

Transferts de masse et de chaleur entre le sol et l'atmosphere: comparaison entre modelisation et experience in situ

Laurent Bruckler, Patrick Bertuzzi, J.C. Gaudu, Yves Brunet, A. Passerat de Silans, P. Balabanis, J.L. Thony, Michel Vauclin

▶ To cite this version:

Laurent Bruckler, Patrick Bertuzzi, J.C. Gaudu, Yves Brunet, A. Passerat de Silans, et al.. Transferts de masse et de chaleur entre le sol et l'atmosphere: comparaison entre modelisation et experience in situ. Etudes sur les transferts d'eau dans le systeme sol-plante-atmosphere. Comptes-rendus des travaux effectues dans le cadre de l'ATP Eau, INRA, 1988. hal-02858534

HAL Id: hal-02858534 https://hal.inrae.fr/hal-02858534

Submitted on 8 Jun 2020

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

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

TRANSFERTS DE MASSE ET DE CHALEUR ENTRE LE SOL ET L'ATMOSPHERE : COMPARAISON ENTRE MODELISATION ET EXPERIENCE IN SITU

L. BRUCKLER, P. BERTUZZI, J.C. GAUDU
Station de Science du Sol, INRA, Domaine de Saint-Paul, BP 91,
84140 MONTFAVET (France)

Y. BRUNET, Station de Bioclimatologie, INRA, Domaine de Saint-Paul, BP 91, 84140 MONTFAVET (France)

A. PASSERAT DE SILANS, P. BALABANIS, J.L. THONY, M. VAUCLIN Institut de Mécanique de GRENOBLE, LH CNRS N° 6, BP 68 38402 SAINT MARTIN D'HERES (France)

I- INTRODUCTION

Cette étude présente une analyse physique et une modélisation des transferts couplés de masse et de chaleur dans les couches superficielles du sol. Ses motivations sont nombreuses, puisque la compréhension des échanges de masse et d'énergie à l'interface sol-atmosphère conditionne de nombreux phénomènes : Citons, à titre d'exemple, la prévision de l'évaporation d'un sol nu ou en début de cycle cultural, la notion de "pluie efficace" utilisée en hydrologie, les phénomènes biophysiques liés à la germination des semences ou à la croissance racinaire précoce, la mise au point des modèles d'inversion de données obtenues par télédétection.

Par rapport aux travaux antérieurs, l'originalité de ce travail réside, nous semble-t-il, dans les points suivants :

- a) une analyse méthodologique approfondie de la détermination de certains coefficients de transfert (hydriques et thermiques) dont la connaissance est cruciale vis-à-vis de la qualité de la modélisation.
- b) un travail comparatif sur différentes versions d'un modèle des transferts de masse et de chaleur dont le formalisme reste basé sur

une approche mécaniste des transferts.

c) une validation "in situ" dans des conditions de structure du sol assez complexes, qui restent ainsi proches de la pratique agricole.

Enfin, il faut souligner que ce travail a été mené dans le cadre d'une étroite collaboration entre les différentes équipes, tant en ce qui concerne la mise au point du plan d'expérience que l'acquisition et l'analyse des données, et la modélisation des transferts à l'interface sol/atmosphère.

II- MODELISATION DES TRANSFERTS

I- Transferts dans le sol

Les équations décrivant, à l'échelle macroscopique, les transferts couplés de masse et de chaleur, dans un sol partiellement saturé, sont données dans le Tableau 1. Ce formalisme général est fondé sur certaines hypothèses :

H1: Le sol est isotrope et non déformable,

H2: L'eau est incompressible et chimiquement pure.

H3: La pression totale de la phase gazeuse (air + vapeur d'eau) est uniforme et égale à la pression atmosphérique. Cela permet de négliger son écoulement et d'utiliser la formulation enthalpique de l'équation de conservation de l'énergie (6).

H4: Dans l'équation (1), le transport d'eau adsorbée (KAY et GROE-NEVELT, 1974) est négligé.

H5 : Le transport de vapeur d'eau (Eq.2) est décrit par un processus fickien.

H6: Dans l'équation (3), l'advection de la chaleur de mouillage due aux gradients de pression (KAY et GROENEVELT, 1974) est négligée.

H7: Les transferts radiatifs et le transport convectif sont négligés dans l'équation (6). Pour un sol humide très perméable, le flux convectif représente au maximum 8 à 10 % du flux conductif (SOPHOCLEOUS, 1979; DUNAND, 1982).

H8: Il n'y a pas de source ni de puits de masse ou de chaleur dans les équations (5) et (6).

H9 : La vapeur d'eau est assimilée à un gaz parfait.

Tableau 1 : Systèmes d'équations relatives aux transferts couplés de masse et de chaleur dans les sols.

Equations describing the coupled heat and mass transfers in the soil.

Equations de flux

Flux de masse en phase liquide : $q_1 = -\rho_1 \{K_{1h}, \nabla_h + D_{1t} \nabla T - K_{1h}, \nabla_p\}$ (1)

Flux de masse en phase gazeuse: $q_v = -\rho_1^* [D_{vh} . \nabla h + D_{vT} . \nabla T]$ (2)

Flux de masse total : $q_m = -\rho_1 [D_h . \nabla h + D_T . \nabla T - K_{1h} . \nabla_z]$ (3)

Flux de chaleur $q_h = -\lambda^a$. $\nabla T - \rho_1 \cdot \Delta h_0 \cdot D_{vh} \cdot \nabla h$ (4)

quations couplées en régime

: $F_1 = \frac{\partial h}{\partial t} + F_2 = \frac{\partial T}{\partial t} = -9 (q_m/\rho_1)$ (3) $C_1 = \frac{\partial h}{\partial t} + C_2 = \frac{\partial T}{\partial t} = -9 q_h$ (6)

Coefficients de transferts

Conductivité hydraulique : $K_{1h} : K_{s} \cdot S_{e}^{n} \left[\int_{0}^{\theta} \frac{d\theta}{h} / \int_{0}^{\theta} \frac{d\theta}{h} \right]^{s}$ (7)

Diffusivité en phase liquide liée : $D_{\parallel T} = K_{\parallel h}$, $\frac{3h}{3T}$ (8 aux gradients thermiques

Conductivité isotherme en phase : $D_{vh} = \frac{1}{a} \cdot a \vee D_{a} \cdot ((0)) \cdot \frac{\partial p_{v}}{\partial h}$ (9)

Diffusivité en phase gazeuse liée aux gradients thermiques : $D_{vT} = \frac{1}{\rho_t} \times 8 \text{ v} \times D_a \times f(\theta) = \frac{3 \rho_v}{3 \text{ T}}$ (10)

Conductivité isotherme globale i D_h * K_{lh} * D_{vh} (11)

Diffusivité globale liée aux gradients de température : $D_T = D_{1T} + D_{vT}$ = (12)

Conductivité thermique apparente : λ ([3]

Coefficients globaux F1, F2, C1, C2:

$$F_{1} = \{1 \pm \frac{\rho_{V}}{\rho_{1}}\} \frac{\partial \theta}{\partial h} + (n \pm \theta_{1})/\rho_{1} + \frac{\partial \rho_{V}}{\partial h}$$
 (14)

$$F_2 = (1 - \rho_v / \rho_l) \frac{\partial \theta}{\partial T} + (n - \theta_l) / \rho_l \cdot \frac{\partial \rho_v}{\partial T}$$
 (15)

$$C_{1} = (n - \theta_{1}) \Delta h_{v} \cdot \frac{\partial \rho_{v}}{\partial h} - (\rho_{1} + \rho_{v} \Delta h_{v}) \frac{\partial \theta}{\partial h}$$
 (16)

$$C_2 = C^* + (n + \theta_1) \Delta h_v \cdot \frac{\partial \rho_v}{\partial T} + (\rho_1 w + \rho_v) \frac{\partial \theta}{\partial T}$$
(17)

H10 : Les phases solide et sluide sont en équilibre thermique local. H11 : L'eau et sa vapeur sont en équilibre thermodynamique. Cela implique que la masse volumique de la vapeur est reliée à la pression capillaire par la loi de KELVIN :

 $\rho_v(h,T) = \rho_{vs}(T) \exp(M_v gh/RT)$

(ρ_{VS} = masse volumique de la vapeur d'eau saturante, h est exprimée en mètres),

On peut montrer (MILLY, 1982) que ces deux dernières hypothèses sont généralement satisfaites, à l'exception peut-être du cas de forts flux d'infiltration dans des matériaux très grossiers. Cette situation est exclue de notre étude.

On doit noter que la pression d'eau h est choisie comme variable descriptive du transfert de masse, contrairement à d'autres modélisation (PHILIP et de VRIES, 1957; LUIKOV, 1966; KAY et GROENEVELT, 1974; BORIES et al.. 1978; CAMILLO et al., 1983, RECAN) qui considèrent l'humidité volumique ou massique. En raison du caractère continu du champ de pression, ce choix permet de modéliser le domaine saturé et non saturé d'une part, les systèmes multi-couches d'autre part.

2- Echanges sol-atmosphère

Pour décrire les transferts de masse et de chaleur dans le continuum sol-atmosphère, les équations (5) et (6) du tableau l, sont couplées à une modélisation de la couche limite de surface. Les équations correspondantes sont rappelées au tableau 2. Elles sont fondées, d'une part sur l'approche de PRANDTL pour décrire les transferts de quantité de mouvement, de chaleur et de masse dans les basses couches de l'atmosphère et d'autre part sur le bilan radiatif à la surface du sol.

Les flux atmosphériques (Eqs 20 et 2!) sont exprimés en termes de résistances aérodynamiques, prenant en compte les fonctions de stabilité ψ_m , ψ_h et ψ_v (PAULSON, 1970) et différentes longueurs de rugosité (BRUTSAERT 1975) pour la vapeur d'eau, la chaleur sensible et la quantité de mouvement.

Pour plus de détails, on pourra notamment se reporter à BRUNET (1984).

Tableau 2 : Equations de continuité à la surface du sol.

Continuity equations at the soil-atmosphere interface.

