

Modélisation des échanges à l'interface sol-atmosphère et simulation numérique des profils hydriques

Y.-J. CUI

CERMES-ENPC
6 et 8 av. Blaise-Pascal
Cité Descartes
Champs-sur-Marne
77455 Marne-la-Vallée
cedex 2
cui@cermes.enpc.fr

Y.-F. LU

Université des Trois-Gorges
Yichang
(République populaire de
Chine)

Y.-B. GAO

Université Tongji
Shanghai
(République populaire de
Chine)

Résumé

Une méthode de simulation des profils de teneur en eau des sols en considérant l'interaction sol-atmosphère a été développée. Cette méthode considère les données météorologiques et les propriétés thermiques et hydrauliques du sol. Deux approches de détermination de l'évapotranspiration sont présentées : l'approche de Penman (1948) et l'approche de Choudhury et al. (1986) ou de Xu et Qiu (1997). La première a été appliquée au site de Boissy-le-Châtel alors que la deuxième a été appliquée à un remblai expérimental du CER de Rouen. Un bon résultat a été obtenu dans les deux cas en termes de variations de la température dans le sol ; les simulations donnent des résultats de variation de la teneur en eau moins satisfaisants, surtout avec l'approche de Penman pour la zone proche de la surface du sol. Une discussion aborde les cas avec présence de la végétation et l'effet de la fissuration du sol.

Mots clés : Interaction sol-atmosphère, évapotranspiration, modélisation, profils hydriques, végétation.

Modelling exchanges at soil-atmosphere interface and numerical simulation of soil water content profiles

Abstract

A method for determining the water content profiles of soils by considering soil-atmosphere interaction was developed. This method considers meteorological data and the soil thermal and hydraulic properties. Two methods for determining evapotranspiration were used: Penman's approach (1986) and the approach by Choudhury et al. (1986) or Xu and Chiu (1997). The former was applied to the site of Boissy-le-Châtel whereas the latter was applied to the experimental embankment of CER-Rouen. Good result in terms of soil temperature changes has been obtained in the two cases. The simulations gave less satisfactory results in terms of changes in water content in the near surface zone, especially with Penman's approach. A discussion considers the cases with the presence of vegetation and the effect of soil cracking.

Keywords: Sol-atmosphere interaction, evapotranspiration, modelling, water content profiles, vegetation.

NDLR : Les discussions sur cet article sont acceptées jusqu'au 30 avril 2008.

NOTATIONS ET SYMBOLES

C_a : chaleur spécifique de l'air, kJ/(kg K), (1.01 kJ/(kg K) pour l'air sec)
 C_h : chaleur spécifique du sol, kJ/(kg K)
 C_s : chaleur spécifique des solides, kJ/(kg K)
 C_w : chaleur spécifique de l'eau, kJ/(kg K)
 d : hauteur de déplacement, m
 D_v diffusivité de la vapeur, m²/s
 ET : évapotranspiration réelle, mm/jour
 ETP : évapotranspiration potentielle, mm/jour
 G : flux de chaleur dans le sol, W /m²
 ΔG : percolation
 g : accélération de la pesanteur, m/s²
 H : flux de chaleur sensible, W /m²
 h_w : charge hydraulique, m
 k : constante, prise en général égale à 0,41
 k_H : diffusivité tourbillonnaire de l'air, m²/s
 k_s : coefficient de perméabilité à l'état saturé, m/s
 k_v : diffusivité tourbillonnaire de la vapeur d'eau, m²/s
 k_w perméabilité à l'eau liquide, m/s
 k_{w1} : coefficient de perméabilité à une succion de référence s_1 , m/s
 LAI : Leaf Area Index, correspondant au rapport de la surface développée par le feuillage à la surface occupée au sol par la végétation
 L_e : flux de chaleur latente, W/m²
 L_v : chaleur latente de l'évaporation d'eau, J/kg
 M_w : masse molaire de l'eau, 0,018kg/mol
 m_2^w : constante
 P : pression atmosphérique (kPa) ou précipitation (mm/jour)
 P_v : pression de vapeur, kPa
 p_{vz_a} : pression de vapeur d'eau à z_a , Pa
 P_{vs} : pression de vapeur saturante, kPa
 p_{vz0} : pression de vapeur d'eau à la surface du sol, Pa
 R : constante des gaz parfaits, 8,314J/(mol.K)
 r_a : résistance aérodynamique, m/s
 r_{a0} : résistance aérodynamique dérivée d'un profil de vitesse de vent logarithmique, m/s
 R_1 : nombre de Richardson
 R_n : radiation solaire nette, W/m²
 R_{off} : ruissellement en surface, mm/jour
 $r_{st_{min}}$: résistance stomatique minimale, m/s
 S : extraction d'eau
 ΔS : quantité d'eau stockée dans un volume de sol
 T : température, °C ou K
 T_a : température à une élévation de référence z_a , K
 T_s : température à la surface du sol, K
 T_0 : température aérodynamique, K
 t : temps, s
 u_a : vitesse du vent à z_a , m/s
 u_2 : vitesse du vent à 2 m d'élévation, m/s
 ΔW : variation de la masse totale
 z : élévation, m
 z_0 : longueur de rugosité, m

