



HAL
open science

Analyse et modélisation des propriétés hydriques d'un horizon hétérogène de sol

Anthony Frison

► **To cite this version:**

Anthony Frison. Analyse et modélisation des propriétés hydriques d'un horizon hétérogène de sol. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2008. Français. NNT: . tel-02821474

HAL Id: tel-02821474

<https://hal.inrae.fr/tel-02821474>

Submitted on 6 Jun 2020

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

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

Ecole doctorale sciences et technologies

Thèse présentée par

Anthony FRISON

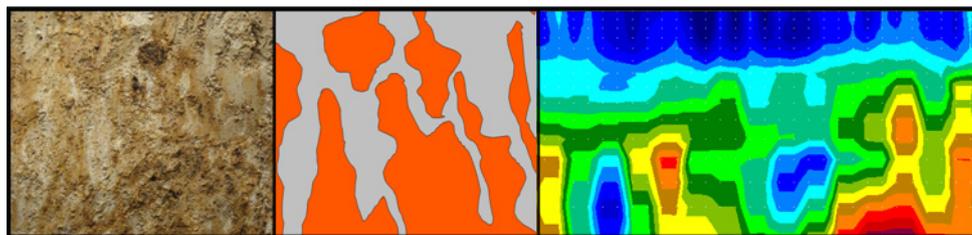
Unité de Recherche de Science du Sol (INRA)

Soutenu le : **08 décembre 2008**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline / Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

**Analyse et modélisation des propriétés
hydriques d'un horizon hétérogène de sol**



Composition du Jury :

M.	Yves COQUET	Professeur, EGC, AgroParisTech, Paris-Grignon	- Rapporteur
M.	Hans-Jörg VOGEL	Directeur de recherche, UFZ, Halle, Allemagne	- Rapporteur
M.	Ary BRUAND	Professeur, ISTO, Université d'Orléans	- Président
M.	Pascal SAILHAC	Maître de Conférence, IPGS, EOST Strasbourg	- Examineur
Mme	Isabelle COUSIN	Chargée de Recherche, Science du Sol, INRA, Orléans	- Directrice de thèse
M.	Guy RICHARD	Directeur de Recherche, Science du Sol, INRA, Orléans	- Co-directeur de thèse

La page des Mercis, la seule page que tout le monde lit dans une thèse !!!

La libre expression donnée à cette partie du manuscrit me permet par quelques mots de pouvoir remercier tous ceux qui ont participé à ce projet de recherche dont la durée, Master2 compris, atteint pratiquement quatre années. Pour cette expérience unique et le plaisir que j'ai eu à vivre ces années, je tiens tout d'abord à remercier la Région Centre d'avoir rémunéré ce travail et l'INRA de l'avoir financé. Merci à Guy Richard de m'avoir accueilli au sein de l'Unité de Recherche de Science du Sol de l'INRA d'Orléans dans des conditions tant humaines que matérielles de qualité.

En premier lieu, je tiens à remercier M. Yves Coquet d'AgroParisTech, M. Hans-Jörg Vogel de l'UFZ de Halle, M. Ary Bruand de l'ISTO et de l'Université d'Orléans et M. Pascal Sailhac de l'IPGS de Strasbourg d'avoir accepté de participer à mon jury et d'avoir apporté les critiques nécessaires à la réalisation finale de cette thèse. Un clin d'œil particulier à M. Bruand pour m'avoir aiguillé en sa qualité de professeur vers l'INRA d'Orléans et le sujet d'étude des sols lors d'une discussion dans le « trou de but », cinq ans avant ce manuscrit.

Merci à Guy qui, en plus de sa qualité de directeur de l'UR, a su m'orienter et m'apporter le soutien nécessaire aux réalisations de mes recherches dans sa fonction de co-directeur de cette thèse.

Merci **énormément** à toi Isabelle pour ce suivi et cette formation à la recherche. Tu dis simplement que c'est ton travail de former des jeunes mais tu fais bien plus que cela. Nous avons vécu une campagne de terrain des plus épiques et je n'ai cessé de mettre des « t » aux participes passés des verbes du deuxième groupe, le bateau a tangué mais la chef de barre fut toujours là afin d'apporter ses qualités humaines et scientifiques à la réalisation de ce projet. Je te suis reconnaissant pour tous ce que tu m'as appris et surtout pour tous ce qui est plus profond que la physique des sols soit une sorte de physique intellectuelle du sous sol ! Merci encore.

Merci aux membres de mon Comité de Pilotage, M. Roger Guérin et Pierre Adler de l'UMR Sisyphe de Jussieu, M. Stéphane Ruy de l'INRA d'Avignon et M. Benoit Noetinger de l'IFP de Rueil Malmaison pour leurs orientations et apports scientifiques lors de nos réunions.

Merci à Hervé Gaillard pour ses très grandes qualités humaines et au delà du fait que pour le moindre renseignement technico-pratique du fonctionnement de l'INRA je savais qu'auprès de toi j'aurais ma réponse, tu as su accompagné ce projet à ta manière depuis que je suis arrivé dans ton labo au deuxième jour de mon stage ! Merci de m'avoir partagé ton amitié et j'espère que tes projets se réaliseront.

Merci à Hocine Bourennane et Anatja Samouëlian d'avoir contribué à l'élaboration scientifique de cette thèse dans les domaines respectifs de la géostatistique et de la modélisation des écoulements. Je vous dois de nombreuses idées et raisonnements.

Merci à Christian Di Giovanni de l'Université d'Orléans d'avoir été mon tuteur pédagogique de monitorat. Tes qualités pédagogiques et amicales ont été les bases du plaisir que j'ai eu à enseigner.

Merci à Catherine Pasquier, Franck Rogeon et Guillaume Giot pour leurs aides techniques et scientifiques et leurs disponibilités.

Merci à Pierre Courtemanche d'avoir réalisé tous ces petits objets d'après de simples schémas effectués rapidement, tout a marché et contribué à obtenir ces résultats de qualités.

Merci à Christian Le Lay, Olivier Josière et Bernard Renaux pour leur aide au laboratoire ou sur le terrain.

Merci à Sacha Desbourdes, Alain Couturier, Eric Velluet et Gérard Yart pour leurs aides informatiques et « design-iques ».

Merci à Magalie Marolleau, Marie Pierre Poussineau et Monique Soler pour leurs aides dans le domaine obscur de l'administratif. A Cathy Leroy au niveau de l'Université.

Merci également à mes autres collègues des unités de la carto d'Orléans et de l'INRA, merci pour ces discussions et ces amitiés partagées, particulièrement à la famille Fautrel, Tientcheu et Laloua, à Francis et Jérôme.

Merci et dans le désordre d'apparition à mes amis et collègues de l'apprentissage scientifique, de galère et de bureau : Séverine Anne (Depuis la licence déjà !), Marie Poppins Lefebvre (Euh ! t'as toujours su nous faire rire et rire de mes pauvres blagues...), Cédric Laveuf (Embarqués tous les deux dans la même « galère »), David Montagne (Merci de tes conseils et de ton soutien depuis que j'ai atterri dans ton bureau), Arlène Miss Besson (On devrait te décerner le titre de la collègue de bureau la plus cool), Maud Séger (Je pars quand tu reviens mais j'ai eu la chance de te connaître mieux lors de cette excursion viennoise), Estelle Villanneau et Marion « Dédé » Tétégan (Toutes les deux sont la définition de la gentillesse), et Laurence Quénard (Je t'ai donné les clés du bureau, je te souhaite d'y passer ces bons moments d'une thèse car dans une thèse y'a jamais de mauvais moments, ce que tu as pu apercevoir à la fin n'étaient que hallucinations !!!). Un peu à part, les allianceurs, amis halieutiques un peu frappés et trop nombreux pour tous les citer mais je sais qu'une petite partie de ce travail vous est due pour votre bonne humeur constante et le bienfait qu'elle m'a fait surtout le vendredi soir ou le flood est devenu main mise sur le site !

Pour ceux que j'ai omis de citer lors de ces quelques lignes, je m'en excuse mais sachez que votre aide pendant ces années me va droit au cœur.

Mes derniers remerciements iront à mon entourage, toujours présent même si personne n'a compris le problème du VER, vous avez apporté l'équilibre à cette thèse et m'avez toujours soutenu même sans le dire.

En premier lieu, mes parents qui depuis ces 24 ans suivent ce parcours scolaire et sont toujours là pour m'aider si besoin. Sans vous quoi qu'on en dise je n'aurais jamais réussi. Merci du fond du cœur d'être ces meilleurs parents. Merci à toute ma famille et belle famille, mon frère et mes amis pour leur soutien quotidien.

Je t'ai connu en ce début de Master, tu as suivi tout mon quotidien recherche sur plus de quatre ans, même au cœur de la difficulté de parcours de cette thèse tu as dit oui à ma demande et est devenue mon épouse lors de la rédaction du manuscrit. Un soutien sans faille qui m'a permis de relever la tête à chaque instant et même dans les moments les plus difficiles, tu m'as épaulé sans jamais te décourager. Merci de m'avoir accompagné et de m'accompagner encore de nombreuses et belles années, je t'aime...

Sommaire

Liste des symboles

Introduction

Chapitre I

Les sols : des milieux poreux hétérogènes

Chapitre II

Contexte, Matériels & Méthodes

Chapitre III

Structures et propriétés hydriques des Volumes Pédologiques Élémentaires

Chapitre IV

Structure de l'horizon E&Bt

Chapitre V

Propriétés hydriques de l'horizon E&Bt

Conclusion générale & Perspectives

Références bibliographiques

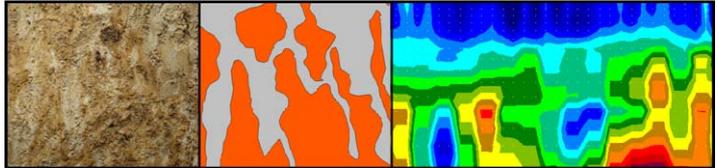
Annexes

Table des matières – Liste des figures – Liste des tableaux

Liste des symboles

h	le potentiel matriciel
z	la profondeur
H	la charge hydraulique totale
t	le temps
W	teneur en eau gravimétrique
S_e	la saturation effective
θ	la teneur en eau volumique
θ_s	la teneur en eau volumique à saturation
θ_r	la teneur en eau volumique résiduelle
θ_{eff}	la teneur en eau volumique effective
w_i, v_i	les coefficients de pondération
α, m, n	des paramètres d'ajustement
q	le flux
v	vitesse d'écoulement
K	la conductivité hydraulique (<i>Propriétés hydriques</i>)
K_s	la conductivité hydraulique à saturation
K_{eff}	la conductivité hydraulique effective
m_h	la moyenne harmonique
m_a	la moyenne arithmétique
E	l'espérance mathématique
D	la dimension de l'espace
Φ	la porosité totale
ρ_p	la masse volumique des particules du sol
ρ_b	la masse volumique apparente du sol
K	le facteur géométrique du milieu (<i>Résistivité électrique</i>)
ρ	la résistivité électrique
c	un facteur d'échelle
V	le volume du milieu

Introduction



Le sol, **milieu fragile**, est une ressource non renouvelable à l'échelle humaine. Dans un monde de plus en plus peuplé, la protection des sols est indispensable. Ces derniers doivent assurer, de manière pérenne, des fonctions de production agricole, sylvicole ou écologique ainsi qu'un rôle majeur dans le cycle de l'eau et du carbone. La connaissance des sols, la prévision et la prévention des risques de pollution des sols et des eaux, notamment dues aux activités anthropiques, constituent des **enjeux de premier ordre pour l'avenir** (Richter & Markewitz, 2001 ; Tugel et al., 2005), tant au niveau local que planétaire (Science, 2004). Au niveau européen, les directives cadres, telles que la Directive 2000-60 sur les ressources en eau et la Directive, en discussion, pour la protection des sols visant une utilisation durable des sols et la prévention de leur dégradation dans un contexte de changement global, s'appuient sur les connaissances scientifiques afin de décrire le fonctionnement des écosystèmes naturels et cultivés et de proposer des voies d'amélioration de la qualité des ressources naturelles à court terme.

Les sols et leurs propriétés évoluent en permanence, dans un contexte topographique donné, sous l'action continue du climat et des organismes vivants comprenant l'**homme** (Jenny, 1941 ; Bidwell & Hole, 1965 ; Yaalon & Yaron, 1966), et ce, sur des pas de temps de l'ordre de la dizaine à la centaine de milliers d'années. L'évolution rapide et récente des sols favorisée par l'action de l'Homme doit être prise en compte pour évaluer les impacts du **changement global** (Montagne, 2006).

Avec la pression sociale grandissante sur le besoin de préserver et de gérer les ressources naturelles, des déterminations de plus en plus précises du fonctionnement, notamment hydrique, de la zone non saturée sont nécessaires. Ainsi, les chercheurs développent des modèles hydrologiques prédictifs toujours plus efficaces. L'objectif est alors de modéliser le fonctionnement du sol de la manière **la plus fiable possible**. D'un point de vue du fonctionnement hydrique du sol, l'utilisation de modèles de transfert permet, par exemple, de prévoir le partage des eaux infiltrées et ruisselées, ou les vitesses de transport des polluants et leur concentration dans les eaux. La détermination des propriétés et du fonctionnement hydrique suppose une étude précise de la structure poreuse et des relations propriétés hydriques-structure. **Le fonctionnement hydrique** du sol est conditionné par ses **propriétés hydriques** (rétention en eau et conductivité hydraulique). Celles-ci sont contrôlées par **la structure et la texture** du milieu qui déterminent le réseau de pores au sein duquel les fluides, liquides et gazeux, se déplacent. Quelle que soit l'échelle d'observation, le sol est un milieu hétérogène. En conséquence, la caractérisation de ses propriétés et de son

fonctionnement hydriques se doit d'être raisonnée pour qu'elle englobe toute la variabilité du milieu et soit pertinente pour leurs futures utilisations pratiques (données de référence, intégration dans divers modèle hydrologiques).

Le cadre général de ce projet de recherche est la caractérisation du fonctionnement hydrique effectif d'un horizon hétérogène de sol. Il est pour cela nécessaire de caractériser conjointement la structure et les propriétés hydriques de l'horizon. Nous nous sommes fixés comme objectifs :

- de proposer une méthodologie opérationnelle de caractérisation des propriétés hydriques et structurales des horizons hétérogènes,
- d'estimer les propriétés hydriques effectives d'un horizon hétérogène de sol.

Ce travail s'organise en cinq chapitres :

Le premier chapitre est consacré à une étude bibliographique de la description et de l'estimation des propriétés des milieux poreux hétérogènes, dont le sol. La conclusion de ce chapitre nous permettra de préciser la démarche employée dans notre projet de recherche qui concerne l'étude d'un horizon de sol hétérogène.

Dans le deuxième chapitre, le site d'étude et les matériels et méthodes employés dans ce projet de recherche sont décrits.

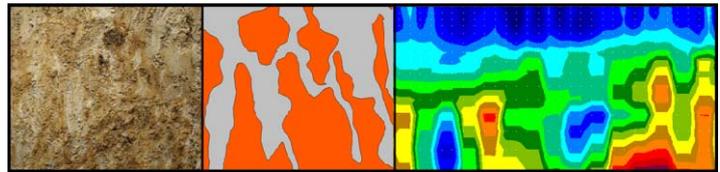
La structure et les propriétés hydriques caractérisées à l'échelle des sous-unités composant l'horizon hétérogène étudié sont présentées dans le troisième chapitre.

L'organisation tridimensionnelle de l'horizon est l'objet du quatrième chapitre.

Enfin, le cinquième chapitre présente les déterminations des propriétés hydriques effectives, obtenues par modélisation, à l'échelle de l'horizon.

Finalement, une conclusion générale permet de présenter un bilan et les perspectives de ce travail.

*Chapitre I – Les sols : des milieux poreux
hétérogènes*



L'objectif de ce chapitre est de donner aux lecteurs une vue globale des connaissances actuelles liées aux milieux poreux hétérogènes et à la détermination de leurs propriétés.

Dans un premier volet de ce chapitre, nous présenterons les milieux poreux hétérogènes « sols » et le problème de l'analyse de leurs propriétés, notamment hydriques.

Le deuxième volet sera consacré à une présentation des connaissances théoriques actuelles permettant la caractérisation de l'hétérogénéité des propriétés d'un milieu poreux hétérogène, et plus particulièrement l'hétérogénéité des propriétés hydriques. Nous citerons plus spécifiquement des exemples sur les sols lorsque cela sera possible. Nous présenterons une approche récente permettant de déterminer les propriétés effectives des sols.

Enfin, nous présenterons la démarche adoptée dans cette thèse dans un troisième volet.

I.1. Les sols, un milieu complexe

De par sa position d'interface entre lithosphère, atmosphère, hydrosphère et biosphère, le sol constitue un compartiment privilégié pour les réactions biogéochimiques et les échanges avec l'air et les eaux souterraines. La connaissance de ce compartiment est donc indispensable pour la compréhension et la protection des écosystèmes terrestres (Figure I-1).

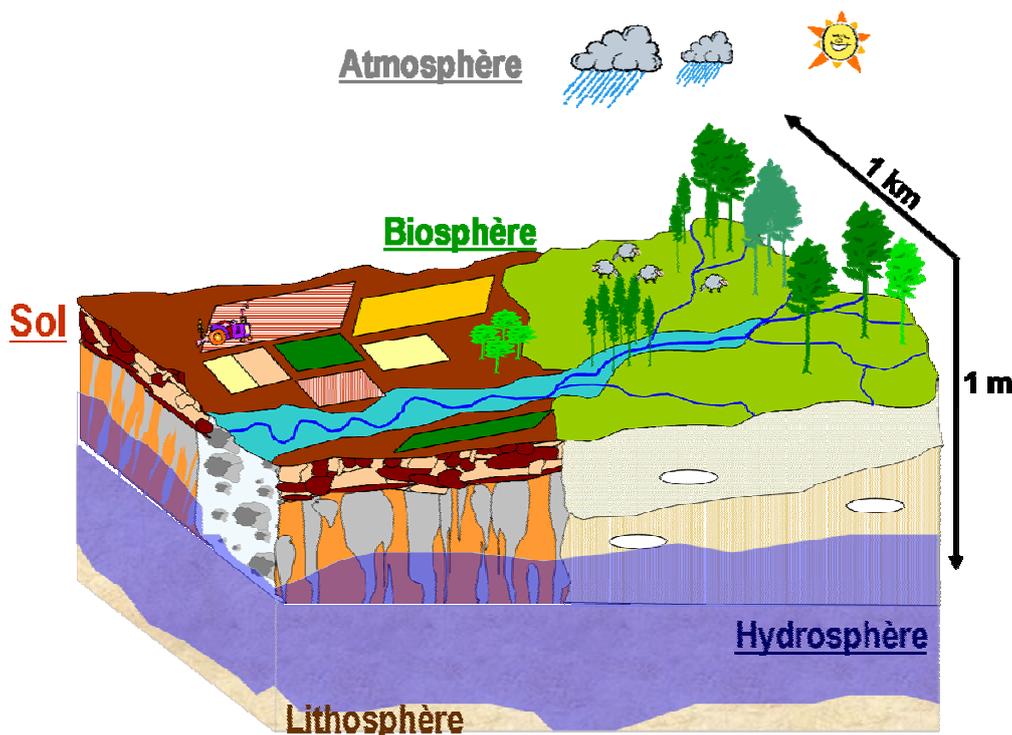


Figure I-1 : Position centrale du compartiment sol dans l'espace

La réponse des sols aux contraintes naturelles et anthropiques est l'acquisition d'un certain mode de structuration générant des unités de fonctionnement à différents niveaux d'échelle emboîtés. Wagenet (1998) décrit ainsi le sol comme un système d'holons emboîtés. Chaque holon est un sous-ensemble relativement stable du système complet. Ainsi, à l'échelle macroscopique du paysage, la structure¹ de ce système est décrite par l'arrangement des horizons d'un profil de sol dans les trois dimensions (Ruellan & Dosso, 1993). Ces horizons, couches plus ou moins parallèles à la surface de la Terre, sont constitués d'un ou de plusieurs type(s) de Volume(s) Pédologique(s) Élémentaire(s), VPE, (Figure I-2), et par les relations

¹ La structure d'un sol est définie comme la distribution spatiale des différents constituants (Hillel, 1974) et par la nature et l'intensité des liaisons entre les particules constitutives du sol (Stengel, 1990). Cette définition est valable pour toutes les échelles d'observations car elle fait référence à la distribution spatiale des constituants du sol dont les tailles peuvent varier du micron au mètre.

existantes entre ces VPE (W.R.B., 1998). Ces VPE sont déterminés par l'organisation des vides, des minéraux et des éléments organiques à l'échelle microscopique (W.R.B., 1998). Les VPE sont donc des fragments terreux pluri – centimétriques, juxtaposés au sein d'un même horizon.

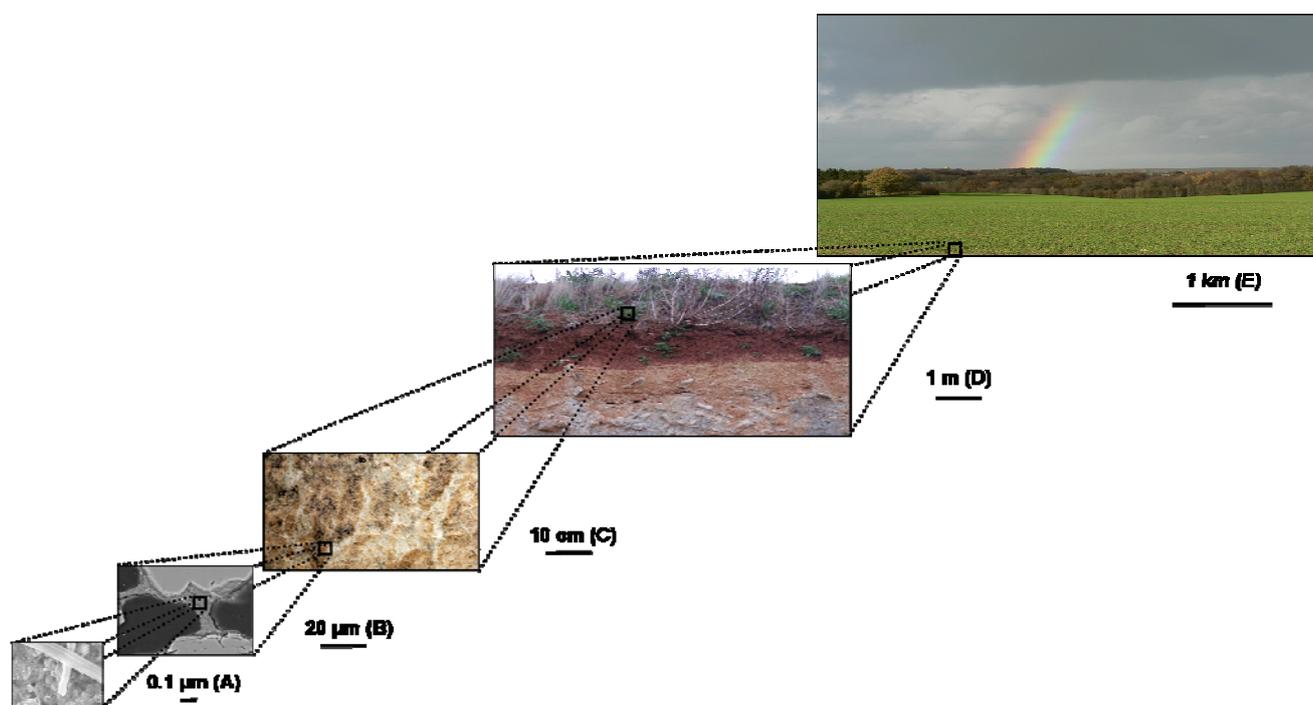


Figure I-2 : Système d'holons emboîtés. A : minéral ; B : organisations élémentaires ; C : VPE ; D : horizons d'un profil ; E : parcelle, paysage (W.R.B., 1998)

L'étude du sol, milieu hiérarchiquement organisé, suppose l'utilisation d'une démarche holistique¹ (Cousin, 2007). Dans un cadre idéal, la détermination des propriétés du sol doit être réalisée à l'échelle à laquelle ces propriétés se développent (Blöschl & Sivapalan, 1995 ; Basile et al., 2006 ; Braudeau, 2007 ; Cousin, 2007). Pour des raisons opérationnelles, explicitées ci-dessous, nous nous focaliserons par la suite sur l'échelle de l'horizon.

I.1.1. L'horizon : maille élémentaire d'organisation des sols

Les pédologues considèrent l'horizon comme la maille élémentaire d'organisation des sols (A.F.E.S., 1995 ; Jamagne & King, 2003 ; W.R.B., 1998). Les horizons sont considérés comme des entités homogènes en ce qui concerne leurs caractéristiques morphologiques,

¹ Dans une démarche holistique, on étudie l'objet à toutes ses échelles.

physiques et chimiques (FitzPatrick, 1980 ; Bockheim et al., 2005). Ainsi, les horizons sont utilisés, depuis près d'un siècle, comme échelle d'identification des sols. C'est à cette échelle que l'on détermine, notamment, les propriétés hydriques des sols qui servent de données d'entrée pour la plupart des modèles de fonctionnement. Enfin, leur taille pluri – décimétrique les rend accessibles facilement au prélèvement (Baize, 2000).

I.1.2. Le volume d'horizon, maille élémentaire d'échantillonnage des sols

La majorité des déterminations des propriétés hydriques sont réalisées à l'échelle de l'horizon. En laboratoire, ces propriétés sont obtenues à partir d'échantillons de sols non perturbés de volumes finis, que l'on appellera « volumes d'horizon » dans la suite de ce chapitre (Figure I-3). La taille de ces volumes d'horizon peut varier de quelques centimètres cube à plusieurs décimètres cubes pour des monolithes. Un volume d'horizon de un à deux décimètres cubes correspond à la taille des cylindres généralement employés pour la détermination des propriétés hydriques (Chossat, 2005), notamment pour la détermination de la conductivité hydraulique en régime insaturé et saturé.

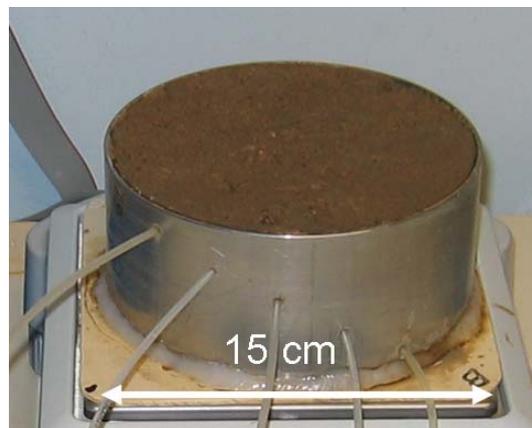


Figure I-3 : Cylindre de sol non perturbé de 15 cm de diamètre utilisé pour la méthode de Wind (Annexe A) et considéré dans notre cas comme un volume d'horizon

I.1.3. Cas des horizons hétérogènes

I.1.3.a. Définition des horizons hétérogènes

A une échelle donnée, la détermination d'une propriété nécessite de définir le degré d'hétérogénéité du milieu et son influence sur le ou les paramètre(s) mesuré(s). Un horizon sera qualifié d'hétérogène s'il possède au minimum deux types de VPE aux propriétés différentes.

Certains horizons hétérogènes présentent une composition granulométrique et une minéralogie constante en tout point, mais une structure hétérogène (Figure I-4). C'est le cas des horizons travaillés, affectés par le travail du sol et le passage d'engins agricoles (Prieksat et al., 1994 ; Richard et al., 2001 ; Coutadeur et al., 2002 ; Sillon et al., 2003 ; Alletto, 2007). Les fragments terreux qui les composent (VPE) présentent des structures différentes (état Δ : structure « massive » avec peu de porosité visible, état Γ : structure « poreuse », état Φ : structure fissurée - Manichon, 1982).

D'autres horizons hétérogènes présentent des VPE dont non seulement la structure mais également les compositions chimique et minéralogique sont différentes (Figure I-4). C'est le cas :

- des horizons caillouteux¹, qui contiennent des éléments grossiers dans une matrice de terre fine. Les VPE de l'horizon sont donc la terre fine et les éléments grossiers. Ces derniers ne sont pas des phases inertes du sol et influencent les propriétés physiques du sol (Poesen & Lavee, 1994 ; Tétégan, 2008) comme la capacité de stockage de l'eau (Coutadeur et al., 2000 ; Cousin et al., 2003) et l'alimentation hydrique des cultures (Coile, 1953 ; Gras, 1994).
- Des horizons ayant acquis une certaine structuration du fait de la ségrégation du fer. La pédogenèse a entraîné pour ces horizons la formation de deux grands types de VPE aux propriétés hydriques contrastées : i) des zones résiduelles riches en fer et en argiles, et ii) des zones dégradées.

¹ Un horizon est défini comme caillouteux si la charge en éléments grossiers (> 2 mm) est supérieure à 30 %. Ces horizons couvrent environ 30 % de la surface des sols d'Europe (Poesen & Lavee, 1994).

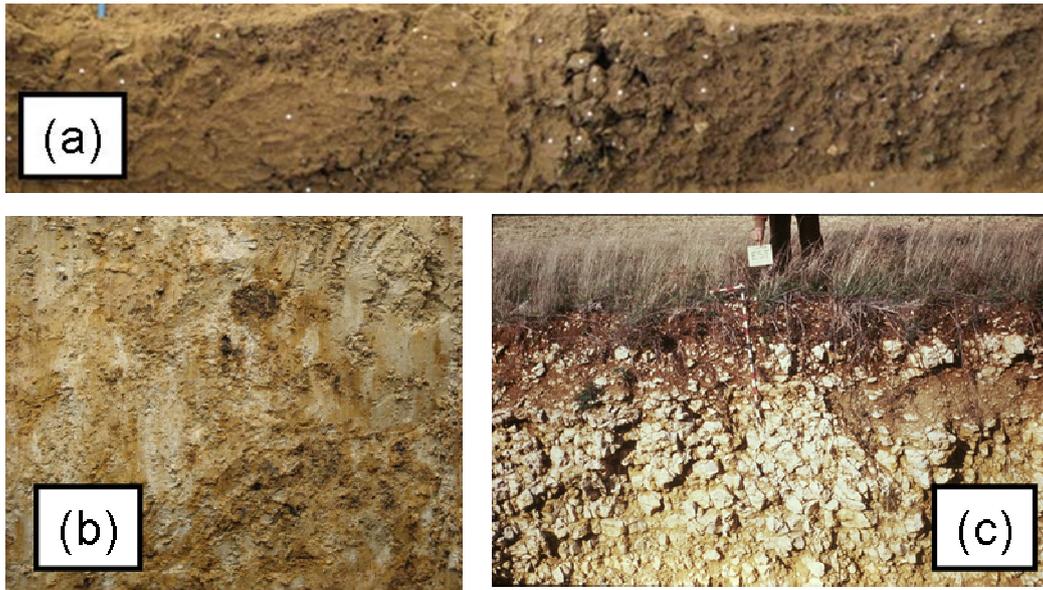


Figure I-4 : Illustrations d'horizons hétérogènes. (a) : horizon travaillé ; (b) : horizon avec ségrégation du fer ; (c) : horizon caillouteux – ©photographies INRA Orléans, UR SOLS

I.1.3.b. Propriétés hydriques d'un horizon hétérogène

Comme pour tous les types d'horizons, les propriétés hydriques des horizons hétérogènes sont :

- la courbe de rétention en eau, qui exprime la variation de la teneur en eau du sol en fonction du potentiel matriciel, et
- la courbe de conductivité hydraulique, qui exprime la variation de la conductivité du sol en fonction du potentiel matriciel.

Dans le cas des horizons hétérogènes, les propriétés hydriques sont variables dans l'espace. Différents auteurs ont cherché à caractériser cette variabilité. Bouma (1982) montre une variation supérieure à trois ordres de grandeur de la mesure de la conductivité hydraulique en régime saturé au sein d'un horizon argileux contenant de la macroporosité d'origine biologique. Au sein de l'horizon travaillé, Coutadeur (2002) montre que les propriétés hydriques de l'horizon sont différentes selon i) la position par rapport aux bandes de labour du volume d'horizon prélevé, et ii) la structure des trois types de VPE composant l'horizon. Ces exemples soulignent la difficulté de caractériser les propriétés hydriques des horizons hétérogènes. Des pistes pour pallier cette difficulté sont à rechercher dans les travaux plus généraux ayant trait aux milieux poreux hétérogènes, ce que nous présentons dans le paragraphe qui suit.

I.2. Quelques éléments sur la théorie des milieux poreux hétérogènes

I.2.1. Hétérogénéité et Volume Élémentaire Représentatif

Les systèmes naturels sont hétérogènes c'est-à-dire, selon l'acception classique de l'hétérogénéité, composés d'éléments de nature différente. Greenkorn & Kessler (1969) posent d'ailleurs l'hypothèse que les formations géologiques homogènes n'existent pas. En Sciences de la Terre, une définition couramment utilisée est : si une propriété physique est indépendante de sa position dans une formation géologique, alors le milieu est qualifié d'homogène. Si la propriété en question dépend de la position alors le milieu est dit hétérogène (Freeze & Cherry, 1979). Quintard & Whitaker (1987) précisent cette définition :

« Un milieu poreux est homogène, relativement à un processus physique et à une échelle donnée, quand les propriétés d'intérêt pour ce processus, vues à cette échelle, sont indépendantes de la position ».

L'hétérogénéité ou, son contraire, l'homogénéité, sont définies vis-à-vis d'une échelle d'observation et d'une propriété recherchée. Par conséquent et pour une propriété unique, un milieu hétérogène à une échelle donnée peut être homogène à une échelle plus intégrée. Ceci a été expérimentalement démontré à plusieurs reprises depuis Mercer & Hall (1911). En effet, augmenter la surface de l'objet à observer – i.e. diminuer la résolution de l'observation – a généralement pour conséquence de diminuer la variance des mesures. Cela signifie que l'on s'approche d'un volume échantillonné de taille suffisamment grande pour qu'il puisse intégrer toute l'hétérogénéité du milieu étudié. Par exemple, Lauren et al. (1988) ont mesuré la conductivité hydraulique à saturation d'un horizon de sol sur des échantillons dont la taille variait de 884 à 120 000 cm³. Ils ont mis en évidence une diminution de la variabilité de 186 à 81 % associée à une diminution de la valeur moyenne. Les résultats, tirés de cet exemple, illustrent la proposition de Klute (1986) :

« Idéalement, la taille d'un échantillon doit être supérieure à celle de la plus grande structure d'intérêt ».

Cette idée reprend la notion de « **Volume Élémentaire Représentatif** » (VER) : celui-ci est défini comme le plus petit volume de sol de dimension n pouvant représenter le domaine des variations à l'échelle $n-1$ (Bear, 1972). Dans les milieux hétérogènes, **on peut remplacer les hétérogénéités microscopiques par un équivalent homogène macroscopique dont la propriété moyenne est alors qualifiée de propriété effective.**

En corollaire, les propriétés du milieu déterminées sur des volumes non représentatifs ne sont pas pertinentes et ne pourraient en aucun cas être utilisées dans un modèle de fonctionnement du milieu étudié. Dans les exemples cités précédemment (travaux de Lauren et al. (1988) et travaux de Bouma (1982) et Coutadeur (2002), présentés au paragraphe précédent), la non répétitivité des mesures sur des prélèvements différents indique que les volumes d'horizon sont hétérogènes et que l'on n'a pas échantillonné le VER de la propriété recherchée. Par conséquent, il est primordial de se poser la question sur l'échantillonnage à effectuer lors de chaque expérience. Cependant, la recherche du VER est très rarement effectuée dans les horizons hétérogènes : Bouma (1985) a établi des guides pour la détermination du VER de la structure du sol en suggérant que 20 VPE peuvent contenir le VER. La détermination du VER de la structure des sols caillouteux a été étudiée par Buchter et al. (1994).

Comme on peut le voir sur ces deux exemples, la majorité des travaux concernant le VER ont été réalisés afin d'identifier le VER de paramètres liés à la structure (porosité, paramètres géométriques décrivant le réseau poreux par exemple). On utilise ainsi souvent le VER de la structure pour échantillonner un milieu hétérogène afin de caractériser ses propriétés hydriques (Smith & Diekkrüger, 1996 ; Lin et al., 2005). On suppose ainsi implicitement que le VER de structure correspondrait à un VER des propriétés hydriques.

Cependant, cette hypothèse n'est pas toujours vraie. Au sein d'horizons dont la structure est hétérogène du fait de la ségrégation du fer, Frison (2005) et Quénard (2008) montrent que les mesures de conductivité hydraulique à saturation¹, réalisées sur un volume d'horizon dont la taille est supérieure au VER² de la proportion volumique des VPE dans l'horizon (Figure I-5), sont différentes (Annexe B). Dans ces exemples, le VER ne correspond donc pas au VER de la conductivité hydraulique.

Ainsi, le VER d'une propriété ou d'une caractéristique peut être différent du VER d'une autre propriété ou caractéristique comme précédemment observé par Bear & Braester,

¹ Mesures réalisées à l'aide de la méthode du perméamètre à charge constante (Annexe A).

² VER déterminé par Montagne et al. (2007) sur les horizons du profil de sol étudié.

1972 in Buchter et al., 1994 et Vogel et al., 2002. Le VER est donc bien défini pour une propriété donnée. En conséquence, la recherche du VER d'une propriété hydrique doit accompagner ou supplanter la recherche du VER de la structure si l'on désire déterminer le fonctionnement effectif du milieu poreux étudié (Cousin, 2007).



Figure I-5: Cylindre d'un diamètre de 15 cm considéré comme un volume d'horizon pour y effectuer des déterminations de la conductivité hydraulique à saturation et prélevé dans un horizon hétérogène

I.2.2. Approche hiérarchique et changement d'échelle

Les milieux poreux hétérogènes, et/ou leur structure et leurs propriétés, sont classiquement décrits sur la base d'une vision hiérarchique (Wheatcraft & Cushman, 1991). On dit qu'un milieu est hiérarchiquement structuré de façon continue (respectivement discrète) s'il possède un nombre infini (respectivement fini) de sous-unités structurales ou de sous-processus de fonctionnement.

Les systèmes fractals sont un exemple de hiérarchisation continue. Ces derniers présentent des structures similaires d'une échelle d'observation à une autre (Mandelbrot, 1982) (Figure I-6). Ainsi, un ensemble d'échantillons à différentes échelles d'observation est défini comme fractal quand une loi puissance relie le nombre N de sous-échantillons et une caractéristique de ces sous-échantillons, telle que, par exemple, l , leur longueur caractéristique (Mandelbrot, 1982) :

$$[N(l)] \sim l^{-D}$$

$$[I-1]^1$$

avec $N(l)$ correspondant au nombre N d'objets de taille l , et D la dimension fractale dont la valeur est un nombre entier.

Le concept de la hiérarchie discrète a été introduit par Cushman (1990) et repose sur l'idée que chaque niveau d'organisation du milieu possède son propre VER (Figure I-6). Ce VER doit être utilisé comme taille minimale d'un support de mesure d'une propriété du milieu.

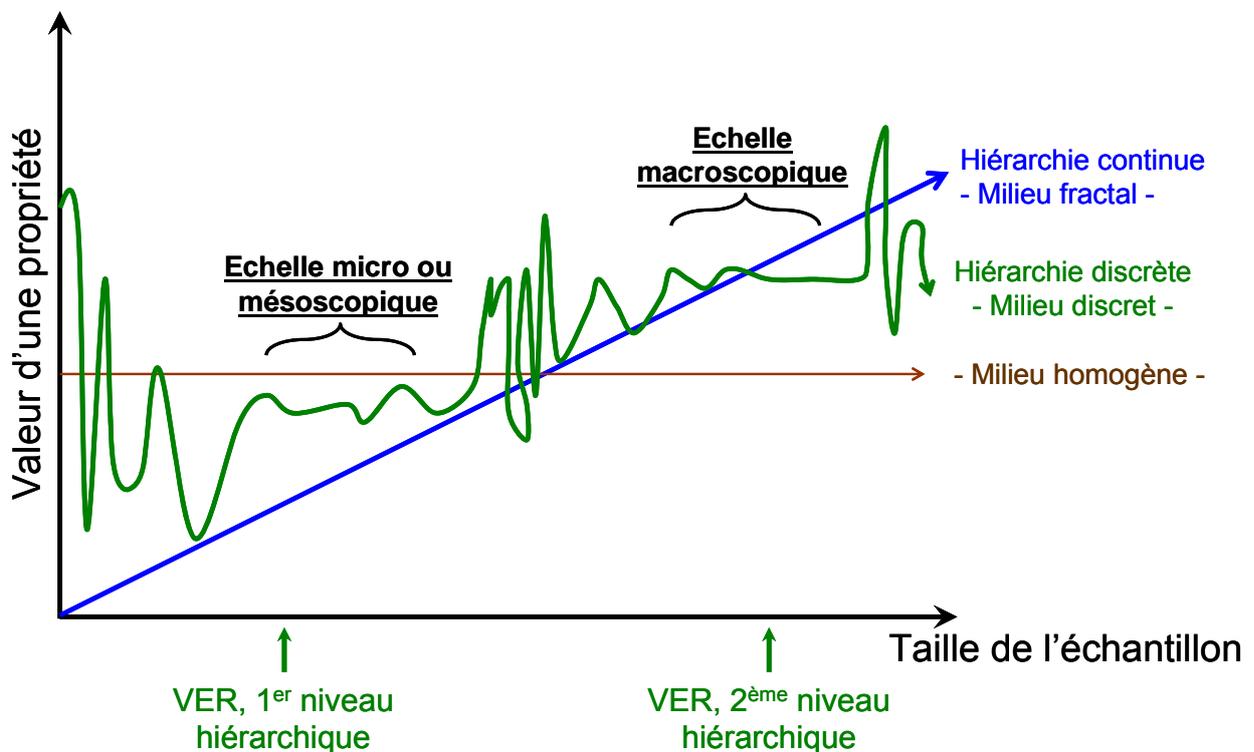


Figure I-6 : Approches hiérarchiques en milieu hétérogène : hiérarchie continue et hiérarchie discrète (d'après Cousin, 2007)

La majorité des déterminations réalisées afin de quantifier l'hétérogénéité d'un milieu poreux nécessite un changement d'échelle, c'est-à-dire le passage d'une échelle $n-1$ (à laquelle l'échantillon est hétérogène) à l'échelle n , à laquelle on peut définir une grandeur moyenne. Le concept du changement d'échelle, introduit par Miller & Miller (1956), repose sur l'hypothèse qu'il existe un facteur d'échelle permettant de décrire la relation entre les propriétés à une échelle et les mêmes propriétés à une autre échelle. Devant la multiplicité des

¹ \sim signifie « proportionnel à ».

échelles d'observation possibles, certaines échelles comme l'échelle micrométrique du réseau poreux, l'échelle centimétrique à décimétrique de l'échantillon de laboratoire, ou encore l'échelle métrique du terrain semblent les plus pertinentes pour caractériser les propriétés hydriques, à la fois sur un plan conceptuel et pour des raisons pratiques (Cushman, 1984 ; Dagan, 1986). Ce problème de changement d'échelle est crucial au niveau de la gestion des ressources naturelles car les décisions doivent être prises à un niveau global (par exemple du bassin versant) à partir de connaissances locales (données déterminées ponctuellement sur de petits volumes) (Vereecken et al., 2007).

Le concept de la hiérarchie discrète semble plus approprié à l'étude de l'organisation des sols que l'approche fractale car le système sol ne présente pas, a priori, de similarité d'organisation du minéral au paysage (Cousin, 2007).

I.2.3. Détermination des propriétés hydriques effectives des milieux poreux hétérogènes

I.2.3.a. Rappel des lois de l'écoulement en milieu poreux

A l'échelle de l'horizon, le fonctionnement hydrique des sols sous différentes conditions de saturation est décrit par l'équation d'écoulement de Darcy-Buckingham (Buckingham, 1907) (Equation I-2) :

$$q = -K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \quad \text{où } H = h + z \quad \text{[I-2]}$$

avec q , le flux (m s^{-1}), $K(h)$, la conductivité hydraulique (m s^{-1}), h , le potentiel matriciel (m), z , la profondeur, et H , la charge hydraulique totale (m).

Si l'on combine cette équation avec la loi de conservation de la masse :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} \quad \text{[I-3]}$$

où θ , la teneur en eau volumique ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), et t , le temps, on obtient l'équation de Richards (1931) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad [\text{I-4}]$$

Concrètement, la courbe de rétention en eau obtenue en laboratoire est souvent constituée de valeurs ponctuelles. De nombreux modèles mathématiques permettent d'ajuster une courbe continue de rétention en eau et/ou de conductivité hydraulique sur les points des mesures expérimentales. Par exemple, les modèles de van Genuchten (1980), et de son équivalent bimodal, le modèle de Durner (1994) sont parmi les modèles de courbe de rétention en eau les plus utilisés (Equation I-5) car ils sont dérivables analytiquement et peuvent être utilisés dans un modèle de conductivité hydraulique comme celui de Mualem (1976) (Equation I-6).

$$S_e(h) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \sum_{i=1}^j w_i \left[\frac{1}{1 + (\alpha_i |h|)^{n_i}} \right]^{m_i} \quad \text{où } m = 1 - 1/n \quad [\text{I-5}]$$

avec S_e , la saturation effective, h , le potentiel matriciel (m), θ_s , la teneur en eau volumique à saturation, θ_r , la teneur en eau volumique résiduelle ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), j , le nombre de mode de la courbe, w_i , le coefficient de pondération en respectant $0 < w_i < 1$ et $\sum w_i = 1$, et α (m^{-1}), m , et n , des paramètres d'ajustement. Si $j = 1$ (respectivement $j = 2$) alors, l'équation I-5 représente le modèle de van Genuchten (respectivement, le modèle de Durner).

$$K(h) = K_s S_{ei}(h)^{0.5} \times \left(\frac{\sum_{i=1}^j w_i \alpha_i \left\{ 1 - (\alpha_i h)^{n_i-1} \left[1 + ((\alpha_i h)^{n_i})^{-m_i} \right] \right\}}{\sum_{i=1}^j w_i \alpha_i} \right)^2 \quad \text{où } m = 1 - 1/n \quad [\text{I-6}]$$

avec $K(h)$, la conductivité hydraulique en régime insaturé (m s^{-1}) et K_s , la conductivité hydraulique à saturation (m s^{-1}).

I.2.3.b. Cas de la rétention en eau

La propriété de rétention en eau est une propriété capacitive, donc additive. Dans ce cas, la détermination de la courbe de rétention effective d'un milieu hétérogène peut se calculer simplement à partir des courbes de rétention des sous-unités homogènes du milieu. Pour un potentiel donné, la teneur en eau est la moyenne pondérée des teneurs en eau de chaque sous-unité.

Ce principe de l'approche additive a été utilisé avec succès (correspondance des données entre la teneur en eau totale et la teneur en eau effective pondérée de l'horizon par l'approche additive) sur des sols contenant des charbons (Sharma et al., 1993), sur des ensembles sol – paille (Garnier et al., 2004), sur des ensembles sol – éléments grossiers (Fiès et al., 2002) et sur des sables aux structures hétérogènes (Wildenschild & Jensen, 1999 ; Zeiliger et al., 2000). Ross & Smetten (1993) ont formalisé ce principe en utilisant le modèle additif pour décrire les caractéristiques de rétention d'un horizon ayant une distribution de taille de pore bimodale.

I.2.3.c. Cas de la conductivité hydraulique¹

Dans le cas de la conductivité hydraulique, propriété non capacitive, la détermination d'une conductivité équivalente pour un milieu hétérogène est délicate. Deux principaux types d'approche permettent la détermination de la conductivité hydraulique effective des milieux poreux hétérogènes :

- des approches probabilistes, pour lesquelles la conductivité est connue de façon imparfaite dans le domaine d'étude ; c'est le cas des approches statistiques et géostatistiques.
- des approches déterministes et heuristiques pour lesquelles on connaît assez précisément la conductivité localement en tout point de l'espace.

Nous présenterons successivement ces deux types d'approche, après avoir exposé les bornes théoriques de la conductivité hydraulique.

¹ Dans le cas des sols, on parle de conductivité hydraulique. Cette appellation est équivalente à celle de « perméabilité » employée par les géologues.

I.2.3.c.i. Bornes théoriques

Il est admis depuis longtemps que la conductivité effective, K_{eff} , d'un milieu est comprise entre la moyenne harmonique, m_h , et la moyenne arithmétique, m_a , des conductivités des sous-unités du milieu (Figure I-7):

$$m_h \leq K_{eff} \leq m_a \quad [I-7]$$

Ces bornes sont appelées bornes de Wiener (1912) et cette inégalité, toujours vérifiée, est appelée inégalité fondamentale (Wiener, 1912 ; Matheron, 1967 ; Journel et al., 1986 ; Le Loc'h, 1987 par exemple). Ces bornes correspondent aux deux cas extrêmes où le flux d'eau est parallèle ou perpendiculaire à des couches de milieux poreux de différentes conductivités (Figure I-7).

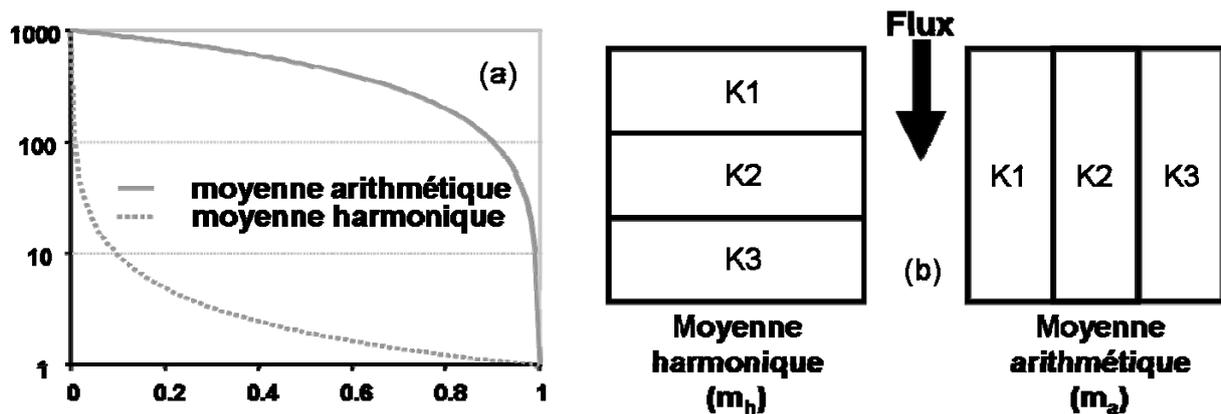


Figure I-7 : (a) Bornes de Wiener (1912) pour la conductivité hydraulique effective d'un milieu binaire ($K_1 = 1$, $K_2 = 1000$) ; (b) Illustrations graphiques des bornes de Wiener pour un milieu composé de trois phases aux conductivités différentes

Cardwell et Parsons (1945) ont mis en évidence des bornes plus précises pour encadrer la conductivité hydraulique. Ces derniers affirment que la conductivité dans une direction donnée est comprise entre :

- la moyenne arithmétique des moyennes harmoniques des conductivités hydrauliques ponctuelles, calculées sur chaque ligne de cellules parallèles à la direction de l'écoulement (valeur maximale), et

- la moyenne harmonique des moyennes arithmétique des conductivités hydrauliques ponctuelles, calculées sur chaque ligne de cellules perpendiculaire à la direction de l'écoulement (valeur minimale) (Figure I-7).

I.2.3.c.ii. Approche probabiliste

1 _ *Théorie des milieux effectifs*

La théorie des milieux effectifs permet d'estimer les propriétés effectives d'un milieu en fonction des propriétés locales de chaque constituant, et d'un certain nombre d'informations sur la microstructure. Il s'agit donc de remplacer un milieu poreux hétérogène par un milieu poreux homogène ayant les mêmes propriétés (Figure I-8).

L'hypothèse de base pour l'application de cette théorie est l'homogénéité statistique du système initial. Le but de cette approche est de fournir, soit des bornes pour le comportement effectif du milieu à grande échelle, soit des approximations du comportement effectif. Les bornes sont optimales lorsqu'il existe une microstructure particulière qui réalise exactement le modèle physique. Cette théorie n'est en général pas capable de prédire qualitativement le comportement à la percolation¹.

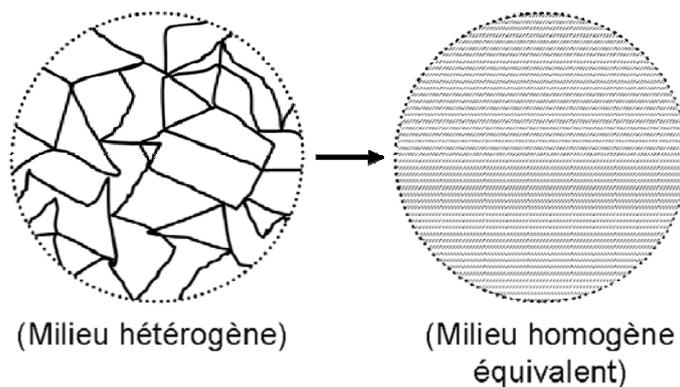


Figure I-8 : Passage d'un milieu désordonné à un milieu effectif équivalent

2 _ *Méthode géostatistique*

¹ La percolation est un processus physique critique qui décrit pour un système, une transition d'un état vers un autre. En physique des fluides, par exemple, à partir d'une certaine quantité critique de fluide sur une cloison, un pont s'établit et permet ainsi au fluide de la traverser.

Depuis les travaux fondateurs de Matheron (1962), l'approche géostatistique permet le traitement de données spatiales ou temporelles à partir de modèles probabilistes. En géostatistique, on considère les variables étudiées comme des fonctions aléatoires de l'espace. Les variables d'état¹ à l'échelle macroscopique sont définies par des espérances mathématiques des variables d'état à l'échelle microscopique. On peut alors écrire la loi de Darcy (Darcy, 1856) de la façon suivante :

$$E(v) = -K_{eff} E(grad(h)) \quad [I-8]$$

avec $E(v)$, l'espérance mathématique de la vitesse d'écoulement dans le domaine et $E(grad(h))$, l'espérance du gradient de charge. K_{eff} est la conductivité effective.

La résolution complète de l'équation [I-8] est impossible car elle reviendrait à déterminer pour chaque fonction aléatoire sa loi de probabilité en tous points. Seuls les premiers moments (espérance, variance, covariance...) sont calculés ou approximatés selon différentes méthodes (perturbation, Monte Carlo...).

I.2.3.c.iii. Approches heuristiques et déterministes

I _ Méthodes heuristiques

Les méthodes heuristiques sont des techniques empiriques de résolution de problèmes qui tiennent compte à chaque étape des résultats précédents et en déduisent la stratégie à adopter par la suite. Ces méthodes permettent d'obtenir une valeur plausible d'une propriété effective comme la conductivité. Parmi les méthodes heuristiques, on peut citer : i) l'échantillonnage, ii) la moyenne de puissance, et iii) les formules de composition de bornes théoriques.

i) L'échantillonnage consiste à affecter à un volume la valeur de la propriété mesurée en son centre.

ii) Journel et al. (1986) proposent d'exprimer la conductivité effective, K_{eff} , d'un milieu hétérogène par une approche de moyenne de puissance :

¹ : Ce sont des grandeurs accessibles, à l'échelle macroscopique, directement ou indirectement grâce à des instruments de mesure, par exemple la température, la pression...

$$K_{eff} = \left[\frac{1}{V} \int K(x)^q dV \right]^{\frac{1}{q}} \quad [I-9]$$

avec V , le volume du milieu, q , un exposant compris entre -1 et 1 qui est fonction de la répartition spatiale des conductivités, $K(x)$. On remarquera que : i) l'exposant $q = -1$ correspond à la moyenne harmonique, et ii) l'exposant $q = 1$ correspond à la moyenne arithmétique.

iii) Matheron (1967) suggère que la conductivité effective, K_{eff} , est une moyenne pondérée des bornes de Wiener :

$$K_{eff} = (m_a)^d (m_h)^{1-d} \quad [I-10]$$

avec m_a (respectivement m_h), la moyenne arithmétique (respectivement harmonique), et d compris entre 0 et 1.

Dans un milieu isotrope, nous avons :

$$d = \frac{D-1}{D} \quad [I-11]$$

avec D , la dimension de l'espace

2 _ Méthodes déterministes

➤ Théorie de l'homogénéisation

La théorie de l'homogénéisation repose sur l'étude de milieux périodiques. Bien que les milieux naturels ne soient pas périodiques, celle-ci propose un cadre cohérent pour le calcul de la propriété effective et certains développements pour des milieux aléatoires non périodiques ont été proposés (Renard, 1997). On suppose l'existence d'un « petit paramètre », noté ε , qui est associé aux hétérogénéités ou oscillations des propriétés. Celui-ci représente le rapport entre la longueur caractéristique d'une hétérogénéité fine (l) et la taille caractéristique macroscopique de l'objet de longueur L ($L \gg l$) : $\varepsilon = l/L$ (Figure I-9). Le développement asymptotique $\varepsilon \rightarrow 0$ représente la transition vers l'échelle macroscopique.

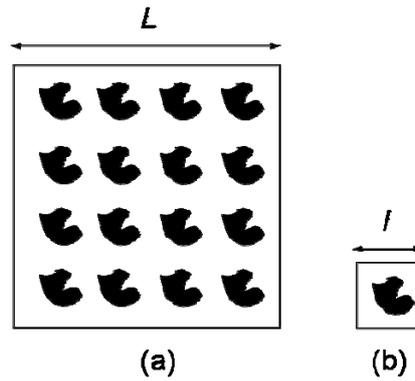


Figure I-9 : Milieu périodique constitué de deux phases (a) et cellule unitaire du milieu périodique (b), (d'après Renard, 1997)

➤ Renormalisation dans l'espace discret

Issue de la physique statistique (Kadanoff (1966) in Renard, 1997), la renormalisation est un algorithme itératif permettant d'obtenir la propriété effective d'une grille finement discrétisée. Dans un espace de dimension D , la renormalisation consiste à substituer, à une grille constituée de 2^{nD} mailles, une autre plus grossière contenant $2^{(n-1)D}$ mailles (Figure I-10). L'utilisation de la renormalisation pour calculer la conductivité effective d'un milieu a été en premier lieu réalisée par King (1989). Le calcul peut s'effectuer en deux dimensions ou en trois dimensions (Renard, 1997).

