



PDF
Complete

*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

UNIVERSITE ALGERIE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DE L'HYDRAULIQUE
- ARBAOUI Abdellah -

DEPARTEMENT GENIE DE L'EAU

MEMOIRE DE FIN D'ETUDE

EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME D'INGENIEUR D'ETAT
EN HYDRAULIQUE

Option : conception des systèmes d'irrigation-drainage

THEME:

**DETERMINATION DES PARAMETRES INTERVENANT DANS LES
FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT DE DEUX (02) TYPES DE SOLS
A L'AIDE DU LOGICIEL « VADOSE ».**

Présenté par :
M^r MENAD MOHAMED AMINE

Promotrice :
M^{me} L.S. BAHBOUH
Co-promoteur:
M^r M. K. MIHOUBI

Devant le jury compose de :

Président: M^r B. BENLAOUKLI

Examineurs : M^{me} A. AZIEZ
M^r R. REKROUK
M^{elle} H. BOUCHAMA

Octobre 2010

ملخص:

هناك حاجة إلى معرفة خواص التربة المائية لنموذج تدفق الماء والمواد المذابة في التربة. وعموماً ، يتم التنبؤ هذه الخصائص من خلال وظائف pedotransfer ، اعتماداً على خصائص التربة مثل حجم الجزيئات العضوية ، محتوى جيم والكثافة الظاهرية. ساعد محاكاة أو تقدير هذه المعلمات من Vados البرامج لتسليط الضوء على وظيفة أو pedotransfer نموذج المعتمد لديها أفضل النتائج التجريبية

Résumé :

La connaissance des propriétés hydrodynamiques des sols est nécessaire pour modéliser les flux d'eau et de solutés dans les sols. La prédiction de ces propriétés se fait généralement par le biais de fonctions de pédotransfert, en fonction de caractéristiques du sol telles que la granulométrie, la teneur en C organique et la densité apparente. La simulation ou l'estimation de ces paramètres par le logiciel VADOSE a permis de mettre en évidence le modèle ou la fonction de pédotransfert la mieux adoptée a nos résultats expérimentaux

Summary :

Knowledge of soil hydraulic properties is needed to model the flow of water and solutes in soils. The prediction of these properties is generally done through pedotransfer functions, depending on soil characteristics such as particle size, organic C content and bulk density. Simulation or estimation of these parameters by the software Vados helped to highlight the model or pedotransfer function adopted has the best experimental results



PDF
Complete

*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

SOMMAIRE

ES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES SOLS

I-1. Introduction.....02

I-2 Origine et formation.....02

 I-2.1 Les roches02

 I-2.2 Les sols.....02

I-3 Les éléments constituent un sol02

 a. La phase gazeuse.....03

 b. La phase liquide03

 c. La phase solide04

I-4 Propriétés et caractéristiques des sols.....04

 I-4.1 Caractéristiques physiques.....04

 a- poids volumiques04

 b-poids volumiques apparent d'un sol05

 c- densité05

 d- porosité.....06

 e- teneur en eau.....06

 f/1- texture.....06

 f/2- échelles granulométriques de la texture du sol06

 g- structure.....07

 g/1- définitions.....07

 g/2- type de structure.....07

 g/2.1 structure fragmentaire.....07

 g/2.2 structure particulaire.....07

 g/2.3 structure compacte.....07

 conclusion.....07

CHAPITRE II : Régime de l'eau dans le sol

Introduction.....08

II-1.Généralité sur les écoulement dans les sol.....08

 II-1.1.Introduction et définition08

 a. La filtration08

 b. La percolation08

 c. L'infiltration.....08

II-2.Adsorption de l'eau sur les surfaces solides.....09

 II-2.1.La pression osmotique.....09

 II-2.2.Etat de l'eau dans le sol10

 a. Etat énergétique.....10

 b. Potentiel de l'eau dans le sol10

 c. Potentiel gravitationnel.....10

 d. Potentiel de pression.....10

 e. Potentiel osmotique.....11

II-3.La courbe caractéristique de l'humidité du sol11

II-4.Hystérèse.....12

II-5.Loix générale de l'hydrodynamique.....12

.....	12
.....	13
milieux poreux saturés et non-saturés.....	14
II-6.1.Ecoulement en milieux poreux saturé.....	14
II-6.2.Ecoulement en milieux poreux non-saturé.....	15
a. Approche poly phasiques.....	15
b. Approche monophasique-équation de RICHARD.....	15
II-6.3.Ecoulement a surface libre	16
II-6.4.Application de l'équation de richard a l'écoulement a surface libre	17
II-6.5.Approche mathématique.....	18
a. Cas du régime transitoire	18
b. Cas du régime permanent.....	19
II-7.Rétention de l'eau par les sols	20
a. capacité au champ et point de flétrissement permanent	20
b. La réserve en eau utile	21
b-1.Connaissance détaillé de $\theta(h)$	21
b-2.Circulation de l'eau dans les sols	21
II-8.Prédiction des caractéristiques hydriques	22
a. Prédiction de θ a différentes valeurs de h	23
b. Prédiction des paramètres de la courbe $\theta(h)$	
Conclusion	24
CHAPITRE III : les fonctions de pedotransfert	
Introduction.....	25
III-1.Définition.....	25
III-2.Mécanismes de transfert en milieu poreux.....	25
III-3.Les fonctions de pedotransfert.....	26
III-3.1.Les bases de données	26
III-3.1. précision des prédictions.....	27
III-3.3.Perspective	28
a. Poursuivre les programmes de mesures.....	28
b. Mieux prendre en compte l'usage du sol	29
c. Ne plus éviter les sols caillouteux	29
d. Conduire une analyse fonctionnelle	29
III-3.4. Quelques modèles disponibles.....	30
III-3.4.1. Courbe d'humidité, relation teneur en eau –pression capillaire	30
a. Relation de brook an Corey	30
b. Relation de Van-Genuchten.....	30
III-3.4.2. Courbe de conductivité, relation conductivité du sol –teneur en eau	30
a. Relation de Mualem	30
b. Relation de Mualem Van Genuchten	30
c. Relation de Mualem brook and Corey	31
III-3.4.3.L utilisées dans la base de données grizzly	31
a. Distribution granulométrique.....	31
b. Courbe d'humidité.....	31
c. Courbe de conductivité.....	32
Conclusion.....	34
CHAPITRE IV: EXPERIMENTATION	
IV-1 Etudes de fonction de pedotransfert.....	35

.....	35
.....	35
..... expérimentale	35
IV-1.4. Caractéristiques des sols	36
a. Granulométrie	36
b. Les caractéristiques physiques du sol	36
c. Caractéristiques hydriques	37
d. Perméabilité des deux sols	38
IV-2. Humidité	39
IV-2.1. Profils d'humidité	39
IV-2.2. Représentation des profils d'humidité	42
IV-3. Densité apparente	44
IV-3.1. Profils de densité apparente	45
IV-3.2. Représentation des profils de densité apparente	45
IV-4. La pression	46
IV-4.1. Profils de pression	47
IV-4.2. Représentation Profils de pression	47
Conclusion	47

CHAPITRE V : LOGICIEL « VADOSE »

Introduction	48
V-1. Geostudio	49
V-2. Les applications typiques	50
V-3- Pourquoi le model ?	50
V-4. Méthode d'estimation de la fonction de conductivité aperçue	50
V-4.1. la conductivité hydrauliques	51
a. Méthode 1 (Fredlund et al. 1994)	51
b. Méthode 2 (green et Corey 1971)	51
c. Méthode 3 (Van Genuchten 1980)	52
d. Méthode 1 (Arya et Paris, 1981)	52
e. Méthode 2 (Mise à jour Kovacs)	53
f. Méthode 3: (Fredlund et Xing, 1994) forme fermée	53
g. Méthode 4: (Van Genuchten, 1980) forme fermée	54
h.	

CHAPITRE VI : RESULTATS THEORIQUES

LISTE DES FIGURES

Pages

CHAPITRE I : PARAMETRES CONTRIBUANT A L'ELABORATION DES FPT

Fig.1: sol fin et sol humide non saturé.....	02
Fig.2: Différents états de l'eau dans les sols.....	03
Fig.3. Schéma d'un volume élémentaire de sol, Poids et volumes des différentes phases.....	04

CHAPITRE II : REGIME DE L'EAU DANS LE SOL

Fig.1: schéma illustrant un osmomètre.....	09
Fig.2: Perméabilité dans les sols non-saturés.....	13
Fig.3 : Application de l'équation de RICHARDS à l'écoulement non-saturé en présence de surface libre.....	17
Fig.4 : Application de l'approche mathématique à l'écoulement à surface libre.....	19
Fig.5 : Caractéristiques de rétention $\theta(h)$ d'un horizon argileux, d'un horizon limoneux et d'un horizon sableux.....	20
Fig. 6: Caractéristiques de conductivité hydraulique $K(h)$ d'un horizon argileux, d'un horizon limoneux et d'un horizon sableux.....	22

Chapitre III : les fonctions de pedotransfert

Fig.1:(k) en fonction de (\square).....	32
---	----

CHAPITRE IV: EXPERIMENTATION

Fig.1: Dispositif expérimental.....	35
Fig.2 : Analyse granulométrique.....	36
Fig.3 : Préparations des cylindres pour la mesure de la densité apparente.	
Fig.4 : Presse à membrane.....	37
Fig.5 : Dispositif pour l'expérience de Henin.....	37
Fig.6 : L'essai porchet.....	38
Fig.7 : Saturation des colonnes pour le calcul de la teneur en eau.....	39
Fig.8 : Profils d'humidité après un jour (sol01)	42
Fig.9 : Profils d'humidité après un jour (sol02).....	42
Fig.10 : Profils d'humidité après deux (02) jours (sol01 et sol02).....	43
Fig.11.. Profils d'humidité après deux (02) jours (sol01 et sol 02).....	43
Fig.12 Profils de densité (sol01 et sol02).....	43



PDF Complete
 Your complimentary use period has ended.
 Thank you for using PDF Complete.
 Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features

..... **paramètres contribuant a l'élaboration des FPT**

102)..... 45
 47

CHAPITRE V : LOGICIEL « VADOSE »

Fig.1 : Les applications de GEOSTUDIO..... 49
 Fig.2 : Propriétés d'un sol..... 49

CHAPITRE VI : RESULTATS THEORIQUES

Fig.1 : Représentation graphiques de la colonne de sol a l'aide du logiciel VADOSE Sol (01) 60
 Fig.2 : Résultats expérimentaux intégrées dans le logiciel 61
 Fig.3 : Estimation avec le modèle de (Fredlund & Xing)..... 62
 Fig.4 : Estimation de k en fonction de la pression avec le modèle de (Green & Corey)..... 63
 Fig.5 : Estimation de la teneur en eau en fonction de la pression avec le modèle de (Van Genuchten)..... 64
 Fig.6 : Estimation de la teneur en eau en fonction de la pression avec le modèle de (Arya & Paris) 65
 Fig.7 : représentation graphiques de la colonne de sol a l'aide du logiciel VADOSE Sol (02) 66
 Fig.8 : Estimation avec le modèle de (Fredlund & Xing)..... 67
 Fig.9 : Estimation de k en fonction de la pression avec le modèle de (Green & Corey) 68
 Fig.10 : mélange de sable et de limon 69
 Fig.11 : répartitions de la température dans la colonne du sol..... 70
 Fig.12 : répartitions de la pression dans la colonne du sol..... 71

..... **paramètres contribuant a l'élaboration des FPT**

..... ions filles.....	79
..... données par le spectrophotomètre.....	79
Tableau.VI-3 : Résultats d'analyses des échantillons par absorption atomique (en mg/l).....	80
Tableau.VI-4 : Résultats de mesure du pH de la solution du sol à la fin des irrigations.....	81
Tableau.VI-5 : Résultats de mesure de la conductivité électrique de la solution du sol à la fin des irrigations.....	82
Tableau.VI-6 : Résultats de mesure du pH du sol prélevé le : 19/04/08 (avant irrigation).....	83
Tableau.VI-7 : Résultats de mesure du pH du sol prélevé le : 23/04/08 (après irrigation).....	83
Tableau.VI-8 : Résultats de mesure du pH du sol prélevé le : 04/05/08 (avant irrigation).....	83
Tableau.VI-9 : Résultats de mesure du pH du sol prélevé le : 07/05/08 (après irrigation).....	84
Tableau.VI-10 : Résultats de mesure du pH du sol prélevé le : 19/05/08 (avant irrigation).....	84
Tableau.VI-11 : Résultats de mesure du pH du sol prélevé le : 23/05/08 (après irrigation).....	84
Tableau.VI-12 : Résultats de mesure de la conductivité électrique du sol prélevé le : 19/04/08 (avant irrigation).....	85
Tableau.VI-13 : Résultats de mesure de la conductivité électrique du sol prélevé le : 23/04/08 (après irrigation).....	86
Tableau.VI-14 : Résultats de mesure de la conductivité électrique du sol prélevé le : 04/05/08 (avant irrigation).....	86
Tableau.VI-15 : Résultats de mesure de la conductivité électrique du sol prélevé le : 07/05/08 (après irrigation).....	87
Tableau.VI-16 : Résultats de mesure de la conductivité électrique du sol prélevé le : 19/05/08 (avant irrigation).....	87
Tableau.VI-17 : Résultats de mesure de la conductivité électrique du sol prélevé le : 23/05/08 (après irrigation).....	88

CHAPITRE VII : ETUDE DE L'EFFET DU CADMIUM SUR LA TOMATE

Tableau.VII-1: Longueurs des tiges des plantes lors de la première observation.....	109
Tableau.VII-2 : Le nombre de fleurs dans les colonnes lors de la première observation.....	109
Tableau.VII-3 : Les principaux paramètres enregistrés lors de la deuxième observation.....	111

CHAPITRE I : PARAMETRES CONTRIBUANT A L'ELABORATION DES FPT

I. 1 -Introduction

Quelque soit l'utilisation envisagée d'un sol, il est important de connaître sa nature, sa composition et la répartition des grains de différentes tailles qui le compose.

L'objet de ce chapitre est d'introduire les paramètres d'état et d'identification menant à la classification géotechnique des sols.

En particulier les paramètres d'état (caractéristiques physiques du sol) serviront par la suite à expliquer le compactage des sols et à décrire leurs comportements hydrauliques et mécanique. Ces paramètres permettront également d'expliquer des phénomènes tels que le tassement et la consolidation.

I.2-Origine et formation :

Au point de vue géotechnique, les matériaux constituant la croûte terrestre se divisent en deux grandes catégories : les roches et les sols.

I.2.1 Les roches

(Silice, feldspath, ...) sont des matériaux durs qui ne peuvent être fragmentés qu'aux prix de gros efforts mécaniques.

I.2.2 Les sols

au contraire, sont des agrégats minéraux qui peuvent se désagréger en éléments de dimensions plus ou moins grandes sans nécessiter un effort considérable. Ils résultent de l'altération chimique (oxydation, ...), physique (variation de température, gel, ...) ou mécanique (érosion, vagues, ...) des roches.

I.3 les éléments constituent un sol

Un échantillon de sol est constitué de trois phases :

- une phase gazeuse,
- une phase liquide,
- une phase solide.

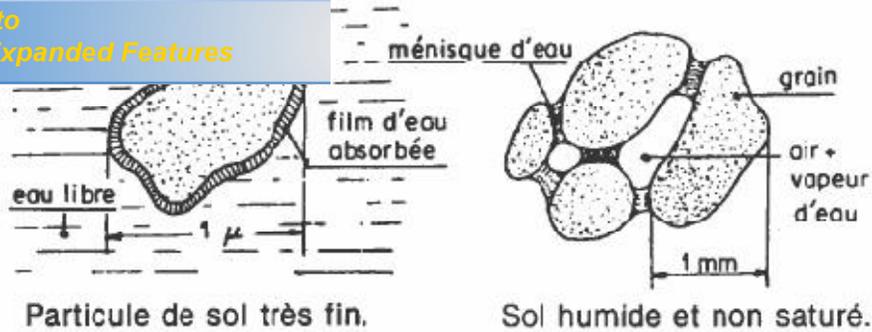


Fig.1 sol fin et sol humide non saturé

A/ La phase gazeuse

En Génie Civil, le gaz contenu dans le sol est généralement de l'air pour les sols sec ou un mélange d'air et de vapeur d'eau pour les sols humides.

Lorsque tous les vides sont remplis d'eau le sol est dit saturé.