ρ_w : masse volumique de l'eau, kg/m³
 β : coefficient de Bowen
 χ : paramètre
 δ : constante
 ϵ : rapport du poids moléculaire de l'eau à celui de l'air, $\epsilon = 0,622$
 γ : constante psychrométrique
 η : paramètre, $\eta = 0,75$ en condition instable ($T_s > T_a$) et $\eta = 2$ en condition stable ($T_s < T_a$)
 λ : conductivité thermique du sol, W/(m.°K)
 θ : teneur en eau volumique du sol
 θ_a : teneur en air volumique
 θ_r : teneur en eau volumique résiduelle
 θ_s : teneur volumique des solides
 θ_w : teneur en eau volumique
 θ_{w1} : teneur en eau volumique à une succion de référence s_1
 θ_{ws} : teneur en eau volumique à l'état saturé
 $\rho_a (\frac{kg}{m^3}) = 129.29(273.13/T(K))(P(kPa) - 0.3783P_s(kPa))$:
 masse volumique de l'air
 $\rho (\frac{kg}{m^3}) = 1.2929(273.13/T(K))$:
 masse volumique de l'air sec
 ν : constante
 ξ : constante
 ζ : constante
 Δ : taux de variation de la pression de vapeur avec la température

1

Introduction

Avec le réchauffement climatique planétaire, la sécheresse devient un phénomène de plus en plus préoccupant. Dans le domaine du génie civil, l'effet de la sécheresse se traduit notamment par des désordres causés par le mouvement du sol, que ce soit un tassement ou un gonflement, à des constructions reposant sur fondations superficielles. Une première analyse de la pathologie des désordres observés montre que l'origine du problème vient de l'interaction sol-végétation-atmosphère qui engendre des variations de la teneur en eau ou de la succion du sol et provoque des variations du volume de ce dernier. Le problème est d'autant plus critique que le mouvement du sol est différentiel. Ainsi, bien comprendre l'interaction sol-végétation-atmosphère est primordial dans l'analyse de l'effet de la sécheresse.

Les avancées récentes dans la mécanique des sols non saturés permettent l'évaluation de ce type de mouvements différentiels du sol, si la variation de la succion dans le sol est connue. Une première approche directe serait bien entendu de suivre la variation de la succion soit à l'aide des techniques comme la tensiométrie, la psychrométrie, la mesure par du papier filtre, etc. (Delage et Cui, 2000), soit en suivant la variation de la teneur en eau à l'aide des techniques comme la mesure par TDR (*Time Domain Reflectometry* ou réflectométrie en domaine temporel) (Pereira dos Santos, 1997), la mesure par sonde capacitive (Martin et Meillier, 2002) ou la mesure par sonde neutronique (Ferber et Delfaut,

2000). Mais cette approche directe s'avère très onéreuse. Une autre approche alternative indirecte serait de modéliser l'interaction sol-atmosphère en utilisant les données météorologiques d'une part et des paramètres caractéristiques du sol d'autre part. Considérant que les données météorologiques sont en général riches et continues, la deuxième approche indirecte a un avantage évident. C'est cette approche que nous utiliserons dans cet article.

2

Évapotranspiration

Quand l'énergie solaire arrive sur la surface de la terre, une partie est reflétée par cette dernière en fonction des propriétés de la surface du sol. En faisant le bilan d'énergies rentrant et sortant sur la surface du sol, on détermine la radiation solaire nette, notée R_n . Cette quantité d'énergie est utilisée pour chauffer l'air en augmentant le flux de chaleur sensible H , pour chauffer le sol en augmentant le flux de chaleur dans ce dernier et pour évaporer l'eau du sol en augmentant le flux de chaleur latente L_e . Ainsi le bilan d'énergie solaire à la surface du sol peut s'écrire (Tanner, 1960 ; Blight, 1997) :

$$R_n = G + H + L_e \quad (1)$$

L'évapotranspiration potentielle (ETP) d'un sol peut être estimée en utilisant la méthode proposée par Penman (1948) :

$$ETP = \frac{\Delta R_n / L_v + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (2)$$

$$\text{où } E_a = 0,165 (P_{vs} - P_v)(0,8 + u_2 / 100) \quad (3)$$

L'équation 2 est empirique et correspond à un cas idéal : large zone couverte de végétation homogène en période de croissance et avec une alimentation d'eau illimitée. Ainsi, ETP correspond à une évapotranspiration maximale. La chaleur latente d'évaporation de l'eau L_v est fonction de la température comme l'indique l'équation 4 (Cui *et al.*, 2005) :

$$L_v = 4,186 \times 10^3 (607 - 0,7 \times T) \quad (4)$$

où T est la température exprimée en °C.

