



HAL
open science

Étude et prédiction des propriétés de rétention en eau des sols : Prise en compte de la composition et de l'état structural du sol

Hassan Al Majou

► **To cite this version:**

Hassan Al Majou. Étude et prédiction des propriétés de rétention en eau des sols : Prise en compte de la composition et de l'état structural du sol. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2008. Français. NNT: . tel-00286622

HAL Id: tel-00286622

<https://theses.hal.science/tel-00286622>

Submitted on 10 Jun 2008

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

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



**THESE PRESENTEE A L'UNIVERSITE D'ORLEANS
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS**

Discipline : Science du Sol

PAR

Hassan AL MAJOU

**Étude et prédiction des propriétés de rétention
en eau des sols : Prise en compte de la
composition et de l'état structural du sol**

Soutenue le **24 Avril 2008** à Orléans

MEMBRES DU JURY :

M. TESSIER Daniel	Directeur de recherche, INRA, Versailles	Rapporteur
M. COQUET Yves	Professeur, AgroParisTech, Grignon	Rapporteur
M. RICHARD Guy	Directeur de recherche, INRA, Orléans	Président du jury
M. DEXTER Anthony	Professeur à l'IUNG, Pologne	Examineur
M. CURMI Pierre	Professeur à l'ENESA, Dijon	Examineur
M. BRUAND Ary	Professeur, ISTO, Université d'Orléans	Directeur de thèse



**THESE PRESENTEE A L'UNIVERSITE D'ORLEANS
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS**

Discipline : Science du Sol

PAR

Hassan AL MAJOU

**Étude et prédiction des propriétés de rétention
en eau des sols : Prise en compte de la
composition et de l'état structural du sol**

Soutenue le **24 Avril 2008** à Orléans

MEMBRES DU JURY :

M. TESSIER Daniel	Directeur de recherche, INRA, Versailles	Rapporteur
M. COQUET Yves	Professeur, AgroParisTech, Grignon	Rapporteur
M. RICHARD Guy	Directeur de recherche, INRA, Orléans	Président du jury
M. DEXTER Anthony	Professeur à l'IUNG, Pologne	Examineur
M. CURMI Pierre	Professeur à l'ENESA, Dijon	Examineur
M. BRUAND Ary	Professeur, ISTO, Université d'Orléans	Directeur de thèse

À mes parents

À mon épouse Lina

À mes enfants Ali et Yara

À mes frères

À mes soeurs

Je dédie affectueusement ma thèse

Remerciements

Je tiens à exprimer ma très vive reconnaissance envers mon directeur de thèse, Ary Bruand, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire. Merci pour ses conseils et encouragements au quotidien et pour la confiance qu'il m'a accordé depuis mon stage de DEA jusqu'à la fin de cette thèse.

Je tiens également à adresser mes plus vifs remerciements à Monsieur Guy Richard, directeur de recherche à l'INRA d'Orléans, directeur de l'Unité de Science du Sol d'Orléans, qui m'a fait l'honneur d'accepter de présider le jury.

J'exprime mes sincères remerciements à Monsieur Daniel Tessier, directeur de recherche à l'INRA de Versailles, ainsi que Monsieur Yves Coquet, professeur à AgroParisTech, pour l'intérêt qu'ils ont bien voulu me porter en acceptant le rôle de rapporteur dans mon jury de thèse.

Je voudrais également remercier Monsieur Anthony Dexter, professeur à l'Institute of Soil Science and Plant Cultivation (IUNG) de Pulaw (Pologne), ainsi que Monsieur Pierre Curmi, professeur à l'ENESA de Dijon, qui m'ont également fait l'honneur de participer au jury.

J'adresse toute ma reconnaissance à Monsieur Dominique King, président du centre INRA d'Orléans, pour sa sympathie, pour ses encouragements tout long de ce travail et pour l'aide précieuse qu'il m'a apportée lors de la réalisation du stage de DEA.

Je tiens à exprimer ma gratitude profonde à Mme Odile Duval, ingénieur de recherche à l'INRA, pour son aide lors des prélèvements sur le terrain, son soutien et sa contribution à l'écriture des articles présentés dans ce travail.

Je remercie l'ensemble du personnel de l'ISTO pour la sympathie et la gentillesse qu'il m'a témoigné durant la réalisation de ce travail, en particulier aux thésards avec qui j'ai passé des moments agréables au cours de ces années.

Un grand merci à mon pays, la Syrie, en particulier à l'Université de Damas pour l'aide et le soutien financier de cette thèse.

J'adresse un grand merci à toute ma famille qui a toujours été présente lorsque j'en ai eu besoin, en particulier à ma mère et à mon père.

Un remerciement particulier pour ma femme qui m'a soutenu sans condition, qui a accepté et n'a pas hésité à faire des sacrifices pour me soutenir et qui a en grande partie contribué à la préparation du pot de soutenance.

Enfin, à tous ceux qui n'ont pas été mentionnés dans ces pages, mais qui ont contribué directement ou indirectement à la réalisation de cette thèse financée par l'Université de Damas

Je les remercie

Hassan Al Majou

Sommaire

<u>Introduction générale</u>	1
<u>Chapitre I</u>	
<i>Prédiction des propriétés de rétention en eau. Synthèse bibliographique</i>	5
<u>Chapitre II</u>	
<i>Matériel et Méthodes</i>	53
<u>Chapitre III</u>	
<i>Comparaison de fonction de pédotransfert nationales et européennes pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols</i>	67
<u>Chapitre IV</u>	
<i>Variation of the water retention properties of soils: Validity of class-pedotransfer functions</i>	89
<u>Chapitre V</u>	
<i>Amélioration de la prédiction des propriétés de rétention en eau à l'aide de la teneur en eau à la capacité au champ</i>	107
<u>Chapitre VI</u>	
<i>Prediction of soil water retention properties after stratification by combining texture, bulk density and the type of horizon</i>	127
<u>Chapitre VII</u>	
<i>Étude les propriétés de rétention en eau des sols argileux, rôle de l'état structural et de la minéralogie de la phase argileuse</i>	151
<u>Chapitre VIII</u>	
<i>Discussion générale et conclusion</i>	177
<u>Table des matières</u>	185
<u>Liste des figures</u>	189
<u>Liste des tableaux</u>	193
<u>Références bibliographiques</u>	197
<u>Annexes</u>	209

Introduction générale

Introduction générale

La désertification et la sécheresse constituent pour le monde entier une menace croissante qui nécessite de faire face à des problèmes croissants relatifs à la gestion de l'eau, et surtout avec la diminution des ressources en eau dans les régions arides et semi-arides. La croissance démographique reste forte dans les pays de la région méditerranéenne et la sécurité alimentaire des populations concernées suppose une augmentation très significative de la production agricole dans les années à venir.

Comment expliquer que dans certaines zones (Proche-Orient, Asie du sud), l'agriculture irriguée ne produise pas les avantages escomptés ? Ce n'est pas le principe de l'irrigation lui-même qui est en cause mais sa mise en pratique souvent inappropriée. Le plus souvent, l'eau est apportée sans compter et la terre en reçoit une quantité excessive, ce qui conduit à un gaspillage d'eau, sans que l'on se préoccupe du coût réel de cette eau depuis son origine jusqu'à sa distribution à la parcelle. Les questions qui se posent sont alors : comment gérer l'eau dans ces régions, que ce soit sur le plan quantitatif (la ressource est déjà en grande partie utilisée) ? comment améliorer la production agricole sans compromettre la « qualité » du sol ou du milieu dans ses dimensions physiques, biologiques et humaines ? L'eau joue un rôle essentiel qui peut être un des facteurs principaux limitant la production agricole. Une idée répandue est que si une chose donnée en petite quantité est bénéfique, il est souhaitable d'en donner plus. En irrigation, le mieux est de donner juste ce qu'il faut, c'est-à-dire une quantité d'eau calculée de façon à satisfaire les besoins des cultures et prévenir l'accumulation de sels dans le sol, ni plus ni moins.

La qualité des sols est un enjeu d'importance dans la conservation du fonctionnement et de la dynamique des écosystèmes. La compréhension du fonctionnement des sols et la définition d'une gestion appropriée nécessitent des connaissances approfondies du fonctionnement hydrique du sol. La connaissance des propriétés hydriques du sol, en particulier de leurs propriétés de rétention en eau, est une donnée clé d'une gestion appropriée des sols. Il suffit de prendre connaissance de l'importante littérature concernant les propriétés hydriques des sols pour s'en convaincre.

Dans les années 70-80, la prédiction des propriétés de rétention a tout d'abord eu pour objectif la réserve utile d'un sol. Il apparaît aujourd'hui nécessaire de connaître la quantité

d'eau présente dans un sol en fonction de l'énergie avec laquelle elle est retenue par ce sol, et par conséquent de connaître l'ensemble de la courbe de rétention en eau. L'amélioration des outils de prédiction est dans ce domaine un champ de recherche très actif.

Du point de vue global, la connaissance du fonctionnement hydrique des sols est devenue indispensable pour l'agriculture, l'hydrologie, la météorologie et en général pour toutes les applications nécessitant un suivi de l'environnement. Pour mieux gérer et comprendre le fonctionnement hydrique de la couverture pédologique, il est nécessaire de connaître les propriétés hydriques (rétention hydrique, conductivité hydraulique) des horizons qui la composent. Ces propriétés ne sont généralement connues que pour un nombre restreint de sols en raison de la lourdeur des protocoles utilisés pour leur détermination. C'est pourquoi des outils de prédiction ont été développés. Ces outils, dénommés « fonctions de pédotransfert » (FPT), relient les propriétés hydriques à des propriétés du sol beaucoup plus aisément accessibles comme la teneur en argile, la teneur en carbone organique ou encore la densité apparente (Bouma, 1989 ; van Genuchten et Leij, 1992).

Notre étude s'inscrit dans ce contexte général. Après avoir analysé les travaux réalisés depuis plus d'une trentaine d'année à propos des FPT, nous présenterons le plan de notre étude.

Chapitre I

Prédiction des propriétés de rétention en eau

Synthèse bibliographique

Chapitre I

Prédiction des propriétés de rétention en eau Synthèse bibliographique

La prédiction des propriétés de rétention en eau a été l'objet de très nombreuses études au cours des quarante dernières années (e.g. Petersen *et al.*, 1968 ; Renger, 1971 ; Hall *et al.*, 1977 ; Jamagne *et al.*, 1977 ; Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 ; De Jong *et al.*, 1983 ; Cosby *et al.*, 1984 ; Pucket *et al.*, 1985 ; Rawls et Brakensiek, 1985 ; Saxton *et al.*, 1986 ; Vereecken *et al.*, 1989) et plus récemment (Bruand *et al.*, 1996 ; Bastet *et al.*, 1999 ; Lilly *et al.*, 1999 ; Minasny *et al.*, 1999 ; Wösten *et al.*, 1999 ; Bigorre *et al.*, 2000 ; Dexter et Bird, 2001 ; Wösten *et al.*, 2001 ; Bruand *et al.*, 2002 et 2003 ; Nemes *et al.*, 2002 et 2003 ; Pachepsky et Rawls, 2003 ; Rawls *et al.*, 2003 ; Tomasella *et al.*, 2003 ; Bruand *et al.*, 2004 ; Morvan *et al.*, 2004 ; Pachepsky *et al.*, 2006).

Plusieurs synthèses bibliographiques ont été publiées à propos des méthodes et outils permettant de prédire les propriétés hydrauliques des sols (propriétés de rétention en eau et conductivité hydraulique) (Bastet *et al.*, 1998 ; Wösten *et al.*, 2001 ; Cornelis *et al.*, 2001 ; Donatelli *et al.*, 2004). Ici, nous nous limiterons à la prédiction des propriétés de rétention en eau et nous adopterons une présentation adaptée à ce qui constitue l'originalité du travail de recherche effectué dans cette thèse. Ainsi, après avoir fait quelques rappels concernant l'expression de la teneur en eau et de l'état de l'eau dans les sols, nous présenterons les différents types de relations qui ont été proposées pour prédire la quantité d'eau retenue par

le sol à une valeur de potentiel hydrique en fonction des caractéristiques du sol, puis aborderons la nature des sols qui ont constitué les jeux d'échantillons utilisés pour établir des fonctions de pédotransfert, et enfin nous discuterons des travaux ayant concerné la validation des fonctions de pédotransfert.

I. RAPPELS CONCERNANT L'ÉTAT DE L'EAU DANS LE SOL

A. L'expression de la teneur en eau du sol

La teneur en eau du sol peut s'exprimer de différentes façons : la teneur en eau massique (W , g d'eau par g de sol séché à 105°C) et la teneur en eau volumique (θ , cm³ d'eau par cm³ de sol). La teneur en eau massique et la teneur en volumique sont reliées par l'expression suivante :

$$\theta = W \times \rho_a / \rho_w \quad (1)$$

avec ρ_a , la masse volumique sèche apparente du sol (en g de sol séché à 105°C par cm³ de sol au maximum de gonflement), et ρ_w , la masse volumique de l'eau (en g d'eau par cm³ d'eau).

La teneur en eau peut aussi s'exprimer à l'aide de l'indice d'eau (e , cm³ d'eau par cm³ de phase solide) donné par l'expression suivante :

$$e = W \times \rho_s / \rho_w \quad (2)$$

avec ρ_s , masse volumique de la phase solide à déshydraté à 105°C et généralement proche de 2,65 g.cm⁻³ pour de nombreux sols (excepté pour les sols riches en matière organique et ceux riches en minéraux à teneur élevée en fer).

B. Potentiel de l'eau dans le sol

Le potentiel total de l'eau (h_t) dans les sols définit l'état énergétique de l'eau dans le sol. Il correspond à l'énergie avec laquelle l'eau est retenue dans le sol (Bruand et Coquet, 2005). Ce potentiel est la somme de plusieurs potentiels, chacun d'eux pouvant s'exprimer par un potentiel particulier. Ainsi, dans un sol non saturé, on peut écrire :

$$h_t = h_g + h_m + h_o \quad (3)$$

où h_g est le potentiel gravitaire dû à la gravité, h_m est le potentiel matriciel correspondant aux forces de capillarité exercées par la matrice poreuse solide, h_o est le potentiel osmotique qui est lié à la présence de solutés car l'eau du sol est en réalité une solution. Le potentiel peut s'exprimer de plusieurs façons : en énergie par unité de masse (J/kg), en énergie par unité de volume (Pa), ou encore en énergie par unité de poids, c'est-à-dire en charge hydraulique (cm de hauteur d'eau). Dans la suite du texte, on exprimera le plus souvent le potentiel de l'eau en pascal parce qu'il s'agit de l'unité de pression du système international, et le plus fréquemment en hPa pour des raisons de commodité.

Dans un sol, on considère fréquemment que les variations de potentiel gravitaire sont faibles devant celles de potentiel matriciel lorsque la teneur en eau varie. Lorsqu'on étudie les propriétés de rétention en eau d'échantillons de sols dont les dimensions sont généralement d'ordre centimétrique à décimétrique, on peut considérer que les variations de potentiel gravitaire au sein de l'échantillon (i.e. entre la base et le sommet) sont faibles, voire négligeables devant les valeurs de potentiel matriciel qui sont celles de l'eau au sein de l'échantillon. Il faut cependant les prendre en compte aux valeurs de potentiel matriciel élevées, c'est-à-dire lorsqu'elles sont proches de 0 hPa. On peut aussi considérer que la concentration en soluté est la même en tous points de l'échantillon lorsqu'on en détermine les propriétés de rétention en eau. De la sorte, on peut considérer que les variations de potentiel de l'eau dans un échantillon de sol se ramènent aux seules variations de potentiel matriciel.

C. La courbe de rétention en eau

La courbe de rétention en eau relie la teneur en eau (W ou θ) au potentiel de l'eau qui est exprimé le plus souvent soit en unité de pression (Pascal), soit en hauteur de colonne d'eau (cm). A chaque valeur de potentiel correspond alors une teneur en eau. A chaque valeur de potentiel on peut aussi faire correspondre une taille maximale de pore occupé par l'eau grâce à la loi de Jurin (Rowelle, 1994). Des modèles de courbes dont on ajuste les paramètres (généralement 3 ou 4 paramètres) ont été proposés dans la littérature (Brooks et Corey, 1964 ; Campbell, 1974 ; van Genuchten, 1980 ; De Jong, 1983 ; Saxton *et al.*, 1986 ; Sala et Tessier, 1994 et Dexter et Bird, 2001). Le modèle de van Genuchten (1980) est le plus couramment utilisé de part de sa simplicité (Figure 1.1)

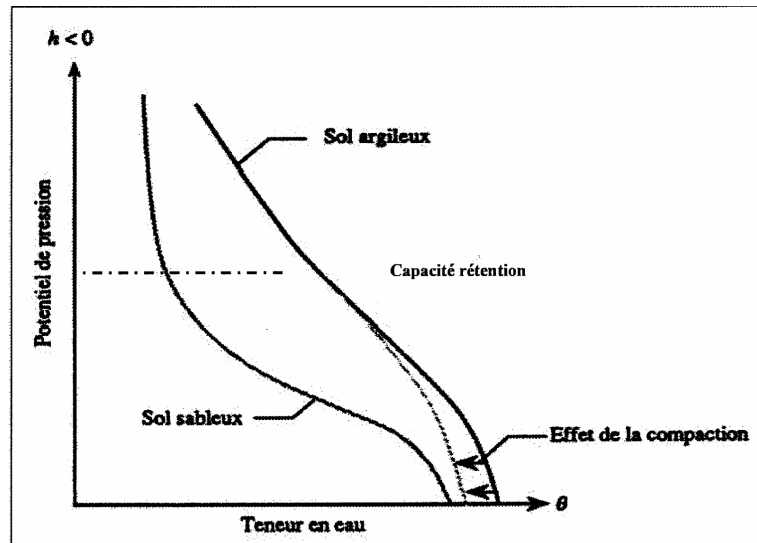


Figure 1.1 : Courbe de rétention en eau d'un sol de texture (sableux et argileux) selon Musy et Soutter (1991).

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1 + (\alpha|h|)^n]^m \quad (4)$$

où θ_r est la teneur en eau résiduelle, θ_s la teneur en eau à saturation, αh pression relative avec α (cm^{-1}) et h (cm), n et m deux paramètres de forme de la courbe.

II. LES GRANDS TYPES DE FONCTIONS DE PÉDOTRANSFERT DÉVELOPPEES

Dès les années 60 (Box et Taylor, 1962 ; Combeau et Quantin, 1963 ; Hill et Sumner, 1967 ; Petersen *et al.*, 1968), les chercheurs ont conduit des travaux afin d'établir des relations entre les propriétés de rétention en eau des sols et leur composition. C'est ainsi que des relations ont été établies entre la composition des sols et les quantités d'eau retenue à des valeurs de potentiel correspondant à la capacité au champ ou au point de flétrissement. Ces relations, qui n'étaient au départ que de simples relations statistiques entre une teneur en eau à une valeur de potentiel et une caractéristique de la composition du sol, se sont complexifiées au cours des années par leur forme mathématique et la nature des caractéristiques prises en compte.

A la fin des années 80, Bouma et van Lanen (1987) proposèrent de nommer de telles relations « fonctions de pédotransfert (FPT) » parce qu'elle permettent de lier des caractéristiques du sol aisément accessibles à des propriétés du sol difficilement accessibles.

Les FPT ont généralement la forme d'une relation mathématique entre une teneur en eau volumique (θ) ou une teneur en eau massique (W) à une valeur de potentiel donnée et des caractéristiques du sol. De telles caractéristiques sont le plus souvent la composition granulométrique, la teneur en carbone organique et la densité apparente du sol. Les FPT étant le plus souvent établies par régression multilinéaire, elles correspondent à autant de modèles empiriques de la relation pouvant exister entre la composition d'un sol et ses propriétés de rétention en eau. Comme nous le verrons, de nombreux types de FPT ont été développés.

A côté de ces relations statistiques qui sont des FPT au sens strict, d'autres types d'outils ont aussi été développés. Il s'agit des classes de fonction de pédotransfert (CFPT). Dans ce cas, des propriétés de rétention en eau sont proposées par classe, après avoir regroupé et classé les sols selon leur composition (Wösten *et al.*, 1999 ; Bruand *et al.*, 2002

& 2004). Les CFPT sont souvent présentées comme conduisant à une estimation de moins bonne qualité par rapport à celle obtenue avec des FPT.

Il existe par ailleurs des FPT basées sur l'utilisation des réseaux neuronaux (ou réseaux neuromimétiques) plutôt que sur des équations de régression. Un réseau neuronal artificiel (ANN : *artificial neural network*) consiste en un ensemble de beaucoup d'éléments de calcul simples appelés noeuds ou neurones dont la structure caractérise les relations « entrées – sorties ». Des fonctions de pédotransfert ont ainsi été établies (Schaap, 1996 ; Schaap et Leij, 1998 et 2000).

Si l'on écarte les FPT de type « réseau de neurones » qui ne représentent qu'un nombre très limité d'études, les FPT peuvent être regroupées en deux grands ensembles. D'une part, celles qui permettent de prédire, de façon continue en fonction de la composition du sol, la quantité d'eau retenue lorsque le potentiel de l'eau varie. Il s'agit alors des FPT continues ou FPTC. D'autre part, celles qui permettent de prédire par classe de composition du sol la quantité d'eau retenue lorsque le potentiel varie. Il s'agit alors des classes de FPT ou CFPT.

A. Les fonctions de pédotransfert continues (FPTC)

Dans ce premier ensemble, les FPT se répartissent une nouvelle fois en deux sous ensembles, celui qui rassemble des FPTC qui donnent accès à θ à des valeurs particulières de h , et celui qui rassemble des FPTC qui donnent accès aux paramètres d'un modèle de courbe décrivant la relation $\theta(h)$.

1. Des régressions linéaires établies pour les teneurs en eau à différentes valeurs de potentiel

Ce premier sous-ensemble concerne des FPTC établies par régression multilinéaire entre les caractéristiques du sol (composition granulométrique, teneur en carbone organique ou matière organique et la densité apparente) et des teneurs en eau à différentes valeurs de potentiel. Les premières études ont cherché à établir des FPTC pour la teneur en eau à la capacité au champ et au point de le flétrissement afin de déduire, par différence, des relations entre les caractéristiques de constitution du sol et la réserve utile de ce sol (RU) définie comme :

$$RU = \theta_{330} - \theta_{15000}. \quad (5)$$

avec θ_{330} , teneur en eau volumique au potentiel de -330 cm et θ_{15000} , teneur en eau volumique au potentiel de -15000 cm. Des relations ont ainsi été établies très tôt entre θ_{330} , θ_{15000} d'une part et les caractéristiques de constitution d'autre part comme l'ont proposé Petersen *et al.* (1968) :

$$\theta_{330} = a + (b \times Ar) + (c \times Li) + (d \times CO) + (e \times Da) \quad (6)$$

$$\theta_{15000} = a' + (b' \times Ar) + (c' \times Li) + (d' \times CO) + (e' \times Da) \quad (7)$$

avec Ar , teneur en argile en %, Li , teneur en limon en %, CO , teneur en carbone organique en % et Da , densité apparente du sol en g/cm^3 . Les coefficients a , b , c , d et e , ainsi que a' , b' , c' , d' et e' , sont des coefficients déterminés par régression multilinéaire. Des relations furent aussi établies directement entre la RU et les caractéristiques de constitution des sols. C'est le cas de la relation établie par Salter et Williams (1965) :

$$RU = 1,5 - 0,012 \times Sa_g + 0,0123 \times Sa_f + 0,302 \times CO \quad (8)$$

avec Sa_g , teneur en sable grossier, Sa_f , teneur en sable fin. Par la suite, de nombreux travaux analogues ont été effectués et on conduit la proposition de relation entre la teneur en eau une valeur de potentiel et des caractéristiques de constitution du sol (Tableau 1.1).

2. Des régressions linéaires permettant la prédiction des paramètres d'un modèle de courbe $\theta(h)$

Des régressions linéaires ont été établies pour les paramètres de modèles de courbe décrivant de façon continue les variations de la teneur en eau en fonction du potentiel.

a. Fonctions de pédotransfert continues (FPTC) établies pour le modèle de Campbell

Pour décrire la courbe de rétention en eau, Campbell (1974) a proposé une équation puissance du type :

$$\theta = \theta_s (h/h_a)^{-1/b} \quad (9)$$

où h_a est le potentiel au point d'entrée d'air b , un paramètre empirique (Figure 1.2). Notons que l'équation proposée par Campbell (1974) présente les mêmes inconvénients que celle proposée par Brooks et Corey (1964) et qui s'écrit :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (h/h_a)^\lambda \quad (10)$$

lorsque $h < h_a$, et :

$$\theta(h) = \theta_s \quad (11)$$

lorsque $h \geq h_a$, avec λ , index de distribution de la taille des pores (grandeur sans dimension). On observe aussi que l'équation de Campbell ne fait pas apparaître le terme θ_r et qu'il y a une rupture de la pente lorsque $h = h_a$.

Concernant la relation proposée par Campbell (1974), des FPTC ont été établies par Cosby *et al.* (1984) à partir de mesures effectuées sur 1400 échantillons provenant de sols des Etats-Unis. Ces FPTC ont été établies pour les paramètres h_s , θ_s et b , h_s étant le potentiel matriciel à saturation et équivalent à h_a dans le modèle de Campbell (1974). Cosby *et al.* (1984) ont montré à cette occasion que le paramètre b était fortement corrélé à la teneur en argile ($r^2 = 0,97$), tandis que les paramètres h_s et θ_s sont corrélés de façon moins étroite à la teneur en sable grossier (S_a , $r^2 = 0,81$ et $0,77$, respectivement).

b. Fonctions de pédotransfert continues (FPTC) établies pour le modèle de van Genuchten

Le modèle de courbe proposé par van Genuchten (1980) est sans aucun doute celui qui a donné lieu à l'établissement du plus grand nombre de FPTC. Ce modèle est de la forme :

$$\theta_{(h)} = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1 + (\alpha|h|)^n]^m \quad (12)$$

pour $h < 0$ et :

$$\theta_{(h)} = \theta_s \quad (13)$$

pour $h \geq 0$ avec $\theta_{(h)}$, teneur en eau volumique du sol au potentiel h , θ_s , la teneur en eau volumique du sol à saturation, θ_r , teneur en eau volumique résiduelle, n , paramètre de forme avec $m = 1 - 1/n$. Le modèle de van Genuchten est très utilisé en raison principalement de sa simplicité et de la possibilité de dériver l'équation pour calculer la conductivité hydraulique.

Tableau 1.1 : Coefficients des régressions multiples et valeurs de R^2 correspondant aux FPT développées par Petersen et al. (1968), Hall et al. (1977), Gupta et Larson (1979) et Rawls et al. (1982).

FPT	Horizon	Coeff	Potentiel matriciel (hPa)													
			-40	-50	-70	-100	-200	-330	-400	-600	-1000	-2000	-4000	-7000	-10000	-15000
Petersen et al. (1968)	A	b	-	-	-	-	-	0,288	-	-	-	-	-	-	-	0,296
		c	-	-	-	-	-	0,242	-	-	-	-	-	-	-	0,170
		d	-	-	-	-	-	0,206	-	-	-	-	-	-	-	0,184
		e	-	-	-	-	-	-0,432	-	-	-	-	-	-	-	-0,261
		R^2	-	-	-	-	-	0,34	-	-	-	-	-	-	-	0,20
	B	b	-	-	-	-	-	0,189	-	-	-	-	-	-	-	0,622
		c	-	-	-	-	-	0,213	-	-	-	-	-	-	-	-
		d	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,224
		e	-	-	-	-	-	-0,552	-	-	-	-	-	-	-	-
		f	-	-	-	-	-	-0,245	-	-	-	-	-	-	-	-
		R^2	-	-	-	-	-	0,48	-	-	-	-	-	-	-	0,41
	C	b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,775
		e	-	-	-	-	-	-0,89	-	-	-	-	-	-	-	-
f		-	-	-	-	-	-0,513	-	-	-	-	-	-	-	-	
R^2		-	-	-	-	-	0,83	-	-	-	-	-	-	-	0,60	
Hall et al. (1977)	A	a	-	47	-	37,47	-	-	26,66	-	-	8,7	-	-	-	2,94
		b	-	0,25	-	0,32	-	-	0,36	-	-	0,45	-	-	-	0,83
		b'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,005
		c	-	0,10	-	0,12	-	-	0,12	-	-	0,11	-	-	-	-
		d	-	1,12	-	1,15	-	-	1	-	-	1,03	-	-	-	-
		e	-	-16,52	-	-12,5	-	-	-7,64	-	-	0,74	-	-	-	-
		R^2	-	0,69	-	0,70	-	-	0,70	-	-	-	-	-	-	0,73
E, B et C	a	-	37,2	-	27,87	-	-	20,81	-	-	7,57	-	-	-	1,48	
	b	-	0,35	-	0,41	-	-	0,45	-	-	0,48	-	-	-	0,84	
	b'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,005	
	c	-	0,12	-	0,15	-	-	0,13	-	-	0,11	-	-	-	-	
	e	-	-11,73	-	-8,32	-	-	-5,96	-	-	-	-	-	-	-	
	R^2	-	0,68	-	0,74	-	-	0,77	-	-	0,79	-	-	-	0,83	

Tableau 1.1 (suite) : Coefficients des régressions multiple et valeurs de R^2 correspondant aux FPT développées par Patersen et al. (1968) ; Hall et al. (1977) ; Gupta et Larson (1979) ; Rawls et al. (1982).

FPT	Horizon	Coeff	Potentiel matriciel (hPa)													
			-40	-50	-70	-100	-200	-330	-400	-600	-1000	-2000	-4000	-7000	-10000	-15000
Gupta et Larson (1979)		10^3 b	7,053	-	5,678	5,018	3,89	3,075	-	2,181	1,563	0,932	0,483	0,214	0,076	-0,059
		10^3 c	10,242	-	9,228	8,548	7,066	5,886	-	4,557	3,62	2,643	1,943	1,538	1,334	1,142
		10^3 d	10,07	-	9,135	8,833	8,408	8,039	-	7,557	7,154	6,636	6,128	5,908	5,802	5,766
		10^3 e	6333	-	6,103	4,966	2,817	2,208	-	2,191	2,388	2,717	2,925	2,855	2,653	2,228
		10^3 f	-321,2	-	-296,6	-242,3	-187,8	-143,4	-	-92,76	-57,59	-22,14	-2,04	15,3	21,45	26,71
		R^2	0,90	-	0,92	0,92	0,93	0,93	-	0,93	0,93	0,94	0,93	0,91	0,90	0,90
Rawls et al. (1982) Modèle I		10^3 a	789,9	-	713,5	411,8	312,1	257,6	-	206,5	34,9	28,1	23,8	21,6	20,5	26
		10^3 b	-3,7	-	-3	-3	-2,4	-2	-	-1,6	-	-	-	-	-	-
		10^3 c	-	-	-	-	-	-	-	-	1,4	1,1	0,8	0,6	0,5	-
		10^3 d	-	-	1,7	2,3	3,2	3,6	-	4	5,5	5,4	5,2	5	4,9	5
		10^3 e	10	-	-	31,17	31,4	29,9	-	27,5	25,1	20	19	16,7	15,4	15,8
		10^3 f	-131,5	-	-169,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	R^2	0,34	-	0,55	0,66	0,74	0,76	-	0,76	0,76	0,65	0,70	0,65	0,65	0,64	
Modèle II		10^3 a	627,5	-	482,9	410,3	300	239,1	-	181,4	141,7	98,6	0,64	42,9	30,9	-
		10^3 b	-4,1	-	-3,5	-3,1	-2,4	-1,9	-	-1,5	-1,2	0,90	-0,6	-0,4	-0,3	-
		10^3 e	23,9	-	-10,7	26	23,5	21	-	17,8	15,1	11,6	8,5	6,2	4,9	-
		10^3 h	-80	-	250	410	610	720	-	800	850	900	930	940	950	-
		R^2	0,32	-	0,55	0,65	0,79	0,85	-	0,88	0,92	0,94	0,96	0,96	0,98	-
Modèle III		10^3 a	182,9	-	888,8	61,9	31,9	-	-	13,6	-3,4	-4,3	-3,8	-2,7	-1,9	-
		10^3 b	-	-	-0,3	-0,2	-0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		10^3 e	-24,6	-	-10,7	-6,7	-	-	-	-	2,2	2,6	2,6	2,4	2,2	-
		10^3 f	-37,6	-	-	-	-	-	-	-9,1	-	-	-	-	-	-
		10^3 g	1890	-	1530	1340	1010	-	-	660	520	360	240	160	110	-
		10^3 h	-1380	-	-810	-510	-60	-	-	390	540	690	790	860	890	-
	R^2	0,59	-	0,82	0,90	0,98	-	-	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	-	

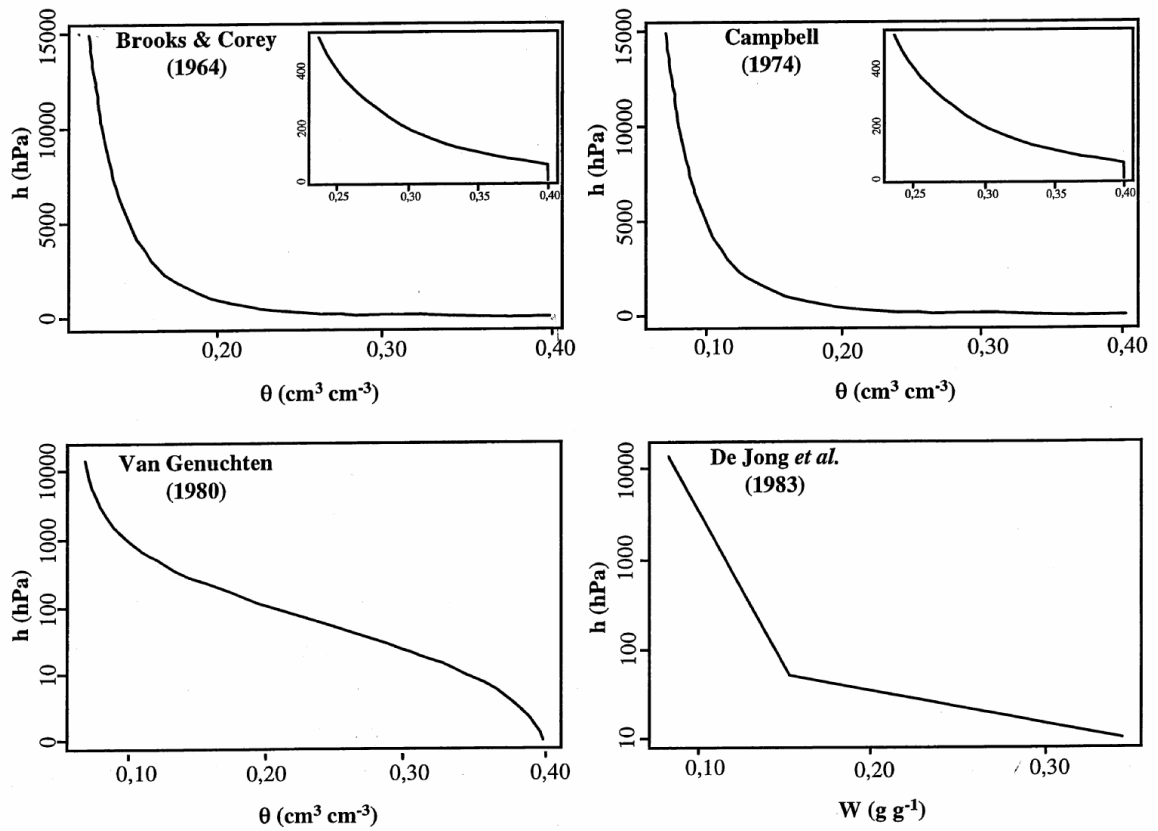


Figure 1.2 : Représentation schématique des différents modèles de courbes utilisés (d'après Bastet et al. 1999).

Vereecken *et al.* (1989) puis Wösten *et al.* (1995) ont établi des FPTC par régression multiple pour les paramètres de l'équation de van Genuchten (1980) en fonction des teneurs en argile, limon et carbone organique ainsi qu'en fonction de la densité apparente (Tableau 1.2). Les variations de θ_s apparaissent être étroitement liées à celle de la densité apparente et de la teneur en argile alors que celles des paramètres d'ajustement n , m et α ne montrent pas de relation étroite avec la composition du sol. Ceci peut sans doute s'expliquer par le fait que parmi les paramètres estimés, seul θ_s a un sens physique incontestable.

Wösten *et al.* (1999) ont établi d'autres FPTC pour le modèle de van Genuchten (1980) à partir de la base de données Européenne HYPRES (HYdraulic PROPERTIES of European SOils) qui regroupe des données pédologiques et hydrauliques de sols appartenant à 12 pays européens. Un ensemble de 4030 horizons, parmi lesquels 171 horizons issus de sols du territoire national français, a été utilisé pour établir des FPTC. Ces FPTC consistent une nouvelle fois en des relations entre chaque paramètre de la courbe de rétention en eau décrit par le modèle de van Genuchten (1980) et les caractéristiques de constitution de l'horizon (composition granulométrique, teneur en carbone organique, densité apparente et une variable prenant la valeur 0 ou 1 selon qu'il s'agit d'un horizon de surface ou de sub-surface) (Tableau 1.2). Dans leur étude, Wösten *et al.* (1999) ont tenu compte de la possibilité qui permet de lier les paramètres m et n de telle façon que ($m = 1-1/n$) (Mualem, 1976). Les caractères des sols étudiés ont aussi conduit Wösten *et al.* (1995 et 1999) à utiliser des restrictions supplémentaires en posant $\alpha > 0$ et $n > 1$, et à mener l'analyse par régression multiple non plus sur α et n , mais sur $\ln(\alpha)$ et $\ln(n-1)$. De plus, dans le cas de Wösten *et al.* (1999), θ_r a été fixée à 0,01.

B. Les classes de fonctions de pédotransfert (CFPT)

Dans ce cas, les CFPT permettent d'estimer, par classe de composition, les quantités d'eau retenues aux différentes valeurs de potentiel. Comme pour les FPTC, on peut distinguer deux sous-ensembles, d'une part les CFPT donnant accès aux valeurs de θ à des valeurs particulières de h , et d'autre part les CPFT donnant accès aux paramètres d'ajustement d'un modèle de courbe de la relation $\theta(h)$.

Tableau 1.2 : Fonctions de pédotransfert associées aux paramètres de courbe de rétention en eau $\theta(h)$.

		$\theta = (\theta_s - \theta_r) [1 + (\alpha h)^n]^{-1} + \theta_r$	
	Paramètres	équation régression	R^2
Vereecken et al. (1989)	θ_s	$0,81 - 0,283 (Da) + 0,001(Ar)$	0,85
	θ_r	$0,015 + 0,005 (Ar) + 0,014 (CO)$	0,70
	α	$\exp[-2,486 + 0,025(Sa) - 0,351(CO) - 2,617(Da) - 0,023(Ar)]$	0,68
	n	$\exp[0,053 - 0,009(Sa) - 0,013(Ar) + 0,00015(Sa)^2]$	0,56
		$\theta = (\theta_s - \theta_r) [1 + (\alpha h)^n]^{-m} + \theta_r$	R^2
Wösten et al. (1999)	θ_s	$\theta_s = 0,7919 + 0,00169*Ar - 0,29619*Da - 0,000001491*S^2 + 0,0000821*MO^2 + 0,02427*Ar^{-1} + 0,01113*Li^{-1} + 0,01472*\ln(Li) - 0,0000733*MO*Ar - 0,000619*Da*Ar - 0,001183*Da*MO - 0,0001664*topsoil*Li$	0,76
	$\alpha^* = \ln(\alpha)$	$-14,96 + 0,03135*Ar + 0,0351*Li + 0,646*MO + 15,29*Da - 0,192*topsoil - 4,671*Da^2 - 0,000781*Ar^2 - 0,00687*MO^2 + 0,0449*MO^{-1} + 0,0663*\ln(Li) + 0,1482*\ln(MO) - 0,04546*Da*Li - 0,4852*Da*MO + 0,00673*topsoil*Ar$	0,20
	$n^* = \ln(n-1)$	$-25,23 - 0,02195*Ar + 0,0074*Li - 0,1940*MO + 45,5*Da - 7,24*Da^2 + 0,0003658*Ar^2 + 0,002885*MO^2 - 12,81*D^{-1} - 0,1524*Li - 0,01958*MO^{-1} - 0,2876*\ln(Li) - 0,0709*\ln(MO) - 44,6*\ln(Da) - 0,02264*Da*Ar + 0,0896*Da*MO + 0,00718*topsoil*Ar$	0,54

Topsoil et subsoil sont des variables qualitatives ayant la valeur 1 ou 0.

1. Des classes de composition donnant accès à θ à des valeurs particulières de h

Les caractéristiques de composition utilisées pour établir les CFPT ont été le plus souvent la texture mais aussi la teneur en carbone organique ou matière organique, la densité apparente, ou encore la minéralogie de la phase argileuse ou le type d'horizon.

a. Les CFPT prenant en compte la texture seule

Les premières études ou applications agronomiques des classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) ont été en France basées sur la texture (Jamagne *et al.*, 1977). Ces auteurs ont développé des CFPT basées sur la connaissance de l'humidité à la capacité au champ et au point de flétrissement afin de déduire, par différence, la réserve utile du sol (Tableau 1.3).

Plus récemment, Bruand *et al.* (2002) ont développé des CFPT permettant d'estimer les teneurs en eau massique (W en $\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$) pour 7 valeurs de potentiel en fonction de la seule appartenance des sols à des classes de texture (CFPT texturales). Des teneurs en eau volumique (θ) à -10, -33, -100, -330, -1000, -3300, -15000 hPa ont été proposées en utilisant au sein de chaque classe de texture, les teneurs en eau massiques (W) et une valeur moyenne de densité apparente à l'échelle de l'horizon (D_a^h). Dans ce cas, D_a^h était déduite de la densité apparente moyenne mesurée sur motte (D_a^m). Avec de telles CFPT, l'estimation de θ nécessite uniquement que le sol puisse être rattaché à une classe de texture. Ces CFPT ne sont pas des fonctions de pédotransfert au sens habituel puisqu'il ne s'agit pas de relations mathématiques établies par régression. Il s'agit en revanche de classes de pédotransfert texturales. Un ensemble de 219 horizons dont 58 horizons A, 161 horizons E, B et C a été utilisé pour établir ces CFPT. Un second ensemble de 217 horizons a été utilisé pour discuter la validité des CFPT proposées pour estimer les teneurs en eau à -330 hPa et -15000 hPa.

b. Des CFPT prenant en compte la combinaison texture et structure

Pachepsky et Rawls (2003 et 2006), ont développé des fonctions de pédotransfert reliant la structure du sol et les paramètres hydrologiques du sol. Ils ont utilisé un sous ensemble de 2149 échantillons extraits de la base de données américaine contenant la teneur en eau à -330 hPa et à -15000 hPa, la densité apparente mesurée sur des mottes, de la classification morphologique des structures et de la classe de texture. L'arbre de régression a été utilisée pour regrouper les sols en fonction de la teneur en eau à -330 hPa et à -15000 hPa (Figure

1.3). Cette étude avait pour objectif de mettre en évidence l'importance de la structure du sol sur les propriétés de rétention en eau.

En complément des CFPT texturales établies par Bruand *et al.* (2002), d'autres CFPT ont été développées par ces auteurs à partir de classes combinant la texture et l'état structural à l'aide de la densité apparente. Il s'agissait cette fois de CFPT permettant d'estimer les teneurs en eau massique (W en g.g^{-1}) pour 7 valeurs de potentiel en fonction de l'appartenance des sols à des classes combinant texture et densité apparente à l'échelle de mottes de dimensions centimétriques (CFPT texturo-structurales). En faisant apparaître 2 à 5 valeurs de densité apparente sur mottes (D_a^m) pour chaque classe de texture, Bruand *et al.* (2002) généralisent la prise en compte de la composition du sol (composition granulométrique) et de sa structure (densité apparente).

Bruand *et al.* (2004) avaient proposé des valeurs de teneur en eau volumique à 7 potentiels de l'eau variant de -10 hPa ($\theta_{1,0}$) à -15000 hPa ($\theta_{4,2}$). Dans un premier temps, des CFPT texturales qui n'utilisent que la texture selon le triangle de texture français avaient été proposées après avoir réparti les horizons en deux ensembles, les horizons A d'une part et les horizons E, B et C, d'autre part (Tableau 1.4). Dans un second temps, des teneurs en eau volumiques ont été proposées en utilisant les CPT texturo-structurales qui utilisent à la fois la texture et la densité apparente de l'horizon après avoir réparti comme précédemment les horizons en deux ensembles, les horizons A d'une part et les horizons E, B et C d'autre part (Tableau 1.5). Un ensemble de 340 horizons a été utilisé pour établir les CPT dont 58 horizons A, L et 217 horizons E, B et C. La démarche suivie par Bruand *et al.* (2004) pour estimer les propriétés de rétention en eau en combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente est illustrée à l'aide de la figure 1.4.

c. Des CFPT prenant en compte la teneur en carbone organique ou matière organique

Rawls *et al.* (2003) ont étudié l'effet de la teneur en carbone organique sur la rétention en eau pour deux valeurs de potentiel -330 hPa et -15000 hPa. Pour établir les CFPT, ces auteurs ont travaillé sur un sous-ensemble de 12000 horizons extraits de la base de données américaine (U.S National Soil Characterization Database) en utilisant les quantités d'eau retenues à -330 hPa et à -15000 hPa, la densité apparente à -330 hPa et la classification des sols. A -330 hPa, les CFPT ont été établies à partir de la classe de texture (texture grossière, texture fine et texture très fine) et de la teneur en carbone organique qui est considérée comme étant la variable la plus importante pour les sols de texture grossière (Figure 1.5). A -15000 hPa, la stratification pour établir les CPT a été faite en utilisant la composition du sol (argile, limon et sable) et la teneur en carbone organique qui joue un rôle essentiel pour la rétention de l'eau à -15000 hPa pour les sols de faible teneur en argile (<

19%) (Figure 1.6). D'autres variables (classification des sols, densité apparente) ont aussi été prises en compte.

2. Des classes de composition donnant accès aux paramètres d'un modèle de courbe $\theta(h)$

Des CFPT ont été développées en utilisant les classes de texture dans le triangle de texture Européen (CEC, 1985). Des valeurs ont ainsi été proposées pour les paramètres du modèle de courbe de rétention en eau de van Genuchten (1980). Celles-ci ont été obtenues en utilisant le programme d'ajustement RETC (van Genuchten *et al.*, 1991). Des jeux de paramètres ont ainsi été proposés par Wösten *et al.* (1999). Ces CFPT développés ont été utilisées en séparant les horizons de surface A et L, et ceux de sub-surface E, B et C au sein de chaque classe de texture dans le triangle de texture Européen (CEC, 1985) (Wösten *et al.*, 1999 ; Bruand *et al.*, 2003) (Tableau 1.6).

C. Les fonctions de pédotransfert à fondement physique

Dans ce troisième ensemble de FPT, les paramètres des modèles sont directement issus des propriétés du sol. Les modèles physiques établis peuvent être le plus souvent assimilés à une fonction de pédotransfert puisque l'expression analytique utilise directement des caractéristiques de constitution du sol. Ces modèles physiques établis cherchent à simuler la distribution des pores ou à assimiler la distribution des particules dans le sol (Arya et Paris, 1981 ; Haverkamp et Parlange, 1986 ; Nimmo, 1997 ; Assouline *et al.*, 1998).

1. Modèle physique basé sur la distribution de taille des particules

Les travaux de Arya et Paris (1981) ont cherché à estimer la courbe de rétention en eau à partir de la distribution de taille de particules. Ces auteurs ont déterminé la courbe de rétention en eau à partir d'une distribution de taille de particules en n classes, en utilisant un modèle capillaire. Il s'agissait d'associer à un ensemble de particules donné, un ensemble de pores, puis d'utiliser un modèle capillaire pour déterminer les propriétés de rétention en eau.

Une première façon de calculer la distribution de taille de pores a consisté à considérer que plus les particules sont fines, plus leur empilement ménage des vides de petite taille. A chacune des n classes de taille est associée un unique pore cylindrique (n pores au total). La classe de particules de rayon R_i est censée être constituée de particules sphériques dont on

peut déterminer le nombre n_i . Le pore cylindrique associé est supposé être formé par les particules de rayon R_i juxtaposées, d'où sa longueur :

$$l_i = n_i 2R_i^\alpha \quad (14)$$

où α est un paramètre exprimant la tortuosité des pores, égal à 1 pour un pore rectiligne et supérieur à 1 pour une géométrie dite naturelle. Pour déterminer le rayon r_i de ce pore, les auteurs ont fait l'hypothèse que l'indice de vides e (grandeur sans dimension donnant les volumes relatifs des vides et des particules solides) est le même pour chaque classe de particules et qu'il est égal à celui de l'échantillon tout entier. Le calcul donne alors :

$$r_i = R_i [4/6 \times e \times n_i^{(1-\alpha)}]^{1/2} \quad (15)$$

La teneur en eau pour chaque classe de particules est déterminée grâce au volume poral (V_{pi}) considéré comme saturé en eau et au volume total ($\theta_i = V_{pi} / V_t$). La valeur du potentiel matriciel est, quant à elle, obtenue à partir de l'équation de capillarité de Laplace :

$$h_i = (2\gamma \times \cos \theta_i) / (\rho_w \times g \times r_i) \quad (16)$$

Le paramètre α est un paramètre empirique déterminé à partir des données expérimentales et par ajustement à partir des données calculées. Sa valeur moyenne, d'après Arya et Paris (1981) est égal à 1,38. Nimmo (1997) ajoute au modèle d'Arya et Paris (1981) une composante intéressante représentant l'assemblage structural qui est obtenu à partir de la distribution des agrégats du sol. A cela peut être ajoutée une approche par calcul de la dimension fractale de la porosité (Tyler et Wheatcraft, 1989).

2. Modèle prenant en compte les variations de volume liées aux phénomènes de retrait-gonflement

Assouline *et al.* (1998) ont établi une expression mathématique de la courbe de rétention en eau en prenant en compte le réarrangement des particules et les changements consécutifs aux phénomènes de retrait-gonflement du sol au cours des cycles de dessiccation-humectation. Les auteurs précisent, en outre, que l'approche qui est développée pour l'évolution de θ lors de la dessiccation, peut aussi s'appliquer pour l'humectation en prenant en compte les phénomènes d'hystérésis. Le modèle proposé est de type fonction puissance :

$$\theta = (\theta_s - \theta_{15000})\{1 - \exp[-\xi(h^{-1} - h^{-1}_{15000})^\eta]\} + \theta_{15000} \quad \text{pour } h_{15000} \leq h < 0 \quad (17)$$

Celui-ci ne ressemble pas à une FPT parce qu'il possède deux paramètres d'ajustement (ξ et η) déterminés par une procédure itérative basée sur l'algorithme Marquardt-Levenberg. Ces paramètres ne donnent pas encore lieu à l'établissement de FPT, mais ils permettent d'aboutir à de meilleurs ajustements que ceux obtenus avec le modèle de van Genuchten (1980) (Assouline *et al.*, 1998).

Plus récemment, Assouline (2006) a développé un modèle empirique permettant de modéliser l'effet de l'augmentation de la densité apparente des sols compactés sur la rétention en eau. Ce modèle permet d'estimer la teneur en eau à la saturation et la teneur en eau résiduelle d'un sol compacté à partir de la teneur en eau avant compaction (état initial), et de la densité apparente du sol compacté (après compaction). La teneur en eau volumique à la saturation et la teneur en eau volumique résiduelle du sol compacté sont données par les formules suivantes :

$$\theta_{sc} = \theta_s[(\rho_s - \rho_c)/(\rho_s - \rho)] \quad (18)$$

$$\theta_c = \theta_t(\rho_c / \rho) \quad (19)$$

avec θ_{sc} : la teneur en eau à la saturation du sol compacté, θ_s : la teneur en eau à l'état initial avant compaction, θ_c : la teneur en eau résiduelle du sol compacté, θ_t : la teneur en eau résiduelle à l'état initial, ρ_s : la masse volumique de la phase solide = 2,65 g.cm⁻³, ρ_c : la densité apparente du sol compacté, ρ : la densité apparente à l'état initial.

Ce modèle proposé par Assouline (2006) est considéré comme une approche pour modéliser et prédire l'effet de la densité apparente sur la rétention en eau des sols compactés à partir des données disponibles sur la teneur en eau ou sur la densité apparente avant compaction (état initial). En sachant qu'un nombre réduit d'études a abordé l'effet de l'état structural caractérisé par sa densité apparente et la teneur en eau d'un sol compacté, on peut considérer ce modèle qui quantifie et prédit cette relation comme une FPT.

Tableau 1.3 : Réserve en eau utile (RU) et les densités apparentes selon les textures (Jamagne et al., 1977).

Texture	Humidité % à la CC	Humidité % à la PF	Eau utile %	Densité apparente	RU
					mm/cm de sol
S	8	3	5	1,35	0,70
SL	12	5	7	1,40	1,00
SA	19	10	9	1,50	1,40
LLS	15	7	8	1,50	1,20
LS	19	9	10	1,45	1,55
LMS	20	9	11	1,45	1,65
LSA	22	11	11	1,50	1,65
LAS	24	12	12	1,45	1,80
LL	17	8	9	1,50	1,40
LM	23	10	13	1,35	1,80
LA	27	13	14	1,40	2,00
AS	33	22	11	1,55	1,70
A	37	25	12	1,45	1,85
AL	32	19	13	1,40	1,90
Séd.	29	18	11	1,50	1,65
ALO	38	25	13	1,30	1,70

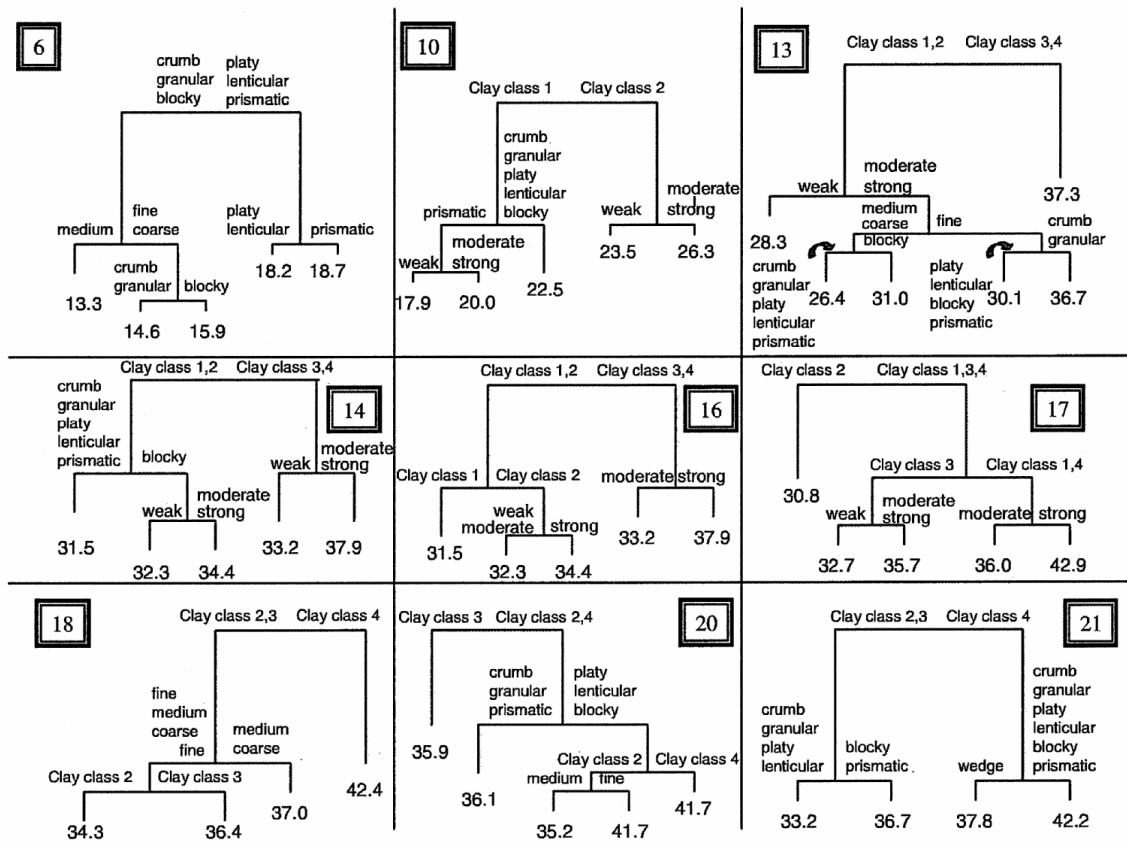


Figure 1.3 : Arbre de régression permettant l'estimation de la teneur en eau à -330 hPa à partir de classes de texture et de structure (Pachepsky et Rawls, 2006).

Tableau 1.4 : Teneurs en eau volumiques moyennes en fonction du type d'horizon et de la texture (Bruand et al., 2004).

Type d'horizons	Texture	Densité d'horizon		Teneur en eau volumique $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$						
		moy.	S	$\theta_{1,0}$	$\theta_{1,5}$	$\theta_{2,0}$	$\theta_{2,5}$	$\theta_{3,0}$	$\theta_{3,5}$	$\theta_{4,2}$
A	ALO	1,31	0,18	0,422	0,391	0,373	0,351	0,347	0,304	0,249
	AL	1,42	0,07	0,359	0,346	0,333	0,313	0,286	0,247	0,197
	AS	1,31	-	0,445	0,385	0,385	0,334	0,286	0,224	0,212
	A	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	LA	1,42	0,11	0,359	0,340	0,325	0,302	0,267	0,215	0,152
	LAS	1,45	0,12	0,348	0,335	0,320	0,301	0,266	0,210	0,153
	LSA	1,55	0,13	0,312	0,304	0,283	0,267	0,245	0,201	0,140
	LM	1,40	0,09	0,350	0,337	0,322	0,283	0,209	0,143	0,109
	LMS	1,53	0,12	0,323	0,311	0,300	0,277	0,239	0,167	0,117
	LS	1,70	-	0,291	0,277	0,265	0,252	0,223	0,155	0,104
	LLS	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	LL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SA	1,66	0,05	0,287	0,278	0,259	0,233	0,197	0,164	0,131
	SL	1,61	0,11	0,277	0,259	0,216	0,173	0,143	0,118	0,084
S	1,49	0,12	0,177	0,140	0,117	0,094	0,080	0,066	0,057	
E, B, C	ALO	1,43	0,17	0,435	0,421	0,408	0,384	0,366	0,341	0,297
	AL	1,55	0,12	0,361	0,351	0,335	0,315	0,290	0,257	0,222
	AS	1,69	0,08	0,324	0,315	0,296	0,279	0,262	0,238	0,201
	A	1,67	0,08	0,338	0,332	0,315	0,290	0,282	0,253	0,221
	LA	1,53	0,05	0,344	0,331	0,312	0,280	0,238	0,196	0,163
	LAS	1,58	0,10	0,335	0,322	0,304	0,270	0,229	0,195	0,156
	LSA	1,57	0,15	0,306	0,285	0,262	0,235	0,203	0,169	0,158
	LM	1,52	0,15	0,338	0,329	0,321	0,273	0,184	0,145	0,114
	LMS	1,58	0,10	0,364	0,354	0,330	0,270	0,212	0,172	0,129
	LS	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	LLS	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	LL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SA	1,65	0,16	0,294	0,262	0,239	0,201	0,178	0,152	0,136
	SL	1,59	0,13	0,246	0,241	0,201	0,177	0,145	0,113	0,085
S	1,73	0,13	0,187	0,165	0,110	0,098	0,074	0,056	0,037	

* densité apparente moyenne des horizons et écarts types correspondants

Tableau 1.5 : Teneurs en eau volumiques proposées pour les horizons (A et E, B, C) en fonction de leur texture et de leur densité apparente (Bruand et al., 2004).

Type d'horizons	Texture	D _a ^h horizon	Teneur en eau volumique cm ³ .cm ⁻³						
			θ _{1,0}	θ _{1,5}	θ _{2,0}	θ _{2,5}	θ _{3,0}	θ _{3,5}	θ _{4,2}
A	ALO	1,1	0,432	0,420	0,397	0,365	0,334	0,303	0,267
		1,3	0,429	0,414	0,389	0,356	0,325	0,294	0,258
	AL	1,3	0,353	0,349	0,336	0,308	0,274	0,237	0,195
		1,5	0,356	0,354	0,345	0,322	0,290	0,250	0,204
	AS	1,3	0,490	0,391	0,369	0,332	0,283	0,222	0,211
	A	-	-	-	-	-	-	-	-
	LA	1,3	0,331	0,328	0,310	0,289	0,247	0,198	0,146
		1,5	0,348	0,345	0,336	0,310	0,267	0,216	0,160
	LAS	1,3	0,344	0,340	0,327	0,296	0,253	0,206	0,155
		1,5	0,323	0,322	0,315	0,295	0,256	0,205	0,149
	LSA	1,5	0,291	0,288	0,281	0,258	0,222	0,179	0,133
	LM	1,3	0,342	0,341	0,330	0,271	0,185	0,127	0,104
		1,5	0,343	0,339	0,326	0,287	0,228	0,167	0,108
	LMS	1,3	0,347	0,341	0,325	0,288	0,241	0,193	0,143
		1,5	0,311	0,308	0,300	0,272	0,223	0,165	0,108
	LS	1,7	0,280	0,279	0,274	0,255	0,215	0,160	0,102
	LLS	-	-	-	-	-	-	-	-
	LL	-	-	-	-	-	-	-	-
	SA	1,7	0,293	0,285	0,267	0,235	0,202	0,169	0,134
	SL	1,5	0,285	0,269	0,241	0,203	0,170	0,141	0,113
1,7		0,294	0,270	0,230	0,181	0,143	0,111	0,081	
S	1,3	0,198	0,161	0,133	0,108	0,091	0,075	0,060	
	1,5	0,144	0,125	0,102	0,082	0,070	0,060	0,053	

Tableau (suite) 1.5: Teneurs en eau volumiques proposées pour les horizons (A et E, B, C) en fonction de leur texture et de leur densité apparente (Bruand et al., 2004).

Type d'horizons	Texture	D _a ^h horizon	Teneur en eau volumique cm ³ .cm ⁻³						
			θ _{1.0}	θ _{1.5}	θ _{2.0}	θ _{2.5}	θ _{3.0}	θ _{3.5}	θ _{4.2}
E, B, C	ALO	1,25	0,523	0,515	0,496	0,464	0,429	0,391	0,347
		1,35	0,453	0,439	0,418	0,392	0,368	0,344	0,314
		1,45	0,414	0,409	0,398	0,376	0,350	0,321	0,286
		1,55	0,388	0,384	0,377	0,360	0,338	0,313	0,283
		1,65	0,337	0,334	0,328	0,315	0,300	0,282	0,259
	AL	1,35	0,373	0,367	0,352	0,322	0,290	0,258	0,226
		1,45	0,359	0,355	0,345	0,323	0,295	0,263	0,225
		1,55	0,363	0,355	0,339	0,313	0,287	0,260	0,228
		1,65	0,350	0,345	0,335	0,315	0,290	0,263	0,231
	AS	1,55	0,368	0,358	0,341	0,314	0,289	0,262	0,231
		1,65	0,319	0,313	0,299	0,276	0,252	0,227	0,198
		1,75	0,302	0,296	0,283	0,263	0,243	0,222	0,198
	A	1,65	0,353	0,348	0,337	0,315	0,290	0,262	0,230
		1,75	0,320	0,316	0,307	0,289	0,269	0,247	0,220
	LA	1,45	0,357	0,345	0,319	0,286	0,241	0,204	0,164
		1,55	0,355	0,346	0,325	0,287	0,249	0,210	0,168
	LAS	1,55	0,345	0,336	0,311	0,269	0,231	0,197	0,167
		1,65	0,318	0,314	0,301	0,272	0,235	0,195	0,152
	LSA	1,55	0,335	0,304	0,271	0,237	0,211	0,187	0,163
		1,65	0,283	0,275	0,251	0,208	0,172	0,146	0,128
	LM	1,55	0,351	0,350	0,344	0,297	0,201	0,135	0,108
	LMS	1,55	0,352	0,342	0,312	0,252	0,200	0,161	0,130
	LS	-	-	-	-	-	-	-	-
	LLS	-	-	-	-	-	-	-	-
	LL	-	-	-	-	-	-	-	-
	SA	1,65	0,281	0,265	0,238	0,203	0,176	0,153	0,131
	SL	1,55	0,245	0,236	0,202	0,156	0,122	0,081	0,061
	S	1,65	0,203	0,170	0,129	0,093	0,069	0,052	0,038

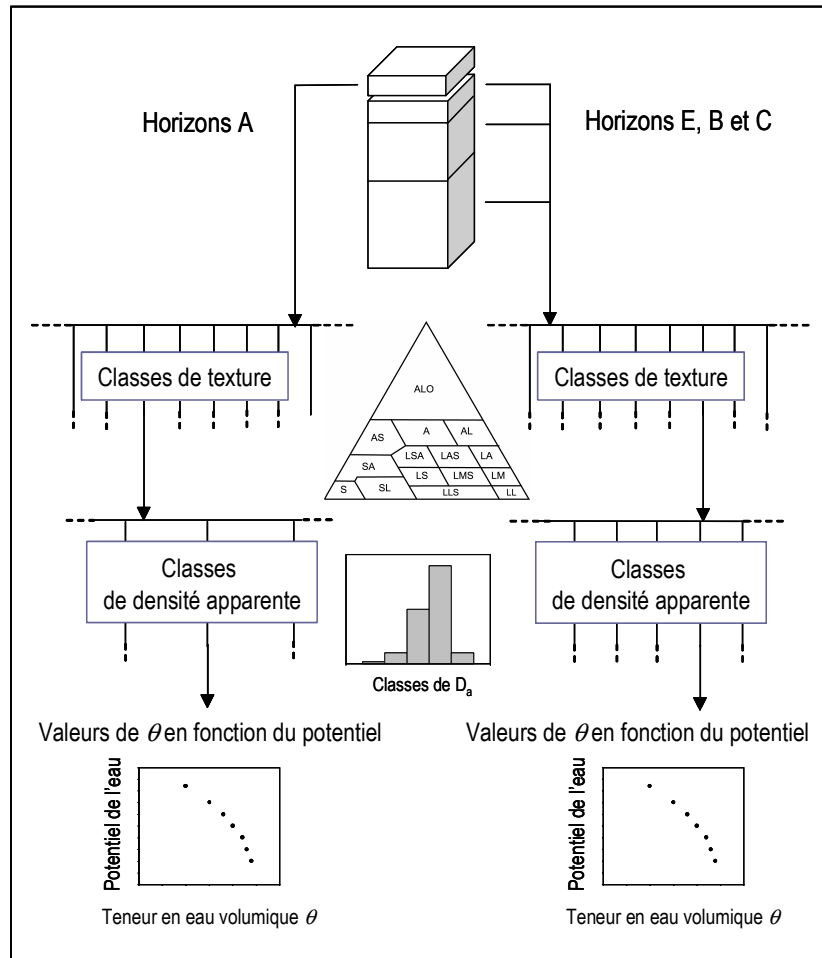


Figure 1.4 : Présentation générale de la démarche suivie pour estimer les propriétés de rétention en eau combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente (Bruand et al., 2004).

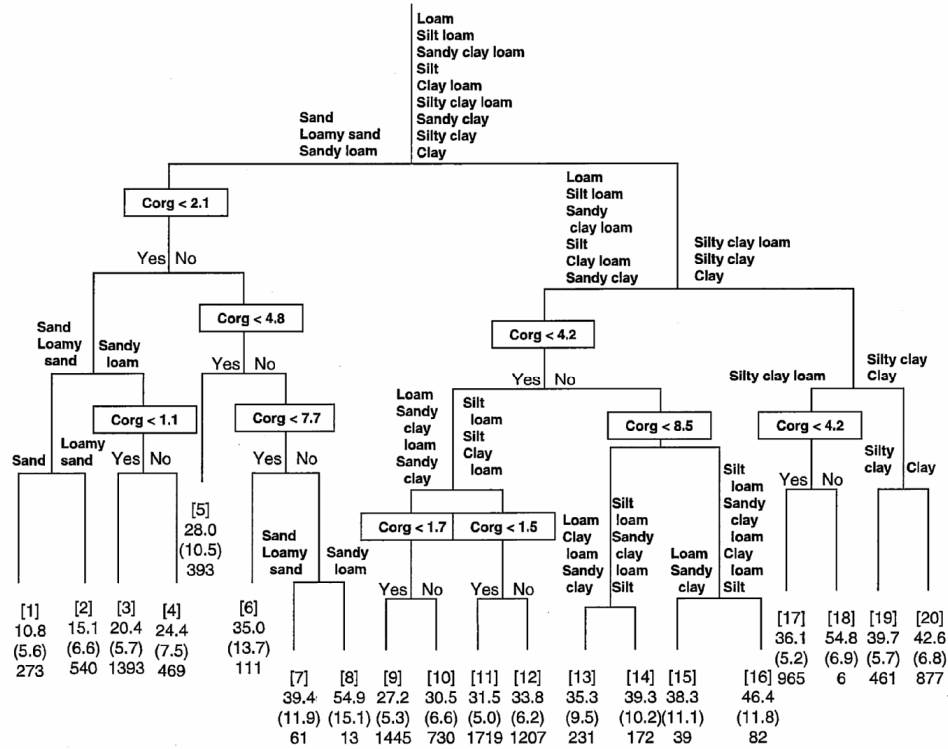


Figure 1.5 : Classes de pédotransfert établies à partir de la classe de texture et de la teneur en carbone organique pour estimer la teneur en eau à -330 hPa (Rawls et al., 2003).