B/ La phase liquide

Au sein d'un échantillon de sol fin (dimensions <2m), on distingue plusieurs catégories d'eau:

- **l'eau de constitution** qui rentre dans la composition chimique des feuillets.
- **l'eau liée ou eau adsorbée** qui constitue un film autour de chaque grain. Elle n'est pas mobile et ne s'évacue qu'à des températures très élevées (<300°C)
- **l'eau Interstitielle qui peut être soit l'eau libre soit l'eau capillaire.** L'eau libre a la faculté de circuler librement entre les grains ; l'eau capillaire est une partie de l'eau libre qui remonte par capillarité entre les grains. L'eau interstitielle s'évapore complètement si l'échantillon de sol est porté à une température supérieure à 100°C.

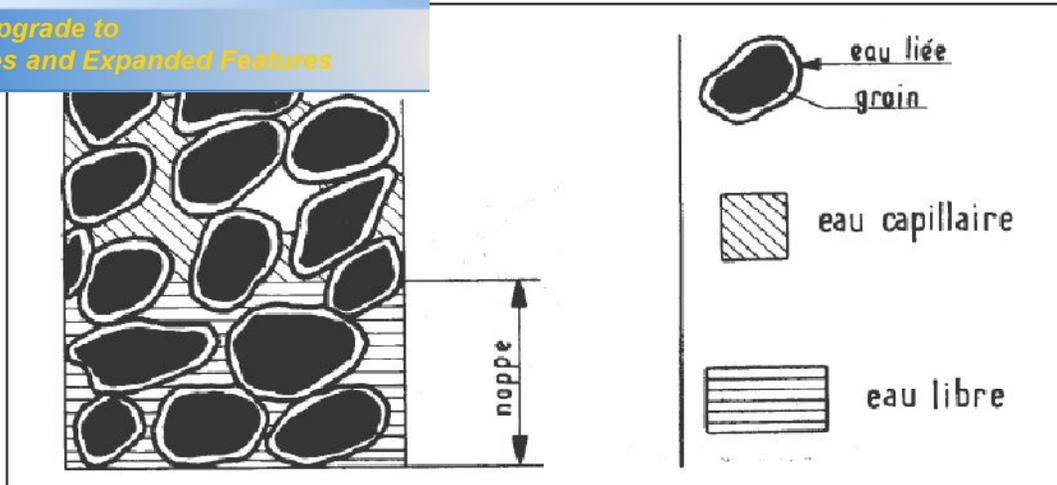


Fig.2 Différents états de l'eau dans les sols

Lorsque le sol est humide et non saturé, l'eau libre est en général concentrée aux points de contact entre les grains. Elle est retenue à ces endroits par des forces de capillarité qui créent entre les grains des forces d'attraction.

C / La phase solide

On a vu que les sols résultent de l'altération physique ou mécanique des roches. On conçoit aisément que les grains solides aient la même constitution minéralogique que la roche mère. Ils ont en général des dimensions supérieures à 2m .

Les sols de dimension inférieurs à 2m résultent d'attaques chimiques qui se sont superposées à l'altération physique ou mécanique. Ces processus chimiques sont la dissolution sous l'action de l'eau, la combinaison et la recristallisation. Il en résulte que les particules d'un sol fin n'ont pas la même structure cristalline que la roche mère. Ces plus petites particules ainsi formées constituent ce que l'on appellera désormais les argiles. Ces derniers matériaux ont un comportement complexe qui nécessite pour bien être compris une étude à l'échelle moléculaire qui dépasse largement le cadre de ce cours.

Les grains d'un sol ne sont pas liés par un ciment comme c'est le cas du béton, mais ils peuvent être soumis à des forces d'attraction intergranulaires diverses : des forces électriques, des forces de Van der Waals,... Ces forces sont en général faibles et diminuent rapidement lorsque la distance entre les grains augmente. Elles n'influencent que le comportement des sols à dimensions très faibles. Dans ce cas le sol est doté d'une cohésion.

I.4- Propriétés et caractéristiques des sols

le trois phases : solide, liquide, gaz. Aussi est-il e de caractéristiques physiques qui permettront de es phases par rapport à l'ensemble. Ces caractéristiques

Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features

seront très utiles pour la description des échantillons remaniés et non remaniés ainsi que pour l'évaluation des contraintes au sein des massifs. Les caractéristiques granulométriques et l'état de consistance seront employés pour classer les sols dans le cadre de la classification géotechnique.

I.4.1 Caractéristiques physiques :

a / Poids volumiques

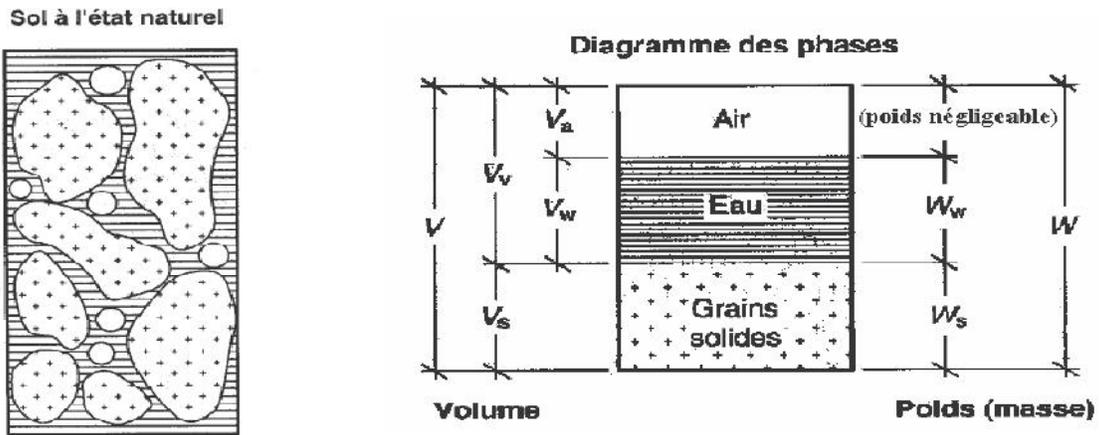


Fig.3 Schéma d'un volume élémentaire de sol : Poids et volumes des différentes phases

- Définitions et notations

- \$V\$: Volume total de l'échantillon de sol
- \$V_a\$: volume d'air contenu dans l'échantillon de sol
- \$V_w\$: volume d'eau contenu dans l'échantillon de sol ;
- \$V_s\$: Volume des grains solides contenus dans l'échantillon de sol
- \$W_a\$ Poids de l'air contenu dans l'échantillon de sol ; il est en général négligeable ;

- b / Poids volumique apparent d'un sol

C'est le poids de l'unité de volume de ce sol

$$\gamma = \frac{W}{V} = \frac{W_s + W_w + W_a}{V_s + V_w + V_a} = \frac{W_s + W_w}{V_s + V_w + V_a}$$

- poids volumique d'un sol sec

$$\frac{W_s + W_a}{V_s + V_w + V_a} = \frac{W_s}{V}$$

Poids volumique des grains solides

$$\gamma_s = \frac{W_s}{V_s}$$

Poids spécifique de l'eau contenu dans le sol

$$\gamma_w = \frac{W_w}{V_w}$$

c / Densités

- Densité humide

$$\frac{\gamma}{\gamma_w}$$

- Densité sèche

$$\frac{\gamma_d}{\gamma_w}$$

- Densité des grains

$$G = \frac{\gamma_s}{\gamma_w}$$

d / Porosité (n)

C'est le volume des vides contenus dans un échantillon donné ramené au volume total de l'échantillon

$$n = \frac{V_a + V_w}{V} = \frac{V - V_s}{V} = 1 - \frac{V_s}{V}$$

e / Teneur en eau

- Teneur en eau (notation w) s'exprime en %

C'est le poids d'eau contenu dans le volume V rapporté à l'unité de poids des grains solides contenu dans V

f.1 / Texture :

..... **paramètres contribuant a l'élaboration des FPT**

ar les proportions relatives de particules de dimensions
a mélange argile, sable, limon, dont les pourcentages

La texture peut s'apprécier sur le terrain ou être déduite de l'analyse granulométrique qui permet, précisément, de déterminer les proportions des diverses particules, réparties en classes de dimensions.

La connaissance de la texture permet d'indiquer les tendances du sol quant à ses qualités physiques.

Par exemple:

- Les sols riches en sables sont perméables, filtrants, ce d'autant plus que le sable est grossier.
- Si aux éléments grossiers, s'adjoignent beaucoup de sable fin et de limon, ceux-ci tendent à colmater les interstices entre les éléments grossiers, rendant le sol plus ou moins imperméable.
- Si des proportions suffisantes d'argile s'ajoutent aux limons et aux sables, surtout en présence d'humus, une structure fragmentaire peut prendre naissance, garantissant, à la fois, une perméabilité tout en retenant assez d'eau pour la végétation.

f .2/- Échelle granulométrique de la texture du sol :

Tableau. I-1 : Échelle granulométrique de la texture du sol

Terre fine					Terre grossière	
Argile	Limons fins	Limons grossiers	Sables fins	Sables grossiers	Graviers	Cailloux
< 2 µm	2 µm à 20 µm	20 µm à 50 µm	50 µm à 200 µm	200 µm à 2 mm	2 mm à 20 mm	> 20 mm

Certains spécialistes, notamment agronomes et pédologues, savent déterminer approximativement, après humidification, si le sol est plutôt argileux, limoneux ou sableux. En effet, l'argile colle aux doigts, au toucher le limon est doux et le sable rugueux.

g /.Structure:

g.1 /- Définition:

La structure du sol se définit par le mode d'assemblage des constituants solides. Elle est due à la cimentation des grains grossiers (limon, sable) par éléments colloïdaux, argile et humus associés en complexes argilo-humiques.

g.2/ Types de structures :

g .2.1 /Structure fragmentaire :

L'agencement des grains, appelés agrégats est suffisamment espacé pour permettre à la fois une infiltration et une rétention suffisante de l'eau nécessaire à la végétation. De plus ceci favorise les interactions chimiques, donc le bon fonctionnement des cycles de l'azote, du

c'est la structure la plus intéressante pour l'agriculture. Il
gmentaire.

g.2.2 / Structure particulière :

Elle se caractérise par une agrégation des particules insuffisamment fines et développées (la plage de sable). Sa capacité d'infiltration est très élevée mais sa capacité de rétention très réduite, le sol est donc incultivable. Cependant, il existe une flore spécifique adaptée à ces conditions particulières, avec par exemple des racines profondes et une transpiration réduite.

g.2.3 /- Structure compacte :

À l'opposé de la structure particulière, elle limite fortement l'infiltration de l'eau dans le sol qui s'engorge on le dit saturé en eau. Ce sol s'appauvrit en oxygène et devient difficilement pénétrable par les racines. Cependant, certaines plantes tolèrent ces conditions de vie par exemple

I. 5-Conclusion :

Les sols différents les uns des autres suivant leurs constitutions, et leurs caractéristiques physiques et physico-chimiques. Celles-ci jouent un rôle primordial surtout dans la mobilité et le transfert des éléments en état de trace dans le sol- même et dans les autres compartiments de l'environnement.

La reconnaissance des sols permettra à l'ingénieur ou au technicien de préciser l'utilisation possible ou non d'un sol pour un ouvrage déterminé.

CHAPITRE II : REGIME DE L'EAU DANS LE SOL

Introduction

Dans le cycle de l'eau, la couverture pédologique joue un rôle clef tant pour les aspects quantitatifs que qualitatifs. Elle est un réservoir d'eau pour l'alimentation en eau des plantes et pour l'ensemble des êtres vivants qui y sont présents. Dans ses vides – ou pores – de taille et de forme très diversifiées, la présence d'eau en quantité variable mais permanente permet à de nombreux microorganismes de se développer et de vivre au ralenti quand les conditions sont plus défavorables.

La phase liquide est une solution dont la composition chimique dépend des constituants minéraux et organiques, et des êtres vivants au contact desquels elle se trouve ainsi que de la durée de ce contact. Cette solution du sol comportant des éléments dissous, complexés ou colloïdaux, est liée aux caractéristiques des constituants du sol et à celles de ses propriétés de transfert.

Les caractéristiques importantes des sols sont alors : les phases solides présentes, leur mode d'assemblage et la géométrie du réseau de pores qui en résulte et qui contrôle les écoulements.

En données, les quantités d'eau qui alimentent les eaux et leur composition chimique, sont largement des sols sur lesquels elles ruissellent ou dans lesquels elles s'infiltrent.

II-1. Généralités sur les écoulements dans les sols :

II-1.1 Introduction et définition :

Les eaux d'infiltration pénètrent dans le sol et le sous-sol qui constituent dans ce contexte un complexe unique.

Comme conséquence aux définitions ci-dessus basées sur la notion de perméabilité, il s'avère nécessaire de définir les différentes méthodes d'écoulement de l'eau à travers un sol, ainsi que le sol qui est le siège de ce mouvement de l'eau.

a. La filtration :

C'est le passage d'un liquide à travers une paroi poreuse.

b. La percolation :

C'est la circulation d'un liquide à travers un volume poreux saturé.

c. L'infiltration :

C'est l'écoulement vertical de l'eau dans le sol qui s'effectue avec des pertes qui constituent le stock d'humidité.

Il est à noter que la percolation, contrairement à l'infiltration, est une circulation d'eau qui s'effectue sans pertes.

II-2 Adsorption de l'eau sur les surfaces solides :

L'adsorption est un phénomène interfacial qui résulte de la différence entre les forces d'attraction et de répulsion entre les molécules de différentes phases à leurs surfaces de contact.

On distingue trois types de forces d'attraction et de répulsion :

- Les forces électrostatiques (forces ioniques) ;
- Les forces intermoléculaires (forces de VAN DER WAALS) ;
- Les forces répulsives à court rayon d'action (forces de BORN).

L'adsorption de l'eau sur les surfaces solides est due à l'action des forces électrostatiques ; c'est un mécanisme qui produit de fortes rétentions de l'eau, par les sols argileux à hautes succions.

II-2.1 La pression osmotique :

propriété des solutions qui exprime la décroissance de l'énergie par rapport à l'énergie de l'eau pure.

[Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features](#)

Quand deux solutions d'eau, aqueuse et pure sont séparées par une membrane perméable à l'eau seulement, l'eau tend à diffuser à travers la membrane vers la solution la plus concentrée en la diluant et par conséquent réduire l'énergie potentielle à travers la membrane.

Dans les solutions diluées la pression osmotique s'exprime par l'équation :

$$P_s = K.T.C_s$$

Fig.I-5 : schéma illustrant un osmomètre.

P_s : pression osmotique.

C_s : concentration de la solution.

T : température absolue de la solution (KELVIN).

K : coefficient.

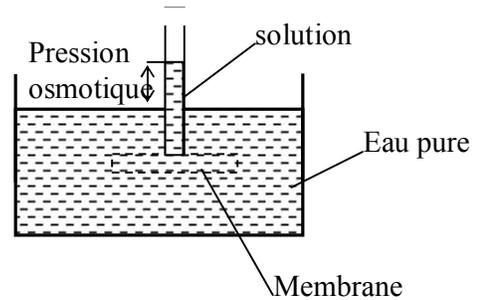


Fig.1

On peut dire que la pression osmotique est la contre pression qui doit être appliquée pour empêcher l'osmose de l'eau (l'infiltration) à travers la membrane.

II-2.2.Etats de l'eau dans le sol :

a. Etat énergétique :

L'eau du sol, comme d'autres corps dans la nature, peut contenir de l'énergie en quantités variées et sous des formes différentes (énergie cinétique et énergie potentielle). Comme le mouvement de l'eau dans le sol est assez lent, son énergie cinétique est négligeable. L'eau du sol se déplace dans la direction de l'énergie potentielle décroissante.

Donc l'état de l'eau est différent d'une place à une autre par son énergie potentielle.

b. Potentiel de l'eau du sol :

Thermodynamiquement, l'énergie potentielle peut être considérée en terme de la différence d'énergie libre spécifique partielle entre l'eau du sol et l'eau standard.

L'eau du sol est sujette à un certain nombre de forces qui font que son potentiel diffère de celui de l'eau pure et libre.

s à l'attraction de la matrice solide pour l'eau aussi bien
ction de la pression du gaz à l'extérieur et de la gravité.
idéré comme étant la somme des contributions distinctes

de ces divers facteurs de la façon suivante :

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_p + \Phi_o + \dots$$

Avec : Φ_t : potentiel total ;

Φ_g : Potentiel gravitationnel ;

Φ_p : Potentiel de pression (matriciel) ;

Φ_o : Potentiel osmotique.

c. Potentiel gravitationnel :

Tout corps placé à la surface de la terre est attiré vers le centre de celle-ci par une force égale au poids du corps. Le potentiel gravitationnel de l'eau du sol en chaque point est déterminé par son altitude par rapport à un niveau de référence.