La mesure d'évapotranspiration peut se faire par mesure directe à l'aide d'un lysimètre, par approche du bilan d'eau ou par approche du bilan d'énergie. La mesure directe par lysimètre consiste à suivre la variation de la masse totale ΔW d'un volume de sol représentatif, de la quantité d'eau ΔS stockée dans ce volume de sol et de la percolation ΔG (Benson *et al.*, 2001). L'évapotranspiration réelle ET est ainsi déterminée par :

$$ET = \Delta W - (\Delta S - \Delta G) \quad (5)$$

On note que la détermination de ΔW se fait en général par pesée et que celle de ΔS se fait en utilisant le profil de teneur de eau donné par des sondes de teneur en eau installées dans le volume de sol.

L'approche du bilan d'eau propose de déterminer, dans un système de lysimètre, le terme ΔW en suivant la précipitation P et le ruissellement en surface R_{off} (Khire *et al.*, 1997). On a ainsi l'évapotranspiration calculée par :

$$ET = (P - R_{off}) - (\Delta S - \Delta G) \quad (6)$$

L'approche du bilan d'énergie consiste à déterminer le coefficient de Bowen (équation 9) en partant de

la définition théorique du flux de chaleur sensible H et du flux de chaleur latente L_e :

$$H = \rho_a C_a k_{11} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (7)$$

On note que la valeur de la masse volumique et celle de la chaleur spécifique de l'air sec sont en général considérées dans les calculs.

$$L_e = \frac{L_v \rho_a k_v \partial P_v}{P} \quad (8)$$

En général, k_v et k_{11} sont supposés égaux. Ainsi, le rapport de H à L_e , noté β et appelé coefficient de Bowen, devient :

$$\beta = \frac{H}{L_e} = \frac{P C_p \partial T}{L_v \rho_a \partial P_v} = \gamma \frac{\partial T}{\partial P_v} \quad (9)$$

Connaissant la radiation solaire nette R_n , le flux de chaleur dans le sol ainsi que le coefficient de Bowen β , le flux de la chaleur latente L_e est calculé par :

$$L_e = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (10)$$

L'équation 9 indique que β peut se déterminer en connaissant le gradient de température et le gradient de pression partielle de la vapeur d'eau. Le système de Campbell Scientific (Campbell Scientific BR023, 1998) propose, pour ce faire, de suivre la variation de la température et celle de la pression de vapeur d'eau à deux élévations différentes à l'aide respectivement de thermocouples et d'hygromètres.

La radiation solaire nette peut être suivie en utilisant un radiamètre (Blight, 1997), alors que le flux de chaleur dans le sol peut se déterminer à l'aide de plaques de chaleur enterrées dans le sol (Campbell Scientific, 1998).

3

Modélisation de l'échange sol-atmosphère

Le phénomène d'échange sol-atmosphère est un problème couplé. En effet, sous l'effet de l'atmosphère, le sol change de teneur en eau ou de succion, engendrant la variation de son volume ; cette variation volumique fait varier les propriétés hydriques et thermiques, influençant ainsi les échanges sol-atmosphère. Ceci est particulièrement le cas pour des sols argileux.

Afin de bien mettre en évidence le phénomène d'échange sol-atmosphère, on se limite ici au cas de sols non déformables comme les sols sableux ou limoneux. On considère seulement l'écoulement de l'eau (liquide et vapeur) et le transfert de chaleur. L'équation 11 décrit l'écoulement de l'eau alors que l'équation 12 décrit le transfert de chaleur. On observe que les deux transferts sont couplés à travers la pression de vapeur d'eau P_v (Wilson *et al.*, 1994) :

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} = C_w^* \frac{\partial}{\partial z} \left(k_w \frac{\partial h_w}{\partial z} \right) + C_v^* \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v \frac{\partial P_v}{\partial z} \right) \quad (11)$$

$$\text{où } C_w^* = \frac{1}{\rho_w g m_w^2} \text{ et } C_v^* = \frac{P + P_v}{P (\rho_w)^2 g m_w^2}$$

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - L_v \frac{P + P_v}{P} \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v \frac{\partial P_v}{\partial z} \right) \quad (12)$$

$$\text{où } C_h = C_s \theta_s + C_w \theta_w + C_a \theta_a$$

On note que ces deux équations sont valables seulement pour des milieux non déformables. De plus, pour un incrément de succion donné, il est supposé que la variation de la teneur en eau volumique avec la succion est linéaire. La conductivité thermique du sol λ est déterminée suivant la méthode proposée par De Vries (1963) qui consiste à considérer les effets de chaque phase en fonction de sa teneur volumique.

Deux propriétés hydrauliques sont évoquées dans l'équation 11 : la variation de la perméabilité k_w avec la succion s et la variation de la teneur en eau volumique θ_w avec la succion. On adopte l'équation 13 pour la perméabilité et l'équation 14 pour la teneur en eau volumique (Cui *et al.*, 2005) :

$$k_w = \frac{k_s}{1 + \left(\frac{k_s}{k_{s1}} - 1\right) \left(\frac{s}{s_1}\right)^t} \quad (13)$$

$$\theta_w = \frac{\theta_{ws} - \theta_i}{1 + \left(\frac{\theta_{ws} - \theta_i}{\theta_{s1} - \theta_i} - 1\right) \left(\frac{s}{s_1}\right)^t} \quad (14)$$

Cui *et al.* (2005) ont montré que ces deux équations permettent de reproduire de façon satisfaisante la courbe de rétention d'eau et celle de variation de perméabilité avec la succion.