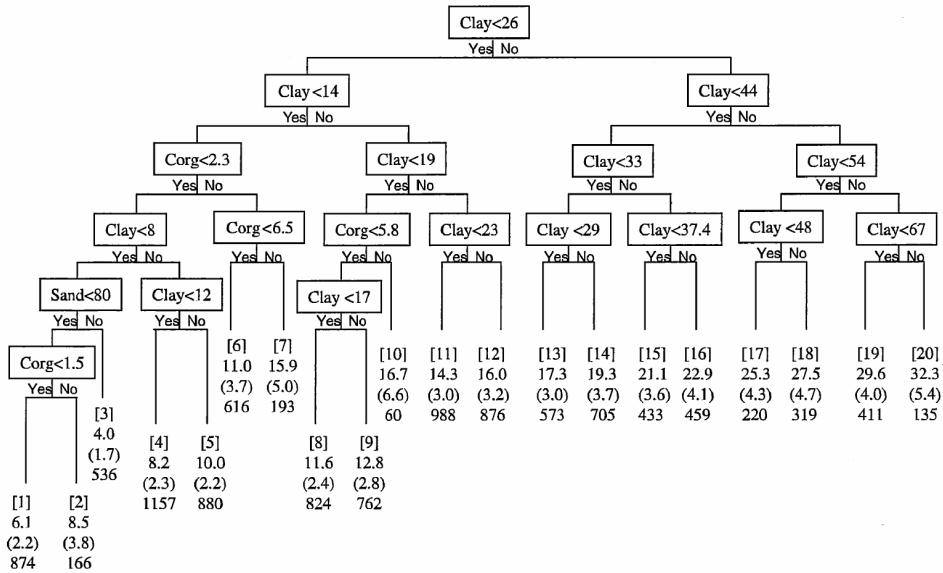


Figure 1.6 : Classes de pédotransfert établies à partir de la composition du sol (teneurs en argile, sable) et de la teneur en carbone organique pour estimer la teneur en eau à -1500 hPa (Rawls et al., 2003).

Tableau 1.6 : Les classes de pédotransfert établies pour prédire les propriétés de rétention en eau en utilisant les paramètres de Mualem van Genuchten (Wösten et al., 1999).

	θ_r	θ_s	α	n	m
Horizons de surface					
Très Fine	0,010	0,614	0,0265	1,1033	0,0936
Fine	0,010	0,520	0,0367	1,1012	0,0919
Medium fine	0,010	0,430	0,0083	1,2539	0,2025
Medium	0,010	0,439	0,0314	1,1804	0,1528
Grossière	0,025	0,403	0,0383	1,3774	0,2740
Horizons de sub-surface					
Très Fine	0,010	0,538	0,0168	1,0730	0,0680
Fine	0,010	0,481	0,0198	1,0861	0,0793
Medium fine	0,010	0,412	0,0082	1,2179	0,1789
Medium	0,010	0,392	0,0249	1,1689	0,1445
Grossière	0,025	0,366	0,0430	1,5206	0,3424

III. CARACTERISTIQUES DES SOLS ETUDIÉS POUR ÉTABLIR LES FPT

A. Etat des échantillons utilisés pour étudier les propriétés de rétention en eau

Les bases de données issues de travaux antérieurs aux années 80 sont essentiellement constituées de données sur des échantillons remaniés (échantillons séchés à l'air et tamisés à 2 mm). Le caractère remanié ou non remanié des échantillons utilisés pour déterminer les propriétés de rétention en eau varie suivant les études. Les premières études ont toutes porté sur des échantillons séchés à l'air et tamisés à 2 mm (e.g. Jamison, 1956 ; Box et Taylor, 1962 ; Combeau et Quantin, 1963 ; Hill et Sumner, 1967 ; Jamagne *et al.*, 1977) mais il faut aussi relever que très tôt des travaux ont été réalisés avec des échantillons non remaniés (conservés autant que possible à la teneur en eau de leur prélèvement et sans que leur état structural soit modifié) (Salter et Williams, 1965 ; Salter *et al.*, 1966 ; Petersen *et al.*, 1968a).

En France, l'étude des propriétés de rétention en eau a longtemps été effectuée à partir d'échantillons séchés à l'air et tamisés à 2 mm. Les mesures de propriétés de rétention en eau sur des échantillons non remaniés conservés dans des boîtes hermétiques à la teneur en eau lors du prélèvement (proche de la capacité au champ) et à une température suffisamment basse pour réduire considérablement l'activité biologique ont été développées il y a une vingtaine d'années à la suite des travaux de Jamagne *et al.* (1970) et de Tessier et Pédro (1984).

B. Origine des sols utilisés pour établir des FPT

Les sols utilisés pour développer les FPT ont des origines qui peuvent être très variables mais d'une façon générale, les chercheurs ont généralement développé des FPT pour les sols des pays où ils conduisaient leurs recherches. Ainsi Rawls *et al.* (1982), Cosby *et al.* (1984) et Gupta et Larson (1979) ont établi des FPT pour les sols du continent Nord-américain alors Hall *et al.* (1977) en ont développé pour la Grande Bretagne, ou encore Vereecken *et al.* (1989) pour les sols de Belgique.

En France, il n'y a pas eu d'étude réalisée à l'échelle des sols du territoire national jusqu'à présent, en raison de l'absence d'un jeu de données que l'on puisse considérer comme représentatif des sols du territoire national. Il y a eu en revanche un certain nombre d'études réalisées sur des ensembles de sols représentatifs de certaines régions de France. Ainsi, l'étude réalisée très tôt par Jamagne *et al.* (1977) portait sur les sols du nord du bassin

parisien et celle réalisée plus récemment par Bruand *et al.* (1996 et 2003) portait sur un jeu d'échantillons issus de sols pour la plupart localisés dans le bassin parisien.

Plus généralement, l'établissement de FPT nécessite la connaissance des propriétés de rétention en eau et de caractéristiques de constitution (composition granulométrique, teneur en carbone organique, densité apparente, etc.) d'un ensemble suffisant d'horizons pour que cela ait un sens statistiquement (robustesse des relations établies) et pédologiquement (représentativité par rapport à une variabilité pédologique). Un certain nombre de bases de données de sols, ou parfois plus modestement d'ensembles de sols limités à plusieurs d'horizons, ont été utilisés pour établir des FPT. De nombreux travaux ont ainsi utilisé la base de l'USDA aux Etats-Unis. En particulier aux Etats-Unis (USDA Natural Resource Conservation Service, 1994 ; Williams *et al.*, 1992 ; Tietje et Tapkenhirichs, 1993 ; Kern, 1995 ; Leij *et al.*, 1996 et 1999). Les FPT développées par Rawls *et al.* (1982), Cosby *et al.* (1984) ont été établies en utilisant de données renseignant plusieurs milliers d'horizons alors que les FPT de Gupta et Larson (1979) ont porté sur un nombre restreint d'horizons (Tableau 1.7). Récemment, Rawls *et al.* (2003) ont développé des FPT pour deux valeurs de potentiel -330 hPa et -15000 hPa à partir d'un sous-ensemble de 12000 horizons extrait de la base de données américaine (U.S National Soil Characterization database). En Europe, une base de données (HYPRES pour HYdraulic PRoperties of European Soils) a été développée en rassemblant les données de 5521 horizons dont 171 proviennent de la France (Lilly, 1997 ; Lilly *et al.*, 1999 ; Wösten *et al.*, 1999 ; Nemes *et al.*, 2001 et 2003) (Tableau 1.7).

IV. VALIDATION DES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

Malgré le nombre très élevé de FPT proposées dans la littérature, peu d'études ont eu pour objet de discuter leur validité. Celles-ci ont eu pour objet de discuter leur capacité à estimer avec plus ou moins de justesse les teneurs en eau mesurées pour un échantillon test d'horizons de sols (Williams *et al.*, 1992 ; Tietje et Tapkenhirichs, 1993 ; Kern, 1995 ; Bastet *et al.*, 1999 ; Cornelis *et al.*, 2001 et Wösten *et al.*, 2001). Les caractéristiques de ces travaux sont présentées dans le Tableau 1.8.

A. Grandeurs utilisées

Les FPT sont régulièrement évaluées en effectuant une comparaison des valeurs qu'elles prédisent aux valeurs mesurées (Pachepsky et Rawls, 1999). Bien que beaucoup de

critères d'évaluation de la précision soient disponibles, seulement un nombre restreint est utilisé pour évaluer l'efficacité des FPT. En règle générale, les critères ou les grandeurs d'évaluation des FPT qui sont le plus souvent utilisées sont l'erreur moyenne (EM) ou l'erreur moyenne de prédiction (EMP) qui n'est autre que EM (Bastet *et al.*, (1999), Bruand *et al.*, (2003)), l'erreur absolue moyenne (EAM), le coefficient de détermination (R^2), l'écart quadratique moyen ou Root Mean Square Error ($RMSE$), (e.g., Pachepsky *et al.*, 1998 ; Schaap *et al.*, 2001 ; van Alphen *et al.*, 2001 ; Cornelis *et al.*, 2001 et 2005 ; Romano et Palladino, 2002) (Tableau 1.9).

$$EM = \frac{1}{n} \sum (\theta_p - \theta_m) \quad (20)$$

$$EAM = \frac{1}{n} \sum |(\theta_p - \theta_m)| \quad (21)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\theta_p - \bar{\theta})^2}{\sum_{i=1}^n (\theta_m - \bar{\theta})^2} \quad (22)$$

$$RMSE = \left\{ \frac{1}{n} \sum (\theta_p - \theta_m)^2 \right\}^{1/2} \quad (23)$$

où n présente le nombre d'horizon, θ_p les teneurs en eau volumiques prédites par les FPT, θ_m les teneurs en eau volumiques mesurées, $\bar{\theta}$ la moyenne des teneurs en eau mesurées. Plusieurs auteurs ont aussi calculé l'écart type de prédiction (ETP) de la façon suivante :

$$ETP = \left\{ \frac{1}{n} \sum [(\theta_p - \theta_m) - EMP]^2 \right\}^{1/2} \quad (25)$$

L'écart type de prédiction permet de discuter la précision de l'estimation. L'estimation est d'autant plus précise qu'il est proche de 0.

Tableau 1.7 : Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les FPT.

Auteurs	Nombre d'horizons	Origine des sols	Etat des échantillons	Variables prises en compte					
				Sa	Li	Ar	MO	Da	Eg
Petersen <i>et al.</i> (1968a)	1267	Etats-Unis	remanié/ non remanié	+	+	+	+	+	+
Petersen <i>et al.</i> (1968b)	401	Etats-Unis	remanié/ non remanié	+	+	+	+	+	+
Renger (1971)	450	Danemark	non remanié			+	+		
Hall <i>et al.</i> (1977)	825	G.B.	non remanié			+		+	
Gupta et Larson (1979)	43	Etats-Unis	remanié	+	+	+	+	+	
Rawls <i>et al.</i> (1982)	2541	Etats-Unis	n.p.	+	+	+	+	+	
Pachepsky <i>et al.</i> (1982)	230	Hongrie	n.p.	+	+	+		+	
De Jong <i>et al.</i> (1983)	64	Canada	remanié	+	+	+	+		
Puckett <i>et.</i> (1985)	42	Etats-Unis	non remanié	+	+	+		+	
Rawls et Brakensiek (1985)	5320	Etats-Unis	n.p.	+		+		+	
Vereecken <i>et al.</i> (1989)	182	Belgique	non remanié	+	+	+	+	+	

Tableau (suite) 1.7 : Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les FPT.

Auteurs	Nombre d'horizons	Origine des sols	Etat des échantillons	Variables prises en compte					
				Sa	Li	Ar	MO	Da	Eg
Baumer (1992)	18000	États-Unis	n.p.	+		+	+	+	
Williams <i>et al.</i> (1992)	196	Allemagne	n.p.	+		+	+		
Bruand <i>et al.</i> (1994)	20	France	remanié			+			
Tomasella et Hodnett (1998)	614	Brésil	n.p.		+	+			
Wösten <i>et al.</i> (1999)	4030	Europe	non remanié		+	+	+	+	
Nemes <i>et al.</i> (2003)	576	Hongrie	non remanié	+	+	+	+	+	

n.p. : non précisé

Tableau 1.8 : Caractéristiques des travaux de test de validation de FPT.

Auteurs	Origine des sols	Nombre d'horizons	Potentiels testé	FPT testées
Williams <i>et al.</i> (1992)	Oklahoma (USA)	366	-100 hPa -330 hPa -600 hPa -1000 hPa -15000 hPa	Gupta et Larson (1979) Rawls <i>et al.</i> (1982) Ahuja <i>et al.</i> (1985) Gregson <i>et al.</i> (1987)
Tietje et Tapkenhinrichs (1993)	Allemagne	1079	-1 hPa -60 hPa -300 hPa -15000 hPa	Husz (1967) Renger (1971) Gupta et Larson (1979) Arya et Paris (1981) Rawls <i>et al.</i> (1982) Pachepasky <i>et al.</i> (1982) De Jong <i>et al.</i> (1983) Cosby <i>et al.</i> (1984) Puckett <i>et al.</i> (1985) Rawls et Brackensiek (1985) Nicolaeva <i>et al.</i> (1986) Saxton <i>et al.</i> (1986) Tyler et Wheatcraft (1989) Vereecken <i>et al.</i> (1989)
Kern (1995)	Etats Unis	3666	-100 hPa -330 hPa -600 hPa -15000 hPa	Gupta et Larson (1979) Rawls <i>et al.</i> (1982) De Jong <i>et al.</i> (1983) Cosby <i>et al.</i> (1984) Saxton <i>et al.</i> (1986) Vereecken <i>et al.</i> (1989)
Wösten <i>et al.</i> (2001)	Oklahoma (USA)	n.p	-330 hPa -15000 hPa	Petersen <i>et al.</i> (1968) Hall <i>et al.</i> (1977) Gupta et Larson (1979) Oosterveld et Chang (1980) Pachepsky <i>et al.</i> (1982b) Rawls <i>et al.</i> (1982) Rawls <i>et al.</i> (1983) Puckett <i>et al.</i> (1985) Beke et McCormic (1985) Rawls et Brackensiek (1985) Saxton <i>et al.</i> (1986) Vereecken <i>et al.</i> (1989) Baumer (1992) Williams <i>et al.</i> (1992) Campbell et Shiozawa (1992) Rajkai et Varallyay (1992) Canarache (1993) Bell (1993) Bruand <i>et al.</i> (1994) Tomasella et Hodnett (1998)

Tableau 1.9 : Validité de quelques FPT (FPTC et CFPT) évaluées en fonction de leur précision (Williams et al., 1992 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Bastet et al., 1999 ; Wösten et al., 2001 ; Morvan et al., 2004).

FPT	FPTC	CFPT	Potentiel de l'eau (hPa)	EMP cm ³ .cm ⁻³	ETP cm ³ .cm ⁻³	RMSE cm ³ .cm ⁻³	Variables prises en compte
Validation effectuée par Williams et al. (1992)							
Rawls et al. (1982, I)	x		-100	-0,029	0,058		Ar, Sa, MO,
Rawls et al. (1982, III)	x		-100	-0,013	0,028		Sa, MO, θ_{330} , θ_{15000}
Gupta et Larson (1979)	x		-100	0,091	0,077		Ar, Li, Sa, MO, Da
Validation effectuée par Tietje et Tapkenhinrichs et al. (1993)							
Renger (1971)	x		-300, -15000	0,011		0,058	Ar, Li, MO, Da
Rawls et al. (1982, I)	x		-100	-0,006		0,063	Ar, Sa, MO,
Rawls et al. (1982, III)	x		-100	0,039		0,037	Sa, MO, θ_{330} , θ_{15000}
Pucket et al. (1985)	x		-100	-0,033		0,075	Ar, Sa, Da, Porosité
Validation effectuée par Bastet et al. (1999)							
Hall et al. (1977)	x		-100	0,032	0,056		Ar, Li, CO, Da
			-15000	0,006	0,034		
Vereecken et al. (1989)	x		-100	0,049	0,056		Paramètres de courbe de rétention en eau (θ_s , α et n)
			-300	0,022	0,052		
			-15000	0,012	0,042		
Validation effectuée par Wösten et al. (2001)							
Minasny et al. (1999)	x		-330			0,070	Ar, Li, Sa, Da, Porosité
Bruand et al. (1996)	x		-330			0,030	Da
Pachepsky et al. (1996)	x		-330			0,020	
			-15000			0,020	
Validation effectuée par Morvan et al. (2004)							
Bruand et al. (2002)		x	7 valeurs de potentiels	-0,028 ≤ EMP ≤ 0,006	De 0,026 à 0,059		Classe de texture
Bruand et al. (2002)		x	7 valeurs de potentiels	-0,012 ≤ EMP ≤ 0,009	De 0,023 à 0,038		Classe de texture et de densité apparente

Les courbes de rétention en eau estimées ont aussi été comparées géométriquement avec les courbes mesurées en utilisant une définition de l'erreur moyenne (*EM*) ou la différence moyenne (*DM*) qui peut être positive ou négative (sur-estimation $DM > 0$ ou sous-estimation $DM < 0$), et de l'écart quadratique moyenne (*EQM* ou *RMSD*) qui se calculent en comparant les aires des courbes de la façon suivante (Tietje et Tapkenhinrichs, 1993) :

$$DM = (1/(b-a)) \int_a^b (\theta_p - \theta_m) d\psi \quad (26)$$

$$RMSE = [(1/(b-a)) \int_a^b (\theta_p - \theta_m)^2]^{1/2} \quad (27)$$

B. Évaluation des FPT

Un nombre restreint de travaux a concerné l'évaluation des FPT proposées dans la littérature (Williams *et al.*, 1992 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern, 1995 ; Pachepsky *et al.*, 1998 ; Bastet *et al.*, 1998 et 1999 ; Schaap *et al.*, 2001 ; Cornelis *et al.*, 2001 et 2005 ; Wösten *et al.*, 2001 ; Donatelli *et al.*, 2004).

1. Validation ponctuelle de la teneur en eau

La validité des FPTC qui permettent d'estimer la teneur en eau pour des valeurs particulières de potentiel a été abordée par Williams *et al.* (1992) et Bastet *et al.* (1999). Williams *et al.*, (1992) ont discuté la validité des FPTC qui ne prennent en compte que des caractéristiques de constitution des sols (Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 et 1983) avec d'autres qui prennent en compte de valeurs de teneur en eau à des valeurs particulières de potentiel (Rawls *et al.*, 1982 ; Ahuja *et al.*, 1985 ; Gregson *et al.*, 1987). Cette comparaison a été réalisée pour cinq valeurs de potentiel (-100, -330, -600, -1000 et -15000 hPa). Williams *et al.* (1992) ont utilisé l'erreur moyenne (*EM*) et l'écart type (*SD*) associé à l'erreur moyenne (*EM*) pour évaluer les FPTC en utilisant un ensemble de 366 horizons de sols provenant de l'Oklahoma (Etats-Unis). Les valeurs de *EM* associées aux trois niveaux de régression (modèles I, II et III) proposés par Rawls *et al.* (1982) diminuent lorsque l'on passe du modèle I qui n'utilise pas θ_{330} et θ_{15000} au modèle III qui utilise θ_{330} et θ_{15000} . L'erreur moyenne (*EM*) pour θ_{100} , varie de -0,029 cm³.cm⁻³ avec le modèle I à -0,013 cm³.cm⁻³ avec

le modèle III. L'écart type (SD) associé à l'erreur moyenne (EM) varie pour θ_{100} de 0,058 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ avec le modèle I à 0,028 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ avec le modèle III.

Les résultats de validation obtenus par Williams *et al.* (1992) montrent clairement que les FPTC qui prennent en compte à la fois les caractéristiques de constitution et la teneur en eau à -330 et -15000 hPa conduisent à une estimation moins biaisée et une précision plus élevée que celles qui ne prennent pas en compte des points de la courbe de rétention en eau. Rawls *et al.* (1982) aboutissent à la même conclusion en utilisant 2500 échantillons de sol américains de toute nature pour discuter la validité des FPTC basées sur trois niveaux de régression (modèles I, II et III). La prise en compte de θ_{330} et θ_{15000} améliore la qualité des estimations, et la proportion de variabilité expliquée est de 34 à 76 % avec les FPTC appartenant au modèle I, alors qu'elle est de 59 à 98 % avec celles appartenant au modèle III. Il faut cependant relever que les deux points de la courbe de rétention en eau (θ_{330} et θ_{15000}) utilisés dans les FPTC de Rawls *et al.* (1982) ne peuvent pas être considérés comme des caractéristiques de constitution du sol aisément accessibles.

Bastet *et al.* (1999) ont évalué l'efficacité de FPTC faisant appel aux seules caractéristiques de constitution des sols (Hall *et al.* 1977 ; Gupta et Larson, 1979 et Rawls *et al.* 1982 et 1983) et à d'autres qui tiennent compte de valeurs de teneur en eau à des valeurs de potentiel matriciel particulières (Rawls *et al.* 1982 ; Vereecken *et al.*, 1989). L'étude a porté sur les teneurs en eau des sols pour $h = -100, -330$ et -15000 hPa et le critère utilisé pour comparer les FPT était l'erreur moyenne de prédiction (EMP) et l'écart type de prédiction (ETP). Les FPTC sélectionnées par Bastet *et al.* (1999) permettaient soit d'estimer la teneur en eau des sols à des valeurs particulières de potentiel (estimation ponctuelle), soit d'estimer de façon continue la teneur en eau des sols à l'aide d'une fonction paramétrée. A partir d'un échantillon test composé de 762 horizons de sols provenant de deux grands secteurs géographiques, d'une part le sud de la Région Ile-de-France et la Région Centre (Bassin parisien) et d'autre part de la Région Languedoc-Roussillon, Bastet *et al.* (1999) ont montré que le biais de prédiction le plus faible enregistré pour la teneur en eau volumique à -100 hPa était obtenu avec les FPT de Hall *et al.* (1977) ($EMP = 0,032 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) alors que le biais de prédiction le plus élevé était obtenu avec les FPTC de Rawls *et al.* (1982) n'utilisant pas de point de la courbe de rétention en eau ($EMP = 0,109 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$).

Les écarts types de prédiction (ETP) obtenus avec les FPTC de Hall *et al.* (1977) et Vereecken *et al.* (1989) étaient les plus faibles à cette valeurs de potentiel ($ETP = 0,056 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) qu'avec les FPTC de Rawls et Gupta-Larson ($ETP = 0,066, 0,072 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)

respectivement. Bastet *et al.* (1999) ont trouvé que les FPTC de Hall *et al.* (1977) qui prennent un compte le type d'horizon (horizons de surface d'une part et les horizons de sub-surface d'autre part) conduisaient à un biais plus faible avec les horizons de sub-surface ($EMP = 0,026 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) qu'avec les horizons de surface ($EMP = 0,043 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). L'évaluation des FPTC à -330 et -15000 hPa révèle une amélioration importante des performances par rapport à celles enregistrées à -100 hPa. Le biais de prédiction enregistré en utilisant les FPTC de Vereecken devient très faible à ces valeurs de potentiel matriciel ($EMP = 0,022$ et $0,012 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) respectivement.

Bastet *et al.* (1999) ont en outre montré que les FPTC proposées par Hall *et al.* (1977) et Vereecken *et al.* (1989) étaient les plus précises parmi les FPT sélectionnées avec des écarts types variant de $0,028$ à $0,042 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Ceci est conforme aux résultats obtenus avec les erreurs moyennes de prédiction (EMP).

Wösten *et al.* (2001) ont discuté la qualité des estimations effectuées avec 21 FPTC en calculant l'écart quadratique moyenne (EQM). Les valeurs faibles de EQM enregistrées l'ont alors été avec les seules FPTC utilisant un ou plusieurs points de la courbe de rétention en eau. Dès que les FPTC n'utilisent plus que des données relatives à la constitution des sols, les valeurs de EQM sont beaucoup plus élevées (Figure 1.7).

Cornelis *et al.* (2001) ont aussi évalué un certain nombre de FPT pour ce qui concerne l'estimation des quantités d'eau retenues aux valeurs de potentiel de -3 , -30 , -100 , -310 , -980 et -15000 hPa. L'étude portait sur un échantillon de test de 298 horizons appartenant à 69 sols couvrant une large gamme de texture en Belgique. Les FPT testées étaient pour l'essentiel des FPTC : FPTC du groupe I de Rawls et Brakensiek (1985), FPTC de Vereecken *et al.* (1989), Wösten *et al.*, (1995), Scheinost *et al.* (1997) et Schaap *et al.* (1998), FPTC et CFPT de Wösten *et al.* (1999), FPTC de Gupta et Larson (1979) et celles appartenant au groupe II de Rawls et Brakensiek (1982). Les FPT à fondement physique n'ont pas été retenues dans l'évaluation effectuée par Cornelis *et al.* (2001) parce qu'elle nécessitent une connaissance de la distribution de taille de particules détaillée, donnée qui n'est généralement pas disponible. Pour quantifier la qualité de prédiction, Cornelis *et al.*, (2001) ont calculé la moyenne de la différence moyenne (MDM), la moyenne de la valeur absolue de la différence moyenne ($MADM$), la moyenne de l'écart quadratique moyenne ($MEQM$ ou $MRMSE$), l'écart type de prédiction (ETP) et la moyenne du coefficient de corrélation (Mr). Les résultats du test de validation ont montré que la meilleure précision de prédiction est enregistrée avec les FPT de Vereecken *et al.* (1989) (Figure 1.8 et 1.9). Les valeurs enregistrées pour la moyenne de la valeur absolue de la différence moyenne ($MADM$) varient de $0,031$ à $0,060 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, pour la moyenne de l'écart quadratique moyen

(*MEQM*) de 0,041 à 0,077 m³.m⁻³. Quant à l'écart type, il varie de 0,021 à 0,035 m³.m⁻³. Enfin, la moyenne du coefficient de corrélation (*Mr*) varie de 0,947 à 0,998.

Plus récemment, des FPTC (Hall *et al.*, 1977 ; Rawls *et al.*, 1982 ; Vereecken *et al.*, 1989 ; Bastet *et al.*, 1999 modèle I) ainsi que des CFPT (Jamagne *et al.*, 1977 ; Bastet *et al.*, 1999 modèle II ; Bruand *et al.*, 2002 texturales et texturo-structurales) ont été comparées en utilisant un ensemble de 15 horizons de référence qui représentaient la variabilité des sols d'un bassin versant d'une centaine d'hectares (Morvan *et al.*, 2004). La comparaison des différentes FPT (CFPT et FPTC) a été réalisée pour 8 valeurs de potentiel variant de -10 hPa à -15000 hPa. Pour comparer les valeurs de θ prédites et mesurées par les FPTC et CFPT, Morvan *et al.* (2004) ont utilisé l'erreur moyenne de prédiction (*EMP*) et l'écart type de prédiction (*ETP*). Les résultats ont montré que les CFPT (texturales et texturo-structurales) de Bruand *et al.* (2002) ainsi que les FPTC et CFPT de Bastet *et al.* (1999) fournissent les estimations les plus proches des teneurs en eau mesurées. Les valeurs des erreurs moyennes enregistrées avec les CFPT texturales de Bruand *et al.* (2002) étaient inférieures à 0,028 cm³.cm⁻³ en valeur absolue. La précision variait dans une gamme de 0,026 à 0,059 cm³.cm⁻³ pour des valeurs de potentiel variant de -10 hPa à -15000 hPa. En effet, l'utilisation des CFPT de Bruand *et al.* (2002) qui combinent à la fois la texture et densité apparente (texturo-structurales) a conduit à une amélioration de l'erreur moyenne de prédiction et de la précision à toutes les valeurs de potentiel étudiées.

2. Validation par aire de courbe

Tietje et Tapkenhinrichs (1993) ont sélectionné un nombre élevé de FPT pour évaluer leur validité de prédiction. Ils ont utilisé des FPTC qui permettent de prédire ponctuellement la teneur en eau à différentes valeurs de potentiel (Husz, 1967 ; Renger, 1971 ; Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 et Puckett *et al.*, 1985). D'autres FPT ont été utilisées par ces auteurs permettant de prédire la teneur en eau de façon continue et correspondant aux paramètre de courbe de rétention en eau (Pachepsky *et al.*, 1982 ; De Jong *et al.*, 1983 ; Cosby *et al.*, 1984 ; Rawls et Brakensiek, 1985 ; Nicolaeva *et al.*, 1986 ; Saxton *et al.*, 1986 et Vereecken *et al.*, 1989). Tietje et Tapkenhinrichs, (1993) intègrent aussi à leur évaluation des FPT basées sur la distribution de taille de particules et de porosité (Arya et Paris, 1981 ; Tyler et Wheatcraft, 1989).

D'une part, un premier ensemble de 1079 horizons appartenant aux sols collectés en Allemagne ont constitué l'échantillon de test pour quatre valeurs de potentiel (-1, -60, -300 et -15000 hPa). D'autre part, un deuxième ensemble de 37 horizons pour lesquels la teneur

en eau a été renseignée pour neuf valeurs de potentiel (-2, -10, -20, -50, -100, -330, -1000, -3000 et -15000) a été aussi utilisé. Pour comparer les teneurs en eau prédites à l'aide des FPT sélectionnées et les teneurs en eau mesurées, Tietje et Tapkenhinrichs, (1993) ont utilisé un outil statistique adapté à l'ensemble des FPTC comparées. Ils ont calculé pour chaque FPT la différence moyenne (*DM*) entre les teneurs en eau prédites et mesurées à l'aide d'une intégrale dont l'intervalle d'intégration s'étend généralement de -1 hPa à -15000 hPa. Cette intégrale correspond à l'aire qui sépare les courbes de rétention en eau prédites et mesurées. Ils ont calculé de la même manière l'écart quadratique moyen (*EQM* ou *RMSE*) qui est indicateur du biais entre les estimations et les mesures.

Après avoir comparé les différentes FPTC permettant d'estimer ponctuellement la teneur en eau, les résultats montrent que les FPTC proposées par Renger *et al.* (1971) conduisent à la meilleure estimation pour l'ensemble des horizons testé ($DM = 0,011 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ et $RMSE = 0,058 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). Il faut noter que les FPTC établies par Renger (1971) ont été développées à partir de sols provenant d'Allemagne, comme l'échantillon test utilisé par Tietje et Tapkenhinrichs (1993). En revanche, ces auteurs ont montré que pour les FPT permettant d'estimer de façon continue la teneur en eau, ce sont celles proposées par Rawls et Brakensiek (1985) et Vereecken *et al.* (1989) qui conduisent à la meilleure estimation de la teneur en eau pour l'ensemble de l'échantillon de test.

3. Validation fonctionnelle des FPT

La validité fonctionnelle des différentes FPT a été discutée par Morvan *et al.* (2004) en calculant la réserve utile (*RU*) bornée par les valeurs de teneur en eau mesurées et fournies par les FPT aux potentiels matriciels de -100 hPa et -15000 hPa. Rappelons que dans cette étude, ce sont les FPTC de Hall *et al.* (1977), Rawls *et al.* (1982), Vereecken *et al.* (1989) et Bastet *et al.*, (1999)¹ et les CFPT de Jamagne *et al.* (1977), Bastet *et al.* (1999)² et de Bruand *et al.* (2002)³ qui ont été utilisées pour prédire la teneur en eau à -100 hPa et -15000 hPa. Les FPTC et les CFPT qui conduisent aux meilleures estimations sont celles de Bastet *et al.* (1999) et les CFPT texturales et texturo-structurales de Bruand *et al.* (2002). Les différences de RU estimées avec celles mesurées sont de 80 et 85 mm à l'échelle du bassin versant avec les FPTC et les CFPT de Bastet *et al.* (1999) et de respectivement 85 et 91 mm avec les CFPT texturales et texturo-structurales de Bruand *et al.* (2002) (Figure 1.10).

¹ Modèle I proposé par Bastet et al (1999) dans ce cas.

² Modèle II proposé par Bastet et al. (1999) dans ce cas.

³ Classes de fonctions de pédotransfert texturales et texturo-structurales dans ce cas.

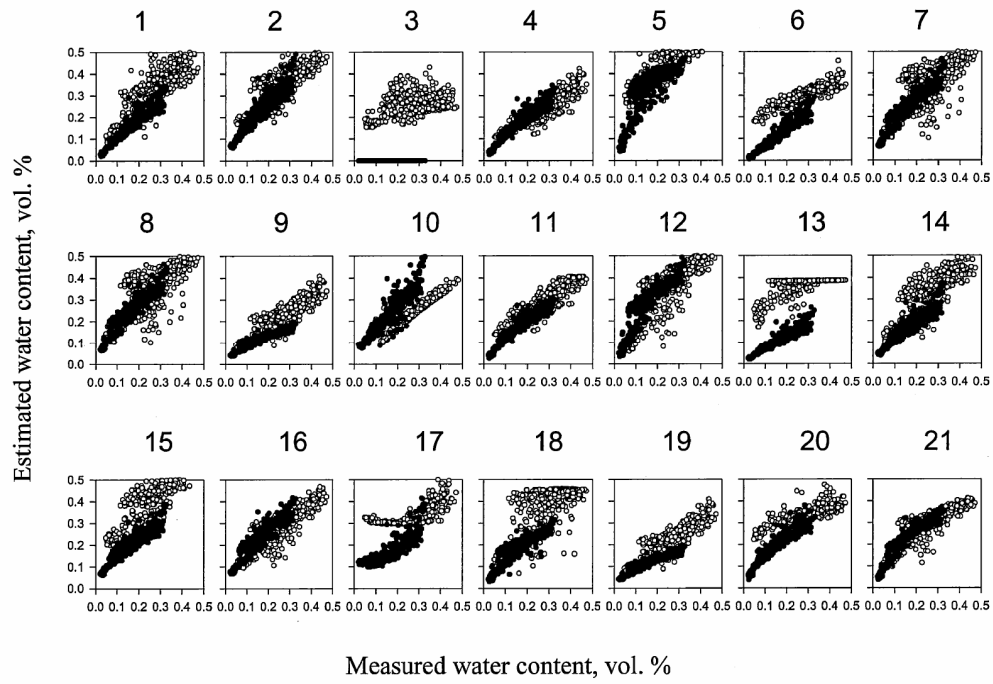


Figure 1.7 : Comparaison effectuée par Wösten et al. (2001) des FPT développées avec des différentes régions du monde et testées avec la base de données de Oklahoma. (o) teneur en eau mesurée à -330 hPa et à -15000 hPa. (●) teneur en eau prédite.

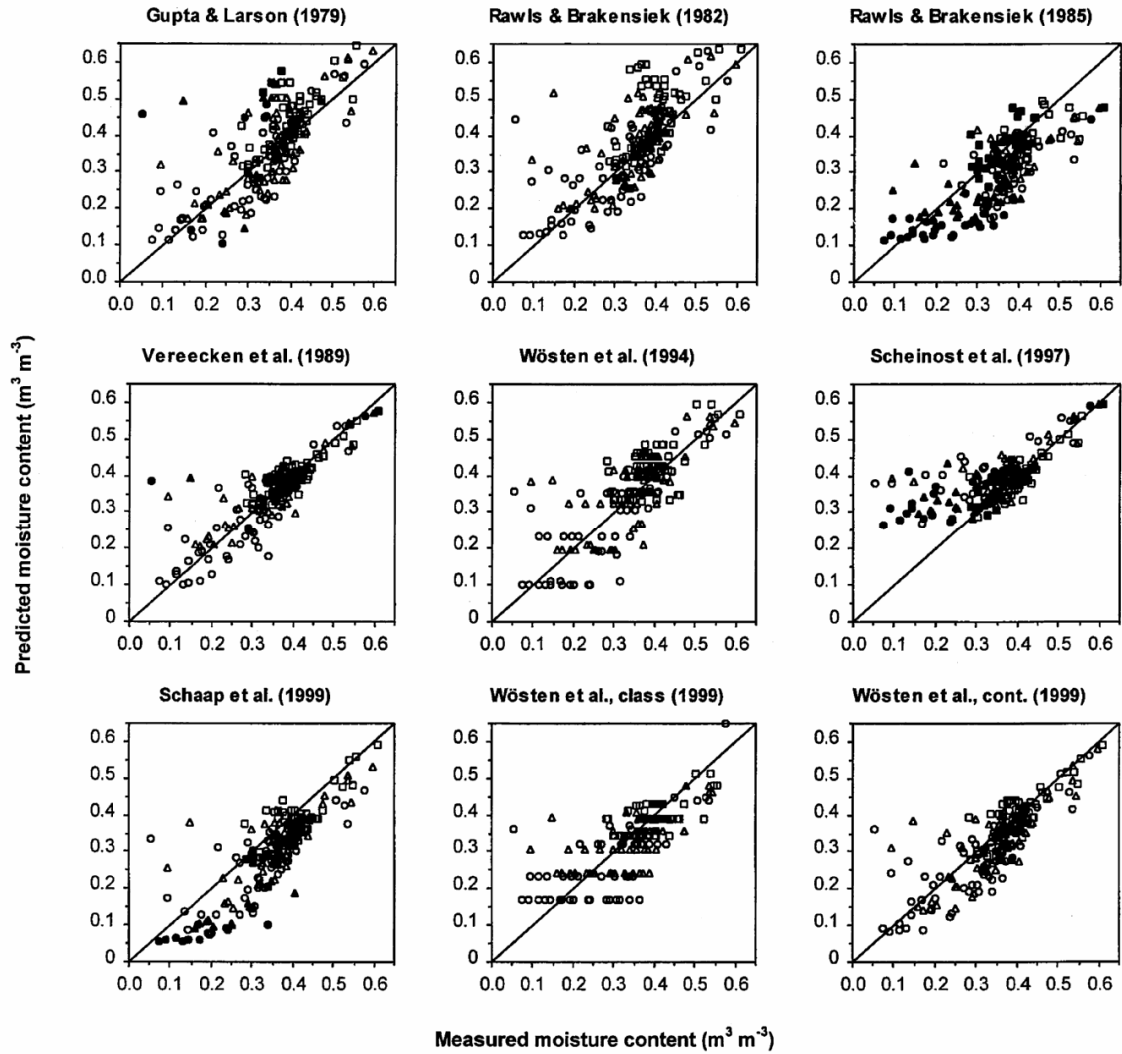


Figure 1.8 : Les teneurs en eau prédites à l'aide de différentes FPT et mesurées à -3, -30 et -100 hPa (Cornelis et al., 2001).

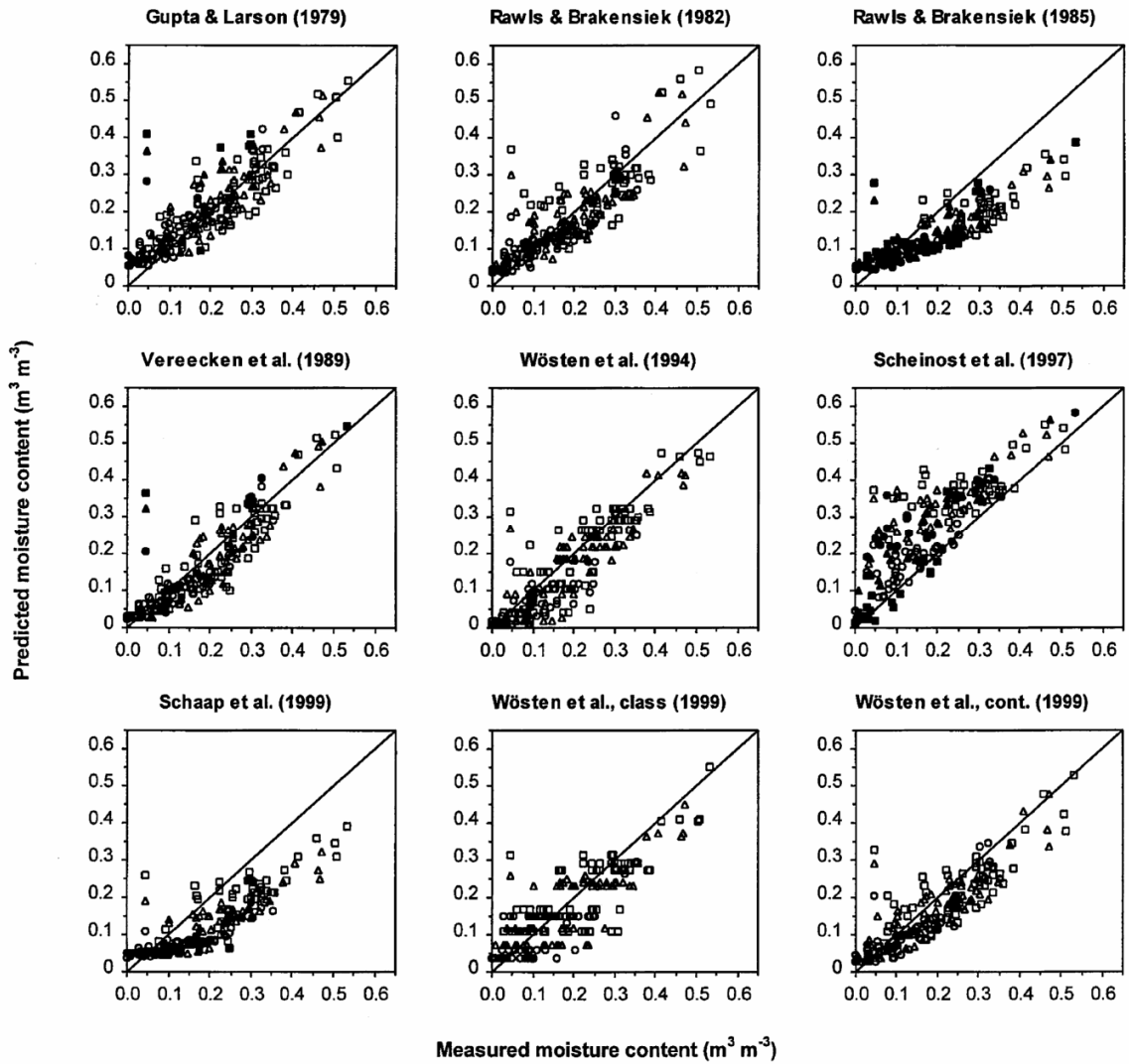


Figure 1.9 : Les teneurs en eau prédites à l'aide de différentes FPT et mesurées à -310, -980 et -1500 hPa (Cornelis et al., 2001).

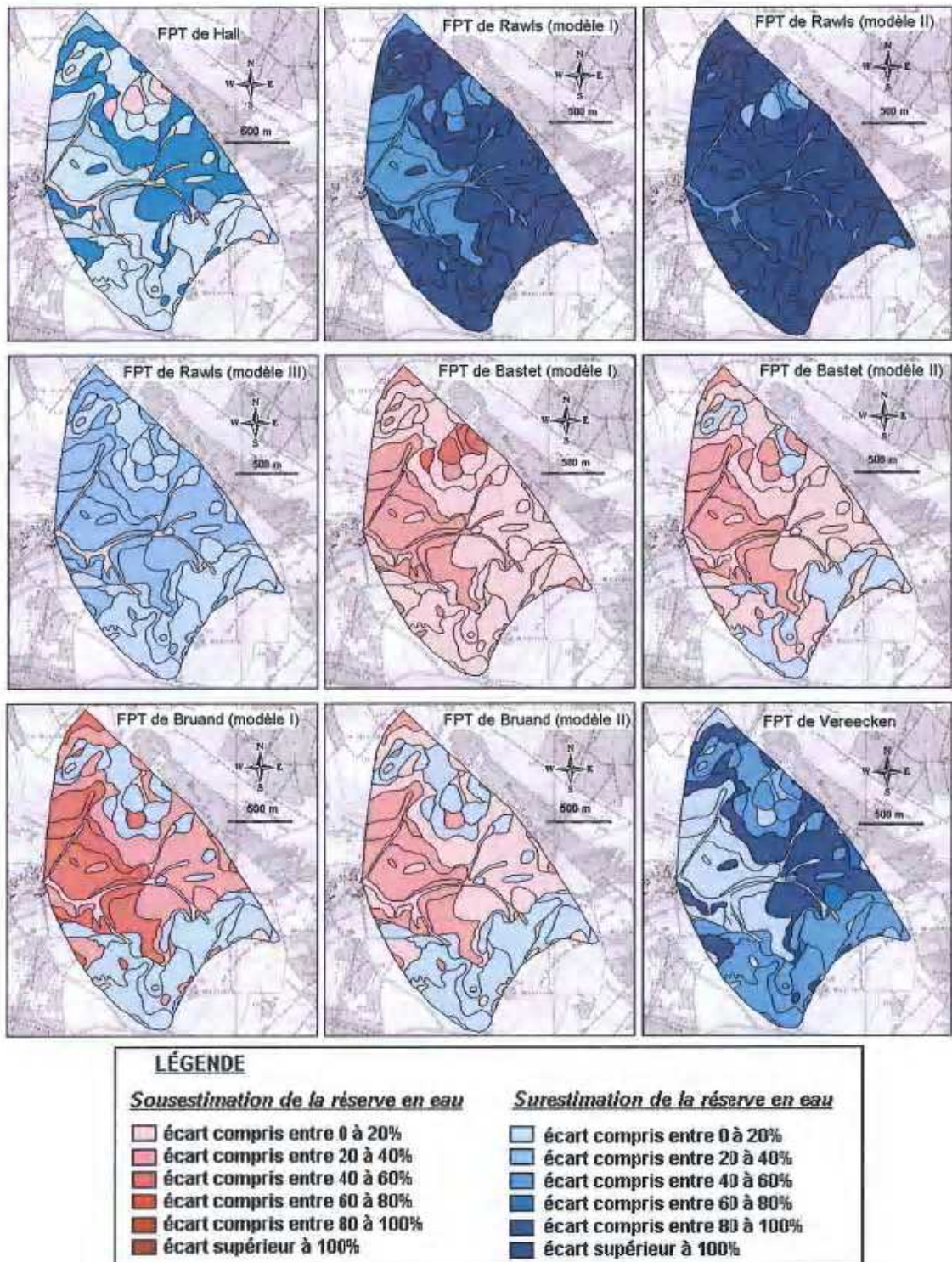


Figure 1.10 : Cartes des écarts entre la réserve utile (RU) estimée à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) et celle calculée à partir des mesures réalisées au laboratoire (Morvan et al., 2004).

Nemes *et al.* (2003) ont utilisé des FPTC établies l'aide d'un réseau neuronal artificiel (ANN: artificial neural network) pour prédire les paramètres de courbe de rétention en eau de van Genuchten (1980) à partir de la texture, de la densité apparente et de deux points de la courbe de rétention en eau (-330 et 15000 hPa). Deux modèles (M10 et M3) développés à partir d'une base de données hongroise (échelle nationale) ont été utilisés pour prédire la réserve utile.

Dans un premier temps, la réserve utile (*RU*) de trois profils de sol soumis à des traitements différents (non irrigation, irrigation simple et irrigation avancée, étude I) a été prédite en utilisant le modèle M10. Dans un second temps, la réserve utile (*RU*) de dix profils soumis à des conditions et pratiques agricoles différentes a été prédite en utilisant le modèle M3 (étude II). Les résultats de l'étude (I) ont montré que les *RU* les plus élevées ont été enregistrées avec le profil soumis au traitement "non irrigation", (*RU* = 249,15 mm). Par contre, l'étude II a montré que les valeurs élevées de *RU* ont été enregistrées pour les horizons de surface (A) riches en matière organique et soumis à des conditions de dessiccation et de rehumectation tout au long de l'année (*RU* = 372,25 mm et 363,67 mm, respectivement).

V. CONCLUSION

Le développement de FPT ces quarante dernières années a conduit à deux grands types d'approche : l'un consiste à établir des FPT pour prédire des teneurs en eau à des valeurs ponctuelles de potentiel alors que l'autre consiste à établir des FPT pour prédire les paramètres d'ajustement d'un modèle de courbe décrivant de façon continue les quantités d'eau retenues en fonction du potentiel. Les recherches ont conduit au développement de formalismes mathématiques de plus en plus sophistiqués autant pour le modèle de courbe décrivant la courbe de rétention en eau que pour les FPT. Ce développement s'est poursuivi sans que l'on s'attache à préciser en parallèle la validité des FPT proposées, tant sur le plan de la précision et du biais des estimations auxquelles elles conduisaient, que sur celui des sols pour lesquels elles pouvaient être utilisées. Pour estimer les propriétés de rétention en eau, la tendance actuelle consiste à complexifier les FPT sans, semble-t-il se préoccuper beaucoup de la qualité des estimations auxquelles on aboutit.

Dans un tel contexte, notre étude aura pour objectif général d'analyser la performance de CFPT et FPTC sur des jeux de données identiques, les premières étant généralement considérées comme de faible intérêt car conduisant à des prédictions de médiocre qualité. Notre objectif sera autant que possible de faire la part des choses quant à la différence de

qualité des prédictions effectuées avec des CFPT et FPTC et à celle concernant l'intérêt de prendre en compte telle ou telle caractéristique de constitution.

Ainsi après avoir présenté le jeu d'échantillons de sols constitué et les méthodes utilisées pour déterminer les propriétés de rétention en eau, nous comparerons les performances de fonctions de pédotransfert nationales et européennes (Chapitre III). Cette première étape permettra de discuter la qualité des prédictions obtenues avec des CFPT et FPTC établies avec des sols du territoire national à celles obtenues avec les CFPT et FPTC établies avec la base de données européenne HYPRES.

Puis, les résultats précédents ayant montré l'intérêt des CFPT, nous discuterons les possibilités de prendre en compte les composantes "texture" et "structure" à l'aide de CFPT et nous discuterons leurs performances par rapport à des CFPT et FPTC similaires à celles développées avec HYPRES (Chapitre IV).

Plusieurs études ayant montré que la prédiction des propriétés de rétention en eau est significativement améliorée dès lors que l'on prend en compte un ou plusieurs points de la courbe de rétention en eau, nous discuterons l'amélioration de la prédiction qui peut être obtenue lorsque l'on prend en compte la teneur en eau à la capacité au champ (Chapitre V). En effet, si l'utilisation de points de la courbe de rétention en eau est en quelque sorte en contradiction avec le concept même de fonction de pédotransfert (i.e. utilisation de données aisément accessibles permettant d'éviter la mesure de la teneur des propriétés de rétention en eau), l'utilisation de la teneur en eau à la capacité au champ ne requiert en fait que la mesure de la teneur en eau lors du prélèvement lorsque le sol est effectivement dans un état hydrique proche de la capacité au champ.

Pour poursuivre concernant l'amélioration des performances des CFPT, nous avons combiné des critères de composition granulométrique (texture) et de structure (densité apparente) avec le type d'horizon en séparant les horizons de surface (horizons A et L) et de subsurface (horizons E, B et C) (Chapitre VI).

L'état structural des horizons étudiés étant un critère important, nous avons étudié pour les horizons argileux la relation qui existe entre leurs propriétés de rétention en eau et l'état structural (assemblage des particules élémentaires) ainsi que la minéralogie de l'argile (Chapitre VII).

Enfin, l'ensemble des résultats est repris dans la discussion-conclusion générale qui permet de rassembler et discuter les principaux acquis de cette étude.

Chapitre II

Matériel et Méthodes

Chapitre II

Matériel et Méthodes

Dans ce chapitre, nous présentons les sols étudiés et les méthodes utilisées pour mesurer les propriétés de rétention en eau, ainsi que celles utilisées pour discuter le rôle des argiles dans les propriétés de rétention en eau.

I. PRESENTATION DES SOLS ETUDIÉS

Le jeu d'échantillons utilisé a été constitué en plusieurs étapes durant les vingt dernières années¹.

Lors d'une première étape, seuls des horizons de texture argileuse ont été prélevés afin de poursuivre les travaux qui avaient été initiés dans le cadre du programme de recherche Européen « SOLAR » (Tessier et Bruand, 1985 ; Sorani *et al.*, 1987 ; Bruand *et al.*, 1988 ; Tessier *et al.*, 1989 ; Tessier, 1991). Les propriétés de rétention en eau ont été déterminées à -330 hPa et -15000 hPa et les échantillons sont issus de sols localisés pour la plupart dans le sud-est (région Bourgogne) et l'est du bassin parisien (région Lorraine). La teneur en eau au moment du prélèvement ainsi que la masse volumique de mottes de dimensions centimétriques ont aussi été déterminées dans ce même état (Bruand, 1990).

¹ Le jeu de données s'est initialement constitué lors de travaux effectués à l'Unité de Science du Sol du Centre INRA d'Orléans. Il s'est ensuite enrichi des mesures effectuées à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans.

Des mesures de densité apparente à l'échelle de l'horizon ont aussi été très tôt réalisées sur les sols échantillonnés.

Durant les années 90, le jeu d'échantillons s'est élargi à d'autres textures et les propriétés de rétention en eau ont été mesurées pour 5 à 7 valeurs de potentiel. Les sols échantillonnés sont localisés dans l'ensemble du bassin parisien (Régions Ile-de-France, Centre, Nord Pas de Calais, Bourgogne, Lorraine). D'autres secteurs sont aussi échantillonnés : Pays de Caux, piémont pyrénéen et marais de l'Ouest. C'est sur la base de ce nouveau jeu de données composé de 392 horizons auquel a été ajouté un jeu de données (370 horizons) issu de la cartographie du Languedoc Roussillon à l'échelle du 1/250 000 que sont réalisés les travaux de Bastet (1999) et Bastet *et al.* (1998a, 1998b et 1999). C'est aussi sur la base de ce nouveau jeu de données que se poursuivent les travaux sur l'établissement de fonctions de pédotransfert (Bruand *et al.*, 1994 ; Bruand et Tessier, 2000 ; Bruand *et al.*, 2002 ; Bruand *et al.*, 2003 ; Morvan *et al.*, 2004).

Au début de cette étude, le jeu de données nommé « base de données SOLHYDRO » était constitué de 320 horizons dont 90 horizons de surface A et L et 230 horizons de sub-surface E, B et C. Nous avons poursuivi l'échantillonnage de façon à améliorer la représentativité de l'échantillonnage, en particulier par rapport à la texture et au type d'horizon (horizons A et L d'une part et horizons E, B et C d'autre part). Cette poursuite de l'échantillonnage a aussi permis de constituer un jeu de données pour discuter la validité des fonctions de pédotransfert. Enfin, l'échantillonnage complémentaire a permis d'incorporer à la base de données des horizons issus de sols développés sur une large gamme de matériaux parentaux : des formations sédimentaires argileuses ou marneuses, des formations résiduelles sur séries sédimentaires calcaires, des alluvions de textures très variées, des colluvions, des alluvions anciennes et des formations superficielles limoneuses. Les sols développés sur des produits d'altération de roches métamorphiques ou intrusives sont en revanche très peu représentés. Ce jeu de données complémentaire qui représente notre contribution à la base de données SOLHYDRO correspond à un ensemble de 133 horizons dont 47 horizons de surface A et L (0–30 cm) et 86 horizons de sub-surface E, B et C (>30 cm).

Une base de données comprenant de 456 horizons a ainsi été obtenue à l'issue de l'ensemble des campagnes d'échantillonnage (Figure 2.1). Les sols échantillonnés représentent une large gamme de texture, de densité apparente, et de matériaux. Les horizons sont développés dans différents matériaux parentaux : des formations sédimentaires argileuses ou marneuses, des formations résiduelles sur séries sédimentaires

calcaires, des alluvions de texture variées, des colluvions, des alluvions anciennes et des formations superficielles limoneuses. Les teneurs moyennes en argile, limon et sable sont respectivement de 29,3%, 43,8% et 26,9%. La capacité d'échange cationique moyenne est de $14,8 \text{ cmol}_+ \cdot \text{kg}^{-1}$ et les teneurs en eau moyennes varient de $0,354 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (-10 hPa) à $0,187 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (-15000 hPa). La teneur moyenne en carbone organique est de $6,0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$. Les horizons de sub-surface (E, B et C) représentent 70 % de l'ensemble des horizons et par conséquent les échantillons de surface (A et L) 30 % de l'ensemble des horizons.

II. METHODES DE MESURE UTILISÉES

A. Prélèvement des échantillons

Les campagnes d'échantillonnage se sont déroulées en période hivernale lorsque les sols étaient en conditions hydriques proches de la capacité au champ, c'est-à-dire la plupart du temps environ 48 heures après une période pluvieuse. Les échantillons ont été prélevés à partir de fosses pédologiques sous la forme de volumes non perturbés (blocs ou mottes) de dimensions décimétriques. Ils ont été conservés dans des boîtes hermétiques à la teneur en eau correspondant à leur état lors du prélèvement, en chambre froide ou au réfrigérateur à une température de l'ordre de 4 à 5 °C de telle façon à limiter l'activité biologique (Bruand *et al.*, 1996 ; Bruand *et al.*, 2002).

Dans chaque horizon échantillonné, des échantillons perturbés ont aussi été prélevés pour les analyses qui ont été réalisées au laboratoire d'analyse de sols de l'INRA à Arras.

B. Détermination de la densité apparente

Pour pratiquement tous les horizons échantillonnés, des mesures de densité apparente (la masse volumique aux unités près) ont été réalisées sur des mottes de dimensions centimétriques dans l'état correspondant à celui lors du prélèvement. Ces mesures ont été réalisées à l'aide de la méthode au pétrole (Monnier *et al.*, 1973) excepté pour les horizons de texture sablo-argileuse, sablo-limoneuse et sableuse pour lesquels la cohésion était trop faible pour qu'une telle mesure soit réalisable. La densité apparente (D_a^m) est donnée par la relation :

$$D_a^m = m_s \times \rho_k / m_k \times \rho_w$$

avec m_k : masse de kerdane (ester de pétrole) déplacé par l'échantillon, m_s : masse de l'échantillon séché à 105°C, ρ_k : masse volumique du kerdane (0,782 g cm⁻³), ρ_w : masse volumique de l'eau (1 g cm⁻³) (Figure 2.2, a). Les valeurs moyennes ont été obtenues sur une dizaine de mottes.

La densité apparente des horizons étudiés (D_a^h) a été déterminée sur le terrain à l'aide de la méthode au cylindre en utilisant des cylindres de 500 ou 1000 cm³ selon les cas. Elle a été calculée après séchage à 105°C pendant 24 h à l'aide de la relation suivante :

$$D_a^h = M_s / V_c$$

avec M_s : masse de sol séché à 105°C contenu dans le cylindre, V_c : volume du cylindre. Trois mesures ont été effectuées pour chaque horizon (Figure 2.2, b, c).

C. Mesure des propriétés de rétention en eau

Les déterminations ont porté sur des mottes de dimensions le plus souvent centimétriques (5 à 20 cm³) obtenues par fragmentation à la main à partir des échantillons non perturbés prélevés qui étaient eux de dimensions décimétriques (300 à 1000 cm³). Les analyses ont par conséquent été effectuées sur des échantillons à structure interne intacte et n'ayant jamais été séchées (Figure 2.3, a, b). Sept teneurs en eau massiques (W) ont été déterminées pour des valeurs de potentiel de -10 hPa ($W_{1,0}$), -33 hPa ($W_{1,5}$), -100 hPa ($W_{2,0}$), -330 hPa ($W_{2,5}$), -1000 hPa ($W_{3,0}$), -3300 hPa ($W_{3,5}$) et -15000 hPa ($W_{4,2}$). Les déterminations ont été réalisées en utilisant des dispositifs pneumatiques. Les mottes ont été disposées sur une pâte de kaolinite préalablement ressuyée à -10² hPa de façon à établir une continuité satisfaisante entre l'eau de l'échantillon et la membrane ou la plaque poreuse du dispositif (Bruand *et al.*, 1996). Ce dispositif s'apparente à celui qui a été utilisé par Tessier et Berrier (1979) mais il permet, selon le dispositif utilisé, de mettre à l'équilibre de 20 à 40 mottes dans une même cellule de pression (Figure 2.3, c, d). La teneur en eau est mesurée après sept jours de mise sous pression (de telle façon à avoir atteint l'équilibre quelle que soit la texture des échantillons et leur taille) par passage à l'étuve à 105°C pendant 24h. Pour chaque détermination, la teneur en eau correspond à la moyenne donnée par 10 à 15 mottes.

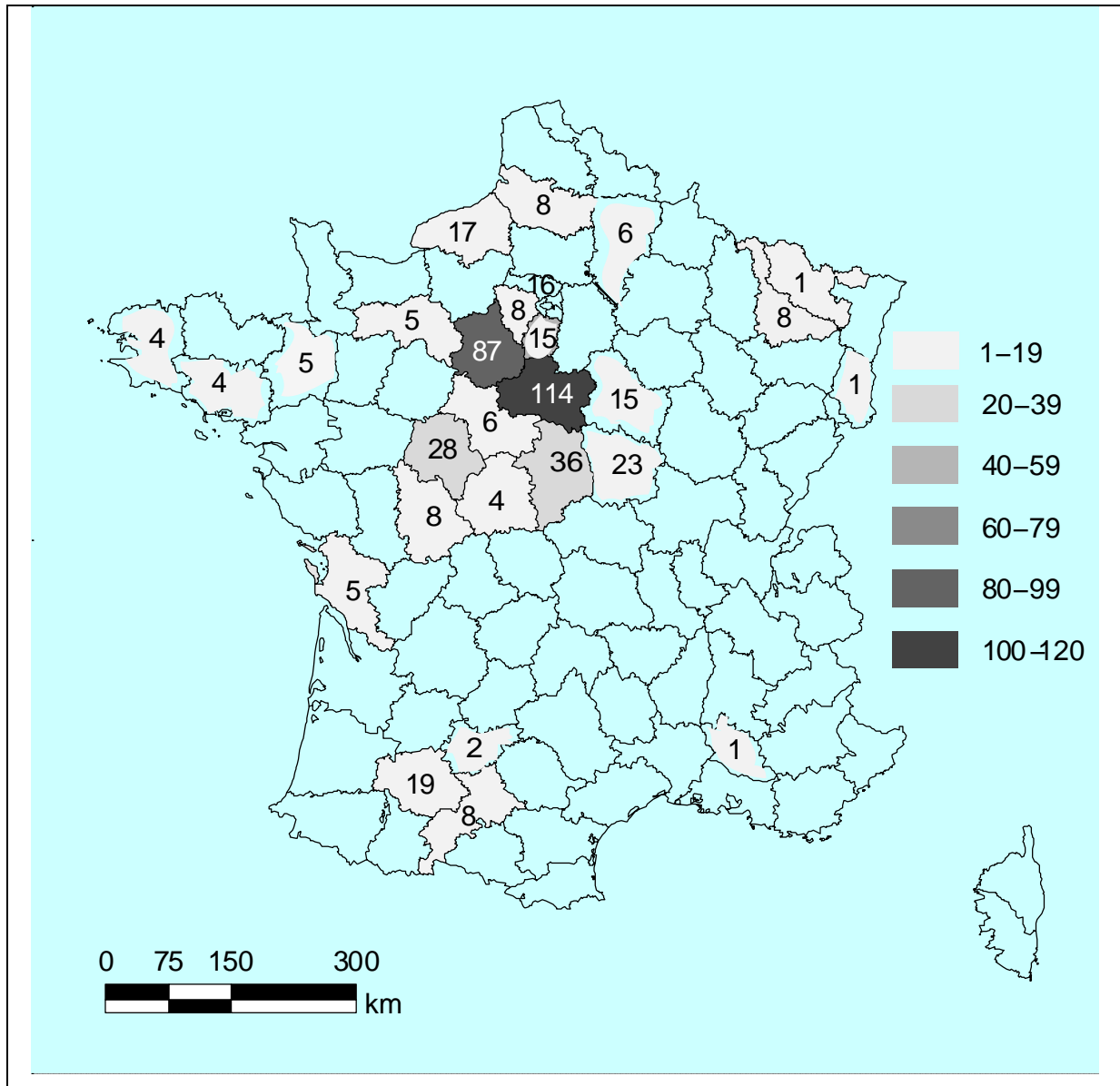


Figure 2.1 : Localisation des sols étudiés (nombre d'horizons prélevé par département) pour mesurer les propriétés de rétention en eau (ensemble de 456 horizons).

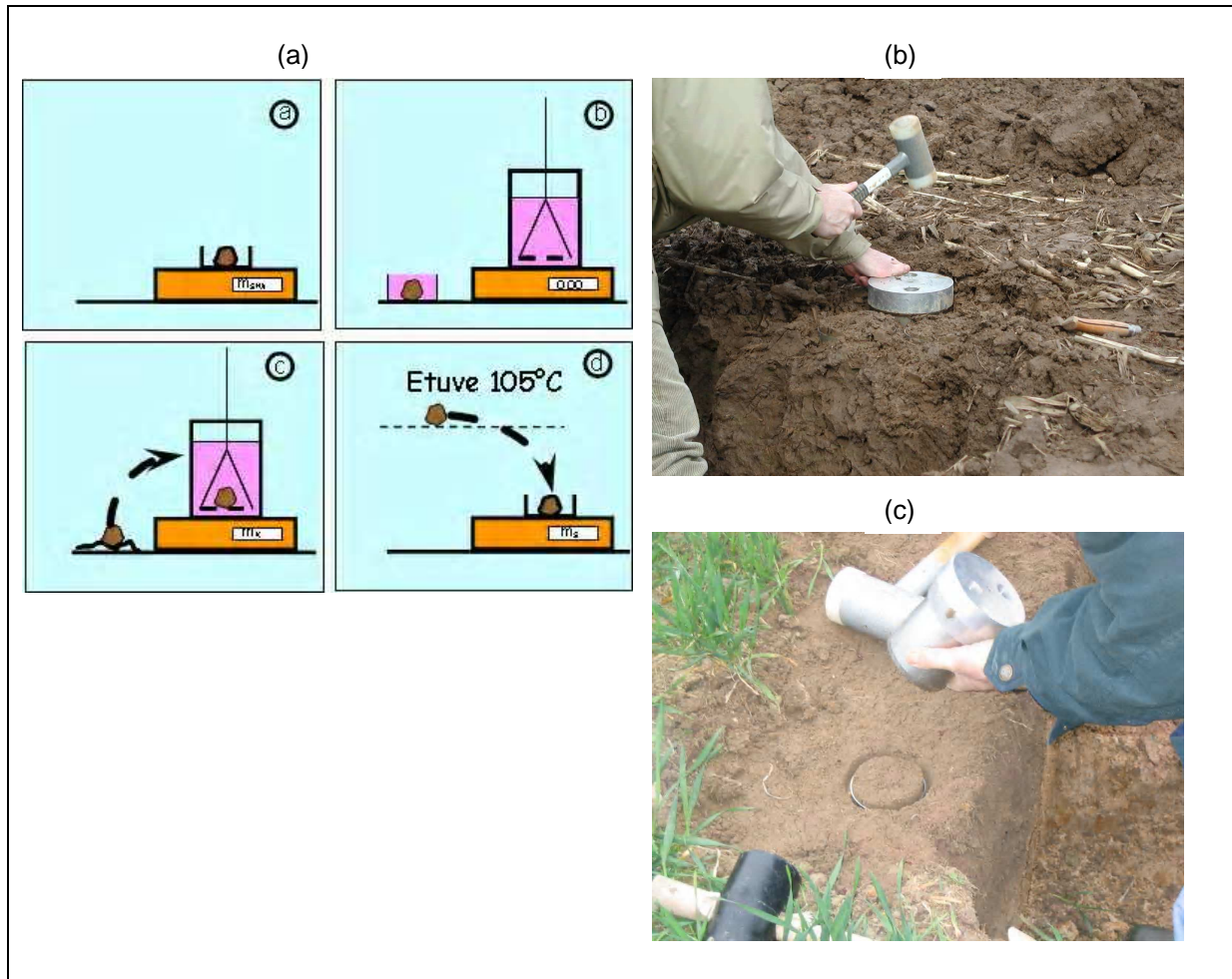


Figure 2.2 : (a) Schéma représentant la détermination de la densité apparente des mottes ($D_{a,m}$) au labo, (b,c) mesure la densité apparente des horizons ($D_{a,h}$) sur le terrain.

