U.F.R. Sciences et techniques de
la matière et des procédés

Thèse

présentée pour l'obtention du grade de

Docteur de l'université Nancy 1

Spécialité : Pédologie

par

Patricia GARNIER

DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DE SOLS DEFORMABLES PAR LA METHODE INVERSE

Soutenue le 15 novembre 1996

Membres du Jury :

P. ACKERER	Examinateur
P. BAVEYE	Rapporteur
A. HERBILLON	Président
M. RIEU	Directeur de thèse
P. STENGEL	Examinateur
M. VAUCLIN	Rapporteur

« Plus bas que moi, toujours plus bas que moi se trouve l'eau.
C'est toujours les yeux baissés que je la regarde.
Comme le sol, comme une partie du sol, comme une modification du sol. »

Francis Ponge, Le parti pris des choses.

AVANT-PROPOS

Je tiens d'abord à remercier Monsieur Herbillon, professeur à l'université Nancy 1, qui préside ce jury. Depuis le début, il a su me guider dans ma formation par des conseils clairs et avisés. Je lui suis très reconnaissante pour la disponibilité qu'il a toujours eue à mon égard.

Michel Rieu a encadré ce travail de thèse réalisé à l'ORSTOM. Je le remercie pour les longs moments qu'il m'a consacré et qui ont orienté de manière déterminante ce travail ainsi que pour ses corrections approfondies au niveau de la rédaction de ce mémoire. Son appui à la fois humain et scientifique a été indispensable et m'a beaucoup apporté.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers trois personnes qui ont suivi de près mes travaux et avec qui j'ai eu beaucoup de plaisir à travailler. Pascal Boivin m'a encadré au début de ma recherche lors de mon séjour à Dakar. La pertinence de ses conseils et son dynamisme ont beaucoup contribué à l'avancée de ce travail. A mon retour en France, j'ai pu bénéficier de l'aide scientifique active d'Edith Perrier, que je remercie pour sa disponibilité et son enthousiasme, et de celle de Gérard Bellier qui a joué un rôle essentiel par sa collaboration technique.

Je suis particulièrement reconnaissante à Michel Vauclin d'avoir stimulé ma recherche. Je lui dois de nombreuses idées et un appui efficace. J'espère qu'il trouvera dans ce travail les fruits de sa collaboration. Je tiens à remercier vivement Rafael Angulo-Jaramillo pour m'avoir fait partager sa connaissance des sols déformables.

J'adresse un grand merci à Philippe Baveye pour l'intérêt qu'il a accordé à ce travail. Il m'a permis d'accéder à un environnement scientifique qui m'a beaucoup appris. Nos discussions ont largement contribué à enrichir ce mémoire. Je lui renouvelle mon amitié.

J'associe à ces remerciements Messieurs Ackerer et Stengel. Je leur suis très reconnaissante de l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant de participer à ce jury.

Mes remerciements s'adressent également à Jaoudat Touma et Erik Braudeau. J'ai beaucoup appris en travaillant avec Jaoudat Touma en matière de modélisation du transfert de l'eau dans le sol. Erik Braudeau a créé et développé, grâce à sa passion pour les sols gonflants, une dynamique de recherche originale qui a inspiré de nombreux travaux et en particulier ce travail de thèse.

Je tiens à remercier Olivier Grünberger pour son travail de relecture et Jean Larvy Delarivière pour son orthographe avisée.

Enfin mes pensées vont à tous ceux avec qui j'ai passé de très bons moments pendant mes séjours à Dakar, Bondy et Ithaca. Je pense particulièrement à Samba, Diagana, Fay, Badiane, Balla, Claire, Laure, Athmane, Coudy, Awa, Yves, Hervé, Gaston, Gilles, Jean-Marie, Isabelle, Jean, Helena, Rhonda, Way, Keith, Tim.

Introduction générale

Cadre général

Dans les régions où l'irrigation est une nécessité mais où l'eau de bonne qualité se fait rare, il est devenu important de calibrer avec précision les apports d'eau, ceci afin de prévenir des dégradations irréversibles notamment par salinisation. Une des régions où les problèmes liés à l'irrigation se posent avec acuité est la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Ce secteur est essentiellement formé de vertisols qui sont des sols déformables. C'est dans le cadre des travaux menés par l'ORSTOM dans cette région que cette thèse a été réalisée.

Les modèles de simulation du transfert de l'eau et des solutés peuvent être des outils d'étude et de prédiction intéressants. Cependant, la grande majorité des modèles de transfert suppose la rigidité du sol et ne sont donc pas applicables au transfert de l'eau dans les sols déformables. La théorie est en effet plus compliquée que dans les sols supposés rigides. La modélisation du transfert d'eau nécessite la connaissance des propriétés hydrodynamiques essentielles du sol qui, dans le cas des sols déformables, sont : la relation entre la teneur en eau et le potentiel matriciel, la conductivité hydraulique, et le volume du sol. Les méthodes expérimentales qui servent à déterminer ces propriétés sont en général relativement lourdes à cause de la détermination de la déformation du sol.

Parmi les méthodes de détermination de ces relations la méthode inverse est simple à mettre en œuvre. Elle a toutefois été peu utilisée pour des sols déformables. Dans cette technique, on recherche des expressions analytiques des caractéristiques hydrodynamiques, telles que la simulation d'une expérience avec ces expressions tombe en accord avec la mesure. La méthode inverse présente beaucoup d'avantages car elle peut être mise en œuvre avec des dispositifs simples qui permettent d'obtenir des résultats rapidement.

Objectifs

L'objectif de ce travail est la mise au point d'une méthode de détermination simultannée des trois propriétés hydrodynamiques essentielles des sols déformables. Elle est basée sur une méthode inverse utilisant des expérimentations simples effectuées sur des échantillons de sol de quelques centimètres.

Organisation générale

L'exposé de ce mémoire est organisé en trois parties :

La première partie est une revue bibliographique portant sur la théorie des transferts d'eau dans les sols déformables et sur les méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques d'échantillons de sol.

La deuxième partie est une présentation des méthodes que nous avons utilisées et dont les choix sont discutés. La méthode inverse proposée associe un modèle de transfert de l'eau en milieu déformable à des dispositifs expérimentaux qui étudient les transferts d'eau et la déformation du sol.

Enfin, la troisième partie est consacrée à tester la validité de la méthode inverse. Une analyse de sensibilité permet d'étudier l'effet de la prise en compte de la déformation sur la modélisation des processus hydrodynamiques des sols étudiés.

SOMMAIRE

Partie 1 : Rappels bibliographiques

CHAPITRE 1 : RAPPEL THEORIQUE SUR LE TRANSFERT D'EAU DANS LES SOLS PARTIELLEMENT SATURES DEFORMABLES.....9
CHAPITRE 2 : LES PHENOMENES DE RETRAIT-GONFLEMENT D'ECHANTILLON DE SOL.....19
CHAPITRE 3 : APPLICATION DES METHODES INVERSES A LA CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE D'ECHANTILLON DE SOL.....33

Partie 2 : Dispositifs expérimentaux et méthodes numériques

CHAPITRE 4 : MODELE NUMERIQUE D'ECOULEMENT D'EAU ET DE DEFORMATION TRIDIMENSIONNELLE DU SOL.....50
CHAPITRE 5 : PROTOCOLES EXPERIMENTAUX.....64
CHAPITRE 6 : METHODE DE DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DE SOLS DEFORMABLES.....75

Partie 3 : Résultats et discussion

CHAPITRE 7 : PRESENTATION DES RESULTATS ET COMPARAISON DES METHODES.....86
CHAPITRE 8 : ANALYSE DE SENSIBILITE A LA DEFORMATION.....108

Liste des pincipaux Symboles

Symbole	Définition	Dimensions
a_v	Coefficient de compressibilité	$[LT^2/M]$
C	Capacité capillaire	$[L^{-1}]$
C_c	Indice de compression	$[L^2T^{-1}]$
C_s	Indice de décompression	$[L^2T^{-1}]$
C_v	Coefficient de consolidation	$[T^{-3}M]$
D_m	Diffusivité matérielle	$[L^2T^{-1}]$
e	Indice des vides (v_v/v_s)	$[L^3L^{-3}]$
F_s	Tenseur gradient de transformation de la phase solide	
g	Accélération de la pesanteur	$[LT^{-2}]$
H	Constante de Henry de dissolution del'air dansl'eau	
h	Potentiel matriciel de l'eau	$[ML^{-1}T^{-2}]$
Imp	Impédance de la plaque poreuse	$[T^{-1}]$
J_s	Déterminant Jacobien du tenseur gradient de transformation de la phase solide	
K_a	Conductivité de l'air par rapport à l'observateur	$[LT^{-1}]$
K_s	Conductivité de la phase solide par rapport à l'observateur	$[LT^{-1}]$
K_{sat}	Conductivité hydraulique à saturation	$[LT^{-1}]$
K_w	Conductivité hydraulique par rapport à l'observateur	$[LT^{-1}]$
$K_{w/s}$ ou K	Conductivité hydraulique relative aux particules solides	$[LT^{-1}]$
m_s	Masse de particules solides de l'élément de sol considéré	[M]
m_t	Masse total de l'élément de sol considéré	[M]
m_w	Masse d'eau de l'élément de sol considéré	[M]
M_c	Capacité de masse du fluide	$[L^{-1}]$
P_0	Charge extérieure	$[ML^{-1}T^{-2}]$
P_s	Pression de gonflement	$[ML^{-1}T^{-2}]$
q	Flux volumique hydraulique par unité de surface	$[LT^{-1}]$
r_s	Facteur de géométrie	
S_e	Saturation effective	
S_w	Degré de saturation en eau (v_w/v_v)	$[L^3L^{-3}]$
u_a	Pression de pore de l'air	$[ML^{-1}T^{-2}]$
u_w	Pression de pore de l'eau	$[ML^{-1}T^{-2}]$
v_a	Volume d'air de l'élément de sol considéré	$[L^3]$
v_s	Volume de particules solides de l'élément de sol considéré	$[L^3]$
v_t	Volume total de l'élément de sol considéré	$[L^3]$
v_v	Volume des vides de l'élément de sol considéré	$[L^3]$
v_w	Volume d'eau de l'élément de sol considéré	$[L^3]$
V_{sp}	Volume spécifique (v_t/m_s)	$[L^3M^{-1}]$
$\overline{V}_w$	Pente de la courbe de retrait-gonflement ($\Delta e/\Delta\vartheta$)	
w_w	Teneur en eau massique (m_w/m_s)	$[MM^{-1}]$
X, Y, Z	Coordonnées matérielles	[L]
x, y, z	Coordonnées spatialles	[L]
χ	Paramètre de Bishop	
γ	Densité spécifique du sol	

$\mathcal{S}$	Taux d'humidité (v_w/v_s)	$[L^3L^{-3}]$
θ_a	Teneur volumique en air	$[L^3L^{-3}]$
θ_s	Teneur volumique en particules solides	$[L^3L^{-3}]$
θ_w ou θ	Teneur volumique en eau (v_w/v_t)	$[L^3L^{-3}]$
ρ_a	Masse volumique de l'air	$[ML^{-3}]$
ρ_d	Masse volumique apparente sèche (m_s/v_t)	$[ML^{-3}]$
ρ_s	Masse volumique des particules solides (m_s/v_s)	$[ML^{-3}]$
ρ_w	Masse volumique de l'eau	$[ML^{-3}]$
σ et σ'	Contrainte normal et contrainte effective	$[ML^{-1}T^{-2}]$
Φ_a	Potentiel de l'air	$[ML^{-1}T^{-2}]$
Φ_s	Potentiel de solide	$[ML^{-1}T^{-2}]$
Φ_w	Potentiel total de l'eau	$[ML^{-1}T^{-2}]$
τ	Lecture tensiomètrique	$[ML^{-1}T^{-2}]$
Ω	Potentiel de surcharge	$[ML^{-1}T^{-2}]$

PARTIE 1

Rappels bibliographiques

Introduction de la première partie

La première partie de ce mémoire présente une revue bibliographique sur la modélisation du transfert de l'eau dans les sols déformables et sur les méthodes de détermination des propriétés hydrodynamiques nécessaires aux fonctionnement des modèles. Nous nous sommes limités à l'étude des modèles qui considèrent le sol comme un milieu continu. Les méthodes de caractérisation auxquelles nous nous sommes intéressés sont des méthodes de laboratoire effectuées sur des échantillons de sol de quelques centimètres.

Chapitre 1 : Rappel théorique sur le transfert d'eau dans les sols partiellement saturés déformables

Les transferts d'eau dans les milieux déformables partiellement saturés peuvent être décrits selon deux approches, celle des physiciens du sol et celle des mécaniciens du sol. Même si les deux façons de traiter la question s'appuient sur les mêmes bases physiques, les préoccupations des deux communautés sont différentes. Les physiciens du sol s'intéressent au besoin en eau et en solutés des plantes ou aux problèmes de pollution, de salinisation et de dégradation du sol. De ce point de vue, les modèles de transferts d'eau sont des outils intéressants de prédiction des risques. Les mécaniciens du sol s'intéressent davantage aux effets de la déformation du sol sur les risques de dommages des bâtiments et des routes. Ils étudient principalement l'action de la contrainte mécanique sur les propriétés hydrodynamiques du sol. Dans cette partie nous allons présenter brièvement l'approche théorique des transferts d'eau dans les sols déformables partiellement saturés selon les deux disciplines scientifiques.

1.1 Approche des physiciens du sol

1.1.1 Equations générales d'écoulement d'eau en milieu déformable

Le mouvement de l'eau dans le sol est décrit selon l'approche mécaniste à partir de l'équation dynamique et de l'équation de continuité. Le sol est considéré comme un milieu poreux polyphasique dans lequel coexistent une phase solide, une phase liquide et une phase gazeuse. Le comportement hydrodynamique des sols déformables est différent de celui des sols rigides car dans ce premier cas la variation de teneur en eau est simultanée à un changement de volume. Le formalisme mathématique pour décrire l'écoulement de l'eau est aussi différent et un peu plus compliqué que dans le second cas.

A. Equations de transfert en coordonnées d'Euler

Les équations de transfert des trois phases eau, air et de solide dans un sol partiellement saturé sont données respectivement par :

$$\frac{\partial(\rho_w \theta_w)}{\partial t} = \nabla \cdot \left(\rho_w \overline{\overline{K}}_w \nabla \Phi_w\right) \tag{1.1a}$$

$$\frac{\partial(\rho_a(\theta_a + H\theta_w))}{\partial t} = \nabla \cdot \left(\rho_a\left(\overline{\overline{K}}_a \nabla \Phi_a + H.\overline{\overline{K}}_w \nabla \Phi_w\right)\right) \tag{1.1b}$$

$$\frac{\partial(\rho_s \theta_s)}{\partial t} = \nabla \cdot \left(\rho_s \overline{\overline{K}}_s \nabla \Phi_s\right) \tag{1.1c}$$

où ρ_α (kg cm^{-3}) est la masse volumique de la phase α, θ_α (cm^3 cm^{-3}) est la teneur volumique en phase α, $\overline{\overline{K}}_\alpha$ (cm h^{-1}) est le tenseur de conductivité de la phase α, Φ_α (cm) est le potentiel de la phase α et H représente la constante de Henry de dissolution de l'air dans l'eau.

Les équations (1.1) décrivent le mouvement de la phase α dans un système de coordonnées fixes, appelé système de coordonnées spatiales ou d'Euler. L'équation d'écoulement de l'eau (1.1a) est en principe applicable pour tous les types de sol. Cependant son utilisation pour les sols déformables n'est pas très appropriée. Cela provient de la nécessité de prendre en compte les effets de la déformation sur la dépendance spatiale et temporelle des variables $\overline{\overline{K}}_w$ et Φ_w. D'autre part les conditions à la limite sont plus faciles à exprimer sur des surfaces fixes par rapport à la phase solide (e.g., Sposito et Giraldez, 1976a, Vauclin, 1988).

B. Equations de transfert en coordonnées de Lagrange

Pour ces raisons, l'utilisation d'un référentiel de Lagrange (encore appelé référentiel matériel), attaché à la phase solide, est préféré. L'équation de l'écoulement d'eau et de l'air en coordonnées de Lagrange est donnée par (Raats et Klute, 1968 a et b, 1969, Sposito et Giraldez, 1976a et Angulo Jaramillo, 1989) :

$$\rho_d \frac{\partial\left(\frac{\rho_w \theta_w}{\rho_d}\right)}{\partial t} = \nabla_s \cdot \left(\rho_w \overline{\overline{K}}_{w/s} \nabla_s(\Phi_w) F_s^{-1}\right) F_s^{-1} \qquad (1.2a)$$

$$\rho_d \frac{\partial\left(\frac{\rho_a}{\rho_d}(\theta_a + H.\theta_w)\right)}{\partial t} = \nabla_s \cdot \left(\rho_a \left(\overline{\overline{K}}_{a/s} \nabla_s(\Phi_a) F_s^{-1} + H.\overline{\overline{K}}_{w/s} \nabla_s(\Phi_w)\right) F_s^{-1}\right) F_s^{-1} \qquad (1.2b)$$

où ρ_d (kg cm^{-3}) est la masse volumique séche, $\overline{\overline{K}}_{w/s}$ (cm h^{-1}) est le tenseur de conductivité hydraulique relative à la phase solide et $\overline{\overline{K}}_{a/s}$ (cm h^{-1}) est le tenseur de conductivité de l'air relative à la phase solide. L'opérateur ∇_s indique que la dérivation spatiale s'effectue par rapport aux système de coordonnées Lagrangien. Le tenseur gradient de déformation, F_s, sera défini ultérieurement.

L'équation (1.2a) peut être réécrite en utilisant les variables taux d'humidité ϑ (volume d'eau/ volume de particules solides) et indice des vides e (volume de vide/volume de particules solides). Ces variables présentent l'avantage de s'exprimer par rapport au volume des matière solide qui reste constant dans les sols déformables. Elles sont reliées à la masse volumique des particules solides (ρ_s), à la masse volumique apparente sèche (ρ_d) et à la teneur en eau volumique (θ_w) par les relations suivantes :

$$\vartheta = \theta_w \frac{\rho_s}{\rho_d} \qquad (1.3a)$$

$$e = \frac{\rho_s}{\rho_d} - 1 \qquad (1.3b)$$

En introduisant ces variables dans l'équation (1.2a) et dans l'hypothèse où l'eau est incompressible (avec ρ_w=1g cm^{-3}), on obtient la forme suivante de l'équation de l'écoulement de l'eau dans un référentiel de Lagrange :

$$\frac{1}{1+e}\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \nabla_s \cdot \left(\overline{\overline{K}}_{w/s} \nabla_s \left(\Phi_w\right) F_s^{-1}\right) F_s^{-1} \qquad (1.4)$$

L'écoulement de l'air (Eq. 1.1b et 1.2b) qui est souvent négligé peut, dans certains cas, avoir des incidences sur l'écoulement de l'eau (Touma, 1984, Touma et Vauclin, 1986, Vauclin 1989).

C. Tenseur du gradient de déformation

Les équations (1.2 a et b) diffèrent des équations (1.1 a et b) par la présence du tenseur gradient de déformation dont les composantes sont données par (Truesdell et Toupin, 1960) :

$$F_{s_{ij}} = \frac{\partial x_i}{\partial X_j} \qquad (1.5)$$

où x_i et X_j sont respectivement les coordonnées spatiales et matérielles. Le Jacobien du tenseur gradient de déformation est donné par (Euler, 1762) :

$$J_s = \det\left|F_s\right| = \frac{\rho_r}{\rho_d} \qquad (1.6)$$

où ρ_r (g cm^{-3}) est la masse volumique du sol à un état de référence r. L'équation 1.6 résulte directement de l'équation de conservation de masse (e.g., Baveye, 1992).

D. Potentiel de l'eau

Une autre différence entre les équations (1.1a) et (1.2a) est la présence d'une composante additionnelle Ω (cm) dans l'expression du potentiel total de l'eau Φ_w (cm), représentant le potentiel de surcharge. En milieu déformable, le potentiel de l'eau (supposée chimiquement pure) est donné par (e.g., Philip, 1969, Sposito et Giraldez, 1976a) :

$$\Phi_w = h - z + \Omega \qquad (1.7)$$

où h (cm) est le potentiel matriciel et z (cm) est le potentiel gravitationnel (positif vers le bas). Le potentiel de surcharge Ω est exprimé en coordonnées matérielles par :

$$\Omega = \overline{V}_w \left(P_0 + \int_0^z \gamma \left(F_s^{-1}\right)_z dZ \right) \qquad (1.8)$$

où $\overline{V}_w$ est la pente de la courbe de déformation $\left(\frac{\partial e}{\partial \vartheta}\right)$, P_0 (cm) est la charge extérieure γ est la densité spécifique du sol sus-jacent ($\gamma = \theta_w + \rho_d / \rho_w$) et Z est la coordonnée matérielle verticale.

Le potentiel osmotique, qui joue un rôle important lorsque les concentrations en solutés sont élevées, est négligé car dans cette étude les solutions du sol sont très diluées.

Malgré la présence de F_s et Ω dans l'équation (1.1a) par rapport à (1.2a), ces équations ont une forme similaire. Ainsi les méthodes numériques classiquement développées pour résoudre l'équation d'eau dans les sols rigides (1.1a) peuvent être utilisées pour résoudre le transfert d'eau en milieu déformable (1.2a).

1.1.2. Déformation et écoulement monodimensionnels

A. Tenseur du gradient de déformation

Le tenseur du gradient de déformation F_s, présenté dans la littérature de physique du sol correspond à un mouvement monodimensionnel des particules solides (Smiles et Rosenthal, 1968, Raats et Klute, 1969). Sa forme générale est donnée par (Baveye, 1992) :

$$F_s = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \rho_r / \rho_d \end{bmatrix} \qquad (1.9)$$

où ρ_r représente, comme dans l'équation 1.6, la masse volumique du sol à un état de référence r.

Smiles et Rothental (1968) introduisent un système de coordonnées matérielles qui se réfère à un état de porosité nulle du sol et dans ce cas $\rho_r=\rho_s$. Cette transformation est employée avec succès pour simuler les transferts d'eau dans des colonnes de sol en laboratoire (Philip et Smiles, 1969). Sposito et al. (1976) et Baveye et al. (1989) constatent cependant qu'elle ne peut être appliquée au champ en raison de la difficulté de mesure de ρ_s *in situ*. Le système de coordonnées présenté par Raats et Klute (1969) qui se réfère à un état de la porosité au temps initial est préféré et dans ce cas $\rho_r = \rho_{d_0}$ où ρ_{d_0} est la masse volumique initiale sèche du sol.

B. Equation de transfert

Cependant, le changement de coordonnées présenté par Smiles et Rosenthal (1968) conduit à une formulation concise de l'équation (1.4). Cela provient des simplifications apportées par l'équation (1.3b). La forme monodimensionnelle de l'équation (1.4) devient alors (Philip, 1969) :

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z}\left(\frac{K_{w/s}}{1+e}\frac{\partial \Phi_w}{\partial Z}\right) \qquad (1.10)$$

où $K_{w/s}$ est la valeur principale du tenseur de conductivité.

1. Déformation linéaire

Philip (1969) suppose une courbe de déformation linéaire $\left(\overline{V}_w = 1\right)$. En absence de charge de surface dans l'équation (1.8), l'équation d'écoulement de l'eau (1.10) devient alors (Philip, 1969) :

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z}\left[D_m\left(\frac{\partial \vartheta}{\partial Z}\right) + (1-\gamma)K_{w/s}\right] \qquad (1.11)$$

où D_m est la diffusivité matérielle ($D_m = \frac{K_{w/s}}{1+e}\frac{\partial h}{\partial \vartheta}$).

2. Déformation quelquonque

Kim et al. (1992a) considèrent une courbe de déformation quelconque. L'équation de l'écoulement de l'eau (1.10) présente une forme un peu plus compliquée :

$$C(\vartheta)\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z}\left[K_m\left(\frac{\partial h}{\partial Z} + SF1 + SF2\frac{\partial \vartheta}{\partial Z}\right)\right] \qquad (1.12)$$

où $C(\vartheta)$ représente la capacité capillaire ($d\vartheta/dh$), K_m est la conductivité hydraulique matérielle ($K_{w/s}/(1+e)$), et les termes :

$$SF1 = -(1+e) - (\vartheta + \gamma_s)\overline{V}_w \qquad (1.13a)$$

$$SF2 = \frac{d\overline{V}_w}{d\vartheta}\int_0^Z (\vartheta + \gamma_s)dZ \qquad (1.13b)$$

1.1.3 Déformation tridimensionnelle et écoulement monodimensionnel

Kim et al. (1992c) proposent une équation d'écoulement qui prend en compte une déformation tridimensionnelle du sol alors que l'écoulement de l'eau reste monodimensionnel. En considérant une déformation normale, l'équation est de la forme :

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z}\left(K_m\left(\frac{\partial h}{\partial Z} + SF1\right)\right) \qquad (1.14)$$

Le changement de coordonnées proposé est :

$$dZ = \frac{dz}{(1+e)}\left(\frac{1+e_r}{1+e}\right)^{1/r_s} \qquad (1.15)$$

où e_r représente l'indice des vides final et r_s est le facteur de géométrie défini par Bronswijk (1988) pour caractériser l'anisotropie de la déformation d'un échantillon de sol. Cependant aucun tenseur du gradient de déformation n'est présenté, ce qui rend les conditions d'application de cette équation un peu incertaines.

1.1.4 Conclusion sur l'approche des physiciens du sol

Dans la communauté des physiciens du sol, les transferts en milieux déformables sont plutôt décrits selon une approche Lagrangienne qui présente des avantages par rapport à l'approche Eulérienne souvent utilisée pour simuler le transfert d'eau dans les sols rigides. La plupart des modèles sont basés sur une description monodirectionnelle de la déformation et des transferts. Smiles (1995) rappelle pourtant que le processus de dessèchement des sols implique nécessairement pour les sols déformables une déformation tridimensionnelle. La résolution des équations de transfert présentées dans cette partie est basée sur une connaissance des relations $h(\vartheta)$, $K(\vartheta)$ et $e(\vartheta)$ ou $\vartheta(h)$, $K(h)$ et $e(h)$. Cependant, le sol in situ peut être soumis aux contraintes dues par exemple au poids d'engins agricoles ou en profondeur au sol environnant. Les physiciens du sol étudient peu l'influence de ces contraintes mécaniques sur les propriétés hydrodynamiques. Ce phénomène est plutôt étudié par les mécaniciens du sol, dont nous allons brièvement présenter l'approche.

1.2 Approche des mécaniciens du sol

Les mécaniciens du sol étudient essentiellement l'influence de la contrainte mécanique sur le comportement des sols saturés. Certains auteurs étudient également le transfert dans les sols non saturés en prenant en compte l'action simultanée de la contrainte mécanique et de la succion matricielle. Vauclin (1988) et Kim et al. (1993a) étudient ces différents modèles et les comparent à ceux utilisés en physique du sol.

1.2.1 Introduction de la variable contrainte

Les variables de référence utilisées par les mécaniciens des sols sont la contrainte mécanique $(\sigma-u_a)$ et la succion matricielle (u_a-u_w) où u_a et u_w sont respectivement la pression de pores de la phase air et de la phase eau. La pression de pores de l'eau u_w est liée au potentiel matriciel h, utilisée par les physiciens des sols, par la relation :

$$u_w = \rho_w g h \qquad (1.16)$$

Les mécaniciens du sol ne considèrent pas forcement que la pression de l'air u_a est constante et égale à la pression atmosphérique comme c'est souvent le cas pour les physiciens du sol.

A. Contrainte effective

La théorie de la consolidation de (Terzaghi, 1951) établie pour les sols saturés est étendue aux milieux partiellement saturés par l'équation de la contrainte effective de Bishop (1959) :

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi(u_a - u_w) \qquad (1.17)$$

où σ et σ' représentent respectivement la contrainte normale et la contrainte normale effective, χ ($0<\chi<1$) est le paramètre de Bishop dépendant du degré de saturation. Cependant, de nombreuses études remettent en question la notion de contrainte effective dans les sols partiellement saturés (Burland, 1965). Ces auteurs montrent que les propriétés du sol dépendent de manière indépendante des variables de contrainte mécanique (σ-u_a) et de succion matricielle (u_a -u_w).

B. Surfaces constitutives

Matyas et Radhakrishna (1968) puis Fredlund et Morgenstern (1977) substituent alors la notion de surfaces constitutives au concept de contrainte effective. Ces surfaces sont tracées à partir des résultats d'essais oedométriques d'un échantillon de sol. Les protocoles expérimentaux utilisés sont présentés dans le prochain chapitre. Matyas et Radhakrishna (1968) proposent d'utiliser les variables indice des vides (e) et degré de saturation de l'eau ($S_W = v_w/v_v$). Les surfaces constitutives relatives à la phase eau et à la phase solide sont décrites respectivement sous forme différentielle par les relations :

$$dS_w = b_t d(\sigma - u_a) + b_m d(u_a - u_w) \qquad (1.18\ a.)$$

$$de = a_t d(\sigma - u_a) + a_m d(u_a - u_w) \qquad (1.18\ b.)$$

où b_t, b_m, a_t et a_m sont les coefficients de déformation volumétriques.

Fredlund et Morgenstern (1977) préfèrent utiliser des variables qui se réfèrent à un volume initial du sol. Ils obtiennent les équations constitutives des phases eau, air et solide suivantes :

$$\frac{dv_w}{v_0} = m_1^w d(\sigma - u_a) + m_2^w d(u_a - u_w) \qquad (1.19a.)$$

$$\frac{dv_a}{v_0} = m_1^a d(\sigma - u_a) + m_2^a d(u_a - u_w) \qquad (1.19b)$$

$$\frac{dv_v}{v_0} = m_1^s d(\sigma - u_a) + m_2^s d(u_a - u_w) \qquad (1.19c)$$

où v_W, v_a , v_V et v_0 représentent respectivement le volume d'eau, le volume d'air, le volume de vide et le volume initial de l'élément de sol, m_1^α et m_2^α sont les coefficients de déformation volumétrique associés à la phase α.

1.2.2 Les modèles d'écoulement d'eau

A. Prise en compte de la contrainte effective

Narasimhan et Witherspoon (1977) modélisent la consolidation d'un sol non saturé en utilisant la contrainte effective de Bishop (Eq. 1.17). La consolidation correspond à l'application d'une charge de plus en plus importante sur un échantillon de sol, ce qui entraîne une diminution du volume global. Le modèle considère que l'écoulement et la déformation sont monodirectionnels et verticaux. Il utilise une description Lagrangienne.

En utilisant la relation $\vartheta = S_w e$, l'équation 1.4 (sans négliger la compressibilité de l'eau) s'écrit :

$$\frac{1}{1+e}\frac{\partial(\rho_w S_w e)}{\partial h}\frac{\partial h}{\partial t} = \nabla_s \cdot \left(\rho_w \overline{\overline{K}}_{w/s} \nabla_s \Phi_w F_s^{-1}\right) F_s^{-1} \qquad (1.20)$$

La capacité de masse du fluide M_c, tel que $M_c = \frac{1}{1+e}\frac{\partial(\rho_w S_w e)}{\partial h}$, s'écrit sous forme développée :

$$M_c = \frac{1}{1+e}\left(\rho_w S_w \frac{\partial e}{\partial h} + \rho_w e \frac{\partial S_w}{\partial h} + e S_w \frac{\partial \rho_w}{\partial h}\right) \qquad (1.21)$$

En introduisant l'équation de contrainte effective de Bishop (1959) (Eq. 1.17), la capacité de masse de fluide devient :

$$M_c = \frac{1}{1+e}\left(\rho_w^2 g S_w a_v \chi' + \rho_w e \frac{\partial S_w}{\partial h} + e S_w \frac{\partial \rho_w}{\partial h}\right) \qquad (1.22)$$

où $\chi' = \chi + h\frac{\partial \chi}{\partial h}$ et a_v est le coefficient de compressibilité $a_v = -\partial e / \partial \sigma'$.

Les trois termes du membre de droite de l'équation 1.22 expriment respectivement la contribution de la déformation à la variation de contrainte effective, la contribution de la désaturation à la variation de potentiel de l'eau et la contribution de la compressibilité de l'eau.

En mécanique, le coefficient de compressibilité ($a_v = -\partial e / \partial \sigma'$) et le coefficient de consolidation ($C_v = K(1+e)/a_v$) expriment le comportement du sol lors d'une variation de contrainte effective. Ces coefficients sont respectivement équivalents à la capacité capillaire ($C = \partial\theta / \partial h$) et à la diffusivité capillaire ($D = K / C$) qui sont utilisés en physique du sol pour décrire le comportement d'un sol non saturé lors d'une variation de potentiel matriciel (Kim et al., 1993a et Vauclin et Angulo, 1995). L'inconvénient majeur du modèle de Narasimhan et Witherspoon (1977) est de considérer la contrainte effective du sol dont le concept est très souvent remis en cause dans le cas des sols non saturés.

B. Prise en compte des surfaces constitutives :

Fredlund et Hasan (1979) et Lloret et Alonso (1980) proposent de décrire la consolidation d'un sol en utilisant les relations obtenues à partir des surfaces constitutives (1.19). Dans ce cas, les modèles sont basés sur une approche Eulérienne. En supposant l'eau incompressible et l'écoulement monodirectionnel vertical, l'équation 1.1a devient :

$$\frac{\partial(v_w / v_0)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_w \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{u_w}{\rho_w g} - z\right)\right) \qquad (1.23)$$

où K_w est la valeur principale du tenseur de conductivité hydraulique. L'introduction de l'équation constitutive de la phase eau (Eq. 1.19a) dans l'équation 1.23, en supposant les coefficients $m_1{}^w$ et $m_2{}^w$ constants, permet d'écrire :

$$\frac{\partial u_a}{\partial t}(m_2^w - m_1^w) - m_2^w \frac{\partial u_w}{\partial t} - m_1^w \frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_w\left(\frac{u_w}{\rho_w g} - z\right)\right) \qquad (1.24)$$

De la même manière Fredlund et Hassan (1979) obtiennent l'équation de l'écoulement de l'air :

$$\frac{\partial u_a}{\partial t}\left(m_2^a - m_1^a + \frac{1}{\bar{u}_a}\frac{V_a}{V_0}\right) - m_2^a \frac{\partial u_w}{\partial t} + m_1^a \frac{\partial \sigma}{\partial z} = \rho_a \frac{\partial}{\partial z}\left(K_a \frac{\partial u_a}{\partial z}\right) \qquad (1.25)$$

où $\bar{u}_a$ représente la pression absolue de pore de l'air ($\bar{u}_a = u_a + u_{atm}$).

1.2.3 Conclusion sur l'approche des mécaniciens du sol

Pour résoudre les équations présentées dans cette approche, il est nécessaire de connaître les propriétés hydrodynamiques qui ne s'expriment plus seulement en fonction du potentiel matriciel comme c'est le cas en physique des sols, mais également en fonction de la contrainte mécanique. Les inconvénients majeurs de la plupart de ces modèles sont d'utiliser un référentiel d'Euler, dont on a montré qu'il n'est pas très approprié pour décrire les écoulements dans les sols déformables, et de négliger le potentiel de surcharge. Une alternative serait d'introduire les équations constitutives dans une approche Lagrangienne des transfert d'eau, ce qui produit (Vauclin, 1988) :

$$\frac{1}{1+e}\left(\frac{\partial(u_a - u_w)}{\partial t}\left(eb_m + S_w a_m\right) + \frac{\partial(\sigma - u_a)}{\partial t}\left(eb_t + S_w a_t\right)\right) = \nabla_s\left(\bar{\bar{K}}_w \nabla_s \Phi_w F_s^{-1}\right)F_s^{-1} \qquad (1.26)$$

1.3 Conclusion

En physique du sol, le référentiel Lagrangien est apparu comme le plus approprié pour décrire les écoulements en milieu déformable et la plupart des modèles d'écoulement l'utilisent. La principale lacune de ces modèles est de ne pas prendre en compte l'influence de la contrainte mécanique sur les propriétés hydrodynamiques du sol.

Les mécaniciens du sol étudient les effets simultanés de la succion matricielle et de la contrainte mécanique sur le comportement du sol. Pour cela, le concept de contrainte effective est d'abord proposé puis celui de surface constitutive. Cependant la description des transferts utilise souvent une approche Eulérienne dont on a montré qu'elle n'était pas très appropriée pour décrire les transferts en milieu déformable.

Dans tous les cas, pour résoudre les équations de transfert présentées dans cette partie, il faut connaître les propriétés hydrodynamiques du sol. Pour les sols déformables, trois relations sont nécessaires. Elles décrivent le comportement des variables liées au volume d'eau, au volume des vides et à la conductivité hydraulique en fonction des contraintes qui sont liées au potentiel matriciel ou à une charge extérieure. Dans les deux chapitres suivants nous présenterons les techniques de détermination de ces propriétés.

Chapitre 2 : Les phénomènes de retrait-gonflement d'échantillon de sol

Les phénomènes de retrait-gonflement des sols peuvent avoir des incidences importantes aussi bien en génie civil qu'en agronomie. Dans ces deux disciplines, de nombreuses méthodes expérimentales ont été développées pour quantifier la déformation du sol. En pédologie, la courbe de déformation d'un sol traduit l'état de sa structure. Les pédologues en tirent alors des informations sur l'état de dégradation de la structure du sol et sur la réserve en eau utilisable par les plantes (Braudeau, 1988b). En physique du sol, la courbe de déformation est une donnée importante pour décrire le transfert de l'eau dans le sol (Kim et al., 1992a, Perrier, 1994). Dans ces disciplines, on étudie la variation de volume d'un sol consécutivement à une variation de potentiel de l'eau du sol en dehors de toute contrainte mécanique. En génie civil, on cherche à étudier l'influence de la contrainte mécanique liée au poids des ouvrages (bâtiments, routes...) sur les couches de sol sous-jacent. Dans ce cas, on étudie l'action des forces extérieures sur la déformation du sol. Dans ce chapitre, nous présenterons les différentes approches et les outils méthodologiques développés dans ces disciplines.

2.1 Retrait-gonflement d'échantillon de sol en absence de contrainte mécanique externe

Les courbes de déformation étudiées sans contrainte sont souvent, pour des raisons essentiellement pratiques, des courbes de retrait qui expriment la variation de volume du sol en même temps que la variation de teneur en eau ou de potentiel matriciel.

2.1.1 Mise en relation avec les différents niveaux d'organisation du sol

Le comportement du sol au retrait est mis en relation avec les différents niveaux d'organisation du sol. Nous rappelerons tout d'abord que la constitution d'un sol est définie par la nature et le mode d'assemblage des constituants élémentaires minéraux (Bruand, 1993). Dans cette phase minérale on distingue la phase argileuse dite "réactionnelle" constituée par des particules de très petite taille et le squelette constitué par des particules dites "inertes" qui sont des sables ou des limons. La courbe de déformation du sol s'explique par la nature des constituants argileux mais également par l'arrangement de la phase argileuse et du squelette.

A. Courbe de retrait d'une pâte d'argile

Le premier niveau d'organisation est représenté par la phase argileuse seule. Le comportement hydrique d'une pâte d'argile a été étudié par de nombreux auteurs (Haines, 1923, Sposito et Giraldez, 1976 et Tessier et Pedro, 1980). Les courbes de retrait obtenues à partir d'échantillons de pâte d'argile présentent trois phases (Fig. 2.1). La première phase correspond aux teneurs en eau les plus élevées. Le volume d'eau perdu entraîne une diminution équivalente de volume de sol. Cette phase linéaire est appelée phase de retrait principal. Dans une deuxième phase le départ d'eau est associé à une arrivée d'air. L'échantillon n'est plus saturé. Cette phase curviligne est appelée phase de retrait résiduel. Le point de transition de ces deux

phases correspond au point d'entrée d'air. A la fin du retrait, l'échantillon perd de l'eau pratiquement sans variation de volume. Cette dernière phase est appelée phase de non-retrait ou phase de retrait linéaire résiduel. Le point à partir duquel le volume de l'échantillon ne diminue plus est appelé limite de retrait.

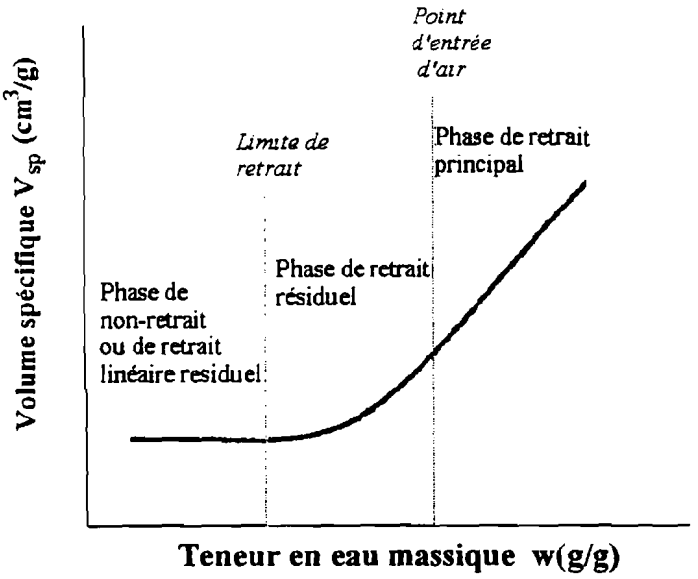

Fig. 2.1 : Courbe de retrait typique d'une pâte d'argile

Tessier (1987) montre que le comportement au retrait des pâtes argileuses est étroitement lié aux propriétés des particules élémentaires d'argile.

B. Courbe de retrait d'un sol à structure conservée

Dans les sols, la phase argileuse est associée à un squelette et ces deux phases sont organisées en une structure plus ou moins complexe. Les courbes de retrait obtenues sur des échantillons de sol à structure conservée montrent un comportement en début de retrait que n'ont pas les échantillons de pâte d'argile. Cette phase correspond essentiellement à un drainage des pores les plus grossiers qui se déforment peu. La perte d'eau est donc supérieure à la diminution de volume apparent qui l'accompagne. Cette phase de retrait linéaire pour les fortes teneurs en eau puis curviligne est appelée phase de retrait structural et donne à la courbe de retrait une allure caractéristique en "S" (Haines, 1923, Braudeau, 1988a et b) (Fig.2.2).

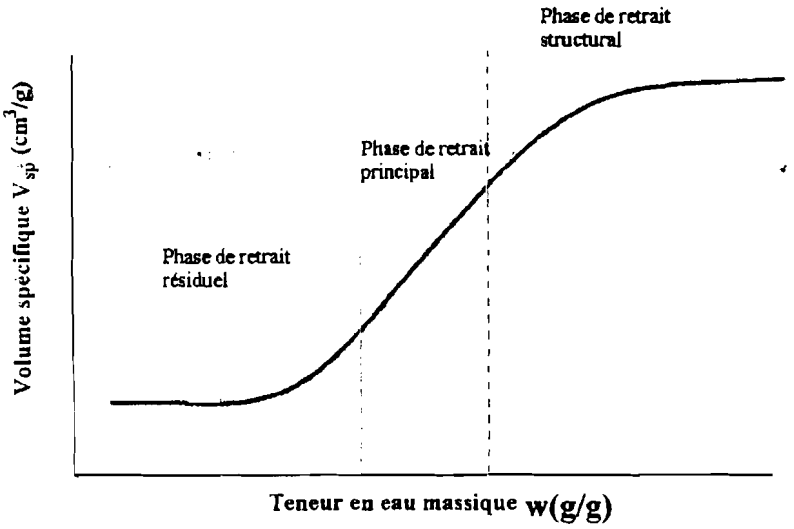

Fig 2 .2 : Courbe de retrait typique d'un sol à structure conservée

1.2 Modélisation de la déformation

oquet (1995) présente une synthèse des différents modèles de courbes de déformation roposés. Le tableau ci-dessous (2.1) présente certains de ces modèles. Il indique les phases crites par le modèle et la forme que le modèle peut leur donner ainsi que le nombre de ramètres utilisés pour l'expression mathématique de la courbe de retrait.

A. Les modèles

Modèles	Retrait résiduel	Retrait principal	Retrait structural	Nombre de paramètres
e et Ritchie 80)	linéaire (pente : 0)	pente : 1	linéaire	3
aldez et al. 83)	linéaire (pente : 0) puis curviligne	pente variable	absent	2
Garry et lafant (1987)	linéaire (pente variable)	pente variable	linéaire (pente variable)	5
udeau (1988)	linéaire (pente :0) puis curviligne	pente variable	curviligne puis linéaire (pente variable)	8
n et al. (1992)	linéaire (pente : 0) puis Curviligne	pente : 1	absent	3
iq et Durnford 93)	linéaire (pente : 0) puis curviligne	pente variable	curviligne	7

Tableau 2.1 : Caractéristiques des principaux modèles de courbes de déformation

Le modèle le plus complet est celui de Braudeau (1988). C'est lui qui décrit le mieux le retrait structural. En revanche c'est le plus compliqué car il considère 8 paramètres. C'est ce modèle que nous allons présenter plus en détail.

B. Le modèle de Braudeau (1988 a et b)

Le modèle de Braudeau (1988 a et b) est basé sur l'hypothèse que le sol est composé de micro-aggrégats argileux séparés les uns des autres par un réseau de macropores. Le retrait global du sol est une combinaison linéaire du retrait de ces deux systèmes. Braudeau (1988 a et b) et Braudeau et Touma (1995) identifient quatre points sur la courbe de retrait : la limite de retrait (SL), le point d'entré d'air dans les micro-aggrégats (AE), la limite de contribution de la macroporosité au retrait (LM) et le gonflement maximal des micro-aggrégats (MS) (Fig. 2.3). Le modèle s'exprime généralement à l'aide des variables de teneur en eau massique ($w=m_w/m_s$, où m_w est la masse d'eau et m_s est la masse de sol sec) et de volume spécifique ($V_{sp}=V_t/m_s$ où V_t est le volume total de sol). Cependant, afin d'être homogène avec les notations utilisées dans le reste du travail, nous utiliserons les variables de taux d'humidité ($\vartheta=V_w/V_s$ où V_w représente le volume d'eau et V_s est le volume de sol sec) et d'indice des vides e ($e=V_V/V_s$ où V_v représente le volume de vide) qui sont liées aux précédentes variables par les relations :

$$\vartheta = w\frac{\rho_s}{\rho_w} \quad \text{et} \quad e = V_{sp}\rho_s - 1$$

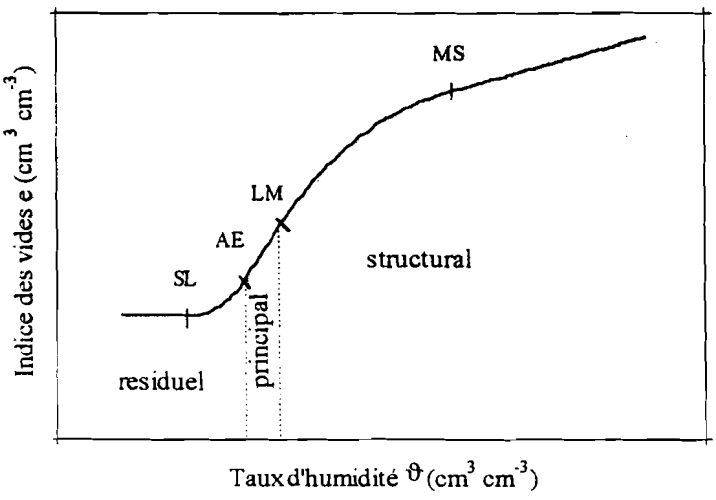

Fig 2.3 : Courbe de retrait et points caractéristiques du modèle de Braudeau (1988 a et b)

L'expression mathématique (Tableau 2.2) implique l'utilisation des coordonnées de ces quatre points et des pentes du retrait principal (K_r) et du retrait structural (K_0). Ces deux pentes sont déduites respectivement des coordonnées des points LM, AE, SL et AE. C'est pour cette raison que le modèle s'exprime seulement en fonction de 8 paramètres.

Phases de déformation	Equations du modèle de Braudeau (1988 a)
Avant SL	$e = e_{SL}$
Phase SL-AE	$e = e_{SL} + K_r\left(\frac{\vartheta_{AE} - \vartheta_{SL}}{\exp(1) - 1}\left(\exp V_n - 1 - V_n\right)\right)$ avec $V_n = \frac{\vartheta - \vartheta_{SL}}{\vartheta_{AE} - \vartheta_{SL}}$
Phase AE-LM	$e = K_r(\vartheta - \vartheta_{AE}) + e_{AE}$
Phase LM- MS	$e = \frac{\vartheta_{LM} - \vartheta_{MS}}{\exp(1) - 1}\left(\left(K_r - K_0\right)\left(\exp(V_m) - \exp(1)\right) - \frac{\vartheta - \vartheta_{LM}}{\vartheta_{LM} - \vartheta_{MS}}\left(K_r - K_0 \exp(1)\right)\right) + e_{LM}$ avec $V_m = \frac{\vartheta - \vartheta_{MS}}{\vartheta_{LM} - \vartheta_{MS}}$
Après MS	$e = K_0\left(\vartheta - \vartheta_{MS}\right) + e_{MS}$

Tableau 2.2 : Expression mathématique du retrait d'un échantillon de sol selon Braudeau (1988).

2.1.3 Méthodes de mesure des courbes de déformation

Les courbes de retrait sans contrainte associent des variations de volume à des variations de potentiel matriciel ou des variations de teneur en eau.

A. Détermination de la teneur en eau

La mesure de la teneur en eau massique peut s'effectuer par simple pesée de l'échantillon humide. La connaissance de la masse sèche obtenue après le passage à l'étuve permet de déterminer la teneur en eau massique (w). La connaissance supplémentaire de la masse volumique des particules solides (ρ_s) permet de déduire le taux d'humidité ($\vartheta = w\rho_s/\rho_w$).