Si les conditions aux limites sont définies, la résolution des équations 11 et 12 donne les profils de P_v (succion) et de température. Le profil de teneur en eau peut ainsi être déterminé en utilisant l'équation 14. La définition des conditions à la limite supérieure (surface du sol) se fait en considérant l'interaction sol-atmosphère. Il existe deux cas possibles : cas avec précipitations et cas sans précipitations. En cas de précipitations, c'est l'infiltration d'eau (précipitation - interception - ruissellement) qui est considérée comme le débit d'eau en surface ; dans le cas contraire, on peut considérer deux approches : l'approche de Penman (1948) et l'approche proposée par Choudhury *et al.* (1986) ou par Xu et Qiu (1997).

L'approche de Penman consiste à utiliser l'équation 2 pour calculer l'évapotranspiration potentielle ETP, et à utiliser ensuite ETP pour déterminer le débit de la vapeur d'eau (flux d'évaporation). On note que ETP correspond à une évapotranspiration potentielle, qui peut être nettement supérieure à l'évapotranspiration réelle. Une approche alternative serait de considérer l'équilibre énergétique à la surface du sol en réalisant un calcul de transfert hydraulique et de chaleur dans une couche fine de sol proche de la surface (Choudhury *et al.*, 1986, Xu et Qiu, 1997). Le calcul est plus réaliste, mais au prix d'un calcul plus lourd avec des paramètres physiques souvent mal connus. Dans cette approche, le flux de chaleur sensible H et le flux de chaleur latente L_e sont calculés par :

$$H = \frac{\rho_a C_p (T_a - T_s)}{r_a} \quad (15)$$

$$L_e = \frac{L_v M_w (p_{vs0} - p_{vs})}{RT_s r_a} \quad (16)$$

La résistance aérodynamique r_a peut être calculée en utilisant l'équation 17 (Choudhury *et al.*, 1986 ; Boulet *et al.*, 2000) :

$$r_a = r_{a0} \frac{1}{(1 + R_1 (T_s - T_a))} \quad (17)$$

Le nombre de Richardson R_1 et la résistance aérodynamique dérivée d'un profil de vitesse de vent logarithmique r_{a0} sont donnés par :

$$R_1 = \frac{5g(z_s - d)}{u_*^2 T_s} \quad (18)$$

$$r_{a0} = \frac{\left[\ln \left(\frac{z_s - d}{z_0} \right) \right]^2}{k^2 u_*} \quad (19)$$

Pour des sols nus, la hauteur de déplacement d est égale à zéro.

Xu et Qiu (1997) ont modifié l'approche de Choudhury *et al.* (1986) en proposant une autre formule plus empirique pour le calcul de r_a . On note que les deux méthodes permettent de déterminer numériquement par itération le flux de chaleur latente L_e et la température à la surface du sol T_s . Comme L_e correspond au débit de vapeur d'eau, les conditions à la limite supérieure sont bien définies. En revanche, avec l'approche de Penman, il est nécessaire de déterminer, en plus du flux d'évaporation, le flux de chaleur G à la surface du sol à partir de la radiation solaire nette (on suppose ici que le rapport G/H est constant, égal à δ).

4

Applications

On présente une application de l'approche de Penman au site de Boissy-le-Châtel et une application de l'approche de Choudhury *et al.* (1986) ou de Xu et Qiu (1997) à un remblai expérimental réalisé par le Centre d'Expérimentation Routière (CER) de Rouen.

4.1

Site de Boissy-le-Châtel

Le site de Boissy-le-Châtel est situé à environ 50 km à l'est de Paris. Le sol concerné est un limon des plateaux. Depuis 1996, les données météorologiques sont enregistrées, ainsi que la température et la teneur en eau du sol par des sondes TDR (*Time Domain Refractometry*). Huit piézomètres et un collecteur sont également mis en place pour suivre le stockage d'eau dans le sol (Cui *et al.*, 2005).

L'approche de Penman est appliquée sur ce site. Les données enregistrées en avril 1999 sont utilisées pour la simulation. Les propriétés de rétention d'eau ont été déterminées à l'aide de la technique de mesure de succion par tensiomètre (Mantho 2005); la variation de la perméabilité avec la succion a été déterminée avec la méthode des profils instantanés (Delage et Cui, 2000) en réalisant un essai d'infiltration (Mantho, 2005). Les paramètres utilisés sont présentés dans le tableau I.

La figure 1 présente la comparaison entre les températures calculées et mesurées à la profondeur de 0,5 m. On observe que la différence entre les deux est assez petite, inférieure à 1 °C, sauf pour les derniers jours du mois où l'écart atteint 2 °C environ.