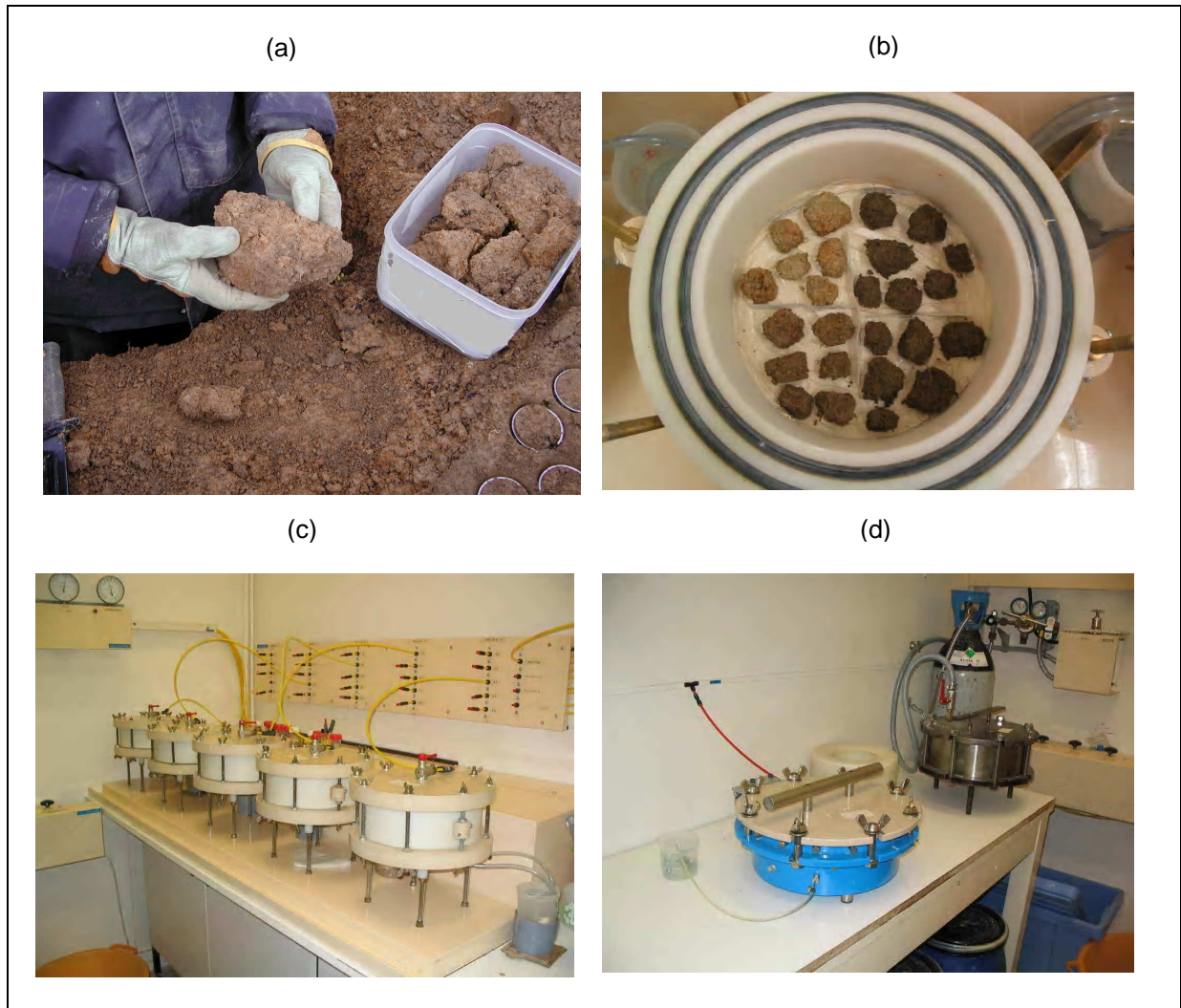


Figure 2.3 : (a) Echantillons de taille décimétrique non perturbés (blocs ou mottes) collectés sur le terrain, (b) mottes disposées sur une pâte de kaolinite, (c et d) cellule à pression utilisée pour mesurer la teneur en eau des mottes mises à l'équilibre avec un potentiel donné.

Les teneurs en eau volumique ont été calculées en multipliant les teneurs en eau massiques par la densité apparente de l'horizon (D_a^h). Comme pour les teneurs en eau massiques, les teneurs en eau volumique (θ) ont donc été obtenues pour sept valeurs de potentiel variant de -10 hPa (θ_{10}) à -15000 hPa (θ_{15000}).

D. Analyses physico-chimiques

Les analyses physico-chimiques ont été réalisées au Laboratoire d'Analyse des Sol de l'INRA à Arras. Pour chaque échantillon, il a été procédé à une analyse granulométrique en cinq fractions (argile : $< 2 \mu\text{m}$; limon fin : $2-20 \mu\text{m}$; limon grossier : $20-50 \mu\text{m}$; sable fin ($50-200 \mu\text{m}$ et sable grossier : $0,2-2 \text{ mm}$) sans décarbonatation par sédimentation (AFNOR, 1996 ; AFNOR NF X 31-107). La méthode consiste en la dispersion des particules minérales d'un échantillon de sol et en la stabilisation de cet état dispersé dans des conditions bien définies. Après destruction de la matière organique par l'eau oxygénée (H_2O_2) sur une prise d'essai d'environ 10 g par ajout d'hexamétaphosphate de sodium et de NaOH 1N , les différentes classes de particules ont été séparées par sédimentation pour les fractions fines ($< 50\mu\text{m}$) et par tamisage pour les fractions de taille supérieure. La détermination des fractions les plus fines ($< 50 \mu\text{m}$) s'effectue au moyen de 3 prélèvements successifs (à la pipette dite de Robinson) dans une suspension de sol en cours de sédimentation. La fraction des sables fins est séparée par passage sur tamis de $50 \mu\text{m}$ et sous courant d'eau de la suspension après prélèvement des fractions fines.

La capacité d'échange cationique (CEC) et les cations échangeables (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ et Na^+) ont été déterminés selon les échantillons au pH du sol par échange avec du chlorure de cobaltihexamine (Méthode à la cobaltihexamine) ou en milieu tamponné à $\text{pH} = 7$ (Méthode Metson)². Dans le cas de Cobaltihexamine (Ciesielski et Sterckemann, 1997), la détermination de la concentration en ions cobaltihexamine restée en solution après échange avec l'échantillon permet de calculer la quantité fixée sur ce dernier et d'en déduire la valeur de sa CEC. Cette caractéristique permet d'envisager la détermination de la quasi totalité des cations échangeables quel que soit niveau d'acidité du sol. Dans le cas de la méthode Metson, la détermination de la CEC comprend trois étapes : (i) l'échantillon est d'abord saturé en ions ammonium (NH_4^+) par percolations successives d'une solution d'acétate d'ammonium ($\text{CH}_3\text{CO}_2\text{NH}_4$) à 1 mol/L , (ii) le pouvoir tampon de cette dernière permet de ramener le pH du milieu aux environs de 7, ce qui constitue une des caractéristiques essentielles de la méthode, (iii) après avoir éliminé l'excès d'ions ammonium par percolations

² Le jeu d'échantillons ayant été constitué sur une vingtaine d'années, certains échantillons ont été analysés alors que la méthode respectant le pH du sol n'était pas au catalogue du Laboratoire d'Analyse des Sols d'Arras.

d'alcool éthylique, on procède ensuite à leur échange par une solution de chlorure de sodium à 1 mol/L. Les ions ammonium déplacés sont dosés par spectrophotométrie sur la solution précédente, une fois filtrée. Les concentrations trouvées sont converties en $\text{cmol}_{(+)}/\text{kg}$ (centimoles de charges positives par kilogramme de sol sec).

Les cations échangeables peuvent être déterminés par agitation (et non par percolation) de l'échantillon en présence d'une solution d'acétate d'ammonium (extraction des cations échangeables à l'acétate d'ammonium) à 1 mol/L. Après filtration, l'extrait est récupéré en vue du dosage des cations passés en solution (Annexe 4).

E. Diffraction des Rayons X de la fraction < 2 μm

La minéralogie de la fraction < 2 μm de 12 horizons issus de 8 profils de sols³ a été étudiée par diffractométrie des rayons X. La sélection de ces 12 horizons s'est effectuée à partir des diffractogrammes de rayons X obtenus sur les échantillons sous la forme de poudre. La fraction < 2 μm des horizons sélectionnés a ensuite été étudiée sous la forme de dépôts orientés préparés selon le protocole décrit par Robert et Tessier (1974) (Annexe 5).

Le faisceau de rayons X est diffracté sur un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg :

$$2 \times d \times (\sin \theta) = n \times \lambda$$

avec d : distance entre deux plans réticulaires, θ : angle entre le faisceau incident et les plans réticulaires ; n : ordre de la diffraction, λ : longueur d'onde de la source produisant les rayons X. Connaissant les angles θ , on peut estimer les distances réticulaires d du réseau cristallin.

Les échantillons sous forme de poudre ont été analysés à l'aide d'un diffractomètre INEL XRM 3000 en transmission équipé d'un détecteur courbe INEL CPS 120 et d'un tube à anticathode CO 35 kV 35mA. Les échantillons (terre fine < 2 mm, séché à l'air) ont été broyés à l'aide d'un mortier agate. La poudre obtenue a ensuite été introduite dans un capillaire de Mark diamètre 0,5 mm, verre 14.

La fraction < 2 μm extraite par sédimentation (Figure 2.4) a été déposée sur une lame de verre lisse, puis séchée à l'air (24 h) à l'abri de la poussière. La phase argileuse ainsi

³ Ces 12 horizons ont été sélectionnés afin d'étudier la relation entre la minéralogie de la phase < 2 μm et son aptitude à retenir l'eau.

préparée sous la forme d'un dépôt orienté (lame orientée) a été étudié à l'aide d'un diffractomètre à rayons X horizontal de type Thermo Electron ARL'XTRA équipé d'un détecteur solide Si (Li) à anticathode Cu.

F. Mesure de la surface spécifique externe

La fraction < 2 µm développe une surface spécifique élevée qui interagit fortement avec l'eau. On distingue généralement (i) la surface spécifique externe qui correspond à la surface enveloppe de particules élémentaires et qui ne prend par conséquent pas en compte la surface développée par l'espace interfoliaire (surface interne) des minéraux argileux lorsque celui-ci est accessible aux molécules d'eau, (ii) et la surface spécifique totale qui correspond à la somme des surfaces spécifiques externe et interne.

La surface spécifique externe a été déterminée pour la fraction < 2 mm séchée à 105 °C des 12 échantillons sélectionnés pour l'étude de la minéralogie de la fraction argile. La méthode utilisée a été la méthode BET (Fripiat *et al.*, 1971) (Figure 2.5). Le principe de cette méthode consiste à recouvrir la surface externe développée par les particules du sol d'une monocouche de molécules d'azote par adsorption à la température de l'azote liquide. La détermination de la surface externe utilise par conséquent l'isotherme d'adsorption d'azote qui permet de déterminer le volume de gaz adsorbé en une monocouche. Le volume de cette monocouche est calculé à l'aide de l'équation suivante :

$$SA_{\text{BET}} = (CSA \times N_a \times V_m) / (A \times B)$$

avec CSA : surface moléculaire de l'azote (nm^2), VM : volume de la monocouche (cm^3/g), N_a : nombre d'Avogadro (atomes/mol) = $6,023 \cdot 10^{23}$, A : volume STP de la mole d'azote = 22414 cm^3 , B : facteur de conversion d'unité = $10^{18} \text{ nm}^2/\text{m}^2$.

III. VALIDATION DES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

Pour discuter la validité des fonctions de pédotransfert proposées, nous avons utilisé plusieurs types de critères : l'erreur moyenne de prédiction (*EMP*) ou *mean error of prediction (MEP)*, l'écart type de prédiction (*ETP*) et l'écart quadratique moyen (*EQM*) ou *root mean square error (RMSE)*.

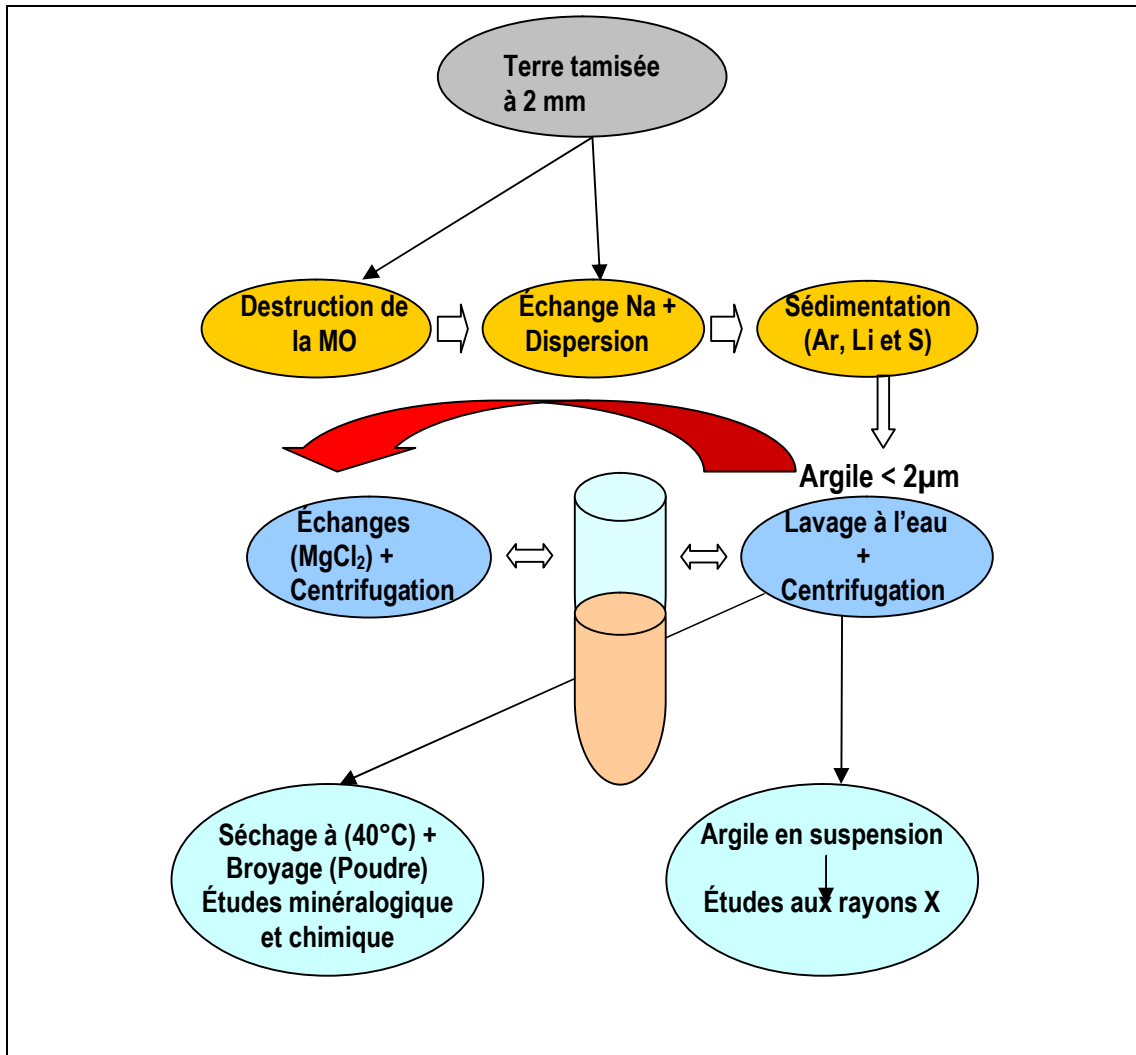


Figure 2.4 : Schéma d'extraction des fractions argileuses ($< 2\mu\text{m}</math>) pour une étude minéralogique (Étude à l'aide des rayons X, Robert et Tessier, 1974).$



Figure 2.5 : Photographie montrant le dispositif utilisé pour mesurer la surface spécifique BET (Analyseur de surface).

A. L'erreur moyenne de prédiction

L'erreur moyenne de prédiction (*EMP*) renseigne sur le biais de l'estimation. Elle est calculée à l'aide de la relation suivante :

$$EMP = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\theta_{pi} - \theta_{mi})$$

avec n , nombre d'horizons, θ_p , la teneur en eau volumique prédite et θ_m , la teneur en eau volumique mesurée. L'estimation est d'autant moins biaisée que *EMP* est proche de 0. Lorsque *EMP* est positif, les FPT testées surestiment θ et lorsqu'il est négatif, les FPT testées sous-estiment θ .

B. L'écart type de prédiction

L'écart type de prédiction (*ETP*) renseigne sur la précision de l'estimation. Plus il sera faible, plus l'estimation pourra être considérée comme précise. Il se calcule à l'aide de la relation suivante :

$$ETP = \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(\theta_{pi} - \theta_{mi}) - EMP]^2 \right\}^{1/2}$$

C. L'erreur quadratique moyenne

Bien qu'elle ne permette pas de séparer biais et précision, l'erreur quadratique moyenne (*RMSE*) est un estimateur de qualité de la prédiction qui a été très fréquemment utilisé dans la littérature sur les fonctions de pédotransfert. Il se calcule à l'aide de la relation suivante :

$$EQM = \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\theta_{pi} - \theta_{mi})^2 \right\}^{1/2}$$

Ainsi, plus l'écart type de prédiction est faible, meilleure est l'estimation.

Chapitre III

Comparaison de fonctions de pédotransfert nationales et européennes pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols

Parmi les nombreuses fonctions de pédotransfert (FPT) qui ont été développées depuis plusieurs dizaines d'année, les classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) n'ont fait l'objet que d'un nombre très limité d'études car leurs performances sont généralement considérées comme étant très limitées. A l'opposé, les fonctions de pédotransfert continues (FPTC), qui permettent une prédiction des propriétés de rétention en eau en rendant compte de façon continue de la variation des caractéristiques de composition du sol, ont fait l'objet de nombreux travaux. Dans ce chapitre nous discutons les performances de CFPT et FPTC établies à partir de la base de données nationale SOLHYDRO 1.0 et nous les comparons à celles obtenues avec des CFPT et FPTC établies avec la base de données européenne HYPRES.

Les résultats montrent que, excepté pour les CFPT développées avec la base européenne HYPRES, les biais obtenus sont faibles à très faibles ($-0,015 \leq \text{EMP} \leq 0,016 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). Il n'y a pas, par conséquent, de différence sensible de qualité des fonctions de pédotransfert en terme de biais de prédiction en fonction des CFPT et FPTC utilisées. Les CFPT texturales développées avec SOLHYDRO 1.0 qui sont de simples jeux de valeurs moyennes de teneur en eau volumique pour chaque classe de texture conduisent à des prédictions de qualité analogue à celle obtenue avec les autres CFPT et FPTC testées, celles-ci étant toutes plus sophistiquées et plus exigeantes quant au nombre et à la nature des caractéristiques de sols requises par la prédiction. Concernant cette fois la précision, des différences importantes apparaissent en fonction des CFPT et FPTC utilisées. On enregistre une meilleure précision avec les CFPT et FPTC développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0 ($0,037 \leq \text{ETP} \leq 0,047 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) par rapport à celle enregistrée avec les CFPT et FPTC développées avec HYPRES ($0,050 \leq \text{ETP} \leq 0,060 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). De telles valeurs de précision n'en demeurent pas moins faibles quelle que soit la base de données utilisée. Enfin, concernant l'apport de la prise en compte couplée par des CFPT de la composition granulométrique et de la structure, par l'intermédiaire respectivement de la texture et de la densité apparente, les résultats obtenus dans cette étude ne montrent pas d'amélioration très sensible de la prédiction comme permettaient de l'envisager les résultats enregistrés antérieurement.

Among the numerous pedotransfer functions (PTFs) that were developed, class-PTFs received little attention because their accuracy is considered as limited. On the other hand, continuous-PTFs that enable prediction of the water retention properties by taking into account continuously the variation of basic soil properties were widely studied. In this study, we analyse the performance of class-PTFs (Tables 3.2 and 3.3) and continuous-PTFs (Table 3.4) developed with the French soil database SOLHYDRO 1.0 (Table 3.1). We compare their performance with those recorded with the more sophisticated class-PTFs and continuous-PTFs developed with the European database HYPRES that gather together hydraulic properties of European soils.

Results showed that the class-PTFs and continuous-PTFs established with SOLHYDRO (Annex 6) led to better or similar prediction performance than the one recorded respectively with class-PTFs and continuous-PTFs established with HYPRES. A greater quality of the prediction was particularly recorded for the precision of the prediction and would be related to the larger range of soil types and characteristics in HYPRES than in SOLHYDRO when compared to the variation in the test data set. Among the class-PTFs studied, the simplest ones, i.e. the textural class-PTFs led to pretty good quality of prediction (bias = $-0.003 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ and precision = $0.045 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) with respect to the high availability of the basic soil data required to use them. Indeed, the texture in a triangle comprising five classes was the only one information required for stratification. Finally, taking into account both the texture and structure using the texturo-structural class-PTFs did not decrease the bias and slightly increased the precision.

Thus, our results showed that simple class-PTFs should be still considered as valuable tools for predicting the water retention properties of soils, particularly at scales for which semi-quantitative or qualitative basic characteristics such as the texture are the only characteristics available.

Chapitre III

Comparaison de fonctions de pédotransfert nationales et européennes pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols¹

I. INTRODUCTION

Les modèles qui simulent les transferts couplés d'eau et de solutés dans les sols requièrent la connaissance des propriétés hydriques de leurs différents horizons. Ces propriétés ne sont généralement connues que pour un nombre restreint de sols en raison de la lourdeur des protocoles utilisés pour leur détermination. C'est pourquoi des outils de prédiction ont été développés. Ces outils, dénommés « fonctions de pédotransfert » (FPT), relient les propriétés hydriques à des propriétés du sol beaucoup plus aisément accessibles comme la teneur en argile, la teneur en carbone organique ou encore la densité apparente (Bouma et van Lanen, 1987). De nombreuses fonctions de pédotransfert ont été développées pour les propriétés de rétention en eau durant les trois dernières décennies (Wösten *et al.*, 2001).

Les FPT ont été le plus souvent établies par régression multilinéaire et correspondent alors à autant de modèles empiriques décrivant de façon continue (FPTC) la relation pouvant exister entre les caractéristiques du sol (composition granulométrique, teneur en carbone organique ou matière organique, densité apparente) et ses propriétés de rétention en eau.

¹ Ce chapitre a été publié dans la revue *Etude et Gestion des Sols* : AL MAJOU H., BRUAND A., DUVAL O., COUSIN I., 2007 – Comparaison de fonctions de pédotransfert nationales et européennes pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols. *Etude et Gestion des Sol*, 14, 103-116.

Des FPTC ont aussi été établies entre les caractéristiques du sol et les paramètres d'un modèle de courbe décrivant la variation de la teneur en eau (θ) en fonction du potentiel (Bastet *et al.*, 1999 ; Wösten *et al.*, 2001 ; Pachepsky *et al.*, 2006). En outre, de telles FPTC permettent d'estimer la teneur en eau de façon continue aux différentes valeurs de potentiel (e.g. Rawls *et al.*, 1982 ; Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1991), ou d'estimer les paramètres du modèle de courbe qui décrit l'évolution de (θ) en fonction du potentiel (Vereecken *et al.*, 1989 ; Minasny *et al.* 1999 ; Wösten *et al.*, 2001).

Les classes de fonctions de pédotransfert (CFPT), quant à elles, permettent de faire correspondre des propriétés hydriques à des classes des sols. Elles sont souvent présentées comme conduisant à une estimation de moins bonne qualité par rapport à celle obtenue avec des FPTC (Wösten *et al.*, 1995). La plupart des CFPT fournissent des teneurs en eau moyennes à des valeurs particulières de potentiel ou une courbe des teneurs en eau moyennes pour chaque classe de texture (Nemes, 2002 ; Bruand *et al.*, 2003 et 2004). En raison de la gamme de variation de la distribution des particules, de la minéralogie de l'argile, de la nature des matières organiques et de l'état structural dans chaque classe de texture, les propriétés de rétention en eau des différents sols peuvent varier significativement (Leij *et al.*, 1999 ; Wösten *et al.*, 1999). En dépit de leur possible imprécision, les CFPT restent des outils faciles à utiliser car elles exigent peu d'informations sur le sol. Elles sont par conséquent bien adaptées à prédire les propriétés de rétention en eau à l'échelle d'un pays ou d'un continent, échelles auxquelles les données disponibles sur les sols sont le plus souvent au mieux des caractéristiques moyennes ou des appartenances à des classes de composition.

Devant le nombre élevé de CFPT et FPTC proposé dans la littérature, il est aujourd'hui tentant d'utiliser des CFPT et FPTC pour des sols du territoire français alors qu'elles ont été établies à partir de sols n'appartenant pas au territoire français. Or, Nemes *et al.*, (2003) ont montré que l'utilisation de CFPT et FPTC établies à une échelle donnée conduisent à des prédictions de qualité dégradée quand elles sont appliquées à une plus petite échelle, c'est-à-dire pour des sols correspondant à une gamme de variabilité plus grande. Tomasella *et al.*, (2003) ont aussi montré que lorsque des CFPT ou FPTC établies à une échelle donnée sont appliquées à la même échelle mais en revanche pour des sols de nature très différente, la qualité des prédictions est inférieure à celle enregistrée lorsqu'elles sont appliquées à des sols de nature proche. On peut alors s'interroger sur la pertinence de CFPT et FPTC établies à partir de sols localisés en dehors du territoire français lorsqu'elles sont utilisées pour des sols du territoire français. Dans cette étude, notre objectif est de discuter pour des sols du territoire français la validité de CFPT et FPTC établies à partir de la base de données

SOLHYDRO 1.0 elle-même composée d'horizons issus de sols du territoire français, et de comparer les résultats obtenus avec ceux enregistrés avec des CFPT et FPTC développées à partir de la base de données européenne HYPRES (Wösten *et al.*, 1999).

II. MATERIEL ET METHODES

A. La base de données SOLHYDRO 1.0

La base de données SOLHYDRO 1.0 rassemble 320 horizons qui ont été prélevés dans des sols de type Cambisol, Luvisol, Planosol, Albeluvisol, Podzol et Fluvisol (ISSS Working Group R.B., 1998), ces sols étant localisés principalement dans le bassin de Paris. Pour chacun de ces horizons, la composition granulométrique, la densité apparente, la teneur en carbone organique, la teneur en CaCO₃ et la capacité d'échange cationique ainsi que les teneurs en eau volumiques aux 7 valeurs de potentiel -10 hPa ($\theta_{1,0}$ à pF = 1,0), -33 hPa ($\theta_{1,5}$ à pF = 1,5), -100 hPa ($\theta_{2,0}$ à pF = 2,0), -330 hPa ($\theta_{2,5}$ à pF = 2,5), -1000 hPa ($\theta_{3,0}$ à pF = 3,0), -3300 hPa ($\theta_{3,5}$ à pF = 3,5) et -15000 hPa ($\theta_{4,2}$ à pF = 4,2), sont connues (Bruand *et al.*, 2004). La base SOLHYDRO 1.0 comprend 90 horizons de surface A ou L (de 0 à 30 cm de profondeur) et 230 horizons de subsurface E, B et C (> 30 cm de profondeur) (Tableau 3.1).

B. La base de données de validation

Un ensemble de 107 horizons comprenant 39 horizons de surface A et L et 68 horizons de subsurface E, B et C a été constitué afin de comparer la qualité des prédictions effectuées avec les CFPT et FPTC développées à partir de SOLHYDRO 1.0 et de celles établies à partir de la base de données HYPRES (Tableau 1.3) (Wösten *et al.*, 1999). Les horizons appartiennent à des sols de type Cambisols, Luvisols et Fluvisols (ISSS Working Group R.B., 1998). Les sols échantillonnés sont situés dans le sud du bassin de Paris. Les caractéristiques physico-chimiques et les propriétés de rétention en eau ont aussi été déterminées avec les mêmes méthodes que celles utilisées pour SOLHYDRO 1.0.

Tableau 3.1: Caractéristiques des horizons utilisés pour établir les classes de fonctions de pédotransfert et les fonctions de pédotransfert continues à partir de la base de données SOLHYDRO 1.0 et caractéristiques du jeux de données utilisé pour la validation.

	Granulométrie (%)			CO g.kg ⁻¹	CaCO ₃ g.kg ⁻¹	CEC cmol _c .kg ⁻¹	D _a g.cm ⁻¹	Teneur en eau volumique (cm cm ⁻³)						
	<2 µm	2- 50 µm	50- 2000 µm					θ _{1.0}	θ _{1.5}	θ _{2.0}	θ _{2.5}	θ _{3.0}	θ _{3.5}	θ _{4.2}
Horizons utilisés pour établir les classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) et fonctions de pédotransfert continues (FPTC)														
Tous horizons (n = 320)														
moyenne	28,9	46,2	24,9	5,7	65	14,3	1,53	0,350	0,335	0,316	0,289	0,257	0,220	0,179
écart type	15,1	20,8	23,9	4,9	189	8,0	0,15	0,067	0,065	0,070	0,070	0,075	0,074	0,070
minimum	1,9	2,8	0,1	0,0	0,0	0,8	1,00	0,123	0,100	0,080	0,056	0,048	0,033	0,013
maximum	92,9	82,1	90,1	28,8	982	52,8	1,84	0,606	0,596	0,586	0,558	0,510	0,462	0,370
Horizons de surface A et L (n = 90)														
moyenne	21,2	49,0	29,8	11,0	47	14,3	1,48	0,331	0,315	0,294	0,268	0,233	0,187	0,141
écart type	11,8	23,2	28,1	4,8	131	7,6	0,14	0,062	0,061	0,066	0,068	0,070	0,062	0,050
minimum	3,2	6,4	2,2	2,5	0,0	3,4	1,10	0,123	0,100	0,095	0,077	0,066	0,040	0,026
maximum	63,7	82,1	89,9	28,8	544	39,1	1,77	0,469	0,459	0,404	0,372	0,375	0,319	0,259
Horizons de profondeur E, B et C (n = 230)														
moyenne	32,0	45,0	23,0	3,6	71	14,2	1,55	0,357	0,343	0,325	0,297	0,267	0,233	0,194
écart type	15,3	19,8	21,7	3,0	207	8,2	0,15	0,068	0,068	0,072	0,072	0,076	0,075	0,071
minimum	1,9	2,8	0,1	0,0	0,0	0,8	1,00	0,134	0,103	0,080	0,056	0,048	0,033	0,013
maximum	92,9	79,8	90,1	28,0	982	52,8	1,84	0,606	0,596	0,586	0,558	0,510	0,462	0,370
Horizons utilisés pour tester les CFPT et FPTC développées à partir de SOLHYDRO 1.0 et HYPRES														
Tous horizons (n = 107)														
moyenne	30,2	40,6	29,2	6,6	38	15,8	1,51	0,356	0,332	0,312	0,287	0,261	0,224	0,202
écart type	15,4	24,3	28,6	5,3	134	10,8	0,13	0,075	0,079	0,082	0,084	0,086	0,083	0,080
minimum	1,9	4,1	1,6	0,0	0,0	0,6	1,10	0,161	0,121	0,099	0,072	0,045	0,041	0,033
maximum	78,7	80,3	91,8	28,2	656	50,2	1,77	0,534	0,498	0,482	0,457	0,440	0,396	0,369
Horizons de surface A et L (n = 39)														
moyenne	25,1	46,7	28,2	12,0	34	15,3	1,46	0,364	0,334	0,312	0,286	0,256	0,208	0,186
écart type	13,4	24,9	29,2	4,7	106	10,9	0,12	0,080	0,083	0,084	0,081	0,085	0,077	0,075
minimum	4,1	6,7	1,8	1,2	0,0	10,0	1,13	0,178	0,151	0,121	0,108	0,091	0,075	0,063
maximum	56,1	80,3	88,9	28,2	432	46,4	1,70	0,534	0,490	0,477	0,442	0,433	0,374	0,339
Horizons de profondeur E, B et C (n = 68)														
moyenne	33,1	37,2	29,7	3,6	41	16,2	1,54	0,350	0,328	0,310	0,286	0,263	0,231	0,210
écart type	15,9	23,5	28,5	2,5	148	10,8	0,13	0,071	0,077	0,081	0,086	0,086	0,084	0,080
minimum	1,9	4,1	1,6	0,0	0,0	0,6	1,10	0,161	0,121	0,099	0,072	0,045	0,041	0,033
maximum	78,7	75,9	91,8	14,7	656	50,2	1,77	0,513	0,498	0,482	0,457	0,440	0,396	0,369

C. Les CFPT développées avec SOLHYDRO 1.0 et HYPRES

Plusieurs jeux de CFPT ont été établis à partir de SOLHYDRO 1.0. Des CFPT ont ainsi été établies :

- pour chaque classe de texture dans le triangle de texture européen (CEC, 1985) (Figure 3.1) en ne tenant compte que de la texture (CFPT texturales) (Tableau 3.2) ;
- puis en séparant les horizons de surface A et L, et ceux de sub-surface E, B et C au sein de chaque classe de texture (Tableau 3.2).

Des CFPT ont ensuite été établies :

- en tenant compte à la fois de la texture et de la densité apparente (CFPT texturo-structurales) (Tableau 3.3) ;
- puis tout en séparant une nouvelle fois les horizons de surface A et L, et ceux de sub-surface E, B et C au sein de chaque classe couplant texture et densité apparente (Tableau 3.3).

Chaque jeu de CFPT est alors composé de 10 ensembles de 7 valeurs de teneur en eau moyenne (5 pour les horizons de surface et 5 pour ceux de sub-surface).

Un jeu de CFPT développé par Wösten *et al.* (1999) à partir de la base de données européenne HYPRES a aussi été utilisé. Pour chaque classe de texture dans le triangle de texture européen (CEC, 1985), Wösten *et al.* (1999) ont proposé des valeurs pour les paramètres du modèle de courbe de rétention en eau de van Genuchten (1980) qui ont été obtenues en utilisant le programme RETC (van Genuchten *et al.*, 1991). La teneur en eau volumique aux 7 valeurs de potentiel -10 hPa ($\theta_{1,0}$), -33 hPa ($\theta_{1,5}$), -100 hPa ($\theta_{2,0}$), -330 hPa ($\theta_{2,5}$), -1000 hPa ($\theta_{3,0}$), -3300 hPa ($\theta_{3,5}$) et -15000 hPa ($\theta_{4,2}$) a été calculée pour chaque horizon en utilisant la courbe de rétention en eau.

D. Les FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0 et HYPRES

Des FPTC ont été développées à partir de la base de données SOLHYDRO 1.0 par régression multilinéaire pour les 7 valeurs de teneur en eau $\theta_{1,0}$, $\theta_{1,5}$, $\theta_{2,0}$, $\theta_{2,5}$, $\theta_{3,0}$, $\theta_{3,5}$, $\theta_{4,2}$. De telles FPTC ont été fréquemment utilisées dans la littérature. Dans cette étude, elles sont de la forme :

$$\theta = a + (bx\%Ar) + (cx\%Li) + (dx\%CO) + (exD_a)$$

avec θ , la teneur en eau volumique à une valeur de potentiel donnée, %Ar et %Li, le pourcentage de la teneur en argile et en limon, %CO, la teneur en carbone organique, D_a la densité apparente de l'horizon et a , b , c , d et e , les coefficients de la régression multilinéaire. Les valeurs des paramètres pour chaque valeur de θ sont données dans le Tableau 3.4.

Les FPTC développées par Wösten *et al.* (1999) à partir de la base de données européenne HYPRES ont aussi été utilisées. Ces FPTC consistent en des relations entre chaque paramètre de la courbe de rétention en eau selon le modèle de van Genuchten (1980) et les caractéristiques de constitution de l'horizon (composition granulométrique, teneur en carbone organique, densité apparente et une variable prenant la valeur 0 ou 1 selon qu'il s'agit d'un horizon de surface ou de sub-surface). La teneur en eau volumique à sept valeurs de potentiel ($\theta_{1.0}$, $\theta_{1.5}$, $\theta_{2.0}$, $\theta_{2.5}$, $\theta_{3.0}$, $\theta_{3.5}$, $\theta_{4.2}$) a ainsi été calculée pour chaque horizon en utilisant ces FPTC.

E. Analyse de la performance des CFPT et FPTC

Pour discuter la validité globale des fonctions de pédotransfert utilisées, nous avons calculé l'erreur moyenne de prédiction (EMP) et l'écart type de prédiction (ETP) pour l'ensemble des horizons considérés et pour les différents potentiels comme suit :

$$EMP_{moy} = \frac{1}{n' \cdot n} \sum_{j=1}^{n'} \sum_{i=1}^n (\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i})$$

$$ETP_{moy} = \left\{ \frac{1}{n' \cdot n} \sum_{j=1}^{n'} \sum_{i=1}^n [(\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i}) - EMP_{moy}]^2 \right\}^{1/2}$$

avec n , nombre de points de potentiel pour chaque horizon ($n=7$ dans le cas de cette étude), n' , le nombre d'horizons considérés ($n' \leq 107$ dans cette étude), $\theta_{p,j,i}$, teneur en eau volumique prédite au potentiel i pour l'horizon j , $\theta_{m,j,i}$, teneur en eau volumique mesurée au potentiel i pour l'horizons j . La prédiction est d'autant moins biaisée que EMP_{moy} est proche de 0. Par ailleurs, les FPT surestiment la teneur en eau lorsque EMP_{moy} est positif et la sous-estiment lorsque EMP_{moy} est négatif. L'écart type (ETP) renseigne sur la précision de la prédiction, et cette précision est d'autant plus élevée que EMP_{moy} est faible.

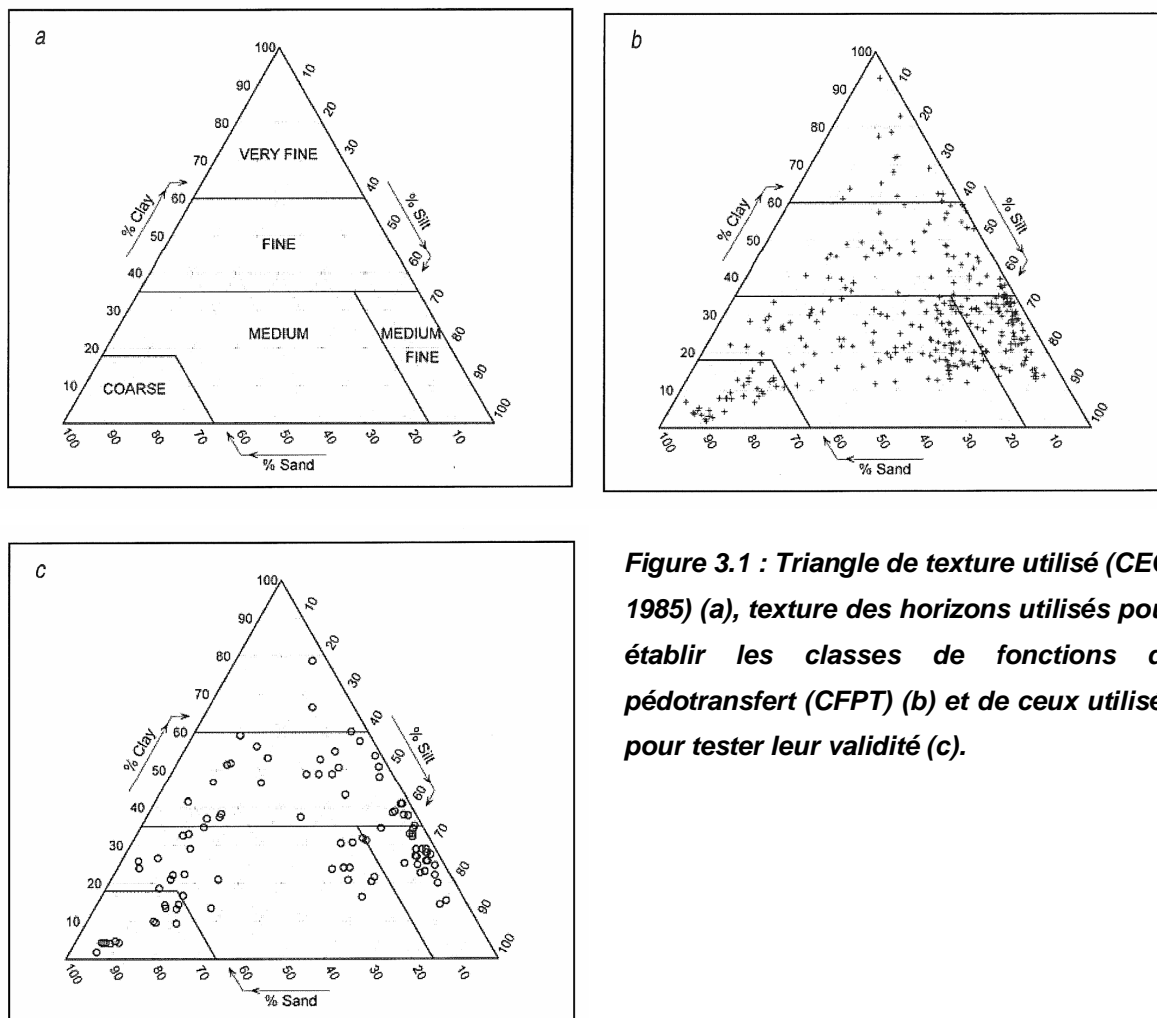


Figure 3.1 : Triangle de texture utilisé (CEC, 1985) (a), texture des horizons utilisés pour établir les classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) (b) et de ceux utilisés pour tester leur validité (c).

Tableau 3.2 : Classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) texturales développées avec SOLHYDRO 1.0 sans et après stratification par type d'horizon.

	Teneur en eau volumique (cm ³ .cm ⁻³)						
	$\theta_{1,0}$	$\theta_{1,5}$	$\theta_{2,0}$	$\theta_{2,5}$	$\theta_{3,0}$	$\theta_{3,5}$	$\theta_{4,2}$
Tous horizons (n = 320)							
Très Fine (n = 15)	0,455	0,437	0,424	0,402	0,385	0,357	0,322
Fine (n = 60)	0,399	0,388	0,373	0,351	0,331	0,301	0,254
Medium Fine (n = 96)	0,356	0,342	0,327	0,298	0,254	0,210	0,173
Medium (n = 117)	0,334	0,320	0,302	0,273	0,242	0,203	0,156
Grossière (n = 32)	0,249	0,224	0,181	0,149	0,120	0,100	0,076
Horizons de surface A et L (n = 90)							
Très Fine (n = 1)	0,439	0,411	0,393	0,367	0,341	0,308	0,259
Fine (n = 6)	0,411	0,384	0,369	0,345	0,339	0,292	0,238
Medium Fine (n = 35)	0,350	0,335	0,322	0,297	0,249	0,198	0,152
Medium (n = 28)	0,335	0,323	0,308	0,287	0,256	0,199	0,140
Grossière (n = 20)	0,264	0,241	0,200	0,164	0,133	0,113	0,086
Horizons de subsurface E, B et C (n = 230)							
Très Fine (n = 14)	0,456	0,438	0,426	0,404	0,389	0,361	0,327
Fine (n = 54)	0,398	0,389	0,373	0,352	0,330	0,302	0,256
Medium fine (n = 61)	0,360	0,347	0,330	0,298	0,257	0,216	0,185
Medium (n = 89)	0,334	0,319	0,300	0,269	0,238	0,205	0,161
Grossière (n = 12)	0,223	0,196	0,149	0,125	0,099	0,078	0,059

Tableau 3.3 : Classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) texturo-structurales développées avec SOLHYDRO 1.0 sans et après stratification en fonction du type d'horizon.

		Teneur en eau volumique (cm ³ .cm ⁻³)						
		$\theta_{1,0}$	$\theta_{1,5}$	$\theta_{2,0}$	$\theta_{2,5}$	$\theta_{3,0}$	$\theta_{3,5}$	$\theta_{4,2}$
Tous horizons (n = 320)								
Très Fine (n =15)	1,10 ≤ D _a < 1,30	0,498	0,473	0,451	0,423	0,405	0,371	0,330
	1,30 ≤ D _a < 1,50	0,459	0,439	0,428	0,405	0,385	0,352	0,328
	1,50 ≤ D _a < 1,70	0,359	0,359	0,361	0,353	0,347	0,340	0,294
Fine (n = 32)	1,00 ≤ D _a < 1,20	0,519	0,499	0,494	0,461	0,431	0,373	0,281
	1,20 ≤ D _a < 1,40	0,452	0,443	0,421	0,385	0,373	0,340	0,271
	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,391	0,378	0,361	0,344	0,321	0,289	0,250
	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,338	0,334	0,325	0,307	0,291	0,275	0,244
Medium Fine (n = 96)	1,20 ≤ D _a < 1,40	0,348	0,338	0,323	0,291	0,232	0,188	0,153
	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,359	0,343	0,328	0,298	0,258	0,211	0,175
	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,353	0,345	0,329	0,303	0,263	0,230	0,190
Medium (n = 117)	1,20 ≤ D _a < 1,40	0,354	0,337	0,314	0,278	0,245	0,193	0,140
	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,346	0,329	0,310	0,275	0,235	0,193	0,146
	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,320	0,307	0,293	0,270	0,248	0,214	0,167
	1,80 ≤ D _a < 2,00	0,296	0,289	0,274	0,266	0,258	0,231	0,186
Grossière (n = 32)	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,241	0,210	0,164	0,135	0,106	0,093	0,075
	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,253	0,231	0,188	0,156	0,126	0,103	0,077
Horizons de surface A et L (n = 90)								
Très Fine (n = 1)	1,10 ≤ D _a < 1,30	0,439	0,411	0,393	0,367	0,341	0,308	0,259
Fine (n = 6)	1,20 ≤ D _a < 1,40	0,422	0,388	0,370	0,347	0,348	0,293	0,240
	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,401	0,379	0,367	0,344	0,331	0,290	0,235
Medium Fine (n = 35)	1,20 ≤ D _a < 1,40	0,346	0,336	0,321	0,293	0,232	0,187	0,152
	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,353	0,335	0,322	0,299	0,261	0,206	0,153
Medium (n=28)	1,20 ≤ D _a < 1,40	0,364	0,352	0,330	0,296	0,261	0,204	0,144
	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,338	0,324	0,311	0,299	0,266	0,205	0,145
	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,301	0,291	0,279	0,260	0,236	0,184	0,127
Grossière (n=20)	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,241	0,207	0,164	0,135	0,106	0,092	0,075
	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,284	0,269	0,229	0,188	0,155	0,131	0,095
Horizons de subsurface E, B et C (n = 230)								
Très Fine (n = 14)	1,10 ≤ D _a < 1,30	0,510	0,486	0,462	0,434	0,418	0,384	0,345
	1,30 ≤ D _a < 1,50	0,459	0,439	0,428	0,405	0,385	0,352	0,328
	1,50 ≤ D _a < 1,70	0,359	0,359	0,361	0,353	0,347	0,340	0,294
Fine (n = 54)	1,00 ≤ D _a < 1,20	0,559	0,548	0,541	0,506	0,476	0,418	0,305
	1,20 ≤ D _a < 1,40	0,446	0,436	0,415	0,377	0,358	0,332	0,266
	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,387	0,376	0,359	0,343	0,319	0,289	0,252
	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,338	0,334	0,325	0,307	0,291	0,275	0,244
Medium Fine (n = 61)	1,20 ≤ D _a < 1,40	0,352	0,343	0,325	0,285	0,240	0,206	0,184
	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,363	0,348	0,331	0,299	0,258	0,213	0,184
	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,353	0,345	0,329	0,303	0,263	0,230	0,190
Medium (n = 89)	1,20 ≤ D _a < 1,40	0,340	0,317	0,293	0,254	0,222	0,179	0,134
	1,40 ≤ D _a < 1,60	0,349	0,331	0,309	0,267	0,224	0,189	0,146
	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,324	0,311	0,295	0,272	0,251	0,220	0,175
	1,80 ≤ D _a < 2,00	0,296	0,289	0,274	0,266	0,258	0,231	0,186
Grossière (n=12)	1,60 ≤ D _a < 1,80	0,223	0,196	0,149	0,125	0,099	0,078	0,059

Tableau 3.4 : Coefficients des régressions multilinéaires et coefficients de détermination (R^2) des fonctions de pédotransfert continues (FPTC) développées avec SOLHYDRO 1.0 sans et après stratification par le type d'horizon.

		Potentiel de l'eau (hPa)						
		-10	-33	-100	-330	-1000	-3300	-15000
Tous horizons (n = 320)	a	0,4701 ^{****}	0,3556 ^{****}	0,2620 ^{****}	0,1301 ^{****}	0,0184	-0,0504	-0,0786 ^{**}
	b	0,0026 ^{****}	0,0029 ^{****}	0,0034 ^{****}	0,0038 ^{****}	0,0045 ^{****}	0,0047 ^{****}	0,0045 ^{****}
	c	0,0006 ^{****}	0,0008 ^{****}	0,0012 ^{****}	0,0012 ^{****}	0,0008 ^{****}	0,0005 ^{****}	0,0003 ^{****}
	d	-0,0006 ^{****}	-0,0002 ^{****}	0,0002 ^{****}	0,0010 ^{****}	0,0017 ^{****}	0,0012 ^{****}	0,0004 ^{****}
	e	-0,1447 ^{****}	-0,0939 ^{****}	-0,0647 ^{****}	-0,0084 ^{****}	0,0398 [*]	0,0697 ^{****}	0,0710 ^{****}
	R ²	0,59	0,64	0,69	0,74	0,77	0,82	0,86
Horizons de surface A et L (n = 90)	a	0,1553 [*]	0,1159	0,0204	-0,0722	-0,2026 ^{****}	-0,1912 ^{****}	-0,0737 [*]
	b	0,0023 ^{****}	0,0023 ^{****}	0,0027 ^{****}	0,0033 ^{****}	0,0044 ^{****}	0,0045 ^{****}	0,0038 ^{****}
	c	0,0008 ^{****}	0,0010 ^{****}	0,0014 ^{****}	0,0016 ^{****}	0,0011 ^{****}	0,0005 ^{****}	0,0002 ^{****}
	d	0,0040 ^{****}	0,0041 ^{****}	0,0041 ^{****}	0,0037 ^{****}	0,0044 ^{****}	0,0037 ^{****}	0,0020 ^{****}
	e	0,0294 ^{****}	0,0384 ^{****}	0,0676 ^{****}	0,1032 ^{****}	0,1613 ^{****}	0,1463 ^{****}	0,0672 ^{****}
	R ²	0,56	0,62	0,75	0,81	0,83	0,87	0,90
Horizons de subsurface E, B et C (n = 230)	a	0,5917 ^{****}	0,5167 ^{****}	0,4272 ^{****}	0,2820 ^{****}	0,1831 ^{****}	0,0756 [*]	-0,0379
	b	0,0023 ^{****}	0,0027 ^{****}	0,0031 ^{****}	0,0037 ^{****}	0,0043 ^{****}	0,0045 ^{****}	0,0045 ^{****}
	c	0,0006 ^{****}	0,0008 ^{****}	0,0011 ^{****}	0,0010 ^{****}	0,0007 ^{****}	0,0005 ^{****}	0,0004 ^{****}
	d	-0,0023 ^{****}	-0,0026 ^{**}	-0,0023 [*]	-0,0020 ^{****}	-0,0018 ^{****}	-0,0014 ^{****}	1*10 ⁻⁵
	e	-0,2113 ^{****}	-0,1849 ^{****}	-0,1564 ^{****}	-0,0919 ^{****}	-0,0502 ^{****}	-0,0006 ^{****}	0,0453 ^{**}
	R ²	0,64	0,69	0,69	0,72	0,74	0,79	0,83

$\theta = a + (b \times \%Ar) + (c \times \%Li) + (d \times \%CO) + (e \times D_a)$ avec θ teneur en eau volumique à une valeur de potentiel.
^{****} P = 0,001. ^{**} P = 0,01. ^{*} P = 0,05.

III. RESULTATS

A. Validité des CFPT texturales et texturo-structurales développées avec SOLHYDRO

1.0 Sans stratification par type d'horizon

Les CFPT texturales développées à partir de la base de données SOLHYDRO 1.0 conduisent à un très faible biais de prédiction (Figure 3.2, Annexe 6). L'utilisation des CFPT texturo-structurales n'améliorent pas le biais de prédiction déjà très faible avec les CFPT texturales. La précision de la prédiction est en revanche légèrement améliorée lorsque l'on passe des CFPT texturales aux CFPT texturo-structurales. Les résultats enregistrés par classe de texture ne montrent pas d'amélioration nette du biais et de la précision lorsque l'on passe des CFPT texturales aux CFPT texturo-structurales.

B. Validité des CFPT texturales et texturo-structurales développées avec SOLHYDRO

1.0 Après stratification par type d'horizon

L'utilisation de CFPT texturales établies après stratification par le type d'horizon, c'est-à-dire en séparant les horizons de surface A et L d'une part, et des horizons de subsurface E, B et C, d'autre part, n'améliore pas la performance des CFPT (Figures 3.3 et 3.4, Annexe 6). En effet, les valeurs des EMP et ETP sont similaires avec et sans stratification en fonction du type d'horizon. Il en va de même avec les CFPT texturo-structurales (Figures 3.3 et 3.4).

C. Comparaison des CFPT développées avec SOLHYDRO 1.0 et HYPRES

La distinction des horizons de surface et de subsurface permet de comparer les performances des CFPT texturales et texturo-structurales développées à partir de la base de données SOLHYDRO 1.0 avec celles des CFPT établies à partir Wösten et al. (1999) à partir de la base de données européenne HYPRES. Les résultats montrent que le biais de prédiction est plus faible avec les CFPT texturales et texturo-structurales établies avec SOLHYDRO 1.0 que celui enregistré avec les CFPT établies avec la base de données HYPRES (Figures 3.3 et 3.4, Annexe 6). Les résultats montrent aussi que les CFPT texturales et texturo-structurales développées en utilisant la base de données SOLHYDRO 1.0 conduisent à une précision meilleure que celle obtenue avec les CFPT développées avec HYPRES.

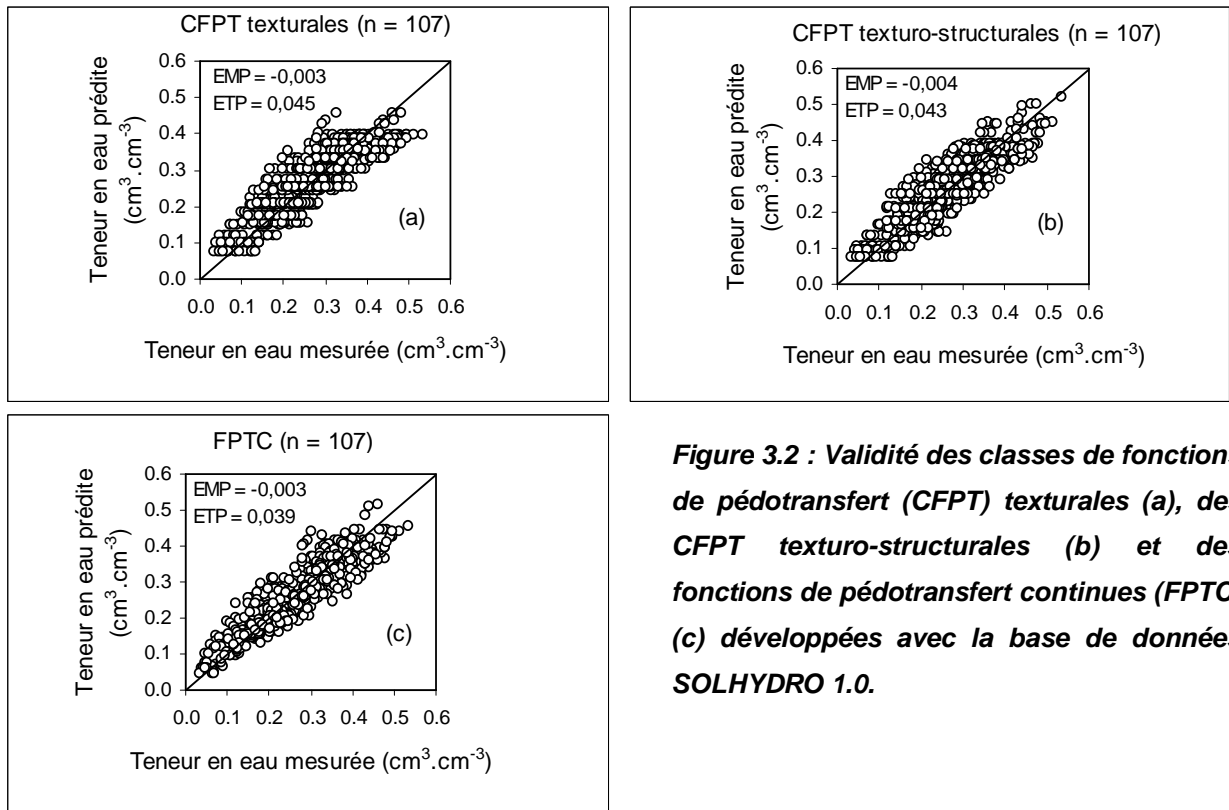


Figure 3.2 : Validité des classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) texturales (a), des CFPT texturo-structurales (b) et des fonctions de pédotransfert continues (FPTC) (c) développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0.

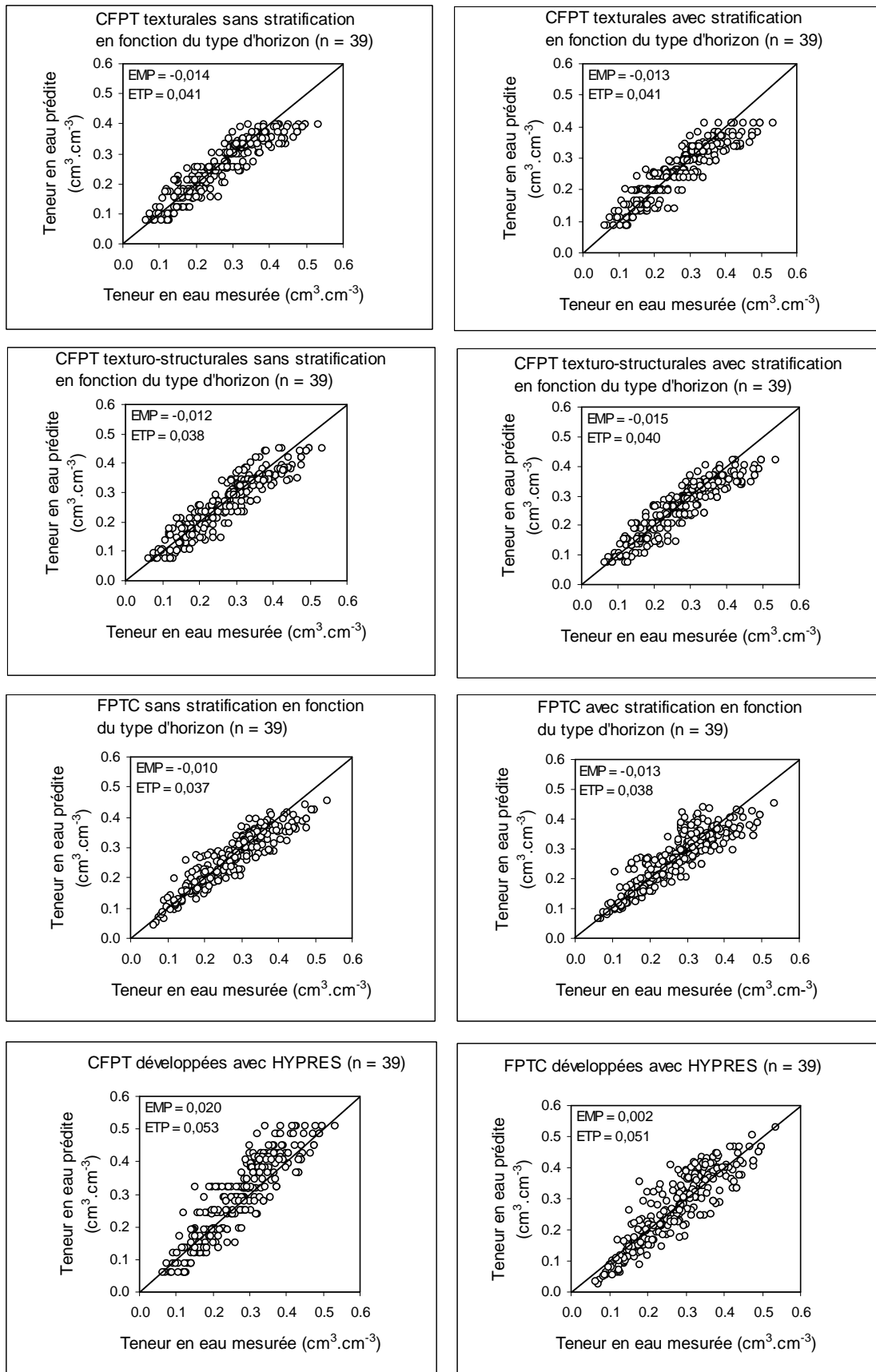


Figure 3.3 : Validité des classes et fonctions de pédotransfert développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0 et HYPRES pour les horizons de surface A, L (n = 39).

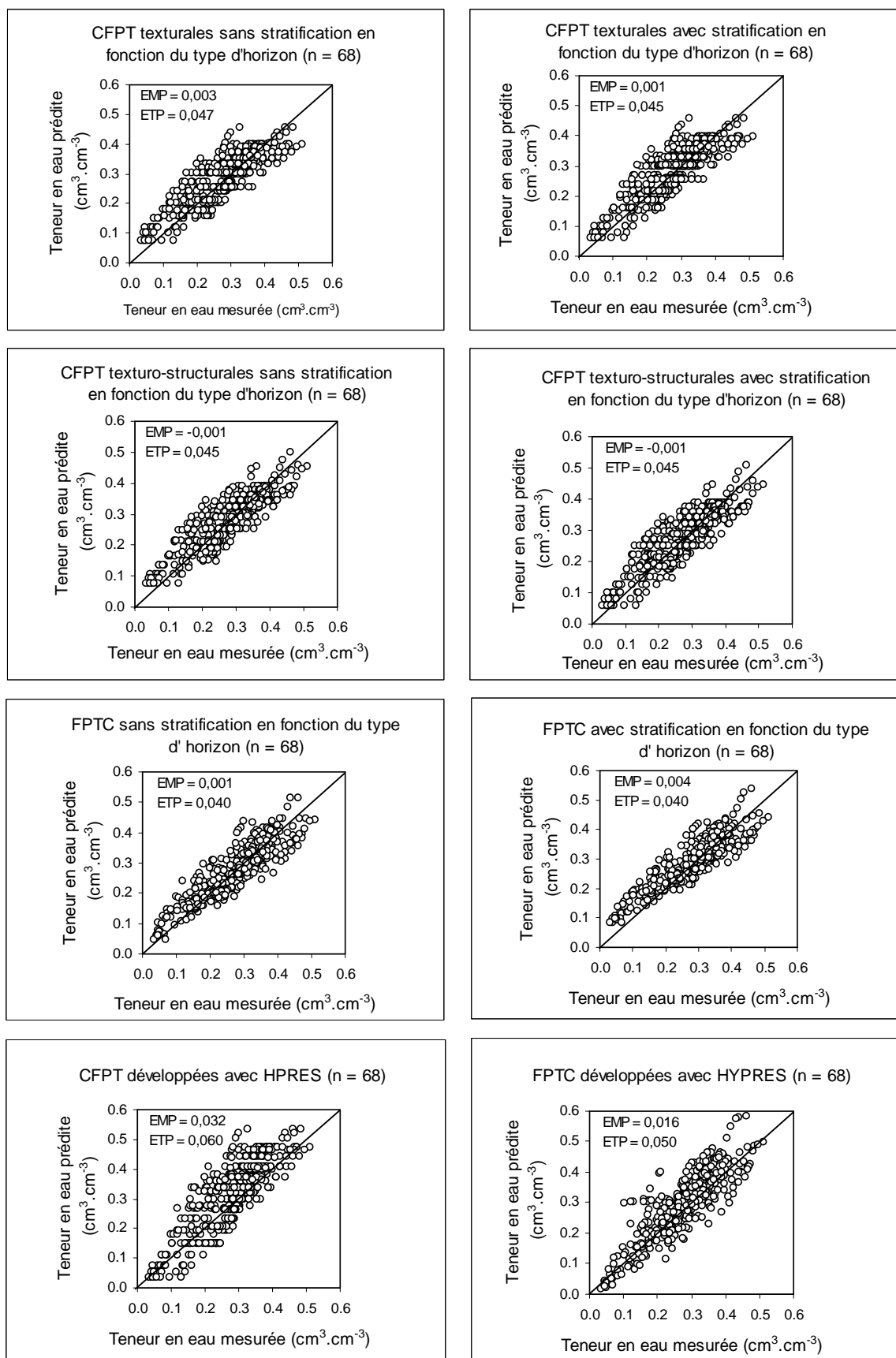


Figure 3.4 : Validité des classes et fonctions de pédotransfert développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0 et HYPRES pour les horizons de subsurface E, B et C ($n = 68$).

Après avoir séparé les horizons de surface et ceux de profondeur, l'analyse par classe de texture montre que les biais enregistrés avec les CFPT texturales et texturo-structurales développées avec SOLHYDRO 1.0 sont similaires ou voisins pour les horizons appartenant à une même classe de texture (Annexe 6). Il en va de même pour la précision. Les résultats montrent aussi que l'utilisation des CFPT développées avec la base de données HYPRES conduit à des résultats de qualité inférieure, excepté pour la classe Medium Fine. En effet, excepté pour cette classe, le biais et la précision sont respectivement supérieurs et inférieurs à ceux enregistrés avec les CFPT texturales et texturo-structurales développées avec SOLHYDRO 1.0.

D. Validité des FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0

Les FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0, qui sont des régressions multilinéaires, sous-estiment légèrement la teneur en eau ($EMP = -0,003 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) (Figure 3.2, Annexe 6). Après stratification en fonction du type d'horizon, le biais d'estimation est plus élevé pour les horizons de surface A et L, comme pour les horizons de subsurface E, B et C. Le biais est d'ailleurs plus élevé pour les horizons de surface ($EMP = -0,013 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) que pour les horizons de subsurface ($EMP = 0,004 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) (Figures 3.3 et 3.4). Ces différents biais d'estimation sont similaires à ceux enregistrés avec les CFPT texturales et texturo-structurales pour les horizons de surface A et L d'une part, et de subsurface E, B et C d'autre part.

E. Comparaison des FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0 et HYPRES

Les FPTC développées à partir de HYPRES conduisent à un biais qui est plus faible pour les horizons de surface que pour les horizons de profondeur. Ce biais est en valeur absolue inférieur pour les horizons de surface à celui obtenu avec les FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0. Pour les horizons de subsurface, c'est l'opposé qui est enregistré. La précision enregistrée avec les FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0 est en revanche supérieure à celle enregistrée avec les FPTC développées avec HYPRES, tant pour les horizons de surface que pour ceux de subsurface.

IV. DISCUSSION ET CONCLUSION

Les biais obtenus avec les différentes CFPT et FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0 sont faibles à très faibles ($-0,015 \leq EMP \leq 0,004 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) alors qu'il est significativement

plus élevé avec les CFPT développées avec la base européenne HYPRES ($EMP = 0,032 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). Si l'on écarte ce dernier cas, il n'y a pas, par conséquent, de différence sensible de qualité des fonctions de pédotransfert en terme de biais de prédiction en fonction des CFPT et FPTC utilisées. Les CFPT texturales développées avec la base de données nationale SOLHYDRO 1.0 qui sont de simples jeux de valeurs moyennes de teneur en eau volumique pour chaque classe de texture conduisent donc à des prédictions de qualité analogue à celle obtenue avec les autres CFPT et FPTC testées. Il en ressort que des CFPT et FPTC plus sophistiquées que les CFPT texturales développées avec SOLHYDRO 1.0 et plus exigeantes que celles-ci quant au nombre et à la nature des caractéristiques de sols requises par la prédiction, ne conduisent pas à une amélioration des prédictions.

Concernant cette fois la précision, des différences importantes apparaissent en fonction des CFPT et FPTC utilisées. La précision est supérieure avec les CFPT et FPTC développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0 ($0,037 \leq ETP \leq 0,047 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) à ce qu'elle est avec celles développées avec HYPRES ($0,050 \leq ETP \leq 0,060 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). De telles précisions n'en demeurent pas moins faibles quelles que soient les bases de données utilisées.

Les résultats obtenus montrent par conséquent que de « simples » CFPT texturales qui ne sont que des jeux de teneur en eau volumique moyenne à 7 valeurs de potentiel et pour les 5 classes de texture, permettent une prédiction des propriétés de rétention en eau avec une qualité équivalente, voire dans certains cas même meilleure, à celle enregistrée avec des CFPT ou des FPTC plus sophistiquées. A cela, il faut sans doute ajouter aussi, comme l'ont noté Wostën *et al.* (2001) que l'utilisation de FPT établies à partir d'un ensemble de sols correspondant à une gamme de variation différente de celle de l'ensemble de sols auquel on les applique, est à éviter. Ainsi, si la base HYPRES inclut des sols du territoire national, il n'en reste pas moins qu'elle correspond à une gamme de variation de sols qui est beaucoup plus large que les sols du territoire national. Nos résultats sont par ailleurs cohérents avec ceux enregistrés par Nemes *et al.* (2003) qui ont montré que les prédictions obtenues avec des FPT établies à l'échelle d'un continent étaient de moindre qualité qu'avec celles obtenues avec des FPT établies à l'échelle d'un pays.

Concernant l'apport de la prise en compte couplée de la composition granulométrique et de la structure par l'intermédiaire respectivement de la texture et de la densité apparente, les résultats obtenus dans cette étude ne montrent pas d'amélioration très sensible de la prédiction. S'il n'est pas envisageable d'enregistrer une réduction du biais avec la CFPT texturo-structurales tant il est déjà faible avec les CFPT texturales développées avec

SOLHYDRO 1.0, la précision qui est en revanche faible avec les CFPT texturales (ETP = $0,045 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) s'accroît très légèrement avec les CFPT texturo-structurales (ETP = $0,043 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). L'analyse après stratification par le type d'horizons montre des résultats très proches lorsque l'on compare les CFPT texturales et texturo-structurales développées avec SOLHYDRO 1.0 pour les horizons de surface A et L (EMP = $-0,013$ et $-0,015 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ et ETP = $0,041$ et $0,040 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) et les horizons de subsurface E, B et C (EMP = $0,001$ et $-0,001 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ et ETP = $0,045$ et $0,045 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). Le biais plus élevé enregistré avec les horizons de surface est sans doute en partie la conséquence des difficultés qu'il y a à mettre en relation les propriétés de rétention en eau des horizons travaillés L avec leur composition granulométrique tant leur état structural peut être variable, ainsi que la conséquence des difficultés qu'il y a à rendre compte de cet état structural et de ce que cela implique pour la géométrie de l'espace poral à l'aide de la seule densité apparente (Richard *et al.*, 2001).