B. Mesure du potentiel

La méthode la plus couramment utilisée pour déterminer le potentiel est celle de l'extracteur à plaque.

1. Extracteur à plaque

L'échantillon est placé sur une plaque poreuse reliée à un dispositif d'évacuation ou d'arrivée de l'eau. Le tout est placé dans une enceinte. Pour extraire l'eau de l'échantillon deux méthodes peuvent être utilisées. La première méthode consiste à envoyer de l'air comprimé dans l'enceinte. Quand la pression de l'air dépasse la pression atmosphérique l'eau de l'échantillon est entraînée à travers les pores de la plaque poreuse. L'écoulement cesse lorsque l'équilibre est atteint entre la pression de l'air et les forces de succion dans l'échantillon. Le deuxième dispositif consiste à appliquer une succion négative à la base de la plaque poreuse.

L'écoulement s'arrête lorsque la succion de l'échantillon est en équilibre avec la succion imposée à la base. Ces deux dispositifs peuvent également être utilisés pour réhumecter l'échantillon. Lorsque l'on baisse la pression de l'air ou la succion à la base de la plaque, l'eau drainée retourne dans l'échantillon. L'humectation se fait alors par paliers de pression ou de succion. A chaque fois qu'un palier est atteint, l'échantillon est sorti de l'enceinte et des mesures de volume et de teneur en eau sont effectuées. Les plaques poreuses utilisées sont caractérisées par des potentiels seuils au delà desquels la saturation de la plaque n'est plus assurée. Le seuil de potentiel maximum est d'environ 15.5 bars en utilisant un dispositif expérimental standard.

2. Tensiomètre

Des mesures de potentiel peuvent également être réalisées au cours de l'évaporation naturelle en utilisant un micro-tensiomètre. Celui-ci est constitué d'une bougie en céramique poreuse qui est reliée à un capteur de pression par l'intermédiaire d'un capillaire. Le système est rempli d'eau dégazée. La variation de la pression du sol est transmise par l'eau qui remplit le capillaire et la pointe céramique. Dans les sols déformables, le potentiel de l'eau mesuré avec le tensiomètre τ est la somme du potentiel de surcharge Ω et du potentiel matriciel h (Talsma, 1977).

$$\tau = h + \Omega$$

L'inconvénient majeur du tensiomètre tient à la gamme limitée de potentiel dans laquelle il fonctionne. En effet, les pores de la céramique se désaturent vers des valeurs de 800 à 1000 millibars. A partir de ces potentiels, de l'air s'introduit dans le circuit qui se rééquilibre alors à la pression atmosphérique. C'est en partie pour cette raison que le tensiomètre est utilisé comme complément de mesure lors de l'établissement des courbes de retrait (Boivin, 1990).

C. Mesure du volume

La détermination du volume peut se faire selon deux types de méthodes. La première consiste à mesurer la poussée d'Archimède qui s'exerce sur un échantillon plongé dans un liquide. La deuxième méthode consiste à mesurer l'évolution des dimensions de l'échantillon.

1. Pesée hydrostatique

Le principe de ces méthodes est de déterminer le volume apparent d'un échantillon de sol à partir de la connaissance du poids de liquide déplacé par cet échantillon. Pour cela on utilise un liquide particulier qui ne pénètre pas dans le sol, ou, on enrobe auparavant l'échantillon d'une substance imperméable au liquide.

On peut utiliser une substance qui pénètre mal comme le mercure (Haines, 1923) ou l'huile (Bronswijk, 1990). On peut également imprégner auparavant l'échantillon avec le liquide dans lequel on effectue la mesure. C'est le cas de la méthode au pétrole (Monier et al., 1973). L'avantage de la première méthode est qu'elle peut être utilisée de manière non destructive.

L'échantillon peut être enrobé au préalable avec de la paraffine (Jonhson et Hill, 1944) ou de la résine de Saran (Mac Garry et Daniels, 1987a et b). Le Saran présente des propriétés particulières qui le rendent attractif. Il est perméable à la vapeur d'eau et imperméable à l'eau

liquide, de plus il présente une bonne plasticité. Cela présente l'avantage de mesurer à plusieurs reprises la déformation sur un même échantillon au cours d'une expérience d'évaporation par exemple. Certains auteurs utilisent un sac plastique ou un ballon en créant le vide entre celui-ci et l'échantillon (Boivin et al., 1991, Tariq et Durnford, 1993). L'intérêt de ce dispositif est également de pouvoir suivre la déformation sur un même échantillon.

2. Mesure des dimensions de l'échantillon

Les méthodes de détermination du volume par pesée hydrostatique sont assez lourdes à mettre en œuvre. Les méthodes de détermination du volume par mesures linéaires de la déformation de l'échantillon sont plus intéressantes. Elles utilisent des capteurs de contact ou des capteurs optiques. La détermination du volume à partir d'une mesure linéaire dans une direction (Wires et al., 1987, Braudeau, 1987) suppose l'isotropie de la déformation ce qui n'est pas toujours vérifiée. La détermination du volume à partir de mesures linéaires de déformation à la fois selon les directions horizontale et verticale est plus appropriée (Berndt et Coughlan, 1976, Kim et al., 1992 b). L'intérêt d'utiliser des capteurs de déplacement par rapport à la méthode de pesée hydrostatique est de pouvoir automatiser la mesure, d'associer plusieurs types de dispositifs expérimentaux, d'installer d'autres capteurs de mesures comme par exemple des tensiomètres (Boivin, 1990), et de pouvoir mesurer l'anisotropie de la déformation si la mesure se fait dans plusieurs directions.

2.1.4 Conclusion

Les courbes de déformation sans contrainte expriment l'évolution du volume de sol en fonction de la teneur en eau ou du potentiel matriciel (e(ϑ) ou e(h) par exemple). De nombreux modèles analytiques sont proposés pour décrire cette courbe de déformation. Certains rendent bien compte des différentes phases observées sur les courbes expérimentales. Parmi les méthodes de mesure de la déformation, la mesure directe des dimensions de l'échantillon est une méthode plus attrayante que celles généralement utilisées qui consistent à mesurer le volume par pesée hydrostatique. Parmi les nombreux avantages de la première méthode, on peut citer la possibilité d'automatiser la mesure. Cependant, le sol peut être soumis *in situ* à des contraintes, comme par exemple celle exercée en profondeur par le sol environnant ou celle due au poids des engins agricoles,... Dans ce cas, les courbes de déformation sans contrainte ne fournissent qu'une information partielle sur la déformation du sol.

2.2 Retrait-gonflement d'échantillon sous contrainte mécanique externe

La prise en compte de la variable supplémentaire de contrainte mécanique, conduit les mécaniciens à étudier non plus des courbes de déformation mais des surfaces de déformation. Ces surfaces représentent par exemple la courbe de déformation e(h) à différents états de contrainte mécanique. La déformation du sol est induite non plus uniquement par une variation du potentiel de l'eau mais également par une variation de contrainte mécanique. Ainsi le sol peut se déformer alors que l'eau du sol reste à un même potentiel. Généralement, on représente les propriétés du sol avec deux types de surfaces, une surface relative à l'indice des vides et une surface relative à la teneur en eau. Le volume des vides et la teneur en eau sont représentés dans un référentiel à deux dimensions décrivant les variables de contraintes qui sont la succion matricielle (u_a-u_w) et la contrainte normale (σ-u_a). Les relations obtenues sont donc des

surfaces appelées surfaces constitutives qui sont caractérisées par des coefficients de déformation volumétrique. Une analyse détaillée de cette approche est menée par Fredlund et Rahardjo (1994) dont nous allons en présenter brièvement l'essentiel.

2.2.1 Notion de surface constitutive

Les surfaces constitutives associées à l'indice des vides et à la teneur en eau sont présentées respectivement en Fig. 2.4A et 2.4B. Le volume des vides initial et la teneur en eau initiale sont notés respectivement e_0 et w_0. Chaque surface présente deux parties : une partie supérieure qui est associée à un phénomène de gonflement une partie inférieure qui est associée à un phénomène de retrait ou de compression.

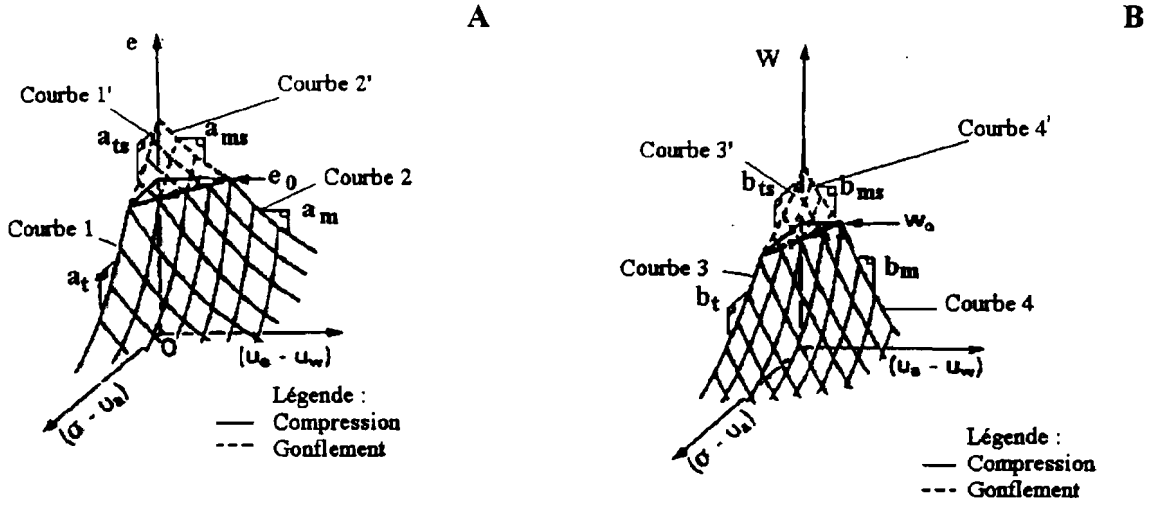

Fig. 2.4 : Surfaces constitutives de l'indice des vides (A) et de la teneur en eau (B) d'un sol non saturé (Fredlund et Rahardjo, 1994)

L'histoire des contraintes d'un sol a une grande influence sur son comportement. Ainsi les surfaces constitutives liées à des phénomènes de gonflement et de retrait ne sont pas identiques. Chacune des surfaces constitutives liée à un de ces deux phénomènes est unique. On dit que les surfaces constitutives d'un sol sont uniques par rapport à une « direction » de déformation donnée.

Les différents points de chaque surface peuvent être définis par deux pentes relatives à la contrainte normale et à la succion matricielle. Ces pentes sont appelées coefficients de déformation volumétrique. Ainsi, un point appartenant à la surface constitutive de l'indice des vides associée au processus de retrait est caractérisé par les deux coefficients suivants (Fig 2.5)

$$- a_t = \frac{\partial e}{\partial(\sigma - u_a)}$$

$$- a_m = \frac{\partial e}{\partial(u_a - u_w)}$$

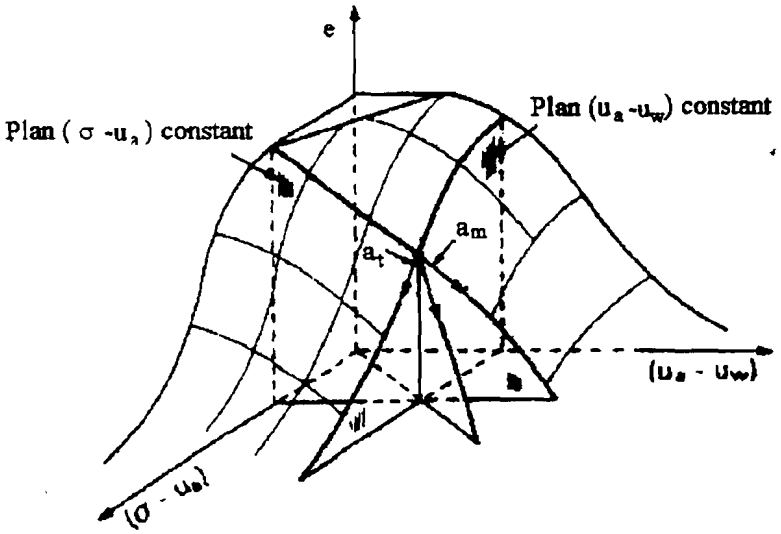

Fig. 2.5 : Surface constitutive de l'indice des vides pour un processus de retrait (Fredlund et Rahardjo, 1994)

Un point appartenant à la surface constitutive de la teneur en eau associée au processus de retrait est caractérisé par les deux coefficients suivants :

$$- b_t = \frac{\partial w}{\partial(\sigma - u_a)}$$

$$- b_m = \frac{\partial w}{\partial(u_a - u_w)}$$

Par analogie aux notations utilisées pour exprimer le retrait, on obtient les coefficients de déformation volumétriques associés à un phénomène de gonflement qui sont notés a_{ts}, a_{ms},b_{ts} et b_{ms}. Tous ces coefficients dépendent du point d'étude de la surface. Ils sont obtenus à partir de résultats expérimentaux que nous allons présenter.

2.2.2 Détermination des surfaces constitutives

L'établissement des surfaces constitutives se réalise en deux étapes. La première étape consiste à établir les courbes expérimentales qui serviront à la construction de l'ensemble des surfaces constitutives. Il s'agit de déterminer les courbes e((σ-u$_a$), (u$_a$-u$_w$)=0), w((σ-u$_a$), (u$_a$-u$_w$)=0), e((σ-u$_a$)=0, (u$_a$-u$_w$)) et w((σ-u$_a$)=0, (u$_a$-u$_w$)) pour un processus de retrait et de gonflement. Ces relations correspondent respectivement aux courbes 1, 3, 2, 4 pour le processus de retrait et aux courbes 1', 3', 2', 4' pour le processus de gonflement (Fig. 2.4). La deuxième étape consiste à déterminer les coefficients de déformation volumétrique sur l'ensemble des surfaces.

A. Les méthodes d'obtention des courbes expérimentales

1. Obtention des relations $e(\sigma-u_a)$ et $w(\sigma-u_a)$ à $(u_a-u_w=0)$: courbes 1, 1', 3, 3' (Fig. 2.4)

✦ Courbes en retrait 1 et 3 (Fig. 2.4)

Les essais oedométriques classiques permettent d'établir une relation entre l'indice des vides et la contrainte normale, et entre la teneur en eau et la contrainte normale dans des conditions de saturation (respectivement courbes 1 et 3).

L'oedomètre est un moule cylindrique qui peut contenir un échantillon de faible épaisseur comprimé à l'aide d'un piston entre deux pierres poreuses (Fig. 2.6). Celles-ci permettent le drainage de l'eau du sol. Un échantillon saturé est introduit et une charge de plus en plus importante est appliquée par paliers successifs. Cela entraîne une perte d'eau du sol et une variation de son volume. A la fin de l'essai on effectue un relâchement de la charge. Le volume de l'échantillon augmente à nouveau avec un comportement différent de celui de la phase de charge.

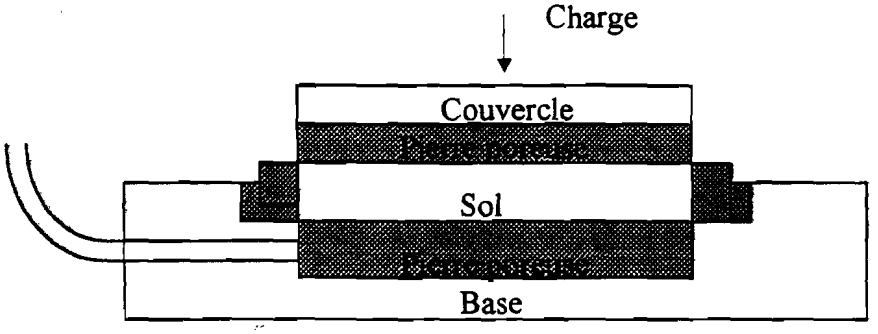

Fig. 2.6 : Coupe schématique d'un moule oedométrique

Ces essais permettent de tracer la courbe de contrainte-déformation (Fig 2.7) qui exprime la variation de l'indice des vides en fonction de la contrainte appliquée. On obtient ainsi l'indice de compression C_c qui est la pente de la courbe lors de la phase de charge. La pente de la courbe de décharge est l'indice de gonflement noté C_s. Comme ces essais sont réalisés à saturation, la détermination de l'indice des vides (e) est déterminé à partir de la teneur en eau (w) par la relation :

$$e=w.\rho_s/\rho_w$$

Les courbes obtenues en charge permettent de tracer les relations $e(\sigma-u_a)$ et $w(\sigma-u_a)$ dans des conditions de succion nulle ($(u_w-u_a) = 0$) et pour des conditions de retrait (courbes 1 et 3 de Fig. 2.4).

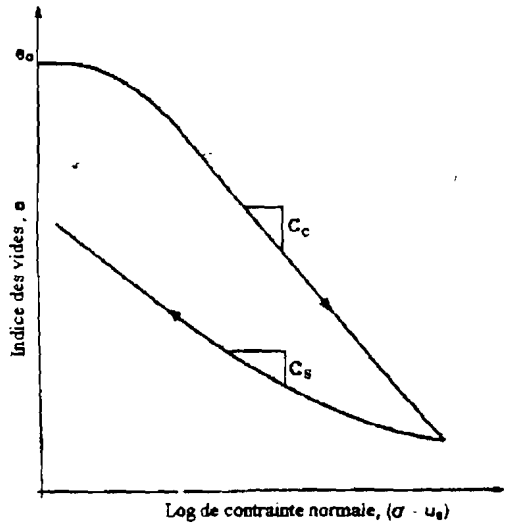

Fig. 2.7 : Courbe typique de contrainte-déformation d'un sol

✦ Courbes en gonflement 1' et 3' (Fig. 2.4)

Les courbes 1' et 3' sont tracées à partir de la pression de gonflement P_s et de l'indice de gonflement précédemment défini. Pour déterminer la pression de gonflement il est nécessaire d'effectuer un essai oedométrique en gonflement libre (Fig. 2.8). Dans cet essai, l'échantillon est humecté sous une charge donnée. Lorsque le gonflement s'arrête, l'essai est conduit de manière classique. La charge nécessaire qui doit être appliquée pour que l'échantillon retrouve son indice des vides initial est la pression de gonflement P_s . Les courbes 1' et 3' joignent le point de pression de gonflement P_s à l'axe des indices des vides de manière parallèle à la courbe de décompression de pente C_s.

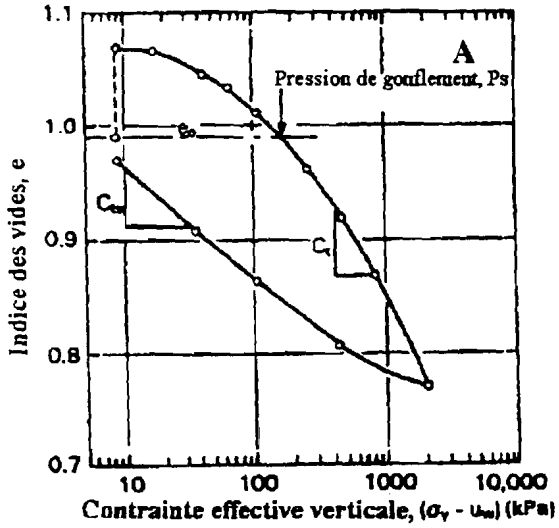

Fig. 2.8 : Résultats typiques d'un test oedométrique en gonflement libre

2. Obtention des relations $e(u_a-u_w)$ et $w(u_a-u_w)$ sans contraintes : courbes 2, 2', 4, 4'

Ces relations sont déterminées à partir d'essais à l'extracteur à plaque poreuse dont le principe de fonctionnement est présenté au paragraphe 2.1. Pour différents paliers de pression ou de succion, le volume et la teneur en eau sont mesurés de manière classique. Ces essais sont menés en condition de dessèchement et d'humectation. On obtient les courbes 2, 4, 2' et 4' (Fig. 2.4).

B. Construction des surfaces constitutives

1. Echelle arithmétique

La surface constitutive en retrait associée à l'indice des vides est présentée en échelle arithmétique Fig. 2.9. Il est vérifié expérimentalement que l'intersection de la surface constitutive avec un plan d'indice des vides constant est toujours une droite. Les pentes de la surface correspondant à un indice des vides donné sont donc la pente de la courbe 1 (a_t) et la pente de la courbe 2 (a_m) correspondant à cet indice des vides.

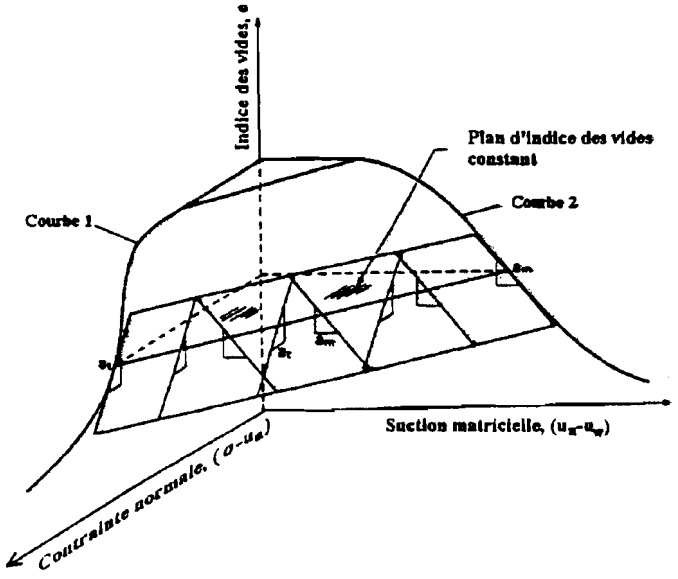

Fig. 2.9 : Surface constitutive de l'indice des vides d'un processus de retrait en échelle arithmétique (Fredlund et Rahardjo, 1994)

Cette considération est généralisée pour la surface constitutive relative à l'indice des vides en gonflement et pour les surfaces constitutives relatives à la teneur en eau. Ainsi les points des surfaces constitutives possèdent les pentes des courbes expérimentales obtenues à $(\sigma-u_a)=0$ et $(u_a-u_w)=0$ correspondant à la même teneur en eau où au même indice des vides.

Les pentes des courbes 1, 1', 2, 2', 3, 3', 4, 4' de la figure 2.4 permettent donc de connaître l'ensemble des surfaces constitutives. Cependant ces pentes sont fonctions de l'indice des vides ou de la teneur en eau à laquelle on se place et donc l'expression de ces relations constitutives reste encore complexe.

2. Echelle semi-logarithmique

Dans une échelle semi-logarithmique, les courbes 1 à 2 peuvent être approximées par des droites. Les coefficients de déformation volumétrique sont considérés constants, ils s'écrivent :

- Dans le cas d'une surface relative à l'indice des vides :

$$- C_t = \frac{\partial e}{\partial\left(\log\left(\sigma - u_a\right)\right)}$$

$$- C_m = \frac{\partial e}{\partial\left(\log\left(u_a - u_w\right)\right)}$$

- Dans le cadre d'une surface relative à la teneur en eau :

$$- D_t = \frac{\partial w}{\partial\left(\log\left(\sigma - u_a\right)\right)}$$

$$- D_m = \frac{\partial w}{\partial\left(\log\left(u_a - u_w\right)\right)}$$

Ho (1988) propose d'approximer la surface constitutive relative à l'indice des vides en compression en trois plans (Fig 2.10). Dans cette échelle semi-logarithmique, les coefficients de déformation volumétrique, trouvent aussi une forme plus simple. Aucune simplification n'est proposée actuellement pour les surfaces constitutives relatives à l'indice des vides et associées à un phénomène de gonflement, et pour les surfaces constitutives relatives à la teneur en eau.

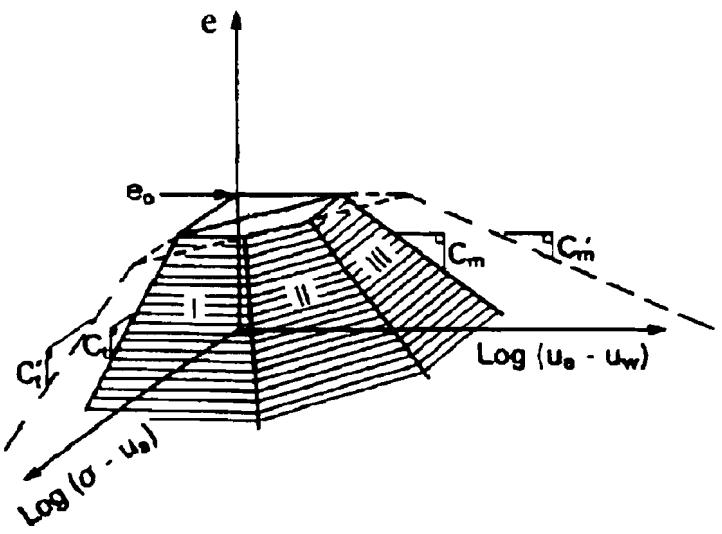

Fig. 2.10 : Forme semi-logarithmique de la surface constitutive relative à l'indice des vides pour une compression (Fredlund et Rahardjo, 1994)

2.3 Conclusion

Les courbes de déformation sans contrainte sont essentiellement étudiées par les pédologues et les physiciens de sol. Les outils développés comme les modèles de courbe de déformation et les méthodes expérimentales de mesure sont couramment utilisés soit pour rendre compte de l'état de la structure du sol soit pour exprimer la modification de la dimension de l'espace poral. La principale lacune de cette approche est de négliger l'influence des contraintes mécaniques externes. Or il est clair que sur le terrain de tels facteurs peuvent jouer un rôle non négligeable. Les mécaniciens du sol prennent en compte l'effet de ces contraintes. Ils mettent en œuvre non pas des courbes de déformation mais des surfaces constitutives. La réalisation de ces surfaces met en jeu des techniques de mesure assez lourdes et des relations souvent complexes.

Chapitre 3 : Application des méthodes inverses à la caractérisation hydrodynamique d'échantillon de sol

3.1 Les méthodes directes et les méthodes inverses de caractérisation hydrodynamique

Traditionnellement les caractéristiques hydrodynamiques essentielles du sol sont les relations entre potentiel matriciel et la teneur en eau ($h(\theta)$) et entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau ($K(\theta)$). Nous pouvons distinguer deux catégories de méthodes de caractérisation hydrodynamique de sol. Il s'agit des méthodes directes et des méthodes inverses.

3.1.1 Les méthodes directes

A. Régime d'écoulement permanent

Dans un régime d'écoulement permanent le flux, la teneur en eau et le potentiel sont constants dans le temps. L'étude de ce régime en milieu non saturé, dans un petit échantillon ou dans une colonne plus longue dont la teneur en eau est uniforme, consiste à suivre des transferts d'eau dus uniquement à la gravité. Les flux d'eau sont en général très faibles et l'établissement d'un régime d'écoulement permanent est très long à obtenir. On peut par exemple utiliser le dispositif expérimental présenté au paragraphe 2.1.3 B.1. La conductivité, la teneur en eau et le potentiel sont déterminés à chaque palier de potentiel lorsque l'équilibre est atteint. Ces méthodes de détermination des caractéristiques hydrodynamiques sont les plus rigoureuses mais ce sont également les plus longues surtout lorsqu'il s'agit de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des sols argileux dont la conductivité est très faible.

B. Régime d'écoulement transitoire

En régime transitoire, le flux, la teneur en eau et le potentiel varient dans le temps. Les méthodes classiquement utilisées (Watson, 1966, Vachaud et al., 1978) sont celles des profils instantanés. Elles mesurent la teneur en eau et le potentiel de l'eau en fonction du temps à différents niveaux dans le sol. Des valeurs de conductivité sont alors déterminées pour chaque niveau en appliquant la loi de Darcy généralisée. Ces méthodes supposent la mise en oeuvre d'un dispositif assez lourd à cause des mesures locales de teneur en eau et de potentiel. Parmi les méthodes directes simplifiées, nous citerons la méthode de sorptivité (Philip et Knight, 1974, Vauclin et Haverkamp, 1985), de drainage par gradient unitaire (Black et al.,1969, Gardner, 1970, Stakman et al., 1969, Rieu, 1978, Kladou, 1990) ou d'évaporation (Wind, 1968, Tamari, 1992, Wendroth et al., 1993). Ces méthodes utilisent (pour les deux premières) des conditions initiales et aux limites particulières ou des hypothèses d'approximation afin d'obtenir une solution analytique ou semi-analytique de l'équation d'écoulement. Les

hypothèses d'approximation comme celle du gradient unitaire peuvent être parfois remises en cause (Kladou, 1990).

C. Méthodes directes appliquées aux sols déformables

Angulo Jaramillo (1989) détermine la conductivité d'échantillons de sol déformable en appliquant la loi de Darcy généralisée au sol déformable. Il utilise une approche Langrangienne et Eulérienne. Afin d'obtenir les relations caractéristiques du sol, il utilise une méthode expérimentale basée sur la spectrométrie gamma double source qui permet de mesurer la teneur en particules solides θ_s et la teneur en eau θ_w en fonction du temps et le long de la colonne de sol . Le couplage avec la tensiométrie permet d'obtenir simultanément le potentiel de l'eau. La spectrométrie gamma double source pose le problème d'être très lourde à mettre en œuvre et d'être très chère.

3.1.2 Les méthodes inverses

Depuis une quinzaine d'années, les méthodes inverses ont été proposées (Zachman, 1981, Kool et Parker, 1985a et b). Des expressions analytiques de $K(\theta)$ et de $h(\theta)$ sont recherchées telles que la simulation de l'expérience avec ces expressions tombe en accord avec la mesure expérimentale. L'intérêt de ces méthodes est qu'elles peuvent être mises en oeuvre avec des dispositifs expérimentaux relativement simples (qui dispensent par exemple de la mesure locale de la teneur en eau), qui permettent d'obtenir des résultats rapidement et qui peuvent se réaliser avec des conditions initiales et aux limites variées. Par ailleurs, elles ne nécessitent pas d'hypothèses simplificatrices. En revanche le principal problème rencontré lors de l'utilisation d'une procédure inverse est celui de la non-unicité de la solution. Nous aurons l'occasion de revenir en détail sur cette question au cours de ce chapitre. C'est en effet aux méthodes inverses que nous nous sommes intéressés. Après en avoir présenté le principe, nous en verrons l'application à la caractérisation hydrodynamique du sol.

3.2 Principe général des méthodes inverses

3.2.1 Définition

L'intérêt pratique des méthodes inverses est de déterminer des variables non-observables ou difficilement observables p_k (k=1,...,m) à partir de grandeurs observables X_i(i=1, ...,n). Les termes p_k sont les paramètres d'un modèle qui permet de calculer des grandeurs X_i. Le but de la procédure inverse est de déterminer les valeurs des paramètres p_k, telles que les grandeurs $(X_1(p), X_2(p), ..., X_n(p))$ calculées par le modèle soient les plus proches possible des grandeurs observées $(X_1, X_2,..., X_n)$.

L'organigramme ci-dessous présente les différentes étapes nécessaires à la mise en oeuvre d'une méthode d'estimation de paramètres. La première étape consiste en l'élaboration d'un modèle qui permet de calculer les variables X(p) à partir du lot de paramètres p. La méthode d'estimation des paramètres p consiste à définir un critère $\phi(p)$, qui exprime la qualité des

variables X(p), ainsi que l'optimum du critère $\phi(p)$. Dans le cadre de la méthode des moindres carrés, par exemple, le critère $\phi(p)$ ou fonction objectif, est égal à la somme des carrés des écarts entre les valeurs observées X et celles calculées par le modèle X(p). L'optimum est alors la valeur minimale du critère $\phi(p)$. La troisième étape consiste à choisir une technique d'optimisation du critère $\phi(p)$. Enfin, dans une dernière étape on cherche à valider la méthode d'estimation à partir de tests de sensibilité, de calculs d'incertitude sur les paramètres et de coefficients de corrélation entre les paramètres.

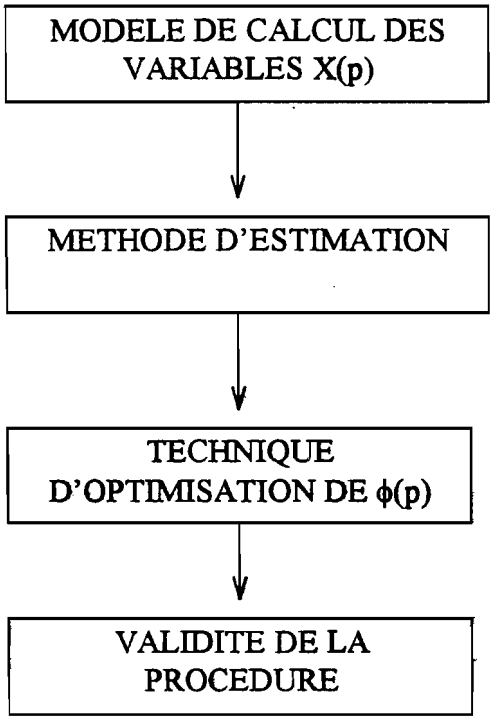

Fig. 3.1 : Organigramme général de mise en oeuvre d'une procédure inverse

3.2.2 Méthode d'estimation

La plupart des méthodes d'estimation employées dans le cadre de l'étude des transferts en milieux poreux utilisent un estimateur de type "moindre carrés", le critère $\phi(p)$ est alors appelé "fonction objectif". Il exprime la différence entre les valeurs mesurées et calculées:

$$\phi_g = \left(g^* - g(p)\right)^T \cdot \left(g^* - g(p)\right) \qquad (3.1)$$

où g^* et $g(p)$ représentent les vecteurs dont les composantes sont respectivement les valeurs mesurées et calculées, $(g^*-g(p))T$ représente la forme transposée du vecteur $(g^*-g(p))$.

Si l'on veut tenir compte de l'erreur expérimentale sur les données, il est nécessaire d'introduire une matrice V_g^{-1} qui est l'inverse de la matrice de covariance sur les données. On obtient ainsi l'estimateur des moindres carrés généralisés :

$$\phi_g = \left(g^* - g(p)\right)^T V_g^{-1}\left(g^* - g(p)\right) \qquad (3.2)$$

où V_g est la matrice de covariance sur les données. Les termes de la diagonale sont les variances d'estimation sur les données et les termes hors diagonale sont les covariances entre deux données. La matrice V_g n'est généralement pas connue à priori, et des hypothèses sur sa forme doivent être formulées. Souvent les erreurs sont supposées ne pas être corrélées et la matrice V_g est donc une matrice diagonale.

La fonction objectif à minimiser est alors de type moindres carrés pondérés :

$$\phi_g = \sum_{i=1}^{n}\left(\frac{g_i^* - g_i(p)}{\sigma_{g_i}}\right)^2 \qquad (3.3)$$

où g_i^* est la valeur mesurée à l'observation i, $g_i(p)$ est la valeur calculée correspondant à l'observation i à partir du lot de paramètres p et σ_{g_i} est l'erreur de mesure de g_i^*, soit la racine carrée du terme de rang i dans la diagonale de la matrice V_g.

Il est également possible de prendre en compte une estimation à priori de L paramètres. L'estimateur devient :

$$\phi = \phi_g + \sum_{i=1}^{L}\lambda_i \phi_{p_i} \qquad (3.4)$$

Le critère ϕ_{p_i} est appelé critère de pénalité sur le paramètre i. Il est donné par :

$$\phi_{p_i} = \left(p_i^* - p_i\right)^T V_{p_i}^{-1}\left(p_i^* - p_i\right) \qquad (3.5)$$

où p_i^* représente les estimations à priori du paramètre p_i, λ_i représente le poids du critère de pénalité relatif au paramètre i, on a $\lambda_i = \sigma_{g_i}^2 / \sigma_{p_i}^2$ et V_{p_i} est matrice de covariance sur le paramètre i. Dans ce cas on incite plus ou moins fortement (suivant la valeur de λ_i) L paramètres à converger vers une valeur que l'on estime a priori.

3.2.3 Technique d'optimisation

La solution du problème s'obtient par résolution du système :

$$\frac{\partial \phi}{\partial p_k} = 0 \qquad (k=1,\ldots,m) \qquad (3.6)$$

Plusieurs techniques d'optimisation existent. Elles peuvent se regrouper en deux classes : les méthodes analytiques et les méthodes non analytiques ou de recherche (Touma et Chevillotte (1988)). Parmi les méthodes analytiques, nous citerons la méthode du gradient, la méthode de

Gauss et la méthode de Marquart. Ces méthodes reviennent à linéariser le système (3.6) afin de pouvoir utiliser les techniques classiques de résolution de systèmes linéaires. Parmi les méthodes de recherche nous citerons la technique du simplex et la recherche de forme. Elles ne tentent pas de résoudre le système (3.6). Elles permettent de calculer la fonction objectif à partir du lot des paramètres initiaux, puis affinent les valeurs jusqu'à ce que la fonction objectif devienne optimale.

3.2.4 Identifiabilité, unicité et stabilité de la solution

Selon Carrera et Neuman (1986a, b et c), les trois principaux problèmes qui peuvent se poser lors de l'estimation des paramètres sont des problèmes de non-identifiabilité, de non-unicité et d'instabilité.

Soit une fonction F qui lie la grandeur g au lot de paramètres p :

$$g = F(p) \tag{3.7}$$

Soit I la fonction inverse de F, on a :

$$p = I(g) \tag{3.8}$$

Selon Carrera et Neuman (1986), le problème inverse est bien posé si les conditions suivantes sont satisfaites :

- à chaque grandeur g correspond une solution p,
- cette solution est unique,
- la solution p est stable, c'est à dire qu'elle dépend de manière continue de g.

L'identifiabilité doit être distinguée de l'unicité. L'identifiabilité fait référence à la fonction F alors que l'unicité fait référence à la fonction I. Si différents paramètres peuvent conduire à une même grandeur g, les paramètres ne sont pas identifiables. S'il existe différents paramètres obtenus à partir d'une même grandeur g, la solution n'est pas unique. La solution est unique seulement si les paramètres sont identifiables. Cependant même si tous les paramètres sont identifiables, la solution peut ne pas être unique. Cette situation peut se produire si deux paramètres sont fortement corrélés. Il existe alors un ensemble de couples de paramètres pour lequel la fonction objectif présente une valeur optimale. La méthode présente alors des minimums locaux ou globaux. La non-unicité peut être également due à un manque d'information contenue dans les données d'entrée.

L'instabilité de la solution p est due au fait que même de petits écarts sur les données expérimentales peuvent produire de grandes variations au niveau de l'estimation des paramètres. Les erreurs de mesure sur les données d'entrée peuvent alors conduire à une mauvaise estimation des paramètres. L'instabilité est souvent la conséquence d'une faible identifiabilité.

Chaque méthode inverse doit faire l'objet d'une analyse numérique détaillée avant de pouvoir prétendre fournir une bonne solution.

3.2.5 Validité de la procédure inverse

Plusieurs techniques permettent d'analyser les solutions estimées par méthode inverse.

A. La matrice de covariance des paramètres

La matrice de covariance permet de calculer les incertitudes sur les paramètres et la corrélation entre deux paramètres.

La matrice de covariance des paramètres est l'inverse de la matrice α ($C = \alpha^{-1}$). Les termes de la matrice α s'expriment en fonction des dérivées des grandeurs simulées g(p) par rapport aux différents paramètres p_k au voisinage de l'optimum, (Carrera et Neuman, 1986, Yeh, 1986, Laigle, 1992, Lehman et Ackerer, 1995), on a :

$$\alpha_{jL} = \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{\sigma_i^2} \left(\frac{\partial g_i(p)}{\partial p_j} \right) \cdot \left(\frac{\partial g_i(p)}{\partial p_L} \right) \qquad (3.9)$$

p_j et p_L sont respectivement les j ème et L ème paramètres du lot de paramètres p_k . La matrice α est une matrice carée (m × m).

Les termes de la diagonale de la matrice de covariance représentent les variances des différents paramètres estimés. Les termes hors diagonale représentent les covariances entre deux paramètres estimés.

Les termes $\partial g_i / \partial p_j$ peuvent être calculés par différentes méthodes comme la méthode de sensitivité ou la méthode des états adjoints (Yeh, 1986, Lehman et Ackerer, 1995).

L'intervalle de confiance à 95% sur le paramètre p_j est donné par la relation (Laigle, 1991):

$$\partial p_j = \pm 1{,}96 . \sqrt{C_{jj}} \qquad (3.10)$$

où C_{jj} représente la variance du paramètre p_j. La valeur 1.96 représente la racine carrée de la loi de distribution du χ^2 à 1 degré de liberté. Cet intervalle de confiance étudie l'incertitude sur un seul paramètre. Il traduit l'influence de l'erreur de mesure des grandeurs g_i et de la procédure numérique elle-même sur l'estimation du paramètre.

Les coefficients de corrélation sont obtenus à partir des termes hors diagonale de la matrice de covariance. Le coefficient de corrélation entre deux paramètres p_j et p_L s'écrit :

$$Cr_{jL} = \frac{C_{jL}}{\sqrt{C_{jj}} \cdot \sqrt{C_{LL}}} \qquad (3.11)$$

B. Vérification de l'unicité de la solution

Plusieurs estimations sont réalisées avec des jeux de paramètres initiaux différents. Pour chaque paramètre, le coefficient de variation est alors calculé à partir des paramètres optimisés (Eching et al., 1994). Si les coefficients de variation sont faibles pour tous les paramètres, alors la solution peut être considérée comme unique.

C. Calculs de sensibilité aux paramètres

L'analyse de sensibilité de la méthode aux paramètres est l'observation de la réponse de cette méthode à la variation des paramètres. Lorsque la solution optimale est obtenue, une variation successive de chaque paramètre peut être réalisée par exemple de $\pm 1\%$ et de $\pm 10\%$ (Laigle, 1992). Le résultat est une variation de la fonction objectif en réponse à chaque variation de paramètres. Plus la variation de la fonction objectif est grande et plus la sensibilité au paramètre est grande.

D. Les surfaces de réponse

Des surfaces de réponses sont générées pour évaluer la fiabilité de la procédure inverse (Carrera et Neuman, 1986a, b et c; Toorman et Wierenga, 1992; Russo et al., 1991). Deux paramètres sont perturbés autour de leur vraie valeur alors que les autres sont maintenus constants et égaux à leur vraie valeur. La fonction objectif est calculée pour chaque couple de paramètres perturbés. Les différentes valeurs de cette fonction sont portées sur un graphe à deux dimensions dont chaque axe représente les valeurs d'un des deux paramètres. Si le nombre de points est suffisant, des courbes d'isovaleurs peuvent être tracées. Près des valeurs optimales des paramètres, la fonction objectif devient minimale. L'étude de la forme des courbes d'isovaleurs permet d'étudier l'unicité et la stabilité de la solution. Lorsque la solution est unique, les courbes d'isovaleurs forment des cercles concentriques autour de la solution. Dans le cas contraire, les courbes forment des vallées allongées au fond desquelles peuvent se trouver plusieurs minimums. L'étude de la stabilité revient à quantifier l'influence des incertitudes de mesures sur les données au niveau de la détermination de la solution. Il est donc nécessaire d'envisager plusieurs niveaux d'erreurs de mesure sur les données. Pour chaque niveau d'erreurs des surfaces de réponse sont réalisées et comparées. Si les courbes d'isovaleurs s'éloignent de la solution et s'écartent entre elles de manière importante lorsque l'erreur sur les données augmente, alors la solution est instable. La réalisation des surfaces de réponse nécessite un temps de calcul très long. En revanche, elle permet de très bien visualiser les failles ou la justesse de la méthode inverse étudiée.

3.3 Application des méthodes inverses à la caractérisation hydrodynamique d'échantillons de sol

3.3.1 Principe

La mise en oeuvre d'une méthode inverse de caractérisation hydrodynamique d'un sol fait appel aux mêmes modèles que ceux employés pour la simulation du comportement hydrodynamique

de ce sol. Lorsque l'on veut simuler le comportement hydrodynamique d'un sol, il faut d'abord choisir des expressions analytiques rendant compte des propriétés hydrodynamiques essentielles. Il s'agit des relations entre le potentiel matriciel et la teneur en eau $h(\theta)$ et entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau $K(\theta)$. Une expérience préalable de transfert d'eau doit être réalisée afin de déterminer la valeur des paramètres des expressions analytiques qui décrivent les relations expérimentales $h(\theta)$ et $K(\theta)$. On simule ensuite les écoulements d'eau dans des conditions qui nous intéressent en utilisant un modèle d'écoulement. La simulation porte en principe sur l'évolution de la valeur de grandeurs dynamiques $g(x_i,t_i)$ telles que la teneur en eau, le potentiel à différentes cotes (x_i) et à différentes dates (t_i) et la lame d'eau drainée ou évaporée en fonction du temps. Elle est réalisée pour des conditions initiales et aux limites connues. De telles simulations sont utilisées pour prévoir un ensemble de processus dynamiques que l'on peut par ailleurs mesurer pour vérifier la validité du modèle choisi.
La méthode inverse consiste à réaliser le même type d'expérience et de simulation mais les grandeurs que l'on cherchait à prévoir par simulation dans le cas précédent sont systématiquement mesurées. Ce sont les valeurs des paramètres d'entrée du modèle d'écoulement qui sont recherchées. Il s'agit donc de rétrodéterminer les paramètres des fonctions caractéristiques du sol qui devront permettre, dans des expériences ultérieures de prévoir le comportement hydrique du sol. Pour cela, on utilise d'abord des valeurs initiales hypothétiques des paramètres puis on répète la simulation en ajustant la valeur des paramètres par minimisation des sommes des carrés des écarts entre les valeurs mesurées des grandeurs $g(x_i,t_i)$ et celles calculées par le modèle.

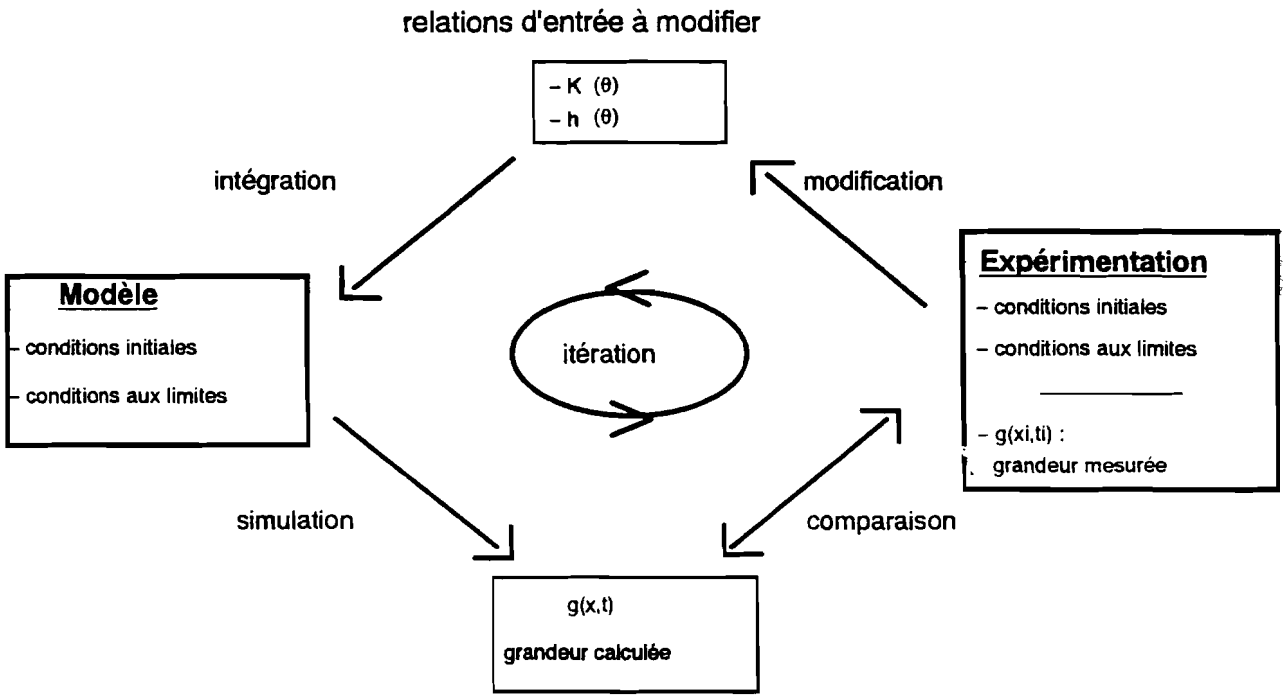

Fig. 3.2 : Schéma de principe de la méthode inverse dans le cadre de la détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sol

Les différents facteurs sur lesquels repose le bon fonctionnement de la procédure inverse sont les suivants :

- le modèle d'écoulement,
- les expressions analytiques décrivant les propriétés hydrodynamiques,
- les valeurs initiales des paramètres en début d'optimisation.
- les grandeurs dont la variation est mesurée,
- la précision de la mesure.

Une revue bibliographique est présentée sur les différentes méthodes inverses mises en oeuvre pour la caractérisation hydrodynamique d'échantillon de sol en analysant essentiellement le choix des grandeurs mesurées et des expressions analytiques et leur paramètres.

3.3.2 Les expériences et les grandeurs mesurées

A. Expériences de drainage

Zachman et al. (1981) introduit la méthode inverse comme technique d'obtention des caractéristiques hydrodynamiques d'un échantillon de sol. Il étudie la faisabilité numérique de cette méthode dans le cas d'un échantillon soumis à un drainage gravitaire. Le volume cumulé d'eau drainée enregistré en fonction du temps est utilisé dans la procédure inverse. Hornung (1983) montre que les données fournies par la lame d'eau drainée ne présentent pas une information suffisante pour définir l'unicité de la solution. Il propose d'utiliser en plus des états d'équilibre entre la teneur en eau et le potentiel.