Sur la figure 2 on présente la comparaison entre les variations de teneur en eau calculées et mesurées à cinq profondeurs différentes (15, 25, 35, 45 et 55 cm). On observe une très bonne correspondance pour les profondeurs de 25, 35, 45 et 55 cm ; en revanche pour le niveau de 15 cm qui est proche de la surface, les calculs surestiment considérablement la teneur en eau volumique pour la période du 13 au 30 avril. Ceci est probablement lié au fait que la couche superficielle a des propriétés hydrauliques et hydriques diffé-

Remblai expérimental de Rouen

entes de celles des couches plus profondes. En effet, cette couche est enherbée, correspondant ainsi à un matériau de mélange sol - racines d'herbes. Il serait plus raisonnable de prendre, dans le calcul, un jeu de paramètres différent pour cette couche particulière. Il est aussi possible que ce résultat soit lié à l'utilisation de l'évapotranspiration potentielle ETP dans le calcul.

TABEAU I Paramètres utilisés pour le site de Boissy-le-Châtel.

Chaleur spécifique	C_s (J/m ³ °C)	$2,24 \times 10^6$
	C_w (J/m ³ °C)	$4,15 \times 10^6$
Conductivité hydraulique	k_s (m/s)	$1,32 \times 10^{-6}$
	k_{w1} (m/s)	$2,0 \times 10^{-7}$
	s_s (kPa)	600
	ξ	1,48
Teneur en eau volumique	θ_{ws}	0,40
		0,34
	s_s (kPa)	5,7
	ζ	2,18
Autres paramètres	m_{γ}^* (kPa ⁻¹)	$9,1 \times 10^3$

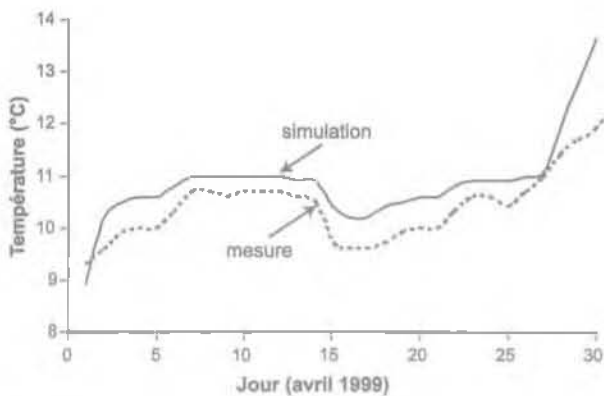


FIG. 1 Comparaison entre les variations de température calculées et mesurées à la profondeur de 0,5 m.

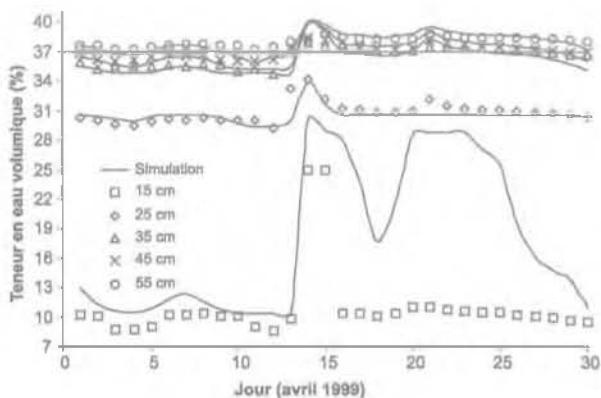


FIG. 2 Comparaison entre les variations de teneur en eau volumique calculées (traits continus) et mesurées (symboles).

Le CER de Rouen du CETE Normandie-Centre a mis en place à Rouen un remblai expérimental en décembre 2004. Le remblai a une hauteur de 5,27 m et il est construit par compactage en 15 couches. Les couches sont numérotées de 1 à 15 de la base à la crête du remblai. Les couches 1 à 5 sont construites avec le limon A28 faiblement compacté alors que les couches 6 à 15 sont construites avec le limon SNEC bien compacté.

Le remblai est instrumenté de différents capteurs à différentes positions :

- 1) 40 TDR pour le suivi de la teneur en eau volumique ;
- 2) 10 capteurs de teneur en eau volumique du Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées (LRPC) ;
- 3) 15 capteurs de succion de type équitensiomètre ;
- 4) 25 sondes de températures ;
- 5) 18 extensomètres pour le suivi des déformations verticales ;
- 6) 8 capteurs LVCD pour le suivi des déformations horizontales ;
- 7) une sonde de température pour le suivi de la température à la surface du sol.

De plus, une station météorologique est installée sur le remblai, permettant l'acquisition des données suivantes en temps réel :

- 1) la vitesse du vent à 2 m ;
- 2) la radiation solaire ;
- 3) la précipitation ;
- 4) les températures à 0,5 m et 1 m ;
- 5) les humidités relatives à 0,5 m et 1 m ;
- 6) la pression atmosphérique.