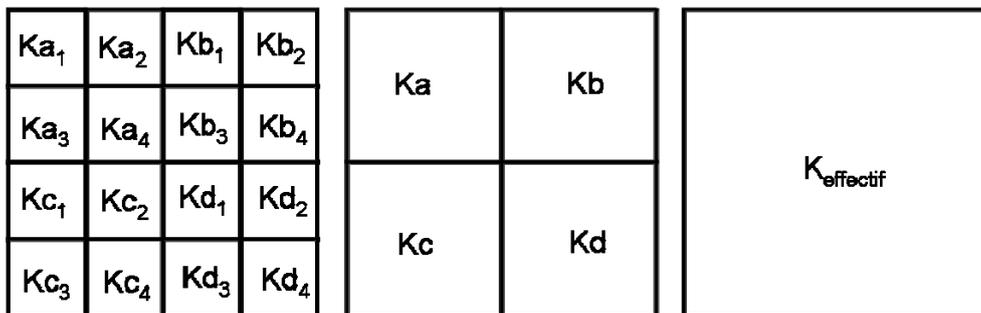


Figure I-10 : Principe général de la renormalisation dans un système linéaire de type différence finie

Pour la situation représentée à la figure I-10, le calcul de la conductivité effective (K_{eff}) aboutit à la formule suivante (King, 1989) :

$$K_{eff} = \frac{4(Ka + Kc)(Kb + Kd)[KbKd(Ka + Kc) + KaKc(Kb + Kd)]}{[KbKd(Ka + Kc) + KaKc(Kb + Kd)][Ka + Kb + Kc + Kd] + 3(Ka + Kb)(Kc + Kd)(Ka + Kc)(Kb + Kd)} \quad [I-12]$$

Cette méthode est applicable à des systèmes de grande taille et présentant une large gamme de conductivités, soit généralement des bassins versants hydrologiques.

I.2.3.d. Le Scaleway, une approche déterministe adaptée à l'estimation des propriétés effectives des sols

Toutes les méthodes présentées précédemment, y compris les bornes théoriques de la conductivité, ont été développées dans le cadre de travaux des domaines de l'hydrogéologie et/ou de la géologie pétrolière. Certaines approches, très théoriques, n'ont pas été mises en œuvre dans le domaine de la Science du Sol.

Récemment, Vogel et Roth (2003) ont proposé une approche, « le Scaleway », permettant de déterminer les propriétés effectives d'horizons de sol hétérogènes. Cette approche repose sur l'idée de fonctionnement effectif, c'est-à-dire que les détails du fonctionnement à une échelle donnée peuvent être moyennés à l'échelle supérieure. Ainsi, seule la structure à l'échelle supérieure est pertinente.

Classiquement, dans les horizons hétérogènes, on recherche la relation suivante dans la détermination des propriétés hydriques effectives :

$$P_{eff} = f(\omega_j P_j) \quad [I-13]$$

avec P_{eff} , la propriété effective à l'échelle de l'horizon, P_j (respectivement ω_j) la propriété (respectivement la fraction volumique) de j VPE. La fonction f dépend de la répartition spatiale des VPE.

Dans le cas de la rétention en eau, la connaissance précise de la structure 3-D du milieu, comme le demande la fonction f de l'équation I-13, n'est pas nécessaire, une estimation de la proportion volumique des différents VPE suffit à l'application d'un modèle additif.

Dans le cas de la conductivité hydraulique, cette fonction f est seulement connue pour des structures particulières (Voir paragraphe I.2.3.c.) et l'équivalence complète entre le milieu hétérogène réel et le milieu homogène fictif est impossible (Renard et de Marsily, 1997 ; Bayer et al., 2005 ; Durner et al., 2008). Le calcul passe par une simulation du transfert sur une structure géométrique dont les entités sont paramétrées selon des lois différentes.

I.3. Position du problème et démarche d'étude

L'objectif général de ce projet de recherche est la caractérisation du fonctionnement hydrique effectif d'un horizon hétérogène de sol.

I.3.1. Le modèle d'horizon hétérogène étudié

Le profil de sol étudié est un LUVISOL DÉGRADÉ selon le référentiel pédologique français (A.F.E.S., 1995) ou **Albeluvisol** selon la classification internationale (W.R.B., 1998) (Figure I-11-a). Ce sol est parmi les plus fréquents en Europe et représente 15 % de la ressource en sol (E.S.B.N., 2005). Il est reconnu que les horizons E&Bt et Bt d'un Albeluvisol tel que celui étudié sont hétérogènes car : i) à une altitude donnée, ces horizons sont constitués de la juxtaposition de VPE qui présentent des caractéristiques granulométrique, chimique et minéralogique différentes (Montagne, 2006), et ii) la proportion et l'orientation des VPE varie avec l'altitude dans l'horizon. Ces VPE sont facilement identifiables et séparables de par leurs couleurs respectives, ocre et claire (Montagne, 2006) (Figure I-11-c).

Nous avons choisi d'étudier principalement l'horizon E&Bt car certaines observations montrent qu'il peut évoluer fortement sous l'effet de contraintes anthropiques telles que le drainage (Montagne, 2006). Par ailleurs, cet horizon possède un fonctionnement hydrique hétérogène : i) la circulation de l'eau s'effectue principalement d'une manière verticale que l'on soit en régime saturé ou non (Diab et al., 1988), et ii) la circulation de l'eau s'effectue également, d'une manière horizontale, latéralement, suite à une mise en charge temporaire de la nappe perchée au dessus de l'horizon Bt (Nicole, 2003). Pour toutes ces raisons, l'horizon E&Bt représente un cas modèle d'étude d'un horizon hétérogène.

I.3.2. Position du problème

Au laboratoire, les propriétés hydriques d'un horizon sont classiquement déterminées à l'aide de méthodes s'appuyant sur des mesures réalisées sur des volumes d'horizon d'environ 1000 cm³. Plusieurs problèmes se posent quant à l'utilisation de ces méthodes et/ou de ces volumes d'horizon dans la détermination des propriétés hydriques d'un horizon hétérogène :

- la taille du volume d'horizon prélevé est souvent située à l'interface entre un VER « microscopique » et un VER « macroscopique », à l'endroit où la structure et les propriétés sont les plus variables (Figure I-12).
- comme nous l'avons vu au paragraphe I.2.1., nous ne sommes pas certains que le VER de paramètres de la structure (en supposant que la taille du volume d'horizon soit supérieure à la taille de ce VER) soit équivalent au VER de la propriété recherchée dans le cas d'horizons hétérogènes.
- certaines méthodes standards de laboratoire restent non applicables à un échantillon de sol hétérogène du type de celui que nous étudions ici. C'est le cas, par exemple, pour la méthode d'évaporation de Wind qui permet la détermination de la conductivité hydraulique du sol en régime insaturé (Morath et al., 1997).

En conséquence, la détermination de propriétés directement sur un volume d'horizon prélevé, par des méthodes expérimentales standard - telles que celles que l'on emploie pour caractériser classiquement les propriétés hydriques des sols - est d'avance vouée à l'échec. Il s'agit donc ici de proposer une démarche alternative pour déterminer les propriétés d'un horizon hétérogène.

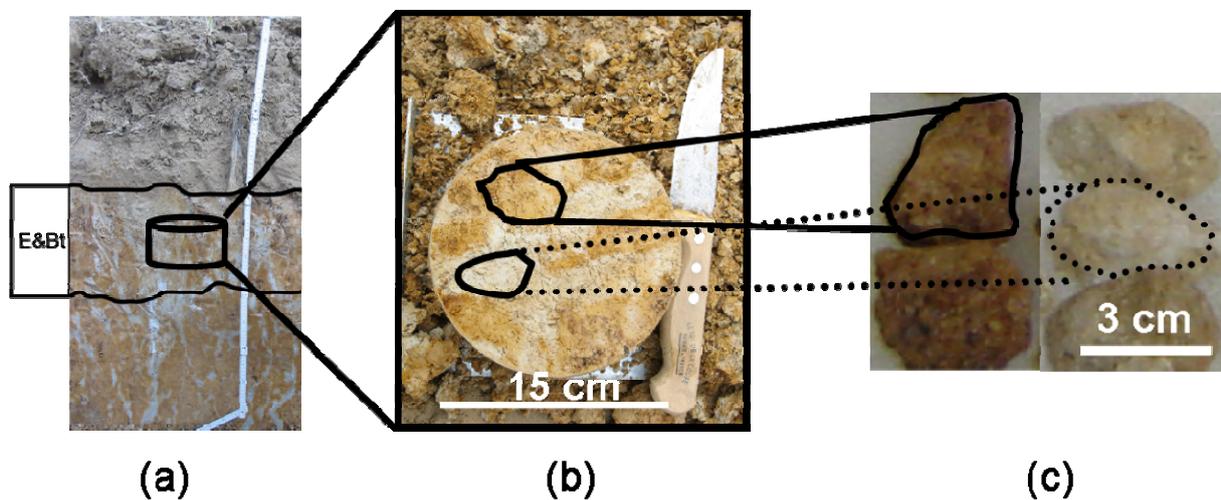


Figure I-11 : Illustration de l'horizon hétérogène E&Bt (a), d'un volume d'horizon prélevé dans cet horizon (b), et de VPE issus de cet horizon (c)

I.3.3. Méthodologie

Nous avons choisi de mettre en œuvre l'approche du Scaleway. Cette démarche permet, à l'échelle d'intérêt (ici l'horizon), de déterminer le fonctionnement hydrique effectif en utilisant d'une part les propriétés hydriques locales des VPE et d'autre part une représentation de la structure de l'horizon. Par modélisation, nous devrions ainsi être en mesure de déterminer les propriétés hydriques effectives à l'échelle de l'horizon (Figure I-12).

Dans un premier temps, nous caractériserons la structure et les propriétés hydriques des VPE sur des échantillons de taille centimétrique à pluri-centimétrique¹. Les propriétés hydriques des VPE seront déterminées à l'aide de protocoles de laboratoire adaptés (expérimentations sur des presses à membranes, des perméamètres à charge constante et des dispositifs évaporatoires de Wind miniaturisés).

Dans un second temps, nous caractériserons la structure tridimensionnelle de l'horizon hétérogène. A l'échelle de l'horizon, la taille des échantillons à prélever pour obtenir le VER est grande a priori et, par conséquent, il est souvent plus pratique d'effectuer cette caractérisation *in situ*. Depuis quelques années, l'utilisation de plus en plus courante de méthodes géophysiques pour la caractérisation des hétérogénéités de sub-surface s'est développée. En effet, ces méthodes sont non destructives et permettent des prospections sur des territoires étendus (Tabbagh et al., 2000). Nous avons employé la méthode géophysique de résistivité électrique, également appelée tomographie électrique, comme proxy afin de caractériser l'organisation spatiale des VPE dans l'horizon E&Bt.

Enfin, dans un troisième temps, grâce à la caractérisation de la structure de l'horizon à l'échelle métrique et à la connaissance des propriétés hydriques des VPE, les propriétés hydriques effectives de l'horizon seront déterminées par modélisation. Pour la courbe effective de rétention en eau, nous emploierons un modèle additif pondéré par la proportion volumique des VPE dans l'horizon. Pour la courbe effective de conductivité hydraulique, nous utiliserons deux approches : celle-ci sera soit obtenue par un calcul analytique, basé sur le calcul des bornes théoriques de la conductivité hydraulique, soit déterminée numérique par modélisation.

¹ Par simplification de langage, nous emploierons d'ailleurs par la suite le terme de « VPE » pour désigner les « échantillons qui représentent les VPE ».

Pour conclure, notre démarche nous semble originale car elle propose de mettre en œuvre une approche opérationnelle de détermination des propriétés hydriques effectives d'un milieu hétérogène sur un cas réel.

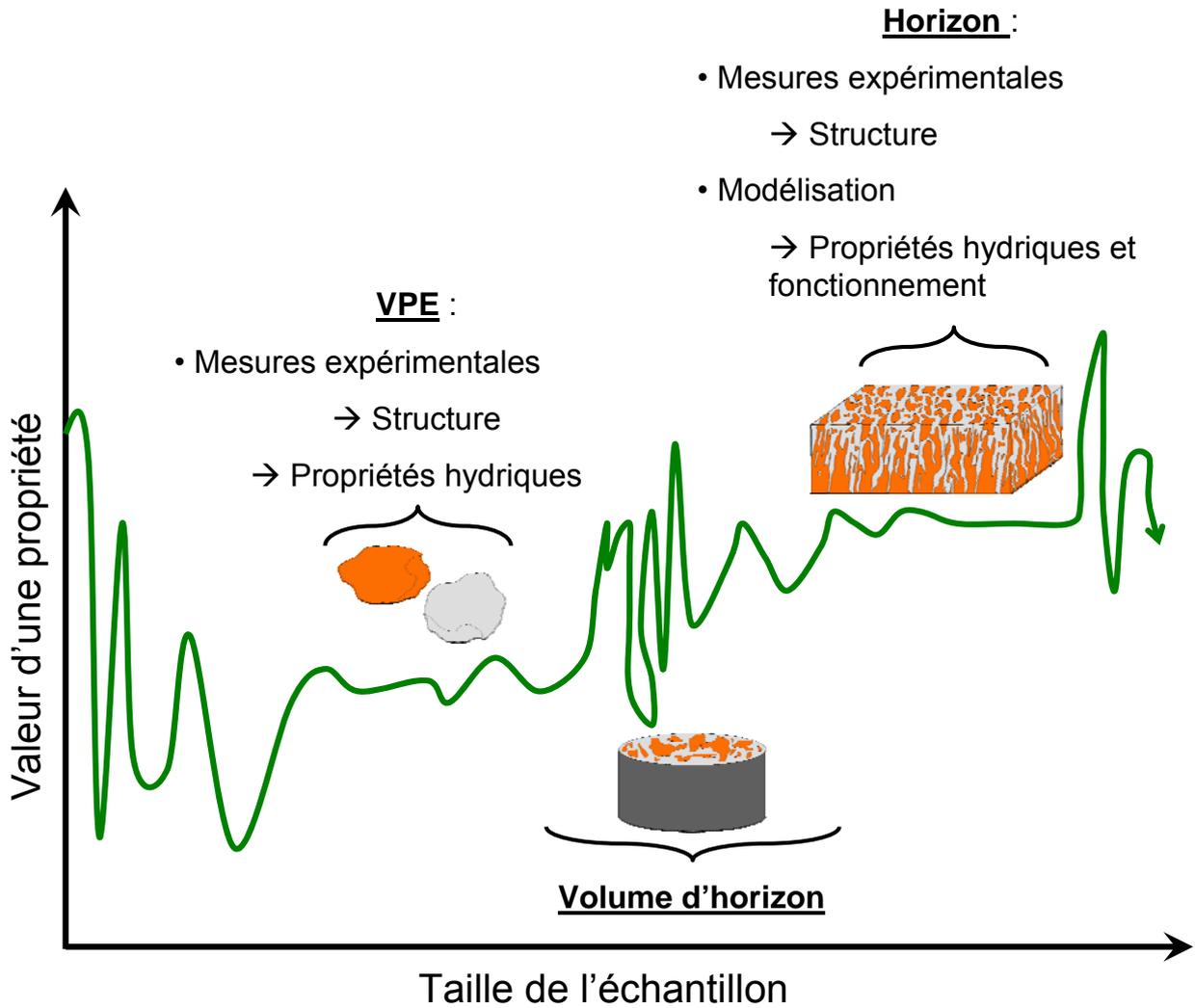
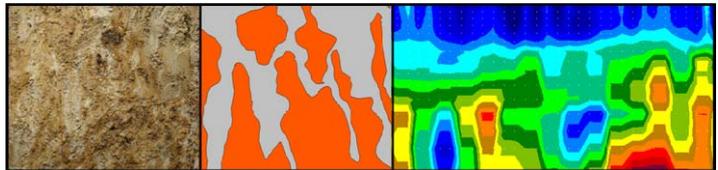


Figure I-12 : Les échelles employées dans cette étude

*Chapitre II – Contexte, Matériels &
Méthodes*



Après avoir décrit le contexte régional et le site d'étude, les caractéristiques pédologiques générales du profil de sol étudié seront présentées afin de donner aux lecteurs une description globale du sol dans lequel se situe l'horizon hétérogène d'intérêt.

Les méthodes qui ont été utilisées afin de caractériser la structure et les propriétés hydriques seront présentées ensuite à deux échelles : celle du volume pédologique élémentaire et celle de l'horizon.

II.1. Contexte régional

Le secteur d'étude se situe dans la petite région naturelle du Gâtinais de l'Yonne (France), partie Sud - Est du Bassin Parisien. Le site d'étude est plus précisément localisé au sein d'une parcelle agricole, au lieu dit « Les Brissets », sur la commune de Chevillon, à l'Est de la ville de Charny (Figure II-1). Ce secteur, intensément cultivé sur les rebords de plateaux et les versants des vallons, s'élève doucement vers sa partie Sud depuis des altitudes de l'ordre de 140 – 150 mètres jusqu'à presque 200 mètres, dans un paysage plutôt ouvert entrecoupé de bois épars.

Le climat de l'Yonne est à la limite du climat tempéré atlantique. La température moyenne est d'environ 10°C. La pluviométrie est d'environ 700 mm dans les plaines proches du secteur de Charny (données Météo France pour la période 1956 – 1999 d'après Baize & Voilliot (1988)). Ces pluies sont régulièrement espacées tout au long de l'année, avec un maximum en fin d'automne et début d'hiver, et un minimum en avril.

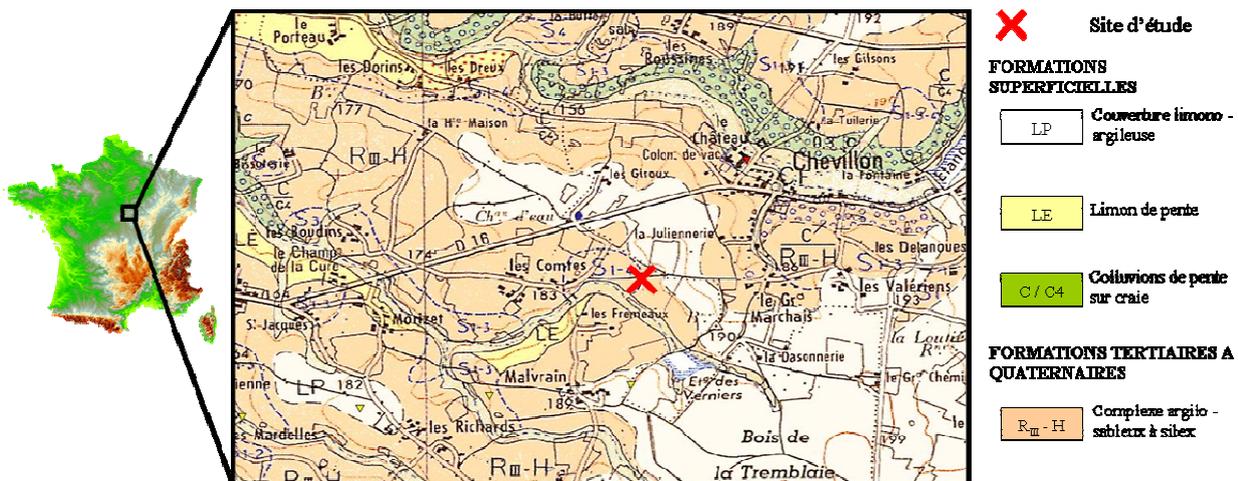


Figure II-1 : Localisation du site d'étude (Coordonnées géographiques selon le réseau géodésique français 1993 : Long. : 03°09'54'' E, Lat. : 47°55'01''N). Extrait de la carte géologique au 1/50 000 de la feuille de Courtenay (Pomerol, 1988)

II.1.1. Géologie régionale

La géologie régionale est décrite en détail dans la notice de la carte géologique de la France au 1/50 000 de Courtenay (Pomerol, 1988). La lithologie du Gâtinais comprend un substrat général constitué de craies datant du Cénomanien supérieur au Sud jusqu'au

Campanien au Nord. Ces craies affleurent seulement dans les vallées car elles sont recouvertes, sur plusieurs mètres d'épaisseur, par des dépôts argilo-sableux plus ou moins riches en silex datant de l'Eocène. Ces dépôts disparaissent fréquemment sous une importante couverture limoneuse formée de matériaux fins à intercalations de cailloutis de silex en position de plateau (Figure II-1). D'une épaisseur de un à deux mètres (Pomerol, 1988), ces formations limoneuses, abritées de l'érosion et nommées « limons des plateaux » sont âgées de 30 000 à 40 000 ans (Baize, 1993). Elles sont issues d'apports éoliens lors de périodes froides et sèches du Quaternaire.

II.1.2. Pédologie régionale

Des sols crayeux et des sols argileux à silex, provenant de colluvions argileuses à silex sur craie peu profonde (issues du complexe argilo-sableux des plateaux), sont présents sur les versants des vallées (Baize, 1993 ; Baize & Voilliot, 1988 ; Pomerol, 1988). Les formations argilo-sableuses ou limoneuses des plateaux et des rebords des plateaux donnent des sols variés plus ou moins hydromorphes et acides selon la proximité de la craie (Baize, 1993). Ainsi, les sols lessivés apparaissent en position de plateau. Les sols limoneux, riches en silex, deviennent progressivement plus argileux en profondeur sur les rebords des plateaux.

Le profil de l'Albeluvisol étudié est typique des positions de plateau du Gâtinais de l'Yonne et identique aux sols lessivés dégradés hydromorphes décrits par Baize et Voilliot (1988) sur la feuille de Joigny (15 km environ du lieu d'étude). Développé sur des limons éoliens du Quaternaire (Baize, 1993), ce sol constitue l'un des stades ultimes de développement pédogénétique de ces limons (Jamagne, 1973 ; Jamagne, 1978). Dans ce type de sol, le processus d'illuviation des argiles est prédominant. Ce processus se traduit par le départ de particules argileuses d'un horizon supérieur (horizon E) vers un horizon en profondeur avec accumulation absolue (horizon Bt). Dans les Albeluvisol, les processus pédogénétiques de « dégradation » sont i) la concentration relative de matériaux siliceux d'une taille supérieure à 2 μm dans l'horizon E et dans des glosses s'insinuant verticalement au sein de la partie supérieure de l'horizon Bt (Jamagne, 1973), ii) la dissociation du fer et des argiles et, iii) les altérations hydrolytiques et dégradations minéralogiques (A.F.E.S., 1995).

II.2. Le Profil de l'Albeluvisol étudié

En position de haut plateau et selon une topographie quasiment plane (Figure II-1), le site d'étude se situe au sein d'une parcelle agricole de 3,8 hectares exploitée en grandes cultures en rotation triennale blé – blé – maïs ou tournesol.

Décrit par Frison (2005) et Montagne (2006), le profil étudié atteint une profondeur de 1,2 mètre. Il se divise en plusieurs horizons en suivant une succession du type Ap/E&Bt/Bt¹ selon la classification internationale (W.R.B., 1998 ; Driessen et al., 2001).

Sur toute la parcelle, un réseau de drainage a été installé à l'aide d'une sous-soleuse en 1988. Les drains en PVC d'un diamètre de 65 mm sont disposés à environ un mètre de profondeur, perpendiculairement à l'axe de la plus grande pente (axe environ Nord – Sud). L'espacement inter - drain est de 15 mètres.

II.2.1. Description

Le profil de sol étudié s'organise en trois horizons principaux (Figure II-2) :

- De 0 à 25 cm de profondeur, un horizon Ap, de couleur brun – gris (10YR5/4), limoneux, avec de nombreux éléments organiques peu dégradés (pailles, chaumes et racines fines). Il présente une structure micro agrégée grumeleuse et constitue la partie principale de l'horizon cultivé. De 25 à 30 cm de profondeur, la structure est compacte et la couleur est plus grise (10YR6/4) que dans la partie supérieure de l'horizon.
- De 30 à 60 cm de profondeur, un horizon E&Bt limono-argileux, ayant une structure massive légèrement polyédrique, où se juxtaposent les VPE suivants :
 - des volumes, en proportion égale à 47 % (Montagne, 2006), de couleurs claires (blanc à gris – 10YR8/2 à 10YR7/1 –, et beige – 10YR7/4 –),
 - des volumes, en proportion égale à 52 % (Montagne, 2006) de couleur ocre (10YR5/6 à 10YR5/8), et

¹ La succession est de type A/E/Eg/Eg&BT/BTgd selon le référentiel pédologique français (A.F.E.S., 1995).

- des volumes, en proportion égale à 1 % (Montagne, 2006), noirs d'oxyhydroxydes de fer et de manganèse, millimétriques à centimétriques, parmi les volumes ocre.

Ces plages de couleurs blanchies se prolongent verticalement dans l'horizon sous-jacent. La texture est limoneuse pour les volumes clairs et limono-argileuse pour les volumes ocre. On note la présence de volumes beiges, limono-argileux, à structure grumeleuse centimétrique s'apparentant à des agrégats biologiques. Ces volumes semblent indépendants de la matrice structurale formée par les autres volumes.

- De 60 à 100 cm de profondeur, un horizon Bt argilo-limoneux, ayant une structure massive légèrement prismatique, présente une majorité (en proportion égale à 74 % d'après Montagne, 2006) de VPE argilo-limoneux à argileux de couleur ocre (10YR5/6 à 10YR6/8), associés à des VPE limoneux verticaux, nommés « glosses » (Jamagne, 1973), gris – blanche et légèrement beiges (10YR7/1 à 10YR8/2). Ces glosses contiennent de petits volumes gris – bleus ou brun – saumon, argilo-limoneux, caractéristiques d'une hydromorphie temporaire. Le réseau de drainage dans la parcelle est installé à la base de l'horizon Bt.

Les horizons sous-jacents deviennent de plus en plus argileux. Pour une profondeur supérieure à 115 cm, on trouve de nombreuses taches de couleur brique dans un horizon ayant une texture argilo-limoneuse et considéré comme étant de l'argile tertiaire (Montagne, 2006).

Les horizons E&Bt et Bt sont considérés comme étant des horizons hétérogènes (voir chapitre I).

Pour des raisons de simplifications et d'échantillonnage, les VPE de couleurs différentes, déterminés par Montagne (2006) pour ce profil de sol, ont été regroupés, dans le cadre de ce projet de recherche, en deux grands ensembles caractéristiques des horizons E&Bt et Bt :

- Les volumes nommés, par la suite, « VPE ocre » regroupent les VPE ocre et noirs définis par Montagne (2006) (Figure II-3). Les VPE ocre sont des volumes correspondant à un horizon Bt classique d'un Luvisol typique, où l'illuviation verticale d'argile provenant de l'horizon E (éluvial), s'accumule dans l'horizon Bt.

Les volumes noirs, associés aux VPE ocre, correspondent à des oxy-hydroxydes de fer et manganèse. Ces volumes noirs sont intimement liés aux volumes de couleur ocre sous forme d'imprégnation (ciment entraînant une plus forte résistance mécanique), ou de revêtement (pellicule à la surface du volume). Ce sont parfois également des nodules millimétriques individualisés dont le prélèvement à l'échelle pluri centimétrique s'avère impossible.

- Les volumes nommés, par la suite, « VPE clairs » regroupent les VPE bruns – pâles, gris – blancs, gris – bleus, et bruns – saumon définis par Montagne (2006) (Figure II-3). Les volumes clairs sont issus du processus d'illuviation qui appauvrit le volume de sol en argile et en fer pour donner les volumes bruns – pâles. Ce processus est suivi de la dégradation géochimique des minéraux argileux sous l'influence de phénomènes d'oxydo-réduction qui donnent les volumes blancs - gris très appauvris en fer et en argile (Jamagne, 1973 ; Jamagne, 1978).

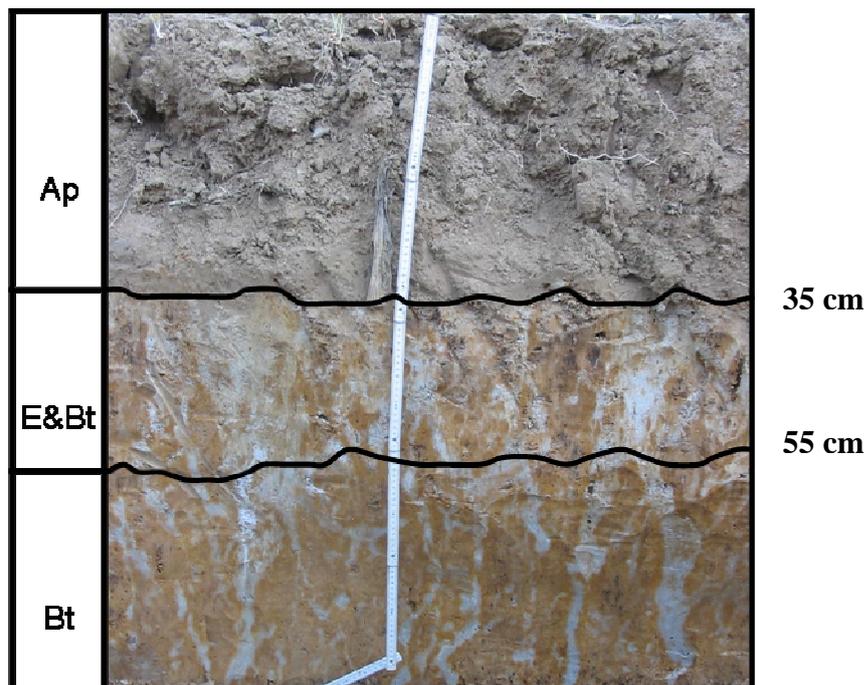


Figure II-2 : Profil de l'Albeluvisol étudié

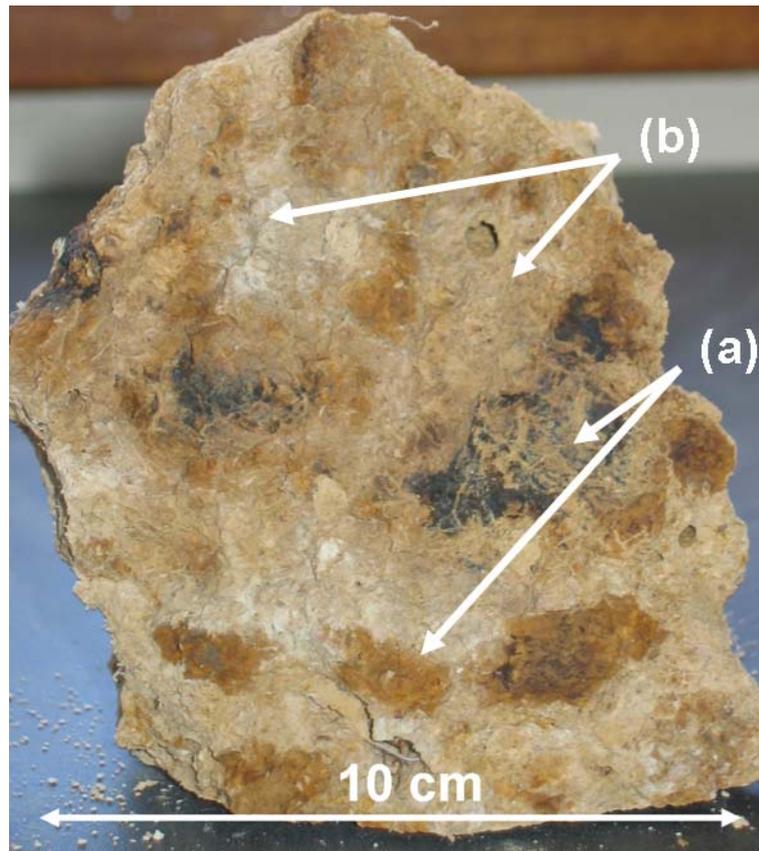


Figure II-3 : Détails des VPE étudiés avec les VPE clairs (a) et les VPE ocre (b)

II.2.2. Caractéristiques physico-chimiques

II.2.2.a. Granulométrie

La composition granulométrique de l'horizon étudié a été déterminée au laboratoire d'Analyses des Sols de l'INRA d'Arras en cinq fractions à l'aide de la méthode normalisée AFNORX31-107. Après une extraction de la fraction grossière (> 2 cm), la fraction sableuse est mesurée à l'aide de tamis de maille supérieure à $50 \mu\text{m}$ et la fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$) est mesurée à l'aide de la méthode de la pipette de Robinson après dispersion dans l'eau par ultra-sons et addition d'une solution de phosphates et carbonates de sodium ($\text{NaPO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$).

On peut noter que la teneur en fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$) augmente avec la profondeur tandis que les teneurs en limon ($2 - 50 \mu\text{m}$) et sable ($50 - 2000 \mu\text{m}$) diminuent. Les horizons Ap et Bt ont une teneur en fraction fine homogène (respectivement de l'ordre de 13 et 32

g kg⁻¹). Par contre, la teneur en fraction fine dans l'horizon E&Bt augmente avec la profondeur.

Tableau II-1 : Distribution de la granulométrie des horizons le long du profil de sol (d'après Montagne, 2006)

Horizon	Profondeur (cm)	Composition granulométrique (g kg ⁻¹)		
		< 2 µm	2 – 50 µm	50 – 2000 µm
Ap	10 – 20	132	746	122
	20 – 35	134	749	117
E&Bt	35 – 45	223	701	76
	45 – 55	288	642	70
Bt	55 – 65	334	611	55
	65 – 75	334	610	56

II.2.2.b. Caractéristiques chimiques

Les valeurs de pH augmentent globalement depuis la surface jusqu'à une profondeur de 65 cm pour atteindre une valeur de 8 (Tableau II-2). Ces valeurs de pH sont anormalement élevées pour un Albeluvisol et elles sont à relier aux différents amendements calciques effectués sur la parcelle.

La teneur en carbone organique diminue avec la profondeur (Tableau II-2), passant d'environ 7 g kg⁻¹ dans les 30 premiers centimètres du profil de sol à moins de 1 g kg⁻¹ dans la partie inférieure de l'horizon Bt. Ces teneurs sont des teneurs normales pour ce type de sol sous culture (Driessen et al., 2001).

La teneur en fer augmente avec la profondeur. Cette augmentation est la conséquence du phénomène d'illuviation (Tableau II-2).

Tableau II-2 : Caractéristiques chimiques déterminées le long du profil de sol (d'après Montagne, 2006)

Horizon	Profondeur (cm)	pH	Carbone Organique (g kg ⁻¹)	Fer (g kg ⁻¹)
Ap	10 – 20	7.4	7.0	15
	25 – 35	7.3	7.3	16
E&Bt	35 – 45	8.0	1.4	22
	45 – 55	n.d.	n.d.	27
Bt	55 – 65	8	1.3	29
	65 – 100	7.4	0.9	28

n.d. : Non déterminé

II.2.3. Masse volumique

La masse volumique des horizons du profil de sol a été mesurée *in situ* à l'aide de cylindres de 15 cm de diamètre de 7 cm de haut. Ces cylindres ont été prélevés aux profondeurs de 10 cm, 40 cm et 60 cm (respectivement pour les horizons Ap, E&Bt et Bt) à une teneur en eau que l'on estime proche de la capacité au champ (égale à 0,22 g g⁻¹). Les résultats sont présentés dans le tableau II-3.

La masse volumique augmente avec la profondeur (Tableau II-3). Celle-ci est relativement faible dans l'horizon Ap, et elle peut être attribuée à la fragmentation de la couche de surface lors des opérations culturales (le dernier labour a eu lieu le mois précédant le prélèvement).

Tableau II-3 : Masse volumique des horizons du profil de sol étudié (^a : valeur moyenne; ^b : écart type ; ^c : nombre d'échantillons)

	Masse volumique (g cm ⁻³)
Ap	1.41 ^a / 0.04 ^b / 4 ^c
E&Bt	1.57 / 0.03 / 6
Bt	1.63 / 0.06 / 5

II.3. Echantillonnage

L'échantillonnage a été réalisé à sept mètres du drain dans l'horizon E&Bt. Cette position correspond à une position d'inter-drain, là où l'influence du drainage sur les propriétés du sol est la plus faible.

Les prélèvements ont été effectués dans des conditions de teneurs en eau proches de la capacité au champ. Nous avons prélevé vingt monolithes de sol pluri décimétriques non perturbés et orientés pour pouvoir, ensuite, y sélectionner des VPE (Figure II-4). Un film plastique a été ajouté sur les monolithes afin d'éviter l'évaporation, puis, ces derniers ont été disposés dans une chambre froide à 4°C afin de limiter l'activité biologique. Au laboratoire, les déterminations des propriétés de chaque VPE ont été effectuées sur des volumes pluri-centimétriques (20 - 50 cm³), obtenus délicatement par fragmentation manuelle selon un critère de couleur, à partir des monolithes prélevés (Figure II-4). L'orientation et la localisation verticale de chaque échantillon par rapport au toit de l'horizon est connue. L'échantillonnage a été réalisé à deux altitudes dans l'horizon E&Bt pour tenir compte de l'évolution de la granulométrie observée sur le profil de sol (Tableau II-1).



Figure II-4 : Illustrations de l'échantillonnage avec le prélèvement de monolithes de sols non perturbés (a et b) et les VPE ocre (c) et clairs (d) extraits manuellement de ces monolithes

II.4. Caractérisation de la structure

La caractérisation de la structure de l'horizon E&Bt s'est effectuée aux échelles du VPE et de l'horizon, à l'aide de méthodes adaptées à ces échelles d'observations.

A l'échelle du VPE, la structure du réseau poreux est décrite par des grandeurs synthétiques de porosité ou de masse volumique et par la distribution de taille de pores obtenue par porosimétrie à mercure.

A l'échelle de l'horizon, la répartition spatiale des VPE ocre et clairs est décrite à partir d'une prospection par tomographie électrique.

II.4.1. Echelle du Volume Pédologique Élémentaire

II.4.1.a. Granulométrie

La composition granulométrique de chaque VPE a été déterminée selon la méthode décrite au paragraphe « II.2.2.a. ».

II.4.1.b. Masse volumique apparente

Les mesures des masses volumiques apparentes des VPE ocre et clairs ont été réalisées à l'aide de la méthode au pétrole basée sur le principe d'Archimède (Monnier et al., 1973 ; Blake & Hartge, 1986 ; AFNOR, 1994). Les échantillons non perturbés incluent donc les éléments solides et les vides. La masse de l'échantillon est obtenue après un séchage à 105°C. Le volume est mesuré grâce à la masse de liquide déplacée suite à l'immersion des échantillons dans du kérosène ($\rho = 0.712 \text{ g cm}^{-3}$).

II.4.1.c. Porosité

II.4.1.c.i. La porosité totale

La porosité totale peut être calculée à partir de la masse volumique du sol et de la masse volumique des particules de sol grâce à la relation suivante :

$$\Phi = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_p} \quad [\text{II-1}]$$

avec Φ , la porosité totale, ρ_p la masse volumique des particules du sol et ρ_b , la masse volumique apparente du sol. Nous avons considéré que la masse volumique des particules du sol était de 2.65 g cm^{-3} quel que soit le VPE.

II.4.1.c.ii. La distribution de la taille des pores

Le volume poral comprend un ensemble de pores de tailles variées, issus de processus naturels et anthropiques. D'après Stengel (1979) et Bruand & Prost (1987), les pores peuvent être classés de la façon suivante :

- les pores structuraux, liés aux fissures, à l'activité biologique et à l'arrangement des fragments terreux par le travail du sol,
- les pores texturaux lacunaires liés à l'arrangement des particules élémentaires de sols,
- les pores texturaux argileux liés à l'assemblage des particules d'argile.

Cette distribution de la taille des pores peut être obtenue qu'en partie car la porosimétrie au mercure ne permet pas la mesure de toute la porosité structurale et argileuse.

Le principe de la méthode est décrit par Lawrence (1977) et Vachier et al. (1979) et consiste à injecter dans l'échantillon, séché préalablement à 105°C pendant 24h, un liquide non mouillant (mercure, Hg) sous des pressions croissantes. La relation entre le diamètre équivalent d'entrée du mercure dans les pores et les pressions appliquées est donnée par la loi de Jurin :

$$D = \frac{-4T(\cos\theta)}{P} \quad \text{[II-2]}$$

avec D , diamètre des pores (μm), P , pression appliquée sur l'échantillon (Pa), T , tension superficielle du mercure ($0,484 \text{ N m}^{-1}$), et θ , angle de raccordement du ménisque à la paroi, ici égal à 130° .

La détermination de la distribution de taille des pores des VPE clairs et ocre a été effectuée pour des volumes prélevés aux deux altitudes dans l'horizon E&Bt sur des VPE d'une taille comprise entre 3 et 5 cm^3 . Ces mesures ont été réalisées à l'aide d'un porosimètre

à mercure (Micromeritics 9310) pour des pressions de 3.10^{-3} à 200 MPa qui correspondent à des diamètres de pores équivalents de 350 à 0.006 μm .

II.4.2. Echelle de l’horizon

II.4.2.a. Avant propos

Ce paragraphe sera consacré seulement aux grands principes de la résistivité électrique. En effet, un volet du chapitre IV, rédigé sous forme d’article, donnera plus de détails sur le protocole de mesures et les traitements des données de résistivité électrique afin de caractériser la structure à l’échelle de l’horizon.

II.4.2.b. Prospection géophysique par tomographie électrique

La caractérisation de la structure en trois dimensions d’un milieu par tomographie électrique présente les avantages d’être une méthode rapide, pour une utilisation pratique, et sensible aux propriétés du sol (Friedman, 2005). Depuis les travaux d’Archie (1942), l’influence de la porosité et de la taille et forme des particules sur la résistivité électrique du milieu est largement discutée. De plus, en Science du Sol, il a été démontré que les mesures de résistivité étaient dépendantes de la masse volumique apparente (Abu-Hassanein et al., 1996 ; Besson et al., 2004), de la charge en éléments grossiers (Rey et al., 2006), et de la fissuration (Samouëlian et al., 2004). La mesure de la résistivité électrique dans un horizon hétérogène devrait, a priori, donner des informations sur la structure de l’horizon E&Bt sous réserve que celui-ci engendre des contrastes de résistivité significatifs.

II.4.2.b.i. Principe

La tomographie (ou imagerie) de résistivité électrique est une méthode d’imagerie géophysique apparue à la fin des années 1980, dérivant des méthodes classiques de sondages et de traînés électriques. Elle permet une imagerie continue 2-D ou 3-D des variations de résistivité électrique (Dahlin, 2001). La résistivité (ρ^1 , mesurée en $\Omega \text{ m}$) d’un milieu, est la propriété physique qui détermine la capacité de ce milieu à laisser passer le courant électrique.

¹ Le symbole de la résistivité électrique est identique à celui de la masse volumique.

Son inverse est la conductivité (σ) exprimée en Siemens par mètre ($S m^{-1}$). La méthode repose sur l'interprétation de la résistivité apparente *in situ* du terrain exploré. Le principe de la prospection électrique est d'injecter dans le sol un courant électrique d'intensité I entre deux électrodes A et B et de mesurer la différence de potentiel ΔV induite entre une autre paire d'électrodes M et N. Les électrodes ont un contact ponctuel avec le sol et forment un « quadripôle électrique » (Figure II-5).

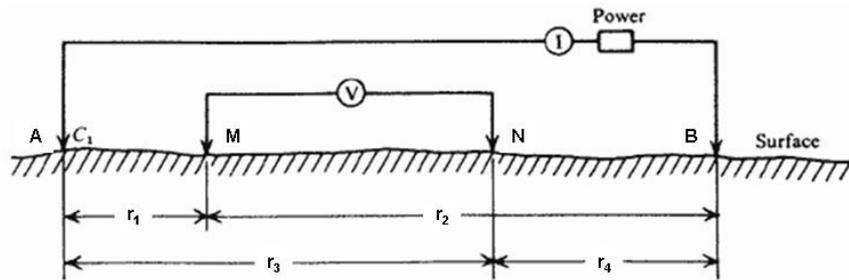


Figure II-5 : Quadripôle électrique (Telford et al., 1990)

En utilisant la loi d'Ohm, la mesure de la résistivité électrique s'obtient par la relation suivante :

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} = \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{MA} - \frac{1}{MB} + \frac{1}{NB} - \frac{1}{NA}} \right) \frac{\Delta V}{I} \quad [II-3]$$

avec K , le facteur géométrique du milieu (m). Il dépend de la géométrie du dispositif, donc des distances entre les électrodes (MA , MB , NB , NA).

La profondeur d'investigation du dispositif, définie comme la profondeur maximale à laquelle une anomalie¹ peut être détectée, s'accroît avec la distance entre les électrodes. Les mesures de résistivité dépendent donc de la disposition des électrodes sur le terrain. La résistivité mesurée sur le terrain est dite apparente et fournit des informations qualitatives. Elle résulte de la contribution volumique de toutes portions du milieu traversées par le courant émis en fonction de la distance à la source. Lorsque le milieu est homogène et isotrope, cette résistivité est équivalente à la résistivité intrinsèque quel que soit le volume investi (Figure II-

¹ Écart de mesure avec la résistivité uniforme d'un milieu homogène et isotrope

6). Dans le cas d'un milieu hétérogène et anisotrope (par exemple le sol), l'inversion, par un modèle mathématique, des données de résistivité apparente est nécessaire car la présence d'anomalies modifie la répartition des lignes de courants et d'équipotentiels.

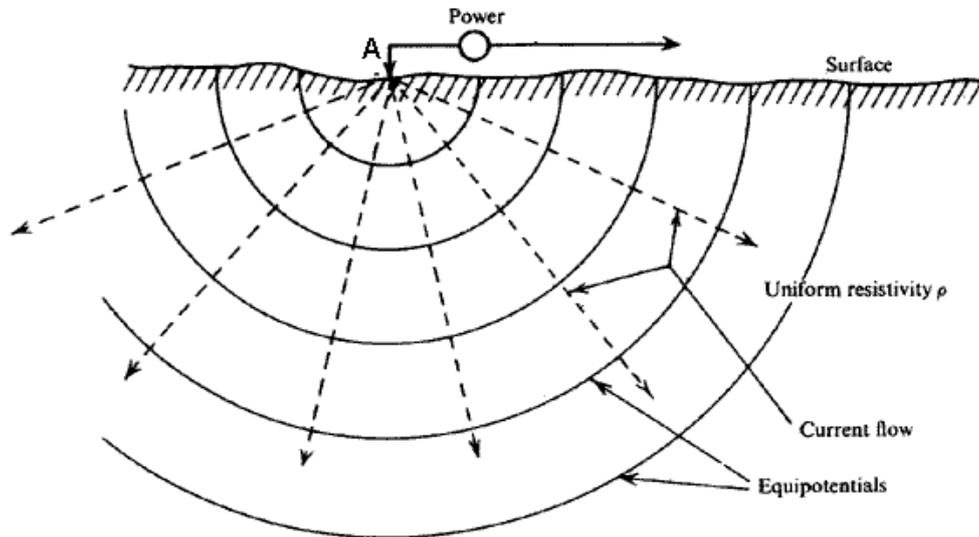


Figure II-6 : Répartition des lignes de courant et d'équipotentiels en milieu homogène. En milieu hétérogène, les anomalies conductrices concentrent les lignes de courant alors que celles résistantes les repoussent (Telford et al., 1990)

II.4.2.b.ii. Matériel et dispositifs d'électrodes utilisés

Les mesures de résistivité électrique ont été réalisées sur le terrain grâce à un dispositif multi-électrodes piloté depuis un résistivimètre automatique (Syscal R1 Plus, Iris Instrument, Orléans, France), où les séquences électriques ont été préalablement enregistrées. Il est relié à un multiplexeur pilotant deux multinodes qui permettent l'utilisation d'un grand nombre d'électrodes (Figure II-7). Chaque dispositif de mesures compte 32 électrodes métalliques (laiton) de 5 cm de haut et enfoncées de 2 mm dans le sol. Elles sont positionnées sur des supports qui les maintiennent en position verticale.

Selon le contexte de l'étude, et dans les limites du matériel de prospection disponible, les caractéristiques qui déterminent le choix du dispositif de mesures à utiliser in-situ sont d'après Dahlin & Loke (1998) et Dahlin & Zhou (2004) :

- la sensibilité du quadripôle formé par les électrodes aux changements horizontaux et verticaux,

- l'aptitude du dispositif à être utilisé sur une large répartition spatiale en fonction de la profondeur,
- l'aptitude du dispositif à détecter les variabilités du milieu,
- le nombre de points d'acquisition et, par conséquent, la résolution spatiale et le temps d'acquisition de l'expérience, et
- la sensibilité du dispositif au bruit de la mesure.

Notre choix s'est porté sur deux types de quadripôle d'électrodes, en 2-D ou 3-D.



Figure II-7 : Description du matériel utilisé pour les mesures de résistivité électrique

1 : résistivimètre, 2 : multiplexeur, 3 : multinodes, 4 : électrodes sur supports

1 _ Prospection en deux dimensions

Un quadripôle d'électrodes de type Wenner α a été choisi pour l'investigation en 2-D car c'est le dispositif le moins sensible au bruit (Loke, 2001). En revanche, sa profondeur d'investigation est relativement faible par rapport aux autres types de quadripôle (par exemple dipôle-dipôle, Schlumberger, ...). Le quadripôle Wenner α est défini par l'équidistance de l'écartement entre les électrodes (Figure II-8). La profondeur d'investigation a été estimée à 0.17 fois la distance séparant les électrodes A et B (Barker, 1989) et le coefficient géométrique est égale à $2\pi a$, a correspondant à l'espacement inter-électrode.

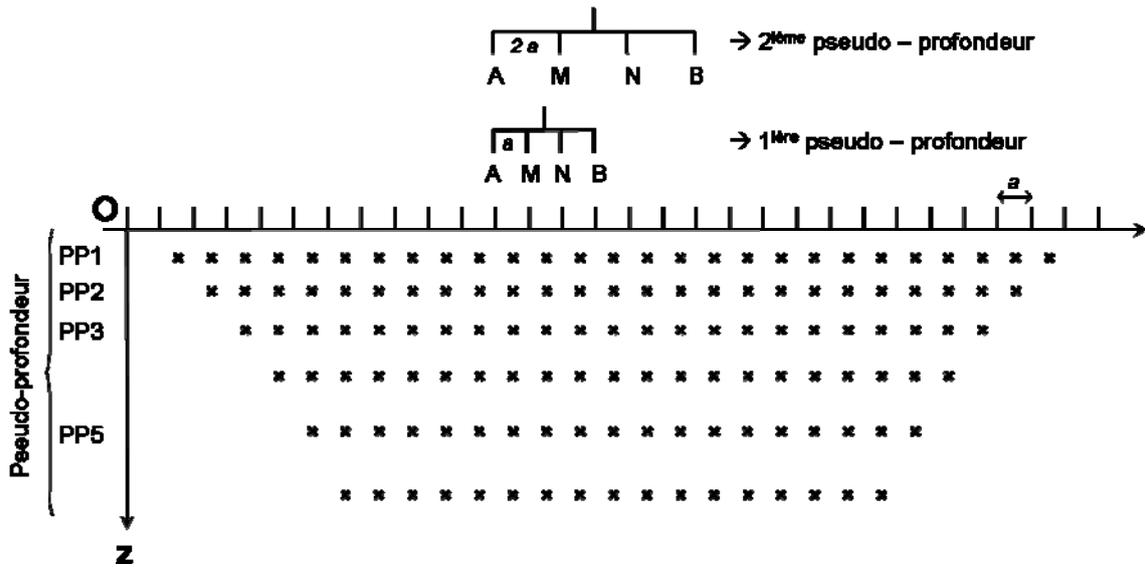


Figure II-8 : Profil d'électrodes et quadripôle de type Wenner a

2 _ Prospection en trois dimensions

Pour caractériser le milieu en trois dimensions, nous avons effectué une série de profils Wenner disposés parallèlement et orthogonalement les uns aux autres (Chambers, 2001) et une série de mesures en configuration carré.

Dans ce deuxième cas (Figure II-9), le coefficient géométrique est égale à $(2\pi a)/(2-\sqrt{2})$. Senos Matias (2002) met en évidence qu'il est préférable d'utiliser le dispositif carré pour une prospection 3-D d'un milieu sans connaissance a priori de l'organisation des hétérogénéités plutôt qu'un dispositif en ligne. De plus, cette configuration, permettant l'injection du courant électrique selon deux orientations, est bien adaptée pour mettre en évidence des hétérogénéités (Habberjam & Watkins, 1967).

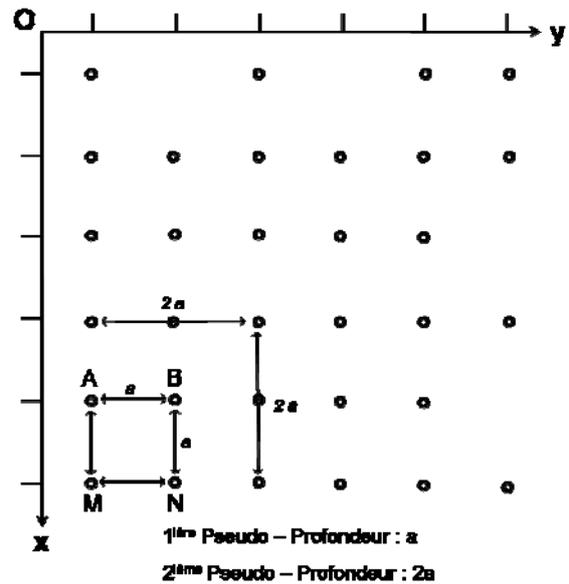


Figure II-9 : Quadripôle d'électrode en configuration carré

II.4.2.b.iii. La procédure d'inversion

Dans un milieu hétérogène, l'inversion des valeurs de résistivité apparente permet l'estimation de la répartition dans l'espace de prospection de la résistivité « vraie ». Ainsi, cette inversion permet de retrouver l'ensemble des paramètres réels d'un milieu pour lequel les mesures obtenues par le calcul seraient identiques aux mesures effectuées sur ce milieu. Cette inversion des données est réalisée suivant un processus itératif basé sur la minimisation de l'erreur quadratique moyenne (RMSE, Root Mean Square Error) (Equation II-4), entre la valeur de résistivité apparente mesurée et une valeur recalculée à partir d'un modèle de propagation électrique. L'espace de prospection est discrétisé sous la forme d'une grille 3-D ou matrice constituée d'un ensemble de cellules élémentaires parallélépipédiques ayant chacune une valeur de résistivité.

$$RMSE = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n (V_{m_i} - V_{e_i})^2} \quad \text{[II-4]}$$

avec $RMSE$, racine carrée de l'erreur quadratique moyenne; n , nombre de points expérimentaux utilisés ; V_m , valeur mesurée ; et V_e , valeur estimée.

L'algorithme d'inversion utilisé est celui proposé par Loke & Barker (1996) reposant sur la méthode des moindres carrés avec contrainte de lissage de deGroot-Hedin & Constable (1990) et Sasaki (1994). Cet algorithme est mis en œuvre dans les logiciels RES2DINV et RES3DINV (Geotomo Software, Malaysia). Ces programmes d'inversion peuvent être utilisés pour les différentes configurations d'électrodes précédemment citées.

II.5. Caractérisation des propriétés hydriques

La détermination des propriétés hydriques a été réalisée expérimentalement à l'échelle des VPE et par modélisation à l'échelle de l'horizon.

II.5.1. Echelle du Volume Pédologique Élémentaire

La détermination de la courbe de rétention en eau sur des volumes pluri-centimétrique de type mottes ou agrégats est courante en laboratoire. En revanche, il n'existe pas de méthode de laboratoire usuelle permettant la détermination de la conductivité hydraulique en régimes saturé et insaturé. Ainsi, il a fallu mettre en place un nouveau protocole de mesures de la conductivité hydraulique à partir d'une miniaturisation de méthodes standard afin qu'il soit applicable à l'échelle des VPE.

II.5.1.a. Courbe de rétention en eau

Pour déterminer la courbe de rétention, une série d'équilibres, entre l'eau dans l'échantillon de sol et une plaque ou membrane poreuse à un potentiel matriciel connu, est établi. Le principe et le protocole expérimental de la méthode des presses à membrane de Richards (Richards, 1956) sont décrits dans Klute (1986).

Les mesures de rétention en eau ont été effectuées pour neuf potentiels matriciels allant d'un état proche de la saturation au point de flétrissement permanent des plantes (-0.05 ; -0.10 ; -0.33 ; -1 ; -3.3 ; -10 ; -33 ; -100 ; -154 m). A chaque potentiel, dix échantillons de chaque type de VPE, préalablement ré-humectés par capillarité à un potentiel de -0.05 m pendant une semaine, ont été placés dans des dispositifs pneumatiques pendant 15 jours. Une pâte de kaolinite, préalablement ressuyée à -1 m, favorise la continuité hydraulique entre les VPE et la membrane (ou la plaque poreuse) installée au fond du dispositif. Les échantillons sont pesés à la fin de l'expérience et, de nouveau, après un séchage de 48h à 105°C afin d'obtenir la teneur en eau massique à chaque potentiel. A l'issue de l'expérience, chaque VPE a été détruit afin de vérifier son homogénéité. Les échantillons de couleurs hétérogènes n'ont pas été pris en compte dans les résultats. La masse volumique déterminée à la teneur en eau à la capacité au champ est utilisée pour calculer la teneur en eau volumique de chaque échantillon à chaque potentiel.

L'ajustement d'une courbe continue de rétention en eau sur les points des mesures expérimentales a été réalisé par les modèles de van Genuchten et de Durner (Equation I-5) à l'aide du programme RETC (van Genuchten et al., 1991) afin de déterminer les paramètres de la fonction $\theta(h)$ des VPE. Pour chaque type de VPE, les ajustements sont effectués sur l'ensemble des échantillons de l'horizon. Pour chaque modèle, les paramètres ajustés sont les paramètres θ_r , w_i , α_i (m^{-1}) et n_i . Le paramètre θ_s est égal à la porosité totale (Paragraphe II.4.1.c.). La qualité des ajustements a été jugée en calculant la RMSE (Equation II-4).

II.5.1.b. Courbe de conductivité hydraulique

On trouve peu d'exemples de mesure de la conductivité hydraulique d'échantillons de sols à l'échelle centimétrique dans la littérature (Horn, 1990). Afin de pouvoir mesurer la conductivité hydraulique à saturation sur des échantillons non perturbés de sol, un enrobage de l'échantillon dans de la paraffine a été utilisée par divers auteurs (Mehuys & De Kimpe, 1976 ; De Kimpe & Laverdière, 1982 ; Semmel et al., 1990 ; McKenzie & Dexter, 1996). La mesure de la conductivité hydraulique en régime insaturé de VPE, enrobés également dans de la paraffine, a été uniquement réalisée par Meadows et al. (2005).

Pour déterminer les conductivités hydrauliques en régime saturé et insaturé des VPE de l'horizon E&Bt étudié, nous avons mis en place un nouveau protocole expérimental opérationnel, en miniaturisant des dispositifs préexistant tels que le dispositif évaporatoire de Wind (1968) et le perméamètre à charge constante (Annexe A).