Kool et al. (1985) mettent au point une procédure inverse pour optimiser les paramètres hydrodynamiques dans le cadre d'une expérience de drainage à pas de pression pneumatique. Cette expérience a été introduite par Gardner (1956). Un échantillon de sol saturé est placé sur une plaque poreuse. Il est soumis au niveau de sa limite supérieure à une pression pneumatique positive qui génère un flux de drainage vers le bas. Les informations utilisées dans la procédure inverse sont la lame d'eau drainée en fonction du temps et les teneurs en eau obtenues à l'équilibre pour certaines valeurs de potentiel. L'emploi de ce type d'expérience présente des avantages car il s'agit d'une méthode rapide et qui permet de contrôler facilement les conditions initiales et aux limites.

Toorman et Wierenga (1992) montrent que des problèmes de non-unicité peuvent se poser dans la méthode proposée par Kool et al. (1985). Ils étudient alors une expérience fictive dans laquelle un échantillon est soumis à sa base à une succion qui provoque un drainage de l'eau vers le bas. Des capteurs fictifs de potentiel et de teneur en eau (par exemple des sondes TDR miniatures) sont introduits à trois cotes différentes dans l'échantillon. Les différentes informations qui peuvent être utilisées dans la procédure inverse sont la lame d'eau drainée, les teneurs en eau et les potentiels aux trois cotes. Ils réalisent l'analyse numérique de séries de procédures inverses qui intègrent chacune des combinaisons différentes de ces informations. Ils montrent alors que l'information apportée par la mesure locale de potentiel au voisinage de la

face opposée à celle du drainage, combinée à celle apportée par la lame d'eau drainée, sont suffisantes pour résoudre le problème de non-unicité de la solution.

L'information supplémentaire apportée par une mesure ponctuelle du potentiel dans l'échantillon est ajoutée à celle apportée par la lame d'eau drainée pour une série d'expériences (Eching et Opmans, 1993; Eching et al., 1994). Le drainage est provoqué en faisant varier la pression ou la succion brutalement ou par paliers successifs. Eching et Opmans (1993) montrent alors qu'il y a une bonne correspondance entre la courbe de rétention obtenue par ces différentes méthodes et celle obtenue par une série d'états d'équilibre. Eching et al. (1994) comparent la courbe de conductivité estimée à partir d'une expérience de drainage à pas de pression multiples à celles obtenues par d'autres méthodes déjà validées. Ils la comparent nottamment à celle mesurée au cours de la même expérience par méthode directe (méthode de Ahuja et El swaifi, 1976). Les résultats sont très proches et cela leur permet de valider la méthode inverse proposée.

B. Expérience d'évaporation

Santini et al. (1995) utilisent une expérience d'évaporation pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques par méthode inverse. Cette méthode présente en effet l'avantage de réduire l'effort expérimental par rapport à la méthode précédemment décrite. Le potentiel est mesuré à deux niveaux dans l'échantillon. Ce sont ces mesures qui sont ensuite introduites dans la procédure inverse. Les résultats sont comparés avec des données de rétention obtenues à l'équilibre de potentiel et des mesures de conductivité hydraulique à saturation.

C. Expérience d'infiltration

Russo et al. (1991) étudient l'utilisation de la méthode inverse dans le cadre d'une expérience d'infiltration. La lame d'eau cumulée infiltrée est mesurée et introduite dans la procédure inverse. Ils concluent que dans ce cas des informations supplémentaires comme une mesure de conductivité à saturation permettent d'améliorer la procédure d'optimisation.

3.3.3 Les expressions analytiques utilisées pour la description des caractéristiques hydrodynamiques et les paramètres

Les trois expressions analytiques le plus couramment utilisées pour décrire les propriétés hydrodynamiques du sol (potentiel - teneur en eau - conductivité) sont les expressions de Van Genuchten (1980), de Brooks et Corey (1964) et de Gardner (1958).

A. Expression du modèle de Van Genuchten (1980)

L'expression de la courbe de rétention dans le modèle de Van Genuchten (1980) est :

$$S_e(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(1 + (\alpha h)^n\right)^{-m} \qquad (3.12)$$

où S_e représente la saturation effective, θ_r (m^3m^{-3}) et θ_s (m^3m^{-3}) sont respectivement la teneur en eau résiduelle et à saturation, α (cm^{-1}), n, et m sont des paramètres empiriques.

Les paramètres m et n peuvent être reliés par la condition de Mualem (1976) où m=1-1/n ou par la condition de Burdine (1953) où m=1-2/n.

L'équation (3.1) combinée avec le modèle de Mualem (1976) conduit Van Genuchten (1980) à l'expression suivante :

$$K(\theta) = K_{sat} S_e^L \left[1 - \left(1 - S_e^{L/m}\right)^m\right]^2 \qquad (3.13)$$

où L est un paramètre empirique souvent égal à 0.5 et K_s représente la conductivité à saturation.

Dans le cas du modèle de Van Genuchten (1980) (en abrégé VG), il y a 5 paramètres à déterminer, qui sont : θ_r, θ_s, α, n, K_{sat}.

B. Expression du modèle de Brooks et Corey (1964)

L'expression de la courbe de rétention dans le modèle de Brooks et Corey (1964) est :

$$S_e = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} = \left(\frac{h_c}{h}\right)^{\beta} \qquad (3.14)$$

où β est un paramètre empirique et h_C représente la valeur du potentiel au point d'entrée d'air.

L'expression de la courbe de conductivité dans le modèle de Brooks et Corey (1964) est :

$$K(\theta) = K_{sat} S_e^{\,p+2+2/\beta} \qquad (3.15)$$

où p est un paramètre empirique. Dans la suite de l'étude, on note B, tel que $B=p+2+2/\beta$.

Dans le cas du modèle de Brooks et Corey (1964) (en abrégé BC), il y a 6 paramètres à déterminer qui sont : θ_r, θ_s, h_C, β, K_{sat} et p.

C. Expression du modèle de Gardner (1958) revu par Russo (1988)

L'expression de la courbe de conductivité dans le modèle de Gardner (1958) est :

$$K(h) = K_s \exp(-a|h|) \qquad (3.16)$$

où a est un paramètre empirique.

A partir de Gardner (1958), Russo (1988) obtient l'expression de la courbe de rétention suivante :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\exp^{(-0.5a|h|)}.(1 + 0.5a|h|)\right)^{2/(b+2)} \qquad (3.17)$$

où b est un paramètre empirique souvent égal à 0.5.

Dans le cas du modèle de Gardner (1958) revu par Russo (1988) (en abrégé GR), il y a 4 paramètres à déterminer qui sont : K_{sat}, a, θ_r, θ_s.

La plupart des auteurs utilisent le modèle VG. Dans la méthode inverse de Kool et al. (1985), les paramètres θ_s et K_{sat} sont déterminés d'une manière indépendante. Ainsi les paramètres à estimés sont θ_r, α et n. Toorman et Wierenga (1992) réalisent leur analyse numérique sur les paramètres α, n, K_{sat}. Ils considèrent que le paramètre K_{sat} ne peut être déterminé indépendamment car des techniques différentes de mesure de K_{sat} peuvent conduire à des résultats différents. Dans les modèles de Eching et Opmans (1993) et Eching et al. (1994), les paramètres estimés sont θ_r, α, n, K_{sat}. Dans tous les cas θ_s est connu, il est déterminé pendant l'expérience.

Russo et al. (1991) testent les différents modèles analytiques et concluent que le modèle le mieux adapté est celui de Gardner (1958) en raison du faible nombre de paramètres.

3.3.4 La méthode inverse appliquée au sol déformable

La méthode inverse appliquée à des échantillons de sol déformable est le plus souvent associée à des expériences de drainage (Kim et al., 1993b, Crescimanno et Iovino, 1995). Elle est paradoxalement associée à des modèles de transfert qui négligent la déformation. Celle ci est malgré tout prise en compte par le biais des fonctions hydrodynamiques exprimées en fonction de la teneur en eau volumique ($\theta=V_w/V_t$). Cette variable tient compte en effet de la variation de volume de l'échantillon exprimé par la courbe de déformation. Les courbes de déformation sont mesurées par pesée hydrostatique au cours d'expériences supplémentaires.

3.3.5 Tableau récapitulatif

Auteurs	type d'expérience	grandeurs mesurées	modèles analytiques	paramètres optimisés
		Sol rigide		
Zachman et al. (1981)	drainage gravitaire	L (t)	plusieurs modèles	
Kool et al. (1985)	drainage à pas de pression pneumatique unique	L (t) h(θ)	VG	θ_r, α, n
Russo et al. (1991)	infiltration	L (t)	VG BC GR	α, n, K_{sat} h_c, β, K_{sat} a, K_{sat}
Eching et al. (1994)	drainage à pas de pression pneumatique multiples	L (t) h_{sup}(t)	VG	θ_r, α, n, K_{sat}
Santini et al. (1995)	évaporation	h_{sup} (t) h_{inf} (t)	VG et Davidson et al. (1969)	α, n, K_{sat}, β
		Sol déformable		
Kim et al. (1993)	drainage à pas de pression pneumatique multiples	L(t) h(θ)	VG	α, n, K_{sat}, l
Crescimanno et Iovino (1995)	drainage par pression pneumatique (pas unique et pas multiples)	L(t) h(θ)	VG	θ_s, α, n, K_{sat}, l

L(t) : lame cumulée d'eau drainée ou infiltrée en fonction du temps, h(θ) :équilibre de potentiel, h_{sup}(t) : potentiel au voisinage de la face supérieure en fonction du temps, h_{inf}(t) : potentiel au voisinage de la face inférieure en fonction du temps.

Tableau 3.1 : Quelques méthodes inverses proposées pour la caractérisation hydrodynamique d'échantillons de sol

3.4 Conclusion

Les méthodes inverses présentent un grand intérêt car elles utilisent des dispositifs expérimentaux relativement simples et elles permettent d'avoir des résultats rapidement. Néanmoins, une analyse de la solution doit être réalisée à chaque fois afin de s'assurer de sa validité. La méthode inverse est le plus souvent associée à des expériences de drainage. Dans

ce cadre, les expériences de drainage à pas de pression multiples associées à une mesure locale de potentiel au voisinage de la face supérieure semblent fournir de bons résultats. Notamment ils sont très prochent des résultats obtenus par méthode directe au cours de la même expérience. L'utilisation des méthodes inverses pour la détermination des caractéristiques hydrodynamiques d'échantillons de sol déformable a été réalisée par Kim et al. (1993b) et Crescimanno et Iovino (1995). Mais la déformation n'est pas prise en compte dans le modèle de transfert.

Conclusion de la première partie

Cette première partie bibliographique a tenté de faire le point dans les domaines abordés dans ce travail.

En ce qui concerne la modélisation du transfert d'eau dans les sols déformables (chap. 1), l'approche Lagrangienne semble mieux adaptée que l'approche Eulérienne classiquement utilisée pour les sols supposés rigides. Cependant la plupart des modèles utilisant un référenciel Lagrangien mettent en œuvre une description monodimensionnelle de la déformation du sol alors que dans de nombreuses circonstances le sol peut présenter une déformation dans les trois directions. La mise en œuvre de ces modèles nécessite la connaissance préalable des propriétés hydrodynamiques du sol . Ce sont les relations entre le taux d'humidité et l'indice des vides (courbe de déformation, $e(\vartheta)$) ou le potentiel matriciel (courbe de rétention, $h(\vartheta)$), ou la conductivité hydraulique (courbe de conductivité hydraulique, $K(\vartheta)$).

La déformation du sol $e(\vartheta)$ peut être étudiée sans prendre en compte de contrainte mécanique extérieure (c'est l'approche des physiciens du sol) ou considérant cette contrainte (c'est l'approche des mécaniciens du sol) (chap. 2). Ce dernier cas permet d'étudier la déformation du sol dans un contexte réaliste par rapport aux conditions de déformation *in situ* mais il met en œuvre des techniques expérimentales relativement lourdes. Parmi les méthodes expérimentales utilisées par les physiciens du sol pour déterminer la courbe de déformation $e(\vartheta)$, celles basées sur une mesure de déformation linéaire présentent notamment l'avantage de pouvoir automatiser la mesure. Lorsque la déformation est mesurée selon un axe, des hypothèses doivent être proposées quant à la géométrie de la déformation ; en revanche la mesure selon les deux axes vertical et horizontal permet effectivement de prendre en compte l'anisotropie de la déformation.

Pour ce qui est des déterminations des relations $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$, les méthodes inverses présentent beaucoup d'avantages (chap. 3). Elles permettent par exemple d'obtenir des résultats rapidement avec des dispositifs expérimentaux simples. La validité des méthodes inverses est cependant souvent contestée à cause de la non-unicité de la solution obtenue. La plupart des résultats publiés s'appuient sur des expériences de drainage. Dans le cas de sols supposés rigides, un drainage obtenu par pas de pression multiples, associé à une mesure du potentiel matriciel au voisinage de la face supérieure de l'échantillon, fournit des résultats qui ne présentent pas de problèmes de non-unicité et qui sont en accord avec ceux obtenus par d'autres méthodes. La méthode inverse utilisant une expérience de drainage a également été appliquée à des échantillons de sol déformables. Cependant, la déformation du sol n'est pas considérée dans le modèle de transfert utilisé par la méthode inverse. De toute façon, comme les seuls modèles disponibles ne considèrent qu'une déformation monodimensionnelle, la déformation serait traitée d'une manière inadéquate puisque l'expérience de drainage implique un retrait du sol dans les trois directions. Certaines de ces méthodes font cependant intervenir la déformation non pas dans le modèle de transfert, mais dans l'expression des résultats en

utilisant comme variable de référence la teneur en eau θ au lieu du taux d'humidité ϑ, dans ce dernier cas la courbe de déformation est déterminée au cours d'une expérience supplémentaire par pesée hydrostatique.

PARTIE 2

Dispositifs expérimentaux et méthodes numériques

Introduction de la deuxième partie

Nous proposons de mettre en œuvre une méthode qui permette d'obtenir simultanément les trois propriétés hydrodynamiques de sol déformable e(ϑ), h(ϑ) et K(ϑ). Pour cela nous avons choisi d'utiliser un dispositif expérimental simple basé sur des mesures de déformations linéaires pour déterminer la courbe e(ϑ). Une méthode inverse est utilisée pour déterminer la courbe h(ϑ) et K(ϑ). Elle comprend :

- un modèle de transfert d'eau en milieu déformable (Chap. 4)
- un dispositif expérimental simple (Chap. 5)
- une procédure d'optimisation (Chap. 6)

Chapitre 4 : Modèle numérique d'écoulement d'eau et de déformation tridimensionnelle et anisotrope du sol

Pour décrire le transfert de l'eau dans les sols déformables les physiciens du sol utilisent souvent un système de coordonnées attaché à la phase solide appelé système de coordonnées Lagrangien. Cette approche nécessite de procéder à un changement de coordonnées. Celui-ci est déterminé en fonction de la géométrie du milieu et des grandeurs accessibles par la mesure. La plupart des modèles d'écoulement de l'eau dans les sols déformables, utilisant cette approche, sont basés sur une description monodirectionnelle des transferts et de la déformation (Eq. 1.10). Cela implique que les expériences de laboratoire correspondantes n'autorisent aucun flux latéral ni aucune déformation latérale. En pratique, l'échantillon de sol doit être enserré dans un cylindre rigide et seuls des essais d'infiltration sont possibles. En effet un drainage ou une évaporation peuvent entraîner un retrait latéral de l'échantillon. .

L'objectif de ce chapitre est de proposer un changement de coordonnées matérielles basé sur un mouvement tridimensionnel et anisotrope de la phase solide. Une évaluation du modèle est ensuite présentée avec des résultats expérimentaux externes obtenus sur des sols supposés rigides (Touma, 1984) et sur des sols déformables (Angulo Jaramillo, 1989).

4.1 Présentation du modèle

4.1.1 Déformation tridimensionnelle et anisotrope

Nous supposons une déformation tridimensionnelle du sol, telle que la déformation soit isotrope dans la direction perpendiculaire à l'axe vertical z (« hypothèse 1 »). En fait, cette situation correspond à une déformation tridimensionnelle avec symétrie axiale.

Soit un volume élémentaire dV (dV = dXdYdZ) (Fig. 4.1). On considère qu'il subit une déformation telle que son volume au temps final devienne dv (dv = dxdydz).

Si l'on considère que la déformation se fait sans variation de masse sèche, on a :

$$dV = \frac{1+e_r}{1+e} dv \qquad (4.1)$$

où e et e_r représentent les indices des vides associés respectivement aux volumes dv et dV.

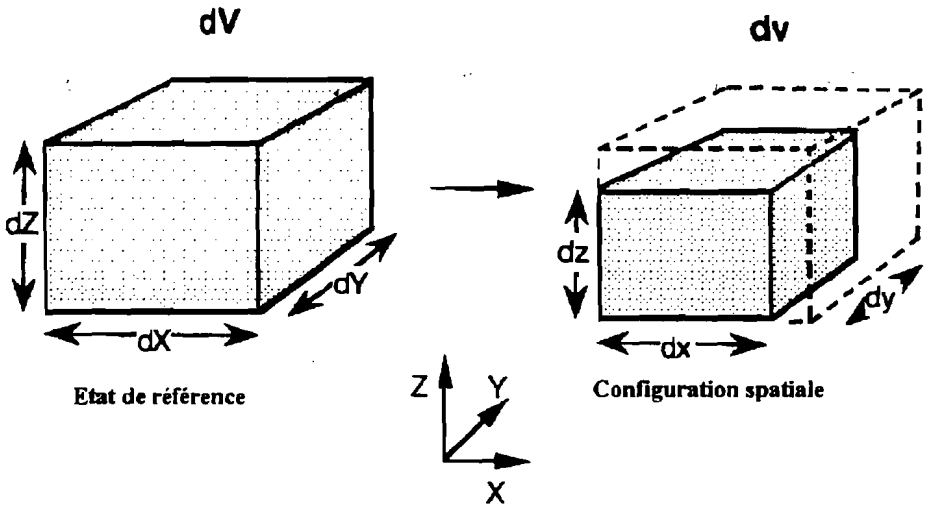

Fig. 4.1 : Déformation tridimensionnelle d'un volume de sol avec la configuration initiale du sol choisie comme état de référence.

Le changement de volume décrit par l'équation précédente peut être associé à un changement de volume dans trois directions principales x, y et z en utilisant le facteur de géométrie de Bronswjik (1990), défini par exemple, pour la direction z par :

$$\left(1-\frac{(dV-dv)}{dV}\right)=\left(1-\frac{(dZ-dz)}{dZ}\right)^{r_s} \qquad (4.2)$$

Lorsque la déformation se fait uniquement dans la direction verticale (z), on a $r_s=1$. Dans le cas d'une déformation isotrope, $r_s=3$. Si la déformation verticale est prédominante alors $1<r_s<3$, sinon $r_s>3$.

Les équations (4.1) et (4.2) et l'hypothèse 1 conduisent à la relation de changement de coordonnées spatiales x, y et z suivante :

$$\begin{cases} dx = dX\left(\dfrac{1+e}{1+e_r}\right)^{\frac{1}{2}\left(1-1/r_s\right)} \\ dy = dY\left(\dfrac{1+e}{1+e_r}\right)^{\frac{1}{2}\left(1-1/r_s\right)} \\ dz = dZ\left(\dfrac{1+e}{1+e_r}\right)^{\frac{1}{r_s}} \end{cases} \qquad (4.3)$$

où X, Y et Z représentent les coordonnées matérielles.

Les relations 4.3 impliquent que chaque coordonnée x, y et z dépend seulement respectivement de X, Y et Z. Ainsi, à partir de l'Eq. 1.5, les termes hors diagonale du tenseur gradient de transformation F_s sont tous nuls et F_s devient :

$$F_s = \begin{bmatrix} \left(\frac{1+e}{1+e_r}\right)^{\frac{1}{2}(1-1/r_s)} & 0 & 0 \\ 0 & \left(\frac{1+e}{1+e_r}\right)^{\frac{1}{2}(1-1/r_s)} & 0 \\ 0 & 0 & \left(\frac{1+e}{1+e_r}\right)^{1/r_s} \end{bmatrix} \qquad (4.4)$$

L'état de référence r peut être choisi arbitrairement en fonction des données expérimentales disponibles. Par exemple, il peut être choisi comme l'état initial du sol (Fig. 4.1) ou la limite de retrait.

4.1.2 Déformation tridimensionnelle et écoulement monodimensionnel

Dans certaines situations comme celles d'évaporation ou d'infiltration dans des sols déformables ne présentant pas de fissures, l'écoulement de l'eau est essentiellement monodirectionnel vertical. Cela peut également être le cas d'expériences de laboratoire effectuées sur des échantillons de sol. Une seconde hypothèse peut alors être introduite selon laquelle tous les points d'un même plan horizontal de cote z ont des potentiels d'eau identiques (« hypothèse 2 »).

Cette hypothèse étant faite, l'introduction de F_s (Eq. 4.4) dans l'Eq. 1.4 fournit une nouvelle forme de l'équation générale d'écoulement d'eau. Après substitution de Φ_w par l'Eq. 1.7 et Ω par l'Eq. 1.8 et en l'absence de contrainte externe (P_0=0), l'équation générale d'écoulement de notre modèle devient :

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = I(1+e)\frac{\partial}{\partial Z}\left(T_1 \frac{\partial \vartheta}{\partial Z} - T_2\right) \qquad (4.5)$$

où :

$$I = \left(\frac{1+e_r}{1+e}\right)^{1/r_s} \qquad (4.6\ a)$$

$$T_1 = K_{w/s}\left(\frac{\partial h}{\partial \vartheta} I + \left(\int_0^Z \gamma I^{-1} dZ\right)\frac{\partial \overline{V_w}}{\partial \vartheta}\right) \qquad (4.6\ b)$$

$$T_2 = K_{w/s}\left(1 - \gamma \overline{V_w}\right) \qquad (4.6\ c)$$

Cette équation est très proche de celle introduite par Kim et al. (1992 c) (Eq. 1.14).

4.1.3 Technique de résolution du modèle d'écoulement

La méthode de résolution choisie est celle des différences finies qui a l'avantage d'être relativement simple à mettre en oeuvre. Le principe de cette méthode consiste à linéariser l'équation de l'écoulement en remplaçant des dérivées spatiales et temporelles par leurs développements limités en série de Taylor. Nous utilisons un schéma de discrétisation de type implicite avec une linéarisation explicite des coefficients. Nous avons ainsi repris un schéma numérique souvent utilisé pour la modélisation du transfert d'eau dans les milieux rigides (par exemple Touma, 1987). La particularité de la discrétisation que nous envisageons est de prendre en compte la déformation latérale du sol. Pour cela, la surface de chaque élément de l'espace est incluse dans la discrétisation afin de préserver la conservation de la masse.

L'équation de l'écoulement (4.5) s'applique à un domaine continu, alors que la solution numérique est discrète. On distingue dans le domaine de l'écoulement N points discrets qui sont les noeuds de calcul où l'on cherchera la valeur des taux d'humidité à des temps discrets. L'espace est ainsi segmenté en "tranches" de sol horizontales. La forme discrétisée de l'équation (4.5) est : (Eq. 4.7)

$$\frac{\vartheta_i^{k+1}-\vartheta_i^k}{dt} = I_i^k\left(1+e_i^k\right)\frac{1}{dZ}\left(\left(\left(T_1\right)_{i+1/2}^k\left(\frac{\vartheta_{i+1}^{k+1}-\vartheta_i^{k+1}}{dZ}\right)-\left(T_2\right)_{i+1/2}^k\right)-\frac{S_{i-1/2}^k}{S_{i+1/2}^k}\left(\left(T_1\right)_{i-1/2}^k\left(\frac{\vartheta_i^{k+1}-\vartheta_{i-1}^{k+1}}{dZ}\right)-\left(T_2\right.\right.\right.$$

où i représente l'indice de l'espace et k celui du temps.

La surface horizontale du sol au noeud i, S_i^k, est calculée par :

$$S_i^k = I_i^k\left(1+e_i^k\right)\frac{\left(V_s\right)_i^k}{dZ} \qquad (4.8)$$

où $\left(V_s\right)_i^k$ représente le volume de particules solides de l'élément i.

L'intervalle dZ entre chaque noeud est constant sur tout le profil.

Un test de conservation de la masse est systématiquement effectuée pour chaque simulation. Le schéma numérique est associé à des conditions aux limites qui s'expriment en termes de charge hydraulique (Dirichlet), de flux (Neuman) et des deux conjugués (Cauchy). Le programme numérique a été écrit et TurboC.

4.2 Calibration du modèle avec des données expérimentales externes

Nous avons comparé les résultats simulés par notre modèle à des observations expérimentales. Dans un premier temps, la validation est réalisée à partir de résultats expérimentaux obtenus sur une colonne de sol supposé rigide (Touma, 1984). Dans un deuxième temps, une comparaison est établie avec des résultats expérimentaux obtenus à partir d'une infiltration

dans un échantillon de sol gonflant (Angulo Jaramillo, 1989). Il est à noter la rareté des résultats expérimentaux dans ce dernier cas.

4.2.1 Ecoulement monodimensionnel en milieu supposé rigide

Nous avons utilisé des résultats expérimentaux obtenus sur des colonnes de sol sableux reconstituées au laboratoire (Touma, 1984). Il s'agit d'une expérience d'infiltration sous flux constant à la surface.

Les études de transfert d'eau dans les sols supposés rigides utilisent la variable de teneur en eau volumique (θ) à la place de celle de taux d'humidité (ϑ) souvent employée pour les sols déformables. Notre modèle d'écoulement propose alors une option qui permet de résoudre l'équation de transfert par rapport à la variable θ pour traiter le cas de sol rigide. Cette option est retenue pour simuler les expériences d'infiltration de Touma (1984). Les résultats de la simulation sont ensuite confrontés aux résultats expérimentaux afin d'effectuer une première évaluation du modèle.

La relation entre le potentiel et la teneur en eau est obtenue par ajustement de l'expression de Van Genuchten (1980) (Eq. 3.12) aux données expérimentales. La relation entre la conductivité et la teneur en eau est obtenue par ajustement de l'expression de Brooks et Corey (1964) (Eq. 3.15) aux données expérimentales. Les paramètres obtenus par Touma (1984) sont les suivants :

Expressions mathématiques	Valeur des paramètres
Courbe de rétention (modèle de Van Genuchten, 1980)	
$\theta_s(cm^3/cm^3)$	0.312
$\theta_r(cm^3/cm^3)$	0.027
$\alpha(cm^{-1})$	-0.044
n	2.22
Courbe de conductivité hydraulique (modèle de Brook and Corey, 1964)	
$\theta_s(cm^3/cm^3)$	0.312
$\theta_r(cm^3/cm^3)$	0.027
$K_s(cm/h)$	15.4
B	6.07

Tableau 4.1 : Paramètres estimés des relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ d'un sol sableux (Touma, 1984).

Le profil est initialement à l'équilibre avec une nappe. Il est soumis à une infiltration sous flux constant de 8.3 cm/h. Les profils hydriques expérimentaux et simulés par notre modèle sont présentés Figure 4.2.

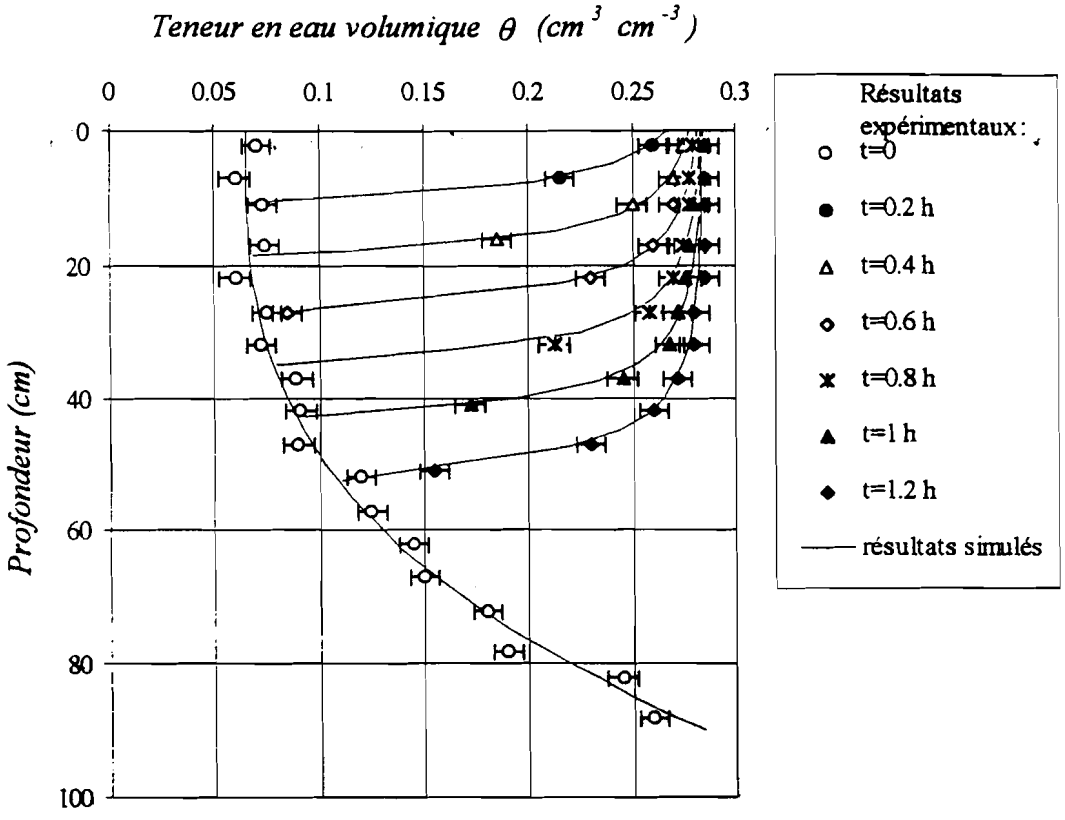

Fig. 4.2 : Profils simulés par notre modèle et résultats expérimentaux de la teneur en eau volumique dans l'expérience d'infiltration de Touma (1984) réalisée sur une colonne de sol sableux supposé rigide.

Les profils simulés et les résultats expérimentaux présentent un bon accord.

4.2.2 Ecoulement et déformation monodimensionnels en milieu déformable

Nous avons utilisé les données expérimentales Angulo Jaramillo (1989) obtenues à partir d'une série d'expériences d'infiltration verticale sur un mélange du limon et de bentonite (20% en masse). Kim et al. (1995) ont également utilisé ces données expérimentales pour calibrer le modèle de Kim et al. (1992a).

A. Le dispositif expérimental

L'échantillon se trouve dans un cylindre de 6 cm de diamètre et 3 cm de hauteur (Fig. 4.2). Sur sa face supérieure repose un piston mobile associé à une plaque poreuse qui permet d'effectuer des essais d'infiltration en laissant la possibilité à l'échantillon de gonfler librement. A sa base, une grille assure son maintien et permet à l'air de s'échapper. Une charge hydraulique est appliquée à travers une plaque poreuse sur la face supérieure. Le dispositif est équipé d'un capteur de pression et d'un tensiomètre qui mesurent la pression à 1,5 cm du bas de l'échantillon. Les évolutions spatio-temporelles de la teneur volumique en eau et de la masse volumique sèche sont obtenues par un système gamma double source (Am241+Cs137) au pas

de scrutation de 0.5 cm. Un comparateur, placé sur le piston, permet de suivre le déplacement du sol.

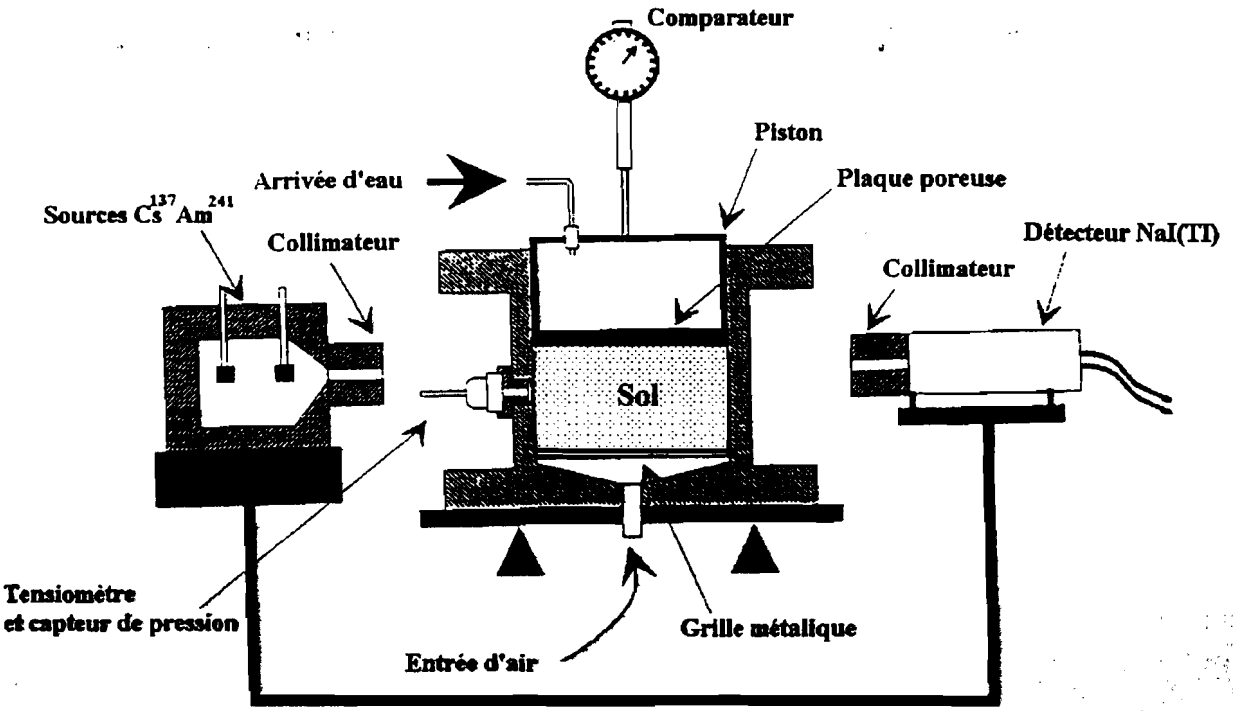

Fig. 4.3 : Dispositif expérimental d'infiltration sur colonne de sol déformable utilisant un système gamma double source (Angulo Jaramillo, 1989).

Deux expériences d'infiltration similaires ont été réalisées sur des échantillons non consolidés. Dans le premier cas le profil initial de teneurs en eau est uniforme alors que dans le second il est irrégulier.

L'écoulement et la déformation sont verticaux. Cela signifie que le facteur de géométrie utilisé dans notre modèle d'écoulement (r_s) prend une valeur égale à 1 (Eq. 4.4).

B. Les conditions aux limites

Les conditions aux limites concernent la phase liquide. Pour la phase air, l'hypothèse de mise à la pression atmosphérique est admise.

La condition à la limite supérieure s'exprime en terme de flux. A la surface, elle est de la forme:

$$q_{surf}(t) = Imp.\left(h_0 - \delta z(t) - \Phi_{sp}(t)\right) \qquad (4.9)$$

où q_{surf} est le flux d'eau à la surface du sol, Imp est l'impédance de la plaque poreuse (l'impédance donnée par le constructeur est 5.10^{-5} h^{-1}), h_0 est la hauteur d'eau constante par rapport à la surface du sol au temps initial ($h_0 \triangleq 11.846$ cm), $\delta z(t)$ est le déplacement de la surface du sol et $\Phi_{sp}(t)$ est le potentiel de l'eau située entre le sol et la plaque.

La condition à la limite inférieure est une condition de flux nul.

C. Les caractéristiques hydrodynamiques

1. La courbe de gonflement

La gammamétrie double source donne accès directement à la relation liant la teneur en particules solides θ_S à la teneur volumique en eau θ_W. Les courbes de retrait-gonflement peuvent s'exprimer par les variables taux d'humidité ϑ et indice des vides e. Ces variables sont liées à celles accessibles par gammamétrie par les relations :

$$\vartheta = \frac{\theta_w}{\theta_s}$$

$$e = \frac{1}{\theta_s} - 1$$

Une courbe de gonflement peut être établie à chaque cote de mesure. Angulo Jaramillo (1989) montre que les différentes courbes obtenues aux faibles teneurs en eau se superposent relativement bien. Les fortes teneurs en eau ne sont atteintes que dans les couches supérieures de l'échantillon, ce qui ne permet pas, dans ce cas, d'établir une comparaison du gonflement entre les différentes cotes.

Afin d'obtenir la courbe de gonflement sur toute la gamme d'humidité étudiée, nous avons extrapolé cette courbe aux fortes teneurs en eau à partir de la connaissance de la relation $\theta_W(\theta_S)$ enregistrée au niveau de la couche de surface. Le modèle de Braudeau (1988), présenté au chapitre 2, a été ensuite ajusté aux données expérimentales (Fig. 4.4).

Les paramètres de Braudeau (1988) que nous avons obtenus sont :

ϑ_{SL} : 0.45 cm^3/cm^3 e_{SL} : 0.71 cm^3/cm^3
ϑ_{AE} : 0.98 cm^3/cm^3 e_{AE} : 0.91 cm^3/cm^3
ϑ_{LM} : 4.58 cm^3/cm^3 e_{LM} : 4.06 cm^3/cm^3
K_r : 0.88.

La courbe de retrait ne présente pas de phase de retrait structural. Son allure générale est proche de celle d'une pâte d'argile. La pente du retrait principal K_r est inférieure à l'unité (K_r=0.83). Par ailleurs, pour les forts taux d'humidité nous observons que la courbe de gonflement expérimentale est située en dessous de la droite de saturation théorique. Cette droite illustre le comportement « théorique » d'un échantillon de sol dont la variation de volume d'eau entraîne une variation de volume total équivalente. Une courbe de déformation située en dessous de cette droite signifierait que le volume d'eau de l'échantillon est supérieur à son volume de vide, ce qui n'est pas correct. L'origine de ce mauvais positionnement de la courbe de déformation provient certainement de l'imprécision de la mesure gammamétrique pour les fortes teneur en eau.

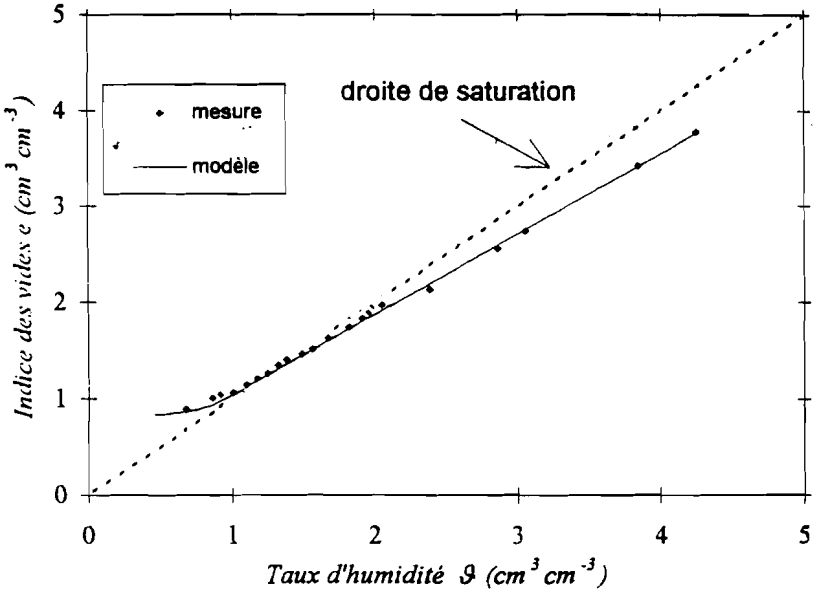

Fig. 4.4 : Courbes de retrait expérimentale et ajustée avec le modèle de Braudeau (1988)

2. La courbe de rétention

Dans le cas de sol gonflant, la lecture tensiométrique τ est la somme du potentiel matriciel h et du potentiel de surcharge Ω qui est $\gamma \overline{V}_w z$ (Eq. I.8) où γ est la masse volumique du sol surmontant le tensiomètre et $\overline{V}_w$ est la pente de la courbe de retrait. Connaissant γ et $\overline{V}_w$, il est donc possible de déduire le potentiel matriciel de la lecture tensiométrique. Les mesures de la teneur en eau et de la teneur en solide effectuées à la cote d'implantation du tensiomètre permettent de connaître le taux d'humidité ϑ ($\vartheta=\theta_w/\theta_s$) à cette cote. Une relation entre le potentiel matriciel et le taux d'humidité peut être établie. Le modèle de Van Genuchten (1980) a été ajusté aux données expérimentales (Fig 4.5).

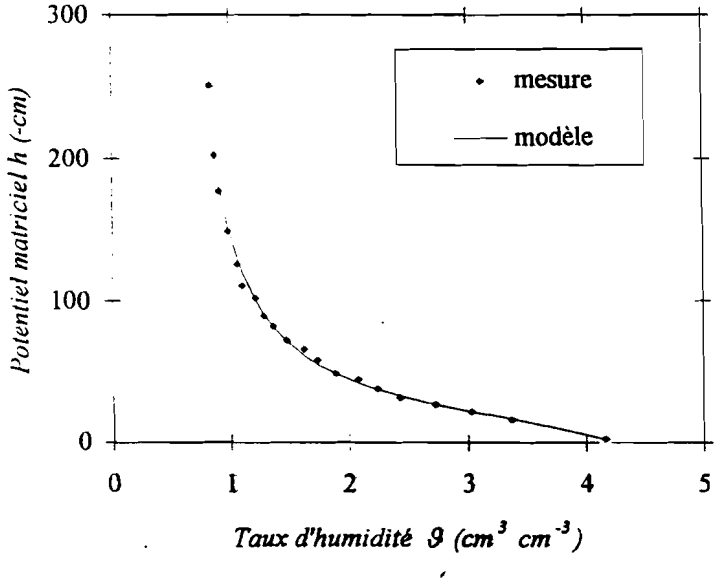

Fig. 4.5 : Courbes de rétention expérimentale et ajustée avec le modèle de Van Genuchten (1980)

Les paramètres de Van Genuchten (1980) que nous avons obtenus sont :

ϑ_s : 4.07 cm^3/cm^3

ϑ_r : 0.706 cm^3/cm^3

α : -0.0563 s^{-1}

n : 3.036

3. La courbe de conductivité

Angulo Jaramillo (1989) détermine la conductivité hydraulique par l'approche Eulérienne et l'approche Lagrangienne. Il montre alors qu'il existe un bon accord entre ces deux approches. Dans le cadre d'une description Lagrangienne, la conductivité au sens de Darcy ($K_{w/s}$) peut s'écrire en fonction du coefficient de diffusivité matérielle (D_m) (Philip, 1969, Angulo Jaramillo, 1989) :

$$K_{w/s} = D_m\left(\partial\theta_w / \partial h\right)\theta_s^{-2}\left[1-\left(\theta_w / \theta_s\right)\left(d\theta_s / d\theta_w\right)\right] \qquad (4.10)$$

Cette relation fournit $K_{w/s}$ à partir de la connaissance de la courbe de retrait-gonflement (relation $\theta_w(\theta_s)$), de la courbe de rétention (relation $h(\theta_w)$) et de la diffusivité matérielle (D_m). Lorsque certaines conditions initiales (profil uniforme) et aux limites (condition de Dirichlet) sont vérifiées, la variable de Boltzman ($\xi_m = m/\sqrt{t}$ où m représente la coordonnée matérielle) permet de calculer la diffusivité matérielle par la relation (Vauclin et Haverkamp, 1985a, b) :

$$D_m = -\frac{1}{2}\frac{d\xi_m}{d\vartheta}\int_{\vartheta_e}^{\vartheta}\xi_m(\vartheta)d\vartheta \qquad (4.11)$$

Une relation entre la conductivité hydraulique et le taux d'humidité peut donc être établie. Le modèle de Brooks et Corey (1964) a été ajusté aux données expérimentales (Fig. 4.6).

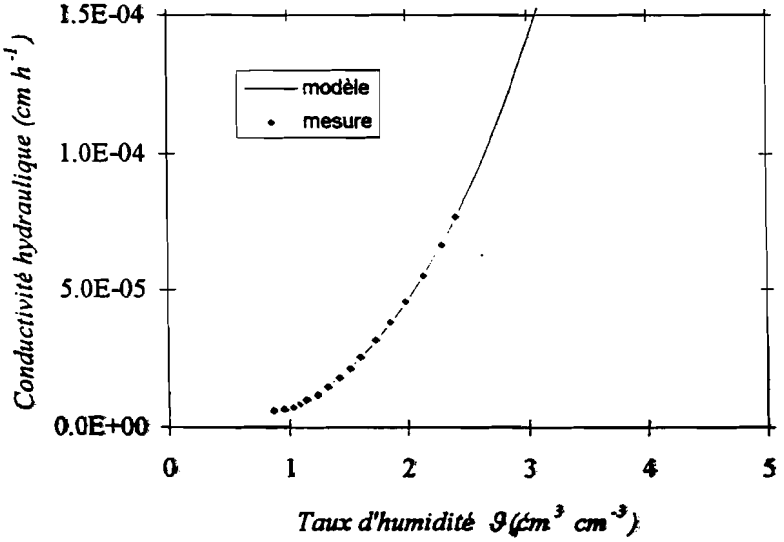

Fig. 4.6 : Courbes de conductivité hydraulique expérimentale et ajustée avec le modèle de Brooks et Corey (1964)

Les paramètres de Brooks et Corey (1964) que nous avons obtenus sont :

ϑ_s : 4.07 cm^3/cm^3

ϑ_r : 0 cm^3/cm^3

K_s : $3.25.10^{-4}$ cm/h

B : 2.772

D. Evaluation du modèle

Une simulation des expériences d'Angulo Jaramillo (1989) est réalisée avec notre modèle de transfert d'eau en milieu déformable (Garnier et al. 1997a). Les conditions initiales et aux limites présentées ci-dessus ainsi que les paramètres hydrodynamiques déterminés précédemment permettent de simuler l'expérience d'infiltration. Une confrontation des résultats expérimentaux et simulés est réalisée afin d'effectuer une deuxième évaluation du modèle.

1. Ajustement de l'impédance de la plaque poreuse

Dans un premier temps une simulation de la première expérience (profil initial uniforme) est réalisée en utilisant la valeur d'impédance donnée par le constructeur de 5.10^{-5} h^{-1}. Une comparaison entre les lames d'eau infiltrée expérimentale et simulée montre que la quantité simulée est bien inférieure à la quantité expérimentale (Fig. 4.7). Le taux d'infiltration dépend en grande partie de l'impédance de la plaque (Eq. 4.9). Si cette dernière valeur n'est pas mesurée une erreur peut être faite sur l'estimation de la lame d'eau infiltrée. Les valeurs fournies par le constructeur peuvent être en effet assez différentes de celles mesurés (Eching et al., 1994).

Plusieurs simulations de l'expérience sont alors réalisées avec des valeurs d'impédances différentes. Nous avons retenu la valeur qui permet d'obtenir une lame d'eau infiltrée simulée la plus proche de la lame expérimentale (Fig. 4.7). L'impédance retenue est de 0.00014 h^{-1} (contre 0.00005 h^{-1} donné par le constructeur).

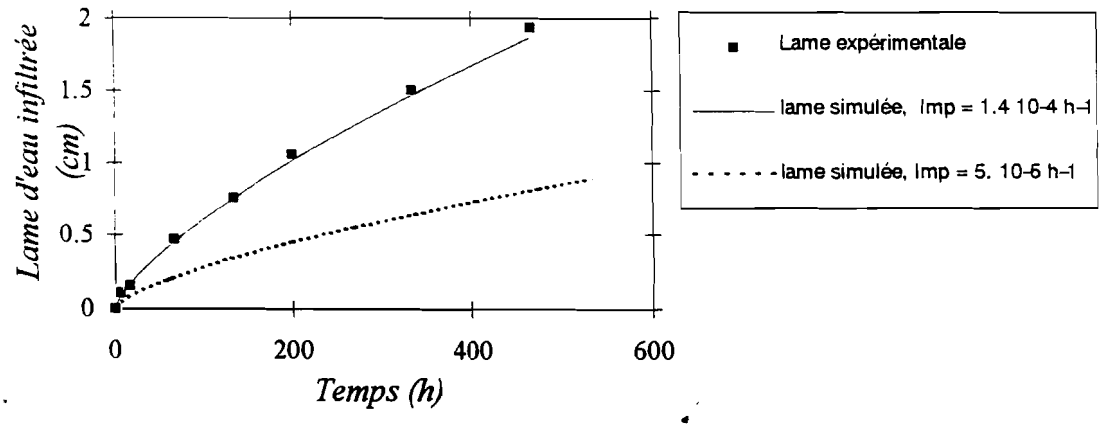

Fig. 4.7 : Lame d'eau infiltrée mesurée et simulée avec différentes valeurs de l'impédance de la plaque poreuse (Imp).

2. Comparaison des données expérimentales et simulées

Une simulation de la deuxième expérience (profil initial irrégulier) est ensuite réalisée en utilisant la valeur corrigée de l'impédance dans la condition à la limite supérieure. Nous avons tout d'abord vérifié que les lames d'eau infiltrée expérimentale et simulée sont semblables. Une comparaison des profils simulés et expérimentaux des teneurs en eau volumique et des masses volumiques sèches est présentée après 133 h et 533 h d'infiltration (Fig. 4.8). Les données expérimentales sont présentées avec leur intervalle d'erreur théorique maximum qui est de 0.06 $cm^3\ cm^{-3}$ pour les teneurs en eau volumiques et de 0.08 $g\ cm^{-3}$ pour les masses volumiques sèches.