A la hauteur Z au-dessus du niveau de référence, le potentiel gravitationnel est donné par :

$$\Phi_g = g.Z$$

C' est une énergie par unité de masse.

d. Potentiel de pression :

Quand l'eau du sol se trouve à une pression hydrostatique plus élevée que celle de l'atmosphère, son potentiel de pression est considéré comme positif. Quand elle est à une pression inférieure à celle de l'atmosphère, le potentiel appelé « succion » sera négative

e. Potentiel osmotique :

La présence de solutés dans l'eau du sol affecte ses propriétés thermodynamiques et abaisse son énergie potentielle. En particulier les solutés abaissent la pression de vapeur de l'eau du sol.

II-3. La courbe caractéristique de l'humidité du sol :

Tout en sachant pertinemment que la pression de l'eau est inférieure à celle de l'air et la relation suivante à l'appui :

$$U_a - U_w = \frac{2\sigma \cdot \cos(\alpha)}{r}$$

Si on prend la pression de l'air comme origine, la pression de l'eau devient négative (succion).

Dans les sols non saturés, la variation du degré de saturation entraîne une variation de la « succion ».

« caractéristique du sol » la courbe de rétention ou la courbe

La succion dépend de :

- La teneur en eau (la succion augmente lorsque la teneur en eau diminue).
- La texture du sol.
- Le compactage du sol (le compactage du sol modifie les dimensions des pores et par conséquent la courbe de rétention sera modifiée).

Pour déterminer la relation succion-teneur en eau, certains auteurs ont donné des formules empiriques dont on peut citer :

- Formule de VISSER (1966) :

$$\psi = \frac{a(f - \theta)^b}{\theta^c}$$

ψ : Succion matricielle.
 f : porosité du milieu poreux.
 θ : Teneur en eau.
 a, b, c : constantes.

- Formule de GARDENER (1970):

$$\psi = a\theta^{-b}$$

- Formule de VAUCLIN (1979) :

$$\theta / \theta_{sat} = \begin{cases} \frac{A_2}{A_2 + (-\psi)^{B_2}} & p \leq 0 \\ 1 & p \geq 0 \end{cases}$$

ψ : Succion.
 A_2, B_2 : paramètres déterminés statistiquement.

La pente de la courbe de rétention, est appelée « capacité de rétention » ou capillaire

$$C = \frac{d\theta}{d\psi}$$

C'est une propriété importante, qui concerne le stockage et la disponibilité de l'eau du sol pour les plantes. Elle dépend de la teneur en eau, de la texture et de l'hystérèse.

II- 4. Hystérèse :

La courbe succion-teneur en eau d'un sol peut être obtenue par deux chemins :

1. Par « désorption » sur un sol initialement saturé, en lui appliquant des accroissements de succion, afin de sécher le sol tout en mesurant successivement la teneur en eau.

graduellement un échantillon de sol initialement sec et

Les deux courbes ne sont généralement pas identiques. Cette dépendance entre la teneur en eau et l'état de l'eau du sol est appelée « hystérèse »

Les causes du phénomène d'hystérèse sont encore mal élucidées, on peut citer :

- L'hétérogénéité du diamètre des pores d'un même sol ;
- La variation de l'angle de contact du ménisque dans les capillaires ;
- Le gonflement, le retrait et les phénomènes de vieillissement ;
- La présence d'air piégé tend à réduire la teneur en eau.

II-5 .Lois générales de l'hydrodynamique :

Il s'agit essentiellement des écoulements qui existent dans les nappes d'eau phréatiquement soustraites à l'évaporation. Des variations existent suivant les propriétés du milieu considéré, et notamment son homogénéité et son isotropie.

a. Homogénéité :

Un sol est dit homogène du point de vue de la perméabilité lorsque celle-ci est constante dans tout le sol ; par contre, un sol est dit hétérogène si la perméabilité est une fonction $K(x, y, z)$ des coordonnées de l'espace. La notion d'homogénéité dépend de l'échelle considérée, la perméabilité étant par définition une valeur moyenne.

b. Isotropie :

L'isotropie est la qualité d'un milieu dans lequel la perméabilité ne varie avec la direction de l'écoulement. En milieu anisotrope, la perméabilité varie suivant la direction ; Par exemple la perméabilité dans la direction verticale peut être plus grande que dans la direction horizontale.

- Loi de DARCY généralisée :

La loi de DARCY s'établit dans les sols saturés comme :

$$\vec{V} = K_{sat} \cdot \overrightarrow{grad}(h)$$

où : K_{sat} : perméabilité à saturation.

Et dans les sols non saturés pour les écoulements à petits nombres de REYNOLDS, par la relation :

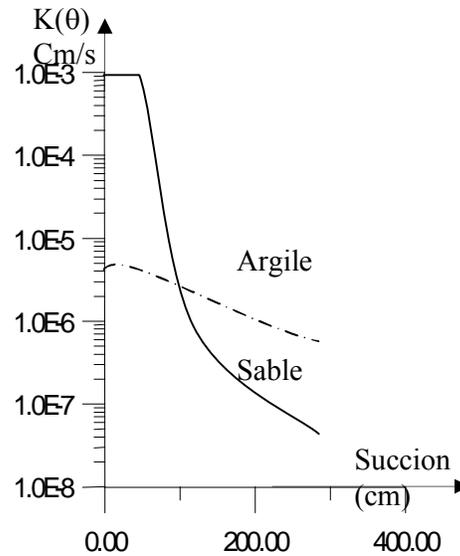
$$\vec{V} = -K(\theta) \cdot \overrightarrow{grad}(h)$$

Avec : $K(\theta) = K_r(\theta) \cdot K_{sat}$

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

entre 0 et 1. Elle dépend du type de sol et de sa texture. la teneur en eau ou en fonction de la succion (Fig.2)

Fig.2 : Perméabilité dans les sols non-saturés.



II-6 Modélisation des écoulements en milieux poreux saturés et non-saturés :

On peut distinguer trois catégories d'écoulement :

- Ecoulement en milieu poreux saturé.
- Ecoulement en milieu poreux non-saturé
- Ecoulement en milieu poreux saturé et non-saturé.

Dans le cas de l'écoulement à travers une digue en terre, le type d'écoulement qui nous intéresse est celui qui se fait en milieu poreux saturé et non-saturé qu'on appellera ensuite « écoulement non-saturé en présence de surface libre » ou tout simplement « écoulement à surface libre ».

II-6.1.Ecoulement en milieu poreux saturé :

Les lois régissant les écoulements en milieu poreux sont deux :

- Loi de conservation de la masse :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_w \cdot n) + \text{div}(\rho_w \cdot \vec{V}) = q$$

q : source volumique.

- Loi de DARCY :

$$\vec{V} = -K_{sat} \cdot \vec{grad}(h)$$

Avec : h : charge hydraulique dans la zone saturée ;

K_{sat} : Perméabilité à saturation.

Pour un fluide incompressible et en absence de source volumique, l'équation qui régit l'écoulement est :

$$div(K_{sat} \cdot \vec{grad}(h)) = 0$$

La résolution de cette elliptique nécessite la donnée des conditions aux limites.

En milieu isotrope on trouve l'équation de LAPLACE :

$$\Delta H = 0$$

La présence de la source volumique transforme cette équation en une équation de POISSON.

Et si on prend en considération la compressibilité du fluide, le problème sera ramené du permanent au transitoire, l'équation prend la forme d'une équation de chaleur et l'introduction des conditions initiales en plus des conditions aux limites s'avère nécessaire.

II-6.2.Ecoulement en milieu poreux non-saturé :

La plupart des processus de circulation de l'eau dans le sol et dans la zone racinaire de la plupart des plantes, se déroulent dans des conditions de sol non-saturé.

Il est difficile d'écrire quantitativement ces processus grâce à la relation complexe entre teneur en eau-succion et perméabilité comme nous l'avons vu. Le développement des théories et de méthodes rigoureuses de traitement de ces problèmes ne s'est faite que tardivement [2].

La modélisation des écoulements en milieu poreux non-saturé se fonde généralement sur une approche polyphasique ou momophasique.

a. Approche polyphasique :

Dans cette approche, on considère que notre milieu contient soit trois phases (air, eau, solide) ou deux phases (air, eau).

Pour l'approche biphasique, on suppose en général, une évolution isotherme des constituants (THOMA et VAUCLIN (1986)) .

on du milieu poreux sur la phase liquide. On suppose en que l'air et la vapeur d'eau sont des gaz parfaits. C'est tes :

- Conservation de la masse d'eau ;
- Conservation de la masse d'air ;
- Conservation de l'énergie.

Afin d'obtenir les équations différentielles du modèle.

Enfin, ce modèle retient les lois de comportement suivantes :

- Loi de FOURIER qui concerne l'évolution de la température qui est supposée identique pour toutes les phases.
- Loi de DARCY pour le liquide et le gaz.
- Loi de FICK pour l'écoulement de l'air et de la vapeur d'eau dans la phase gazeuse.

Dans la discipline de l'hydraulique des sols, l'approche polyphasique, quoique générale et proche de la réalité, est moins utilisée que l'approche monophasique.

b. Approche monophasique – Equation de RICHARDS :

On considère que le milieu poreux est partiellement saturé d'eau supposée incompressible. Les vides de la matrice poreuse sont occupés par deux phases. L'eau et l'air. Si l'on admet que l'air forme une phase continue avec l'atmosphère sous une pression uniforme, on est ramené à étudier l'écoulement d'un seul liquide (l'eau dans un milieu polyphasique à teneur en eau variable). C'est cette approche qu'on appellera par la suite approche monophasique. Elle repose sur deux lois :

- Loi de conservation de la masse du fluide interstitiel ;
- Loi de DARCY généralisée.

Pour la première équation, en l'absence de source volumique et en remplaçant la porosité n par la variable θ on a :

$$\frac{\partial(\rho_w \cdot \theta)}{\partial t} + \text{div}(\rho_w \cdot V) = 0.$$

- Loi de DARCY :

$$\vec{V} = -K_{sat} \cdot K_r \cdot \vec{\text{grad}}(h).$$

En combinant les deux équations on trouve :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div}[K_{sat} \cdot K_r \cdot \vec{\text{grad}}(h)]$$

L'eau est supposée incompressible et le squelette du sol est rigide.

lieu poreux possède des courbes de succion et de : la teneur en eau, on obtient, en introduisant la capacité RDS (1931) :

$$C(p) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \text{div}[K_{sat} \cdot K_r(p) \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(h)]$$

$C(p)$: capacité capillaire (L^{-1}).

L'équation de RICHARDS est non-linéaire, sa résolution nécessite l'utilisation de la méthode de point fixe ou d'autres méthodes de résolution. Il existe d'autres formes d'écriture de cette équation, qui repose sur la diffusivité capillaire $d(\theta)$.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div}[d(\theta) \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(\theta)] + K_{sat} \cdot \overrightarrow{\text{grad}}[K_{sat} \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(K_r \cdot \text{grad}Z)]$$

θ : Teneur en eau.

II-6.3.Ecoulement à surface libre :

On appelle écoulement à surface libre tout écoulement au sein duquel peut s'établir une surface libre, qui est le lieu de rencontre des points soumis à la pression atmosphérique.

Appartiennent à cet écoulement les types suivants :

- Ecoulement qui se produit dans une digue en terre à la suite d'une vidange à la retenue ;
- Ecoulement d'une nappe au voisinage d'un puits après pompage.

Pour les écoulements en milieux poreux non-saturés en présence de la surface libre, la prise en compte de l'interface entre les deux zones de l'écoulement est le point de leur modélisation.

Actuellement, deux principales approches existent pour la résolution de ce problème. On peut citer :

- L'approche basée sur l'équation de RICHARDS (Approche monophasique) ;
- L'approche fondée sur une idéalisation de la transition entre zone saturée et non-saturée, qu'on appellera ensuite « approche mathématique »

II-6.4.Application de l'équation de RICHARDS à l'écoulement à surface libre :

Pour l'étude de cet écoulement, on doit vérifier à chaque instant la validité de la loi de DARCY et l'incompressibilité du liquide filtrant.

Les écoulements en milieux poreux saturé et non-saturé peuvent être décrits par cette unique équation :

$$C(p) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \text{div}[K_{sat} \cdot K_r(p) \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(h)]$$

$C(p) = 0$, l'équation devient :

Au-dessus de la surface libre, la zone est non-saturée et la loi de DARCY est toujours valable.

La figure (3) est obtenue grâce à l'application de l'équation de RICHARDS pour un écoulement bidimensionnel à surface libre dans le cas d'un drainage d'une nappe où l'eau est supposée incompressible et le milieu poreux homogène et isotrope .

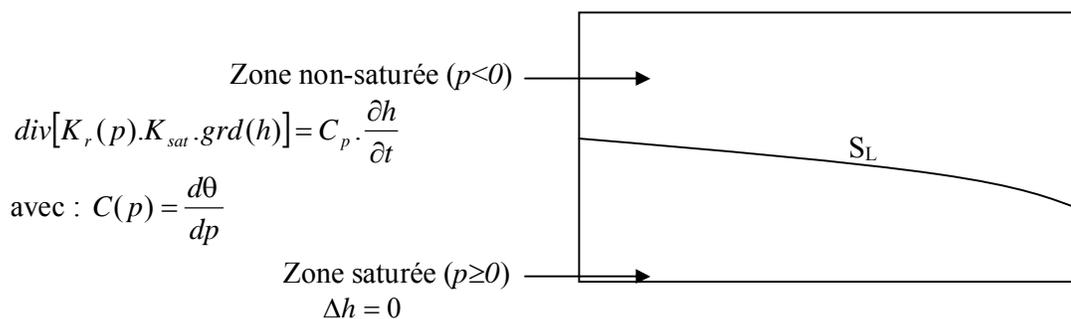


Fig.3 : Application de l'équation de RICHARDS à l'écoulement non-saturé en présence de surface libre.

Les variations importantes que subissent la perméabilité et la succion en fonction de la teneur en eau ainsi que d'autres problèmes liés à certaines conditions aux limites inconnues (surface de suintement et surface libre) rendent l'équation de RICHARDS non-linéaire.

Toutes ces non-linéarités, ajoutées à la difficulté parfois d'obtenir des données expérimentales (perméabilité relative – succion) ont motivé un certain nombre de significations débauchant sur une approche mathématique.

II-6.5.Approche mathématique :

Alors que l'approche basée sur l'équation de RICHARDS permet de décrire le front de saturation ou surface libre, à travers la continuité de transfert hydraulique entre les deux zones, l'approche mathématique limite la description de l'écoulement à la zone saturée en supposant une variation discontinue de certaines grandeurs physiques (TODD 1957). Il suppose que la perméabilité chute brutalement dès que l'on dépasse le front de saturation. Alors, on assimile mathématiquement la perméabilité relative à une fonction d'Heaviside (échelon). Il découle de cette approximation que la surface libre est non seulement l'isobare où règne la pression atmosphérique, mais aussi la limite supérieure du domaine de l'écoulement.

a. Cas du régime transitoire :

l'écoulement à surface libre transitoire consiste à écrire

- Equation régissant l'évolution de la charge hydraulique dans le domaine saturé ;
- Equation représentant le mouvement de la surface libre.

L'évolution de la charge hydraulique dans le domaine saturé est donnée par l'équation de RICHARDS :

$$\text{div}[K_{sat} \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(h)] = 0.$$

Pour la détermination de h dans tout le domaine saturé, cette équation ne suffit pas à elle seule. Donc il nous faut deux autres équations qui caractérisent la surface libre.

Pour tout point M de la surface libre on a :

$$Z_m = Z_L(X_m(t), Y_m(t), t)$$

$$\text{et } \frac{dZ_m}{dt} = \frac{\partial Z_L}{\partial t} + \frac{\partial Z_L}{\partial X} \cdot \frac{dX_m}{dt} + \frac{\partial Z_L}{\partial y} \cdot \frac{dy_m}{dt}.$$

Et si on suppose que l'eau est incompressible et la matrice du sol rigide, la vitesse du fluide est reliée à la vitesse cinématique du point M par les relations suivantes :

$$V_x = -K_{sat} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} = n \cdot \frac{dX_m}{dt}.$$

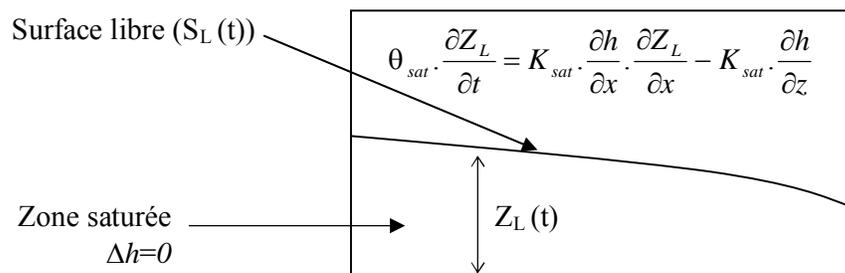
$$V_y = -K_{sat} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} = n \cdot \frac{dY_m}{dt}.$$

$$V_z = -K_{sat} \cdot \frac{\partial h}{\partial z} = n \cdot \frac{dZ_m}{dt}.$$

de (I-24) et (I-25) on trouve :

$$n \cdot \frac{\partial Z_L}{\partial t} = K_{sat} \cdot \left[\frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial Z_L}{\partial X} + \frac{\partial h}{\partial y} \cdot \frac{\partial Z_L}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial z} \right].$$

L'approche mathématique du problème à surface libre est représentée sur la figure (4)





..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

Fig. 4 : Application de l'approche mathématique à l'écoulement à surface libre.