II.5.1.b.i. Le protocole expérimental « Nems »

Le protocole expérimental nommé « Nems » permet la mesure de la conductivité hydraulique de VPE en régimes saturé et insaturé en eau. Le protocole général est reporté en Annexe C. Le principe de la méthode est le suivant : un VPE de taille pluri-centimétrique est enrobé d'une couche de paraffine laissant seulement les surfaces supérieures et inférieures libres aux flux d'air et d'eau. Préalablement saturé, le VPE sera disposé dans un système permettant la mesure successive de la conductivité hydraulique en régime saturé en eau, à l'aide d'un mini-perméamètre à charge constante *per ascensum*, puis de la rétention en eau et de la conductivité hydraulique en régime insaturé en eau, à l'aide d'un dispositif évaporatoire.

Nous indiquerons dans ce paragraphe les quelques adaptations du protocole réalisées afin de pouvoir obtenir les mesures de conductivités hydrauliques sur les VPE de l'horizon E&Bt.

A l'échelle centimétrique, les mesures de conductivité hydraulique ont été réalisées sur des VPE obtenus à partir des monolithes de sol prélevés en avril 2006 et novembre 2006.

Les VPE ont été disposés sur une table à succion à un potentiel de -0.10 m. Ainsi chaque VPE a un volume et une masse volumique de départ homogène et correspondant à un état maximum de gonflement des argiles. Pendant toute l'expérience, l'orientation des VPE et leur localisation dans l'horizon sont conservées. Les VPE sont enrobés de paraffine (Figure II-10).



Figure II-10 : Enrobage des VPE par de la paraffine

Lors des mesures de la conductivité hydraulique en régime saturé en eau, K_s (Figure II-11), les échantillons qui présentaient un écoulement de bordure dû à un défaut d'étanchéité entre la paraffine et l'échantillon n'ont pas été pris en compte.

La mesure de la conductivité hydraulique en régime insaturé, $K(h)$, est réalisée à l'aide d'un dispositif évaporatoire (Figure II-12) immédiatement après la mesure de la conductivité hydraulique à saturation. Le potentiel de l'eau est mesuré dans le fragment terreux à l'aide d'un tensiomètre et la perte en eau est mesurée en fonction du temps à l'aide d'une balance. Cette expérience se déroule sur plusieurs heures. Pendant la durée des expériences, la température et l'humidité de l'air ont été relevées régulièrement. Leurs variations sont faibles au cours d'une expérience ($\pm 1^\circ\text{C}$ pour la température et $\pm 2.5\%$ d'humidité), et négligeables

entre les expériences ($\pm 2^\circ\text{C}$ pour la température moyenne et $\pm 8\%$ pour l'humidité moyenne au cours d'une manipulation d'un échantillon).

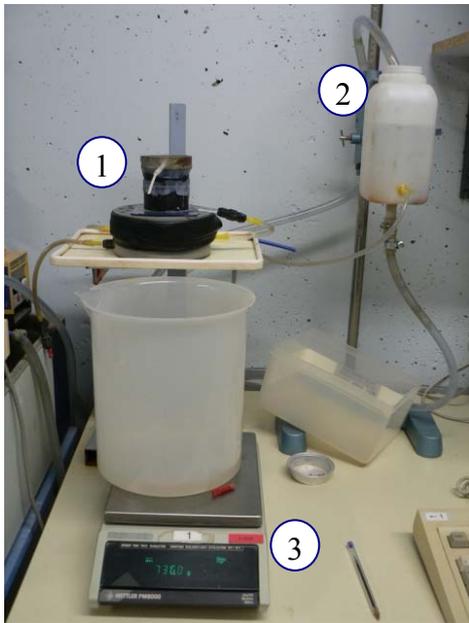


Figure II-11 : Dispositif de mesure de K_s

- 1 : Mini-perméamètre*
- 2 : Charge imposée*
- 3 : Mesure de la masse d'eau percolée*

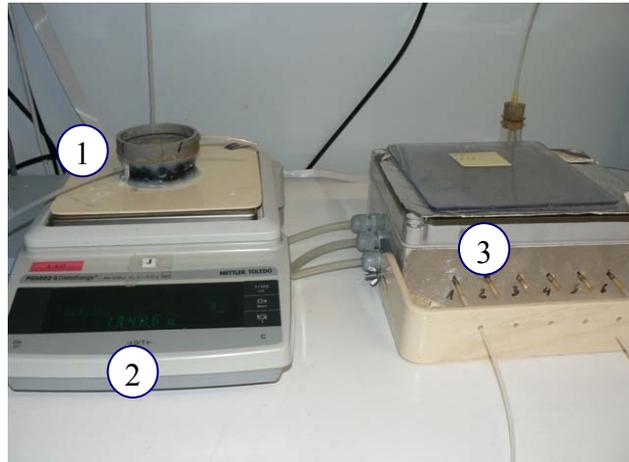


Figure II-12 : Dispositif de mesure de $K(h)$

- 1 : Mini-tensiomètre inséré dans le VPE*
- 2 : Mesure de la perte en eau*
- 3 : Capteur de pression*

II.5.1.b.ii. Modélisation des données expérimentales

Pour le calcul de la conductivité hydraulique à saturation, le flux mesuré est dépendant de la surface de section inférieure du volume de sol. La mesure de la température moyenne de l'eau (prélevée en début et fin d'expérience) permet de rapporter la mesure de K_s à 20°C .

Les paramètres des courbes de la conductivité hydraulique en régime insaturé ont été obtenus à l'aide du logiciel HYDRUS1D (Šimůnek et al., 2005). Ce logiciel possède un code d'inversion qui permet d'estimer, par optimisation, les paramètres des courbes de conductivité hydraulique. Le domaine des potentiels mesuré par le tensiomètre est compris approximativement entre $h = -0.30$ m et $h = -8.00$ m. Concrètement, la valeur initiale du potentiel matriciel ($|h|$ minimum) n'est obtenue qu'au bout d'un temps t de mise à l'équilibre du tensiomètre dans l'échantillon (Figure II-13). La valeur maximum considérée pour le potentiel ($|h|$ maximum) correspond à l'entrée d'air dans le circuit hydraulique et est obtenue

au point d'inflexion (valeur minimum de la courbe dérivée) de la courbe $h(t)$ expérimentale (Ruy et al., 2004) (Figure II-13).

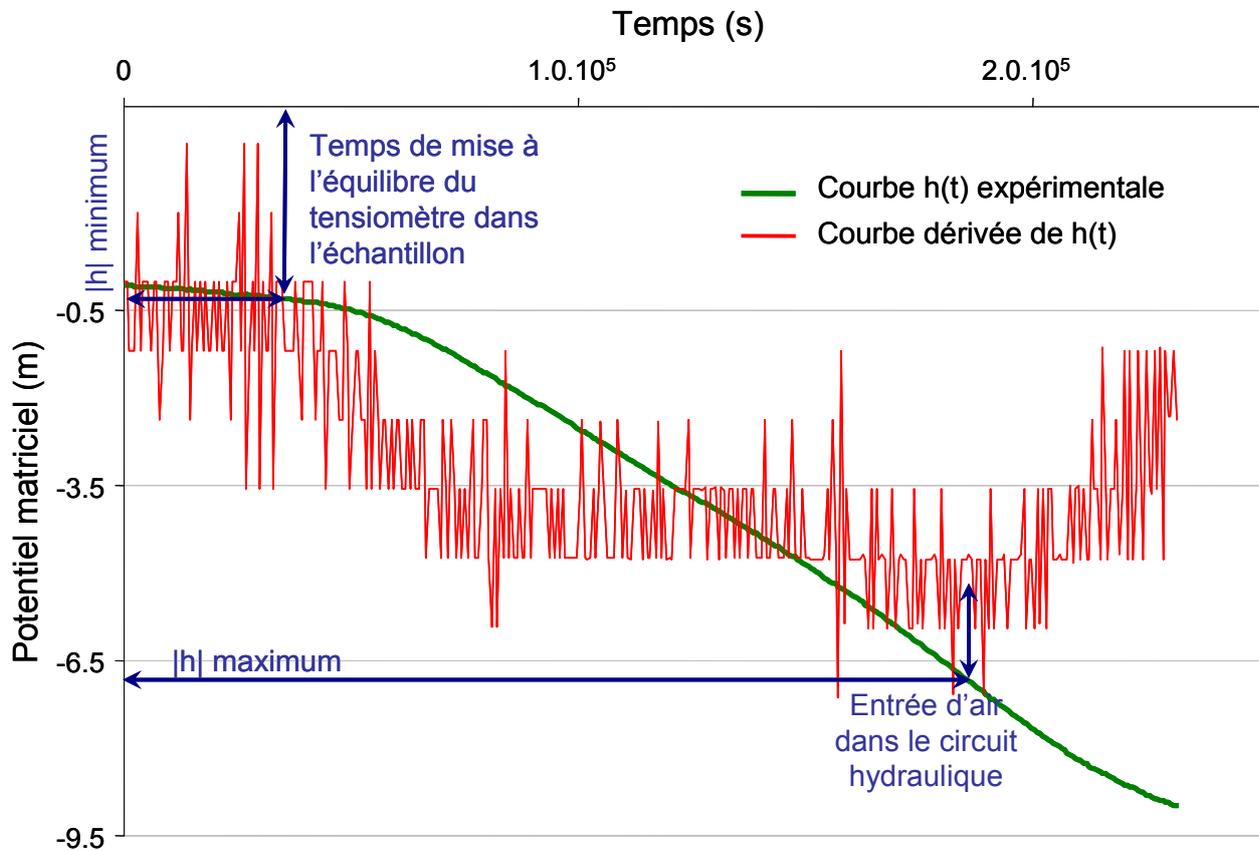


Figure II-13 : Détermination du domaine de validité de mesures du tensiomètre

Les conditions définies pour le calcul en mode inverse sont indiquées d'une manière générale dans la fiche protocole « Nems » (Annexe C).

Pour notre cas d'étude, les inversions ont été réalisées sur dix échantillons de chaque type de VPE afin d'obtenir les paramètres des courbes de conductivité hydraulique pour les modèles de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980) et Mualem-Durner (Durner, 1994) (Equation I-6).

L'optimisation s'effectue sur les paramètres θ_r , α_i , n_i , et w_i . Les valeurs initiales de ces paramètres sont égales à celles obtenues par la méthode des presses à membranes de Richards (Paragraphe II.5.1.a.). Les paramètres θ_s (teneur en eau à saturation égale à la porosité totale de l'échantillon (Equation II-1) et K_s (conductivité hydraulique à saturation mesurée précédemment) ne sont pas ajustés mais on prend les valeurs de ces paramètres mesurés par ailleurs sur les échantillons concernés.

Les conditions initiales ont été définies en termes de potentiel matriciel. La distribution du potentiel dans le profil de sol initial est une distribution linéaire avec la profondeur. Le VPE modélisé est discrétisé en 100 sections parallèles, ce qui permet une position précise du tensiomètre dans le profil de l'échantillon modélisé.

Les conditions aux limites sont les suivantes :

- un flux nul à la base de l'échantillon,
- un flux d'eau évaporé obtenu par la différence de masse entre t et t_{+1} mesuré par la balance et rapporté à la surface supérieure de l'échantillon.

II.5.2. Echelle de l'horizon

Les propriétés hydriques n'ont pas été mesurées directement à l'échelle de l'horizon. Elles ont été obtenues par modélisation à l'aide des propriétés hydriques des VPE ocre et clairs.

II.5.2.a. Modélisation de la courbe de rétention en eau

Comme nous l'avons précisé au chapitre I, la rétention en eau est une propriété additive. En conséquence, il est possible de calculer les propriétés d'un milieu hétérogène (l'horizon) par la somme des propriétés de ses sous entités homogènes (les VPE). L'équation suivante a été utilisée dans le cadre de l'étude de l'horizon E&Bt à deux VPE :

$$W_{tot}(h) = W_1(h) * (1 - p) + W_2(h) * p \quad \text{[II-5]}$$

avec, W_{tot} , W_1 et W_2 , les teneurs en eau gravimétrique, respectivement, de l'horizon, du VPE clair et du VPE ocre au potentiel matriciel h et p est la proportion volumique des VPE ocre.

Pour chacun des neuf points de potentiels auxquels nous avons mesuré la teneur en eau sur les VPE ocre et clairs, la teneur en eau moyenne pondérée a été calculée. Ces points ont ensuite été ajustés par le modèle de van Genuchten à l'aide du programme RETC (van Genuchten et al., 1991).

II.5.2.b. Modélisation de la courbe de conductivité hydraulique

Nous avons déterminé la conductivité hydraulique effective de l'horizon, plus particulièrement la conductivité hydraulique effective de plusieurs coupes 2-D verticales extraites de la structure discrétisée de l'horizon, ces coupes étant obtenues par résistivité électrique. Sur les coupes, on connaît l'organisation géométrique relative des VPE clairs et des VPE ocre. La conductivité a été déterminée soit par calcul analytique, soit par simulation numérique. Les résultats ont ensuite été comparés aux calculs réalisés pour les bornes théoriques de Wiener (1912), Cardwell et Parsons (1945), et Matheron (1967).

II.5.2.b.i. Détermination de la conductivité hydraulique par calcul analytique

Nous avons vu au chapitre précédent que les bornes de Wiener (1912), soient les moyennes harmonique (m_h) et arithmétique (m_a), correspondent aux cas d'un flux d'eau parallèle (m_h) ou perpendiculaire (m_a) à des couches de conductivités différentes.

Dans un premier temps, nous avons estimé pour les structures géométriques complexes des coupes étudiées, les valeurs approchées de conductivité hydraulique effective par le calcul des bornes théoriques de Wiener (1912), Cardwell & Parsons (1945) et de Matheron (1967).

Dans un deuxième temps, nous avons calculé de manière théorique sur deux des trois coupes, la courbe de conductivité hydraulique effective par : i) la moyenne pondérée harmonique des moyennes arithmétiques dans le cadre d'un découpage horizontal de la coupe (Figure II-14. H. – Equations II-6), et ii) la moyenne pondérée arithmétique des moyennes harmoniques dans le cadre d'un découpage vertical (Figure II-14. V. – Equations II-7). Ces calculs sont pondérés par la surface de chaque sous-unité de la structure. Le choix du découpage dépend de l'orientation préférentielle des structures dans la coupe choisie.

Sur la figure II-14, la conductivité hydraulique effective de la structure géométrique H, ayant une structure principalement perpendiculaire au flux vertical, est obtenue par l'équation suivante :

$$K_{eff}H = \frac{1}{\left(\frac{v_a}{w_{a1}K_A + w_{a2}K_B} + \frac{v_b}{K_B} + \frac{v_c}{w_{c1}K_B + w_{c2}K_A} + \frac{v_d}{K_A} + \frac{v_e}{w_{e1}K_B + w_{e2}K_A} + \frac{v_f}{K_A} \right)} \quad [\text{II-6}]$$

Avec K_{eff} , la conductivité hydraulique effective, w_i , le coefficient de pondération des moyennes arithmétiques et v_i , le coefficient de pondération des moyennes harmoniques

Sur la figure II-14, la conductivité hydraulique effective de la structure géométrique V, ayant une structure principalement parallèle au flux vertical, est obtenue par l'équation suivante :

$$K_{eff}V = \left(w_1 \frac{1}{v_{1a}K_A + v_{1b}K_B + v_{1c}K_A + v_{1d}K_B} + w_2K_A + w_3K_B + w_4K_A \right) \quad [\text{II-7}]$$

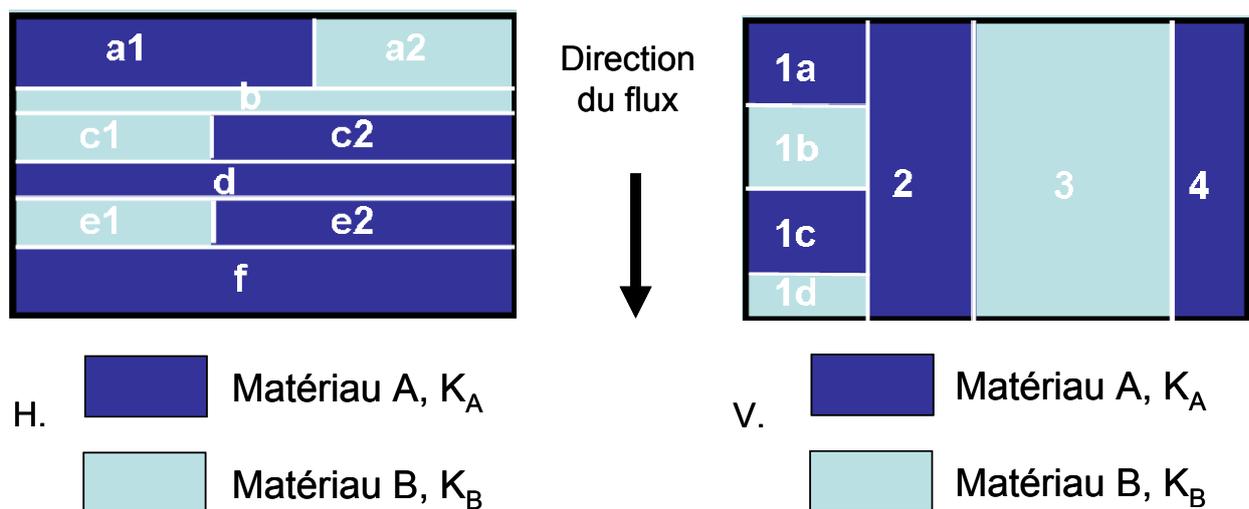


Figure II-14 : Structures géométriques à découpages dominants horizontal (H.) et vertical (V.) composées de deux matériaux aux propriétés contrastées

II.5.2.b.ii. Détermination de la conductivité hydraulique par simulation numérique

Les simulations sont réalisées avec le logiciel HYDRUS2D/3D (Šimůnek & Šejna, 2007) par itérations successives. La structure géométrique du milieu étudié est issue des images de résistivité électrique représentant l'arrangement relatif des VPE ocre et clair. Les paramètres de la modélisation sont les suivants :

- la courbe de conductivité hydraulique moyenne de chaque type de VPE est paramétrée selon les modèles de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980) et Mualem-Durner (Durner, 1994),
- les conditions initiales sont définies en termes de potentiel matriciel,
- un régime de flux stationnaire a été simulé en appliquant un potentiel identique aux limites supérieure et inférieure,
- une condition de flux nul est appliquée sur les limites verticales, et
- une quarantaine de valeurs de potentiel comprises entre -0.01 m et 10 m (tous les 0.05 m jusqu'au potentiel de -1 m puis tous les 0.5 m), soit le domaine de potentiels utilisé dans le cadre de l'expérience « Nems » de mesure de la conductivité hydraulique en régime insaturé des VPE.

Pour chaque potentiel matriciel, le temps de simulation choisi est de 120 jours minimum (incrément de 0.5 jour), ce qui permet d'atteindre un régime stationnaire. On détermine alors le flux écoulé, q puis l'on calcule K_{eff} au potentiel matriciel h par la loi de Darcy-Buckingham (Equation I-2). Au final, la courbe de conductivité hydraulique de chaque coupe 2-D de l'horizon hétérogène E&Bt est reconstituée. Ces conditions de simulations ont déjà été employées par Samouëlian et al. (2007) sur des milieux hétérogènes artificiels composés d'un grand nombre de sous-unités.

Le maillage des coupes verticales discrétisée est un maillage triangulaire comprenant 117 nœuds dans la longueur et 25 nœuds dans la profondeur (Figure II-15).

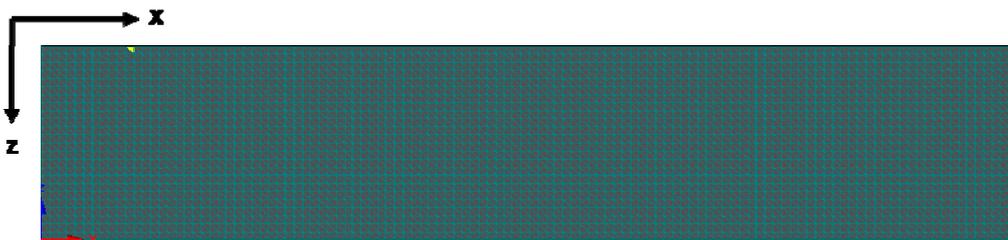


Figure II-15 : Maillage triangulaire des coupes verticales discrétisées

Les simulations ont été effectuées sur trois coupes verticales dont l'organisation spatiale varie d'une coupe à l'autre. Ces trois coupes présentent des structures plutôt verticales ou horizontales ou complexes.

D'autre part, à partir de l'une de ces trois coupes, nous avons effectué un échantillonnage emboîté de type « poupées russes » (Figure II-16), puis nous avons simulé la conductivité hydraulique effective sur une surface de plus en plus petite depuis le centre de la coupe originale. Ces simulations nous permettent de discuter du VER de la conductivité hydraulique effective sur la coupe étudiée.

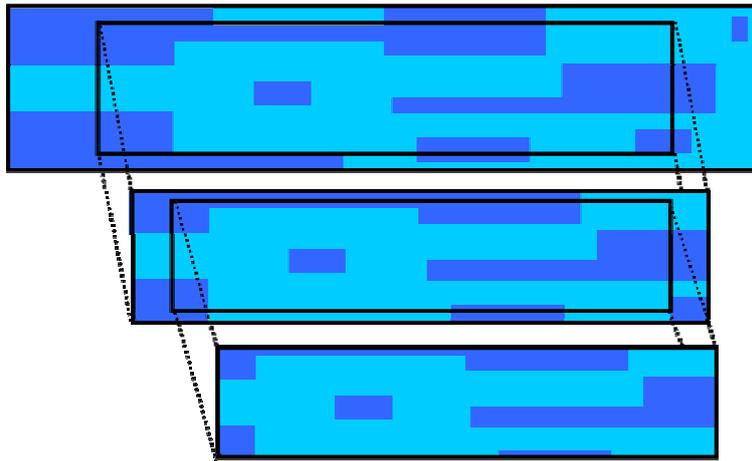
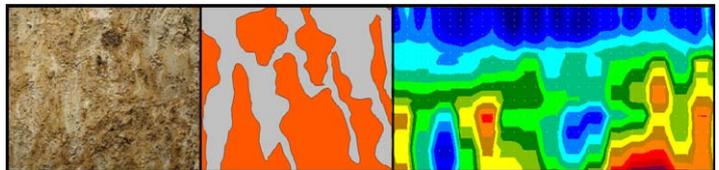


Figure II-16 : Echantillonnage emboîté de type « poupées russes » à partir d'une coupe ayant une structure hétérogène

*Chapitre III – Structure et propriétés hydriques
des Volumes Pédologiques Élémentaires*



Le premier volet de ce chapitre présente les résultats de description de la structure de chaque type de VPE de l'horizon étudié.

Le deuxième volet concerne les résultats des mesures des propriétés hydriques de chaque type de VPE. Dans un premier temps, nous présentons la détermination de la conductivité hydraulique par la méthode « Nems ». Dans un deuxième temps, nous déterminons la courbe de rétention en eau par la méthode des presses à membrane de Richards et ces résultats sont comparés à ceux issus du protocole « Nems ».

III.1. Structure des Volumes Pédologiques Élémentaires

III.1.1. Composition granulométrique

La teneur en fraction fine des VPE clairs est nettement inférieure à celle des VPE ocre (Tableau III-1). Inversement, les teneurs en limon et sable sont supérieures. Les données de la littérature obtenus sur des Albeluvisols montrent également cette différence de composition granulométrique entre des VPE clairs et ocre (Baize, 1976 ; Jamagne & Pedro, 1981 ; Diab et al., 1988).

Comme à l'échelle de l'horizon (Tableau II-1), la teneur en fraction fine augmente avec la profondeur pour les deux types de volumes (Tableau III-1), ce qui est caractéristique du phénomène d'illuviation des Albeluvisols (Jamagne, 1973).

Tableau III-1 : Compositions granulométriques des VPE

	Profondeur (cm)	Composition granulométrique (g kg ⁻¹)		
		< 2 µm	2 – 50 µm	50 – 2000 µm
VPE clairs	35 – 45	182	714	104
	45 – 55	213	706	81
VPE ocre	35 – 43	248	659	93
	43 – 55	322	620	58

La comparaison de la composition granulométrique moyenne de l'horizon donnée par Montagne (2006) avec la composition granulométrique pondérée des VPE est présentée dans le tableau III-2. On observe un écart très faible sauf pour les sables de la partie supérieure de l'horizon, ce qui indique que l'échantillonnage des VPE intègre toute l'hétérogénéité de la composition granulométrique de l'horizon E&Bt.

Tableau III-2 : Composition granulométrique calculée. Le chiffre entre parenthèses correspond à la mesure à l'échelle de l'horizon (Montagne, 2006)

Horizon	Profondeur (cm)	Composition granulométrique (g kg ⁻¹)		
		calculée		
		< 2 µm	2-50 µm	50 – 2000 µm
E&Bt	35 – 45	217 (223)	685 (701)	98 (76)
	45 – 55	271 (288)	660 (642)	69 (70)

III.1.2. Masse volumique et porosité

Quelle que soit la profondeur considérée dans l'horizon, les volumes ocre ont une masse volumique à la capacité au champ significativement¹ supérieure aux VPE clairs (Tableau III-3). Par contre, la différence des moyennes n'est pas significative lorsque l'on compare les VPE de la partie supérieure de l'horizon à ceux de la partie inférieure.

Tableau III-3 : Masse volumique des VPE de l'horizon E&Bt prélevés à la capacité au champ (teneur en eau égale à 0.22 g g⁻¹)

Profondeur (cm)	VPE	Masse volumique (g cm ⁻³)		
		Moyenne	Ec. Type	Nb
35 – 45	clairs	1.61	0.06	5
	ocre	1.63	0.02	8
45 – 55	clairs	1.59	0.02	7
	ocre	1.65	0.03	9

L'écart type mesuré reste faible et correspond à moins de 5 % de la valeur moyenne. Sur le terrain, on observe une activité biologique (racines, vers) plus forte dans les volumes clairs, ce qui entraîne une macroporosité plus importante. Ces observations sont concordantes avec une masse volumique des VPE clairs significativement plus faible que celle des VPE ocre.

La masse volumique a également été mesurée sur six échantillons de chaque type de VPE préalablement séché à 105°C pendant 48 h (teneur en eau = 0 g g⁻¹). Comme

¹ Tests statistiques T de Student au seuil de 5 %.

précédemment, la masse volumique des VPE ocre est significativement supérieure à celle des VPE clairs (figure III-1).

La mesure du volume apparent (inverse de la masse volumique) de VPE préalablement saturés en eau et soumis à différents potentiels matriciels nous permet d'observer les phases de retrait des échantillons (Figure III-1). Les courbes de tendance de l'évolution du volume apparent sont parallèles depuis la saturation jusqu'à un potentiel de -154 m. Cela montre que les phases de retrait sont équivalentes entre les VPE ocre et clairs et ce malgré une teneur en argile plus élevée dans les VPE ocre (Montagne, 2006).

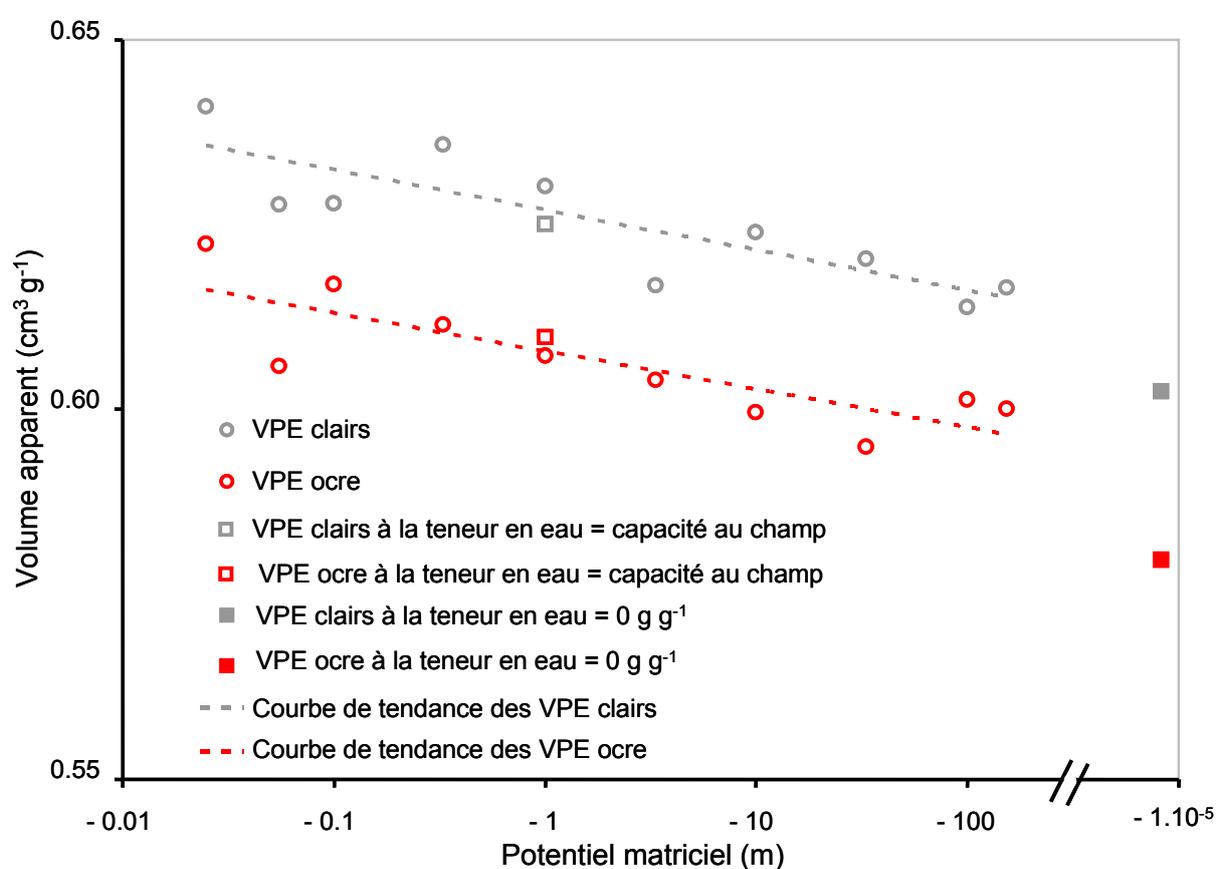


Figure III-1 : Mesures du volume apparent pour chaque type de VPE à différents potentiels matriciels et à la teneur en eau de prélèvement considérée proche de la capacité au champ au potentiel de - 1 m (Al Majou et al., 2008) et à une teneur en eau nulle.

La porosité totale de chaque type de VPE a été calculée par l'équation II-1 en prenant en compte la masse volumique des volumes prélevés à une teneur en eau proche de la capacité au champ (Tableau III-4). On constate que la porosité totale de l'horizon ($0,41 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) est légèrement supérieure à celle des VPE ocre ou clairs. La porosité totale de l'horizon

comprend probablement, en plus de celle des VPE, une macroporosité liée à l'assemblage des VPE et d'origine biologique.

Tableau III-4 : Porosité totale des VPE

Profondeur (cm)	Objet échantillonné	Porosité totale (cm ³ cm ⁻³)		
		Moyenne	Ecart type	Nb
35 – 45	VPE clairs	0.394	0.06	5
	VPE ocre	0.384	0.02	8
45 – 55	VPE clairs	0.399	0.02	7
	VPE ocre	0.377	0.03	9

III.1.3. Distribution de la taille des pores

Les résultats sont présentés en utilisant des courbes de volumes cumulés d'intrusion de mercure dans l'échantillon (cm³) par gramme de sol en fonction du diamètre de constriction des pores équivalent (Figures III-2). Une courbe moyenne et sa dérivée (Figure III-3) ont été calculées pour chaque type de VPE (Bruand & Prost, 1987 ; Fiès & Bruand, 1998). La courbe dérivée permet de faire apparaître clairement les pics correspondant aux phases d'intrusion du mercure (Renault, 1988).

Les mesures sur des échantillons différents montrent une bonne répétabilité de la méthode (Figures III-2). Seuls les deux échantillons des VPE ocre de la partie supérieure de l'horizon ont des courbes relativement éloignées l'une de l'autre, ce qui montre que la variabilité de la distribution de taille de pore des VPE ocre est plus élevée que celle des VPE clairs.

Le volume poral total est calculé en utilisant la masse volumique des échantillons séchés à 105°C (Figure III-1) (tableau III-5). Pour une profondeur donnée, les volumes poraux des VPE clairs sont supérieurs à ceux des volumes poraux des VPE ocre, ce qui est cohérent avec les résultats de masse volumique. Par contre pour chaque type de VPE, le volume poral total des VPE de la partie supérieure de l'horizon n'est pas différent de celui de la partie inférieure (Tableau III-5).

Tableau III-5 : Volumes poraux totaux des échantillons de l'horizon E&Bt

Profondeur (m)	Volume poral total (cm ³ cm ⁻³)	
	VPE clairs	VPE ocre
0.35 – 0.45	0.348	0.316
	0.327	0.285
0.45 – 0.55	0.315	0.280
	0.336	0.287
	0.337	0.285

Par ailleurs, sur les courbes cumulées moyennes, nous observons que le volume poral total est supérieur pour les VPE de la partie supérieure de l'horizon. Cela est vrai pour les VPE clairs et pour les VPE ocre (Figure III-3).

Les courbes cumulées moyennes et leurs dérivées associées montrent que les deux types de VPE ont trois niveaux d'organisation de volume poral, dont les bornes sont (Figure III-3) :

- Volume poral A : pores compris entre 360 µm et 10 µm
- Volume poral B : pores compris entre 0.1 et 10 µm, et
- Volume poral C : pores inférieurs à 0.01 µm.

Ces trois volumes poraux peuvent être interprétés de la façon suivante : le volume poral A correspondrait à une partie du volume poral structural, le volume poral B correspondrait au volume poral lacunaire, et le volume poral C correspondrait au volume poral textural de la phase argileuse.

Ces bornes sont identiques pour les deux types de VPE. Par contre, le volume d'intrusion du mercure de chaque niveau d'organisation de la porosité est différent pour les VPE clairs et les VPE ocre comme l'illustrent les courbes moyennes et dérivées de la figure III-3. Ainsi, le volume d'intrusion correspondant à la porosité texturale lacunaire des volumes clairs est plus important que celui des VPE ocre. Au contraire, le volume d'intrusion correspondant à la porosité texturale de la phase argileuse des VPE ocre est plus important que celui des VPE clairs. Ces différences peuvent être due à la teneur en argile car elle joue

un rôle significatif dans l'assemblage élémentaire des particules donc dans l'organisation du réseau poreux lacunaire (Fiès, 1992 ; Fiès & Bruand, 1998).

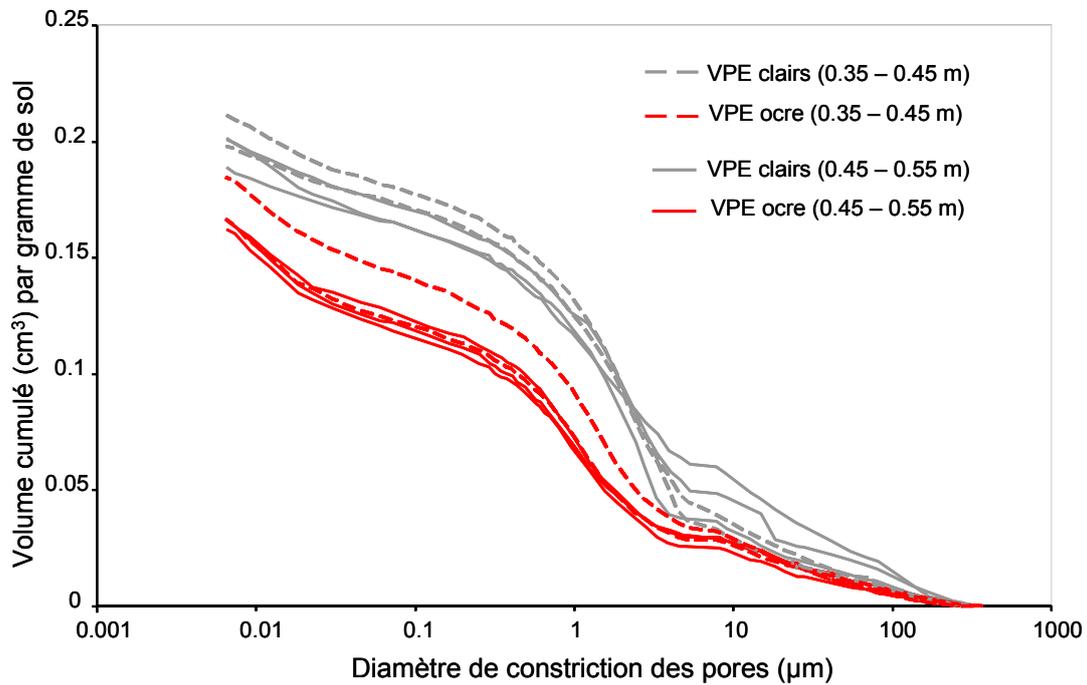


Figure III-2 : Distribution du volume d'intrusion du mercure dans l'échantillon en fonction de la taille des pores sur courbes cumulées obtenues par porosimétrie à mercure

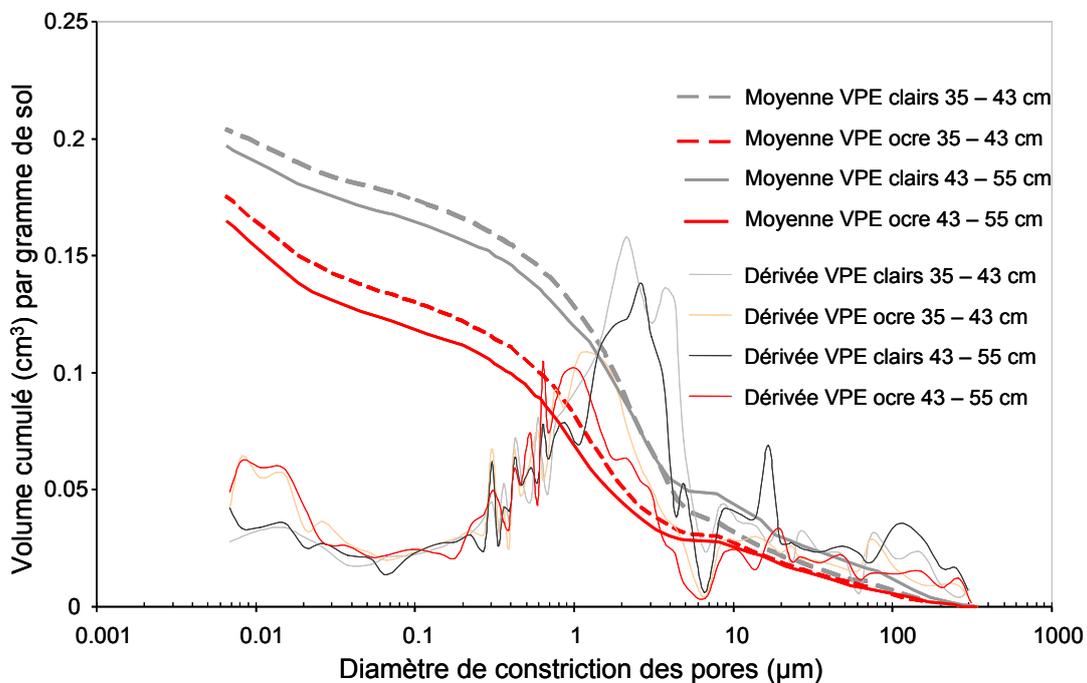


Figure III-3 : Distribution du volume d'intrusion du mercure dans l'échantillon en fonction de la taille des pores sur courbes cumulées moyennes pour les VPE de l'horizon E&Bt et dérivées des courbes

Dans le tableau III-6, on observe que le volume poral lacunaire représente plus de 50 % du volume poral total quel que soit le VPE considéré. Pour les VPE clairs, le volume poral structural représente une proportion plus importante du volume poral total que le volume poral textural argileux. C'est l'inverse en ce qui concerne les VPE ocre. Cela dit, il faut tenir compte de la non prise en compte par la méthode de porosimétrie à mercure d'une partie de la porosité structurale (échantillon plus petit que les volumes utilisés pour le calcul de la porosité total) et argileuse (limite expérimentale de la pression permettant l'intrusion du mercure dans des pores d'un diamètre de constriction inférieur à 0,06 μm). Cette porosité contribue au volume poral total qui est donc légèrement sous estimé par cette méthode par rapport à la porosité totale présentée au paragraphe III.1.2.

Tableau III-6 : Quantités de mercure introduites en fonction du niveau d'organisation du volume poral et leurs proportions relatives (en %)

Profondeur (cm)	VPE	Volume poral ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)		
		Structural	Lacunaire	Argileux
35 – 45	clairs	0.059 (18 %)	0.224 (66 %)	0.053 (16 %)
	ocre	0.051 (17 %)	0.169 (56 %)	0.081 (27 %)
45 – 55	clairs	0.080 (24 %)	0.192 (58 %)	0.057 (17 %)
	ocre	0.048 (17 %)	0.154 (54 %)	0.083 (29 %)

III.2. Propriétés hydriques des Volumes Pédologiques Elémentaires

III.2.1. Mesure de la conductivité hydraulique

La mesure de la conductivité hydraulique des VPE s'est effectuée suivant le protocole « Nems » (Annexe C). Soixante échantillons ont été étudiés, la moitié d'entre eux présentant une macroporosité visible à l'œil importante. Cette proportion ne reflète pas strictement les observations réalisées sur le terrain lors de l'échantillonnage : en effet, les volumes clairs présentent plus fréquemment des macropores. Nous avons analysé séparément les résultats sur les échantillons présentant une macroporosité importante.

Nous présentons ici successivement les résultats de la conductivité hydraulique à saturation puis de la conductivité hydraulique en régime insaturé.

Des mesures des masses volumiques des échantillons montrent qu'elles sont significativement¹ supérieures pour les VPE ocre avec ou sans macroporosité. La variation autour de la moyenne de la masse volumique d'un ensemble d'échantillons d'un même type de VPE est faible (< 5 %) quel que soit le VPE.

III.2.1.a. Conductivité hydraulique à saturation

III.2.1.a.i. Conductivité des volumes ne présentant pas de macroporosité visible à l'œil

Les résultats sont présentés dans le tableau III-7. On constate que les VPE clairs présentent une conductivité hydraulique à saturation moyenne de l'ordre de $1,6 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$. Elle est significativement¹ supérieure à celle des VPE ocre (valeur moyenne égale à $6,7 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$), bien que les deux jeux de données présentent un recouvrement. Les coefficients de variation des mesures sur les VPE clairs et ocre (respectivement 47 et 64 %) sont faibles comparativement aux valeurs habituellement obtenues dans la littérature pour une expérimentation de ce type. (i.e. Mallants et al., 1997). Les conductivités hydrauliques à saturation des volumes ocre sont plus variables ; en effet, ces volumes sont plus hétérogènes

¹ Test T de Student au seuil de 5%

car ils présentent des quantités plus ou moins importantes d'oxy-hydroxydes de fer et manganèse.

La figure III-4 présente la répartition des mesures de la conductivité hydraulique à saturation des VPE selon leur profondeur de prélèvement dans l'horizon E&Bt. La conductivité hydraulique à saturation des volumes ocre et clairs tend à diminuer avec la profondeur (Figure III-4) mais cette diminution n'est pas significative.

Tableau III-7 : Conductivité hydraulique à saturation des VPE

	Nombre	Moyenne (m s^{-1})	Coefficient de variation (%)	Minimum (m s^{-1})	Maximum (m s^{-1})
VPE clairs	15	$1,62 \cdot 10^{-5}$	47	$3,64 \cdot 10^{-6}$	$3,21 \cdot 10^{-5}$
VPE ocre	18	$6,77 \cdot 10^{-6}$	64	$1,37 \cdot 10^{-6}$	$1,83 \cdot 10^{-5}$

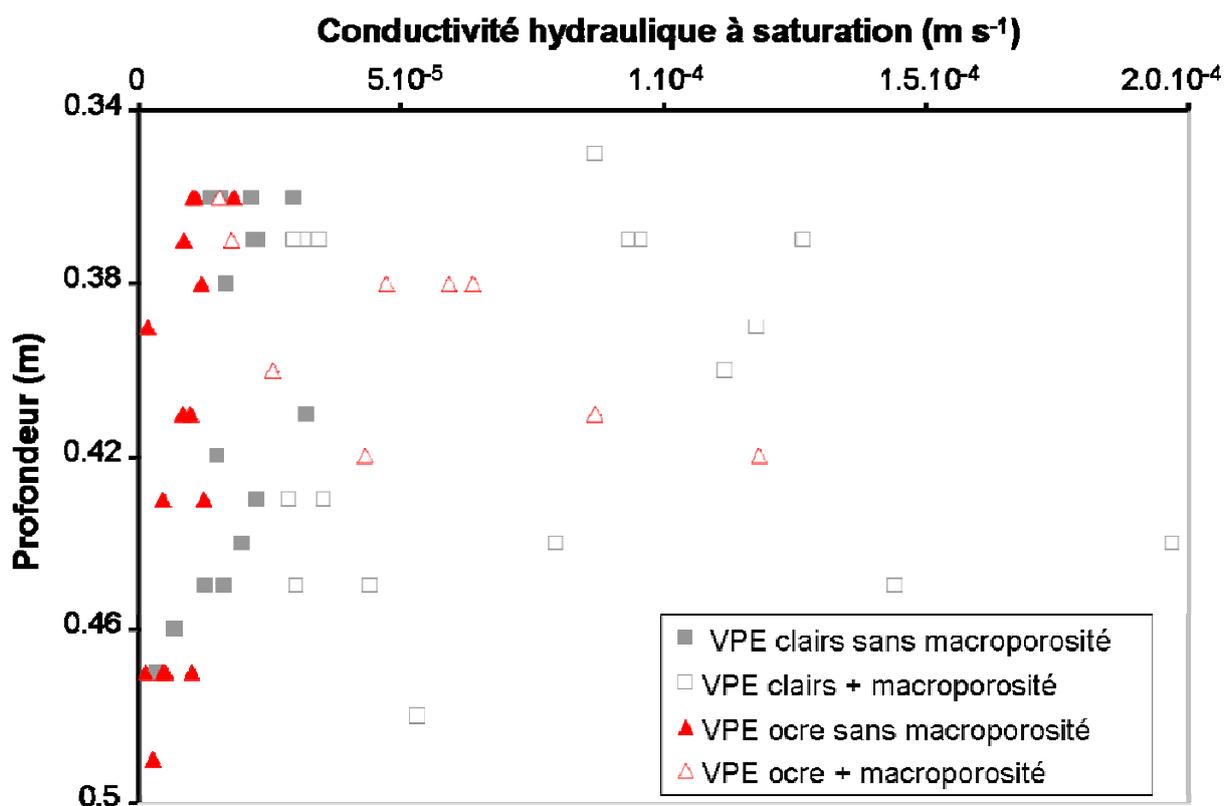


Figure III-4 : Répartition selon la profondeur des conductivités hydrauliques des VPE contenant ou non de la macroporosité

Des matrices de similarité ont permis d’analyser la relation entre la conductivité hydraulique à saturation et certaines caractéristiques des volumes étudiés. On constate que la conductivité hydraulique à saturation obtenue pour les VPE ocre ou clairs est significativement corrélée¹ à la profondeur. En revanche, on n’observe pas de corrélation avec la masse volumique apparente des échantillons (Tableau III-8).

Tableau III-8 : Matrice de similarité des VPE clairs (à gauche) et ocre (à droite). Les corrélations sont significatives (*) au seuil de signification de 5%.

VPE clairs	Profondeur	Masse Volumique	VPE ocre	Profondeur	Masse Volumique
Profondeur	1.000		Profondeur	1.000	
Masse Volumique	-0.115	1.000	Masse Volumique	0.171	1.000
K _s	-0.610*	-0.031	K _s	-0.598*	-0.192

III.2.1.a.ii. Conductivité des volumes présentant une macroporosité visible à l’œil

La conductivité hydraulique en régime saturé en eau des VPE clairs n’est pas significativement² supérieure à celle des VPE ocre (Tableau III-9). Quel que soit le VPE considéré, les VPE contenant de la macroporosité présentent une conductivité hydraulique moyenne à saturation significativement¹ supérieure aux VPE sans macroporosité visible (voir tableau III-7). Les coefficients de variation sont plus élevés pour les VPE contenant de la macroporosité que pour ceux n’en contenant pas.

On n’observe également aucune évolution de la conductivité à saturation en fonction de la profondeur pour les deux types de volumes.

Ces résultats légitiment le fait d’analyser séparément les volumes présentant des macropores et ceux n’en présentant pas.

¹ Coefficient de corrélation de Pearson, valeurs significatives au seuil de 5%

² Test T de Student au seuil de 5%

Tableau III-9 : Conductivité hydraulique à saturation des VPE

	Nombre	Moyenne (m s ⁻¹)	Coefficient de variation	Minimum	Maximum
VPE clairs	18	7,07.10⁻⁵	96	2,87.10 ⁻⁵	2,82.10 ⁻⁴
VPE ocre	10	5,22.10⁻⁵	143	1,53.10 ⁻⁵	2,67.10 ⁻⁴

III.2.1.b. Conductivité hydraulique en régime insaturé

Décrite dans la fiche protocole « Nems » (Annexe C), l'inversion des mesures du potentiel matriciel en fonction du temps a permis sur chaque VPE d'obtenir les paramètres des modèles de courbes de conductivité hydraulique de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980) et de Mualem-Durner (1994). Parmi ces paramètres, la conductivité hydraulique à saturation est obtenue expérimentalement et la teneur en eau à saturation, θ_s est fixée égale à la porosité totale. L'optimisation des paramètres porte donc sur les paramètres θ_r , α et n des deux modèles et, sur w_2 , α_2 et n_2 du modèle de Durner.

Les inversions obtenues par le modèle de Mualem-Durner ne sont pas significativement différentes des inversions obtenues par le modèle de Mualem-van Genuchten. Elles sont présentées en détail à l'annexe D mais ne sont pas reprises dans ce paragraphe.

Comme pour la conductivité hydraulique à saturation, nous avons étudié séparément les volumes présentant une macroporosité visible à l'œil et ceux n'en présentant pas.

III.2.1.b.i. Conductivité des volumes sans macroporosité

Le tableau III-10 présente les paramètres de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE par le modèle de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980). Les critères statistiques tels que le coefficient de détermination (R^2) et l'erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error, RMSE) entre les mesures expérimentales de conductivité à chaque potentiel et les valeurs modélisées montrent que les paramètres estimés (θ_r , α et n) sont valides. De plus, les erreurs standard de ces paramètres sont faibles (Tableau III-10). Les paramètres θ_r et n sont du même ordre de grandeur pour les volumes clairs et pour les volumes ocre. En revanche, le paramètre α est significativement plus faible pour les volumes

clairs. On constate que, pour les volumes clairs, le paramètre α tend à augmenter avec la profondeur de prélèvement tandis que le paramètre n diminue. Pour les volumes ocre, le paramètre α augmente également avec la profondeur, même si cette évolution n'est pas stricte. Cette augmentation du paramètre α est à relier à l'augmentation de la teneur en argile dans l'horizon E&Bt avec la profondeur.

On constate que le paramètre n varie peu autour de sa valeur moyenne (coefficient de variation de l'ordre de 5 %). En revanche, les paramètres θ_r et α ont des coefficients de variations élevés, respectivement de l'ordre de 90 % pour θ_r et 50 % pour α . Le paramètre θ_r varie fortement d'une expérience à l'autre (coefficient de variation de 87 %) mais l'ordre de grandeur reste dans la gamme attendue pour ce paramètre (Tableau III-11).

Tableau III-10 : Paramètres de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs par le modèle de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980). Erreurs standard données par le modèle inverse entre parenthèses. Les VPE sont classés par ordre croissant de profondeur de prélèvement

Echantillon	K_s ($m\ s^{-1}$)	θ_s ($m^3\ m^{-3}$)	θ_r ($m^3\ m^{-3}$)	α (m^{-1})	n (-)	R^2	RMSE
Volumes clairs							
EVC36I	$1.6 \cdot 10^{-5}$	0.456	$3.9 \cdot 10^{-3}$ ($6.1 \cdot 10^{-4}$)	0.24 ($1.2 \cdot 10^{-2}$)	1.32 ($1.1 \cdot 10^{-2}$)	0.9964	1.08
EVC36II	$2.1 \cdot 10^{-5}$	0.436	$2.5 \cdot 10^{-2}$ ($1.7 \cdot 10^{-3}$)	0.43 ($7.6 \cdot 10^{-3}$)	1.24 ($3.8 \cdot 10^{-3}$)	0.9977	0.57
EVC37VI	$2.2 \cdot 10^{-5}$	0.403	$3.0 \cdot 10^{-2}$ ($4.1 \cdot 10^{-3}$)	0.35 ($2.7 \cdot 10^{-2}$)	1.33 ($1.7 \cdot 10^{-2}$)	0.9893	1.67
EVC38III	$1.7 \cdot 10^{-5}$	0.420	$9.1 \cdot 10^{-3}$ ($1.1 \cdot 10^{-3}$)	0.41 ($2.0 \cdot 10^{-2}$)	1.25 ($9.9 \cdot 10^{-3}$)	0.9926	1.06
EVC41I	$3.2 \cdot 10^{-5}$	0.439	$6.4 \cdot 10^{-2}$ ($1.2 \cdot 10^{-2}$)	0.75 ($2.5 \cdot 10^{-2}$)	1.24 ($1.1 \cdot 10^{-2}$)	0.9947	0.86
EVC43II	$2.2 \cdot 10^{-5}$	0.428	$2.7 \cdot 10^{-2}$ ($3.6 \cdot 10^{-3}$)	0.44 ($1.6 \cdot 10^{-2}$)	1.22 ($8.0 \cdot 10^{-3}$)	0.9953	1.00
EVC45II	$1.6 \cdot 10^{-5}$	0.437	$2.4 \cdot 10^{-2}$ ($7.4 \cdot 10^{-3}$)	0.71 ($1.8 \cdot 10^{-2}$)	1.15 ($3.8 \cdot 10^{-3}$)	0.9987	0.57
EVC45IV	$1.3 \cdot 10^{-5}$	0.419	$9.5 \cdot 10^{-2}$ ($1.1 \cdot 10^{-2}$)	1.0 ($5.3 \cdot 10^{-2}$)	1.15 ($7.8 \cdot 10^{-3}$)	0.9964	0.45
Volumes ocre							
EVO36I	$1.1 \cdot 10^{-5}$	0.388	$1.7 \cdot 10^{-2}$ ($5.7 \cdot 10^{-3}$)	0.87 ($3.2 \cdot 10^{-2}$)	1.13 ($3.1 \cdot 10^{-3}$)	0.9961	0.97
EVO36III	$1.8 \cdot 10^{-5}$	0.418	$1.0 \cdot 10^{-3}$ ($3.3 \cdot 10^{-4}$)	0.67 ($1.7 \cdot 10^{-2}$)	1.18 ($3.1 \cdot 10^{-3}$)	0.9977	0.74
EVO36IV	$1.0 \cdot 10^{-5}$	0.416	$1.7 \cdot 10^{-3}$ ($9.4 \cdot 10^{-4}$)	0.68 ($2.7 \cdot 10^{-2}$)	1.15 ($4.0 \cdot 10^{-3}$)	0.9974	0.65
EVO38II	$1.2 \cdot 10^{-5}$	0.439	$3.5 \cdot 10^{-2}$ ($8.2 \cdot 10^{-3}$)	1.1 ($3.7 \cdot 10^{-2}$)	1.11 ($3.6 \cdot 10^{-3}$)	0.9976	0.79
EVO39I	$1.8 \cdot 10^{-6}$	0.419	$1.4 \cdot 10^{-2}$ ($6.5 \cdot 10^{-3}$)	1.6 ($3.4 \cdot 10^{-2}$)	1.15 ($4.3 \cdot 10^{-3}$)	0.9998	0.18
EVO42II	$3.1 \cdot 10^{-5}$	0.390	$4.8 \cdot 10^{-2}$ ($9.9 \cdot 10^{-3}$)	1.2 ($4.0 \cdot 10^{-2}$)	1.13 ($4.7 \cdot 10^{-3}$)	0.9976	0.72
EVO47I	$4.6 \cdot 10^{-6}$	0.396	$7.4 \cdot 10^{-3}$ ($2.0 \cdot 10^{-2}$)	0.43 ($4.1 \cdot 10^{-2}$)	1.23 ($2.8 \cdot 10^{-2}$)	0.9786	2.31
EVO49IV	$2.9 \cdot 10^{-6}$	0.433	$5.0 \cdot 10^{-2}$ ($3.2 \cdot 10^{-2}$)	2.3 ($3.8 \cdot 10^{-1}$)	1.06 ($9.7 \cdot 10^{-3}$)	0.9980	0.75

Tableau III-11 : Paramètres moyens de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs et ocre par le modèle de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980). Le coefficient de variation autour de la moyenne est donné entre parenthèses

	K_s ($m\ s^{-1}$)	θ_s ($m^3\ m^{-3}$)	θ_r ($m^3\ m^{-3}$)	α (m^{-1})	n (-)
Volumes clairs	$1.6 \cdot 10^{-5}$ (47 %)	0.430 (4 %)	$3.5 \cdot 10^{-2}$ (87 %)	$5.4 \cdot 10^{-1}$ (48 %)	1.24 (5 %)
Volumes ocre	$6.8 \cdot 10^{-6}$ (64 %)	0.412 (5 %)	$2.2 \cdot 10^{-2}$ (92 %)	1.12 (55 %)	1.14 (4 %)

Les courbes de conductivité hydraulique des échantillons de chaque type de VPE dont les paramètres ont été ajustés par le modèle de Mualem-van Genuchten sont représentées sur la figure III-5. Les conductivités hydrauliques des VPE clairs sont généralement supérieures aux conductivités des VPE ocre. La variabilité des courbes de conductivité hydraulique des VPE ocre à une valeur de potentiel donnée est toujours supérieure à celle des courbes des VPE clairs (Figure III-5). On ne peut commenter les résultats proches la saturation car les valeurs des paramètres n sont inférieures à 2 que ce soit pour les VPE clairs ou les VPE ocre.