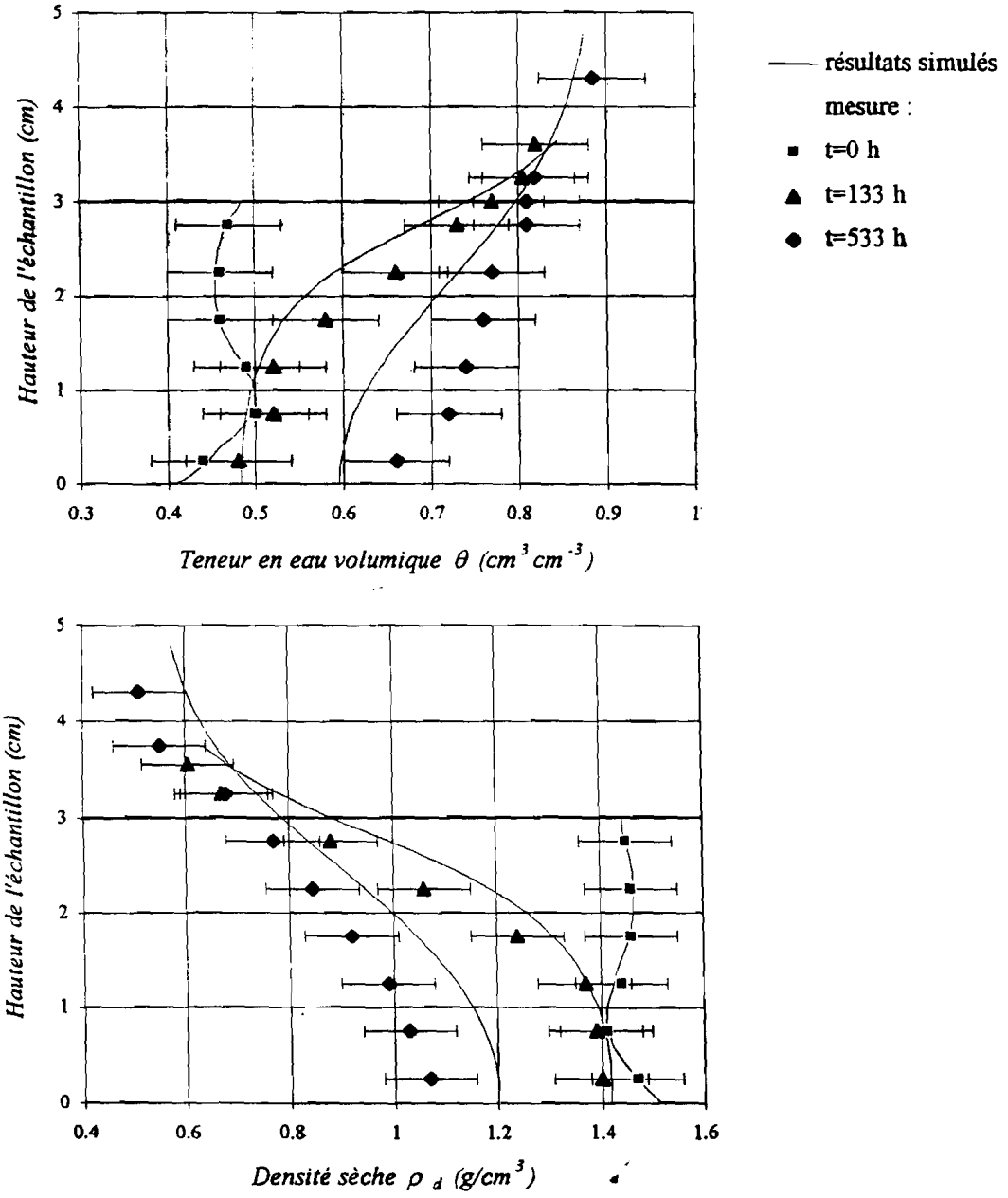

Fig. 4.8: Profils expérimentaux et simulés de teneur en eau volumique (A) et de masse volumique sèche (B) de l'expérience d'infiltration d'Angulo Jaramillo (1989).

Le premier profil simulé, obtenu après 133,3 heures d'infiltration, se situe à peu près dans les intervalles d'incertitude de teneur en eau volumique et de masse volumique sèche. A cette date, la variation de hauteur de l'échantillon est assez bien simulée. Le deuxième profil simulé à 533.3 heures sous-estime légèrement la teneur en eau dans la moitié inférieure de l'échantillon et sur-estime la masse volumique sèche. On peut cependant noter que les courbes expérimentales et simulées ont des formes sigmoïdales semblables. La variation de hauteur simulée totale (1.75 cm) est un peu supérieure à la valeur expérimentale (1.35 cm).

Plusieurs raisons peuvent expliquer la différence entre les résultats simulés et expérimentaux. La première est que l'erreur expérimentale associée à la mesure gammamétrique est assez importante ce qui peut impliquer des erreurs sur la détermination des propriétés hydrodynamiques. Cette accumulation d'erreurs peut avoir des répercussions sur les résultats simulés. Une autre raison est que les caractéristiques hydrodynamiques h(ϑ), K(ϑ) et e(ϑ) diffèrent d'une couche à l'autre en raison du potentiel de surcharge qui varie pour chaque couche de sol à l'intérieur de l'échantillon.

On a représenté sur un même graphe les données des profils observés et simulés de teneur en eau volumique et de masses volumiques sèches (Fig. 4.9).

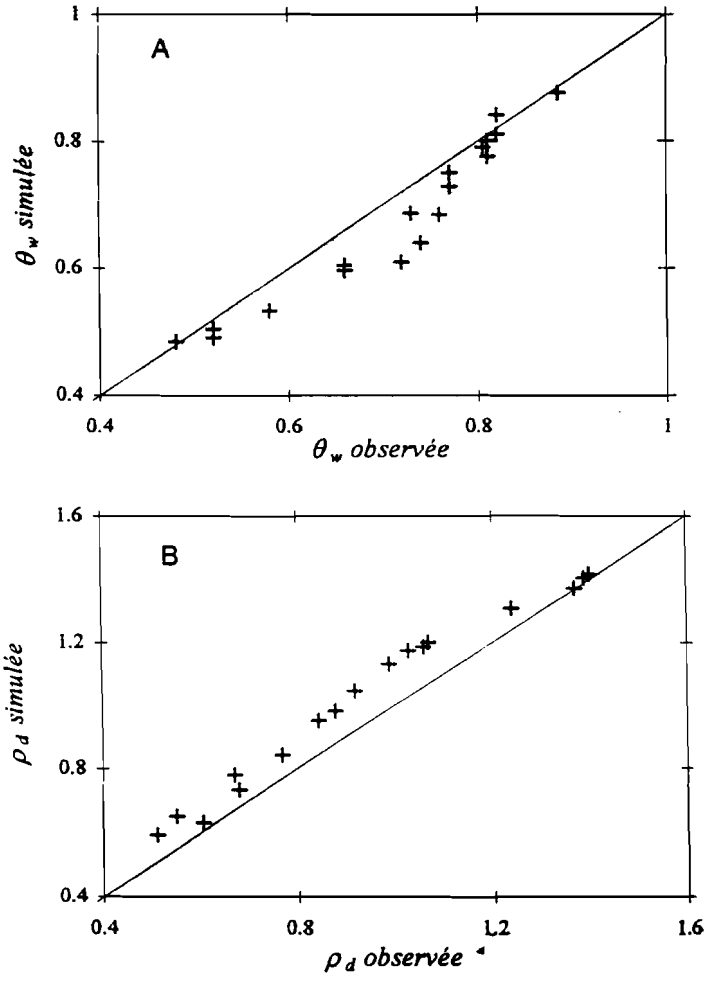

Fig. 4.9 : Comparaison des données expérimentales et simulées des teneurs en eau volumiques (θ_w) (A) et des masses volumiques sèches (ρ_d) (B).

Ces diagrammes reflètent la tendance générale du modèle numérique à sous-estimer les teneurs en eau volumiques et à surestimer les masses volumiques sèches. Néanmoins les coefficients de détermination sont égaux à 0.9 pour les teneurs en eau volumiques et à 0.77 pour les masses vomiques sèches. Ainsi, malgré les déviations observées, les résultats numériques sont en assez bon accord avec les données expérimentales.

Afin de juger de la qualité de l'accord entre les variables mesurées et simulées, un test est réalisé pour savoir si les droites de régressions diffèrent significativement de la première bissectrice (Saporta, 1978). La quantité Q est calculée pour les deux variables par :

$$Q = \frac{1}{2\hat{\sigma}^2}\left(n(a - a_0)^2 + 2n\overline{X}(a - a_0)(b - b_0) + (b - b_0)^2 \sum_{i=0}^{n} x_i^2 \right)$$

où $\hat{\sigma}^2$ est la variance résiduelle, n est le nombre de points de la corrélation, $\overline{X}$ est la moyenne des mesures x_i, a et b sont les coefficients de la droite de régression et a_0=0 et b_0=1 sont les coefficients de la première bissectrice. L'hypothèse selon laquelle la droite de régression peut être assimilée à la première bissectrice est rejetée si la quantité Q est supérieure à la réalisation de la variable de Fisher F(2, n-2).

Pour la variable θ_w, la quantité Q (0.773) est bien inférieure à F (3.63) de même pour la variable ρ_d, la quantité Q (0.67) est inférieure à F (3.68). Les résultats de ce test montrent également qu'il existe un bon accord entre les valeurs mesurées et simulées.

4.3 Conclusion

Les modèles d'écoulement classiquement utilisés pour décrire le transfert d'eau dans les sols déformables sont souvent basés sur un changement de coordonnées qui assume une déformation monodimensionnelle du sol. Dans ce chapitre nous proposons un nouveau changement de coordonnées qui considère une déformation tridimensionnelle et anisotrope (Eq. 4.3). En considérant le transfert monodimensionnel vertical de l'eau, l'équation générale de l'écoulement présente une forme relativement simple (Eq. 4.5). Cette équation est utilisée dans le modèle d'écoulement d'eau proposé ici. Une calibration du modèle est réalisée en utilisant des données expérimentales externes d'abord obtenues pour un sol supposé rigide puis pour un sol déformable. Les simulations de transfert de l'eau et de la déformation par le modèle numérique sont proches des données expérimentales. On en déduit l'aptitude du modèle à simuler les transferts verticaux de l'eau dans des échantillons de sol rigides ou déformables.

Chapitre 5 : Protocoles expérimentaux

Les relations nécessaires à la simulation de l'écoulement d'eau dans un sol déformable sont la courbe de déformation e(ϑ), la courbe de rétention h(ϑ) et la courbe de conductivité hydraulique K(ϑ). Au chapitre 2, nous avons montré que parmi les méthodes expérimentales de détermination des courbes de déformation e(ϑ), les méthodes basées sur des mesures de déformations linéaires présentent beaucoup d'avantages. Elles permettent d'automatiser la mesure, d'installer d'autres capteurs dans l'échantillon et de pouvoir suivre l'anisotropie de la déformation. Afin de déterminer les trois propriétés hydrodynamiques à partir d'une même expérience, nous proposons d'utiliser les dispositifs qui servent à mesurer la courbe de déformation e(ϑ) pour déterminer également les deux autres relations h(ϑ) et K(ϑ). Dans ce chapitre nous présentons la nature des sols déformables étudiés ainsi que les deux méthodes expérimentales qui permettent d'analyser le transfert d'eau dans des conditions de perte en eau. La première méthode est basée sur un processus d'évaporation et la seconde sur un processus de drainage.

5.1 Nature et fabrication des échantillons

5.1.1 Nature du sol utilisé

Afin de disposer de séries d'échantillons qui aient des caractéristiques hydrodynamiques les plus homogènes possible nous avons travaillé sur des échantillons reconstitués. Le sol provient de la moyenne vallée du fleuve Sénégal (région de Podor). Cette zone présente des sols lourds à argiles gonflantes dans les cuvettes de décantation. Ce sont des sols vertiques qui présentent des caractéristiques morphologiques particulières. En surface, il apparaît des fentes de retrait en phase de dessèchement. En profondeur, on observe des faces de glissement/cisaillement dues aux propriétés de gonflement-retrait (Colleuille, 1993 et Boivin et al., 1995). Des analyses granulométriques ont été réalisées sur des échantillons de sol argileux gonflant. Ils comportent 66.2% d'argile, 24% de limon et 9.8% de sable. L'analyse minéralogique par diffraction des rayons X révèle la composition approximative de la phase argileuse : 60% de smectites, 30% de kaolinite, 5% d'illite et 5 % de chlorite. Les résultats d'analyse chimique effectués sur le sol sont les suivantes :

Bases échangeables (meq%)				capacité d'échange cationique (meq%)
Ca	Mg	Na	K	
13,8	11,6	2,26	0,44	39,4

Tableau 5.1 : Analyse chimique d'un échantillon de Vertisol de Podor (Senegal)

Les sites cationiques sont occupés essentiellement par du calcium et du magnésium. Ces ions assurent une certaine stabilité à la phase argileuse.

La masse volumique des particules solides a été mesurée sur plusieurs échantillons. A partir de ces résultats, une valeur moyenne de masse volumique des particules solides de 2.696 g cm^{-3} a été calculée.

5.1.2 Fabrication des échantillons

Le sol argileux est d'abord tamisé à 200 micromètres. Il est ensuite lentement humecté avec de l'eau distillée et dégazée jusqu'à atteindre une teneur en eau pondérale correspondant à la saturation. A la fin du mélange, le matériau qui se présente comme une boue, est séché lentement à l'air pendant 48 heures. Pendant ce temps, un malaxage est réalisé à intervalles de temps réguliers. La pâte est amenée ainsi à une teneur en eau massique correspondant à sa capacité de rétention.

A partir de ce matériau des échantillons sont fabriqués dans des moules cylindriques de 51 mm de hauteur et 50 mm de diamètre. Ils sont immédiatement démoulés puis leur paroi vertical est recouverte d'un film plastique. Les échantillons sont posés sur une plaque poreuse en communication avec de l'eau distillée dégazée. L'ensemble est alors placé dans un cristallisoir dans lequel le vide est réalisé. Ce dispositif permet aux échantillons de se saturer d'eau.

Ce protocole de fabrication des échantillon permet de réaliser des échantillons ayant une « macrostructure » très réduite. Le sol présente ainsi une structure massive très compacte. Cela permet de restreindre les problèmes de reproductibilité des caractéristiques hydrodynamiques qui pourraient apparaître si les échantillons avaient une macrostructure différente.

5.2 Les dispositifs expérimentaux

5.2.1 Expérience d'évaporation

A. Principe

Le dispositif expérimental de mesure du retrait a été mis au point par le laboratoire d'hydrophysique de l'ORSTOM d'Ile de France (Fig. 5.1). L'échantillon est placé sur l'une de ses faces planes sur le plateau d'une balance se trouvant à l'intérieur d'une enceinte thermostatée. Des mesures de hauteur et de diamètre sont effectuées respectivement avec un spot laser et des barrières laser. Afin d'étudier le transfert vertical de l'eau dans l'échantillon, la paroi cylindrique est recouverte d'un film plastique, la face plane supérieure est la face d'évaporation. Deux tensiomètres sont introduits dans l'échantillon, le premier au niveau de la face supérieure et le second à proximité de la face inférieure. Le film plastique autour de l'échantillon est enlevé lorsque le tensiomètre près de la surface est désamorcé. En fin de retrait, lorsque le volume de l'échantillon s'est stabilisé, l'expérience est arrêtée. Après un séchage du sol à 105 °C pendant environ 48 heures, une mesure de la masse volumique apparente sèche de l'échantillon (ρ_{d_0}) est effectuée avec la méthode dite "de la poche plastique" (Boivin et al., 1991). Le principe de cette méthode est de mesurer la poussée

d'Archimède exercée sur l'échantillon de sol placé sous vide dans une poche plastique fine et souple. Ensuite les particules solides sont introduites dans un psychomètre rempli d'eau, le volume d'eau déplacé permet de déterminer la masse volumique des particules solides.

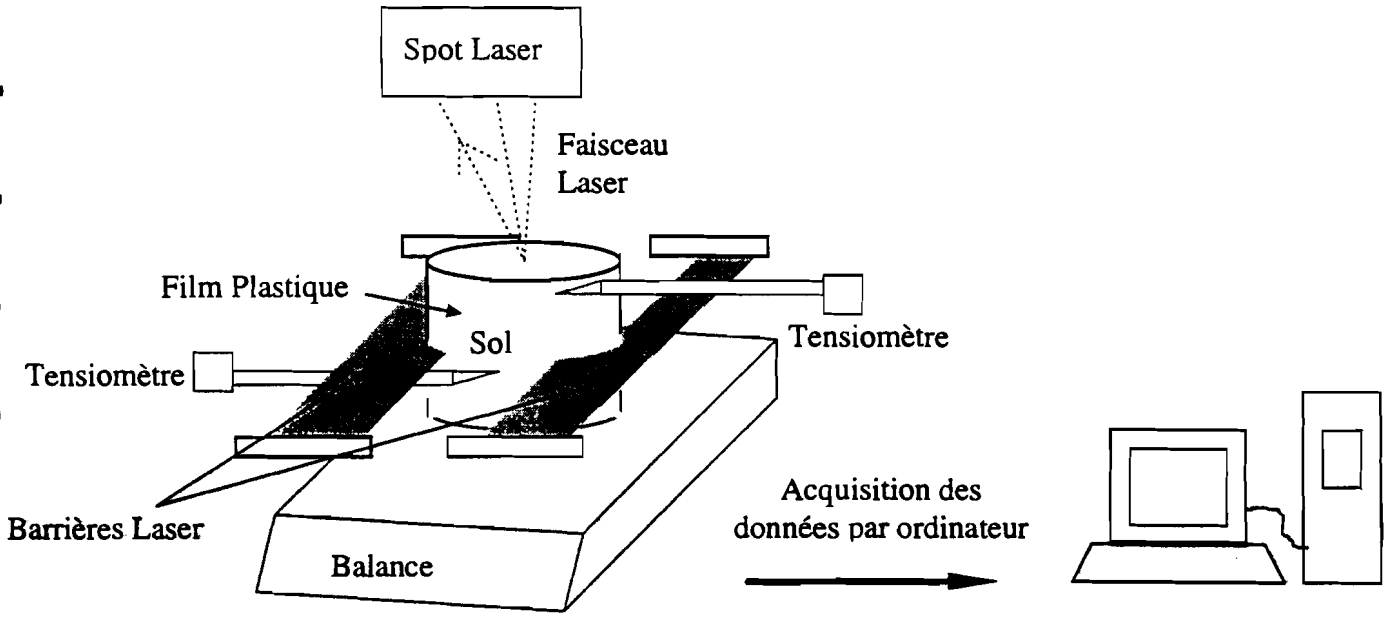

Figure 5.1 : Schéma du dispositif expérimental de caractérisation hydrodynamique d'un échantillon de sol soumis à une évaporation

B. Description du matériel

La température de l'enceinte a été fixée à 27°C pour les expériences.

La balance (Mettler PM600) a une précision de 0.01g.

Chaque tensiomètre est constitué d'une bougie poreuse en céramique de 2 mm de diamètre et de 20 mm de longueur collée à un capillaire souple. Il est relié à un capteur de pression (Model SA, de Data Instruments). La pression est transmise par l'eau qui remplit la pointe céramique et le capillaire. Elle est mesurée grâce à la déformation d'une membrane métallique se trouvant dans le capteur. La sensibilité du capteur est de ±2 mbar. On estime que la cote initiale du tensiomètre peut être connue avec une précision de ±2 mm.

Le spot laser (LB-72, Keyence) et les barrières laser (LX2-12, Keyence) sont utilisés respectivement pour mesurer la variation de hauteur et de diamètre de l'échantillon. Les systèmes de contrôle optique sans contact se composent de deux éléments qui sont la sonde optique de mesure et son système de traitement associé. La sonde optique se compose d'une source lumineuse qui est le plus souvent une diode laser collimatée, d'un dispositif de focalisation de faisceau optique sur la surface à observer et d'un système de détection de la

lumière renvoyée par l'objet. Le faisceau optique réfléchi ou rétrodiffusé par la surface de l'objet à étudier est focalisé sur un ou plusieurs photodétecteurs. Les diodes lasers émettent dans le proche infrarouge. Plusieurs méthodes optiques existent pour mesurer la distance entre la diode et l'objet. La méthode utilisée dans notre cas est celle de la mesure optique par triangulation. Ce système de mesure est réglé de telle manière que lorsque la surface à observer est située au milieu de l'étendue de mesure, le spot lumineux rétrodiffusé est focalisé au milieu du détecteur de position. Lorsque la surface à observer est décalée par rapport à ce point, le spot lumineux de retour est décalé sur le photodétecteur (Fig. 5.2).

Dans le cas des barrières laser, le détecteur permet de mesurer la largeur de l'objet grâce à la largeur du faisceau dévié par l'objet. Le spot laser mesure à une distance de 40mm un déplacement de ± 10 mm. Sa sensibilité est de 2µm. Les barrières laser présentent chacune un faisceau de 10mm de largeur et de 1 mm d'épaisseur. Elles détectent un objet dont le diamètre minimum est de 100µm (Fig. 5.3).

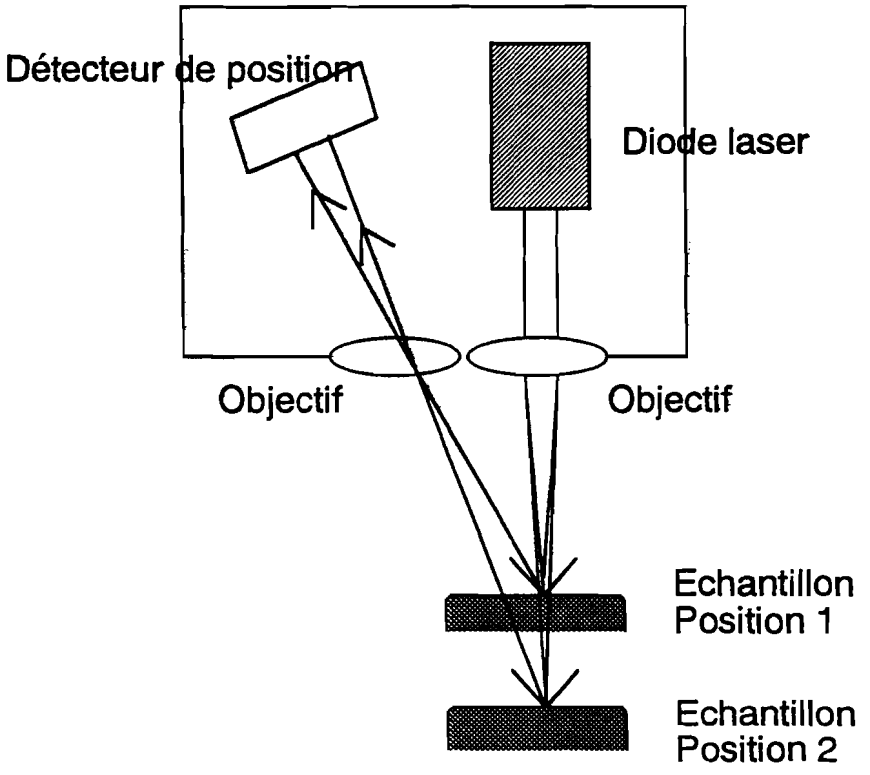

Figure 5.2 : Principe de détermination de la hauteur de l'échantillon par le spot optique

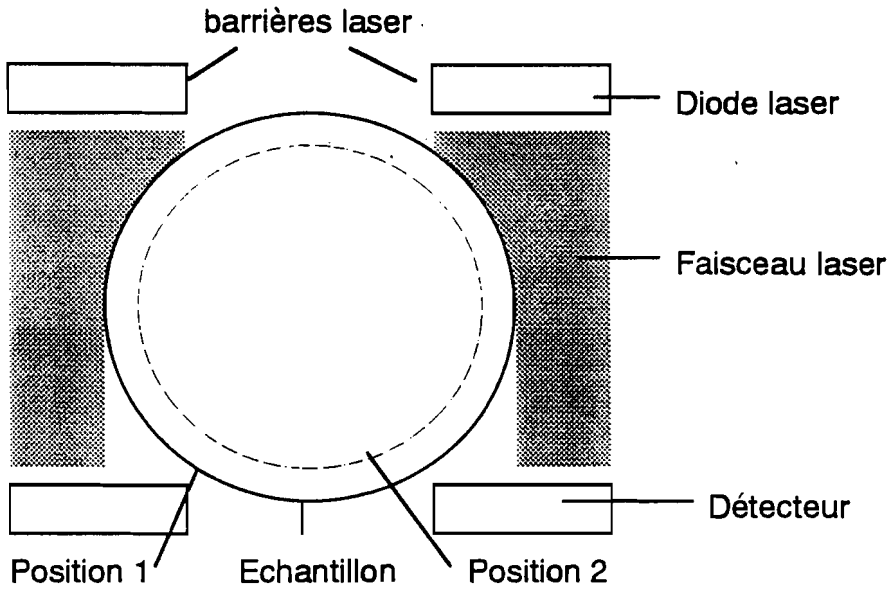

Figure 5.3 : Principe de détermination du diamètre de l'échantillon par les barrières laser

Les capteurs optiques ont été préférés à des capteurs de contact en raison de leur plus grande précision mais surtout parce qu'ils sont mieux adaptés pour mesurer la déformation horizontale.

C. Obtention des grandeurs

L'expérience permet d'obtenir le flux volumique évaporatoire en fonction du temps E(t), la courbe de déformation $\varepsilon(\vartheta)$ et l'évolution des potentiels à deux niveaux dans l'échantillon $h_{sup}(t)$ et $h_{inf}(t)$.

1. Détermination du flux volumique évaporatoire : E(t)

Le flux volumique évaporatoire est calculé à partir de la variation de masse de l'échantillon m dans le temps :

$$E(t) = \frac{(m(t+dt) - m(t)) / \rho_w}{dt}$$

La pesée de l'échantillon s'effectue alors que les tensiomètres sont installés dans le sol. La masse de l'échantillon est mesurée au départ avant et après l'installation des tensiomètres. La masse des tensiomètres peut ainsi être calculée. Cependant, il peut y avoir une erreur sur cette mesure parce que les capillaires reliés aux tensiomètres peuvent changer très légèrement de masse au cours de l'expérience. Par ailleurs, une légère quantité d'eau provenant des tensiomètres peut être introduite dans l'échantillon au cours de l'expérience. Ce phénomène étant aléatoire, il est difficile de quantifier l'erreur associée à la détermination de E(t).

2. Détermination du retrait volumique e(ϑ) et du facteur de géométrie r_s

La balance permet de mesurer la masse totale de l'échantillon (m). La connaissance de la masse sèche (m_S) et de la masse volumique des particules solides (ρ_S) permet donc de connaître le taux d'humidité à chaque instant :

$$\vartheta = \frac{m - m_s}{m_s} \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \qquad (5.1)$$

L'incertitude relative de mesure de la masse volumique des particules solides ρ_s est de l'ordre de 1%. De même que pour le flux volumique évaporatoire, l'erreur sur le taux d'humidité peut être due en partie à l'évolution de masse des tensiomètres qu'il est difficile de quantifier.

Le dispositif (Fig. 5.1) permet de déterminer la courbe de déformation mais également l'anisotropie de la déformation. La connaissance de la masse volumique apparente sèche de l'échantillon permet de convertir la variation de hauteur (Ht) et de diamètre (Dr) en variation d'indice des vides e. L'indice des vides peut être calculé par la relation :

$$e = \frac{\rho_s}{\rho_{d_0}} \left(\frac{Dr^2 Ht}{Dr_0^2 Ht_0} \right) - 1 \qquad (5.2)$$

où Dr et Dr_0 sont respectivement le diamètre au temps t et au temps final, Ht et Ht_0 sont respectivement la hauteur au temps t et au temps final, ρ_{d_0} est la masse volumique apparente sèche au temps final. La connaissance simultanée de ϑ et de e donne la courbe de retrait e(ϑ). La sensibilité des capteurs optiques étant très grande, les principales erreurs proviennent de la mesure de la masse volumique apparente sèche ρ_{d_0} (1% d'incertitude relative) et de la masse volumique des particules solides ρ_s (1% d'incertitude relative). L'incertitude relative sur l'indice des vides e est donc :

$$\frac{\Delta e}{e} = \left(\frac{\Delta \rho_s}{\rho_s} + \frac{\Delta \rho_{d_0}}{\rho_{d_0}} \right) \times \left(1 + \frac{1}{e} \right) \qquad (5.3)$$

Soit :

$$\frac{\Delta e}{e} = 0.02 \times \left(1 + \frac{1}{e} \right) \qquad (5.4)$$

L'anisotropie de la déformation est calculée avec la formule (Bronsjink, 1990) :

$$r_s = 1 + 2 \frac{\ln(Dr / Dr_0)}{\ln(Ht / Ht_0)} \qquad (5.5)$$

3. Détermination des courbes de potentiels matriciels en fonction du temps : $h_{sup}(t)$ et $h_{inf}(t)$

Les potentiels matriciels de l'eau au voisinage de la face supérieure et de la face inférieure sont calculés à partir des potentiels mesurés par les tensiomètres et du potentiel de surcharge calculé :

$$h_{sup} = \tau^{sup} - \gamma \overline{V}_w Ht^{sup}$$
$$h_{inf} = \tau^{inf} - \gamma \overline{V}_w Ht^{inf} \qquad (5.6)$$

Ht^{sup} et Ht^{inf} sont les hauteurs de sol surmontant les tensiomètres supérieur et inférieur. Elles peuvent être déterminées en fonction de la variation de hauteur globale Ht de l'échantillon :

$$Ht^{sup} = \frac{Ht_{ini}^{sup}.Ht}{Ht_{ini}} \qquad \text{et} \qquad Ht^{inf} = \frac{Ht_{ini}^{inf}.Ht}{Ht_{ini}}$$

Ht_{ini}^{sup} et Ht_{ini}^{inf} sont les hauteurs de sol surmontant les tensiomètres supérieur et inférieur en début d'expérience et Ht^{ini} est la hauteur initiale de l'échantillon. Les grandeurs γ et $\overline{V}_w$ sont déterminées à partir de la courbe de retrait. Nous supposons que l'erreur associée à la détermination du potentiel de surcharge est négligeable devant celle associée à la mesure tensiomètrique τ. Sachant que la précision des capteurs de pression est de ± 2 mbars et que la précision de lecture de la pression est de ± 1mbar, l'incertitude absolue sur h_{sup} et h_{inf} est donc de $\pm$ 3 mbars.

5.2.2 Expérience de drainage

A. Principe

Le dispositif expérimental de mesure du retrait par capteurs de contact (Braudeau, 1987) a été modifié. Le départ d'eau se fait par drainage et non plus par évaporation. L'échantillon est placé sur une plaque poreuse reliée à un dispositif d'évacuation d'eau (Fig. 5.2). Une succion est appliquée à la base de la plaque poreuse à l'aide d'une pompe à vide. La méthode classique consiste à appliquer une pression pneumatique sur la face supérieure du sol mais nous avons préféré appliquer une succion au bas de l'échantillon afin de ne pas perturber la courbe de retrait par rapport à celle obtenue en évaporation. L'eau de l'échantillon est entraînée à travers les pores de la plaque et est recueillie dans une burette graduée. Une mesure du potentiel de l'eau est effectuée au voisinage de la face supérieure au moyen d'une bougie poreuse reliée par un capillaire à un capteur de pression. Un capteur de contact permet de mesurer le déplacement du sommet de l'échantillon. Les capteurs de pression et de déplacement sont reliés à un ordinateur. Celui-ci enregistre les mesures en continu. Après l'expérience, une mesure de masse volumique apparente sèche ρ_{d_0} et une mesure de masse volumique des particules solides ρ_s sont effectuées avec les mêmes méthodes que dans l'expérience précédente.

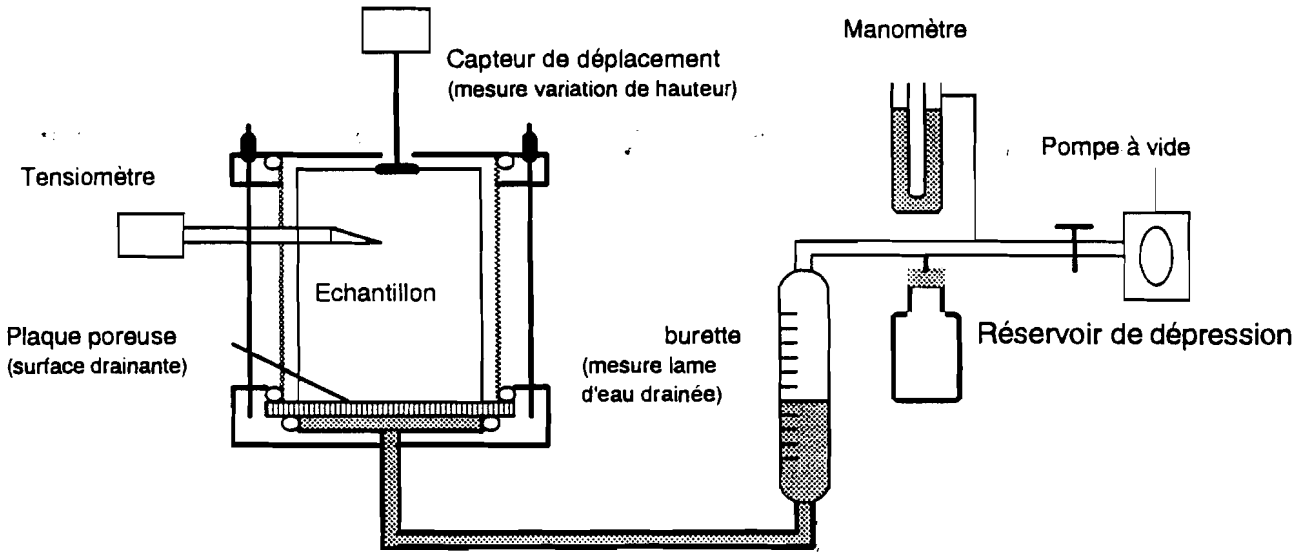

Figure 5.4 : Schéma du dispositif expérimental de caractérisation hydrodynamique d'un échantillon de sol soumis à un drainage par succion

B. Protocole expérimental

1. Description du matériel

Le dispositif est placé dans une enceinte thermostatée dont la température a été fixée à 27°C pour les expériences. La cellule dans laquelle est placé l'échantillon est réalisée à partir d'une cellule de pression (Soilmoisture). Le couvercle et l'embase de la cellule sont fabriqués en Plexiglas et le cylindre contenant l'échantillon est en laiton. Une plaque poreuse, dont la pression d'entrée d'air est de 100 kPa, est placée dans l'embase entre deux joints toriques. Des tiges filetées entre le couvercle et l'embase permettent d'écraser les joints et d'assurer au système une parfaite étanchéité. La cellule est reliée à une burette graduée. Le haut de la burette est relié à une pompe à vide qui permet l'application d'une succion. Entre la burette et la pompe à vide sont connectés un manomètre qui permet de mesurer la succion appliquée et un réservoir de dépression qui amortit les éventuelles fuites du circuit. Le manomètre permet de mesurer le potentiel établi par la pompe à vide avec une précision de $\pm$ 1mbar. La burette est graduée tous les 0.1 cm3, on estime la précision de la lecture à ± 0.05 cm^3.

Le capteur de déplacement rectiligne (RDP de Schlumberger) mesure un déplacement d'une amplitude de 10 mm. Ce capteur utilise le principe du transformateur différentiel. La sensibilité fournie par le fabriquant est de 0.01% de l'amplitude de mesure c'est à dire de 10 µm.

Le principe de fonctionnement du tensiomètre est le même que dans l'expérience précédente.

2. Préparation du matériel

Le capteur de pression ainsi que le capteur de déplacement sont étalonnés avant chaque utilisation. Le tensiomètre ainsi que la plaque poreuse sont placés dans un récipient d'eau distillée désaérée pendant 12 heures. Cela leur permet d'être saturés d'eau.

Une mesure d'impédance de la plaque poreuse est effectuée avant chaque expérimentation grâce au dispositif présenté ci-dessus. La plaque saturée est placée dans la cellule. Le cylindre est ensuite posé dessus puis maintenu plein d'eau. La cellule est serrée à l'aide du système de tige filetée. Une succion constante est appliquée à la base de la plaque par l'intermédiaire de la pompe à vide. L'impédance est donnée par :

$$Imp = \frac{q}{\left(h_w - \Phi_{imp}\right)} \qquad (5.7)$$

où Imp est l'impédance de la plaque poreuse (h^{-1}), q est le flux volumique d'eau (cm/h), tel que $q=V_W/S.\Delta T$ (ΔT est l'intervalle de temps de la mesure, S est la surface de la plaque poreuse et V_w est le volume d'eau drainée), h_W est la hauteur d'eau surmontant la plaque (cm) et Φ_{imp} est le potentiel imposé par la pompe à vide (cm).

L'incertitude sur l'impédance est de :

$$\frac{\Delta Imp}{Imp} = \frac{\Delta q}{q} + \frac{\Delta\left(h_w - \Phi_{imp}\right)}{\left(h_w - \Phi_{imp}\right)} \qquad (5.8)$$

Sachant que le volume d'eau drainée est connu avec une précision de ± 0.05 cm^3 (demi graduation de la burette) et que le potentiel imposé à la pompe à vide est connu avec une précision de ± 1 mbar dans les gammes de volume d'eau drainée (environ 3,6 cm^3) et de différence de potentiel (environ 400 mbar) mis en jeu lors de l'expérience, l'incertitude relative sur l'impédance est d'environ ± 1.5 %.

L'impédance donnée par le constructeur est de 0.00248 h^{-1}. Les valeurs que nous obtenons sont du même ordre de grandeur mais avec des différences qui ne sont pas négligeables. Le contrôle est donc une nécessité.

	Expériences		
	échantillon DR1	échantillon DR2	échantillon DR3
Impédance (h^{-1})	0.00416	0.01342	0.0057

Tableau 5.2. : Impédances mesurées pour les différentes expériences de drainage

C. Obtention des grandeurs

L'expérience permet d'obtenir la courbe de déformation e(ϑ), l'évolution du potentiel près de la surface et celle de la lame drainée cumulée en fonction du temps, respectivement $h_{sup}(t)$ et Q(t).

1. Détermination du retrait volumique e(ϑ) et du facteur de géométrie r_s

La mesure de volume d'eau drainée se fait par lecture (V_W). L'échantillon est pesé en début d'expérience (m) et après 48 heures à l'étuve à 105°C (m_S). Une mesure de la masse volumique des particules est également effectuée (ρ_S). On peut donc calculer le taux d'humidité de l'échantillon :

$$\vartheta = \left(\frac{m - m_s - V_w \rho_w}{m_s}\right)\frac{\rho_s}{\rho_w} \tag{5.9}$$

où ρ_w est considéré égal à 1. Il peut y avoir au cours de l'expérience une légère perte d'eau par évaporation bien que des précautions aient été prises pour que ces pertes soient minimales. Il peut également y avoir des pertes de matière sèche. Il est difficile de quantifier l'erreur associée à chacun des phénomènes.

La connaissance de la valeur du facteur de géométrie (r_S) et celle de la masse volumique apparente sèche de l'échantillon ρ_{d_0} en fin d'expérience permettent de calculer l'indice des vides e en fonction de la variation de hauteur (Ht) par :

$$e = \frac{\rho_s}{\rho_{d_0}}\left(\frac{Ht}{Ht_0}\right)^{r_s} - 1 \tag{5.10}$$

Une mesure du diamètre et de la hauteur au temps initial (respectivement Dr_{ini} et Ht_{ini}) et au temps final nous permettent d'obtenir une valeur du coefficient d'anisotropie :

$$r_s = 1 + 2\frac{\ln\left(Dr_{ini} / Dr_0\right)}{\ln\left(Ht_{ini} / Ht_0\right)} \tag{5.11}$$

L'incertitude relative sur la détermination de l'indice des vides est :

$$\frac{\Delta e}{e} = \left(\frac{\Delta\rho_s}{\rho_s} + \frac{\Delta\rho_{d_0}}{\rho_{d_0}} + \frac{\Delta\left(Ht / Ht_0\right)^{r_s}}{\left(Ht / Ht_0\right)^{r_s}}\right)\left(1 + \frac{1}{e}\right) \tag{5.12}$$

Sachant que $Ht / Ht_0 \cong 1$, on peut estimer que $\Delta r_s / r_s$ est un magorant de l'incertitude associée à $(Ht/Ht_0)^{r_s}$. Une étude menée sur l'anisotropie de la déformation à partir de l'expérience d'évaporation montre que l'estimation du facteur de géométrie moyen à partir de sa valeur initiale induit une incertitude relative de 4% environ. L'incertitude relative sur l'indice des vides est donc :

$$\frac{\Delta e}{e} = 0.06 \times \left(1 + \frac{1}{e}\right) \tag{5.13}$$

Cette incertitude est plus importante que pour l'expérience précédente (Eq.(5.4)) à cause de la plus forte incertitude liée à la détermination de r_s.

2. Détermination des relations $h_{sup}(t)$ et $Q(t)$

Le potentiel matriciel de l'eau au voisinage de la face supérieure ($h_{sup}(t)$) est calculé à partir du potentiel mesuré par le tensiomètre et du potentiel de surcharge :

$$h_{sup} = \tau^{sup} - \gamma \overline{V}_w Ht^{sup}$$

De la même manière que précédemment, l'incertitude absolue sur la mesure est de ±3mbar .

La précision de la mesure du volume d'eau drainée cumulé Q(t) est 0.05 cm^3 (demi graduation de la burette).

5.3 Conclusion

Les deux méthodes expérimentales que nous proposons de mettre en œuvre permettent d'étudier le comportement au retrait d'un échantillon de sol selon deux processus de pertes en eau différents. Les dispositifs expérimentaux sont relativement simples. Ils utilisent des capteurs de déplacement et de pression qui se caractérisent par une grande précision de mesure. Seule l'incertitude de mesure du taux d'humidité est un peu plus délicate à estimer. La méthode par évaporation présente l'avantage d'obtenir une courbe de retrait complète et de mesurer l'anisotropie du retrait en continu. Par ailleurs, elle est plus simple à mettre en œuvre. En effet, dans l'expérience de drainage, l'étanchéité à l'air doit être parfaitement assurée ce qui est délicat à réaliser. En revanche la méthode en drainage à pas de pression multiples présente des avantages pour l'étude du transfert de l'eau. Elle maintient des gradients de taux d'humidité faibles ce qui permet de restreindre le transfert de l'eau sous forme vapeur et surtout, elle assure une bonne homogénéité de la distribution de l'eau au sein de l'échantillon ce qui n'est pas forcément le cas dans l'expérience d'évaporation.

Chapitre 6 : Méthode de détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sols déformables

Les expériences d'évaporation et de drainage présentées au chapitre précédent ont servi de support à des caractérisations hydrodynamiques d'échantillons de sol déformable. Les expériences d'évaporation entraînent souvent des gradients de taux d'humidité et de potentiel qui ne permettent pas d'appliquer une méthode de caractérisation directe. L'expérience d'évaporation a donc été associée à une procédure inverse. L'expérience de drainage a été associée à une procédure directe et à une procédure inverse. Les deux méthodes tiennent compte de la déformation du sol. Ce chapitre en présente les principes.

6.1 Méthodes inverses

6.1.1 Principe Général

La mise en oeuvre de la méthode inverse nécessite l'utilisation d'un modèle de transfert d'eau couplé à une procédure d'optimisation et la réalisation d'expériences de transfert d'eau en régime d'écoulement transitoire. Jusqu'à présent la détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sol déformable par méthode inverse a été faite sans considérer de déformation dans le modèle de transfert (Kim et al., 1993 b, Crescimanno et Iovino, 1995). Garnier et al. (1997) proposent un modèle de transfert qui prend en compte la déformation tridimensionnelle et anisotrope du sol (*cf.* chap. 4). Ce modèle est utilisé dans la méthode inverse proposée ici. En ce qui concerne la procédure d'optimisation, nous avons utilisé la méthode du simplex (Nedler et Mead, 1965, Chen et al., 1986). La courbe de retrait $e(\vartheta)$ est directement déterminée à partir des résultats expérimentaux. Seules les relations $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$ sont déterminées par procédure inverse.

6.1.2 Choix des expressions analytiques pour les relations $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$

La méthode inverse est basée sur l'hypothèse que les caractéristiques hydrodynamiques peuvent être décrites par des expressions analytiques contenant un certain nombre de paramètres. L'objectif de la méthode inverse est de déterminer les valeurs numériques de ces paramètres.

Parmi les équations pouvant décrire les caractéristiques hydrodynamiques du sol, nous avons sélectionné le modèle de Van Genuchten (1980) avec la condition de Burdine (1953) pour la courbe de rétention et le modèle de Brooks et Corey (1964) pour la courbe de conductivité. Cette combinaison peut en effet s'appliquer à une grande variété de sols (Fuentes et al., 1992)

En utilisant le taux d'humidité à la place de la teneur en eau volumique, l'expression de la courbe de rétention par le modèle de Van Genuchten (1980) est :

$$S_e(h) = \frac{\vartheta - \vartheta_r}{\vartheta_s - \vartheta_r} = \left(1 + (\alpha h)^n\right)^{-m} \qquad (6.1)$$

où S_e représente la saturation effective, ϑ_r (m^3m^{-3}) et ϑ_s (m^3m^{-3}) sont respectivement le taux d'humidité résiduelle et à saturation, α (cm^{-1}), n, et m sont des paramètres empiriques. La condition de Burdine est telle que m = 1-2/n.

La courbe de conductivité hydraulique décrite par le modèle de Brooks et Corey (1964) est donnée par :

$$K(\vartheta) = K_s\left(S_e\right)^B \qquad (6.2)$$

où K_s ($cm\ h^{-1}$) est la conductivité hydraulique à saturation et B est un paramètre empirique.

Le taux d'humidité à saturation (ϑ_s) est fixé à sa valeur mesurée en début d'expérience. Deux méthodes sont alors proposées. La première méthode est basée sur l'estimation des 5 paramètres ϑ_r, α, n, K_s, B. Dans la deuxième méthode, le paramètre ϑ_r est fixé à une valeur nulle et seuls les 4 paramètres α, n, K_s, B sont déterminés.

6.1.3 Méthode inverse associée à une expérience d'évaporation

A. Principe

La figure 6.1 résume le principe de la méthode inverse associée à l'expérience d'évaporation. Des paramètres arbitraires des expression analytiques des relations $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$ sont d'abord fournis à la procédure inverse. Une simulation de l'expérience d'évaporation (dont le dispositif expérimental est présenté au chapitre 5) est réalisée par le modèle de transfert avec les paramètres arbitraires. Une comparaison entre les grandeurs simulées et mesurées est établie à partir du calcul de la fonction objectif. Les grandeurs utilisées dans la méthode inverse en évaporation sont le potentiel matriciel au voisinage de la face supérieure et de la face inférieure. Le principe de la méthode inverse est ensuite de minimiser l'écart entre ces grandeurs en jouant sur la valeur des paramètres des expressions de $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$. Pour cela, un certain nombre d'itérations est effectué. Le résultat de la méthode inverse est un jeu de paramètres estimés.

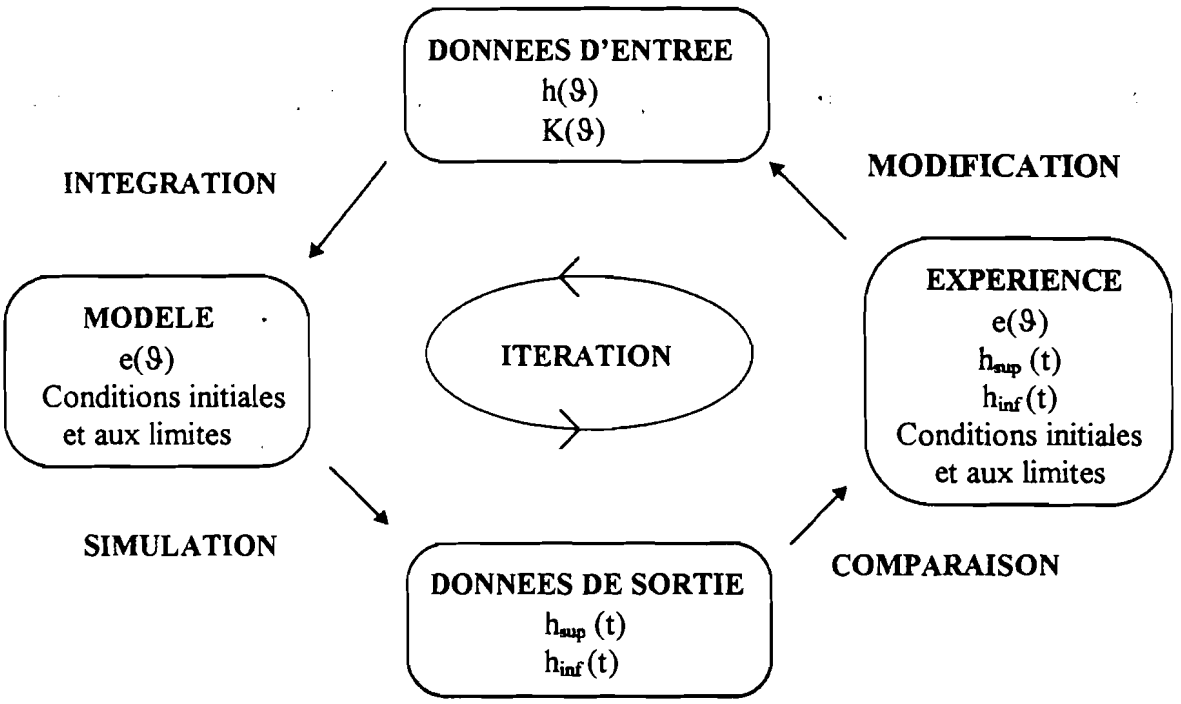

Fig. 6.1 : Principe de détermination des caractéristiques hydrodynamiques par méthode inverse dans le cadre d'une expérience d'évaporation

B. Conditions initiales et aux limites

L'équation décrivant le transfert d'eau est l'Eq. (4.5) présentée au chapitre 4. L'état de référence du changement de coordonnées (Eq. 4.3) est la limite de retrait. Elle est soumise aux conditions initiales et aux limites suivantes :

$$\vartheta = \vartheta_0(Z) \qquad t=0 \qquad 0 \le Z \le L \qquad (6.3a)$$

$$T_1 \frac{\partial \vartheta}{\partial Z} - T_2 = E(t) \qquad t>0 \qquad Z=0 \qquad (6.3b)$$

$$T_1 \frac{\partial \vartheta}{\partial Z} - T_2 = 0 \qquad t>0 \qquad Z=L \qquad (6.3c)$$

où $\vartheta_0(Z)$ représente le taux d'humidité initial, E(t) est le taux d'évaporation déterminé à partir de la pesée de l'échantillon et de mesure du diamètre, Z=0 correspond au niveau de la face supérieure de l'échantillon et Z=L correspond au niveau de la face inférieure de l'échantillon.