Cependant, il est possible de ramener la résolution de ce système à celle d'une unique équation aux dérivées partielles, en posant certaines hypothèses.

b. Cas du régime permanent :

Lorsque la côte de la surface libre devient stationnaire, la frontière correspondante à l'équipression nulle est encore une frontière à flux nul. Ce problème fut et demeure l'objet de développements théoriques importants. Les approches les plus classiques, sont celles qui utilisent le potentiel complexe et la théorie de transformation conforme. Ces approches ont été appliquées aux écoulements dans les barrages en terre à géométrie simple. Et pour plus de détails, il faut consulter l'ouvrage de base « hydraulique souterraines » SCHNEEBELI 1987 [6]. D'autres approches mathématiques du problème de surface libre existent à l'heure actuelle, tels les travaux de BRUCH. Mais ces travaux concernent en général des cas idéaux où la géométrie est souvent carrée, rectangulaire ou trapézoïdale.

Dans la plupart des cas, l'écoulement est supposé bidimensionnel, le milieu poreux est isotrope et homogène et la surface libre est une fonction continue et régulière. C'est pourquoi le traitement des écoulements en milieu poreux pour les problèmes réels reste numérique.

II-7 Rétention de l'eau par les sols

La rétention en eau d'un horizon correspond à sa capacité à retenir l'eau à un état hydrique donné, caractérisé par une valeur donnée du potentiel matricielle de l'eau dans le sol. On nomme « caractéristique de rétention en eau » la relation $\theta(h)$ qui relie θ , teneur en eau volumique, et h , potentiel matriciel de l'eau. Il s'agit d'une relation non linéaire puisque h peut varier de plusieurs ordres de grandeur : $h = 0$ à saturation et $h = -10$ hPa pour un horizon très sec, tandis que θ varie de θ_s (rarement supérieur à 0,95) à θ proche de 0 pour un horizon séché à l'air. C'est pourquoi on utilise couramment la transformation logarithmique suivante pour faciliter la représentation graphique des caractéristiques de rétention :

$$pF = \log_{10} |h|, \quad \text{avec } h \text{ en cm.}$$

Cette relation varie d'un horizon à l'autre, en particulier en fonction de la texture et de la structure du sol.

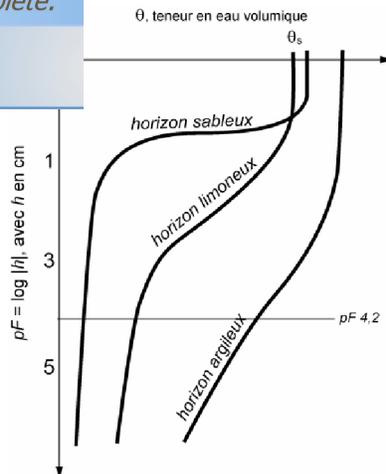


Fig.5 Caractéristiques de rétention $\theta(h)$ d'un horizon argileux, d'un horizon limoneux et d'un horizon sableux.

a) Capacité au champ et point de flétrissement permanent

La capacité au champ correspond à l'état hydrique du sol **in situ** après ressuyage par gravité d'une pluie ayant saturé entièrement le sol. Elle correspond aussi à la borne supérieure de la réserve en eau utile RU du sol. L'eau contenue entre la saturation et la capacité au champ séjourne dans le sol de manière trop fugace pour être considérée disponible pour les plantes. Une de ses principales applications concerne l'évaluation de la RU du sol pour l'alimentation hydrique des plantes.

Le concept de « capacité au champ », s'il demeure fort utile en Agronomie et « parlant » pour l'agriculteur, pose de sérieuses difficultés lorsqu'il s'agit de le traduire en valeur de potentiel matriciel. Aussi, plutôt que de tenter de normaliser le concept de capacité au champ et par là même réduire son champ d'application, les physiciens du sol préfèrent parler de « capacité de rétention » à un pF donné. Il semble que ce pF puisse varier de 1,5 à 2,5 selon les types de sol et le climat.

Comme il n'y a pas d'accord sur la valeur à attribuer au pF équivalent à la capacité au champ, il convient d'être prudent quant à la généralisation d'une valeur particulière de pF . Les difficultés pour définir la capacité au champ tiennent au fait qu'il ne s'agit pas d'un état d'équilibre. De la même façon, il n'est pas possible de définir l'état ressuyé pour un solum.

Ce que l'on constate, c'est qu'après un certain temps consécutif à une pluie ayant très largement réhumecté le sol, la teneur en eau varie suffisamment lentement pour que l'on puisse considérer qu'il s'agit d'un état d'équilibre, mais en toute rigueur, ce n'est pas le cas. La définition du point de flétrissement permanent pour les plantes pose moins de difficulté, principalement parce que la teneur en eau varie peu dans le domaine de potentiel correspondant à cet état hydrique (figure 15.4). Le point de flétrissement permanent est l'état hydrique du sol auquel les plantes ne peuvent plus puiser de l'eau et flétrissent de manière irréversible. On lui fait correspondre la valeur de pF 4,2 soit $\Psi = -15$ MPa.

b) La réserve en eau utile

amp et au point de flétrissement correspondent
et inférieure de la *RU*.

b.1. Connaissance détaillée de $\theta(h)$

Pour pouvoir résoudre les problèmes liés au transport de l'eau et des solutés dans les sols, un nombre croissant de modèles utilisent la loi de Darcy généralisée et requièrent par conséquent que $\theta(h)$ soit décrit par une fonction mathématique continue et dérivable. Parmi les fonctions proposées, celle proposée par van Genuchten (1980) est la plus couramment utilisée :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = \{1 + (\alpha h)^n\}^{-m}$$

Où

θ_s est la teneur en eau volumique à saturation du sol,

θ_r , la teneur en eau résiduelle (*i.e.* pour un sol très sec),

α , n et m , des paramètres de forme de la relation $\theta(h)$. Le paramètre n est soumis à la contrainte $n > 1$ de façon à ce que la courbe de rétention approche la saturation avec une pente nulle.

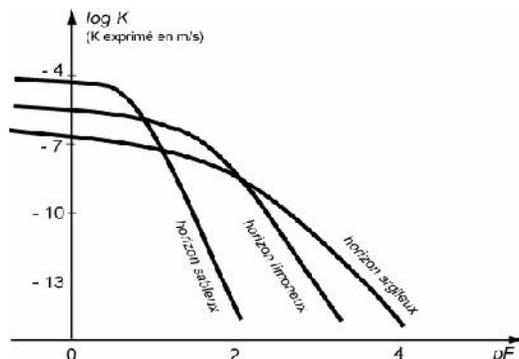
b.2. Circulation de l'eau dans les sols

Si les variations de potentiel de l'eau dans le sol sont le moteur des écoulements, leur intensité est aussi déterminée par la capacité du sol à se laisser traverser par l'eau, c'est-à-dire par sa conductivité hydraulique K . Elle est fortement dépendante du taux de saturation en eau de sa porosité, c'est-à-dire de sa teneur en eau. La conductivité hydraulique à saturation d'un horizon K_s est principalement déterminée par la taille maximale des pores de l'horizon : un horizon sableux aura une conductivité hydraulique à saturation supérieure à celle d'un horizon argileux. En revanche, si ce dernier possède des pores structuraux (fissures, galeries de vers de terre), sa conductivité hydraulique à saturation pourra être élevée et supérieure à celle d'un horizon sableux sans pores structuraux.

Dès qu'un horizon se désature, sa conductivité hydraulique diminue fortement.

L'allure de cette diminution peut être décrite par la relation $K(\theta)$ qui relie la conductivité hydraulique K , à la teneur en eau volumique θ .

La conductivité hydraulique peut aussi s'exprimer aussi en fonction du potentiel matriciel de l'eau h , compte tenu de la caractéristique de rétention reliant θ et h (fig.5).



é hydraulique $K(h)$ d'un horizon argileux, d'un horizon
sableux et d'un horizon sableux

Quand un horizon sableux se désature, K décroît brusquement. La porosité d'un horizon sableux est principalement constituée des espaces situés entre les grains de sable. Cette porosité inter grains, de taille relativement grande, est rapidement vidée de son eau lorsque le potentiel matriciel diminue. La conductivité hydraulique est alors très faible et limitée aux films d'eau résiduelle présents autour des grains.

La désaturation d'un horizon argileux, lors de l'abaissement du potentiel matriciel, est beaucoup plus progressive, en raison d'une distribution de taille des pores plus étalée que celle de l'horizon sableux. Ceci conduit à une diminution de K plus progressive que dans le cas de l'horizon sableux. Ainsi, en conditions non saturées ($pF > 1,6$ sur la figure 15.5), un sol argileux peut avoir une conductivité hydraulique supérieure à celle d'un sol sableux.

II.8. Prédiction des caractéristiques hydriques

Pour de nombreuses applications environnementales, il est nécessaire de connaître les caractéristiques hydriques $\theta(h)$ et $K(h)$ ou $K(\theta)$ des horizons qui composent la couverture pédologique. Or la détermination de ces caractéristiques par des méthodes expérimentales est généralement longue, coûteuse et difficile. C'est pourquoi des outils de prédiction ont été développés pour les calculer à partir de caractéristiques pédologiques beaucoup plus aisément accessibles.

Les « fonctions de pédotransfert (FPT) » constituent un moyen d'établir un lien entre ce qui est disponible dans les bases de données (*ce que nous avons*) et les données nécessaires pour les modèles décrivant le fonctionnement des sols (*ce dont nous avons besoin*). Elles ne sont donc pas exclusivement des outils de prédiction des caractéristiques hydriques du sol.

Des FPT ont été aussi développées pour d'autres propriétés comme la densité apparente, la stabilité structurale ou encore le nombre de jours disponibles pour travailler le sol mais c'est pour les propriétés de rétention en eau que le plus grand nombre de travaux ont été réalisés.

a) Prédiction de θ à différentes valeurs de h

De nombreuses FPT ont été développées pour θ à différentes valeurs de h (Bastet et al., 1998). Elles sont généralement de la forme :

$$\theta = a + b (Da) + c (CO) + d (Ar) + e (Li)$$

Avec

θ : teneur en eau volumique,

Da : densité apparente,

CO : teneur en carbone organique en $g \cdot 100g^{-1}$,

Ar : pourcentage d'argile,

Li : pourcentage de limon

et a, b, c, d et e : des coefficients qui varient en fonction de la valeur de h .

D'autres FPT fournissent aussi des valeurs ponctuelles de θ à des valeurs de h particulières mais elles sont données par classe de composition. Ainsi, à telle classe de texture, on fait correspondre des valeurs de W ou θ à différentes valeurs de h (Bruand et al., 2002).

Même lorsque l'on utilise des FPT ne permettant que l'estimation ponctuelle de θ à un nombre limité de valeurs de h , dès lors que ce nombre de valeurs est suffisamment élevé, il est possible par la suite d'ajuster un modèle de courbe correspondant à l'une des fonctions

re pour décrire $\theta(h)$ comme la fonction de van

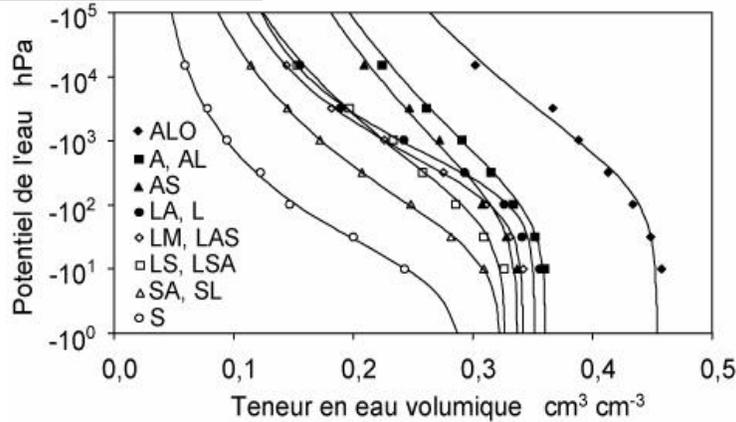


Fig.7 Fonctions analytiques de van Genuchten (1980) ajustées sur les valeurs ponctuelles de θ proposées par Bruand *et al.* (2002) en fonction de la classe de texture

b) Prédiction des paramètres de la courbe $\theta(h)$

Des FPT ont aussi été développées afin de prédire directement les valeurs des paramètres d'ajustement de fonctions analytiques décrivant les variations de θ en fonction de h . C'est sans aucun doute les paramètres de la fonction proposée par van Genuchten (1980) qui ont été l'objet du développement de FPT les plus nombreuses (Bastet *et al.* 1998 ; Wösten *et al.*, 2001).

Tableau. II.1
Valeurs typiques des paramètres hydrodynamiques selon Carsel et Parrish (1988)

Texture du sol (USDA)	θ_r (cm³ cm⁻³)	θ_s (cm³ cm⁻³)	K_s (cm min⁻¹)	α (cm⁻¹)	n
sableux	0,045	0,43	0,4950	0,1450	2,68
sablo-limoneux	0,065	0,41	0,0750	0,0750	1,89
limoneux	0,078	0,43	0,0173	0,0360	1,56
argilo-limoneux	0,10	0,41	0,0043	0,0190	1,31
argileux	0,068	0,38	0,0033	0,0173	1,09

Conclusion

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

turé sur l'eau qu'il contient est décrite assez simplement, la capillarité. En revanche, il est nécessaire, dans le cas des interactions physico-chimiques intervenant entre l'eau et les minéraux argileux, qui sont quantifiées macroscopiquement par les limites d'Atterberg. L'état de l'eau dans un sol non saturé est caractérisé par un potentiel, ou une succion, sachant qu'on utilise parfois les termes de *pression négative* ou de *pression capillaire*.

La **mesure et le contrôle de la succion** dans les sols s'appuient sur diverses techniques, plus ou moins directes et sont de façon générale assez délicates, ce qui explique un certain retard dans l'acquisition de résultats expérimentaux relatifs aux sols non saturés, tant sur les aspects concernant le transfert de fluides (eau et air), que le comportement mécanique. Si les techniques de contrôle de succion, qui proviennent de la science du sol, sont bien maîtrisées et disponibles dans un nombre croissant de laboratoires, les techniques de mesure de succion font encore l'objet de recherches.

Chapitre III : les fonctions de pedotransfert

Introduction :

La prédiction des propriétés de rétention en eau des sols a fortement mobilisé la communauté des physiciens du sol au cours des trois dernières décennies.

La raison en est simple : la connaissance de ces propriétés est nécessaire à l'appréciation des potentialités d'un sol à supporter telle ou telle culture. De très nombreux travaux ont par conséquent été conduits dans ce domaine.

On doit cependant reconnaître qu'il reste beaucoup à faire tant la « demande » se fait de plus en plus exigeante. S'il ne s'agissait dans les années 70 que d'estimer la « réserve utile » d'un sol, c'est l'ensemble de la courbe représentant la quantité d'eau présente dans un sol en fonction de l'énergie avec laquelle elle est retenue par ce sol qu'il est nécessaire aujourd'hui de connaître. Il ne s'agit plus seulement d'apprécier globalement l'aptitude d'un sol à mettre en réserve de l'eau. L'enjeu, c'est la connaissance fine des transferts couplés d'eau et de solutés vers la plante mais aussi vers les eaux superficielles et souterraines. Un examen rapide des outils disponibles pour prédire les propriétés de rétention en eau pourrait laisser penser que peu de progrès ont été faits. Cette impression tient au fait que parallèlement à l'amélioration des outils de prédiction des propriétés de rétention en eau, ce sont les exigences des gestionnaires des ressources en sol et en eau qui ont considérablement évolué

III-1 Définition :

lien entre ce qui est disponible dans les bases de données
pour les modèles décrivant le fonctionnement des

sols (ce dont on a besoin)

III-2 Mécanismes de transfert en milieu poreux

Dans un milieu poreux, où l'écoulement par les micropores est négligeable la loi de Darcy est considérée valide. L'équation de Richards pour le transfert de l'eau et l'équation de convection dispersion pour le transport de soluté sont généralement acceptées comme des modèles mathématiques appropriés

[Porro and Wierenga 1993; Vauclin 1994;7-nrmiilhl and Durner 1996..