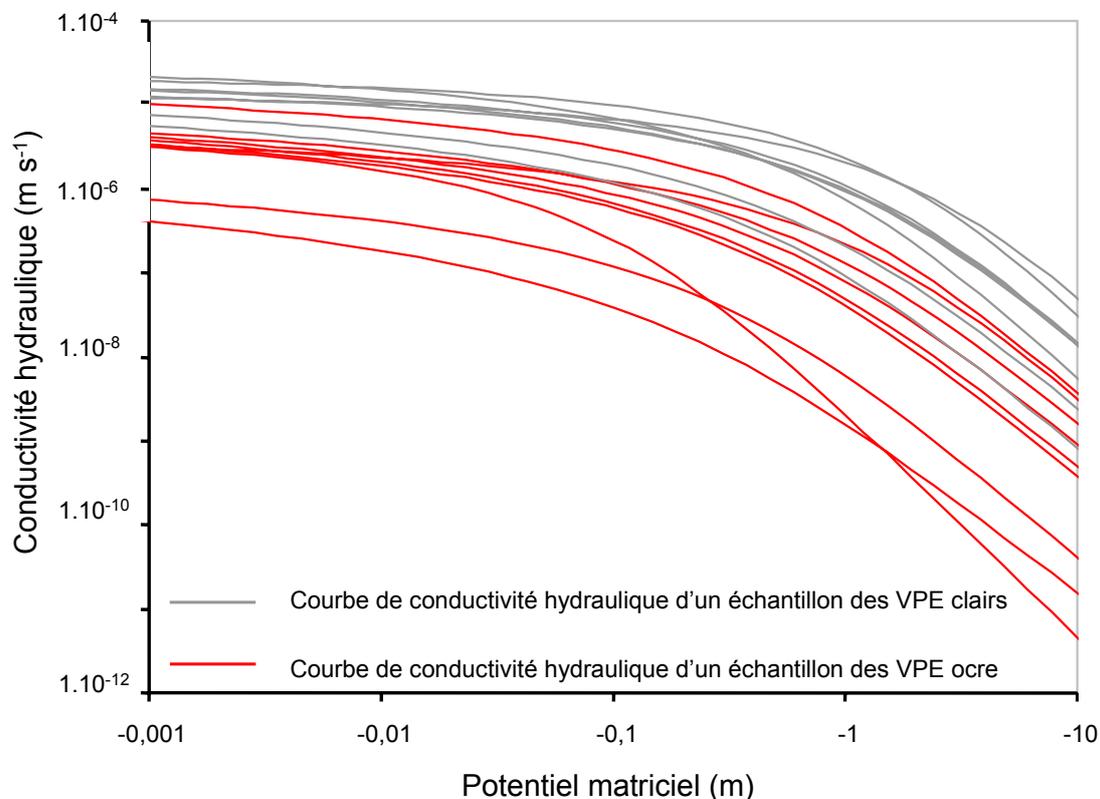


Figure III-5 : Courbes de conductivité hydraulique des échantillons des VPE clairs et ocre et courbes moyennes de chaque type de VPE (modèle de Mualem-van Genuchten)

III.2.1.b.ii. Conductivité des volumes avec macroporosité¹

Les tableaux D-1 et D-2 de l'annexe D présentent les paramètres d'ajustement des courbes de conductivité hydraulique selon le modèle de Mualem-van Genuchten pour les VPE clairs et ocre présentant de la macroporosité. Les critères statistiques montrent que l'estimation des paramètres (θ_r , α et n) est moins bonne que celle obtenue pour les VPE sans macroporosité. Il n'y a pas d'évolution des valeurs des paramètres avec la profondeur (Tableaux D-1 et D-2). Les variations autour des moyennes respectives des paramètres sont identiques à celles observées pour les VPE sans macroporosité (Tableau III-12).

Les moyennes arithmétiques des paramètres θ_s , θ_r , α et n ne sont pas significativement² différentes pour les VPE avec et sans macroporosité.

L'ANOVA (Test de Fisher au seuil de 5%) présentée dans le tableau III-12 nous permet de constater que le paramètre K_s est significativement différent, selon que le volume présente ou non de la macroporosité. Cette observation est classique puisque la conductivité hydraulique à saturation est très dépendante de la structure de l'échantillon. En revanche, pour le paramètre n , c'est le type de volume (ocre ou clair) qui le détermine. Le paramètre θ_r ne varie pas significativement selon que les échantillons présentent ou non de la macroporosité. Ce point n'est pas surprenant puisque la teneur en eau résiduelle dépend de la texture et n'est pas sensible à la structure.

Les courbes de conductivité hydraulique moyenne des VPE clairs et ocre, avec et sans macroporosité, sont présentées sur la figure III-6. La différence entre la conductivité moyenne des VPE clairs et celle des VPE ocre augmente quand le potentiel matriciel diminue, pour des VPE avec ou sans macroporosité. La différence entre les conductivités moyennes des VPE ocre sans et avec macroporosité est plus importante que la différence entre les conductivités moyennes des VPE clairs sans et avec macroporosité.

¹ Ce paragraphe présente des résultats synthétiques. Le lecteur est invité à se reporter à l'annexe D où sont présentées toutes les données expérimentales.

² Tests T de Student au seuil de 5 %

Tableau III-12 : Paramètres d'ajustement des courbes moyennes de conductivité hydraulique pour le modèle de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980). Résultats des tests statistiques ANOVA (Test de Fisher au seuil de 5%). Pour chaque paramètre, les valeurs sont comparées. Dans une même colonne, deux lettres différentes indiquent une différence significative de la valeur avec $A < B$

	K_s ($m\ s^{-1}$)	θ_s ($m^3\ m^{-3}$)	θ_r ($m^3\ m^{-3}$)	α (m^{-1})	n (-)
VPE Clairs	$1.6 \cdot 10^{-5}$ A 47	0.430 AB 4	$3.5 \cdot 10^{-2}$ A 87	$5.4 \cdot 10^{-1}$ A 48	1.24 B 5
VPE Clairs + macroporosité	$7.1 \cdot 10^{-5}$ B 96	0.430 B 5	$2.5 \cdot 10^{-2}$ A 122	$5.4 \cdot 10^{-1}$ A 40	1.25 B 6
VPE Ocre	$6.8 \cdot 10^{-6}$ A 64	0.412 A 5	$2.2 \cdot 10^{-2}$ A 92	1.12 B 55	1.14 A 4
VPE Ocre + macroporosité	$5.2 \cdot 10^{-5}$ B 143	0.421 AB 2	$2.5 \cdot 10^{-2}$ A 91	$7 \cdot 10^{-1}$ A 39	1.15 A 4

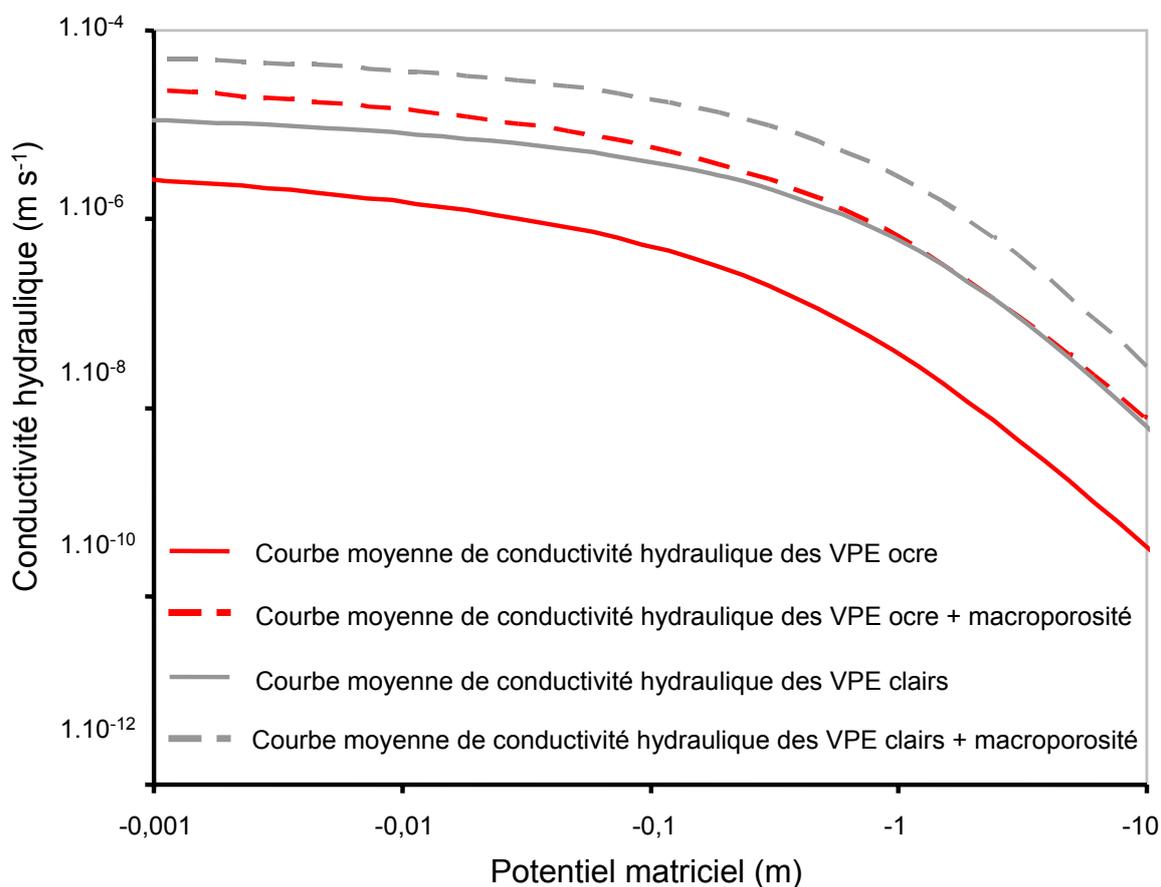


Figure III-6 : Courbes moyennes de conductivité hydraulique des VPE (modèle de Mualem-van Genuchten)

III.2.2. Courbes de rétention en eau

La détermination de la courbe de rétention en eau a été effectuée à la fois par la méthode dite « Nems » et par la méthode des presses à membrane de Richards. Par la méthode « Nems », les paramètres de l'ajustement selon le modèle de van Genuchten ont été présentés dans le paragraphe précédent qui traitait de l'estimation de la conductivité en régime insaturé. Nous présentons ici les résultats obtenus sur les presses à membrane de Richards puis nous comparons les résultats obtenus par les deux méthodes.

III.2.2.a. Courbes de rétention en eau obtenues à partir des presses à membrane

Quel que soit le VPE, les mesures de rétention en eau réalisées dans la partie supérieure de l'horizon E&Bt ne sont pas significativement¹ différentes des mesures de rétention en eau de la partie inférieure de l'horizon.

Les teneurs en eau volumiques ont été obtenues à l'aide de la masse volumique d'échantillons prélevés à une teneur en eau proche de la capacité au champ (Paragraphe III.1.2.) (Tableau III-13).

Les teneurs en eau des VPE clairs décroissent de 65 % (respectivement 49 % pour les VPE ocre) entre les potentiels -0.05 m et -154.00 m (Tableau III-13). Les écarts type sont faibles et ils sont en moyenne de $0.015 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ pour les VPE clairs et de $0.020 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ pour les VPE ocre. Pour des potentiels compris entre la saturation et -0.33 m, les teneurs en eau des VPE clairs ne sont pas significativement supérieures à celles des VPE ocre. Pour des valeurs de potentiels allant de -0.33 m à -154.00 m, les teneurs en eau des VPE ocre sont significativement supérieures à celles des VPE clairs (Tableau III-13). La différence de teneur en eau dans cette gamme est liée à la différence de texture entre les deux VPE (Bruand et al., 1996). La perte en eau totale depuis la saturation jusqu'au point de flétrissement permanent est de $0.27 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ pour les VPE clairs et de $0.18 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ pour les VPE ocre

¹ Test T de Student au seuil de 5%.

Tableau III-13 : Teneurs en eau volumiques ($m^3 m^{-3}$) moyennes des points expérimentaux de la courbe de rétention pour les VPE clairs (C) et ocre (O) pour l'ensemble de l'horizon E&Bt

		Potentiel matriciel (m)								
		-0.05	-0.10	-0.33	-1.00	-3.30	-10.00	-33.00	-100.00	-154.00
		27 ^a	22	15	15	18	22	19	22	19
C.		0.376^b	0.342	0.346	0.335	0.285	0.228	0.160	0.126	0.133
		0.016 ^c	0.008	0.015	0.011	0.009	0.015	0.013	0.017	0.023
		27 ^a	23	18	20	26	22	23	21	24
O.		0.366^b	0.360	0.349	0.338	0.314	0.289	0.236	0.200	0.190
		0.014 ^c	0.011	0.011	0.008	0.008	0.013	0.036	0.023	0.024

^a nombre de mesures

^b **moyenne de teneur en eau**

^c écart type

Pour chaque VPE, les paramètres de la courbe de rétention en eau ont été ajustés à l'ensemble des points expérimentaux de teneurs en eau à différents potentiels selon le modèle de van Genuchten (1980) (Tableau III-14, Figure III-7). Les paramètres de la courbe de rétention en eau, ainsi que la courbe elle-même, ajustés aux points expérimentaux selon le modèle de Durner (1994) sont indiqués dans l'annexe D.

L'ajustement des paramètres selon le modèle de van Genuchten montre des erreurs standards faibles, ce qui indique une bonne qualité de l'ajustement. L'ajustement est meilleur pour les VPE clairs (RMSE plus faible). La teneur en eau résiduelle est nulle dans tous les cas. Les paramètres d'ajustement α et n des VPE clairs sont plus élevés que ceux des volumes ocre.

Tableau III-14 : Paramètres d'ajustement des courbes de rétention des VPE ocre et clairs par le modèle de van Genuchten (1980). Erreurs standard entre parenthèses. θ_s est fixée et égale à la porosité totale

Paramètres	VPE clairs	VPE ocre
$\theta_s / m^3 m^{-3}$	0.397 ($1.4 \cdot 10^{-2}$)	0.380 ($1 \cdot 10^{-2}$)
$\theta_r / m^3 m^{-3}$	0.000	0.000
α / m^{-1}	2.1 ($2.5 \cdot 10^{-1}$)	1.4 ($2.3 \cdot 10^{-1}$)
n	1.20 ($7.3 \cdot 10^{-3}$)	1.12 ($5.6 \cdot 10^{-3}$)
RMSE / $m^3 m^{-3}$	0.94	0.90

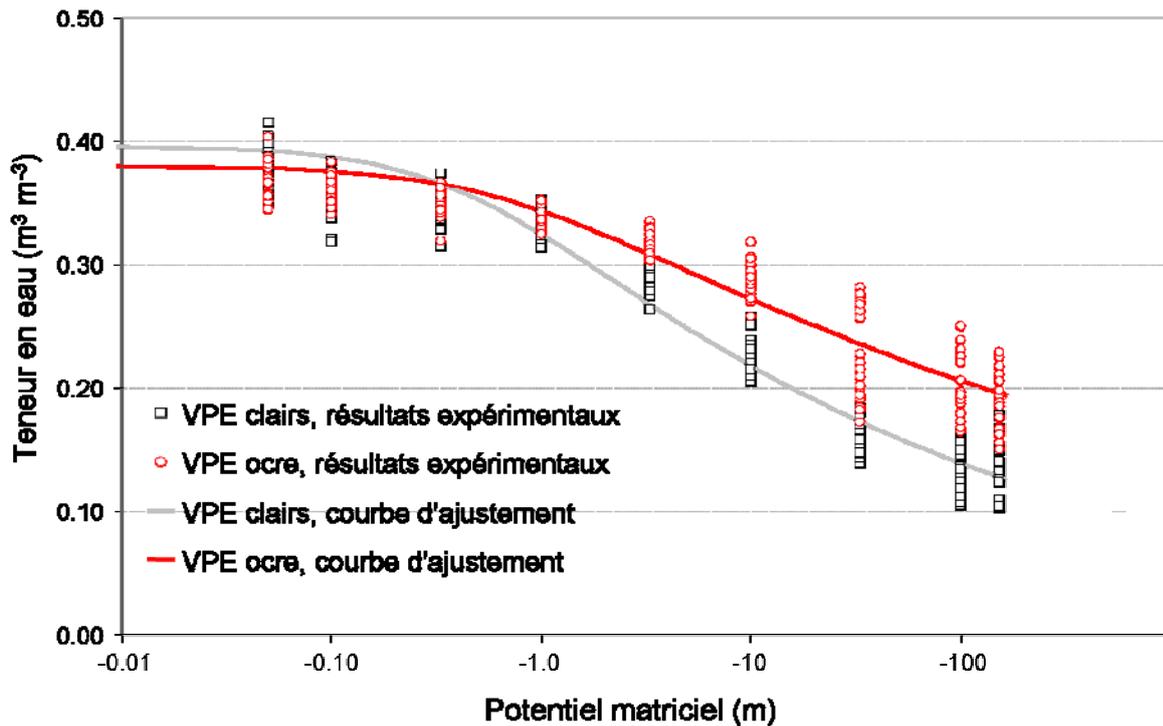


Figure III-7 : Représentation graphique des points de mesures des teneurs en eau volumiques et des fonctions d'ajustement selon le modèle de van Genuchten (1980) des VPE ocre et clairs

III.2.2.b. Comparaison des courbes de rétention obtenues par la méthode « Nems » et par la méthode des presses à membrane

La figure III-8 présente les courbes de rétention en eau obtenues à l'aide des presses à membrane de Richards et de l'expérience « Nems » selon le modèle de van Genuchten. Les courbes moyennes des VPE contenant de la macroporosité obtenues à l'aide de l'expérience « Nems » sont également présentées sur cette figure. Les courbes de rétention en eau obtenues par l'expérience « Nems » ont des teneurs en eau supérieures à celles obtenues par la méthode des presses à membrane quel que soit le VPE (Figures III-8). Ces différences de teneur en eau sont essentiellement dues à la plus forte teneur en eau à saturation des VPE (ce paramètre étant fixé lors de l'ajustement des courbes de rétention aux points expérimentaux) obtenue lors de l'expérience « Nems ». La différence de teneur en eau à saturation entre les deux expériences pourrait être due à la méthode de détermination de la masse volumique apparente des échantillons : dans le cas des de la méthode « Nems », le volume de l'échantillon est obtenu lorsque le sol a été détruit et que ne subsiste que la coque en paraffine de l'échantillon.

L'estimation du volume de cette coque est délicate et conduit parfois à des surestimations du volume réel.

La différence entre les courbes de rétention en eau d'un type de VPE obtenues à l'aide des presses à membrane et à l'aide de l'expérience « Nems » est en moyenne de (Figures III-9) :

- 0.03 m m⁻³ pour les VPE ocre sans macroporosité visible,
- 0.04 m m⁻³ pour les VPE ocre contenant de la macroporosité, et
- 0.06 m m⁻³ pour les VPE clairs contenant ou non de la macroporosité.

Pour des potentiels compris entre -0.1 m et -10.0 m, cette différence augmente pour les courbes des VPE clairs ajustées selon le modèle de van Genuchten (1980). Le calcul de la RMSE (Equation II-4), entre les courbes moyennes de rétention en eau obtenues via les presses de Richards et celles obtenues via l'expérience « Nems », montre que les résultats selon les deux méthodes sont proches les uns des autres (Tableau III-15). On peut donc dire que le nouveau protocole « Nems » que nous avons mis au point est valide.

Tableau III-15 : Mesures des RMSE (m³ m⁻³), pour chaque type de VPE avec ou sans macroporosité, entre les courbes de rétention en eau obtenues sur les presses à membrane et sur l'expérience Nems

VPE Clairs	VPE Clairs + macroporosité	VPE Ocre	VPE Ocre + macroporosité
0.007	0.007	0.003	0.004

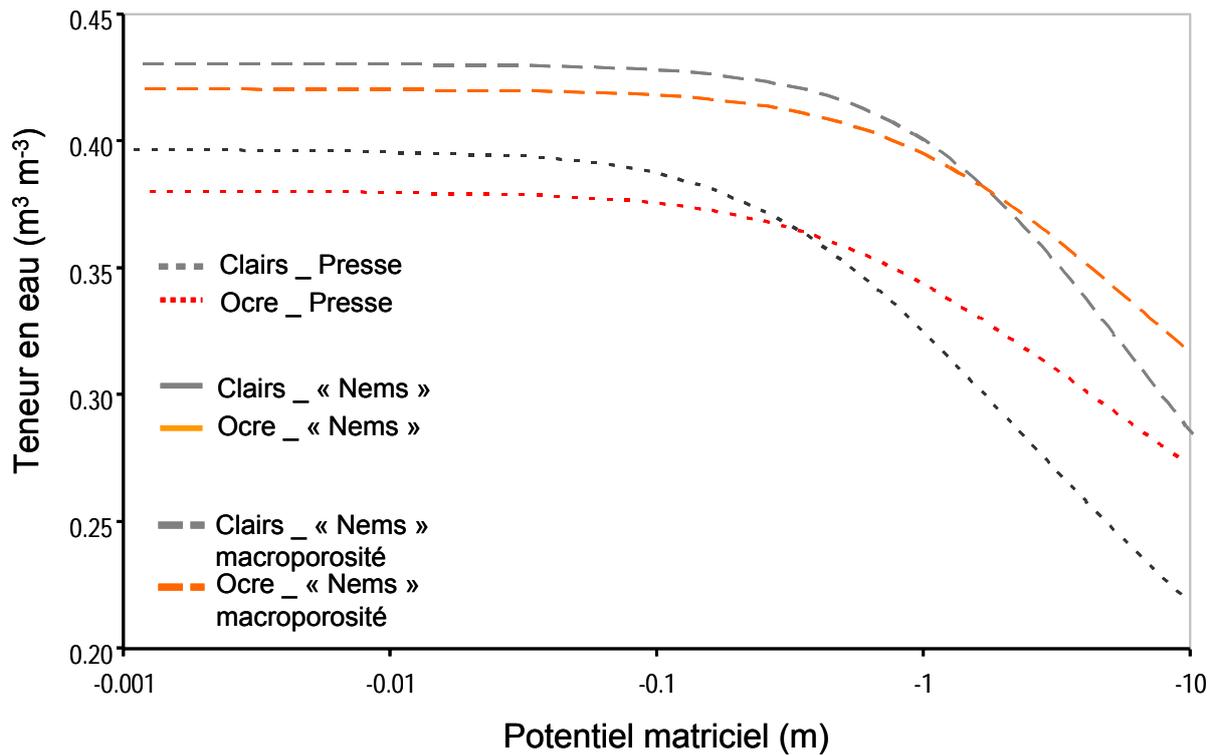


Figure III-8 : Comparaison des courbes moyennes de rétention en eau obtenues à l'aide de la méthode des presses à membrane et à l'aide de l'expérience « Nems ». Ces courbes sont ajustées à l'aide du modèle de van Genuchten (1980)

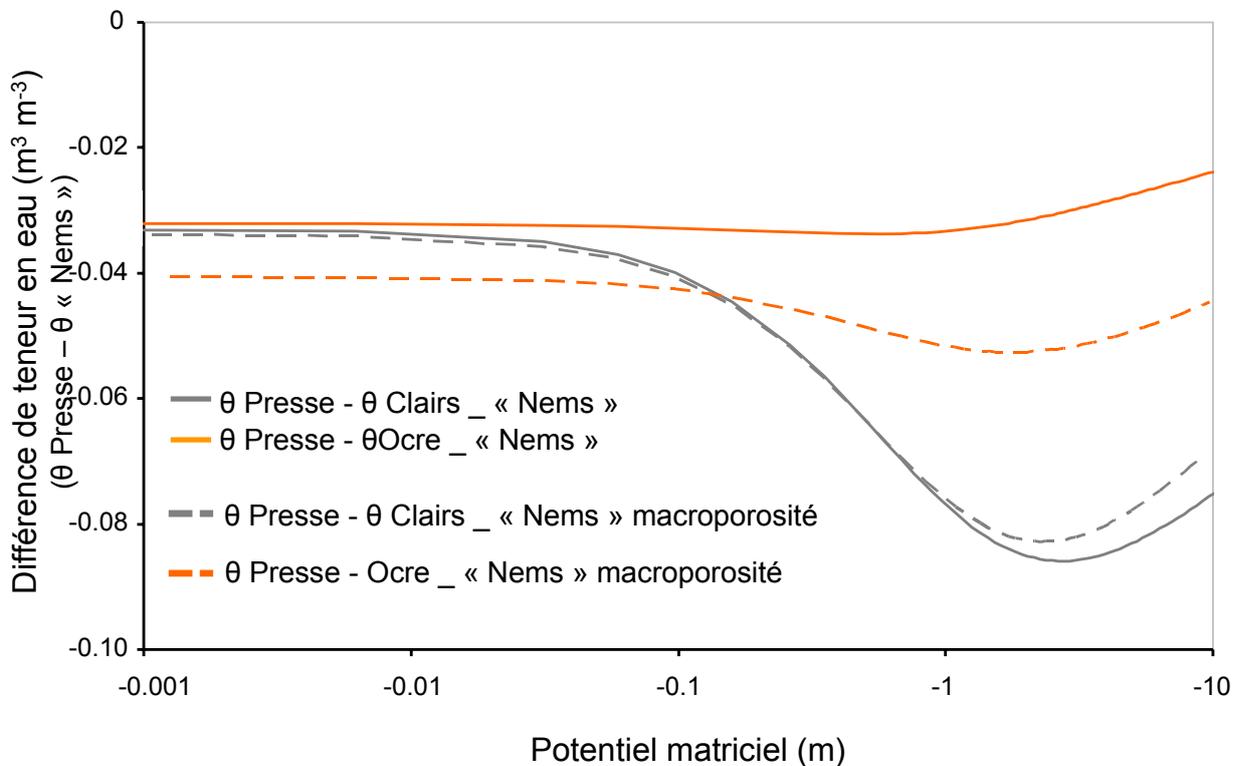


Figure III-9 : Représentation de la différence entre les teneurs en eau des VPE obtenues par les presses à membrane et par l'expérience « Nems »

III.2.2.c. Relation entre les courbes de rétention des VPE et leur structure

Comme nous l'avons mentionné au chapitre I, les propriétés hydriques d'un milieu poreux sont très liées à la morphologie de l'espace poral. Les courbes de rétention sont donc à mettre en relation avec les résultats de porosimétrie à mercure.

La figure III-10 présente la comparaison des volumes de pores compris entre 300 μm et 0,1 μm , avec les quantités d'eau stockées entre un potentiel de -0,10 m et -154 m. On constate que les volumes des pores sont du même ordre de grandeur, mais ne sont pas strictement égaux. Ceci est à mettre en relation avec la différence de taille des échantillons entre les deux expériences, et le fait que les échantillons sont secs dans l'expérience de porosimétrie à mercure.

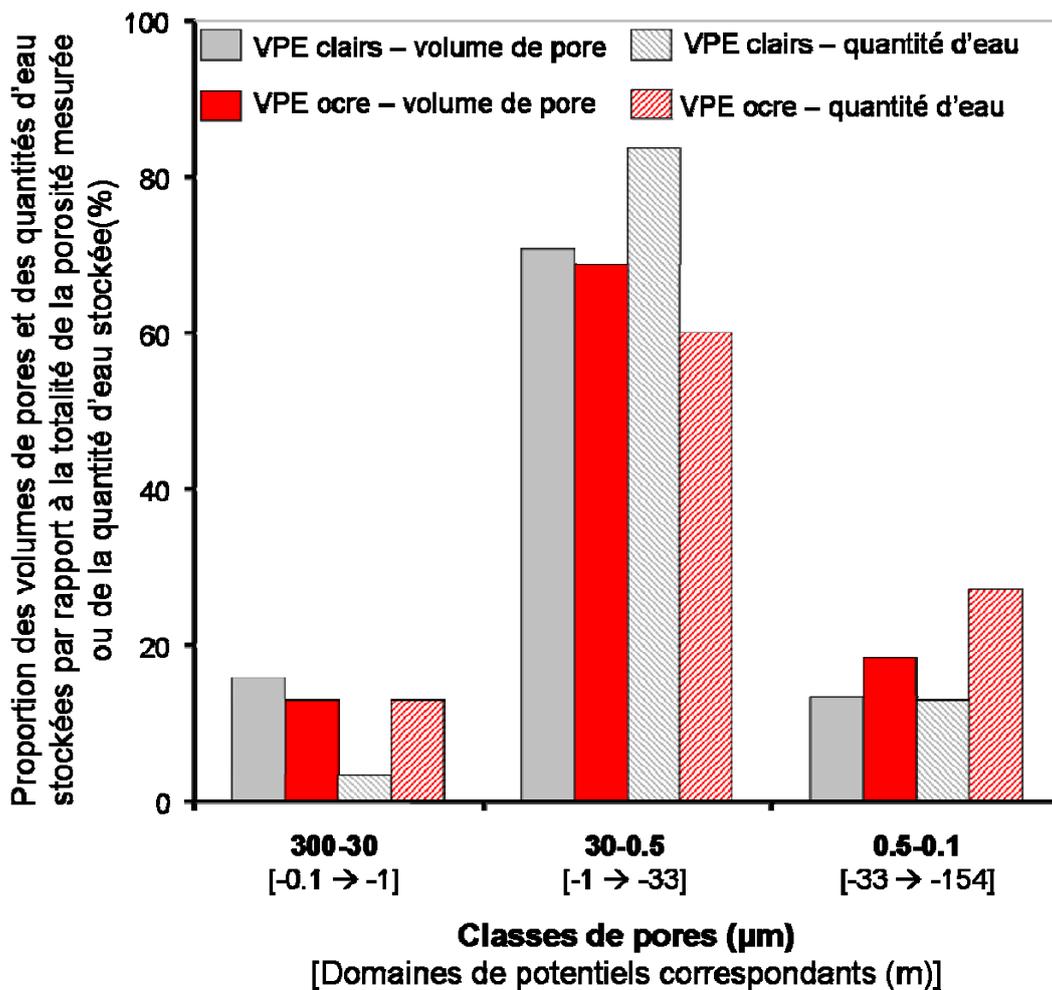


Figure III-10 : Comparaison des volumes de pores avec les quantités d'eau stockées par classe de diamètre de pores

III.3. Conclusion

Nous avons au cours de ce chapitre présenté les résultats des déterminations de la structure et des propriétés hydriques à l'échelle des VPE.

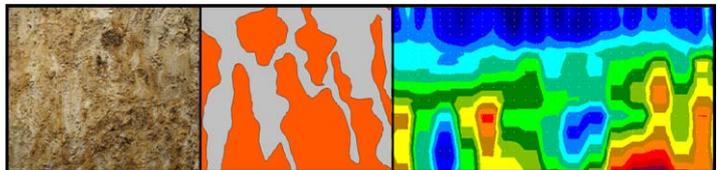
La structure des VPE clairs et ocre est différente, tant en ce qui concerne leurs granulométries, leurs masses volumiques ou leurs distributions de taille des pores. Ces différences sont principalement liées à la teneur en argile plus élevée pour les VPE ocre et à la macroporosité plus importante des VPE clairs.

Les propriétés hydriques des VPE clairs et ocre sont différentes également, tant au niveau de la conductivité hydraulique que de la rétention en eau.

Tous les résultats montrent que la variabilité intra-VPE, plus importante pour les VPE ocre, est inférieure à la variabilité existante entre les VPE ocre et clairs. Cela justifie le choix de l'échelle du VPE comme entité homogène des points de vue de la structure et du fonctionnement hydrique.

Par ailleurs, c'est à cette échelle que nous avons également réalisé une étude des rétentions en eau des VPE ocre et clairs le long d'une draino-séquence (déterminations réalisées à 0.6, 2.0, 4.0, et 7.0 m de distance par rapport à un drain). Cette étude, présentée dans l'annexe E, a fait l'objet **d'une publication acceptée dans la revue European Journal of Soil Science**, et montre que l'installation d'un drain dans la parcelle agricole a entraîné des changements significatifs de la rétention en eau des VPE, notamment des VPE clairs, et ce sur une période de temps à l'échelle humaine. Ces changements sont dus notamment à une évolution de la structure des VPE. Ceci est à mettre en relation avec la mise en place des flux latéraux en direction du drain.

Chapitre IV – Structure de l’horizon E&Bt



Ce chapitre présente les travaux permettant de décrire l’organisation tridimensionnelle des VPE dans l’horizon E&Bt. Ce chapitre est constitué de deux volets.

Le premier volet traite de la caractérisation de la structure de l’horizon à l’aide d’une méthode géophysique basée sur la mesure de la résistivité électrique. Ce volet est rédigé sous forme d’une publication présentant toutes les données mesurées sur le terrain. C’est une version étoffée d’**un article scientifique destiné à la revue Journal of Applied Geophysics**, article qui sera présenté dans une forme plus concise.

La deuxième partie de ce volet donne quelques éléments complémentaires sur la structure de l’horizon.

IV.1. The three-dimensional structure of a highly heterogeneous soil horizon from 2-D and 3-D Electrical Resistivity Imaging surveys

Authors: A. Frison, I. Cousin, Bourennane H., Guérin R. and Richard, G.

IV.1.1. Introduction

The pressures on natural resources have been increasing for the past few decades. Growing populations have raised demands for water supply while some environmental problems like water pollution induce a rising need to preserve natural resources. The soil still stays the natural filter of water transfer to the groundwater. Its structure influences water storage and transfer properties or gas diffusivity, which induce major consequences on both environment and agronomy. Knowing the soil structure is thus essential to predict the soil hydraulic functioning. In Soil Science, the soil horizon is considered as the elementary support in soil description (Jamagne & King, 2003; Bockheim et al., 2005) or in the modelling of water transfer properties as in some soil databases, e.g. UNSODA (Nemes et al., 2001) and HYPRES (Wösten et al., 1999).

The structure of a soil horizon (n scale) is defined by the arrangement of Elementary Pedological Volumes ((n-1) scale), EPV, according to the WRB (1998). If they are different volumes, the horizon is heterogeneous. Heterogeneous horizons are very common in the nature like ploughed horizons (Richard et al., 2001), stony horizons (Cousin et al., 2003), or horizons with leaching vertical tongues (Diab et al., 1988; Frison et al., 2008).

The structure characterization must be made in the three-dimensions to describe the hydraulic functioning of the soil. Several methods already exist to characterise the structure of such heterogeneous horizons. They are based on the visual description of a soil profile in a ploughed horizon, on characterisation of the water infiltration or on measurements of soil properties such as bulk density, porosity and penetration resistance. Nevertheless, these methods do not allow the 3-D geometrical description of the horizon.

Serial Sections (SS), X-Ray Tomography (XRT) and Electrical Resistivity Imaging (ERI) are three techniques that enable a 3-D description. Serial Sections method consists of taking photographs of successive thin 2-D slices in an impregnated (e.g. with dye tracer – Trojan & Linden, 1998; Forrer et al., 2000) or not (Pereira & FitzPatrick, 1998) soil volume. The images are then superimposed to reproduce the soil volume in 3-D (Cousin et al., 1996).

This method can be applied at several scales, from a resolution of few hundred of micrometers (Cousin et al., 1996), to a resolution of about one centimetre in the field (Vogel et al., 2002). X-Ray Tomography enables to characterize the soil structure on large undisturbed samples of few cubic-decimetres. As the SS method, XRT method is often used to obtain topological information and description of the porous network of the studied sample. SS and XRT methods are usually laboratory techniques and require sampling. Moreover, to describe the soil hydraulic functioning, which evolves in time, it can be necessary to study the structure of the horizon at different dates without destroying the soil. Therefore, it is necessary to use non-destructive techniques like geophysical methods. Among them, the ERI technique is of primary interest to get a three-dimensional representation of the subsurface (Dahlin, 2001).

Electrical resistivity depends of several soil parameters like the salinity, the water content, the temperature, the particle-size distribution, the mineralogy, and the porosity (Friedman, 2005). At the horizon scale, ERI has been used in 2-D surveys to describe bulk density changes (Abu-Hassanein et al., 1996; Besson et al., 2004), or stony inclusions (Rey et al., 2006).

As far as the data acquisition in the field and the data interpretation are concerned, the implementation of a full three-dimensional ERI survey is a very tedious and time-consuming procedure (Papadopoulos et al., 2007). Consequently, the most practical geophysical prospecting consists in collecting parallel 2-D lines (Chambers, 2001). Few researchers have obtained 3-D ERI using sets of orthogonal ERI lines in the aim for the prospecting of archaeological sites (Papadopoulos et al., 2007; Drahor et al., 2007), polluted sites (Bentley & Gharibi, 2004; Chambers et al., 2006), or for the monitoring of the soil water content in the field (Zhou et al., 2001). Three-dimensional arrays have been used to detect soil cracks (Samouëlian et al., 2004) or to describe the electrical structure of the ploughed heterogeneous horizon (Séger et al., 2008). Séger et al. (2008) have mixed 2-D and 3-D electrical resistivity measurements to, then, realize 3-D data inversions. It seems to be a practical method for implementing field operations and data interpretation in electrical resistivity surveys (Bentley & Gharibi, 2004).

In this paper, we have used the 2-D and 3-D ERI techniques at a centimetre resolution in a highly heterogeneous horizon. We have realized electrical resistivity measurements on parallel 2-D lines and we have added orthogonal 2-D lines and 3-D measurements to determine different 3-D electrical structures which were analysed and compared to

photographs of serial sections describing the organisation of the elementary pedological volumes in the field. Finally, the aim of this work was to determine the 3-D structure of the heterogeneous horizon on a surface area close to one square meter with the use of ERI techniques.

IV.1.2. Materials and Methods

IV.1.2.a. Soil descriptions

The studied soil is located on the crest of the Yonne plateau, France, in a cultivated field. The studied soil is an Albeluvisol (WRB, 1998) developed in Quaternary loam of Aeolian origin deposited over an Eocene clay layer. It comprises three horizons (Figure IV-1):

- from 0 to 0.35 m: a silty, brown to grey, ploughed A horizon until 0.35 m in depth. It has a granular structure which becomes more massive after 0.3 m depth.
- from 0.35 to 0.60 m: a transitional E&Bt horizon. It has a polyhedral structure characterized by the juxtaposition of different sub-units (Frison et al., 2008), from the upper and the lower horizons: white-grey (10YR8/2 to 10YR7/1) to pale-brown (10YR7/4) volumes, called “white Elementary Pedological Volumes” (EPVs) hereafter; ochre (10YR5/6 with 10YR5/8) volumes, called “ochre EPVs” hereafter (Figure IV-1). In the middle of the ochre volumes, black concretions and inclusions were observed.
- from 0.60 to 0.1 m: a Bt horizon that exhibits tongues of the white EPVs (equivalent to those of the E&Bt horizon) developed in the ochre matrix. The structure of this horizon was more prismatic than the one in the E&Bt horizon.

The measurements were made from 0.35 m to 0.55 m of depth in the E&Bt horizon that exhibited the maximum heterogeneity in structure (Diab et al., 1988; Montagne et al., 2007 & 2008; Frison et al., 2008).

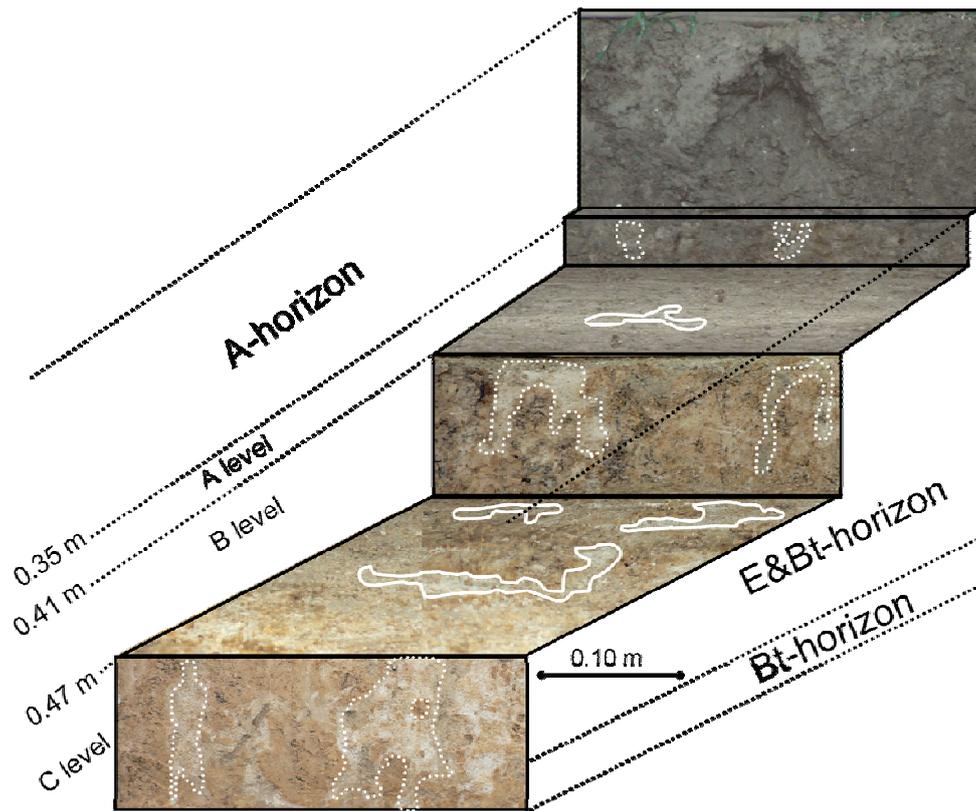


Figure IV-1: Cross-section of the upper part of the soil profile shown in a stairs form. The underlined white zones correspond to some white EPVs (in dotted lines when the white EPVs are seen in the vertical section).

Ochre EPVs were juxtaposed to the white ones

IV.1.2.b. Measurements descriptions

IV.1.2.b.i. Soil data

Several EPVs (15 - 30 cm³) were collected in the field in the E&Bt horizon by gently separating by hand the E&Bt horizon according to the colours. They were sampled at two depths comprised between 0.35 – 0.45 m and 0.45 – 0.55 m. They were stored at field water content at 4 °C in hermetic boxes before the measurements. The water content was measured for each EPV on about six replicates. The bulk density was determined as well by the kerosene method (Blake & Hartge, 1986) on about ten replicates. The clay content of each EPV was determined on a blending of ten EPV by the Robison's pipette method after dispersion in water by ultrasounds and addition of NaPO₃ + Na₂CO₃, according to the French normalised protocol X 31-107.

The temperature was recorded in the E&Bt horizon all along the experiments by probes.

IV.1.2.b.ii. Protocol experiment

Before the electrical measurements, the ploughed horizon was removed to obtain a regular and planar x-y surface of about one square meter at the upper surface of the E&Bt horizon. This x-y plane was called “A level” and was located at the position $z = 0.35$ m in depth (Figure IV-1). Numerical photographs were recorded and electrical measurements were first realised on this A level. After these measurements, a 0.06 m layer of soil was removed by successive y-z cross sections to obtain a second x-y surface: it corresponded to the B level at $z = 0.41$ m in depth (Figure IV-1). A second sequence of electrical measurements and photographs on this B level was made. The same procedure was repeated to get a third x-y surface corresponding to the C level at z coordinate of 0.47 m in depth (Figure IV-1).

In the following, all measurements will be spatially referenced from the upper part of the A level.

IV.1.2.b.iii. Measurements of the apparent electrical resistivity

The equipment used for the electrical resistivity measurements were: i) a programmable multi-electrode system connected to brass electrodes of 2 mm diameter positioned on supports and inserted ca 2 mm in the soil ; and ii) a resistivity meter (Syscal R1 Plus, IRIS Instruments).

➤ 2-D measurements

Two-dimensional surveys were realised and resulted in vertical pseudo-sections of apparent resistivity measurements. The Wenner-Alpha array (Figure IV-2a) configuration was used because it is relatively sensitive to vertical changes and it has the best signal to noise ratio. It can then be used in areas with high background noise (Loke, 2001; Dahlin & Zhou, 2004; Samouëlian et al., 2005), as it is the case in the E&Bt horizon studied here.

On the A level, seven Wenner profiles, called “W32” hereafter, were realised in the x direction with 32 electrodes spaced 0.03 m apart (Figure IV-2c). These Wenner profiles were 0.09 m spaced apart (Figure IV-2c) and were called W32-A1, W32-A2... and W32-A7. The coordinates of their first electrode corresponded respectively to the positions (0, 0, 0), (0, 0.09, 0)... and (0, 0.54, 0) (Figure IV-2c). The recording of the apparent electrical resistivity measurements for one W32 array lasted 30 minutes. It resulted in 129 measurements on six

pseudo-depths corresponding to an increase between the electrodes. The six pseudo-depths contained from 29 to 14 measurements of apparent electrical resistivity each, say more than hundred measurements as a whole.

The same procedure of measurements with the W32 array was repeated on the B level (called W32-B1... hereafter), and the C level (called W32-C1... hereafter). The x and y coordinates of each W32 array did not change and the z coordinate was equal to 0.06 m for the B level and 0.12 m for the C level.

For the A level, four Wenner profiles, called “W16” hereafter, were realised in the y direction with 16 electrodes spaced 0.03 m apart (Figure IV-c). These Wenner profiles were called W16-A1, W16-A2..., and W16-A4. The coordinates of its first electrode corresponded respectively to the positions (0.01, 0.09, 0), (0.26, 0.09, 0), (0.71, 0.09, 0), (0.92, 0.09, 0) (Figure 2). Seven W16 profiles were realised on the C level as well and were called W16-C1, W16-C2... , W16-C7 and the coordinates its first electrode corresponded to the positions (0, 0, 0.12), (0.25, 0, 0.12), (0.34, 0, 0.12), (0.43, 0, 0.12), (0.52, 0, 0.12), (0.61, 0, 0.12), (0.70, 0, 0.12). Each experiment on one W16 array resulted in 34 measurements distributed on four pseudo-depths. Each pseudo depth contained from 13 to 4 measurements of apparent electrical resistivity.

➤ 3-D measurements

At the A and C levels, a 3-D survey was realised by using a square array configuration with 32 electrodes (Figure IV-2b). Four electrodes, arranged in a square with borders parallel to the Ox and Oy axes, were used for one measurement of the apparent electrical resistivity; the latter was measured along two orientations, parallel to the Ox axis or parallel to the Oy axis, to take into account the anisotropy of the soil (Samouëlian et al., 2004) (Figure IV-2b). The electrode spacing was equal to 0.09 m. Each experiment in one direction resulted in 30 measurements distributed on two pseudo-depths.

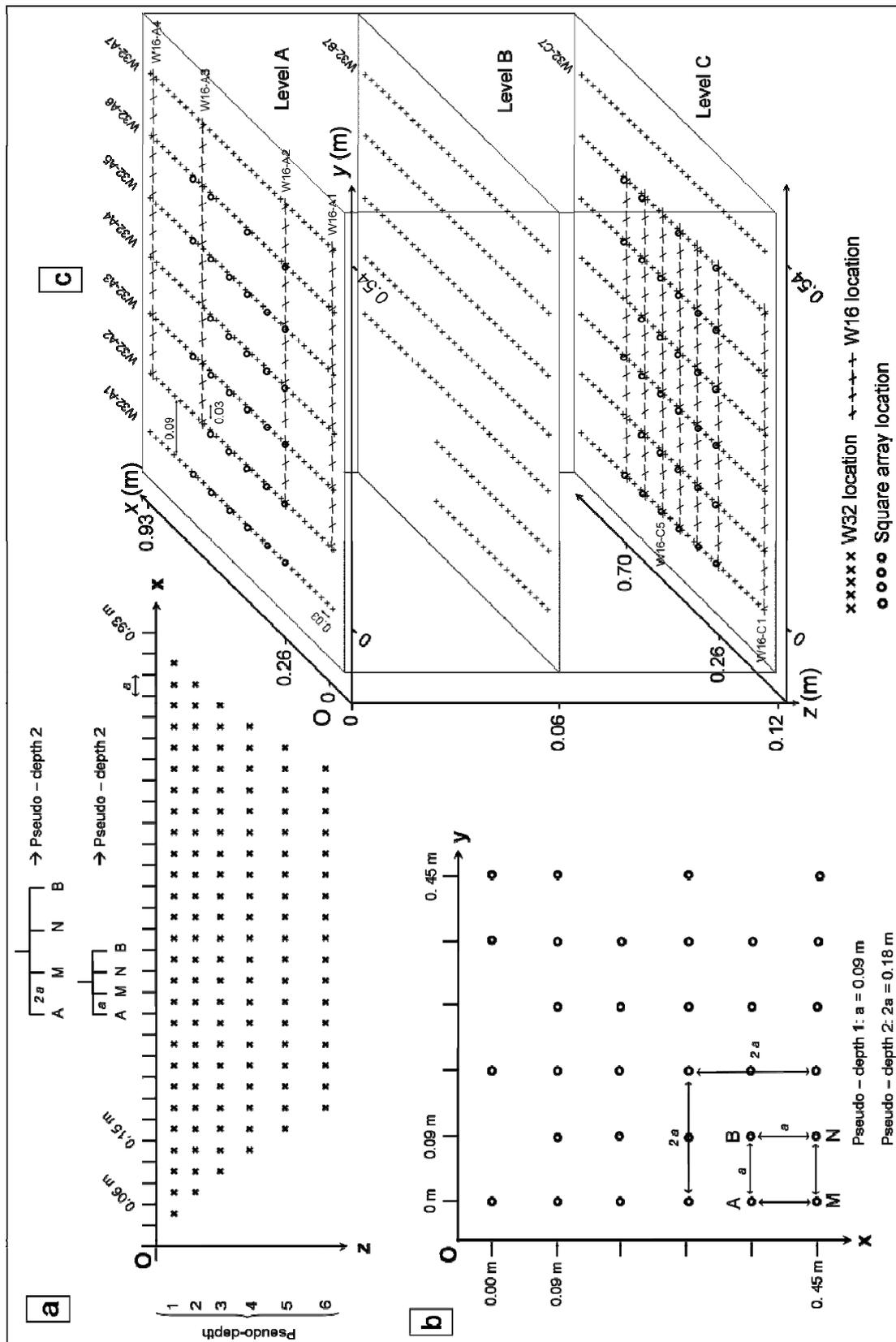


Figure IV-2: Design of the experiment. -a- Wenner-Alpha array configuration. -b- Square array configuration. -c- Location of the Wenner-Alpha arrays with 32 and 16 electrodes and the square arrays, at each studied level

IV.1.2.b.iv. Interpretation of the electrical resistivity measurements

➤ Inversion procedure

To get quantitative information on the resistivity distribution at the real depth of investigation, the apparent resistivity measurements were interpreted by using the RES2DINV software for the 2-D arrays and RES3DINV software for the 3-D arrays (Geotomo Software, Malaysia). Both these softwares are based on the Loke & Barker (1996) inversion procedure. We have run the inversion with the default parameters except the following ones:

- We have chosen a damping factor so that the vertical flatness filter was the double of the horizontal flatness filter, to help in detecting the vertical structures of the E&Bt horizon.
- We have used a model with narrower cells (“model refinement”) which is recommended when there are large resistivity variations near the surface.

The accuracy of the inversion procedure was discussed from the Root Mean Square Error (RMSE), calculated between the measured apparent resistivity and the estimated apparent resistivity.

The inversion of the apparent electrical resistivity measurements was conducted in three ways corresponding to the three types of data obtained.

Firstly, the three W32 profiles on the three levels at a given y-coordinate (e.g. W32-A1, W32-B1, and W32-C1) were interpreted together in the following way: the apparent resistivity measurements of the W32-CX (X was comprised between 1 and 7) profile were firstly inverted with RES2DINV. The interpreted resistivity data of W32-CX profile were fixed and joined to the apparent electrical resistivity measurements of the W32-BX profile, to constraint the inversion of the W32-BX profile. The same inversion procedure was run again for the W32-AX profile, where interpreted resistivity of the W32-BX profile were fixed and joined to the apparent electrical resistivity measurements of the W32-AX profile. We ended with seven 2-D slices of interpreted resistivity at the y coordinates equal to 0, 0.09, 0.18, 0.27, 0.36, 0.45, and 0.54 m with a good resolution in the XZ direction (0.93 m long * 0.20 m depth). They were called 2DXZ-1..., and 2DXZ-7 and the inversion procedure is called the first inversion procedure.

Secondly, for each level, the apparent resistivity measurements of the W32 and W16 profiles were georeferenced and concatenated together. This created three datasets and each

one was then inverted with the RES3DINV model. The total 3-D interpreted resistivity dataset was built in the following way: from $z = 0$ to $z = 0.06$ m, the interpreted values of the A level were taken into account; from $z = 0.06$ to $z = 0.12$, the interpreted values of the B level were taken into account; from $z = 0.12$ to $z = 0.20$, the interpreted values of the C level were taken into account. Unfortunately, the 3-D inversion software did not allow to constraint the measurements between two successive levels because of the numerous argument in the inversion procedure. This dataset was called 2DXYZ data and the inversion procedure is called the second inversion procedure.

Thirdly, for each level, a complete dataset of georeferenced apparent resistivity measurements was build. It comprised the measurements with the W32, W16 and square arrays configurations. Each dataset was then inverted with the RES3DINV model and the total 3-D interpreted data was built in the same way as for the preceding procedure. This dataset was called 2D3DXYZ data and the inversion procedure is called the third inversion procedure.

➤ 3-D Kriging

From a methodological point of view, 3-D modelling of properties involves the same workflow than 2-D modelling: i) variography analysis, and ii) estimation. Two tasks should be achieved in the variography analysis: i) the calculation of experimental variograms in different directions of the space, and ii) the fitting of a 3-D variogram model that will match the different directional variograms. Thus, the main difference between the 3-D and 2-D kriging is the way anisotropy is treated. As is the case with 2-D kriging, the first step in modelling anisotropy is to detect anisotropy using experimental variograms. Anisotropy can be modelled in up to three orthogonal directions. A series of orthogonal variograms are generated at different orientations until the three experimental variograms corresponding to the three principal axes of anisotropy are found. The combination which gives the greatest difference in range for the three experimental variograms corresponds to the principal axes. The axis with the largest range is the major principal axis. Once anisotropy has been detected using the experimental variograms, anisotropy can be modelled with the model variogram using either the directional variogram method or the anisotropy factor method. For further information on modelling anisotropy in 3-D, the user could refer to Deutsch and Journel (1998). Thus, using the fitted variogram functions and the kriging equation system, the target variable is interpolated over the whole study area.

Finally, each interpreted resistivity dataset (the 2-D slices called 2DXZ-1 to 2DXZ-7; 2DXYZ; 2D3DXYZ) of the three inversion procedures was interpolated with a 3-D kriging routine to obtain three blocks 3-D view of resistivity. The blocks were named R_block1 to R_block3 and corresponded to the blocks obtained by the first to the third inversion. The dimensions of the blocks were equal to 0.93 m in the x-direction, 0.54 m in the y-direction and 0.20 m in the z-direction. The elementary unit (voxel) of these three blocks was equal to 0.005 m³.

IV.1.2.b.v. Comparison of the electrical resistivity measurements with photographs of the surface of each level

Numerical colour photographs of the surface of the three A, B and C levels were taken, at a distance of 1.5 m from the soil surface. On the C level, x-z numerical photographs were taken also, at the same positions as the W16 profiles. All the pictures were first ortho-rectified in the same (O, x, y, z) coordinates as the electrical resistivity data, so that they can be compared with these electrical resistivity measurements. On each photograph made on the y-z cross sections at the coordinate of the W16-CX profiles, the ochre and white volumes were separated by a visual analysis.

➤ Geostatistical filtering

The numerical photographs were compared to the electrical resistivity measurements by variographic analyses. Variographic analyses were made i) on the three colour channels of the numerical photographs taken at the surface of each level, and ii) on interpreted resistivity 2-D planes extracted from the R_block1 to the R_block3 at 0, 0.06 and 0.12 meter in depth, i.e. corresponding to the surface of each level.

From each variogram, the local and regional components were identified and used to create new images, corresponding to each spatial component except the nugget. The original images, the images of the local component and the images of the regional component of each colour channel of the numerical picture and of the interpreted electrical resistivity were compared.

IV.1.3. Results

IV.1.3.a. Soil Data

Table IV-1 presents the measurements of soil data during the experiment. The bulk density of the white EPVs was slightly lower than the bulk density of the ochre EPVs. The water content in the white EPV was slightly higher than in the ochre ones, but, in both cases, it was not dependent on the position in the profile. The clay content was higher in the ochre EPV and increased with depth (Table IV-1).

The temperature was constant during the electrical resistivity measurements and was about 9°C.

Table IV-1: Soil data for the white and the ochre EPV. The standard deviation of measurements is in brackets

Depth	Bulk density (g cm ⁻³)	Clay content (g kg ⁻¹)	Field water content (g g ⁻¹)
35 – 45	1.61 ^w (0.06) / 1.63 ^o (0.02)	182 ^w / 248 ^o	0.211 ^w (0.01) / 0.206 ^o (0.01)
45 – 55	1.59 (0.02) / 1.65 (0.03)	213 / 322	0.209 (0.01) / 0.205 (0.01)

^w: White EPV

^o: Ochre EPV

IV.1.3.b. Apparent resistivity measurements

IV.1.3.b.i. Descriptive statistics

For each level, the mean, median, standard deviation and maximum value decreased when the pseudo-depth increased while the minimum value remained stable (Table IV-2). Whatever the pseudo-depth, the mean value was not significantly different to the median value. For each pseudo-depth, all the statistical parameters presented in the Table IV-2 decreased from the A level to the C one except for the standard deviation of the B level.

Table IV-2: Descriptive statistics of apparent resistivity measurements of the W32 profiles for the three levels.

The n column corresponds to the number of measurements

	Number of the pseudo-depth	n	Mean	Median	St. D.	Minimum	Maximum
			(ohm m)				
A level	1	203	44	44	7	27	68
	2	182	40	40	4	31	51
	3	161	36	37	3	30	44
	4	140	34	34	3	29	40
	5	119	32	32	2	27	36
	6	98	30	30	2	26	33
	All included	903	37	36	7		
	Number of the pseudo-depth	n	Mean	Median	St. D.	Minimum	Maximum
			(ohm m)				
B level	1	159	33	32	5	23	43
	2	148	31	30	3	23	38
	3	132	29	29	3	21	36
	4	116	27	27	2	19	33
	5	98	26	26	2	22	31
	6	84	25	25	2	22	30
	All included	737	29	28	4		
	Number of the pseudo-depth	n	Mean	Median	St. D.	Minimum	Maximum
			(ohm m)				
C level	1	203	29	28	5	18	45
	2	182	27	27	4	20	39
	3	161	26	26	3	21	34
	4	140	25	24	2	21	32
	5	119	24	24	2	20	31
	6	98	23	23	2	19	29
	All included	903	26	25	4		

These statistical parameters were calculated for the W16 profiles as well (Table IV-3). They were of the same order of magnitude as the ones for the W32 (Tables IV-2 and IV-3).