C. Fonction objectif

Les paramètres inconnus sont déterminés par minimisation de la fonction objectif $\phi(p)$:

$$\phi(p) = \sum_{i=1}^{2}\sum_{j=1}^{T}\left\{w_j^i\left[h\left(Z^i,t_j\right)-\overline{h}\left(Z^i,t_j,b\right)\right]\right\}^2 + B_m \qquad (6.4)$$

où p est le vecteur contenant les paramètres, T est le nombre de mesures, h (mbar) est le potentiel matriciel calculé à partir de la mesure de $\tau_{mesuré}$, $\overline{h}$ (mbar) est le potentiel matriciel calculé par le modèle, Z^1 et Z^2 correspondent à la position de deux tensiomètres dans le système de coordonnées matérielles, et w_j^i est le facteur de pondération. Les différents jeux de paramètres ne permettent pas tous d'évaporer le quantité d'eau correspondant à l'expérience et imposée dans le modèle. Afin de converger rapidement vers les jeux de paramètres qui permettent une telle évaporation et d'obtenir un bon bilan de masse numérique (B_m) en fin d'optimisation, ce bilan de masse a été ajouté à la fonction objectif.

6.1.4 Méthode inverse associée à une expérience de drainage

A. Principe

Dans le cas de l'expérience de drainage, l'estimation des paramètres est basée sur la comparaison des valeurs prédites et mesurées du volume cumulé d'eau drainée et du potentiel matriciel au voisinage de la face supérieure de l'échantillon. Le dispositif de l'expérience est présenté au chapitre 5. La figure 6.2 résume le principe de la méthode inverse associée à l'expérience de drainage :

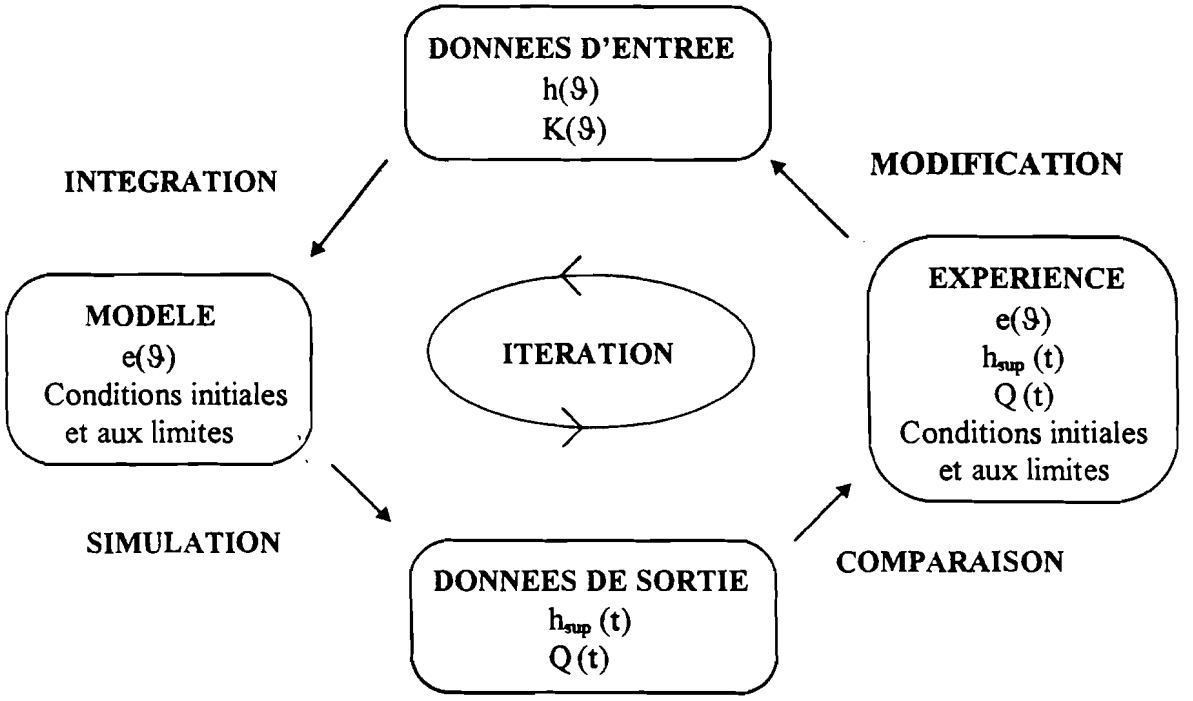

Fig. 6.2 : Principe de détermination des caractéristiques hydrodynamiques par méthode inverse dans le cadre d'une expérience de drainage

La différence avec la méthode inverse utilisée en évaporation est la nature des grandeurs sur lesquelles portent la comparaison. Dans le cas de l'expérience de drainage, les grandeurs à comparer sont le potententiel matriciel au voisinage de la face supérieure (h_{sup}) et le volume cumulé d'eau drainée (Q).

B. Conditions initiales et aux limites

L'équation décrivant le transfert d'eau est l'Eq. 4.5 . L'état de référence du changement de coordonnées (Eq. 4.3) est la limite de retrait. L'Eq. 4.5 est soumise aux conditions initiales et aux limites suivantes :

$$\vartheta = \vartheta_0(Z) \qquad t=0 \qquad 0 \le Z \le L \qquad (6.5a)$$

$$T_1 \frac{\partial \vartheta}{\partial Z} - T_2 = 0 \qquad t>0 \qquad Z=0 \qquad (6.5b)$$

$$T_1 \frac{\partial \vartheta}{\partial Z} - T_2 = -K_p \frac{\left(\Phi_{imp} - \Phi_{sp}\right)}{d} \qquad t>0 \qquad Z=L \qquad (6.5c)$$

où K_p (cm h^{-1}) représente la conductivité hydraulique à saturation de la plaque poreuse, d(cm) est l'épaisseur de la plaque (l'impédance de la plaque poreuse est $Imp=K_p/d$), Φ_{imp} (mbar) est la succion imposée au bas de la plaque poreuse, et Φ_{sp} (mbar) est le potentiel total à l'interface sol-plaque.

C. Fonction objectif

Les paramètres sont déterminés par minimisation de la fonction objectif $\phi(p)$:

$$\phi(p) = \sum_{i=1}^{N} \left\{ v_i \left[Q(t_i) - \overline{Q}(t_i, b) \right] \right\}^2 + \sum_{j=1}^{M} \left\{ w_j \left[h(t_j) - \overline{h}(t_j, b) \right] \right\}^2 \qquad (6.6)$$

où $\overline{Q}$ (cm^3) est le volume cumulée d'eau drainée calculé par le modèle, N et M sont respectivement le nombre de mesures de lame cumulée et de potentiel matriciel. Les variables v_i et w_j sont les coefficients de pondération.

6.1.5 Méthodes d'analyse de la méthode inverse

Les différentes méthodes d'analyse sont présentées au chapitre 3. Dans un premier temps, une analyse de l'unicité de la solution est effectuée. Plusieurs estimations sont réalisées en utilisant différents jeux de paramètres initiaux. Ensuite, le coefficient de variation est calculé pour chaque paramètre à partir des résultats optimisés.

La matrice de covariance est calculée pour connaître les coefficients de corrélation (Eq.[3.11]) entre les paramètres et l'incertitude liée à chaque paramètre (Eq.[3.10]). Cette incertitude provient des erreurs de mesures sur les grandeurs g_i et de la procédure inverse elle-même. Les termes de la matrice de covariance sont calculés à partir des termes de la matrice α

(Eq.[3.9]). Les méthodes d'optimisation comme la méthode de Marquard (Marquard, 1963) sont souvent basées sur la détermination des dérivées des grandeurs g_i par rapport au paramètre p_k ($\partial g_i / \partial p_k$ de l'Eq.[3.9]). Le calcul de la matrice de covariance qui s'effectue à la fin de l'optimisation ne demande pas une procédure de calcul différente. La méthode d'optimisation utilisée ici (méthode du simplex) ne calcule pas les termes $\partial g_i / \partial p_k$ au cours de l'optimisation. Nous avons donc déterminé ces termes par calcul approché de la dérivée analytique à partir d'une petite variation du paramètre p_k autour de l'optimum p_k^{opt} :

$$\frac{\partial g_i}{\partial p_k} \approx \frac{g_i\left(p_k^{opt} + \Delta p_k\right) - g_i\left(p_k^{opt}\right)}{\Delta p_k} \qquad (6.7)$$

où Δp_k est une petite variation du paramètre p_k autour de l'optimum. Plusieurs variations de paramètres ont été testées, une variation de 0.1% de chaque paramètre semble être satisfaisante pour obtenir les termes $\partial g_i / \partial p_k$ avec une bonne précision. Le calcul de la matrice de covariance prend en compte l'erreur de mesure sur les grandeurs g_i (σ_i dans l'Eq.[3.9]). Une estimation de cette erreur a été obtenue qui est de 3 mbars pour la mesure de potentiel et de 0.05 cm^3 pour la mesure du volume d'eau drainée.

Enfin, la sensibilité de la fonction objectif aux différents paramètres est analysée avec une variation des paramètres de +1%, +10% et -10%.

6.2 Méthode directe

6.2.1 Principe

La méthode de Ahuja et El Swaifi (1976), mise au point pour les sols non déformables a été modifiée afin de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques de sols déformables. Elle utilise également le dispositif de drainage présenté au chapitre 5. La courbe de rétention est obtenue par équilibre entre le volume d'eau drainée et le potentiel matriciel à chaque pas de succion imposé. En ce qui concerne la courbe de conductivité hydraulique, la première étape consiste à calculer le potentiel de l'eau à l'interface entre la plaque poreuse et le sol, par la relation :

$$\Phi_{sp} = \frac{q}{Im\,p} + \Phi_{imp} \qquad (6.8)$$

où q (cm h^{-1}) représente le flux surfacique d'eau. La conductivité hydraulique est ensuite calculée en appliquant la loi Darcy par :

$$K = -q\frac{Ht_{tensio}}{\left(\Phi_{sp} - \tau_{sup}\right)} \qquad (6.9)$$

où τ_{sup} (mbar) représente la mesure tensiométrique au voisinage de la face supérieure et Ht_{tensio} (cm) est la cote d'implantation du tensiomètre. Le taux d'humidité est calculé simultanément à partir de la mesure du volume d'eau drainée.

6.2.2 Incertitude relative sur la conductivité hydraulique K

L'incertitude relative sur la conductivité hydraulique, calculée à partir de l'Eq. 6.9, est :

$$\frac{\Delta K}{K} = \frac{\Delta q}{q} + \frac{\Delta Ht_{tensio}}{Ht_{tensio}} + \frac{\Delta\left(\Phi_{sp} - \tau_{sup}\right)}{\left(\Phi_{sp} - \tau_{sup}\right)} \qquad (6.10)$$

Elle est due aux erreurs de détermination du flux d'eau (q), de la cote d'implantation du tensiomètre (Ht_{tensio}) ou du gradient de potentiel dans l'échantillon (Φ_{sp}-τ_{sup}).

Incertitude relative sur le flux d'eau drainée q :

Le flux d'eau drainée (q) est calculé à partir de la relation :

$$q = \frac{V_w^{\Delta t}}{S\Delta t} \qquad (6.11)$$

où $V_w^{\Delta t}$ est le volume d'eau drainée pendant le temps Δt et S est la surface de l'échantillon au contact de la plaque poreuse. La surface de l'échantillon peut être calculée par :

$$S = \pi R_0^2 \left(\frac{Ht}{Ht_0}\right)^{r_s - 1} \qquad (6.12)$$

Le rayon au temps final (R_0) est mesuré à l'aide du capteur de déplacement dont l'erreur de mesure est négligeable. Sachant que $Ht / Ht_0 \cong 1$, on peut estimer que $\Delta(r_s\text{-}1)/(r_s\text{-}1)$ est un majorant de l'incertitude relative sur $\left(Ht / Ht_0\right)^{r_s - 1}$. L'incertitude relative sur le flux q devient donc :

$$\frac{\Delta q}{q} = \frac{\Delta V_w^{\Delta t}}{V_w^{\Delta t}} + \frac{\Delta\left(r_s - 1\right)}{\left(r_s - 1\right)} \qquad (6.13)$$

La précision de lecture du volume d'eau drainée $V_w^{\Delta t}$ pendant Δt est de 0.1 cm^3. A partir des résultats obtenus en évaporation, l'incertitude sur l'estimation de (r_S -1) peut être estimée à 6%. L'incertitude associée à la détermination du flux d'eau drainée q est fonction de la quantité d'eau drainée entre deux pas de temps consécutifs :

$$\frac{\Delta q}{q} = \frac{0.1}{V_w^{\Delta t}} + 0.06 \qquad (6.14)$$

Plus le volume d'eau drainée entre deux temps consécutifs est important et plus l'incertitude relative sur q est faible.

Incertitude relative sur la hauteur Ht_{tensio}

La hauteur d'échantillon comprise entre la plaque poreuse et la cote d'implantation du tensiomètre Ht_{tensio} est calculée par :

$$Ht_{tensio} = \frac{Ht_{tensio}^{ini} . Ht}{Ht^{ini}} \qquad (6.15)$$

où Ht_{tensio}^{ini} est la cote initiale du tensiomètre. L'erreur de mesure de la hauteur de l'échantillon étant négligeable, l'erreur sur Ht_{tensio} provient de la précision de mesure de la cote initiale de l'échantillon que l'on peut estimer à 0.2 cm. La cote initiale étant pour toutes les expériences de 3.8 cm, l'incertitude relative pour Ht_{tensio} est d'environ $\pm 5\%$.

Incertitude relative sur le gradient de potentiel (Φ_{sp}-τ_{sup}) :

L'incertitude absolue sur Φ_{sp} (calculé à partir de l'Eq. 6.8) est :

$$\Delta\Phi_{sp} = \left(\frac{\Delta q}{q} + \frac{\Delta Imp}{Imp}\right)\frac{q}{Imp} + \Delta\Phi_{imp} \qquad (6.16)$$

Sachant que la précision de mesure de Φ_{imp} est de ± 1 mbar et que l'incertitude sur l'impédance est de 1.5 %. A partir de l'Eq. 6.14, on a :

$$\Delta\Phi_{sp} = \left(\frac{0.1}{V_w^{\Delta t}} + 0.075\right)\frac{q}{Imp} + 1 \qquad (6.17)$$

Sachant que la précision de mesure de τ_{sup} est de ± 3 mbar. L'incertitude relative sur le gradient de potentiel est donc :

$$\frac{\Delta\left(\Phi_{sup} - \tau_{sup}\right)}{\left(\Phi_{sup} - \tau_{sup}\right)} = \frac{\left(\frac{0.1}{V_w^{\Delta t}} + 0.075\right)\frac{q}{Imp} + 4}{\left(\Phi_{sup} - \tau_{sup}\right)} \qquad (6.18)$$

A partir de Eq.[6.14], Eq.[6.15] et Eq.[6.18], l'incertitude relative sur la conductivité hydraulique est donc :

$$\frac{\Delta K}{K} = \frac{0.1}{V_w^{\Delta t}} + 0.11 + \frac{\left(\frac{0.1}{V_w^{\Delta t}} + 0.075\right)\frac{q}{Imp} + 4}{\left(\Phi_{sup} - \tau_{sup}\right)} \qquad (6.19)$$

6.3 Conclusion

Une procédure inverse de caractérisation hydrodynamique d'échantillons de sol déformable est proposée. Elle implique l'utilisation d'un modèle d'écoulement de l'eau et la réalisation d'expériences de transfert d'eau. La procédure inverse est associée avec une expérience d'évaporation et une expérience de drainage. La déformation est mesurée pendant l'expérience et est prise en compte dans le modèle d'écoulement. Une méthode directe de caractérisation hydrodynamique est également proposée et est associée à l'expérience de drainage. Afin de vérifier la validité des résultats estimés par la méthode inverse, une analyse de la solution est proposée. La comparaison des résultats de la méthode inverse avec ceux de la méthode directe devrait également permettre d'étudier la validité des estimations.

Conclusion de la deuxième partie

Le modèle de transfert, pésenté Chap. 4, décrit le transfert de l'eau et la déformation du sol dans un référentiel Lagrangien. Nous proposons un nouveau changement de coordonnées qui tient compte d'une déformation tridimensionnelle du sol car les expériences de déssèchement qui sont mises en œuvre dans cette étude impliquent une déformation tridimensionnelle du sol. Le modèle est calibré avec des données expérimentales pour un sol rigide et pour un sol déformable où la déformation est monodimensionnelle. Dans les deux cas la simulation présente un bon accord avec les données expérimentales.

Deux dispositifs expérimentaux sont présentés Chap. 5. Tous deux sont basés sur la perte en eau d'un échantillon de petite taille. Le premier est basé sur un processus d'évaporation. Une mesure de déformation linéaire selon les axes vertical et horizontal permet de déterminer la déformation et son anisotropie. Le second dispositif est basé sur un processus de drainage à pas de succion multiples. La courbe de retrait est déterminée à partir d'une mesure linéaire de déformation selon l'axe vertical. Ce dispositif ne permet donc pas de suivre l'anisotropie de la déformation. L'intérêt du premier dispositif est de réduire l'effort expérimental par rapport au second mais également d'obtenir une courbe de retrait qui tient compte de l'anisotropie de la déformation.

La technique inverse associe une procédure d'optimisation à chacune des expériences et au modèle de transfert d'eau pour déterminer les relations $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$ (Chap. 6). Dans le cas de l'expérience d'évaporation, des mesures du potentiel matriciel au voisinage de la face supérieure et inférieure sont introduites dans la procédure inverse. Dans le cas de l'expérience de drainage, des mesures de potentiel matriciel au voisinage de la face supérieure et des mesures de volume cumulé d'eau drainée sont introduites dans la procédure inverse. Le second dispositif, qui a fourni de bons résultats dans le cas de sols supposés rigides, présente l'avantage de pouvoir être également associé à une méthode traditionnelle de détermination directe des caratéristiques hydrodynamiques.

PARTIE 3

Résultats et discussion

Introduction de la troisième partie

Les méthodes présentées dans cette deuxième partie, basées sur la technique inverse ont été appliquées à la caractérisation d'échantillons reconstitués de vertisol (Chap.7). Sachant que la validité de la méthode inverse est souvent contestée, nous avons cherché à verifier les résultats obtenus. Pour cela différentes techniques ont été utilisées.

Une analyse de sensibilité à la déformation (chap 8) du modèle de transfert et de la méthode inverse a ensuite été menée en s'appuyant motamment sur les résultats obtenus au Chap. 7.

Chapitre 7 : Présentation des résultats et comparaison des méthodes

Dans ce chapitre nous présentons les propriétés hydrodynamiques d'échantillons de sol déformable reconstitués dont la nature et le protocole de fabrication sont décrits au chapitre 5. Ces propriétés sont la courbe de déformation e(ϑ), la courbe de rétention h(ϑ) et la courbe de conductivité hydraulique K(ϑ). Elles sont obtenues à partir des expériences présentées au chapitre 5 et en appliquant les méthodes numériques du chapitre 6. Les deux expériences proposées sont basées sur un processus d'évaporation pour la première (échantillons EV1, EV2 et EV3) et un processus de drainage pour la seconde (échantillons DR1, DR2 et DR3). Les courbes de déformation e(ϑ) sont déterminées directement pendant l'expérience. Une procédure inverse et une procédure directe sont utilisées pour déterminer les relations h(ϑ) et K(ϑ). La méthode directe est associée à l'expérience de drainage et la méthode inverse est associée à chacune des deux expériences. Nous présentons les courbes de déformation puis les caractéristiques hydrodynamiques et comparons les résultats obtenus à partir des différentes expériences.

7.1 Courbes de retrait : e(ϑ)

7.1.1 Expérience d'évaporation

A. Mise en évidence de l'anisotropie du retrait

La courbe de retrait obtenue à partir d'une expérience d'évaporation d'un échantillon de vertisol reconstitué selon le protocole du chapitre 5.1 est présentée Figure 7.1. La courbe de retrait « hauteur » est déterminée à partir de la mesure de la hauteur en faisant l'hypothèse de l'isotropie de la déformation (Eq. 5.10 avec r_s=3). De la même manière, la courbe de retrait « diamètre » est obtenue à partir de la mesure du diamètre avec la même hypothèse d'isotropie. La courbe de retrait mesurée est déterminée à partir des mesures de diamètre et de hauteur (Eq. 5.2). Elle considère l'anisotropie de la déformation de l'échantillon. Les trois courbes s'écartent vers les fortes valeurs de taux d'humidité mais se rejoignent vers les faibles valeurs.

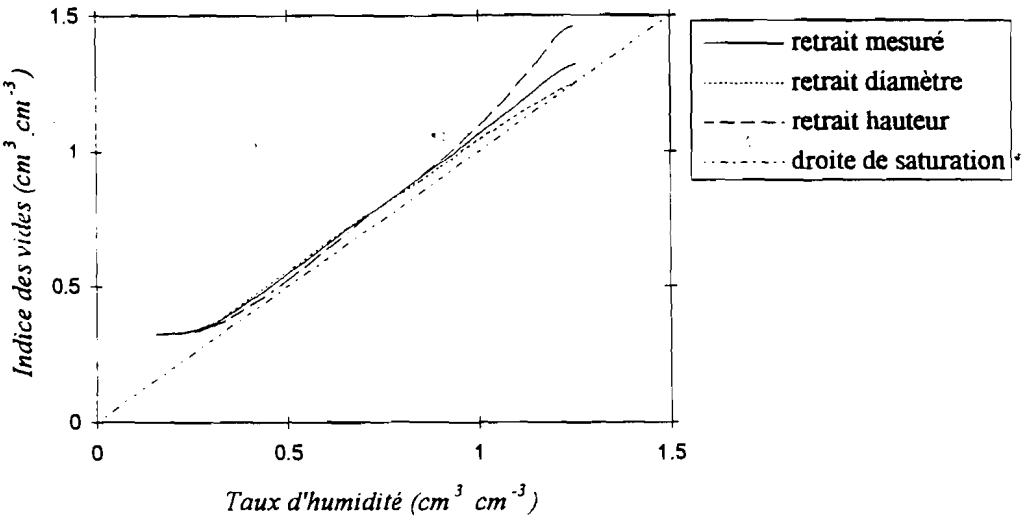

Fig. 7.1 : Courbes de retrait d'un échantillon de vertisol remanié (échantillon EV3) obtenu pendant une expérience d'évaporation.

L'anisotropie de la déformation est exprimée par le facteur de géométrie de Bronswjik (1990). Celui-ci a été calculé à partir de l'équation (5.5) (Fig. 7.2). Il s'étend des valeurs de 2.7 jusqu'à 3.1. Une valeur moyenne du facteur a été calculée (r_s=2.757) pendant le temps de fonctionnement des tensiomètres.

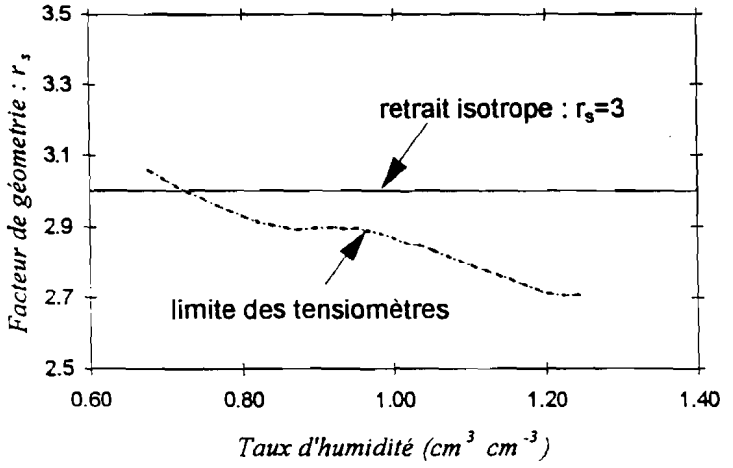

Fig. 7.2 : Evolution du facteur de géométrie pendant la déformation d'un échantillon au cours d'une expérience d'évaporation (échantillon EV3).

La disposition des trois courbes (Fig. 7.1) et les valeurs du facteur de géométrie (Fig. 7.2) indiquent que la déformation « hauteur » est au départ plus importante que la déformation « diamètre ». Il semble que près de la saturation l'échantillon ait tendance à s'affaisser verticalement. Par la suite, le retrait tend à devenir isotrope. Ces résultats montrent que la détermination de la courbe de retrait à partir d'une mesure linéaire avec l'hypothèse d'isotropie de la déformation peut conduire à une mauvaise estimation de la courbe de retrait. Le dispositif

d'évaporation proposé, basé sur une mesure dans deux directions permet d'avoir une courbe de retrait plus correcte et de déterminer le facteur de géométrie (Garnier et al. 1997b).

B. Ajustement du modèle de Braudeau (1988)

Le modèle de Braudeau (1988) a été ajusté à la courbe de retrait expérimentale. Ce modèle montre une bonne correspondance avec les résultats expérimentaux (Fig. 7.3). La courbe de retrait d'un vertisol remanié selon le protocole 5.1 ne présente pratiquement pas de phase de retrait structural. Pour cette raison la phase allant du point LM à la saturation est très réduite. Dans ce cas le positionnement des points LM et MS est assez aléatoire. Les paramètres du modèle de Braudeau (1988) pour l'échantillon étudié EV3 sont présentés dans le tableau 7.1.

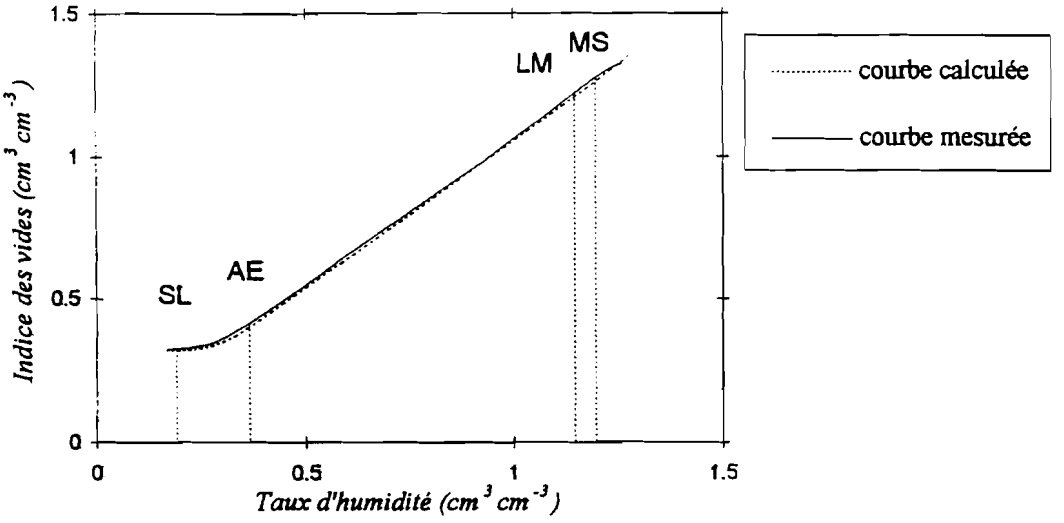

Fig. 7.3 : Courbes de retrait mesurées et calculées avec le modèle de Braudeau (1988) pendant une expérience d'évaporation (échantillon EV3).

Paramètres du modèle de Braudeau (1988)	Estimation finale		
	échantillon EV1	échantillon EV2	échantillon EV3
ϑ_{SL}, e_{SL} ($cm^3\ cm^{-3}$)	0.162 - 0.317	0.127 - 0.326	0.191 - 0.32
ϑ_{AE}, e_{AE} ($cm^3\ cm^{-3}$)	0.357 - 0.405	0.314 - 0.43	0.37 - 0.42
ϑ_{LM}, e_{LM} ($cm^3\ cm^{-3}$)	1.02- 1.068	0.94 - 1.053	1.15 - 1.221
ϑ_{MS}, e_{MS} ($cm^3\ cm^{-3}$)	1.288 - 1.336	1.185 - 1.282	1.195 - 1.276
K_r, K_0	1.002 - 1.006	0.99 - 0.89	1.039 - 1.134
Amplitude du retrait (%)	43.6	43.5	41.8
$\bar{r}_s$	2.78	2.806	2.757

Tableau 7.1 : Paramètres du modèle de Braudeau (1988), amplitude du retrait, et facteur du geométrie moyen (r_s) obtenus à partir du retrait de 3 échantillons pendant une expérience d'évaporation.

C. Reproductibilité de la courbe de retrait

On trouve aussi dans le tableau 7.1 les paramètres des ajustements du modèle de Braudeau (1988) ainsi que l'amplitude du retrait et le facteur de géométrie pour les échantillons EV1 et EV2. Les courbes de retrait expérimentales obtenues pour les trois échantillons de sol en évaporation sont présentées Figure 7.4. L'allure générale des courbes et les valeurs des différents paramètres du retrait sont assez proches indiquant une bonne reproductibilité des expériences. Les écarts maximum des coordonnées des points caractéristiques SL et AE entre les trois courbes sont plus importants pour les taux d'humidité que pour les indices des vides. Cet écart sur les taux d'humidité ($\Delta\vartheta \cong 0.06\,cm^3\ cm^{-3}$) peut s'expliquer en partie par les erreurs sur la détermination de ρ_s mais aussi par les erreurs de pesée entraînées par une évolution de masse des tensiomètres après le tarage. Les différences d'indice des vides peuvent s'expliquer par les erreurs calculées avec l'Eq. 5.4.

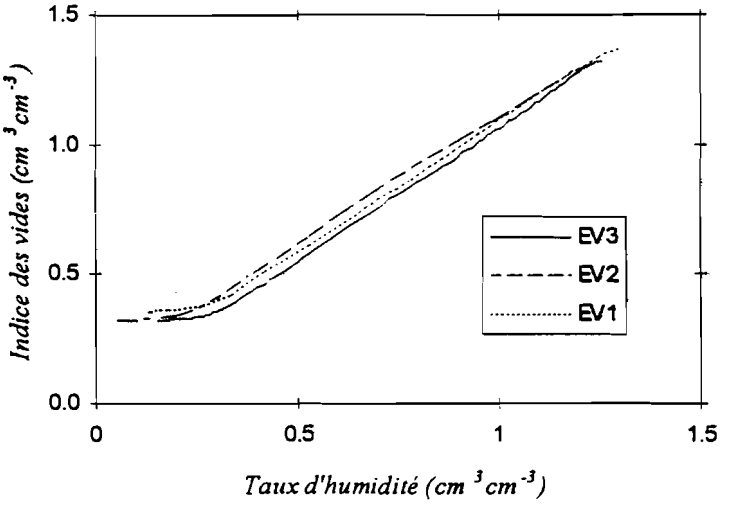

Fig. 7.4 : Courbes de retrait expérimentales obtenues pendant une expérience d'évaporation sur 3 échantillons.

Ainsi la mesure de la déformation dans deux directions au cours d'une expérience d'évaporation permet de déterminer la courbe de retrait en prenant en compte l'anisotropie de la déformation. Les courbes obtenues par cette méthode sur des échantillons de sol identiques sont très voisines.

7.1.2 Expérience de drainage

L'expérience de drainage permet d'obtenir une courbe de retrait partielle limitée aux forts taux d'humidité. Cela provient des limites de fonctionnement de la plaque poreuse. On peut remarquer la grande proximité entre la portion de courbe de retrait obtenue à partir d'une expérience de drainage et la courbe obtenue à partir d'une expérience d'évaporation (Fig. 7.5).

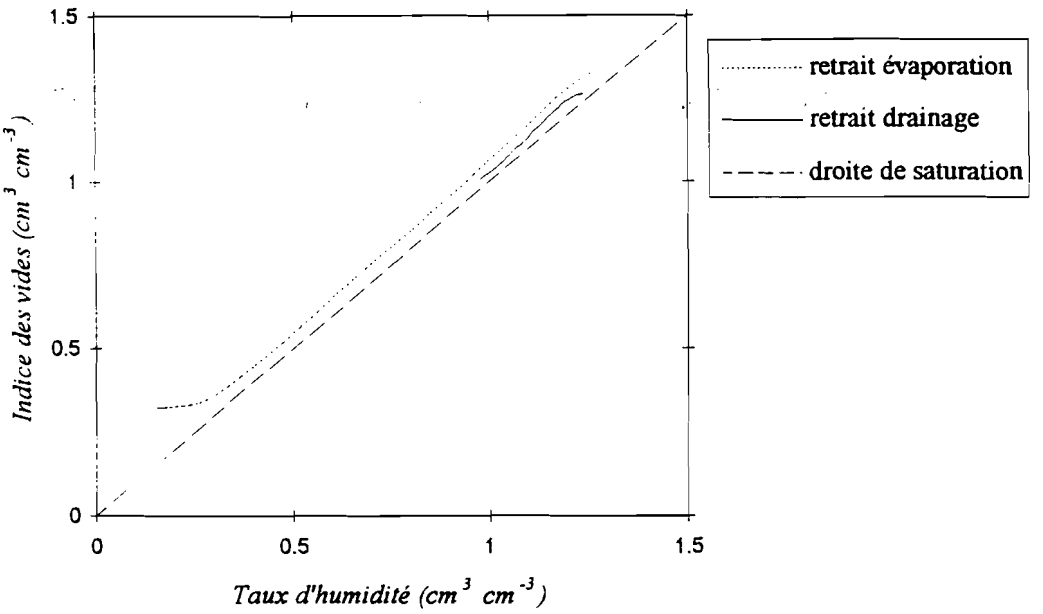

Fig. 7.5 : Courbes de retrait mesurées au cours d'une expérience d'évaporation (échantillon EV3) et de drainage (échantillon DR2)

Le modèle de Braudeau (1988) a été ajusté aux courbes de retrait partielles des trois échantillons de sol en drainage et les facteurs de géométrie ont été calculés (tableau 7.2). Les différents paramètres sont assez proches entre eux et voisins de ceux obtenus par l'expérience d'évaporation (Tableau 7.1).

	Echantillons		
	DR1	DR2	DR3
ϑ_{LM}, e_{LM}	1.0937 - 1.143	1.176 - 1.222	1.135 - 1.1654
ϑ_{MS}, E_{MS}	1.2374 - 1.34	1.224 - 1.2715	1.267 - 1.296
K_r, K_0	1.29 - 1.42	1.14 - 0.465	1.237 - 0.812
$\bar{r}_s$	2.9	2.8	2.82

Tableau 7.2 : Paramètres de Braudeau (1988) et facteur de géométrie obtenus à partir du retrait de trois échantillons au cours d'une expérience de drainage.

Ces résultats indiquent que pour les échantillons étudiés le comportement de ces sols en drainage est assez voisin de celui observé au retrait en évaporation. Cependant l'expérience de drainage fournit des courbes de retrait partielles en raison de la limite de fonctionnement de la plaque poreuse et elle ne permet pas de suivre l'évolution de l'anisotropie de la déformation.

7.2 Caractéristiques hydrodynamiques : h(ϑ) et K(ϑ)

7.2.1 Expérience d'évaporation

A. Analyse de l'unicité de la solution

L'unicité de la méthode inverse utilisant une expérience d'évaporation a été vérifiée dans le cas de la méthode d'estimation 1 (estimation des paramètres ϑ_r, α, n, K_s et B) et de la méthode 2 (estimation des paramètres α, n, K_s et B). L'estimation a été réalisée avec trois jeux de paramètres initiaux différents pour l'échantillon EV3 (ϑ_s=1.26) ce qui produit trois jeux de paramètres estimés. Ensuite, le coefficient de variation a été calculé pour chaque paramètre à partir des trois jeux de paramètres estimés. En toute rigueur, le calcul du coefficient de variation devrait être effectué avec un plus grand nombre de valeurs néanmoins l'analyse des trois jeux de paramètres estimés permet ici de mettre en évidence les paramètres qui sont relativement stables de ceux qui sont variables. Le tableau 7.3 présente les résultats finaux et les coefficients de variation obtenus. Avec la première méthode, les estimations finales ne sont pas identiques ce qui indique que la solution n'est pas unique. Les coefficients de variation sont très élevés, spécialement pour les paramètres ϑ_r et B. Avec la deuxième méthode, les estimations finales sont presque toutes identiques et les coefficients de variation sont très faibles. Ce qui tend à montrer que dans ce cas la solution est unique.

	Estimation finale			CV (%)
Méthode 1				
ϑ_r, $cm^3\ cm^{-3}$	0.001	0.453	0.698	92
α, cm^{-1}	0.0266	0.024	0.0217	9
n	2.088	2.153	2.252	4
K_s, $cm\ h^{-1}$	0.0095	0.0083	0.0072	14
B	24.753	14.347	8.839	51
Méthode 2				
$\vartheta_r\ cm^3\ cm^{-3}$	0	0	0	0
α, cm^{-1}	0.0262	0.0262	0.0262	2.10^{-6}
n	2.088	2.088	2.088	3.10^{-7}
K_s, $cm\ h^{-1}$	0.0095	0.0095	0.0095	10^{-2}
B	24.774	24.774	24.774	7.10^{-4}

. Tableau 7.3 : Solutions de l'estimation des paramètres du modèle de Van Genuchten pour h(ϑ) et du modèle de Brooks et Corey pour K(ϑ), obtenus à partir d' une expérience d'évaporation (échantillon EV3), en estimant 5 paramètres (méthode 1) et 4 paramètres (méthode 2).

Les six courbes h(ϑ) et K(ϑ) obtenues à partir des jeux de paramètres du tableau 7.3 sont présentées en Fig. 7.6. Pour les deux relations, les courbes de la Fig. 7.6 sont presque confondues dans la gamme de taux d'humidité étudiée.

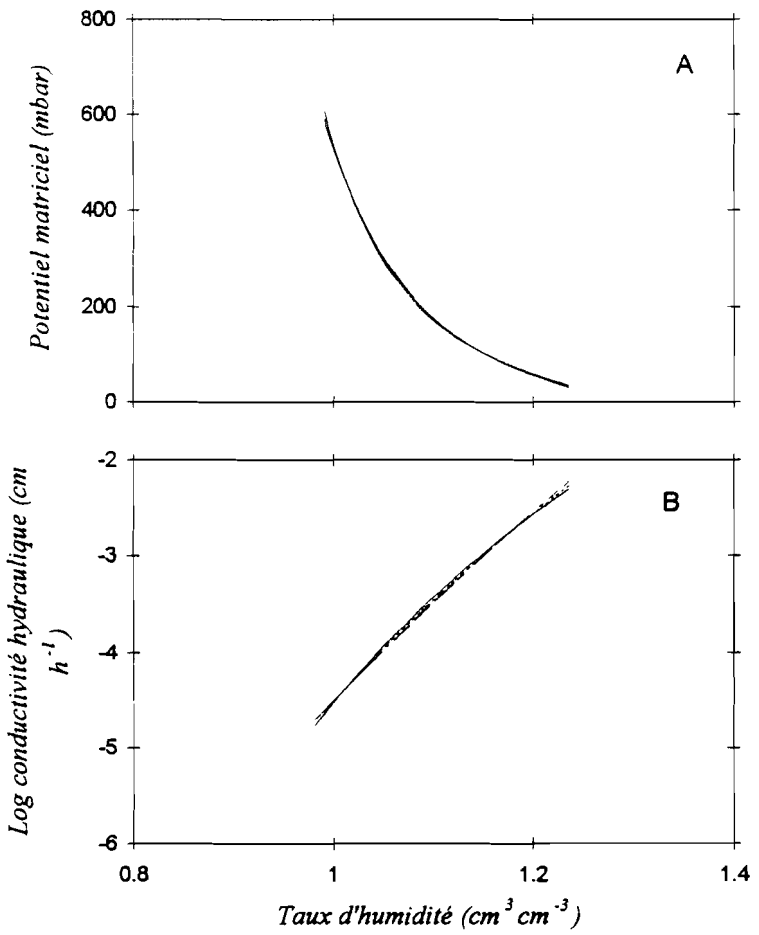

Fig. 7.6 : Courbe de rétention (A) et courbe de conductivité hydraulique (B) obtenues à partir des paramètres estimés du tableau 7.2 (échantillon EV3).

Afin de compléter cette étude, les coefficients de corrélation entre les paramètres de chaque jeu ont été calculés à partir de la matrice de covariance (Eq. 3.11). Avec la première méthode, les plus fortes valeurs de coefficients de corrélation sont celles associées au paramètre ϑ_r (Tableau 7.4) qui s'étalent de 46% à 83%. Cela indique que le paramètre ϑ_r est assez fortement corrélé aux autres paramètres. Avec la deuxième méthode, les coefficient de corrélation sont tous assez faibles (Tableau 7.5). La corrélation entre les paramètres semble donc être à l'origine de la non-unicité de la solution de la première méthode. En conséquence, dans la suite de l'étude la méthode inverse estimera quatre paramètres α, N, K_s et B en conservant le taux d'humidité résiduel égal à 0. Une telle valeur est physiquement réaliste dans la mesure où elle est définie comme le taux d'humidité après séchage à l'étuve (Cinzia et Nimmo, 1994).

	ϑ_r	α	n	K_s	B
ϑ_r	1	0.83	0.7	0.6	0.46
α		1	0.0007	0.004	0.0004
n			1	0.004	0.018
K_s				1	0.002
B					1

Tableau 7.4 : Matrice de corrélation des paramètres (méthode 1,estimation de 5 paramètres)

	α	n	K_s	B
α	1	0.02	0.53	0.03
n		1	0.35	0.12
K_s			1	0.24
B				1

Tableau 7.5 : Matrice de corrélation des paramètres (méthode 2, estimation de 4 paramètres)

Le tableau 7.6 représente les réponses de la fonction objectif à une variation des paramètres de +1, -10 et +10%. La méthode est assez sensible aux paramètres. Le paramètre le moins sensible est la conductivité à saturation.

Paramètres	Variation de la fonction objectif (%)		
	Variation de +1%	Variation de +10%	Variation de -10%
Méthode 1			
ϑ_r	0.02	1.3	1.1
α	0.03	1.6	2.2
n	22.9	-	-
K_s	0.002	0.1	0.2
B	0.1	21	5
Méthode 2			
α	0.02	1.7	2.5
n	106	-	-
K_s	0.002	0.1	0.2
B	0.1	33	7

Tableau 7.6 : Sensibilité aux paramètres de la méthode 1 (estimation de 5 paramètres) et de la méthode 2 (estimation de 4 paramètres)

B. Comparaison grandeurs observées - grandeurs simulées

Dans le cas de l'expérience d'évaporation, l'estimation des paramètres est basée sur une comparaison des courbes de potentiels mesurés et simulés au voisinage de la face inférieure et de la face supérieure de l'échantillon. Ces courbes sont présentées dans le cas de l'ajustement optimal (Fig. 7.7). Les courbes mesurées et les courbes simulées sont très proches.

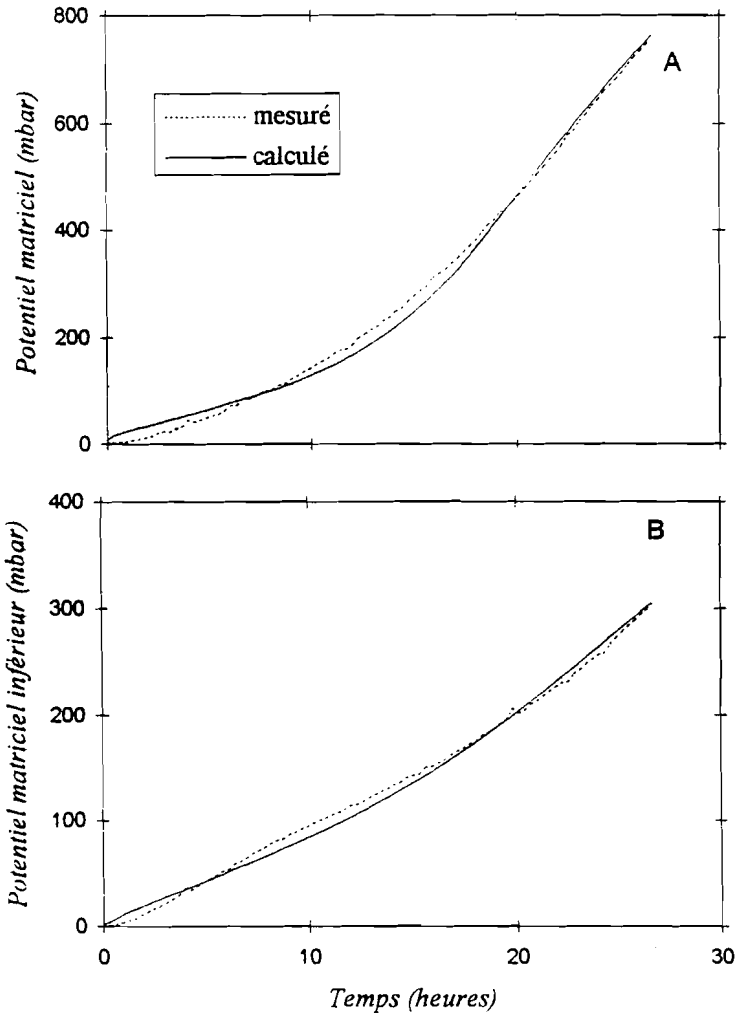

Fig. 7.7 : Potentiels matriciels supérieurs (A) et inférieurs (B) mesurées et simulées (échantillon EV3).

C. Comparaison des paramètres estimés à partir de trois échantillons

La méthode inverse a été appliquée à trois échantillons reconstitués dans les mêmes conditions. Les données expérimentales qui ont servi à obtenir ces résultats sont présentées en Annexe A. Les paramètres estimés et leur intervalle de confiance à 95% (Eq. 3.10) sont présentés dans le tableau 7.7. Les taux d'humidité mesurés à saturation sont différents ce qui montre que les échantillons ont des macrostructures un peu différentes. Les quatre paramètres estimés par

méthode inverse sont assez proches pour les trois échantillons, excepté pour la conductivité à saturation. Ce paramètre a une plus forte valeur pour l'échantillon EV1. Cette différence correspond également à une plus forte valeur du taux d'humidité à saturation pour ce même échantillon.

Paramètres	Echantillons			Intervalle de Confiance à 95 %
	EV1	EV2	EV3	
ϑ_s (cm^3/cm^3), mesuré	1,3	1,25	1,26	
ϑ_r (cm^3/cm^3), fixé	0	0	0	
Paramètres estimés				
α (cm^{-1})	0.0335	0.034	0.0262	$4.\ 10^{-5}$
n	2.087	2.077	2.088	$2.\ 10^{-4}$
K_s(cm^3h^{-1})	0.0313	0.00436	0.0095	$8.\ 10^{-5}$
B	27.978	25.22	24.774	$3.\ 10^{-2}$

Tableau 7.7 : Paramètres estimés du modèle de Van Genhuchten h(ϑ) et de Brooks et Corey K(ϑ) obtenus sur 3 échantillons en évaporation.

Les courbes correspondant aux paramètres estimés du tableau 7.7 sont présentées en Fig.7.8. Dans l'ensemble les courbes sont assez proches, surtout pour la courbe de rétention, et elles ont la même allure. L'écart maximum de taux d'humidité entre les courbes de rétention (Fig. 7.8 A) pour une valeur fixée de potentiel est d'environ 0.015 $cm^3\ cm^{-3}$. Pour les forts taux d'humidité cet écart est plus important car les taux d'humidité à saturation des échantillons sont différents. L'écart maximum de potentiel est d'environ 45 mbar près de la saturation et de 71 mbar pour des faibles valeurs de taux d'humidité. L'écart maximum entre les courbes du logarithme de la conductivité hydraulique (Fig. 7.8 B) est d'environ 0.04 $cm^3\ cm^{-3}$ de taux d'humidité pour une valeur fixée de conductivité et d'environ 0.4 du logarithme de la conductivité pour une valeur fixée de taux d'humidité. Les intervalles de confiance à 95% des paramètres (Tableau 7.7) sont très faibles ce qui n'explique pas les écarts expérimentaux observés. Les intervalles de confiance proviennent des erreurs de mesure des potentiels (qui sont relativement faibles ± 3 mbars) et des erreurs dues à la procédure de calcul. Comme cela a été noté sur les courbes de retrait expérimentales, les écarts entre les courbes s'expliqueraient davantage par une erreur de détermination du taux d'humidité due à l'erreur de détermination de ρ_s et aux erreurs de pesée entraînées par une évolution de masse des tensiomètres après tarage. Les erreurs sur la détermination des taux d'humidité ont une répercussion sur la conductivité hydraulique qu'il est difficile d'estimer. Les écarts entre les courbes peuvent également provenir d'une différence de macrostructure entres les échantillons.