Equations de continuité à la surface du sol :

$$\cdot q_{m} = \phi_{v} \tag{18}$$

$$q_h = -Rg(l-a) - \epsilon \left(Ra = n T_s^b\right) - \phi_h - \Delta h_v \phi_v$$
 (19)

Flux turbulents dans l'atmosphère :

$$\phi_{v} = (\rho_{v} /_{z=0} - \rho_{va}) / r_{v}$$
 (20)

$$\phi_h = \rho_a C_{na} (T_s - T_a) / r_h$$
 (21)

Résistances aérodynamiques :

$$r_v = \{ Ln(z_a/z_{0v}) - \psi_v(z_a/L) \} \{ Ln(z_a/z_{0m}) - \psi_m(z_a/L) \} /k^2 u_a$$
 (22)

$$r_h = \{ Ln(z_a/z_{0h}) + \psi_h(z_a/L) \} \{ Ln(z_a/z_{0m}) + \psi_m(z_a/L) \} / k^2 u_a$$
 (23)

Le modèle, ainsi décrit brièvement, a été mis en oeuvre pour simuler le comportement thermique et hydrodynamique des couches superficielles du sol de la parcelle expérimentale. Les équations (5) et (6), écrites pour des écoulements unidirectionnels verticaux, ont été résolues par la méthode de GALERKIN appliquée à des éléments finis linéaires, de dimensions variables allant de 0,2 mm près de la surface à 10 cm en bas du profil (z = 80 cm). L'intégration dans le temps est réalisée par le schéma de CRANK-NICOLSON, avec un pas de temps variable (de 30 à 400 s), ajusté automatiquement. A chaque pas de temps, les flux de surface (Eqs 18 et 19) sont estimés par la méthode itérative de NEWTON.

III- MATERIEL ET METHODES

1- Description du site expérimental

Le site expérimental est constitué d'une parcelle de l,l ha sur sol nu, localisée sur le Centre INRA d'Avignon (figure 1). La surface du sol est horizontale, et l'environnement immédiat de la parcelle comprend du sol nu, des cultures (céréales à l'épiaison, maraichage) et des bâtiments. Pour

limiter les effets advectifs dans la direction des vents dominants (N \div S, ou S \div N) et se situer ainsi dans une zone à flux conservatifs, un anneau de garde de 20 à 25 m de large délimite la parcelle expérimentale proprement dite où sont localisées les mesures : Celle-ci forme ainsi une surface carrée de 0,36 ha (60 m x 60 m) située à l'intérieur de la parcelle de 1,1 ha.

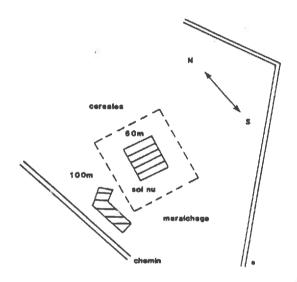


Figure 1 : Situation générale de la parcelle expérimentale.

Map of the experimental field.

L'expérience a été réalisée du 17 au 25 juin 1984, après une forte période pluvieuse en Mai-Juin 1984 (206 mm) qui a dégradé l'état de surface, recouvert d'une croûte de battance d'environ 5 mm d'épaisseur, fortement fissurée à l'état sec.

Au cours de la période d'étude, une irrigation a été effectuée le 19 Juin 1984 par un ensemble d'asperseurs répartis régulièrement sur la parcelle et l'anneau de garde. Cette irrigation a induit une forte hétérogénéité des apports d'eau (Tableau 3). Cette hétérogénéité n'était pas recherchée dans la conception du protocole expérimental.

Tableau 3 : Doses d'Irrigation du 19/06/84 Irrigation amounts (June, 19-84)

N° Asperseur		Dose (mm eau)			
1		13,9			
2		23,1			
3		27,6			
4		29,0			
5	9	29,7	×	±	31,0 mm
6		29,7			
7		33,0	σ	7	7,4 mm
8		36,0			
9		34,7			
10		34,8			
ii ii		38,4			
12		42,0			

2- Caractérisation physique globale du site de mesures

Une analyse physique préliminaire du site de mesure a été effectuée en 52 points de la parcelle expérimentale, répartis de façon régulière sur une grille hexagonale centrée, la distance entre deux points adjacents étant de 10 m (figure 2). Les variables mesurées en chacun de ces points sont :

- la composition granulométrique,
- la masse volumique de terre sèche.

L'analyse de ces deux variables doit ainsi permettre de caractériser l'hétérogénéité constitutive de la parcelle expérimentale.

a) Analyse statistique élémentaire

al) Composition granulométrique :

Le Tableau 4 présente l'ensemble des statistiques élémentaires pour différentes fractions granulométriques et la matière organique totale des 20 premiers centimètres du sol. La variabilité apparaît faible, quelle que soit la variable considérée (CV < 10 %). Cette variabilité prend d'ailleurs proba-

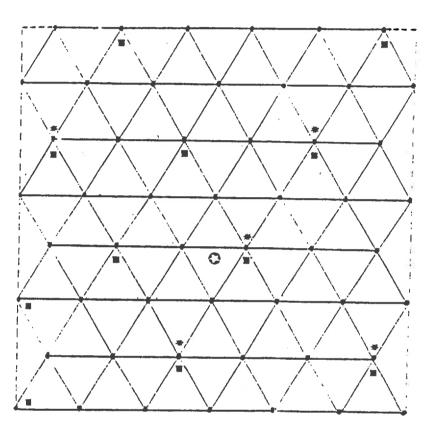


Figure 2 : Grille hexagonale centrée utilisée pour la caractérisation physique du site de mesures :

- #: tubes neutroniques, tensiomètres; conductivité hydraulique à saturation; relations pression effective/teneur en eau (laboratoire).
- ■: profils thermiques et profils gravimétriques de teneur en eau.
- O: mesures climatiques.

Hexagonal grid layout used for the measurements on the experimental field.

- ***:** Neutron probe, tensiometers; saturated hydraulic conductivity; water potential/water content relationship.
- : Temperature and water content profiles.
- 8: Climatic measurements.

Tableau 4 : Statistiques élémentaires relatives à l'analyse granulométrique. Statistics for the soil texture.

		Moyenne	Ecart-Type	Min.	Max.	CY (%)
Argile	(%)	27,2	1,1	25,1	29,6	4,0
Limon Fin	(%)	45,9	l.2	43,8	48,3	2,6
Limon Grossier	(96)	15,8	0.9	13,8	17,8	5,6
Sables Totaux	(%)	11,0	0,9	9,0	13,1	8,3
Mat. Org. Totale	(%)	1,7	0,3	1,6	1.9	4,7

blement en compte une part importante liée aux erreurs de mesures ellesmêmes (tab.5): cette analyse effectuée sur 9 échantillons prélevés en un même point de la grille montre que la variance liée aux erreurs de mesures est du même ordre de grandeur que la variance totale observée à l'échelle de la parcelle. La distribution normale des fractions granulométriques (figure 3, a et b) pourrait ainsi être interprétée en partie comme une distribution normale des erreurs. Au total, la variabilité granulométrique de la parcelle est faible et la distribution de fréquences des différentes fractions est normale.

Remarque : Les analyses granulométriques n'ont porté que sur les 20 premiers cm, compte-tenu de l'importance de cette zone pour les transferts d'eau et de chaleur.

a2) Masse volumique sèche :

Les masses volumiques sèches sont mesurées par une sonde à transmission gamma aux profondeurs suivantes : 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 25 cm (STENGEL et al., 1985). L'erreur totale de mesure est de 0,03 g/cm à 0,05 g/cm. Le tableau 6 et la figure 3 (c et d) présentent les caractéristiques statistiques élémentaires. On constate que jusqu'à 25 cm de profondeur, la masse volumique sèche est très homogène (1,3 g/cm) aussi bien en profondeur que d'un site de mesure à l'autre (CV <5 %). La distribution de fréquences des masses volumiques sèches est normale quelle que soit la profondeur, résultat classique en ce qui concerne cette variable. Des mesures supplémentaires de masse volumique sèche de 30 à 80 cm montrent que sur l'ensemble du

Tableau 5 : Erreurs de mesures relatives à l'analyse granulométrique.

Measurement errors for the soil texture components.

Répétition	Argile (%)	Limons fins (%)	Limons grossiers (%)	Sables totauz (%)	Matières organique totales (%)
1	26,9	48,2	14,7	10,2	1,68
2	28,3	46,4	15,5	9,8	1,68
3	26,9	47,2	14,8	10,6	1,68
# G	29,3	45,2	14,8	10,7	1,68
5	27,5	47,6	14,3	10,6	1,70
6	27,7	47,9	14,3	10,1	1,63
7	27,2	48,5	14,7	9,6	1,70
8	27,3	45,9	15,6	11,2	1,68
9	27,0	47,5	14,8	10,7	1,63
×	27,6	47,2	14,8	10,4	1,68
ø	0,8	1,1	0,5	0,5	0,02
CV (%)	2,9	. 2,4	3,3	4,8	1,2

profil (0-80 cm), le profil moyen de masse volumique sèche doit être schématisé par un système multicouches (figure 4) :

- une couche de 0 à 0,5 cm, correspondant à la croûte de battance fissurée ($\rho_{\rm d}$ = 1,45 g/cm)
- une couche de 0,5 à 30 cm, relative à la couche labourée ($\rho_d = 1,3 \text{ g/cm}$)
- une couche de 30 cm à 80 cm, correspondant au sous-soi non travaillée ($\rho_{\rm d}$ = 1,54 g/cm).

Cette superposition de plusieurs horizons de densités différentes amènera ainsi nécessairement à modèliser les transferts de masse et de chaleur pour un système multicouches.

b) Analyse géostatistique élémentaire

L'analyse précédente montre que dans l'ensemble, la parcelle expérimentale est homogène, mais ne donne aucune indication sur l'éventuelle présence d'une structure spatiale des variables considérées. Les figures 5a) et 5b)

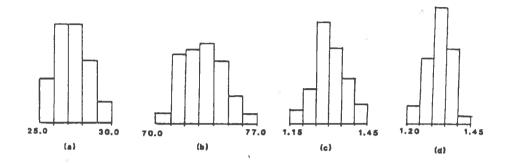


Figure 3 : Distributions de fréquence observées :

- (a) teneur en argile (%)
- (b) teneur en "argile + limon fin" (%)
- (c) masse volumique (gr/cm³ à 5 cm)
- (d) masse volumique (gr/cm³ à 19 cm)

Observed frequency distributions:

- (a) clay content (%)
- (b) "clay + loam" content (%)
- (c) bulk density (depth = 5 cm)
- (d) bulk density (depth = 19 cm)

Tableau 6: Statistiques élémentaires relatives à la masse volumique sèche (g/cm^3) , n=52 pour chaque profondeur).