The apparent resistivity measurements of the square array configuration were obtained on the A and C levels with two orientations of measurements (Table IV-4). For each level, the mean value, standard deviation, minimum value and maximum value decreased with depth. For the two pseudo-depths, the mean value was higher in the y direction than in the x direction but the difference in mean for the second pseudo-depth was not significant. The standard deviations were higher in the Oy direction for the first pseudo-depth, while they were higher in the Ox direction for the second pseudo-depth (Table IV-4).

Table IV-3: Descriptive statistics of apparent resistivity measurements of the W16 profiles. The n column corresponds to the number of measurements

	Number of the pseudo-depth	n	Mean	<i>Median</i>	<i>St. D.</i>	Minimum	Maximum
			(ohm m)				
A level	1	52	43	42	7	30	59
	2	40	39	39	6	30	53
	3	28	36	36	4	31	44
	4	16	34	34	2	31	37
	5	4	31	31	1	29	32
	All included	140	39	37	7		
	Number of the pseudo-depth	n	Mean	<i>Median</i>	<i>St. D.</i>	Minimum	Maximum
			(ohm m)				
C level	1	91	28	27	6	19	46
	2	70	27	26	4	21	39
	3	49	26	26	3	21	33
	4	28	25	24	3	20	31
	5	7	24	22	3	20	28
	All included	245	27	26	5		

Table IV-4: Descriptive statistics of apparent resistivity measurements of the square arrays. The n column corresponds to the number of measurements

Number of the pseudo-depth	n	Mean	St. D.	Minimum	Maximum	
						(ohm m)
A level	1	17 ^y / 17 ^x	39^y / 33^x	6 ^y / 5 ^x	32 ^y / 24 ^x	52 ^y / 43 ^x
	2	13 / 13	31 / 30	3 / 4	26 / 21	33 / 38
Number of the pseudo-depth	n	Mean	St. D.	Minimum	Maximum	
						(ohm m)
C level	1	17 / 17	27 / 25	6 / 4	21 / 18	43 / 35
	2	13 / 13	24 / 23	2 / 4	22 / 19	28 / 30

^y Measurements in the Oy direction

^x Measurements in the Ox direction

IV.1.3.b.ii. Spatial analyses

Figure IV-3 presents the spatial distribution of the apparent resistivity data at the first pseudo-depth of the three levels. We can see local zones where the apparent resistivity data were higher (for example for zones located around the position $x = 0.30$ m and $y = 0.30$ m), whatever the level (Figure IV-3). The contrast between the highest and the lowest apparent resistivity decreased from the A level to the C one, as previously demonstrated by the statistical analyses (Tables IV-2 to IV-4).

Figure IV-4 presents the variance of the apparent resistivity data in the x and y directions. The higher variances were observed on the A level and in the y direction (Figure IV-4). For the A level, the higher variances were located between positions $x = 0.20$ and $x = 0.35$ m and between positions $x = 0.50$ and $x = 0.60$ m. For the C level, the higher variances were located between positions $x = 0.25$ and $x = 0.40$ m.

The apparent resistivity measured with the W32 profiles (resp. W16) were presented on the figure IV-5 (resp. figure IV-6). As already discussed with the descriptive statistics, we can see that the resistivity generally decreased from the A level to the C level. On the A level, the apparent resistivity decreased significantly with depth. Moreover, for the W32-A3 to the W32-A5 profiles, the resistivity was higher for the positions $0.15 < x < 0.45$ m, and for the first to the fourth pseudo-depths. On the B and C levels, the general decrease with depth was less pronounced. Nevertheless, the resistivity was significantly higher for the positions $0.15 < x < 0.45$ m, at least for the W32-B3 to W32-B6 profiles and W32-C2 to W32-C5 profiles. The resolution in the W16 profiles was not sufficient so that such comments on the spatial distribution could be made.

The analyses of the 3-D apparent resistivity for the two pseudo-depths were presented on the Figure IV-7 for the A and C levels. The heterogeneity was high for the first pseudo-depth (inter-electrode spacing equal to 0.09 m) whatever the level and the direction of injection for the current, no simple spatial organisation could be discussed from these data.

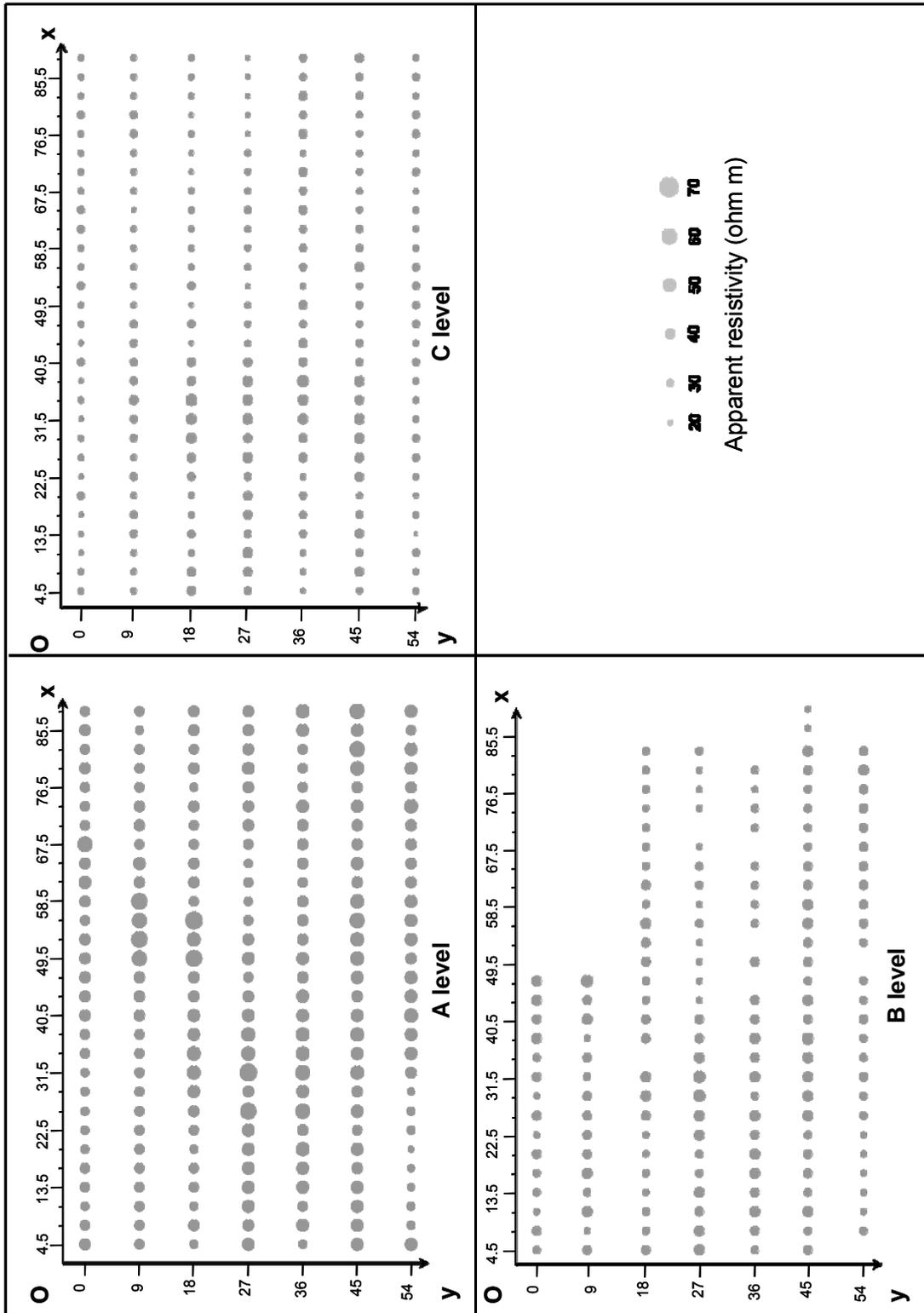


Figure IV-3: Spatial representation of the apparent resistivity data at the first pseudo-depth for each level

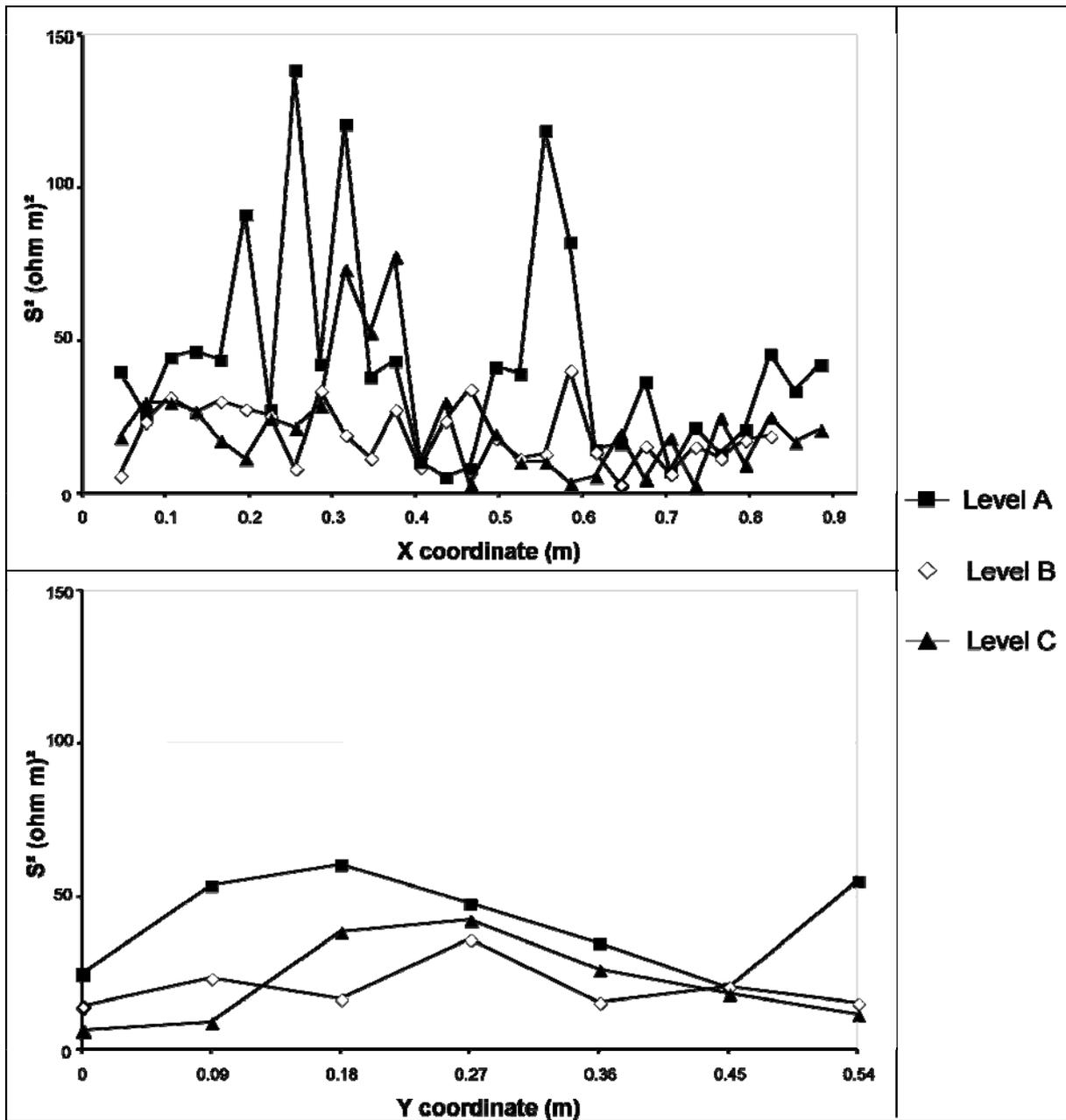


Figure IV-4: Variances of the apparent resistivity of the first pseudo-depth of each level in the x and y directions

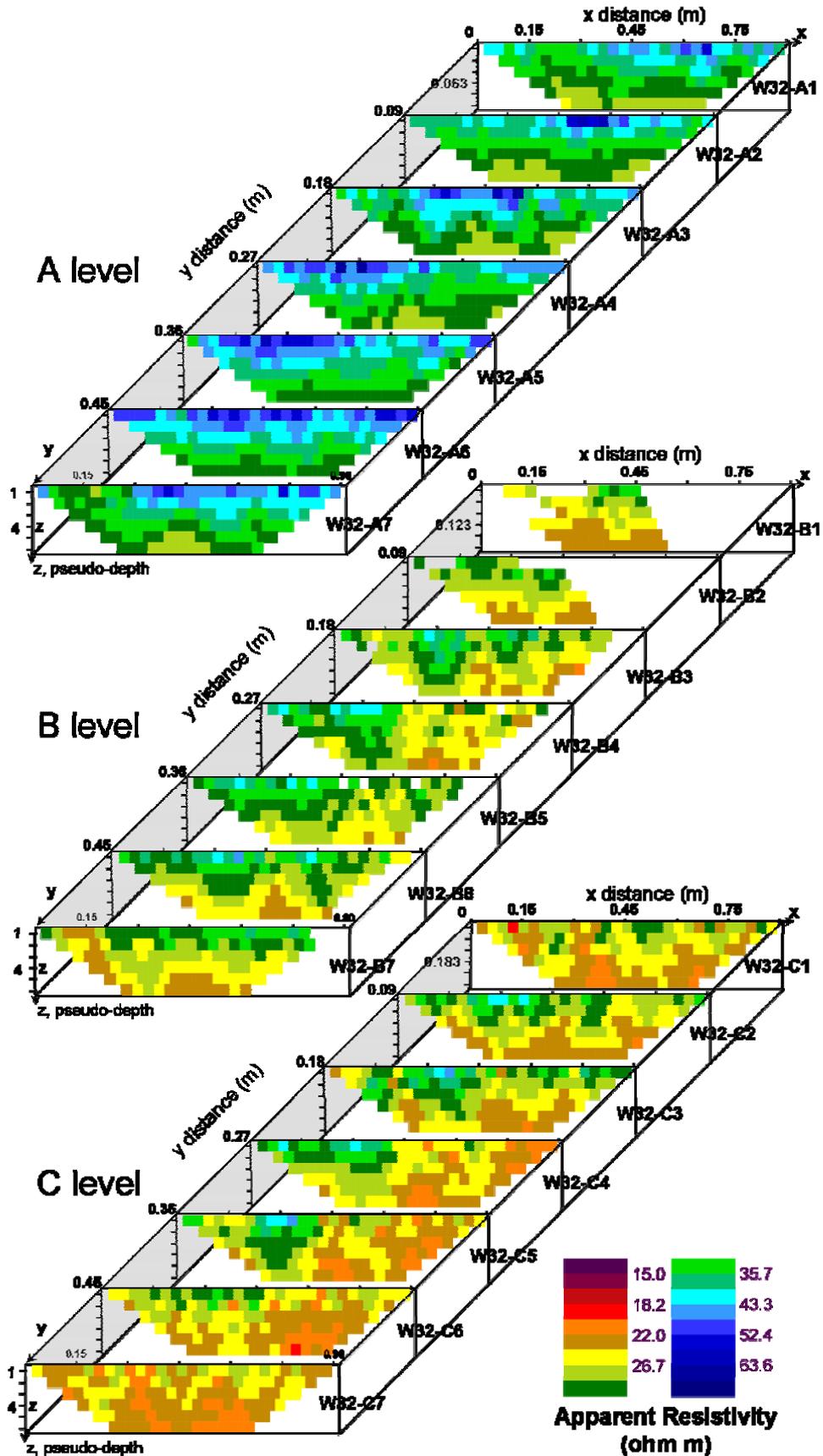


Figure IV-5: 2-D apparent electrical resistivity measurements of the W32 profiles on the three levels

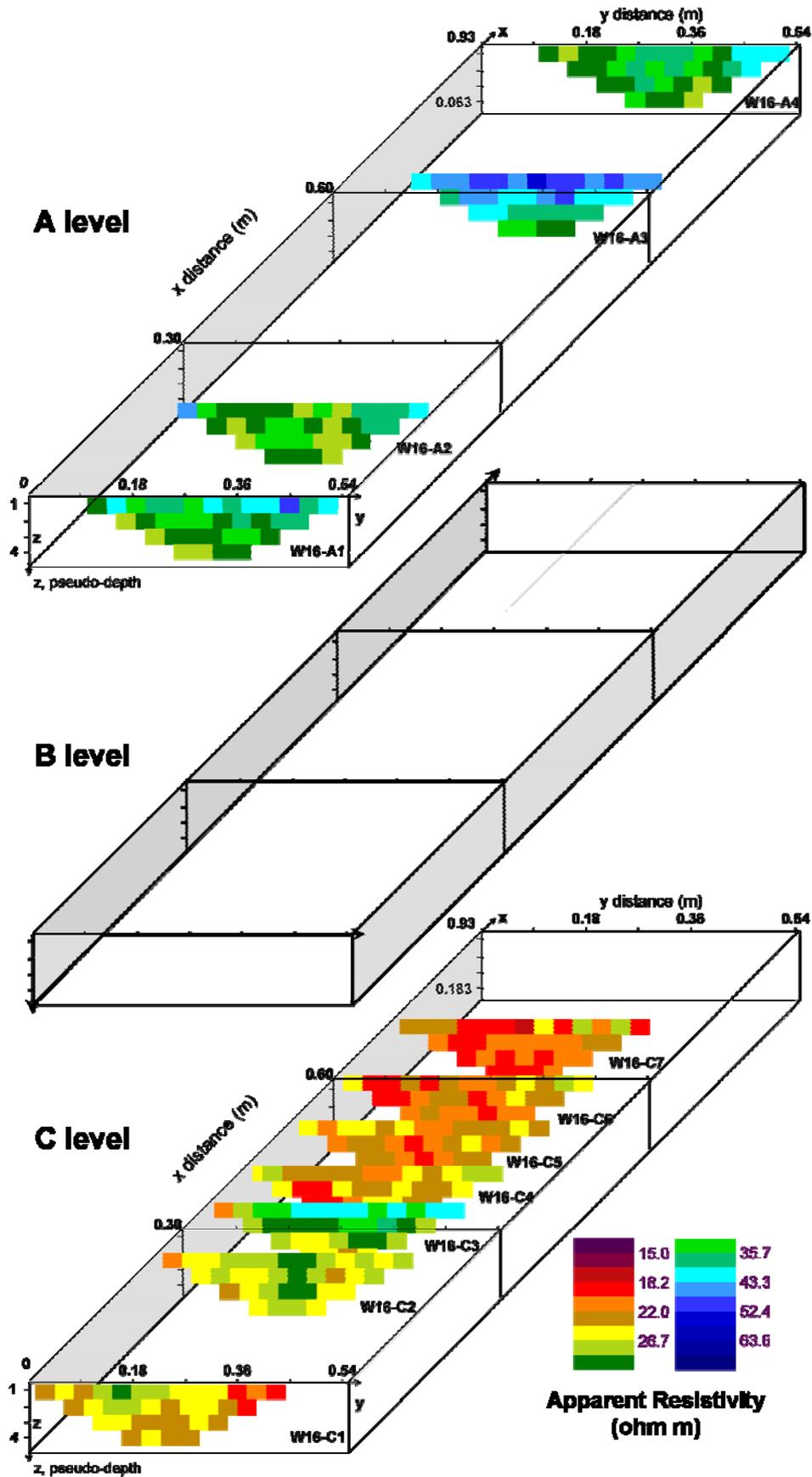


Figure IV-6: 2-D apparent electrical resistivity measurements of the W16 profiles on the three levels

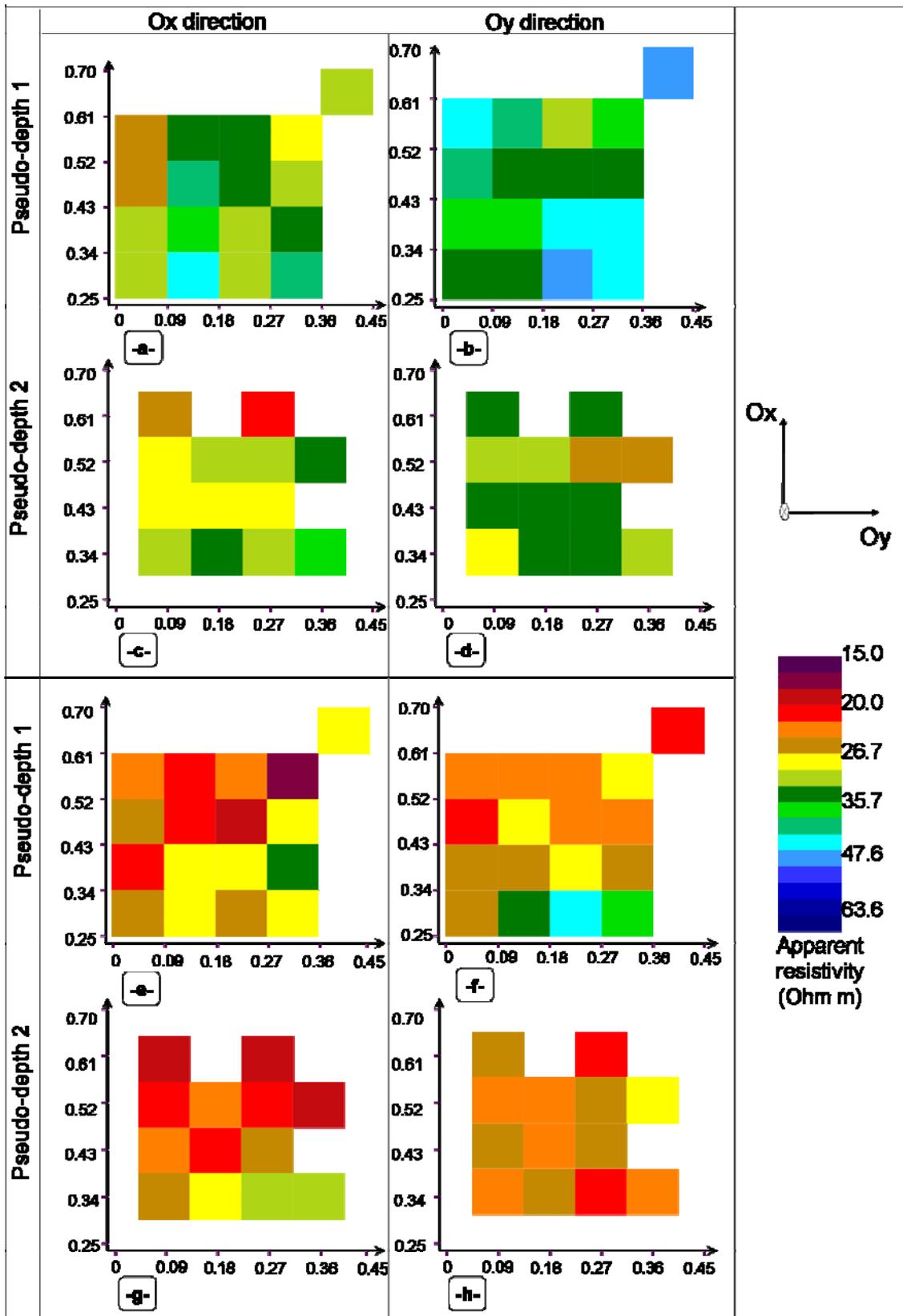


Figure IV-7: 3-D apparent electrical resistivity measurements on the A level (-a-, -b-, -c-, -d-) and on the C level (-e-, -f-, -g-, -h-). Each map represents the apparent electrical resistivity data at a given pseudo-depth, in

the (Ox, Oy) plane. The inter-electrode spacing is equal to 0.09 m for the maps (-a-, -b-, -e-, and -f-). The inter electrode spacing is equal to 0.18 m for the maps (-c-, -d-, -g-, and -h-). The graphs on the first column (-a-, -c-, -e-, -g-) present the apparent electrical resistivity data when the current is injected following the Ox direction. The graphs on the second column (-b-, -d-, -f-, -h-) present the apparent electrical resistivity data when the current is injected following the Oy direction

IV.1.3.c. Interpreted resistivity measurements

IV.1.3.c.i. 2-D interpreted electrical resistivity

2-D interpreted electrical resistivity profiles were calculated by using the first inversion procedure. The resistivity decreased with depth and was less heterogeneous with depth (Table IV-5).

The 2DXZ-1 to 2DXZ-7 interpreted resistivity profiles are shown in the Figure IV-8. The relative RMSE of each XZ slice was lower than 1 % at the fourth iteration. Whatever the 2-D profile, the general structure of the studied zone was the same: for depths lower than 0.08 ($0 < z < 0.08$ m), the resistivity was higher (about 60 ohm m) and quite constant along the x axis. For depths larger than 0.08 ($0.08 < z < 0.20$ m), the resistivity was lower (about 20 or 30 ohm m) and varied along the x axis. Some vertical structures of higher resistivity were observed, invaginated into structures of lower resistivity.

At the depths equal to 0.06 m and 0.12 m, discontinuities in resistivity parallel to the x-direction occur in some profiles, especially in the 2DXZ-3 and 2DXZ-4 profiles (Figure IV-8). They were due to the limits between data resulting from measurements at the A (respectively B) level and measurements at the B (respectively C) level.

The anisotropy in the x or the y direction was discussed by directional variograms of resistivity (not all the variograms were shown to simplify the figure) (Figure IV-9). The semi variance was higher for x positions close to 0. The variograms were similar in the x and y directions for depths between 0 and 0.036 m, which indicated that the distribution of the resistivity was isotrope. On the contrary, for larger depths, the distribution of the resistivity was anisotropic: for $0.036 < z < 0.084$ m, the variance was higher in the y direction. For $z > 0.084$ m, the variance in the x direction was the highest (Figure IV-9).

Table IV-5: Descriptive statistics of interpreted resistivity measurements obtained from the W32 profiles which were inverted on RES2DINV software. The n column corresponds to the number of measurements. The depth corresponds to the depth of the centre of the block of interpreted resistivity

Depth (m)	n	Mean (ohm m)	St. D.	Minimum	Maximum
0.0034	434	49	13	23	104
0.0105	434	48	12	24	102
0.0183	434	47	11	25	95
0.0268	434	45	9	27	81
0.0363	434	41	6	27	61
0.0466	434	38	5	27	55
0.0581	434	35	4	21	55
0.0706	434	34	7	7	57
0.0844	434	33	6	7	51
0.0996	434	30	5	9	44
0.116	434	28	4	14	39
0.135	434	28	6	17	50
0.155	434	27	5	17	49
0.177	434	24	5	15	54
0.202	434	22	4	10	49

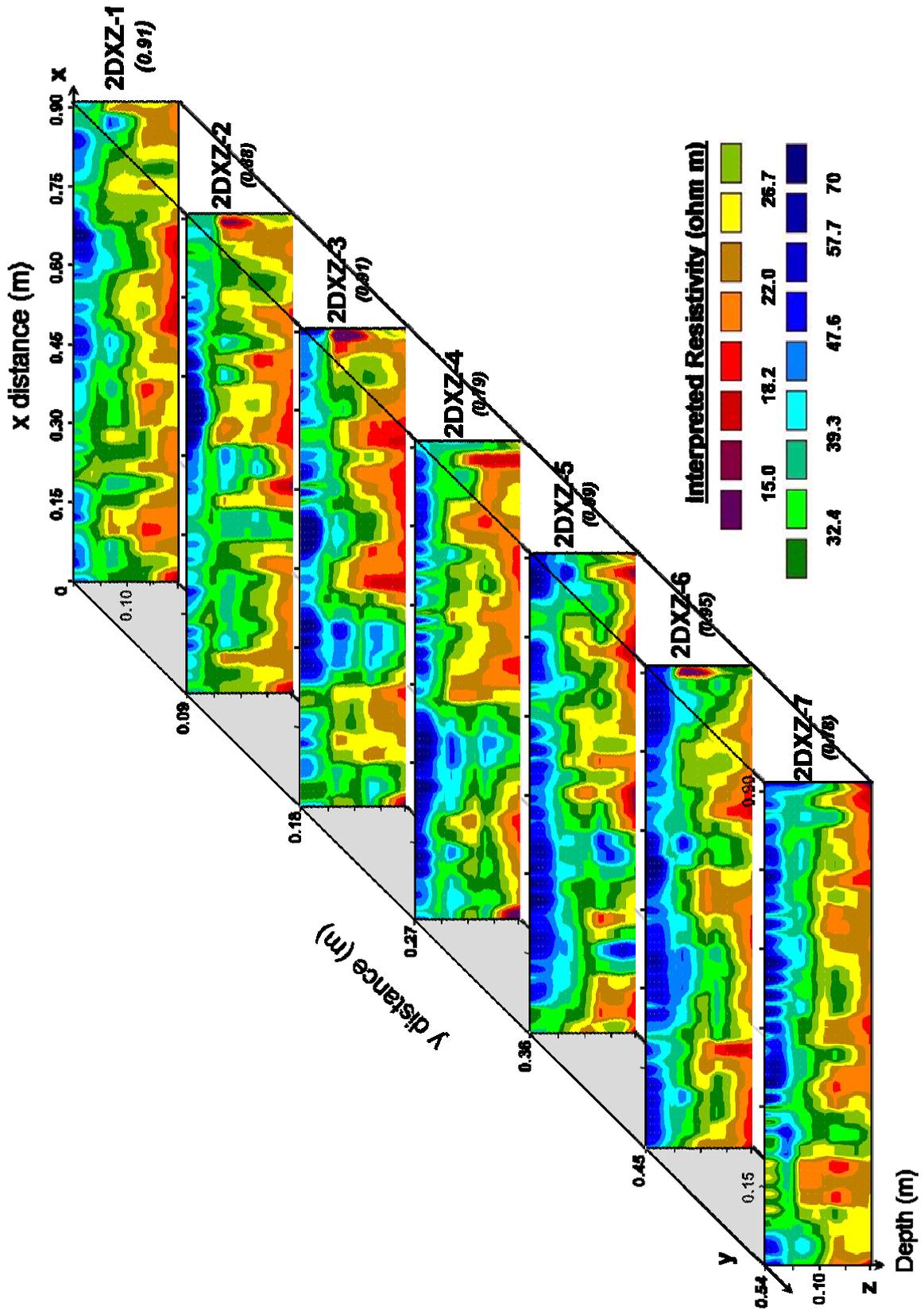


Figure IV-8: 2-D interpreted electrical resistivity on the (Ox, Oz) planes at different y coordinates obtained with the first inversion procedure. The values in brackets under the name of each profile represent the relative RMSE value of the fourth inversion iteration

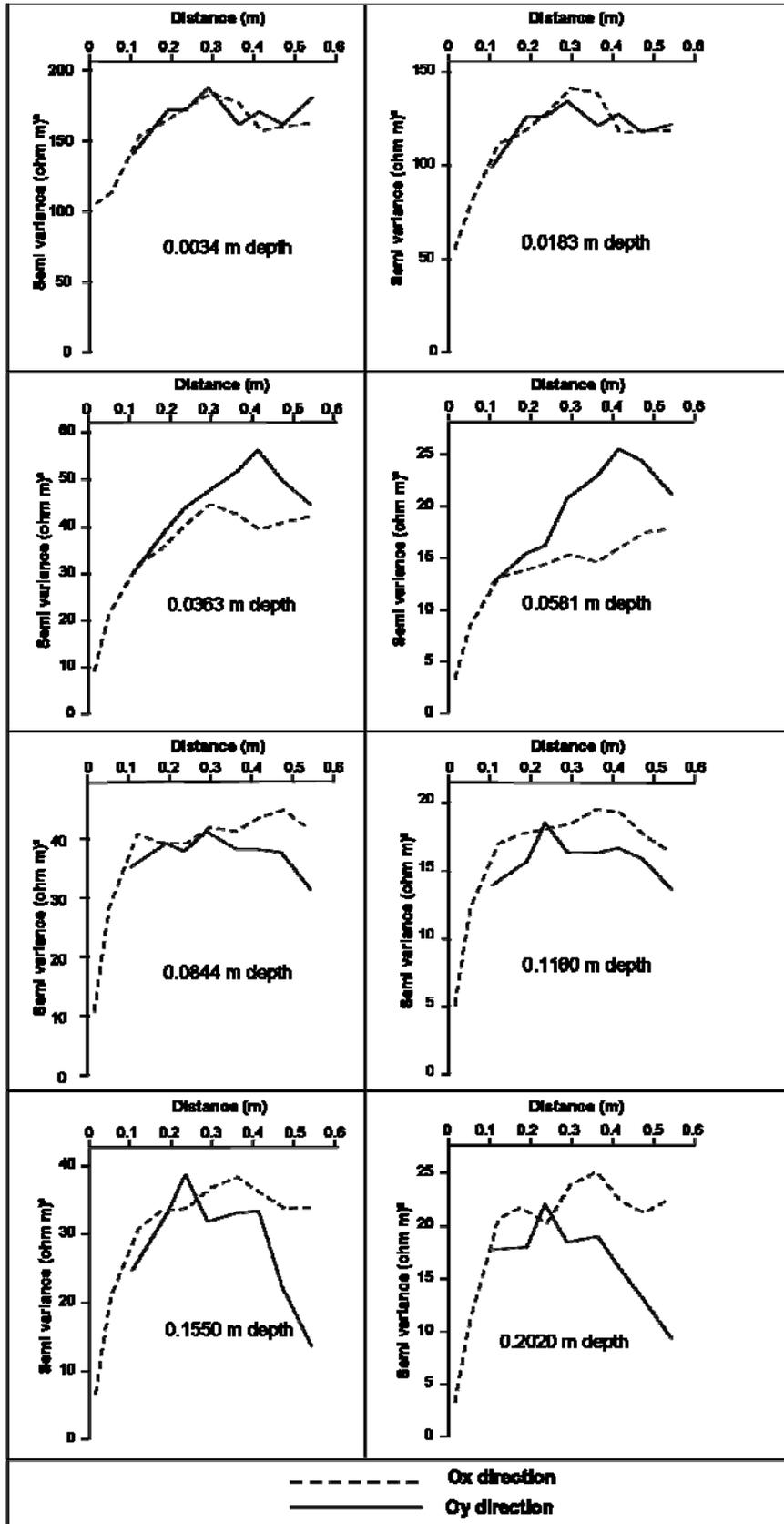


Figure IV-9: Representation of some experimental variograms of interpreted resistivity obtained with the first inversion procedure

IV.1.3.c.ii. 3-D interpreted electrical resistivity

Two 3-D interpreted electrical resistivity datasets were calculated on each level by the second and third inversion procedures (Figure IV-10). The relative RMSE at the sixth iteration for the second (resp. for the third) inversion procedure was higher than the relative RMSE obtained from the first (resp. the second) inversion procedure. The descriptive statistics of the interpreted resistivity measurements were presented in the tables IV-6 and IV-7. The resistivity decreased with depth; it was highly variable in the first layer of each level. Whatever the depth and the inversion procedure, the spatial distribution of electrical resistivity in each x-y plane was similar: the resistivity was higher for $x < 0.54$ m. A large volume of high resistivity was observed at the positions $0.20 < x < 0.40$ m and $0.09 < y < 0.45$ m. Smaller zones with a high resistivity were located at the location ($x = 0.45$, $y = 0.09$), ($x = 0.09$, $y = 0.36$), ($x = 0.60$, $y = 0.45$) and ($x = 0.81$, $y = 0.40$). The resolution of the contours were better defined for the third inversion procedure, when the square arrays were taken into account for the inversion

The figure IV-11 presents the comparison of x-y planes at a given depth, for two successive levels. From a visual analysis, the general spatial distribution of the electrical resistivity was the same at a given depth (i.e. between the fourth layer of the A level and the first layer of the B level), whereas, as expected, the first layer exhibited exhaustive measurements.

IV.1.3.d. Statistical comparisons of the different inversion procedures

The three blocks obtained by a 3-D kriging routine from the resistivity measurements of the three inversions procedures are showed on the figure IV-12 with their comparison on diagrams. The distribution of the resistivity measurements was the same in the three blocks and only small differences were observed. The correlation coefficient was lower when the R_block1 was compared to another block. The resistivity of the R_block1 was usually larger than the resistivity of the R_block2 and the R_block3. The difference in resistivity between the R_block1 and the others could reach about 30 ohm m.

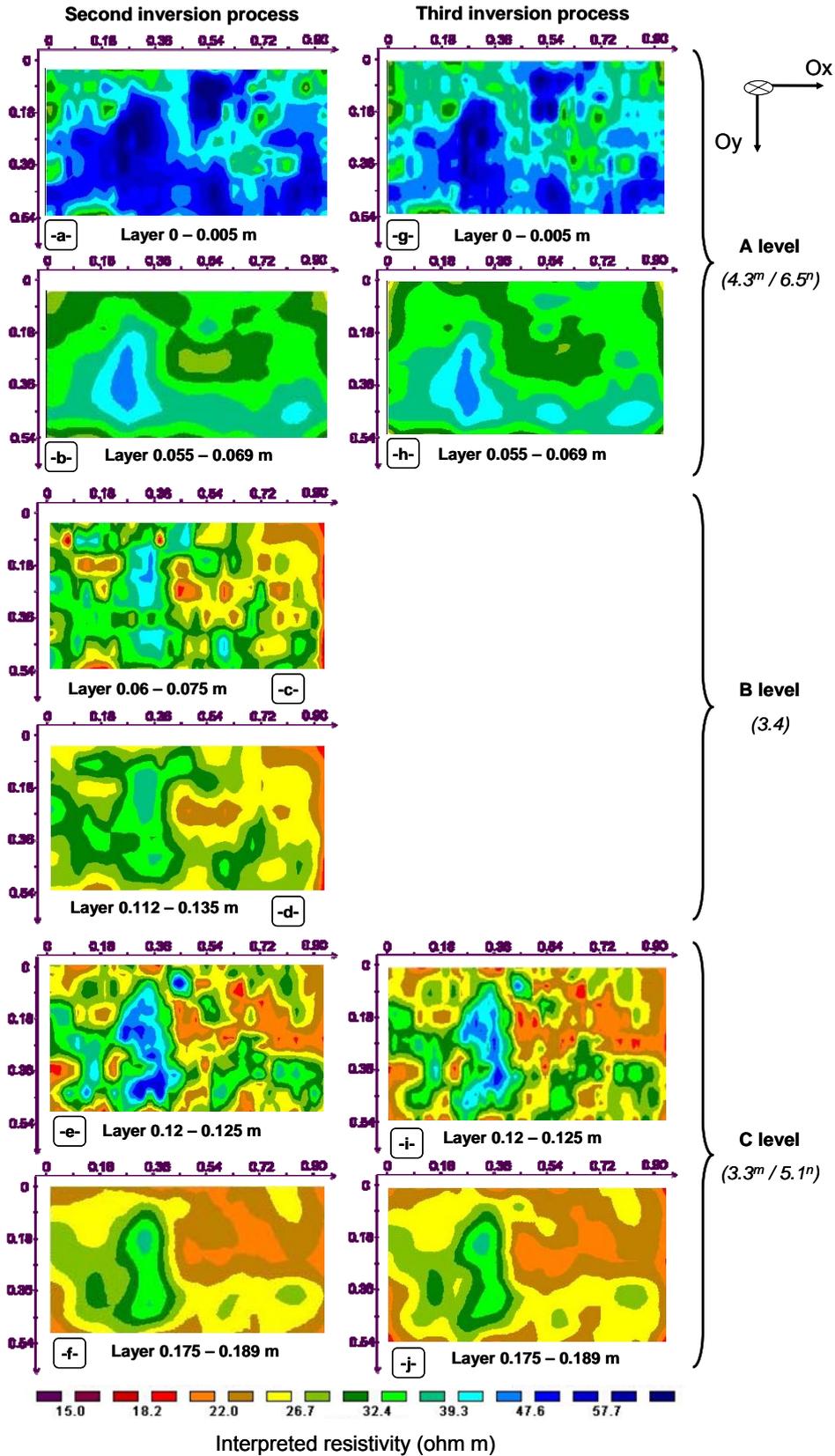


Figure IV-10: 3-D interpreted electrical resistivity obtained with the second and third inversion procedures. Each map represents the inverted resistivity at different depths in the (Ox, Oy) plane. The graphs on the first column (-a- to -f-) present some (Ox, Oy) planes of the inverted electrical resistivity data of the three levels obtained with the second inversion process. The graphs on the second column (-g- to -j-) present some (Ox,

Oy) planes of the inverted electrical resistivity data of the three levels obtained with the third inversion procedure. The values in brackets under the name of each level represent the relative RMSE value obtained with the second inversion procedure (^m) and with the third inversion one (ⁿ)

Table IV-6: Descriptive statistics of interpreted resistivity measurements obtained from the W32 and W16 profiles which were inverted on RES3DINV software. The n column corresponds to the number of measurements. The depth corresponds to the depth of the centre of the block of interpreted resistivity

Depth (m)	n	Mean (ohm m)	St. D.	Minimum	Maximum
0.003	560	46	9	26	79
0.008	560	46	9	26	79
0.014	560	46	8	26	77
0.021	560	44	7	28	67
0.029	560	42	6	29	60
0.039	560	39	5	27	55
0.050	560	37	4	26	50
0.068	942	33	5	15	50
0.084	942	32	5	18	49
0.102	942	31	4	20	46
0.123	592	29	7	18	58
0.128	592	29	7	18	58
0.134	592	29	7	19	58
0.141	592	29	7	20	54
0.149	592	28	6	20	49
0.159	592	27	5	20	45
0.170	592	26	4	20	41
0.182	592	25	4	20	37
0.196	592	25	3	20	34

Table IV-7: Descriptive statistics of interpreted resistivity measurements obtained from the W32 and W16 profiles and from the square arrays which were inverted on RES3DINV software. The n column corresponds to the number of measurements. The depth corresponds to the depth of the centre of the block of interpreted resistivity

Depth (m)	n	Mean (ohm m)	St. D.	Minimum	Maximum
0.003	1674	43	7	26	80
0.008	1674	43	7	26	78
0.014	1674	43	7	26	75
0.021	1674	42	6	26	68
0.029	1674	40	6	25	62
0.039	1674	39	5	25	57
0.050	1675	37	4	24	52
0.068	942	33	5	15	50
0.084	942	32	5	18	49
0.102	942	31	4	20	46
0.123	1674	28	6	18	54
0.128	1674	28	6	18	53
0.134	1674	28	6	18	53
0.141	1674	28	5	18	50
0.149	1674	27	5	19	47
0.159	1674	27	4	18	43
0.170	1674	26	4	18	40
0.182	1674	25	3	18	37
0.196	1674	24	3	17	34

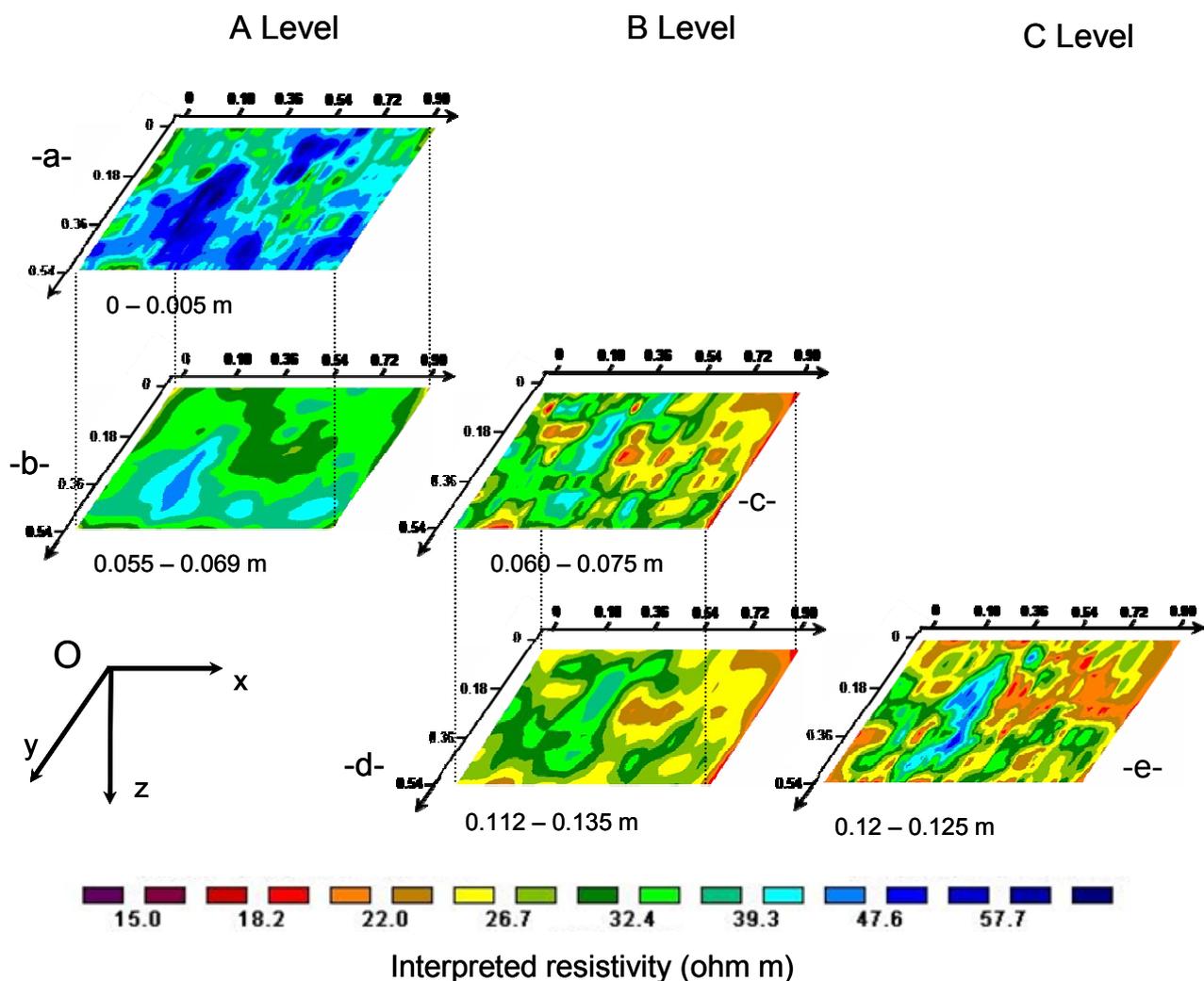


Figure IV-11: Comparison of the 3-D data resistivity at each level. The images (-a-, -c- and -e-) represent the first layer of interpreted resistivity from the third inversion of each level. The graphs (-b- and -d-) represent the fourth layer of interpreted resistivity from the third inversion procedure of the A and B levels. The -b- and -c- images (resp. -d- and -e-) are at the same depth

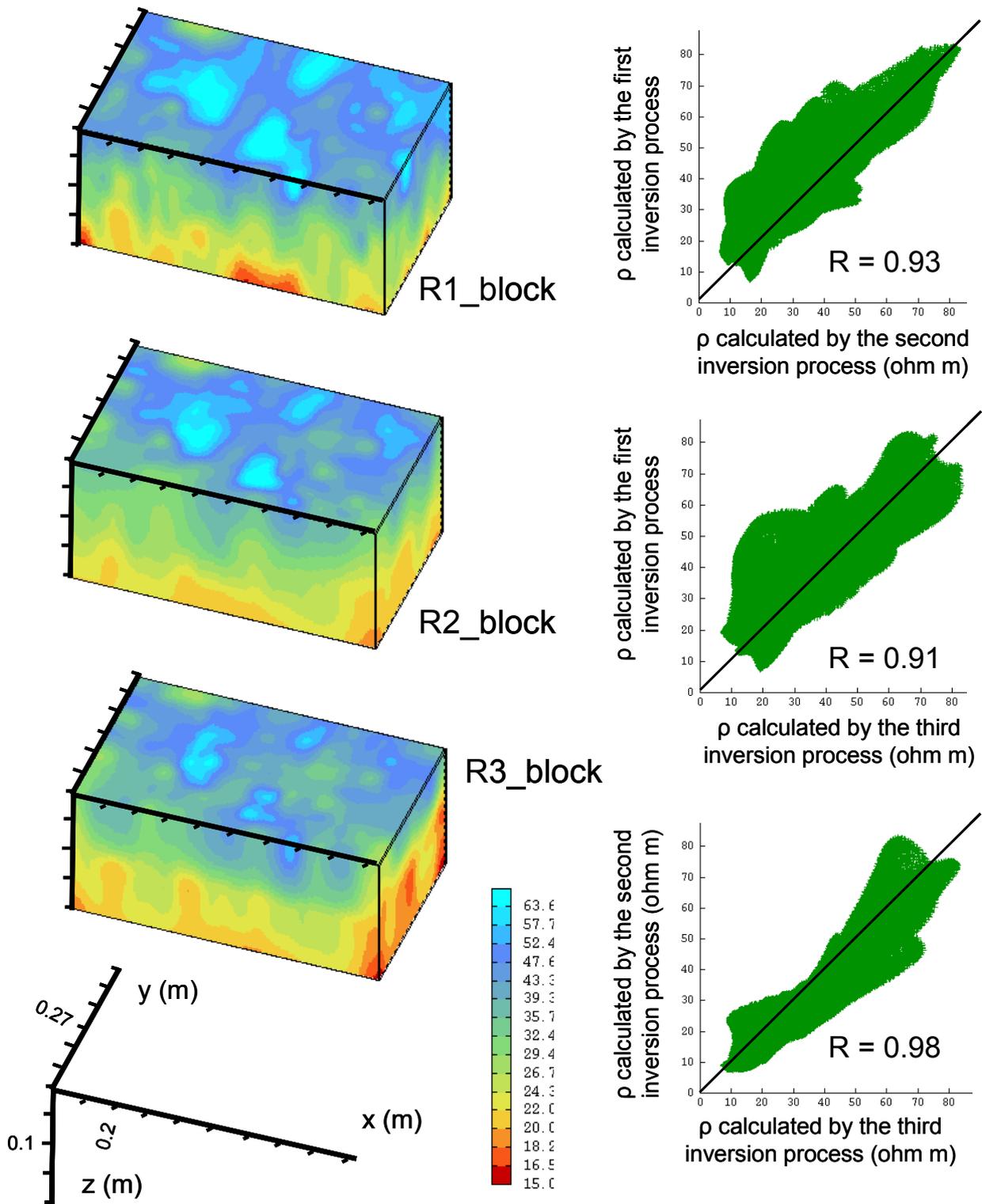


Figure IV-12: Three-dimensional of the blocks of interpreted resistivity obtained by the three inversion procedures. On the right, the three diagrams represent the comparison of the interpreted resistivity of the three blocks

IV.1.3.e. Numerical photographs

Numerical photographs of the surface of each level were taken and the ochre and white volumes were separated by a visual analysis so that we can count the proportion of each EPV. The proportion of the ochre EPV was equal to 46 % for the A level, 45 % for the B level and 55 % for the C level.

The figure IV-13 shows the numerical photographs of the serial sections y-z at the C level and the corresponding W16C-1 to W16C-7 profiles. In each image, the proportion of the ochre volumes was higher than the one of the white volumes and was of the same order of magnitude than the percentage of ochre volumes calculated for the C level on the x-y plane. In each resistivity profile - except for the W16C-3 profile -, qualitative comparisons between the classifications and the resistivity of the W16 profiles showed a relative good agreement between the two methods, despite the real contours of the volumes observed on the photographs were not exactly observed on the electrical profiles (Figure IV-13).

IV.1.3.f. Comparisons between the electrical resistivity maps and the numerical photographs

From the three 3-D blocks, we have extracted x-y planes corresponding to the surface of each level, i.e. corresponding to the positions of the photographs. A correlation analysis was conducted between the two types of data (Figure IV-14). The agreement between the raw electrical resistivity data and the raw numerical photographs was not significant, with correlation coefficients of about 0.06, 0.22 and 0.32, respectively for the A, B and C levels (Table IV-8). The best coefficient correlations were calculated for the blue channel of the numerical photograph and the plane cut from the 3D block calculated by the third inversion procedure.

From the variographic analyses, the nugget component, which corresponded to the noise, was not taken into account, and we analysed the correlation coefficients between the numerical photographs and the x-y planes extracted from the 3-D blocks for both the local and the regional components (Table IV-8). The lower correlation coefficients were calculated for: i) the A level, ii) the red photograph channel, iii) the local component, iv) the block derived from the first inversion procedure. At the C level, whatever the colour channel, the correlation coefficient between the regional component of the photograph and the resistivity

maps were considered as significant for the second and the third inversion procedures (Table IV-8).

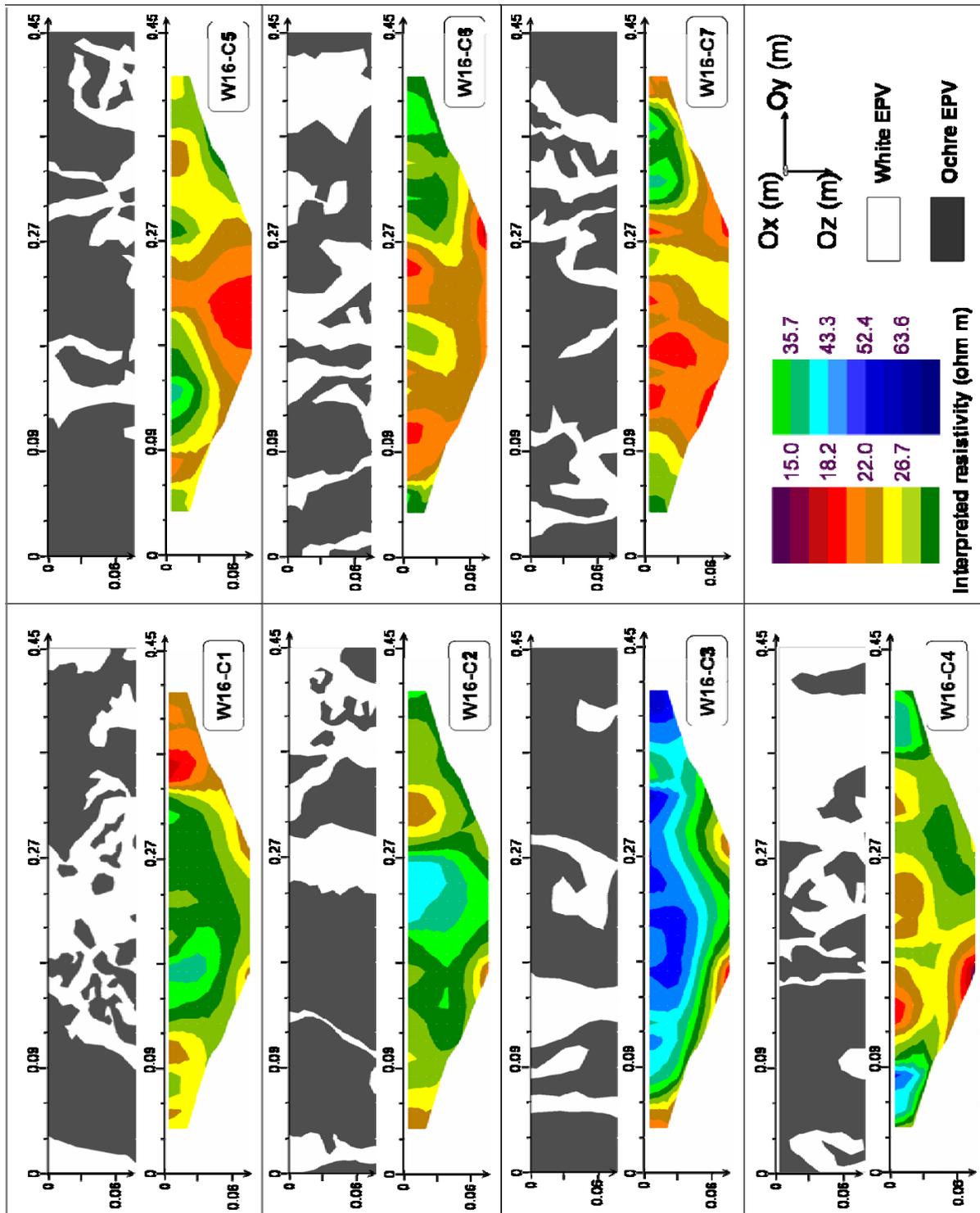
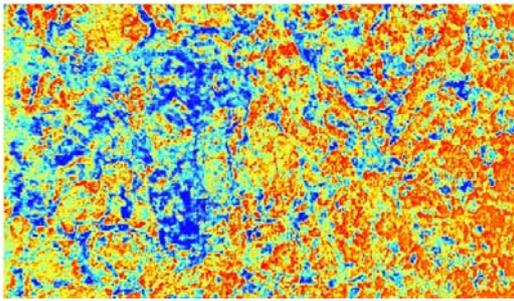


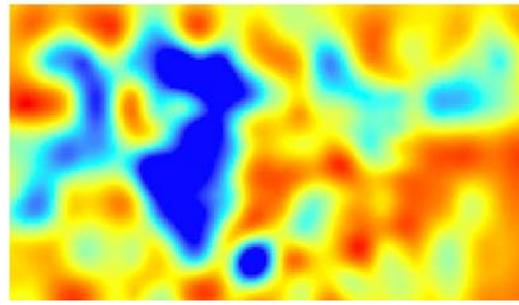
Figure IV-13: Binary images of the (Oy, Oz) serial sections on the C level and W16 profiles of interpreted resistivity at the same locations

Numerical photographs

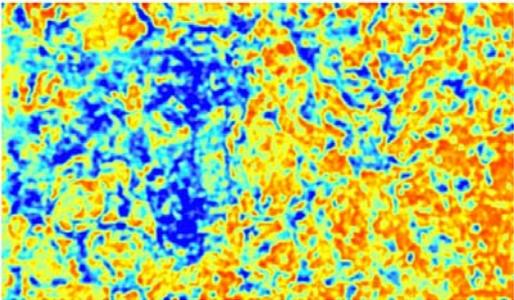
Resistivity maps



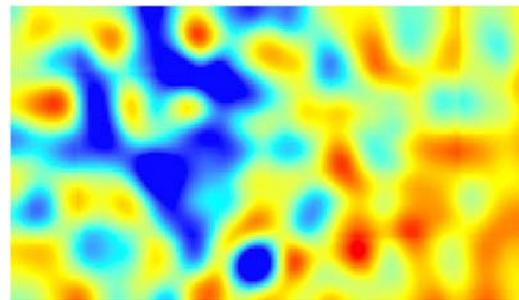
-a-



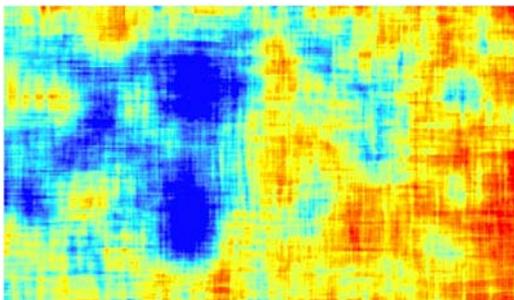
-d-



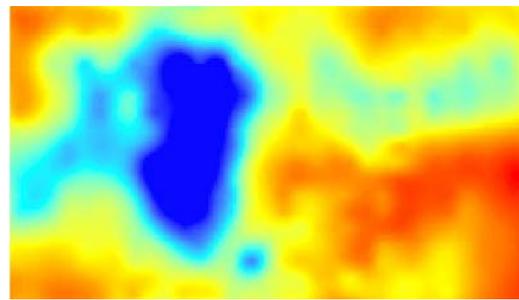
-b-



-e-



-c-



-f-

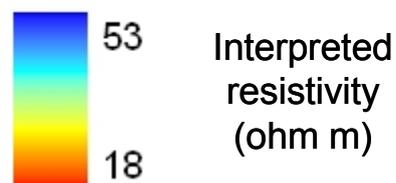
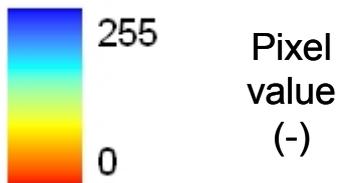


Figure IV-14: Comparisons of the (Ox, Oy) electrical resistivity planes and the real picture of the surface of a level: example for the C level between the resistivity plane extracted from the R_block3 and the blue channel of the real picture. The comparisons are made on the original images (-a- and -d-) and the local (-b- and -e-) and the regional components (-c- and -f-) obtained from the variographic analysis. The corresponding legend is located above each column

Table IV-8: Correlation coefficients between the pixels of the colour channel of the numerical photographs and the interpreted resistivity of the x-y maps extracted from the 3-D blocks at z coordinates equal to 0, 0.06 and 0.12 m, respectively at the A, B and C levels. The same comparisons were made for the local and regional components of each data layers

A level	First inversion procedure	Second inversion procedure	Third inversion procedure
Red channel	0.02 ^r / 0.01 ^l / 0.07^{Reg}	0.05 ^r / 0.01 ^l / 0.14^{Reg}	0.05 ^r / 0.01 ^l / 0.14^{Reg}
Green channel	0.06 / 0.02 / 0.14	0.10 / 0.04 / 0.22	0.09 / 0.02 / 0.21
Blue channel	0.05 / 0.04 / 0.11	0.10 / 0.05 / 0.21	0.08 / 0.02 / 0.20
B level	First inversion procedure	Second inversion procedure	Third inversion procedure
Red channel	0.15 / 0.05 / 0.31	0.18 / 0.06 / 0.50	0.23 / 0.08 / 0.55*
Green channel	0.22 / 0.13 / 0.48	0.25 / 0.15 / 0.64*	0.27 / 0.15 / 0.64*
Blue channel	0.24 / 0.16 / 0.56*	0.27 / 0.20 / 0.68*	0.27 / 0.18 / 0.64*
C level	First inversion procedure	Second inversion procedure	Third inversion procedure
Red channel	0.22 / 0.18 / 0.46	0.30 / 0.21 / 0.70*	0.32 / 0.21 / 0.71*
Green channel	0.30 / 0.29 / 0.54*	0.34 / 0.33 / 0.74*	0.40 / 0.33 / 0.75*
Blue channel	0.32 / 0.31 / 0.61*	0.38 / 0.36 / 0.75*	0.39 / 0.35 / 0.76*

*: correlation coefficient considered as significant

^r: Raw data

^l: Local component

^{Reg}: Regional component

IV.1.4. Discussion

IV.1.4.a. Comparison of the different arrays

The inter-electrode spacing, which was equal to three centimetres, was chosen to be representative of the mean size of the EPVs, as suggested by Gharibi & Bentley (2005), who demonstrated that the electrode spacing should not be larger than the smallest anomalies to be

imaged. Gharibi & Bentley (2005) and Papadopoulos et al. (2007) also demonstrated that the spacing between 2-D profiles in a 3-D prospecting should not be twice larger than the inter-electrode spacing. In our case, the inter 2-D profile spacing was three times larger than the inter-electrode spacing, say in a good order of magnitude for a 3-D prospecting.