Dans la simulation numérique, pour rester dans le cas unidimensionnel, seul l'axe de symétrie du remblai est considéré. De plus, on suppose que le ruissellement en surface R_{of} est nul. L'approche de Choudhury *et al.* ou de Xu et Qiu est utilisée. La température et la teneur en eau volumique du sol mesurées à minuit, le 31 mars 2005, sont considérées pour représenter l'état initial ; la simulation est effectuée sur tout le mois d'avril.

Les paramètres sont estimés en se basant sur des propriétés du limon de Jossigny compacté (Cui et Delage, 1996) et des mesures *in situ* (teneur en eau et succion). Le tableau II regroupe les paramètres utilisés dans la simulation.

Les résultats de suivi en place ont montré qu'en termes de variations de température, seule la mesure la plus proche de la surface du remblai, à 34 cm, présente une variation significative, et qu'en termes de variations de teneur en eau volumique, elles ont été très faibles pour tous les niveaux de mesure. Donc seules les mesures à 34 cm de la surface du remblai sont comparées avec les résultats des simulations.

TABEAU II Paramètres utilisés pour le remblai expérimental du CER de Rouen.

Chaleur spécifique	C_s (J/m ³ °C)	2,24 × 10 ⁶
	C_w (J/m ³ °C)	4,15 × 10 ⁶
Conductivité hydraulique	k_s (m/s)	1,5 × 10 ⁻⁹ ; (6 × 10 ⁻⁹ m) [*]
	k_{sat} (m/s)	1,15 × 10 ⁻¹⁰
	s (kPa)	40
	ξ	1,25
Teneur en eau volumique	θ_{ws}	0,33 ; (0,44) [*]
	θ_r	0,05
	θ_{sat}	0,26
	s_s (kPa)	30 ; (50) [*]
	ζ	1,0
Autre paramètre	m_w kPa ⁻¹	6 × 10 ⁻³

* Valeurs utilisées pour les couches 1 à 5.

La figure 3 montre une comparaison entre les variations de température mesurées et calculées durant le mois d'avril 2005. Une concordance satisfaisante est observée entre la mesure et la simulation.

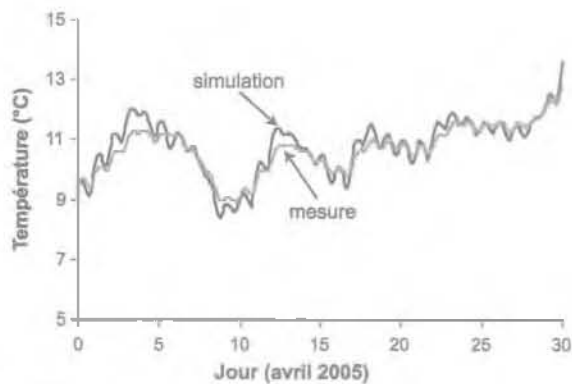


FIG. 3 Comparaison entre les variations de température calculées et mesurées, à 34 cm de la surface du remblai.

La figure 4 montre la comparaison entre les variations de teneur en eau volumique calculées et mesurées durant la même période. On observe que la mesure indique une teneur en eau presque constante alors que la simulation a donné une faible diminution de la teneur en eau d'environ 2 points.

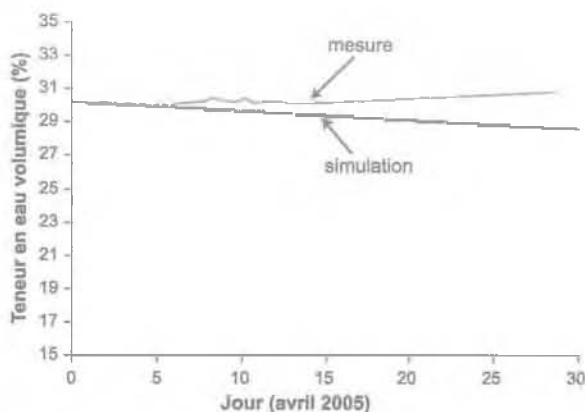


FIG. 4 Comparaison entre les variations de teneur en eau volumique calculées et mesurées, à 34 cm de la surface du remblai.

Discussion

Dans les deux applications présentées précédemment, on n'a pas considéré l'effet de la végétation. Or, elle peut jouer un rôle primordial dans le problème de sécheresse car, d'une part, la végétation puise l'eau du sol d'une manière surprenante : un saule adulte puise 300 litres d'eau par jour dans le sol (Cui et Delage, 2002), et, d'autre part, la végétation a souvent un effet localisé de puisement d'eau, favorisant ainsi le tassement différentiel des constructions concernées. C'est particulièrement le cas pour les arbres isolés.