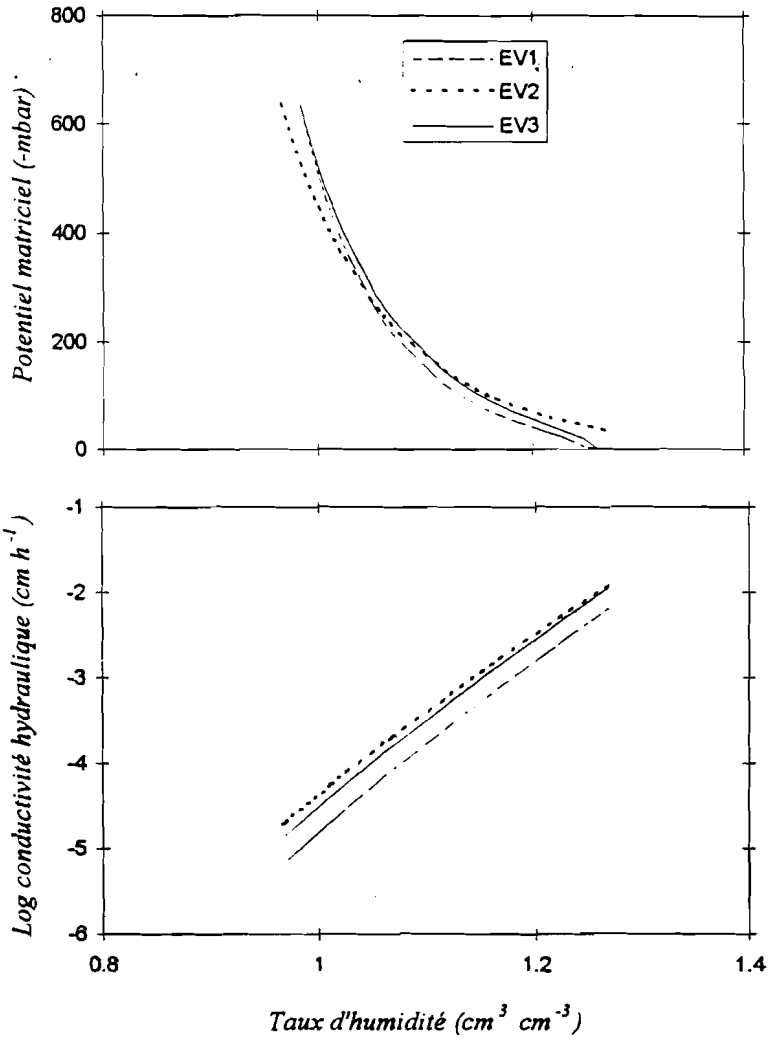

Fig. 7.8 : Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) tracées à partir des paramètres estimés du tableau 7.7 obtenus sur 3 échantillons en évaporation

7.2.2 Expérience de drainage

A. Unicité de la solution

Comme dans le cas de l'expérience d'évaporation, l'unicité de la méthode inverse utilisant une expérience de drainage a été testée pour la méthode d'estimation 1 (estimation des paramètres ϑ_r, α, n, K_s et B) et pour la méthode 2 (estimation des paramètres α, n, K_s et B). L'estimation a été réalisée avec trois jeux de paramètres initiaux différents pour l'échantillon DR2 (ϑ_s=1.24) ce qui produit trois jeux de paramètres estimés. Ensuite, le coefficient de variation a été calculé pour chaque paramètre à partir des 3 jeux de paramètres estimés. Le tableau 7.8 présente les résultats finaux et les coefficients de variation obtenus. Pour la première méthode, les estimations finales sont différentes et les coefficients de variation sont élevés essentiellement pour les paramètres ϑ_r et B. Cela indique que la solution n'est pas unique. Dans la seconde méthode les estimations finales sont presque identiques et les coefficients de variation sont très faibles. Dans ce cas, la solution semble être unique. Nous retrouvons ici les mêmes résultats que pour l'expérience d'évaporation .

	Estimation finale			CV (%)
Méthode 1				
ϑ_r, $cm^3\ cm^{-3}$	0.1539	0.467	0.72	88
α, cm^{-1}	0.0214	0.0195	0.0185	8
n	2.099	2.15	2.225	4
K_s, $cm\ h^{-1}$	0.00344	0.00327	0.0031	5
B	22.21	15.0039	9.31	41
Méthode 2				
ϑ_r	0	0	0	0
α, cm^{-1}	0.022	0.022	0.022	2.10^{-4}
n	2.084	2.084	2.084	10^{-5}
K_s, $cm\ h^{-1}$	0.00349	0.00349	0.00349	10^{-1}
B	25.82	25.82	25.82	6.10^{-3}

Tableau 7.8 : Paramètres estimés du modèle de Van Genuchten pour h(ϑ) et du modèle de Brooks et Corey pour K(ϑ), obtenus à partir d' une expérience de drainage (échantillon DR2), en estimant 5 paramètres (méthode 1) et 4 paramètres (méthode2).

Les courbes h(ϑ) et K(ϑ) obtenues à partir des 6 jeux de paramètres du tableau 7.8 sont quasiment confondues pour chacune des relations (Fig. 7.9) dans la gamme de taux d'humidité étudiée. La non unicité de la première solution provient d'une forte corrélation des paramètres. La deuxième méthode d'estimation est sélectionnée pour le reste de l'étude.

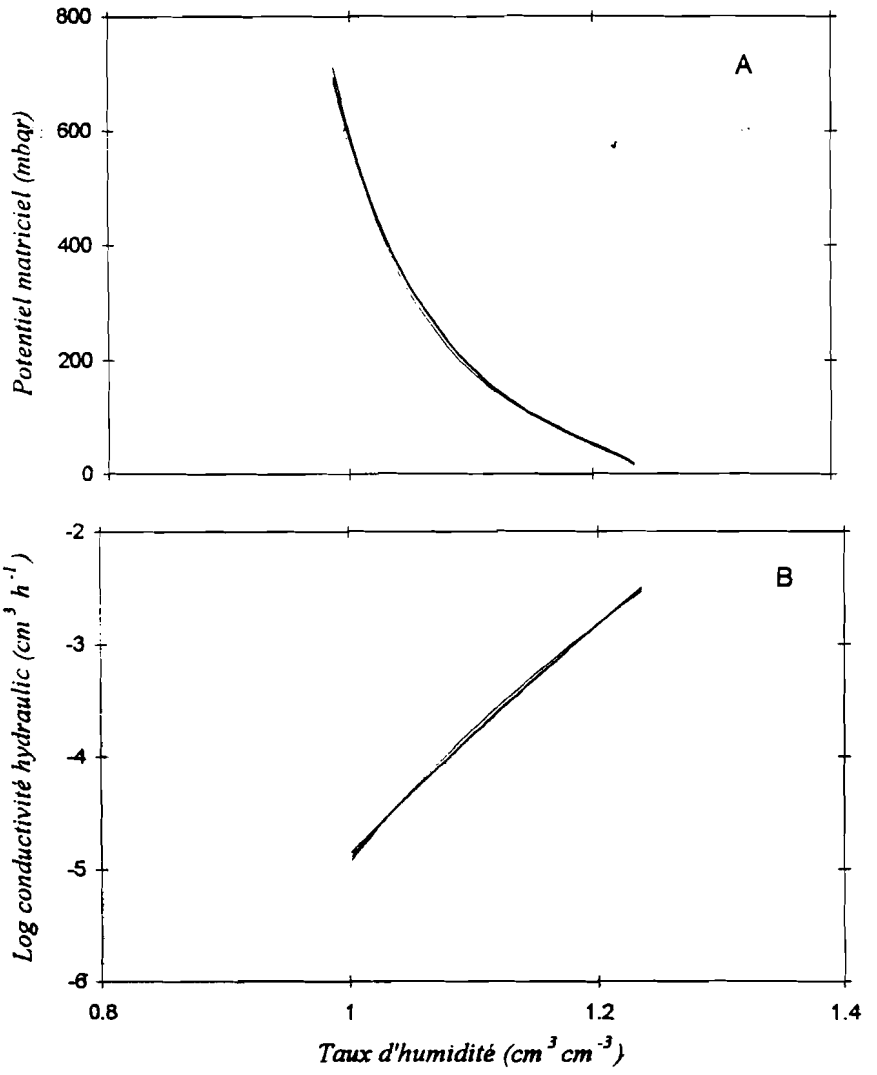

Fig. 7.9 : Courbe de rétention (A) et courbe de conductivité hydraulique (B) obtenues à partir des paramètres estimés du tableau 7.8 (échantillon DR2).

B. Comparaison grandeurs mesurées - grandeurs simulées

Dans le cas de l'expérience de drainage, l'estimation des paramètres est basée sur une comparaison des courbes mesurées et simulées du potentiel matriciel au voisinage de la face supérieure ainsi que les courbes mesurées et simulées du volume cumulé d'eau drainée. Les pas de succion imposés sont de 54, 97, 170, 242, 488 et 618 mbars. Ces courbes sont présentées pour l'ajustement optimal (Fig. 7.10). Le modèle sous-estime légèrement le volume d'eau drainée au temps final. Mais dans l'ensemble, les courbes mesurées et simulées sont très proches.

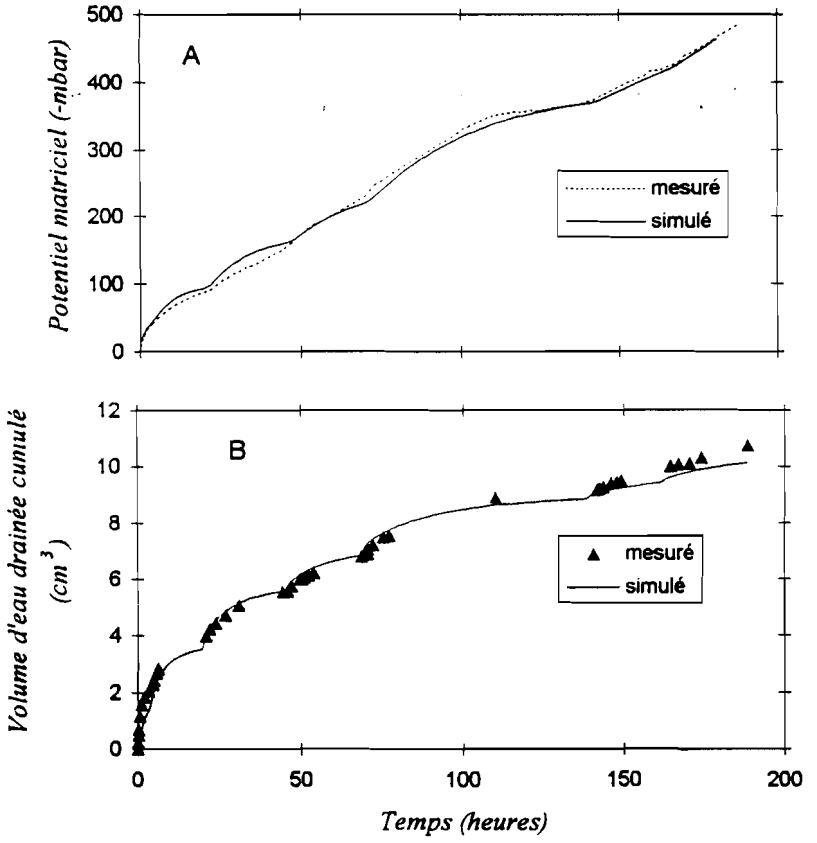

Fig. 7.10 : Potentiel matriciel supérieur (A) et volume d'eau drainée (B) mesurées et simulées (échantillon DR2).

C. Comparaison avec la Méthode directe

Les paramètres estimés de l'échantillon DR2 sont présentés avec leur intervalle de confiance dans le tableau (7.9).

Paramètres	estimation finale	Intervalle de confiance à 95 %
ϑ_s (cm^3/cm^3), mesuré	1,24	
ϑ_r (cm^3/cm^3), fixé	0	
estimé		
α (cm^{-1})	0.022	$7.\ 10^{-5}$
n	2.084	$5.\ 10^{-4}$
K_s(cm^3h^{-1})	0.0034	$5.\ 10^{-5}$
B	25.81	$6.\ 10^{-2}$

Tableau 7.9 : Paramètres estimés et intervalles de confiance à 95% du modèle de Van Genuchten h(ϑ) et de Brooks et Corey K(ϑ) obtenus pour l'échantillon DR2 en drainage.

Les courbes de rétention et de conductivité hydraulique obtenues à partir des paramètres du tableau (7.9) sont comparées à celles obtenues par méthode directe au cours de la même expérience (Fig. 7.11). Les mesures directes de rétention sont connues avec une grande précision de potentiel (± 3 mbars). Pour cette raison nous n'avons pas représenté leur intervalle d'erreur. Les courbes de rétention mesurée et simulée (Fig. 7.11 A) sont très proches. Les mesures directes de conductivité hydrauliques sont présentées avec leur intervalle d'erreur maximale calculée à partir de l'Eq. 6.19. Cet intervalle est en grande partie dû aux erreurs de mesure de la lame drainée. On peut noter que la conductivité hydraulique obtenue par méthode directe est assez sensible aux erreurs de mesure. La courbe estimée se situe presque toujours dans l'intervalle d'erreur de la mesure. On peut noter d'après les faibles valeurs des intervalles de confiance du tableau 7.9 que la méthode inverse est beaucoup moins sensible aux erreurs expérimentales que la méthode directe.

Dans l'ensemble nous retiendrons que les écarts entre les points mesurés et les courbes estimées sont faibles. Ainsi la méthode directe et la méthode inverse associées à une expérience de drainage fournissent des résultats très proches. Nous trouvons donc pour ces sols déformables les mêmes résultats que Eaching et Hopmans (1993) et Eaching et al. (1994) ont obtenus pour des sols rigides.

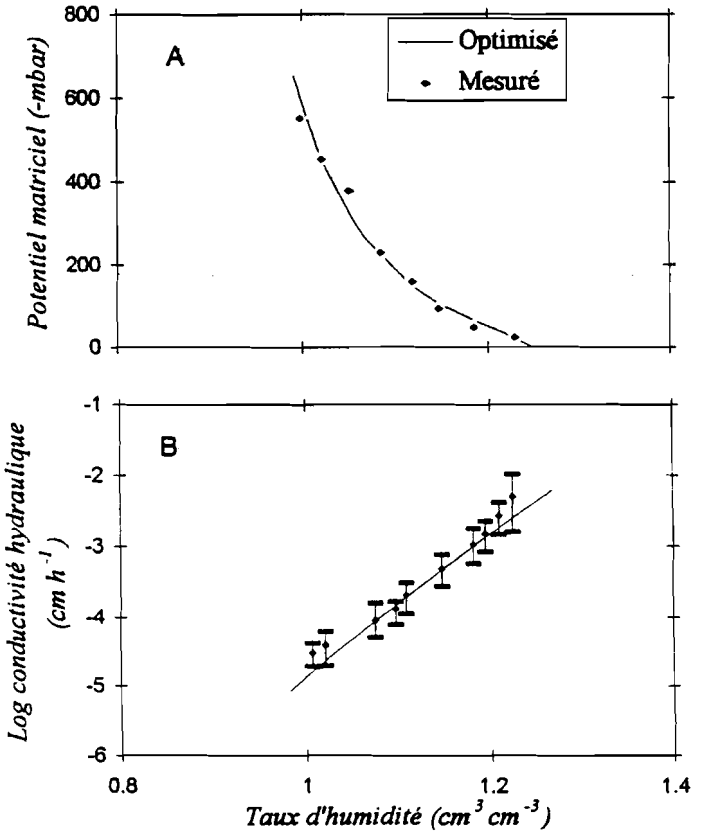

Fig. 7.11 : Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) obtenues à partir d'une expérience de drainage par méthode directe et par méthode inverse (échantillon DR2)

D. Comparaison des paramètres estimés à partir de trois échantillons

La méthode inverse a été appliquée à trois échantillons en drainage (tableau 7.9). Les données expérimentales qui ont servi à obtenir ces résultats sont présentées en Annexe B. De même que dans l'expérience précédente, les taux d'humidité mesurés à saturation sont légèrement différents, montrant que les échantillons ont une macrostructure qui doit être un peu différente. Les paramètres liés à la courbe de rétention sont assez voisins. Seule la conductivité de l'échantillon DR3 est un peu plus élevée que celles des autres échantillons.

Paramètres	Echantillons			Intervalle de confiance à 95 %
	DR1	DR2	DR3	
ϑ_s (cm^3/cm^3), mesuré	1.27	1,24	1,28	
ϑ_r (cm^3/cm^3), fixé	0	0	0	
estimé				
α (cm^{-1})	0.0166	0.022	0.0177	$7.\ 10^{-5}$
n	2.112	2.084	2.113	$5.\ 10^{-4}$
K_s(cm^3h^{-1})	0.00362	0.0034	0.018	$5.\ 10^{-5}$
B	19.97	25.81	28	$6.\ 10^{-2}$

Tableau 7.10 : Paramètres estimés du modèle de Van Genhuchten h(ϑ) et de Brooks et Corey K(ϑ) obtenus sur 3 échantillons en drainage.

Les courbes caractéristiques correspondant aux paramètres estimés du tableau 7.10 sont présentées Figure 7.12. Ces courbes ont une allure semblable et sont assez proches. Comme dans l'expérience précédente, la différence entre les courbes de rétention pour les forts taux d'humidité peut s'expliquer par un écart entre les taux d'humidité mesurés à saturation. L'écart maximum à la fin de l'expérience entre les courbes de rétention (Fig. 7.12 A) est de 0.034 cm^3 cm^{-3} de taux d'humidité pour une valeur fixée de potentiel et de 80 mbars de potentiel pour une valeur fixée du taux d'humidité. L'écart maximum entre les courbes du logarithme de la conductivité hydraulique (Fig. 7.12 B) est d'environ 0.04 cm^3 cm^{-3} de taux d'humidité pour une valeur fixée de conductivité et d'environ 0.4 du logarithme de la conductivité pour une valeur fixée de taux d'humidité. L'erreur faite sur la détermination de la conductivité hydraulique par méthode directe en prenant en compte les différentes sources d'erreurs (Eq. 6.19) est également présentée (Fig. 7.12 B). Les différentes courbes de conductivité se situent assez bien dans les intervalles d'erreur des mesures directes de conductivités hydrauliques ce qui indique que les écarts entre les courbes peuvent être expliqués en partie par les erreurs expérimentales. On a montré que l'erreur sur la détermination du potentiel était moindre. Les

écarts entre les courbes peuvent s'expliquer par une erreur de détermination du taux d'humidité qui peut être due à une légère perte d'eau et de matière sèche dans l'échantillon. La différence de macrostructure entre les échantillons peut également être en partie à l'origine des écarts.

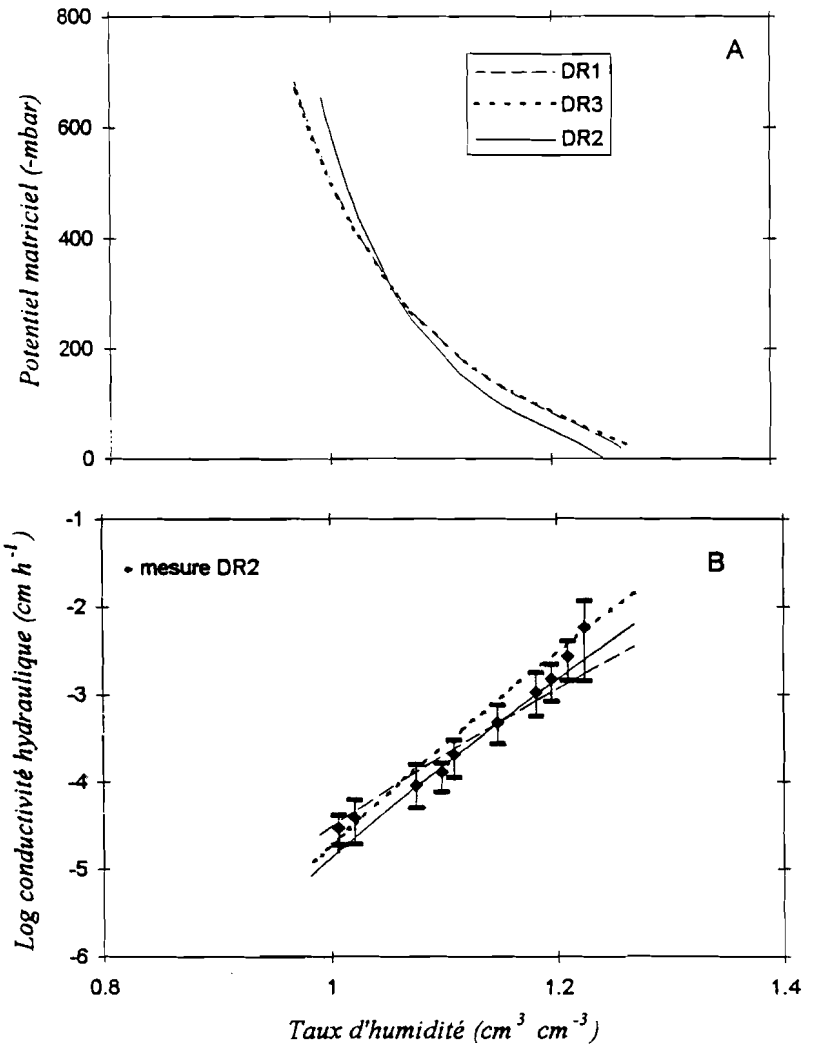

Fig. 7.12 : Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) tracées à partir des paramètres estimés du tableau 7.10 obtenus sur 3 échantillons en drainage.

7.2.3 Comparaison des relations h(ϑ) et K(ϑ) obtenues par méthode inverse à partir des l'expériences d'évaporation et de drainage

Les paramètres estimés (tableau 7.7 et 7.10) ont permis de tracer pour chaque expérience trois courbes de rétention et trois courbes de conductivité hydraulique. Pour chacune de ces deux propriétés une courbe moyenne a été obtenue par moyenne arithmétique des valeurs de potentiel matriciel ou du logarithme de la conductivité hydraulique pour une même valeur du taux d'humidité. Les courbes moyennes associées à chaque expérience sont présentées Figure

7.13. Les courbes sont proches dans les deux cas. Pour la courbe de rétention, l'écart maximum de taux d'humidité, obtenu pour une valeur du potentiel de 200 mbars est de 0.014 cm^3 cm^{-3}. Les courbes de conductivité hydraulique sont assez proches tout en restant parallèles. Pour une conductivité hydraulique fixée l'écart de taux d'humidité est comme précédemment de 0.014 cm^3 cm^{-3}. Pour un taux d'humidité fixé, l'écart maximum du logarithme de la conductivité hydraulique est de 0.18. Les écarts entre les courbes sont toujours inférieurs aux écarts maximum observés entre les trois répétitions de chacune des expériences. La régularité de l'écart entre ces courbes correspondant à l'une ou l'autre expérience suggère la possibilité d'une erreur systématique sur le taux d'humidité notamment, l'évaporation s'accompagne d'une sous-estimation tandis que le drainage favorise une surestimation. Malgré cette déviation les résultats obtenus sont très proches, ce qui nous permet de dire que pour ces vertisols reconstitués la méthode inverse associant ces expériences donne pratiquement les mêmes résultats.

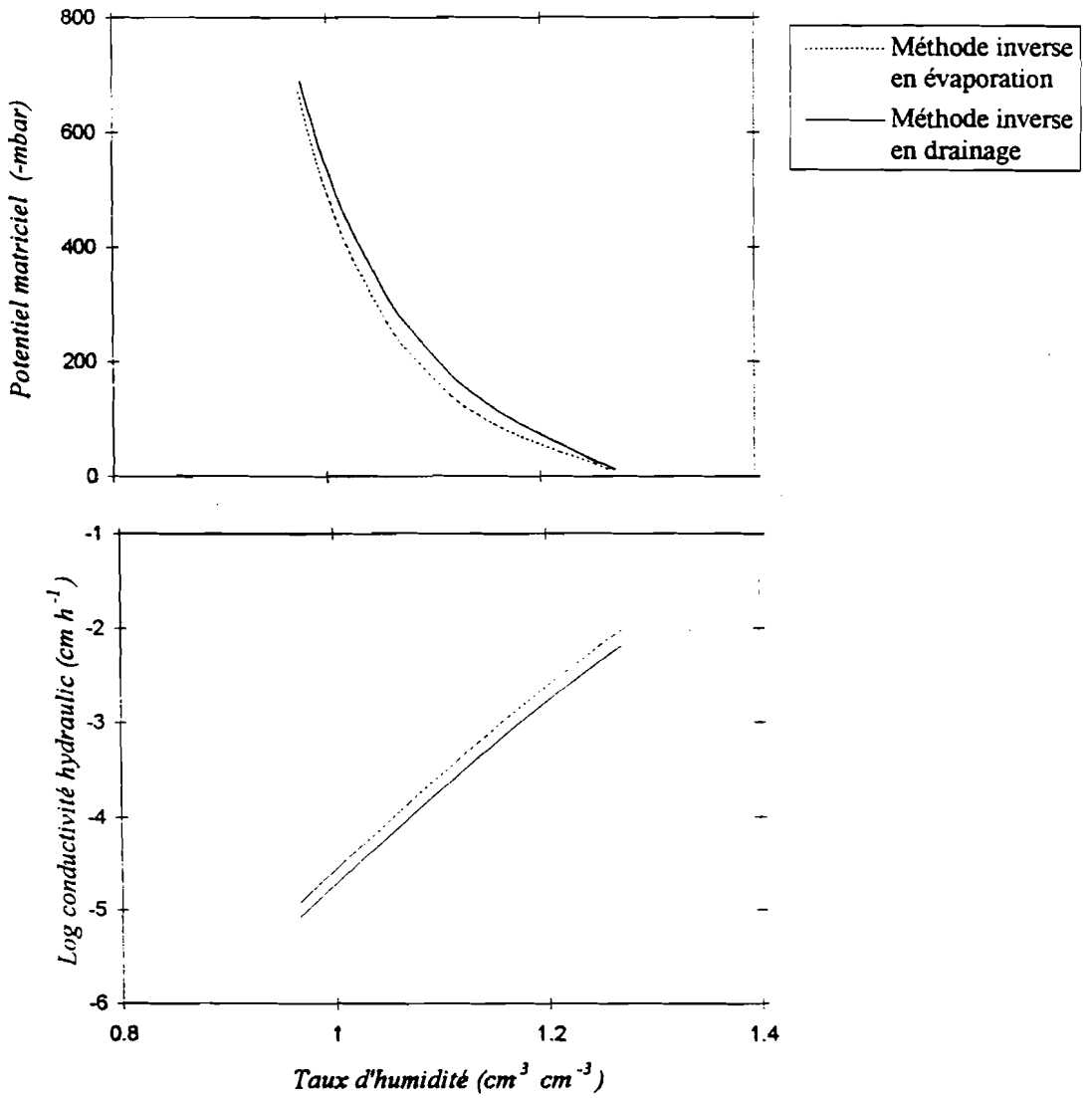

Fig. 7.13 : Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) obtenues par méthode inverse à partir d'une expérience d'évaporation et d'une expérience de drainage

7.3 Simulation des expériences

7.3.1 Simulation de l'expérience d'évaporation

A partir des résultats estimés de l'échantillon EV3 (tableau 7.1 et 7.7), une simulation de l'expérience d'évaporation a été réalisée avec le modèle de transfert (chap. 4). Les profils de taux d'humidité et de potentiel matriciel sont présentés (Fig. 7.14). Les gradients simulés de taux d'humidité et de potentiel sont assez importants près de la surface après 14 heures d'évaporation. Ainsi le potentiel matriciel de surface simulé est de 2500 mbars à la fin de l'expérience.

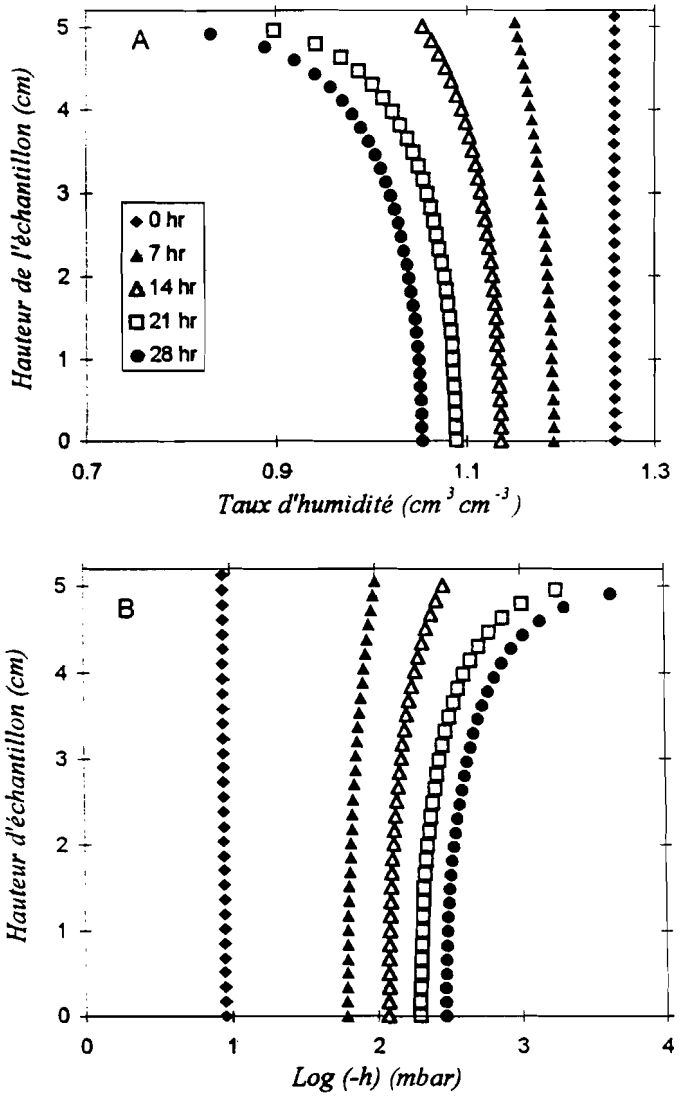

Fig 7.14 : Profils simulés de taux d'humidité (A) et de potentiel matriciel supérieur (B) lors d'une expérience d'évaporation avec les caractéristiques hydrodynamiques de l'échantillon EV3 (tableau 7.1 et 7.7).

En fin d'expérience, la faible valeur du potentiel matriciel à la surface pourrait favoriser le transfert de l'eau sous forme vapeur dans la couche de surface. Par ailleurs les forts gradients de teneur en eau dans l'échantillon sont en contradiction avec l'hypothèse d'homogénéité de teneur en eau utilisée dans la représentation de la courbe de déformation de l'échantillon qui est basée sur des mêmes mesures globales d'humidité et de volume. Une vérification de la restitution du retrait global observé par le modèle de transfert a été faite (Fig. 7.15). La courbe de retrait modélisée est calculée, comme dans l'expérience, à partir du taux d'humidité global, de la hauteur et du diamètre à mi-hauteur de l'échantillon. Un léger décalage par rapport à la courbe expérimentale pour les faibles taux d'humidité est observé qui pourrait être dû au gradient de taux d'humidité. Cependant, les courbes restent dans l'ensemble très proches. Ainsi, malgré les forts gradients de taux d'humidité, la courbe de retrait introduite dans le modèle de transfert pour simuler le comportement au retrait de chaque tranche de sol est bien restituée à partir d'une détermination globale. Ce résultat montre que la courbe de retrait expérimentale est peu altérée par les gradients de taux d'humidité dans l'échantillon dans les gammes d'humidité étudiées. Il montre également que le modèle de transfert permet bien de simuler une déformation anisotrope.

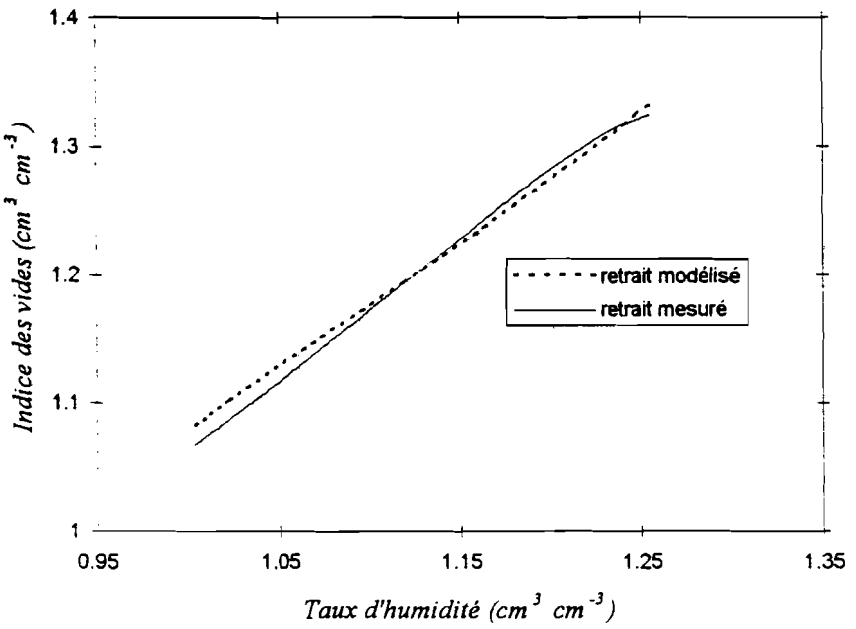

Fig. 7.15 : Courbe de retrait mesurée et modélisée par le modèle de transfert et de déformation au cours d'une expérience d'évaporation (échantillon EV3).

7.3.2 Simulation de l'expérience de drainage

A partir des paramètres estimés de l'échantillon DR2 (tableau 7.10) et de la courbe de retrait (Tableau 7.2), une simulation de l'expérience de drainage a été réalisée. Les profils de taux d'humidité et de potentiel matriciel obtenus à chaque seuil de potentiel sont très réguliers (Fig. 7.16).

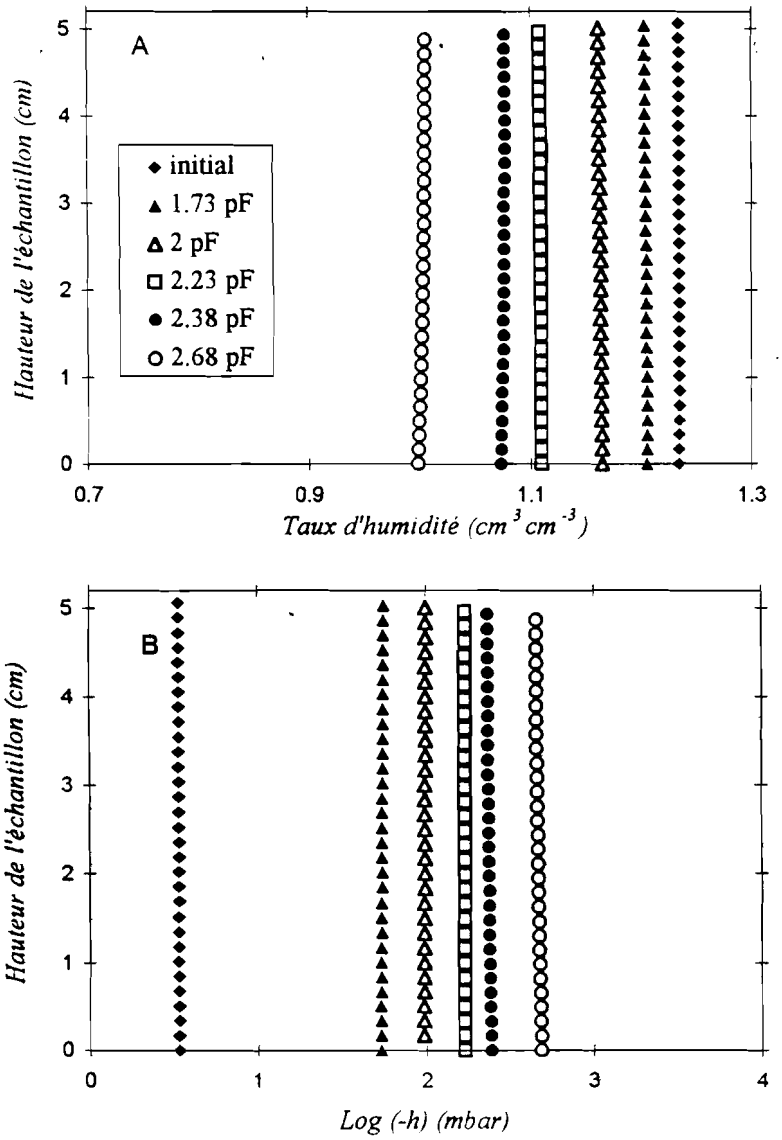

Fig 7.16 : Profils simulés de taux d'humidité (A) et de potentiel matriciel (B)à chaque pallier de succion d'une expérience de drainage de l'échantillon DR2(tableau 7.2 et 7.9)

Une vérification de la restitution par le modèle de transfert du retrait global observé a été faite. La courbe de retrait modélisée est calculée, comme dans l'expérience, à partir du taux d'humidité global, de la hauteur et du coefficient d'anisotropie mesuré. Elle est comparée à la mesure expérimentale (Fig. 7.17). Les courbes sont très proches. Elles ne présentent pas d'écart au niveau des faibles taux d'humidité comme dans le cas de l'expérience d'évaporation. Cela peut s'expliquer parce que les gradients de taux d'humidité sont très faibles dans cette expérience ce qui n'était pas le cas à la fin de l'expérience d'évaporation.

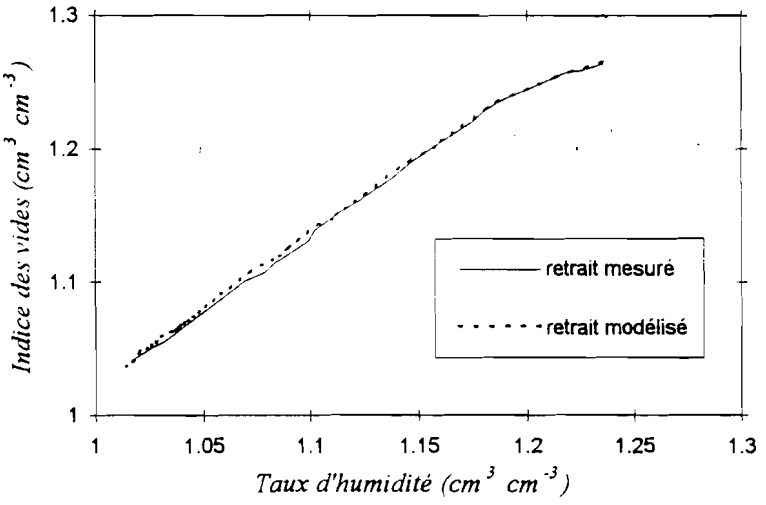

Fig. 7.17 : Courbes de retrait mesurées et modélisées au cours d'une expérience de drainage par le modèle de transfert et de déformation (échantillon DR2)

7.4 Conclusion

Deux méthodes expérimentales ont été mises en œuvre pour déterminer les propriétés hydrodynamiques d'échantillons de sol pendant le retrait. La première méthode est basée sur un processus d'évaporation et la deuxième sur un processus de drainage. Des courbes de retrait ont pu être déterminées directement au cours de ces expériences. Nous avons pu constater que le comportement au retrait du sol est très semblable pour ces deux processus de perte en eau différents. Pour l'expérience d'évaporation, une mesure des dimensions de l'échantillon dans plusieurs directions a permis d'étudier l'anisotropie de la déformation. Ces résultats ont montré que la détermination de la courbe de retrait à partir d'une mesure linéaire selon un axe unique avec l'hypothèse d'isotropie de la déformation, peut conduire à une estimation de la courbe de déformation qui n'est pas correcte. Il est donc important de mesurer l'anisotropie de la déformation et les méthodes que nous proposons le permettent.

Des méthodes de détermination des caractéristiques hydrodynamiques h(ϑ) et K(ϑ) ont été associées à ces deux expériences. Pour l'expérience de drainage à pas de succion multiples une méthode directe et une méthode inverse ont été mises en œuvre et ont fourni des relations caractéristiques très proches. Nous retrouvons là les résultats déjà obtenus pour des sols rigides. La méthode inverse appliquée à l'expérience de drainage et à l'expérience d'évaporation a également fourni des résultats très proches. Ainsi des expériences basées sur des processus de perte en eau différents et des techniques de caractérisation hydrodynamiques différentes permettent d'obtenir, pour ces sols, des résultats très proches.

La simulation de la variation du volume de l'échantillon de sol au cours de ces expériences permet de retrouver très convenablement la déformation expérimentale. L'ensemble de ces résultats nous paraît confirmer l'intérêt de la méthode de détermination des caractéristiques hydrodynamiques d'un échantillon de sol proposée ici : l'association du modèle de transfert et de la procédure inverse se révèle efficace aussi bien pour une expérience de drainage que pour une expérience évaporation. Cependant l'expérience d'évaporation nous paraît plus intéressante. Elle est plus simple à mettre en œuvre, elle est plus rapide et elle permet en outre de mesurer la déformation de façon plus précise et plus complète (Garnier et al. 1997b).

Chapitre 8 : Analyse de sensibilité à la déformation

Ce chapitre présente une analyse de la sensibilité à la déformation du modèle de transfert et de la méthode inverse. Cette étude est menée à partir des propriétés hydrodynamiques de vertisols présentés au chapitre précédent et celles de sol contenant de la bentonite obtenues par Angulo Jaramillo (1989) et présentées au chapitre 4.

8.1 Analyse de sensibilité d'un échantillon de vertisol

8.1.1 Analyse du modèle de transfert

Nous avons utilisé les données expérimentales présentées au chapitre précédent pour évaluer la sensibilité à la déformation de notre modèle de transfert. Les expériences d'évaporation et de drainage ont été simulées avec les mêmes conditions initiales et aux limites que celles décrites au chapitre 6 (Eq. 6.3 et 6.5). Les caractéristiques hydrodynamiques sont celles de l'échantillons EV3 pour l'évaporation (tableau 7.7) et de l'échantillon DR2 pour le drainage (tableau 7.9). On réalise d'abord une simulation prenant en compte la déformation avec les paramètres caractéristiques du retrait de l'échantillon EV3 pour l'évaporation (tableau 7.1) et ceux de l'échantillon DR2 pour le drainage (tableau 7.2). Une seconde simulation est ensuite réalisée en introduisant dans le modèle de transfert une courbe de retrait « plate » en fixant les valeurs de taux d'humidité et d'indice des vides constamment égales à celles de la situation de saturation de l'échantillon concerné. Cela revient dans ce second cas à négliger la déformation.

A. Evaporation

La sensibilité du modèle à la déformation pour l'expérience d'évaporation est présentée figures 8.1 et 8.2. D'après les figures 8.1 A et B, les profils de taux d'humidité et de potentiel matriciel sont très proches. La prise en compte de la déformation est surtout mise en évidence à 26 heures par une diminution visible de la hauteur de l'échantillon. D'après la figure 8.2, l'évolution du potentiel matriciel vers la surface et vers la base de l'échantillon sont également peu sensible à la déformation. Il apparaît un léger décalage entre les courbes vers les temps finaux pour le potentiel supérieur.

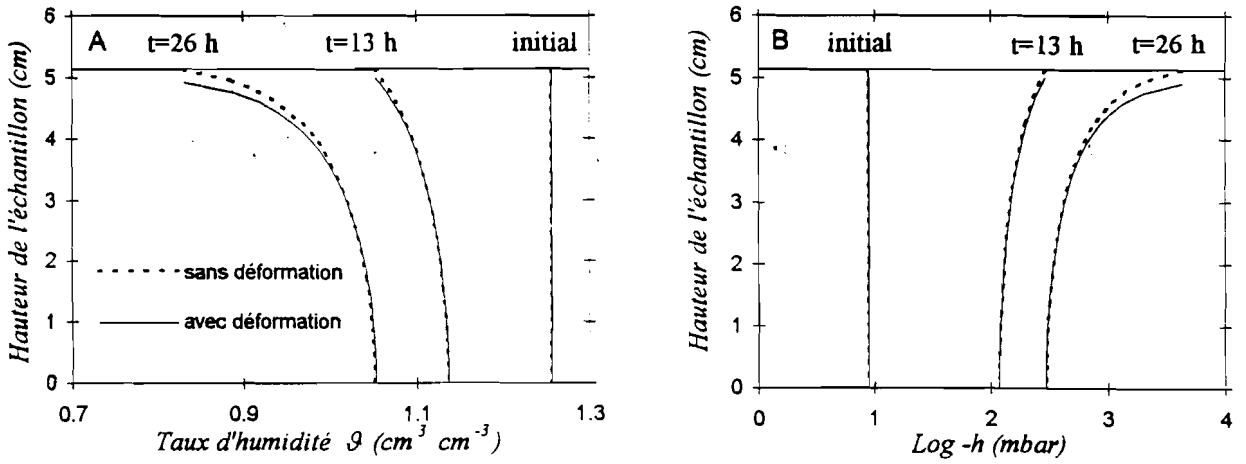

Fig. 8.1 : Sensibilité à la déformation du profil de taux d'humidité (A) et du potentiel matriciel (B) pour une simulation d'expérience d'évaporation (échantillon EV3).

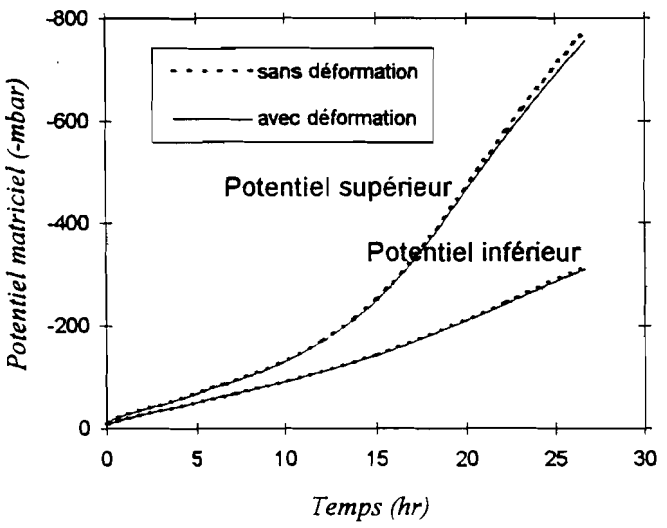

Fig. 8.2 : Sensibilité à la déformation des potentiel matriciels supérieur et inférieur pour une simulation d'expérience d'évaporation (échantillon EV3).

B. Drainage

La sensibilité du modèle à la déformation pour l'expérience de drainage est présentée Figures 8.3 et 8.4. D'après les figures 8.3 A et B, les profils de taux d'humidité et de potentiel matriciel sont presque identiques que la déformation soit négligée ou non. Seuls les profils de potentiel matriciel à 181 h de drainage sont très légèrement différents selon que l'on considère ou non la déformation dans le modèle. D'après les figures 8.4, l'évolution du potentiel matriciel vers la surface et le volume d'eau drainée sont également très peu sensibles à la déformation. Il apparaît un très léger décalage entre les courbes de potentiel vers les temps finaux.

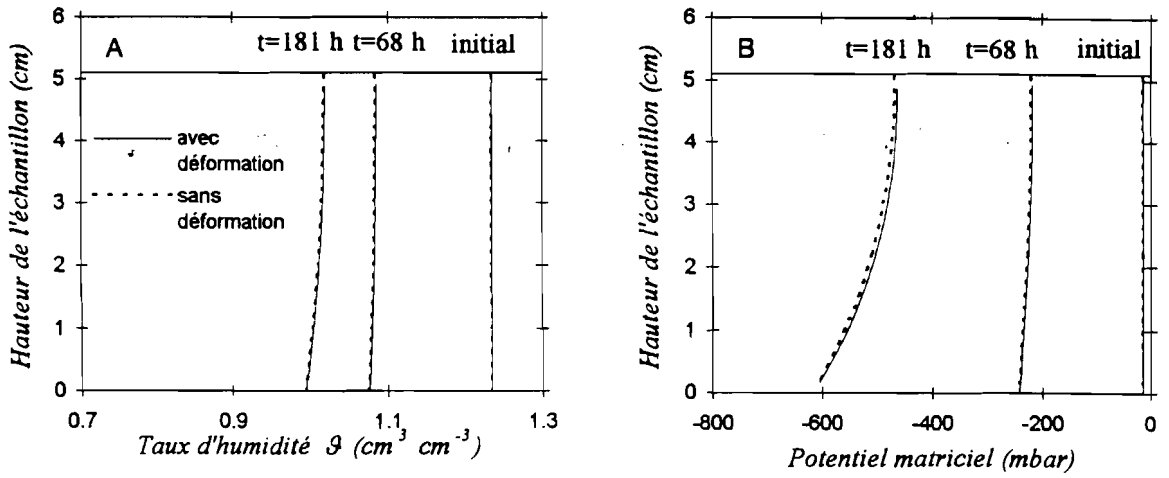

Fig. 8.3 : Sensibilité à la déformation du profil de taux d'humidité (A) et du potentiel matriciel (B) pour une simulation d'expérience de drainage (échantillon DR2).