Chapitre IV

Variation of the water retention properties of soils: Validity of class-pedotransfer functions

Les propriétés de rétention en eau des sols varient en fonction de leur composition et elles sont encore largement discutées. De nombreuses fonctions de pédotransfert (fpt) permettant de les prédire ont été développées mais leur validité n'a été que rarement discutée. Dans cette étude, nous comparons les performances de classes de fpt texturales et texturo-structurales développées en utilisant un même jeu de données. Nous montrons que les classes de fpt conduisent à des performances de prédiction qui sont meilleures ou similaires à celles enregistrées avec les fpt plus sophistiquées étudiées par ailleurs dans cette étude. Ainsi, les classes de fpt texturales et texturo-structurales qu'il est aisé d'établir sont potentiellement des outils utiles pour la prédiction des propriétés de rétention en eau des sols, en particulier aux échelles auxquelles seules des données semi-quantitatives ou qualitatives comme la texture sont disponibles. Plus généralement, nos résultats mettent en évidence que les performances des fpt devraient être discutées en prenant comme référence celles enregistrées avec des fpt faciles à établir comme les classes de fpt texturales. En procédant ainsi, il est alors possible d'apprécier le gain de performance en terme de biais et de précision quand on complexifie les fpt et que l'on accroît le nombre et la qualité des caractéristiques de sols requises.

Water retention properties of soils vary according to soil characteristics and understanding of their variation remains controversial. Numerous pedotransfer functions (ptfs) that enable prediction of the water retention properties of soils were developed but their validity was poorly discussed. In this study we compare the performance of textural and texturo-structural class-ptfs with more sophisticated class- and continuous-ptfs developed using the same set of soils. We showed that the former led to prediction performance that are better or similar to those recorded with the more sophisticated class- and continuous-ptfs studied. Thus, textural and texturo-structural class-ptfs that are quite easy to establish are potentially worthwhile tools for predicting the water retention properties of soils, particularly at scales for which semi-quantitative or qualitative basic soil characteristic such as the texture are the only characteristic available. More generally, our results pointed out that the discussion of ptfs performance should refer to those recorded with easy to establish ptfs, thus

Chapitre IV

Variation of the water retention properties of soils:

Validity of class-pedotransfer functions¹

I. INTRODUCTION

Understanding of soil water retention properties of soil remains a major issue in soil science. Because of the growing demand for soil hydraulic properties, a common solution has been to use pedotransfer functions (ptfs) that relate basic soil properties that are considered as easily accessible to the less often measured soil properties such as hydraulic properties (Bouma et van Lanen, 1987). A huge number of ptfs was developed over the last three decades and we are facing today to the continuous development of ptfs of increasing complexity with very little or no information about the potential increase in the prediction quality. There is some information available about the performance of continuous-ptfs (Minasny *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 2001), very little about the performance of class-ptfs (Ungaro *et al.*, 2005; Wösten *et al.*, 2001) and less again about the compared performance of these two types of ptfs (Wösten *et al.*, 1995). The aim of this study is to show that variation of water retention properties can be predicted by using stratification based on information about particle size distribution and structure. We show also that the quality of the prediction is similar or better than with much more sophisticated ptfs despite what is usually admitted.

¹ Ce chapitre a été publié dans la revue *Geoscience* : AL MAJOU H., BRUAND A., DUVAL O., COUSIN I., 2007 – Variation of the water retention properties of soils: validity of class-pedotransfer functions. *C.R. Geoscience* 339, 632–639..

II. MATERIALS AND METHODS

A. *The ptf's developed in the literature*

Most ptf's published in the literature are continuous-pedotransfer functions (continuous-ptf's), i.e. mathematical continuous functions between the water content at discrete values of potential or the parameters of a unique model of water retention curve and the basic soil properties (mostly particle size distribution, organic carbon content and bulk density) (Pachepsky *et al.*, 2006; Wösten *et al.*, 2001). Besides these continuous-ptf's that enable continuously the prediction of water content at particular water potentials (Rawls *et al.*, 1982) or estimation of the parameters of models of the water retention curve (Cresswell *et al.*, 2006; Nemes *et al.*, 2003; Wösten *et al.*, 2001), there are class pedotransfer functions (class-ptf's) that received little attention because their accuracy is considered as limited (Wösten *et al.*, 1995). The existing class-ptf's provide often average water contents at particular water potentials or one average water retention curve for every texture class (Bruand *et al.*, 2003; Nemes *et al.*, 2001). Due to the range in particle size distribution, clay mineralogy, organic matter content and structural development within each texture class, water retention properties for individual soils were considered as varying considerably (Wösten *et al.*, 1999). Despite their possible inaccuracies, class-ptf's enable the prediction based on successive stratification using soil characteristics. Moreover, class-ptf's are easy to use because they require little soil information and are well adapted to the prediction of water retention properties over large areas (Leij *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 1995; Wösten *et al.*, 1999). There is some information available about the performance of continuous-ptf's (Nemes *et al.*, 2003; Wösten *et al.*, 2001), very little about the performance of class-ptf's (Ungaro *et al.*, 2005; Wösten *et al.*, 2001) and less again about the compared performance of these two types of ptf's (Wösten *et al.*, 1995).

B. *The soils studied*

Class- and continuous-ptf's were developed using a set of 320 horizons comprising 90 topsoils (from 0 to 30 cm depth) and 230 subsoil horizons (>30 cm depth) collected in Cambisols, Luvisols, Planosols, Albeluvisols, Podzols and Fluvisols (ISSS Working Group R.B., 1998) located mainly in the Parisian basin and secondarily in the western coastal marshlands and Pyrenean piedmont plain. A set of 107 horizons comprising 39 topsoil and 68 subsoil horizons was constituted in order to test the ptf's established. These horizons were collected in Cambisols, Luvisols and Fluvisols (ISSS Working Group R.B., 1998) located in the South of the Paris basin. Basic characteristics and water retention properties of the

horizons were determined as earlier described by Bruand and Tessier (2000) (Figure 4.1, Table 4.1). Their bulk density (D_b) was measured by using cylinders 1236 cm³ in volume when the soil was near to field capacity.

C. Analysis of the PTFs performance

In order to discuss the global validity of the ptf's, most studies used the root mean square error (*RMSE*) that is also called root mean squared deviation or root mean square residual (Wösten *et al.*, 2001). Because the *RMSE* varies according to both the prediction bias and precision, we computed the mean error of prediction (*MEP*) that enables discussion of the prediction bias alone on one hand and the standard deviation of prediction (*SDP*) that enables discussion of the prediction precision alone on the other hand. We computed *MEP* and *SDP* for the whole water potentials as follows:

$$MEP = \frac{1}{l' \cdot l} \sum_{j=1}^{l'} \sum_{i=1}^l (\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i})$$

$$SDP = \left\{ \frac{1}{l' \cdot l} \sum_{j=1}^{l'} \sum_{i=1}^l [(\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i}) - MEP]^2 \right\}^{1/2}$$

where $\theta_{p,j,i}$ is the predicted water content at potential i for the horizon j , $\theta_{m,j,i}$ is the measured water content at potential i for the horizon j , and l is the number of water potentials for each horizon ($l=7$ in this study) and l' is the number of horizons ($l' \leq 107$ in this study). The *MEP* corresponds to the bias and indicates whether the ptf's overestimated (positive) or underestimated (negative) the water content, whereas *SDP* measures the precision of the prediction.

In order to discuss the validity of the ptf's at the different water potentials we computed also the mean error of prediction (*MEP'*) and the standard deviation (*SDP'*) of prediction at each water potential as follows:

$$MEP' = \frac{1}{l'} \sum_{j=1}^{l'} (\theta_{p,j} - \theta_{m,j})$$

$$SDP' = \left\{ \frac{1}{l'} \sum_{j=1}^{l'} [(\theta_{p,j} - \theta_{m,j}) - MEP']^2 \right\}^{1/2} .$$

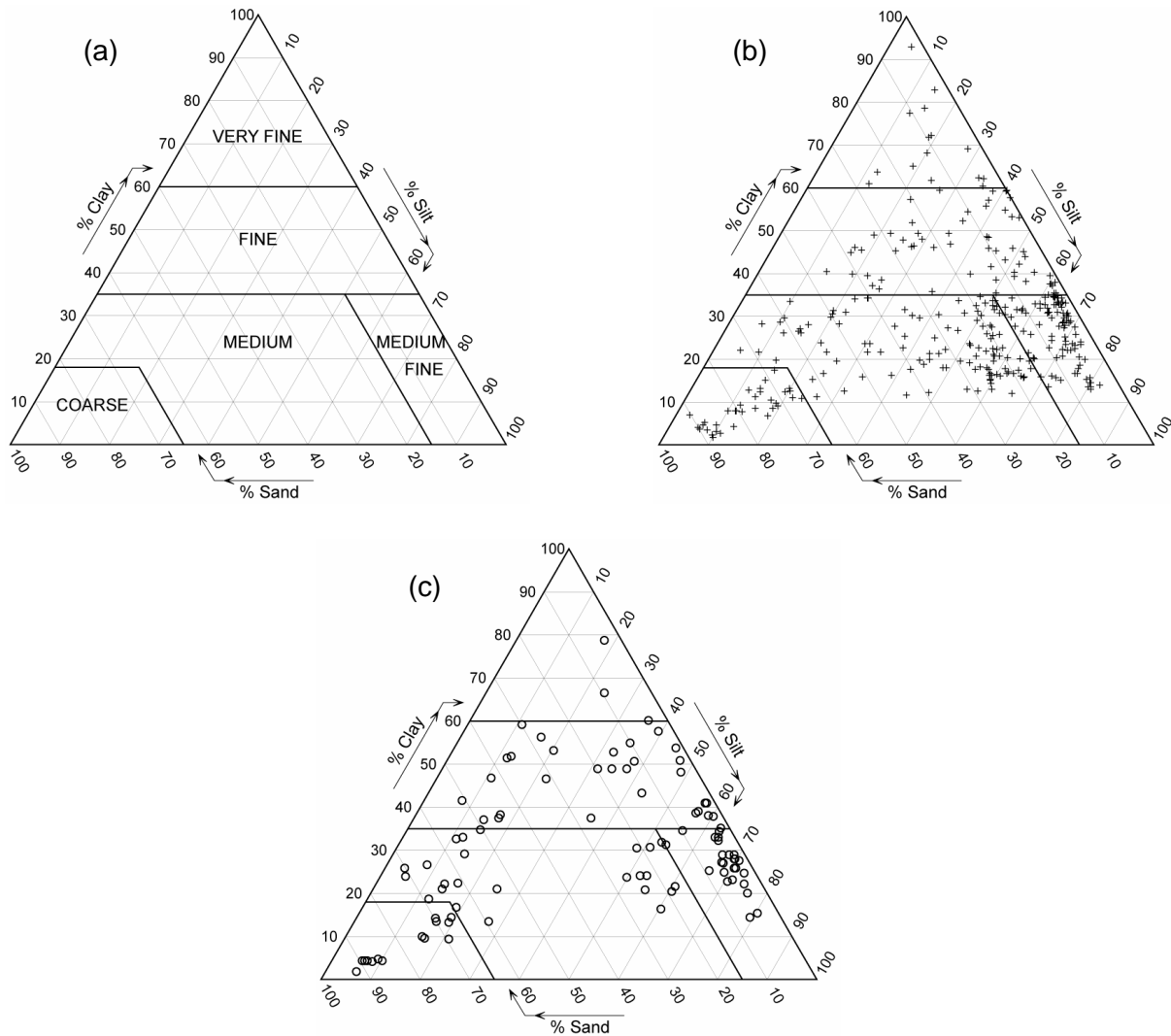


Figure 4.1: Triangle of texture used (a), texture of the horizon used to develop the class and continuous ptf (b) and texture of those used to test their validity (c).

Table 4.1: Characteristics of the horizons of the data set used to develop the ptf's and of the test data set.

	Particle size distribution (%)			OC g.kg ⁻¹	CaCO ₃ g.kg ⁻¹	CEC ₁ cmol _c kg ⁻¹	D _b g.cm ⁻³	Volumetric water content (cm ³ cm ⁻³)						
	<2 µm	2- 50 µm	50- 2000 µm					θ _{1.0}	θ _{1.5}	θ _{2.0}	θ _{2.5}	θ _{3.0}	θ _{3.5}	θ _{4.2}
Horizons used to establish class- and continuous-ptfs (n=320)														
mean	28.9	46.2	24.9	5.7	65	14.3	1.53	0.350	0.335	0.316	0.289	0.257	0.220	0.179
s.d.	15.1	20.8	23.9	4.9	189	8.0	0.15	0.067	0.065	0.070	0.070	0.075	0.074	0.070
min.	1.9	2.8	0.1	0.0	0.0	0.8	1.00	0.123	0.100	0.080	0.056	0.048	0.033	0.013
max.	92.9	82.1	90.1	28.8	982	52.8	1.84	0.606	0.596	0.586	0.558	0.510	0.462	0.370
Horizons used to test the ptf's (n=107)														
mean	30.2	40.6	29.2	6.6	38	15.8	1.51	0.356	0.332	0.312	0.287	0.261	0.224	0.202
s.d.	15.4	24.3	28.6	5.3	134	10.8	0.13	0.075	0.079	0.082	0.084	0.086	0.083	0.080
min.	1.9	4.1	1.6	0.0	0.0	0.6	1.10	0.161	0.121	0.099	0.072	0.045	0.041	0.033
max.	78.7	80.3	91.8	28.2	656	50.2	1.77	0.534	0.498	0.482	0.457	0.440	0.396	0.369

III. RESULTS AND DISCUSSION

A. *The class- and continuous-ptfs developed*

The class-ptfs developed in this Note were established according to the texture (textural class-ptfs) in the CEC triangle (CEC, 1985) and then according to both texture and D_b (texturo-structural class-ptfs). The resulting class-ptfs corresponded to the average water content at 7 water potentials that was computed within every class of texture (textural class-ptfs) (Table 4.2) and every class combining both texture and D_b (texturo-structural class-ptfs) (Table 4.3). More complex class-ptfs were established by fitting van Genuchten's model (1980) on the arithmetic mean value of θ at the different values of water potential using the RETC code (van Genuchten *et al.*, 1991) for every class of texture (VG texture class-ptfs) according to the CEC triangle (CEC, 1985) and the type of horizon (topsoil and subsoil) (Table 4.4).

Continuous-ptfs were also developed. They correspond to multiple regression equations as follows:

$$\theta = a + (bx\%Cl) + (cx\%Si) + (dx\%OC) + (exD_b)$$

with θ , the volumetric water content at a given water content, a , b , c and e the regression coefficients, $\%Cl$ and $\%Si$, respectively the clay and silt content, $\%OC$, the organic carbon content and D_b , the bulk density (Table 4.5). Other continuous-ptfs were developed as done earlier by Wösten *et al.* (1999) for the parameters of the van Genuchten's model using multiple regression equations (VG continuous-ptfs) (Table 4.6). For every horizon, the parameters of the van Genuchten's model were computed using the RETC code (van Genuchten *et al.*, 1991).

B. *Validity of the class-ptfs*

The textural class-ptfs underestimated very slightly the water retained ($MEP = -0.003 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) when they are applied to the test dataset without any other stratification than according to the texture. There was no decrease in the prediction bias with the texturo-structural class-ptfs ($MEP = -0.004 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) but the bias was already very small with the textural class-ptfs studied. However the precision was slightly better with the texturo-structural class-ptfs ($SDP = 0.043 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) than with the textural class-ptfs ($SDP = 0.045$

$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) (Figure 4.2a and b). Compared to the textural class-ptfs, the VG textural class-ptfs showed similar performance. The bias was very small ($MEP = 0.002 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) and the precision poor ($SDP = 0.045 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) as recorded for the textural class-ptfs (Figure 4.2c). The comparison of the class-ptfs performance at every value of water potential showed small bias ($-0.008 \leq MEP' \leq 0.007 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) except for $\theta_{4.2}$ for the textural and texturo-structural class-ptfs ($MEP' = -0.020$ and $-0.019 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) and for $\theta_{1.0}$ for the VG Class-ptfs ($MEP' = 0.014 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) for which it was greater (Table 4.7). This comparison showed also poor precision for the three class-ptfs studied whatever the water potential ($0.040 \leq SDP' \leq 0.047 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$).

C. Validity of the continuous-ptfs

When applied to the test data set, the continuous-ptfs leads to very small bias ($MEP = -0.003 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) and showed poor precision ($SDP = 0.039 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$). Results showed a greater bias with the VG continuous-ptfs ($MEP = -0.008 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) and similar poor precision ($SDP = 0.039 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) than with the continuous-ptfs (Figure 4.2d and e). The comparison of the continuous-ptfs performance at every value of water potential showed small bias for the continuous-ptfs ($-0.006 \leq MEP' \leq 0.005 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) except for $\theta_{4.2}$ ($MEP' = -0.022 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$). For the VG continuous-ptfs the bias was greater for six water potentials with absolute value of $MEP' \leq 0.020 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$ except for $\theta_{1.5}$ ($MEP' = 0.004 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) (Table 4.7). The precision was poor for the simple and VG Continuous-ptfs ($0.030 \leq SDP' \leq 0.044 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) but results showed that SDP decreased with the water potential.

D. Comparison of the class- and continuous-ptfs

Results showed very little difference between the ptfs studied. The bias recorded was small ($-0.008 \leq MEP \leq 0.002 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$) and the greatest absolute value of bias was recorded with the VG continuous-ptfs ($MEP = -0.008 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$). On the other hand, the precision was poor ($0.039 \leq SDP \leq 0.045 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$), the greatest precision being recorded with the two types of continuous-ptfs studied. If the VG Continuous-ptfs led to the greatest precision ($SDP = 0.039 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$), they led also the greatest value of bias ($MEP = -0.008 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$).

Table 4.2: Textural class-ptfs developed.

	Volumetric water content (cm ³ cm ⁻³)						
	$\theta_{1.0}$	$\theta_{1.5}$	$\theta_{2.0}$	$\theta_{2.5}$	$\theta_{3.0}$	$\theta_{3.5}$	$\theta_{4.2}$
Very fine (n = 15)	0.455	0.437	0.424	0.402	0.385	0.357	0.322
Fine (n = 60)	0.399	0.388	0.373	0.351	0.331	0.301	0.254
Medium fine (n = 96)	0.356	0.342	0.327	0.298	0.254	0.210	0.173
Medium (n = 117)	0.334	0.320	0.302	0.273	0.242	0.203	0.156
Coarse (n = 32)	0.249	0.224	0.181	0.149	0.120	0.100	0.076

Table 4.3: Texturo-structural class-ptfs developed.

		Volumetric water content (cm ³ cm ⁻³)						
		$\theta_{1.0}$	$\theta_{1.5}$	$\theta_{2.0}$	$\theta_{2.5}$	$\theta_{3.0}$	$\theta_{3.5}$	$\theta_{4.2}$
Very Fine (n =15)	1.10 ≤ D _b < 1.30	0.498	0.473	0.451	0.423	0.405	0.371	0.330
	1.30 ≤ D _b < 1.50	0.459	0.439	0.428	0.405	0.385	0.352	0.328
	1.50 ≤ D _b < 1.70	0.359	0.359	0.361	0.353	0.347	0.340	0.294
Fine (n = 32)	1.00 ≤ D _b < 1.20	0.519	0.499	0.494	0.461	0.431	0.373	0.281
	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.452	0.443	0.421	0.385	0.373	0.340	0.271
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.391	0.378	0.361	0.344	0.321	0.289	0.250
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.338	0.334	0.325	0.307	0.291	0.275	0.244
Medium Fine (n = 96)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.348	0.338	0.323	0.291	0.232	0.188	0.153
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.359	0.343	0.328	0.298	0.258	0.211	0.175
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.353	0.345	0.329	0.303	0.263	0.230	0.190
Medium (n = 117)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.354	0.337	0.314	0.278	0.245	0.193	0.140
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.346	0.329	0.310	0.275	0.235	0.193	0.146
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.320	0.307	0.293	0.270	0.248	0.214	0.167
	1.80 ≤ D _b < 2.00	0.296	0.289	0.274	0.266	0.258	0.231	0.186
Coarse (n = 32)	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.241	0.210	0.164	0.135	0.106	0.093	0.075
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.253	0.231	0.188	0.156	0.126	0.103	0.077

Table 4.4: Parameters of the van Genuchten's model corresponding to the VG textural class-ptfs developed according to the type of horizon (topsoil and subsoil).

	θ_r	θ_s	α	n	m
<i>Topsoils</i>					
Coarse	0.025	0.397	1.0592	1.1530	0.1327
Medium	0.010	0.428	0.4467	1.1000	0.0909
Medium fine	0.010	0.465	0.6860	1.1027	0.0931
Fine	0.010	0.477	0.6153	1.0652	0.0612
Very Fine	0.010	0.587	5.9433	1.0658	0.0617
<i>Subsoils</i>					
Coarse	0.025	0.367	1.0535	1.1878	0.1581
Medium	0.010	0.388	0.1851	1.0992	0.0903
Medium fine	0.010	0.416	0.1611	1.0978	0.0891
Fine	0.010	0.437	0.1334	1.0632	0.0594
Very Fine	0.010	0.472	0.0745	1.0499	0.0475

Table 4.5: Regression coefficients and coefficient of determination R^2 recorded for the continuous-ptfs developed.

	Water potential (hPa)						
	-10	-33	-100	-330	-1000	-3300	-15000
a	0.4701 ^{***}	0.3556 ^{***}	0.2620 ^{***}	0.1301 ^{***}	0.0184	-0.0504	-0.0786 ^{**}
b	0.0026 ^{***}	0.0029 ^{***}	0.0034 ^{***}	0.0038 ^{***}	0.0045 ^{***}	0.0047 ^{***}	0.0045 ^{***}
c	0.0006 ^{***}	0.0008 ^{***}	0.0012 ^{***}	0.0012 ^{***}	0.0008 ^{***}	0.0005 ^{***}	0.0003 ^{***}
d	-0.0006	-0.0002	0.0002	0.0010	0.0017 ^{***}	0.0012 ^{**}	0.0004
e	-0.1447 ^{***}	-0.0939 ^{***}	-0.0647 ^{***}	-0.0084	0.0398 [*]	0.0697 ^{***}	0.0710 ^{***}
R^2	0.59	0.64	0.69	0.74	0.77	0.82	0.86

$\theta = a + (bx\%C) + (cx\%S) + (dx\%OC) + (exD_b)$ with θ volumetric water content at a given water content.
^{***} P = 0.001. ^{**} P = 0.01. ^{*} P = 0.05.

Table 4.6: VG continuous-ptfs developed for the parameters of the van Genuchten's model.

$$\theta_s = 1.1658 - 0.0032*C - 0.4737*D + 2*10^{-7}*S^2 - 0.0001*OC^2 + 0.0373*C^{-1} + 0.0131*S^{-1} - 0.0072*\ln(S) + 0.00003*OC*C + 0.0022*D*C - 0.0002*D*OC - 0.0001*S$$

($R^2 = 0.95$)

$$\alpha^* = 25.61 + 0.0439*C + 0.1129*S + 1.1914*OC + 32.21*D - 10.48*D^2 - 0.0009*C^2 - 0.0146*OC^2 - 0.3781*OC^{-1} - 0.0178*\ln(S) - 0.1032*\ln(OC) - 0.1*D*S - 0.6001*D*OC$$

($R^2 = 0.26$)

$$n^* = -15.29 - 0.0659*C + 0.0115*S - 0.2115*OC + 12.33*D - 1.3578*D^2 + 0.0006*C^2 + 0.0031*OC^2 + 4.0005*D^{-1} + 2.2003*S^{-1} + 0.1643*OC^{-1} - 0.1205*\ln(S) + 0.2693*\ln(OC) - 9.9367*\ln(D) + 0.003*D*C + 0.0694*D*OC$$

($R^2 = 0.35$)

θ_s is a model parameter, α^* , n^* are transformed model parameters in the Mualem-van Genuchten equations; C = percentage clay (i.e., percentage < 2 μm); S = percentage silt (i.e., percentage between 2 μm and 50 μm); OC = organic carbon g.kg⁻¹; D = bulk density.

Table 4.7: Validity of the continuous- and class-ptfs according to the water potential.

	Volumetric water content ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)													
	Mean Error of Prediction (MEP)							Standard Deviation of Prediction (SDP)						
	$\theta_{1.0}$	$\theta_{1.5}$	$\theta_{2.0}$	$\theta_{2.5}$	$\theta_{3.0}$	$\theta_{3.5}$	$\theta_{4.2}$	$\theta_{1.0}$	$\theta_{1.5}$	$\theta_{2.0}$	$\theta_{2.5}$	$\theta_{3.0}$	$\theta_{3.5}$	$\theta_{4.2}$
Textural class-ptfs	-0.006	0.004	0.003	0.001	-0.004	-0.001	-0.020	0.046	0.046	0.044	0.045	0.047	0.044	0.042
Texturo-structural class-ptfs	-0.006	0.002	0.002	0.001	-0.005	-0.002	-0.019	0.042	0.042	0.041	0.043	0.045	0.044	0.041
VG class-ptfs	0.014	0.007	-0.003	-0.008	-0.007	0.007	0.002	0.045	0.045	0.045	0.046	0.046	0.043	0.040
Continuous-ptfs	-0.006	0.001	0.005	0.001	-0.003	0.002	-0.022	0.044	0.044	0.040	0.039	0.036	0.032	0.030
VG continuous-ptfs	0.012	0.004	-0.008	-0.017	-0.020	-0.008	-0.016	0.044	0.041	0.038	0.039	0.035	0.033	0.032

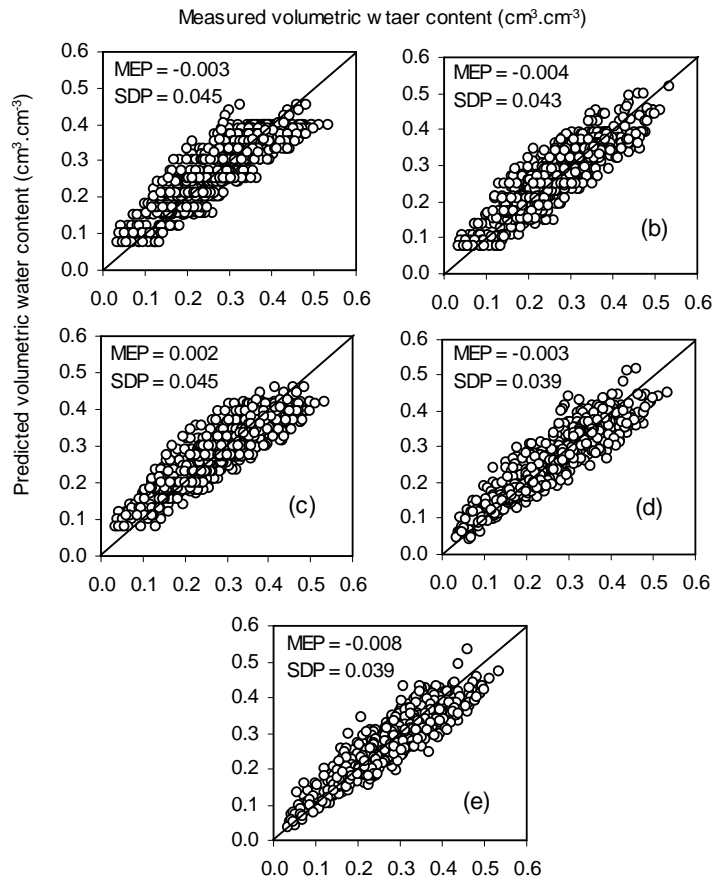


Figure 4.2: Validity of the textural class-ptfs (a), texturo-structural class ptfs (b), VG textural class ptfs (c), continuous ptfs (d), and VG continuous ptfs (e) developed.

IV. CONCLUSION

Our results showed that textural class-ptfs led to prediction performance that are similar to those recorded with more sophisticated class-ptfs and with continuous-ptfs. Thus without knowing the particle size distribution, organic carbon content and bulk density as required by most ptfs, we can predict the water retention properties with similar prediction quality by using the texture alone. Our results showed also that use of both texture and bulk density slightly increase the precision when compared to the precision recorded with the textural class-ptfs. Finally, we showed also that class-ptfs, including very simple ptfs, should be still considered as useful tools for predicting the water retention properties of soils, particularly at scales for which semi-quantitative or qualitative basic soil characteristic such as the texture are the only characteristic available. More generally, our results pointed out that discussion of ptfs performance should refer to those recorded with simple ptfs, thus enabling to quantify how much prediction bias and precision can be gained when increasing the complexity of ptfs and consequently the number and quality of predictors required.

Chapitre V

Amélioration de la prédiction des propriétés de rétention en eau à l'aide de la teneur en eau à la capacité au champ

La plupart des fonctions de pédotransfert (FPT) développées durant les trois dernières décennies pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols ont utilisé des caractéristiques dérivées de la composition granulométrique, la teneur en carbone organique et la densité apparente comme prédicteurs. En dépit du nombre élevé de FPT publiées qui sont le plus souvent des classes de fonctions de pédotransfert ou des fonctions de pédotransfert continues, la précision des prédictions reste faible. Dans cette étude, nous avons comparé les performances de différentes FPT développées à partir d'une base de données régionale. Les résultats montrent que l'utilisation de la teneur en eau volumique à la capacité au champ in situ comme prédicteur conduit à des prédictions de qualité supérieure à celles enregistrées avec des prédicteurs dérivés de la composition granulométrique, ou avec la teneur en carbone organique et la densité apparente quelle que soit la complexité des FPT développées. Les résultats montrent aussi que la meilleure prédiction est enregistrée en utilisant la teneur en eau volumique à la capacité au champ in situ après stratification en fonction de la texture. La comparaison de la teneur en eau volumique à la capacité au champ avec celle enregistrée aux différents potentiels matriciels montre que celle-ci est proche de la teneur en eau à 100 hPa quelle que soit la texture. Ainsi, parce qu'elle peut être considérée comme l'approximation d'un point de la courbe de rétention en eau à une valeur particulière de potentiel, la teneur en eau volumique à la capacité au champ est le meilleur prédicteur de l'ensemble de la courbe de rétention en eau. Enfin, si l'on met de côté les FPT développées avec la teneur en eau volumique à la capacité au champ, les résultats montrent une faible précision des prédictions enregistrées avec les classes de FPT et les FPT continues étudiées bien que le jeu de données de test ait des caractéristiques moyennes proches de celles du jeu de données utilisé pour établir les FPT étudiées. La faible précision des FPT étudiées ne serait pas liée, comme souvent évoqué dans la littérature, à une faible représentativité des sols utilisés pour développer les FPT mais à la faiblesse de la relation entre les prédicteurs utilisés et les propriétés de rétention en eau.

Most pedotransfer functions (PTFs) developed over the last three decades to generate water retention characteristics use soil texture, bulk density and organic carbon content as predictors. Despite of the high number of PTFs published, most being class- or continuous-PTFs, accuracy of prediction remains limited. In this study, we compared the performance of different class- and continuous-PTFs developed with a regional database. Results showed that use of in situ volumetric water content at field capacity as a predictor led to much better estimation of water retention properties as compared to using predictors derived from the texture, or the organic carbon content and bulk density. This was true regardless of the complexity of the PTFs developed. Results also showed that the best prediction quality was achieved by using the in situ volumetric water content at field capacity after stratification by texture. Comparison of in situ volumetric water content at field capacity, with the water retained at different matric potentials as measured in the laboratory, showed field capacity to approximate 100 hPa whatever the soil texture. Finally, the lack accuracy of PTFs that do not use the in situ volumetric water content at field capacity as predictor did not appear due to the test soils being unrepresentative of the soils used to develop the PTFs, but were instead related to poor correlations between the predictors used and the water retention properties.

Chapitre V

Use of in situ volumetric water content at field capacity to improve prediction of soil water retention properties¹

I. INTRODUCTION

Soil hydraulic properties are required for models that simulate water and chemical transport in soils. With the increased application of these models, there is a growing demand for soil hydraulic property data. However, such data are scarce because of the extensive time and costs associated with measurement. A common solution to this problem is to use pedotransfer functions (PTFs) that relate more readily accessed soil properties to the harder to obtain properties such as the water retention characteristic and the hydraulic conductivity function (Bouma and van Lanen, 1987; Bouma, 1989; van Genuchten and Leij, 1992). Many PTFs were developed to predict water retention characteristics over the last three decades, most being continuous-pedotransfer functions (continuous-PTFs) that are mathematical functions relating basic soil properties (e.g. particle size distribution, organic carbon content, dry bulk density) to volumetric water content at discrete soil water matric potentials, or to

¹ Ce chapitre est en cours de publication dans la revue Canadian Journal of Soil Sciences : AL MAJOU H., BRUAND A., DUVAL O., 2008 – Use of in situ volumetric water content to improve prediction of soil water retention properties. *Canadian Journal of Soil Science* (In press).

water retention curve parameters (Bastet *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 2001; Nemes *et al.*, 2003; Nemes and Rawls, 2004; Pachepsky *et al.*, 2006). Besides these continuous-PTFs that enable estimation of volumetric water content at any matric potentials (e.g. Rawls *et al.*, 1982; Hall *et al.*, 1977; Gupta and Larson, 1979; Rawls *et al.*, 1991) or estimation of the water retention curve parameters (Vereecken *et al.*, 1989; Minasny *et al.*, 1999; Lilly *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 1995; Cresswell *et al.*, 2006), there are also class pedotransfer functions (class-PTFs) that provide average water contents at particular water potentials or one average water retention curve for every texture class (Nemes *et al.*, 2001; Nemes, 2002; Bruand *et al.*, 2003; Al Majou *et al.*, 2007).

Whatever the type of PTF, Wösten *et al.* (2001) showed a large range of accuracy with the root mean square error (*RMSE*) of predicted volumetric water contents ranging from 0.02 to 0.11 m³ m⁻³. The smallest *RMSE* of 0.02 m³ m⁻³ was recorded in studies where small data set of soils were analysed or one or more measured points of the water retention curve were used. In the other studies reviewed by Wösten *et al.* (2001), the *RMSE* recorded was ≥ 0.04 m³ m⁻³. Use of one or two measured points of the water retention curve such as in the work of Rawls *et al.* (1982) and Paydar and Cresswell (1996) is somewhat in contradiction with the utilization of PTFs to predict the entire water retention curve. PTFs should indeed enable prediction of the water retention curve avoiding measurement of particular points of that curve. However, as shown by Wösten *et al.* (2001), points on the water retention curve considerably improve prediction of water retention. In this study, the objective is to show that use of the in situ volumetric water content at field capacity can substantially improve PTF predictions of water retention properties without measuring points on water retention curve.

Thus, without measurement of one or more points of the water retention curve, it is possible to gain advantage of the increase in the prediction quality when points of that curve are used as predictors.

II. MATERIALS AND METHODS

A. The soils studied

Pedotransfer functions were developed by using a set of 320 horizons comprising 90 topsoil horizons (from 0 to 30 cm depth) and 230 subsoil horizons (> 30 cm depth) collected in Cambisols, Luvisols, Planosols, Albeluvisols, Podzols and Fluvisols (ISSS Working Group R.B., 1998) located mainly in the Paris basin. The horizon bulk density (D_b in Mg m⁻³) was

measured by using cylinders 1236 cm³ in volume ($\varnothing = 15$ cm; H = 7 cm) when the soil was at field capacity, namely in winter two to three days after a period of several days of rainfall (Bruand and Tessier, 2000). The water content at field capacity was measured on the soil material collected with the cylinders for bulk density determination. The particle size distribution was measured using the pipette method after pre-treatment of samples with hydrogen peroxide and sodium hexametaphosphate (Robert & Tessier 1974). The cation exchange capacity (CEC, in cmol kg⁻¹ of oven-dried soil) was measured using the cobalt-hexamine trichloride method (Ciesielski & Sterckeman 1997) and organic carbon content (OC) by oxidation using excess potassium bichromate in sulphuric acid at 135°C (Baize 2000). Volumetric water content was determined using the pressure plate extractor method at 10 hPa (θ_{10}), 33 hPa (θ_{33}), 100 hPa (θ_{100}), 330 hPa (θ_{330}), 1000 hPa (θ_{1000}), 3300 hPa (θ_{3300}) and 15000 hPa (θ_{15000}) matric potential by using undisturbed samples (30-70 cm³ in volume) collected when the soil was at field capacity (Bruand and Tessier, 2000). A set of 133 horizons was assembled in order to verify the PTFs established. These horizons were collected in Cambisols, Luvisols, Planosols, Albeluvisols and Podzols (ISSS Working Group R.B., 1998) distributed throughout the whole of France. The basic properties and water retention properties of these 133 test horizons were determined using the same methods as were used to develop the PTFs studied.

B. Analysis of the PTF performance

To verify the PTF, the root mean square error (*RMSE*) was computed using:

$$RMSE = \left\{ \frac{1}{l' \cdot l} \sum_{j=1}^{l'} \sum_{i=1}^l (\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i})^2 \right\}^{1/2} \quad (1)$$

where $\theta_{p,j,i}$ is the predicted water content at potential i for the horizon j , $\theta_{m,j,i}$ is the measured water content at matric potential i for the horizon j , and l is the number of matric potential for each horizon ($l=7$ in this study) and l' is the number of horizons ($l' \leq 133$ in this study). Although *RMSE* is commonly used to test PTFs (e.g. Wösten *et al.*, 2001; Schaap, 2004), it varies according to both the overall prediction bias and the overall prediction precision. To determine the prediction bias and prediction precision, separately, we computed the mean error of prediction (*MEP*) and the standard deviation of prediction (*SDP*) using (Bruand *et al.*, 2003):

$$MEP = \frac{1}{l' \cdot l} \sum_{j=1}^{l'} \sum_{i=1}^l (\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i}) \quad (2)$$

$$SDP = \left\{ \frac{1}{l' \cdot l} \sum_{j=1}^{l'} \sum_{i=1}^l [(\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i}) - MEP]^2 \right\}^{1/2} \quad (3)$$

The *MEP* indicates whether the PTFs overestimated (positive) or underestimated (negative) the water content, on average, whereas *SDP* measures the precision of the prediction.

III. RESULTS AND DISCUSSION

A. Characteristics of the soils studied

The mean basic properties of the horizons of the test data set were close to those of the horizons used to develop the PTFs (Figure 5.1, Table 5.1). The test data set showed however a higher mean clay, sand and organic carbon content. The variability attached to the mean silt and sand content, as well as to the CEC was greater in the test data set. It was the opposite for the CaCO₃ content. Results also showed similar mean θ at every pressure head except for θ_{15000} which was greater in the test dataset (+0.023 m³ m⁻³) than in the data set used to establish the PTFs. That greater mean θ_{15000} would be related to the smaller mean CaCO₃ content (-27 g kg⁻¹) and greater organic carbon content (+1.1 g kg⁻¹) in the test data set and secondarily to the slightly greater clay content (+1.3 wt. %) in the test data set.

B. The class-PTFs developed

Class-PTFs corresponding to the average θ at the 7 matric potentials were developed according to the texture alone (texture class-PTFs) in the FAO triangle (FAO, 1990) (Figure 5.1a and Table 5.2). Class-PTFs were also established by fitting the van Genuchten's model (1980) on the arithmetic mean value of θ at the different water potentials by using the RETC code (van Genuchten *et al.*, 1991) for every class of texture (VG class-PTFs) in the FAO triangle (FAO, 1990) and according to the type of horizon (topsoil and subsoil) as done previously by Wösten *et al.* (1999) (Table 5.3). The residual water content was fixed at 0.010 cm cm⁻³ except for texture Coarse for which it was fixed at 0.025 cm cm⁻³ as earlier done by Wösten *et al.* (1999). The parameter *m* was computed as $m = 1 - 1/n$. A water

content approximating the water content at saturation was computed using the porosity deduced from D_b (particle density equalled to 2.65 Mg m^{-3}) and added to the seven values of measured volumetric water content. The RETC code was then run by fixing arbitrarily the matric potentials at 1 hPa for the saturated volumetric water content.

C. The continuous-PTFs developed

Following the early works of Gupta and Larson (1979) and Rawls et al. (1982), continuous-PTFs were developed by multiple regression equations (RG continuous-PTFs) as follows:

$$\theta_h = a + (b \times Cl) + (c \times Si) + (d \times OC) + (e \times D_b) \quad (4)$$

where θ_h is the volumetric water content (m^3m^{-3}) at matric potential h , Cl and Si are respectively the clay and silt content as wt. %, and a , b , c , d , and e are regression coefficients (Table 5.4). Continuous-PTFs were also established by simple regression by using the volumetric water content measured when the soil was at field capacity (θ_{FC}), namely in winter two to three days after a period of several days of rainfall, as predictor without any texture stratification (FC continuous-PTFs) as follows:

$$\theta_h = a' + b' \times \theta_{FC} \quad (5)$$

where θ_{FC} is the volumetric water content (m^3m^{-3}) at field capacity, a' and b' are regression coefficients (Table 5.5). Similar continuous-PTFs were developed with θ_{FC} as predictor after stratification by texture (FC-textural continuous-PTFs) (Table 5.5). Finally, continuous-PTFs were developed for the parameters of the van Genuchten's model using multiple regression equations (VG continuous-PTFs) as done previously by Wösten *et al.* (1999) (Table 5.6). Prior to the development of PTFs, the parameters of the van Genuchten's model were computed by using the RETC code (van Genuchten *et al.*, 1991) for every horizon as performed for the VG class-PTFs (Table 6.5).

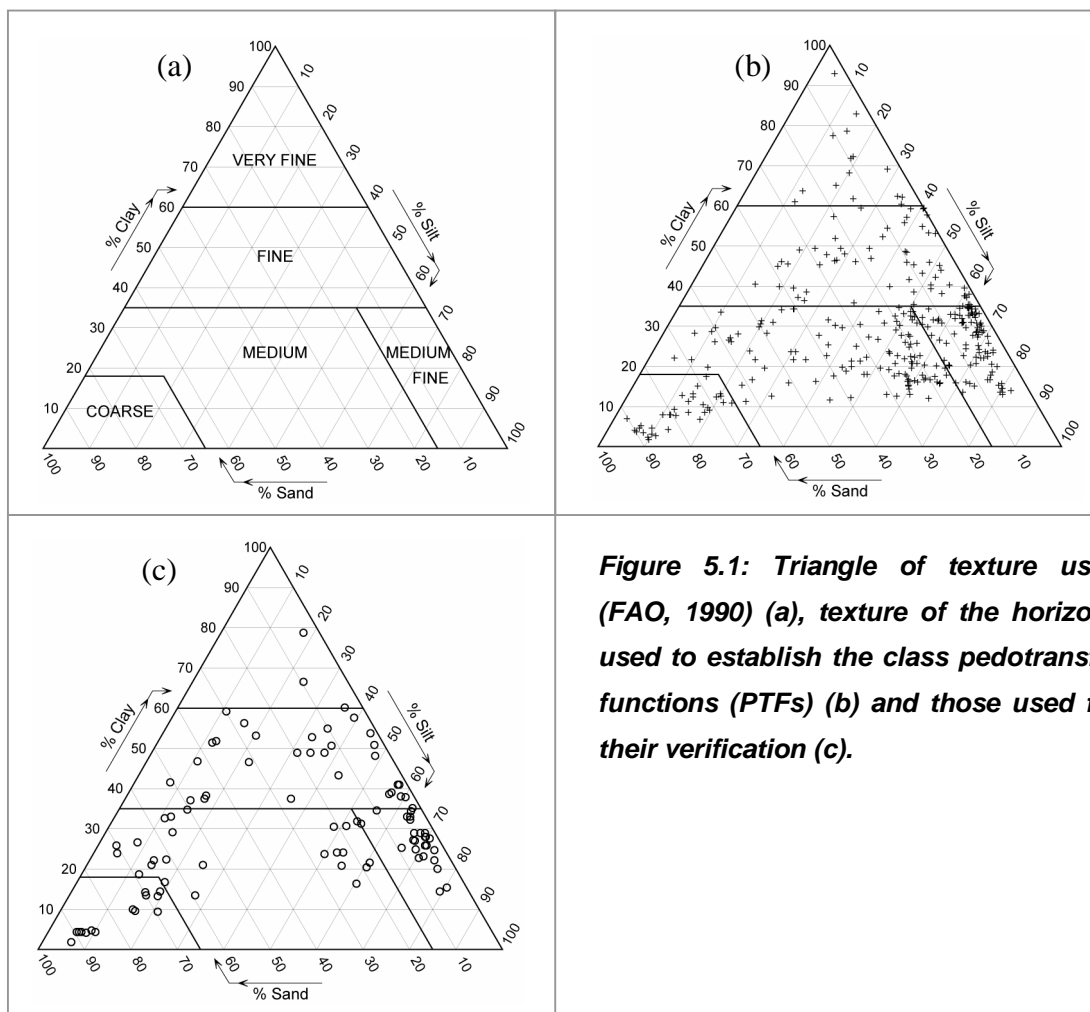


Figure 5.1: Triangle of texture used (FAO, 1990) (a), texture of the horizons used to establish the class pedotransfer functions (PTFs) (b) and those used for their verification (c).

Table 5.1: Characteristics of the horizons of the soil database used to develop the PTFs studied and of the data set used to test them.

	Particle size distribution (wt. %)			OC g kg ⁻¹	CaCO ₃ g kg ⁻¹	CEC cmol _c k g ⁻¹	D _b Mg m ⁻³	Volumetric water content (m ³ m ⁻³) at matric potential h (θ _h)						
	<2 µm	2-50 µm	50- 2000 µm					θ ₁₀	θ ₃₃	θ ₁₀₀	θ ₃₃₀	θ ₁₀₀₀	θ ₃₃₀₀	θ ₁₅₀₀₀
Data set used to develop the PTFs (n = 320)														
mean	28.9	46.2	24.9	5.7	65	14.3	1.53	0.350	0.335	0.316	0.289	0.257	0.220	0.179
s.d.	15.1	20.8	23.9	4.9	189	8.0	0.15	0.067	0.065	0.070	0.070	0.075	0.074	0.070
min.	1.9	2.8	0.1	0.0	0.0	0.8	1.00	0.123	0.100	0.080	0.056	0.048	0.033	0.013
max.	92.9	82.1	90.1	28.8	982	52.8	1.84	0.606	0.596	0.586	0.558	0.510	0.462	0.370
Data set used to test the PTFs developed (n = 133)														
mean	30.2	40.6	29.2	6.6	38	15.8	1.51	0.356	0.332	0.312	0.287	0.261	0.224	0.202
s.d.	15.4	24.3	28.6	5.3	134	10.8	0.13	0.075	0.079	0.082	0.084	0.086	0.083	0.080
min.	1.9	4.1	1.6	0.0	0.0	0.6	1.10	0.161	0.121	0.099	0.072	0.045	0.041	0.033
max.	78.7	80.3	91.8	28.2	656	50.2	1.77	0.534	0.498	0.482	0.457	0.440	0.396	0.369

OC = organic carbon content; CaCO₃ = calcium carbonate content; CEC = cation exchange capacity; D_b = bulk density.

Table 5.2: Water retained ($m^3 m^{-3}$) and standard error (s.e.) associated at the different matric potentials (θ_h) after stratification by texture alone (texture class-PTFs).

		Volumetric water content ($m^3 m^{-3}$) at matric potential h (θ_h)						
		θ_{10}	θ_{33}	θ_{100}	θ_{330}	θ_{1000}	θ_{3300}	θ_{15000}
Very fine (n = 15)	mean	0.455	0.437	0.424	0.402	0.385	0.357	0.322
	s.e.	0.019	0.015	0.014	0.013	0.012	0.010	0.010
Fine (n = 60)	mean	0.399	0.388	0.373	0.351	0.331	0.301	0.254
	s.e.	0.009	0.009	0.009	0.008	0.008	0.007	0.006
Medium fine (n =96)	mean	0.356	0.342	0.327	0.298	0.254	0.210	0.173
	s.e.	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.004	0.004
Medium (n = 117)	mean	0.334	0.320	0.302	0.273	0.242	0.203	0.156
	s.e.	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004
Coarse (n = 32)	mean	0.249	0.224	0.181	0.149	0.120	0.100	0.076
	s.e.	0.013	0.012	0.012	0.010	0.009	0.008	0.006

Table 5.3: Parameters of the van Genuchten's model corresponding to the VG textural class-PTFs developed according to the texture and type of horizon (topsoil and subsoil).

	θ_r	θ_s	α	n	m
Topsoils					
Very Fine (n = 15)	0.010	0.587	5.9433	1.0658	0.0617
Fine (n = 60)	0.010	0.477	0.6153	1.0652	0.0612
Medium fine (n = 96)	0.010	0.465	0.6860	1.1027	0.0931
Medium (n = 117)	0.010	0.428	0.4467	1.1000	0.0909
Coarse (n = 32)	0.025	0.397	1.0592	1.1530	0.1327
Subsoils					
Very Fine (n = 15)	0.010	0.472	0.0745	1.0499	0.0475
Fine (n = 60)	0.010	0.437	0.1334	1.0632	0.0594
Medium fine (n = 96)	0.010	0.416	0.1611	1.0978	0.0891
Medium (n = 117)	0.010	0.388	0.1851	1.0992	0.0903
Coarse (n = 32)	0.025	0.367	1.0535	1.1878	0.1581

Table 5.4: Regression coefficients a , b , c , d and e , and coefficient of determination R^2 recorded for the RG continuous-PTFs.

	Pressure head (hPa)						
	10	33	100	330	1000	3300	15000
a	0.4701 ^{***}	0.3556 ^{***}	0.2620 ^{***}	0.1301 ^{***}	0.0184	-0.0504	-0.0786 [*]
b	0.0026 ^{***}	0.0029 ^{***}	0.0034 ^{***}	0.0038 ^{***}	0.0045 ^{***}	0.0047 ^{***}	0.0045 ^{***}
c	0.0006 ^{***}	0.0008 ^{***}	0.0012 ^{***}	0.0012 ^{***}	0.0008 ^{***}	0.0005 ^{***}	0.0003 ^{***}
d	-0.0006	-0.0002	0.0002	0.0010	0.0017 ^{**}	0.0012 ^{**}	0.0004
e	-0.1447 ^{***}	-0.0939 ^{***}	-0.0647 ^{***}	-0.0084	0.0398 [*]	0.0697 ^{***}	0.0710 ^{***}
R^2	0.59	0.64	0.69	0.74	0.77	0.82	0.86

$\theta_h = a + (b \times Cl) + (c \times Si) + (d \times OC) + (e \times D_b)$ with θ_h volumetric water content at a matric potential h ; Cl = clay content (wt. %); Si = silt content (wt. %); OC = organic carbon content; D_b = bulk density; ^{***} $P = 0.001$; ^{**} $P = 0.01$; ^{*} $P = 0.05$.

Table 5.5: Regression coefficients a' and b' , and coefficient of determination R^2 recorded for the continuous-PTFs established by simple regression by using θ_{FC} as predictor without stratification by texture (FC continuous-PTFs) and after stratification by texture (FC-textural continuous-PTFs).

		Matric potential (hPa)						
		10	33	100	330	1000	3300	15000
FC continuous-PTFs								
All textures together (n = 320)	a'	0.0745 ^{***}	0.0385 ^{***}	-0.0091	-0.0329 ^{***}	-0.0673 ^{***}	-0.0611 ^{***}	-0.0593 ^{***}
	b'	0.8766 ^{***}	0.9394 ^{***}	1.0286 ^{***}	1.0164 ^{***}	1.0252 ^{***}	0.8851 ^{***}	0.7535 ^{***}
	R^2	0.77	0.86	0.90	0.87	0.79	0.66	0.52
FC-textural continuous-PTFs								
Very Fine (n = 15)	a'	-0.0516	0.0467	0.0584	0.0580	0.0724	0.1946 ^{***}	0.0801
	b'	1.2359 ^{**}	0.9515 ^{***}	0.8915 ^{***}	0.8386 ^{***}	0.7639 ^{***}	0.3733 ^{**}	0.5910 ^{***}
	R^2	0.87	0.85	0.87	0.85	0.85	0.59	0.69
Fine (n = 60)	a'	0.0391	0.0410 [*]	0.0165	0.0304	0.0192	0.0603 ^{**}	0.1184 ^{***}
	b'	0.9827 ^{***}	0.9473 ^{***}	0.9677 ^{***}	0.8665 ^{***}	0.8437 ^{***}	0.6415 ^{***}	0.3789 ^{***}
	R^2	0.81	0.86	0.86	0.78	0.79	0.67	0.44
Medium fine (n = 96)	a'	0.1769 ^{***}	0.1472 ^{***}	0.1525 ^{***}	0.1493 ^{***}	0.0561	0.0723	0.0743
	b'	0.5475 ^{***}	0.5959 ^{***}	0.5323 ^{***}	0.4557 ^{***}	0.6083 ^{***}	0.4208 [*]	0.3035
	R^2	0.26	0.48	0.44	0.25	0.13	0.05	0.03
Medium (n = 117)	a'	0.1180 ^{***}	0.0901 ^{***}	0.0607 ^{***}	0.0471 ^{**}	0.0410 [*]	0.0536 ^{**}	0.0706 ^{**}
	b'	0.7207 ^{***}	0.7618 ^{***}	0.7991 ^{***}	0.7479 ^{***}	0.6735 ^{***}	0.5022 ^{***}	0.2908 ^{**}
	R^2	0.48	0.60	0.69	0.65	0.55	0.39	0.11
Coarse (n = 32)	a'	0.0981 [*]	0.0105	-0.0602 ^{**}	-0.0573 ^{**}	-0.0564 ^{**}	-0.0564 ^{***}	-0.0445 ^{**}
	b'	0.8080 ^{***}	1.0867 ^{***}	1.2318 ^{***}	1.0587 ^{***}	0.9020 ^{***}	0.8011 ^{***}	0.6108 ^{***}
	R^2	0.36	0.61	0.85	0.81	0.80	0.80	0.73

$\theta_h = a' + (b' \times \theta_{FC})$ with θ_h volumetric water content ($m^3 m^{-3}$) at a matric potential h and θ_{FC} volumetric water content ($m^3 m^{-3}$) at field capacity; ^{***} $P = 0.001$; ^{**} $P = 0.01$; ^{*} $P = 0.05$.

Table 5.6: Continuous-PTFs developed for the parameters of the van Genuchten's model (VG continuous-PTFs).

$$\theta_s = 1.1658 - 0.0032*Cl - 0.4737*D_b + 2*10^{-7}*Si^2 - 0.0001*OC^2 + 0.0373*Cl^1 + 0.0131*Si^1 - 0.0072*\ln(Si) + 0.00003*OC*Cl + 0.0022*D_b*Cl - 0.0002*D_b*OC - 0.0001*Si$$

($R^2 = 0.95$)

$$\alpha^* = 25.61 + 0.0439*Cl + 0.1129*Si + 1.1914*OC + 32.21*D_b - 10.48*D_b^2 - 0.0009*Cl^2 - 0.0146*OC^2 - 0.3781*OC^1 - 0.0178*\ln(Si) - 0.1032*\ln(OC) - 0.1*D_b*S - 0.6001*D_b*OC$$

($R^2 = 0.26$)

$$n^* = -15.29 - 0.0659*Cl + 0.0115*Si - 0.2115*OC + 12.33*D_b - 1.3578*D_b^2 + 0.0006*Cl^2 + 0.0031*OC^2 + 4.0005*D_b^{-1} + 2.2003*Si^1 + 0.1643*OC^1 - 0.1205*\ln(Si) + 0.2693*\ln(OC) - 9.9367*\ln(D_b) + 0.003*D_b*Cl + 0.0694*D_b*OC$$

($R^2 = 0.35$)

θ_s is a model parameter, α^* , n^* are transformed model parameters in the van Genuchten equations; Cl = wt. % of clay; Si = wt. % of silt; OC = organic carbon ($g.kg^{-1}$); D_b = bulk density ($Mg m^{-3}$).

D. PTFs verification

The *RMSE* recorded for the different class-PTFs studied was $0.045 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Figure 5.2a, b). Similar values were reported by Wösten et al. (2001). This high *RMSE* was related to a relatively poor prediction precision when the prediction bias was very small. The absolute value of $|MEP|$ ($0.001 \leq MEP \leq 0.002 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) was indeed much smaller than *SDP* ($0.045 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). The very small bias recorded with class-PTFs can be related to the similarity between the characteristics of the soils used to establish the PTFs and those used to test them as indicated by the average basic soil properties and water contents of the two sets of soils (Table 5.1). In spite of this similarity between the two data sets, high *SDP* was recorded thus indicating that the poor performance of the class-PTFs studied did not indicate a small representativeness of the data set used to develop PTFs as is often suggested (Bastet et al., 1999; Wösten et al., 2001). On the contrary, this would indicate the lack of ability of the PTFs studied to take into account the sources of variability for the water retention properties for the soils studied.

On the other hand, the *RMSE* recorded with the continuous-PTFs was smaller ($0.027 \leq RMSE \leq 0.040 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) than with the class-PTFs (Figure 5.2c, d, e, f). A small *RMSE* was already recorded with the *FC* continuous-PTFs ($RMSE = 0.032 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) (Figure 5.2c), but the smallest *RMSE* was recorded with the texture-*FC* continuous-PTFs ($RMSE = 0.027 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) (Figure 2.5d), thus indicating that combining texture and field capacity improved the prediction of water retention properties. This improvement in the prediction was related to an increase in the prediction precision ($SDP = 0.026$ and $0.031 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ with the Texture-*FC* and *FC* continuous-PTFs respectively), the prediction bias remaining very small as recorded with the class-PTFs.

Thus, if we exclude *FC* and Texture-*FC* continuous-PTFs, we note that a *RMSE* close to, and greater than, $0.040 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ was recorded with the class- and continuous-PTFs discussed in this study. Such high *RMSE* were often related in the literature to the difference existing between the soils of the data set used to develop PTFs and those of the test data set (Wösten et al., 2001). In our study, the soils of the two data sets showed close mean basic characteristics but nevertheless the different PTFs discussed led to high *RMSE* (Figure 5.2), thus indicating that the PTFs studied that did not use the in situ water content at field capacity were intrinsically inaccurate.

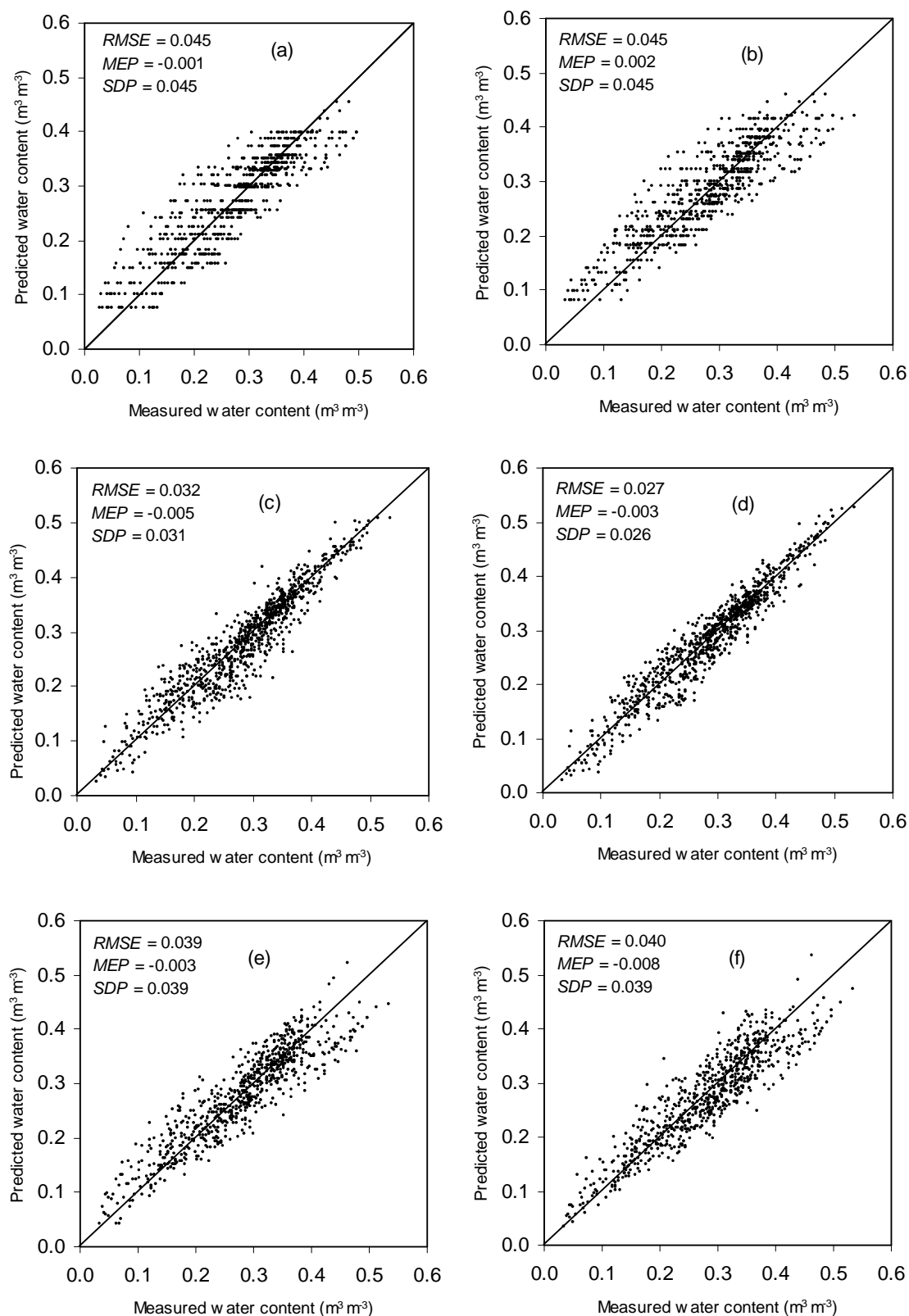


Figure 5.2: Comparison of measured and predicted volumetric water content on prediction set using (a) texture alone, (b) VG class-PTFs, (c) FC continuous-PTFs, (d) FC-textural continuous-PTFs, (e) RG continuous-PTFs and, (f) VG continuous-PTFs (RMSE: root mean square error; MEP: mean error of prediction; SDP: standard deviation of prediction).

E. In situ field capacity and matric potential

The mean difference (MD) between θ_{FC} and successively θ_{33} , θ_{100} and θ_{330} was computed as follows:

$$MD = \frac{1}{l'} \sum_{j=1}^{l'} (\theta_{FC,j} - \theta_{m,j,i}) \quad (6)$$

where $\theta_{FC,j}$ is the volumetric water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) at field capacity of the horizon j , $\theta_{m,j,i}$ is the measured water content at matric potential i for the horizon j , and l' is the number of horizons ($l' = 133$ in this study). The smallest MD was recorded with θ_{100} ($MD = 0.005 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) and there was small variation according to the texture (Figure 5.3). The smallest MD was recorded for Medium, Medium Fine and Fine texture ($MD = 0.002 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) and the greatest MD for Coarse texture ($MD = 0.022 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).

As shown by Rawls et al. (1982) and Paydar and Cresswell (1996) use of one or more measured points on the water retention curve enable improved prediction of the whole curve when compared to its prediction with the texture, organic matter content and bulk density. Here, we showed that θ_{FC} , and particularly when combined with texture, enabled improved prediction of the water retention curve compared to estimation with usual predictors. The efficiency of θ_{FC} as predictor is related to the fact that it can be considered as a water content corresponding to a narrow range of matric potential, as shown by the very small MD when compared to θ_{100} .

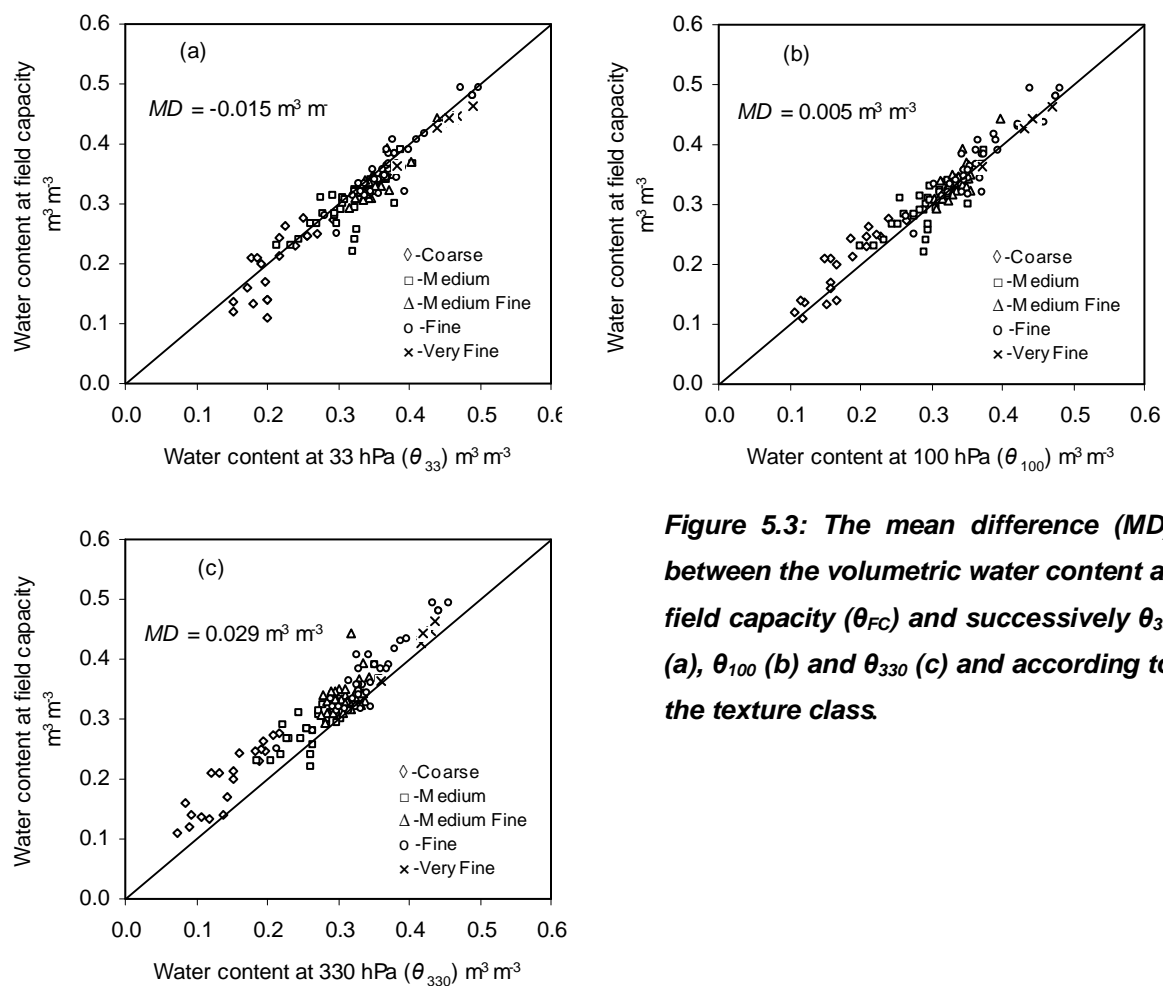


Figure 5.3: The mean difference (MD) between the volumetric water content at field capacity (θ_{FC}) and successively θ_{33} (a), θ_{100} (b) and θ_{330} (c) and according to the texture class.

IV. CONCLUSION

Results showed that use of the in situ volumetric water content at field capacity as a predictor led to much better estimation of water retention properties as compared to using predictors derived from the texture, or with the organic carbon content and bulk density. This was true regardless of the complexity of the PTFs developed. Results also showed that the most accurate prediction was gained through using the in situ volumetric water content at field capacity after stratification by texture according to the FAO triangle. Comparison of the in situ volumetric water content at field capacity with the water retained at the different matric potentials showed that it was close to the water content at 100 hPa matric potential whatever the texture. Thus, because it can be considered as a point of the water retention curve at a particular matric potential, the field capacity was the best predictor of the entire water retention curve. Thus, it appears possible to predict the water retention properties more accurately with the in situ volumetric water content at field capacity than with more sophisticated data such as those derived from the particle size distribution, organic carbon content or bulk density. Finally, results showed poor accuracy of the class- and continuous-PTFs studied, except for the PTFs developed with the volumetric water content at field capacity, although the test data set had average characteristics close to those of the soils used to develop the PTFs. The poor accuracy of the PTFs were not mainly related to a poor representativeness of the soils used to develop the PTFs, but to a poor correlation between the usual predictors used (i.e. texture, organic carbon content, dry bulk density) and the soils water retention properties.

Chapitre VI

Prediction of soil water retention properties after stratification by combining texture, bulk density and the type of horizon

Parmi les nombreuses fonctions de pédotransfert (PTF) précédemment publiées, les classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) n'ont fait l'objet que d'un nombre très limité d'études car leurs performances sont généralement considérées comme étant très limitées. Cependant, des études récentes ont montré que les performances de classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) peuvent être similaires à celles obtenues avec les fonctions de pédotransfert continues (FPTC) qui sont beaucoup plus connues. Dans ce chapitre, nous comparons les performances de CFPT basés sur des classes de texture et sur des classes combinant la classe de texture et de densité apparente, et après stratification en fonction du type d'horizon (horizons de surface et de subsurface) en utilisant un jeu de données de 456 horizons prélevés dans plusieurs régions de France. Les performances de CFPT ont été discutées pour deux valeurs de potentiel (-330 hPa et -15000 hPa) en utilisant un jeu de données de 197 horizons appartenant à des sols français.

Nos résultats ont montré que la meilleure performance a été enregistrée avec les CFPT établies en utilisant la texture et la densité apparente (CFPT texuro-structurales). Les résultats ont aussi montré que l'analyse après stratification en fonction du type d'horizon ne montre pas d'amélioration très sensible de la prédiction. La comparaison des performances de prédiction à -330 hPa et à -15000 hPa a seulement montré une petite différence n'indiquant pas de biais en fonction du potentiel. L'utilisation de CFPT pour établir des cartes de la capacité de stockage en eau (*RU*) avec la base de données géographique des sols de France à 1 :1000000, a conduit à une distribution légèrement différente de la capacité de stockage en eau sur l'ensemble du territoire métropolitain. Cependant, la moyenne de la capacité de stockage calculée n'a pas différencié avec les différentes CFPT utilisées.