Statistics for the dry bulk density (g/cm^3) , n=52 for each depth).

Projondeur	Moyenne	Ecart-type	Min.	Max.	CV (%)
3 cm	1,27	0,050	1,18	1,03	3,9
5 cm	1,30	0,056	1,18	1,42	4,3
7 cm	1,31	0,050	1,24	1,41	3,8
9 cm	1,32	0,048	1,21	1,42	3,6
II cm	1,33	0,052	1,22	1,43	3,9
13 cm	1,34	0,052	1,22	1,47	3,9
15 cm	1,33	0,047	1,22	1,44	3,3
17 cm	1,33	0,043	1,23	1,41	3,3
19 cm	1,32	0,043	1,22	1,43	3,2
25 cm	1,32	0,048	1,18	1,45	3,6

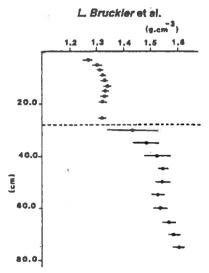


Figure 4 : Profil de masse volumique sèche moyen du site expérimental. (Les barres horizontales correspondent à l'intervalle de confiance à 95 %).

Mean bulk density profile of the experimental field (the horizontal bars represent the confidence interval at the 95 % level).

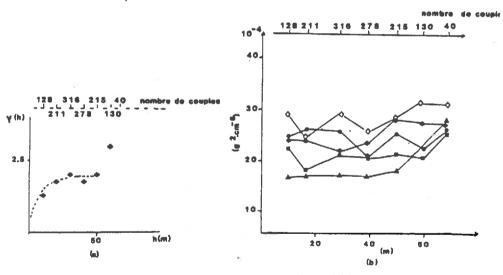


Figure 5 : Semi-variogrammes bruts moyens pour les variables :

- argile + limon (a)
- masse volumique sèche (b). (Les symboles correspondent aux côtes de mesures).

Experimental semi-variograms:

- .- (a): "clay + loan" content (%)
- (b): bulk density (the symbols of the figures correspond to the depth of measurements).

représentent les semi-variogrammes bruts moyens pour la variable granulométrique "Argile + Limon" et pour la masse volumique sèche par côte de mesure.

Les semi-variogrammes relatifs à la masse volumique sèche correspondent à une structure aléatoire, l'effet de pépite étant probablement lié à l'erreur de mesure : ainsi, sur la figure 5b), les variances de 20.10⁻⁴ g cm⁻⁶ et 30.10⁻⁴ g cm⁻⁶ correspondent à des écarts-types respectifs de 0,04 à 0,05 g/cm, ce qui coîncide bien avec l'ordre de grandeur de l'erreur de mesure.

Par contre, le semi-variogramme relatif à la variable granulométrique choisie montre une structure spatiale avec une portée de 20 à 30 m. Ce résultat suggère ainsi l'implantation des sites de mesures relatifs aux transferts de masse et de chaleur dans le sol à des distances minimales de l'ordre de 20 m, afin de considérer les observations comme spatialement indépendantes. Dans cette optique, on utilise ainsi la granulométrie comme un indicateur global à l'échelle de la parcelle des transferts de masse et de chaleur qui s'y opèrent.

La figure 2 présente l'implantation des sites de mesures sélectionnés sur ce critère avec leurs équipements respectifs.

Ainsi, 5 sites ont été équipés chacun d'un tube d'accès pour humidimètre neutronique (0,80 cm) et de 5 tensiomètres aux profondeurs z=15, 30, 45, 60 et 80 cm. Douze sites ont été munis de sondes thermiques (thermorésistances platine) implantés horizontalement aux cotes z=1, 2, 6, 11 et 26 cm.

De plus, un mât a été installé au centre de la parcelle afin de mesurer (4 niveaux, z = 38, 54, 92 et 128 cm) les profils de vent, de températures sèches et humides dans l'air. Les différentes composantes du rayonnement (solaire incident réfléchi, net) ont également été mesurées. Toutes ces informations, à l'exception des mesures neutroniques et tensiométriques (mesures journalières) ont été acquises automatiquement au pas demi-horaire. Chaque jour (15-16 h), les profils d'humidité au voisinage des senseurs thermiques ont été mesurés sur (0,30 cm) par prélèvements et pesées.

c) Conclusion

L'analyse statistique et géostatistique précédente amène à considérer

la parcelle comme globalement homogène, mais présentant une structure spatiale pour la fraction granulométrique "Argile + Limon". Le plan d'échantillonnage qui en découle est conforme à ces informations et la méthodologie choisie pour cette analyse préliminaire constitue ainsi un outil nécessaire pour la mise en place d'un plan d'expérience.

3- Caractérisation hydrodynamique de la parcelle expérimentale

a) Relations pression effective/teneur en eau (h(θ)).

Dans le cadre de cette expérience relative aux transferts de masse et de chaleur, la connaissance de la relation $h(\theta)$ doit répondre à 3 exigences rarement rencontrées simultanément dans la littérature :

- couvrir une très large gamme de teneur en eau, la surface du sol nu pouvant présenter une humidité très faible en régime évaporatif,
- prendre en compte la variabilité spatiale à l'échelle de la parcelle,
- prendre en compte l'existence de plusieurs horizons structuraux.

Les figures 6a) et 6b) présentent les relations expérimentales $h(\theta)$ obtenues pour le deuxième horizon (0,5 à 30 cm) et pour une large gamme de teneur en eau : la figure 6a) correspond à la gamme tensiométrique, pour laquelle les valeurs $h(\theta)$ obtenues in situ à partir des mesures tensiométriques et neutroniques sont comparées avec celles mesurées en laboratoire (agrégats 2-3 mm et presse à membrane). Si on prend en considération les valeurs moyennes, on constate que la mesure en laboratoire sur agrégats ne présente pas (ou peu) de biais par rapport aux mesures "in situ" qui prennent en compte la structure du sol en place. La figure 6b) correspond à des teneurs en eau très faibles, les mesures de pression étant réalisées sur presse à membrane ou par mise en équilibre avec des phases gazeuses à humidité relative connue. Conformément à la faible variabilité granulométrique de la parcelle, la relation $h(\theta)$ présente également une faible variabilité : Quelle que soit la valeur de la pression, l'écart-type sur la teneur en eau volumique est toujours inférieur à 0,01 cm /cm pour les 5 sites de mesures sélectionnés.

La figure 7 compare dans la gamme tensiométrique les relations $h\left(\theta\right)$ entre les horizons (0,5-30 cm et 30-80 cm). Il apparaît une différence marquée entre les deux horizons lorsque h > -200 cm, peut-être liée à une

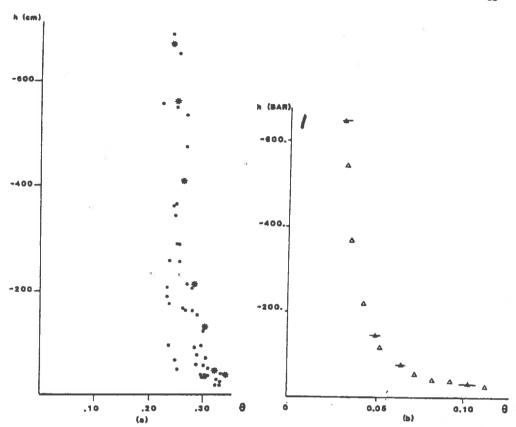


Figure 6 a : Relations expérimentales "pression effective/teneur en eau" :

• : mesures tensiométriques et neutroniques "in situ"

#: mesures en laboratoire (presse à membrane)

Experimental water content/water potential relationship

• : tensiometer and neutron probe measurements

#: laboratory measurements

Figure 6 b : Relations expérimentales "pression effective/teneur en eau" : Δ : mesures en laboratoire (les barres horizontales correspondent $a \pm 2 \sigma$)

Δ: valeurs ajustées

Experimental water content/water potential relationship

A: laboratory measurements (the horizontal bars represent

±2 standard deviations)

 Δ : fitted values

L. Bruckler et al.

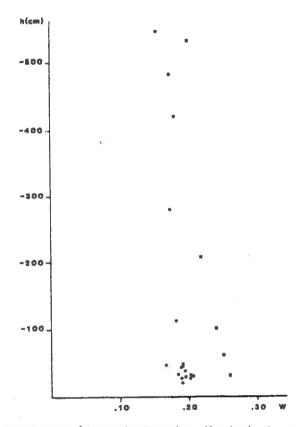


Figure 7 : Relations expérimentales "pression effective/teneur en eau".

- mesures tensiométriques et neutroniques "in situ" (horizon 30-80 cm)
- mesures en laboratoire (presse à membrane, horizon 0,5 à 30 cm).

Experimental water content/water potential relationship

- tensiometer and neutron probe measurements (30-80 cm)
- laboratory measurements (0-30 cm)

légère différence dans la composition granulométrique avec la profondeur. Cette différenciation hydrostatique constitue une raison supplémentaire pour concevoir un modèle multicouche de transferts.

b) Relations conductivité hydraulique/teneur en eau (K(θ)).

La conductivité hydraulique $K(\theta)$ dans le domaine non saturé a été estimée à l'aide du modèle de MUALEM (MUALEM, 1976). Ce modèle

fondé sur une modélisation capillaire permet d'estimer (Eq. (7), tableau 1) à partir de la relation h (θ) la conductivité hydraulique relative du milieu définie par :

$$K_{r}(\theta) = \frac{K(\theta)}{K_{s}} \tag{1}$$

K_r (θ) : conductivité hydraulique relative du milieu

K (θ) : conductivité hydraulique (m.sec⁻¹)

K_s : conductivité à saturation (m.sec⁻¹)

La connaissance de la conductivité à saturation permet alors d'estimer la conductivité en milieu non saturé selon (1).

$$\hat{K}(\theta) = \hat{K}_s \cdot \hat{K}_r(\theta)$$
 (2)

Compte-tenu de la bonne connaissance des relations h (0), d'un effort méthodologique important mis en oeuvre pour les mesures de la conductivité à saturation, et par souci de simplification du dispositif expérimental, le choix du modèle de MUALEM semble justifié. Cependant, ce choix sous-entend l'hypothèse de la validité du modèle de MUALEM pour les trois horizons structuraux sur l'ensemble du domaine non-saturé.