La mesure des propriétés de rétention en eau étant particulièrement lourde, de nombreux chercheurs ont très tôt cherché à prédire ces propriétés à partir de caractéristiques du sol beaucoup plus aisément mesurables. Des relations ont ainsi été établies entre des caractéristiques de la composition du sol (granulométrie et teneur en matière organique très fréquemment) et les quantités d'eau présentes dans le sol à des état hydriques particuliers (capacité au champ et point de flétrissement). De telles relations constituaient autant de « Fonctions de pédotransfert » (FPT) telles qu'elles ont été nommées par la suite par des chercheurs néerlandais (Bouma et van Lanen, 1987 ; Bouma, 1989).

III-3 Les fonctions de pédotransfert

Les FPT permettent par conséquent de prédire les propriétés de rétention en eau à partir de données disponibles (Bastet *et al.*, 1998). Des FPT ont été aussi développées pour d'autres propriétés comme la densité apparente, la stabilité structurale ou encore la conductivité hydraulique mais c'est pour les propriétés de rétention en eau que le plus grand nombre de travaux a été réalisé. De façon plus générale, le terme « pédotransfert » signifie « Transfert de l'information pédologique ».

Les FPT ont été établies à partir de jeux de données dont les caractéristiques peuvent être très variables (taille du jeu de données, méthodologies utilisées pour déterminer les propriétés de rétention en eau, types de sol constituant le jeu de données).

III-3-1 Les bases de données

Plusieurs bases de données ont été constituées, en particulier aux Etats- Unis (USDA Natural Resource Conservation Service, 1994 ; Leij *et al.*, 1996 et 1999). Elles rassemblent des sols pour lesquels ont été mesurées à la fois les propriétés de rétention en eau et des caractéristiques de composition analogues à celles que l'on acquiert généralement lors d'une étude de sols.

Ce sont ces bases de données qui constituent la matière première pour établir et valider des FPT.

On a pendant longtemps utilisé les résultats des travaux effectués bien qu'ils ne permettent de prédire que les teneurs en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement en fonction de la texture (Jamagne *et al.*, 1977). La nécessité de prédire la teneur en eau pour un nombre plus élevé de valeurs d hydrique a conduit à développer un programme de mesures pour des sols représentatifs de grandes zones agricoles.

nt de FPT qui relie la teneur en eau massique (W) aux
30 –1000 –3300 et –15 000 hPa, soit respectivement
aide de relations de la forme :

$$W = a + b (Da) + c (CO) + d (Ar) + e (Li)$$

Avec a : ordonnée à l'origine et b, c, d et e : quatre coefficients qui varient selon la valeur du potentiel,

Da : densité apparente,

CO : teneur en carbone organique en g/100g,

AR : pourcentage d'argile et

Li : pourcentage de limon

Tableau.III.1

Coefficients et ordonnée à l'origine pour les fonctions de pédotransfert de la forme

$$W = a + b (Da) + c (CO) + d (Ar) + e (Li)$$

permettant de calculer les teneurs en eau à six valeurs de potentiel (modifié d'après Bastet, 1999).

Potentiel		$W = a + b (Da) + c (CO) + d (Ar) + e (Li)$				
hPa	pF	a	b	c	d	e
-33	1,5	0,4543	-0,2087	-0,0058	0,0020	0,0007
-100	2,0	0,2983	-0,1407	0,0076	0,0021	0,0012
-330	2,5	0,2663	-0,1489	0,0153	0,0034	0,0010
-1000	3,0	0,1679	-0,0960	0,0129	0,0036	0,0008
-3300	3,5	0,1519	-0,0879	0,0064	0,0036	0,0005
-15 000	4,2	0,2800	-0,1418	0,0010	0,0026	-0,0001

D'autres travaux ont permis l'établissement de fonctions de pédotransfert qui ne requièrent qu'une connaissance plus approximative de la composition du sol (appartenance à des classes de composition et/ou type de sol). Ainsi, des teneurs en eau volumiques ont été proposées en fonction de la seule texture du sol (Figure 1). Il est cependant recommandé de coupler à la texture, une valeur de densité apparente de telle façon à améliorer la précision de la prédiction et réduire son biais. Des teneurs en eau volumiques sont alors proposées en fonction de classes qui combinent texture et densité apparente (Figure 2) (Bruand *et al.*, 2002 et 2003). Il faut ici préciser que la densité apparente n'a pas la même valeur selon l'échelle à laquelle elle est mesurée (Figures 2 et 3). En effet, lorsqu'elle est mesurée à l'échelle de l'horizon, des pores de grande taille peuvent être pris en compte (en particulier dans les horizons de surface) sans que cela n'ait de conséquence pour les propriétés de rétention en eau. Une faible densité apparente ne signifiera pas alors obligatoirement un volume de pores élevé et actif pour la rétention d'eau (Bruand *et al.*, 1996 et 2002). C'est dans ce cas un prédicteur de médiocre qualité. En revanche, la densité apparente mesurée à l'échelle de volumes de dimension centimétrique (*i.e.* « à l'échelle de la motte ») rend compte de variations de volumes de pores qui sont dans leur grande majorité actifs pour la rétention de

nde qualité pour les propriétés de rétention en eau. La
is de la densité apparente à l'échelle de l'horizon
ar en eau massique en teneur en eau volumique) et de
celle à l'échelle de volumes de taille centimétrique (prédicteur pertinent des propriétés de
rétention en eau).

De nombreuses FPT issues de la littérature internationale permettent aussi de calculer les
propriétés de rétention en eau des sols. Ces FPT ont été établies avec des sols d'origine très
variable qu'il convient de connaître pour pouvoir apprécier la qualité de l'estimation obtenue.

III-3-2 Précision des prédictions

Si de nombreuses études ont eu pour objectif l'établissement de FPT, un nombre beaucoup
plus restreint a cherché à quantifier la précision des estimations et, de façon plus générale, a
valider les FPT disponibles (Williams et al., 1992 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern,
1995).

Plusieurs critères peuvent être utilisés pour discuter la précision des prédictions effectuées à
l'aide de FPT. Parmi ces critères, l'écart quadratique moyen (*EQM*), qui est celui qui a été le
plus fréquemment utilisé, s'écrit :

$$EQM = \sqrt{\frac{\sum (\theta_m - \theta_p)^2}{n}}$$

Avec θ_m et θ_p , teneurs en eau volumiques respectivement mesurée et prédite,
et n , le nombre de sols.

Les valeurs de *EQM* varient selon les études de 0,02 à 0,11 cm³ cm⁻³ (Wösten et al., 2001).
Les valeurs les plus faibles ont été enregistrées pour des sols regroupés en sous-ensembles
présentant une certaine homogénéité (type de pédogénèse, type de matériau parental, etc).
Quant aux valeurs les plus élevées, elles sont été enregistrées avec des FPT qui utilisent la
texture comme seul prédicteur.

Il est en effet important de considérer la gamme de sols sur laquelle ont été définies les
différentes fonctions de pédotransfert : si la FPT a été initialement déterminée dans un
contexte très précis de pédogénèse ou de matériau parental, elle sera très précise et non
biaisée si on l'utilise dans le même contexte. Dans un contexte différent, elle conduira à des
estimations totalement erronées. En revanche, si la FTP a été déterminée sur un grand nombre
d'horizons de sols différents, couvrant de larges territoires et des contextes
agropédoclimatiques variés, elle sera utilisable sur des sols très variés mais sera en revanche
peu précise. Il importe donc que l'utilisateur définisse a priori, selon l'application qui
l'intéresse, s'il souhaite une estimation très précise et accepte donc un risque de biais élevé,
ou une estimation peu précise mais relativement fiable.

III-3-3 Perspectives

Si certaines études ont eu pour objectif l'établissement de FPT « universelles », c'est-à-dire
permettant une prédiction des propriétés de rétention en eau précise et non biaisée quelles que
soient les caractéristiques des sols (composition, type, usage), on sait aujourd'hui qu'il
n'existe pas de réponse générale à la question de la prédiction des propriétés de rétention en
eau.

L'amélioration de la qualité des FPT pour un ensemble de sols passera par une meilleure
connaissance de ce qui détermine la précision et le biais de la prédiction. On pourra alors

sols pour lesquels on souhaite prédire les propriétés de

a) Poursuivre les programmes de mesure

En complément aux études en cours qui exploitent les jeux de données disponibles, il est nécessaire de poursuivre des programmes de mesures des propriétés de rétention en eau et, de façon plus générale, des propriétés hydrauliques des sols (rétention et conductivité). On ne dispose encore que d'une connaissance très fragmentaire des propriétés hydrauliques des principaux sols représentatifs. Certains sols ont fait l'objet d'études détaillées alors que bien d'autres ont été ignorés jusqu'alors. C'est encore le cas de nombreux sols de grandes zones de culture. Par ailleurs, un nombre très limité d'études a été réalisé dans les zones où l'activité agricole est essentiellement vouée à l'élevage. C'est aussi le cas dans les zones forestières. La poursuite de programmes de mesure devrait cependant reposer sur une analyse préalable de la représentativité géographique des grands types de sol et des données dont nous disposons pour chacun. En croisant « représentativité géographique », « nature des données disponibles » et « pression anthropique », il devrait être possible de compléter de façon cohérente la base de données déjà établie.

b) . Mieux prendre en compte l'usage du sol

L'usage du sol n'est pas explicitement pris en compte lorsqu'il s'agit d'établir ou d'utiliser des FPT, on considère généralement qu'il intervient par l'intermédiaire des variations de densité apparente qu'il génère. Or, une même valeur de densité apparente ne signifiera pas obligatoirement la même chose pour les propriétés de rétention en eau s'il agit d'un horizon de surface sous forêt, sous prairie permanente ou sous culture. Cela est dû à des différences de distribution de taille des pores alors que globalement le volume total de pores ne varie pas. Pour les sols cultivés en particulier, l'état structural de l'horizon cultivé, et par conséquent sa densité apparente, varie notablement au cours de l'année. Au delà de cette dynamique annuelle de l'état structural, c'est l'hétérogénéité de cet état au sein de l'horizon cultivé qui n'est que très rarement prise en compte (Richard *et al.*, 2001). Il y aurait lieu de s'y intéresser car il apparaît que les propriétés de rétention en eau peuvent être très variables au sein d'un horizon cultivé.

c) . Ne plus éviter les sols caillouteux

Les sols caillouteux, ou de façon plus générale à éléments grossiers, ne sont que rarement étudiés tant la mesure de leurs propriétés de rétention en eau est source de difficultés méthodologiques. L'attitude la plus fréquente consiste à considérer que les éléments grossiers sont sans effet sur les propriétés de rétention en eau du sol hormis un effet strictement stérique. Or, non seulement les cailloux peuvent posséder leur propre porosité et contribuer aux propriétés de rétention en eau du sol (Coutadeur *et al.* 2000 ; Cousin *et al.* 2003) mais la fraction fine présente entre les éléments grossiers semble être plus poreuse qu'elle ne l'est lorsqu'ils sont absents.

L'absence de données pour les sols caillouteux est d'autant plus gênante que c'est pour ces sols que les questions relatives à la gestion de l'eau se posent avec le plus d'acuité.

d) Conduire une analyse fonctionnelle

ention en eau ne constitue pas une fin en soi. Elle est
l'eau et de soluté vers les plantes, vers les eaux
superficielles ou souterraines. L'analyse de la qualité des FPT ne peut se limiter à l'étude de
l'erreur sur les teneurs en eau du sol prédites. Elle doit en effet aller jusqu'à l'étude de l'erreur
induite sur le fonctionnement hydrique du sol et ses conséquences pour les flux d'eau et de
soluté.

En procédant de la sorte, il sera possible de faire porter les études à venir plus sur tel domaine
de la courbe de rétention en eau plutôt que sur tel autre en raison de son importance pour le
fonctionnement du système sol-plante atmosphère étudié.

III-3-4 Quelques modèles disponibles

III-3-4 -1 Courbes d'humidité, relation Teneur en eau – Pression capillaire

a) Relation de Brooks and Corey (1966)

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(h/h_e)^\lambda, & h > h_e, \\ \theta_s, & h \leq h_e. \end{cases}$$

Avec θ la teneur en eau du sol, θ_s la teneur en eau du sol à saturation (m³/m³), θ_r la teneur en
eau résiduelle (m³/m³), h la pression de succion dans le sol (m), h_e la pression d'entrée d'air
(m), *i.e.* pression d'air nécessaire pour chasser la première goutte d'eau du sol (plus
exactement du pore de plus grand diamètre).

b) Relation de Van-Genuchten (2)

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)[1 + (h/h_e)^n]^{-m} & h > 0, \\ \theta_s & h \leq 0. \end{cases}$$

Avec θ la teneur en eau du sol, θ_s la teneur en eau du sol à saturation (m³/m³), θ_r
la teneur en eau résiduelle (m³/m³), h la pression de succion dans le sol (m), h_e le paramètre
d'échelle de Van-Genuchten (m), analogue à la pression d'entrée d'air, n le paramètre de
forme de Van-Genuchten (-), avec la relation $m = 1 - 1/n$.

III-3-4 -2 Courbes de conductivité, relation Conductivité du sol - Teneur en eau

a) Relation de Mualem (1)

$$K_r(S_e) = S_e^n \left[\frac{\int_{R_{min}}^r f(r) dr}{\int_{R_{min}}^{R_{max}} f(r) dr} \right]^2$$

avec $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$ la saturation effective, R_{min} et R_{max} respectivement les rayons minima et maxima des pores et $f(r)$ la fonction de distribution des tailles de pores. En utilisant $d\theta = f(r)$ et la relation de Young-Laplace reliant la succion matricielle h au rayon de pore $h = 2\sigma_w/r$ ou σ_w représente la tension superficielle à l'interface eau/air, Mualem derive la formule finale

b) Relation de Mualem-Van Genuchten

En injectant la relation de Van Genuchten à la relation de Mualem on obtient :

$$K_r(S_e) = S_e^n \cdot \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2$$

Pour que ce modèle soit physiquement acceptable, il est nécessaire d'obtenir des valeurs de $n > 2$ (3). Ne pas respecter cette condition équivaut à supposer que le rayon du plus grand pore du sol R_{max} !

c) Relation de Mualem-Brooks and Corey

En injectant la relation de Brooks et Corey à la relation de Mualem on obtient :

$$K_r(S_e) = S_e^{(\tau + 2 + 2/\lambda)}$$

En général, la valeur de t est fixée à $t = 0,5$ comme le préconise Mualem.

III-3-4 -3 Lois utilisées dans la base de données Grizzly

a) Distribution granulométrique

$$F(d) = \left(1 + (dg/d)^N \right)^{-M}$$

Avec F , la fraction massique cumulée de grain inférieurs au diamètre de tamisage d ; dg le diamètre caractéristique des plus gros grains ; N et M les paramètres de formes respectant la relation $M = 1 - 2/N$. Ce modèle est analogue au modèle de Van Genuchten.

b) Courbe d'humidité

Deux modèles sont retenus dans la base Grizzly. Le premier prend la forme de la relation de Van genuchten : Cependant cette forme s'applique directement à la teneur en eau a saturation, sans prendre tenir compte d'une teneur en eau résiduelle.

$$= \theta_s \cdot [1 + (h/hg)^n]^{-m}$$

Avec θ_s la teneur en eau à saturation, hg une pression caractéristique «analogue» à une pression d'entrée d'air, m et n les paramètres de forme suivant la relation $m = 1-2/n$. Le second prend la forme de la relation de Brook & Corey. Là encore le modèle ne suit pas la loi générale puisque la teneur en eau résiduelle, θ_r , est ignorée ou considérée nulle.

$$\theta(h) = \theta_s \cdot \left(\frac{h}{h_{bc}}\right)^{-\lambda} \quad \text{si } h > h_{bc}$$

Avec h_{bc} la pression d'entrée d'air,

c) Courbe de conductivité

La relation retenue prend la forme d'une relation de Brook & Corey :

$$K(\theta) = K_s \cdot (\theta/\theta_s)^\eta$$

Avec K_s la conductivité à saturation et h le paramètre de forme. Haverkamp et Parlange propose différentes méthodes pour déterminer la courbe d'humidité à partir des distribution granulométriques et de quelques mesures $\theta(i)-h(i)$ sans avoir de connaissance de q_s . D'autres relations sont proposées pour relier la courbe de conductivité au paramètre de la courbe d'humidité, en s'appuyant sur les relations de Mualem.