Among the numerous pedotransfer functions (PTFs) earlier published, the class-PTFs received little attention because their accuracy was often considered as limited. However, recent studies showed that performance of class-PTFs can be similar to the continuous-PTFs that are much more popular. In this study, we compared the performance of PTFs that were established by using a set of 456 horizons collected in France and classes of texture and bulk density and the type of horizon (topsoil and subsoil). The performance of these class-PTFs were discussed at -330 and -15000 hPa. Our results showed that the best performance was recorded with the class-PTFs that use both texture and bulk density (texturo-structural class-PTFs). They showed also that utilization of the type of horizon did not improve the prediction performance. Comparison of the performance at -330 and -15000 hPa showed only very little difference thus indicating no bias according to the value of water potential. Use of the class-PTFs to establish maps of the available water capacity with the 1:1 000 000 Soil Geographical Database of France led to slightly different distribution of the AWC at the scale of the whole French territory. However, the averaged AWC computed did not differ with the different class-PTFs used.

Chapitre VI

Prediction of soil water retention properties after stratification by combining texture, bulk density and the type of horizon¹

I. INTRODUCTION

Pedotransfer functions (PTFs) relate the basic soil properties that are as easily accessible to the less often measured soil properties such as hydraulic properties (Bouma and van Lanen, 1987). Among the PTFs developed over the last three decades, most were continuous-pedotransfer functions (continuous-PTFs) that are mathematical continuous functions between the water content at discrete values of potential or the parameters of a unique model of water retention curve and the basic soil properties (mostly particle size distribution, organic carbon content and bulk density) (e.g. Bastet *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 2001; Pachepsky *et al.*, 2006). Thus continuous-PTFs enabling prediction of water content at particular water potentials (Rawls *et al.*, 2004) or estimation of the parameters of models of the water retention curve (Vereecken *et al.*, 1989; Bruand *et al.*, 1994; Leenhardt, 1995; Minasny *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 2001; Cresswell *et al.*, 2006; Tranter *et al.*, 2007) were developed.

¹ Ce chapitre a été soumis à la revue Soil Use and Management : AL MAJOU H., BRUAND A., DUVAL O., Le Bas C., Vautier A., 2008 – Prediction of soil water retention properties after stratification by combining texture, bulk density and the type of horizon. *Soil Use and Management* (Soumis).

In addition to the development of continuous-PTFs, class pedotransfer functions (class-PTFs) were also developed (Wösten *et al.*, 1995; Lilly, 2000; Pachepsky *et al.*, 2003; Rawls *et al.*, 2003). Most class-PTFs provide average water contents at particular water potentials or one average water retention curve for every texture class (e.g. Nemes *et al.*, 2001; Nemes, 2002; Bruand *et al.*, 2003 & 2004). Due to the range in particle size distribution, clay mineralogy, organic matter content and structural development within each texture class, water retention properties for individual soils were indeed considered as varying considerably (Wösten *et al.*, 1999). However, class-PTFs are easy to use because they require little soil information and well adapted to the prediction of the water retention properties at the continental and national scale because the information on soils is often limited to classes of composition at that scale (Wösten *et al.* 1995; Lilly *et al.*, 1999; Wösten *et al.* 1999; Nemes *et al.*, 2003).

Several studies provided information about the performance of continuous-PTFs (Minasny *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 2001; Cornelis *et al.*, 2001; Donatelli *et al.*, 2004) and class-PTFs (Pachepsky and Rawls, 1999; Wösten *et al.*, 2001; Ungaro *et al.*, 2005) but there very little about the comparison of the performance of continuous- and class-PTFs (Wösten *et al.*, 1995). Al Majou *et al.* (2007) discussed the performance of class- and continuous-PTFs and showed similar performance despite a better consideration of the soil composition with the continuous-PTFs. These results reinforce the significance of the class-PTFs developed by Bruand *et al.* (2003) that were based on texture alone or on both texture and clod bulk density, the latter leading to best performance. Nevertheless, utilization of these class-PTFs remained limited because the clod bulk density is not available in most soil databases. In this study, on the basis of the results recorded by Al Majou *et al.* (2007) and having in mind the necessity to propose class-PTFs that can be used easily, we developed class-PTFs for the volumetric water content at several water potentials by combining the texture, the bulk density and the type of horizon. The validity of these class-PTFs was discussed at -330 and -15000 hPa water potential and class-PTFs developed were used to establish maps of the available water capacity at the scale of the whole France territory.

II. MATERIALS AND METHODS

A. Data collection

Class-PTFs were developed using a set of 456 horizons comprising 138 topsoil horizons (from 0 to 30 cm depth) and 318 subsoil horizons (> 30 cm depth) collected in Cambisols, Luvisols, Planosols, Albeluvisols, Podzols and Fluvisols (ISSS Working Group R.B., 1998) located mainly in the Paris basin and secondarily in Brittany, the western coastal marshlands and Pyrenean piedmont plain (Figure 6.1). A set of 197 horizons was constituted in order to test the class-PTFs established. These horizons were collected in Cambisols, Luvisols and Fluvisols (ISSS Working Group R.B., 1998) located in several areas of France and developed on a large range parent materials.

B. Basic and water retention properties

The particle size distribution was measured using the pipette method after pre-treatment of samples with hydrogen peroxide and sodium hexametaphosphate (Robert & Tessier 1974). The FAO triangle of textures was used to standardize the texture data (FAO, 1990) (Figure 6.2). The cation exchange capacity (CEC, in $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ of oven-dried soil) was measured using the cobalt-hexamine trichloride method (Ciesielski & Sterckeman 1997) and organic carbon by oxidation using excess potassium bichromate in sulphuric acid at 135°C (Baize 2000). The bulk density (D_b) was measured by using cylinders 1236 cm^3 in volume when the soil was near to field capacity. The gravimetric water content was determined for the 456 horizons data set at -10, -33, -100, -330, -1000, -3300 and -15000 hPa water potential, and for the 197 horizons data set at -330 and -15000 hPa water potential, by using undisturbed samples (10–15 cm^3 in volume) collected when the soil was near to field capacity (Bruand and Tessier, 2000). Then, the volumetric water content (θ) for each horizon was computed by using the bulk density of horizon (Table 6.1).

C. Analysis of the class-PTFs performance

Most discussions of PTFs performance were based the root mean square error (*RMSE*) that is also called root mean squared deviation or root mean square residual (Wösten *et al.*, 2001). Because the *RMSE* varies according to both the prediction bias and precision, we computed also the mean error of prediction (*MEP*) that enables discussion of the prediction bias alone on one hand and the standard deviation of prediction (*SDP*) that enables

discussion of the prediction precision alone on the other hand. Thus we computed the *RMSE*, *MEP* and *SDP* at –330 and –15000 hPa water potential as following:

$$RMSE = \left\{ \frac{1}{l' \cdot l} \sum_{j=1}^{l'} \sum_{i=1}^l (\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i})^2 \right\}^{1/2}$$

$$MEP = \frac{1}{l' \cdot l} \sum_{j=1}^{l'} \sum_{i=1}^l (\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i})$$

$$SDP = \left\{ \frac{1}{l' \cdot l} \sum_{j=1}^{l'} \sum_{i=1}^l [(\theta_{p,j,i} - \theta_{m,j,i}) - MEP]^2 \right\}^{1/2}$$

where $\theta_{p,j,i}$ is the predicted water content at potential i for the horizon j , $\theta_{m,i,j}$ is the measured water content at potential i for the horizon j , and l is the number of water potentials for each horizon ($l=7$ in this study) and l' is the number of horizons ($l' \leq 197$ in this study). The *MEP* corresponds to the bias and indicates whether the class-PTFs overestimated (positive) or underestimated (negative) the water content, whereas *SDP* measures the precision of the prediction.

III. RESULTS AND DISCUSSION

A. Deriving the class-PTFs

The class-PTFs developed in this study corresponded to average water contents at seven water potentials. They were first established according to soil texture (textural class-PTFs) in the FAO triangle (FAO, 1990) for the whole set of horizons (Table 6.2). Then, because of different proportion of macroporosity and microporosity between topsoil and subsoil horizons, and consequences for the bulk density of the horizons, textural class-PTFs were also developed after stratification by the type of horizon (topsoil and subsoil horizons) (Table 6.3). Then, class-PTFs were established according to both texture and D_b (texturo-structural class-PTFs) for the whole set of horizons without any other stratification (Table 6.4) and also after stratification by the type of horizon (topsoil and subsoil horizons) (Table 6.5).

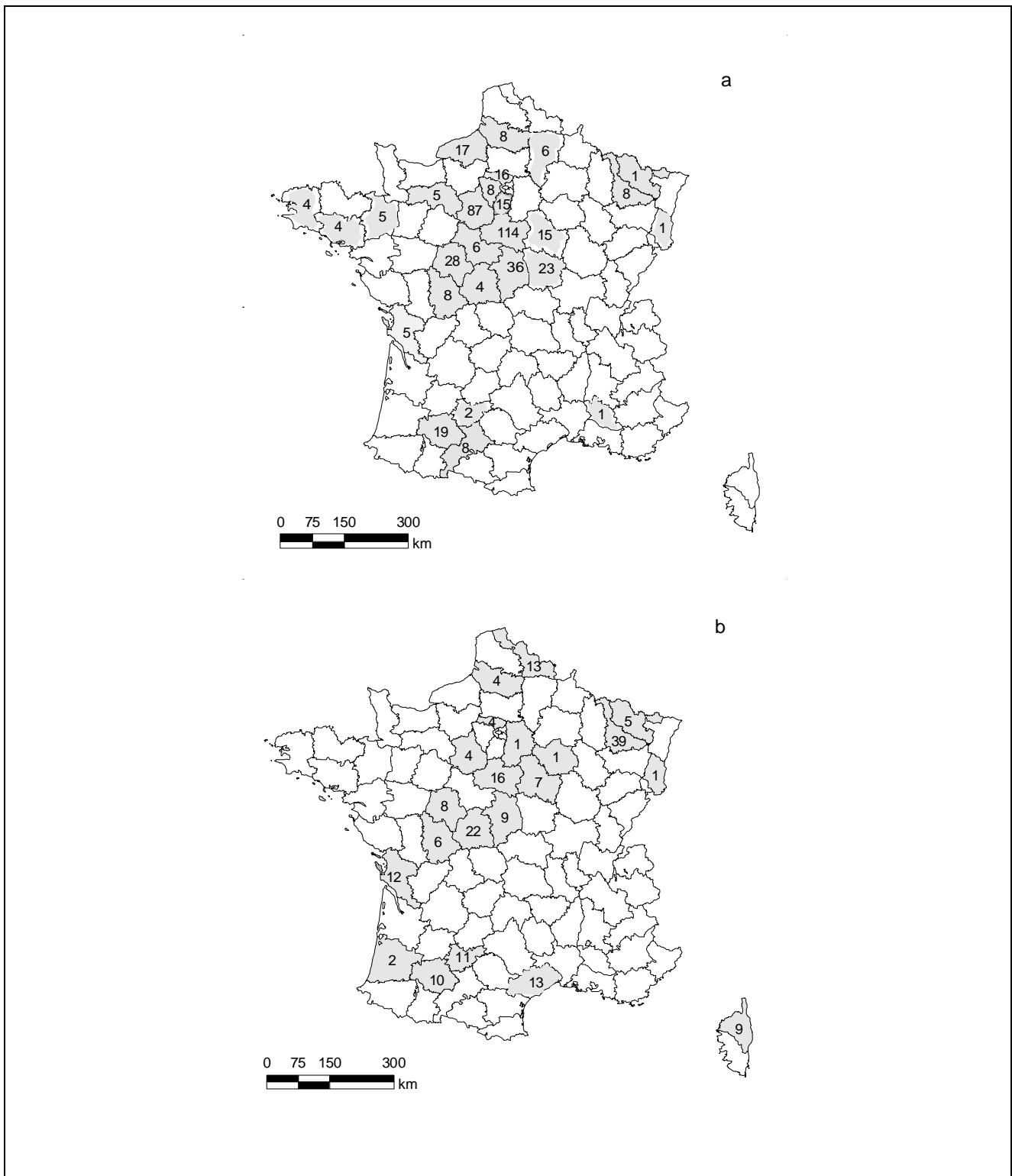


Figure 6.1: Location of the soil studied (number of horizon by department) that were used to establish the class-PTFs (a) and to test their validity (b).

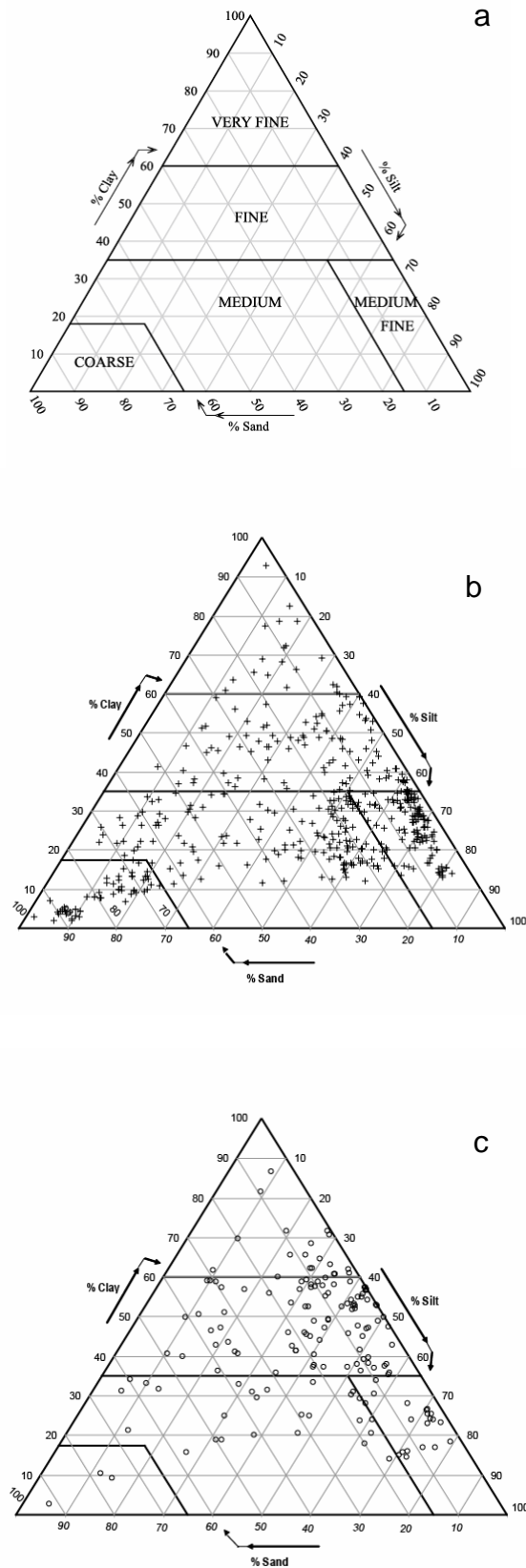


Figure 6.2: Triangle of texture used (a), texture of the horizons used to establish the class-PTFs (b) and texture of those used to test their validity (c).

B. Validity of the textural and texturo-structural class-PTFs

The textural class-PTFs developed underestimated the water retained ($MEP = -0.015 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) when they are applied to the test dataset (Table 6.6). The precision of the estimation was small with $SDP = 0.041 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$. There was a decrease in the prediction bias ($\Delta MEP = 0.011 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) and an increase in the precision ($\Delta SDP = 0.009 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) with the texturo-structural class-PTFs. With the textural class-PTFs, the highest bias and smallest precision were recorded for the texture Fine ($MEP = -0.025 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ and $SDP = 0.042 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$), and the improvement of the estimation performance was particularly significant for that texture with the texturo-structural class-PTFs ($MEP = -0.005 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ and $SDP = 0.032 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$).

Therefore, the high $RMSE$ recorded with the textural class-PTFs ($RMSE = 0.044 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) was related to a relatively poor prediction precision ($SDP = 0.041 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$), the bias being small ($MEP = -0.015 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). This $RMSE$ was however smaller than the $RMSE$ recorded by Bruand *et al.* (2003) for the volumetric water content with textural class-PTFs that enabled prediction of the gravimetric water content at -330 and -15000 hPa water potential. The smaller $RMSE$ recorded with the texturo-structural class-PTFs ($\Delta RMSE = 0.011 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) was related to the significant decrease in the estimation bias and increase in the precision. The $RMSE$ recorded with the texturo-structural class-PTFs was again smaller than the $RMSE$ recorded by Bruand *et al.* (2003) for the volumetric water content with texturo-structural class-PTFs developed in their study.

C. Validity of the textural and texturo-structural class-PTFs after stratification by the type of horizon

Establishing textural class-PTFs after stratification according to the type of horizon (i.e. by separating topsoil and subsoil horizons) did not improve the performance of the textural class-PTFs ($\Delta MEP = 0.001 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ and $\Delta SDP = 0.002 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) (Table 6.6). There was also no improvement of the performance with the texturo-structural class-PTFs after stratification by the type of horizon ($\Delta MEP = 0.001 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ and $\Delta SDP = 0.003 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) (Table 6.6). This lack of improvement explains the similar $RMSE$ that were recorded with the textural and texturo-structural class-PTFs with or without stratification by the type of horizon (Figure 6.4a).

Table 6.1: Characteristics of the horizons used to establish the PTFs.

	Particle size distribution (%)			OC g.kg ⁻¹	CaCO ₃ g.kg ⁻¹	CEC cmol _c .kg ⁻¹	D _b g.cm ⁻³	Volumetric water content ¹ (cm ³ .cm ⁻³)						
	<2 µm	2- 50 µm	50- 2000 µm					θ _{1.0}	θ _{1.5}	θ _{2.0}	θ _{2.5}	θ _{3.0}	θ _{3.5}	θ _{4.2}
Horizons used to derive the class-PTFs (n = 456)														
mean	29.3	43.8	26.9	6.0	54.2	14.8	1.52	0.354	0.335	0.315	0.289	0.259	0.221	0.187
s.d.	15.4	21.8	25.6	5.1	171.3	9.0	0.15	0.068	0.070	0.075	0.076	0.079	0.076	0.073
min.	1.9	1.6	0.1	0.0	0.0	0.6	0.95	0.134	0.100	0.080	0.056	0.045	0.033	0.013
max.	92.9	82.1	95.4	28.8	982	52.8	1.98	0.605	0.596	0.586	0.557	0.510	0.462	0.370
Horizons used to test the class-PTFs (n = 197)														
mean	39.4	39.3	21.3	5.6	31.5	19.9	1.45	-	-	-	0.330	-	-	0.235
s.d.	16.9	17.1	19.2	5.8	58.7	7.8	0.16	-	-	-	0.071	-	-	0.070
min.	2.7	5.4	0.0	0.0	0.0	3.3	1.16	-	-	-	0.107	-	-	0.065
max.	86.7	79.4	91.9	40.3	212.0	40.4	1.94	-	-	-	0.468	-	-	0.360

¹ Volumetric water content at water potential h (θ_{log(h)})

Table 6.2: Textural class-PTFs.

	Volumetric water content ¹ (cm ³ .cm ⁻³)						
	$\theta_{1,0}$	$\theta_{1,5}$	$\theta_{2,0}$	$\theta_{4,2}$	$\theta_{3,0}$	$\theta_{3,5}$	$\theta_{4,2}$
After stratification by texture alone (n = 456)							
Very fine (n = 20)	0.457	0.439	0.426	0.404	0.387	0.352	0.327
Fine (n = 102)	0.405	0.390	0.374	0.351	0.333	0.299	0.262
Medium fine (n = 127)	0.361	0.345	0.329	0.300	0.257	0.211	0.178
Medium (n = 151)	0.336	0.318	0.300	0.273	0.244	0.204	0.164
Coarse (n = 56)	0.257	0.220	0.180	0.150	0.123	0.102	0.082

¹ Volumetric water content at water potential h ($\theta_{\log(h)}$)

Table 6.3: Textural class-PTFs developed according to the type of horizon (topsoil and subsoil horizons).

	Volumetric water content ¹ (cm ³ .cm ⁻³)						
	$\theta_{1.0}$	$\theta_{1.5}$	$\theta_{2.0}$	$\theta_{2.5}$	$\theta_{3.0}$	$\theta_{3.5}$	$\theta_{4.2}$
Topsoil horizons (n = 138)							
Very fine (n = 2)	0.468	0.450	0.431	0.402	0.378	0.332	0.293
Fine (n = 17)	0.437	0.410	0.392	0.367	0.354	0.304	0.272
Medium fine (n = 48)	0.359	0.340	0.324	0.297	0.250	0.196	0.155
Medium (n = 40)	0.346	0.328	0.311	0.289	0.260	0.208	0.161
Coarse (n = 31)	0.272	0.235	0.198	0.167	0.138	0.115	0.091
Subsoil horizons (n = 318)							
Very fine (n = 18)	0.456	0.438	0.425	0.405	0.388	0.354	0.330
Fine (n = 85)	0.399	0.386	0.370	0.348	0.328	0.298	0.261
Medium fine (n = 79)	0.363	0.349	0.332	0.302	0.262	0.221	0.192
Medium (n = 111)	0.332	0.315	0.296	0.267	0.238	0.203	0.165
Coarse (n = 25)	0.237	0.201	0.158	0.129	0.104	0.086	0.070

¹ Volumetric water content at water potential h ($\theta_{\log(h)}$)

Table 6.4: Texturo-structural class-PTFs.

		Volumetric water content ¹ (cm ³ .cm ⁻³)						
		$\theta_{1.0}$	$\theta_{1.5}$	$\theta_{2.0}$	$\theta_{2.5}$	$\theta_{3.0}$	$\theta_{3.5}$	$\theta_{4.2}$
Very Fine (n = 20)	1.10 ≤ D _b < 1.30	0.491	0.469	0.450	0.423	0.405	0.361	0.334
	1.30 ≤ D _b < 1.50	0.463	0.443	0.430	0.408	0.386	0.346	0.330
	1.50 ≤ D _b < 1.70	0.390	0.374	0.376	0.370	0.367	0.354	0.308
Fine (n = 102)	1.00 ≤ D _b < 1.20	0.529	0.503	0.492	0.462	0.438	0.368	0.270
	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.444	0.429	0.411	0.380	0.364	0.325	0.281
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.392	0.375	0.359	0.340	0.320	0.288	0.258
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.353	0.346	0.331	0.309	0.295	0.278	0.249
Medium Fine (n = 127)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.360	0.344	0.326	0.293	0.241	0.192	0.159
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.363	0.346	0.329	0.300	0.259	0.211	0.178
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.356	0.346	0.331	0.308	0.271	0.238	0.200
Medium (n = 151)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.361	0.340	0.320	0.285	0.253	0.202	0.154
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.347	0.328	0.307	0.275	0.240	0.200	0.160
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.319	0.304	0.289	0.267	0.245	0.207	0.169
	1.80 ≤ D _b < 2.00	0.296	0.294	0.276	0.273	0.269	0.245	0.209
Coarse (n = 56)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.255	0.200	0.175	0.136	0.114	0.094	0.076
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.254	0.208	0.163	0.137	0.111	0.092	0.078
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.262	0.239	0.199	0.167	0.138	0.113	0.088
	1.80 ≤ D _b < 2.00	0.237	0.181	0.153	0.127	0.100	0.091	0.065

¹ Volumetric water content at water potential h ($\theta_{\log(h)}$)

Table 6.5: Texturo-structural class-PTFs developed according to type of horizon (topsoil and subsoil horizons).

		Volumetric water content ¹ (cm ³ .cm ⁻³)						
		$\theta_{1.0}$	$\theta_{1.5}$	$\theta_{2.0}$	$\theta_{2.5}$	$\theta_{3.0}$	$\theta_{3.5}$	$\theta_{4.2}$
Topsoil horizons (n = 138)								
Very fine (n = 2)	1.10 ≤ D _b < 1.30	0.468	0.450	0.431	0.402	0.378	0.332	0.293
Fine (n = 17)	1.00 ≤ D _b < 1.20	0.468	0.422	0.402	0.383	0.376	0.312	0.280
	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.453	0.431	0.410	0.382	0.378	0.324	0.293
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.420	0.394	0.377	0.354	0.332	0.289	0.256
Medium Fine (n = 48)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.358	0.343	0.325	0.294	0.239	0.189	0.153
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.360	0.338	0.324	0.299	0.257	0.200	0.156
Medium (n = 40)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.372	0.353	0.335	0.302	0.270	0.214	0.164
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.349	0.328	0.311	0.294	0.265	0.215	0.171
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.308	0.295	0.281	0.261	0.236	0.186	0.133
Coarse (n = 31)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.265	0.206	0.178	0.146	0.120	0.100	0.077
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.258	0.210	0.171	0.148	0.120	0.098	0.085
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.290	0.271	0.234	0.195	0.164	0.136	0.103
Subsoil horizons (n = 318)								
Very fine (n = 18)	1.10 ≤ D _b < 1.30	0.487	0.463	0.445	0.421	0.406	0.367	0.344
	1.30 ≤ D _b < 1.50	0.463	0.443	0.430	0.408	0.386	0.346	0.330
	1.50 ≤ D _b < 1.70	0.378	0.370	0.378	0.374	0.371	0.354	0.295
Fine (n = 85)	1.00 ≤ D _b < 1.20	0.560	0.544	0.536	0.502	0.469	0.396	0.265
	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.440	0.429	0.411	0.379	0.358	0.325	0.276
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.387	0.372	0.356	0.337	0.318	0.287	0.259
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.353	0.346	0.331	0.309	0.295	0.278	0.249
Medium Fine (n = 79)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.366	0.349	0.331	0.291	0.249	0.207	0.180
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.365	0.350	0.332	0.301	0.259	0.217	0.190
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.356	0.346	0.331	0.308	0.271	0.238	0.200
Medium (n = 111)	1.20 ≤ D _b < 1.40	0.340	0.317	0.293	0.254	0.222	0.179	0.134
	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.346	0.328	0.306	0.267	0.228	0.194	0.154
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.321	0.305	0.290	0.268	0.246	0.211	0.175
	1.80 ≤ D _b < 2.00	0.296	0.294	0.276	0.273	0.269	0.245	0.209
Coarse (n = 25)	1.40 ≤ D _b < 1.60	0.241	0.199	0.150	0.114	0.093	0.077	0.066
	1.60 ≤ D _b < 1.80	0.235	0.207	0.164	0.139	0.112	0.089	0.073
	1.80 ≤ D _b < 2.00	0.237	0.181	0.153	0.127	0.100	0.091	0.065

¹ Volumetric water content at water potential h ($\theta_{\log(h)}$)

D. Validity of the textural and texturo-structural class-PTFs according to the water potential

Analysis of the results according to the water potential showed that each type of class-PTF studied led to roughly similar performance at -330 and -15000 hPa (Figure 6.3). The bias was however slightly smaller at -330 hPa for each type of PTF discussed (Figure 6.3). On the other hand, the precision was a little greater and the *RMSE* smaller at -15000 hPa except for the texturo-structural PTFs (Table 6.7). This weak difference of performance at -330 and -15000 hPa would mean no prediction bias according to the water potential for the class-PTFs discussed.

E. Application of class-PTFs to the whole territory of France

Class-PTFs developed in this study were used to compute the available water capacity (AWC) of the Soil Typological Units (STU) of the 1:1 000 000 Soil Geographical Database of France (King *et al.*, 1995). The available water was considered to be the water held between wilting point (-15 000 hPa water potential) and field capacity (-100 hPa water potential). A water potential of -100 hPa was indeed shown as the water potential at field capacity for the soil studied (Al Majou *et al.*, 2008). The depth, texture and bulk density of the topsoils and subsoils were based on the available descriptions of the STU attributes (King *et al.*, 1995). The amount of available water for each topsoil and subsoil was derived from the appropriate class-PTFs multiplied by the thickness of each horizon. Then, the total available water in mm for each STU was computed by summation of the corresponding topsoil and subsoil. Next, the available water in mm for each Soil Mapping Unit (SMU) was computed according to the proportion of the different STU present in each SMU (King *et al.*, 1995; Wösten *et al.*, 1999).

A first map of the AWC was established by using the texture class-PTFs without discrimination of the topsoil and subsoil for each STU. Thus, the same class-PTFs were applied to the topsoil and subsoil (Table 6.2, Figure 6.4a). Then, another map of the AWC was established by using the texture class-PTFs discriminating the topsoil and the subsoil for each STU (Table 6.3, Figure 6.4b). Finally, a map of the AWC was established by using the texturo-structural class-PTFs that showed the best performance (Table 6.4, Figure 6.4c).

Table 6.6: Validity of the class pedotranfer functions derived after stratification by texture alone, after stratification by texture and bulk density of horizon and according to the type of horizon.

	<i>n</i>	Mean error of prediction (MEP) (cm ³ .cm ⁻³)	Standard deviation of prediction (SDP) (cm ³ .cm ⁻³)	Root mean squared error (RMSE) (cm ³ .cm ⁻³)
Textural class-PTFs				
Very Fine	18	-0.005	0.026	0.026
Fine	98	-0.025	0.042	0.049
Medium Fine	22	-0.004	0.035	0.035
Medium	51	-0.007	0.043	0.044
Coarse	8	0.003	0.021	0.020
All textures together	197	-0.015	0.041	0.044
Texturo-structural class-PTFs				
Very Fine	18	0.003	0.024	0.024
Fine	98	-0.005	0.032	0.032
Medium Fine	22	-3.10 ⁻⁴	0.036	0.036
Medium	51	-0.005	0.036	0.037
Coarse	8	-0.005	0.014	0.015
All textures together	197	-0.004	0.032	0.033
Textural class-PTFs after stratification by the type of horizon				
Very Fine	18	-0.003	0.026	0.026
Fine	98	-0.026	0.043	0.050
Medium Fine	22	0.002	0.037	0.037
Medium	51	-0.005	0.046	0.046
Coarse	8	0.012	0.019	0.022
All textures together	197	-0.014	0.043	0.045
Texturo-structural clas-PTFs after stratification by the type of horizon				
Very Fine	18	0.004	0.026	0.026
Fine	98	-0.007	0.032	0.032
Medium Fine	22	0.003	0.037	0.037
Medium	51	-0.003	0.043	0.043
Coarse	8	0.003	0.013	0.013
All textures together	197	-0.003	0.035	0.035

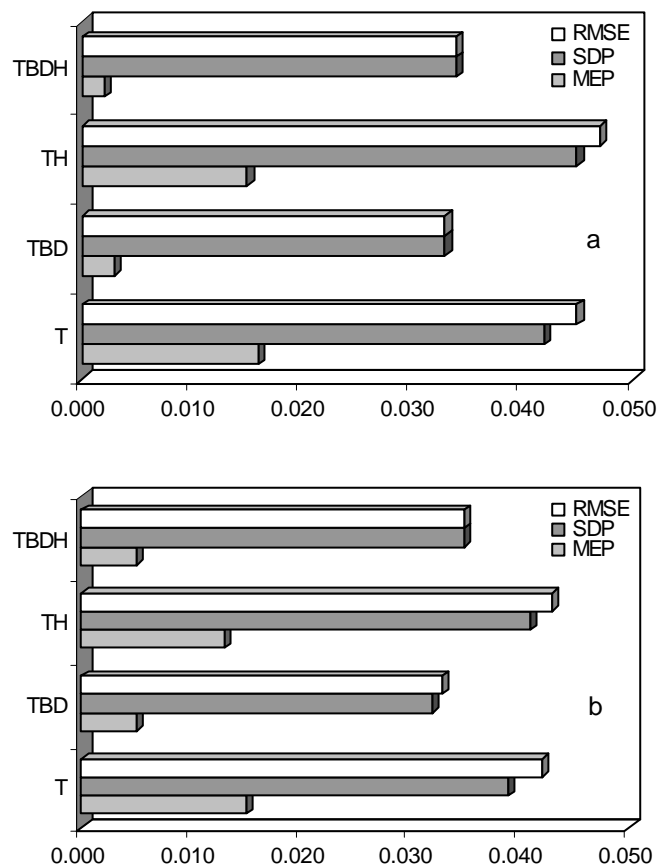


Figure 6.3: Validity of the class-PTFs developed (MEP absolute value, SDP and RMSE $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) at -330 hPa (a) and at -15000 hPa (b) (T: Textural class-PTFs, TBD: Texturo-structural class-PTFs, TH: Textural class-PTFs and the type of horizon and TBDH: Texturo-structural class-PTFs and the type of horizon).

Table 6.7: Validity of the textural and texturo-structural class pedotranfer functions according to the water potential.

	Mean error of prediction (MEP) (cm ³ .cm ⁻³)		Standard deviation of prediction (SDP) (cm ³ .cm ⁻³)		Root mean squared error (RMSE) (cm ³ .cm ⁻³)	
	-330 hPa	-15000 hPa	-330 hPa	-15000 hPa	-330 hPa	-15000 hPa
Textural class-PTFs						
All textures together according to the water potential	-0.016	-0.015	0.042	0.039	0.045	0.042
Texturo-structural class-PTFs						
All textures together according to the water potential	-0.003	-0.005	0.033	0.032	0.033	0.033
Textural class-PTFs after stratification by the type of horizon						
All textures together according to the water potential	-0.015	-0.013	0.045	0.041	0.047	0.043
Texturo-structural class-PTFs after stratification by the type of horizon						
All textures together according to the water potential	-0.002	-0.005	0.034	0.035	0.034	0.035

Analysis of the maps recorded showed a greater AWC in several regions with the textural class-PTFs after discrimination of the topsoils and subsoils for the STU (Figure 6.4b). This was particularly visible in the north-east and centre of France. This would be mainly related to the greater AWC of the STU when textural class-PTFs discriminate topsoils and subsoils. Comparison of the maps recorded with the textural class-PTFs without any discrimination between topsoils and subsoils showed also a greater AWC in several regions with the texturo-structural class-PTFs (Figure 6.4c). This was particularly visible in west, centre and north-east of France. The average AWC was computed for the whole France by taking into account the surface area proportion of each STU and showed however no or very little difference between the three types of class-PTFs discussed (Table 6.8). Thus, if the distribution of AWC be different across France according to the type of PTF used, this does not affect the averaged AWC for the whole French territory.

Table 6.8: Averaged available water capacity (AWC) computed for the whole French territory with different class-PTFs.

<i>Class-PTFs</i>	<i>Averaged AWC mm</i>
Textural class-PTFs	104
Texturo-structural class-PTFs	107
Textural class PTFs after stratification by type of horizon	104

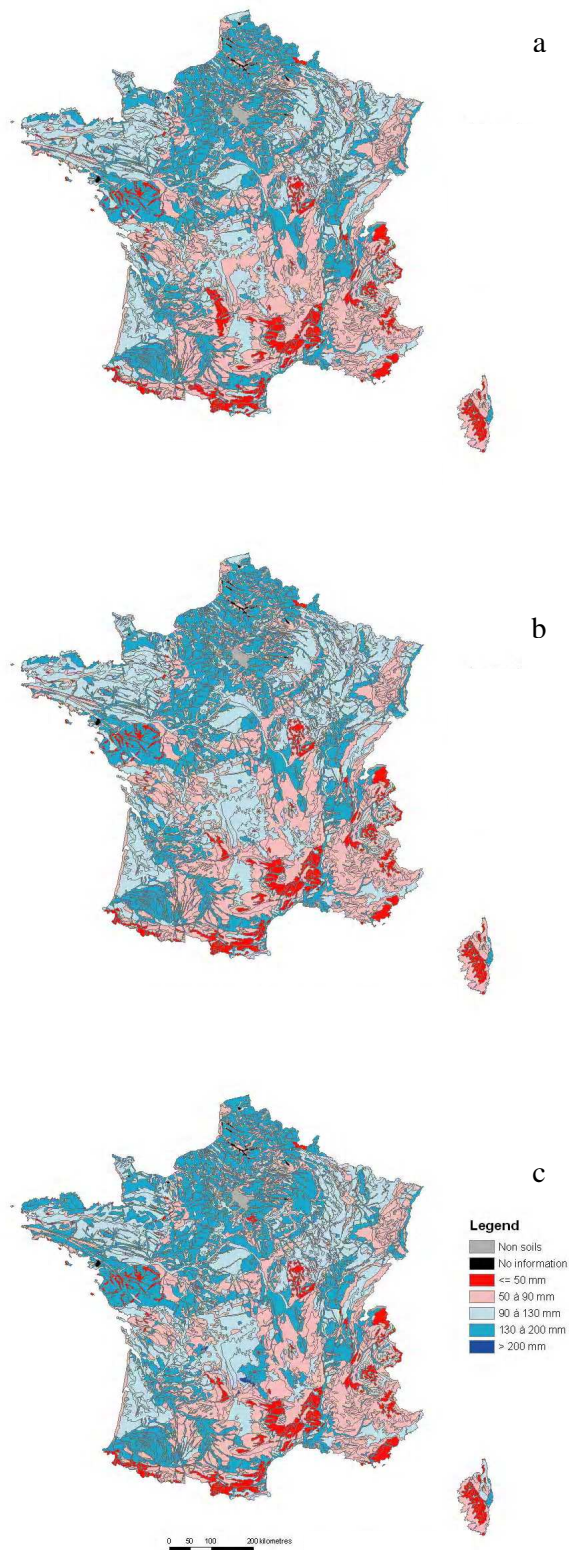


Figure 6.4: Available water capacity (mm) at the scale of the whole territory of France using the different class-PTFs (a, Textural class-PTFs; b, Textural class-PTFs according to the type of horizon; c, Texturo-structural class-PTFs).

IV. CONCLUSION

Our results showed that the best performance was recorded with the class-PTFs that use classes of both texture and bulk density (texturo-structural class-PTFs). They showed also that utilization of the type of horizon did not improve the prediction performance. Comparison of the performance at -330 and -15000 hPa showed only very little difference thus indicating no bias according to the value of water potential. Use of the class-PTFs to establish maps of the available water capacity with the 1:1 000 000 Soil Geographical Database of France led to slightly different distribution of the AWC at the scale of the whole French territory. However, the averaged AWC computed did not differ with the different class-PTFs used.

Chapitre VII

Étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux, rôle de l'état structural et de la minéralogie de la phase argileuse

Chapitre VII

Étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux, rôle de l'état structural et de la minéralogie de la phase argileuse

I. INTRODUCTION

Un grand nombre d'études publiées ces vingt dernières années sur les argiles ont montré qu'il existait une relation étroite entre les propriétés de rétention en eau et des caractéristiques des particules d'argile (Tessier, 1984 ; Tessier et Pédro, 1984 ; Bruand et Zimmer., 1992 ; Tessier *et al.*, 1999). Dans le sol, les particules finement divisées comme les argiles ont la particularité de développer une grande surface spécifique au contact avec l'eau et de posséder une charge électrique superficielle importante. Ces fractions argileuses, grâce à leur fine taille ($< 2\mu\text{m}$), jouent un rôle privilégié dans la rétention en eau, la structuration des sols, mais aussi dans la rétention et la biodisponibilité des éléments chimiques indispensables aux plantes.

Les propriétés physiques des sols argileux sont fortement liées à la teneur en argile et aux caractéristiques de l'argile comme leur nature minéralogique, la taille des particules

élémentaires et la nature des cations échangeables (Tessier et Pédro, 1987 ; Quirk, 1994). En complément de l'étude minérale pour identifier la phase argileuse, la capacité d'échange en cations (CEC) et la surface spécifique du sol (Ss) sont souvent utilisées pour caractériser les constituants finement divisés (les argiles) de manière globale. Ces deux paramètres (CEC et Ss) ont été utilisés comme outil de prédiction et critère d'évaluation des propriétés des argiles. Ainsi, il a été montré que la rétention en eau des sols argileux est liée à la capacité d'échange cationique et à la surface spécifique (Tessier *et al.*, 1992). Bruand et Zimmer (1992) ont montré aussi que la capacité d'échange en cations peut être considérée comme un estimateur des propriétés de rétention en eau dans les horizons profonds de sols argileux.

Dans ce chapitre, nous avons pour objectif de poursuivre la discussion des propriétés de rétention en eau des sols en relation avec les caractéristiques de l'argile (propriétés de surface, CEC et la nature minérale de la phase argileuse) et l'histoire des contraintes hydriques de la phase argileuse ou histoire hydrique du sol.

II. MATERIEL ET METHODES

A. Les échantillons étudiés

Un ensemble de 61 horizons argileux (teneur en argile $> 0,3 \text{ g.g}^{-1}$) dont 15 horizons de surface (horizons A ou L) et 46 horizons de sub-surface (horizon E, B et C) a servi de base à la réalisation de cette étude. Ces horizons issus de sols situés en grande majorité dans le sud du bassin de Paris et développés à partir de marnes, de calcaires marneux, de calcaires durs du Jurassique, d'argile de décarbonatation oxfordien ou d'alluvions anciennes.

Les horizons pour lesquels nous avons déterminé les propriétés de rétention en eau possèdent une teneur en calcaire très faible ($\leq 0,02 \text{ g.g}^{-1}$) excepté pour les profils de Santeau, La Saussaye et Ouarville pour lesquels la teneur en calcaire varie de 0,222 à 0,656 g.g^{-1} (Tableau 7.1). La teneur en argile varie selon le type d'horizon de 0,32 à 0,66 g.g^{-1} pour les horizons de surface, et de 0,31 à 0,79 g.g^{-1} pour les horizons de sub-surface. La teneur en carbone organique varie de 0,012 à 0,028 g.g^{-1} pour les horizons de surface alors qu'elle est très faible pour les horizons de sub-surface ($\leq 0,011 \text{ g.g}^{-1}$). Les horizons de surface possèdent une capacité d'échange en cations qui varie de 19 à 46 $\text{cmol}_+. \text{kg}^{-1}$ du fait de la contribution de la matière organique pour les horizons de surface. Cette contribution de la

matière organique dans les horizons de sub-surface étudiés peut être négligée en raison de la faible teneur en carbone organique d'une teneur en argile $>0.30 \text{ g.g}^{-1}$ (Tableau 7.1).

Un sous ensemble de 12 horizons a été constitué pour étudier plus en détail les propriétés de rétention en eau en fonction des propriétés de surface de l'argile (CEC, Ss), de la minéralogie des particules d'argile et du volume de pores résultant de leur assemblage.

B. Méthodes d'études¹

Les propriétés de rétention en eau des horizons argileux ont été mesurées à l'aide des échantillons non perturbés de dimensions décimétriques prélevés en hiver en conditions proches de la capacité au champ. Ces échantillons ont été stockés de façon à préserver leur état d'hydratation *in situ* lors du prélèvement. Avant chaque série de déterminations, les échantillons ont été fragmentés à la main en mottes de 5 à 10 cm^3 de volume pour lesquelles l'organisation naturelle est conservée (Tableau 7.2). Le volume massique de ces mottes et leur teneur en eau ont été déterminés à partir d'un lot de dix à quinze mottes à l'aide de la méthode au pétrole (référence à citer). La teneur en eau correspondant à l'état d'hydratation lors du prélèvement a été déterminée avec les échantillons prélevés pour la détermination de la densité apparente (méthode au cylindre) (Tableau 7.2).

L'analyse par diffraction des rayons X a été effectuée sur la fraction argileuse ($<2\mu\text{m}$) selon la méthode développée par Robert et Tessier (1974). La séparation de la fraction argileuse ($< 2\mu\text{m}$) a été réalisée par sédimentation selon la loi de Stokes. Le mode opératoire détaillé de la séparation de la fraction argileuse est présenté dans l'annexe 5. La fraction $< 2 \mu\text{m}$ a été analysée sous la forme de :

- Poudre non orientée (diffractomètre INEL) afin d'identifier au mieux les minéraux présents ;
- Dépôt orienté (diffractomètre Thermo Electron ARL'XTRA équipé d'un détecteur solide Si (Li) à anticathode Cu) à l'état normal (saturé Mg^{2+} et à l'humidité relative du laboratoire) ;
- Dépôt orienté saturé Mg^{2+} et éthylène glycol de telle façon à tester le gonflement interfoliaire des argiles 2:1 ;
- Dépôts orientés saturés Mg^{2+} chauffés successivement à 110 puis 300 °C pour éliminer l'eau interfoliaire puis déshydroxyler la kaolinite.

¹ Se reporter aussi au chapitre II « Matériel et méthodes » de la thèse

Chapitre VII : Étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux, rôle de l'état structural et de la minéralogie de la phase argileuse

Tableau 7.1 : Caractéristiques des horizons argileux étudiés.

Nom	Horizon simple	Profondeur cm	Teneur en argile g.g ⁻¹	CaCO ₃ g.g ⁻¹	CO g.g ⁻¹	CEC mmol.g ⁻¹
Fréville 2-1	A	10 - 20	0,657	0	0,0151	0,459
St-Baudel2-1	A	3 - 13	0,561	0	0,0282	0,376
Santeau1-1	A	10 - 25	0,506	0,432	0,0158	0,464
Santeau2-1	A	12 - 22	0,506	0,432	0,0158	0,464
Branches1-1	A	15 - 25	0,489	0	0,0160	0,261
Mars 1-1	A	10 - 25	0,412	0	0,0199	0,232
Puits-de-1-1	A	4 - 14	0,409	0	0,0155	0,197
Puits-de-1-2	A	20 - 30	0,409	0	0,0133	0,195
Villabon 1-1	A	2 - 11	0,389	0	0,0167	0,213
Villabon 1-2	A	12 - 20	0,385	0	0,0161	0,213
Rébréchien1-1	A	5 - 20	0,382	0	0,0167	0,290
Rébréchien1-2	A	20 - 30	0,374	0	0,0165	0,278
Chevenon2-1	A	15 - 25	0,328	0	0,0227	0,188
La Saussay 12-1	A	5 - 15	0,318	0,222	0,0138	0,256
La Saussay 12-2	A	20-30	0,318	0,222	0,0121	0,256
moyenne			0,430	0,087	0,017	0,289
écart type			0,096	0,160	0,004	0,101
maximum			0,657	0,432	0,028	0,464
minimum			0,318	0,000	0,012	0,188
Ouarville 3-II-3	C	75 - 85	0,787	0	0,0064	0,464
Fréville 2-2	B	30 - 40	0,689	0,011	0,0048	0,456
Ouarville 3-II-2	C	55 - 65	0,664	0	0,0052	0,386
Santeau2-2	C	35 - 50	0,600	0,456	0,0033	0,474
Minard 1-4	B	68 - 85	0,591	0	0,0024	0,116
Villabon 1-4	B	45 - 54	0,575	0	0,0047	0,289
Santeau1-2	C	45 - 60	0,549	0,412	0,0105	0,502
Chaume1-4	C	105 - 115	0,542	0	0,0029	0,191
Puits-de-1-3	B	41 - 51	0,537	0	0,0040	0,233
Minard 1-3	B	35 - 45	0,531	0	0,0038	0,113
Lizy 1-5	B	73 - 82	0,527	0	0,0026	0,231
Rébréchien1-3	B	42 - 52	0,517	0	0,0037	0,330
Rébréchien1-4	B/C	60 - 70	0,514	0	0,0031	0,359
Chaume1-3	B	68 - 78	0,512	0	0,0030	0,187
Lichères1-5	C	100 - 110	0,508	0	0,0032	0,177
Lizy 1-4	B	52 - 61	0,489	0	0,0029	0,210
Branches1-2	B	35 - 45	0,489	0	0,0070	0,233
Villabon 1-3	B	30 - 39	0,481	0	0,0060	0,234
Donzy1-3	B	67 - 77	0,481	0	0,0019	0,128
St-Baudel2-2	C	28 - 38	0,467	0	0,0070	0,308
Montliard 1-4	C	60 - 75	0,465	0	0,0021	0,247
Lizy 1-3	B	35 - 44	0,432	0	0,0044	0,163
Ouarville 3-I-5	C	90 - 100	0,430	0,633	0,0035	0
Chaume1-2	B	42 - 52	0,425	0	0,0033	0,137
Minard 1-5	C	95 - 110	0,414	0	0,0011	0,110
Mars 1-2	C	42 - 52	0,382	0	0,0106	0,228
Ouarville 1-II-4	B	60 - 70	0,381	0	0,0060	0,227
Lichères1-4	B	62 - 72	0,379	0	0,0031	0,117
Ouarville 1-II-5	C	85 - 95	0,374	0,656	0,0038	0,112
StQuentin1-3	B	70 - 80	0,373	0	0,0026	0,161
Chevenon2-2	C	50 - 60	0,371	0	0,0098	0,201
Ingrannes 14	B	55 - 80	0,370	0	0,0020	0,154
Chevenon2-3	C	90 - 100	0,355	0	0,0063	0,204
Lichères1-3	B	42 - 52	0,352	0	0,0027	0,097
Huisseau13	B	41 - 71	0,347	0	0,0015	0,207
Montreuil 206-3	B	65 - 75	0,346	0,02	0,0003	0,189
Ouarville 1-II-3	B	40 - 50	0,344	0	0,0068	0,199
StQuentin1-2	B	35 - 45	0,332	0	0,0044	0,136
Ouarville 3-I-3	B	35 - 45	0,330	0	0,0057	0,175
Maria 2-3	B	40 - 50	0,330	0	0,0033	0,189
St-Baudel1-4	B/C	65 - 75	0,330	0	0,0014	0,179
St-Baudel1-3	B	42 - 52	0,325	0	0,0019	0,179
Maria 1-3	B	35 - 45	0,323	0	0,0037	0,165
La Saussay 12-3	B	31 - 41	0,313	0,615	0,0057	0,152
Maria 2-5	C	100 - 110	0,307	0	0,0021	0,189
Aix 1-5	B	100 - 110	0,305	0	0,0018	0,105
moyenne			0,445	0,060	0,004	0,214
écart type			0,113	0,178	0,002	0,107
maximum			0,787	0,656	0,011	0,502
minimum			0,305	0,000	0,000	0,097

Chapitre VII : Étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux, rôle de l'état structural et de la minéralogie de la phase argileuse

Tableau 7.2 : Volume massique à la capacité au champ ($\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$), la teneur en eau massique au moment du prélèvement ($\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$) et les teneurs en eau massiques aux 7 valeurs de potentiel.

Nom	V_t^{pr} $\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$	Teneur en eau massique ($\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$)							
		W_{prbrut}	W_{10}	W_{15}	W_{20}	W_{25}	W_{30}	W_{35}	W_{42}
Fréville 2-1	0,769	0,375	0,401	0,395	0,379	0,352	0,335	0,288	0,264
St-Baudel2-1	0,862	0,438	0,473	0,420	0,390	0,383	0,378	0,303	0,278
Santeau1-1	0,755	0,358	0,371	0,366	0,356	0,330	0,323	0,279	0,253
Santeau2-1	0,755	0,358	0,371	0,366	0,356	0,330	0,323	0,279	0,253
Branches1-1	0,729	0,308	0,322	0,286	0,277	0,247	0,245	0,217	0,204
Mars 1-1	0,702	0,320	0,360	0,336	0,325	0,308	0,292	0,262	0,245
Puits-de-1-1	0,661	0,270	0,301	0,275	0,261	0,230	0,218	0,187	0,173
Puits-de-1-2	0,615	0,238	0,248	0,240	0,235	0,233	0,201	0,184	0,176
Villabon 1-1	0,690	0,260	0,316	0,290	0,267	0,249	0,235	0,200	0,180
Villabon 1-2	0,641	0,222	0,259	0,244	0,228	0,218	0,211	0,185	0,178
Rébréchien1-1	0,660	0,296	0,330	0,309	0,292	0,269	0,252	0,209	0,206
Rébréchien1-2	0,643	0,280	0,285	0,283	0,261	0,255	0,234	0,197	0,191
Chevenon2-1	0,740	0,332	0,347	0,329	0,317	0,298	0,275	0,250	0,222
La Saussay 12-1	0,687	0,254	0,307	0,280	0,257	0,247	0,223	0,187	0,166
La Saussay 12-2	0,623	0,218	0,254	0,235	0,213	0,209	0,201	0,178	0,165
moyenne	0,702	0,302	0,330	0,310	0,294	0,277	0,263	0,227	0,210
écart type	0,067	0,062	0,060	0,057	0,056	0,053	0,055	0,045	0,039
maximum	0,862	0,438	0,473	0,420	0,390	0,383	0,378	0,303	0,278
minimum	0,615	0,218	0,248	0,235	0,213	0,209	0,201	0,178	0,165
Ouarville 3-II-3	0,789	0,387	0,420	0,400	0,392	0,379	0,369	0,347	0,335
Fréville 2-2	0,749	0,357	0,378	0,368	0,357	0,338	0,321	0,295	0,262
Ouarville 3-II-2	0,649	0,240	0,273	0,252	0,245	0,238	0,236	0,233	0,220
Santeau2-2	0,724	0,328	0,356	0,343	0,327	0,316	0,286	0,263	0,252
Minard 1-4	0,608	0,210	0,229	0,208	0,192	0,183	0,176	0,167	0,157
Villabon 1-4	0,671	0,258	0,271	0,270	0,264	0,253	0,246	0,221	0,216
Santeau1-2	0,782	0,383	0,398	0,386	0,374	0,354	0,341	0,307	0,283
Chaume1-4	0,630	0,235	0,249	0,238	0,232	0,215	0,212	0,192	0,186
Puits-de-1-3	0,667	0,262	0,275	0,270	0,265	0,251	0,241	0,227	0,211
Minard 1-3	0,615	0,210	0,246	0,221	0,215	0,202	0,194	0,185	0,179
Lizy 1-5	0,650	0,219	0,273	0,248	0,243	0,231	0,225	0,217	0,205
Rébréchien1-3	0,690	0,300	0,324	0,320	0,315	0,290	0,281	0,244	0,227
Rébréchien1-4	0,685	0,293	0,315	0,302	0,284	0,268	0,249	0,242	0,210
Chaume1-3	0,638	0,239	0,246	0,234	0,232	0,221	0,217	0,195	0,180
Lichères1-5	0,633	0,249	0,265	0,248	0,242	0,235	0,231	0,215	0,197
Lizy 1-4	0,629	0,216	0,245	0,232	0,223	0,217	0,208	0,201	0,193
Branches1-2	0,685	0,256	0,278	0,260	0,249	0,222	0,219	0,199	0,186
Villabon 1-3	0,667	0,240	0,268	0,257	0,257	0,238	0,228	0,201	0,200
Donzy1-3	0,615	0,223	0,249	0,232	0,225	0,210	0,196	0,185	0,175
St-Baudel2-2	0,678	0,304	0,323	0,310	0,302	0,290	0,283	0,267	0,242
Montliard 1-4	0,643	0,235	0,258	0,244	0,228	0,221	0,198	0,160	0,150
Lizy 1-3	0,649	0,216	0,253	0,231	0,218	0,214	0,207	0,189	0,181
Ouarville 3-I-5	0,657	0,229	0,263	0,248	0,235	0,220	0,205	0,163	0,135
Chaume1-2	0,617	0,212	0,234	0,217	0,213	0,202	0,190	0,166	0,147
Minard 1-5	0,572	0,176	0,193	0,177	0,167	0,166	0,160	0,152	0,140
Mars 1-2	0,681	0,273	0,283	0,272	0,268	0,263	0,236	0,227	0,207
Ouarville 1-II-4	0,685	0,241	0,272	0,261	0,259	0,220	0,210	0,179	0,168
Lichères1-4	0,635	0,255	0,247	0,242	0,237	0,231	0,222	0,204	0,192
Ouarville 1-II-5	0,602	0,157	0,201	0,188	0,173	0,134	0,125	0,107	0,098
StQuentin1-3	0,611	0,208	0,222	0,211	0,204	0,200	0,195	0,172	0,160
Chevenon2-2	0,683	0,253	0,282	0,268	0,254	0,242	0,219	0,206	0,192
Ingrannes14	0,595	0,207	0,228	0,222	0,210	0,200	0,190	0,170	0,163
Chevenon2-3	0,657	0,244	0,265	0,254	0,241	0,238	0,212	0,208	0,194
Lichères1-3	0,652	0,275	0,275	0,266	0,245	0,236	0,220	0,188	0,153
Huisseau13	0,642	0,223	0,232	0,228	0,213	0,193	0,189	0,174	0,160
Montreuil 206-3	0,658	0,236	0,239	0,238	0,232	0,199	0,197	0,163	0,144
Ouarville 1-II-3	0,680	0,226	0,263	0,247	0,238	0,203	0,191	0,164	0,161
StQuentin1-2	0,619	0,209	0,224	0,211	0,204	0,198	0,177	0,161	0,149
Ouarville 3-I-3	0,661	0,228	0,255	0,239	0,225	0,208	0,183	0,159	0,145
Maria 2-3	0,639	0,217	0,238	0,230	0,221	0,206	0,180	0,158	0,150
St-Baudel1-4	0,564	0,174	0,187	0,175	0,169	0,154	0,148	0,137	0,131
St-Baudel1-3	0,574	0,193	0,217	0,194	0,175	0,169	0,160	0,148	0,137
Maria 1-3	0,629	0,221	0,244	0,238	0,224	0,196	0,175	0,155	0,148
La Saussay 12-3	0,698	0,253	0,301	0,274	0,238	0,235	0,203	0,195	0,168
Maria 2-5	0,589	0,175	0,197	0,192	0,182	0,178	0,156	0,131	0,117
Aix 1-5	0,592	0,184	0,200	0,182	0,176	0,172	0,168	0,155	0,141
moyenne	0,651	0,242	0,264	0,251	0,241	0,227	0,215	0,196	0,181
écart type	0,049	0,050	0,050	0,050	0,050	0,049	0,048	0,047	0,045
maximum	0,789	0,387	0,420	0,400	0,392	0,379	0,369	0,347	0,335
minimum	0,564	0,157	0,187	0,175	0,167	0,134	0,125	0,107	0,098

III. RESULTATS

A chaque valeur de potentiel, la variation de la quantité d'eau retenue par le sol s'explique en premier lieu par la variation de teneur en argile (fraction < 2 μ m) et la proportion de variance expliquée augmente lorsque le potentiel décroît. Ainsi, la teneur en argile explique 30 et 53 % de la variance de la teneur en eau du sol lorsque l'on passe de -10 hPa à -15000 hPa (Figure 7.1).

La variance de la teneur en eau en fonction de la teneur en argile à des valeurs particulières de potentiel (-10 hPa, -100 hPa, -1000 hPa et -15000 hPa) a aussi été étudiée pour un ensemble de 12 horizons de subsurface (E, B et C) sélectionnés pour identifier la phase argileuse (Figure 7.2). La teneur en argile explique 21 et 27 % de la variance de la teneur en eau du sol lorsque l'on passe de -10 hPa à -15000 hPa, excepté pour la teneur en eau à -1000 hPa où la teneur en argile explique 31 %. Cette faible proportion de variance expliquée pour les 12 horizons sélectionnés serait liée à des propriétés de rétention en eau très différentes d'un horizon à un autre.

IV DISCUSSION

Pour discuter les résultats, nous avons cherché à exprimer les propriétés de rétention de l'argile en fonction des propriétés de l'argile. Pour cela, nous avons tenté de calculer les propriétés de rétention d'eau de l'argile, sa capacité d'échange cationique, sa surface externe ainsi que le volume de pores développés par l'assemblage des particules élémentaires d'argile.

A. Les grandeurs utilisées pour discuter les résultats

Un sous ensemble de 12 horizons a été constitué pour étudier les propriétés de surface de l'argile (CEC, Ss) et la minéralogie des particules d'argile. La capacité d'échange en cations de l'argile (CEC_{arg}) et la surface spécifique de l'argile (Ss_{arg}) ont été calculées à partir de CEC et Ss en faisant l'hypothèse que ces deux propriétés étaient liées essentiellement à celles des particules composant la fraction granulométrique argile, elle-même étant composée essentiellement de minéraux argileux (Tableau 7.3) :

$$\text{CEC}_{\text{arg}} = \text{CEC} / T_{\text{arg}}$$

$$\text{Ss}_{\text{arg}} = \text{Ss} / T_{\text{arg}}$$

avec T_{arg} , teneur en argile granulométrique (g.g^{-1}).

La teneur en eau rapportée à la masse d'argile (W_{arg} en $g.g^{-1}$) a été aussi calculée à partir de la teneur en eau de l'échantillon déterminée aux différentes valeurs de potentiel de la façon suivante :

$$W_{arg} = W / T_{arg}$$

avec W_{arg} , teneur en gramme par gramme d'argile ($g.g^{-1}$).

Le volume poral développé par la phase argileuse (V_{arg} , en cm^3 par g d'argile) a été estimé lorsque le sol se trouve dans état d'hydratation proche de la capacité au champ (gonflement maximal) à partir du volume massique (V_t^{pr} , en cm^3 par g d'échantillon). En négligeant pour de tels échantillons le volume de pores biologiques et de fissures devant celui dû à la phase argileuse, on peut écrire :

$$V_t^{pr} = V_p + V_s$$

$$V_{arg} = V_p / T_{arg}$$

avec V_t^{pr} , volume massique de l'échantillon ($cm^3.g^{-1}$), V_{arg} , volume poral développé par la phase argileuse (cm^3 par g d'argile), V_s , volume massique de la phase solide égal à $0,377 cm^3.g^{-1}$.

B. Origine des variations de propriétés de rétention en eau

1. Importance du volume poral développé par la phase argileuse

Il a été montré par Bruand et Tessier (2000) que l'arrangement des particules argileuses tel que l'on peut le caractériser à l'aide de V_{arg} est une grandeur explicatrice des propriétés de rétention en eau des sols. C'est effectivement le cas pour les 12 échantillons étudiés ici, aussi bien à -10 hPa (Figure 7.3a) qu'à -15000 hPa (Figure 7.3b). La relation à -15000 hPa s'explique aisément par la taille des pores responsables de la rétention de l'eau à -15000 hPa (rayon équivalent $< 0.1 \mu m$) et l'origine de tels pores est liée à l'assemblage des particules d'argile. En revanche, la relation étroite entre la quantité d'eau retenue à -10hPa et V_{arg} est plus surprenante. Elle s'explique sans doute par le fait que la contribution de la porosité liée à l'assemblage des particules d'argile représente l'essentiel du volume poral d'un échantillon de sol argileux et que les pores de grande taille liée à l'activité biologique ou structurale ne représentent en fait qu'une très faible proportion de la porosité totale.

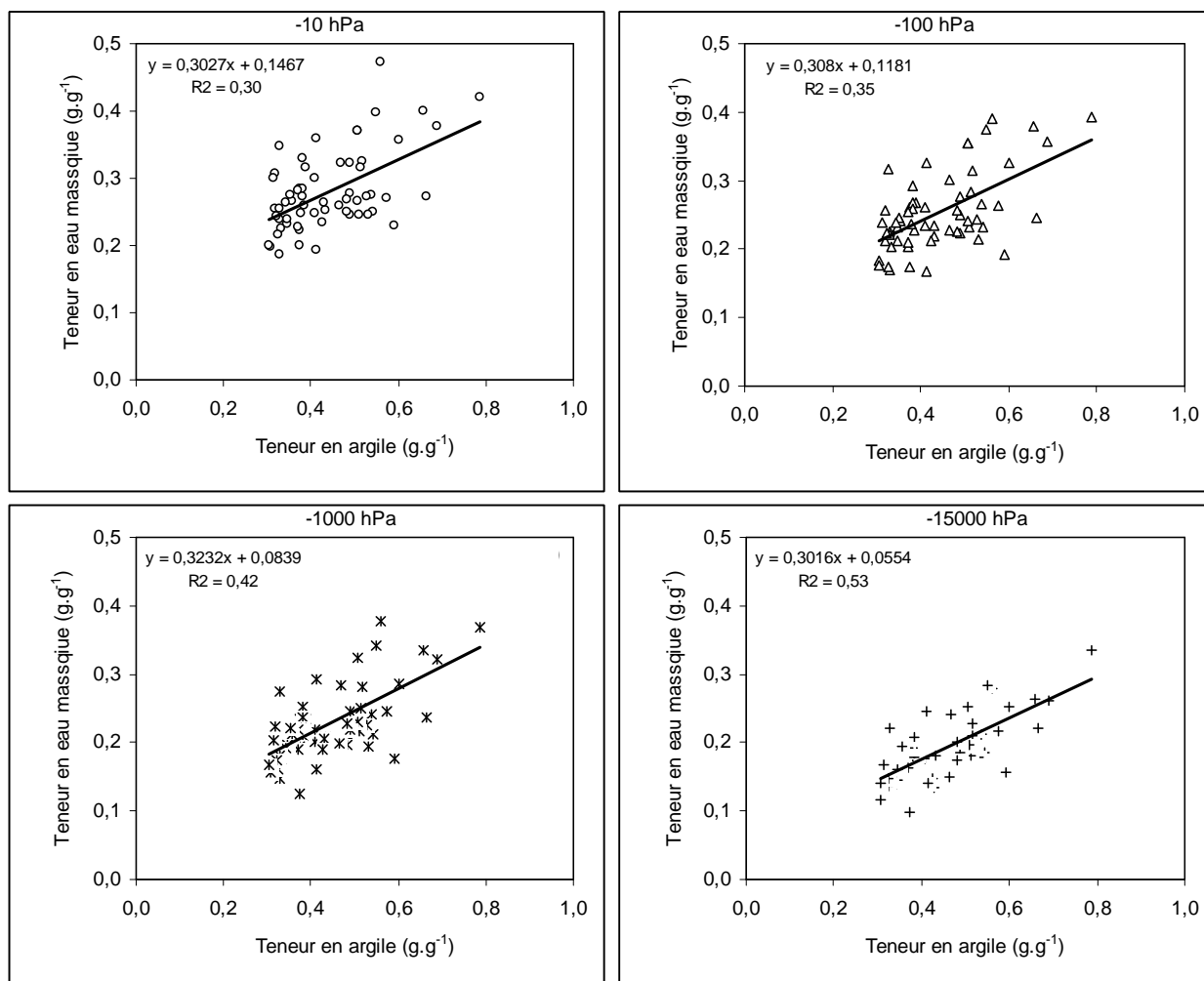


Figure 7.1 : La teneur en eau à -10 hPa, -100 hPa, -1000 hPa et -15000 hPa en fonction de la teneur en argile ($g \cdot g^{-1}$) pour les 61 horizons.

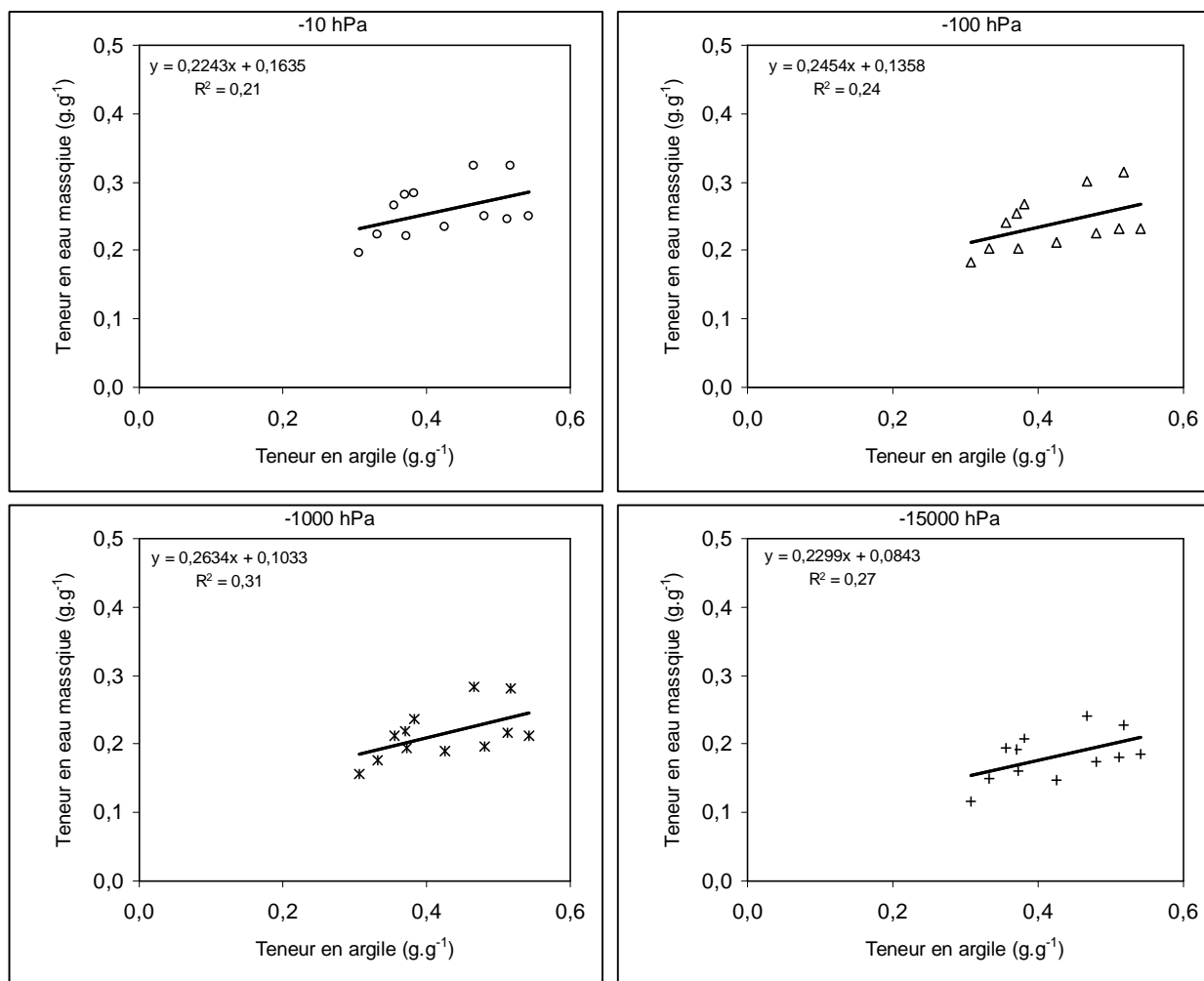


Figure 7.2 : La teneur en eau à -10 hPa, -100 hPa, -1000 hPa et -15000 hPa en fonction de la teneur en argile (g.g^{-1}) pour les 12 horizons sélections pour identifier la phase argileuse.