- Mesure de la conductivité hydraulique à saturation pour les horizons 2 (0,5-30 cm) et 3 (30-80 cm)

Pour ces deux horizons, la mesure de la conductivité à saturation est effectuée en laboratoire sur des cylindres prélevés "in situ". Les mesures ont porté sur 12 échantillons pour la deuxième couche et 5 échantillons pour la troisième couche. La méthode, classique, est fondée sur la mesure simultanée des débits et des charges et sur l'utilisation de la loi de DARCY. Sur l'ensemble des résultats, la loi de DARCY est bien vérifiée pour la gamme des charges testées (régime laminaire).

- Mesure de la conductivité à saturation pour la croûte de battance

La structure de la croûte de battance et son épaisseur imposent

l'utilisation d'une méthode de mesure non destructive et reproductible d'un point à un autre. La méthode choisie consiste à mettre en place un système de micro-irrigation à la surface du sol (goutte à goutte) (BOIFFIN, 1984). L'analyse des relations "surface de la croûte saturée/débit" permet sous certaines hypothèses d'obtenir une estimation de la conductivité à saturation.

Hypothèses:

- le régime d'infiltration est permanent.
- = les transferts d'eau sont unidirectionnels (verticaux).
- la croûte de battance est saturée.

Sous ces hypothèses, la loi de DARCY prend la forme simplifiée :

où
$$S = \frac{1}{K_{SC}} \cdot (\frac{\Delta V}{\Delta t})$$
 (3)

S : surface saturée de la croûte (m²)

K_{sc} : conductivité de la croûte de battance à saturation (m/sec)

 $(\Delta V/\Delta t)$: débit d'infiltration à la surface du sol (m³/sec)

La figure 8 donne un exemple de trois surfaces saturées obtenues successivement au même point sur un site pour trois débits d'infiltration imposés et la figure 9 montre l'ensemble des relations "surfaces saturée/débit" obtenues pour 12 sites de mesures sur la parcelle expérimentale : la variabilité observée est importante puisque l'on obtient un large faisceau de segments de droites. Pour valider la méthode de mesure choisie et les hypothèses faites (notamment celles de la nullité du gradient de potentiel matriciel dans la croûte de battance), une étude sur modèle numérique a été entreprise. Elle est fondée sur la résolution de l'équation de RICHARDS pour un régime d'infiltration à deux dimensions. Sans développer en détail la méthode utilisée, on peut montrer que l'estimation de la conductivité à saturation par cette méthode est généralement biaisée (figure 10). En effet, en partant d'une valeur imposée $\frac{1}{1000} = 1,2.10^{-1000}$ m/sec introduite dans la modélisation, la génération des relations "surface saturée/débit" amène à réestimer respectivement $\frac{1}{1000} = 1,7.10^{-1000}$ m/sec (sans évaporation) ou $\frac{1}{1000} = 1,8.10^{-1000}$ m/sec (avec évaporation).

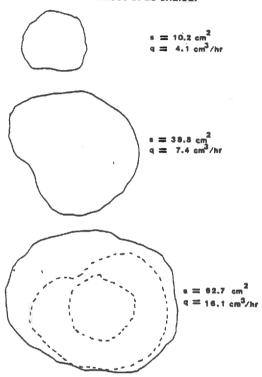


Figure 8: Exemples de surfaces saturées à la surface du sol par micro-irrigation sur une croûte de battance (méthode de mesure de K₃)

Saturated patches at the soil surface obtained with à trickle irrigation on the soil surface crust (measurement method for the saturated hydraulic conductivity).

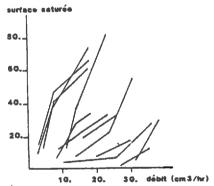


Figure 9 : Relations expérimentales "Surface saturée/débit" obtenues par micro irrigation sur une croûte de battance (méthode de mesure de K_s)

Experimental "saturated soil surface/water flow" relationships after a trickle irrigation on the soil surface crust.

La méthode expérimentale utilisée ne semble donc que pouvoir fournir l'estimation d'un majorant de la conductivité.

y- Synthèse des résultats

Le Tableau 7 donne l'ensemble des résultats pour chaque horizon selon les méthodes présentées plus haut. Les trois horizons bien différenciés par leur état structural le sont aussi par la valeur moyenne des conductivités à saturation. On remarquera la forte variabilité (CV = 100 %) corroborant ainsi de nombreux résultats acquis dans la littérature et relatifs à ce paramètre de transfert.

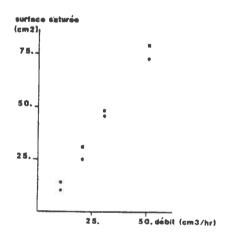


Figure 10 : Relations calculées "Surface saturée/débit" obtenues par microirrigation sur une croûte de battance (méthode de mesure de K_s) K_s utilisée dans la modélisation : 1,2.10⁻⁷ m/sec.

■ ETR = 0 : K_s réestimé par régression linéaire : 1,7.10⁻⁶ m/sec

• ETR = 0,3 mm/h : \hat{K}_s réestimé par régression linéaire : 1,8.10⁶ m/sec

Calculated "saturated soil surface/water flow" relationships after a trickle irrigation on the soil surface crust ($K_c = 1,2.10^{-7}$ m/sec).

• : without evaporation $(\widehat{K}_s = 1,7.10^{-6} \text{ m/sec})$ • : with evaporation (0.3 mm/hr) $(\widehat{K}_s = 1,8.10^{-6} \text{ m/sec})$.

Tableau 7 : Conductivités à saturation pour chaque horizon structural

Saturated hydraulic conductivity measurements for each layer.

Horizon	Méthode de mesure	K _s (m.sec*1)	g (m.sec ⁻¹)	cv (%)	n.
l: Croûte de battance 0 à 0,5 cm	trrigation localisée	2,8.10 ⁻⁶	3,0.10 ⁻⁶	107	12
2: Couche labourée 0,5 à 30 cm	Relation débit/charge	1,3.10**	1,4.10-4	107	12
3: Sous-soi 30 à 80 cm	Relation débit/charge	9,6.10-6	10,0.10-6	10,4	5

c) Conclusion

Si la connaissance des relations $h(\theta)$ semble satisfaisante, elle est plus incertaine en ce qui concerne la relation $K(\theta)$, soit pour des problèmes de mesure (conductivité de la croûte de battance), soit de méthode (validité a priori du modèle de MUALEM). De même, la variabilité des relations $h(\theta)$ est limitée, mais celle de la conductivité à saturation est très élevée. Enfin, la différenciation structurale des trois horizons correspond à une différenciation hydrodynamique importante à prendre en compte au cours de la phase de modélisation.

4- Caractérisation thermique de la parcelle expérimentale

La caractérisation thermique de la parcelle "in situ" doit aboutir au calcul de la capacité calorifique de chaque horizon (C (θ)), et de la conductivité thermique apparente du sol en place (χ^* (θ)).

a) Capacité calorifique (C (0)).

Cette grandeur n'a pas fait l'objet de mesure directe : elle est estimée à partir des fractions volumiques de chaque constituant du sol (solide, liquide, gaz) et de la capacité calorifique volumique de chaque constituant (de VRIES, 1966).

$$C (\theta) = \sum_{i} x_{si} C_{si} + \theta C_{w} + (n - \theta) C_{a}$$
 (4)

Xsi : fraction volumique du constituant "i" de solide

θ : teneur en eau volumique

n : porosité totale

 C_{si} , C_{w} , C_{a} : capacité calorifique volumique de chaque constituant de solide, de l'eau et de la phase gazeuse.

b) Conductivité thermique $(\lambda^*(\theta))$.

- Caracterisation in situ

La mesure de la diffusivité thermique "in situ" $\alpha(\theta)$ à partir de mesures de températures du sol à différentes profondeurs (1, 2, 6, 11, 26 cm) et de profils obtenus par prélèvements permet d'estimer la conductivité thermique λ (θ) selon la relation :

$$\lambda^*(\theta) = \alpha(\theta) \cdot C(\theta)$$
 (5)

L'estimation de la diffusivité thermique "in situ" a fait l'objet d'une étude méthodologique approfondie portant sur les différentes méthodes employées classiquement. Dans tous les cas, l'hypothèse de base suppose la validité de l'équation de conduction thermique linéaire. A partir de l'évolution connue de la température à un niveau, le principe consiste à générer pour différentes valeurs de diffusivité thermique la température du sol à un deuxième niveau que l'on cale au mieux sur les mesures.

Une revue bibliographique (VAUCLIN et al., 1978) montre que sur le plan théorique, il existe plusieurs méthodes dont les hypothèses d'application ne sont ni identiques, ni toujours claires ; sur le plan pratique, plusieurs auteurs donnent des valeurs brutes de α mais rarement de relations expérimentales α θ).

Quatre méthodes sont plus ou moins classiquement utilisées :

- la méthode du stock thermique qui est l'analogue, dans le domaine thermique, de la méthode du bilan hydrique. Il est dans ce cas nécessaire de bien connaître le flux thermique à une cote donnée (flux-mètre) ou de déterminer à chaque instant la cote du plan de flux thermique nul.
- la méthode numérique fondée sur la résolution de l'équation de conduction par une technique numérique classique. Dans ce cas, α est considérée comme constante sur une couche de sol et il faut bien connaître les conditions

aux limites supérieure et inférieure de la couche considérée (3 cotes de mesure au minimum).

- la méthode harmonique, fondée sur la décomposition en série de FOURRIER de la température à une profondeur donnée. Dans ce cas, l'hypothèse relativement forte introduite suppose l'existence d'un régime périodique établi et l'estimation se fait sur une période de 24 heures.
- La méthode du produit de convolution, avec ou sans profil initial uniforme. Dans ce cas, il est nécessaire de bien connaître le profil initial et l'estimation peut se faire sur des temps inférieurs à une période de 24h.