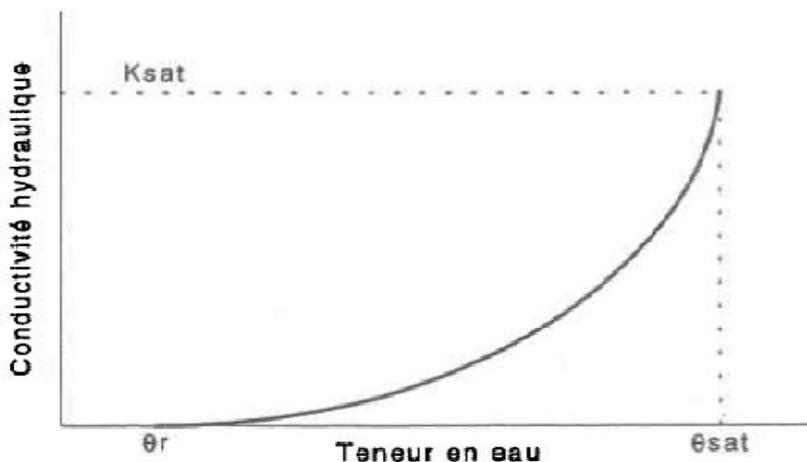


Fig.1 (k) en fonction de (θ)



PDF
Complete

*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

Tableau.III.2 .Résumé des différentes fonctions empiriques.

Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features

	Formulations empiriques	Spécifications
	$\theta = K_s \exp(\alpha h)$	$\alpha > 0$
Brooks and Corey [1964]	$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{h_{cr}}{h} \right)^\lambda$ $K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta$	$\lambda > 0$ $\eta = 2/\lambda + 2 + p$ Burdine model [1953] $p = 1$ Mualem model [1976] $p = 1/2$ Yuster [1951] $\eta = 2$ Irmay [1954] $\eta = 3$ Averyanov [1950] $\eta = 3,5$
Brutsaert [1966]	$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{1 + \left(\frac{h}{h_b} \right)^b}$	$b > 0$
van Genuchten [1980]	$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{h}{h_s} \right)^n \right]^m}$ $\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/n} \right]^m \right\}^2$	Burdine model [1953] $m = 1 - 2/n, n > 2$ Mualem model [1976] $m = 1 - 1/n, n > 1$
Combinaison van Genuchten [1980] Brooks and Corey [1964]	$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{h}{h_s} \right)^n \right]^m}$ $K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta$	$\eta = 2/mn + 2 + p$ Burdine model [1953] $m = 1 - 2/n$ $p \geq -1/m$

...rès fortement mobilisée sur la question de la prédiction des propriétés de rétention en eau des sols. Les travaux sont cependant essentiellement focalisés sur l'analyse des jeux de données disponibles plutôt que sur l'acquisition de nouveaux. Il s'agit là d'une étape nécessaire à l'issue de laquelle il sera possible de conduire de nouveaux programmes d'acquisition. Alors, nous disposerons de jeux de données permettant l'établissement de FPT et leur utilisation à des différentes échelles et nous éviterons, comme encore trop souvent aujourd'hui, d'avoir recours :

- (i) soit à des FPT établies à partir de jeux de données représentatifs à l'échelle d'un pays, voire d'un continent, mais de très médiocre qualité dès lors qu'elles sont utilisées à l'échelle d'une région ou, encore pire, d'une zone de plus petite taille ;
- (ii) soit à des FPT établies à partir d'un jeu de données représentatif de quelques types de sols, voire d'une unité de paysage, mais de très médiocre qualité lorsqu'elles sont utilisées à l'échelle d'une région ou, encore pire, d'un territoire national.

CHAPITRE IV: EXPERIMENTATION

EXPERIMENTATION

IV. 1 Etude des fonctions de pédotransfert :

IV.1.1. Objectif :

L'objectif général de ce projet est de modéliser le transfert d'eau et de soluté dans les sols. Le projet, qui se divise en deux parties, comporte un volet pratique et un volet plus théorique. L'objectif du premier volet est d'étudier les conditions hydrodynamiques de milieux poreux . L'objectif du second est d'appliquer les models numériques de fonction de pédotransfert tel que van Genuchten brook and Corey ...etc.

IV.1.2. Protocole expérimental :

Le dispositif expérimental a été conçu de telle sorte à nous permettre d'aboutir à notre objectif d'une manière rapide et avec un matériel simple.

IV.1.3. Présentation du dispositif expérimental :

L'étude des fonctions de pédotransfert a été réalisé sur des colonnes de sol remanies
Les colonnes sont composées de 5anneaux superposé ayant des dimensions suivantes .
- hauteur : 10cm.
- diamètre : 11cm.
La colonne entière mesure 50 cm .



Fig.1 Dispositif expérimental.

Les sols proviennent des environs du centre d'enfouissement techniques des déchets ménagers de Bouinane wilaya de Blida nous avons choisit deux (02) types de sols qui différent de part leurs couleurs et leurs granulométrie.

Les essais porteront sur la variation de la de la teneur en eau en fonction de la profondeur du sol, en fonction de la pression exercée et bien entendu en fonction du temps.

Le premier travail a consisté à analyser le sol et de déterminer ses principaux composants.

IV.1.4. Caractéristiques des sols :

A) Granulométrie :

L'analyse granulométrique a été réalisé au laboratoire de l'ENSH a l'aide de la méthode de la propriété de ROBINSON.



Fig.2 Analyse granulométrique.

Les résultats des analyses granulométriques des deux types du sol sont donnés dans le tableau suivant :

	on	% Sable	La texture
Rouge	18.10	24.12	57.79
Noir	24.93	27	48.07

B) Les caractéristiques physiques du sol :

il est important de déterminer les densité réelles et apparentes des deux(02) sols car elles permettent de calculer la porosité des sols et la teneurs en eau volumiques, la densité apparente a été mesuré in-situ c'est-à-dire sur le site a l'aide de la méthode des cylindre.



Fig.3 Préparations des cylindres pour la mesure de la densité apparente. La densité réelle a été mesurée au laboratoire à l'aide de la méthode des éprouvettes.

C) Les Caractéristiques hydriques :

Des mesures initiales avant d'entamer l'expérimentation on étaient faite afin de déterminer l'humidité à la capacité au champ et l'humidité au point de flétrissement correspondant respectivement a des pressions de 0.5bar et 15bar .

Ces mesures ont était effectuer dans le laboratoire a l'aide de la presse à membrane.

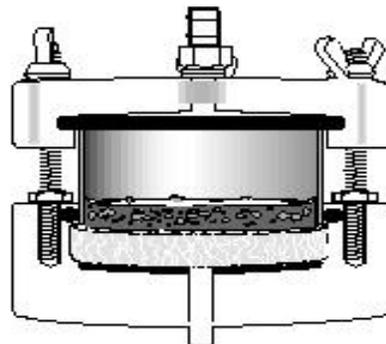


Fig.4 Presse à membrane.

La conductivité hydraulique à saturation a été mesurée à l'aide de la méthode de Henin.



Fig.5 Dispositif pour l'expérience de Henin.

Les caractéristiques physiques et hydriques des sols sont données dans le tableau qui suit :

Tableau. IV-2 : Caractéristiques physique et hydriques des deux sols

Propriétés	sol	Rouge	Noir
Humidité au point de flétrissement H_{pf} (cm^3/cm^3)		0.11	0.12
Humidité a la capacité au champ H_{cc} (cm^3/cm^3)		0.19	0.20
Densité apparente d_a		1.12	1.2
Conductivité hydraulique a saturation K_s (cm/h)		0.48	0.46

D) Perméabilité des deux sols :

Méthode porchet

Cette méthode consiste à creuser un trou cylindrique de 8 ou 10 cm de diamètre et de 50 ou 100 cm de profondeur par exemple. Après l'avoir rempli d'eau, on mesurera la vitesse d'infiltration dans le sol. Cette méthode est très critiquable par le manque de maîtrise des bases scientifiques sur lesquelles elle s'appuie, en particulier la méconnaissance de l'état du milieu qui conditionne la conductivité



Fig.6 L'essai porchet.

$K_s(\text{sol } 02) = 0.000127 \text{ m/s.}$

$K_s(\text{sol } 01) = 0.000134 \text{ m/s.}$

Une fois l'analyse préliminaires finie nous avons entamé notre expérimentation qui consiste a suivre.

-Le taux d'humidité en fonction du temps et de la profondeur du sol et établir donc des profils hydriques pour les deux sols.

-Mesurer l'évolution de la densité apparente et établir un profil de la densité apparente en fonction de la profondeur.

- Mesurer les taux d'humidité en fonction de la pression et d'établir des profils de la teneur en eau en fonction de la pression.

-Mesurer la conductivité hydraulique en fonction de la pression

L'élaboration de ces différent profils nous as permis de tracer des courbe de pédotransfert pour les deux sols.

Ces résultats permettent donc d'utilisé le logiciel vadose pour la simulation et l'estimation.

IV.2.Humidité

IV .2.1.Profils d'humidité :

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

deux profils d'humidité des deux sols on a effectué des dans chaque colonne après d'irrigation 2 jours et après



Fig.7 Saturation des colonnes pour le calcul de la teneur en eau.

Les résultats sont donnés dans les tableaux qui suivent.

-Sol 01

Tableau. IV-3 Humidité volumique après un jour.

H (m)	θ (%)
10	12,1
20	12,61
30	12,62
40	15,78
50	17,41

Tableau. IV-4 Humidité volumique après deux jours .

H (m)	θ (%)
10	12,05

Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features

	12,15
30	13,49
40	14,08
50	15,57

Tableau. IV-5 Humidité volumique après 7 jours .

H (m)	θ (%)
10	11,33
20	11,16
30	10,48
40	12,04
50	13,57

Sol (02)

Tableau. IV-6 Humidité volumique après un jour .

H (m)	θ (%)
10	18,20
20	18
30	16,24
40	15,17
50	19,15

Tableau. IV-7 Humidité volumique après deux (02) jours.

H (m)	θ (%)
-------	--------------

Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features

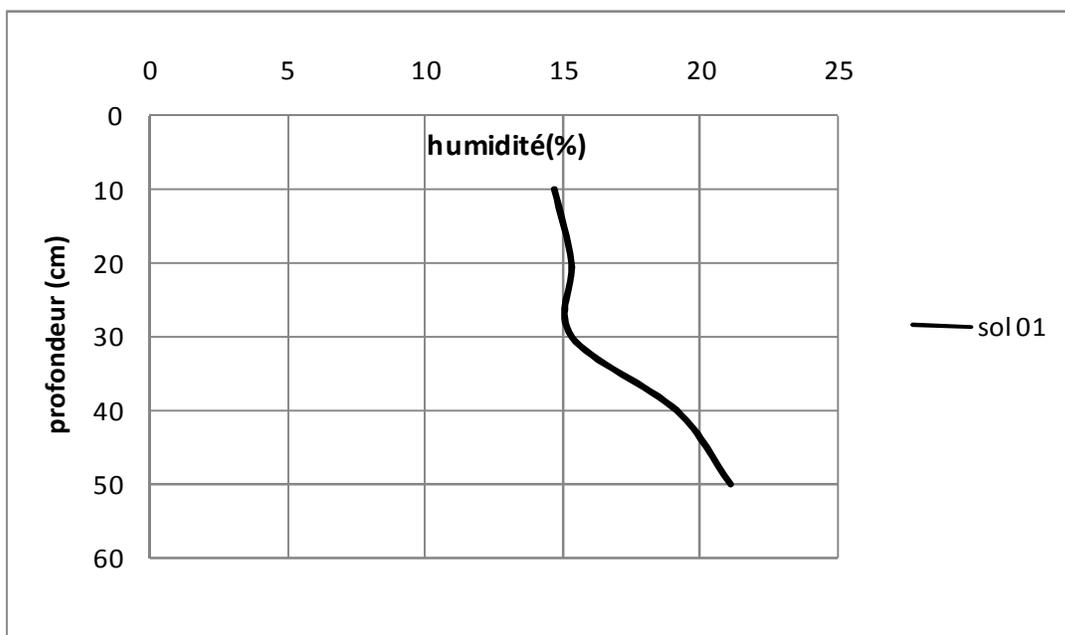
	14,49
20	15,2
30	17,05
40	17,04
50	16.29

Tableau. IV-8 Humidité volumique après sept (07) jours.

H (m)	θ (%)
10	13,46
20	13,49
30	13,74
40	14,88
50	14,88

IV.2.2 Représentation des Profils d'humidité :

Après un jour :



d'humidité après un jour (sol01)

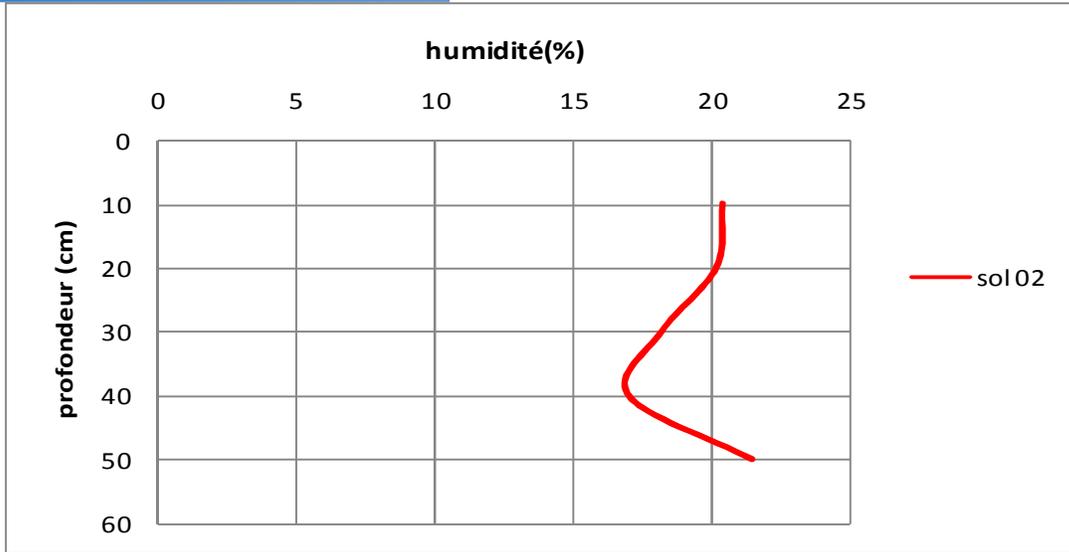


Fig.9 Profils d'humidité après un jour (sol02)

Après deux jours

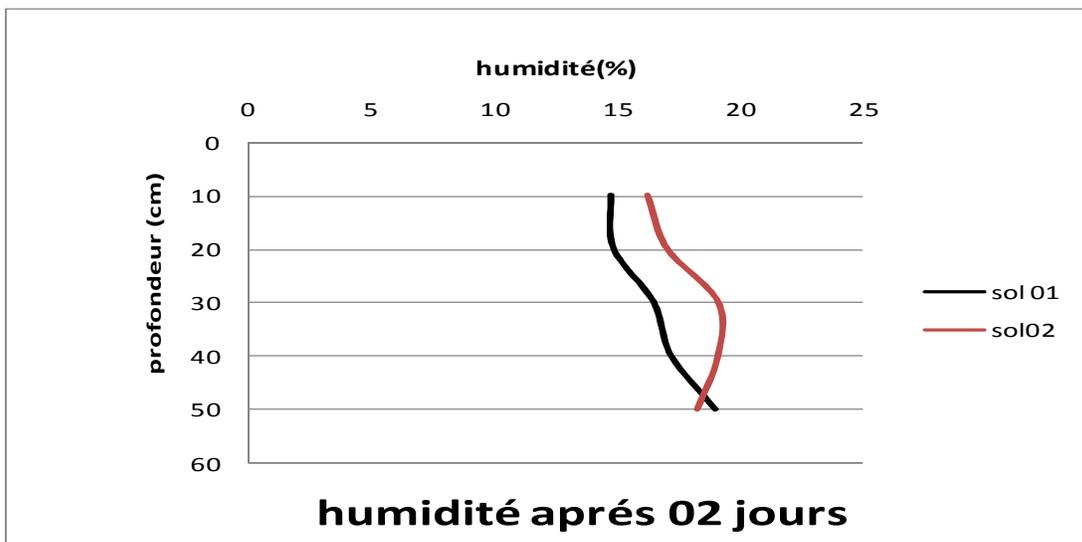


Fig.10 Profils d'humidité après deux (02) jours (sol01 et sol02)

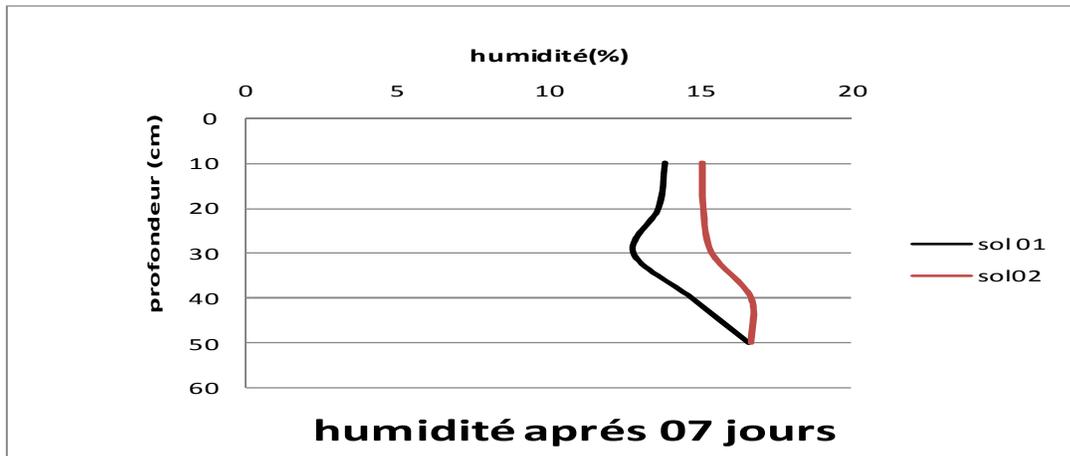


Fig.11 Profils d'humidité après deux (02) jours (sol01 et sol 02)

On remarque que l'humidité a l'extrémité de la colonne est plus importantes ce qui est tout a fait normale ce sont les premières anneaux qui perdent l'eau par évaporation. Entre 1&7 jours la perte en eau n'est pas conséquente (moins de 2%) car les colonnes n'étaient pas soumises a une forte température et évaporation (sous abris)

IV.3.Densité apparente

IV.3.1Profils de densité apparente

Elle a été mesurée sur chaque anneau par la méthode des cylindres.