The Wenner arrays are less noisy than the other electrode arrays (Dahlin & Zhou, 2004) and usually give the best convergence of the inversion model (Nyàri & Kanh, 2007). But they may not be the best way to recognize three-dimensional structures (Nyàri & Kanh, 2007). The square array is identified as more relevant to recognize three-dimensional objects (Senos Matias, 2002), and allows the characterisation of the anisotropy of the three-dimensional medium if the current is injected in two directions (Samouëlian et al., 2005). Moreover, the data are more numerous, which improves significantly the accuracy of the measurements to delimit some objects (Dahlin & Loke, 1998). In our study, the 3-D inversions by either the Wenner arrays alone or the Wenner plus square arrays were tested and the Root Mean Square Error was higher when the Wenner plus square arrays were used. Nevertheless, the interpreted resistivity values were of the same order of magnitude and the interpreted resistivity value was not dependent on the array configuration, as previously observed by Dahlin & Zhou (2004).

The R_{block1} , R_{block2} and R_{block3} of interpreted resistivity obtained from either 2-D or 3-D inversion procedures allow to discuss the contribution of the addition of orthogonal 2-D resistivity profiles to a first set of 2-D parallel ones and real 3-D resistivity measurements. As shown on the figure 13, the block of resistivity obtained from 2-D data alone (R_{block1}) was quite different than the others. The using of several perpendicular Wenner profiles improved both the accuracy of the interpreted resistivity - as already observed by Papadopoulos et al. (2007) - and the convergence criterion of the inversion, when compared with the convergence criterion calculated when running an inversion with several Wenner profiles along only one direction (Jackson et al., 2001). Despite the measurements with several orthogonal 2-D profiles is time consuming in the field, the improvement on the results was significant in our study. Surprisingly, the addition of 3-D data of resistivity obtained by square arrays did not add significant improvements. It may be due to the small number of measurements with the square array compared to the Wenner array.

IV.1.4.b. The structure of the heterogeneous horizon: what do we learn from electrical measurements?

The use of electrical resistivity in Soil Science studies has one considerable advantage compared to geological studies, because direct observations of the structure or characterization of the texture are feasible and can be used to validate or discuss the inversion models. The E&Bt horizon seems to be a good case study because the electrical resistivity measurements are highly heterogeneous in the studied horizon.

For our experiment, several soil characteristics of the soil, like the bulk density and the clay content were determined. The clay content and the bulk density were significantly higher in the ochre EPV, which should induce lower resistivity values in these volumes compared to the white ones. The qualitative comparisons between pictures of the soil and 2-D interpreted resistivity profiles (Figure IV-13) demonstrated indeed that the resistivity was significantly lower in the ochre volumes. Therefore, the characteristics of the white and ochre EPV in the E&Bt horizon were significantly different and had significant resistivity signatures. Moreover, measurements of the soil texture all along the soil profile evidenced that the clay content increased with depth due to the less numerous white volumes. This is consistent with the general decrease of the resistivity with depth.

In our case, we have taken pictures of the surface of each level, and they have been compared with the interpreted electrical resistivity measurements. These comparisons were not pertinent for the local component. Indeed, the precise geometrical limits of the EPVs were not detected by electrical resistivity. It may be due either to the inter-electrode spacing and/or to the inter 2-D profiles spacing, or to the loss of information in depth. On the contrary, these comparisons were more relevant for the regional component, because the ERI method is an integrative one; the current lines are three-dimensional and prospect a soil volume, whose size increases when the inter-electrode spacing increases, and whose resolution decreases in the same conditions. As a consequence, this method is sensitive to localise large areas (several centimetres) of white or ochre soil volumes, even if we do not see the local geometry. In terms of understanding the soil evolution, this method could then be used to identify old pedological structures by using the regional component. The more recent stages of the pedological evolution could be contained in the local component. This hypothesis still needs to be demonstrated.

In terms of geometry, the electrical structure exhibits large values of electrical resistivity - corresponding to white volumes - near the surface, all along the Ox axis, i.e. parallel to the surface plane. At deeper positions, the large resistivity values are organised in geometrical volumes more oriented along the Oz axis, i.e. along a vertical axis. This is consistent with the general organisation of the E&Bt horizon of an Albeluvisol: close to its surface, it exhibits more numerous white degraded volumes; at deeper positions, the white volumes are less numerous and they are more vertical, invaginated into tongues whose size may vary from few centimetres to several tens of centimetres (WRB, 1998). These tongues have a higher hydraulic conductivity than the ochre volumes and constitute preferential pathways for the water transfer. According to the field observations of several authors, some of these tongues are more or less functional, depending of their texture. This point is difficult to identify from pictures of the soil profile. On the contrary, it could be evaluated from the analysis of the electrical structures: the lower the electrical resistivity in the tongues, the higher their hydraulic conductivity. To interpret the electrical resistivity in terms of hydraulic conductivity, some complementary measurements would be necessary, especially the relationship between the water content and the resistivity on several soil volumes. Nevertheless, the 3-D structure of a heterogeneous horizon derived from electrical measurements would consist in a relevant 3-D structure of the hydraulic properties that could be used to model the water transfer at this scale.

IV.1.5. Conclusion

On a surface area of about one square meter, ERI surveys were realized in a highly heterogeneous horizon. The E&Bt horizon of an Albeluvisol has been studied by two-dimensional and three-dimensional electrical resistivity prospecting.

The studied horizon showed a complex structure composed by a juxtaposition of silty white elementary pedological volumes, and clayey ochre ones. We demonstrated that the resistivity of the white EPV was significantly larger than the resistivity of the ochre ones, and that the structure of the soil horizon could be derived from the electrical resistivity data. In the upper part of the horizon, the resistivity was higher and we could identify zones parallel to the surface corresponding to the white EPVs. At depth, the resistivity was lower, due to the higher amount of ochre EPVs, but the white EPVs were organised in structures whose main orientation was perpendicular to the soil surface, like tongues. Depending on their real

texture, these tongues may be or not functional for water transfer. Electrical resistivity measurements at several times during infiltration or evaporation periods could enable to identify the functional tongues. In the future, the determination of the chemical and physical properties of each elementary pedological volume of a complex horizon, as well as a three-dimensional prospecting that gives the three-dimensional structure will improve the modelling of water and solute transports.

Nevertheless, our work had required to destroy the studied soil to obtain a good accuracy of the electrical measurements to have the structure of the horizon. Other invasive methods as serial section with numerical photograph analysis can allow deriving the 3-D structure of the studied horizon. We demonstrated that two orthogonal sets of 2-D Wenner arrays were enough to derive a three-dimensional image of the studied system. The main interest of using the ERI method here is that this practical method will be use in the future with more numerous electrodes without both disturbing the horizon and loose of accuracy of measurements.

IV.2. De la structure électrique à une représentation de la structure pédologique de l'horizon

IV.2.1. Comparaison de la structure électrique et de la structure réelle de l'horizon en 2-D

Nous avons vu, dans le volet précédent de ce chapitre, qu'il y avait de fortes correspondances entre la structure électrique et la structure réelle de l'horizon. Ainsi, la discrétisation des valeurs de résistivité électrique en une structure binaire permettrait de définir la structure pédologique tridimensionnelle de l'horizon.

Nous avons démontré que le bloc de résistivité « R3_block »¹ a la structure électrique qui présente le plus de similitude avec la structure observée sur le terrain. C'est donc sur ce jeu de données que la discrétisation des valeurs de résistivité électrique a été effectuée.

La discrétisation des valeurs de résistivité, comprises entre 15 et 80 Ω m, nécessite le choix d'un seuil. Les valeurs inférieures au seuil correspondent à des VPE ocre et les valeurs supérieures au seuil à des VPE clairs. Ce seuil de résistivité dépend de la profondeur car la différence des résistivités des VPE ocre et clairs diminue avec la profondeur. Pour discuter du choix du seuil de résistivité en fonction de la profondeur, nous avons comparé, pour chaque niveau de décaissement (A, B, et C), i) la classification binaire à titre d'expert² de la photographie numérique de chaque surface de décaissement (Figure IV-15), et ii) la carte de résistivité discrétisée selon un seuil de résistivité choisi pour chaque surface (Figure IV-16). Les proportions surfaciques des VPE ocre et clairs discrétisées selon le seuil de résistivité doivent être proches des proportions obtenues par la classification à titre d'expert. Des essais pour différentes valeurs de seuil montrent que le maximum de correspondance entre les VPE ocre et clairs de la classification à titre d'expert et les VPE ocre et clairs de la carte de résistivité discrétisée est obtenu pour un seuil de résistivité égal à la moyenne des résistivités interprétées, et ce pour les trois niveaux étudiés. Les valeurs de ce seuil sont présentées dans le Tableau IV-9.

¹ « R3_Block » provient de la concaténation de toutes les mesures de résistivités apparentes 2-D et 3-D puis de leur inversion en 3-D.

² La classification à titre d'expert conduit à la séparation des VPE ocre et clairs d'après des caractéristiques visuelles.

Tableau IV-9 : Valeur des seuils de résistivité pour chaque niveau de décaissement

Niveau de décaissement	Hauteur du décaissement par rapport au toit de l’horizon E&Bt (m)	Valeur du seuil (ohm m)
A	0	42.8
B	0.06	29.6
C	0.12	27.8

Au-delà d’une estimation générale des pourcentages des volumes clairs et ocre, on peut comparer point à point les images binaires issues des photographies et de la résistivité électrique. Il est alors possible de déterminer, pour chaque VPE, la proportion de zones classées de façon identique par les deux méthodes. Les pourcentages d’adéquation entre la classification à titre d’expert et la carte de résistivité discrétisée sont reportés dans le tableau IV-10 pour les VPE ocre et clairs aux trois niveaux étudiés. La figure IV-17 montre les cartes d’adéquation correspondantes. Pour chaque VPE, le pourcentage d’adéquation augmente avec la profondeur. Quel que soit le niveau de profondeur étudié, les résultats obtenus sont meilleurs pour les VPE ocre. On constate que les VPE clairs non concordants forment essentiellement un réseau de volumes d’une faible épaisseur entre les VPE ocre. Les volumes ocre non concordants sont essentiellement de petits volumes. Pour le niveau C, les VPE ocre non concordants correspondent aux limites externes de plus gros volumes (Figure IV-17). La différenciation nette des contours des volumes reste difficile via la mesure de résistivité au vu de la résolution employée. Au final, notre protocole de mesure de la résistivité électrique sur cet horizon nous permet de visualiser les zones principales peu et fortement résistantes et de les associer à la présence majoritaire, respectivement de VPE ocre et clairs. Ce résultat est en cohérence avec l’analyse comparée des composantes régionales présentée précédemment : la résistivité permet d’identifier des régions larges mais ne donne pas accès à la géométrie très précise.

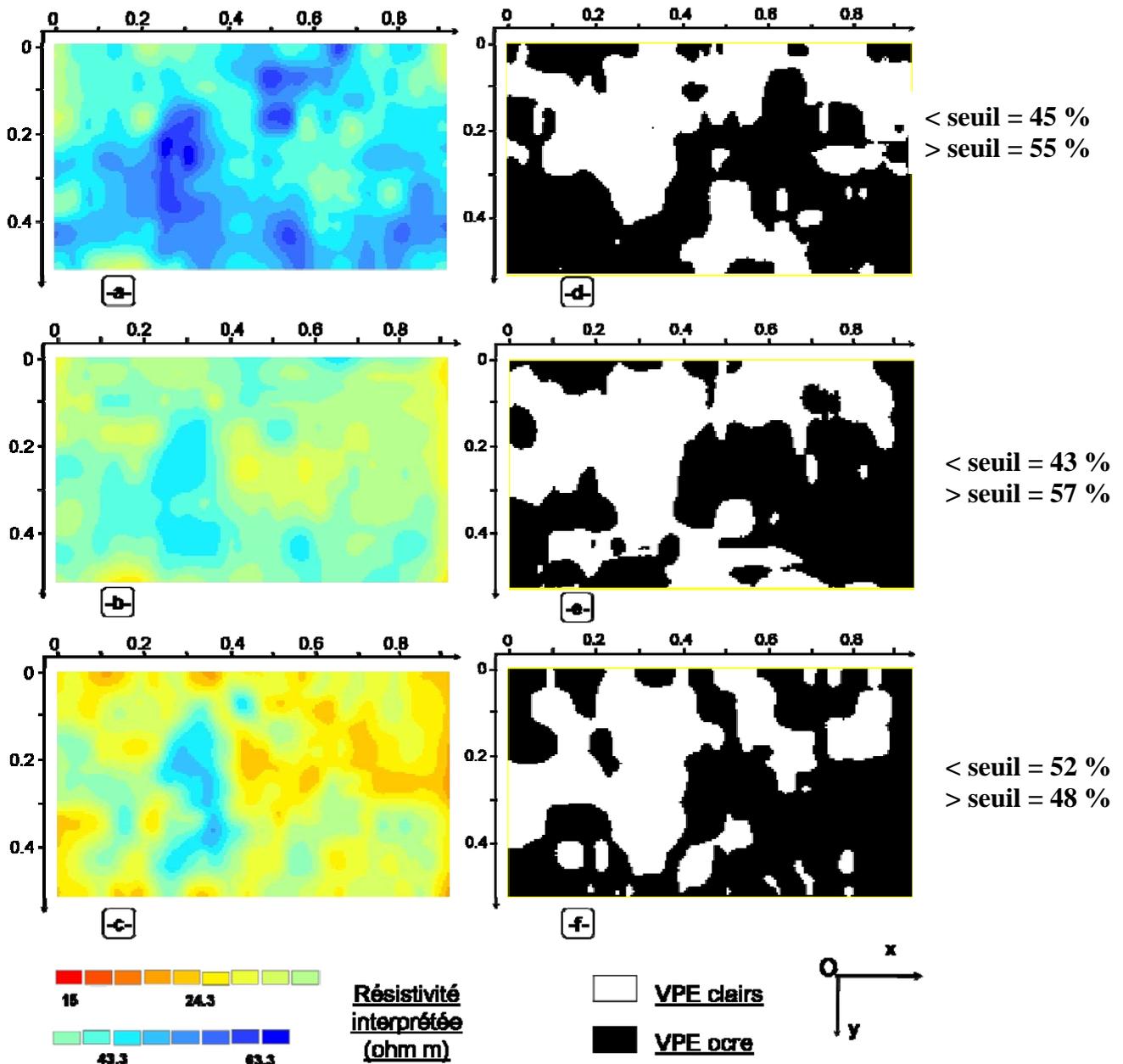


Figure IV-16 : Cartes de résistivité (première colonne – a, b, et c) de chaque niveau de décaissement (niveau A pour -a- et -d-, niveau B pour -b- et -e-, et niveau C pour -c- et -f-) et leurs correspondances une fois discrétisées au seuil défini par la moyenne des résistivités interprétées (deuxième colonne – d, e, et f)

Tableau IV-10 : Pourcentage des surfaces d'adéquation entre les VPE ocre et clairs des classifications à titre d'expert et les VPE ocre et clairs des cartes de résistivité discrétisée aux trois niveaux de l'horizon E&Bt étudié

	Niveau A	Niveau B	Niveau C
VPE ocre	61.6 %	60.5 %	74.6 %
VPE clairs	51.5 %	52.0 %	58.0 %

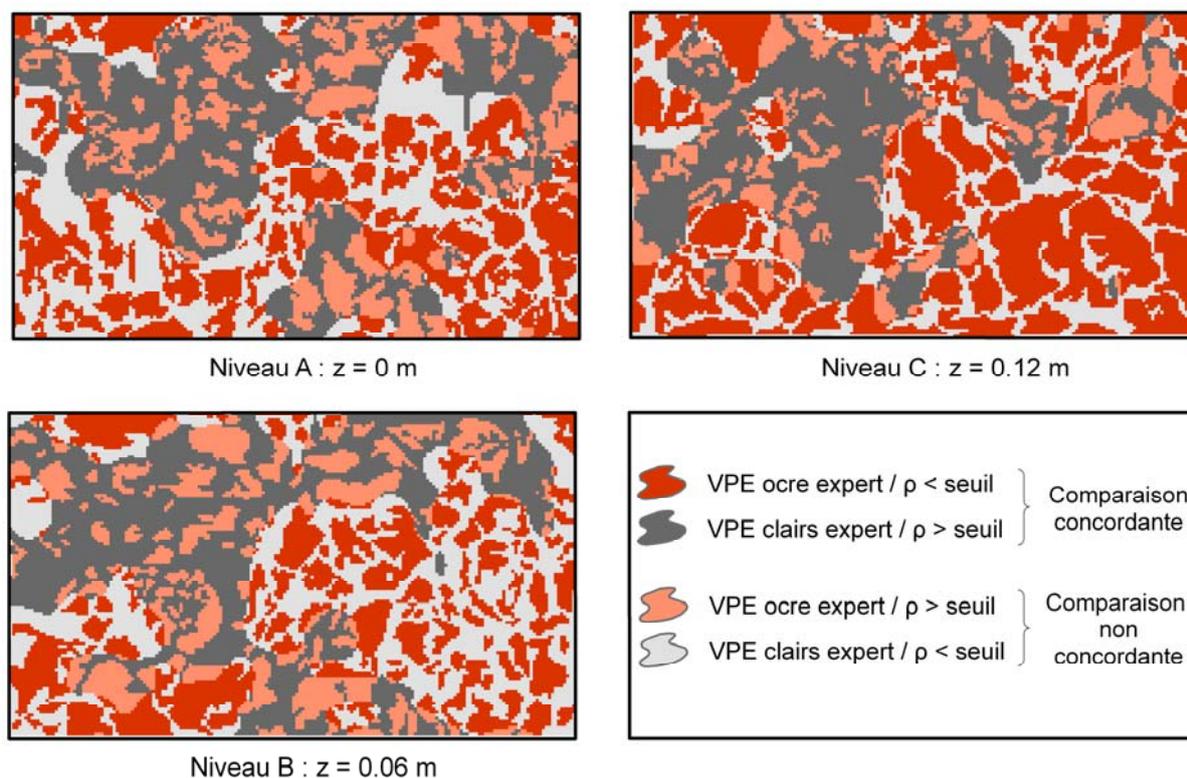


Figure IV-17 : Cartes d'adéquation entre les cartes de résistivité au seuil correspondant à la moyenne des résistivités interprétées et les cartes de la classification à titre d'expert (ρ représente la résistivité électrique)

IV.2.2. Proposition d'une structure électrique discrétisée en 3-D

L'analyse en 2-D sur chaque niveau de décaissement nous a permis de mettre en évidence que le seuil optimal de résistivité correspond à la résistivité moyenne. Nous faisons l'hypothèse que cela reste vrai à toutes les profondeurs pour discrétiser le bloc de résistivité en 3-D.

La valeur moyenne de résistivité décroît sans interruption jusqu'à 0.2 m de profondeur (Figure IV-18). Les premiers 0.07 m de profondeur ont une résistivité moyenne qui diminue fortement d'une classe de profondeur à l'autre puis de 0.07 à 0.2 m de profondeur, cette diminution de la résistivité est plus faible.

Le bloc R3_block discrétisé selon deux phases est constitué à environ 43.8 % de VPE électrique clairs et 56.2 % de VPE électrique ocre (Figure IV-19), ce qui est concordant avec les pourcentages surfaciques des VPE ocre et clairs obtenus à l'aide de nos diverses

classifications à titre d'expert et ceux obtenus par Montagne (2006) à une distance de 4 mètres d'un drain.

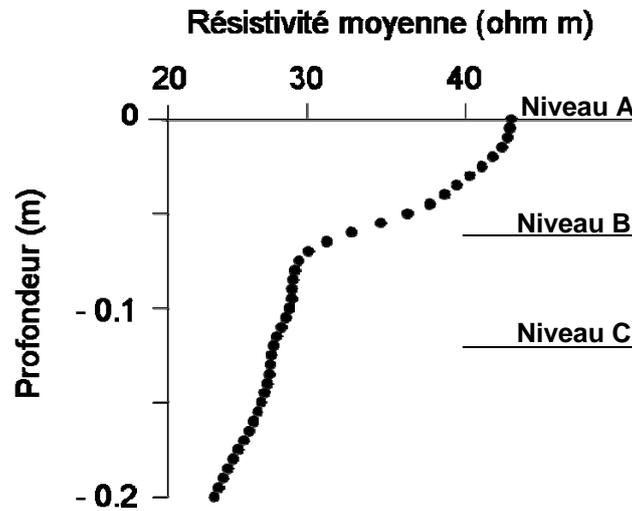


Figure IV-18 : Résistivité moyenne de R3_block aux différentes profondeurs

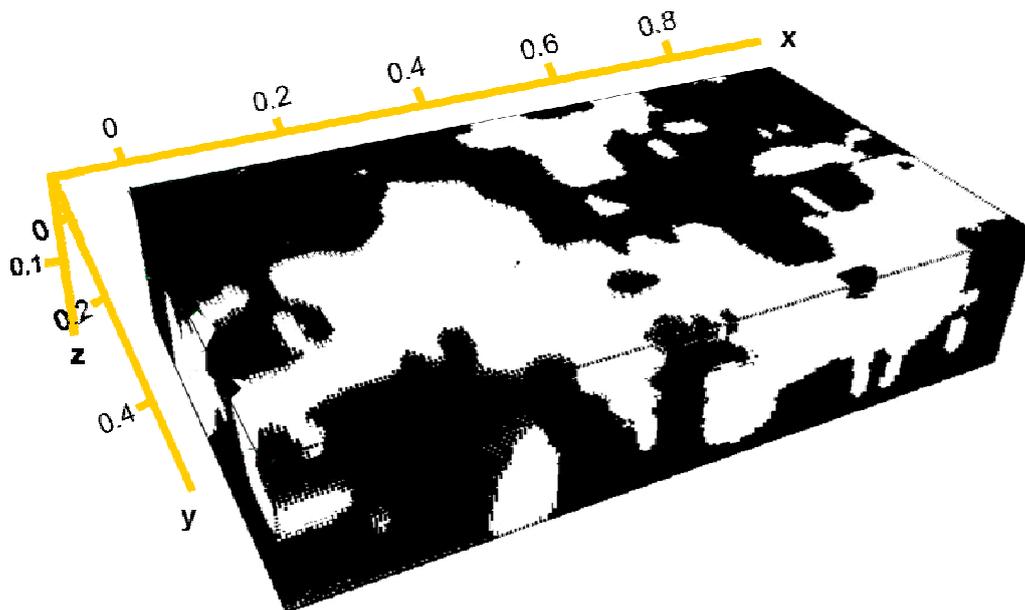


Figure IV-19 : Structure électrique discrétisée de l'horizon E&Bt en deux VPE électriques

IV.2.3. Détermination du VER de la structure de l'horizon obtenue

Comme déjà dit précédemment, la modélisation du fonctionnement hydrique de l'horizon ne peut se faire que, i) si la structure du milieu est étudiée en 3-D, et ii) si le volume

de sol hétérogène étudié est supérieur au VER. Comme nous l'avons mentionné au chapitre I, il est possible que le VER des propriétés hydriques, nécessaire à l'analyse des transferts d'eau, ne soit pas identique au VER de certaines caractéristiques structurales. Cependant, nous pouvons nous assurer en premier lieu que le volume prospecté est au moins supérieur au VER nécessaire pour décrire la morphologie de l'horizon, c'est-à-dire pour analyser la répartition tridimensionnelle des VPE ocre et clairs.

Nous avons donc réalisé un variogramme pour chaque direction de l'espace sur le bloc de résistivité électrique de l'horizon discrétisé de la figure IV-19 (Figure IV-20). Chaque variogramme présente la semi variance de la répartition des VPE ocre et clairs selon la distance et a été modélisé. On peut observer un palier à partir d'une distance de 0.25 m pour les directions Ox et Oz. A partir de cette distance, les VPE ne sont plus corrélés et le VER est atteint (Figure IV-20).

Ce VER est concordant avec celui obtenu par Montagne (2006) en 2-D pour le même horizon à partir d'une analyse d'image de coupes sériées d'un monolithe non perturbé du même horizon. Pour la direction Oy, le VER n'est pas atteint et il aurait fallu couvrir une distance plus grande dans cette direction lors de notre expérimentation.

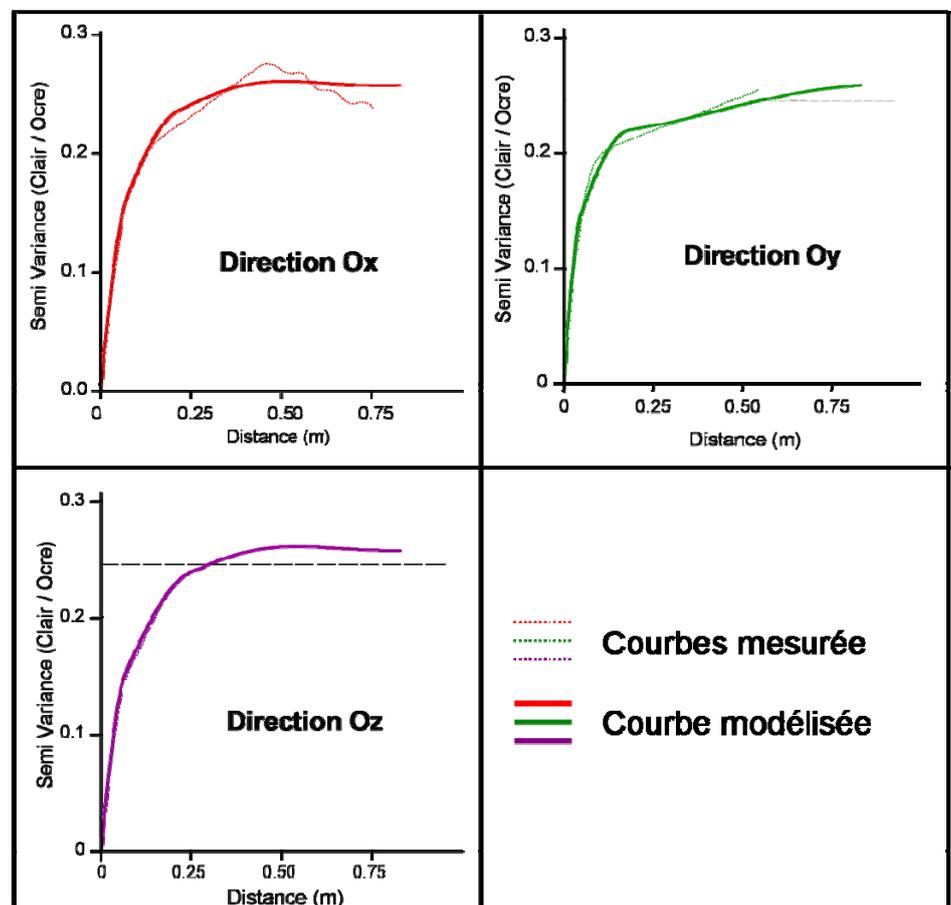


Figure IV-20 : Variogrammes du bloc de résistivité discrétisé selon les trois directions de l'espace

En conclusion, nous pouvons dire que la structure de l'horizon est correctement échantillonnée dans les directions Ox et Oz, mais que le VER n'est pas atteint dans la direction Oy.

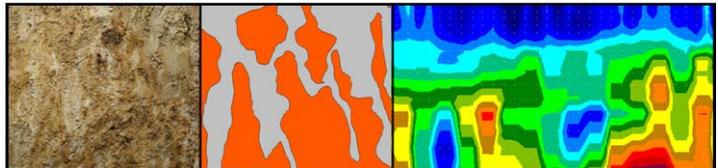
IV.3. Synthèse et conclusion

Au sein de l’horizon E&Bt, les VPE clairs et ocre ont des textures et des structures différenciées. Cette nette différenciation morphologique, propre aux Albeluvisols, a permis la détermination de leur distribution spatiale dans l’horizon E&Bt à l’aide d’une méthode non destructive basée sur la mesure de la résistivité électrique. Cette méthode a permis d’identifier de grands ensembles de résistivité électrique. Cependant, une délimitation précise des périmètres des VPE n’est pas possible avec la résolution de nos mesures.

L’ajout d’électrodes et la réduction de l’espacement, entre i) les profils d’électrodes et ii) les électrodes, permettrait d’identifier plus précisément les limites des volumes de l’horizon. De plus, pour éviter toute destruction du sol comme nous l’avons fait, il faudrait prospecter sur une longueur de profil plus large afin d’intégrer, avec un maximum d’information, un volume de sol plus conséquent.

Les comparaisons effectuées entre la structure réelle de l’horizon et la structure électrique nous a permis de pouvoir discrétiser l’horizon en deux sous-ensembles, soit les VPE ocre et les VPE clairs, et ainsi d’obtenir l’organisation tridimensionnelle de l’horizon. Selon l’approche du Scaleway, nous avons dès lors les outils nécessaires (structure de l’horizon et propriétés hydriques des VPE) pour déterminer les propriétés hydriques effectives de l’horizon. Malheureusement, la surface utilisée de prospection de la résistivité ne nous a pas permis d’identifier le VER de l’organisation des VPE dans toutes les directions de l’espace. En conséquence, les propriétés hydriques effectives ne pourront être obtenues que sur des milieux bidimensionnels.

*Chapitre V – Propriétés hydriques de
l'horizon E&Bt*



Les déterminations, effectuées dans les chapitres précédents, de la structure de l'horizon et des propriétés hydriques de ses sous-unités homogènes (VPE) nous permettent de caractériser les propriétés hydriques effectives de l'horizon hétérogène E&Bt par la mise en œuvre de la méthode du Scaleway.

La détermination de la propriété effective de rétention en eau est simple à calculer car la connaissance fine de la structure du milieu n'est pas nécessaire. Nous aborderons cette question dans la première partie de ce chapitre.

La deuxième partie de ce chapitre concerne la détermination de la propriété effective de conductivité hydraulique de l'horizon. Cette détermination sera basée sur des simulations numériques et des calculs analytiques. Nous présenterons des résultats sur des images modèles avant d'appliquer la méthodologie au profil de sol étudié. Enfin, nous proposerons une démarche simplifiée de la détermination de la conductivité hydraulique effective en milieu poreux hétérogène.

V.1. Courbe de rétention en eau

La courbe de rétention en eau de l'horizon a été déterminée en appliquant l'équation d'additivité (Equation II-5) sur les VPE, i.e. en utilisant les proportions volumiques des VPE (soit 43.8 % pour les VPE clairs et 56.2 % pour les VPE ocre) et leurs courbes de rétention en eau. La courbe de rétention effective est présentée sur la figure V-1 avec les paramètres d'ajustement du modèle de van Genuchten (1980).

La courbe de rétention en eau de l'horizon E&Bt calculée se situe entre les courbes de rétention en eau des VPE ocre et clairs du fait des proportions volumiques quasi-équivalentes des VPE.

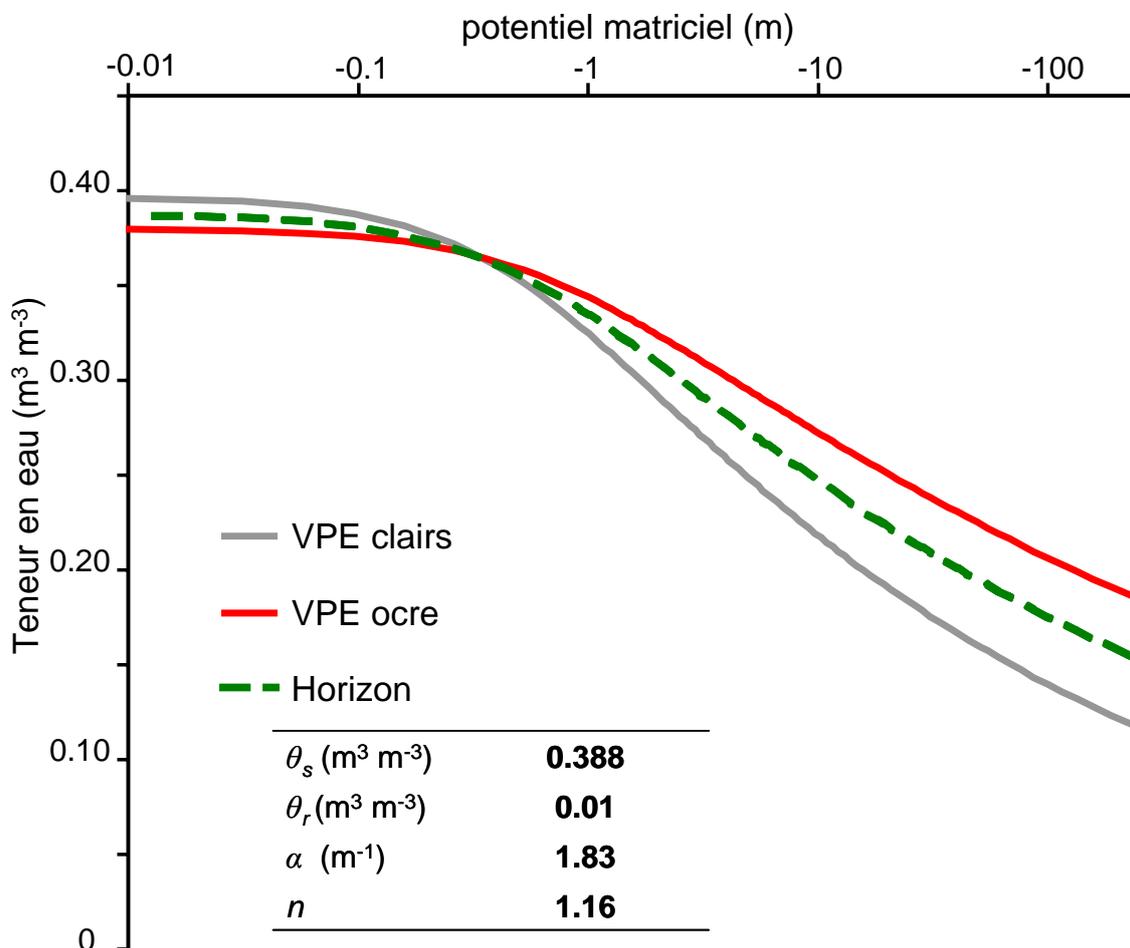


Figure V-1 : Courbes de rétention en eau des VPE et courbe de rétention en eau effective de l'horizon E&Bt selon le modèle de van Genuchten (1980)

V.2. Conductivité hydraulique effective

Comme nous l'avons précisé au Chapitre II, la conductivité hydraulique effective à l'échelle de l'horizon peut être déterminée selon deux approches : par simulation numérique d'une part, et par calcul analytique d'autre part. Idéalement, la détermination de la conductivité hydraulique effective devrait être réalisée en 3-D. Nous avons montré au Chapitre IV – Paragraphe IV.2.3. que le VER de la structure du bloc d'horizon étudié était atteint pour les directions Ox et Oz, et non pour la direction Oy. En conséquence, il serait vain de rechercher les propriétés effectives en 3-D. Nous avons donc déterminé la conductivité hydraulique effective en deux dimensions, soient selon les directions Ox et Oz.

V.2.1. Présentation des coupes discrétisées utilisées pour la détermination de la conductivité

Pour la détermination de la conductivité hydraulique effective de l'horizon, nous avons extrait de la structure discrétisée du bloc de résistivité (Figure IV-19) trois coupes verticales x-z aux coordonnées $y = 0$ m, $y = 0.09$ m et $y = 0.27$ m (Figure V-2). Ces coupes ont été choisies car elles possèdent des géométries contrastées. Ainsi, la coupe nommée coupe1 de coordonnée $y = 0$ m présente une organisation des VPE ocre et clairs plutôt horizontale, c'est-à-dire perpendiculaire à la direction principale du flux (Oz). La coupe nommée coupe3 de coordonnée $y = 0.27$ m présente une géométrie plutôt verticale, c'est-à-dire parallèle à la direction principale du flux (Oz). Enfin, la coupe nommée coupe2 de coordonnée $y = 0.09$ présente une géométrie plus complexe. On note que les VPE clairs sont plus nombreux à la limite supérieure de l'horizon, tandis que la base de l'horizon est constituée majoritairement de VPE ocre. Ceci est cohérent avec l'organisation générale d'un horizon E&Bt d'un Albeluvisol (W.R.B., 1998).

Un échantillonnage emboîté de type « poupées russes » a été réalisé à partir de la coupe2 présentée sur la figure V-2 afin de discuter du VER de la conductivité hydraulique. (Figure V-3). La proportion des VPE évolue sur chaque coupe et aux limites inférieure et supérieure de chaque coupe. A la limite supérieure, sur la coupe2, cette proportion est de 66 %, puis respectivement pour les coupe2A à 2E de 81%, 80 %, 57 %, 56 %, et 36%. Dans le cas de la limite inférieure, la proportion des VPE clairs est de 10 % pour la coupe2, puis de 19 %, 30 %, 29 %, 37 %, et 27% pour les coupes 2A à 2E. De plus, ces coupes présentent des

organisations différentes : pour les coupes 2C, 2D, et 2E, l'organisation des VPE est principalement verticale, donc parallèle au flux d'eau.

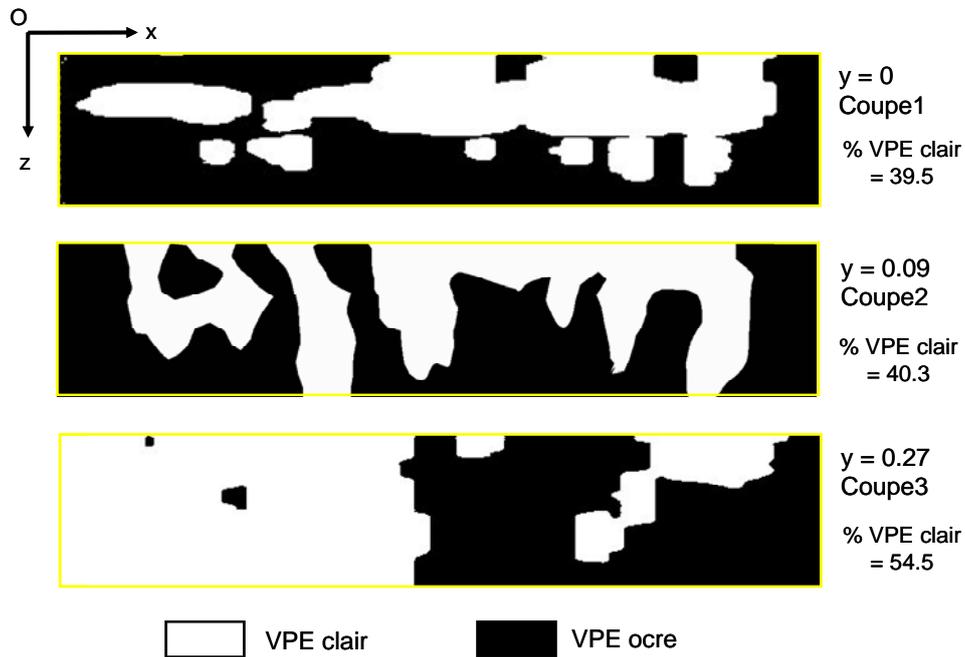


Figure V-2 : Coupes verticales discrétisées utilisées pour le calcul de la conductivité hydraulique effective 2-D dans l'horizon E&Bt. Les proportions surfaciques des VPE clairs sont indiquées à droite des images

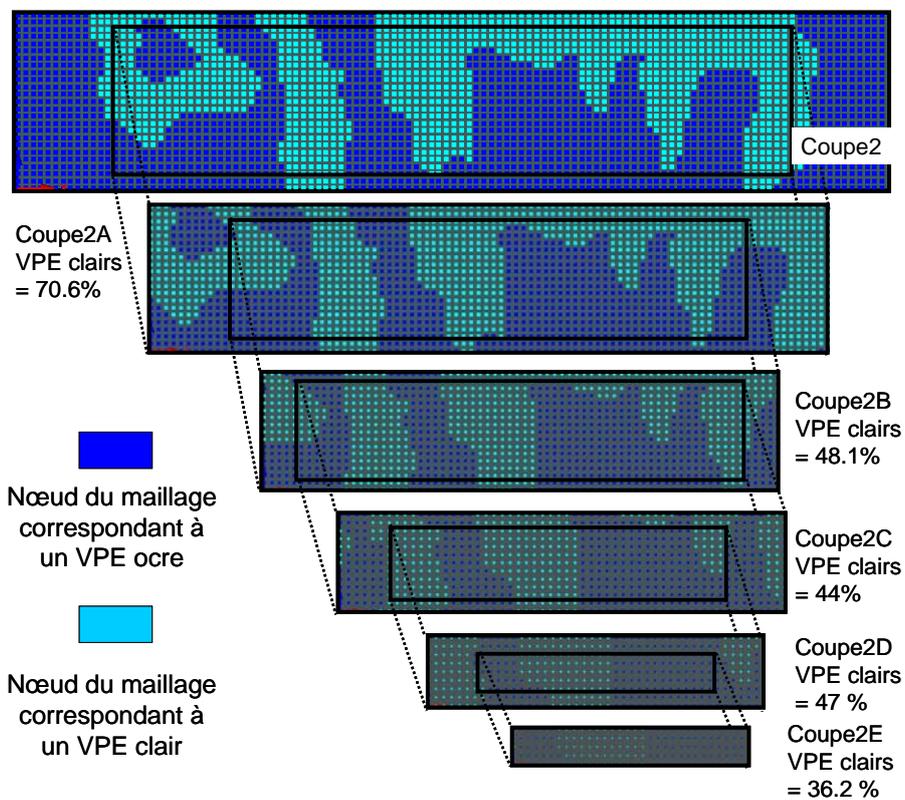


Figure V-3 : Echantillonnage emboîté de type « poupées russes » à partir de la coupe2

V.2.2. Conductivité hydraulique effective des coupes 2-D

La conductivité hydraulique effective de l'horizon E&Bt a été déterminée à partir des conductivités hydrauliques moyennes de chaque type de VPE. Les courbes de conductivité ont été paramétrées selon le modèle de Mualem-van Genuchten (Equation I-6) pour des VPE ne contenant pas de macroporosité (Paragraphe III.2.1.b.).

V.2.2.a. Validation des simulations numériques sur des milieux modèles

Nous avons effectué des simulations numériques à l'aide du logiciel HYDRUS2D/3D afin d'obtenir la courbe de conductivité hydraulique de deux milieux fictifs composés de deux matériaux, dont les propriétés hydriques sont équivalentes aux propriétés des VPE ocre et clairs. La structure de ces deux milieux consiste en une géométrie simple correspondant à la géométrie utilisée pour le calcul des bornes de Wiener (1912). La répartition des VPE consiste soit en une juxtaposition horizontale selon deux bandes (« structure horizontale ») soit en une juxtaposition verticale selon trois colonnes (« structure verticale ») (Figure V-4). La proportion des VPE clairs est de 40 %, soit une proportion équivalente à celle des coupes 1 et 2.

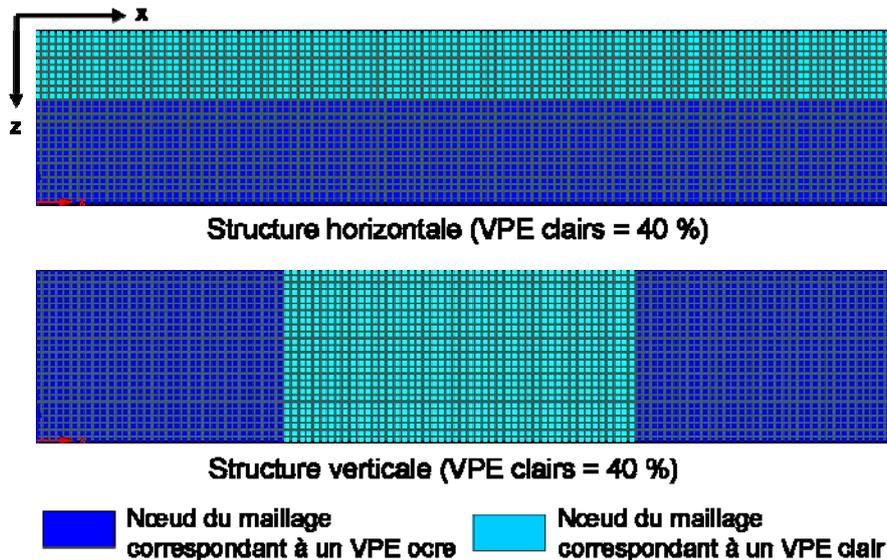


Figure V-4 : Structures modèles pour la validation de la simulation

Les résultats des simulations à différents potentiels matriciels sur ces milieux modèles sont présentés à la figure V-5 et comparés aux courbes calculées par la méthode des bornes de

Wiener. Nous observons que les résultats des simulations à chaque potentiel sont cohérents avec les bornes théoriques de Wiener. Cependant, pour les potentiels équivalents à -0.10 et -0.15 m, la simulation effectuée sur la structure horizontale donne un résultat relativement éloigné de la courbe théorique. Pour ces deux potentiels, les écarts entre les simulations numériques et les calculs analytiques sont dus au fait que : i) le régime stationnaire n'a pas été atteint lors de la modélisation et/ou ii) dans un domaine proche de la saturation, la courbe de conductivité n'est pas stable car le paramètre n des courbes de conductivité hydrauliques moyennes de chaque type de VPE est inférieur à 2 (voir chapitre III). Cependant, l'ensemble de ces résultats montre que le modèle et les conditions de simulations employées sont valides et permettent de déterminer la conductivité hydraulique effective de milieu hétérogène en deux dimensions. Nous pouvons donc appliquer la méthodologie à des structures plus complexes.

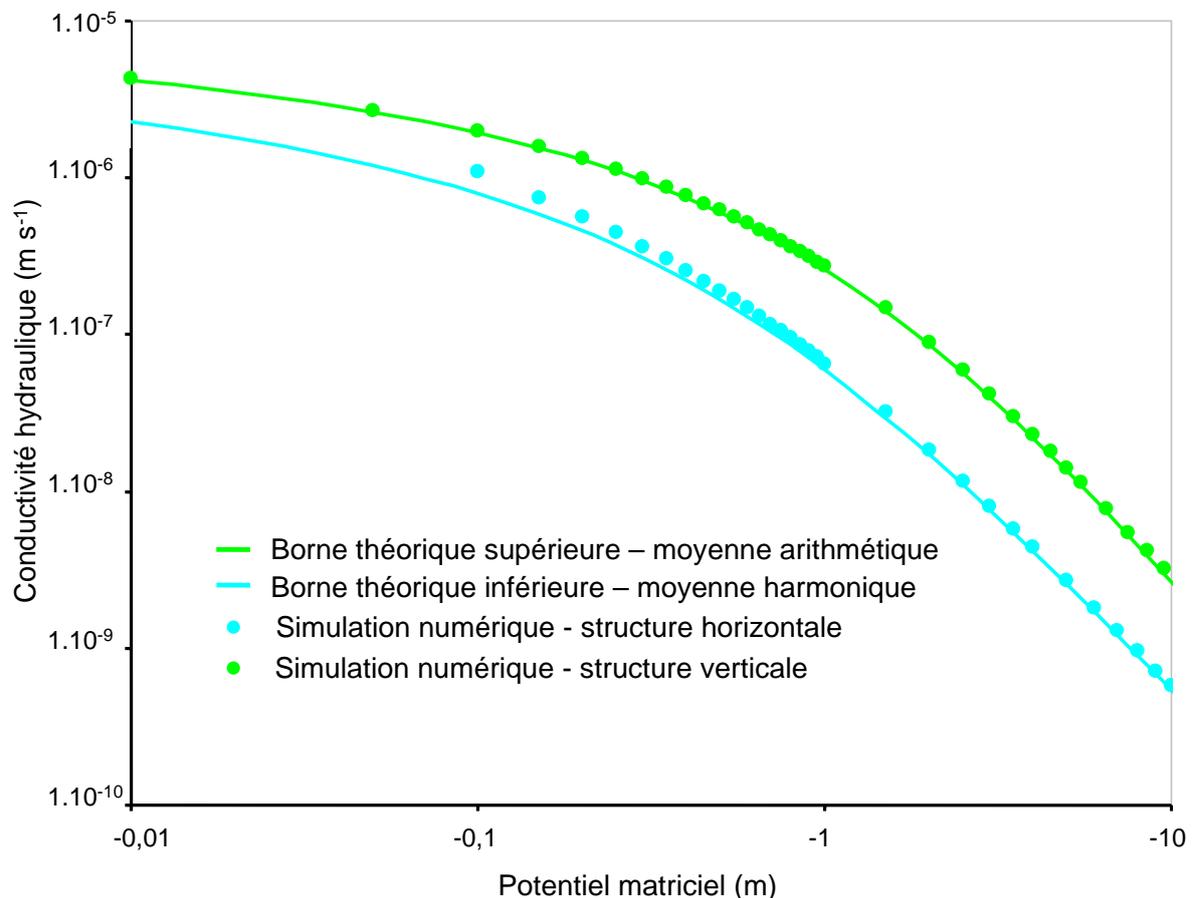


Figure V-5: Représentation graphique, dans le cas des deux structures modèles, des résultats des simulations numériques par rapport aux bornes théoriques de Wiener pondérées par les proportions volumiques de chaque VPE

V.2.2.b. Résultats des simulations sur les coupes 1, 2 et 3 et les coupes 2A à 2E

La conductivité hydraulique effective à différents potentiels matriciels de chacune des coupes discrétisées présentées dans les figures V-2 et V-3 a été déterminée par modélisation à l'aide du logiciel HYDRUS2D/3D. La figure V-6 présente les résultats des simulations pour les images nommées coupe1, 2, et 3. Nous avons également placé sur cette figure les courbes moyennes de conductivité hydraulique des VPE ocre et clairs. Pour chaque potentiel matriciel, on peut observer que les conductivités hydrauliques effectives sont différentes pour chaque coupe discrétisée et que cette différence s'accroît quand les potentiels s'éloignent des potentiels proches de la saturation. Quelle que soit la coupe discrétisée, chaque valeur de la conductivité effective simulée se situe entre les courbes de conductivité hydraulique des VPE ocre et clairs (Figure V-6). C'est la coupe3 qui possède les conductivités hydrauliques effectives les plus élevées. Au contraire, c'est la coupe1 qui possède des conductivités effectives les plus faibles. Ces résultats sont cohérents avec la structure géométrique de ces coupes : la coupe1 a une structuration principalement perpendiculaire au flux tandis que la coupe3 a une structuration principalement parallèle au flux (Figure V-6).

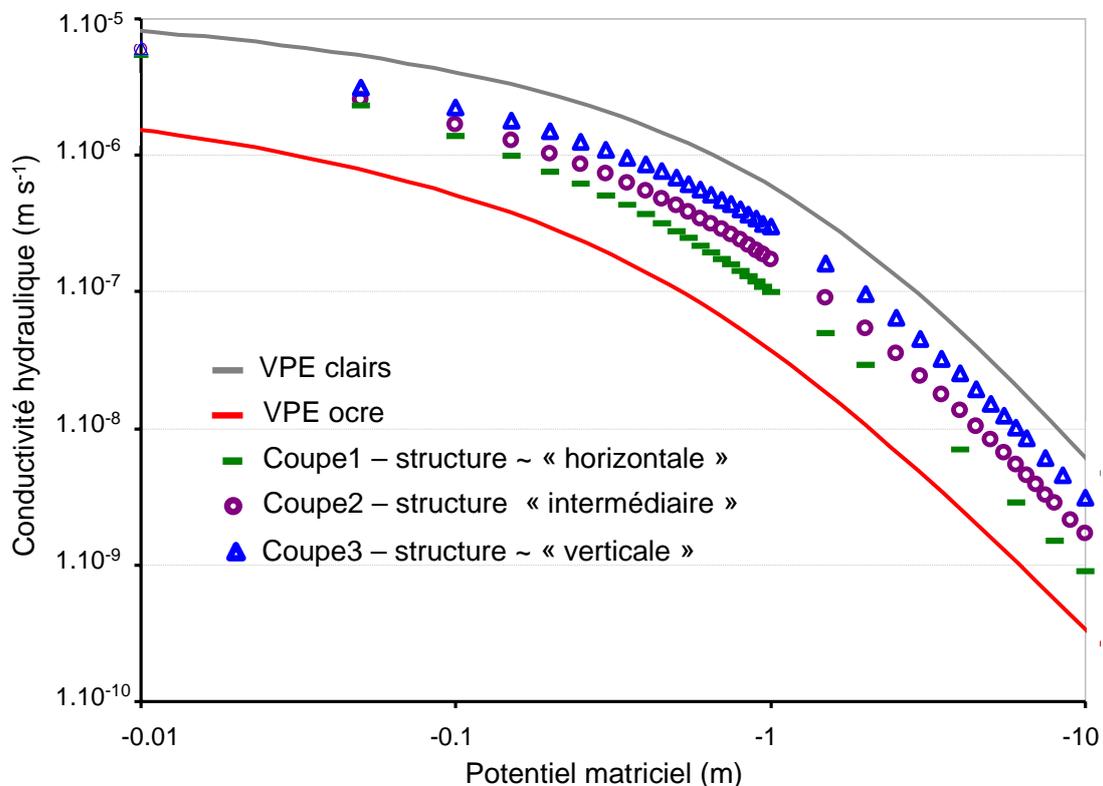


Figure V-6 : Résultats des simulations numériques de la conductivité hydraulique effective pour les coupes 1, 2 et 3 aux différents potentiels. Les courbes de conductivité hydraulique des VPE ocre et clairs selon le modèle de Mualem-van Genuchten sont représentées

Les résultats des simulations sur les différentes coupes emboîtées issues de la coupe 2 sont présentés dans la figure V-7. On constate que les valeurs de conductivité hydraulique effective sur ces coupes emboîtées sont plus proches de celles de la coupe3 que de celles de la coupe2. Ceci est à mettre en relation, à la fois avec la géométrie de ces coupes emboîtées (structuration de plus en plus verticale) et à la fois avec l'augmentation de la proportion des VPE clairs à la limite inférieure de la coupe (Figure V-7). Malgré des proportions significativement différentes des VPE clairs et ocre sur la totalité des coupes ou sur les limites supérieure et inférieure des coupes, les points de simulations des coupes 2A à 2E sont très proches les uns des autres et l'on ne distingue pas de réelle tendance en fonction des différentes proportions (Figure V-7). Dans les exemples présentés ici, il semble que la taille de la structure simulée ne soit pas primordiale pour obtenir la conductivité hydraulique effective. En revanche, il est fondamental de regarder l'orientation préférentielle de la structure.