La figure 11 présente les résultats obtenus avec les deux dernières méthodes (cas du profil initial non uniforme), en confondant tous les sites de mesure et toutes les couches de 1 à 26 cm de profondeur. D'une façon générale, il y a une concordance satisfaisante dans les estimations des valeurs moyennes entre ces deux méthodes, lorsque les estimations α (θ) sont effectuées en regroupant des classes de teneurs en eau. Par contre, la variabilité de l'estimation diffère de façon sensible d'une méthode à l'autre.

La figure 12 présente les valeurs de conductivités thermiques obtenues par les équations (4) et (5) à partir de l'estimation de la diffusivité thermique α (θ). Les estimations moyennes $\tilde{\lambda}$ (θ) restent proches pour les deux méthodes.

Par contre, on constate que le modèle de VRIES fournit une estimation systématiquement plus élevée de la conductivité thermique (50 à 100 %) sur tout le domaine de teneur en eau. Les mêmes remarques peuvent être faites pour le modèle de JOHANSEN (1975).

β- Mesures en laboratoire

Des comparaisons entre les estimations de la conductivité thermique obtenues "in situ" et en laboratoire ont été effectuées : Dans ce dernier cas, le conductivimètre employé est un cylindre métallique contenant du sol et passant d'une température d'équilibre T_1 à une température T_2 .

L'estimation est faite par résolution de l'équation de conduction thermique dans le cylindre en régime transitoire (en prenant en compte le cylindre métallique, le sol, le capteur de température au centre de la cellule - figure 13) par la méthode des éléments finis (BRUCKLER et al., 1985). Le calage

de $\lambda^*(\theta)$ est effectué sur l'évolution de la température mesurée au cours du temps au centre de la cellule. Les résultats obtenus confirment les mesures obtenues "in situ" et par conséquent, les réserves relatives aux modèles classiquement utilisés.

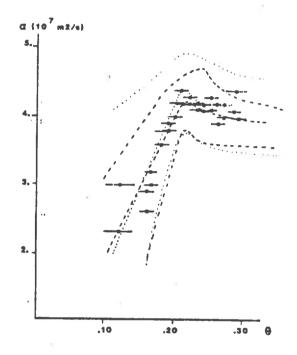


Figure 11 : Relations expérimentales diffusivité thermique/teneur en eau volumique.

 \blacksquare , ----: méthode du produit de convolution. Les trois courbes pointillées correspondent à $\overline{\alpha}$, $(\overline{\alpha} - \sigma)$, $(\overline{\alpha} + \sigma)$

• , ... : méthode harmonique. Les trois courbes pointillées correspondent à $\bar{\alpha}$, $(\bar{\alpha} - \sigma)(\bar{\alpha} + \sigma)$

Thermal diffusivity/volumetric water content relationships (the dashed lines correspond to $\bar{\alpha}$ ($\bar{\alpha}$ - σ), ($\bar{\alpha}$ + σ)

, --- : convolution method

. : harmonic method

c) Conclusion

Pour la couche 0,5 cm à 30 cm, les méthodes d'estimation utilisées "in situ" et en laboratoire donnent des estimations convergentes de la relation $\lambda^{-*}(\theta)$, qui est ainsi connue avec une précision satisfaisante. Par contre, il est très douteux de pouvoir utiliser un modèle du type de celui proposé par de VRIES pour un sol quelconque dans une optique prévisionnelle, sans une vérification expérimentale et un paramètre de calage.

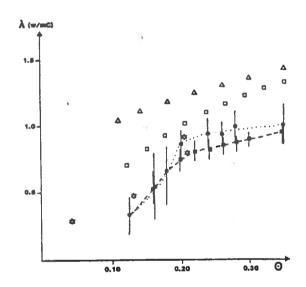


Figure 12 : Relations "conductivité thermique/teneur en eau volumique"

Δ : modèle de de VRIES

: modèle de JOHANSEN

.... : méthode harmonique (±σ)

: méthode du produit de convolution (±σ) avec profil initial

non uniforme

 \star : mesures en laboratoire (1,18 \leqslant ρ_d \leqslant 1,37 g/cm³

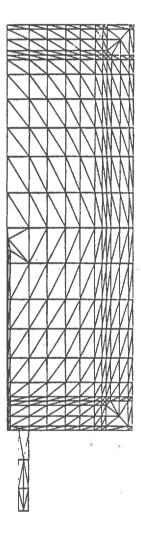
Thermal conductivity/volumetric water content relationships

Δ : DE VRIES modelling

☐ : JOHANSEN modelling

: harmonic method (±0)

: convolution method (non uniform initial profiles) (±σ)



centre de la cellule

Figure 13 : Maillage par éléments finis triangulaires de la cellule du conductivimètre utilisé en laboratoire (Le schéma ne représente que la moitié droite de la cellule de mesure).

Half cylinder used for the thermal conductivity measurements in laboratory : grid layout for the finite element method used for the calibration.

5- Paramètres relatifs à la surface du sol

A partir des mesures atmosphériques, il nous faut également déterminer les paramètres de la surface du sol nécessaires à la modélisation, à savoir l'albedo et la longueur de rugosité.

a) Détermination de l'albedo : a (θ,t)

L'albedo est calculée à partir des mesures du rayonnement global incident et réfléchi. Une normalisation en fonction de l'heure solaire a été effectuée, mettant ainsi en évidence le rôle de la teneur en eau à la surface du sol (mesurée à 5 mm de profondeur par prélèvements gravimétriques). On obtient finalement la loi suivante :

$$\alpha_0 = 0.38 \left(\frac{n-\theta}{n}\right) + 0.08 \frac{\theta}{n}, \quad \sin \theta > 0.220 \text{ cm}^3/\text{cm}$$

$$\alpha_0 = 0.24 \qquad , \quad \sin \theta < 0.220 \text{ cm}^3/\text{cm}$$

$$(n = \text{porosité totale})$$

f(t) donné par MENENTI (1984)

b) Détermination de la longueur de rugosité (z_{nm}).

La longueur de rugosité z_{0m} a été estimée par l'analyse des profils de vent en conditions neutre et modérément stable. La méthodologie est décrite par SAUGIER (1974) et donne en valeur moyenne $z_{0m} = 1,75.10^{-4}$ m.

Notons que cette valeur est faible (surface très lisse) et que sur la période de dessèchement du sol, le vent avait une direction générale Nord-Sud, sauf pour les deux premiers jours où il venait du Sud avec une faible intensité. Dans ce dernier cas, une valeur obtenue avec la même méthode $z_{0m} = 2.10^{-3}$ m semble plus correcte.

IV- RESULTATS : COMPARAISON ENTRE LES PREVISIONS DU MODELE ET LES MESURES IN SITU.

Pour la comparaison entre le modèle et l'expérience, la période utilisée va du 19 Juin 1984 à 11 heures au 25 Juin 1984 à 15 heures.

Cette période est elle-même scindée en deux phases successives :

- du 19 Juin au 21 Juin (17 heures), phase de calage,
- du 21 Juin au 25 Juin, phase de validation.

La figure 14 situe ces deux périodes par rapport à l'évolution moyenne du profil hydrique : la période de calage se situe entre un état hydrique humide, après irrigation, et un état hydrique relativement desséché en surface. La période de validation correspond à un régime évaporatif plus lent avec l'existence d'un mulch en surface déjà formé le 21 Juin.

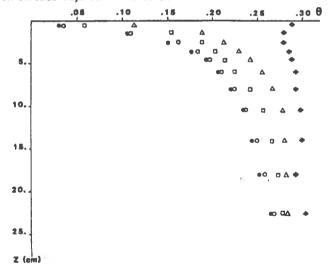


Figure 14 : Evolution moyenne des profils de teneur en eau volumique sur parcelle pour les périodes de calage et de validation.

Mean volumetric water content profiles on the experimental field during the calibration and the validation stages

•	17 juin 1984	•	June 17-84
#	19 juin 1984	#	June 19-84
Δ	20 juin 1984	4	June 20-84
	22 juin 1984		June 22-84
0	25 juin 1984	0	June 25-84

Tableau 8 : Modes d'estimation des principaux coefficients de transfert.

Summary of the estimation methods for each transfer parameter

TYPE DE TRANSFERTS	HORIZONS	ESTIMATIONS DES COEFFICIENTS DE TRANSFERT
	1	κ ₁ (θ) = κ _{c1} (θ) . κ _{si}
Phase		Modèle de MUALEM - Estimation biaisée de K _{el}
Liquide	2	K ₂ (8) = K _{r2} (8) . K _{s2}
ridatae		Modèle de MUALEM - K _{s2} estimée sur 12 échantillons
	3	K ₃ (0) = K _{c3} (0) . K _{s3}
		Modèle de MUALEM - K ₃₃ estimée sur 3 échantillons
	I	λ_1^* (0) = a_1 , λ_2^* (0) Pas de mesure directe - facteur d'affinité possible a_1
Chaleur	2	λ ₂ (6) : Mesures en laboratoire et "in situ"
	3	λ_3^* (0) = a_3 , λ_2^* (0) Pas de mesure directe - lacteur d'allinitié possible a_3
	I	
Phase	2	Pas de mesures directes. Différents modèles d'estimation
Gazeuse	3	passibles

1- Nécessité d'une phase de calage du modèle

Le tableau 8 résume l'information acquise sur les principaux coefficients de transfert nécessaires à la modélisation. Dans l'ensemble, il apparaît que :

- pour la phase liquide, les résultats de la modélisation sont entièrement conditionnés par la validité du modèle de MUALEM. Il semble donc indispensable de connaître par une étude préliminaire la sensibilité du modèle à l'estimation de la conductivité hydrique et de s'interroger sur l'adéquation du modèle de MUALEM.
- pour une phase gazeuse, aucune information expérimentale n'est disponible. Une phase de calage est donc nécessaire vis-à-vis de ces coefficients.
- pour les transferts de chaleur, l'information expérimentale semble satisfaisante : seuls des facteurs d'affinité a et a pour les horizons 1 et 3 sont envisageables, compte-tenu des différences de densités entre ces horizons.

2. Choix des procédures de calage

Compte-tenu de la bonne connaissance expérimentale relative aux coefficients de transfert thermique, notre effort a porté essentiellement sur le calage des coefficients de transfert en phases liquide et gazeuse. Nous présenterons les différents choix méthodologiques réalisés et nous essaierons ensuite d'en faire la synthèse.

a) Transferts en phase liquide

* Rappel sommaire relatif au modèle de MUALEM.