-Les tableaux qui suivent nous donnent la valeur de densité apparente pour les deux sols

Tableau. IV-9 Densité apparente sol (01)

m t	m	da	h
161	96	1,01867572	10
173	108	1,14601019	20
187	122	1,29456706	30
192	127	1,34762309	40
185	120	1,27334465	50

Tableau. IV-10 Densité apparente sol (02)

m t	m	da	h
154	89	0,94439728	10
173	108	1,14601019	20
165	100	1,06112054	30
190	125	1,32640068	40
173	108	1,14601019	50

Avec

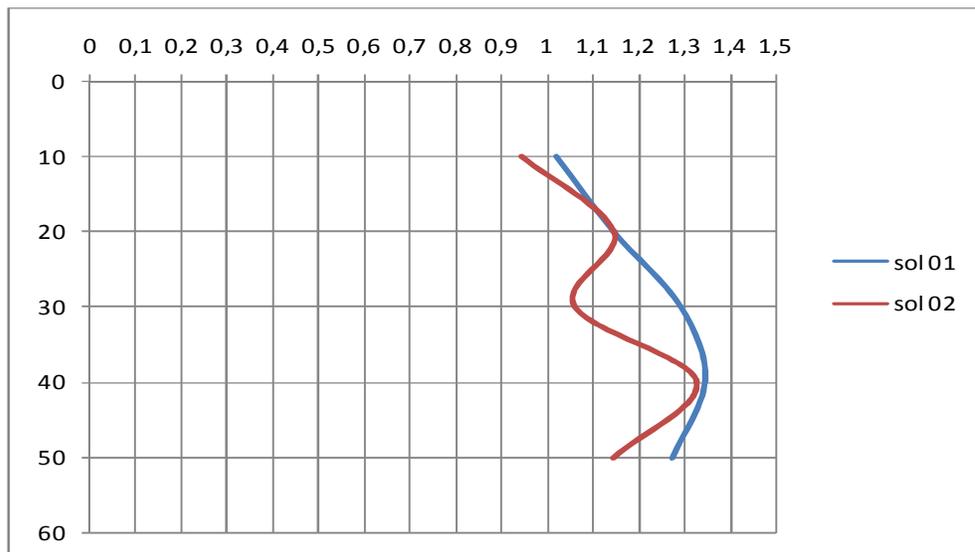
mt : poids du cylindre remplis (g)

m : masse du cylindre sec (g)

da : densité apparente

h : profondeur (cm)

IV.3.2 Représentation des profils de densité apparente :



Axe des abscices : densité apparente

Axe des y : profondeurs

Fig.12 Profils de densité (sol01 et sol02)



PDF Complete
Your complimentary use period has ended.
Thank you for using PDF Complete.

[Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

n'est pas uniforme

Certain anneaux ont subis des compactation d'où la diiference de résultats

IV.4.La pression :

IV.4.1Profils de pression

Les pores des milieux poreux sont remplis entièrement ou en partie avec de l'eau. La quantité d'eau retenue dans le milieu dépend de la granulométrie des particules élémentaires et elle est d'autant plus importante que le matériau est plus fin

Les forces de rétention de l'eau dans les corps poreux sont multiples : tension capillaire aux interfaces des différents phases eau, air , solide ; phénomènes osmotiques résultant de la présence d'ions dans l'eau des pores et de l'interaction avec la phases solide ; l'adsorption aux parois des pores

Le comportement mécanique des matériaux poreux est déterminé par la quantité d'eau contenue dans le matériau et, plus particulièrement, par l'état de l'eau retenue.

Un des moyens de définir l'état de l'eau dans les sols et dans les corps poreux d'une façon générale, est de déterminer sa pression interstitielle

On détermine ici le taux d'humidité dans des échantillons pris de deux sols soumissent a des pressions qui varie de 0.5 bars jusqu'aux 7 bars

Le tableau ci-dessous donne les valeurs de l'humidité en fonction de pression des deux sols

tion de pression des deux sols.

Pression	□ (%) – sol 01-	□ (%) – sol 02-
0,5	14,69	15,8
2	14,35	13,05
3	12,9	12,63
4	12,77	11,71
5	9,53	9,85
7	9,49	8,05
9	8,1	7,38

IV.4.2 Representation des profils de pressions :

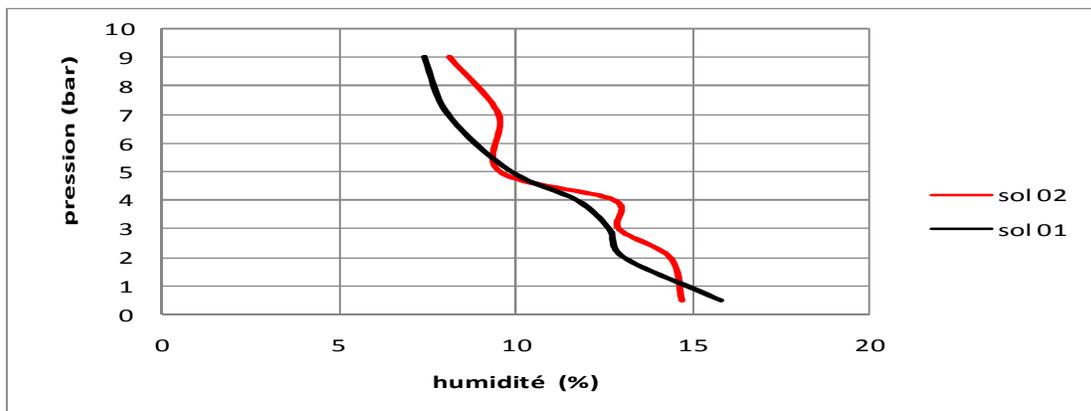


Fig. 13 Profils de pression (sol01 et sol02)

On remarque que le taux d'humidité diminue de 15% à environ 7% pour une pression de 9 bar les valeurs de l'humidité pondérale des deux sols n'est pas très différente bien que la granulométrie sois différente.

Ce travail expérimental nous a permis d'établir les courbes d'humidité en fonction de la pression

Nous n'avons pas pu malheureusement pour les essais aller au delà de 10bars de pression le matériel étant défectueux

CHAPITRE V : LOGICIEL « VADOSE »

Introduction :

L'écoulement de l'eau dans le sol est l'une des questions fondamentales en géotechnique et génie géo-environnemental. En fait, si l'eau n'est pas présente dans le sol, il ne serait pas nécessaire pour l'ingénierie géotechnique. C'est une déclaration absurde: s'il n'y avait pas d'eau dans le sol, il n'y aurait aucun moyen de maintenir un écosystème, pas d'êtres humains sur terre et pas besoin de géotechnique et géo-environnement génie. Toutefois, la déclaration met en évidence l'importance de l'eau dans travailler avec le sol et la roche.

La quantité de flux est souvent considérée comme le paramètre clé dans la quantification des infiltrations des pertes provenant d'un réservoir ou la détermination de la quantité d'eau disponible pour usage domestique ou l'utilisation industrielle.

En ingénierie, la question la plus importante est la pression interstitielle de l'eau. L'accent ne devrait pas être sur la quantité d'eau s'écoulant à travers le sol, mais sur l'état de la pression d'eau interstitielle dans le sol qu'elle soit positive ou négative, a une incidence directe sur la résistance au cisaillement et les caractéristiques de changement de volume du sol.

La Recherche dans les dernières décennies a montré que même la circulation de l'humidité dans les sols non saturés près de la surface du sol est directement liée à la succion du sol (la pression d'eau négative). Ainsi, même lorsque les quantités d'écoulement sont le principal intérêt, il est important d'établir avec exactitude les pressions interstitielles d'eau

Dans le passé, les analyses relatives aux eaux souterraines se sont concentrées sur les débits saturés. En conséquence, les problèmes d'écoulement ont été généralement classés comme étant confinés et des situations en milieu ouvert, comme confiné ou non confiné aquifères. Flux sous une structure serait un problème de débit limité, alors que le débit moyen d'un remblai homogène serait en milieu de flux ouvert, Historiquement parlant, en milieu ouvert débit LES problèmes ont été plus difficiles à analyser parce que les analyses nécessaires pour déterminer la nappe phréatique.

La nappe phréatique a été considérée comme une limite supérieure et tout flux qui peut avoir existé dans la zone de capillarité dessus de la ligne phréatique a été ignoré.

Il n'est plus acceptable de prendre une approche simplifiée et ignorer écoulement non saturé dessus de la nappe phréatique. Non seulement il ignore un élément important de flux d'humidité dans les sols, mais elle limite fortement les types de problèmes qui peuvent être analysées. Il est obligatoire pour faire face à écoulement non saturé dans des situations typiques comme modélisation de l'infiltration et de la précipitation.

L'infiltration terme fait généralement référence à des situations où la force motrice principale est une gravité contrôlé, comme l'établissement de pertes par infiltration à partir d'un réservoir, où les force motrice est la différence de charge hydraulique totale entre l'entrée et la sortie.

Une autre cause de mouvement de l'eau dans les sols est l'existence de l'eau interstitielle excédentaire pression en raison de la charge extérieure. Ce type d'écoulement de l'eau n'est généralement pas dénommé infiltration, mais les équations fondamentales mathématique décrivant le mouvement de l'eau sont essentiellement identiques. Par conséquent, une formulation de logiciels pour l'analyse des problèmes d'infiltration peut également être utilisée pour analyser la dissipation de l'excès de pression d'eau interstitielle résultant de changements dans des conditions de stress.

Le logiciel geostudio se compose de sept fonction qui sont aussi des produits logiciels (SLOPE / W, SEEP / W, SIGMA / W, QUAKE / W, TEMP / W, CTRAN / W et VADOSE/W)

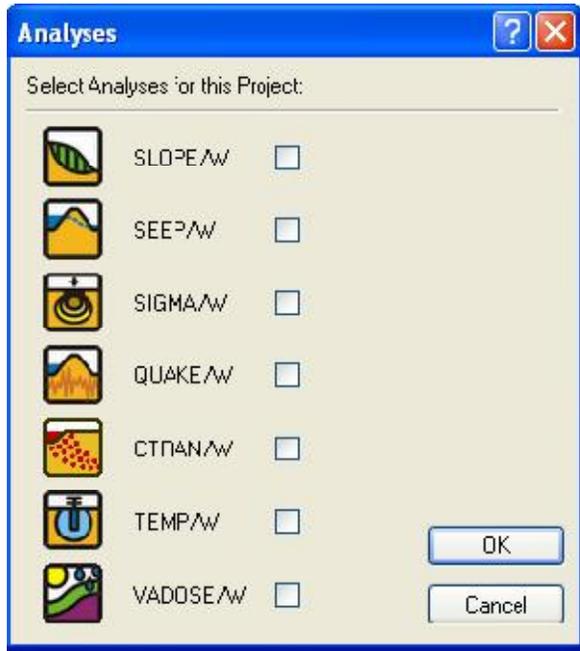


Fig.1 Les application de GEOSTUDIO

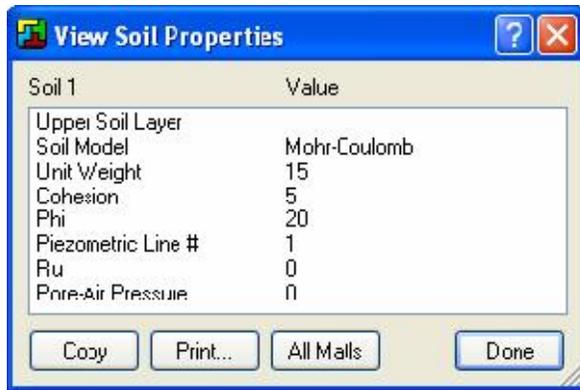


Fig.2 Propriétés d'un sol

_Sur les différents logiciels on s'est intéressé à vadose qui permet de modéliser et estimer certaines fonctions pédotransfert a savoir

- humidité volumique en fonction de la pression
- conductivité hydraulique en fonction de la pression

Il permet aussi de schématiser les horizons ou les profiles de sol en créant une incrémentation

V-2. Les applications typique

comprennent:

- la conception du sol à une ou plusieurs couches couvre plus de résidus miniers et sites municipaux mis en décharge;
- l'obtention du climat contrôlé pressions interstitielles du sol sur des pentes naturelles ou l'homme fait coteaux pour utilisation dans l'analyse de stabilité;
- la détermination de l'infiltration et l'évaporation et la transpiration des plantes de projets d'irrigation agricole, etc
- vadose / W peut être utilisé partout où limite de la surface exacte conditions sont requises.

V-3. Pourquoi le modèle ?

La première réaction à la question, «pourquoi le modèle?» Semble plutôt évidente. L'objectif est d'analyser le problème. Sur plus de réflexion, la réponse devient plus complexe. Sans une compréhension claire de la raison pour la modélisation ou l'identification quels sont les objectifs de modélisation ?

La modélisation numérique peut conduire à une frustrante expérience et des résultats incertains. Comme nous le verrons plus en détail dans la section suivante,

il est erroné de mettre en place le modèle, calculer une solution et puis essayez de décider ce que le résultats moyens. Il est important de décider dès le départ la raison de faire la modélisation. Quel est l'objectif principal et quelle est la question qui doit être répondu?

Les points suivants sont quelques-unes des principales raisons pour la modélisation, à partir d'un large perspective de haut niveau. Nous modélisons à:

- faire des prédictions quantitatives,
- comparer les alternatives,
- identifier les paramètres qui régissent et
- comprendre les processus et de former notre pensée.

V-4.Méthode d'estimation de la fonction de conductivité aperçue

La tâche difficile de mesurer la fonction de la conductivité hydraulique non saturée est directement souvent surmontées par la prédiction de la conductivité hydraulique non saturée soit auprès d'une mesure prévue volumétrique en fonction de la teneur en eau, par conséquent, cette approche est préférable, si prédictive d'un modèle approprié est disponible. Ces méthodes d'estimation sont généralement pour prédire la forme de la fonction par rapport à la valeur de la conductivité saturée. Les détails complets de chaque méthode sont fournis en annexe.

Il est important de réaliser que des techniques telles que la prédiction de l'eau volumétrique fonction du contenu à partir de distributions granulométriques ou l'estimation d'une fonction de la conductivité hydraulique à partir d'une fonction de la teneur en eau volumétrique ne sont que des estimations.

Les techniques d'estimation travaillent généralement mieux pour les sols a granulaire fine qu'ils ne le font pour les sols argileux. En outre, il n'existe aucun moyen d'intégrer des informations importantes telles que l'énergie de compactage utilisée pour placer le matériel ou l'influence des structures secondaires telles que les fissures sur le système d'écoulement.