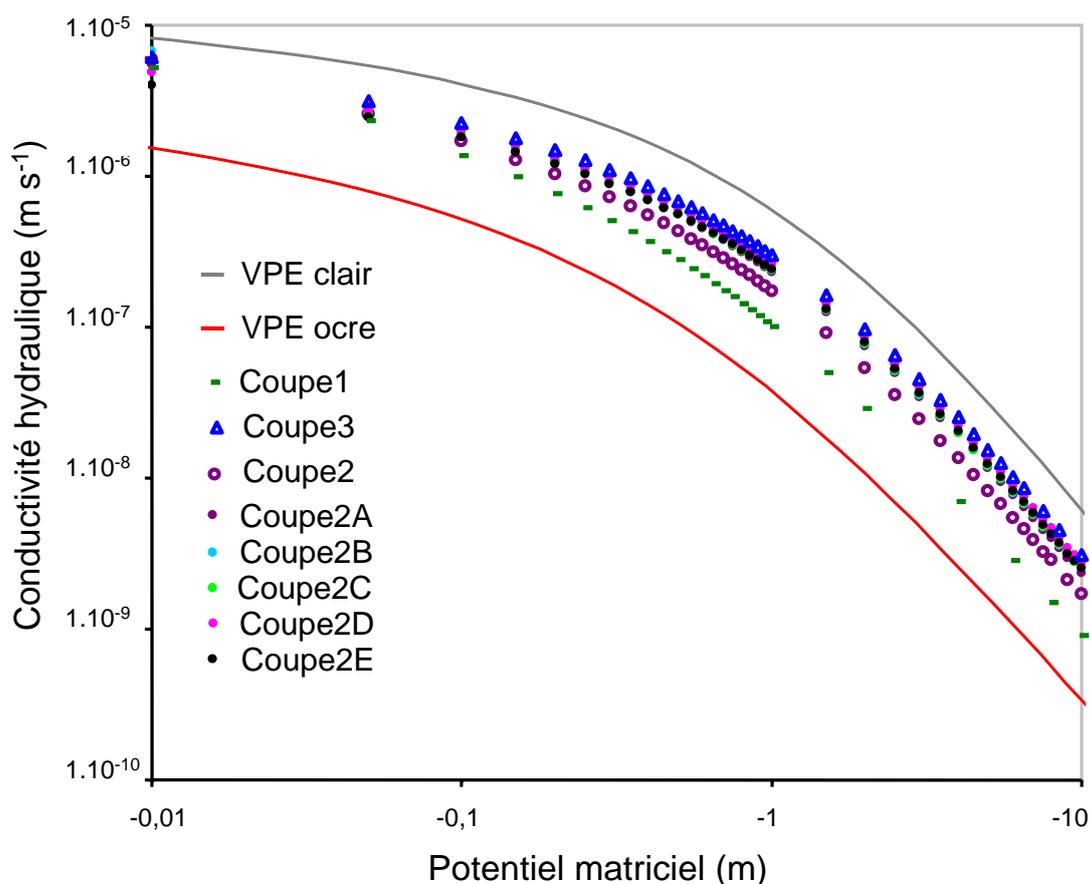


Figure V-7: Résultats des simulations numériques de la conductivité hydraulique effective pour les coupes échantillonnées en poupées russes à partir de la coupe2

V.2.2.c. Comparaison des conductivités effectives obtenues par des calculs analytiques aux bornes théoriques

Sur les images nommées coupe1 et coupe3, dont les structures sont préférentiellement horizontale (perpendiculaire au flux) et verticale (parallèle aux flux), nous avons effectué un calcul théorique sur la base d'un découpage de la structure selon l'orientation préférentielle de la structure (Figure II-14). Pour la coupe1, ce découpage est donc un découpage horizontal et le calcul théorique consiste à obtenir la conductivité hydraulique effective à chaque potentiel matriciel à partir de la moyenne harmonique des moyennes arithmétiques des sous-unités de la coupe (Equation II-6). Pour la coupe3, le découpage est un découpage vertical et le calcul théorique consiste à obtenir la conductivité hydraulique effective à chaque potentiel matriciel à partir de la moyenne arithmétique des moyennes harmoniques des sous-unités de la coupe (Equation II-7). Les moyennes calculées sont des moyennes pondérées d'après la proportion surfacique de chaque sous-unité des coupes. Les courbes de conductivité hydraulique effective calculées sont présentées dans la figure V-8.

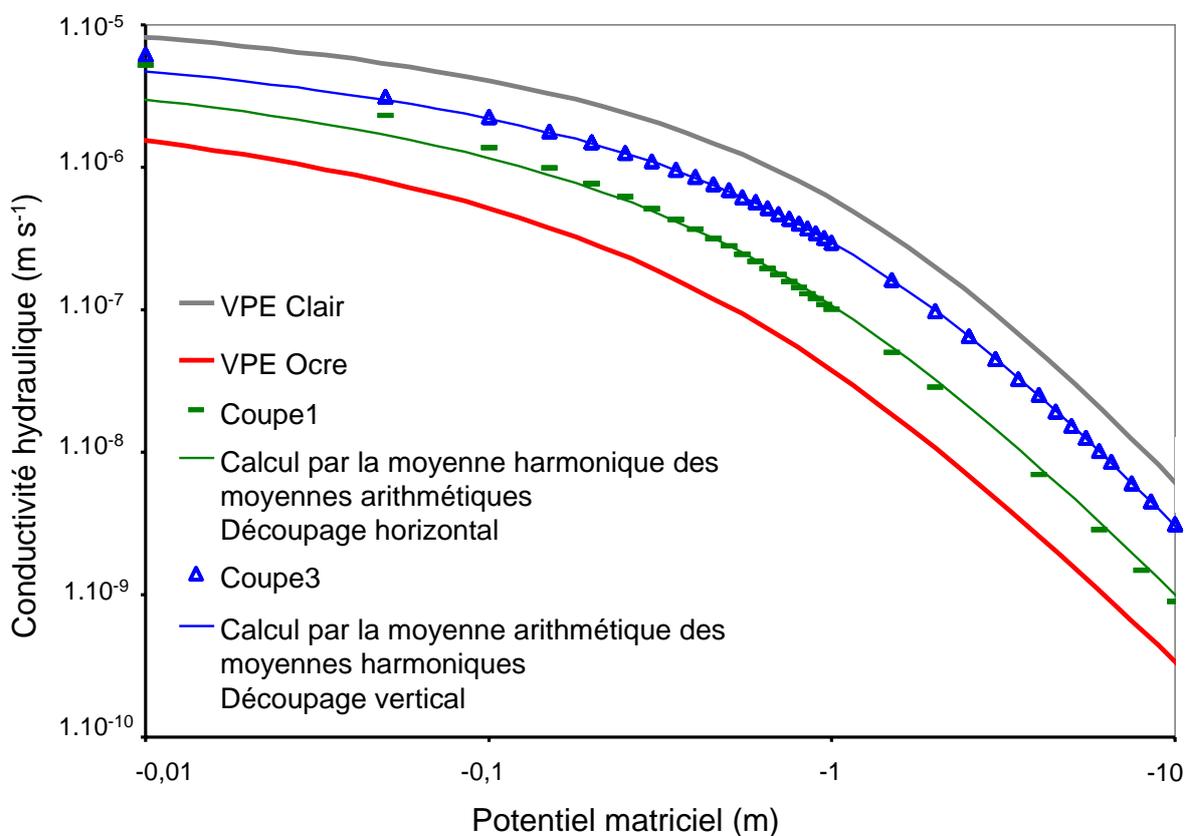


Figure V-8 : Courbes de conductivité hydraulique effectives obtenues à partir des calculs des moyennes pondérées des sous-unités issues des coupages pour les coupe1 et coupe3

On peut remarquer que les courbes s'ajustent très correctement aux données de conductivité hydraulique effective à chaque potentiel matriciel obtenues par les simulations. Néanmoins, une légère divergence apparaît pour les potentiels proches de la saturation. Ceci est certainement dû à la mauvaise convergence de la simulation pour les potentiels compris entre la saturation et -0.1 m (Figure V-8). Dans le cas d'un milieu hétérogène bidimensionnel, ces ajustements nous indiquent qu'un calcul des moyennes pondérées des conductivités hydrauliques des sous-unités du milieu est suffisant pour obtenir la courbe de conductivité hydraulique effective du milieu sur la base d'un découpage réfléchi selon l'orientation principale du milieu par rapport au flux.

V.2.2.d. Comparaison des conductivités effectives obtenues par simulation numérique aux bornes théoriques

Sur les trois images nommées coupe1, 2, et 3, nous avons comparé les points de conductivité hydraulique effective obtenus par simulation numérique aux bornes théoriques de Wiener (1912), de Cardwell & Parsons (1945), et de Matheron (1967) dont le coefficient d est égal à 0.5 dans le cadre d'un milieu isotrope bidimensionnel. De ces trois images, les coupes 1 et 2 ont les mêmes proportions de VPE ocre et clairs et par conséquent, les mêmes bornes de Wiener et de Matheron. Pour toutes les images étudiées, on vérifie que les valeurs de la conductivité hydraulique effective obtenue par simulation se situent bien entre les bornes de Wiener (Figure V-9), et même entre les bornes de Cardwell & Parsons¹. Celles-ci sont plus précises et resserrent le domaine de conductivité hydraulique effective de l'horizon, notamment pour les structures dont la géométrie présente une orientation marquée (Coupes 1 et 3).

On constate que la coupe1 est la plus proche de la borne inférieure de Wiener correspondant à la moyenne harmonique pondérée, tandis que la coupe 3 est très proche de la borne supérieure de Wiener correspondant à la moyenne arithmétique pondérée. Les coupes 1 et 2 sont très proches de la borne théorique de Matheron pour un coefficient égal 0.5 tandis que la coupe 3 en est très éloignée (Figure V-9). Pour les coupes 1 et 2, nous pensons que la différence entre la valeur simulée et la borne à chaque point de potentiel, qui est très faible, est de l'ordre de l'erreur expérimentale. Par conséquent, cet écart ne nous semble pas

¹ Sauf pour les points correspondant à un potentiel supérieur à -0.05 m. Comme nous l'avons dit précédemment, ce résultat n'est pas significatif dans la mesure où le régime stationnaire n'a pas réellement été atteint lors de l'estimation de la conductivité hydraulique effective par simulation.

significatif et l'estimation de la conductivité hydraulique effective par la borne de Matheron constituerait une approximation satisfaisante de la conductivité hydraulique effective réelle.

Dans les calculs précédents, nous avons utilisé le coefficient d égal à 0,5 (cas des milieux hétérogènes bidimensionnels isotropes). Il est possible de recalculer ce coefficient d en utilisant les valeurs des bornes de Wiener et la valeur de la conductivité hydraulique effective simulée selon l'équation suivante :

$$d = \frac{\log K_{eff} - \log m_h}{\log m_a - \log m_h} \quad [V-1]$$

avec K_{eff} , la conductivité hydraulique effective mesurée sur l'image pour un potentiel h , m_a et m_h , les moyennes arithmétique et harmonique pondérées des conductivités hydrauliques des VPE pour un potentiel h .

Le coefficient d moyen, pour les coupes 1 et 2, est d'environ 0.4, soit très proche du coefficient théorique d'un milieu bidimensionnel isotrope. En revanche, pour la coupe 3, le coefficient d est d'environ 1, à cause de l'orientation préférentielle de la structure de la coupe3 selon la direction verticale.

Finalement, nous vérifions que la propriété effective de conductivité hydraulique d'un milieu bidimensionnel contenant deux phases aux propriétés différentes est très dépendante de la structure du milieu. Ainsi, si le milieu est structuré principalement selon une direction parallèle à l'écoulement, la conductivité hydraulique effective du milieu sera très proche de la moyenne arithmétique pondérée, équivalente à la borne supérieure de Wiener (e.g. cas de la coupe3). Si le milieu est structuré principalement selon une direction perpendiculaire à l'écoulement, la conductivité hydraulique effective du milieu sera très proche de la moyenne harmonique pondérée, équivalente à la borne inférieure de Wiener (e.g. cas de la coupe1). Au contraire, si le milieu ne présente pas d'orientation privilégiée, les bornes de Cardwell & Parsons semblent un bon compromis dans le calcul de la conductivité hydraulique effective. Dans le cas de la coupe 3, l'écart entre les conductivités simulées et la borne de Matheron montre que le milieu est fortement anisotrope. Ce n'est pas le cas des coupes 1 et 2 dont les conductivités hydrauliques effectives mesurées ont des écarts plus petits avec la borne théorique de Matheron.

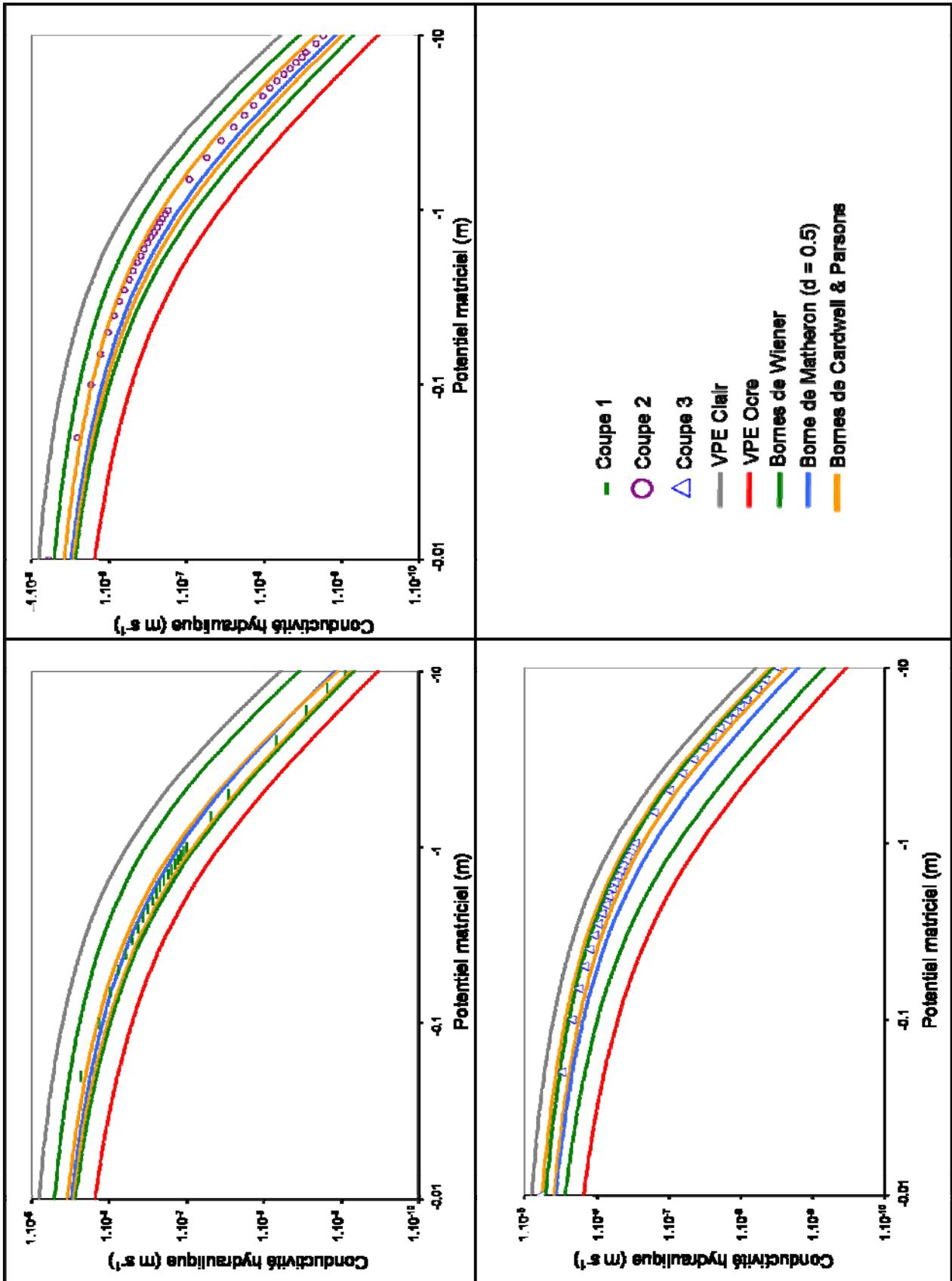


Figure V-9 : Représentation des points des simulations numériques de la conductivité hydraulique effective des coupes 1, 2 et 3 par rapport aux bornes théoriques

V.2.3. Discussion générale

V.2.3.a. Analyse de l'importance du rapport des conductivités des VPE

Nous avons vu précédemment que, pour certains milieux hétérogènes, les bornes théoriques de Wiener fournissent une approximation satisfaisante de la conductivité hydraulique effective. L'estimation de la conductivité hydraulique effective par simulation numérique pourrait n'être pas nécessaire car le calcul de ces bornes ne nécessite pas de connaître précisément la géométrie du milieu. Il faut cependant que l'écart entre les valeurs de conductivité des deux VPE ne soit pas trop important. Nous discutons ici de cet écart.

Nous avons calculé le rapport entre la borne supérieure de Wiener et la borne inférieure, i.e. le rapport entre la moyenne arithmétique et la moyenne harmonique. Il est déterminé de la façon suivante :

$$R_A = \frac{[pR_K + (1-p)][p + (1-p)R_K]}{R_K} \quad \text{avec } R_K = K_{\text{VPE clairs}} / K_{\text{VPE ocre}} \quad [\text{V-2}]$$

où, $K_{\text{VPE clairs}}$ (respectivement $K_{\text{VPE ocre}}$) représente la conductivité hydraulique des volumes clairs (respectivement des volumes ocre), et p , la proportion volumique des VPE clairs.

La valeur de R_A en fonction du rapport des conductivités et de la proportion des VPE clairs est représentée sur la figure V-10.

D'une manière arbitraire, nous pouvons proposer que si le rapport des bornes théoriques, R_A , est inférieur à 4, une approximation de la conductivité hydraulique effective par les bornes théoriques de Wiener suffit. D'après la figure V-10, nous pouvons constater que le rapport des bornes théoriques est supérieur à 4 et plus seulement si le rapport des conductivités des VPE est supérieur à 15 et que la proportion d'un VPE est supérieure à 20 %. Dans le cas des trois coupes discrétisées étudiées, le rapport R_A des bornes théoriques évoluent avec le potentiel matriciel et est supérieur à 4 seulement pour les potentiels compris entre -1 et -10 m (Figure V-11).

De façon opérationnelle, si le rapport des conductivités est situé dans cet espace, l'approximation par les bornes de Wiener est donc satisfaisante.

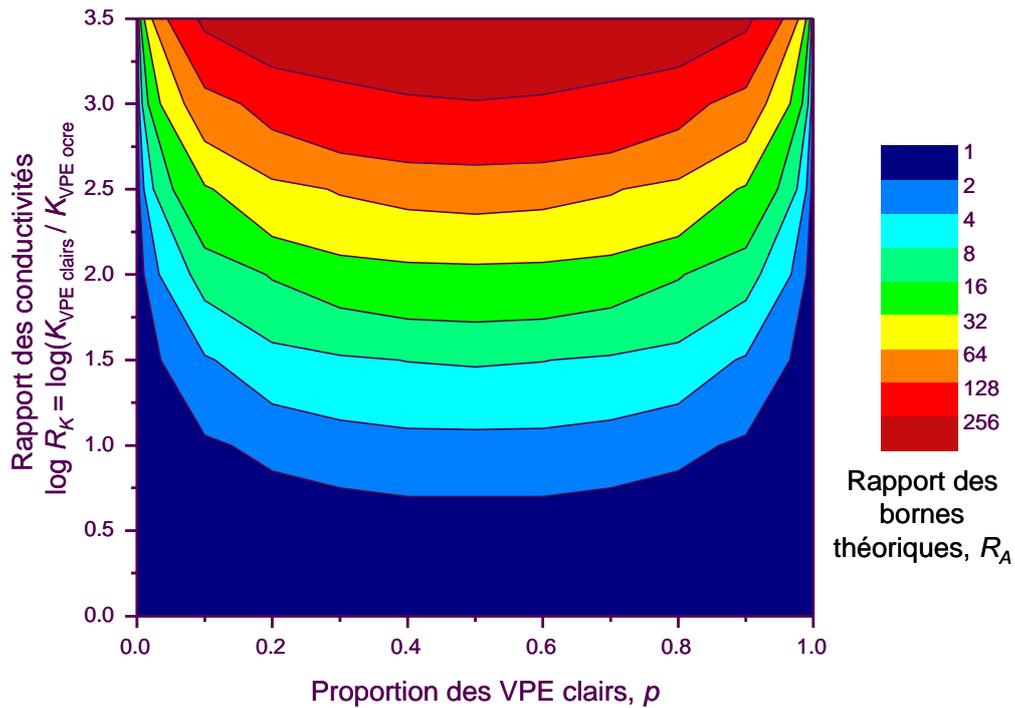


Figure V-10 : Représentation graphique de l'évolution du rapport des bornes théoriques en fonction du rapport des conductivités hydrauliques et de la proportion des VPE clairs. Cette illustration peut être utilisée pour tout autre milieu que celui étudié ici

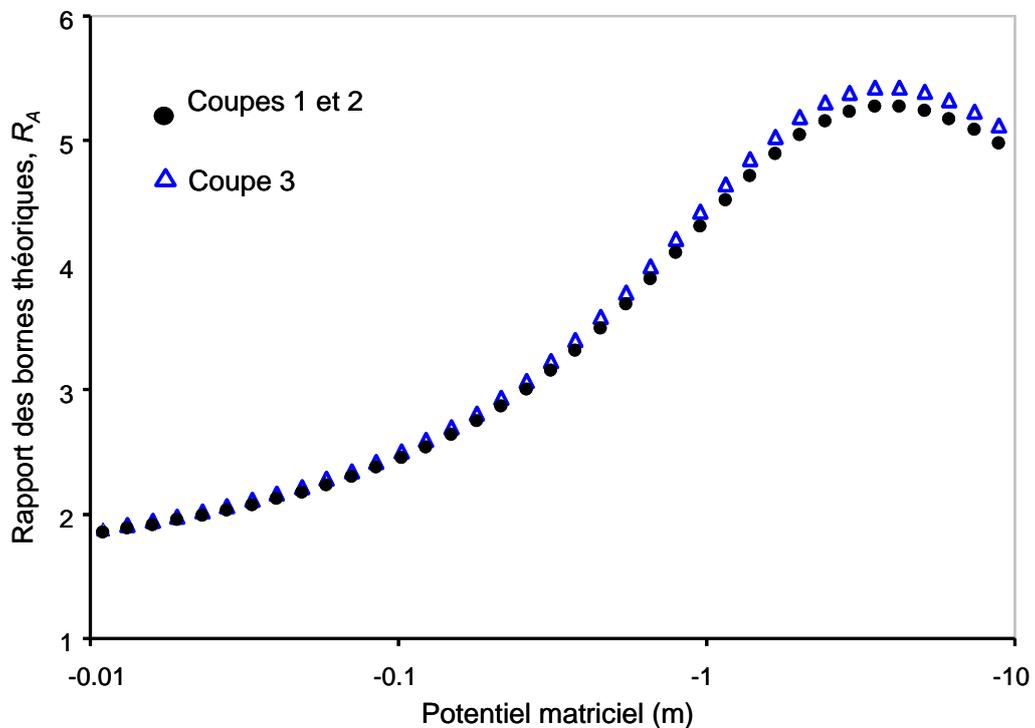


Figure V-11 : Evolution du rapport des bornes théoriques de Wiener avec le potentiel matriciel pour les coupes discrétisées étudiées

V.2.3.b. Prise en compte de la variabilité de la conductivité hydraulique des VPE

Les courbes de conductivité hydraulique des VPE ocre et clairs utilisées pour les simulations numériques et les calculs analytiques sont des courbes moyennes. Elles n'intègrent pas la variabilité naturelle de la conductivité des VPE que nous avons observée lors des mesures expérimentales (voir chapitre III – Figure III-5).

Numériquement, la variabilité des propriétés hydriques d'un milieu hétérogène a déjà été prise en compte par Samouëlian et al. (2007). Ces auteurs ont généré des milieux hétérogènes, à l'aide du concept de similarité de Miller (Miller-similarity – Miller & Miller, 1956) où l'hétérogénéité est décrite par une variance c . Ils ont affecté à un grand nombre sous-unités des propriétés hydriques locales différentes ($\theta(h)$ et $K^*(h)$) basées sur des propriétés de référence ($\theta^*(h)$ et $K^*(h)$) et sur la variance.

De manière analogue, nous pourrions calculer la conductivité hydraulique effective de l'horizon E&Bt en tenant compte de la variabilité des propriétés hydraulique des VPE. Concrètement, nous pourrions utiliser les données de résistivité électrique pour structurer cette variabilité. En effet, dans l'étude présentée ici, nous avons seuillé cette structure afin d'obtenir un milieu binaire, constitué soit de volumes clairs, soit de volumes ocre. Il serait possible de conserver la variabilité observée en résistivité électrique pour générer de la variabilité autour des propriétés hydriques. La conductivité hydraulique des VPE serait alors plus pertinente que la conductivité hydraulique moyenne.

V.2.3.c. Détermination de la conductivité hydraulique en 3-D

Dans la réalité, la conductivité hydraulique effective de l'horizon doit être calculée dans un espace en trois dimensions. Des transferts latéraux non discernables en 2-D peuvent prendre place au sein de l'horizon et la conductivité hydraulique effective peut être différente de celles obtenue sur chacune des coupes discrétisées. Les bornes théoriques étant également valides dans un milieu tridimensionnel, il est donc possible de les utiliser si nécessaire en 3-D pour estimer la conductivité hydraulique effective sans avoir recours à une simulation numérique. Pour notre étude, étant donné la taille du volume étudié, cette analyse 3-D n'a pas été conduite.

V.3. Conclusion : Proposition d'une approche opérationnelle pour la détermination de la conductivité hydraulique effective d'un milieu 2-D hétérogène

L'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre nous permet de proposer une démarche opérationnelle pour déterminer la conductivité hydraulique effective. Cette démarche est présentée sur la figure V-12.

- La première étape consiste à estimer le rapport des conductivités hydrauliques des deux phases. Si celui-ci est élevé, la conductivité hydraulique effective du milieu ne peut être obtenue qu'à partir de la résolution de simulations numériques.
- S'il est faible, la simulation numérique n'est pas nécessaire et un calcul des bornes théoriques ou un calcul analytique peuvent être envisagés. Une analyse rapide de la structure du réseau poreux permet de déterminer si celui-ci est isotrope ou non.
 - o Si le milieu est isotrope, la borne de Matheron fournit une approximation satisfaisante
 - o Si le milieu est anisotrope, on calcule l'une ou l'autre des bornes de Cardwell & Parsons.

Cette approche de détermination de la conductivité effective est des plus simples et ne fait intervenir que si besoin la résolution de simulation numérique.

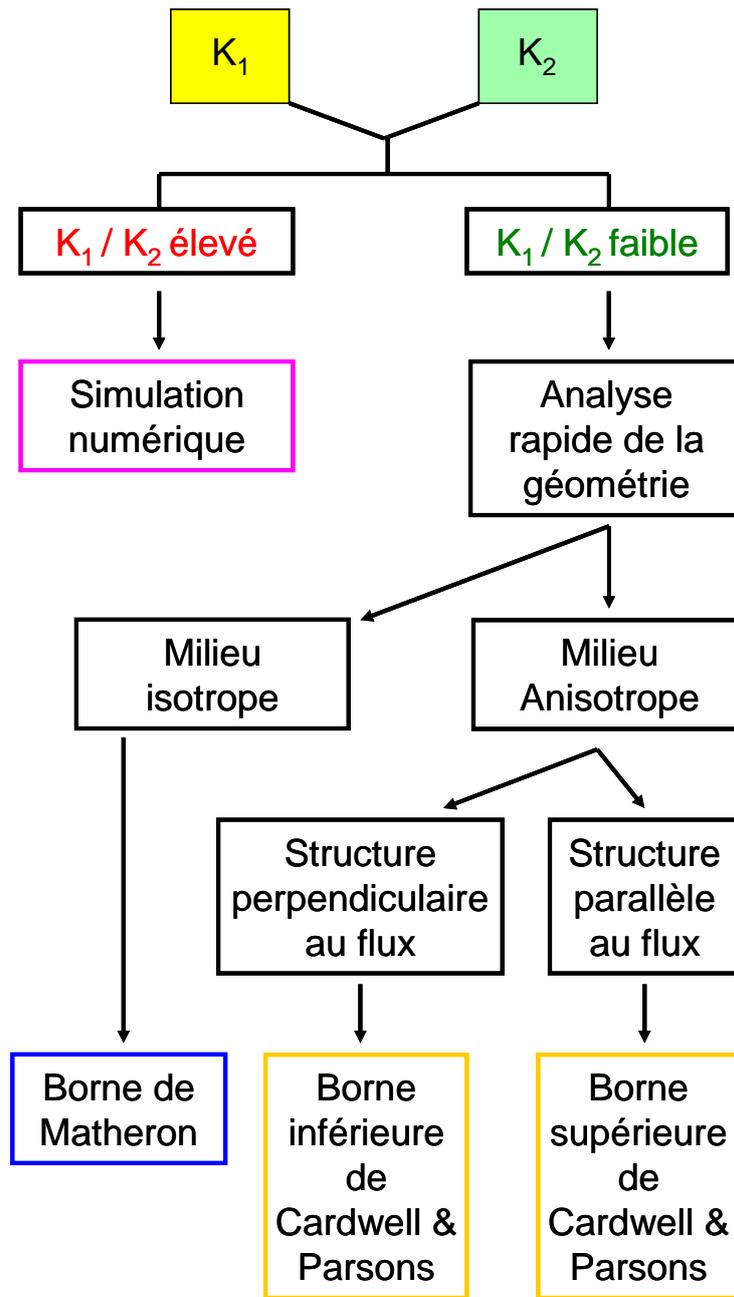
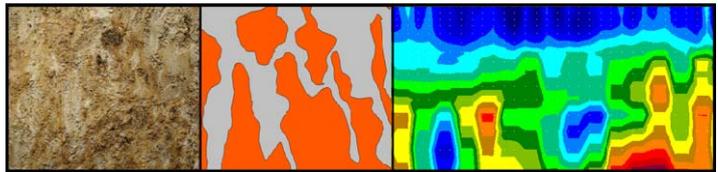


Figure V-12 : Algorithme de notre proposition d'approche pour la détermination de la conductivité hydraulique effective d'un milieu hétérogène 2-D

Conclusion générale & Perspectives



Rappel de l'objectif et de la démarche d'étude

Le cadre général de ce projet de recherche était de caractériser le fonctionnement hydrique effectif d'un horizon hétérogène de sol. Pour cela, nous avons proposé une démarche opérationnelle que nous avons appliquée à l'horizon E&Bt d'un Albeluvisol, horizon qui représente un cas typique d'hétérogénéité de structure et de propriétés hydriques (W.R.B., 1998).

La démarche repose sur la méthode du Scaleway qui suppose de connaître les propriétés hydriques des sous-unités homogènes constitutives de l'horizon (appelées dans ce mémoire les Volumes Pédologiques Élémentaires ou VPE) et leur agencement au sein de l'horizon.

Principaux résultats obtenus

Structure de l'horizon E&Bt

L'horizon E&Bt d'un Albeluvisol est constitué de la juxtaposition de deux principaux types de VPE visuellement identifiables de par leurs couleurs respectives, claire et ocre. L'hétérogénéité intra-VPE est a priori plus faible que celle entre les deux VPE, ce qui justifie l'utilisation de l'échelle du VPE comme entité homogène de description de l'organisation de l'horizon étudié. Les principales caractéristiques des VPE sont les suivantes :

- Les VPE ocre sont plus argileux ($\sim 300 \text{ g kg}^{-1}$) que les VPE clairs ($\sim 200 \text{ g kg}^{-1}$). Les deux types de VPE ont une teneur en argile plus importante à la base de l'horizon E&Bt qu'en surface.
- La masse volumique des VPE clairs est significativement inférieure à celle des VPE ocre.
- Les VPE clairs ont une porosité totale plus élevée qui est, notamment, due à une quantité de pores structuraux et lacunaires plus importante que celle des VPE ocre.

A l'échelle de l'horizon, l'utilisation de la tomographie électrique a permis de caractériser l'agencement des deux types de VPE *in situ*. Les mesures de résistivité électrique ont été utilisées comme proxys pour la détermination de l'organisation spatiale des différents VPE dans l'horizon. Ainsi, les VPE ocre sont majoritaires dans l'ensemble de l'horizon et

deviennent moins morcelés avec la profondeur. La proportion volumique des VPE clairs diminue avec la profondeur. Les VPE clairs s'organisent en un réseau continu encadrant les VPE ocre. Les VPE clairs forment des volumes verticaux s'apparentant à des glosses. Ils représentent probablement des zones préférentielles d'infiltration de l'eau.

D'un point de vue méthodologique, nous avons montré que l'utilisation d'un panneau 2-D était suffisante afin de décrire les grands ensembles de l'horizon mais qu'un dispositif 3-D issu de la concaténation de dispositifs 2-D permet une meilleure description de la structure de l'horizon.

Propriétés hydriques de l'horizon E&Bt

La difficulté à mesurer, au laboratoire, la conductivité hydraulique sur de volumes de sol de quelques centimètres cubes nous a conduit à développer un nouveau protocole de mesures de la conductivité hydraulique en régime saturé ou non à partir d'une miniaturisation de méthodes standard. Ce protocole nous donne aussi accès à la courbe de rétention en eau. Ainsi, la courbe de rétention en eau des VPE a été établie soit à partir de la méthode classiquement basée sur les presses à membrane de Richards (1956), soit sur ce nouveau protocole baptisé « Nems ».

Pour ce qui est de la rétention, nous avons montré que les VPE clairs retiennent plus d'eau (en volumique) pour des potentiels compris entre la saturation et -0.33 m. Pour des potentiels inférieurs à -0.33 m, les VPE ocre retiennent significativement plus d'eau que les VPE clairs. Ces différences de comportement sont à mettre en relation avec la texture et la structure de chaque VPE.

En ce qui concerne la conductivité hydraulique des VPE, nous avons montré que la conductivité hydraulique à saturation des VPE clairs est plus de deux fois supérieure à celle des VPE ocre. Ceci est dû notamment à une porosité totale plus importante des VPE clairs, en cohérence avec les mesures de rétention en eau. Quel que soit le potentiel, la conductivité hydraulique des VPE clairs en régime insaturé est de 2 à 15 fois supérieure (respectivement pour des potentiels proches de la saturation à des potentiels à -10.00 m) à celle des VPE ocre. Ces données de conductivité hydraulique des VPE laissent supposer, comme on pouvait s'y attendre compte tenu du fonctionnement hydrique d'un Albeluvisol, que les flux d'eau dans l'horizon E&Bt devraient s'effectuer principalement au sein des volumes clairs. Ils constituent donc potentiellement des zones de flux d'eau préférentiels.

A l'échelle de l'horizon E&Bt, les mesures réalisées sur chaque VPE nous ont permis :

i) de calculer la propriété de rétention en eau effective de l'horizon par le biais d'une approche additive classique,

ii) d'obtenir par simulation la conductivité hydraulique effective de coupes verticales 2-D.

Dans ce dernier cas, nous avons tout d'abord conduit un travail méthodologique permettant de comparer des simulations effectuées sur des coupes de structure différenciée mais simple pour lesquelles la propriété effective de conductivité est connue. Après cette étape de validation méthodologique, nous avons déterminée la conductivité hydraulique effective de coupes 2-D représentant la structure de l'horizon E&Bt. Nos résultats montrent que lorsque l'orientation préférentielle de la structure de l'horizon est parallèle au flux, la conductivité hydraulique effective est supérieure à celle d'un horizon dont la structure est orientée perpendiculairement au flux. Nous avons également calculé les bornes théoriques de la conductivité hydraulique pour les structures étudiées, ce qui nous a permis de proposer une démarche opérationnelle pour guider l'utilisateur dans la détermination des propriétés effectives de l'horizon en fonction du rapport des conductivités hydrauliques des VPE constituant l'horizon.

Limites de la démarche et perspectives

L'hétérogénéité des structures des sols, et donc de leurs propriétés, est un paramètre clé des futures recherches à mener en Science du sol (Durner, 2008). Notre démarche, établie à partir du cas particulier de l'horizon E&Bt d'un Albeluvisol, a vocation à s'appliquer à tous types d'horizons hétérogènes. Elle présente cependant plusieurs limites.

Caractérisation de l'hétérogénéité

La variabilité intra VPE est plus faible que la variabilité inter VPE, que ce soit pour la structure ou pour les propriétés hydriques et elle n'a pas été prise en compte dans nos simulations. Considérer cette variabilité intra VPE permettrait certainement d'approcher encore plus des propriétés effectives réelles de l'horizon. Il s'agirait d'introduire une loi probabiliste de variation des propriétés hydriques de chaque type de VPE.

L'utilisation de la tomographie électrique nous a permis de caractériser l'agencement des VPE au sein de l'horizon E&Bt. Une connaissance plus fine des propriétés électriques de chaque type de VPE devrait améliorer l'interprétation des données de résistivité électrique apparente. Pour cela, nous pourrions améliorer le protocole « nems » en ajoutant, au cours de la mesure des propriétés hydriques, une mesure de la résistivité électrique dans l'échantillon.

Une autre limite de notre démarche a été de considérer l'horizon hétérogène E&Bt comme étant constitué de seulement deux VPE. Les VPE ocre ou clairs possédant une macroporosité visible à l'œil sont, malgré leurs couleurs respectives identiques aux VPE sans macroporosité, deux autres entités de l'horizon E&Bt aux propriétés hydriques différentes des VPE sans macroporosité. Pour tenir compte de ces VPE avec une macroporosité visible, il faudrait pouvoir déterminer leurs proportions respectives et leur distribution dans l'horizon. Si une appréciation visuelle suffit à connaître leur proportion relative, la distribution de la macroporosité dans l'horizon reste difficile à établir. Pour cela, il peut être envisagé d'avoir recours à un suivi des transferts d'eau préférentiels à l'aide de traceurs (qui présentent l'inconvénient de nécessiter une destruction post expérience de traçage) ou d'un suivi dynamique des variations des mesures de résistivité électrique sur un temps bref après apport d'eau. Par contre, pour cette dernière solution, il nous faudrait obligatoirement déterminer la structure par résistivité électrique à plus fine résolution.

Evaluation de la méthode du Scaleway appliquée à l'horizon E&Bt

Nous avons déterminé les propriétés hydriques effectives d'un horizon hétérogène à partir de la méthode du Scaleway. La validation de cette démarche nécessiterait de comparer le fonctionnement hydrique de l'horizon que l'on peut ainsi simuler, à deux types de mesures :

- i) une mesure directe sur un volume de sol assurément plus grand que le VER du fonctionnement hydrique de l'horizon (monolithe de sol de l'ordre du mètre cube ramené au laboratoire ou installé dans un lysimètre),
- ii) un suivi temporel de la teneur en eau et des flux d'eau à la base de l'horizon d'intérêt.

Modélisation 3-D et 4-D du fonctionnement hydrique de l'horizon, ...

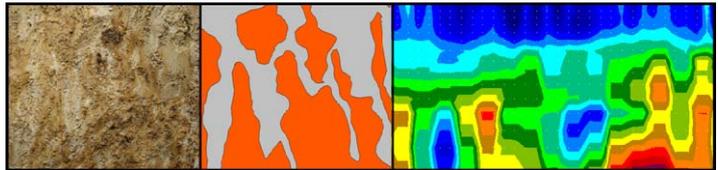
Nous avons jusqu'à maintenant déterminé la conductivité hydraulique effective à partir de coupes 2-D. Même si nos résultats nous laissent penser que des simulations sur des volumes 3-D ne devront pas conduire à une estimation très différente de celle obtenue en 2-D, l'étude reste à conduire.

Il pourrait être également intéressant de déterminer si les glosses sont fonctionnelles. En effet, nous ne savons pas si ce comportement vis-à-vis des transferts d'eau est lié à la taille de la glosse. Seule une caractérisation dynamique des teneurs en eau de l'horizon permettrait de connaître le caractère fonctionnel des glosses. L'idée serait de pouvoir caractériser à plusieurs dates la structure de l'horizon suite à des processus d'infiltration ou d'évaporation d'eau. L'utilisation de la résistivité électrique pour effectuer cette caractérisation dynamique, comme citée précédemment dans le cas de la macroporosité, peut s'avérer être une solution méthodologique de choix du fait de son caractère non destructif et de la possibilité d'adapter sa résolution spatiale.

... du profil de sol, de la parcelle...

L'approche développée dans ce projet de recherche, basée sur le principe du Scaleway, est applicable aux échelles du profil de sol et de la parcelle... Il serait intéressant de chercher à l'appliquer à l'échelle de la parcelle, qui représente l'échelle décisionnelle des actes techniques (irrigation par exemple). Cela suppose de déterminer les propriétés effectives de la parcelle à partir des profils de sol la constituant. Il y aurait là un autre projet de thèse à conduire ...

Bibliographie



Références bibliographiques

- Abu-Hassanein, S., Benson, H. & Blotz, R. 1996. Electrical resistivity of compacted clays. *Journal of geotechnical engineering*, 122: 397-407.
- A.F.E.S. 1995. Référentiel Pédologique, Techniques et Pratiques. Baize & Girard (Eds). INRA Editions, Paris, 332 pp.
- 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.
- Alletto, L. 2007. Dynamique de l'eau et dissipation de l'isoxaflutole et du dicétonitrile en monoculture de maïs irrigué : Effets du mode de travail du sol et de gestion de l'interculture. *PhD thesis*. Institut national agronomique Paris-Grignon. 317 pp.
- Al Majou, H., Bruand, A. & Duval, O. 2008. The use of in situ volumetric water content at field capacity to improve the prediction of soil water retention properties. *Canadian Journal of Soil Science*, 88: 533-541.
- Archie, G.E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AM. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 146: 54-62
- Augeard, B., Kao, C., Chaumont, C. & Vauclin, M. 2005. Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drained soil affected by surface crusting: a field investigation. *Physics and chemistry of the earth*, 30: 568-610.
- Baize, D. 1976. Notice de la carte pédologique de France à 1/100 000, feuille de Tonnerre. Service d'étude des sols et de la carte pédologique de France, Versailles, I.N.R.A.. France, 243 pp.
- Baize, D. 1993. Petites régions naturelles et paysages géologiques de l'Yonne. INRA – Service d'étude des sols et de la carte pédologique de France, Orléans, France, 191 pp.
- Baize D., 2000, Guide des analyses courantes en pédologie, INRA Editions, Paris, 250 p.
- Baize, D. & Voilliot, J.P., 1988. Notice de la carte des sols de l'Yonne à 1/50000, feuille Joigny. Station agronomique de l'Yonne. Auxerre, France. 142 pp.
- Barker, R.D. 1989. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics*, 54: 1031–1037.
- Basile, A., Coppola, A., De Mascellis, R. & Randazzo, L. 2006. Scaling approach to deduce field unsaturated hydraulic properties and behaviour from laboratory measurements on small cores. *Vadose Zone Journal*. 5: 1005-1016.
- Bayer, A., Vogel, H.J., Ippisch, O. & Roth, K. 2005. Do effective properties for unsaturated weakly layered porous media exist? An experimental study. *Hydrology and Earth System Sciences*. 9: 517-522.

-
- Bear, J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. *Elsevier*, New York.
- Bear, J. & Braester, C. 1972. On the flow of two immiscible fluids in fractured porous media. Proc. First Symp. On Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media. Development in Soil Science, 2. Elsevier, New York, pp.177-202.
- Bentley, L.R. & Gharibi, M. 2004. Two- and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous remediation site. *Geophysics*, 69: 674-680.
- Bertuzzi, P., Gaudu, J.C., Bourlet, M., Mohrath, D. & Chanzy, A. 1997. Méthode de Wind, notice technique, version 1, 54 p.
- Besson, A., Cousin, I., Samouëlian, A., Boizard, H. & Richard, G. 2004. Structural heterogeneity of the soil tilled layer as characterized by 2D electrical resistivity surveying. *Soil & tillage Research*, 79: 239-249.
- Bidwell, O.W. & Hole, F.D. 1965. Man as factor of soil formation. *Soil Science*, 99: 65-72.
- Blake, G.R. & Hartge, K.H. 1986. Bulk density. P.363-375. In A. Klute (ed.) Methods of soil analysis. Part 1. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Blöschl, G. & Sivapalan, M. 1995. Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological Processes*. 9: 251-290.
- Bockheim, J.G., Gennadiyev, A.N., Hammer, R.D. & Tandarich, J.P. 2005. Historical development of key concepts in pedology. *Geoderma*, 124: 23-36.
- Boivin, A., Simunek, J., Schiavon, M. & van Genuchten, M.T. 2006. Comparison of pesticide transport processes in three tile-drained field soils using Hydrus-2D. *Vadose Zone Journal*, 5: 838-849.
- Bouma, J. 1982. Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. *Soil Science Society of America Journal*, 46: 438-441.
- Bouma, J. 1985. Soil variability and soil survey. P. 130-149. In J. bouma and D.R. Nielsen (ed). *Soil spatial variability*. Proc. Soil Spatial variability workshop, Las Vegas, NV. 1984. PUDOC Wageningen, the Netherlands.
- Braudeau, E. 2007. Nouveau paradigme en Pédologie : Une physique de l'organisation interne du sol. *Journées Nationales de l'Etude des Sols*, avril 2007. Angers.
- Bruand, A. & Prost, R. 1987. Effect of water content on the fabric of a soil material: an experimental approach. *Journal of Soil Science*, 38: 461-472.
- 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: 323-332.

- 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: 27-40.
- Buchter, B., Hinz, C. & Flühler, H. 1994. Sample size for determination of coarse fragment content in a stony soil. *Geoderma*, 63: 265-275.
- Buckingham, E. 1907. Studies on the movement of soil moisture. Bull. 38, 61pp., U.S. Dep. of Agric. Washington, D.C.
- Camuzard, J.P. 2000. Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux. *PhD thesis*. Université de Caen, Caen, France. 643 pp
- Cardwell, W.T. & Parsons, R.L. 1945. Average permeabilities of heterogeneous oil sands. *Trans. Am. Inst. Mining. Met. Pet. Eng.*: 34-43.
- Carter, A., Heinonen, J. & Vries, J.D. 1982. Earthworms and water movement. *Pedobiologia*, 23: 395-397.
- Chambers, J.E., 2001. The application of 3D electrical tomography to the investigations of brownfield sites. *Phd thesis*, University of Sheffield.
- Chambers, J.E., Kuras, O., Meldrum, P.I, Ogilvy, R.D. & Hollands, J. 2006. Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. *Geophysics*, 71: B231-B239.
- Chossat, J.C. 2005. La mesure de la conductivité hydraulique dans les sols. Choix des méthodes. *Editions Tec&Doc*, Paris. 720 pp.
- Coile, T.S. 1953. Moisture content of small stone in soils. *Soil Science*, 75: 203-207.
- Cousin, I. 2007. Structure et propriétés hydriques des sols : hétérogénéité spatiale et variabilité temporelle, de l'horizon à la parcelle agricole. *Mémoire d'habilitation à diriger des recherches*. Université d'Orléans, 98 pp.
- Cousin, I., Levitz, P. & Bruand, A. 1996. Three-dimensional analysis of a loamy-clay soil using pore and solid chord distributions. *European Journal of Soil Science*, 47: 439-452.
- Cousin, I., Nicoulaud, B. & Coutadeur, C. 2003. Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. *Catena*, 53: 97-114.
- Coutadeur, C. 2002. Etude du transport de l'eau dans un sol labouré. Modélisation 2-D de l'infiltration et de la redistribution dans un sol à structure hétérogène. *PhD thesis*. Institut national agronomique Paris-Grignon. 182 pp.
- Coutadeur, C., Coquet, Y. & Roger-Estrade, J. 2002. Variation of hydraulic conductivity in a tilled soil. *European Journal of Soil Science*, 53: 619-628.

-
- Coutadeur, C., Cousin, I. & Nicoullaud, B. 2000. Influence de la phase caillouteuse sur la réserve en eau des sols. Cas des sols de Petite Beauce du Loiret. *Etude et Gestion des Sols*, 7: 191 – 205.
- Covey, W. 1963. Mathematical study of the first stage of drying of a moist soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 27: 130-134.
- Cushman, J.H. 1984. On unifying the concepts of scale, instrumentation, and stochastics in the development of multiphase transport theory. *Water Resources Research*, 20: 1668-1676.
- Cushman, J.H. 1990. An introduction to hierarchical porous media. In: e.J.H. Cushman (Ed.), *Dynamics of fluids in hierarchical porous media*. Academic Press, London, pp. 1-6.
- Dagan, G. 1986. Statistical theory of groundwater flow and transport: pore to laboratory, laboratory to formation, and formation to regional scale. *Water Resources Research*, 22: 120S-134S.
- Dahlin, T. 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers & Geosciences*, 27: 1019-1029.
- Dahlin, T. & Loke, M.H. 1998. Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 38: 237-249.
- Dahlin, T. & Zhou, B. 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52: 379-398.
- Darcy, H. 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris : Victor Dalmont.
- deGroot-Hedin, C. & Constable, S. 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55: 1613-1624.
- De Kimpe, C.R. & Laverdière, M.R. 1982. A reevaluation of the laboratory determination of Ksat using the paraffin-embedding. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*, 13: 285-293.
- Deutsch, C. & Journel, A. 1998. GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide. Oxford University Press, Oxford. UK.
- Diab, M., Merot, P. & Curmi, P. 1988. Water movement in a glossaqualf as measured by two tracers. *Geoderma*, 43: 143-161.
- Drahor, M.G., Göktükler, G., Berge, M.A., Kurtulmuş, T.Ö. & Tuna, N. 2007. 3D resistivity imaging from an archeological site in south-western Anatolia, turkey: a case study. *Near Surface Geophysics*, 5: 195-201.
- Driessen, P., Deckers, J., Spaargaren, O. & Nachtergaele, F. (Eds.), 2001. Lecture Notes on the Major Soils of the World. FAO, Rome. 334 pp.

- Durner, W. 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resource Research*, 30: 211-223.
- Durner, W., Jansen, U. & Iden, S.C. 2008. Effective hydraulic properties of layered soils at the lysimeter scale determined by inverse modelling. *European Journal of Soil Science*, 59: 114-124.
- E.S.B.N., European Soil Bureau Network. 2005. Soil Atlas of Europe. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 128 pp.
- Feyen, J., Jacques, D., Timmerman, A. & Vanderborght, J. 1998. Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils: a review of recent approaches. *Journal of Agriculture and Engineering Research*, 70: 231-256.
- Fiès, J.C. 1992. Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 1062-1067.
- Fiès, J.C. & Bruand, A. 1998. Particle packing and organization of the textural porosity in clay-silt-sand mixtures. *European Journal of Soil Science*, 49: 1-11.
- Fiès, J.C., De Louvigny, N. & Chanzy, A. 2002. The role of stone in soil water retention. *European Journal of Soil Science*, 53: 95-104.
- FitzPatrick, E.A. 1980. Soils, Longman (Eds), 340 p.
- Forrer, I., Papritz, A., Kasteel, R., Fluhler, H. & Luca, D. 2000. Quantifying dye tracers in soil profiles by image processing. *European Journal of Soil Science*, 51: 313-322.
- Freeze, R.A. & Cherry, J.A. 1979. Groundwater. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, Inc.
- Friedman, S.P. 2005. Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review. *Computers and electronics in agriculture*, 46: 45-70.
- Frison, A. 2005. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques d'horizons hétérogènes de sol. INRA, Unité de Recherche de Science du Sol. Rapport de Master Recherche Géosystèmes Continentaux et Géomatique. Université d'Orléans. 43 pp.
- Frison, A., Cousin, I., Montagne, D., & Cornu, S. 2008. Soil hydraulic properties in relation to local rapid soil changes induced by field drainage: a case study. *European Journal of Soil Science*, In press.
- Garnier, P., Ezzine, N., De Gryze, S. & Richard, G. 2004. Hydraulic properties of soil-straw mixtures. *Vadose Zone Journal*, 3:714-721.
- Gharibi, M. & Bentley, L.R. 2005. Resolution of 3-D Electrical Resistivity Images from inversions of 2-D orthogonal lines. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10: 339-349.

-
- Grant, R., Laubel, A., Kronvang, B., Andersen, H.E., Svendsen, L.M. & Fuglsang, A. 1996. Loss of dissolved and particulate phosphorus from arable catchment by subsurface drainage. *Water Research*, 30: 2633-2644.
- Gras, R. 1994. Sols caillouteux et production végétale. INRA Editions, 175 pp.
- Greenkorn, R.A. & Kessler, D.P. 1969. Dispersion in heterogeneous nonuniform aquifer. *Industrial and Engineering Chemistry*, 61: 14-32.
- Grossman, R.B. & Reinsch, T.G. 2002. The solid phase. In: *Methods of Soil Analysis*, Part 4, *Physical Methods*, Chapter 2, Eds. J. H. Dane and G. C. Topp, Third edition, SSSA, Madison, WI, 201-228.
- Habberjam, G.M. & Watkins, G.E. 1967. The use of a square configuration in resistivity prospecting. *Geophysical Prospecting*, 15: 445-467.
- Hayes, W.A., Vepraskas, J. & Vepraskas, M.J. 2000. Morphological changes in soils produced when hydrology is altered by ditching. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1893-1904.
- Hillel, D. 1974. L'eau et le sol : principes et processus physiques. Vander Edition, Paris.
- Horn, R. 1990. Aggregate characterization as compared to soil bulk properties. *Soil and Tillage Research*, 17: 265-289.
- Jackson, P.D., Earl, S.J. & Reece, G.J. 2001. 3D resistivity inversion using 2D measurements of the electric field. *Geophysical Prospecting*, 49: 26-39.
- Jamagne, M. 1973. Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du Nord de la France. *PhD Thesis*, University of Gembloux (Belgique), 445 p.
- Jamagne, M. 1978. Les processus pédogénétiques dans une séquence évolutive progressive sur formations limoneuse loessiques en zone tempérée froide et humide. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, Paris, 286 : 25-27.
- Jamagne, M. & King, D. 2003. The current French approach to soilscape typology. In: H.Eswaran, T.Rice, R.Ahrens and B.A. Stewart (Editors), *soil classification. A global desk reference*. CRC Press. New York. 157-178.
- Jamagne, M. & Pédro, G. 1981. Les phénomènes de migration et d'accumulation de particules au cours de la péogénèse sur les formations limoneuses du Nord de la France. Essai de caractérisation du processus de « lessivage ». *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, 292 : 1329-1332.
- Jenny, H. 1941. Factors of soil formation. Mc Graw-Hill, New-York, 281pp.
- Journel, A.G., Deutsch, C.V. & Desbarats, A.J. 1986. Power averaging for Block effective permeability. *SPE 15128*. society of Petroleum Engineers.
- Kadanoff, L. 1966. Scaling laws for Ising models near T_c . *Physics*, 2: 263-272.

- Kapilevich, Z.A., Tselishcheva, L.K. & Vysochenko, A.V. 1991. Transformation of soils developing on glacial-lacustrine clays after drainage. *Soviet Soil Science*, 23: 9-18.
- King, P.R. 1989. The use of renormalization for calculating effective permeability. *Transport in Porous Media*, 4: 37-58.
- Kladivko, E.J., Scoyoc, G.E.V., Monke, E.J., Oates, K.M. & Pask, W. 1991. Pesticides and nutrient movement into subsurface tile drains on a silt loam soil, *Indiana Journal of Environmental Quality*, 20: 264-270.
- Klute, A. 1986. Water retention: Laboratory methods. In: *Methods of soil analysis*. Part 1. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA (ed. A. Klute), pp. 635-662. Madison, WI.
- Lauren, J.G., Wagenet, R.J., Bouma, J. & Wösten, J.H.M. 1988. Variability of saturated hydraulic conductivity in a glossaquic Hapludalf with macropores. *Soil Science*, 145: 20-28.
- Lawrence, G.P. 1977. Measurement of pore sizes in fine-textured soils: a review of existing techniques. *Journal of Soil Science*, 28: 527-540.
- Le Loc'h, G. 1987. Etude de la composition des perméabilités par des méthodes variationnelles, *PhD thesis*, Ecoles des mines de Paris, Paris.
- Lin et al., 2005. Advances in Hydropedology. *Advances in Agronomy*, 85: 1-89.
- Loke, M.H. 2001. Tutorial : 2D and 3D electrical imaging surveys. Course Notes for USGS Workshop "2D and 3D inversion and modelling of Surface and Borehole Resistivity Data", Torr, CT, 59 pp.
- Loke, M.H. & Barker, R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44: 131-152.
- Mallants, D., Mohanty, B.P., Vervoort, A. & Feyen, J. 1997. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. *Soil Technology*, 10: 115-131.
- Mandelbrot, B. 1982. The fractal geometry of nature, San Francisco, CA.
- Manichon, H. 1982. Influence des systèmes de culture sur le profil cultural : élaboration d'une méthode de diagnostic basée sur l'observation morphologique. *PhD thesis*, INA P-G.
- Matheron, G. 1962. Traité de Géostatistique appliquée. Tome 1, Editions Technip, Paris, 334 pp.
- Matheron, G. 1967. Eléments pour une Théorie des Milieux Poreux. Mason, Paris.
- McKenzie, B.M. & Dexter, A.R., 1996, Methods for studying the permeability of individual soil aggregates. *Journal of Agricultural and Engineering Research*, 65: 23-28.

-
- Meadows, D.G., Young, M.H. & McDonald, E.V. 2005. A laboratory method for determining the unsaturated hydraulic properties of soil peds. *Soil Science Society of America Journal*, 69: 807-815.
- Mehuys, G.R. & De Kimpe, C.R. 1976. Saturated hydraulic conductivity in pedogenetic characterization of podzols with fragipans in Quebec. *Geoderma*, 15: 371-380.
- Mercer, W.G. & Hall, A.D. 1911. The experimental error of field trials. *Journal of Agricultural Science*, 4: 107-132.
- Miller, E.E. & Miller, R.D. 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *Journal of Applied Physics*, 27: 324-332.
- Minkkinen, K., Vasander, H., Jauhiainen, S., Karsisto, M. & Laine, J. 1998. Post drainage changes in vegetation composition and carbon balance in Lakkasuo mire, Central Finland. *Plant and soil*, 207: 107-120.
- Mohrath, D., Bruckler, L., Bertuzzi, P., Gaudu, J.C. & Bourlet, M. 1997. Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal*, 61: 725-735.
- 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. *Annales Agronomiques*, 24 : 533-541
- Montagne, D. 2006. Impact de la mise en culture et du drainage sur l'évolution récente des sols: cas des Luvisols dégradés de l'Yonne. *PhD thesis*. Université d'Orléans, Orléans. 210 pp.
- Montagne, D., Cousin, I., Le Forestier, L., Daroussin, J. & Cornu, S. 2007. Quantification of soil volumes in the Eg&Bt-horizon of an Albeluvisol using image analysis. *Canadian Journal of Soil Science*, 87: 51-59.
- Montagne, D., Cornu, S., Le Forestier, L., Hardy, M., Josière, O., Caner, L. & Cousin, I. 2008. Impact of drainage on soil-forming mechanisms in a French Albeluvisol: Input of mineralogical data in mass-balance modelling. *Geoderma*, doi:10.1016/j.geoderma.2008.02.005
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12: 513-519
- Nemes, A., Schaap, M.G., Leij, F.J. & Wosten, J.H.M. 2001. Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. *Journal of Hydrology*, 25: 151-162.
- Nicole, J. 2003. Dynamique d'une nappe perchee temporaire sur plateau d'argile à meulière du bassin parisien. *PhD thesis*. Université de Paris XI-Orsay. 180 pp.