MUALEM propose une estimation de la conductivité hydraulique dont la formulation générale est la suivante :

$$\hat{K} = K_s \cdot S_e^{n} \left[\int_0^\theta \frac{d\theta}{h} / \int_0^{\theta} \frac{d\theta}{h} \right]^2$$
 (7)

n : terme d'ajustement

K : conductivité à saturation

S : taux de saturation défini par :

$$S_{e} = (\theta - \theta_{r}) / (\theta_{s} - \theta_{r})$$

Outre l'admission d'un certain nombre d'hypothèses relatives au modèle capillaire choisi, la formulation proposée suppose en plus la connaissance de plusieurs paramètres :

- * θ_r ", teneur en eau résiduelle, qui correspond à une limite asymptotique de la relation h (θ). MUALEM estime ce paramètre par ajustement (moindres carrés) sur le terme θ_r d'une relation de la forme :

$$\frac{\theta - \theta_{r}}{\theta - \theta_{r}} = \left[\frac{h}{h_{s}}\right]^{-\lambda} \tag{8}$$

Nous avons intégralement conservé ce mode d'estimation qui, notons-le, est assez sensible aux nombre de couples (h_i, θ_i) mesurés expérimentalement et qui suppose que le sol choisi réponde effectivement à une loi de la forme (8).

- "n", paramètre empirique, estimé statistiquement par MUALEM en testant son modèle sur une série d'échantillons à structure continue :

MUALEM propose une valeur moyenne n = 0,5 , mais cette valeur peut varier individuellement d'un échantillon à l'autre. Ce paramètre est donc a priori entaché d'une part notable d'incertitude.

* Choix proposés pour le calage de la conductivité hydraulique

En introduisant dans le modèle de MUALEM un facteur d'affinité "a", ce modèle s'écrit :

$$\hat{K} = a \cdot K_s \cdot S_e^{-n} \left[\int_0^\theta \frac{d\theta}{h} / \int_0^\theta \frac{d\theta}{h} \right]^2$$
 (9)

Cette formulation plus générale étant retenue, deux choix possibles de calage ont été retenus :

ler choix : "n" étant fixé, calage uniquement sur le facteur d'affinité "a". Ce calage assez simple correspond simplement à une transformation homothétique de l'estimation \hat{K} (θ).

2ème choix : calage simultané sur les paramètres "a" et "n", cette procédure devant être plus souple que la précédente.

b) Transferts en phase gazeuse

La méconnaissance expérimentale des transferts en phase gazeuse nous a également amenés à proposer deux choix possibles :

ler choix : En faisant l'hypothèse que dans les phénomènes de diffusion gazeuse c'est la porosité structurale à l'air qui joue un rôle prépondérant, il semble envisageable d'introduire ce terme dans la formulation du coefficient de diffusion gazeuse dans un sol : On peut alors proposer la forme empirique générale $D_s = b.n_{sa}$. D_a

avec : b : paramètre d'ajustement

n_{ea} : porosité structurale libre à l'air

Da : coefficient de diffusion gazeuze dans l'air.

2ème choix : En se basant sur des résultats proposés dans la bibliographie (LAI et al., 1976), on choisit :

$$D_s = (n - \theta)^{5/3} \cdot D_a$$

avec n : porosité totale

c) Synthèse sur les choix de calage proposés

En limitant à 2 le nombre de paramètres calés, deux choix de calage ont été proposés et testés :

ler choix : Pour la phase liquide, calage sur le facteur d'affinité "a" et simultanément, calage sur le facteur d'affinité "b" relatif à la phase gazeuse : il s'agit donc d'un calage sommaire pour chaque phase mais qui affecte simultanément les transferts liquides et gazeux.

2ème choix : Calage simultané des termes "a" et "n" relatifs à la phase liquide et utilisation des résultats proposés dans la bibliographie pour la phase gazeuse. Dans ce cas, on met l'accent sur la phase liquide qui conditionne très fortement la forme des profils hydriques calculés.

Dans la suite de ce travail; nous présenterons séparément les résultats de ces deux approches en tentant de dégager des conclusions de synthèse sur l'ensemble des résultats.

3-Résultats obtenus : essais de calage et de validation des modèles

a) <u>Première procédure de calage</u>: Choix d'un facteur d'affinité pour la conductivité hydraulique et le coefficient de diffusion en phase gazeuse dans le sol.

-Méthodologie choisie

La figure 15 présente la situation sur le plan hydrique le 19 juin 1984 (12 sites de mesures gravimétriques, début de la phase de calage). On constate que la variabilité hydrique est importante (irrigation hétérogène obtenue par asperseur) et que les différents profils initiaux sont dans l'ensemble translatés les uns par rapport aux autres : Autrement dit, il est possible de classer l'ensemble de ces situations locales comme étant "humides", "moyennes" ou "sèches".

De plus, l'analyse des coefficients de corrélation de rang entre les stocks d'eau (0-25 cm) au cours du temps (tableau 9) montre que ces coefficients sont relativement élevés, bien que les prélèvements d'un jour à l'autre ne soient pas exactement au même endroit : il en découle que les situations initiales locales les plus humides restent les plus humides au cours du temps et de même pour les plus sèches. Il est donc possible de définir trois types de situations initiales contrastées (figure 16) qui correspondent à un profil humide ($\bar{\theta}+\sigma$), un profil moyen (θ) et un profil plus sec ($\bar{\theta}-\sigma$), ces classements étant conservés au cours du temps. L'intérêt de cette distinction de trois situations typiques réside dans le fait que l'on pourra caler le facteur d'affinité de la conductivité hydraulique "a" sur un domaine restreint de teneur en eau (situation $\bar{\theta}-\sigma$), en vérifiant ensuite si ce calage reste valide lorsque l'on agrandit progressivement de domaine de teneur en eau choisi (situations $\bar{\theta}$, $\bar{\theta}+\sigma$).

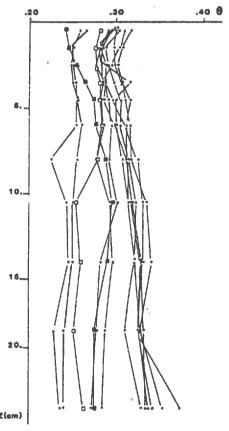


Figure 15 : Profils initiaux de teneurs en eau volumique sur la parcelle expérimentale (19 juin, 11 heures, 12 sites de mesures).

Initial volumetric water content profiles on the experimental

field (June 19, 11 A.M., 12 locations of measurements)

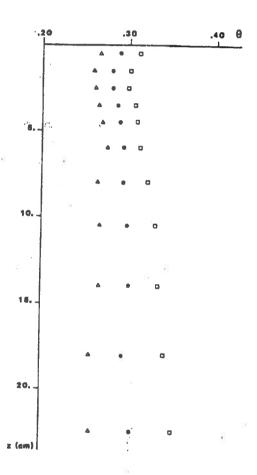


Figure 16 : Profils initiaux de teneur en eau volumique sur la parcelle expérimentale (19 juin, 11 heures).

Δ: 0 - σ

• : 0

□: θ + σ

Initial volumetric water content profiles on the experimental field.

Δ: θ - σ

·• : θ

□: θ + σ

Tableau 9 : Matrice des coefficients de corrélation de rang des stocks d'eau (0-25 cm)

Rank correlation coefficients matrix for the water storage between 0 and 25 cm.

Jour	19 Juin	20 Juin	21 Juin	22 Juin	23 Juin	25 Juir
19 Juin	1,00	0,65	0,62	0,70	0,80	0,73
20 Juin		1,00	0,34	0,75	0,41	0,65
21 Juin			1,00	0,48	0,60	0,74
22 Juin				1,00	0,67	0,82
23 Juin		ie.			1,00	0,77
25 Juin						1,00

β Résultats

La Figure 17 montre le calage obtenu sur les profils hydriques du 21 juin (phase de calage, situation $\tilde{\theta}$ - σ). Dans l'ensemble, les résultats obtenus semblent assez satisfaisants bien que la simulation surestime systématiquement les teneurs en eau calculées. En conservant le calage obtenu, la figure 18 présente les profils hydriques expérimentaux et simulés pour la date du 25 juin (période de validation, situation $\tilde{\theta}$ - σ) : on constate que la simulation donne des résultats relativement conformes à l'expérience (mais systématiquement surestimés) et que surtout il n'y a pas de dégradation de la qualité de la simulation sur toute la période de validation.

En ce qui concerne l'évolution thermique, la variation de la température au cours du temps est proche de celle mesurée (figures 19 et 20). A 1 cm de profondeur, les écarts maximum entre températures calculées et mesurées sont de l'ordre de 2°C à 3°C et la forme générale de l'évolution thermique est bien reconstituée. Enfin, la comparaison des flux hydriques calculés et mesurés est très bonne sur toute la période quelle que soit la méthode d'estimation des flux de chaleur latente "in situ" (tableau 10).