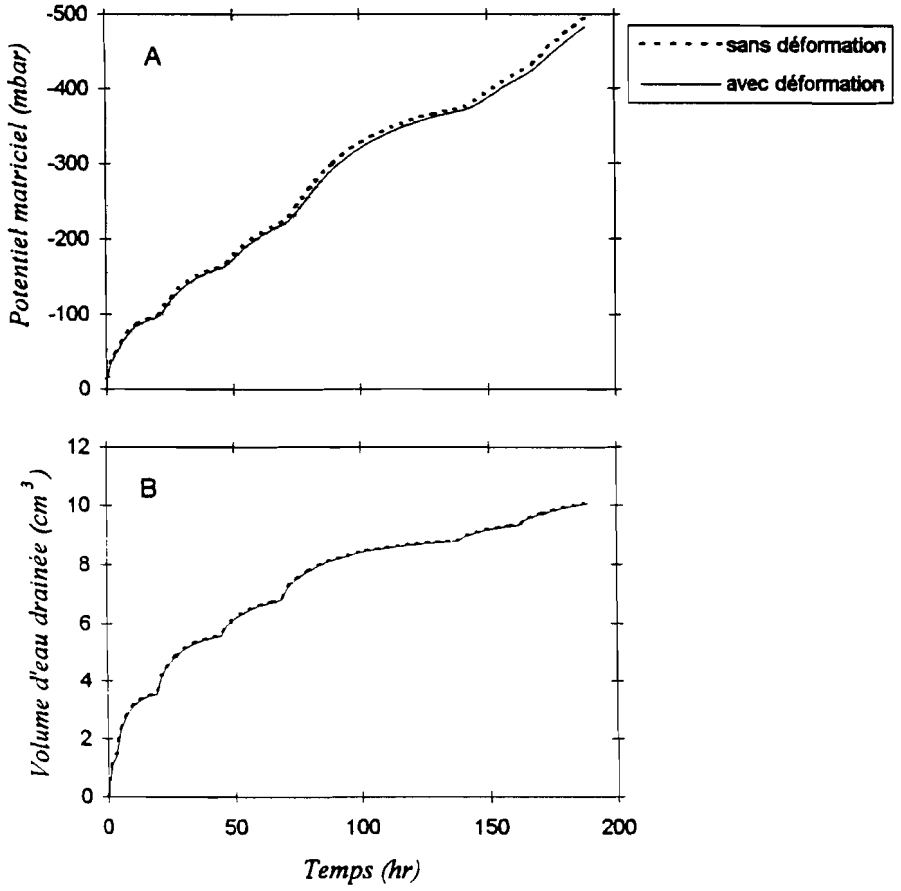

Fig. 8.4 : Sensibilité à la déformation du potentiel matriciel supérieur (A) et du volume d'eau drainée pour une simulation d'expérience de drainage (échantillon DR2).

Dans le modèle de transfert, la prise en compte de la déformation s'effectue à plusieurs niveaux, notamment dans l'expression du potentiel de surcharge (Eq. 1.8), dans l'expression des gradients des différentes grandeurs comme le gradient du taux d'humidité ou du potentiel matriciel, et dans le calcul de la surface d'évaporation ou de drainage (Eq. 4.8). Le potentiel de surcharge maximal est d'environ 9 cm au début de l'expérience dans la couche de sol se trouvant à la base de l'échantillon. La variation de hauteur de l'échantillon est d'environ de 2 mm à la limite de fonctionnement des tensiomètres. La variation de diamètre est d'environ 2 mm ce qui correspond à une variation de 1.7 cm^2 de la surface d'évaporation ou de drainage. Au vu des résultats, cette déformation ne semble pas suffisamment importante pour provoquer des changements notables au niveau de la simulation des transferts d'eau à cette échelle que ce soit dans le cadre d'un processus de drainage ou d'évaporation.

C. Caractéristiques hydrodynamiques en fonction de la teneur en eau volumique θ

La déformation des échantillons de sol reconstitués, qui est pourtant de 14% du volume initial à la limite de fonctionnement des tensiomètres, ne semble donc pas assez importante pour induire des changements visibles au niveau de la simulation des transferts d'eau. Pour ces sols et à cette échelle là, prendre en compte la déformation dans le modèle d'écoulement d'eau n'est pas une nécessité. Ainsi, un modèle d'écoulement classique fondé sur l'hypothèse de rigidité du sol devrait être suffisant. Cependant, ces modèles utilisent la variable de teneur en eau volumique (θ) au lieu de la variable taux d'humidité (ϑ) utilisée généralement dans les modèles qui prennent en compte la déformation. La teneur en eau volumique s'exprime en fonction de l'indice des vides et du taux d'humidité par $\theta=\vartheta/(1+e)$. Nous avons repris les profils simulés de taux d'humidité de l'expérience d'évaporation présentés Fig. 8.1A, lorsque la déformation n'est pas prise en compte dans le modèle de transfert. Dans un premier cas, nous avons calculé θ en négligeant la déformation pour cela nous avons envisagé une courbe de retrait plate (e=cte). Dans un deuxième cas, nous avons calculé la teneur en eau volumique en prenant en compte la déformation par le biais de la courbe $e(\vartheta)$. La figure 8.5 présente les profils simulés de teneur en eau volumique dans chacun des cas. Les courbes sont très différentes. Il semble donc qu'à ce niveau la variation de volume de sol soit suffisamment importante pour être prise en compte et ce, dés les forts taux d'humidité.

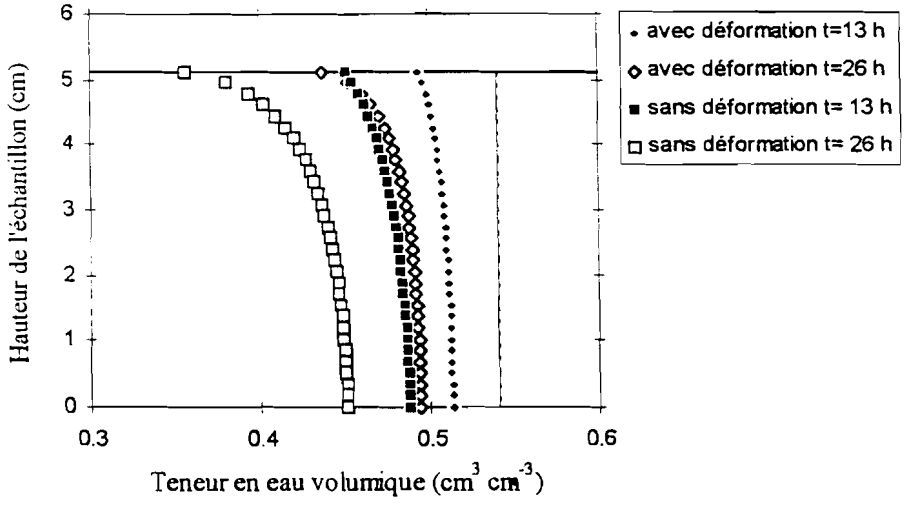

Fig. 8.5 : Profils simulés de teneur en eau volumique pour une expérience d'évaporation (échantillon EV3).

Une étude de sensibilité du modèle de transfert à la géométrie de la déformation (facteur r_s) a été réalisée. Les simulations obtenues à partir des différentes valeurs de r_s ont fourni des résultats sans différence notable. Le modèle de transfert n'étant pas sensible à la déformation globale, il n'est donc pas surprenant qu'il ne le soit pas non plus à la géométrie de la déformation.

8.1.2 Analyse de la méthode inverse

Une estimation des paramètres par la méthode inverse en évaporation a été conduite en négligeant la déformation dans le modèle d'écoulement. Les conditions initiales et aux limites et les grandeurs sur lesquelles portent la convergence sont celles obtenues au cours de l'expérience d'évaporation de l'échantillon VE3. Le tableau 8.1 présente les paramètres estimés dans ce cas ainsi que ceux obtenu en prenant en compte la déformation, déjà présentés dans le chapitre précédent. Les deux jeux de paramètres sont suffisament proches pour qu'aucune distinction ne puisse être établie.

Paramètres	Estimation finale	
	estimation avec déformation	estimation sans déformation
ϑ_r ($cm^3\ cm^{-3}$)	0	0
α (cm^{-1})	0.0262	0.0276
n	2.088	2.087
K_s ($cm\ h^{-1}$)	0.0095	0.00917
B	24.77	24.66

Tableau 8.1 : sensibilité à la déformation de l'estimation des paramètres dans le cadre d'une méthode inverse en évaporation (échantillon EV3).

La déformation des échantillons de sol reconstitués ne semble donc pas assez importante pour induire des changements visibles au niveau de l'estimation des paramètres. Nous avons exprimé les relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ à partir des relations $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$ dont les paramètres sont présentés dans le tableau 8.1. Dans un premier cas, nous avons négligé la déformation en envisageant une courbe de retrait plate. Dans un deuxième cas, nous avons calculé la teneur en eau volumique en prenant en compte la déformation par le biais de la courbe de déformation. La figure 8.6 présente les relations obtenues dans chacun des cas. Les courbes sont très différentes.

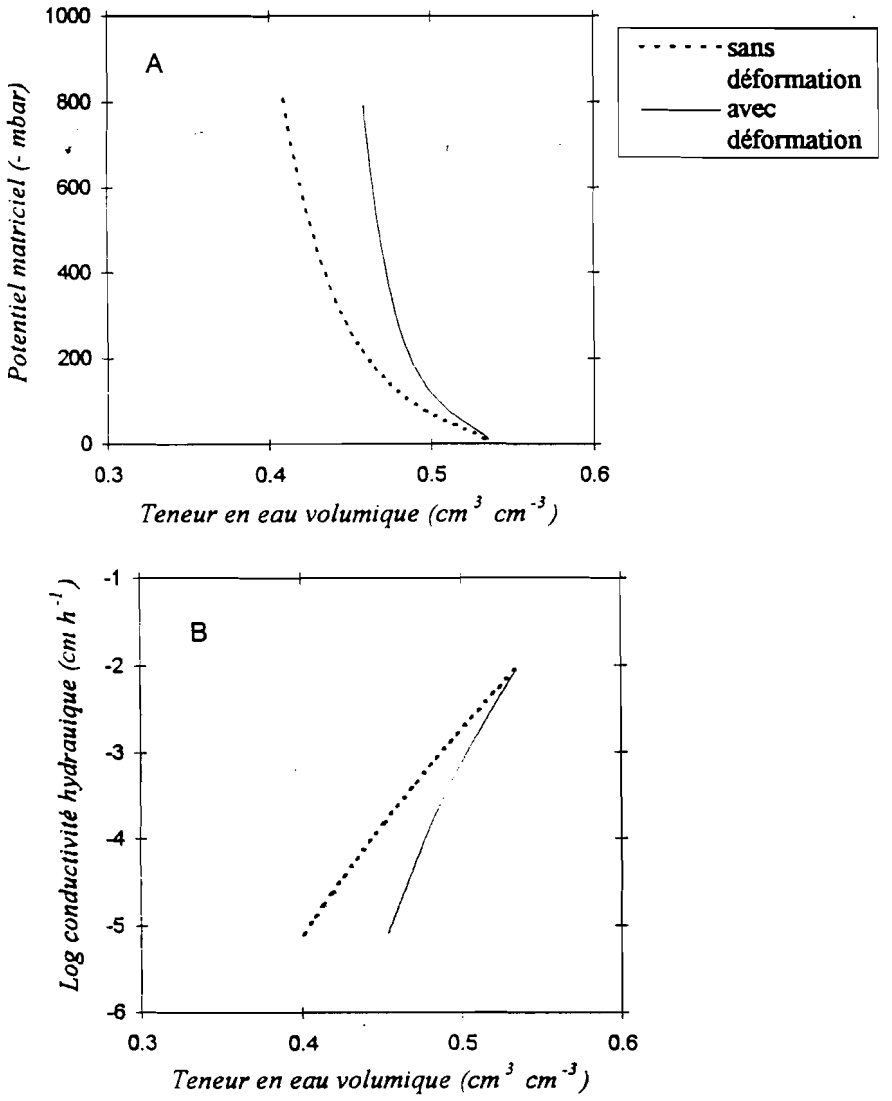

Fig. 8.6 : Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) en prenant en compte la déformation ou non dans la variable θ (échantillon EV3).

Pour ces sols et à cette échelle là, il n'est pas utile d'introduire la déformation du sol dans la modélisation du transfert, un modèle supposant la rigidité du sol est suffisant. Cependant ces derniers modèles utilisent la variables de teneur en eau volumique θ au lieu de la variable taux d'humidité ϑ. Pour exprimer les résultats de la simulation des transferts d'eau ou de la méthode inverse, il faut alors disposer d'une courbe expérimentale de déformation du sol pour calculer correctement la variable θ (Garnier et al. 1997b).

8.2 Analyse de sensibilité d'un échantillon de bentonite

L'analyse de sensibilité à la déformation du modèle d'écoulement et de la procédure inverse montre que la déformation a un effet négligeable sur les résultats dans le cas d'un vertisol. Une même analyse est alors menée pour des matériaux beaucoup plus déformables. Le taux de déformation durant l'expérience est de l'ordre de 50% alors qu'il était de 14% pour les vertisols. Il s'agit des sols à bentonite étudiés par Angulo Jaramillo (1989) et dont les propriétés hydrodynamiques sont présentées au chapitre 4.

8.2.1 Analyse du modèle de transfert

A. Sensibilité au coefficient de géométrie

Nous avons utilisé les caractéristiques hydrodynamiques obtenues à partir des données expérimentales d'Angulo Jaramillo (1989) (Chap. 4) pour évaluer la sensibilité de notre modèle d'écoulement au facteur de géométrie r_s (Garnier et al. 1997a). Des expériences d'infiltration et de drainage ont été simulées avec la même courbe de déformation mais avec différentes hypothèses sur la géométrie de la déformation. On envisage une déformation verticale (r_s=1), une déformation verticale deux fois plus importante que l'horizontale (r_s=2), une déformation isotrope (r_s=3), une déformation verticale deux fois moins importante que l'horizontale (r_s=5) et une déformation presque exclusivement horizontale (r_s=100).

Pour l'expérience d'infiltration (Fig. 8.7 A et B), les conditions initiales et aux limites et la dimension de l'échantillon sont les mêmes que celles utilisées dans l'expérience d'Angulo Jaramillo (1989). Pour l'expérience de drainage (Fig. 8.7 C et D), la condition de Neuman sous flux nul est imposée à la limite supérieure. La condition de Dirichlet sous -350 mbar de succion est imposée comme condition à la limite inférieure. L'échantillon a la même dimension initiale que précédemment et une condition initiale de teneur en eau qui est proche de la saturation.

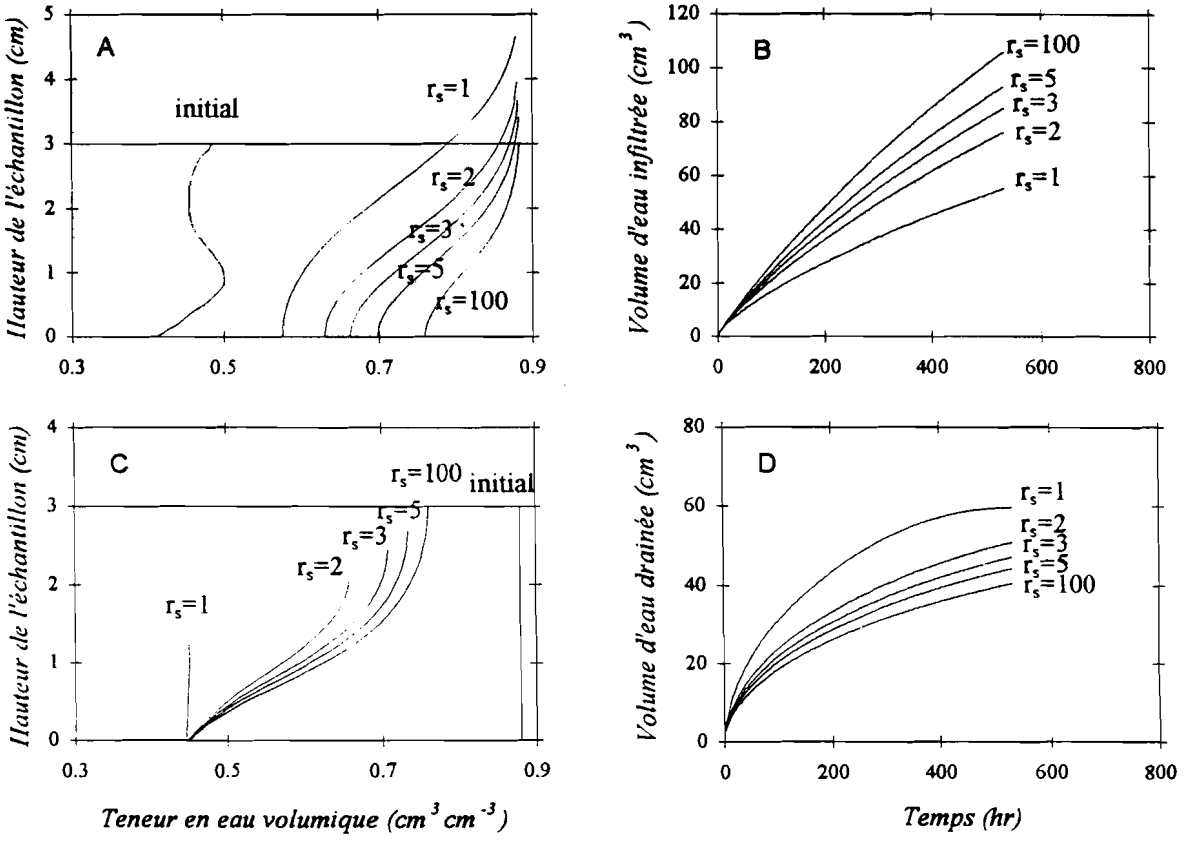

Fig. 8.7 : Analyse de sensibilité au facteur de géométrie (r_s) du profil de teneur en eau volumique final (A) et du volume d'eau infiltré (B) pour une simulation d'expérience d'infiltration, et du profil de teneur en eau volumique final (C) et du volume d'eau drainé (D) pour une expérience de drainage.

Il apparaît (Fig. 8.7 A) qu'à la fin de infiltration (535 heures), une augmentation de r_s conduit non seulement à une diminution de la taille finale de l'échantillon mais également à un déplacement des profils de teneurs en eau dans la direction des fortes humidités. La figure 8.7 B montre que le volume d'eau infiltrée augmente avec r_s probablement parce que la surface de l'échantillon par laquelle s'infiltre l'eau est plus grande.

Les profils de teneurs en eau à la fin du drainage pour différentes valeurs de r_s sont présentés Figure 8.7 C. L'augmentation de r_s implique une moindre diminution de la hauteur de l'échantillon au temps final d'observation et un déplacement des profils dans le direction des plus fortes teneurs en eau comme dans l'expérience de drainage. Le déplacement des profils vers des fortes humidités provient d'une diminution du volume d'eau drainé certainement due à une surface de drainage plus petite.

Nous pouvons noter que la plus grande différence entre les courbes apparaît pour r_s allant de la valeur 1 à 2.

A partir de ces résultats il est clair que la simulation menée avec différentes valeurs de r_s conduit à une différence significative en termes de distribution d'eau, de hauteur et de teneur en eau globale de l'échantillon. Par ailleurs les résultats obtenus à partir d'une simulation de déformation monodimensionnelle vertical (r_s=1) et tridimensionnelle (r_s=3) sont bien différents. Ainsi, l'utilisation d'un modèle d'écoulement qui tienne compte de l'anisotropie de la déformation apparaît nécessaire dans un sol déformable lorsque la simulation n'est pas strictement verticale. De plus, une mauvaise estimation de r_s (dans un intervalle de 1 à 5, par exemple) peut conduire à une mauvaise simulation de l'écoulement de l'eau et de la déformation.

B. Sensibilité à la déformation

Nous avons évalué la sensibilité du modèle d'écoulement à la déformation globale. L'ajustement du modèle de Brooks et Corey (1954) à la courbe de conductivité hydraulique expérimentale d'Angulo Jaramillo (1989) a été légèrement modifié par rapport à l'ajustement réalisé précédement (chap. 4), de manière à faire intervenir la même valeur du taux d'humidité résiduelle que dans l'ajustement du modèle de Van Genuchten (1980) à la courbe de rétention. Les nouveaux paramètres de la courbe de conductivité hydraulique sur lesquels portent la simulation sont présentés dans le tableau 8.2. Afin d'être dans des conditions expérimentales qui nous permettraient de réaliser une estimation des paramètres par méthode inverse, nous avons simulé une expérience de drainage à pas de succion multiples. Dans un premier cas, la simulation a été menée en prenant en compte la déformation. Les paramètres de la courbe de retrait sont présentés chapitre 4. et la déformation est considérée isotrope (r_s=3). Dans un deuxième cas, la simulation a été réalisée en négligeant la déformation.

Courbe de conductivité hydraulique (modèle de Brook and Corey, 1964)	Valeur des paramètres
$\vartheta_s(cm^3/cm^3)$	4.07
$\vartheta_r(cm^3/cm^3)$	0.706
$K_s(cm/h)$	0.000185
B	1.348

Tableau 8.2 : Paramètres estimés des relations h(ϑ) et K(ϑ) obtenus à partir des données expérimentales d'Angulo Jaramillo (1989) sur des échantillons contenant de la bentonite.

La figure 8.8 représente les profils de taux d'humidité et de potentiel matriciel simulés dans ces deux cas. Les profils simulés sont bien distincts excepté à 4000 heures de drainage où ils ont tendance à se rejoindre. Ils indiquent un dessèchement plus rapide du sol lorsque la déformation est négligée. En fin de simulation l'équilibre de potentiel est presque atteint dans les deux cas. Les courbes de rétention étant identiques dans les deux simulations, les taux d'humidité finaux sont également presque identiques.

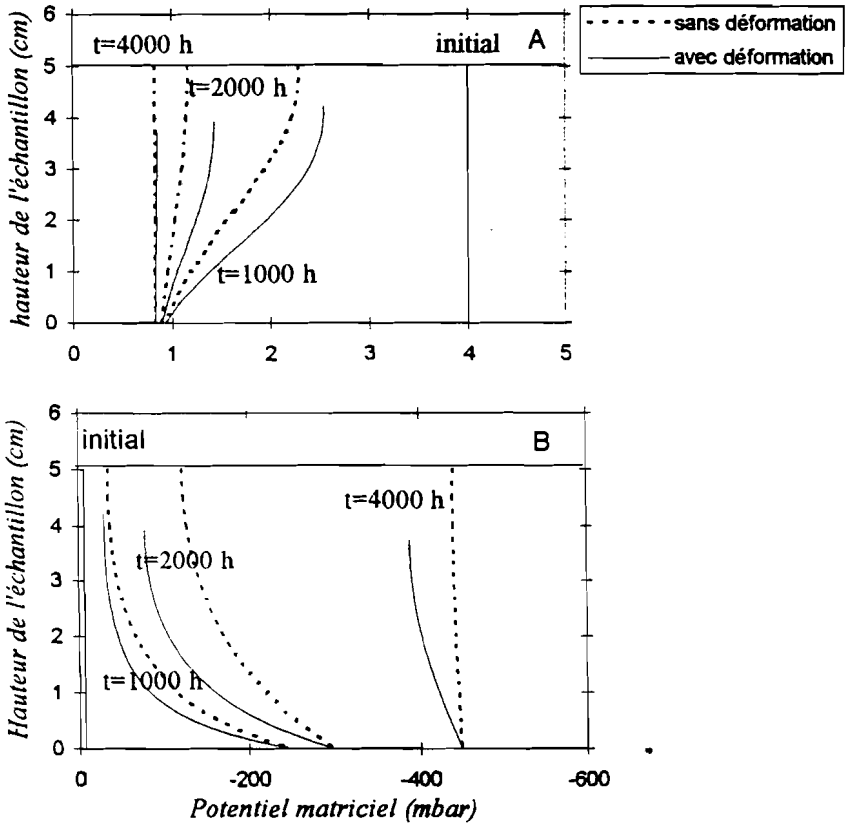

Fig. 8.8 : Sensibilité à la déformation du profil de taux d'humidité (A) et de potentiel matriciel (B) simulés pour une expérience de drainage d'un échantillon contenant de la Bentonite.

Les figures 8.9 représentent les grandeurs qui servent à l'ajustement de la méthode inverse c'est à dire le potentiel matriciel au voisinage de la surface de l'échantillon et le volume cumulé d'eau drainée. Les courbes sont différentes mais ont tendance à se rejoindre en fin de simulation. Nous retrouvons les mêmes résultats que précédemment. Les courbes obtenues en négligeant la déformation montrent une cinétique de dessèchement plus rapide. En fin de simulation l'équilibre de potentiel est presque atteint dans les deux cas. Les courbes de rétention étant identiques dans les deux simulations, les volumes totaux d'eau drainée sont presque identiques.

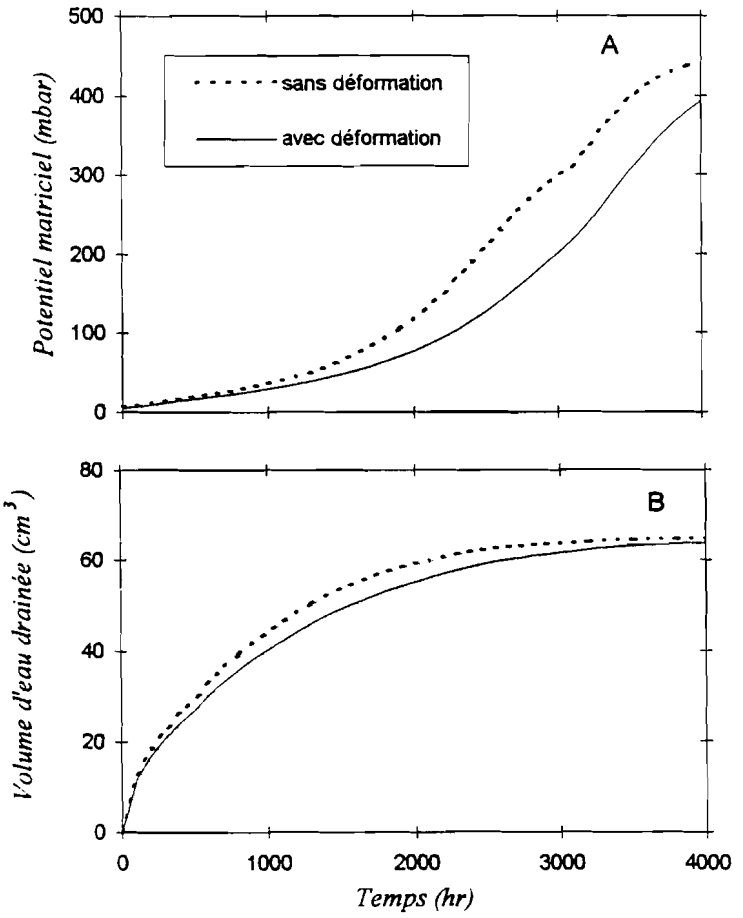

Fig. 8.9 : Sensibilité à la déformation du potentiel matriciel supérieur (A) et du volume d'eau drainée (B) pour une simulation d'expérience de drainage d'échantillon de sol contenant de la bentonite.

Il apparaît aux travers des résultats présentés que le modèle d'écoulement est très sensible à la déformation et à la géométrie de la déformation dans le cas d'échantillons contenant de la bentonite.

8.2.2 Analyse de la méthode inverse

Les conditions initiales et aux limites ainsi que les grandeurs de potentiel matriciel supérieur et du volume d'eau drainée de l'expérience simulée précédente sont introduites dans la procédure inverse. Une estimation des paramètres est ensuite réalisée en considérant la déformation dans

le modèle de transfert ou en la négligeant (tableau 8.3). Les paramètres estimés (Tableau 8.2) en considérant la déformation sont ceux qui ont été utilisés dans la simulation du drainage pour générer les données utilisées ici. Les paramètres obtenus dans les deux cas sont légèrement différents.

Paramètres	Estimation finale	
	estimation avec déformation	estimation sans déformation
ϑ_r ($cm^3\ cm^{-3}$)	0.706	0.7567
α (cm^{-1})	0.0563	0.059
n	3.036	3.033
K_s ($cm\ h^{-1}$)	0.000185	0.00017
B	1.348	1.42

Tableau 8.3 : Sensibilité à la déformation de l'estimation des paramètres par méthode inverse pour une expérience de drainage d'un échantillon de sol contenant de la bentonite.

Ces résultats se retrouvent dans une représentation graphique des caractéristiques hydrodynamiques obtenues à partir des paramètres du tableau 8.3 (Fig. 8.10). Les courbes estimées sont très proches au départ. La différence augmente pour les faibles taux d'humidité.

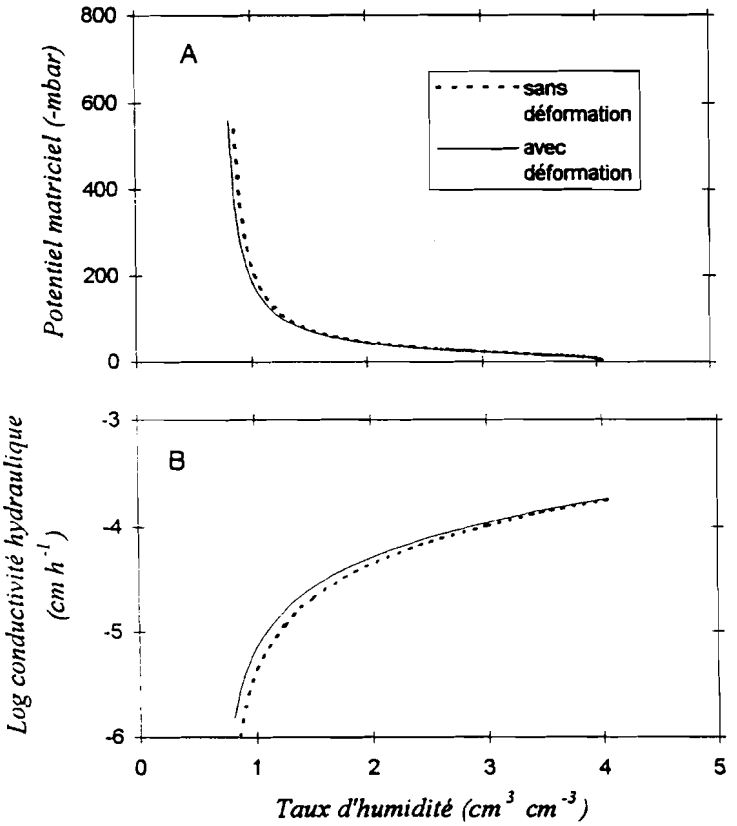

Fig. 8.10 : Sensibilité à la déformation des courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) estimée par méthode inverse pour une expérience de drainage d'un échantillon de sol contenant de la bentonite.

Il semble donc que la méthode inverse soit légèrement sensible à la déformation pour ces sols.

Par la suite on peut représenter les caractéristiques hydrodynamiques en fonction de la teneur en eau volumique ($\theta=\vartheta/(1+e)$), au lieu du taux d'humidité ϑ. Nous avons exprimé les relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ à partir des relations $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$ dont les paramètres sont présentés dans le tableau 8.3. Dans un premier cas, nous avons négligé la déformation en envisageant une courbe de retrait plate. Dans un deuxième cas, nous avons calculé la teneur en eau volumique en prenant en compte la déformation par le biais de la courbe de déformation. La figure 8.11 représente les courbes obtenues dans chacun de ces cas. La prise en compte de la variation de volume de sol est très importante.

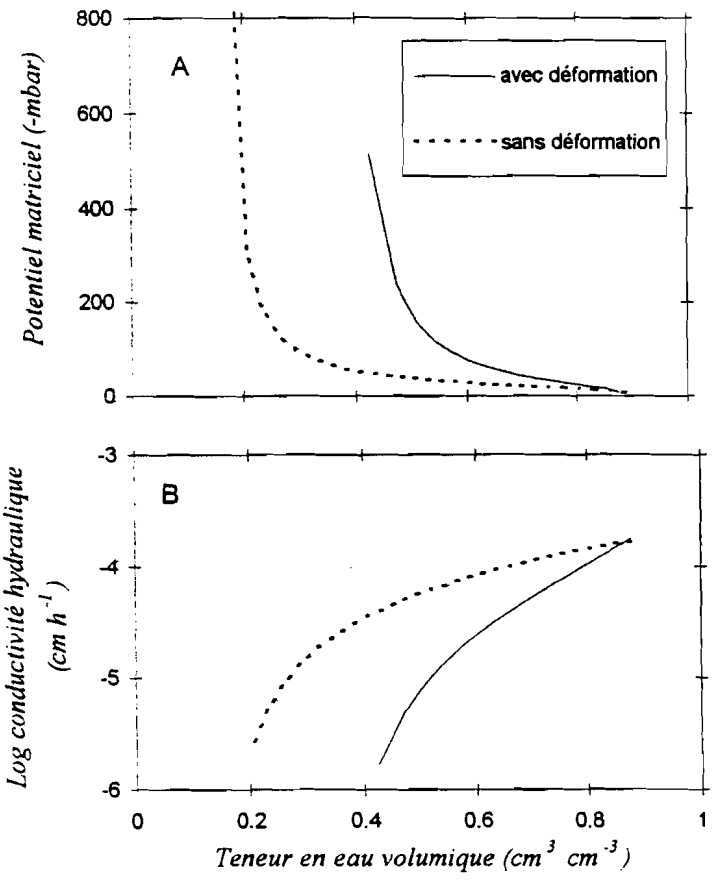

Fig. 8.11 : Sensibilité à la déformation des courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) exprimées en fonction de la teneur en eau volumique (θ).

8.3 Conclusion

Une analyse de sensibilité à la déformation du modèle d'écoulement et de la méthode inverse a été réalisée. Cette étude a d'abord été menée à partir des données expérimentales obtenues sur des échantillons de vertisol. Dans ce cas, la déformation a très peu d'influence sur la modélisation du transfert de l'eau, de même elle ne semble pas avoir d'influence notable sur l'estimation des paramètres par méthode inverse. Ainsi, un modèle d'écoulement adapté aux sols rigides devrait convenir. Néanmoins, il est important de corriger les résultats de simulation et les relations estimées $h(\theta)$ et $K(\theta)$ à partir de la connaissance de la courbe de retrait car la variation globale du sol n'est pas négligeable dans le calcul de la variable θ. Une analyse de sensibilité à la déformation a également été réalisée par simulation à partir des données expérimentales obtenues par Angulo Jaramillo (1989) sur des échantillons contenant de la bentonite. Pour ces matériaux, la déformation et la géométrie de la déformation semblent avoir une influence considérable sur la modélisation du transfert de l'eau. De même, la méthode inverse est assez sensible à la déformation. Dans ce cas, il apparaît nécessaire de considérer la déformation dans le modèle d'écoulement, un modèle adapté au sol rigide ne serait pas convenable. A travers ces deux analyses, il est difficile de fixer une borne à partir de laquelle le modèle de transfert doit considérer la déformation. Elle se situe entre 14% et 50% de variation relative de volume pour une variation de potentiel d'environ 800 mbars. Des études pourraient être menées pour préciser ce point.

Conclusion de la troisième partie

Dans le chapitre 7, nous avons testé une méthode inverse de caractérisation hydrodynamique basée sur deux expériences de perte en eau différentes, l'une utilise un processus d'évaporation et l'autre un processus de drainage à pas de succions multiples. Nous avons pu constater l'unicité de la solution dans les deux cas. Les résultats obtenus à partir des deux expériences sont très proches entre eux et avec ceux mesurés directement au cours de l'expérience de drainage. Nous avons conclu que la méthode inverse proposée est fiable. La méthode inverse en évaporation présente cependant plus d'avantages que celle en drainage. Elle est plus simple à mettre en œuvre, elle est plus rapide et permet de mesurer la déformation de manière plus complète. Le chapitre 8 présente une analyse de sensibilité à la déformation du modèle de transfert et de la méthode inverse. Pour les échantillons de vertisol, le modèle de transfert et la méthode inverse ne sont pas sensibles à la déformation. Il semble que pour des matériaux plus déformables comme des échantillons contenant de la bentonite, le modèle de transfert et la méthode inverse soient assez sensibles à la déformation.

Conclusion générale

Les résultats obtenus dans ce travail concernent l'étude de l'écoulement de l'eau et de la déformation d'un échantillon de sol déformable. Nous nous sommes essentiellement intéressés à mettre au point une méthode qui permette d'obtenir simultanément les trois propriétés hydrodynamiques d'un sol déformable, i.e. la courbe de déformation $e(\vartheta)$, la courbe de rétention $h(\vartheta)$ et la courbe de conductivité hydraulique $K(\vartheta)$. Pour cela nous avons utilisé une méthode inverse qui comprend un modèle de transfert d'eau en milieu déformable et des expérimentations simples mesurant le tranfert de l'eau et la déformation du sol.

Nous proposons un modèle de transfert d'eau qui prend en compte la déformation tridimensionnelle et anisotrope du sol. Ce modèle est basé sur un changement de coordonnées original décrivant une déformation tridimensionelle, telle qu'elle soit isotrope dans le plan vertical. Nous avons pu d'abord vérifier l'aptitude du modèle à simuler le transfert d'eau dans un sol sableux supposé rigide aussi bien que dans un échantillon contenant de la bentonite très déformable subissant une déformation monodimensionnelle. Nous avons pu ensuite constater sa capacité à pouvoir simuler une déformation tridimensionnelle et anisotrope d'échantillons de vertisol reconstitués.

Dans ce travail, nous avons étudié deux expériences basées sur des processus de perte en eau différents. La première est basée sur un processus d'évaporation et la seconde sur un processus de drainage. Les courbes de déformation $e(\vartheta)$ sont déterminées directement pendant l'expérience. L'expérience d'évaporation permet de mesurer la déformation de l'échantillon dans plusieurs directions. Une procédure inverse et une procédure directe sont utilisées comme méthodes de détermination des relations $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$. La méthode directe est associée à l'expérience de drainage et la méthode inverse est associée à chacune des deux expériences.

En ce qui concerne la détermination de la courbe de déformation $e(\vartheta)$, les résultats montrent que la détermination de la courbe de retrait à partir d'une mesure linéaire selon un axe unique avec l'hypothèse d'isotropie de la déformation, peut conduire à une mauvaise estimation de la courbe de déformation. Il est donc important de mesurer la déformation de l'échantillon selon plusieurs directions afin de prendre en compte l'anisotropie de la déformation dans la détermination de la courbe $e(\vartheta)$. L'expérience d'évaporation que nous proposons permet cela.

En ce qui concerne la détermination des caractéristiques hydrodynamiques $h(\vartheta)$ et $K(\vartheta)$ par méthode inverse, les résultats obtenus sont en bon accord avec ceux obtenus par la méthode directe traditionelle en drainage. La méthode inverse en évaporation présente plus d'avantages que celle en drainage car elle est plus rapide, plus simple à mettre en œuvre et permet d'étudier la déformation de manière plus complète.

Dans le cas des vertisols, dont l'amplitude du retrait est de 14% dans la gamme de taux d'humidité étudiée, le modèle de transfert et à fortiori la méthode inverse ne sont pas sensibles à la déformation. Pour des matériaux contenant de la bentonite beaucoup plus déformables (dont l'amplitude du retrait dans la gamme de taux d'humidité étudiée est de 50%), le modèle de transfert et la méthode inverse semblent assez sensibles à la déformation.

Dans ce travail, nous proposons donc un modèle de transfert qui puisse simuler le transfert d'eau et la déformation tridimensionnelle du sol. La confrontation du modèle avec des essais expérimentaux montre que le modèle permet de simuler très convenablement le transfert d'eau et la déformation de sols déformables. Par ailleurs, nous proposons une méthode qui permet de déterminer les trois propriétés hydrodynamiques essentielles de sols déformables au cours de la même expérience. Cette méthode présente l'avantage d'être relativement simple à mettre en œuvre et de fournir des résultats rapidement.

Suite à cette étude, beaucoup de questions se posent encore et les perspectives de ce travail sont nombreuses.

Dans le domaine de la modélisation, les méthodes que nous proposons devraient permettre de mieux préciser les limites de validité des modèles classiques de transfert. La simulation systématique du comportement hydrodynamique de sol de plus en plus gonflant pourrait peut-être permettre de préciser à partir de quel taux de déformation, l'hypothèse de rigidité du sol n'est plus acceptable, et où il faudrait utiliser des modèles de transfert qui prennent en compte la déformation. On a vu que cette limite se situe entre 14% et 50% du taux de gonflement dans les gammes de taux d'humidité qui correspondent à une diminution du potentiel allant de 0 à -800 mbars.

Si l'on veut passer à une échelle d'étude supérieure qui pourrait être celle de la longue colonne de sol ou celle du profil de sol in situ, deux phénomènes supplémentaires interviennent qui sont l'apparition d'un potentiel de surcharge et la fissuration. Ces deux phénomènes doivent donc être pris en compte au niveau de la modélisation. Le modèle de transfert que l'on propose dans cette étude pourrait permettre de simuler le comportement de la matrice de sol entre les fissures en termes de transferts hydriques et de déformation tridimensionnelle. La méthode de caractérisation proposée ici pourrait permettre de connaître les propriétés hydrodynamiques de cette matrice de sol. Il pourrait alors être intéressant d'étudier l'effet du potentiel de surcharge sur les propriétés hydrodynamiques du sol. Dans ce cadre, la méthode de caractérisation proposée pourrait être un bon outil sous réserve de modifier le protocole expérimental afin d'imposer une contrainte externe et de prendre en compte cette contrainte également au niveau de la modélisation du transfert d'eau.

Les applications possible du modèle de transfert concernent le domaine de l'irrigation, comme par exemple la calibration des doses d'irrigation. C'est en particulier le cas des périmètres irrigués de la moyenne vallée du fleuve Sénégal où se cotoient des sols de natures diverses certains étant particulièrement déformables.

RÉFÉRENCES

Ahuja, L.R., et S.A. El-Swaify. 1976. Determining both water characteristic and hydraulic conductivity of a soil core at high water contents from a transient flow experiment. Soil Sci. 121 : 198-205.

Angulo Jaramillo, R. 1989. Caractérisation hydrodynamique de sols déformables partiellement saturés « Etude expérimentale à l'aide de la spectroscopie gamma double source ». Thèse, INPG, Grenoble.

Baveye, P., C.W. Boast, et J.V. Giraldez. 1989. Use of referential coordinates in deforming soils. Soil Sci. Soc. Amer. J. 53(5) : 1338-1343.

Baveye, P. 1992. Operational aspects of the mechanics of deforming porous media : Theory and application to expansive soils. Mechanics of swelling. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp. 79-96.

Berndt, L.D., et K.J. Coughlan. 1976. The nature of changes in bulk density with water content in cracking clay. Aust. J. Soil. Res. 15 : 27-37.

Bishop, A.W. 1959. The principle of effective stress. Teknkk Ukelbad, Norway. 39 : 859-863.

Black, T.A., W.R. Gardner, G.W. Thurtell. 1969. The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a Bare Soil. Soil. Sci. Soc. Am. Proc. 33 : 655-660.

Boivin, P. 1990. Caractérisation physique des sols sulfatés acides de la vallée de Katouré (Basse Casamance, Sénégal). Thèse, Univ. Paris 6.

Boivin, P., D. Brunet, et C. Gascuel-Odoux. 1991. Densité apparente d'échantillon de sol : méthode de la poche plastique. Bull. GFHN. 28 : 59-71.

Boivin, P., D. Brunet, C. Gascuel-Odoux, P. Zante, et J.P. Ndiaye. 1995. Les sols argileux de la région de Nianga-Podor : répartition, caractéristiques, aptitude et risques de dégradation sous irrigation. Nianga, laboratoire de l'agriculture irriguée en moyenne vallée du Sénégal. Atelier ORSTOM-ISRA à Saint Louis (Sénégal) du 19 au 21 octobre 1993. Ed. ORSTOM, colloques et séminaires.

Braudeau, E. 1987. Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sol non remaniés, Science du sol. 25 (2) : 85-93.

Braudeau, E. 1988a. Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sols structurés. C. R. Acad. Sci. Sér. 2. 307 : 1731-1734.

Braudeau, E. 1988b. Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol basé sur l'étude de la courbe de retrait. C. R. Acad. Sci. Sér. 2. 307 : 1933-1936.

Braudeau, E., et J. Touma. 1995. Modeling shrinkage of unconfined soil cores. *In* Vadose Zone Hydrology : Cutting Across Disciplines. University of California. Davis. USA. Sept. pp. 11-12.

Bronswijk, J.J.B. 1988. Modeling of water balance cracking and subsidence of clay soils. J. Hydrol. 97 : 199-212.

Bronswijk, J.J.B. 1990. Shrinkage geometry of a heavy clay soil at various stresses. Soil Sci. Soc. Am. J. 54 : 1500-1502.

Brooks, R.H., et A.T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3, Colo. State Uni. Fort Collins.

Bruand, A. 1993. Habilitation à diriger des recherches, Univ. d'Orléans.

Burdine, N.T. 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng. 198:7-77.

Burland, J.B. 1965. Some aspects of mechanical behavior of partly saturated soils in moisture equilibria and moisture changes in soil beneath covered areas. Butterworth. Sydney : 270-278.

Carrera, J., et S.P. Neuman. 1986a. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions : 1. Maximum likehood method incorporating prior information. Water Resour. Res. 22(2) : 199-210.

Carrera, J., et S.P. Neuman. 1986b. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions : 2.Uniqueness, stability, and solution algorithms. Water Resour. Res. 22(2) : 211-242.

Carrera, J., et S.P. Neuman. 1986c. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions : 3. Application to synthetic and field data. Water Resour. Res. 22(2) : 228-242.

Chen, D.H., Z. Saleem, et D.W. Grace. 1986. A new simplex procedure for function minimization. Int. J. Mod.&Simul. 6(3) :81-85.

Cinzia, R., et J.R. Nimmo. 1994. Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness, Water Resour. Res. 30 (3) : 701-708.

Colleuille, H. 1993. Approches physique et morphologique de la dynamique structurale des sols. Application à l'étude de deux séquences pédologiques tropicales. Thèse, Univ. Paris 6.

Coquet, Y. 1995. Etude in situ des phénomènes de retrait-gonflement des sols, Application à deux sols tropicaux peu gonflants. Thèse, Univ. d'Orléans.

Crescimano, G., et M. Iovino. 1995. Parameter estimation by inverse method based on one step and multistep outflow experiments. Geoderma. 68 : 257-277.

Eching, S.O., et J.W. Hopmans. 1993. Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data. Soil Sci. Soc. Am. J. 57(5) : 1167-1174.

Eching, S.O., J.W. Hopmans, et O. Wendroth. 1994. Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data, Soil Sci. Soc. Am. J. 58 : 687-695.

Euler, L. 1762. Recherches sur la propagation des ébranlements dans un milieu élastique (lettre de M. Euler à M. de La grange). Opera (2) 10 : 255-263.

Fuentes, C., R. Haverkamp, et J.Y. Parlange. 1992. Parameter constraints on closed-form soil-water relationships. J. Hydrol. 134:117-142.

Fredlund, D.G. et N.R. Morgenstern. 1977. Stress state variables for unsaturated soils. J. Geotec. Engng. Div. Am. Soc. Civ. Engrs. 103 : 447-466.

Fredlund, D.G., et J. Hasan. 1979. One-dimensional consolidation theory : unsaturated soils. Can. Geotech. J. 16 : 521-531.

Fredlund, D.G., et H. Rahardjo. 1994. Soil mechanics for unsaturated soils. John Woley and sons. New York.

Gardner, W.R. 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 20 : 317-320.

Gardner, W.R. 1958. Some steady state solutions for unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water flow table. Soil Sci. 85 : 228-232.

Gardner, W.R. 1970. Field measurement of soil water diffusivity. Soil. Sci. Soc. Am. Proc. 34 : 832-833.

Garnier, P., E. Perrier, R. Angulo-Jaramillo et P. Baveye. 1997a. Numerical model of 3-dimensional anisotropic deformation and water flow in swelling soils. Soumis à Soil Sci.

Garnier, P., M. Rieu, P. Boivin, M. Vauclin, et P. Baveye. 1997b. Determining the hydraulic properties of a swelling soil from a transient evaporation experiment. Soumis à Soil Sci. Soc.Am. J.

Giraldez, J.V., G. Sposito, et D. Delgado. 1983. A general soil volume change equation. Soil Sci. Soc. Am. J. 47:419-422.

Haines, W.B. 1923. The volume changes associated with variations of water content in soil. J. Agric. Sci. Camb. 13:296-311.

Ho, D.Y.F. 1988. The relationship between the volumetric deformation moduli of unsaturated soils. Ph.D. Dissertation. Dep. of Civil Eng. Univ. of Saskatchewan, Saskatoon. Canada.

Hornung, U. 1983. Identification of nonlinear soil physical parameter from an input-output experiment. in Workshop on numerical treatment of inverse problems in Differential and Integral equations. edited by P. Deyuflhard and E. Haier. pp. 227-237. Birkauser. Boston. Mass. 1983.

Johnston, J.R., et H.O. Hill. 1944. A study of the shrinking and swelling properties of Rendzina soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 9 : 24-29.

Kim, D.J., J. Diels, et J. Feyen. 1992a. Water movement associated with overburden potential in a shrinking marine clay soil. J. Hydrol. 133:179-200.

Kim, D.J., H. Vereecken, J. Feyen, D. Boels, et J.J.B. Bronswijk. 1992b. On the characterization of properties of an unripe marine clay soil. I. Shrinkage processes of an unripe marine clay soil in relation to physical ripening. Soil Sci. 153(6) :471-481.

Kim, D.J., H.Vereecken, J. Feyen, M. Vanclooster, et L. Stroosnijder. 1992c. A numerical model of water movement and soil deformation in a ripening marine clay soil. Modeling of Geo-Biosphere Processes. 1:185-203.

Kim, D.J., H. Vereecken, et J. Feyen. 1993a. Comparison of multidisciplinary approaches and unification of concepts on the movement of water and soil in deformable porous media. Soil. Sci. 156(3) : 141-148.

Kim, D.J., J. Feyen, H. Vereecken. 1993b. Prediction of dynamic hydraulic properties in a ripening soil. Geoderma. 57 : 231-246.

Kim, D.J., J. Feyen, R. Angulo Jaramillo, et M. Vauclin. 1995. Comparison of Eulerian and Lagrangian approaches in soil deformation and water flow. Conf. Int. Sur les sols non saturés. Paris. 2:751-757.

Kladou, E. 1990. Analyse critique d'une méthode simplifiée de caractérisation hydrodynamique des sols : étude expérimentale et numérique. Thèse de docteur de spécialité, Univ. de Grenoble.

Kool, J.B., J.C. Parker, et M.T. Van Genuchten. 1985a. Determining Soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation : I. Theory and numerical studies, Soil Sci. Soc. Am. J. 49 : 1348-1354.

Kool, J.B., J.C. Parker, et M.T. Van Genuchten. 1985b. Determining Soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation : II. Experimental studies. Soil Sci. Soc. Am. J. 49 : 1348-1354.