Sur le plan de la modélisation, quand il s'agit d'un couvert homogène (cultures agricoles, forêt, zone enherbée, etc.), on adopte en général une méthode simplifiée qui est une extension de celle pour sols nus. On définit un paramètre χ qui relie la température à la surface du sol T_s à une température T_0 appelé température aérodynamique (équation 20), χ étant défini par l'indice LAI (*Leaf Area Index*) qui correspond au rapport de la surface développée par le feuillage à la surface occupée au sol par la végétation (équation 20).

$$\chi = \frac{T_0 - T_s}{T_s - T_a} = \frac{1}{e^{0,6 - LAI} - 1} \quad (20)$$

Une fois la température aérodynamique T_0 obtenue, on la substitue, dans l'équation 15 pour le calcul du flux de chaleur sensible H , à T_s ; on considère également, dans l'équation 16 pour le calcul du flux de chaleur latente L_e , une pression de vapeur d'eau à la surface du sol correspondante à T_0 (Boulet et al., 2000). De plus, on considère dans le calcul de L_e une résistance stomatique minimale $r_{st \min}$ liée à la présence de la végétation.

Ainsi, le cas des sols nus correspond à un cas particulier de couvert homogène, avec $LAI = 0$ et $r_{st \min} = 0$.

La modélisation du cas d'arbres isolés est plus complexe. La pratique courante consiste à introduire un terme d'extraction d'eau "S" dans l'équation de Richards (Whisler et al., 1968 ; Moiz et Remson, 1970 ; Clausnitzer et Hopmans, 1994) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla [k_w \nabla (h_w + z)] - S \quad (21)$$

On note que l'extraction d'eau par les racines est un phénomène complexe, car elle dépend non seulement de l'essence elle-même (taille, feuillage, enracinement, etc.), mais aussi des propriétés du sol concerné (état hydrique, salinité, état de compaction, etc.). La plupart des travaux réalisés jusqu'à présent sont basés sur le modèle de Feddes et al. (1978) qui considère l'état hydrique du sol, la distribution du système racinaire, etc. (voir Vrugt et al., 2001).

En plus de la végétation, la fissuration du sol est un autre phénomène important à prendre en compte dans l'analyse de l'échange sol-atmosphère. En effet, la fissuration du sol pourrait modifier la quantité de radiation solaire nette à cause de la modification de la valeur de l'albédo (coefficient de réflexion de l'énergie solaire par la terre) et la longueur de rugosité z_0 (équation 19) ; elle modifie le flux de chaleur latente à cause de la modification de la résistance aérodynamique (équation 16) ; elle modifie les propriétés thermo-hydro-mécanique du sol ; elle modifie surtout la géométrie du problème : à cause des fissures, les sols en profondeur, jadis épargnés par les changements climatiques, peuvent être touchés, amplifiant ainsi l'impact de la sécheresse sur les constructions.

Conclusion

Une méthode indirecte de détermination des profils de teneur en eau en considérant l'interaction sol-atmosphère a été présentée. On s'est limité au cas de sols non déformables comme des sols sableux ou limoneux et on a considéré seulement l'écoulement de l'eau (liquide et vapeur) et le transfert de chaleur dans le sol. Deux approches ont été présentées pour la détermination de l'évapotranspiration à la surface du sol : l'approche de Penman (1948) et l'approche proposée par Choudhury *et al.* (1986) ou par Xu et Qiu (1997).

L'application de l'approche de Penman au site de Boissy-le-Châtel a montré que cette approche permettait de bien simuler la variation de la température dans le sol, et qu'en revanche, en termes de variations de teneur en eau, elle donnait des résultats satisfaisants seulement à des profondeurs éloignées de la surface : pour le niveau proche de la surface (15 cm) les calculs surestiment considérablement la teneur en eau volumique. Ceci est probablement lié à l'utilisation de l'évapotranspiration potentielle ETP dans la méthode. En effet, l'évaporation réelle peut être nettement inférieure à l'évapotranspiration potentielle.

Considérant les limitations de la méthode de Penman, l'approche de Choudhury *et al.* (1986) ou de Xu et Qiu (1997) a été choisie pour la simulation du remblai expérimental du CER de Rouen. La comparaison entre les variations de température mesurées et calculées durant le mois d'avril 2005 a montré une bonne concordance entre les mesures et la simulation, avec un écart

nettement plus petit que celui avec la méthode de Penman. Ainsi, dans l'analyse de l'interaction sol-atmosphère, on recommande l'utilisation des approches comme celle de Choudhury *et al.* ou de Xu et Qiu.

Une méthode de prise en compte de l'effet de la végétation a été présentée. Dans le cas de couvert homogène, une extension de l'approche de Choudhury *et al.* (1986) peut être employée simplement en introduisant la notion de température aérodynamique T_0 qui est liée à l'indice LAI. Dans le cas d'arbres isolés, il est nécessaire d'introduire, dans l'équation de transfert d'eau, un terme "S" qui correspond à l'extraction de l'eau par des racines. Ce terme d'extraction d'eau est assez difficile à appréhender sachant qu'il dépend non seulement de l'essence elle-même (taille, feuillage, enracinement, etc.), mais aussi des propriétés du sol concerné (état hydrique, salinité, état de compaction, etc.).