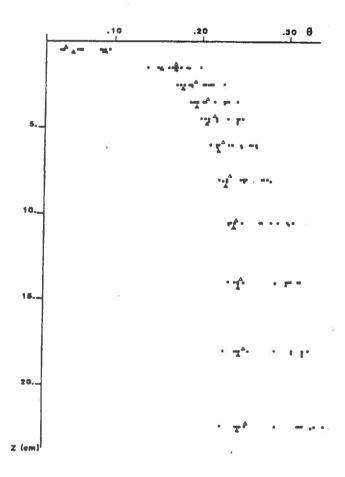


Figure 17 : Profils de teneur en eau volumique sur la parcelle expérimentale à la fin de la période de calages (21 juin, 17 heures) :

• : points expérimentaux

 $A : \vec{\theta} - \sigma : expérience$

 $\Delta : \overline{\theta} - \sigma : modèle (lère procédure)$

Volumetric water content profiles at the end of the calibration stage:

. : experimental data

 \triangle : $\overline{\theta}$ - σ : experimental data

 Δ : $\overline{\theta}$ - σ : calculated data (first method - see text)

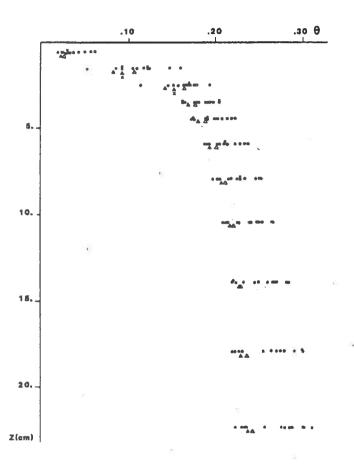


Figure 18 : Profils de teneur en eau volumique sur la parcelle expérimentale à la fin de la période de validation (25 juin, 15 heures) :

• : points expérimentaux

 $\mathbf{A} : \vec{\theta} - \sigma : expérience$

 $\Delta = i \vec{\theta} - \sigma$: modèle (lère procédure)

Volumetric water content profiles at the end of the validation stage:

• : experimental data

 $\underline{\textbf{A}} : \overline{\theta} - \sigma$: experimental data ($\underline{\textbf{A}}$: without the dryer point)

 Δ : $\overline{\theta}$ - σ : calculated data (first method - see text)

L. Bruckler et al.

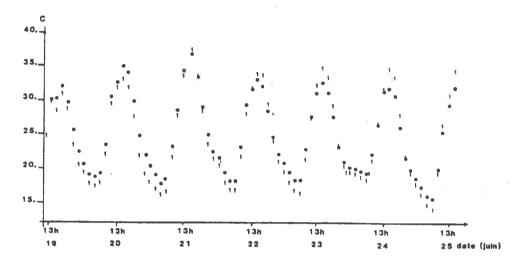


Figure 19 : Evolution thermique à 1 cm de profondeur sur la parcelle expérimentale

Temperature versus time on the field during the experiment at 1 cm.

1 : expérience

1 : expérimental data

• : modèle (lère procédure)

• : calculated values (first method = see text)

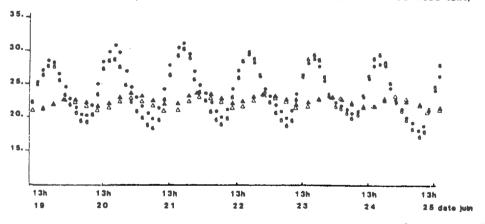


Figure 20 : Evolution thermique à 6 cm et 26 cm de profondeur sur la parcelle expérimentale :

Temperature versus time on the field during the experiment.

6, A:valeurs mesurées à 6 et 26 cm

•, A:valeurs calculées à 6 et 26 cm(lère procédure)

 $6, \Delta$: experimental data at 6 and 26 cm

•, A : calculated data at 6 and 26 cm (first method = see text)

Il semble donc qu'il soit possible de caler et de valider la modèlisation proposée au moins sur une situation initiale déterminée (situation $\theta - \sigma$). La figure 21 montre les résultats obtenus sur les profils hydriques simulés en conservant le calage obtenu sur la situation $\theta - \sigma$ et en l'appliquant successivement à des domaines de teneur en eau croissants (situation θ , $\theta + \sigma$): Dès le 21 juin, le calage obtenu sur la situation ($\theta - \sigma$) donne des résultats de plus en plus aberrants lorsque l'on passe à des domaines de teneur en eau croissante. Ainsi, il apparaît clairement que le calage proposé ne peut prétendre avoir une portée générale quel que soit le domaine de teneur en eau choisi. Ceci nous amène ainsi à mettre en question la validité ou les conditions d'application du modèle de MUALEM dans notre cas particulier.

Tableau 10 : Comparaison des flux calculés et mesurés : lère procédure de calage.

Comparison between the measured and calculated fluxes (first calibration procedure).

		Bilan hydrique (mm)	Méthode aérodynamique (mm)	Modèle (mm)
20	Juin	3,1 ± 0,8	3,4	3,9
21	Juin	2,7 ± 0,5	2,7	2,6
22	Juin	2,2 ± 0,3	2,2	2,2
23	Juin	1,7 ± 0,3	1,6	1,7
24	Juin	1,4 ± 0,3	1,5	1,5

b) Deuxième procèdure de calage : Calage du modèle de MUALEM sur deux paramètres.

Dans ce cas, nous avons directement travaillé sur la situation moyenne $\overline{\theta}$.

Le calage obtenu est présenté sur la figure 22 : dans l'ensemble, dès le 20 juin, il semble difficile d'obtenir une adéquation modèle/expérience sur l'ensemble du profil. Comme précédemment, le modèle surestime les teneurs en eau calculées. Si on prolonge la simulation sur la période de validation, on obtient les résultats présentés sur la figure 23 ; dès le 23 juin, on retrouve la même tendance que celle obtenue sur la période de calage, à savoir, l'impossibilité d'obtenir un accord entre l'expérience et la simulation sur l'ensemble du profil.

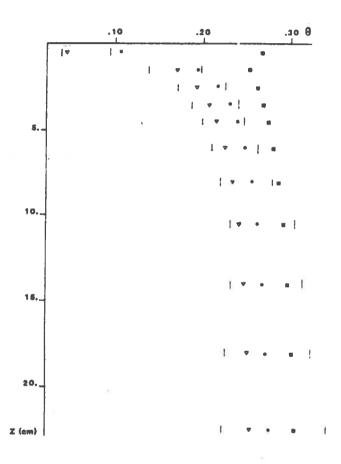


Figure 21 : Test de la procédure de calage obtenue sur la situation ($\theta - \sigma$) pour les situations θ et ($\theta + \sigma$) (21 juin, 17 heures) :

: extrêmum expérimentaux

 ∇ : calage $\overline{\theta}$ - σ (lère procédure)

 \bullet ; application à la situation θ

 \blacksquare : application à la situation(\eth + σ)

Test of the calibration procedure obtained with the experimental data ($\vec{\theta}$ - σ) to the ($\vec{\theta}$) and ($\vec{\theta}$ + σ) experimental data.

 ∇ : calibration with the $(\overline{\theta} - \sigma)$ data

ullet : application of the calibrated parameters to the $ar{eta}$) data

\blacksquare: application of the calibrated parameters to the ($\vec{\theta} + \vec{\sigma}$) data (The vertical bars correspond to the maxima and minima of the

measurements).

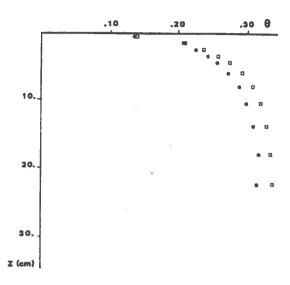


Figure 22 : Profils de teneur en eau volumique pendant la période de calage (20 juin, 17 heures)

- o : valeurs moyennes : expérience
- 🗆 : valeurs moyennes : modèle (2ème procédure).

Mean volumetric water content profiles at the end of the calibration stage

- o : experimental data
- : calculated values (second method see text)

On peut ici encore interprèter ces résultats en posant que la formulation K (0) proposée par MUALEM ne permet pas, dans notre cas, de décrire convenablement la réalité de cette fonction sur l'ensemble du domaine de teneur en eau étudié.

Les profils thermiques et les flux évaporatifs sont présentés sur la figure 24 et le tableau 11. Comme dans le cas de la procédure de calage précédente, la forme générale de l'évolution thermique est restituée et les maximums et les minimums présentent des écarts systématiques de quelques degrés par rapport aux mesures. Les flux évaporatifs sont bien reconstitués, mais ce critère apparaît comme une condition nécessaire mais non suffisante de validation du modèle.

L. Bruckler et al.

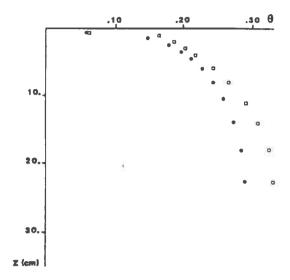


Figure 23 : Profils de teneur en eau volumique pendant la période de validation (23 juin, 16 heures)

• : valeurs moyennes : expérience.

🗆 : valeurs moyennes : modèle (2ème procédure).

Mean volumetric water content profiles at the end of the validation stage.

• : experimental data.

: calculated values (second method - see text).

4 - Synthèse des différents modes de calage et de validation testés

Les deux choix de calage proposés sont assez difficiles à comparer entre eux. Néanmoins, quelques tendances générales semblent pouvoir être dégagées à partir de ces résultats provisoires.

1. Dans chacune des procédures de calage, le point le plus délicat apparaît être la reconstitution des profils hydriques expérimentaux : quels que soient les paramètres choisis et les procédures utilisées, il semble difficile, voire impossible de simuler convenablement les profils hydriques sous hypothèse de validité du modèle d'estimation K (θ) choisi : il semble donc que le modèle K (θ) lui-même ou ses conditions d'applications doivent être discutées et remises en question.

- 2. Dans le cas où le calage obtenu peut être admis comme assez satisfaisant (par exemple, l'ère procédure, situation $\theta \sigma$), la période de validation indique qu'il n' y a généralement pas de dégradation de la qualité de la simulation au cours du temps : il apparaît donc que le couplage entre les transferts hydriques et thermiques ne soit pas à remettre en cause en priorité, mais qu'il s'agit bien au préalable d'un problème d'estimation des coefficients de transferts.
- 3. En ce qui concerne ces coefficients de transfert, l'accent semble devoir être mis sur l'estimation de la conductivité hydraulique et sur les transferts en phase gazeuse. Ces derniers transferts ne semblent pas, à eux seuls, être d'ailleurs capables de rendre compte des divergences modèle/expérience rencontrées. Ces derniers types de transferts conditionnent essentiellement les flux évaporatifs des couches de sols superficielles très desséchées, mais affectent beaucoup moins les horizons humides sous-jacents.

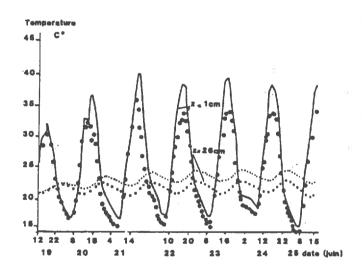


Figure 24 : Comparaison entre l'évolution thermique calculée et expérimentale à 1, 2, 26 cm (2ème procédure de calage).

Comparison between observed and calculated temperatures versus time at depths 1, 2, 26 cm (second method - see text).

Tableau II: Comparaison des flux calculés et mesurés : 2ème procédure de calage.

Comparison between the measured and calculated fluxes (second calibration procedure).