V-4.1 la conductivité hydraulique

Vadose / W dispose de trois méthodes distinctes intégrées dans le modèle qui peut être utilisé pour prédire les fonctions a conductivité hydraulique non saturée en utilisant soit une mesure ou estimé la fonction teneur volumétrique en eau et une conductivité hydraulique à saturation.

a. Méthode 1 (Fredlund et al. 1994)

L'une des trois méthodes disponibles pour prévoir la fonction hydrauliques non saturées de la conductivité d'une fonction de la teneur en eau volumétrique est celle proposée par

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

consiste à développer la fonction insaturé de la le long de la courbe entière de la Si la fonction du contenu volumétrique en eau a été courbe en forme avec la méthode proposée par Fredlund et Xing (1994), puis la fonction de la conductivité hydraulique peut être prédite sur la gamme entière d'aspiration (0 à 106 kPa), qui supprime la nécessité de déterminer l'eau résiduelle contenu, qui est généralement requis pour d'autres méthodes de prévision. En vadose / W , nous avons fait l'hypothèse que la teneur en eau résiduelle est de 10% de la teneur en eau saturée (porosité) et la courbe qui en résulte est élaboré uniquement sur la plage de pression d'eau interstitielle négative identifiée par le modeleur. La Fredlund est une méthode généralement plus précises pour les sols sablonneux que pour un matériaux devgrain plus fin comme l'argile.

b. Méthode 2 (green et Corey 1971)

Une méthode de prédiction de la fonction de conductivité hydraulique non saturée du sol-eau et ces caractéristiques a été présentée par Green et Corey (1971). Green et Corey a conclu que leur méthode est suffisamment précise pour la plupart sur le terrain applications. Elzeftawy et Cartwright (1981) comparé les insaturés coefficients de perméabilité pour différents sols avec les valeurs prédites par le Green et la méthode de Corey et à la même conclusion. En résumé, vadose / W utilise l'équation Corey pour estimer la forme de la fonction de conductivité, puis déplace la courbe vers le haut ou vers le bas afin que les fonctions passe par la valeur spécifiée par l'utilisateur de KSAT.

c. Méthode 3 (Van Genuchten 1980)

Van Genuchten (1980) a proposé une équation de forme fermée pour décrire la fonction de conductivité l'hydraulique d'un sol en fonction de la succion matricielle. Dans son rapport, la fonction de la conductivité hydraulique d'un sol peut être estimée à une fois la saturation la conductivité et l'ajustement des courbes de deux paramètres, a et m sont connus. Van Genuchten (1980) a montré que la courbe de l'ajustement des paramètres peut être estimée graphiquement basée sur la fonction teneur en eau volumétrique du sol. Selon van Genuchten, le meilleur point d'évaluer la courbe de l'ajustement des paramètres est le mi-chemin entre la teneur en eau résiduelle et la fonction de la teneur en eau.

Il n'est pas particulièrement difficile d'obtenir une mesure directe de la fonction volumétrique de l'eau du contenu dans un laboratoire, mais elle nécessite du temps et il faut trouver un laboratoire de géo-technique qui effectue le service. Il est, cependant, la pratique courante d'obtenir une courbe de distribution granulométrique, et de nombreuses entreprises ont la capacité et les installations de développer leurs propres courbes. Le développement de la courbe de distribution est peu coûteux et peut être rapidement atteint.

L'un des paramètres d'entrée requis pour une analyse transitoire est la fonction volumétrique de la teneur en eau. Depuis, il peut parfois être difficile, voire beaucoup de temps à

..... paramètres contribuant à l'élaboration des FPT

ne en eau, il peut être bénéfique pour être en mesure de développer la volumétrie en utilisant soit une solution sous forme fermée qui nécessite des paramètres d'ajustement de courbe, ou d'utiliser une méthode de prévision qui utilise une courbe de distribution granulométrique mesurée.

Vadose / W dispose de quatre méthodes disponibles pour développer une fonction de teneur en eau volumétrique, deux sont des méthodes de prévision basée sur la taille des grains, et deux sont fermés forme équations basées sur des paramètres connus ajustement de courbe.

d. Méthode 1 (Arya et Paris, 1981)

Arya et Paris (1981) a proposé une approche physico-empirique permettant de prédire la volumétrie fonction teneur en eau d'un sol en fonction de sa granulométrie et la densité apparente. La fonction de la granulométrie est divisée en un certain nombre de segments.

Reconnaissant que la fonction d'eau volumétrique contenue est essentiellement un pore de taille courbe de distribution, le modèle consiste à trouver un volume de pores et d'un représentant pores de rayon correspondant à chaque segment de la granulométrie.

Dans cette approche, la masse du sol dans chaque segment de la fonction est supposée forme un uniforme matrice avec une densité apparente égale à celle d'un échantillon naturel structure.

Les volumes de pores calculés à partir de chaque fraction granulométrique peuvent être intégrés progressivement pour donner de la teneur en eau volumétrique à un segment. Il est supposé que la masse solide dans un segment de particules peut être représentée par de nombreux particuliers, particules sphériques de même rayon, le nombre de particules dans une unité de masse de sol peut être calculée. Une fois les rayons des pores sont obtenus, le sol équivalent a succion matricielle peut être obtenu de l'équation de la capillarité.

La teneur en eau volumétrique et la succion matricielle à chaque segment du grain fonction de la taille peut être calculé pour produire la fonction complète.

Arya et Paris une méthode qui fonctionne très bien avec un matériau granulaire lorsque la fonction de toute granulométrie est bien définie. Dans la plupart des cas, les fonctions volumétriques prédites la teneur en eau sont en accord étroit avec les données mesurées.

e. Méthode 2 (Mise à jour Kovacs)

Aubertin et al (2003) a présenté une méthode permettant de prédire la teneur en eau volumétrique fonction qui est modifié à partir de la méthode proposée par Kovacs (1981) (Infiltration Hydraulique, Elsevier Science Publishers, Amsterdam). Les modifications ont été fait à la méthode Kovacs pour mieux représenter les matériaux tels que les résidus de hardrock mines. Une autre modification a étendu la méthode pour les sols de type argileux. Le Aubertin et al. méthode prédit la teneur en eau volumétrique fonction à l'aide de base de propriétés de base des matériaux qui peuvent être utiles, en particulier pour l'analyse préliminaire.

La fonction est d'abord déterminée comme un degré de saturation de la fonction, puis est plus tard convertie en une fonction teneur en eau volumétrique. La fonction est développé en définissant le degré de saturation pour les deux composantes principales. La première composante contribue à la quantité d'eau qui est stockée dans un sol par les forces capillaires qui Il existe relativement peu à la pression d'eau interstitielle négative. Le deuxième volet contribue à la fonction de la teneur en eau volumétrique à grande eau interstitielle négative pressions où la quantité d'eau qui existe dans le sol est essentiellement une fonction de l'adhérence. Ces deux composantes peuvent être évalués à partir de l'eau interstitielle négative pression et d'information des biens matériels tels que des particules de taille, la forme des particules et la porosité.

Le degré de saturation est déterminé sur la base des capillaires et de l'adhésif composants. La composante adhérence est associée à la fine pellicule d'eau qui recouvre la surface du grain du sol et dépend des propriétés des matériaux de base tels

..... dans le sol et les particules de taille, la forme

94) forme fermée

Le Fredlund et Xing (1994) est une méthode de solution analytique qui peut être utilisé de développer la fonction d'eau volumétrique de contenu pour toutes les pressions négatives possibles entre zéro et moins un million kPa fondée sur la connaissance de l'utilisateur d'un groupe de trois paramètres: a, n et m.

Le «a» paramètre, qui dispose d'unités de kPa, est le point d'inflexion de la volumétrie fonction de la teneur en eau. Il est généralement légèrement supérieure à la valeur d'entrée d'air. Le n paramètre contrôle la pente de la fonction de la teneur en eau volumétrique et le m paramètre contrôle la teneur en eau résiduelle.

Fredlund et la méthode Xing est seulement fonctionnelle, si vous connaissez les valeurs de a, n et m, toutefois, ces valeurs peuvent être déterminées en utilisant un algorithme d'ajustement appliquée à mesurer les points de données.

Il est important de comprendre que cette méthode n'est pas destinée à prédire une fonction volumétrique teneur en eau à partir des courbes granulométriques, mais a été développé pour obtenir une fonction lisse sur toute la gamme de pression d'eau interstitielle négative valeurs (0 à 1.000.000 kPa).

g. Méthode 4: (Van Genuchten, 1980) forme fermée

En 1980, van Genuchten a proposé une équation à quatre paramètres comme une forme fermée solution pour la prédiction de la fonction eau volumétrique contenu. Bien que le la terminologie de a, n et m sont des paramètres similaires à ceux de Fredlund et Xing (1994), les définitions sont légèrement différentes. Le paramètre a en particulier ne peuvent être estimée par la valeur d'entrée d'air, mais est plutôt un point de pivot autour duquel le n les changements de paramètres de la pente de la fonction. Le paramètre m affecte la netteté de la partie en pente de la courbe à l'entrée du plateau inférieur. La fourgonnette Genuchten fermée méthode formulaire peut seulement être utilisé lorsque les paramètres ajustement de courbe sont connue, mais il ya des références à ces valeurs dans la littérature que l'on peut appliquées dans le modèle.

Il peut parfois être difficile d'obtenir les paramètres d'entrée appropriés ou fonctions requises pour les analyses d'infiltration. Vadose / W a la fonction de diverses techniques d'estimation intégrée dans le logiciel et a également un fichier d'exemple qui devraient être inclus dans le dossier des exemples, qui contient les fonctions de propriété du sol pendant vingt-quatre sols différents.

Tableau. V.1

Quelques exemples de l'application de vadose sur des sols de textures différentes

#	Soil Name	K-sat (m/s)	K-sat (ft/s)	K - Function Est. Method	Θ_s	AEV (kPa)	AEV (psf)	D ₁₀ (mm)	D ₆₀ (mm)
1	Uniform Fine Sand #1	2.15E-05	7.05E-05	Fredlund et al.	0.30	2	42	0.18	0.4
2	Uniform Fine Sand #2	1.13E-06	3.71E-06	Fredlund et al.	0.38	1	21	0.07	0.4
3	Sandy Loam	5.83E-06	1.91E-05	Green & Corey	0.38	6	125	0.06	0.3
4	Very Fine Sand	2.00E-08	6.56E-08	Green & Corey	0.42	3	63	0.55	0.15
5	Sandy Silt (Coarse Tails)	4.80E-07	1.57E-06	Green & Corey	0.45	10	209	0.001	0.09
6	Silty Sand	5.00E-07	1.64E-06	Green & Corey	0.51	12	251	0.008	0.07
7	Well-graded #1	1.00E-07	3.28E-07	Fredlund et al.	0.41	15	313	0.005	16.1
8	Well-graded #2	1.50E-08	4.92E-08	Green & Corey	0.40	50	1045	n/a	6.7
9	Silt #2	1.00E-06	3.28E-06	Green & Corey	0.44	10	209	0.006	0.05
10	Glacial Till (Uncompact)	5.00E-06	1.64E-05	Green & Corey	0.30	8	167	0.002	0.07
11	Glacial Till (Compacted)	1.00E-07	3.28E-07	Green & Corey	0.23	20	418	0.002	0.07
12	Silt Loam	7.00E-07	2.30E-06	Green & Corey	0.45	15	313	0.002	0.026
13	Sandy Silty Clay	1.40E-07	4.59E-07	Green & Corey	0.42	50	1045	0.002	0.026
14	Silty Clay (Fine Tails)	3.00E-08	9.84E-08	Green & Corey	0.50	40	836	0.001	0.015
15	Uniform Silt	1.00E-08	3.28E-07	Green & Corey	0.49	8	167	0.003	0.013
16	Clay/Silt	2.50E-08	8.20E-08	Fredlund et al.	0.38	10	209	<0.001	0.01
17	Well-graded #3 (high clay)	7.00E-10	2.30E-09	van Genuchten	0.35	43	898	<0.001	0.3
18	Uniform Sand	1.00E-04	3.28E-04	Green & Corey	0.35	3	63	0.1	n/a
19	Sand	5.40E-05	1.77E-04	Green & Corey	0.39	6	125	n/a	n/a
20	Fine Sand	4.30E-06	1.41E-05	Green & Corey	0.35	4	84	0.093	n/a
21	Silt	2.50E-07	8.20E-07	Green & Corey	0.38	20	418	n/a	n/a
22	Silt (Tailings)	5.80E-08	1.90E-07	Green & Corey	0.39	10	209	n/a	n/a
23	Sandy Clayey Silt	1.50E-08	4.92E-08	Green & Corey	0.35	15	313	n/a	n/a
24	Clayey Silt	8.40E-09	2.76E-08	Green & Corey	0.41	25	522	0.003	n/a



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

: RESULTATS THEORIQUES

Introduction

L'utilisation du logiciel vadose nous permet de représenter les colonnes de sol et d'avoir des points d'incrémentation ou il est possible de déterminer en chacune des cases les valeurs du taux d'humidité, de la pression de l'eau ainsi que la conductivité hydrauliques.

Ce si est indispensable dans la compréhension et le suivi de soluté, toxiques ou pas au niveau du sol et des nappes.

Suite aux résultats expérimentaux nous traçons les courbes en utilisons le logiciel vadose que nous comparons par la suite aux résultats estimés pour une texture similaire.

La trace des courbes est représentée ci dessous.



PDF
Complete

*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

la colonne de sol a l'aide du logiciel VADOSE
Sol (01)



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

activité hydrauliques diminues en fonction de la pression

Pour 1bars $k=1e-006$ a saturation c'est-à-dire
 $p=0, k=1e-005$

Fig.2 Résultats expérimentaux intégrées dans le logiciel



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

e de(Fredlund & Xing)

-Pour l'estimation de k avec ce modèle on voit une valeur quasiment constante ce qui est différent de la valeur de l'expérimentation
Et l'approche est similaire pour les autres modèles qui suivent.



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

de la pression avec le modèle de(Green & Corey)



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

u en fonction de la pression avec le modèle de
then)

La teneur en eau volumique en fonction de la pression suivant le modèle de van Genuchten montre une augmentation de θ en fonction du taux de saturation du sol donc par rapport à la diminution de la pression

P=0 (saturation) VWC = 18%

P=0,5bars VWC = 9%

P=4bars VWC =14.5% (VALEURS EXPERIMENTALLES)



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

u en fonction de la pression avec le modèle de
(Arya & Paris)

Avec ce modèle

P=0 bars VWC=18 %

P=10bars VWC=5%

P=40bars VWC=5%

On note qu'avec ce modèle l'estimation de la teneur en eau s'éloigne des valeurs réelles

Elle décroît de 0 jusqu'au -25 bars pour devenir constante



PDF
Complete

*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

colonne de sol a l'aide du logiciel VADOSE
Sol (02)



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

ctions de tous les modèles à donner des valeurs très loin
sse toujours la confirmation que les modèles de fonction
de pédotransfert ne s'applique pas sur tous les types de sols

Fig.8 Estimation avec le modèle de(Fredlund & Xing)



*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

de la pression avec le modèle de(Green & Corey)



PDF
Complete

Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

un exemple de sol de propriétés connus donné dans le

Fig.10 mélange de sable et de limon



*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

e la température dans la colonne du sol



*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT

de la pression dans la colonne du sol

ans des annexes sont les paramètres physico-hydriques de chaque grain de sol représenté par un nœud dans la colonne du sol.

Conclusion générale

De ce travail il ressort que l'utilisation des fonctions de pédotransfert reste délicate. En effet, il faut une expérimentation très longue et qui porte sur un nombre d'échantillons très important pour pouvoir minimiser l'écart entre les valeurs observées et les valeurs estimées par les différents modèles.

Dans notre cas nous remarquons que seul le model de van Genuchten donne des valeurs proche de celles trouvés en expérimentation.

Les autres modèles ne valent pas, ils donnent des valeurs trop éloignés, Il est a noté que les moyens que nous avons eu a notre disposition pour mettre en place cette expérimentation sont bien insuffisants et le matériel et méthodes utilisées pour mesurer les différents paramètres ne sont pas adéquats.

Néanmoins ce travail nous a permis de comprendre la démarche a suivre et de mieux cerner la théorie quant a l'élaboration des fonction de pédotransfert l'utilisation du logiciel vadose semble intéressante mais beaucoup de mise au point reste a faire . les résultats les plus intéressent a atteindre sont la connaissance des différent valeurs de la teneur en eau et la conductivité et la pression a chaque nœud car elles permettent de suivre l'écoulement de l'eau et du soluté a travers le sol et donc prévoir l'avances dans le chemin pris par ces solutés.

Donc il sera facile de prévoir des solutions pour empêcher la diffusion des polluants.

Beaucoup de travail et d'investigation restent a faire, surtout dans le domaine expérimentale en Algérie, afin de pouvoir élaborer a l'échelle nationale des fonction de pédotransfert relative s a chaque type de sol existant sur le territoire.

Notre travail est une simple ébauche, mais qui peut être repris pour améliorer les méthodes expérimentales et pour une meilleure utilisation du logiciel VADOSE



PDF
Complete

*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

..... paramètres contribuant a l'élaboration des FPT