La fissuration du sol est un autre phénomène important à prendre en compte dans l'analyse de l'échange sol-atmosphère car elle peut modifier non seulement la quantité de radiation solaire nette et les propriétés thermo-hydro-mécaniques du sol, mais aussi la géométrie du problème : les sols plus profonds ne sont plus protégés à cause des fissures.

REMERCIEMENTS

Les auteurs adressent leur gratitude au CEMAGREF et au CER de Rouen pour avoir fourni les données sur le site de Boissy-le-Châtel et sur le remblai expérimental respectivement. La construction du remblai expérimental a été réalisée dans le cadre d'une opération LCPC-11j031 intitulée « Terrassements et comportement des matériaux de remblai ». Le LCPC est remercié également.

- Benson C.H., Abichou T., Albright W.H., Gee G., Roesler A.C. - Field Evaluation of Alternative Earthen Final Covers. *International Journal of Phytoremediation*, vol. 3, n° 1, 2001, p. 105-127.
- Blight G.E. - Interaction between the atmosphere and the earth. *Géotechnique*, n° 47, 1997, p. 715-767.
- Boulet G., Chehbouni A., Braud I., Vauclin M., Haverkamp R., Zammit C. - A simple water and energy balance model designed for regionalization and remote sensing data utilization. *Agriculture and Forest Meteorology* 105, 2000, p. 117-132.
- Campbell Scientific Inc. - *BR023 Bowen ratio system instrumentation manual*, 1998.
- Choudhury B.J., Reginato R.J., Idso, S.B. - An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agriculture and Forest Meteorology*, 37, 1986, p.75-88
- Clausnitzer V., Hopmans J.W. - Simultaneous modeling of transient three-dimensional root growth and soil water flow. *Plant Soil*, 164, 1994, p. 299-314.
- Cui Y.J., Delage P. - Yielding and plastic behaviour of an unsaturated compacted silt. *Géotechnique* 46, n° 2, 1996, p. 291-311.
- Cui Y.J., Delage P. - *Application de la mécanique des sols non saturés au calcul des ouvrages géotechniques*. Techniques de l'Ingénieur, C303, 2002.
- Cui Y.J., Lu Y.F., Delage P., Riffard M. - Field simulation of in-situ water content and temperature changes due to ground-atmospheric conditions. *Géotechnique*, 55(7), 2005, p. 557-567.
- Delage P., Cui Y.J. - *L'eau dans les sols non saturés*. Techniques de l'Ingénieur, C301-1 - C301-20 et Doc. C304-1 - C304-2, 2000.
- De Vries D. A. - Thermal properties of soils. Physics of plan environment, W.R. Van Wijk (ed.), North Holland Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 1963, p. 210-235.
- Feddes R.A., Kowalik P.J., Zaradny, H. - *Simulation of field water use and crop yield*. Wageningen Center for Agriculture and Documentation, Wageningen, The Netherlands, 1978.
- Ferber V., Delfaut A. (2000) Application des sondes de diagraphies nucléaires dans le domaine du contrôle des fondations profondes et des comblements de cavités souterraines. *Bull. des Laboratoires des ponts et chaussées*, n° 228, réf. 4337, 2000, p. 87-98.
- Khire M., Benson C., Bosscher P.-. Water Balance Modeling of Earthen Final Covers. *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, 123(8), 1997, p. 744-754.
- Mantho A-T. - Échange sol-atmosphère. *Application à la sécheresse*. Thèse de doctorat de l'École nationale des ponts et chaussées, 2005, 250 p.
- Martin R., Meillier D. - Instrumentation du site de Roquevaire (13). Un système d'acquisition autonome développé autour d'une canne de mesure de teneurs en eau du sol. Rapport interne BRGM/RP-MODEM2-FR, 2002, 35 p.
- Molz F.J., Remson I. - Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Water Resour. Res.*, 6(5), 1970, p. 1346-1356.
- Penman H.L. - Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Meteorol. Soc.*, London, A 193, 1948, p. 120-145.
- Pereira dos Santos L.A. - *Développement d'une nouvelle méthode de détermination des profils de teneur en eau dans les sols par inversion d'un signal TDR*. Thèse de l'université Joseph Fourier, Grenoble I, LITHE, 1997, 354 p.
- Tanner C.B. - Energy balance approach to evapo-transpiration from crops. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 24, 1960, p. 1-9.
- Vrugt J.A., Hopmans J.W., Simunek J. - Calibration of a two-dimensional root water uptake model. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 65, 2001, p. 1027-1037.
- Whisler F.D., Klute A., Millington R.J. - Analysis of steady state evapotranspiration from a soil column. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32, 1968, p. 167-174.
- Wilson G.W., Fredlund D.G., Barbour S.L. - Coupled soil-atmosphere modelling for soil evaporation. *Can. Geotech. J.*, n° 31, 1994, p. 151-161.
- Xu Q., Qiu C.J. (1997). A variational method for computing surface heat fluxes from ARM surface energy and radiation balance system. *Journal of Applied Meteorology*, 36(1), 1997, p. 3-11.