	Bilan hydrique (mm)	Méthode aérodynamique (mm)	Modèle (mm)
≅20 Juin	3,1 ± 0,8	3,4	3,8
21 Juin	2,7 ± 0,5	2,7	2,6
22 Juin	2,2 ± 0,3	2,2	2,5
23 Juln	1,7 ± 0,3	1,6	1,7
24 Juin	1,4 ± 0,3	1,5	1,6

V- CONCLUSION GENERALE

Le travail présenté constitue un état des lieux provisoire, surtout en ce qui concerne la partie modélisation proprement dite. Nous pouvons essayer de dégager quelques points importants qui orienteront le travail à venir :

- 1. Sur le plan de la procédure d'échantillonnage, un protocole a été défini en essayant d'utiliser l'information acquise à partir d'une caractérisation préliminaire du site. Cette procédure est sans doute améliorable, mais jelle a l'avantage d'essayer de mettre en place un plan d'expérience à la fois économe et où les mesures peuvent être considérées comme indépendantes.
- 2. "Sur" le plan de la validation de la modèlisation proposée, il apparaît finalement très risqué d'utiliser sans vérification expérimentale stricte des modèles préliminaires d'estimations de paramètres :
- ce point a été vérifié en ce qui concerne les transferts thermiques (différence entre les modèles proposés et les mesures in situ ou en laboratoire).
- ce point n'a pas été vérifié de façon rigoureuse pour les transferts hydriques, mais l'analyse des résultats semble converger pour mettre en évidence le rôle crucial de l'estimation de K (θ) notamment.

- 3. Il en découle que, sur le plan expérimental, une caractérisation physique fine et complète est à l'heure actuelle indispensable pour tester convenablement une modèlisation de type mécaniste pour les transferts couplés de masse et de chaleur.
- 4. En corollaire, il faut admettre que ces modèles à l'heure actuelle ne peuvent être considérés comme prévisionnels. La prévision ne semble envisageable que pour un site expérimental particulier et physiquement très bien caractérisé.

RESUME

On présente un modèle mécaniste des transferts couplés de masse et de chaleur à l'interface sol-atmosphère. Cette modélisation est basée d'une part, sur les équations qui décrivent les transferts de chaleur, d'eau en phases liquide et gazeuse dans les sols ; d'autre part, sur l'expression du bilan radiatif à la surface du sol et sur la formulation des transferts turbulents de quantité de mouvement, de masse et de chaleur à l'interface sol-atmosphère. La résolution numérique est réalisée grâce à la méthode des éléments finis. Le système physique étudié est constitué de la superposition de trois couches de sol (0 à 0,5 cm; 0,5 à 30 cm; 30 à 80 cm) aux caractéristiques physiques contrastées (masse volumique, propriétés hydrodynamiques et thermiques).

Une expérimentation "in situ" sur une parcelle d'environ un hectare est réalisée en vue de valider la modélisation proposée. La démarche expérimentale adoptée amène à réaliser une analyse statistique et géostatistique préliminaire du site (masse volumique, granulométrie) afin d'optimiser la localisation ultérieure des mesures. On réalise une caractérisation physique fine du site de mesure, portant notamment sur ses propriétés hydrodynamiques et thermiques. La relation potentiel-teneur en eau est déterminée "in situ" et au laboratoire, ainsi que la conductivité hydraulique à saturation. Un effort particulier a permis de décrire les propriétés thermiques caractéristiques de la parcelle, à partir de l'analyse des profils thermiques obtenus "in situ" et de mesures de conductivité thermique en laboratoire.

Une phase de calage du modèle est nécessaire, compte-tenu notamment de l'information expérimentale insuffisante relative à la conductivité hydraulique dans le domaine non saturé (utilisation du modèle de MUALEM) et aux transferts en phase gazeuse. Les résultats de la validation après calage sont satisfaisants

et il apparaît qu'une détermination plus précise des coefficients de transfert en phase liquide et gazeuse doit aboutir à une utilisation prévisionnelle de ce type de modélisation.

ABSTRACT

A coupled heat and mass transfer modelling at the soil-atmosphere interface is presented. The modelling is based on the flux equations for the heat flow and for the water flow in both vapor and liquid phases. The flux continuity at the soil surface is realised using the radiative balance and the calculated turbulent fluxes of heat and mass at the soil-atmosphere interface.

Numerical calculations are made using the finite element method and are applied to a multilayered soil having different physical properties (bulk density, hydraulic and thermal properties).

A field experiment on a parcell of approximately I ha is made in view to obtain a validation of the proposed modelling.

A preliminary statistical and geostatistical analysis is realised to optimize the locations of the measurements.

The hydraulic and thermal properties of the soil are measured: the water potential-water content relationship is obtained in the field and in laboratory as the saturated hydraulic condictivity measurements. The termal properties are calculated using the recorded temperature profiles in the field, and in laboratory with a high precision method of measurement.

A calibration procedure of the modelling is necessary because the experimental knolewdge of the vapor transfers and of the unsaturated hydraulic conductivity-water content relationship is deficient. The validation after the calibration phase is presented: it appears that this modelling is adequate to describe the heat and mass transfers in the soils. This modelling could be predictive with complete informations about the vapor transfers and the unsaturated hydraulic conductivity-water content relationship.

Mots-clés : Eau, Chaleur, Transferts couplés, Modèle, Eléments finis, Validation.

Key-words: Water, Heat, Coupled transfers, Modelling, Finite element, Method, Validation.

LISTE DES PRINCIPAUX INDICES ET SYMBOLES

1. Principaux indices:

a : air
l : liquide
v : vapeur
h : chaleur
s : surface

2. Principaux symboles:

a : albedo

C* : capacité calorifique volumique

D_a : diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau

f (θ) : facteur de prise en compte de la géométrie du système poral

g : accélération de la pesanteur
h : pression effective de l'eau

K_s : conductivité à saturation
k : constante de Karman

L : longueur de MONIN-OBUKHOV

M : Masse molaire n : porosité

: flux

R : constante des gaz parfaits

Ra : rayonnement atmosphérique

Rg : rayonnement global
Rn : rayonnement net

r : résistance aérodynamique

Se : taux de saturation
T : température absolue

t : temps

u : vitesse du vent
w : chaleur de mouillage
z : coordonnée verticale

: hauteur de rugosité

α : facteur de tortuosité

L. Bruckler et al.

В	:	facteur	correctif

: constante psychrométrique

Δh, : chaleur latente de vaporisation

ε : émissivité

 λ : conductivité thermique

θ : teneur en eau volumique

v : facteur "mass flow"

ρ : masse volumique

p_d : masse volumique sèche du sol

constante de STEPHAN-BOLTZMAN

φ : flux atmosphérique

ψ : fonctions de stabilité.

BIBLIOGRAPHIE

- BOIFFIN J.J., 1984 La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse INA-PG, 320 p.
- BORIES S., CRAUSSE P., BACON G., 1978 Etude expérimentale et simulation numérique des transferts de chaleur et de masse en milieux poreux. 6ème Conférence Internationale sur les transferts de chaleur. TORONTO Compte-rendus Vol. 1, 317-321.
- BRUCKLER L., RENAULT P., ARIES F., 1986 Estimating soil apparent thermal conductivity in laboratory using a numerical approach (proposé pour publication à "Soil Science").
- BRUNET Y., 1984 Modélisation des échanges sol nu-atmosphère. Essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol. Thèse USMG/INA-PG, 201 p.
- BRUTSAERT W., 1975 The roughness length for water vapor, sensible heat and other scalars. J. Atm. Sci., Vol. (32), 2028-2031.
- CAMILLO P.J., GURNEY R.J. et SCHMUGGE T.J., 1983 A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies. Water Resour. Res., Vol. 19 (2), 371-380.

- de VRIES D.A., 1966 Thermal properties of soils, in Physics of Plant Environment, Ed. W.R. Van Wijk, North Holland Amsterdam.
- DUNAND A., 1982 Modélisations des transferts thermiques et hydriques dans le sol. Thèse USMG/INA-PG, 303 p.
- JOHANSEN O., 1975 Thermal Conductivity of Soils. PhD: Thesis, Trondheim, Norvège.
- KAY B.D., GROENEVELT P.H., 1974 On the interaction of water and heat in frozen soils. I. Basic theory, the vapor phase, Soil Sci. Soc. Am. Proc., Vol. 38 (3), 395-400.
- LAI S.H., TIEDGE J.M., ERICKSON A.E., 1976 In situ measurements of gas diffusion coefficient in soils. Soil Sci. Soc. Amer. J., Vol. 40, 3-6.
- LUIKOV A., 1966 Heat and mass transfers in capillary porous bodies, Pergamon Press, Oxford.
- MENENTI M., 1984 Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques. Institut voor Cultuurtechnick en Waterhuishoulding, Wageningen, 83.
- MILLY P.C., 1982 Moisture and heat transport in Hysteric, Inhomogeneous Porous Media: A matric head-based formulation and a numerical model. Water Resour. Res., Vol. 18 (3), 489-498.
- MUALEM Y., 1976 A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Res., Vol. 12, n° 3, 513-522.
- PAULSON C.A., 1970 The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. J. Appl. Meteorology, Vol. 9, 857-861.
- PHILIP J.R., et de VRIES D.A., 1957 Moisture movement in Porous Materials under temperature gradients. EOS Trans. AGU, Vol. 38 (2), 222-232.
- RECAN M. Modélisation mathématique du comportement thermique d'un sol nu Application à la télédétection dans l'infrarouge. Thèse (182 p).

- SAUGIER B., 1974 Transports de CO₂ et de vapeurs d'eau à l'interface végétation-atmosphère. Interaction du microclimat avec le comportement physiologique de plantes prairiales. Thèse de Docteur-ès-Sciences. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 24-25.
- SOPHOCLEOUS M., 1979 Analysis of water and Heat flow in unsaturatedsaturated porous media. Water Resour. Res., Vol. 15 (5), 1195-1206.
- STENGEL P., GABILLY P., BERTUZZI J.C., GAUDU, 1986 La double sonde GAMMA LPC-INRA, Précision-Utilisation agronomique (à paraître dans Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées).
- VAUCLIN M., LAGOUARDE J.P.J., THONY J.L., HAMBURGER J., CRAUSSE P., 1978 Détermination du flux thermique conductif dans un sol non saturé, à partir de mesures in-situ. 6ème Congrès International sur les transferts de chaleur, TORONTO, Compte-Rendus Vol. 3, 13-18.