Tableau 7.3: Capacité d'échange cationique rapportée à la masse d'argile (CEC_{arg}), surface spécifique de l'argile (Ss_{arg}), volume poral développé par la phase argileuse (V_{arg}) et la teneur en eau déduite (entre -10 hPa et -15000 hPa).

Nom échantillon	Horizon simple	Teneur en argile g.g ⁻¹	CEC_{arg} mmol+.g ⁻¹	V_{arg} cm ³ .g ⁻¹	Ss_{arg} m ² .g ⁻¹	ΔW_{arg} g.g ⁻¹
Maria 2-5	C	0,307	0,62	0,690	103	0,261
Chaume 1-4	C	0,542	0,35	0,466	82	0,116
Rébréchien 1-3	B	0,517	0,64	0,605	65	0,188
Mars 1-2	B	0,382	0,60	0,795	71	0,199
Chaume 1-3	B	0,512	0,36	0,509	85	0,129
Chevenon 2-2	C	0,371	0,54	0,824	57	0,243
Chevenon 2-3	C	0,355	0,57	0,789	53	0,200
St Quentin 1-3	B	0,373	0,43	0,626	68	0,166
St Budel 2-2	C	0,467	0,66	0,644	57	0,173
Chaume 1-2	B	0,425	0,32	0,565	58	0,205
St Quentin 1-2	B	0,332	0,41	0,730	63	0,226
Donzy 1-3	B	0,481	0,27	0,494	65	0,154
moyenne		0,422	0,48	0,645	69	0,188
écart type		0,079	0,14	0,123	15	0,043
maximum		0,542	0,66	0,824	103	0,261
minimum		0,307	0,27	0,466	53	0,116

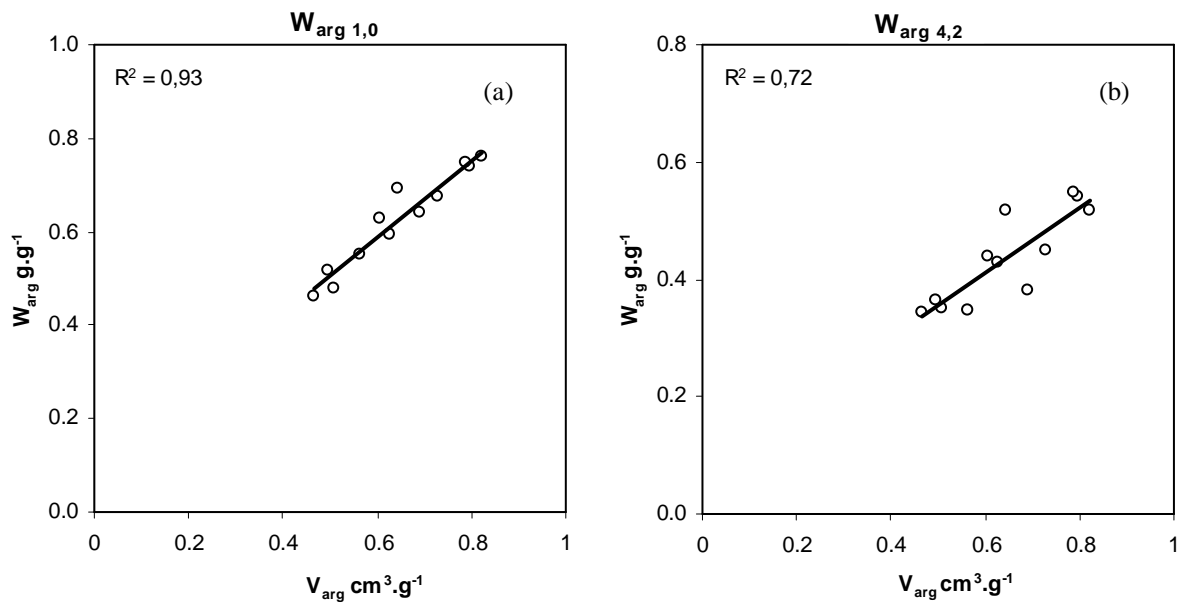


Figure 7.3 : Capacité du sol à retenir d'eau en fonction du volume poral à -10 hPa (a), et à -15000 hPa (b).

2. Déterminisme des variations du volume poral développé par la phase argileuse

Expliquer les propriétés de rétention en eau des sols argileux revient par conséquent à prendre en compte la quantité d'argile dans le sol (la proportion de fraction $< 2 \mu\text{m}$ en est une approximation) et le mode d'assemblage des particules d'argile (le volume poral développé par l'argile est une grandeur permettant de le quantifier). Il reste alors à rechercher le déterminisme des variations du volume poral développé par l'argile. Les variations de V_{arg} apparaissent être liées à celles de CEC_{arg} (Figure 7.4). La relation est nettement améliorée si l'on élimine 2 des 12 horizons sélectionnés ($R^2 = 0,699$) (Figure 7.4).

Ces résultats rejoignent ceux enregistrés par Bruand et Zimmer (1992). Les points qui divergent par rapport à la relation le feraient en raison d'une histoire hydrique particulière comme l'ont montré Bruand et Tessier (2000). Cependant, à la différence des résultats enregistrés par Bruand et Tessier (2000), nous n'avons pas enregistré de relation entre CEC_{arg} et Ss_{arg} (Figure 7.5). Dans le cas de nos échantillons, la capacité d'échange cationique serait liée à des charges localisées sur les surfaces externes et les surfaces internes (espaces interfoliaires au sein des particules élémentaires). A cela s'ajoute peut être aussi une variation de densité de charge électrique sur les surfaces en fonction des échantillons.

L'existence d'une relation entre V_{arg} et CEC_{arg} ainsi que le caractère explicatif de V_{arg} pour les propriétés de rétention en eau a pour conséquence que CEC_{arg} est aussi explicatrice des variations de rétention en eau des propriétés de rétention en eau. En effet, CEC_{arg} explique 81, 84 et 71% de la variance de la teneur en eau à respectivement -100 hPa, -1000 hPa et -15000 hPa (Figure 7.6). Cette relation entre la teneur en eau au différents potentiels et CEC_{arg} indiquerait que CEC_{arg} peut être considérée comme un estimateur du nombre moyen de feuillets par particule élémentaire d'argile de type 2 :1, la contribution des argiles de type kaolinite pouvant alors être négligé.

3. Importance de l'histoire hydrique

Pour discuter le rôle de l'histoire hydrique, nous avons procédé comme proposé par Bruand et Tessier (2000). Nous avons en effet regroupé les horizons de sub-surface en trois ensembles selon le degré de consolidation produit par les contraintes hydriques qu'ils ont subies, et cela tel qu'on peut l'apprécier par la forme de la courbe de rétention en eau de la phase argileuse. Nous avons comme Bruand et Tessier (2000) calculé la différence de teneur en eau de la phase argileuse (ΔW_{arg}) entre -10 hPa et -15000 hPa (Annexe 8).

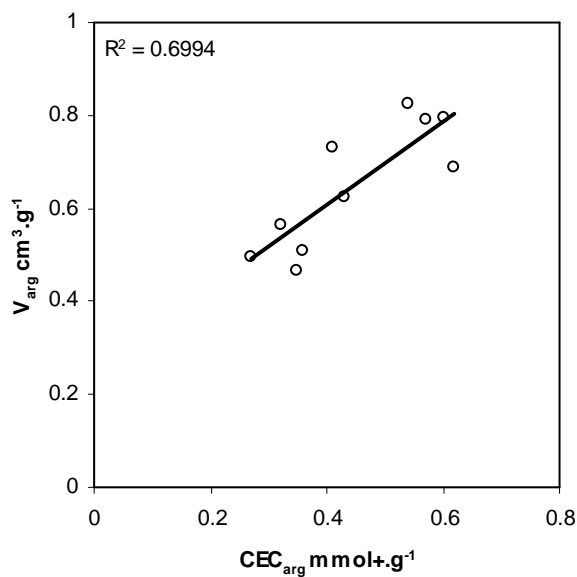


Figure 7.4 : Relation entre le volume poral développé par la phase argileuse et sa nature minéralogique.

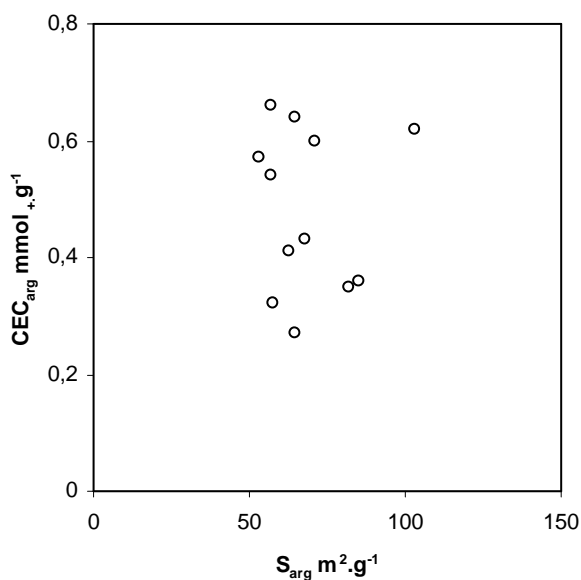


Figure 7.5 : Relation entre la capacité d'échange cationique rapportée à la masse d'argile (CEC_{arg}) et la surface spécifique (N₂-BET) de l'argile.

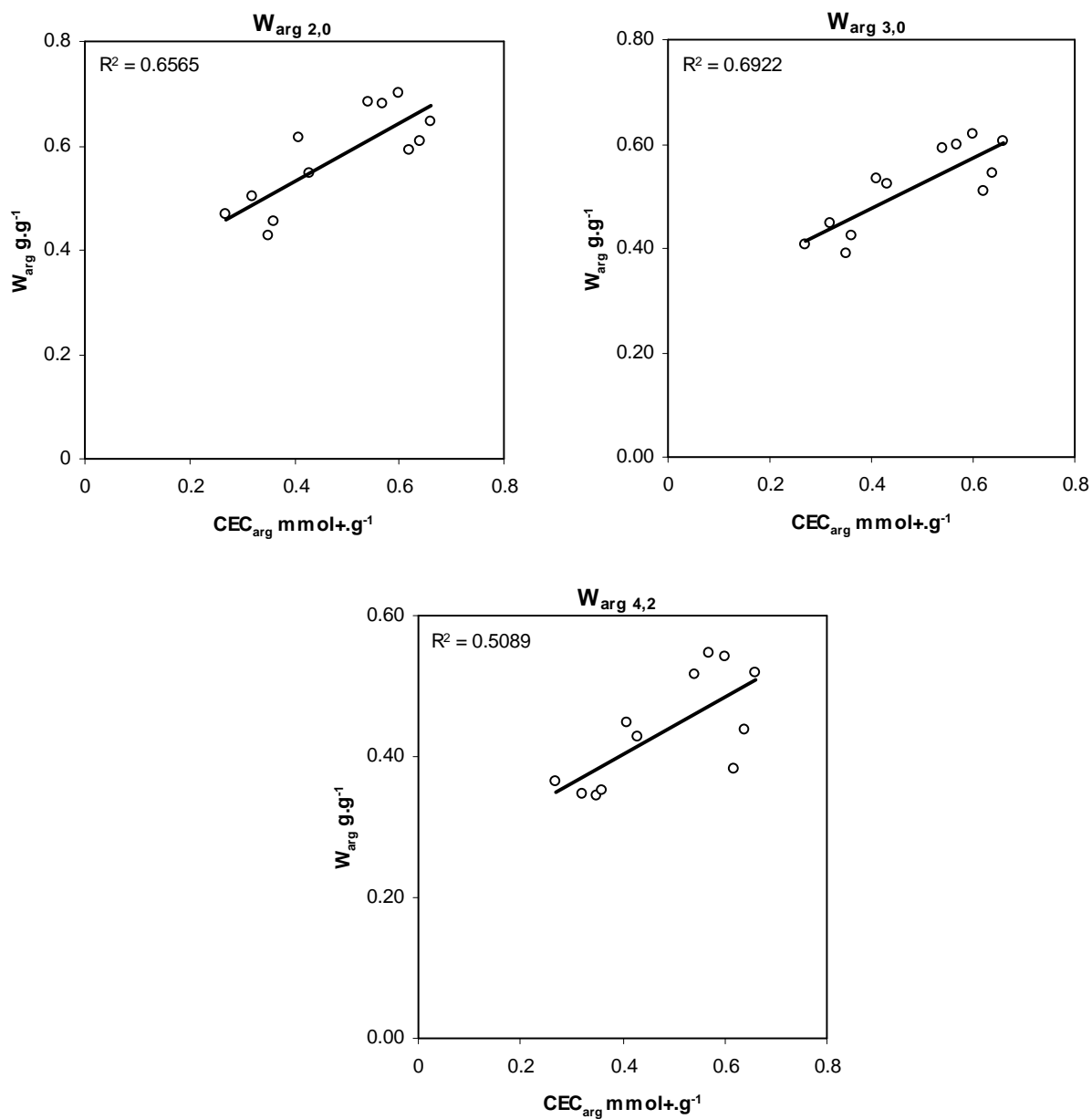


Figure 7.6 : Variance de la teneur en eau massique en fonction de la capacité d'échange cationique de l'argile à -100 hPa (a), -330 hPa (b) et -15000 hPa. (c).

Toujours selon Bruand et Tessier (2000), on peut distinguer trois groupes de sols argileux : des sols développés sur des matériaux parentaux sous consolidés (i.e. sols argileux développés sur des alluvions récentes ou matériaux de pente ne subissant pas de dessiccation poussée en raison de leur localisation), moyennement consolidés (i.e. sols argileux soumis aux cycles d'humectation - dessiccation dans des conditions « moyennes ») et sur-consolidés (i.e. sols argileux développés sur des sédiments argileux suffisamment peu altérés pour avoir conservé un état structural lié aux pressions de diagenèse) (Figure 7.7).

Les horizons appartenant au groupe des sols développés « sous consolidés » (groupe I) correspondent à des horizons pour lesquels $\Delta W_{arg} > 0,25 \text{ g.g}^{-1}$ (Figure 7.7a). Pour les horizons appartenant à des sols « moyennement consolidés » (groupe II), la différence de la teneur en eau est telle que $0,15 \leq \Delta W_{arg} \leq 0,25 \text{ g.g}^{-1}$ (Figure 7.7b). Enfin, pour les horizons appartenant à des sols « sur-consolidés » (groupe III), $\Delta W_{arg} < 0,15 \text{ g.g}^{-1}$ (Figure 7.7c).

L'analyse des résultats révèle que la plupart des horizons du groupe I appartient à des sols développés sur des sédiments alluviaux et colluviaux récents et sur des sédiments marins récents. Ces horizons ont été faiblement affectés par la dessiccation pendant la saison sèche en raison de la proximité d'eau libre tout au long de l'année (nappe alluviale, nappe perchée liée à la présence de mouillère). La courbe de rétention en eau traduit une rétention en eau élevée mais celle-ci se réduira dès lors qu'elle sera mobilisée puisque alors l'horizon conservera la mémoire de la contrainte hydrique correspondante. Il appartiendra alors au groupe II, voire au groupe III si la contrainte hydrique a été très élevée (Charpentier, 1991 ; Vasseur *et al.*, 1995 ; Bruand et Tessier, 2000). Au sein du groupe I, il existe cependant une variabilité élevée qui peut s'expliquer à la fois par l'histoire hydrique de l'horizon mais aussi par la minéralogie de l'argile.

Les horizons du groupe II appartiennent à des sols bien drainés et soumis à des réhumectations - dessiccations liées aux cycles saisonniers qui ont fait disparaître l'héritage du matériau dans lequel le sol s'est développé. Cet héritage peut être soit celui d'un matériau sur-consolidé (i.e. marnes), soit celui d'un matériau sous consolidé (i.e. sédiment récent ne subissant que très peu les cycles climatiques en raison de la présence d'une nappe temporaire).

Pour les horizons appartenant au groupe III, la différence de teneur en eau entre -10 hPa et -15000 hPa est plus faible ($\Delta W_{arg} < 0,15 \text{ g.g}^{-1}$) par rapport aux groupes I et II.

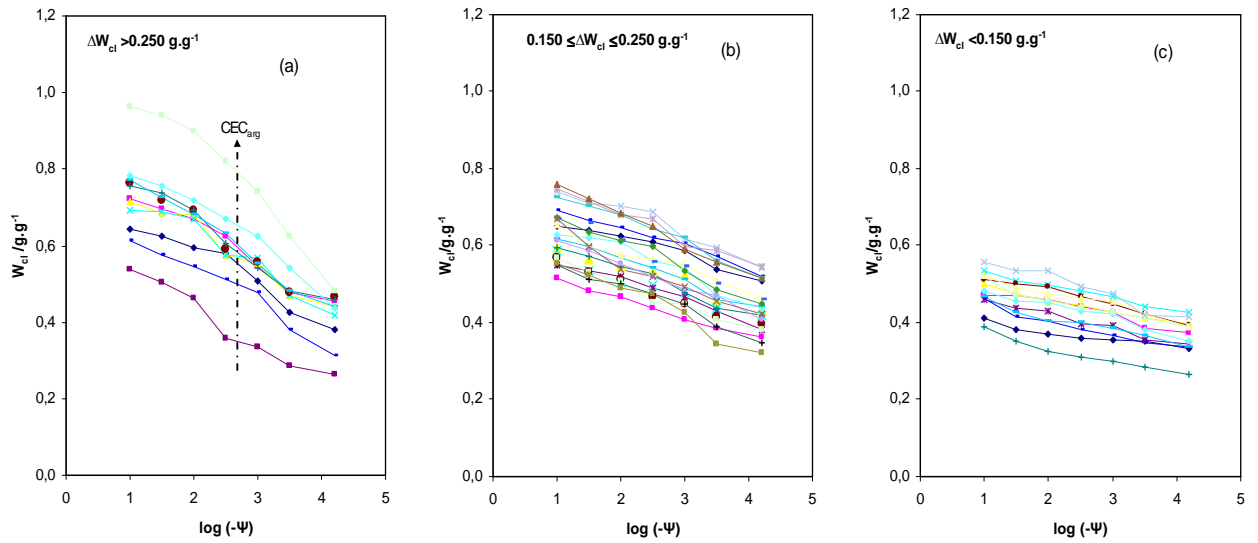


Figure 7.7 : Courbes de rétention en eau de l'argile (horizons de subsurface, $n=46$) regroupées en fonction de la différence de la teneur en eau rapportée à la masse d'argile entre -10 hPa et -15000 hPa.

Les horizons appartenant au groupe III sont pour la plupart des horizons appartenant à des sols très peu différenciés développés sur des matériaux sur-consolidés. Au sein d'un même profil de sol, ces horizons correspondent souvent aussi à des horizons C.

C. Minéralogie de la phase argileuse et propriétés de rétention en eau

Les diagrammes de poudre montre que la fraction < 2 μ m des 12 échantillons sélectionnés pour l'étude est composée quasi exclusivement de minéraux argileux 2 : 1 (raies 001 à 1,4-1,5 nm, 002 à 1,02 nm et 060 à 0,149-0,154 nm) et 1 : 1 (raies 001 à 0,718 nm et 060 à 0,149 nm), très secondairement de quartz (raies 100 à 0,425 nm et 101 à 0,334 nm) et d'oxy-hydroxydes (raies 110 à 0,418 nm et 116 à 0,170 nm) et de façon très marginale de minéraux feldspathiques (raies principales à 0,324 nm et 0,319 nm).

Les échantillons orientés magnésiens à l'état normal (équilibre humidité relative du laboratoire) montrent tous la présence de kaolinite (raie à 0,72 nm) et de minéraux argileux à espace interfoliaire non gonflant (raie à 1,02 nm) ou gonflant (raies à 1,47 nm, 1,57 nm, 1,73 nm). Après traitement à l'éthylène glycol et selon les échantillons, certains espaces interfoliaires qui étaient à l'origine des raies à 1,47 nm et 1,57 nm ou proches de ces valeurs passent à 1,7 nm à 1,8 nm indiquant par la même l'existence d'espaces interfoliaires de type smectite. Après chauffage à 300°C, l'ensemble des raies supérieures à 1,01 nm a disparu, indiquant la fermeture des espaces interfoliaires magnésiens à la suite de la perte de l'eau d'hydratation des cations interfoliaires. (Figure 7.8).

Pour certains horizons, la raie à 1,4 – 1,5 nm n'a pas été modifiée après traitement à l'éthylène glycol et se ferme après chauffage à 110 °C. Les minéraux argileux correspondant seraient alors de type vermiculite avec une charge conduisant à des espaces interfoliaires à une ou deux couches d'éthylène-glycol (Figure 7.9). Les minéraux dont la raie demeure proche de 1,02 nm après saturation à l'éthylène glycol sont de type illite (Figure 7.9).

Les minéraux argileux identifiés pour chacun des 12 échantillons sélectionnés sont grosso les mêmes mais en proportions qui peuvent être très différentes d'un horizon à l'autre (Tableau 7.4).

Dans le profil de Rébréchien et celui de St-Baudel où les sols se développent dans un matériau parental de type argile lourde (d'âge respectivement Oxfordien et Burdigalien), les minéraux argileux très largement dominants sont de type smectite, ceux de type illite et kaolinite étant très marginaux (Figure 7.8). Pour ces les horizons de ces deux profils, $0,15 \leq$

$\Delta W_{\text{arg}} \leq 0,25 \text{ g.g}^{-1}$. Donc, bien que les argiles de ces deux horizons soient très majoritairement smectitiques, la courbe de rétention en eau de leur phase argileuse est de type « moyennement consolidé », indiquant de la sorte que l'histoire des contraintes hydriques de la phase argileuse joue un rôle déterminant dans les propriétés de rétention en eau des sols argileux.

Pour les trois horizons Chaume 1-3, Chaume 1-4 et Donzy 1-3, $\Delta W_{\text{arg}} < 0,15 \text{ g.g}^{-1}$, indiquant qu'il s'agit d'horizons pour lesquels la phase argileuse est sur-consolidée. En revanche pour l'horizon Chaume 1-2, $\Delta W_{\text{arg}} = 0,21 \text{ g.g}^{-1}$ indiquant qu'il s'agit d'un horizon « moyennement consolidé ». Alors que les diagrammes de RX indiquent une minéralogie de l'argile très proche, les propriétés de rétention en eau sont différentes car l'histoire des contraintes hydrique est différente. L'horizon Chaume 1-2 ($\Delta W_{\text{arg}} = 0,21 \text{ g.g}^{-1}$) possède une phase argileuse dont la composition est très proche de celle des horizons sous jacents (Chaume 1-3 et Chaume 1-4) mais dont les propriétés de rétention en eau traduisent un état moins consolidé que dans les horizons sous jacents.

Enfin, les six derniers horizons ont une phase argileuse composée de minéraux argileux de type kaolinite, illite, vermiculite et smectite (Figure 7.10). Pour cinq de ces horizons, $0,20 \leq \Delta W_{\text{arg}} \leq 0,26 \text{ g.g}^{-1}$. Pour le sixième qui est l'horizon St-Quentin 1-3, $\Delta W_{\text{arg}} = 0,17 \text{ g.g}^{-1}$. Ainsi, non seulement comme précédemment des horizons de minéralogie très proche ont des propriétés de rétention en eau très différentes, mais des phases argileuses composées de minéraux argileux moins gonflants (Chaume 1-3, Chaume 1-4 et Donzy 1-3) que pour d'autres (Rébréchien 1-3 et St Baudel 2-2) retiennent en fait moins d'eau que les secondes en raison de leur histoire hydrique.

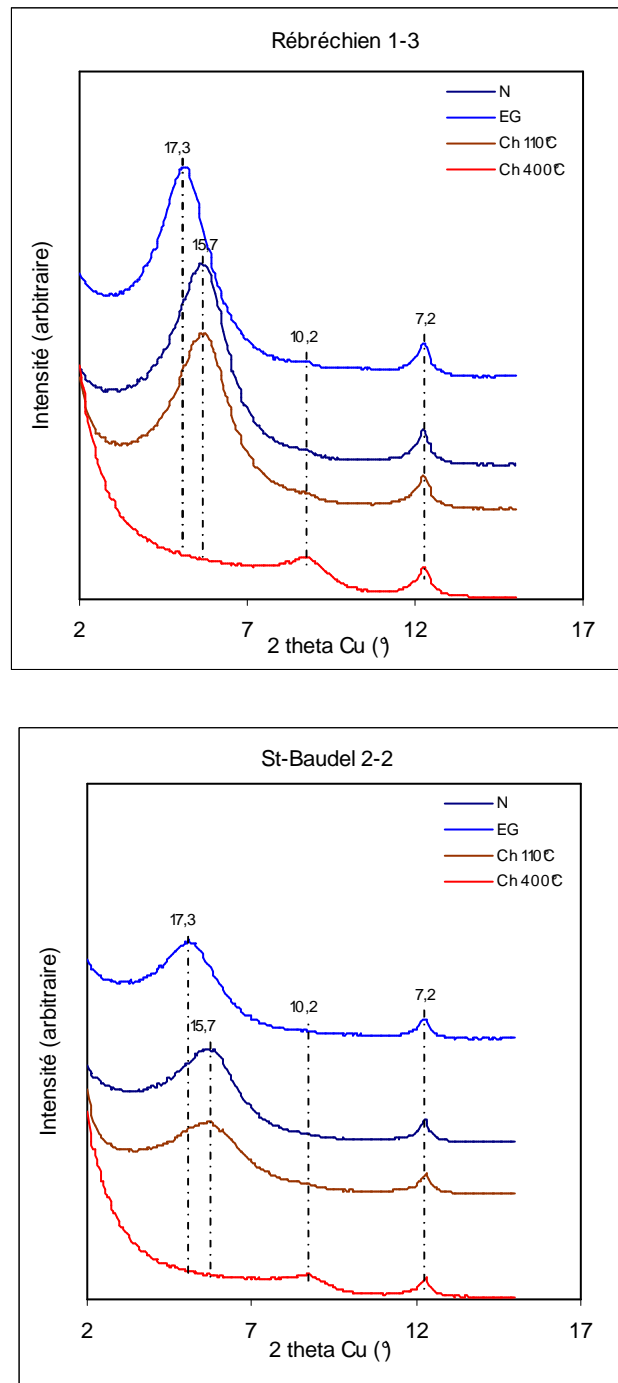


Figure 7.8 : Diagramme de diffraction des rayons X des dépôts orientés pour deux échantillons (Rébréchien 1-3 et St-Baudel 2-2).

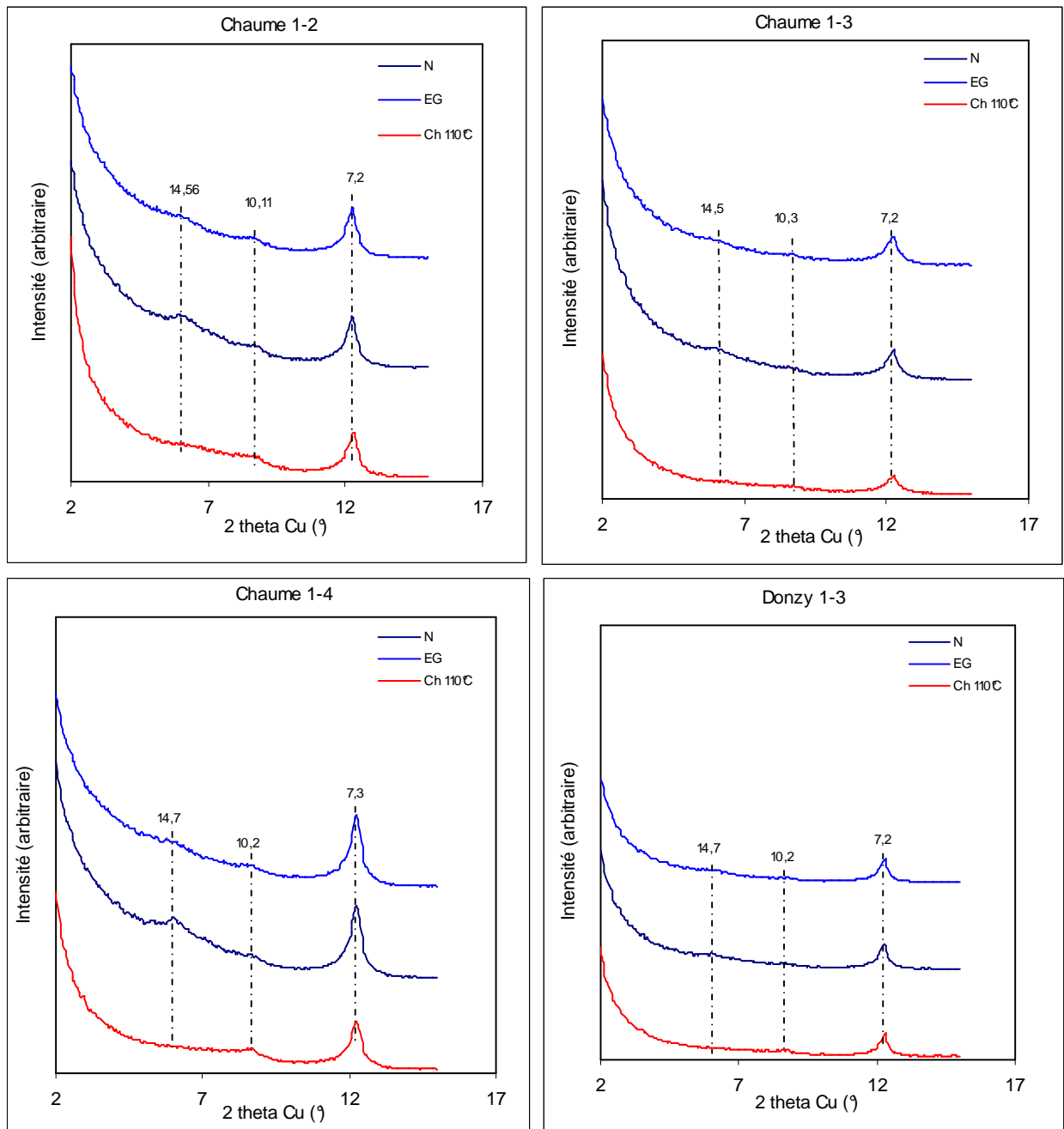


Figure 7.9 : Diagramme de diffraction des rayons X des dépôts orientés pour quatre échantillons (Chaume 1-2, 1-3, 1-4 et Donzy 1-3).

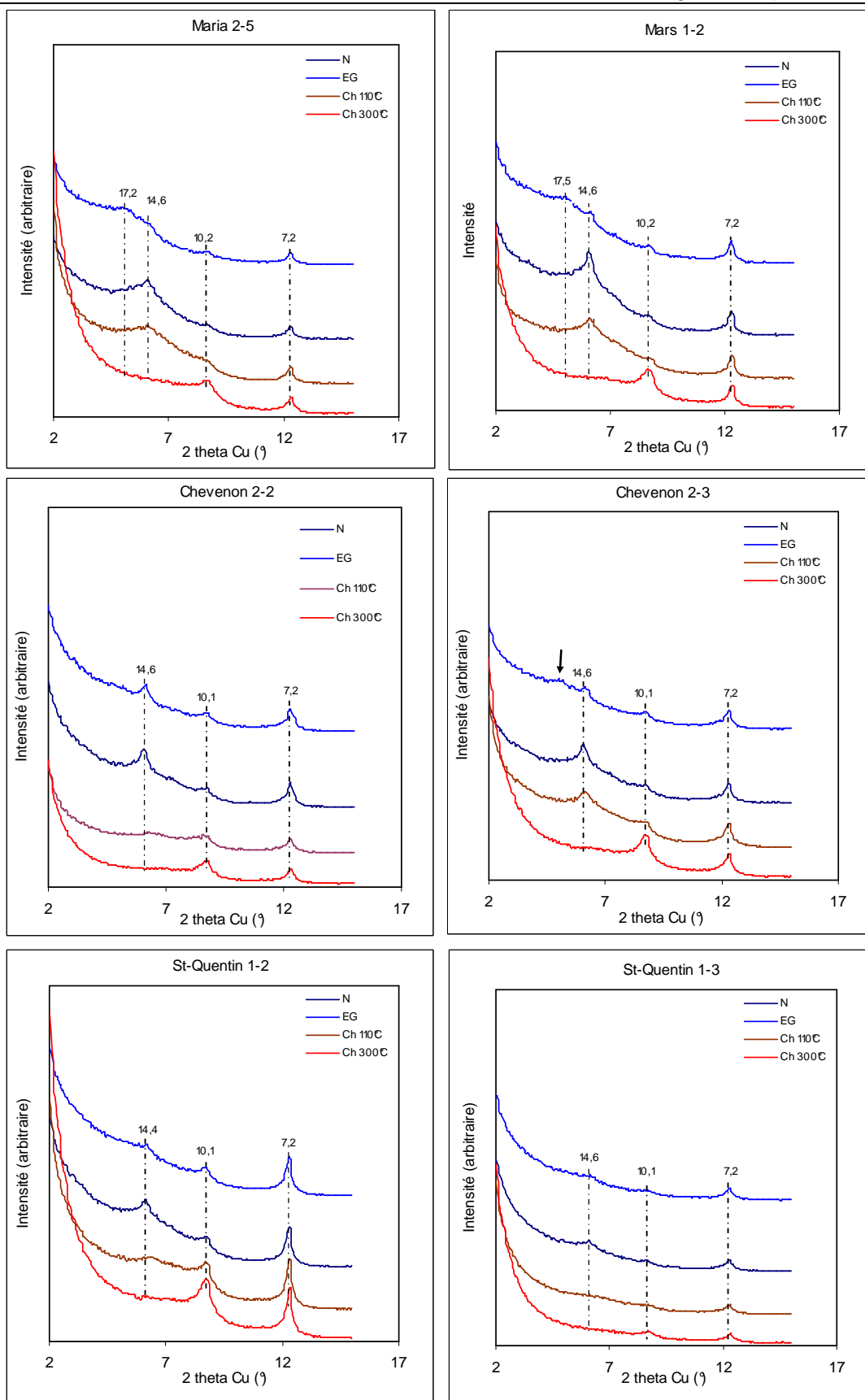


Figure 7.10 : Diagramme de diffraction des rayons X des dépôts orientés pour quatre échantillons (Maria 2-5, Mars 1-2, Chevenon 2-2, 2-3, St-Quentin 1-2 et 1-3).

Chapitre VII : Étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux, rôle de l'état structural et de la minéralogie de la phase argileuse

Tableau 7.4 : Evaluation semi-quantitative des minéraux argileux identifiés par DRX.

Profils	Horizons	Profondeur (cm)	Minéraux argileux					CEC _{arg} mmol ₊ .g ⁻¹
			Kaolinite	Illite	Smectite	Vermiculite	Interstratifié	
Rébréchien	B	42-52	++	+	+++			0,64
St-Baudel	C	28-38	+	+	+++			0,66
Chaume	B	42-52	++	+		+		0,32
	B	68-78	++	+		+		0,36
	C	105-115	++	+		+		0,35
Donzy	B	67-77	++	+		+		0,27
Maria	C	100-110	+	+	traces	++	+	0,62
Mars	B	42-52	+	+	traces	++	+	0,60
St-Quentin	B	35-45	++	++	traces	++		0,41
	B	70-80	+	+	traces	+		0,43
Chevenon	C	50-60	++	+	traces	++	+	0,54
	C	90-100	++	++	traces	++	+	0,57

+++ Abondant, ++ moyennement abondant, + peu abondant.

IV. CONCLUSION

Nous avons pour objectif d'analyser les propriétés de rétention en eau des sols argileux et de discuter en particulier les rôles respectifs de la quantité d'argile, de sa nature minéralogique, de son état structural (mode d'assemblage des particules élémentaires d'argile) et de l'histoire des contraintes hydriques.

Nos résultats montrent que les propriétés de rétention en eau peuvent s'expliquer par les différences de teneur en argile et de mode d'assemblage des particules composant la phase argileuse. Si la teneur en argile est estimée à l'aide de la teneur en fraction $<2 \mu\text{m}$, le mode d'assemblage des particules d'argile peut être quantifié à l'aide du volume poral développé par cet assemblage.

L'analyse des variations du volume poral développé par la phase argileuse a montré qu'il était lié à la capacité d'échange cationique de cette phase argileuse. En revanche, ce volume poral n'est pas apparu lié à la minéralogie des argiles telle que l'on peut la décrire à l'aide de la diffraction des RX. L'analyse détaillée des minéraux argileux a montré que l'histoire des contraintes hydrique apparaît être plus déterminante pour les propriétés de rétention en eau que la minéralogie des argiles.

Discussion générale et conclusion

Discussion générale et conclusion

Le développement de fonctions de pédotransfert (FPT) ces trente dernières années a conduit à deux grands types d'approche :

- l'un a consisté à établir des FPT par classe de composition (classes de fonctions de pédotransfert, CFPT ou class-PTFs en anglais). Les propriétés de rétention en eau sont alors prédites sous la forme de jeux de valeurs de teneur en eau à différentes valeurs de potentiel pour chaque classe de composition ou sous la forme d'une courbe décrivant de façon continue les variations de teneur en eau en fonction du potentiel pour chaque classe de composition ;
- l'autre consiste à établir des FPT qui varient de façon continue en fonction de la composition (fonctions de pédotransfert continues, FPTC ou continuous-PTF en anglais). Les propriétés de rétention en eau sont dans ce cas prédites soit de façon ponctuelle, chaque valeur de teneur en eau à une valeur de potentielle étant reliée à la composition du sol, soit sous la forme d'une courbe, les paramètres d'ajustement du modèle de courbe étant reliés de façon continue à la composition du sol.

Historiquement, les CFPT sont apparues les premières. Les FPTC se sont développées ensuite et ont été rapidement considérées comme étant plus performantes que les CFPT (Wösten *et al.*, 1995). S'est alors développé l'idée selon laquelle les performances des FPT étaient liées à leur complexité, l'une augmentant avec l'autre. De tels développements se sont poursuivis sans que l'on s'attache à préciser en parallèle la validité des FPT proposées, tant sur le plan de la précision et du biais des estimations auxquelles elles conduisaient, que sur celui des sols pour lesquels elles pouvaient être utilisées. Ceci explique que la tendance

actuelle consiste à complexifier les FPT sans, semble t-il se préoccuper beaucoup de la qualité des estimations auxquelles on aboutit.

Il faut ajouter à ceci que la plupart des FPT développées sont des relations statistiques, peu de chercheurs s'étant attachés à développer des relations mécanistes ou tout du moins basées sur des hypothèses mécanistes.

Dans un tel contexte, notre étude avait pour objectif général d'analyser la validité de CFPT et FPTC, les premières étant généralement considérées comme de faible intérêt car conduisant à des prédictions de médiocre qualité. Notre objectif était autant que possible de faire la part des choses quant à la différence de qualité des prédictions effectuées avec des CFPT et FPTC et à celle concernant l'intérêt de prendre en compte telle ou telle caractéristique de constitution.

A. Représentativité des sols utilisés pour établir des fonctions de pédotransfert

Nous avons comparé les performances de FPT nationales et européennes. Par FPT nationales il faut entendre des CFPT et FPTC établies avec des sols du territoire national, et par FPT européennes il faut entendre CFPT et FPTC établies avec des sols du territoire européen.

Nos résultats ont clairement montré que, excepté pour les CFPT développées avec la base européenne HYPRES, les biais obtenus sont faibles à très faibles ($-0,013 \leq EMP \leq 0,016 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$). Il n'y a pas, par conséquent, de différence sensible de qualité des fonctions de pédotransfert en terme de biais de prédiction en fonction des CFPT et FPTC utilisées. Les CFPT texturales développées avec des sols du territoire national qui sont de simples jeux de valeurs moyennes de teneur en eau volumique pour chaque classe de texture conduisent à des prédictions de qualité analogue à celle obtenue avec les autres CFPT et FPTC testées, celles-ci étant toutes plus sophistiquées et plus exigeantes quant au nombre et à la nature des caractéristiques de sols requises par la prédiction.

Il s'agit là d'un résultat important puisqu'il montre clairement l'importance de la ressemblance entre le jeu de sols utilisé pour établir les CFPT ou FPTC et les sols auxquels on les applique. Il faut aussi relever que la complexité des CFPT (une courbe de type van Genuchten par classe de texture) ou FPTC (une relation statistique entre chaque paramètre du modèle de van Genuchten et des caractéristiques de composition du sol) développées

avec la base de données européenne ne permet pas de rendre mieux compte des propriétés de rétention en eau.

Concernant cette fois la précision, des différences importantes sont apparues en fonction des CFPT et FPTC utilisées. On enregistre une meilleure précision avec les CFPT et FPTC développées avec le jeu de sols nationaux ($0,037 \leq ETP \leq 0,047 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) par rapport à celle enregistrée avec les CFPT et FPTC développées avec les sols de la base de données européenne ($0,050 \leq ETP \leq 0,060 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). De telles valeurs de précision n'en demeurent pas moins faibles quelle que soit la base de données utilisée.

Il apparaît par conséquent préférable d'utiliser des CFPT ou FPTC développées à partir de jeux de sols proches de ceux pour lesquels on souhaite les appliquer. Cela renvoie à la prise en compte de la gamme de variations des grandeurs de composition du sol comme avec la composition granulométrique ou la teneur en carbone organique, d'état structural du sol comme avec la densité apparente mais aussi, et peut être surtout, à la prise en compte du type pédologique des sols étudiés (développement de profil, matériau parental).

B. Prise en compte conjointe de la composition et de l'état structural

S'il est apparu important d'utiliser autant que possible des FPT établies pour des jeux de données correspondant à des sols couvrant la même gamme de variation que pour ceux pour lesquels on veut les appliquer, nous avons aussi montré l'importance de prendre en compte de façon conjointe à la fois des grandeurs liées à la composition et d'autres liées à l'état structural.

Nous avons par conséquent comparé les performances de CFPT ne prenant en compte que la composition granulométrique (prise en compte de la texture, CFPT texturales) à d'autres qui prennent en compte à la fois la composition granulométrique et l'état structural (prise en compte à la fois de la texture et de la densité apparente, CFPT texturo-structurales). Les résultats montrent clairement un accroissement de la précision des prédictions lorsque l'on prend en compte à la fois la composition et l'état structural. Il n'y a en revanche pas de différence de biais, celui-ci étant très faible dans les deux cas.

Nous avons aussi cherché à comparer les performances des CPFT proposées à celles de CFPT et FPTC analogues à celle proposées par Wösten *et al.* (1999) mais cette fois (à la différence de la partie ayant concerné l'importance de la représentativité) établies avec le

même jeu de données que pour nos CFPT. Les résultats sont éloquentes : aucune amélioration de biais ou de précision n'est enregistrées bien que ces CFPT et FPTC établies comme celle de Wösten *et al.* (1999) soient beaucoup plus exigeantes quant à la connaissance précise de la constitution du sol.

C. Prise en compte de la teneur en eau à la capacité au champ pour prédire l'aptitude d'un sol à retenir l'eau

Nous avons relevé que plusieurs études ont montré que la prédiction des propriétés de rétention en eau est significativement améliorée dès lors que l'on prend en compte un ou plusieurs points de la courbe de rétention en eau. Or, l'utilisation de points de la courbe de rétention en eau est en quelque sorte en contradiction avec le concept même de FPT. En effet, si l'on utilise des FPT, c'est pour éviter d'avoir à mesurer des propriétés de rétention en eau.

Partant de ce résultat, nous avons fait l'hypothèse que la teneur en eau lors du prélèvement pouvait être considérée comme une approximation de la teneur en eau à la capacité au champ. Et que si tel était le cas, cette teneur en eau à la capacité au champ pouvait être rapprochée d'une valeur de potentiel, et correspondait ainsi à un point de la courbe de rétention en eau. La comparaison de cette teneur en eau lors du prélèvement a été comparée aux teneurs en eau enregistrées au différentes valeurs de potentiel et il a été montré qu'elle était proche de celle déterminée à -100 hPa. L'hypothèse selon laquelle cette teneur en eau à la capacité au champ pouvait être assimilée à un point de la courbe de rétention en eau a par conséquent été validée.

Les résultats ont ensuite montré que l'utilisation de la teneur en eau volumique à la capacité au champ comme prédicteur conduisait à des prédictions de qualité supérieure à celles enregistrées avec des prédicteurs dérivés de la composition granulométrique, ou avec la teneur en carbone organique et la densité apparente quelle que soit la complexité des FPT développées. Les résultats montrent aussi que la meilleure prédiction est enregistrée en utilisant la teneur en eau volumique à la capacité au champ *in situ* après stratification en fonction de la texture. En effet, s'il est très imprécis de déduire une courbe moyenne quelle que soit la texture à partir de la seule teneur en eau volumique à la capacité au champ, il apparaît en revanche tout à fait raisonnable de prédire une courbe moyenne par classe de texture à partir de la teneur en eau volumique à la capacité au champ.

Ainsi, parce qu'elle peut être considérée comme l'approximation d'un point de la courbe de rétention en eau à une valeur particulière de potentiel, la teneur en eau volumique à la capacité au champ est le meilleur prédicteur de l'ensemble de la courbe de rétention en eau dès lors que l'on procède par classe de texture.

D. Importance d'une stratification par type d'horizon

Après avoir montré l'intérêt de prendre en compte à la fois la texture et la densité apparente pour développer des CFPT, nous sommes interrogés sur l'amélioration qui pouvait être attendu de la séparation des horizons de surface (horizons A et L) et des horizons de subsurface (horizons E, B et C). L'idée sous-jacente était que des CFPT développées par classe de texture et densité apparente conduisaient à des courbes de rétention en eau suffisamment différentes selon que l'on ait affaire à des horizons de surface ou de subsurface pour que cela ait des conséquences en terme de performance.

Nos résultats montrent qu'une stratification par type d'horizon améliore effectivement encore les performances des CFPT établies par classe de texture et densité apparente. Comme précédemment, de telles CFPT ont des performances qui sont équivalentes, voire meilleures que celles beaucoup plus élaborées qui ont été publiées dans la littérature.

E. Déterminisme de l'état structural à l'échelle des constituants élémentaires et conséquences pour les propriétés de rétention en eau

Si les variations des propriétés de rétention en eau sont en premier lieu liée à la texture, nous avons aussi montré que leur prédiction était sensiblement améliorée dès lors que l'on prenait aussi en compte l'état structural à l'aide de la densité apparente. Ainsi, non seulement la nature des constituants (distribution de taille) est importante mais aussi le mode d'assemblage des constituants.

Pour avancer dans ce domaine, nous avons choisi de nous focaliser sur les sols de texture argileuse, sols pour lesquels on peut faire des hypothèses simplificatrices quant à l'assemblage élémentaire. Pour de tels sols, on peut en effet faire l'hypothèse que l'ensemble du volume poral peut être attribué à des volumes poraux résultant de l'assemblage des particules d'argile. Par conséquent, le volume poral total est lié à la quantité d'argile et au volume poral développé par cette argile.

Nos résultats montrent que les propriétés de rétention en eau peuvent effectivement s'expliquer par les différences de teneur en argile et de mode d'assemblage des particules composant la phase argileuse. Si la teneur en argile est estimée à l'aide de la teneur en fraction $< 2 \mu\text{m}$, le mode d'assemblage des particules d'argile peut être quantifié à l'aide du volume poral développé par cet assemblage.

L'analyse des variations du volume poral développé par la phase argileuse a montré qu'il était lié à la capacité d'échange cationique de cette phase argileuse. En revanche, ce volume poral n'est pas apparu lié à la minéralogie des argiles telle que l'on peut la décrire à l'aide de la diffraction des RX. L'analyse détaillée des minéraux argileux a montré que l'histoire des contraintes hydriques apparaît être plus déterminante pour les propriétés de rétention en eau que la minéralogie des argiles.

F. Vers une approche plus objective des performances des fonctions de pédotransfert

Plus globalement, il ressort de cette étude la nécessité de considérer pour chaque type de fonction de pédotransfert proposé quel est effectivement l'accroissement de la qualité des prédictions ainsi que la nature des sols pour lesquels ces fonctions de pédotransfert peuvent s'appliquer. Trop de CFPT et FPTC apparaissent avoir été développées sans que leur performances aient été discutées. Trop souvent l'accroissement de la complexité des CFPT et FPTC est apparu comme un gage d'amélioration des performances sans cette amélioration ait été discutée.

Il apparaît aujourd'hui essentiel de conserver à l'esprit que tout accroissement de complexité des CFPT et FPTC doit avoir pour conséquence un accroissement de la qualité des prédictions. Les CFPT apparaissent dans ce domaine comme pouvant fournir autant de références de qualité de prédiction. C'est par rapport à ce qu'elles sont capables de conduire comme qualité de prédiction qu'il faudrait se référer à l'avenir.

Enfin, l'absence d'amélioration substantielle des prédictions avec des CFPT et FPTC très élaborées par rapport à des CFPT comme les CFPT texturales indique peut être que l'amélioration des fonctions de pédotransfert passe par des approches plus mécanistes. Dans ce domaine, la prise en compte de la texture et de la densité apparente grâce uniquement à des classes en constitue une illustration simple. Il y a sans doute bien d'autres possibilités dans ce domaine.

Table des matières

<u>Introduction générale</u>	1
<u>Chapitre I : Prédiction des propriétés de rétention en eau</u>	
Synthèse bibliographique	5
I. Rappels concernant l'état de l'eau dans le sol	8
A. L'expression de la teneur en eau du sol.....	8
B. Potentiel de l'eau dans le sol.....	8
C. La courbe de rétention en eau.....	9
II. Les grands types de fonctions de pédotransfert développées	11
A. Les fonctions de pédotransfert continues (FPTC).....	12
1. Des régressions linéaires établies pour les teneurs en eau à différentes valeurs de potentiel.....	12
2. Des régressions linéaires permettant la prédiction d'un modèle de courbe $\theta(h)$	13
a. <i>Fonctions de pédotransfert continues (FPTC) établies pour le modèle de Campbell</i>	13
b. <i>Fonctions de pédotransfert continues (FPTC) établies pour le modèle de van Genuchten</i>	14
B. Les classes de fonctions de pédotransfert (CFPT).....	18
1. Des classes de composition donnant accès à θ à des valeurs particulières de h	20
a. <i>Les CFPT prenant en compte la texture seule</i>	20
b. <i>Des CFPT prenant en compte la combinaison texture et structure</i>	20
c. <i>Des CFPT prenant en compte la teneur en carbone organique ou matière organique</i>	21
2. Des classes de composition donnant accès aux paramètres d'un modèle de courbe $\theta(h)$	22
C. Les fonctions de pédotransfert à fondement physique.....	22
1. <i>Modèle physique basé sur la distribution de taille des particules</i>	22
2. <i>Modèle prenant en compte les variations de volume liées aux phénomènes de retrait-gonflement</i>	23
III. Caractéristiques des sols étudiés pour établir les FPT	33
A. <i>État des échantillons utilisés pour étudier les propriétés de rétention en eau</i>	33
B. <i>Origine des sols utilisés pour établir des FPT</i>	33

IV. Validation des fonctions de pédotransfert.....	34
A. Grandeurs utilisées.....	34
B. Évaluation des FPT.....	40
1. Validation ponctuelle de la teneur en eau.....	40
2. Validation par aire de courbe.....	43
3. Validation fonctionnelle des FPT.....	44
V. Conclusion.....	49
<u>Chapitre II: Matériel et Méthodes</u>.....	53
I. Présentation des sols étudiés.....	55
II. Méthodes de mesures utilisées.....	57
A. Prélèvement des échantillons.....	57
B. Détermination de la densité apparente.....	57
C. Mesure les propriétés de rétention en eau.....	58
D. Analyse physico-chimiques.....	62
E. Diffraction des Rayons X de la fraction < 2µm.....	63
F. Mesure la surface spécifique externe.....	64
III. Validation des fonctions de pédotransfert.....	64
A. L'erreur moyenne de prédiction.....	66
B. L'écart type de prédiction.....	66
C. L'erreur quadratique moyenne.....	66
<u>Chapitre III: Comparaison de fonction de pédotransfert nationales et européennes pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols</u>.....	67
I. Introduction.....	71
II. Matériel et Méthodes.....	73
A. La base de données SOLHYDRO 1.0.....	73
B. La base de données de validation.....	73
C. Les CFPT développées avec SOLHYDRO 1.0 et HYPRES.....	75
D. Les FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0 et HYPRES.....	75
E. Analyse de la performance des CFPT et FPTC.....	76
III. Résultats.....	81
A. Validité des CFPT texturales et texturo-structurales développées avec SOLHYDRO 1.0 Sans stratification par type d'horizon.....	81
B. Validité des CFPT texturales et texturo-structurales développées avec SOLHYDRO 1.0 Après stratification par type d'horizon.....	81
C. Comparaison des CFPT développées avec SOLHYDRO 1.0 et HYPRES.....	81
D. Validité des FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0.....	85
E. Comparaison des FPTC développées avec SOLHYDRO 1.0 et HYPRES.....	85

IV. Discussion et Conclusion	85
<u>Chapitre IV</u>: Variation of the water retention properties of soils: Validity of class-pedotransfer functions	89
I. Introduction	93
II. Materials and Methods	94
A. The ptf's developed in the literature.....	94
B. The soils studied.....	94
C. Analysis of the PTFs performance.....	95
III. Results and Discussion	98
A. The class-and continuous-ptf's developed.....	98
B. Validity of the class-ptf's.....	98
C. Validity of the continuous-ptf's.....	99
D. Comparison of the class-and continuous-ptf's.....	99
IV. Conclusion	105
<u>Chapitre V</u>: Amélioration de la prédiction des propriétés de rétention en eau à l'aide de la teneur en eau à la capacité au champ	107
I. Introduction	111
II. Materials and Methods	112
A. The soils studied.....	112
B. Analysis of the PTF performance.....	113
III. Results and Discussion	114
A. Characteristics of the soils studied.....	114
B. The class-PTFs developed.....	114
C. The continuous-PTFs developed.....	115
D. PTFs verification.....	121
E. In situ field capacity and matric potential.....	123
IV. Conclusion	125
<u>Chapitre VI</u>: Prediction of soil water retention properties after stratification by combining texture, bulk density and the type of horizon	127
I. Introduction	131
II. Materials and Methods	133
A. Data collection.....	133
B. Basic and water retention properties.....	133
C. Analysis of the class-PTFs performance.....	133
III. Results and Discussion	134
A. Deriving the class-PTFs.....	134
B. Validity of the textural and texturo-structural class-PTFs.....	137

C. Validity of the textural and texturo-structural class-PTFs after stratification by the type of horizon.....	137
D. Validity of the textural and texturo-structural class-PTFs according to the water potential.....	142
E. Application of class-PTFs to the whole territory of France.....	142
IV. Conclusion.....	149
<u>Chapitre VII : Étude les propriétés de rétention en eau des sols argileux, rôle de l'état structural et de la minéralogie de la phase argileuse.....</u>	151
I. Introduction.....	153
II. Material and Methods	154
A. Les échantillons étudiés.....	154
B. Méthodes d'études.....	155
III. Résultats.....	158
III. Discussion.....	158
A. Les grandeurs utilisées pour discuter les résultats.....	158
B. Origine des variations de propriétés de rétention en eau.....	159
1. Importance du volume poral développé par la phase argileuse.....	159
2. Détermination des variations du volume poral développé par la phase argileuse.....	164
3. Importance de l'histoire hydrique.....	164
C. Minéralogie de la phase argileuse et propriétés de rétention en eau.....	169
IV. Conclusion.....	175
<u>Chapitre VIII : Discussion générale et conclusion.....</u>	177
A. Représentativité des sols utilisés pour établir des fonctions de pédotransfert.....	180
B. Prise en compte conjointe de la composition et de l'état structural.....	181
C. Prise en compte de la teneur en eau à la capacité au champ pour prédire l'aptitude d'un sol à retenir l'eau.....	182
D. Importance d'une stratification par type d'horizon.....	183
E. Déterminisme de l'état structural à l'échelle des constituants élémentaires et conséquences pour les propriétés de rétention en eau.....	183
F. Vers une approche plus objective des performances des fonctions de pédotransfert.....	184
<u>Table des Matières.....</u>	185
<u>Liste des Figures.....</u>	189
<u>Liste des Tableaux.....</u>	193
<u>Références bibliographiques.....</u>	197
<u>Annexes.....</u>	209

Liste des figures

Chapitre I

- Figure 1.1** : Courbe de rétention en eau d'un sol de texture (sableux et argileux) selon Musy et Soutter (1991).....**10**
- Figure 1.2** : Représentation schématique des différents modèles de courbes utilisés (d'après Bastet *et al.*, 1999).....**17**
- Figure 1.3** : Arbre de régression permettant l'estimation de la teneur en eau à -330 hPa à partir de classes de texture et de structure (Pachepsky et Rawls, 2006).....**26**
- Figure 1.4** : Présentation générale de la démarche suivie pour estimer les propriétés de rétention en eau combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente (Bruand, 2004).....**30**
- Figure 1.5** : Classes de pédotransfert établies à partir de la classe de texture et de la teneur en carbone organique (Rawls, 2003).....**31**
- Figure 1.6** : Classes de pédotransfert établies à partir de la composition du sol (argile, sable) et de la teneur en carbone organique (Rawls, 2003).....**31**
- Figure 1.7** : Comparaison effectuée par Wösten *et al.* (2001) des FPT développées avec des différentes régions du monde et testées avec la base de données de Oklahoma. (o) teneur en eau mesurée à -330 hPa et à -15000 hPa. (●) teneur en eau prédite.....**45**
- Figure 1.8** : Les teneurs en eau prédites à l'aide de différentes FPT et mesurées à -3, -30 et -10 hPa (Cornelis *et al.* 2001).....**46**
- Figure 1.9** : Les teneurs en eau prédites à l'aide de différentes FPT et mesurées à -310, -980 et -15000 hPa (Cornelis *et al.* 2001).....**47**
- Figure 1.10** : Cartes des écarts entre la réserve utile (RU) estimée à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) et celle calculée à partir des mesures réalisées au laboratoire (Morvan *et al.*, 2004).....**48**

Chapitre II

- Figure 2.1** : Localisation des sols étudiés (nombre d'horizons prélevé par département) pour mesurer les propriétés de rétention en eau (ensemble de 456 horizons).....**59**
- Figure 2.2** : (a) Schéma représentant la détermination de la densité apparente des mottes ($D_{a,m}$) au labo, (b,c) mesure la densité apparente des horizons ($D_{a,h}$) sur le terrain.....**60**
- Figure 2.3** : (a) Echantillons de taille décimétrique non perturbés (blocs ou mottes) collectés sur le terrain, (b) mottes disposées sur une pâte de kaolinite, (c et d) cellule à pression utilisée pour mesurer la teneur en eau des mottes mises à l'équilibre avec un potentiel donné.....**61**

Figure 2.4 : Schéma d'extraction des fractions argileuses ($< 2\mu\text{m}$) pour une étude minéralogique (Étude à l'aide des rayons X, Robert et Tessier, 1974).....	65
Figure 2.5 : Photographie montrant le dispositif utilisé pour mesurer la surface spécifique BET (Analyseur de surface).....	65
<u>Chapitre III</u>	
Figure 3.1 : Triangle de texture utilisé (CEC, 1985) (a), texture des horizons utilisés pour établir les classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) (b) et de ceux utilisés pour tester leur validité (c).....	77
Figure 3.2 : Validité des classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) texturales (a), des CFPT texturo-structurales (b) et des fonctions de pédotransfert continues (FPTC) (c) développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0.....	82
Figure 3.3 : Validité des classes et fonctions de pédotransfert développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0 et HYPRES pour les horizons de surface A, L (n = 39).....	83
Figure 3.4 : Validité des classes et fonctions de pédotransfert développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0 et HYPRES pour les horizons de subsurface E, B et C (n = 68)..	84
<u>Chapitre IV</u>	
Figure 4.1 : Triangle of texture used (a), texture of the horizon used to develop the class and continuous ptf (b) and texture of those used to test their validity (c).....	96
Figure 4.2 : Validity of the textural class-ptfs (a), texturo-structural class ptfs (b), VG textural class ptfs (c), continuous ptfs (d), and VG continuous ptfs (e) developed.....	104
<u>Chapitre V</u>	
Figure 5.1 Triangle of texture used (FAO, 1990) (a), texture of the horizons used to establish the class pedotransfer functions (PTFs) (b) and those used for their verification (c).....	116
Figure 5.2 Comparison of measured and predicted volumetric water content on prediction set using (a) texture alone, (b) VG class-PTFs, (c) FC continuous-PTFs, (d) FC-textural continuous-PTFs, (e) RG continuous-PTFs and, (f) VG continuous-PTFs (RMSE: root mean square error; MEP: mean error of prediction; SDP: standard deviation of prediction).....	122
Figure 5.3 : The mean difference (MD) between the volumetric water content at field capacity (θ_{FC}) and successively θ_{33} (a), θ_{100} (b) and θ_{330} (c) and according to the texture class.....	124
<u>Chapitre VI</u>	
Figure 6.1 : Location of the soil studied (number of horizon by department) that were used to establish (a) that were used to establish the class-PTFs and test their validity (b).....	135
Figure 6.2 : Triangle of texture used (FAO, 1990) (a), texture of the horizons used to establish the class pedotransfer functions (PTFs) (b) and of those used to test their validity (c).....	136

Figure 6.3 : Validity of the class-PTFs developed (MEP absolute value, SDP and RMSE $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) for the whole water potentials (a), at -330 hPa (b) and at -15000 hPa (c) (T: Textural class-PTFs, TBD: Texuro-structural class-PTFs, TH: Textural class-PTFs and the type horizon and TBDH: Texturo-structural class-PTFs and the type of horizon).....	144
Figure 6.4 : Available water capacity (mm) at the scale of the whole territory of France using the different class-PTFs (a, Textural class-PTFs; b, Textural class-PTFs according to the type of horizon; c, Texturo-structural class-PTFs).....	148
<u>Chapitre VII</u>	
Figure 7.1 : La teneur en eau à -10 hPa, -100 hPa, -1000 hPa et -15000 hPa en fonction de la teneur en argile (g.g^{-1}) pour les 61 horizons.....	160
Figure 7.2 : La teneur en eau à -10 hPa, -100 hPa, -1000 hPa et -15000 hPa en fonction de la teneur en argile (g.g^{-1}) pour les 12 horizons sélections pour identifier la phase argileuse.....	161
Figure 7.3 : Capacité du sol à retenir d'eau en fonction du volume poral à -10 hPa (a), et à -15000 hPa (b).....	163
Figure 7.4 : Relation entre le volume poral développé par la phase argileuse et sa nature minéralogique.....	165
Figure 7.5 : Relation entre la capacité d'échange cationique rapportée à la masse d'argile (CEC_{arg}) et la surface spécifique ($\text{N}_2\text{-BET}$) de l'argile.....	165
Figure 7.6 : Variance de la teneur en eau massique en fonction de la capacité d'échange cationique de l'argile à -100 hPa (a), -330 hPa (b) et -15000 hPa. (c).....	166
Figure 7.7 : Courbes de rétention en eau de l'argile (horizons de subsurface, $n=46$) regroupées en fonction de la différence de la teneur en eau rapportée à la masse d'argile entre -10 hPa et -15000 hPa.....	168
Figure 7.8 : Diagramme de diffraction des rayons X des dépôts orientés pour deux échantillons (Rébréchien 1-3 et St-Baudel 2-2).....	171
Figure 7.9 : Diagramme de diffraction des rayons X des dépôts orientés pour quatre échantillons (Chaume 1-2, 1-3, 1-4 et Donzy 1-3).....	172
Figure 7.10 : Diagramme de diffraction des rayons X des dépôts orientés pour quatre échantillons (Maria 2-5, Mars 1-2, Chevenon 2-2, 2-3, St-Quentin 1-2 et 1-3).....	173

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau 1.1 : Coefficients des régressions multiples et valeurs de R^2 correspondant aux FPT développées par Patersen et al. (1968), Hall et al. (1977), Gupta et Larson (1979) et Rawls et al. (1982).....	15
Tableau 1.2 : Fonctions de pédotransfert associées aux paramètres de courbe de rétention en eau $\theta(h)$	19
Tableau 1.3 : Réserve en eau utile (RU) et les densités apparentes selon les textures (Jamagne, 1977).....	25
Tableau 1.4 : Teneurs en eau volumiques moyennes en fonction du type d'horizon et de la texture (Bruand, 2004).....	27
Tableau 1.5 : Teneurs en eau volumiques proposées pour les horizons (A et E, B, C) en fonction de leur texture et de leur densité apparente (Bruand, 2004).....	28
Tableau 1.6 : les classes de pédotransfert établies pour prédire les propriétés de rétention en eau en utilisant les paramètres de Mualem van Genuchten (Wösten, 1999).....	32
Tableau 1.7 : Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les FPT.....	36
Tableau 1.8 : Caractéristiques des travaux de test de validation de FPT.....	38
Tableau 1.9 : Validité de quelques FPT (FPTC et CFPT) évaluées en fonction de leur précision (Williams et al., 1992 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Bastet et al., 1999 ; Wösten et al., 2001 ; Morvan et al., 2004).....	39

Chapitre III

Tableau 3.1 : Caractéristiques des horizons utilisés pour établir les classes de fonctions de pédotransfert et les fonctions de pédotransfert continues à partir de la base de données SOLHYDRO 1.0 et caractéristiques du jeux de données utilisé pour la validation.....	74
Tableau 3.2 : Classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) texturales développées avec SOLHYDRO 1.0 sans et après stratification par type d'horizon.....	78
Tableau 3.3 : Classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) texturo-structurales développées avec SOLHYDRO 1.0 sans et après stratification en fonction du type d'horizon.....	79
Tableau 3.4 : Coefficients des régressions multilinéaires et coefficients de détermination (R^2) des fonctions de pédotransfert continues (FPTC) développées avec SOLHYDRO 1.0 sans et après stratification par le type d'horizon.....	80

Chapitre IV

Tableau 4.1 : Characteristics of the horizons of the data set used to develop the ptf's and of the test data set.....	97
Tableau 4.2 : Textural class-ptf's developed.....	100

Tableau 4.3 : Texturo-structural class-ptfs developed.....	100
Tableau 4.4 : Parameters of the van Genuchten's model corresponding to the VG textural class-ptfs developed according to the type of horizon (topsoil and subsoil).....	101
Tableau 4.5 : Regression coefficients and coefficient of determination R^2 recorded for the continuous-ptfs developed.....	101
Tableau 4.6 : VG continuous-ptfs developed for the parameters of the van Genuchten's model.....	102
Tableau 4.7 : Validity of the continuous- and class-ptfs according to the water potential....	103
<u>Chapitre V</u>	
Tableau 5.1 : Characteristics of the horizons of the soil database used to develop the PTFs studied and of the data set used to test them.....	117
Tableau 5.2 : Water retained ($m^3 m^{-3}$) and standard error (s.e.) associated at the different matric potentials (θ_h) after stratification by texture alone (texture class-PTFs).....	118
Tableau 5.3 : Parameters of the van Genuchten's model corresponding to the VG textural class-PTFs developed according to the texture and type of horizon (topsoil and subsoil)....	118
Tableau 5.4 : Regression coefficients a, b, c, d and e, and coefficient of determination R^2 recorded for the RG continuous-PTFs.....	119
Tableau 5.5 : Regression coefficients a' and b', and coefficient of determination R^2 recorded for the continuous-PTFs established by simple regression by using θ_{FC} as predictor without stratification by texture (FC continuous-PTFs) and after stratification by texture (FC-textural continuous-PTFs).....	119
Tableau 5.6 : Continuous-PTFs developed for the parameters of the van Genuchten's model (VG continuous-PTFs).....	120
<u>Chapitre VI</u>	
Tableau 6.1 : Characteristics of the horizons used to establish the PTFs.....	138
Tableau 6.2 : Textural class-PTFs.....	139
Tableau 6.3 : Textural class-PTFs developed according to the type of horizon (topsoil and subsoil horizons).....	140
Tableau 6.4 : Texturo-structural class-PTFs.....	140
Tableau 6.5 : Texturo-structural class-PTFs developed according to type of horizon (topsoil and subsoil horizons).....	141
Tableau 6.6 : Validity of the class pedotranfer functions derived after stratification by texture alone, after stratification by texture and bulk density of horizon and according to the type of horizon.....	143
Tableau 6.7 : Validity of the textural and texturo-structural class pedotranfer functions according to the water potential.....	145

Tableau 6.8 : Averaged available water capacity (AWC) for the whole French territory with different class-PTFs.....**147**

Chapitre VII

Tableau 7.1 : Caractéristiques des horizons argileux étudiés.....**156**

Tableau 7.2 : Volume massique à la capacité au champ ($\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$), la teneur en eau massique au moment du prélèvement ($\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$) et les teneurs en eau massiques aux 7 valeurs de potentiel.....**157**

Tableau 7.3 : Capacité d'échange cationique rapportée à la masse d'argile (CEC_{arg}), surface spécifique de l'argile (Ss_{arg}), volume poral développé par la phase argileuse (V_{arg}) et la teneur en eau déduite (entre -10 hPa et -15000 hPa).....**162**

Tableau 7.4 : Evaluation semi-quantitative des minéraux argileux identifiés par DRX.....**174**

Références bibliographiques

- AFNOR 1996**, Qualité des sols. Recueil de normes françaises, AFNOR, Paris France. 249 p.
- Ahuja L.R., Naney J.W., Williams R.D., 1985**, Estimation soil water characteristics from simpler properties or limited data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1100-1105.
- Al Majou H., Bruand A., Nicoullaud B., Duval O., Dupont J., 2005**, Premiers Résultats de Validation des Classes de Pédotransfert établies à partir de la Base de Données SOLHYDRO 1.0 : Application à des sols de la Région Centre. *Etude et Gestion des Sols*, 11, 165-173.
- Al Majou H., Bruand A., Duval O., Cousin I., 2007**, Variation of the water retention properties of soils: validity of class-pedotransfer functions. *C.R. Geoscience*, 339, 632–639.
- Al Majou H., Bruand A., Duval O., 2008**, Use of in situ volumetric water content at field capacity to improve prediction of soil water retention properties. *Canadian Journal of Soil Science*, In press.
- Alloway B.J., 1992**, Heavy metals in soil, Alloway Eds., 339 p.
- Arrouays D., Jamagne M., 1993**, Sur la possibilité d'estimer les propriétés de rétention en eau des sols limoneux lessivés hydromorphes du Sud-Ouest de la France à partir de leurs caractéristiques de constitution. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 79(1), 111-121.
- Arya L.M., Paris J.F., 1981**, A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 1023-1030.
- Assouline S., Tessier D., Bruand A., 1998**, A conceptuel model of the soil water retention curve. *Water Resour. Res.*, 34(2), 223-231.
- Assouline S., 2006**, Modeling the relationship between soil bulk density and the water retention curve. *Vadose Zone J.*, 5, 554-563.
- Baize D., Girard M.C., 1995**, AFES 1995 Référence pédologique. INRA Editions, Paris. 332p.
- Baize D., 2000**, Guide des analyses en pédologie. INRA Paris.
- Bastet G., Bruand A., Quéting P., Cousin I., 1998a**, Estimation des propriétés de rétention en eau à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : Une analyse bibliographique. *Etude et Gestion des Sols*, 1, 7-28.