Kool, J.B., J.C. Parker, et M.T. Van Genuchten. 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models, a review. J. Hydrol. 91 : 255-293.

Laigle, D. 1991. Une application de la modélisation mathématique et de l'optimisation de paramètres à la dynamique de l'eau et des nitrates dans un sol agricole. Thèse Univ. Louis Pasteur de Strasbourg.

Lehman, F., et P. Ackerer. 1995. Flow parameter estimation in the vadose zone. Proc. ASA-CSSA-SSSA Bouyoucos Conf. « Application of GIS to the modeling of non point source polluants in the vadose zone ». Riverside. CA. 01-03/05/95. pp.593-604.

Lloret, A., et E.E. Alonso. 1980. Consolidation of unsaturated soil including swelling and collapse behavior. Geothnique. 30 : 449-477.

Mac Garry, D., et K.W.J. Malafant. 1987a. The analysis of volume change in unconfined units of soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:290-297.

Mac Garry, D., et K.W.J. Malafant. 1987b. A cumulative mass coordinate to determine water profile changes in variable volume soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:850-854.

Matyas, E.L., et, H.S.Radhakrishna. 1968. Volume change characteristics of partially saturated soils. Geotechnique. 18 : 432-448.

Monnier, G., et 1973. Une méthode de mesure de la densité de petits agllomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. Ann. agron. 24(5) : 533-545.

Narasimhan, T.N., et P.A. Witherspoon. 1977. Numerical model for saturated-unsaturated flow in deformable porous media : 1. Theory. Water Resour. Res. 13:657-664.

Nedler, J.A., et R. Mead. 1965. A simplex procedure for function minimization. The computer journal. 7 :308-313.

Perrier, E. 1994. Structure géométrique et fonctionnement hydrique des sols. Simulations exploratoires. Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 252pp.

Philip, J.R. 1969. Hydrostatics and hydrodynamics in swelling soils. Water Resour. Res. 5:1070-1077.

Philip, J.R., et J.H. Knight. 1974. On solving the unsaturated flow equation 3. New quasi-analytical technique. Soil Sci. 117 : 1-13.

Philip, J.R., et D.E. Smiles. 1969. Kinetics of sorption and volume change in three-component systems. Aust. J. Soil. Res. 7 : 1-19.

Raats, P.A.C., et A. Klute. 1968a. Transport in soils : the balance of mass. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32:161-166.

Raats, P.A.C., et A. Klute. 1968b. Transport in soils : the balance of momentum. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32:452-456.

Raats, P.A.C., et A. Klute. 1969. One-dimensional, simultaneous motion of the aqueous phase and the solid phase of unsaturated and partially saturated porous media. Soil Sci. 107:329-333.

Rieu, M. 1978. Elément d'un modèle mathématique de prédiction de la salure dans les sols irrigués. Application aux polders de Tchad. Thèse, Univ. de Toulouse.

Rijniersce, K. 1983. A simulation model for physical soil ripening in the Ijsselmeerpolders. Lelystad, The Netherland, p. 216.

Russo, D. 1988. Determining soil hydraulic properties by parameter estimation : on the selection of a model for the hydraulic properties. Water Resour. Res. 24(3) : 453-459.

Russo, D., E. Bresler, U. Shani, et J.C. Parker. 1991. Analyses of infiltration events in relation to determining soil hydraulic properties by inverse problem methodology. Water Res. Res. 27(6) : 1361-1373.

Santini, A., N. Romano, G. Ciollaro, et V. Comegna. 1995. Evaluation of a laboratory inverse methode for determining unsaturated hydraulic properties of a soil under different tillage practices. Soil Sci. 1960(5), 340-351.

Saporta, G. 1978. Théories et méthodes de la statistique. Ed. Technip-Paris.

Smiles, D.E., et M.J. Rosenthal. 1968. The movement of water in swelling materials. Aust. J. Soil Res. 6:237-248.

Smiles, D.E. 1995. Liquid flow in swelling soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 59:313-318.

Sposito, G. E., et J.V. Giraldez. 1976a. On the theory of infiltration in swelling soils. Proceedingsof the ISSS symposium on water in heavy soils. pp. 107-118. The Czechoslovak Scientific Technical Society. Prague. 1976.

Sposito, G., et J.V. Giraldez. 1976b. Thermodynamic stability and the law of corresponding states in swelling soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 40 : 352-358.

Sposito, G., J.V. Giraldez, et R.J. Reginato. 1976. The theoretical interpretation of field observations of soil swelling through a material coordinate transformation. Soil. Sci. Soc. Am. J. 40 : 208-211.

Stackman, W.P., G.A. Valk, et G.G Van Des Harst. 1969. Determination of soil moisture retention curves 1. Sand box apparatus. Range pFO to 2.7 I.C.W.

Talsma, T. 1974. Moisture Profiles in swelling soils. Aust. J. Soil Res. 12 :71-75.

Tamari, S. 1992. Relations entre l'espace poral du sol et ses propriétés hydrodynamiques. Etude sur des massifs d'aggrégats à texture limoneuse. Thèse de docteur de spécialité, INAPG.

Tariq, A.U.R., et D.S. Durnford. 1993. Soil volumetric shrinkage measurements : a simple method, Soil Science. 155 (5) : 325-330.

Tariq, A.U.R, et D.S. Durnford. 1993. Analytical volume change model for swelling clay soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 57 : 1183-1187.

Tessier, D., et G. Pedro. 1980. Sur les propriétés de gonflement des argiles dans les sols. C. R. Acad. Sci. Paris. 291D : 461-464.

Tessier, D. 1987. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessication et de la réhumectation. Thèse d'état, Univ. Paris 7.

Therzaghi, K. 1951. Mécanique théorique des sols. Chap. 13 : Théorie de la consolidation. Ed. Dunod, Paris : 254-281.

Toorman, A.F., et P.J.Wierenga. 1992. Parameter estimation of hydraulic properties from one-step outflow data. Water Resour. Res. 28(11) : 3021-3028.

Touma, J. 1984. Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : rôle de l'air, influence de l'écoulement multidimensionnel de l'eau. Thèse de docteur és Science, Univ. de Grenoble.

Touma, J. 1987. TEST : Modèle pour tester la représentativité des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol non saturé déterminées in situ. Document ORSTOM Dakar.

Touma, J., et H. Chevillotte. 1988. OPTIM, logiciel d'optimisation de paramètres non linéaires. Multigr. Ed. ORSTOM. Dakar.

Touma, J., et M. Vauclin. 1986. Experimental and numerical analysis of two-phase infiltration an a partially saturated soil. Transport in Porous Media. 1, 27-55.

Truesdell, C.A., et R.A. Toupin. 1960. The classical field theories. Handbuch der Physik, III/1. 226-793.

Vachaud, G., C. Dancette, S. Sonko, et J.L Tony. 1978. Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydriques. Ann. Agron. 29(1) : 1-36.

Van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44:892-898.

Vauclin, M., et R. Haverkamp. 1985. Solutions quasi-analytiques de l'équation d'absorption de l'eau par les sols non saturés 1. Anayse critique. Agronomie. 5(7) : 597-606.

Vauclin, M., et R. Haverkamp. 1985. Solutions quasi-analytiques de l'équation d'absorption de l'eau par les sols non saturés 2. Problème inverse : détermination de la diffusivité capillaire. Agronomie. 5(7) : 607-611.

Vauclin, M. 1988. Hydrodynamique des sols partiellement saturés, déformables. Les phénomènes de transfert dans les milieux poreux déformables. Collection « les colloques de L'INRA » : 63-113.

Vauclin, M. 1989. Flow of water and air in soils : theoretical and experimental aspects. In Unsaturated flow in hydrologic modeling. Ed. H.J Morel Seytoux. Kluwer academic Publ. 53.

Vauclin, M., et R. Angullo Jaramillo. 1995. Water and solute transport processes in unsaturated soils : some hydrological and geotechnical aspects. Conf. Int. Sur les sols non saturés. Paris.

Wendroth, O., W. Ehlers, J.W. Hopmans, H. Kage, J. Halbertsma, et J.H.M Wösten. 1993. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 57 : 1436-1443.

Wind, G.P. 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In P.E. Rijtema et H. Wassing (éd.), Water in the unsaturated zone, vol. 1, Proc. of the Wageningen symp. Juin 1966, IASH Gentbrugge / UNESCO Paris.

Wires, K.C., W.D. Zebchuk, et G.C. Topp. 1987. Pore volume changes in a structured silt-loam soil during drying. Can. J. Soil. Sci. 67 : 905-917.

Yeh, W. W.-G. 1986. Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology : The inverse problem. Water Resour. Res. 22(2) : 95-108.

Yule, D.F, et J.T. Ritchie. 1880a. Soil shrinkage relationships of Texas vertisols : II Small cores. Soil Sci. Soc. Am. J. 44 : 1285-1291.

Yule, D.F, et J.T. Ritchie. 1880b. Soil shrinkage relationships of Texas vertisols : II Large cores. Soil Sci. Soc. Am. J. 44 : 1291-1295.

Zachman, D.W., P.C. Duchateau, et A. Klute. 1981. The calibration of Richards'flow equation for a draining column by parameter identification. Soil Sci. Soc. Am. J. 45 : 1012-1015.

ANNEXE A

Echantillon EV1

Ht_{inu}=4.908

Dr_{inu}=5.3

Temps (h)	h_{sup} (mbar)	h_{inf} (mbar)	E (cm3/h)	Temps (h)	h_{sup} (mbar)	h_{inf} (mbar)	E (cm3/h)
0	-12.8	-13.5	-0.404	14.7	-182.6	-76.6	-0.404
0.3	-14.0	-14.3	-0.404	15	-190.1	-78.0	-0.404
0.6	-14.3	-13.6	-0.404	15.3	-197.6	-80.3	-0.404
0.9	-15.6	-14.4	-0.404	15.6	-204.6	-81.7	-0.404
1.2	-16.9	-15.0	-0.404	15.9	-213.0	-84.3	-0.404
1.5	-17.1	-15.0	-0.404	16.2	-220.4	-86.3	-0.404
1.8	-17.9	-16.2	-0.404	16.5	-228.8	-88.8	-0.404
2.1	-19.5	-16.4	-0.404	16.8	-236.3	-90.6	-0.404
2.4	-20.6	-17.6	-0.404	17.1	-244.2	-92.2	-0.404
2.7	-22.4	-18.1	-0.404	17.4	-252.3	-94.4	-0.404
3	-24.0	-19.4	-0.404	17.7	-261.1	-97.1	-0.404
3.3	-25.9	-20.4	-0.404	18	-269.6	-98.0	-0.404
3.6	-28.2	-21.3	-0.404	18.3	-277.3	-100.1	-0.404
3.9	-29.9	-22.2	-0.404	18.6	-286.1	-102.3	-0.404
4.2	-31.5	-24.2	-0.404	18.9	-295.3	-105.1	-0.404
4.5	-33.9	-24.8	-0.404	19.2	-303.7	-107.3	-0.404
4.8	-36.2	-25.1	-0.404	19.5	-312.7	-110.2	-0.404
5.1	-38.4	-27.6	-0.404	19.8	-320.8	-111.7	-0.351
5.4	-39.7	-27.9	-0.404	20.1	-329.1	-113.8	-0.351
5.7	-42.7	-27.7	-0.404	20.4	-338.7	-116.6	-0.351
6	-45.0	-29.6	-0.404	20.7	-346.2	-117.6	-0.351
6.3	-47.9	-31.5	-0.404	21	-354.9	-119.0	-0.351
6.6	-51.3	-33.1	-0.404	21.3	-363.3	-123.2	-0.351
6.9	-52.9	-34.2	-0.404	21.6	-371.4	-124.5	-0.351
7.2	-56.7	-34.6	-0.404	21.9	-378.5	-126.6	-0.351
7.5	-59.3	-35.8	-0.404	22.2	-386.0	-129.0	-0.351
7.8	-62.6	-37.8	-0.404	22.5	-393.9	-131.5	-0.351
8.1	-66.8	-39.4	-0.404	22.8	-403.3	-133.9	-0.351
8.4	-70.1	-40.7	-0.404	23.1	-409.7	-136.1	-0.351
8.7	-74.1	-42.8	-0.404	23.4	-418.8	-138.7	-0.351
9	-78.2	-44.5	-0.404	23.7	-426.3	-141.6	-0.351
9.3	-82.5	-46.8	-0.404	24	-433.9	-144.0	-0.351
9.6	-86.3	-47.1	-0.404	24.3	-442.3	-146.5	-0.351
9.9	-91.8	-48.8	-0.404	24.6	-450.6	-149.5	-0.351
10.2	-94.9	-50.8	-0.404	24.9	-459.9	-151.8	-0.351
10.5	-100.0	-52.4	-0.404	25.2	-467.5	-154.3	-0.351
10.8	-104.5	-54.0	-0.404	25.5	-474.3	-157.5	-0.351
11.1	-109.6	-54.8	-0.404	25.8	-481.5	-160.3	-0.351
11.4	-114.9	-56.9	-0.404	26.1	-488.4	-163.6	-0.351
11.7	-120.5	-58.2	-0.404	26.4	-495.5	-166.1	-0.351
12	-126.0	-60.3	-0.404	26.7	-501.7	-168.6	-0.351
12.3	-132.0	-62.6	-0.404	27	-507.7	-172.1	-0.351
12.6	-136.9	-63.8	-0.404	27.3	-516.1	-174.8	-0.351
12.9	-142.8	-66.3	-0.404	27.6	-520.9	-177.5	-0.351
13.2	-149.3	-67.5	-0.404	27.9	-525.7	-180.8	-0.351
13.5	-155.7	-69.5	-0.404	28.2	-532.3	-183.9	-0.351
13.8	-161.8	-71.9	-0.404	28.5	-538.0	-187.7	-0.351
14.1	-169.3	-72.9	-0.404	28.8	-543.1	-189.5	-0.351
14.4	-175.1	-74.6	-0.404	29.1	-548.6	-192.4	-0.351

Echantillon EV2

Ht_{ini}=4.918

Dr_{ini}=5.34

Temps (h)	h_{sup} (mbar)	h_{inf} (mbar)	E (cm3/h)	Temps (h)	h_{sup} (mbar)	h_{inf} (mbar)	E (cm3/h)
0	-8.9	-9.2	-0.47	21.6	-137.4	-115.2	-0.35
0.6	-11.0	-6.8	-0.47	22.2	-143.8	-117.5	-0.35
1.2	-10.4	-7.4	-0.47	22.8	-151.5	-123.2	-0.35
1.8	-11.0	-7.9	-0.47	23.4	-159.4	-127.1	-0.35
2.4	-10.9	-8.3	-0.47	24	-167.5	-132.0	-0.35
3	-13.7	-8.4	-0.47	24.6	-175.5	-135.8	-0.35
3.6	-14.7	-9.4	-0.47	25.2	-181.4	-137.1	-0.35
4.2	-19.0	-14.5	-0.47	25.8	-192.4	-143.9	-0.35
4.8	-20.9	-15.2	-0.47	26.4	-200.7	-148.2	-0.35
5.4	-23.6	-18.8	-0.47	27	-210.4	-152.8	-0.35
6	-22.5	-19.5	-0.47	27.6	-221.7	-156.0	-0.35
6.6	-28.8	-25.2	-0.47	28.2	-232.4	-160.2	-0.35
7.2	-30.8	-26.7	-0.47	28.8	-238.9	-158.1	-0.35
7.8	-34.6	-28.7	-0.47	29.4	-257.2	-171.6	-0.35
8.4	-38.6	-33.3	-0.47	30	-267.8	-174.6	-0.35
9	-40.5	-36.1	-0.47	30.6	-284.2	-178.4	-0.35
9.6	-43.0	-42.0	-0.47	31.2	-299.9	-187.7	-0.35
10.2	-45.6	-42.1	-0.47	31.8	-315.1	-192.5	-0.35
10.8	-50.6	-45.6	-0.43	32.4	-331.7	-201.0	-0.35
11.4	-54.1	-49.4	-0.43	33	-348.5	-202.5	-0.35
12	-58.1	-51.9	-0.43	33.6	-362.9	-207.0	-0.35
12.6	-60.2	-56.5	-0.43	34.2	-384.8	-214.3	-0.35
13.2	-63.4	-58.0	-0.43	34.8	-404.2	-220.2	-0.35
13.8	-70.0	-64.3	-0.43	35.4	-417.5	-228.8	-0.35
14.4	-73.8	-68.5	-0.43	36	-443.0	-234.5	-0.35
15	-75.9	-70.3	-0.43	36.6	-466.0	-239.6	-0.35
15.6	-84.3	-75.1	-0.43	37.2	-486.8	-246.5	-0.35
16.2	-86.0	-83.9	-0.43	37.8	-509.8	-254.4	-0.35
16.8	-90.5	-80.9	-0.43	38.4	-532.7	-261.8	-0.35
17.4	-95.6	-85.4	-0.43	39	-555.1	-269.6	-0.35
18	-99.2	-86.4	-0.43	39.6	-580.1	-276.9	-0.35
18.6	-105.9	-92.7	-0.43	40.2	-604.1	-285.7	-0.35
19.2	-109.4	-96.5	-0.43	40.8	-635.2	-293.5	-0.35
19.8	-118.1	-102.4	-0.43	41.4	-658.4	-303.9	-0.35
20.4	-125.4	-107.1	-0.37	42	-685.7	-313.5	-0.35
21	-131.1	-112.0	-0.37	42.6	-703.2	-318.9	-0.35
21.6	-137.4	-115.2	-0.37	43.2	-724.8	-333.3	-0.35
22.2	-143.8	-117.5	-0.37	43.8	-751.5	-339.5	-0.35

Echantillon EV3

Ht_{iru}=5.034

Dr_{iru}=5.12

Temps (h)	h_{sup} (mbar)	h_{inf} (mbar)	E (cm3/h)	Temps (h)	h_{sup} (mbar)	h_{inf} (mbar)	E (cm3/h)
0	-3.0	-1.6	-0.55	13.5	-230.5	-127.3	-0.45
0.3	-1.9	-1.2	-0.55	13.8	-235.8	-138.1	-0.45
0.6	-3.7	-1.9	-0.55	14.1	-248.7	-133.6	-0.45
0.9	-3.9	-3.2	-0.55	14.4	-253.3	-135.7	-0.45
1.2	-6.7	-5.1	-0.55	14.7	-266.3	-140.2	-0.45
1.5	-8.0	-6.6	-0.55	15	-276.5	-142.8	-0.45
1.8	-11.6	-10.1	-0.55	15.3	-284.9	-144.2	-0.45
2.1	-14.7	-13.1	-0.55	15.6	-294.8	-151.1	-0.45
2.4	-18.7	-16.7	-0.55	15.9	-309.9	-151.2	-0.45
2.7	-22.3	-18.8	-0.55	16.2	-318.7	-154.3	-0.45
3	-22.2	-22.1	-0.55	16.5	-326.1	-157.6	-0.45
3.3	-28.7	-25.7	-0.55	16.8	-337.0	-162.3	-0.45
3.6	-32.3	-29.2	-0.55	17.1	-347.3	-165.8	-0.45
3.9	-44.7	-36.4	-0.55	17.4	-358.4	-168.5	-0.45
4.2	-40.4	-34.2	-0.55	17.7	-369.5	-172.5	-0.45
4.5	-44.5	-37.5	-0.55	18	-380.1	-174.7	-0.45
4.8	-48.8	-41.4	-0.55	18.3	-395.9	-180.3	-0.45
5.1	-53.0	-45.1	-0.55	18.6	-409.2	-183.4	-0.45
5.4	-56.4	-47.2	-0.55	18.9	-416.8	-186.5	-0.45
5.7	-62.6	-51.8	-0.55	19.2	-434.2	-191.4	-0.45
6	-71.9	-52.8	-0.55	19.5	-439.9	-195.7	-0.45
6.3	-72.4	-58.8	-0.45	19.8	-452.3	-206.7	-0.45
6.6	-85.4	-60.6	-0.45	20.1	-465.0	-201.9	-0.45
6.9	-83.5	-63.9	-0.45	20.4	-478.7	-204.0	-0.45
7.2	-89.1	-68.9	-0.45	20.7	-491.2	-210.6	-0.45
7.5	-94.4	-71.0	-0.45	21	-503.9	-213.6	-0.45
7.8	-100.2	-74.2	-0.45	21.3	-519.1	-224.7	-0.45
8.1	-101.5	-77.9	-0.45	21.6	-531.2	-222.5	-0.45
8.4	-110.0	-81.0	-0.45	21.9	-544.7	-226.3	-0.45
8.7	-112.9	-82.1	-0.45	22.2	-558.0	-230.1	-0.45
9	-121.9	-86.1	-0.45	22.5	-579.6	-229.7	-0.45
9.3	-127.6	-88.2	-0.45	22.8	-585.7	-238.9	-0.45
9.6	-134.1	-91.5	-0.45	23.1	-604.0	-241.9	-0.45
9.9	-140.4	-93.8	-0.45	23.4	-615.9	-247.9	-0.45
10.2	-146.7	-97.0	-0.45	23.7	-631.6	-251.5	-0.45
10.5	-153.3	-99.4	-0.45	24	-643.9	-256.7	-0.45
10.8	-160.0	-102.2	-0.45	24.3	-658.6	-258.0	-0.45
11.1	-169.4	-96.0	-0.45	24.6	-669.3	-266.0	-0.45
11.4	-174.8	-107.8	-0.45	24.9	-681.3	-271.4	-0.45
11.7	-176.7	-121.2	-0.45	25.2	-693.2	-278.1	-0.45
12	-185.1	-114.0	-0.45	25.5	-708.4	-282.6	-0.35
12.3	-197.9	-115.0	-0.45	25.8	-721.6	-288.3	-0.35
12.6	-205.4	-118.0	-0.45	26.1	-734.4	-293.7	-0.35
12.9	-214.0	-121.2	-0.45	26.4	-746.2	-298.2	-0.35
13.2	-218.5	-123.9	-0.45	26.7	-756.1	-304.3	-0.35

ANNEXE B

Potentiels imposés à la base de la plaque poreuse

Echantillon DR1 :

Φ_{imp} (mbar)	114	242	387	495
Temps (hr)	0	18	42.6	65.4

Echantillon DR2 :

Φ_{imp} (mbar)	54	97	170	242	388	488	618
Temps (hr)	0	5.4	21.6	46.8	70.2	140	163.5

Echantillon DR3 :

Φ_{imp} (mbar)	70	185	332	480
Temps (hr)	0	61	73.8	97.2

Echantillon DR1

Ht_{ini}=4.835

Dr_{ini}=5.023

Temps (h)	h_{sup} (mbar)	Temps (h)	h_{sup} (mbar)	Temps (h)	L (cm)
0	-1.22	57.6	-271.76	0	0
1.8	-33.32	59.4	-277.63	0.05	0.4
3.6	-50.23	61.2	-285.22	0.14	0.7
5.4	-61.27	63	-292.81	0.4	1.11
7.2	-68.86	64.8	-303.86	0.54	1.21
9	-74.73	66.6	-314.9	0.75	1.46
10.8	-81.28	68.4	-324.91	2.02	2.34
12.6	-87.15	70.2	-333.19	2.15	2.41
14.4	-91.63	72	-344.23	15.02	4.17
16.2	-94.05	73.8	-353.55	16.12	4.29
18	-103.37	75.6	-361.14	16.97	4.33
19.8	-112.68	77.4	-367.7	17.87	4.62
21.6	-120.97	79.2	-374.6	19.32	4.95
23.4	-129.25	81	-380.46	21.27	5.18
25.2	-136.84	82.8	-388.75	23.15	5.52
27	-145.47	84.6	-396.34	24.82	5.65
28.8	-152.02	86.4	-403.24	26.62	5.83
30.6	-157.89	88.2	-409.8	38.92	6.6
32.4	-164.79	90	-414.28	39.54	6.71
34.2	-171.69	91.8	-420.84	41.75	6.8
36	-178.25	93.6	-426.7	42.79	7.17
37.8	-182.39	95.4	-432.57	44.39	7.35
39.6	-188.26	97.2	-437.75	45.34	7.52
41.4	-194.12	99	-442.92	48.52	7.77
43.2	-206.89	100.8	-447.06	49.32	7.89
45	-215.52	102.6	-450.51	62.3	8.82
46.8	-222.76	104.4	-453.62	64.4	8.96
48.6	-230.36	106.2	-452.93	68.32	9.23
50.4	-239.67	108	-458.11	69.17	9.35
52.2	-247.26	109.8	-458.8	72.57	9.61
54	-254.17	111.6	-458.11	116.02	11.29
55.8	-261.76	113.4	-455.35	116.09	11.34
		115.2	-453.62	122.07	11.53

Echantillon DR2

Ht_{ini}=5.061

Dr_{ini}=5.04

Temps (h)	h_{sup} (mbar)	Temps (h)	h_{sup} (mbar)	Temps (h)	L (cm)
0	-7.5	95.08	-312.4	0	0
1.8	-30.2	96.88	-318.3	0.06	0.25
3.6	-40.2	98.68	-323.4	0.1	0.5
5.4	-47.7	100.48	-329.3	0.22	0.7
7.2	-57.0	102.28	-334.4	0.58	1.16
9	-62.8	104.08	-339.2	1.27	1.58
10.8	-69.3	105.88	-342.0	2.17	1.85
12.6	-72.8	107.68	-346.8	3.45	2.07
14.4	-76.9	109.48	-349.5	4.73	2.3
16.2	-81.4	111.28	-351.9	4.8	2.3
18	-84.4	113.08	-353.7	5.07	2.46
19.8	-87.2	114.88	-354.3	5.77	2.67
21.6	-90.3	116.68	-356.1	6.32	2.83
23.4	-97.2	118.48	-356.1	15	3.7
25.2	-103.0	120.28	-357.1	20.92	3.99
27	-108.1	122.08	-358.8	20.97	3.99
28.8	-114.0	123.88	-357.8	22.1	4.24
30.6	-116.4	125.68	-359.5	23.97	4.45
32.4	-122.2	127.48	-361.2	26.83	4.71
34.2	-125.7	129.28	-362.9	31.02	5.05
36	-129.1	131.08	-363.6	44.45	5.53
37.8	-133.2	132.88	-365.3	46.12	5.57
39.6	-138.4	134.68	-365.3	47.18	5.74
41.4	-143.2	136.48	-367.0	49.85	6
43.2	-146.6	138.28	-368.8	50.42	6.01
45	-151.7	140.08	-373.1	51.35	6.08
46.8	-157.6	141.88	-375.3	52.4	6.13
48.6	-166.9	143.68	-379.6	54.07	6.24
50.4	-173.4	145.48	-383	68.93	6.8
52.2	-180.9	147.28	-387.2	70.27	6.88
54	-187.8	149.08	-392.4	71.05	6.89
55.8	-190.2	150.88	-396.7	71.07	7.04
57.6	-194.3	152.68	-400.9	72.62	7.22
59.4	-200.2	154.48	-403.2	75.77	7.49
61.2	-204.3	156.28	-407.6	77.6	7.53
63	-210.1	158.08	-410.3	141.6	9.17
64.8	-214.6	159.88	-418.2	141.73	9.18
66.6	-219.4	161.68	-419.7	142.5	9.2
68.4	-224.5	163.48	-420.8	143.7	9.3
70.2	-228.7	165.28	-423.9	146.1	9.4
71.68	-237.2	167.08	-426.1	147.8	9.5
73.48	-247.2	168.88	-430.3	149.3	9.5
75.28	-252.4	170.68	-440.8	164.7	10.0
77.08	-258.2	172.48	-443.2	164.7	10.0
78.88	-264.0	174.28	-447.8	167.3	10.1
80.68	-268.8	176.08	-452.5	170.7	10.1
82.48	-274.7	177.88	-457.4	174.3	10.3
84.28	-280.9	179.68	-462.8	188.7	10.7
86.08	-286.7	181.48	-467.3		
87.88	-291.5	183.28	-472.1		
89.68	-297.3	185.08	-477.4		
91.48	-302.5	186.88	-482.9		
93.28	-308.3	188.68	-487.7		

Echantillon DR3

Ht_{ini}=4.951

Dr_{ini}=5.009

Temps (t)	h_{sup} (mbar)	Temps (t)	h_{sup} (mbar)	Temps (t)	L (cm)
0	-7.8	70.2	-157.8	0	0
1.8	-56.1	72	-164.8	0.05	0.3
3.6	-69.6	73.8	-163.7	0.15	0.8
5.4	-72.4	75.6	-180.0	0.32	1.6
7.2	-74.8	77.4	-190.1	0.52	2.11
9	-75.5	79.2	-190.8	0.6	2.31
10.8	-76.6	81	-207.1	23.53	3.13
12.6	-76.6	82.8	-217.2	61.97	3.87
14.4	-76.6	84.6	-227.3	62.13	3.87
16.2	-76.6	86.4	-236.6	62.27	4.17
18	-74.8	88.2	-243.6	62.37	4.32
19.8	-74.8	90	-255.4	62.75	4.58
21.6	-74.8	91.8	-263.0	63.27	4.89
23.4	-75.5	93.6	-270.7	64.4	5.2
25.2	-75.5	95.4	-272.4	65.92	5.47
27	-74.8	97.2	-280.0	67.77	5.75
28.8	-74.2	99	-289.4	70.95	5.99
30.6	-75.5	100.8	-297.0	72.2	6.11
32.4	-76.6	102.6	-304.7	87.48	8.22
34.2	-76.6	104.4	-317.2	89.17	8.35
36	-77.3	106.2	-323.1	93.22	8.61
37.8	-78.3	108	-330.7	96.63	8.75
39.6	-76.6	109.8	-336.6	96.7	8.75
41.4	-76.6	111.6	-344.3	97.13	8.96
43.2	-75.5	113.4	-352.9	110.95	10.45
45	-74.8	115.2	-360.6	113.48	10.59
46.8	-74.8	117	-370.6	118.87	10.76
48.6	-74.8	118.9	373.1	135.48	10.9
50.4	-77.3	120.7	374.8	140.5	11.2
52.2	-77.3	122.5	376.5		
54	-77.3	124.3	378.3		
55.8	-78.3	126.1	380.0		
57.6	-79.0	127.9	381.7		
59.4	-80.1	129.7	382.4		
61.2	-79.0	131.5	382.4		
63	-108.9	133.3	382.3		
64.8	-124.8	135.1	383.5		
66.6	-139.4	136.9	386.6		
68.4	-146.0	138.7	397.0		
		140.5	400.2		

Liste des figures

Chapitre 2 : Les phénomènes de retrait-gonflement d'échantillon de sol

Figure 2.1 Courbe de retrait typique d'une pâte d'argile..... 20
Figure 2.2 Courbe de retrait typique d'un sol à structure conservée..... 21
Figure 2.3 Courbe de retrait et points caractéristiques du modèle de Braudeau (1988)..... 22
Figure 2.4 Surfaces constitutives de l'indice des vides (A) et de la teneur en eau (B) d'un sol non saturé (Fredlund et Rahardjo, 1994)..... 26
Figure 2.5 Surface constitutive de l'indice des vides pour un processus de retrait (Fredlund et Rahardjo, 1994)..... 27
Figure 2.6 Coupe schématique d'un moule oedométrique..... 28
Figure 2.7 Courbe typique de contrainte-déformation d'un sol..... 29
Figure 2.8 Résultats typiques d'un test oedométrique en gonflement libre..... 29
Figure 2.9 Surface constitutive de l'indice des vides d'un processus de retrait en échelle arithmétique (Fredlund et Rahardjo, 1994)..... 30
Figure 2.10 Forme semi-logarithmique de la surface constitutive relative à l'indice des vides pour une compression (Fredlund et Rahardjo, 1994)..... 31

Chapitre 3 : Application des méthodes inverses à la caractérisation hydrodynamique d'échantillon de sol

Figure 3.1 Organigramme général de mise en oeuvre d'une procédure inverse..... 35
Figure 3.2 Schéma de principe de la méthode inverse dans le cadre de la détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sol..... 40

Chapitre 4 : Modèle numérique d'écoulement d'eau et de déformation tridimensionelle du sol

Figure 4.1 Déformation tridimensionnelle d'un volume de sol avec la configuration initiale du sol choisie comme état de référence..... 51
Figure 4.2 Profils simulés par notre modèle et résultats expérimentaux de la teneur en eau volumique dans l'expérience d'infiltration de Touma (1984) réalisée sur une colonne de sol sableux supposé rigide..... 55
Figure 4.3 Dispositif expérimental d'infiltration sur colonne de sol déformable utilisant un système gamma double source (Angulo Jaramillo, 1989)... 56
Figure 4.4 Courbes de retrait expérimentale et ajustée avec le modèle de Braudeau (1988)..... 58
Figure 4.5 Courbes de rétention expérimentale et ajustée avec le modèle de Van Genuchten (1980)..... 58
Figure 4.6 Courbe de conductivité hydraulique et ajustée avec le modèle de Brooks et Corey (1964)..... 59

Figure 4.7 Lame d'eau infiltrée mesurée et simulée avec différentes valeurs de l'impédance de la plaque poreuse (Imp)..... 60
Figure 4.8 Profils de teneur en eau volumique expérimentaux et simulés (A) et profils de densité sèche expérimentaux et simulés (B) de l'expérience d'infiltration d'Angulo Jaramillo (1989)..... 61
Figure 4.9 Comparaison des données expérimentales et simulées des teneurs en eau volumiques (θ_w) et des densités sèches (ρ_d)..... 62

Chapitre 5 : Protocoles expérimentaux

Figure 5.1 Schéma du dispositif expérimental de caractérisation hydrodynamique d'un échantillon de sol soumis à une évaporation..... 66
Figure 5.2 Principe de détermination de la hauteur de l'échantillon par le spot optique..... 67
Figure 5.3 Principe de détermination du diamètre de l'échantillon par les barrières laser..... 68
Figure 5.4 Schéma du dispositif expérimental de caractérisation hydrodynamique d'un échantillon de sol soumis à un drainage par succion..... 71

Chapitre 6 : Méthode de détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sols déformables

Figure 6.1 Principe de détermination des caractéristiques hydrodynamiques par méthode inverse dans le cadre d'une expérience d'évaporation..... 77
Figure 6.2 Principe de détermination des caractéristiques hydrodynamiques par méthode inverse dans le cadre d'une expérience de drainage..... 78

Chapitre 7 : Présentation des résultats et comparaison des méthodes

Figure 7.1 Courbes de retrait d'un échantillon de vertisol remanié (échantillon EV3) obtenu pendant une expérience d'évaporation..... 87
Figure 7.2 Evolution du facteur de géométrie pendant la déformation d'un échantillon au cours d'une expérience d'évaporation (échantillon EV3)..... 87
Figure 7.3 Courbes de retrait mesurées et calculées avec le modèle de Braudeau (1988) pendant une expérience d'évaporation (échantillon EV3)..... 88
Figure 7.4 Courbes de retrait expérimentales obtenues pendant une expérience d'évaporation sur 3 échantillons..... 89
Figure 7.5 Courbes de retrait mesurées au cours d'une expérience d'évaporation (échantillon EV3) et de drainage (échantillon DR2)..... 90
Figure 7.6 Courbe de rétention (A) et courbe de conductivité hydraulique (B) obtenues à partir des paramètres estimés du tableau 7.2 (échantillon EV3)..... 92
Figure 7.7 Potentiels matriciels supérieurs (A) et inférieurs (B) mesurées et simulées (échantillon EV3)..... 94
Figure 7.8 Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) tracées à partir des paramètres estimés du tableau 7.7 obtenus sur 3 échantillons en évaporation..... 96

Figure 7.9 Courbe de rétention (A) et courbe de conductivité hydraulique (B) obtenues à partir des paramètres estimés du tableau 7.8 (échantillon DR2)..... 98
Figure 7.10 Potentiel matriciel supérieur (A) et volume d'eau drainée (B) mesurées et simulées (échantillon DR2)..... 99
Figure 7.11 Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) obtenues à partir d'une expérience de drainage par méthode directe et par méthode inverse (échantillon DR2)..... 100
Figure 7.12 Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) tracées à partir des paramètres estimés du tableau 7.10 obtenus sur 3 échantillons en drainage..... 102
Figure 7.13 Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) obtenues par méthode inverse à partir d'une expérience d'évaporation et d'une expérience de drainage..... 103
Figure 7.14 Profils simulés de taux d'humidité (A) et de potentiel matriciel supérieur (B) lors d'une expérience d'évaporation avec les caractéristiques hydrodynamiques de l'échantillon EV3 (tableau 7.1 et 7.7)..... 104
Figure 7.15 Courbe de retrait mesurée et modélisée par le modèle de transfert et de déformation au cours d'une expérience d'évaporation (échantillon EV3)..... 105
Figure 7.16 Profils simulés de taux d'humidité (A) et de potentiel matriciel (B)à chaque pallier de succion d'une expérience de drainage de l'échantillon DR2(tableau 7.2 et 7.9)..... 106
Figure 7.17 Courbes de retrait mesurées et modélisées au cours d'une expérience de drainage par le modèle de transfert et de déformation (échantillon DR2)..... 107

Chapitre 8 : Analyse de sensibilité à la déformation

Figure 8.1 Sensibilité à la déformation du profil de taux d'humidité (A) et du potentiel matriciel (B) pour une simulation d'expérience d'évaporation (échantillon EV3)..... 109
Figure 8.2 Sensibilité à la déformation des potentiel matriciels supérieur et inférieur pour une simulation d'expérience d'évaporation (échantillon EV3)..... 109
Figure 8.3 Sensibilité à la déformation des potentiel matriciels supérieur et inférieur pour une simulation d'expérience d'évaporation (échantillon EV3)..... 110
Figure 8.4 Sensibilité à la déformation du profil de taux d'humidité (A) et du potentiel matriciel (B) pour une simulation d'expérience de drainage (échantillon DR2)..... 110
Figure 8.5 Profils simulés de teneur en eau volumique pour une expérience d'évaporation (Echantillon EV3)..... 111
Figure 8.6 Courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) en prenant en compte la déformation ou non dans la variable θ (échantillon EV3)..... 113

Figure 8.7 Analyse de sensibilité au facteur de géométrie (r_s) du profil de teneur en eau volumique final (A) et du volume d'eau infiltré (B) pour une simulation d'expérience d'infiltration, et du profil de teneur en eau volumique final (C) et du volume d'eau drainé (D) pour une expérience de drainage 114

Figure 8.8 Sensibilité à la déformation du profil de taux d'humidité (A) et de potentiel matriciel (B) simulés pour une expérience de drainage d'un sol contenant de la Bentonite 116

Figure 8.9 Sensibilité à la déformation du potentiel matriciel supérieur (A) et du volume d'eau drainée (B) pour une simulation d'expérience de drainage d'échantillon de sol contenant de la bentonite 117

Figure 8.10 Sensibilité à la déformation des courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) estimée par méthode inverse pour une expérience de drainage d'un échantillon de sol contenant de la bentonite 118

Figure 8.11 Sensibilité à la déformation des courbes de rétention (A) et de conductivité hydraulique (B) exprimées en fonction de la teneur en eau volumique (θ) 110

Liste des tableaux

Chapitre 2 : Les phénomènes de retrait-gonflement d'échantillon de sol

Tableau 2.1 Caractéristiques des principaux modèles de courbes de déformation..... 21
Tableau 2.2 Expression mathématique du retrait d'un échantillon de sol Braudeau (1988)..... 22

Chapitre 3 : Application des méthodes inverses à la caractérisation hydrodynamique d'échantillon de sol

Tableau 3.1 Quelques méthodes inverses proposées pour la caractérisation hydrodynamique d'échantillons de sol 45

Chapitre 4 : Modèle numérique d'écoulement d'eau et de déformation tridimensionelle du sol

Tableau 4.1 Paramètres estimés des relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ d'un sol sableux (Touma, 1984)..... 54

Chapitre 5 : Protocoles expérimentaux

Tableau 5.1 Analyse chimique d'un échantillon de Vertisol de Podor (Senegal)..... 64
Tableau 5.2 Impédances mesurées pour les différentes expériences de drainage..... 72

Chapitre 7 : Présentation des résultats et comparaison des méthodes

Tableau 7.1 Paramètres du modèle de Braudeau (1988), amplitude du retrait, et facteur du geométrie moyen (r_s) obtenus à partir du retrait de 3 échantillons pendant une expérience d'évaporation..... 88
Tableau 7.2 Paramètres de Braudeau (1988) et facteur de géométrie obtenus à partir du retrait de trois échantillon au cours d'une expérience de drainage..... 90
Tableau 7.3 Solutions de l'estimation des paramètres du modèle de Van Genuchten pour $h(\vartheta)$ et du modèle de Brooks et Corey pour $K(\vartheta)$, obtenus à partir d' une expérience d'évaporation (échantillon EV3), en estimant 5 paramètres (méthode 1) et 4 paramètres (méthode 2)..... 91
Tableau 7.4 Matrice de corrélation des paramètres (méthode 1,estimation de 5 paramètres)..... 93
Tableau 7.5 Matrice de corrélation des paramètres (méthode 2, estimation de 4 paramètres)..... 93

Tableau 7.6 Sensibilité aux paramètres de la méthode 1 (estimation de 5 paramètres) et de la méthode 2 (estimation de 4 paramètres)..... 93
Tableau 7.7 Paramètres estimés du modèle de Van Genhuchten h(ϑ) et de Brooks et Corey K(ϑ) obtenus sur 3 échantillons en évaporation..... 95
Tableau 7.8 Solutions de l'estimation des paramètres du modèle de Van Genuchten pour h(ϑ) et du modèle de Brooks et Corey pour K(ϑ), obtenus à partir d' une expérience de drainage (échantillon DR2), en estimant 5 paramètres (méthode 1) et 4 paramètres (méthode2)..... 97
Tableau 7.9 Paramètres estimés et intervalles de confiance à 95% du modèle de Van Genuchten h(ϑ) et de Brooks et Corey K(ϑ) obtenus pour l'échantillon DR2 en drainage..... 99
Tableau7.10 Paramètres estimés du modèle de Van Genhuchten h(ϑ) et de Brooks et Corey K(ϑ) obtenus sur 3 échantillons en drainage..... 101

Chapitre 8 : Analyse de sensibilité à la déformation

Tableau 8.1 Sensibilité à la déformation de l'estimation des paramètres dans le cadre d'une méthode inverse en évaporation (échantillon EV3)..... 112
Tableau 8.2 Paramètres estimés des relations h(ϑ) et K(ϑ) obtenus à partir des données expérimentales d'Angulo Jaramillo (1989) sur des échantillons de sol à bentonite..... 116
Tableau 8.3 Sensibilité à la déformation de l'estimation des paramètres par méthode inverse pour une expérience de drainage d'un échantillon de sol contenant de la bentonite..... 118

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE 1 : RAPPEL THÉORIQUE SUR LE TRANSFERT D'EAU DANS LES SOLS PARTIELLEMENT SATURÉS DÉFORMABLES 9

1.1 Approche des physiciens du sol 9

1.1.1 Equations générales d'écoulement d'eau en milieu déformable 9

1.1.2. Déformation et écoulement monodimensionnels 12

1.1.3 Déformation tridimensionnelle et écoulement monodimensionnel 13

1.1.4 Conclusion sur l'approche des physiciens du sol 14

1.2 Approche des mécaniciens du sol 14

1.2.1 Introduction de la variable contrainte 14

1.2.2 Les modèles d'écoulement d'eau 16

1.2.3 Conclusion sur l'approche des mécaniciens du sol 17

1.3 Conclusion 18

CHAPITRE 2 : LES PHÉNOMÈNES DE RETRAIT-GONFLEMENT D'ÉCHANTILLON DE SOL .. 19

2.1 Retrait-gonflement d'échantillon de sol en absence de contrainte mécanique externe 19

2.1.1 Mise en relation avec les différents niveaux d'organisation du sol 19

2.1.2 Modélisation de la déformation 21

2.1.3 Méthodes de mesure des courbes de déformation 23

2.1.4 Conclusion 25

2.2 Retrait-gonflement d'échantillon sous contrainte mécanique externe 25

2.2.1 Notion de surface constitutive 26

2.2.2 Détermination des surfaces constitutives 27

2.3 Conclusion 32

CHAPITRE 3 : APPLICATION DES MÉTHODES INVERSES À LA CARACTÉRISATION HYDRODYNAMIQUE D'ÉCHANTILLON DE SOL 33

3.1 Les méthodes directes et les méthodes inverses de caractérisation hydrodynamique 33

3.1.1 Les méthodes directes 33

3.1.2 Les méthodes inverses 34

3.2 Principe général des méthodes inverses 34

3.2.1 Définition 34

3.2.2 Méthode d'estimation 35

3.2.3 Technique d'optimisation 36

3.2.4 Identifiabilité, unicité et stabilité de la solution 37

3.2.5 Validité de la procédure inverse 38

3.3 Application des méthodes inverses à la caractérisation hydrodynamique d'échantillons de sol 39

3.3.1 Principe 39

3.3.2 Les expériences et les grandeurs mesurées 41

3.3.3 Les expressions analytiques utilisées pour la description des caractéristiques hydrodynamiques et les paramètres 42

3.3.4 La méthode inverse appliquée au sol déformable 44

3.3.5 Tableau récapitulatif 45

3.4 Conclusion 45

CHAPITRE 4 : MODÈLE NUMÉRIQUE D'ÉCOULEMENT D'EAU ET DE DÉFORMATION TRIDIMENSIONNELLE ET ANISOTROPE DU SOL 50

4.1 Présentation du modèle 50

4.1.1 Déformation tridimensionnelle et anisotrope 50

4.1.2 Déformation tridimensionnelle et écoulement monodimensionnel 52
4.1.3 Technique de résolution du modèle d'écoulement 53
4.2 Calibration du modèle avec des données expérimentales externes 53
4.2.1 Ecoulement monodimensionnel en milieu supposé rigide 54
4.2.2 Ecoulement et déformation monodimensionnels en milieu déformable 55
4.3 Conclusion 63
CHAPITRE 5 : PROTOCOLES EXPÉRIMENTAUX 64
5.1 Nature et fabrication des échantillons 64
5.1.1 Nature du sol utilisé 64
5.1.2 Fabrication des échantillons 65
5.2 Les dispositifs expérimentaux 65
5.2.1 Expérience d'évaporation 65
5.2.2 Expérience de drainage 70
5.3 Conclusion 74
CHAPITRE 6 : MÉTHODE DE DÉTERMINATION DES CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DE SOLS DÉFORMABLES 75
6.1 Méthodes inverses 75
6.1.1 Principe Général 75
6.1.2 Choix des expressions analytiques pour les relations h(ϑ) et K(ϑ) 75
6.1.3 Méthode inverse associée à une expérience d'évaporation 76
6.1.4 Méthode inverse associée à une expérience de drainage 78
6.1.5 Méthodes d'analyse de la méthode inverse 79
6.2 Méthode directe 80
6.2.1 Principe 80
6.2.2 Incertitude relative sur la conductivité hydraulique K 81
6.3 Conclusion 83
CHAPITRE 7 : PRÉSENTATION DES RÉSULTATS ET COMPARAISON DES MÉTHODES 86
7.1 Courbes de retrait : e(ϑ) 86
7.1.1 Expérience d'évaporation 86
7.1.2 Expérience de drainage 89
7.2 Caractéristiques hydrodynamiques : h(ϑ) et K(ϑ) 91
7.2.1 Expérience d'évaporation 91
7.2.2 Expérience de drainage 97
7.2.3 Comparaison des relations h(ϑ) et K(ϑ) obtenues par méthode inverse à partir des l'expériences d'évaporation et de drainage 102
7.3 Simulation des expériences 104
7.3.1 Simulation de l'expérience d'évaporation 104
7.3.2 Simulation de l'expérience de drainage 105
7.4 Conclusion 107
CHAPITRE 8 : ANALYSE DE SENSIBILITÉ À LA DÉFORMATION 108
8.1 Analyse de sensibilité d'un échantillon de vertisol 108
8.1.1 Analyse du modèle de transfert 108
8.1.2 Analyse de la méthode inverse 112
8.2 Analyse de sensibilité d'un échantillon de bentonite 113
8.2.1 Analyse du modèle de transfert 114
8.2.2 Analyse de la méthode inverse 117
8.3 Conclusion 120

Résumé

L'objectif de ce travail est la mise au point d'une méthode simple de détermination simultanée des trois propriétés hydrodynamiques essentielles des sols déformables (la courbe de déformation, la courbe de rétention et la courbe de conductivité hydraulique). La première propriété est déterminée à partir de mesures de déformation linéaire d'échantillons cylindriques de sol. Une méthode inverse est utilisée pour déterminer les deux autres propriétés, le principe étant de rechercher les expressions analytiques de ces courbes qui permettent de simuler les mesures expérimentales de façon optimale. Pour cela, nous proposons un modèle qui couple les processus de transfert d'eau et de déformation tridimensionnelle et anisotrope du sol. La confrontation des résultats des simulations numériques avec des données expérimentales disponibles est satisfaisante. Nous avons appliqué la méthode de caractérisation inverse à des échantillons de vertisol de la vallée du fleuve Sénégal. Deux types d'expériences sont mises en œuvre, qui permettent de déterminer la courbe de déformation ; les premières sont basées sur un processus d'évaporation et les secondes sur un processus de drainage à pas de succion multiples. Ces dernières sont également associées à une méthode traditionnelle de caractérisation directe. Les caractéristiques hydrodynamiques obtenues par ces différentes méthodes fournissent des résultats similaires ce qui permet de confirmer la fiabilité de la méthode inverse. L'expérience d'évaporation apparaît comme la plus intéressante car elle est plus simple à mettre en œuvre, plus rapide et permet de suivre la déformation de manière plus complète. Les résultats de la modélisation des processus hydrodynamiques et de la méthode de caractérisation inverse sont en fait peu sensibles à la déformation pour les vertisols étudiés. En revanche, pour des matériaux beaucoup plus déformables qui contiennent de la bentonite, une analyse de sensibilité montre l'importance de la prise en compte de la déformation des sols dans la modélisation.