- Bastet G., Bruand A., Voltz M., Bornand M., Quéin P., 1998b**, Prediction of water retention properties of french soils: performance of available pedotransfer functions and development of new approaches. In: 16th World Congress of Soil Science, 20-26 August 1998, Montpellier.
- Bastet G., Bruand A., Voltz M., Bornand M., Quéin P., 1999**, Performance of available pedotransfer functions for predicting the water retention properties of French soils. In: M. Th. Van Genuchten, F.J. Leij, L. Wu (eds), Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, October 22-24, 981–992.
- Bastet G., 1999**, Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert : développement de nouvelles approches. Univ. d'Orléans. 214p.
- Batjes N.H., 1996**, Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. *Geoderma*. 71, 31-52
- Bauer A., Black A.L., 1992**, Organic carbon effects on available water capacity of three textural groups. *Soil Sci. Am. J.* 56, 248-254.
- Baumer O.M., 1992**, Predicting unsaturated hydraulic parameters. International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Univ. of California, Riverside, River side, CA. 11–13 October 1989, pp. 341–354.
- Beke G.L., McCormic M.J., 1985**, Predicting volumetric water retention for subsoil materials from Colchester County? Nova Scotia, *Can. J. Soil Sci.* 65, 233-236.
- Bell M.A., 1993**, Organic matter, soil properties and wheat production in the high Valley of Mexico. *Soil Sci.* 156, 86-93.
- Bigorre F., 2000**, Influence de la pédogénèse et de l'usage des sols sur leurs propriétés physiques. Mécanismes d'évolution et éléments de prévision. Thèse. Vandoeuvre-lès-Nancy (FRA) : Université Nancy 1 ; 2000. 145 p.
- Bird, N. R. A., Dexter A. R., 1997**, Simulation of soil water retention using random fractal networks, *Eur. J. Soil Sci.*, 48, 633–641.
- Bouma J., van Lanen H.A.J., 1987**, Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. p 106–111. In: Beek K.J., P.A. Burrough and D.E. McCormack (eds.), Proc. ISSS/SSSA Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures. Int. Inst. for Aerospace Surv. and Earth Sci., Publ. No 6, Enschede, The Netherlands.
- Bouma J., 1989**, Land qualities in space and time. p 3-13. In J. Bouma and A.K. Bregt (ed.) Proc. ISSS Symp. On land qualities in space and time, Wageningen, the Netherlands. 22-26 Aug. 1988. Pudoc. Wageningen.

- Box J.E., Taylor S.A., 1962**, Influence of soil bulk density on matric potential. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 119-122.
- Brooks R.H., Corey C.T., 1964**, Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- Bruand A., Tessier D., Baize D., 1988**, Contribution à l'étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux : importance de la prise en compte de l'organisation de la phase argileuse. *C.R. Académie des Sciences, Paris*, t. 307, Série II, 1937-1941.
- Bruand A., 1990**, Improved prediction of water retention properties of clayey soils by pedological classification. *J. Soil Sci.* 41, 491-497.
- Bruand A., Zimmer D., 1992**, Relation entre la capacité d'échange cationique et le volume poral dans les sols argileux : incidence sur la morphologie de la phase argileuse à l'échelle des assemblages élémentaires. *C.R. Acad. Sci.* 315, série II, 223-229.
- Bruand A., Baize D., Hardy M., 1994**, Prediction of water retention properties of clayey soils: validity of relationships using a single soil characteristic. *Soil Use and Management*, 10, 3, 99-103.
- Bruand A., Duval O., Gaillard H., Darthout R., Jamagne M., 1996**, Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols: Importance de la densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, 3, 27-40.
- Bruand A., Tessier D., 2000**, Water retention properties of the clay in soils developed on clayey sediments: Significance of parent material and soil history. *European Journal of Soil Science*, 51, 679– 688.
- Bruand A., Pérez Fernandez P., Duval O., Quéting P., Nicoulaud B., Gaillard H., Raison L., Pessaud J.F., Prud'Homme L., 2002**, Estimation des propriétés de rétention en eau des sols : Utilisation de classes de pédotransfert après stratification texturale et texturo-structurale. *Etude et Gestion des Sols*, 9, 105-125.
- Bruand A., Pérez Fernandez P., Duval O., 2003**, Use of class pedotransfer functions based on texture and bulk density of clods to generate water retention curves. *Soil Use and Management*, 19, 232-242.
- Bruand A., Duval O., Cousin I., 2004**, Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO: Une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, 11, 323–334.
- Bruand A., Coquet Y., 2005**, Les sols et le cycle de l'eau. *Sol et Environnement*, Dunod (Ed.) (2005) 345-363
- Calzolari C., Ungano F., Busoni E., 2000**, The SINA project in the Padano-Veneto basin. In: *Proceedings of the International Congress Soil Vulnerability and Sensitivity*, pp. 287-307. Florence, Italy.

- Campbell G.S., 1974**, A simple method for determining unsaturated conductivity moisture retention data. *Soil Science*, 117(6), 311-314.
- Campbell G.S., Shiozawa S., 1992**, Prediction of hydraulic properties of soils using particle size distribution and bulk density data. International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Univ. of California, Riverside, River side, CA. 11–13 October 1989, pp. 317–328.
- Canarache A., 1993**, Physical-technological maps-a possible product of soil survey for direct use in agriculture. *Soil Technology* 6, 3-16.
- Commission of the European Communities (CEC), 1985**, Soil map of the European Communities. Scale 1:1000000. CEC-DGVI, Luxembourg.
- Chamayou H., Legros J.P., 1989**, Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol, in : ACCT-Conseil international de la langue française, Presses Universitaires de France, pp. 71-170.
- Charpentier S., 1991**, Déformation de matériaux argileux soumis à une contraintes mécanique en conditions saturées: influence de la concentration et de la nature des solutés. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes.
- Ciesielski H., Sterckeman T., 1997**, Determination of cation exchange capacity and exchangeable cations in soils by means of cobalt hexamine trichloride. Effects of experimental conditions. *Agronomie*, 17, 1–7.
- Combeau A., Quantin P., 1963**, Observations sur la capacité au champ de quelques sols ferrallitiques. Rapprochement avec les courbes pF-humidité. *Science du Sol*, 5-13.
- Cornelis M., Ronsyn J., Van Meirvenne M., Hartmann R., 2001**, Evaluation of Pedotransfer Functions for Predicting the Soil Moisture Retention Curve. *Soil Sci. Soc. Am J.* 65, 638–648.
- Cornelis M., Muhammed K., Roger H., Meirvenne M.V., Vos B., 2005**, Comparison of unimodal analytical expressions for the Soil-Water Retention Curve. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 69, 1902-1911.
- Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R., 1984**, A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, 20(6), 682-690.
- Cresswell H.P., Coquet Y., Bruand A., McKenzie N.T., 2006**, The transferability of Australian pedotransfer functions for predicting water retention characteristics of French soils. *Soil Use and Management*, 22, 62–70.
- De Crécy J., 1981**, Dynamique structurale, histoire du matériau, in : Concart J, De Crécy J, Guyot J et Perrey C. (éds), drainage agricole, théorie et pratique. 163-180.

- De Jong R., Campbell C.A., Nicholaichuk W., 1983**, Water retention equations and their relationship to soil organic matter and particle size distribution for disturbed samples. *Can. J. Soil Sci.*, 63, 291-302.
- Dexter A. R., Bird N.R.A., 2001**, Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. *Soil and Tillage Research*, 57, 203-212.
- Donatelli M., Wösten J.H.M., Belocchi G., Acutis M., Nemes A., Fila G., 2004**, Methods to evaluate pedotransfer functions. Elsevier B.V. 30, 357–411.
- Food and Agriculture Organisation (FAO), 1990**, Guidelines for soil description (3rd Ed.). FAO/ISRIC. Rome.
- Fripiat J., Chaussidon J., Jelli A., 1971**, Chimie-Physique des phénomènes de surface. Application aux oxydes et aux silicates. Masson éd. Paris. 387 p.
- Gregson K.D., Hector J., McGowan M., 1987**, A one-parameter model for the soil water characteristics. *J. Soil Sci.*, 38, 483-486.
- Gupta S.C., Larson W.E., 1979**, Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resources Research*, 15, 1633–1635.
- Hall D.G., Reeve M.J., Thomasson A.J., Wright V.F., 1977**, Water retention, porosity and density of field soils. Technical Monograph. n°9. Soil Survey of England & Wales, Harpenden.
- Haverkamp R., Parlange J.Y., 1986**, Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, 142(6), 325-338.
- Hill J.N.S., Sumner M.E., 1967**, Effect of bulk density on moisture characteristics of soils. *Soil Science*, 103(4), 234-238.
- Husz G., 1967**, The determination of pF-curves from texture using multiple regressions. (In German.) *Z. Pflanzenemähr. Düng. Bodenkd.* 116(2), 23-29.
- ISSS Working Group RB, 1998**, World Reference Base for Soil Resources: Introduction (eds J.A. Deckers, F.O. Nachtergaele & O.C. Spaargaren), First Ed. International Society of Soil Science (ISSS). ISRIC-FAO-ISSS-Acco. Leuven.
- Jamagne M., 1967**, Bases et techniques d'une cartographie des sols. *Ann. Agron.*, n° hors série, 18, 142p.
- Jamagne M., Bliet L., Rémy J.C., 1970**, Contribution à l'étude pédologique et agronomique des sols argileux du Bassin Parisien. *La Haute Brie. Ann. Agron.*, 21(2), 119-157.

- Jamagne M., Bétrémieux R., Bégon J.C., Mori A., 1977**, Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. Bull. Tech. Inf. 324-325, 627-641.
- Jamison V.C., 1956**, Pertinent factors governing the availability of soil moisture to plants. Soil Sci., 81, 459-471.
- Kern J.S., 1995**, Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 59, 1134-1141.
- King D., Burrill A., Daroussin J., Le Bas C., Tavernier R., Van Ranst E., 1995**, The EU soil geographical database. In: King, D., Jones, R.J.A., Thomasson, A.J. (Eds), European Land Information Systems for Agro-environmental Monitoring. JointResearch Centre, Ispra, Italy.
- Leenhardt D., 1995**, Errors in the estimation of soil water properties and their propagation through a hydrological model. Soil Use and Management, 11, 15–21.
- Leij, F. J., Alves W. J., van Genuchten M. Th., Williams J. R., 1996**, The UNSODA Unsaturated Soil Hydraulic Database; User's Manual, Version 1.0. EPA/600/R-96/095, National Risk Management Laboratory, Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH. 103 p.
- Leij F.J., Alves W.J., van Genuchten M.Th., 1999**, The UNSODA unsaturated soil hydraulic database Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media. Riverside, California. Riverside: UCR.
- Lilly A., 1997**, A description of the HYPRES database (Hydraulic Properties of European Soils). In: The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe. A. Bruand, O. Duval, H. Wösten and A. Lilly (eds). Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning', Orléans, France, 10-12/10/1996. INRA Orléans and EC/JRC Ispra. 161-182.
- Lilly A., Wösten J.H.M., Nemes A., Le Bas C., 1999**, The development and use of the HYPRES database in Europe. In: MTh van Genuchten & FJ Leij, eds, Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media. Proceedings of the International Workshop Riverside, California, October 22-24, 1997 pp 1283-1204.

- Lilly A., 2000**, The relationship between field-saturated hydraulic conductivity and soil structure: development of class pedotransfer functions. *Soil Use and Management*, 16, 56–60.
- Manrique L.A., Jones C.A., 1991**, Bulk density of soil in relation to soil physical and chemical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 476-481.
- Meng T.P., Taylor H.M., Fryrear D.W., Gomez J.F., 1987**, Models to predict water retention in semiarid sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 1563-1565.
- Minasny B., McBratney A.B., Bristow K.L., 1999**, Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma*, 93, 225–253.
- Monnier G., Stengel P., Fiès J.C., 1973**, Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agrégats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. Agron.*, 24, 533-545.
- Morvan X., Bruand A., Cousin I., Roque J., Baran N., Mouvet Ch., 2004**, Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols d'un bassin versant à l'aide de fonctions de pédotransfert : influence de la densité apparente et de la teneur en éléments grossiers. *Etude et Gestion des Sols*, 11, 117-135.
- Mualem Y., 1976**, A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12(33), 513-522.
- Musy A., Soutter M., 1991**, *Physique du sol*. Presses polytechniques et universités romandes, Lausanne, Suisse, 335 p. Ouvrage spécialisé sur le milieu non saturé, très clair et pédagogique.
- Nemes, A., Wösten, H., Lilly, A. 2001**, Development of soil hydraulic pedotransfer functions on a European scale: Their usefulness in the assesment of soil quality. In: D.E. Stott, R.H. Mohtar and G.C. Steinhardt (eds). *Sustaining the Global Farm*. 10th International Soil Conservation Organization Meeting, May 24-29, 1999, Purdue University and USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, pp. 541-549.
- Nemes, A. 2002**, Unsaturated soil hydraulic database of Hungary: HUNSODA. *Agrokémia és Talajtan*, 51, 17–26.
- Nemes, A., Schaap, M.G., Wösten, J.H.M. 2003**, Functional evaluation of pedotransfer functions derived from different scales of data collection. *Soil Science Society of America Journal*, 67, 1093–1102.
- Nemes, A., Rawls, W.J. 2004**, Soil texture and particle-size distribution as input to estimate soil hydraulic properties. p 47-70. In: Y. Pachepsky, W.J. Rawls (eds) *Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrlogy*. *Development in Soil Science*. Vol 30. Elsevier. Amsterdam.

- Nicolaeva S.A., Pachepsky Y.A., Shcherbakov R.A., Shcheglov A.I., 1986**, Modelling of moisture regime for ordinary chernozems. *Pochvovedenie*. 6, 52-59.
- Nimmo J.R., 1997**, Modeling structure influence on soil water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 712-719.
- Oosterveld M., Chang C., 1980**, Empirical relations between laboratory determinations of soil texture and moisture retention. *Canadian Agricultural Engineering*. 22, 149-151.
- Pachepsky Y.A., Shcherbakov R.A., Várallyay G., Rajkai K., 1982**, Staistical analysis of water retention relations with other physical properties of soils. *Pochvovedenie*. 2, 42-52.
- Pachepsky Y.A., Timlin D., Várallyay G., 1996**, Artificial neural networks to estimate soil water retention from easily measurable data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 727-773.
- Pachepsky Y.A., Rawls W.J., Gimenez D., Watt J.P.C., 1998**, Use of soil penetration resistance and group method of data handling to improve soil water retention estimates. *Soil and Tillage Research* 49, 117-128.
- Pachepsky Y.A., Rawls W.J., 1999**, Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, 1748-1757.
- Pachepsky Y.A., Rawls W.J., 2003**, Soil structure pedotransfer functions. *European Journal of Soil Science*, 54 (3): 443–451.
- Pachepsky, Y.A., Rawls, W.J., Lin, H.S. 2006**, Hydropedology and pedotransfer functions. *Geoderma*. 131, 308–316.
- Paydar, Z., Cresswell, H.P. 1996**, Water retention in Australian soils, II. Prediction using particle size, bulk density and other properties. *Aust. J. Soil Res.* 34, 679-693.
- Pédro G., 1994**, Les minéraux argileux, Masson, éd (2)., 665p.
- Petersen G.W., Cunningham R.L., Matelski R.P., 1968a**, Moisture characteristics of Pennsylvania soils: I. Moisture retention as related to texture. *Soil Sci. Am. Proc.*, 32, 271-275.
- Petersen G.W., Cunningham R.L., Matelski R.P., 1968b**, Moisture characteristics of Pennsylvania soils: II. Soil factors affecting moisture retention within textural class-Silt Loam. *Soil Sci. Am. Proc.*, 32, 866-870.
- Puckett W.E., Dane J.H., Hajek B.F., 1985**, Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 831-836.
- Quirk J.P., 1994**, Interparticle forces: a basis for the interpretation of soil physical behaviour, *Advances in Agronomy*, 53, 121-183.
- Rajkai K., Várallyay G., 1992**, Estimating soil water retention from simpler properties by regression techniques. *International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, Univ. of California, Riverside, River side, CA. 11–13 October 1989, pp. 417–426.

- Ratliff L.F., Ritchie J.T., Cassel D.K., 1983**, Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 770-775.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Saxton, K.E. 1982**, Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE*, 26, 1747–1752.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. 1983**, Agricultural management effects on soil water processes, Part I. Soil water retention and Green and Ampt infiltration parameters. *Trans. ASAE*, 26, 1747-1752.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. 1985**, Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. In E. Jones and T.J. Ward (ed.) *Watershed manage. Eighties. Proc. Symp.* ASCE, Denver, CO. 30 Apr-2May 1985. ASCE, New York. 293-299.
- Rawls, W.J., Gish, T.J., Brakensiek, D.L. 1991**, Estimation soil water retention from soil physical properties and characteristics. *Advance in Soil Science*, By Springer – Verlag New – York Inc. 16, 213-234.
- Rawls W.J., Pachepsky Y.A., Ritchie J.C., Sobecki T.M., Bloodworth H., 2003**, Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma* 116, 61–76.
- Rawls W.J., Nemes A., Pachepsky Y.A., 2004**, Effect of soil organic carbon on soil hydraulic properties. *Elsevier B.V.* 30, 95–114.
- Reeve M.J., Smith P.D., Thomasson A.J., 1973**, The effect of density on water retention properties of field soils. *J. Soils Sci.*, 24, 354-367.
- Renger M., 1971**, Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, des Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. *Z. Pfl Ernähr. Bodenk.*, 130, 53-67.
- Richard G., Cousin I., Sillon J.F., Bruand A., Guérif J., 2001**, Effect of compaction on the porosity of a silty soil: Consequences on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52, 49–58.
- Robert, M., Tessier, D. 1974**, Méthode de préparation des argiles des sols pour les études minéralogiques. *Annales Agronomiques*, 25, 859–882.
- Romano N., Palladino M., 2002**, Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes. *J. Hydrol.* 265, 56-75.
- Rowelle D.L., 1994**, *Soil Sciences. Methods and Applications.* Longman.
- Sala, G.H., D. Tessier., 1994**, Rétention de l'eau par les matériaux argileux: signification et prévision. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 318 Série II, 381-388.
- Salchow E., Lal R., Fausey N.R., Ward A., 1996**, Pedotransfer functions for variable alluvial soils in southern Ohio. *Geoderma.* 73, 165-181.
- Salter P.J., Williams J.B., 1965**, The influence of texture on the moisture characteristics of soils. II. Available-water capacity and moisture release characteristics. *J. Soil Sci.*, 16(2), 310-317.

- Salter P.J., Berry G., Williams J.B., 1966**, The influence of texture on the moisture characteristics of soils. III. Quantitative relationships between particle size, composition and available-water capacity. *J. Soil Sci.*, 17(1), 93-98.
- Saxton K.E., Rawls W.J., Romberger J.S., Papendick R.I., 1986**, Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 1031-1036.
- Schaap M.G., Bouten W., 1996**, Modeling water retention curves of sandy soils using neural networks. *Water Resour. Res.* 32, 3033-3040.
- Schaap M.G., Leij F.J., 1998**, Database related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Sci.* 163, 765-779.
- Schaap M.G., Leij F.J., van Genuchten M.T., 1998**, Neural network analysis for hierarchical prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 847-855.
- Schaap M.G., Leij F.J., 2000**, Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 843-851.
- Schaap M.G., 2004**, Accuracy and uncertainty in PTF predictions. p 33-43. In: Y. Pachepsky, W.J. Rawls (eds) *Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology. Development in Soil Science. Vol 30.* Elsevier. Amsterdam.
- Scheinost A.C., Sinowski W., Auerswald K., 1997**, Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma* 78, 129-143.
- Sorani V., Bruand A., Fournier B., Tessier D., 1987**, Comportement des horizons d'un sol argileux en fonction de l'état hydrique : étude d'échantillons à structure conservée. *Science du Sol*, 25(3), 133-144.
- Tessier D., Berrier J., 1979**, Utilisation de la microscopie à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols soumis à différents pF. *Bulletin de l'A.F.E.S.* 1, 67-82.
- Tessier D., Pédro G., Camara L., 1980**, Sur le comportement hydrique et l'évolution de de l'organisation des argiles (kaolinites et smectites) au cours de la dessiccation et de la réhumectation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 290, série D, 1169-1172.
- Tessier D., 1984**, Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse d'état, Univ. Paris VII, 361 p.
- Tessier D., Pédro G., 1984**, Recherches sur le rôle des minéraux argileux dans l'organisation et le comportement des sols. *AFES, Livre Jubilaire*, 223-234.
- Tessier D., Bruand A., 1985**, Comportement et organisation des matériaux argileux. Application à l'étude de l'engorgement des sols. In : Conditions et effets des excès d'eau en Agriculture. Séminaire Paris, *Commission Agro-Météo*, 9-11 Octobre 1985, INRA éd., 51-58.

- Tessier D., Pédro G., 1987**, Mineralogical characterization of 2:1 clays in soils: importance of the clay texture. In: Proceedings of the International Clay Conference. Denver, 1985 (eds L.G. Schultz, H. van Olphen and F.A. Mumpton), pp. 78-84. The Clay Minerals Society, Bloomington, IN.
- Tessier D., Bruand A., Beaumont A., 1989**, Relationship between clay mineralogy and soil behaviour in Paris Basin clayey soils. *9th International Clay Conference*, Strasbourg, France, August 28 - September 2, 1989.
- Tessier D., 1991**, Behavior and microstructure of clay minerals. In Soil Colloids and their associations in aggregates, Edited by M.F. De Boodt et al., NATO Advanced Series, Plenum Press, New York, 387-415.
- Tessier D., Lajudie A., Petit J.C., 1992**, Relation between the macroscopic behavior of clays and their microstructural properties. *Applied Geochemistry*, 1(Suppl.), 151-161.
- Tessier D., Bigorre F., Bruand A., 1999**, La capacité d'échange : Outil de prévision de propriétés physiques des sols. The exchange capacity : Tool for predicting soil physical properties. *Compte Rendu à l'Académie d'Agriculture Française*. 85, 2, 37-46.
- Tietje O., Tapkenhinrichs M., 1993**, Evaluation of pedotransfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 1088-1095.
- Tomasella J., Hodnett M.G., 1998**, Estimating soil water retention characteristics from limited data in Brazilian Amazonia. *Soil Science*, 163, 190-202.
- Tomasella J., Pachepsky Y.A., Crestana S., Rawls J., 2003**, Comparison of Two Techniques to Develop Pedotransfer Functions for Water Retention. *Soil Sci. Am. J.* 67, 1085-1092.
- Tranter G., Minasny B., Mcbratney A.B., Murphy B., Mckenzie N.J., Grundy M., Brough D., 2007**, Building and testing conceptual and empirical models for predicting soil bulk density. *Soil Use and Management*, 23, 437– 443.
- Tyler S.W., Wheatcraft S.W., 1989**, Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 362-369.
- Ungano F., Calzolari C., Busoni E., 2005**, Development of pedotransfer functions using a group method of handling for the soil of the Pianura Padano–Veneta region of North Italy: water-retention properties, *Geoderma* 124, 293–317.
- USDA Natural Resources Conservation Service, 1994**, Summary Report 1992 National Resources Inventory. Iowa State University Statistical Laboratory, Ames, IA.
- van Alphen B.J., Booltink H.W.G., Bouma J., 2001**, Combining pedotransfer functions with physical measurements to improve the estimation of soil hydraulic properties. *Geoderma* 103, 133-147.
- van Genuchten M.T., 1980**, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892–898.

- van Genuchten M.T., Leij F.J., Yates S.R., 1991**, The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. USDA Salinity Laboratory, Riverside, CA, USA.
- van Genuchten, M.T., Leij F.J., 1992**, On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. 1-14. In M.Th. van Genuchten et al. (ed) Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Univ. of California. Riverside.
- Vasseur G., Djera-Maigre I., Grunberger D., Rousset G., Tessier D., Velde B., 1995**, Evolution of structural and physical parameters of clays during experimental compaction. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 941-954.
- Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., Darius, P. 1989**, Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science* 148, 389–403.
- Williams R.D., Ahuja L.R., Naney J.W., 1992**, Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density and limited data. *Soil Science*, 153(3), 172-184.
- Wösten, J.H.M., Finke, P.A., Jansen, M.J.W. 1995**, Comparison of class and continuous pedotransfer functions to generate soil hydraulic characteristics. *Geoderma*, 66, 227–237.
- Wösten, J.H.M., Lilly, A., Nemes, A., Le Bas, C. 1999**, Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90, 169–185.
- Wösten, J.H.M., Pachepsky, Y.A., Rawls, W.J. 2001**, Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of hydrology*, 251, 123–150.

Annexes

Annexe 1

Article publié à l'issu des travaux conduits dans le cadre du D.E.A
National de Science de Sol.

Premiers résultats de validation des classes de pédotransfert établies à partir de la base de données SOLHYDRO 1.0

Application à des sols de la région Centre

H. Al Majou⁽¹⁾, A. Bruand⁽¹⁾, B. Nicoullaud⁽²⁾, O. Duval⁽²⁾ et J. Dupont⁽³⁾

(1) Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université d'Orléans, Géosciences, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2

(2) Unité de Science du sol, INRA, 2163 avenue de la Pomme de Pin, BP 20619, 45166 Olivet cedex

(3) Chambre d'Agriculture du Cher, 2701 route d'Orléans, BP 10, 18230 St Douichard

RÉSUMÉ

Les propriétés de rétention en eau de 42 horizons appartenant à 11 sols de la région Centre ont été mesurées pour 7 valeurs de potentiel. Les teneurs en eau volumiques ainsi déterminées ont été comparées à celles obtenues en utilisant des classes de pédotransfert (CPT) établies à partir de la base de données SOLHYDRO 1.0. Ces classes de pédotransfert utilisent soit seulement le type d'horizon et la texture (CPT texturales), soit le type d'horizon, la texture et la densité apparente de l'horizon (CPT texturo-structurales). Avec les CPT texturales, les teneurs en eau sont en moyenne légèrement surestimées (0,7 % en teneur en eau volumique). La prise en compte de la structure des horizons grâce à leur densité apparente (CPT texturo-structurales) ne réduit pas ce biais de prédiction. La précision obtenue avec les CPT texturales ou texturo-structurales est en moyenne voisine de 3 % en teneur en eau volumique. Une amélioration de la précision est enregistrée pour les horizons E, B et C et pour ceux de texture argileuse lorsque l'on passe des CPT texturales aux CPT texturo-structurales. Ainsi, sur la base de ces premiers résultats de validation, il apparaît que l'utilisation des CPT texturo-structurales n'apporte une amélioration sensible de la qualité de la prédiction (augmentation de la précision) que pour les horizons E, B ou C et les horizons de texture ALO, AS, A ou AL. Dans les autres horizons appartenant à des sols apparentés aux sols étudiés, il apparaît justifié de se limiter à l'utilisation des CPT texturales puisque la prise en compte de la densité apparente n'améliore au mieux que très peu le biais et la précision des prédictions.

Mots clés

Horizon, texture, densité apparente, teneur en eau volumique, structure

SUMMARY**FIRST RESULTS OF VALIDATION OF THE CLASS PEDOTRANSFER FUNCTIONS ESTABLISHED WITH SOLHYDRO 1.0****DATABASE: application to soils from the region Centre (France)**

Water retention properties of 42 horizons collected in 11 soils from the « Région Centre » were determined at seven values of potential. The measured volumetric water contents were compared with those predicted by class pedotransfer functions (CPTs) obtained from the data base SOLHYDRO 1.0. These class pedotransfer functions use either both the type of horizon and texture alone (textural CPTs), or the type of horizon, the texture and the bulk density together (texturo-structural CPTs). Results showed that with the textural CPTs, there is an overestimation of the volumetric water content of 0,7 %. The texturo-structural CPTs do not reduce this bias. The precision recorded on the predicted volumetric water content with the textural CPTs was about 3 %. An increase in the precision was recorded for the E, B and C horizons and the clayey horizons when the texturo-structural CPTs were used. Thus, on the basis of these first results, it appears that texturo-structural CPTs lead to some significant improvement of the prediction quality for the E, B or C horizons and the horizons with ALO, AS, A or AL texture. For the horizons with other characteristics and belonging to soils related to those studied, it appears justified to use textural CPT because use of bulk density as predictor does not significantly increase the prediction quality.

Key-words

Horizon, texture, bulk density, volumetric water content, structure

RESUMEN**PRIMEROS RESULTADOS DE VALIDACIÓN DE LAS CLASES DE PEDOTRANSFERENCIA ESTABLECIDAS A PARTIR DEL****BANCO DE DATOS SOLHYDRO 1.0: Aplicación a suelos de la región Centro**

Las propiedades de retención en agua de 42 horizontes que pertenecen a 11 suelos de la región centro se midieron por 7 valores de potencial. Los contenidos en agua volumétrica así determinados se compararon a los obtenidos usando clases de pedotransferencia (CTP) establecidas a partir de la base de datos SOLHYDRO 1.0. Estas clases de pedotransferencia usan sea el tipo de horizonte y la textura (CTP texturales) sea el tipo de horizonte, la textura y la densidad aparente del horizonte (CTP texturo-estructurales). Con las CTP texturales, los contenidos en agua son en promedio ligeramente sobrestimados (0,7 % en contenido en agua volumétrica). La toma en cuenta de la estructura de los horizontes gracias a su densidad aparente (CTP texturo-estructurales) no reduce la diferencia de predicción. La precisión obtenida con las CTP texturales o texturo-estructurales es en promedio cerca de 3 % en contenido en agua volumétrica. Un mejoramiento de la precisión se registro para los horizontes E, B y C y para los de textura arcillosa cuando uno pasa de las CTP texturales a las CTP texturo-estructurales. Así, sobre la base de estos primeros resultados de validación, aparece que el uso de los CTP texturo-estructurales no aporta un mejoramiento sensible de la calidad de la predicción (aumento de la precisión) que para los horizontes de textura ALO, AS, A o ALL. En los otros horizontes que pertenecen a suelos similares a los suelos estudiados, aparece justificado de limitarse al uso de las CTP texturales porque la toma en cuenta de la densidad aparente mejora al mejor que muy poco la precisión de las predicciones.

Palabras clave

Horizonte, densidad aparente, contenido en agua volumétrica, estructura

Pour décrire le fonctionnement hydrique de la couverture pédologique, il est nécessaire de connaître les propriétés hydriques (rétention en eau, conductivité hydraulique) des horizons qui la composent. Or, la détermination de ces propriétés par des méthodes expérimentales étant généralement longue, coûteuse et difficile, des outils de prédiction ont été développés pour estimer de telles propriétés (Bouma et Van Lanen, 1987). Ces outils, normés fonctions ou classes de pédotransfert, sont pour l'essentiel des relations statistiques qui lient des propriétés du sol difficilement accessibles à des caractéristiques du sol aisément accessibles (composition granulométrique, densité apparente, teneur en carbone organique) (Bastet *et al.*, 1998; Wösten *et al.*, 2001; Wösten et Nemes, 2004). Ils constituent un moyen d'établir un lien entre ce qui est disponible dans les bases de données et les grandeurs nécessaires aux modèles qui décrivent le fonctionnement des sols (e.g. Hall *et al.*, 1977; Gupta et Larson, 1979; Bruand *et al.*, 1994 & 1996; Wösten et Nemes, 2004). Parmi ces outils, les classes de pédotransfert (CPT) permettent d'estimer les propriétés hydriques après avoir regroupé et classé les sols selon leurs caractéristiques (Wösten *et al.*, 2001; Bruand, 2004). Bruand *et al.* (2004) ont proposé des CPF pour les teneurs en eau volumiques à 7 potentiels de l'eau variant de -10 hPa (pF = 1,0) à -15 000 hPa (pF = 4,2) en fonction, soit du type d'horizon (horizons A d'une part, horizons E, B et C d'autre part) et de sa texture, soit du type d'horizon, de sa texture et de sa densité apparente. Dans ce second cas, la prédiction des teneurs en eau volumiques est supposée être moins biaisée et plus précise mais dans l'un et l'autre cas, ces jeux de valeurs n'ont encore fait l'objet d'aucun essai de validation. Dans cette note, notre objectif est de tester la validité de ces CPT proposées par Bruand *et al.* (2004) à partir de la base de données SOLHYDRO 1.0 lorsqu'elles sont utilisées pour prédire les propriétés de rétention en eau de sols de la région Centre.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les sols étudiés

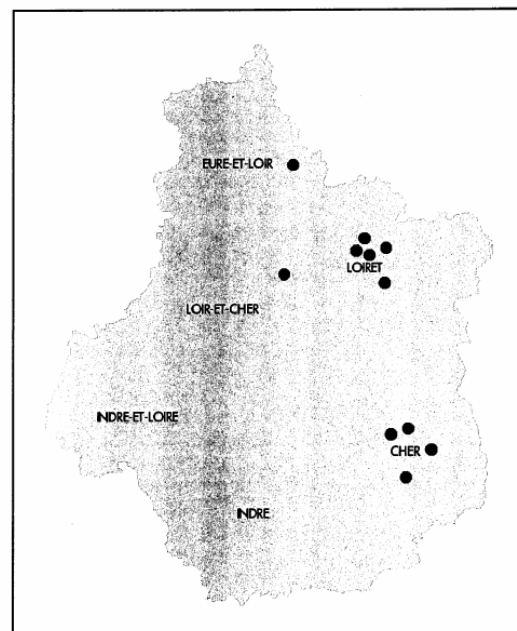
Un ensemble de 42 horizons (14 horizons A, 28 horizons B, E et C) issus de 11 sols localisés en région Centre a été étudié (Al Majou, 2004) (figure 1). Ces sols sont représentatifs de 5 régions naturelles de la région Centre. Ils sont développés dans différents matériaux parentaux : des matériaux argileux ou sablo-argileux reposant sur des calcaires d'âge oxfordien (9 horizons), des matériaux argileux non calcaire, d'âge éocène (4 horizons), des formations éoliennes limoneuses à limono-argileuses de faible épaisseur qui reposent sur des calcaires aquitaniens (9 horizons), des sédiments fluviaux sablo-argileux à argilo-sableux (6 horizons), des matériaux remaniés issus des sables et argiles burdigaliens (7 horizons), des formations alluviales sablo-caillouteuses d'âge quaternaire (4 horizons), des formations détritiques des sables et argiles de Sologne (3 horizons). Les horizons étudiés ne possédaient pas ou

très peu d'éléments grossiers et n'étaient par ailleurs pas ou très peu carbonatés.

Les propriétés de rétention en eau

La teneur en eau massique a été mesurée à 7 valeurs de potentiel allant de -10 hPa (pF = 1,0) à -15 000 hPa (pF = 4,2) en utilisant des mottes de dimensions centimétriques issues d'échantillons non perturbés prélevés lorsque le sol était dans un état hydrique proche de la capacité au champ (Bruand *et al.*, 1996). La densité apparente des horizons a été mesurée à l'aide de cylindres de 500 cm³ lorsque le sol était en conditions proches de la capacité au champ. La teneur en eau volumique (q_v en % volumique du sol) à chaque valeur de potentiel a été calculée en multipliant la teneur en eau massique par la densité apparente. Nous avons ainsi déterminé les teneurs en eau volumiques à -10 hPa ($q_{1,0}$ à pF = 1,0), -33 hPa ($q_{1,5}$ à pF = 1,5), -100 hPa ($q_{2,0}$ à pF = 2,0), -330 hPa ($q_{2,5}$ à pF = 2,5), -1 000 hPa ($q_{3,0}$ à pF = 3,0), -3 300 hPa ($q_{3,5}$ à pF = 3,5) et -15 000 hPa ($q_{4,2}$ à pF = 4,2). La composition granulométrique, la teneur en calcaire et carbone organique, la capacité d'échange cationique ont été mesurées au laboratoire d'analyse des sols de l'INRA à Arras.

Figure 1 - Localisation des profils de sols échantillonnés
Figure 1 - Location of the sampled soils



Validité des classes de pédotransfert utilisées

Les teneurs en eau volumiques ainsi mesurées ont été comparées à celles prédites à l'aide des CPT proposées par Bruand *et al.* (2004). Pour discuter de la qualité de la prédiction obtenue avec de telles CPT, nous avons calculé pour l'ensemble des horizons considérés l'erreur moyenne de prédiction (EMP_{moy}) définie par :

avec n , nombre de points de potentiel pour chaque horizon ($n = 7$ dans le cas de cette étude), n' , le nombre d'horizons considérés ($n' \leq$ dans cette étude), $q_{p,i}$, teneur en eau volumique prédite au poten-

$$EMP_{moy} = \frac{1}{n' \cdot n} \sum_{j=1}^{n'} \sum_{i=1}^n (\theta_{p,i,j} - \theta_{m,i,j})$$

tiel i pour l'horizon j , $q_{m,i}$, teneur en eau volumique mesurée au potentiel i pour l'horizon j . La prédiction est d'autant moins biaisée que EMP_{moy} est proche de 0. Par ailleurs, les CPT surestiment la teneur en eau lorsque EMP_{moy} est positif et la sous-estiment lorsque EMP_{moy} est négatif.

Nous avons aussi calculé l'écart-type de prédiction pour l'ensemble des horizons (ETP_{moy}) défini par :

L'écart-type de prédiction renseigne sur la précision de la prédiction. Cette précision est d'autant plus élevée que ETP_{moy} est faible.

$$ETP_{moy} = \left\{ \frac{1}{n' \cdot n} \sum_{j=1}^{n'} \sum_{i=1}^n [(\theta_{p,i,j} - \theta_{m,i,j}) - EMP_{moy}]^2 \right\}^{1/2}$$

Démarche suivie

Pour comparer la qualité des prédictions effectuées avec les CPT texturales et les CPT texturo-structurales, nous avons procédé en trois étapes :

- Dans une première étape, nous avons calculé les EMP_{moy} et ETP_{moy} obtenues avec les CPT texturales en considérant l'ensemble des 42 horizons. Puis, nous avons calculé les EMP_{moy} et ETP_{moy} obtenus avec les CPT texturo-structurales mais en ne considérant que les horizons pour lesquels la densité apparente (D_a) correspondait à une valeur proposée par Bruand *et al.* (2004) pour la classe de texture concernée. Enfin, les EMP_{moy} et ETP_{moy} obtenus avec ces CPT texturo-structurales ont été à nouveau calculées mais cette fois en considérant l'ensemble des 42 horizons. Dans ce dernier cas, lorsque la densité apparente ne correspondait pas à l'une des valeurs proposées par Bruand *et al.* (2004), ce sont des valeurs de q correspondant à la valeur de D_a la plus proche pour le type d'horizon et la classe de texture considérés qui ont été utilisées ;

- Dans une deuxième étape, nous avons regroupé les horizons selon les pôles texturaux argile, limon et sable ; cela permet de discuter la qualité de la prédiction selon ces trois pôles texturaux. Nous avons alors calculé les EMP_{moy} et ETP_{moy} avec les CPT texturales pour chaque pôle textural. Ensuite, nous avons calculé les

EMP_{moy} et ETP_{moy} en utilisant les CPT texturo-structurales et en ne prenant en compte, comme lors de la première étape, que les horizons dont D_a correspondait à une des valeurs proposées par Bruand *et al.* (2004). Enfin, les EMP_{moy} et ETP_{moy} obtenus avec les CPT texturo-structurales ont été à nouveau calculés comme lors de la première étape en prenant en compte l'ensemble des 42 horizons ;

- Enfin, nous avons regroupé les horizons en séparant les horizons de surface (horizons A et L) de ceux de subsurface (horizons E, B et C). Comme lors des deux étapes précédentes, nous avons calculé les EMP_{moy} et ETP_{moy} en utilisant les CPT texturales, puis les CPT texturo-structurales.

RESULTATS ET DISCUSSION

Une large gamme de composition échantillonnée

Les résultats des analyses effectuées au laboratoire confirment la large gamme de composition granulométrique décrite sur le terrain (figure 2, tableau 1). Dix classes de texture parmi les quinze classes du triangle de texture sont représentées. La teneur en carbone organique et la capacité d'échange cationique varient aussi dans une large gamme (tableau 1).

A chaque valeur de potentiel, la teneur en eau des horizons est très variable en raison des variations de composition (tableaux 1 et 2). A -10 hPa, $q_{1,0}$ varie dans un rapport de 1 à 4 entre valeurs minimale et maximale. A -15 000 hPa, $q_{4,2}$ varie dans un rapport de 1 à 11 entre valeurs minimale et maximale.

Tableau 1 - Composition de l'ensemble d'horizons étudiés ($n = 42$).

Table 1 - Composition of the set of studied horizons ($n = 42$)

	Moy.	Valeur mini	Valeur maxi	Ecart type
Teneur en argile (%)	23,6	1,9	57,5	14,2
Teneur en limon (%)	30,3	4,1	70,7	21,9
Teneur en sable (%)	46,2	2,5	89,4	31,5
CaCO ₃ (g.kg ⁻¹)	-	0	20,0	-
CO (g.kg ⁻¹)	5,9	0	18,4	5,0
CEC (cmol ⁺ kg ⁻¹)	10,8	0,6	27,1	7,3
D_a (g cm ⁻³)	1,53	1,32	1,77	0,13

CO : Teneur en carbone organique ; CEC : Capacité d'échange cationique déterminée à l'aide de la méthode à la cobaltihexamine ;

D_a : Densité apparente des horizons mesurée à l'aide de cylindres de 500 cm³.

Figure 2 - Texture des horizons utilisés pour tester la validité des classes de pédotransfert (CPT) proposées par Bruand *et al.* (2004).
Figure 2 - Texture of the horizons used to test the validity of class pedotransfer functions (CPT) proposed by Bruand *et al.* (2004).

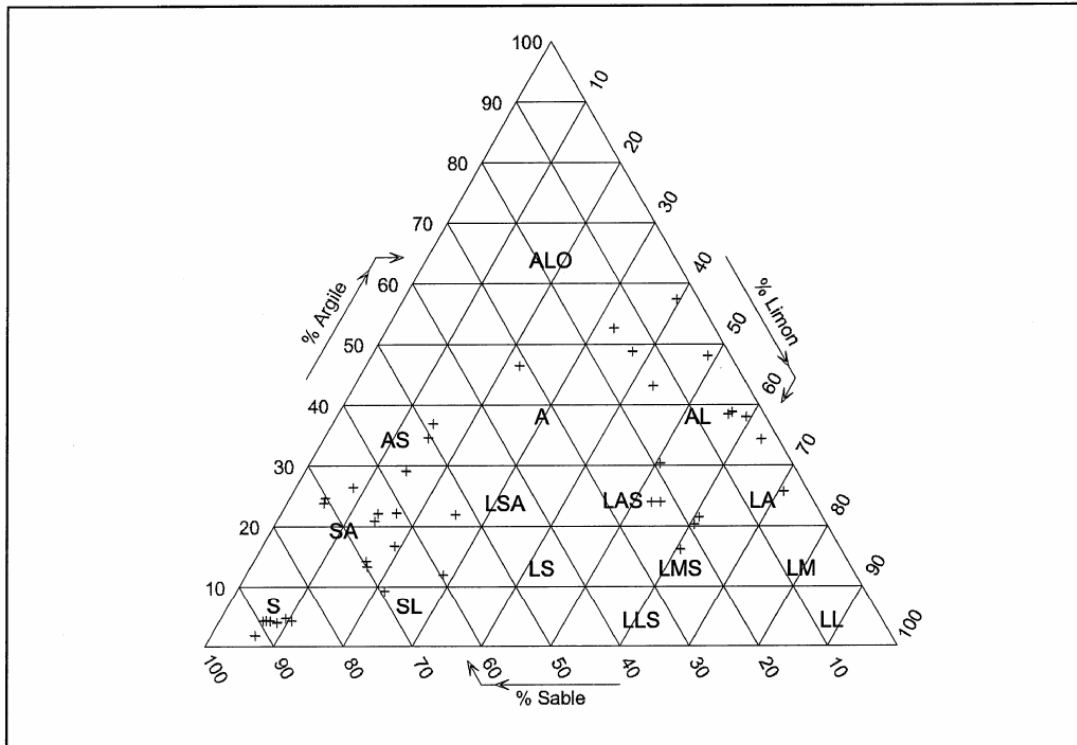


Tableau 2 - Valeurs moyenne, minimale, maximale et écart type des teneurs en eau volumiques (q) aux différentes valeurs de potentiel ($n = 42$).

Table 2 - Mean, maximal, minimal value and standard deviation of the volumetric water content at the different water potentials ($n = 42$)

Potentiel		Teneur en eau volumique (%)			
		Moy.	Min.	Max.	Écart type
-10 hPa	$q_{1,0}$	30,2	10,7	41,7	7,4
-33 hPa	$q_{1,5}$	27,6	8,2	38,3	8,1
-100 hPa	$q_{2,0}$	25,6	6,7	37,5	8,6
-330 hPa	$q_{2,5}$	23,1	5,4	35,9	8,8
-1 000 hPa	$q_{3,0}$	21,2	4,0	34,9	9,0
-3 300 hPa	$q_{3,5}$	18,0	3,0	31,4	8,4
-15 000 hPa	$q_{4,2}$	16,3	2,9	30,7	8,0

Validité des classes de pédotransfert utilisées

Les classes de pédotransfert (CPT) utilisées permettent de prédire la teneur en eau volumique (q) aux mêmes 7 valeurs de potentiel que celles auxquelles elles ont été mesurées au laboratoire. Ces CPT utilisent soit uniquement le type de l'horizon (distinction entre les horizons A d'une part, et E, B et C d'autre part) et sa texture (CPT texturales), soit le type de l'horizon, sa texture et sa densité apparente (CPT texturo-structurales) (Bruand *et al.*, 2004). Dans ce second cas, la prédiction devrait être moins biaisée et plus précise car on tient compte à la fois de la composition de l'horizon (texture) et son état structural (densité apparente).

Biais des prédictions

Les CPT texturales conduisent à des valeurs en moyenne faiblement surestimées ($EMP_{moy} = 0,7\%$) (colonne T, *tableau 3*). On enregistre un biais plus faible avec les CPT texturo-structurales ($EMP_{moy} = 0,5\%$) mais seuls 29 horizons ont été pris en compte

(colonne TS, *tableau 3*). Lorsque l'analyse porte sur l'ensemble des 42 horizons, on n'observe pas de variation du biais entre les CPT texturales et les CPT texturo-structurales (colonne TS*, *tableau 3*). La sur-estimation est plus élevée pour les horizons de texture argileuse que pour ceux de texture sableuse quel que soit le type de CPT utilisé. Pour les horizons de texture limoneuse, on enregistre en revanche une sous-estimation des teneurs en eau qui est d'ailleurs plus marquée avec les CPT texturo-structurales (*tableau 3*). Lorsque l'on sépare les horizons A et L d'une part et les horizons E, B et C d'autre part, on note que les teneurs en eau sont en moyenne sous-estimées pour les horizons A et L alors qu'elles sont en moyenne surestimées pour les horizons E, B et C. On note aussi une augmentation du biais lorsque l'on passe des CPT texturales aux CPT texturo-structurales alors que ces dernières auraient dû conduire à une prédiction moins biaisée.

Précision des prédictions

La précision de la prédiction est légèrement améliorée lorsque l'on passe des CPT texturales aux CPT texturo-structurales et ceci même lorsque l'on utilise des valeurs approchées de D_a (*tableau 3*). Avec les CPT texturales, la précision est voisine pour les horizons de texture limoneuse ($ETP_{moy} = 3,0\%$) et sableuse ($ETP_{moy} = 2,9\%$) alors qu'elle est supérieure pour les horizons de texture argileuse ($ETP_{moy} = 3,7\%$) (colonne T, *tableau 3*). Avec les CPT texturo-structurales, c'est en revanche avec les horizons de texture argileuse et limoneuse que les précisions sont proches alors qu'elle est nettement supérieure avec les horizons de texture sableuse (colonne TS, *tableau 3*). Avec les CPT texturales, la précision de la prédiction est

en moyenne inférieure avec les horizons A et L ($ETP_{moy} = 2,8\%$) à ce qu'elle est avec les horizons E, B et C ($ETP_{moy} = 3,4\%$). Avec les CPT texturo-structurales, les précisions enregistrées sont voisines ($2,7 < ETP_{moy} < 3,0\%$) quel que soit le type d'horizon et que l'on utilise ou non des valeurs approchées de D_a . Pour les horizons E, B et C, ces valeurs correspondent cependant à une amélioration de la précision avec les CPT texturo-structurales (2,7 % contre 3,4 %).

CONCLUSION

L'utilisation des classes de pédotransfert (CPT) proposées par Bruand *et al.* (2004) conduit à une prédiction de teneurs en eau qui sont en moyenne légèrement surestimées (de 0,5 à 0,7 % selon le type de CPT utilisé). Cette surestimation est plus marquée pour les horizons E, B et C et pour ceux de texture argileuse (ALO, AS, A et AL). Pour les horizons de texture limoneuse (LSA, LAS, LMS et LA), c'est en revanche une sous-estimation des teneurs en eau qui est enregistrée. La prise en compte combinée de la composition granulométrique (texture) et de l'état structural (densité apparente) des horizons à l'aide des CPT texturo-structurales ne réduit pas le biais de prédiction mais il faut cependant noter que les biais enregistrés sont, dans tous les cas, faibles ($-0,7 < EMP < 1,5\%$).

L'utilisation de CPT texturo-structurales permet en revanche d'améliorer légèrement la précision de la prédiction lorsque l'ensemble des horizons étudiés est pris en compte. La précision reste cependant voisine de 3 %. C'est avec les horizons E, B et C et ceux de texture argileuse (ALO, AS, A et AL) que l'amélioration de la préci-

Tableau 3 - Biais moyen (EMP_{moy}) et précision moyenne (ETP_{moy}) enregistrés lors de l'utilisation de classes de pédotransfert texturales (T), de classes de pédotransfert texturo-structurales (TS) et de classes de pédotransfert texturo-structurales avec la densité apparente la plus proche (TS*)

Table 3 - Mean value of the average errors of prediction (EMP_{moy}) and of the standard deviation of prediction (ETP_{moy}) recorded with the textural class pedotransfer functions (T), the texturo-structural class pedotransfer functions (TS) and the texturo-structural class pedotransfer functions using the nearest bulk density (TS*)

	T			TS			TS*		
	EMP_{moy} (%)	ETP_{moy} (%)	n'	EMP_{moy} (%)	ETP_{moy} (%)	n'	EMP_{moy} (%)	ETP_{moy} (%)	n'
Tous horizons	+0,7	+3,3	42	+0,5	+3,0	29	+0,7	+2,9	42
Textures ALO, AS, A, AL	+1,0	+3,7	15	+1,3	+2,6	14	+1,5	+2,7	15
Textures S, SA, SL	+0,7	+2,9	19	+0,5	+3,5	7	+0,8	+3,0	19
Textures LSA, LAS, LMS, LA	-0,1	+3,0	8	-0,8	+2,6	8	-0,8	+2,6	8
Horizons A et L	-0,1	+2,8	14	-0,7	+2,9	12	-0,2	+3,0	14
Horizons E, B, C	+1,1	+3,4	28	+1,4	+2,7	17	+1,2	+2,7	28

n' : nombre d'horizons considérés

sion est la plus nette lorsque l'on passe des CPT texturales aux CPT texturo-structurales.

Ainsi, sur la base de ces premiers résultats de validation, il apparaît que l'utilisation des CPT texturo-structurales proposées par Bruand *et al.* (2004) n'apporte une amélioration sensible de la qualité de la prédiction (augmentation de la précision) que pour les horizons E, B ou C et les horizons de texture ALO, AS, A ou AL, *a fortiori* pour les horizons E, B ou C présentant ces textures. Dans les autres cas et pour les sols apparentés aux sols étudiés, il apparaît justifié de se limiter à l'utilisation des CPT texturales puisque la

prise en compte de la densité apparente n'améliore au mieux que très peu le biais et la précision des prédictions.

BIBLIOGRAPHIE

- Al Majou H., 2004 - Mesures et prédiction des propriétés de rétention en eau de sols de la région Centre. Mémoire de D.E.A. National de Science du Sol, 35 p.
- Bastet G., Bruand A., Quélin P., Cousin I., 1998 - Estimation des propriétés de rétention en eau à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT): Une analyse bibliographique. *Etude et Gestion des Sols*, 1, pp. 7-28.
- Bouma J, van Lanen HAJ, 1987 - Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. pp. 106-111. *In: Beek K.J., P.A. Burrough and D.E. McCormack (eds.), Proc. ISSS/SSSA Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures. Int. Inst. for Aerospace Surv. and Earth Sci., Publ. No 6, Enschede, The Netherlands.*
- Bruand A., 2004 - Preliminary Grouping of soils, *In: Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology*, Y. Pachepsky and W.J. Rawls (eds.), *Developments in Soil Science*, volume 30, Elsevier, pp. 159-174.
- Bruand A., Baize D., Hardy M., 1994 - Prediction of water retention properties of clayey soils: validity of relationships using a single soil characteristic. *Soil Use and Management*, 10, 3, pp. 99-103.
- Bruand A., Duval O., Cousin I., 2004 - Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO: Une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, 11, pp. 323-332.
- Bruand A., Duval O., Gaillard H., Darthout R., Jamagne M., 1996 - Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols: importance de la densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, 3(1), pp. 27-40.
- Gupta S.C., Larson W.E., 1979 - Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter content, and bulk density. *Water Resources Research*, 15, pp. 1633-1635.
- Hall D.G., Reeve M.J., Thomasson A.J., Wright V.F., 1977 - Water retention, porosity and density of field soils. *Technical Monograph. N°9. Soil Survey of England & Wales, Harpenden.*
- Wösten J.H.M., Nemes A., 2004 - Pedotransfer functions for Europe. *In: Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology*, Y. Pachepsky and W.J. Rawls (eds.), *Developments in Soil Science*, volume 30, Elsevier, pp. 431-435.
- Wösten J.H.M., Pachepsky Y.A., Rawls W.J., 2001 - Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251, pp. 123-150.

Annexe 2

Fiche de protocole

Mesure de la densité apparente par la méthode au pétrole

Expression et définition

Densité apparente sèche D_a : masse d'un volume de sol séché à 105°C rapportée à la masse d'un même volume d'eau.

Principe de la méthode

La densité apparente est déterminée par immersion des échantillons (mottes, agrégats, ...) dans le kérosène. On mesure la force opposée à la poussée d'Archimède qui est exercée par le kérosène sur l'échantillon. Le kérosène présente l'avantage d'être "inactif" (molécules non polaires) vis-à-vis du sol (à la différence de l'eau), faiblement miscible dans l'eau, peu volatile à température ambiante (tension de vapeur faible). Il peut être aisément éliminé lors du séchage des échantillons à l'étuve.

Procédures

La méthode peut être appliquée soit à des échantillons secs, soit humides comme les mottes utilisées lors de la détermination des propriétés de rétention en eau.

Dispositif

Le dispositif de mesure se compose d'une balance de précision ($\pm 1\text{mg}$), d'un bécher rempli de kérosène, d'une nacelle (permettant de contenir l'échantillon) suspendue à un statif (figure 1).

Préparation

① Les échantillons sont immergés dans une coupelle contenant du kérosène (type kerdane, distillat de pétrole) durant un temps suffisant pour que la porosité libre à l'air se sature de kérosène. Le temps nécessaire à la saturation est en moyenne de 5 à 6 heures. Elle peut être de quelques heures pour les échantillons proches de l'état saturé à environ 12 heures pour des échantillons secs à porosité élevée et constituée de pores de petite taille. Pour s'assurer que l'équilibre est atteint, il est nécessaire de vérifier que plus aucune bulle d'air ne s'échappe des échantillons,

même lorsqu'on les déplace doucement dans le kérosène.

② On évacue le kérosène de la coupelle et on élimine le kérosène excédentaire à la périphérie de l'échantillon en l'essuyant dans du papier absorbant (type Kleenex). L'échantillon doit passer de l'aspect brillant à l'aspect mat. Dès que l'aspect mat est obtenu il faut cesser l'essuyage car on risque d'extraire du kérosène présent dans la porosité de l'échantillon.

Mesures

③ La nacelle étant suspendue immergée et stabilisée dans le bécher de kérosène, on tare la balance (faire attention que la nacelle ne repose pas sur le fond du bécher, ni ne touche la paroi du bécher).

Relever la nacelle hors du bécher. Mettre l'échantillon dans celle-ci.

④ Immerger totalement l'ensemble. Après stabilisation, noter la masse indiquée par la balance.

On retire la nacelle et l'échantillon du dispositif.

⑤ On recueille l'échantillon et on le place à l'étuve à 105°C pendant 48 h. (Le kérosène sera éliminé par évaporation à cette température.) On détermine la masse sèche par pesée.

Calcul

La formule utilisée pour le calcul est de la forme :

$$D_a = \frac{m_s \times \rho_p}{m_p \times \rho_w}$$

avec :

- D_a = densité apparente
- m_p = masse de kérosène déplacé par l'échantillon (g)
- m_s = masse de l'échantillon séché à 105 °C (g)
- ρ_p = masse volumique du pétrole (généralement voisine de 0,782 g.cm⁻³)
- ρ_w = masse volumique de l'eau (1 g.cm⁻³).

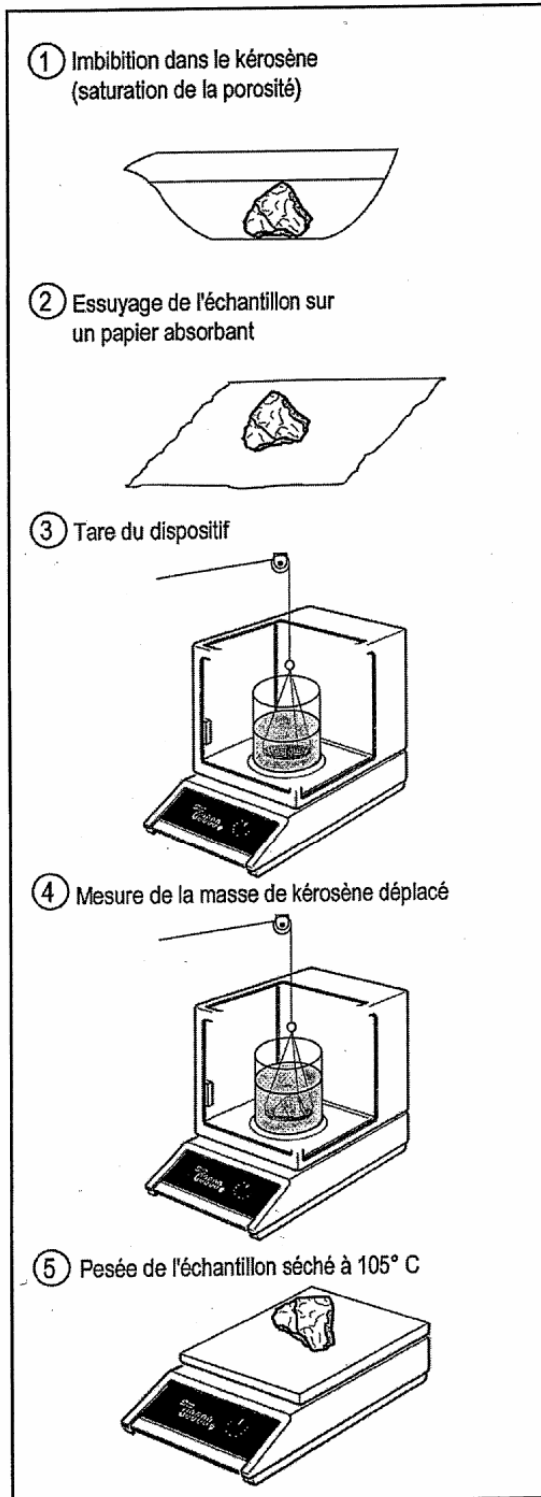


Figure 1 : Dispositif et différentes étapes de la procédure

Précision et difficultés de manipulation

La durée de l'immersion de la motte dans le kérosène doit être suffisante pour éviter que l'échantillon n'absorbe encore du kérosène lors de la mesure.

Lorsque les échantillons sont soumis à imbibition dans le kérosène durant de nombreuses heures, il faut veiller à recouvrir le récipient contenant le kérosène avec un film plastique pour éviter que de l'eau présente dans les échantillons soit éliminée par évaporation. En effet, une faible proportion d'eau est miscible dans le kérosène, et l'eau a une tension de vapeur très supérieure à celle du kérosène. Il en résulte que l'eau contenue dans le kérosène s'évapore beaucoup plus rapidement que ce dernier. Ainsi, si l'on n'y prend pas garde, on peut assister à un dessèchement des échantillons, l'eau allant de ceux-ci vers le kérosène, puis du kérosène dans l'atmosphère par évaporation.

L'élimination du kérosène à la périphérie de l'échantillon est l'opération la plus délicate, car il faut éviter d'extraire du kérosène de la porosité de l'échantillon.

La masse volumique du kérosène doit être vérifiée périodiquement ; elle est déterminée à l'aide d'un objet de volume connu avec précision (bille calibrée).

Bien que l'eau soit très faiblement miscible avec le kérosène, il est nécessaire d'utiliser du kérosène dans lequel on a ajouté une petite quantité d'eau de façon à éviter que de l'eau présente dans les échantillons ne soit absorbée par le kérosène.

Bibliographie

Monnier G., Stengel P., Fiès J.C., 1973 : Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. Agro.* 24 (5), 533-545.

AFNOR, 1994 : Méthode de détermination du volume apparent et du contenu en eau des mottes. Norme X31-505, décembre 1992. In : *Recueil de normes françaises, Qualité des sols.* 172-183.

Ph. Quéting et H. Gaillard
juillet 1998

Annexe 3

Granulométrie 5 fractions sans décarbonatation, unité g/kg

On détermine, selon la norme NF X 31-107, les proportions des classes de particules suivantes :

- Argiles : < 2 μm
- Limons fins : 2 μm à 20 μm
- Limons grossiers : 20 μm à 50 μm
- Sables fins : 0,050 mm à 0,200 mm
- Sables grossiers : 0,200 mm à 2,00 mm

La détermination des fractions les plus fines (< 50 μm) s'effectue au moyen de 3 prélèvements successifs (à la pipette dite de Robinson) dans une suspension de sol en cours de sédimentation. La fraction des sables fins est séparée par passage sur tamis de 50 μm et sous courant d'eau de la suspension après prélèvements des fractions fines. Prélèvements et tamisage sont réalisés après destruction de la matière organique par l'eau oxygénée (H_2O_2) sur une prise d'essai d'environ 10 g. La dispersion finale est réalisée par un court passage aux ultrasons après addition de dispersant $[(\text{NaPO}_3)_6 + \text{Na}_2\text{CO}_3]$ et après avoir au préalable séparé les sables grossiers (> 0,200 mm) par tamisage.

Les pesées après évaporation et séchage des fractions prélevées à la pipette, les pesées après séchage des fractions sableuses permettent de déterminer les proportions des différentes classes granulométriques. Les résultats sont exprimés par rapport à la phase minérale (somme des 5 fractions = 1000).

SOL-0304 Granulométrie 5 fractions après décarbonatation, unité g/kg

Les classes de particules déterminées sont celles de la granulométrie 5 fractions mais les résultats sont exprimés par rapport à la phase minérale, carbonate de calcium exclu (somme des 5 fractions = 1000 - teneur en CaCO_3). Après détermination de la teneur en carbonates, on détruit ceux-ci en ajoutant un léger excès d'acide chlorhydrique à une prise d'essai d'environ 10 g. Par quelques décantations successives on élimine un maximum de sels solubilisés par l'attaque acide puis on détruit la matière organique par addition d'eau oxygénée. Dans les traitements acides, les forces ioniques des suspensions étant très variables, la dispersion finale est réalisée par addition de résines sodiques. Le protocole utilisé est celui de la norme NF X 31-107.

Annexe 4

Capacité d'échange cationique (CEC), méthode de Metson, unité cmol₊/kg

La CEC correspond à la quantité de charges positives portées par les cations susceptibles d'être fixés, de façon réversible, sur les sites chargés négativement de certains constituants du sol. On distingue les sites à charges permanentes dont le nombre varie peu avec les conditions de milieu (minéraux philliteux) et les sites à charges variables (matière organique) dont la quantité est fortement liée au pH.

La détermination de la CEC selon la méthode de Metson comprend trois étapes. L'échantillon est d'abord saturé en ions ammonium (NH⁴⁺) par percolations successives d'une solution d'acétate d'ammonium (CH₃CO₂NH₄) à 1 mol/L. Le pouvoir tampon de cette dernière permet de ramener le pH du milieu aux environs de 7, ce qui constitue une des caractéristiques essentielles de la méthode. Après avoir éliminé l'excès d'ions ammonium par percolations d'alcool éthylique, on procède ensuite à leur échange par une solution de chlorure de sodium à 1 mol/L.

Les ions ammonium déplacés sont dosés par spectrophotométrie sur la solution précédente, une fois filtrée. Les concentrations trouvées sont converties en cmol₊/kg (centimoles de charges positives par kilogramme de sol). La procédure utilisée est décrite dans la norme AFNOR NF X 31-130. La prise d'essai est de 2,5 g de sol broyé à 2 mm.

Extraction des cations échangeables à l'acétate d'ammonium

Par convention, les cations échangeables sont déterminés par agitation (et non par percolation) de l'échantillon en présence d'une solution d'acétate d'ammonium à 1 mol/L. Après filtration, l'extrait est récupéré en vue du dosage des cations passés en solution. La prise d'essai est de 2,5 g d'échantillon broyé à 2 mm. La procédure utilisée est décrite dans la norme AFNOR NF X 31-108.

La fraction de cations extraite n'est pas toujours spécifique aux seules formes échangeables. Ce phénomène est particulièrement accentué dans le cas de fortes proportions de sels solubles (sols salés) et dans le cas du calcium pour les sols calcaires. L'ajout d'une solution d'acétate d'ammonium de pH 7 à un sol de pH aux environs de 8 revient à l'acidifier et provoquer la dissolution du carbonate de calcium jusqu'à saturation du milieu.

Calcium échangeable à l'acétate d'ammonium

Le dosage est réalisé par absorption atomique de flamme à partir de l'extrait acétate d'ammonium. Les teneurs trouvées peuvent être exprimées sous différentes unités dont les correspondances sont données dans le tableau suivant :

	cmol ₊ /kg de Ca	g/kg de Ca	g/kg de CaO
1 cmol ₊ /kg de Ca =	1	0,20	0,28
1 g/kg de Ca =	5	1	1,40
1 g/kg de CaO =	3,57	0,714	1

Exemple d'utilisation du tableau : Une analyse a donné une valeur de 2,12 g/kg de CaO, la conversion en cmol₊/kg est obtenue en multipliant 2,12 par 3,57 soit 7,57 cmol₊/kg. 1 cmol₊/kg correspond à 1 milliequivalent pour 100 g de sol, ancienne unité qui n'a plus cours.

Magnésium échangeable à l'acétate d'ammonium

Le dosage est réalisé par absorption atomique de flamme à partir de l'extrait acétate d'ammonium. Les teneurs trouvées peuvent être exprimées sous différentes unités dont les correspondances sont données dans le tableau suivant :

	cmol ₊ /kg de Mg	g/kg de Mg	g/kg de MgO
1 cmol ₊ /kg de Mg =	1	0,122	0,202
1 g/kg de Mg =	8,20	1	1,658
1 g/kg de MgO =	4,95	0,603	1

1 cmol₊/kg correspond à 1 milliéquivalent pour 100 g de sol, ancienne unité qui n'a plus cours.

Potassium échangeable à l'acétate d'ammonium

Le dosage est réalisé par émission atomique de flamme à partir de l'extrait acétate d'ammonium. Les teneurs trouvées peuvent être exprimées sous différentes unités dont les correspondances sont données dans le tableau suivant :

	cmol ₊ /kg de K	g/kg de K	g/kg de K ₂ O
1 cmol ₊ /kg de K =	1	0,391	0,470
1 g/kg de K =	2,56	1	1,205
1 g/kg de K ₂ O =	2,13	0,830	1

1 cmol₊/kg correspond à 1 milliéquivalent pour 100 g de sol, ancienne unité qui n'a plus cours.

Sodium échangeable à l'acétate d'ammonium

Le dosage est réalisé par émission atomique de flamme à partir de l'extrait acétate d'ammonium. Les teneurs trouvées peuvent être exprimées sous différentes unités dont les correspondances sont données dans le tableau suivant :

	cmol ₊ /kg de Na	g/kg de Na	g/kg de Na ₂ O
1 cmol ₊ /kg de Na =	1	0,230	0,310
1 g/kg de Na =	4,35	1	1,348
1 g/kg de Na ₂ O =	3,23	0,742	1

1 cmol₊/kg correspond à 1 milliéquivalent pour 100 g de sol, ancienne unité qui n'a plus cours.

Capacité d'échange cationique (CEC) Cobaltihexammine, unité cmol_c/kg

La détermination de la concentration en ions cobaltihexammine restée en solution après échange avec l'échantillon permet de calculer la quantité fixée sur ce dernier et d'en déduire la valeur de sa CEC. L'ion cobaltihexammine absorbe une radiation de 475 nm de longueur d'onde et sa concentration en solution se détermine facilement par spectrophotométrie, technique ici utilisée et décrite dans la norme NF X 31-130. Toutefois, d'autres méthodes comme la mesure des concentrations en cobalt ou en ions NH⁴⁺ (après destruction du complexe) peuvent également être employées.

Annexe 5

Détermination de la nature minéralogique de la fraction < 2 μ

Les fractions argileuses (< 2 μ) sont séparées selon le protocole de Robert et Tessier (1974). Les argiles sont premièrement dispersées et saturées par des ions de Na⁺ en utilisant une solution de NaOH N et les fractions argileuses sont séparées des parties grossières par une série de sédimentations.

Les fractions argileuses sont ensuite mises en contact avec une solution 1M de MgCl₂. L'excès de chlorure est éliminé par lavage et centrifugation avec de l'eau distillée. Pour l'analyse aux RX, des échantillons sont préparés soit à l'aide d'une poudre désorientée, soit par dépôt orienté d'une suspension d'argile sur une lame en verre (Figure 1).

1- Destruction de la matière organique

On utilise généralement 20 à 30 g de terre séchée à l'air et tamisée à 2 mm. La matière organique est détruite aussi complètement que possible par des traitements répétés à l'eau oxygénée électrolytique : bécher de 600 mL, 20 ou 30 g de terre, 20 mL de H₂O₂ 110 volumes ou 50 mL de H₂O₂ 55 volumes, d'abord à froid une nuit, ensuite au bain de sable aux alentours de 60 °C ; rajouter H₂O₂ si nécessaire, jusqu'à ce que les bulles de grosse taille provenant de la minéralisation de la matière organique soient remplacées par des bulles très fines dues seulement à H₂O₂. On élimine ensuite H₂O₂ restant par élévation de la température (> 60 °C).

Les horizons sélectionnés pour déterminer la nature minéralogique possèdent une très faible teneur en matière organique (horizons de subsurface) et en calcaire. Donc, on procède directement à la dispersion.

2- Dispersion et obtention d'une argile magnésienne

Dans un bécher, verser 20 g de terre séchée à l'air et tamisée à 2 mm, mélanger avec 100 ml d'eau, 10 ml de NaOH et 10 ml d'hexamétaphosphate de sodium. Laisser décanter 12 h. La dispersion de l'argile est achevée par agitation mécanique (durée d'agitation 4 h). Les échantillons sont ensuite versés dans des éprouvettes graduées de 1 L. Ajouter le complément en eau pour atteindre 1 L (Figure 2). Mesurer la température ambiante et noter l'heure après chaque agitation. La séparation de la fraction < 2 μ m est obtenue par une série de sédimentations selon les normes de l'analyse granulométrique (loi de Stokes).

On effectue généralement 2 ou 3 séparations successives, mais pour extraire complètement l'argile, on peut les poursuivre jusqu'à ce que la suspension reste claire. Dans ce cas, cinq à six prélèvements peuvent être nécessaires. On procède ensuite à l'addition d'une solution de MgCl₂ N (50 mL) qui permet une floculation complète. On élimine alors le surnageant par siphon nage et on fait passer le floculat dans un tube de centrifugeuse dans lequel on ajoute de nouveau 50 mL de MgCl₂. Après une agitation mécanique pendant 12 h ou une nuit (Figure 3), on effectue 5 rinçages et centrifugations avec de l'eau distillée pour élimination quasi totale des ions du chlorure et l'obtention d'une argile magnésienne.

Pour les études aux rayons X, une partie de la fraction argile est prélevée à ce stade et conservée en tube de plastique en présence de quelques mL d'eau distillée. Pour les analyses thermiques et chimiques, une autre partie peut être séchée à température modérée (~ 40 °C), et réduite en poudre par broyage.



Figure 1 : Dépôt orienté d'une suspension d'argile sur une lame en verre (deux lames par horizon) pour préciser la nature des minéraux argileux présents.

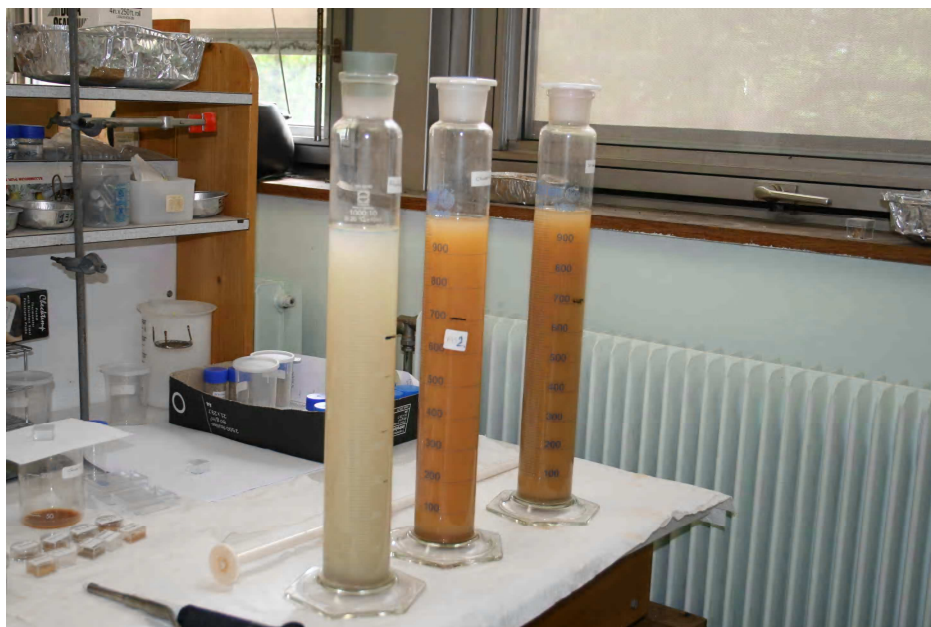


Figure 2 : Éprouvettes graduées de 1L utilisées pour séparer la fraction $< 2\mu$ par sédimentation (loi de Stokes).



Figure 3 : Agitation mécanique (12 h) de la suspension des fractions argileuses après avoir ajouté de 50 ml de $MgCl_2$.

Annexe 6

Tableau 1 : Validité des classes de pédotransfert (CFPT) et des fonctions de pédotransfert continues (FPTC) développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0.

	Fonctions de pédotransfert développées avec SOLHYDRO 1.0					
	CFPT texturales		CFPT texturo-structurales		FPTC	
	EMP cm ³ .cm ⁻³	ETP cm ³ .cm ⁻³	EMP cm ³ .cm ⁻³	ETP cm ³ .cm ⁻³	EMP cm ³ .cm ⁻³	ETP cm ³ .cm ⁻³
Toutes textures (n=107)	-0,003	0,045	-0,004	0,043	-0,003	0,039
Très Fine (n=3)	-0,003	0,029	-0,011	0,022	0,014	0,035
Fine (n = 32)	-0,005	0,054	-0,002	0,050	-0,011	0,049
Medium Fine (n=31)	-0,012	0,029	-0,013	0,028	-0,008	0,023
Medium (n=24)	0,004	0,052	0,003	0,051	-0,007	0,034
Grossière (n = 17)	0,005	0,041	-0,001	0,038	0,025	0,034

Tableau 2 : Validité des classes et fonctions de pédotransfert développées avec la base de données SOLHYDRO 1.0 et HYPRES (EMP et ETP en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$).

	Fonction de pédotransfert développées avec SOLHYDRO 1.0												Fonction de pédotransfert développées avec HYPRES ⁽¹⁾			
	CFPT texturales				CFPT texturo-structurales				FPTC				CFPT		FPTC	
	Sans stratification en fonction du type d'horizon		Avec stratification en fonction du type d'horizon		Sans stratification en fonction du type d'horizon		Avec stratification en fonction du type d'horizon		Sans stratification en fonction du type d'horizon		Avec stratification en fonction du type d'horizon					
	EMP	ETP	EMP	ETP	EMP	ETP	EMP	ETP	EMP	ETP	EMP	ETP	EMP	ETP	EMP	ETP
Horizons de surface A et L (n = 39)																
Toutes textures	-0,014	0,041	-0,013	0,041	-0,012	0,038	-0,015	0,040	-0,010	0,037	-0,013	0,038	0,020	0,053	0,002	0,051
Très Fine(n=0)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fine (n = 10)	-0,026	0,051	-0,029	0,051	-0,010	0,046	-0,029	0,049	-0,032	0,047	-0,036	0,051	0,032	0,056	-0,026	0,055
Medium Fine (n=13)	-0,001	0,032	-0,009	0,031	-0,004	0,033	-0,009	0,033	-0,006	0,025	-0,009	0,025	0,021	0,042	0,014	0,032
Medium (n=7)	-0,020	0,041	-0,017	0,044	-0,020	0,042	-0,016	0,042	-0,019	0,024	-0,018	0,027	0,010	0,060	-0,013	0,044
Grossière (n = 9)	-0,014	0,033	0,001	0,034	-0,018	0,032	-0,009	0,033	0,014	0,030	0,009	0,028	0,013	0,059	0,009	0,061
Horizons de subsurface E, B et C (n = 68)																
Toutes textures	0,003	0,047	0,001	0,045	-0,001	0,045	-0,001	0,045	0,001	0,040	0,004	0,040	0,032	0,060	0,016	0,050
Très Fine (n=3)	-0,003	0,029	10 ⁻⁵	0,028	-0,011	0,022	-0,007	0,026	0,014	0,035	0,023	0,036	0,062	0,038	0,043	0,053
Fine (n = 22)	0,005	0,053	0,005	0,053	-0,001	0,052	-0,003	0,051	-0,002	0,047	0,001	0,047	0,061	0,056	0,016	0,051
Medium Fine (n=18)	-0,020	0,024	-0,015	0,023	-0,018	0,023	-0,015	0,022	-0,010	0,022	-0,007	0,024	0,002	0,043	0,019	0,030
Medium (n=17)	0,014	0,053	0,013	0,052	0,013	0,052	0,015	0,052	-0,003	0,037	-0,003	0,036	0,026	0,061	0,006	0,056
Grossière (n = 8)	0,026	0,040	0,001	0,040	0,019	0,035	0,001	0,040	0,037	0,035	0,041	0,040	0,020	0,066	0,024	0,059

⁽¹⁾ d'après Wösten et al. (1999)

Annexe 7

Table 1: Water retained ($m^3 m^{-3}$) at different pressure heads ($\theta_{log(h)}$) after stratification by texture and organic carbon content ($g.kg^{-1}$).

Texture	OC ($g kg^{-1}$)	Water content ($m^3 m^{-3}$)						
		$\theta_{1.0}$	$\theta_{1.5}$	$\theta_{2.0}$	$\theta_{2.5}$	$\theta_{3.0}$	$\theta_{3.5}$	$\theta_{4.2}$
Very fine (n = 15)	$0.0 \leq OC < 4.0$	0.497	0.468	0.461	0.441	0.420	0.389	0.357
	$4.0 \leq OC < 8.0$	0.514	0.499	0.464	0.434	0.415	0.373	0.333
Fine (n = 60)	$0.0 \leq OC < 4.0$	0.413	0.407	0.390	0.369	0.348	0.320	0.268
	$4.0 \leq OC < 8.0$	0.414	0.398	0.381	0.358	0.333	0.302	0.255
	$8.0 \leq OC < 12.0$	0.412	0.395	0.379	0.356	0.360	0.313	0.260
	$12.0 \leq OC < 16.0$	0.419	0.381	0.377	0.349	0.332	0.288	0.233
Medium Fine (n = 96)	$0.0 \leq OC < 4.0$	0.359	0.347	0.331	0.300	0.261	0.221	0.188
	$4.0 \leq OC < 8.0$	0.361	0.347	0.329	0.297	0.253	0.209	0.182
	$8.0 \leq OC < 12.0$	0.356	0.337	0.323	0.295	0.242	0.187	0.143
	$12.0 \leq OC < 16.0$	0.359	0.350	0.337	0.313	0.280	0.243	0.196
Medium (n = 117)	$0.0 \leq OC < 4.0$	0.338	0.323	0.305	0.273	0.244	0.211	0.163
	$4.0 \leq OC < 8.0$	0.341	0.323	0.302	0.266	0.227	0.184	0.151
	$8.0 \leq OC < 12.0$	0.345	0.330	0.312	0.291	0.250	0.191	0.143
	$12.0 \leq OC < 16.0$	0.347	0.327	0.316	0.303	0.284	0.254	0.177
	$16.0 \leq OC < 20.0$	0.359	0.354	0.329	0.296	0.251	0.204	0.166
	$24.0 \leq OC < 28.0$	0.418	0.410	0.378	0.337	0.314	0.240	0.149
Coarse (n = 32)	$0.0 \leq OC < 4.0$	0.218	0.193	0.147	0.118	0.095	0.076	0.054
	$4.0 \leq OC < 8.0$	0.274	0.254	0.210	0.175	0.135	0.118	0.097
	$8.0 \leq OC < 12.0$	0.302	0.269	0.231	0.190	0.161	0.139	0.103

Annexe 8

Tableau 1: Les horizons argileux (E, B et C) regroupés selon le degré de consolidation ΔW_{arg} (entre -10 hPa et -15000 hPa).

Nom échantillon	Horizon simple	Teneur en argile g.g ⁻¹	W_{arg10} g.g	$W_{arg4,2}$ g.g	ΔW_{arg} g.g
Groupe (I)					
Maria 2-5	C	0,31	0,642	0,381	0,261
Maria 2-3	B	0,33	0,721	0,455	0,267
Ouarville 1-II-4	B	0,38	0,714	0,441	0,273
Montreuil 206-3	B	0,35	0,691	0,416	0,275
Ouarville 1-II-5	C	0,37	0,537	0,262	0,275
Ouarville 1-II-3	B	0,34	0,765	0,468	0,297
Maria 1-3	B	0,32	0,755	0,458	0,297
Ouarville 3-I-5	C	0,43	0,612	0,314	0,298
Ouarville 3-I-3	B	0,33	0,773	0,439	0,333
Lichères1-3	B	0,35	0,781	0,435	0,347
La Saussaye 12-3	B	0,31	0,962	0,537	0,425
Groupe (II)					
Lichères1-4	B	0,38	0,652	0,507	0,145
Donzy1-3	B	0,48	0,518	0,364	0,154
StQuentin1-3	B	0,37	0,595	0,429	0,166
Lizy 1-3	B	0,43	0,586	0,419	0,167
Fréville 2-2	B	0,69	0,549	0,380	0,168
St-Baudel1-4	B/C	0,33	0,567	0,397	0,170
Santeau2-2	C	0,60	0,593	0,420	0,173
St-Baudel2-2	C	0,47	0,692	0,518	0,173
Ingrannes14	B	0,37	0,616	0,441	0,176
Rébréchien1-3	B	0,52	0,627	0,439	0,188
Branches1-2	B	0,49	0,569	0,380	0,188
Aix 1-5	B	0,31	0,656	0,462	0,193
Mars 1-2	C	0,38	0,741	0,542	0,199
Chevenon2-3	C	0,36	0,746	0,546	0,200
Rébréchien1-4	B/C	0,51	0,613	0,409	0,204
Chaume1-2	B	0,43	0,551	0,346	0,205
Huisseau13	B	0,35	0,669	0,461	0,207
Santeau1-2	C	0,55	0,725	0,515	0,209
StQuentin1-2	B	0,33	0,675	0,449	0,226
Montliard 1-4	C	0,47	0,555	0,323	0,232
Chevenon2-2	C	0,37	0,760	0,518	0,243
St-Baudel1-3	B	0,33	0,668	0,422	0,246

Tableau 1 (suite) : Les horizons argileux (E, B et C) regroupés selon le degré de consolidation ΔW_{arg} (entre -10 hPa et -15000 hPa).

Nom échantillon	Horizon simple	Teneur en argile g.g ⁻¹	W_{arg10} g.g	$W_{arg4,2}$ g.g	ΔW_{arg} g.g
Groupe (III)					
Ouarville 3-II-2	C	0,66	0,411	0,331	0,080
Villabon 1-4	B	0,58	0,471	0,376	0,096
Lizy 1-4	B	0,49	0,501	0,395	0,106
Ouarville 3-II-3	C	0,79	0,534	0,426	0,108
Chaume1-4	C	0,54	0,459	0,343	0,116
Puits-de-1-3	B	0,54	0,512	0,393	0,119
Minard 1-4	B	0,59	0,387	0,266	0,122
Minard 1-3	B	0,53	0,463	0,337	0,126
Minard 1-5	C	0,41	0,466	0,338	0,128
Chaume1-3	B	0,51	0,480	0,352	0,129
Lizy 1-5	B	0,53	0,518	0,389	0,129
Lichères1-5	C	0,51	0,522	0,388	0,134
Villabon 1-3	B	0,48	0,557	0,416	0,141

Annexe 9

Table 1. Textural class-PTFs.

	Volumetric water content ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)							Parameters of van Genuchten's model				
	$\theta_{1.0}$	$\theta_{1.5}$	$\theta_{2.0}$	$\theta_{4.2}$	$\theta_{3.0}$	$\theta_{3.5}$	$\theta_{4.2}$	θ_r	θ_s	α	n	R^2
After stratification by texture alone (n = 456)												
Very fine (n = 20)	0.457	0.439	0.426	0.404	0.387	0.352	0.327	0.0006	0.455	0.0201	1.0280	0.992
Fine (n = 102)	0.405	0.390	0.374	0.351	0.333	0.299	0.262	0.0010	0.410	0.0224	1.0741	0.992
Medium fine (n = 127)	0.361	0.345	0.329	0.300	0.257	0.211	0.178	0.0003	0.365	0.0122	1.1404	0.996
Medium (n = 151)	0.336	0.318	0.300	0.273	0.244	0.204	0.164	0.0005	0.340	0.0166	1.1273	0.994
Coarse (n = 56)	0.257	0.220	0.180	0.150	0.123	0.102	0.082	0.0002	0.334	0.4149	1.1634	0.999

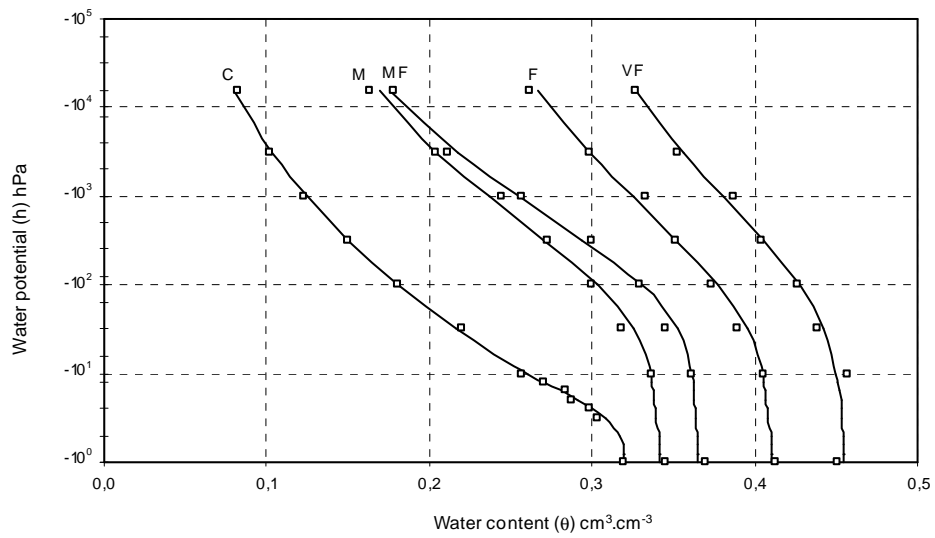


Figure 1: Water retention curves for different values of potential corresponding to the class-PTFs textural and computed using van Genuchten's model (1980).

Annexe 10

Des profils creusés et les principaux horizons décrits dans différentes régions de France, campagnes d'échantillonnages 2005/2006.

Profil Branches

15 février 2005

Commune de Branches (89), carte ign 1/50 000 Joigny

Coordonnées Lambert II étendu : x = 685,475 Est y = 2322,215 Nord

Région naturelle : bord de la Champagne Jovinienne (zone de transition cénomanienne)

Antécédents climatiques (les jours précédents) : temps froid

Occupation du sol : sol nu très émietté

Roche mère : marnes de Brienne (Cénomaniens)

Topographie : bas de pente assez forte

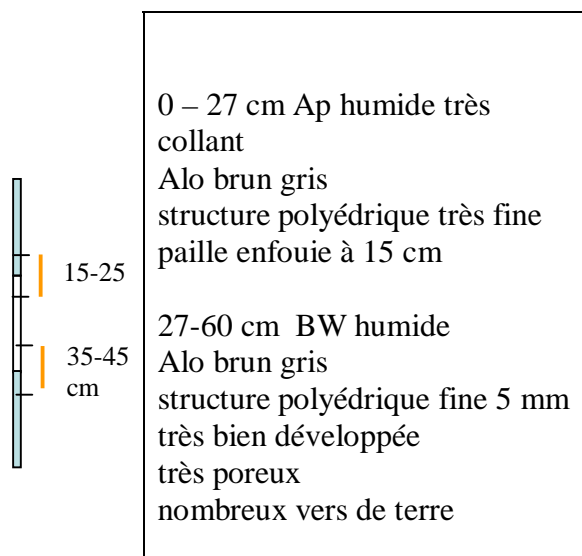
Altitude : 144 m

Nom : brunisol très argileux (cf unité 44 notice Joigny, D. Baize, J.P. Voilliot 1988)

Surface : environ 5 % de graviers siliceux (1 cm)

Minéralogie : présence d'argiles gonflantes de type smectites

localisation des
prélèvements



2 niveaux de prélèvements, l'échantillonnage par niveau se compose de :

2 boîtes de mottes pour les rétentions en eau

3 cylindres de 500 cm³ environ pour la masse volumique

1 sachet vrac réservé aux analyses granulométriques et chimiques (labo Arras)

Profil Lichères-bois

16 février 2005

Commune de Lichères (89), carte ign 1/50 000 Chablis

Coordonnées Lambert II étendu : x = 711,79 Est y = 2301,31 Nord

Région naturelle : Plateaux de Bourgogne

Antécédents climatiques (les jours précédents) : temps froid

Occupation du sol : bois de Lichères, parcelle déboisée puis replantée en 1997 (chênes)

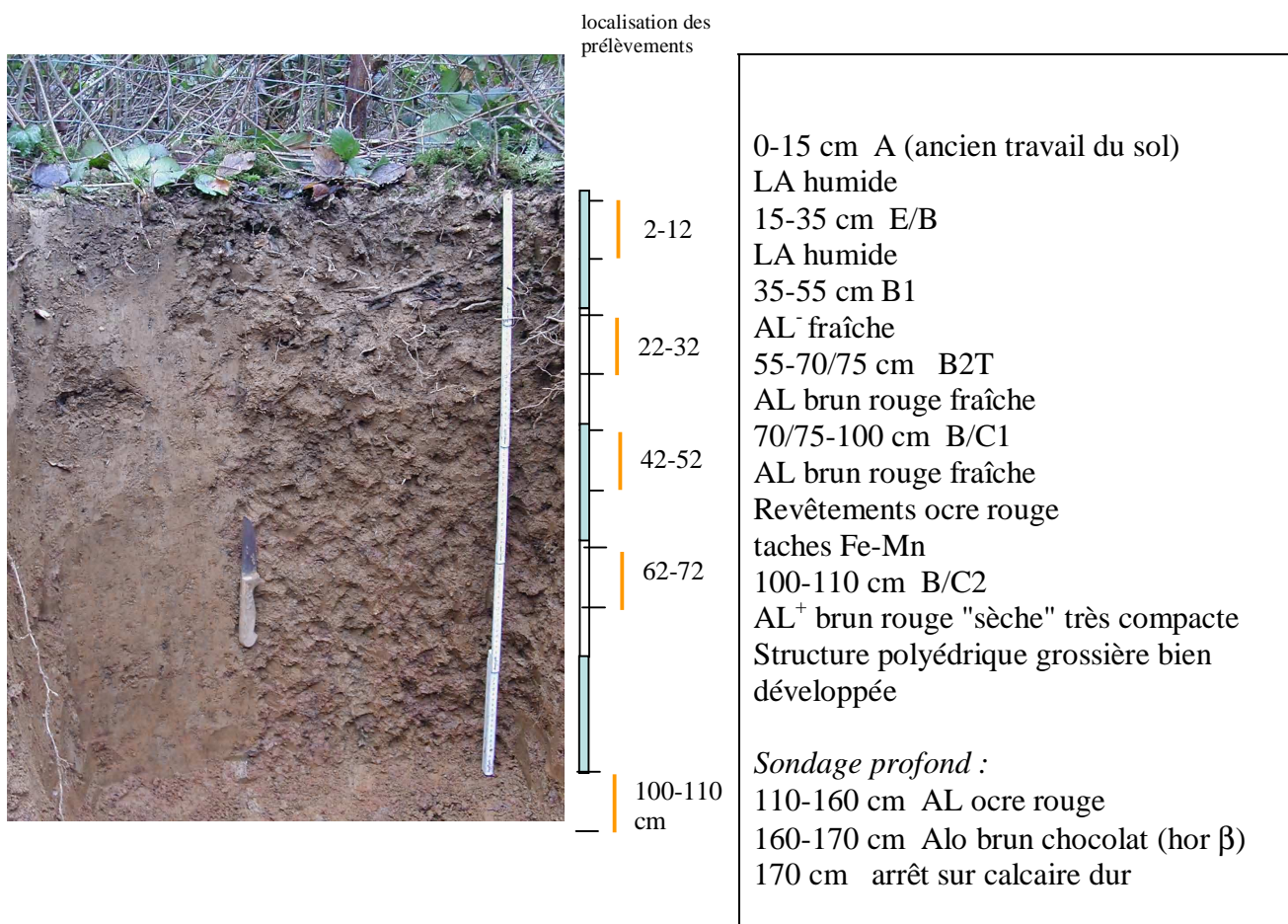
Roche mère : argiles de décarbonatation des calcaires oxfordiens

Topographie : replat sur versant nord

Altitude : 234 m

Nom : luvisol légèrement tronqué fersiallitique, argileux (fosse présentée lors de l'excursion du congrès de science du sol de Montpellier 1998)

Minéralogie :



5 niveaux de prélèvements, l'échantillonnage par niveau se compose de :

2 boîtes de mottes pour les rétentions en eau

3 cylindres de 500 cm³ environ pour la masse volumique

1 sachet vrac réservé aux analyses granulométriques et chimiques (labo Arras)

Profil Puits-de-Courson

16 février 2005

Commune de Puits-de-Courson (89), carte ign 1/50 000 Chablis

Coordonnées Lambert II étendu : x = 709,63 Est y = 2304,01 Nord

Région naturelle : plateaux de Bourgogne

Antécédents climatiques (les jours précédents) : temps froid

Occupation du sol : parcelle en blé d'hiver, quelques cailloux épars en surface

Roche mère : argiles de décarbonatation des calcaires oxfordiens

Topographie : mis versant long exposé Nord-Est 218 m

Altitude : 234 m

Nom : aubue rouge profonde

Minéralogie :



Paysage de Bourgogne



localisation des
prélèvements

0-15 cm	Ap1
15-35 cm	Ap2 tassé
	AL ⁻ brune humide
35-55 cm	BT
20-30	AL fraîche brun rouge
	Structure polyédrique 10 mm
	très bien développée
	Fines taches Fe-Mn
41-51 cm	<i>Sondage profond :</i>
	55-80 cm AL brun rouge
	80-90 cm Alo brun chocolat (β)
	90-100 cm β + farine calcaire

3 niveaux de prélèvements, l'échantillonnage par niveau se compose de :

2 boîtes de mottes pour les rétentions en eau

3 cylindres de 500 cm³ environ pour la masse volumique

1 sachet vrac réservé aux analyses granulométriques et chimiques (labo Arras)

Profil St Baudell

18 février 2005

Commune de Saint Baudel (18), carte ign 1/50 000 Châteauneuf-sur-Cher

Coordonnées Lambert II étendu : x = 591,11 Est y = 2206,48 Nord

Région naturelle : Champagne Humide

Antécédents climatiques (les jours précédents) : temps froid

Occupation du sol : déchaumage

Roche mère : alluvions anciennes et hautes terrasses du Cher

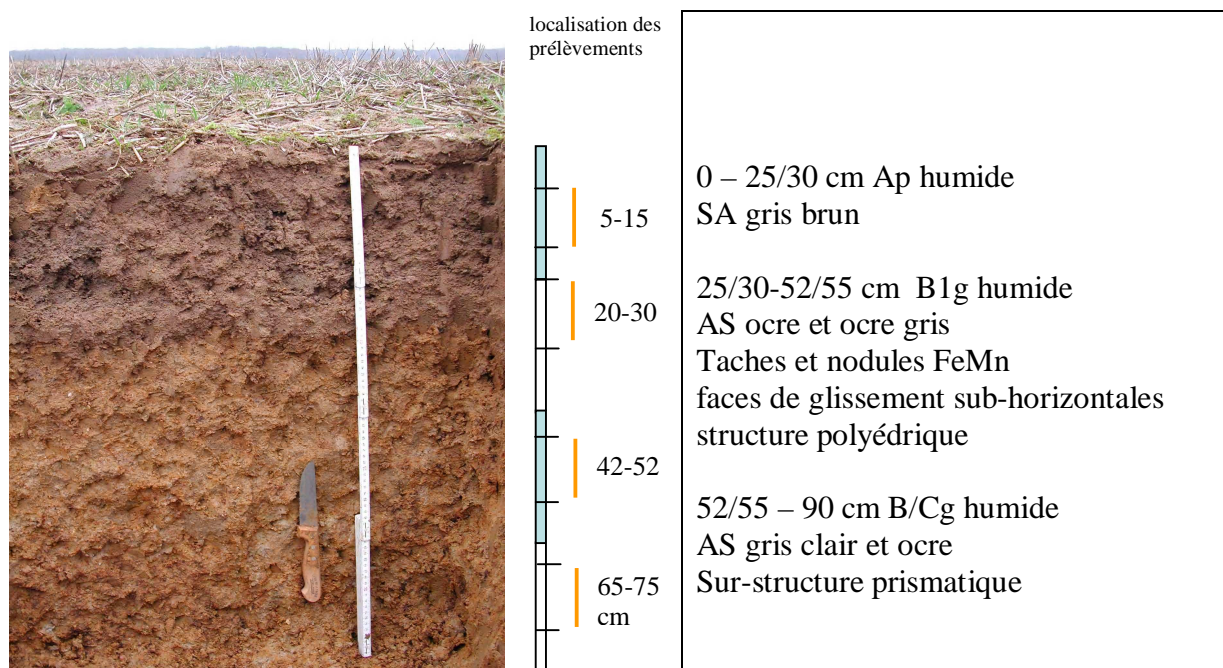
Topographie : plateau

Altitude : 169 m

Nom : pseudogley ou planosol (cf profil 44 notice Châteauneuf, J. Dupont, J. Servant, 1989)



Paysage de Champagne humide berrichone



4 niveaux de prélèvements, l'échantillonnage par niveau se compose de :

2 boîtes de mottes pour les rétentions en eau

3 cylindres de 500 cm³ environ pour la masse volumique

1 sachet vrac réservé aux analyses granulométriques et chimiques (labo Arras)

Profil St Baudel2

18 février 2005

Commune de Saint Baudel (18), carte ign 1/50 000 Châteauneuf-sur-Cher

Coordonnées Lambert II étendu : x = 592,22 Est y = 2206,95 Nord

Région naturelle : Champagne Humide

Antécédents climatiques (les jours précédents) : temps froid

Occupation du sol : déchaumage

Roche mère : argile lourde oxfordienne ? sur dalles de calcaire lité oxfordien (Jurassique) à niveaux marneux

Topographie : plateau

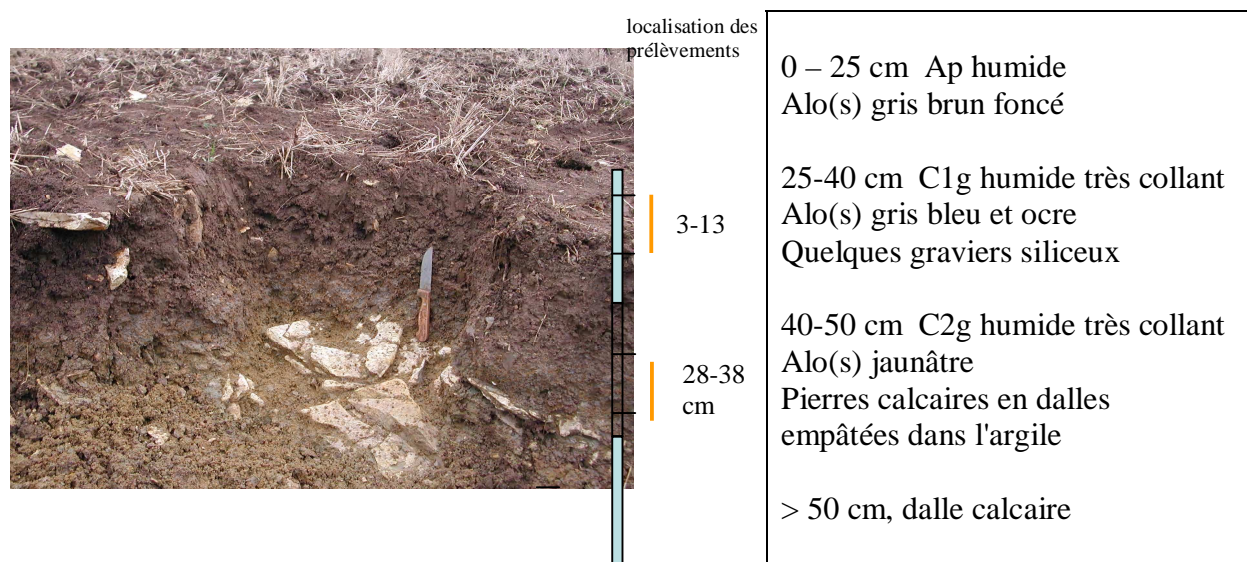
Altitude : 170 m

Nom : brunisol argileux peu épais

Surface : environ 10 % de cailloux et pierres plates de calcaire lithographique



Paysage de Champagne humide berrichone



2 niveaux de prélèvements : 2 boîtes de mottes pour les rétentions en eau

3 cylindres de 500 cm³ environ pour la densité apparente

1 sachet vrac réservé aux analyses granulométriques et chimiques (labo Arras)

Profil Rébréchien

1 mars 2005

Commune de Rébréchien (45), carte ign 1/50 000 Orléans

Coordonnées Lambert II étendu : x = 578,05 Est y = 2332,64 Nord

Région naturelle : Orléanais

Antécédents climatiques (les jours précédents) : temps froid, gel, neige

Occupation du sol : chaume de blé, avec repousses

Roche mère : argiles de l'Orléanais (Burdigalien, m1b)

Topographie : petit dôme hectométrique

Altitude : 130 m

Nom : brunisol à pseudogley à caractères vertiques

Minéraux argileux (notice carte à 1/250 000, unité 76) :

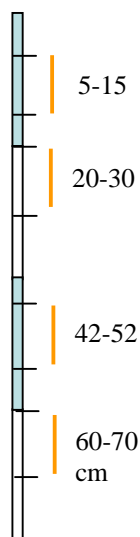
smectites (54 %), kaolinite (24 %), illite (17 %), quartz et minéraux accessoires (5 %)



Paysage de l'Orléanais argileux



Détail de fissures remplies par du matériau
provenant de l'horizon de surface
Vue en plan à 70 cm de profondeur

localisation des
prélèvements

0 – 32/35 cm Ap humide

Alo(s) gris brun foncé

Nombreux vers de terre

5-15

32/35 – 60/65cm BWg humide

Alo(s) gris clair et ocre

Gainage rouille autour des racines

faces obliques (slickensides) abondantes

Structure polyédrique grossière peu
développée

20-30

42-52

60/65 – 100 cm B/Cg humide

Alo gris clair et ocre

Faces obliques plus nombreuses

Descentes organiques (horizon Ap)

entre ces faces obliques (environ 1 cm
d'épaisseur)

60-70

cm

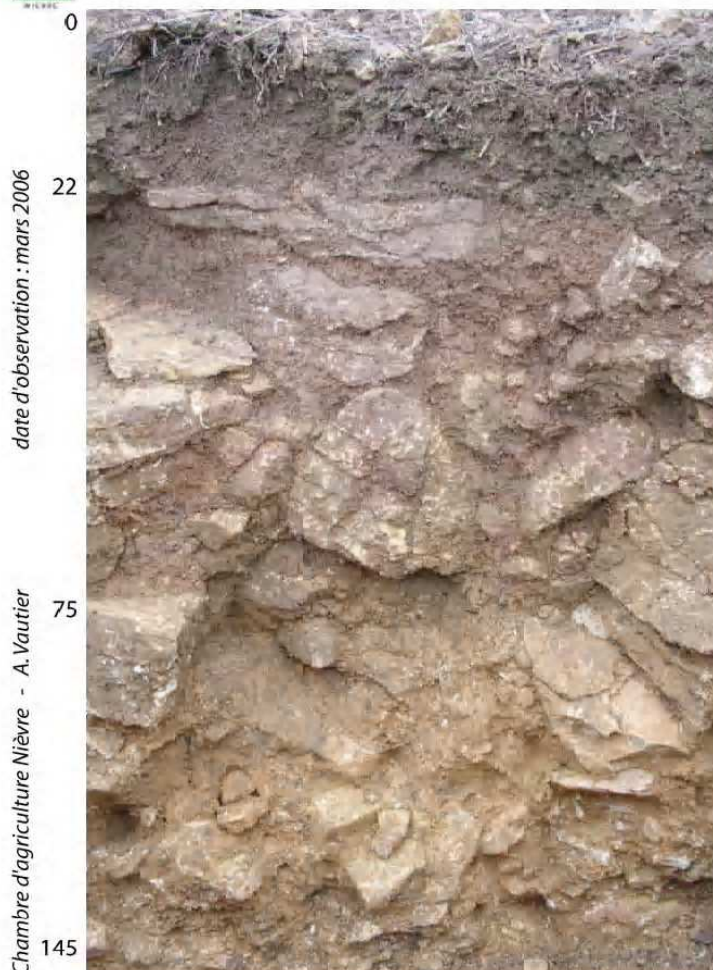
Les prélèvements : 2 boîtes de mottes pour les rétentions en eau

3 cylindres de 500 cm³ environ pour la densité apparente

1 sachet vrac réservé aux analyses granulométriques et chimiques (labo Arras)



SITE N°1 - Exploitant : Mr Johanet
CALCOSOL argilo-limoneux



date d'observation : mars 2006

Chambre d'agriculture Nièvre - A. Vautier

Références :

- classe texturale du diagramme de l'Aisne, 1967
- terminologie du dictionnaire de données DONESOL2

Couleur : brun (10YR43) de 0 à 22 cm, brun orangé sombre (10YR44 à 46) de 22 à 32/75 cm et brun orangé (10YR58) à plus forte profondeur.

Texture argileuse sur l'ensemble du profil. Fraction sableuse calcaire un peu plus abondante à plus de 32/75 cm de profondeur.

Structure polyédrique emboîtée bien exprimée sur l'ensemble du profil.

- horizon 1 : polyèdres de 3, 12, 20 et 30 mm
- horizon 2 : polyèdres de 3, 12 et 20 mm
- horizon 3 : polyèdres de 3 et 12 mm

Concrétions sesquioxydiques peu nombreuses (<5%) : arrondies, dures et très fines (<2mm) de 0 à 32/75 cm de profondeur et irrégulières, tendres et extrêmement fines (<1mm) à plus forte profondeur.

Carbonatation forte jusqu'à 32/75cm de profondeur et extrêmement forte au delà de cette profondeur.

20% de cailloux calcaires irréguliers de 0 à 22 cm de profondeur ; 85% de blocs calcaires anguleux se fissurant en épaisses dalles obliques de 22 à 32/75 cm de profondeur et 75% de pierres calcaires irrégulières sans orientation particulière à plus forte profondeur

Porosité très fine (100 à 200 microns) importante sur l'ensemble du profil.

Conduits de vers de terre obliques et de 4 à 8 mm de diamètre. Nombreux conduits jusqu'à 75 cm de profondeur dans l'horizon 2 et jusqu'à 55 cm dans l'horizon 3. Ils sont peu nombreux jusqu'à 105 cm de profondeur.

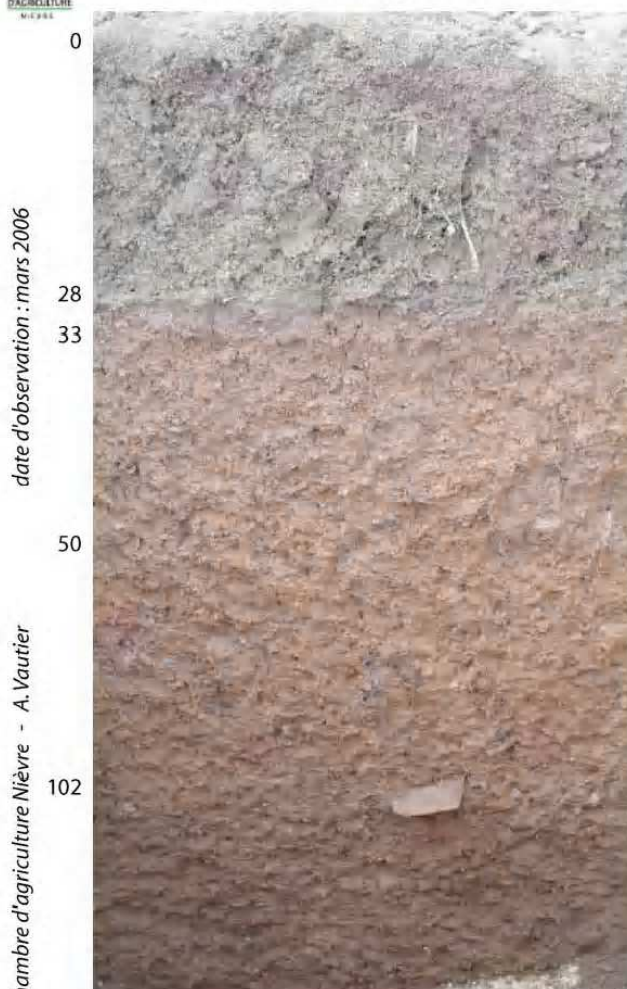
Nombreuses racines (céréale) localisées au sein des agrégats jusqu'à 80/95cm de profondeur dans les horizons 2 et jusqu'à 55 cm dans l'horizon 3. Elles sont peu nombreuses et localisé préférentiellement au voisinage des conduits de vers de terre jusqu'à 105 cm de profondeur.

Dans l'horizon 2, les racines et les conduits de vers de terre sont très fortement concentrées dans les joints argileux et ils induisent une porosité extrêmement importante.



SITE N°2 - Exploitant : Mr Chollet

BRUNISOL argileux



date d'observation : mars 2006

Chambre d'Agriculture Nièvre - A. Vautier

Références :

- classe texturale du diagramme de l'Aisne, 1967
- terminologie du dictionnaire de données DONESOL2

Couleur : brun (10YR44) de 0 à 33 cm et brun orangé (75YR56) à plus forte profondeur.

Texture argilo-limoneuse de 0 à 33 cm et argileuse à plus forte profondeur.

Structures :

- 0 à 33 cm structure polyédrique emboîtée
- 33 à 50 cm prismes se divisant en un emboîtement de polyédres
- 50 à 100 cm lamelles se divisant en un emboîtement de polyédres juxtaposées à une structure polyédrique emboîtée
- 100 à 150 cm structure polyédrique emboîtée

Nombreuses taches de mélange brunes (10YR46 vers 44), irrégulières, grosses (20 à 60 mm), peu contrastées et peu nettes dans la matrice de l'horizon de 30 à 50 cm de profondeur.

Fins revêtements argileux (75YR46) associés aux agrégats : recouvrement très peu nombreux (<5%) de 30 à 50 cm et peu nombreux (<25%) de 50 à 100 cm de profondeur. Faces luisantes (75YR46) à plus de 100 cm de profondeur.

Revêtements sesquioxydiques, noir et épais, associés aux agrégats : recouvrement très peu nombreux (<5%) de 30 à 50 cm et peu nombreux (<25%) de 50 à 100 cm de profondeur.

Concrétions sesquioxydiques arrondies, dures et très fines (<2mm) : peu nombreuses (3%) jusqu'à 100 cm de profondeur et assez nombreuses à plus de 100 cm.

Carbonatation nulle sur l'ensemble du profil.

1% de graviers calcaires irréguliers émoussés de 0 à 33 cm de profondeur et 1% de chailles rouge, irrégulières émoussées et de la dimension de cailloux à partir de 100 cm de profondeur.

Porosité très fine (100 à 200 microns), assez nombreuse de 0 à 28 cm et nombreuse à plus forte profondeur.

Matériau très compacte dès 33 cm de profondeur. Argile plastique, peu collante et peu ferme à l'état humide et friable à l'état frais.

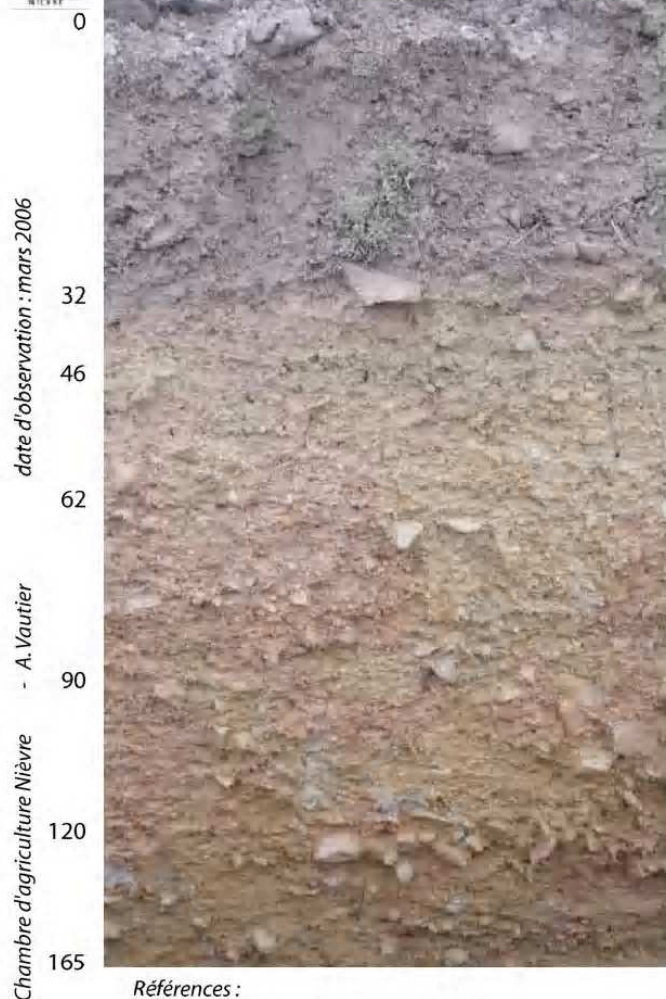
Nombreux à très nombreux conduits de vers de terre de 2 à 6 mm de diamètre jusqu'à 75 cm de profondeur et peu nombreux de 75 à 110 cm. Ils sont obliques de 0 à 28 cm de profondeur puis verticaux et revêtus.

Nombreuses racines (céréale) localisées au sein des agrégats dans l'horizon de surface et occupant préférentiellement les conduits de vers de terre à partir de 33 cm de profondeur.



SITE N°3 - Exploitant : Mr Decaens

BRUNISOL rédoxique



Références :
diagramme texturale de l'Aisne, 1967
terminologie du dictionnaire de données *DONESOL2*

Couleur : brun (10YR44) de 0 à 32 cm, brun orangé (10YR56) de 32 à 90 cm et brun orangé plus vif (10YR58) à plus de 90 cm de profondeur.

Texture : limon argilo-sableux de 0 à 46 cm et argile lourde à plus forte profondeur.

Sructures polyédriques emboîtées.

Taches de mélange brunes (10YR54), irrégulières, moyennes (6 à 20 mm), très peu contrastées, très nettes et assez nombreuses de 32 à 46 cm de profondeur.

Taches d'altération brun orangé sombre (75YR56), irrégulières, moyennes (6 à 20 mm), peu contrastées, nettes et nombreuses de 46 à 120 cm de profondeur.

Trainées de dégradation verticales, grisâtres (10YR73) à gris vert (N7), fines (<6mm), très contrastées, très nettes et très peu nombreuses de 46 à 160 cm de profondeur.

Fins revêtements brun orangé (10YR56 ou 75YR56) associés aux agrégats : recouvrement nombreux (<25%) de 46 à 62 cm, généralisés de 62 à 120 cm et peu nombreux (<25%) à plus forte profondeur.

Revêtements sesquioxydiques, noirs ou violacés, associés aux agrégats et très peu nombreux de 62 à 90 cm de profondeur.

Concrétions sesquioxydiques arrondies, tendres, très peu nombreuses, extrêmement fines (<1mm) de 32 à 46 cm et fines (<6 mm) de 46 à 62 cm de profondeur.

Carbonatation nulle sur l'ensemble du profil.

20 à 25% de chailles irrégulières émoussées de la dimension de cailloux de 0 à 138 cm et 45% à plus de 138 cm de profondeur. Cailloux regroupés en lits obliques.

Porosité très fine (100 à 200 microns), peu importante dans l'horizon de surface et importante à plus de 32 cm de profondeur.

Matériau très compact dès 46 cm de profondeur. Argile friable à l'état frais et très peu ferme, modérément plastique et assez collante à l'état humide.

Conduits de vers de terre de 3 à 8 mm de diamètre, nombreux et obliques jusqu'à 65 cm de profondeur, et verticaux et très peu nombreux de 65 à 90 cm de profondeur.

Racines (céréales) localisées au sein des agrégats de 0 à 46 cm de profondeur et occupant préférentiellement les chenaux de 46 à 70 cm de profondeur. Profondeur optimum d'enracinement estimée à 65 cm.



SITE N°4 - Exploitant : Mr Robin

BRUNISOL argilo-limoneux



date d'observation : mars 2006

Chambre d'agriculture Nièvre - A. Vautier

Références :

- classe texturale du diagramme de l'Aisne, 1967
- terminologie du dictionnaire de données DONESOL2

Couleur : brun (10YR44) de 0 à 31 cm et brun orangé (10YR46) à plus forte profondeur.

Texture limono-argilo-sableuse de 0 à 31 cm, argilo-limoneuse de 31 à 127 cm et limono-argileuse à plus forte profondeur.

Structures polyédriques emboîtées.

Taches d'altération peu nombreuses (<5%) : taches brunes (10YR54), irrégulières, grosses (20 à 60 mm), peu contrastées et très nettes, entourées d'un fin (>6 mm) liseré brun orangé (75YR56), peu contrasté et net vis à vis de la matrice du sol.

Fins revêtements bruns orangés sombres (75YR46), associés aux agrégats et peu nombreux (5 à 25%) de 62 à 127 cm de profondeur. Faces luisantes de 31 à 62 cm et au sein de l'horizon de profondeur.

Concrétions sesquioxydiques très peu nombreuses (<2%) : arrondies, dures et très fines (<2mm) de 0 à 127 cm de profondeur et irrégulières, tendres et extrêmement fines (<1mm) au deçà de cette profondeur.

Carbonatation nulle sur l'ensemble du profil.

1 ou 2% de chailles de couleur blanche, orangée, brune ou rouge, à patine brune, brun violacé ou noire, irrégulières émoussées et de la dimension de petits cailloux (25mm) de 0 à 127 cm de profondeur. 15% de chailles de couleur blanche ou orangée, à patine brune, aplaties émoussées et de la dimension de cailloux à plus de 127 cm de profondeur.

Porosité très fine (100 à 200 microns), peu nombreuse de 0 à 30 cm et nombreuse à plus de 31 cm de profondeur.

Matériau compact dès 31 cm de profondeur. Argile limoneuse modérément plastique, peu collante et peu ferme à l'état humide et friable à l'état frais.

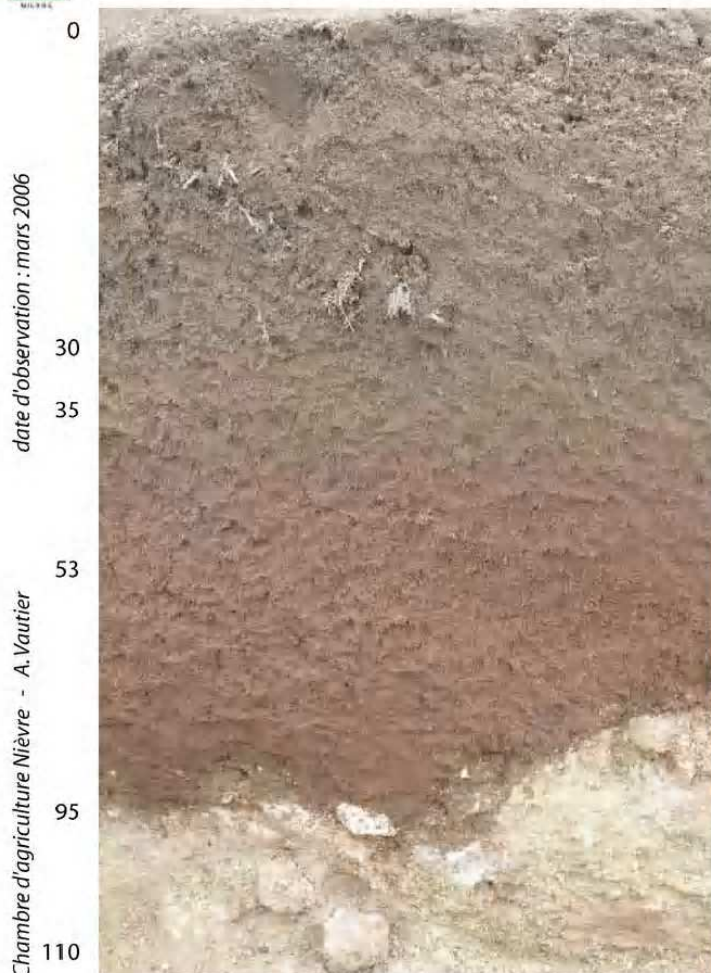
Conduits de vers de terre de 5 mm de diamètre, nombreux jusqu'à 85 cm de profondeur et peu nombreux de 85 à 125 cm de profondeur. Conduits quelconques de 0 à 31 cm de profondeur puis verticaux et revêtus.

Racines (céréale) au sein des agrégats, assez nombreuses jusqu'à 95 cm de profondeur et peu nombreuses de 95 à 125 cm.



SITE N°5 - Exploitant : Mr Guyot

BRUNISOL sableux



Couleur : brun (10YR43 à 44) de 0 à 35 cm, brun (10YR vers 75YR44) de 35 à 53 cm et brun orangé sombre (75YR46) de 53 à 66/96 cm de profondeur.

Texture sableuse de 0 à 35 cm, sableuse faiblement argileuse de 35 à 53 cm et sablo-argileuse de 53 à 66/96 cm de profondeur.

Structures très fragiles :

- 0 à 30 cm structure polyédrique subanguleuse emboîtée de 45, 25 et 12 mm
- 30 à 35 cm prismes tronqués ou non se divisant en un emboîtement de polyédres anguleux de 35, 20 et 10 mm
- 35 à 53 cm structure polyédrique emboîtée de 50 et 20 mm
- 53 à 66/96 cm structure polyédrique emboîtée de 50, 18, 10 et 2 mm.
(la structure fine de 2 mm est modérément exprimée)

Carbonatation nulle sur l'ensemble du profil.

Porosité très fine (100 à 200 microns) importante sur l'ensemble du profil.

Sable et sable argileux devenant très dur à l'état sec.

Conduits de vers de terre de 4 à 5 mm de diamètre, revêtus et verticaux, très peu nombreux de 0 à 53 cm de profondeur et peu nombreux de 53 à 66/95 cm.

Racines (maïs) localisées au sein des agrégats, peu nombreuses dans l'horizon de surface et celui de profondeur et très peu nombreuses dans les horizons intermédiaires de 30 à 53 cm de profondeur.

Sous-sol géologique calcaire très altéré : 15/20 % de cailloux calcaires arrondis et friables contenu dans un matériau d'altération limono-sableux (sables quartzeux grossiers et calcaires), poreux, fortement carbonaté et présentant en de rares endroits des cristaux de calcite au sein de la porosité fine.

Références :

- classe texturale du diagramme de l'Aisne, 1967
- terminologie du dictionnaire de données DONESOL2



SITE N°6 - Exploitant : Mr Marx

BRUNISOL argileux

date d'observation : mars 2006

Chambre d'agriculture Nièvre - A. Vautier



Références :

- classe texturale du diagramme de l'Aisne, 1967
- terminologie du dictionnaire de données DONESOL2

Présentation générale du sol :

Sol argileux, brun (10YR43), non carbonaté, sans élément grossier et à nappe alluviale.

L'horizon de 35 à 110 cm de profondeur contient de nombreuses taches d'hydromorphie brunes orangées sombres (10YR36 à 46), fines, irrégulières, peu contrastées et nettes.

Concrétions ferrugineuses très fines, (<2 mm), arrondies ou irrégulières, dures et très peu nombreuses de 0 à 110 cm de profondeur.

Alluvions : sables grossiers et graviers, quartzeux.

Description de la partie supérieure du profil

Analyse texturale, structurale, porale et racinaire

Texture :

Argile limoneuse de 0 à 35 cm et argile de 35 à 120 cm de profondeur.

Structure :

- 0 à 7 cm structure polyédrique émoussée de 40, 20, 12 et 3 mm
- 7 à 35 cm structure polyédrique anguleuse de 110 et 50 mm
- 35 à 60 cm structure polyédrique de 60, 25, 12 et 4 mm

Porosité très fine : <300 microns et importante de 0 à 7 cm et de 35 à 60 cm de profondeur et <100 microns et assez importante de 7 à 35 cm.

Conduits de vers de terre :

- horizontaux, de 3 à 5 mm de diamètre et très nombreux de 0 à 7 cm,
- verticaux, de 6 à 8 mm de diamètre et peu nombreux de 7 à 35 cm,
- et verticaux, de 3 à 5 mm de diamètre et très nombreux de 35 à 60 cm de profondeur.

Racines (précédent maïs) peu nombreuses, loclisées dans les agrégats de 0 à 7 cm et de 35 à 60 cm de profondeur et dans les fissures de 7 à 35 cm.



SITE N°7 - Exploitant : Mr Devawrin

FLUVIOSOL brunifié argilo-limoneux

date d'observation : mars 2006

Chambre d'agriculture Nièvre - A. Vautier



Références :

- classe texturale du diagramme de l'Aisne, 1967
- terminologie du dictionnaire de données DONESOL2

Couleur : brun (10YR43) de 0 à 50 cm, devenant graduellement brun clair (de 10YR43 vers 10YR53) de 50 à 72 cm, puis brun clair (10YR53) jusqu'à 146 cm de profondeur.

Texture argilo-limoneuse de 0 à 109 cm et argileuse de 109 à 146 cm de profondeur.

Structures polyédriques subanguleuses, emboîtées et bien exprimées :

- 0 à 8 cm 25, 12 et 3 mm (travail superficiel)
- 8 à 30 cm 60 et 30 mm (ancien horizon labouré)
- 30 à 109 cm 45, 20, 10 et 3 mm
- 109 à 146 cm 35 et 20 mm

Taches d'hydromorphie brunes, très fines (<2 mm), irrégulières, peu contrastées, nettes et nombreuses. Evolution graduelle, de 50 à 109 cm de profondeur, de leur couleur : brun (10YR44) à brun sombre (10YR34), de leur contraste : très peu contrastées à peu contrastées et de leur abondance : 15-20% à 25-30%.

Très nombreuses taches de mélange d'un matériau plus limoneux de 109 à 146 cm de profondeur. Elles sont brunes (10YR44), peu contrastées, très nettes, grosses (20 à 60 mm) et de forme irrégulière ou en trainée, dessinant ainsi un maillage.

Concrétions sesquioxides :

- 30 à 109 cm très fines (<2mm), arrondies ou irrégulières, tendres et très peu nombreuses (<2%)
- 109 à 146 cm moyennes (5 à 15 mm), irrégulières, tendres et peu nombreuses (>5%)

Carbonatation nulle sur l'ensemble du profil.

Matériau compact dès 9 cm de profondeur. Argile limoneuse moyennement plastique, peu collante et ferme à l'état humide et friable à l'état frais [Réhumectation lente des mottes].

Porosité très fine (100 à 200 microns) importante sur l'ensemble du profil, à l'exception de l'horizon de 9 à 30 cm où la porosité est peu importante.

Nombreux conduits de vers de terre de 6 mm de diamètre, obliques de 0 à 9 cm et verticaux de 9 à 109 cm de profondeur. Nombreux conduits de vers de "vase", de 2 à 4 mm de diamètre et obliques de 109 à 146 cm de profondeur.

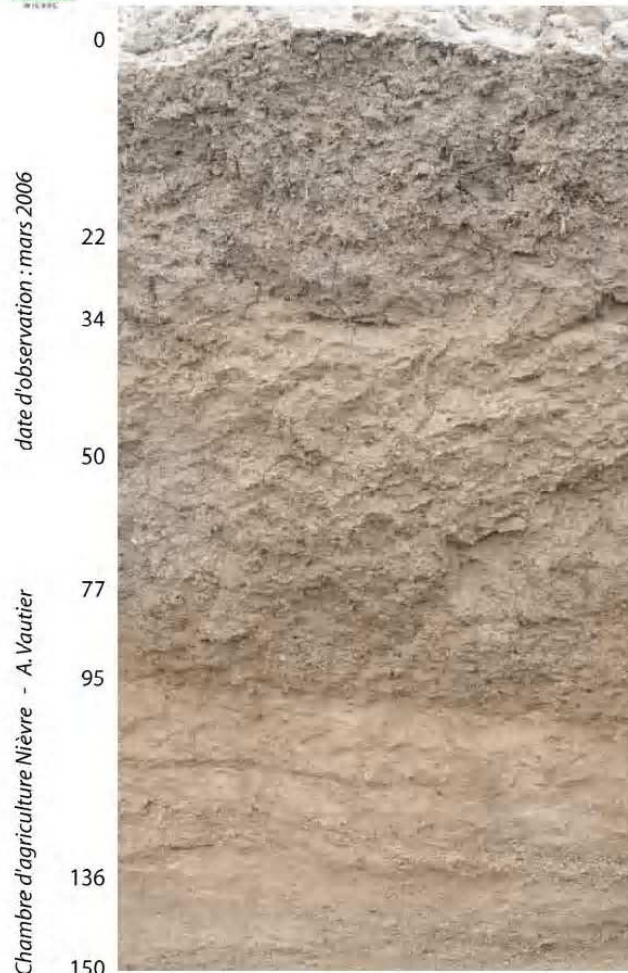
Racines (céréales) localisées dans les agrégats, nombreuses de 0 à 30 cm, peu nombreuses de 30 à 109 cm et très peu nombreuses de 109 à 140 cm de profondeur.

Alluvions : Sable grossier quartzé, entrecoupé de minces lits discontinus de graviers quartzéus irréguliers émoussés, de couleur bicolore : brun orangé (10YR56) et brun clair (10YR54), de structure polyédrique emboîtée de 30 et 14 mm et de porosité très fine (500 microns) importante. Accumulations ferrugineuses à 165 cm de profondeur : lit de graviers et sables grossiers quartzéus contenant des concrétions sesquioxides dures, des revêtements sesquioxides noirs et des revêtements argileux brun orangé, colmatant quasi-intégralement la porosité.



SITE N°8 - Exploitant : Mr Vincent

FLUVIOSOL brunifié limon moyen sableux



Description du sol :

Couleur brune (10YR43) de 0 à 34 cm, brune (10YR44) de 34 à 50 cm, brun plus sombre (10YR34) de 50 à 77 cm et brune faiblement orangée (10YR44 ers 46) de 77 à 95 cm de profondeur.

Texture sablo-limoneuse à imono-sableuse de 35 à 95 cm de profondeur.

2% de graviers quartzeux irréguliers émoussés de 0 à 77 cm de profondeur. Présence de quelques minces zones graveleuses de 77 à 95 cm de profondeur.

Structure :

- 0 à 50 cm structures polyédriques emboîtées de 50, 30, 18 et 3 mm.
- 50 à 77 cm prisme volumineux se divisant en un emboîtement de polyèdres de 45, 20 et 6 mm.
- 77 à 95 cm structures polyédriques emboîtées de 50, 35 et 18 mm.

Taches de réduction brun clair (10YR53), irrégulières, moyennes (6 à 20 mm), peu contrastées, peu nettes et traînées d'oxydation brun rouge sombre (5YR46), extrêmement fines, contrastées, très nettes, toutes deux très peu nombreuses entre 45 et 50 cm de profondeur.

Carbonatation nulle sur l'ensemble du profil.

Porosité très fines très importantes : <100 microns de 22 à 50 cm et de 200 microns par ailleurs.

Matériau compacte de 50 à 77 cm de profondeur.

Conduits de vers de terre de 2 à 4 mm de diamètre, très nombreux de 0 à 22 cm et de 34 à 77 cm de profondeur et nombreux aux autres profondeurs. Conduits obliques de 0 à 22 cm puis verticaux.

Racines (précédent maïs) localisées dans les agrégats, nombreuses de 0 à 34 cm, peu nombreuses jusqu'à 50 cm et très peu nombreuses de 50 à 95 cm de profondeur.

Description des alluvions :

Couleur brun orangé (10YR56) de 95 à 136 cm et brun clair (10YR54) à plus forte profondeur.

Texture sableuse : sables fins, quartzeux et micas, de 95 à 136 cm et sables grossiers quartzeux de 136 à 150 cm de profondeur. Présence de deux lits plus graveleux, horizontaux et épais de 5 cm.

- Structure :
- 95 à 136 cm structure polyédrique très fragile de 30 mm
 - 136 à 150 cm structure particulière

Taches de mélange brunes (10YR44), irrégulières, peu contrastées, nettes, assez nombreuses et en traînée, contrastées, nettes, peu nombreuses de 95 à 136 cm de profondeur.

Porosité très fine très importante : <100 microns de 95 à 136 cm et 200 microns à plus de 136 cm de profondeur.

Références :

- classe texturale du diagramme de l'Aisne, 1967
- terminologie du dictionnaire de données *DONESOL2*

Étude et prédiction des propriétés de rétention en eau des sols : Prise en compte de la composition et de l'état structural des sols.

Résumé – Les propriétés de rétention en eau et leur relation avec les caractéristiques du sol ont fait l'objet de nombreuses études ces trente dernières années. L'objectif de ce travail est d'analyser la validité des fonctions de pédotransfert (FPT) établies avec des sols du territoire national, et de les comparer à celles développées à l'échelle de l'Europe. Les résultats montrent que les FPT établies avec des sols du territoire national conduisent à des prédictions de qualité meilleure ou similaire à celles obtenues avec les FPT établies à l'échelle de l'Europe. Il a été aussi montré que pour des sols du territoire national, des classes de pédotransfert établies par classe de texture (CFPT texturales) ou par classe de texture et de structure (CFPT texturo-structurales) conduisaient à de prédictions de meilleure qualité que celles obtenues avec des FPT beaucoup plus élaborées et réclamant une connaissance détaillée de la composition des sols. La prédiction des propriétés de rétention en eau est améliorée significativement lorsque la teneur en eau volumique à la capacité au champ *in situ* est utilisée comme prédicteur par classe de texture. Enfin, Les propriétés de rétention en eau ont été discutées pour les sols argileux en fonction de leur état structural à l'échelle des constituants élémentaires (mode d'assemblage des particules d'argile). Les résultats montrent que les propriétés de rétention en eau peuvent s'expliquer par les différences de teneur en argile et de mode d'assemblage des particules composant la phase argileuse.

Mots-clé : fonction de pédotransfert, texture, densité apparente, capacité au champ, argile.

Analysis and prediction of soil water retention properties: Significance of the soil composition and structure.

Abstract – Water retention properties and their relation with the soil characteristics were discussed in numerous studies during the last thirty years. The objective of this study was to compare the validity of pedotransfer functions (PTFs) established with French soils, with the validity of those developed at the scale of Europe. Results showed that PTFs established with French soils lead to better performance than those established at the European scale when applied to French soils. The showed also for French soils that class-PTFs based on texture classes (texture class-PTFs) or both texture and bulk density classes (texturo-structural class-PTFs) led to better performance than much more elaborated PTFs that requires much more information on soil characteristics than the class-PTFs studied. Prediction of water retention properties was shown significantly improved with the *in situ* volumetric water content at field capacity was used as predictor by class of texture. Finally, water retention properties of clay soils were discussed according to their structure at the scale of the elementary particles assemblage (assemblage of clay particle). Results showed that the water retention properties can be explained by differences of clay content and fabric.

Keywords: pedotransfer function, texture, bulk density, field capacity, clay.

Discipline: Science du Sol

Laboratoire: ISTO (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans), 1A rue de la Férollerie
F 45071 - Orléans Cedex 2.