- Nyàri, Z. & Kanh, A.I. 2007. Imaging of buried 3D objects by using electrical profiling methods with GPR and 3D geoelectrical measurements. *Journal of Geophysics and Engineering*, 4: 83-93.
- Othmer, H., Diekkrüger, B. & Kutilek, M. 1991. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science*, 152: 139-149.
- Øygarden, L., Kvaerner, J. & Jenssen, P.D. 1997. Soil erosion via preferential flow to drainage system in clay soils. *Geoderma*, 76: 65-86.
- Papadopoulos, N.G., Tsourlos, P., Tsokas, G.N. & Sarris, A. 2007. Efficient ERT measuring and inversion strategies for 3D imaging of buried antiquities. *Near Surface Geophysics*, 5: 349-361.
- Pereira, V. & FitzPatrick, E.A. 1998. Three-dimensional representation of tubular horizons in sandy soils. *Geoderma*, 81: 295-303.
- Poesen, J. & Lavee, H. 1994. Rock fragments in top soils: significance and processes. *Catena*, 23: 1-28.
- Pomerol, B. 1988. Carte géologique de la France (1/50000), feuille Courtenay (366). BRGM, Orléans.
- Prieksat, M.A., Kaspar, T.C. & Ankeny, M.D. 1994. Positional and temporal changes in ponded infiltration in a corn field. *Soil Science Society of America Journal*, 58: 181-184.
- Quénard, L. 2008. Modélisation du fonctionnement hydrique d'un sol agricole drainé. Unité de Recherche de Sciences du Sol, INRA Orléans. *Rapport de Master2 « Transferts Sol Aquifère*, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse. 64 pp.
- Quétin, Ph. & Raison, L. 1997. Conductivité hydraulique à saturation par la méthode de la charge constante. *Fiche protocole, INRA Orléans*, 3p.
- Quétin, Ph., Raison, L. & Gaillard, H. 1998. Détermination de la courbe de rétention en eau $h(\theta)$ et de la conductivité hydraulique en conditions non saturée $K(h)$ ou $K(\theta)$ -méthode par évaporation (méthode de WIND), *Fiche protocole, INRA Orléans*, 4p.
- Quintard, M. & Whitaker, S. 1987. Ecoulement monophasique en milieu poreux: effets des hétérogénéités locales. *Journal de Mécanique Théorique et Appliquée*, 6: 691-726.
- Ratliff, L.F., Ritchie, J.T. & Cassel, D.K. 1983. Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 770-775.
- Renard, P. 1997. Modélisation des écoulements en milieux poreux hétérogènes. Calcul des perméabilités équivalentes. *PhD thesis*, Ecole des mines de Paris. 246 pp.
- Renard, P. & de Marsily, G. 1997. Calculating equivalent permeability: A review. *Advances Water Research*, 20: 253-278.

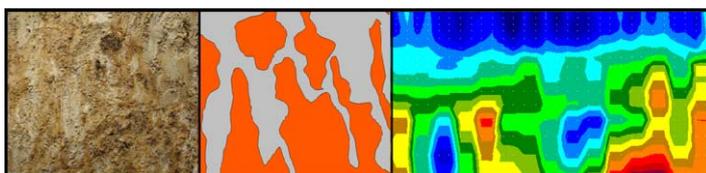
-
- Renault, P. 1988. theoretical studies of mercury intrusion in some networks: Testing the applicability of mercury intrusion in the size characterisation of the lacuna pore space of soil samples. *Transport in Porous Media*, 3: 529-547.
- Rey, E., Jongmans, D., Gotteland, P. & Garambois, S. 2006. Characterisation of soils with stony inclusions using geoelectrical measurements. *Journal of applied Geophysics*, 58: 188-201.
- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A. & Guerif, J. 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52: 49-58.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1: 318-332.
- Richards, L.A. 1956. Sample retainers for measuring water retention by soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 20: 301-303.
- Richter, D.D. 2006. Improving the science of soil change: a proposal for the earth science community, *18th World Congress of Soil Science*. IUSS-SSSA, pp. 85. Philadelphia, Pennsylvania, USA.
- Richter D. D. & Markewitz, D. 2001. Understanding soil change. Soil sustainability over millennia, centuries and decades. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 255 pp.
- Ross, P.J. & Smettem, K.R.J. 1993. Describing soil hydraulic properties with sums of simple functions. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 26-29.
- Rothwell, R.L., Silins, U. & Hillman, G.R. 1996. The effects of drainage on substrate water content at several forested Alberta peatlands. *Canadian Journal of Forest Research*, 26: 53-62.
- Ruellan A. & Dosso, M. 1993. Regards sur le sol. Foucher-Aupeld, Paris.
- Ruy, S., Mohrath, D., Bertuzzi, P. & Bruckler, L. 2004. Notice d'utilisation du logiciel ESPAS1.0. INRA, Unité Climat, Sol et Environnement, Avignon. 78 pp.
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A. & Richard, G. 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil & Tillage Research*, 83: 173-193.
- Samouëlian, A., Richard, G., Cousin, I., Guérin, R., Bruand, A. & Tabbagh, A. 2004. Three-dimensional crack monitoring by electrical resistivity measurement. *European Journal of Soil Sciences*, 55: 751-762.
- Samouëlian, A., Vogel, H.J. & Ippisch, O. 2007. Upscaling hydraulic conductivity based on the topology of the sub-scale structure. *Advances in Water Resources*, 30: 1179-1189.
- Sasaki, I. 1994. 3-D resistivity inversion using the finite-element method. *Geophysics*, 59: 1839-1848.

- Science, 2004. Soils. The final frontier. 304 pp.
- Séger, M., Cousin, I., Frison, A., Boizard, H. & Richard, G. 2008. Characterisation of the structural heterogeneity of the soil tilled layer by using in situ 2D and 3D electrical resistivity measurements. *Soil & Tillage Research*, In press.
- Semmel, H., Horn, R., Hell, U., Deter, A.R. & Schulze, E.D. 1990. The dynamics of soil aggregate formation and the effect on soil physical properties. *Soil Technology*, 3: 113-129.
- Senos Matias, M.J. 2002. Square array anisotropy measurements and resistivity sounding interpretation. *Journal of Applied Geophysics*, 49: 185-194.
- Sharma, M.L. & Uehara, G. 1968. Influence of Soil Structure on Water Relations in Low humic Latosols: I. Water Retention. *Soil Science Society of America Proceedings*, 32: 765-770
- Sharma, P.P., Carter, F.S. & Halverson, G.A. 1993. Water retention by soils containing coal. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 311-316.
- Shipitalo, M.J., Nuutinen, V. & Butt, K.R. 2004. Interactions of earthworm burrows and cracks in a clayey, subsurface-drained, soil. *Applied Soil Ecology*, 25: 209-217.
- Silins, U. & Rothwell, R.L. 1998. Forest Peatland drainage and subsidence affect soil water retention and transport properties in an Alberta peatland. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 1048-1056.
- Sillon, J.F., Richard, G. & Cousin, I. 2003. Tillage and traffic effects on soil hydraulic properties and evaporation. *Geoderma*, 116: 29-46.
- Šimůnek, J. & Šejna, M. 2007. Hydrus2D/3D, Software Package for Simulating the Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. PC-Progress, Prague, Czech Republic.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. Th. & Šejna, M. 2005. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 3.0, HYDRUS Software Series 1, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, 270 pp.
- Smith R.E. & Diekkrüger, B. 1996. Effective soil water characteristics and ensemble soil water profiles in heterogeneous soils. *Journal of Geophysical Research*, 32: 1993-2002.
- Stengel, P. 1979. Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ. *Annales Agronomiques*, 30 : 37-51.
- Stengel, P. 1990. Caractérisation de l'état structural du sol. Objectifs et méthodes. *La structure du sol et son évolution*, Edition INRA : 15-36.

-
- Stolte, J. 1992. Determination of the saturated hydraulic conductivity using the constant head method. Manual soil physical measurements, version 2.0. Technical Document sc-dlo, Wageningen, 4p.
- Stolte, J., Freijer, J.L., Bouten, W., Dirksen, C., Halbertsma, J.M., Vandam, J.C., Vandenberg, J.A., Veerman, G.J. & Wösten, J.H.M. 1994. Comparison of six methods to determine unsaturated soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 58: 1596-1603.
- Tabbagh, A., Dabas, M., Hesse, A. & Panissod, C. 2000. soil resistivity: a non-invasive tool to map soil structure horization. *Geoderma*, 97: 393-404.
- Tamari, S., Bruckler, L., Halbertsma, J. & Chadoeuf, J. 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 642-651.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. & Keys, D.A. 1990. *Applied Geophysics*, Cambridge.
- Tétégan, M. 2008. Caractérisation des échanges hydriques entre les différentes fractions de sols caillouteux. Unité de Recherche de Sciences du Sol, INRA Orléans. *Rapport de Master2*, Géosciences – Lithosphère, Bassins, Pétrole, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 56pp.
- Trojan, M.D. & Linden, D.R. 1998. Macroporosity and hydraulic properties of earthworm-affected soils as influenced by tillage and residue management. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 1687-1692.
- Tugel A.J., et al. 2005. Soil change, soil survey and natural resources decision making: a blueprint for action. *Soil Science Society of America Journal*, 69: 738-747.
- Vachier, P., Cambier, P. & Prost, R. 1979. Structure d'un milieu poreux : la craie. *Annales Agronomiques*, 30: 247-263.
- van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. & Yates, S.R. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. *EPA Report 600/2-91/065*. U.S. Salinity Laboratory USDA ARS, Riverside, California.
- Vereecken, H., Kasteel, R., Vanderborght, J. & Harter, T. 2007. Upscaling hydraulic properties and soil water flow processes in heterogeneous soils: a review. *Vadose Zone Journal*, 6: 1-28.
- Vogel, H.J., Cousin, I. & Roth, K. 2002. Quantification of pore structure and gas diffusion as a function of scale. *European Journal of Soil Science*, 53: 465-473.

- Vogel, H.J. & Roth, K. 2003. Moving through scales of flow and transport in soil. *Journal of Hydrology*, 272: 95-106.
- Wagenet, R.J. 1998. Scale issues in agroecological research chains. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 50: 23-24.
- Wheatcraft, S. & Cushman, J.H. 1991. Hierarchical Approaches to transport in heterogeneous porous media. *Reviews of Geophysics*, Supplement, 263-269.
- Wiener, O. 1912. Abhandlungen der mathematisch. Pysischen Klasse der Königlichen Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften, 32 : 509.
- Wildenschild, D. & Jensen, K.H. 1999. Laboratory investigations of effective flow behavior in unsaturated heterogeneous sands. *Water Resources Research*, 35: 17-27.
- Wind, G.P. 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method, In: P.e. Rijtema and H Wassink (eds.) *Water in the unsaturated zone*. Vol.1.Proc. Wageningen Symposium Wageningen, the Netherlands. June 1966. IASH Gentbrugge/UNESCO Paris: 181-191.
- Wopereis M.C.S., Kropff, M.J., Wösten, J.H.M. & Bouma, J. 1993. Sampling strategies for measurement of soil hydraulic properties to predict rice yield using simulation models. *Geoderma*, 59: 1-20.
- 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.
- W.R.B.: A World Reference Base for Soil Resources. 1998. In J.A. Deckers, O.C. Spaargaren, F.O. Nactergaele, L.R. Oldeman, R. Brinkman (Ed.) *World soil resources reports n°84*. FAO-ISRIC-AISS, Rome, Italia.
- Yaalon, D.H. & Yaron, B. 1966. Framework for man-made soil changes: an outline of metapedogenesis. *Soil Science*, 102: 272-277.
- Zehe, E. & Flühler, H. 2001. Preferential transport of isoproturon at a plot scale and a field scale tile-drained site. *Journal of Hydrology*, 247: 100-115.
- Zeiliguer, A.M., Papchepsky, Y.A. & Rawls, W.J. 2000. Estimating water retention of Sandy soils using the additivity hypothesis. *Soil Science*, 165: 373-383.
- Zhou, Q.Y., Shimada, J. & Sato, A. 2001. Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, 37: 273-285.
- Zimmer, D., Bouzigues, R., Chossat, J.C., Favrot, J.C. & Guirresse, A.M. 1991. Importance et déterminisme des infiltrations profondes en luvisols-redoxisols drainés. Incidence sur les modalités de drainage. *Science du Sol*, 29: 321-337.

Annexes



Annexe A

Mesure des propriétés hydriques à l'échelle d'un horizon par des méthodes de laboratoire standard

La caractérisation des propriétés hydriques (rétention en eau et conductivité hydraulique) à l'échelle de l'horizon est nécessaire afin de comprendre le fonctionnement d'un profil de sol, mais aussi afin de renseigner les bases de données pour cartographier les comportements des sols, d'effectuer de futures modélisations des transferts... L'emploi d'une méthode de laboratoire standardisée permet d'effectuer des comparaisons des propriétés des sols aux échelles nationale et internationale.

Dans le cas de l'étude de l'horizon E&Bt de l'Albeluvisol (W.R.B., 1998), les mesures des propriétés hydriques de l'horizon ont été réalisées à l'aide de volumes de sol finis cylindriques par les méthodes standard : i) du perméamètre à charge constante *per ascensum* (Stolte, 1992) pour la mesure de la conductivité hydraulique à saturation, et ii) évaporatoire de Wind (Wind, 1968) pour la mesure de la conductivité hydraulique non saturée et les caractéristiques de rétention en eau. Les échantillons sont non perturbés, pluri – décimétriques et prélevés dans des conditions de teneur en eau proche de la capacité au champ.

Ces deux méthodes de laboratoire utilisent des cylindres de 0.15 m de diamètre * 0.07 m de haut. La mesure de la conductivité hydraulique sera d'abord effectuée en régime saturé puis en régime insaturé, sur les mêmes cylindres.

1. Mesure de la conductivité hydraulique à saturation

La conductivité hydraulique en régime saturé en eau a été obtenue en utilisant la méthode standard du perméamètre à charge constante *per ascensum* (Stolte, 1992), méthode qui reprend le système employé par Darcy. La circulation de l'eau se fait du bas vers le haut dans l'échantillon afin de limiter le déplacement de particules du sol (Quétin et Raison, 1997). Cette méthode est préférée dans le cas de sols présentant des conductivités hydrauliques moyennes à faibles (Chossat, 2005).

Un niveau d'eau est maintenu constant au dessus de l'échantillon de sol, préalablement saturé, à l'aide d'un réservoir placé latéralement. Cette charge est imposée sur l'échantillon pendant 1 heure puis le volume écoulé est mesuré. La conductivité hydraulique à saturation est alors déterminée par la formule :

$$K_s = \frac{V}{A.t} * \frac{l}{h} \quad [A-1]$$

avec K_s , conductivité hydraulique à saturation ($m s^{-1}$), V , volume d'eau percolée à travers l'échantillon pendant le temps t (m^3), A , surface de l'échantillon de sol (m^2), t , temps durant lequel la mesure est effectuée (s), l , hauteur de l'échantillon de sol (m), et h , hauteur de la charge d'eau imposée (m).

Cinq charges sont appliquées successivement sur l'échantillon et la valeur de conductivité hydraulique à saturation retenue correspond à la moyenne géométrique des charges.

2. Mesure de la conductivité hydraulique insaturée et des caractéristiques de rétention en eau

Sur les mêmes cylindres que précédemment, la méthode évaporatoire de Wind (Wind, 1968) a été utilisée afin de mesurer les propriétés hydriques, $h(\theta)$ et $K(h)$, en régime insaturé en eau. C'est l'une des méthodes de laboratoire les plus utilisées à l'échelle de l'horizon, notamment, elle est utilisée pour renseigner les propriétés hydriques des bases de données française (SOLHYDRO – Bruand et al., 2004) et européenne (HYPRES – Wösten et al., 2001).

La méthode de Wind (1968) est utilisée pour des valeurs de potentiels comprises entre -0.5 et -8 m, sur un échantillon de sol préalablement saturé en eau (Bertuzzi *et al.*, 1997 ; Quélin *et al.*, 1998 ; Norme ISO-11275, 2004). Après ressuyage, le cylindre est soumis à l'évaporation à partir de sa partie supérieure, le drainage étant nul à la base. En ce qui concerne l'évaporation, Covey (1963) a établi que, pour une petite colonne de sol, un degré de séchage faible et une teneur en eau élevée au départ (conditions réunies dans le cadre de l'expérience par évaporation de Wind), la colonne de sol sèche uniformément et présente en tout temps une teneur en eau constante sur tout le profil. A différents pas de temps, des mesures sont réalisées sur :

- la masse de l'échantillon
- le potentiel matriciel de l'eau à différentes profondeurs, potentiel mesuré à l'aide de cinq tensiomètres enfoncés horizontalement ($h(t,z)$).

Le principe de l'algorithme de Wind est que, à chaque instant t , des valeurs de potentiel en fonction de la profondeur, $h(z)$, et une teneur en eau moyenne de l'échantillon, $\theta(z)$, sont mesurées. Dans cet algorithme, il est fait l'hypothèse que l'échantillon peut être divisé en plusieurs couches, ayant chacune une teneur en eau constante à un instant donné. Ensuite, une estimation de la teneur en eau de chaque compartiment, $\theta(z,t)$, est effectuée par un profil en escalier (Wind, 1968) à l'aide du modèle de van Genuchten (1980) ou de Durner (1994). Une autre possibilité, non réalisée ici, est d'effectuer cette estimation par régression polynomiale avec une fonction spline (Wind modifié, Tamari et al., 1993).

Une procédure itérative permet de déduire un profil de teneur en eau estimée, $\theta_e(z,t)$, puis, la teneur en eau moyenne des différents compartiments, $\theta_{mc}(z,t)$. $\theta_e(z,t)$ est ensuite comparée à $\theta_{mc}(z,t)$. Si la différence des carrés des écarts est supérieure à un seuil défini, les valeurs des paramètres d'ajustement des modèles, arbitrairement initialisés, sont changées. Les itérations sont stoppées quand la variation relative de la somme des carrés des écarts ou celle des paramètres est inférieure à 10^{-3} entre deux itérations successives. Un couple de points, pour chaque z à chaque instant t , $\theta(z,t)$ et $h(z,t)$, est obtenu. La courbe de rétention en eau, $h(\theta)$, passant par ces couples de points est reconstituée en utilisant les modèles de van Genuchten (1980) ou de Durner (1994).

La conductivité hydraulique est obtenue en fonction de la profondeur ($K(z,t)$) et à l'aide des courbes $\theta(z,t)$ et $h(z,t)$, les courbes $K(\theta)$ et $K(h)$ sont modélisées par les formules de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980), ou Mualem-Durner (Durner, 1994).

Annexe B

Mesures des conductivités hydrauliques à saturation le long d'une draino-séquence (de 0.6 à 7 m d'un drain)

Les mesures des conductivités hydrauliques à saturation (K_s) ont été réalisées à l'aide la méthode du perméamètre à charge constante (Stolte et al., 1994) *per ascensum* (Annexe A) sur des cylindres de 0.15 m de diamètre et 0.07 m de hauteur. Deux cylindres ont été prélevés pour cinq positions de mesures distantes d'un drain au sein de l'horizon E&Bt. Le prélèvement s'est effectué dans trois orientations pour la détermination de la conductivité hydraulique en régime saturé en eau :

- i) verticale,
- ii) horizontale 0° , et
- iii) horizontale 90° .

Les données ont été obtenues par Frison (2005) et Quénard (2008). Des mesures de la conductivité hydraulique à saturation ont été également réalisées au sein des horizons sus-jacent et sous-jacent à l'horizon E&Bt, respectivement dans les horizons Ap et Bt (Frison, 2005 ; Quénard, 2008).

Les données sont présentées dans le tableau B-1 suivant :

Tableau B-1 : Résultats des mesures de la conductivité hydraulique à saturation sur des volumes d'horizons prélevés au sein du profil d'un Albeluvisol le long d'une draino-séquence

K_s ($m\ s^{-1}$)	Distance par rapport au drain (m)				
	0.6	1.0	2.0	4.0	7.0
<u>Horizon Ap</u>			$5.7.10^{-5}$ ^a		
			$9.7.10^{-6}$		
			8.10^{-5}		
			$8.9.10^{-6}$		
		$2.8.10^{-5}$ ^a	$2.4.10^{-5}$	1.10^{-5}	$1.5.10^{-5}$
<u>Horizon E&Bt</u>					$2.3.10^{-5}$
					$1.1.10^{-6}$ ^b
					$9.1.10^{-7}$
		$3.2.10^{-7}$ ^c		$1.9.10^{-6}$	$3.7.10^{-6}$
		7.10^{-7}		$6.1.10^{-5}$	1.10^{-6}
<u>Horizon Bt</u>					$3.2.10^{-4}$
					$5.7.10^{-5}$
					$2.1.10^{-8}$
				1.10^{-6}	$7.3.10^{-7}$
					$5.5.10^{-8}$ ^b
				$1.1.10^{-7}$	
				$8.8.10^{-8}$ ^c	
				$7.4.10^{-7}$	

^a : prélèvement à orientation verticale

^b : prélèvement à orientation horizontale 0°

^c : prélèvement à orientation horizontale 90°

Annexe C

Mesure de la conductivité hydraulique de volumes de sol centimétriques

Protocole Expérimental « Nems »

La méthode décrite est utilisable en laboratoire. Elle permet les déterminations, dans un premier temps, de la conductivité hydraulique en régime saturé en eau puis, simultanément, de la courbe de rétention en eau et la conductivité hydraulique en condition non saturée d'un échantillon de sol initialement saturé.

Application

Les courbes de rétention en eau du sol, $h(\theta)$, et de conductivité hydraulique, $K(h)$, constituent des propriétés importantes dans la détermination des flux d'eau et de solutés dans le sol. Les paramètres de ces deux fonctions sont notamment utilisés dans de nombreux modèles.

L'étendue des mesures pour ces deux courbes correspond approximativement à des potentiels variant entre $h = -0.30$ m et $h = -8.0$ m. Préalablement, la détermination de la conductivité hydraulique à saturation, K_s , permet d'obtenir un point de la courbe de conductivité hydraulique pour un potentiel h nul.

L'application de la méthode est limitée à des échantillons de sol qui peuvent être considérés comme homogènes. Par la suite ces volumes de sol seront nommés Volumes Pédologiques Élémentaires (VPE). Les VPE doivent être de forme pseudo-cylindrique afin que le traitement des données expérimentales ne nécessite pas le recours à l'utilisation d'un modèle en plusieurs dimensions.

Les mesures sont réalisées sur le flux sortant (flux percolant et évaporatoire).

Expression et définition :

Rétention en eau, $h(\theta)$: relation entre le potentiel de l'eau, exprimé en hauteur d'eau, h en (m), et la teneur en eau volumique du sol θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

Conductivité hydraulique en régime insaturé, $K(h)$: relation entre la conductivité hydraulique et le potentiel de l'eau h (m) ou la teneur en eau volumique du sol θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$). K s'exprime généralement en m s^{-1} . Lorsque le potentiel de l'eau est nul, le sol est saturé en eau et la conductivité hydraulique à saturation (K_s) peut être déterminée par la méthode de la charge constante lorsqu'elle est inférieure à environ 10^{-4}m s^{-1} (limite d'utilisation de la loi de Darcy).

Principe de la méthode :

Un VPE de taille pluri-centimétrique est enrobé d'une couche de paraffine laissant seulement les surfaces supérieures et inférieures libres aux flux d'air et d'eau. Une fois saturé, le VPE est disposé dans un système permettant successivement de mesurer la conductivité hydraulique en régime saturé en eau à l'aide d'un mini-perméamètre à charge constante *per ascensum* puis de mesurer la rétention en eau et la conductivité hydraulique en régime insaturé en eau à l'aide d'un dispositif évaporatoire. Dans le premier temps, la mesure est

réalisée sur le volume d'eau percolant de bas vers le haut à travers le VPE en fonction du temps. Puis dans le deuxième temps, le potentiel matriciel sera mesuré dans le VPE à l'aide d'un tensiomètre enfoncé horizontalement. Le VPE est soumis à l'évaporation, le drainage étant nul à la base. La perte en eau est mesurée en fonction du temps. Après passage du VPE à 105°C, la teneur en eau moyenne du VPE durant l'expérimentation est calculée. On obtient ainsi la courbe $h(\theta)$ puis la courbe $K(h)$ par inversion.

Procédures :

Des blocs ou des mottes de dimensions décimétriques (10^2 à 10^3 cm³) sont prélevés lorsque le sol est à une humidité proche de la capacité au champ (à saturation la cohésion diminue tandis que sur un sol sec, le risque de fissuration est grand). Ces blocs doivent être conservés humides dans des récipients hermétiques et à 4°C afin de limiter l'activité biologique.

Préparation des VPE

Des VPE pluri-centimétriques (d'une taille de 2 cm de Ø * 4 cm de hauteur minimum dans le cadre de notre expérience), non perturbés sont obtenus par fragmentation manuelle. Les VPE sont taillés à l'aide d'un cutter afin d'obtenir une forme pseudo cylindrique. Les bords du VPE ne doivent pas être lissés

Le VPE est ensuite plongé brièvement (5 secondes) dans un récipient contenant de la paraffine liquide chauffée au bain marie à 70-80°C. L'ensemble est refroidi et séché à l'air quelques instants. Le VPE est alors recouvert d'une première couche de paraffine (Figure C-1). Cette procédure est répétée plusieurs fois avec un trempage dans la paraffine plus bref (1 seconde) afin d'obtenir un revêtement homogène et épais de paraffine sur toutes les faces du VPE.

Le VPE est ensuite placé dans un dispositif composé d'anneaux de PVC et d'un cylindre (6 cm de Ø * 3 cm de hauteur, permettant de faire dépasser le VPE des deux surfaces du cylindre) (Figure C-2). De la paraffine ayant une viscosité plus élevée (refroidie à 50°C) est versée dans le dispositif. L'ensemble doit refroidir une journée. Du fait de la rétractation de la paraffine lors du refroidissement, tout l'échantillon doit être recouvert de paraffine.

Les deux faces inférieure et supérieure du cylindre sont arasées à l'aide d'une lame très fine de type cutter. Le VPE possède alors deux surfaces libres permettant le flux de liquides et de gaz (Figure C-3).

Les contours des deux faces du VPE sont dessinés sur du papier calque. Ainsi, une analyse d'image permet le calcul de la surface des deux faces du VPE.

L'ensemble est pesé une première fois, ce qui permet, ultérieurement, d'obtenir la teneur en eau au prélèvement. La face supérieure est recouverte d'un film plastique préalablement humidifié afin d'éviter l'évaporation.

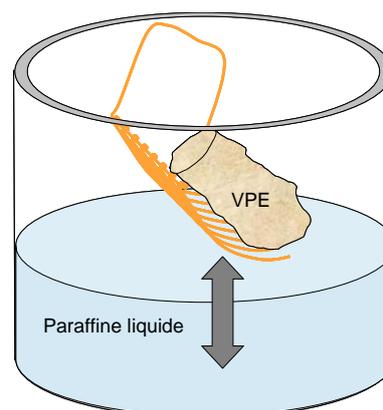


Figure C-1 : enrobage du volume de sol

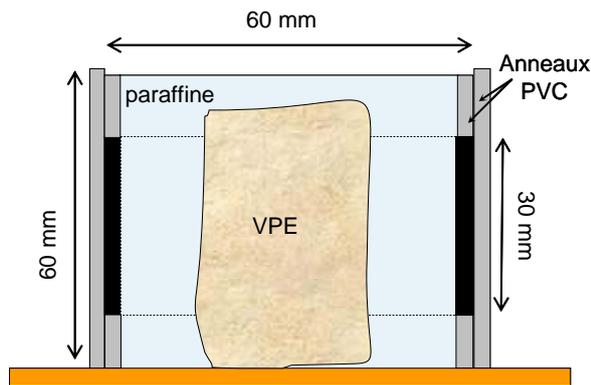


Figure C-2 : Dispositif de cylindres de PVC permettant l'enrobage complet des volumes

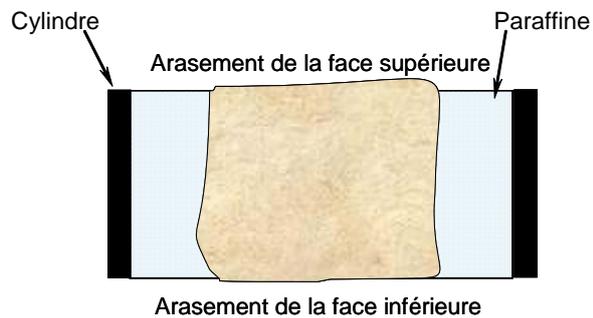


Figure C-3 : Arasement des faces du cylindre

Saturation des VPE

Sur les deux faces du cylindre, le contact entre la paraffine et l'intérieur du cylindre doit être étanchéifié à l'aide d'un joint de silicone afin d'éviter un flux d'eau le long de la paroi du cylindre. Si la tenue mécanique des VPE est relativement faible, une grille souple à mailles fines peut être accolée à l'aide d'épingles insérées dans la paraffine sur la face inférieure du VPE. Elle permet également d'éviter le départ de particules lors de la saturation de l'échantillon.

Une collerette est fixée et étanchéifiée à l'aide d'un joint de silicone sur la face supérieure du cylindre au niveau du bord extérieur (Figure C-4). Un tube est fixé à l'intérieur de cette collerette et est mis en place au niveau du bord supérieur du cylindre contenant l'échantillon (Figure C-4). Ce tube permettra l'écoulement du flux d'eau percolant dans le VPE vers l'extérieur du dispositif.

Pour éviter de trop perturber les échantillons lors des diverses manipulations, la saturation du VPE est réalisée sur le support utilisé pour la mesure de la conductivité hydraulique en régime saturé (perméamètre, décrit plus loin). Le cylindre est disposé sur le perméamètre, d'un diamètre identique à celui du cylindre. Lors de cette mise en place, il faudra éviter au maximum l'introduction d'air entre les deux parties (perméamètre rempli d'eau et ayant son arrivée d'eau fermée à la base). Un joint de silicone assure l'étanchéité entre les deux parties du dispositif (Figure C-4). La saturation s'effectue par capillarité de façon progressive. Il faut veiller au maximum à ce que le niveau d'eau soit toujours supérieur à la base du cylindre contenant le VPE afin qu'il n'y ait pas d'air s'introduisant dans le système. Le niveau d'eau maximum (correspondant à la hauteur supérieure sur le cylindre) est maintenu pendant une semaine.

Mesure de la conductivité hydraulique à saturation

La méthode utilisée pour cette mesure est la méthode du perméamètre à charge constante *per ascensum* (Annexe A) sur un dispositif miniaturisé. L'ajout d'un papier capillaire dans le tube situé sur la collerette au niveau de la face supérieure du cylindre contenant l'échantillon permet à l'eau de s'évacuer plus facilement (Figure C-4). L'eau s'écoule ainsi vers un béccher disposé sur une balance.

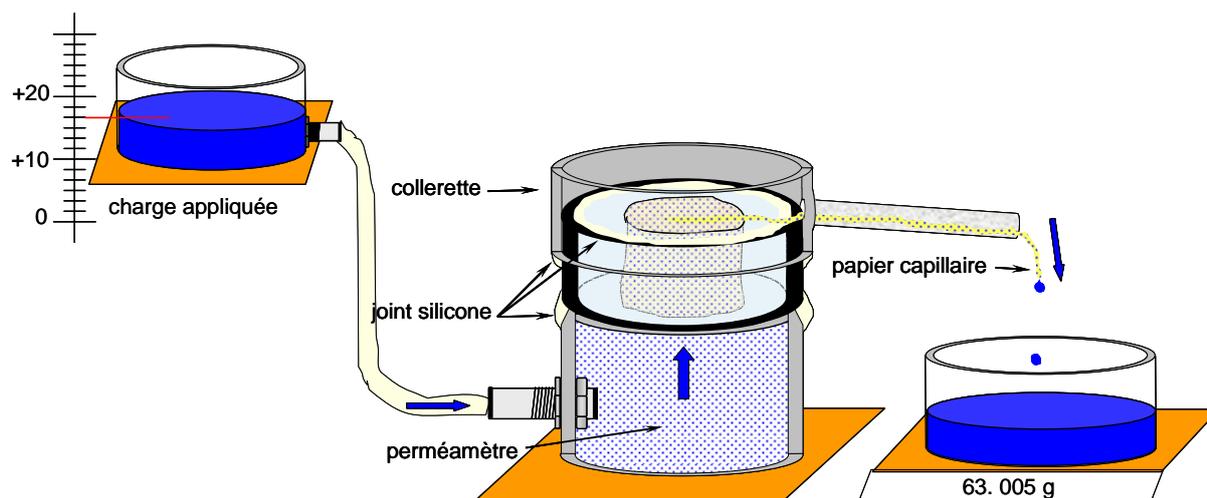


Figure C-4 : Dispositif de mesure de K_s

Une charge est appliquée sur le dispositif. La mesure du volume d'eau traversant le VPE débute alors une demi-heure après cette application de la charge (temps nécessaire à la mise en équilibre du système). La plus faible charge appliquée sur l'échantillon doit entraîner un flux supérieur à $1 \text{ cm}^3/\text{min}$. Ce flux a été déterminé empiriquement et correspond approximativement à la limite inférieure d'utilisation de la loi de Darcy. Le débit d'écoulement doit être régulier et conserver un flux laminaire. Le volume qui a percolé, V , est mesuré toutes les trois minutes durant 1 heure. L'allure de la courbe (V/t) obtenue permet d'apprécier la qualité de la mesure à chaque valeur de charge. C'est le volume écoulé après 1h qui est utilisé pour les calculs. Une nouvelle charge est alors imposée à l'échantillon. Ce protocole est répété cinq fois de façon à mesurer des débits d'écoulement sous cinq charges différentes. La conductivité hydraulique à saturation est donnée par la relation suivante :

$$K_s = \frac{V}{A.t} \times \frac{l}{h} \quad [\text{C-1}]$$

avec, K_s , la conductivité hydraulique à saturation (m s^{-1}), V , le volume d'eau qui a percolé à travers le VPE pendant le temps t (m^3), A , la surface du VPE (m^2), t , le temps durant lequel la mesure est effectuée (s), l , la hauteur du VPE (m), et h , la hauteur de la charge d'eau imposée (m).

La température moyenne est utilisée pour corriger les variations de températures au cours des expériences. La correction de température est donnée par l'équation suivante (Quétin & Raison, 1997) :

$$K_{s20^\circ\text{C}} = K_s \times \left[\left(\frac{1,787}{0,997509 + (0,035182 \times \theta) + (0,000203 \times \theta^2)} \right) \nu \right] \quad [\text{C-2}]$$

avec, $K_{s20^\circ\text{C}}$, la conductivité hydraulique à saturation à 20°C (m s^{-1}), K_s , la conductivité hydraulique à saturation à la température de la mesure θ (m s^{-1}), θ , la température de la mesure ($^\circ\text{C}$), ν , la viscosité de l'eau à 20°C ($1,002 \cdot 10^{-2} \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$).

La qualité des mesures effectuées aux différentes valeurs de charge est discutée à l'aide d'un graphique où l'on porte $V/A.t$ en fonction de h . Ce graphique permet d'identifier

les couples de valeurs aberrantes. La conductivité hydraulique en régime saturé est calculée en faisant la moyenne géométrique des valeurs retenues aux cinq charges.

Lors du démontage à la fin de cette précédente expérience, un film plastique est disposé sur la face supérieure de l'échantillon afin de limiter l'évaporation. Le joint de silicone est découpé soigneusement entre le cylindre et le perméamètre et retiré entièrement. Toutes les particules de sol, détachées du VPE et tombées dans le perméamètre sont gardées dans un bac.

Le cylindre est pesé pour pouvoir déterminer la masse à saturation. Le cylindre est disposé sur une plaque dont la masse est connue. Un joint de silicone étanchéifie le contact plaque – cylindre. Le flux d'eau est donc considéré comme nul à la base du cylindre. La masse de colle doit être mesurée. Seule la surface supérieure du volume de sol est libre à l'air.

Mesure de la conductivité hydraulique en régime insaturé

La mesure de la conductivité hydraulique en régime insaturé des VPE est réalisée à l'aide d'un dispositif évaporatoire de Wind miniaturisé (Wind, 1968 ; Annexe A). La taille de l'échantillon ne permet l'utilisation que d'un seul tensiomètre. Le cylindre contenant le VPE est disposé sur une balance et soumis à l'évaporation. Un tensiomètre (2 mm de Ø * 15 mm de long), préalablement étalonné et rempli d'eau dégazée, est relié à un capteur de pression et permet la mesure du potentiel à différents pas de temps (Figure C-5). Le tensiomètre est enfoncé horizontalement jusqu'au centre du VPE. Le capteur restera quelques temps à l'équilibre dans l'échantillon sans évaporation (l'échantillon est toujours recouvert). Cela permet de vérifier le bon fonctionnement du tensiomètre.

Les mesures démarrent lorsque la protection évitant l'évaporation est enlevée. Les mesures de potentiel et de perte de masse sont enregistrées toutes les 10 minutes. L'évolution des mesures et de la surface de l'échantillon de sol (fissures, retrait) est contrôlée périodiquement. L'enregistrement des valeurs de température et d'humidité relative s'effectue durant toute l'expérience. L'expérience s'arrête quand le tensiomètre décroche.

En fin d'expérience, la différence de cote est mesurée entre le sommet du cylindre, disposé sur la balance, et le milieu du capteur de pression de la centrale d'acquisition. À l'aide d'un pied à coulisse, la position du tensiomètre dans le VPE est mesurée après une ré-humectation qui facilite le dégagement du tensiomètre. Lors de la destruction de l'échantillon, une vérification de l'homogénéité du VPE doit être faite. Toute la masse du VPE est dégagée de la paraffine délicatement à l'aide d'eau et d'une brosse, et disposée dans un bac. Le VPE est séché à 105°C pendant 48h afin de connaître sa teneur en eau durant l'expérience. Les éléments de la tare (cylindre + paraffine + silicone + collerette) sont également pesés séparément mais non détruits pour le bloc de paraffine. Afin de connaître le volume exact du VPE, il faut :

- mesurer le volume intérieur du mini cylindre, et
- mesurer le volume de paraffine à l'aide de la méthode au pétrole (Monnier et al., 1973).

La masse volumique de la paraffine peut varier selon la présence ou non de bulles d'air piégés lors du refroidissement.

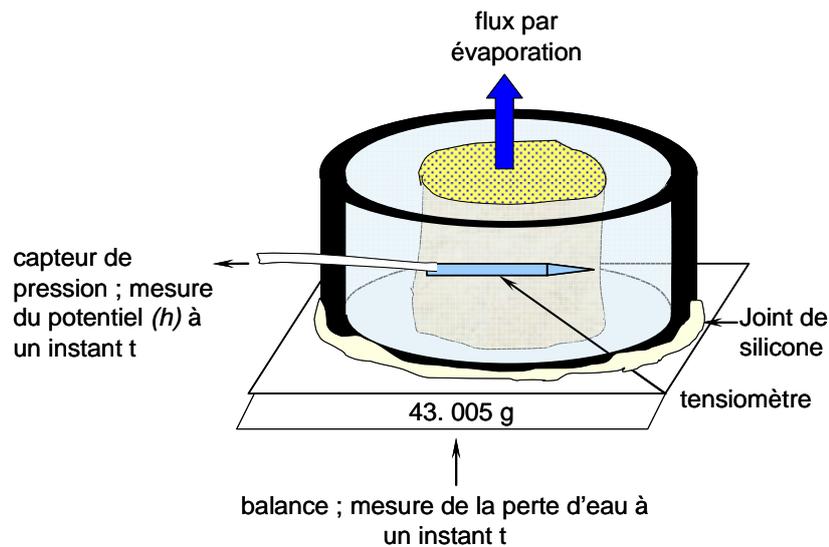


Figure C-5 : Dispositif de mesure de la conductivité hydraulique en régime insaturé

Traitements numériques de la mesure de la conductivité hydraulique en régime insaturé

La conductivité hydraulique en régime insaturé est obtenue par une modélisation inverse des paramètres mesurés lors de l'expérience. Le logiciel libre Hydrus1D (Šimůnek et al., 2005) résout l'équation de Richards des milieux non saturés et possède un code d'inversion. Par conséquent, il permet l'estimation, par optimisation, des paramètres des courbes mathématiques de conductivités hydrauliques des modèles de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980) ou de Mualem-Durner (Durner, 1994).

Les conditions initiales ont été définies en termes de potentiel matriciel. On assume que la distribution du potentiel dans le profil de sol initial est une distribution linéaire avec la profondeur. L'extrapolation s'effectue au dessus et en dessous de ce point.

Les conditions aux limites sont les suivantes :

- un flux nul à la base, et
- un flux d'eau évaporé variable dans le temps ou constant. Le flux peut être mesuré par la différence de masse de la balance entre deux points de mesure et le calcul de la surface supérieure du VPE.

La fonction objective du problème inverse est définie en termes de :

- potentiel matriciel dans l'échantillon enregistré à l'aide du tensiomètre à un pas de temps t ,
- mesures de la teneur en eau, enregistrées à l'aide de la balance, rapportées à la masse finale de sol séché à 105°C.

Annexe D

Mesures complémentaires des propriétés hydriques des VPE

Conductivité hydraulique insaturée

Selon le modèle de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980)

Les tableaux D-1 et D-2 présentent les paramètres d'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs et ocre contenant de la macroporosité par le modèle de Mualem-van Genuchten.

Tableau D-1: Paramètres de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs contenant de la macroporosité par le modèle de Mualem-van Genuchten. Erreurs standard données par le modèle inverse entre parenthèses. Les VPE sont classés par ordre croissant de profondeur de prélèvement.

	K_s ($m\ s^{-1}$)	θ_s ($m^3\ m^{-3}$)	θ_r ($m^3\ m^{-3}$)	α (m^{-1})	n (-)	R ²	RMSE
EVC35II	$8.7.10^{-5}$	0.419	$5.7.10^{-4}$ ($4.2.10^{-3}$)	0.37 ($1.0.10^{-2}$)	1.29 ($3.9.10^{-3}$)	0.9887	1.46
EVC37II	$3.2.10^{-5}$	0.448	$2.2.10^{-2}$ ($1.1.10^{-2}$)	0.65 ($3.7.10^{-2}$)	1.16 ($6.0.10^{-3}$)	0.9924	1.20
EVC37III	$3.4.10^{-5}$	0.477	$3.3.10^{-2}$ ($1.5.10^{-2}$)	0.86 ($4.0.10^{-2}$)	1.15 ($6.8.10^{-3}$)	0.9932	1.42
EVC37VII	$1.3.10^{-4}$	0.407	$1.5.10^{-2}$ ($8.4.10^{-4}$)	0.43 ($2.2.10^{-2}$)	1.24 ($7.1.10^{-3}$)	0.9945	1.13
EVC39III	$1.2.10^{-4}$	0.421	$1.0.10^{-1}$ ($9.5.10^{-3}$)	1.0 ($4.1.10^{-2}$)	1.18 ($8.1.10^{-3}$)	0.9969	0.56
EVC40II	$2.8.10^{-4}$	0.463	$4.4.10^{-2}$ ($8.9.10^{-4}$)	0.36 ($1.0.10^{-2}$)	1.31 ($4.2.10^{-3}$)	0.9950	1.19
EVC43III	$2.6.10^{-5}$	0.415	$3.1.10^{-3}$ ($3.4.10^{-4}$)	0.40 ($9.8.10^{-3}$)	1.34 ($8.5.10^{-3}$)	0.9953	1.16
EVC44III	$8.0.10^{-5}$	0.420	$3.4.10^{-2}$ ($2.7.10^{-3}$)	0.48 ($1.5.10^{-2}$)	1.21 ($4.8.10^{-3}$)	0.9945	1.32
EVC45V	$4.4.10^{-5}$	0.415	$7.9.10^{-4}$ ($1.7.10^{-4}$)	0.49 ($1.8.10^{-2}$)	1.33 ($1.1.10^{-2}$)	0.9904	1.39
EVC48II	$5.3.10^{-5}$	0.419	$1.5.10^{-3}$ ($1.4.10^{-4}$)	0.44 ($1.2.10^{-2}$)	1.26 ($4.7.10^{-3}$)	0.9949	0.87

Tableau D-2 : Paramètres de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE ocre contenant de la macroporosité par le modèle de Mualem-van Genuchten. Erreurs standard données par le modèle inverse entre parenthèses. Les VPE sont classés par ordre croissant de profondeur de prélèvement.

	K_s ($m\ s^{-1}$)	θ_s ($m^3\ m^{-3}$)	θ_r ($m^3\ m^{-3}$)	α (m^{-1})	n (-)	R ²	RMSE
EVO35II-III	$5.4.10^{-5}$	0.436	$3.5.10^{-2}$ ($4.3.10^{-3}$)	0.88 ($2.8.10^{-1}$)	1.12 ($3.0.10^{-3}$)	0.9980	0.61
EVO38I	$5.9.10^{-5}$	0.421	$3.9.10^{-4}$ ($2.3.10^{-5}$)	0.33 ($8.3.10^{-3}$)	1.22 ($6.3.10^{-3}$)	0.9943	1.16
EVO38IV	$4.7.10^{-5}$	0.410	$1.8.10^{-2}$ ($2.1.10^{-3}$)	0.50 ($8.6.10^{-3}$)	1.16 ($2.1.10^{-3}$)	0.9982	0.79
EVO40I	$2.6.10^{-5}$	0.420	$1.6.10^{-3}$ ($5.2.10^{-4}$)	0.51 ($1.5.10^{-2}$)	1.20 ($3.1.10^{-3}$)	0.9960	0.84
EVO42I	$4.3.10^{-5}$	0.410	$1.2.10^{-2}$ ($5.5.10^{-3}$)	0.67 ($4.4.10^{-2}$)	1.14 ($4.1.10^{-3}$)	0.9914	1.64
EVO45I-II	$3.0.10^{-4}$	0.427	$5.4.10^{-2}$ ($1.2.10^{-2}$)	1.1 ($5.0.10^{-2}$)	1.11 ($5.4.10^{-3}$)	0.9963	1.31
EVO50I	$5.3.10^{-5}$	0.421	$5.2.10^{-2}$ ($6.1.10^{-3}$)	0.94 ($3.3.10^{-2}$)	1.10 ($3.3.10^{-3}$)	0.9981	0.80

Selon le modèle de Mualem-Durner (Durner, 1994)

VPE ne contenant pas de macroporosité visible à l'œil

Le tableau D-3 présente les paramètres de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs et ocre selon le modèle de Mualem-Durner. Les critères statistiques tels que le coefficient R² et la RMSE sont meilleurs pour ce modèle que pour le modèle de Mualem-van Genuchten pour les VPE clairs mais pas pour les VPE ocre. Dans le cas de ces derniers, les erreurs standard des paramètres sont élevées pour les échantillons

prélevés plus en profondeur. Seul le paramètre α est du même ordre de grandeur pour les volumes clairs et pour les volumes ocre.

On constate que aucun paramètre ne varie avec la profondeur, que ce soit pour les VPE clairs ou ocre

Tableau D-3 : Paramètres de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs par le modèle de Mualem-Durner. Erreurs standard données par le modèle inverse entre parenthèses. Les VPE sont classés par ordre croissant de profondeur de prélèvement.

	θ_s ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	θ_r ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	α (m^{-1})	n (-)	w_2 (-)	α_2 (m^{-1})	n_2 (-)	R ²	RMSE
Volumes clairs									
EVC36I	0.456	$3.8 \cdot 10^{-2}$ ($1.2 \cdot 10^{-2}$)	0.13 ($3.9 \cdot 10^{-3}$)	1.69 ($3.3 \cdot 10^{-2}$)	0.13 ($1.2 \cdot 10^{-2}$)	5.7 (1.8)	1.50 ($7.7 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.19
EVC36II	0.436	$4.5 \cdot 10^{-2}$ ($1.3 \cdot 10^{-2}$)	0.23 ($1.3 \cdot 10^{-2}$)	1.41 ($2.0 \cdot 10^{-2}$)	0.15 ($1.4 \cdot 10^{-2}$)	12.0 (3.2)	1.59 ($1.7 \cdot 10^{-1}$)	0.9993	0.28
EVC37VI	0.403	$9.6 \cdot 10^{-5}$ ($4.8 \cdot 10^{-5}$)	0.15 ($1.8 \cdot 10^{-3}$)	1.82 ($1.8 \cdot 10^{-2}$)	0.16 ($1.4 \cdot 10^{-2}$)	11.2 (1.8)	1.72 ($6.5 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.11
EVC38III	0.420	$3.2 \cdot 10^{-2}$ ($1.5 \cdot 10^{-3}$)	0.15 ($1.7 \cdot 10^{-3}$)	1.95 ($2.1 \cdot 10^{-2}$)	0.22 ($4.6 \cdot 10^{-3}$)	8.7 ($3.4 \cdot 10^{-1}$)	1.72 ($4.0 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.09
EVC41I	0.439	$5.1 \cdot 10^{-2}$ ($1.1 \cdot 10^{-2}$)	0.19 ($5.6 \cdot 10^{-3}$)	1.63 ($2.9 \cdot 10^{-2}$)	0.24 ($1.6 \cdot 10^{-2}$)	7.7 (1.4)	1.45 ($5.2 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.14
EVC43II	0.428	$4.6 \cdot 10^{-2}$ ($9.4 \cdot 10^{-3}$)	0.18 ($4.6 \cdot 10^{-3}$)	1.53 ($2.1 \cdot 10^{-2}$)	0.17 ($5.6 \cdot 10^{-3}$)	11.6 ($7.3 \cdot 10^{-1}$)	1.84 ($8.8 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.15
EVC45II	0.437	$5.8 \cdot 10^{-2}$ ($1.1 \cdot 10^{-2}$)	0.34 ($1.5 \cdot 10^{-2}$)	1.27 ($9.4 \cdot 10^{-3}$)	0.16 ($1.4 \cdot 10^{-2}$)	8.8 ($9.8 \cdot 10^{-1}$)	2.29 ($1.4 \cdot 10^{-1}$)	0.9997	0.25
EVC45IV	0.419	$9.8 \cdot 10^{-2}$ ($7.0 \cdot 10^{-2}$)	0.20 ($3.2 \cdot 10^{-2}$)	1.70 ($1.2 \cdot 10^{-1}$)	0.23 ($1.4 \cdot 10^{-2}$)	12.5 (5.6)	1.66 ($1.5 \cdot 10^{-1}$)	0.9998	0.11
Volumes ocre									
EVO36I	0.388	0.16 ($1.53 \cdot 10^{-2}$)	$2.4 \cdot 10^{-2}$ ($9.8 \cdot 10^{-4}$)	2.02 ($8.4 \cdot 10^{-2}$)	0.68 ($3.3 \cdot 10^{-2}$)	28 (2.2)	1.05 ($1.8 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.15
EVO36III	0.418	0.22 ($1.88 \cdot 10^{-2}$)	$2.2 \cdot 10^{-2}$ ($7.8 \cdot 10^{-4}$)	1.57 ($8.0 \cdot 10^{-2}$)	0.69 ($2.1 \cdot 10^{-2}$)	28 (2.1)	1.05 ($1.4 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.11
EVO36IV	0.416	0.27 ($3.63 \cdot 10^{-2}$)	$3.3 \cdot 10^{-2}$ ($2.4 \cdot 10^{-3}$)	1.60 ($1.6 \cdot 10^{-1}$)	0.69 ($8.4 \cdot 10^{-2}$)	25 (7.0)	1.06 ($4.6 \cdot 10^{-2}$)	0.9996	0.22
EVO38II	0.439	0.18 ($4.48 \cdot 10^{-2}$)	$1.7 \cdot 10^{-2}$ ($2.4 \cdot 10^{-3}$)	2.14 ($2.5 \cdot 10^{-1}$)	0.66 ($7.5 \cdot 10^{-2}$)	22 (3.9)	1.07 ($3.8 \cdot 10^{-2}$)	0.9998	0.20
EVO42II	0.390	0.20 ($1.49 \cdot 10^{-2}$)	$8.5 \cdot 10^{-3}$ ($1.5 \cdot 10^{-2}$)	2.32 ($4.3 \cdot 10^{-1}$)	0.64 ($4.4 \cdot 10^{-2}$)	18 (1.2)	1.15 ($3.6 \cdot 10^{-2}$)	0.9997	0.22
EVO47I	0.396	0.19 ($1.44 \cdot 10^{-1}$)	$4.1 \cdot 10^{-2}$ ($1.4 \cdot 10^{-2}$)	2.18 ($7.4 \cdot 10^{-1}$)	0.66 ($1.9 \cdot 10^{-1}$)	27 (18)	1.01 ($8.6 \cdot 10^{-3}$)	0.9977	0.79
EVO47II	0.404	0.17 ($3.96 \cdot 10^{-1}$)	$2.8 \cdot 10^{-2}$ ($2.1 \cdot 10^{-2}$)	1.82 (1.9)	0.68 ($5.8 \cdot 10^{-1}$)	26 (48)	1.00 ($2.2 \cdot 10^{-2}$)	0.9900	1.06
EVO49IV	0.433	0.18 ($3.80 \cdot 10^{-1}$)	$2.2 \cdot 10^{-2}$ ($3.2 \cdot 10^{-2}$)	2.08 (2.1)	0.69 ($4.6 \cdot 10^{-1}$)	29 (47)	1.00 ($2.8 \cdot 10^{-2}$)	0.9883	1.66

Tous les paramètres d'ajustement, hormis θ_r , ont des variations autour de la moyenne faibles voir très faible, et ce quel que soit le VPE considéré (Tableau D-4).

Tableau D-4 : Paramètres d'ajustement moyen du modèle de Mualem-Durner des courbes de conductivité hydraulique. Résultats des tests statistiques ANOVA (Test de Fisher au seuil de 5%). Pour chaque paramètre, les valeurs sont comparées. Dans une même colonne, deux lettres différentes indiquent une différence significative de la valeur avec $A < B < C$.

	K_s ($m\ s^{-1}$)	θ_s ($m^3\ m^{-3}$)	θ_r ($m^3\ m^{-3}$)	α (m^{-1})	n (-)	w_2 (-)	α_2 (m^{-1})	n_2 (-)
VPE Clairs	1.6.10 ⁻⁵ A ^a 47 ^b	0.430 AB	4.6.10 ⁻² A	0.19 B	1.62 A	0.18 A	9.8 A	1.72 B
VPE Clairs + macroporosité	7.1.10 ⁻⁵ B 96	0.430 B	3.7.10 ⁻² A	0.18 B	1.57 A	0.19 A	6.9 A	2.06 B
VPE Ocre	6.8.10 ⁻⁶ A 64	0.412 A	0.20 C	0.02 A	1.97 B	0.67 B	25.1 B	1.05 A
VPE Ocre + macroporosité	5.2.10 ⁻⁵ B 143	0.421 AB	0.12 B	0.14 B	1.44 A	0.71 B	25.6 B	1.07 A

^a : valeur moyenne

^b : coefficient de variation (%)

VPE contenant de la macroporosité visible à l'œil

Le tableau D-5 présente les paramètres d'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs et ocre contenant de la macroporosité selon le modèle de Mualem-Durner (Durner, 1994). Les critères statistiques montrent une bonne estimation des paramètres (θ_r , α , n , w_2 , α_2 et n_2), identique aux VPE sans macroporosité et même meilleure pour les VPE ocre prélevés le plus en profondeur dans l'horizon E&Bt. De plus, les erreurs standard des valeurs des paramètres sont faibles attestant d'une inversion solide. Ceci est à mettre en relation avec la structure poreuse hétérogène (due à la macroporosité) des échantillons et ou l'utilisation d'un modèle monomodal peut mener à une estimation incorrecte de la conductivité hydraulique (Sharma & Uehara, 1968 ; Othmer et al., 1991 ; Durner, 1994 ; Feyen et al., 1998).

Quel que soit le VPE, il n'y a pas d'évolution des valeurs des paramètres avec la profondeur (Tableau D-5) et tous les paramètres, hormis θ_r , ont des variations autour de la moyenne très faibles (Tableau D-4). Des tests statistiques T de Student au seuil de 5 % montrent que, hormis les valeurs de conductivité hydraulique à saturation, les moyennes arithmétiques des autres paramètres ne sont pas significativement différentes entre les VPE avec et sans macroporosité.

L'ANOVA (Test de Fisher au seuil de 5%) présentée dans le tableau D-4 nous permet de constater que pour les VPE clairs, seul le paramètre de la conductivité hydraulique à saturation est différent entre les échantillons avec et sans macroporosité tandis que pour les VPE ocre, la différence porte sur les paramètres K_s , θ_r , α et n . Les VPE contenant de la macroporosité doivent être considérés dès lors comme des entités à part entière.

Les moyennes des courbes de conductivité des VPE ocre et clairs contenant ou non de la macroporosité sont représentées sur la figure D-1. Les remarques données au paragraphe III.2.1.b. sont valables également pour les ajustements réalisés à l'aide du modèle de Mualem-Durner.

Tableau D-5 : Paramètres de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs par le modèle de Mualem-Durner. Erreurs standard données par le modèle inverse entre parenthèses. Les VPE sont classés par ordre croissant de profondeur de prélèvement.

	θ_s ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	θ_r ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	α (m^{-1})	n (-)	w_2 (-)	α_2 (m^{-1})	n_2 (-)	R ²	RMSE
Volumes clairs									
EVC35II	0.419	$2.6 \cdot 10^{-2}$ ($2.1 \cdot 10^{-3}$)	0.17 ($1.7 \cdot 10^{-3}$)	1.65 ($1.1 \cdot 10^{-2}$)	0.17 ($4.9 \cdot 10^{-3}$)	6.1 ($2.5 \cdot 10^{-1}$)	2.39 ($6.9 \cdot 10^{-2}$)	0.9998	0.19
EVC37II	0.448	$4.9 \cdot 10^{-2}$ ($1.6 \cdot 10^{-2}$)	0.14 ($6.0 \cdot 10^{-3}$)	1.63 ($2.0 \cdot 10^{-2}$)	0.21 ($1.1 \cdot 10^{-2}$)	8.7 ($7.5 \cdot 10^{-1}$)	1.83 ($5.2 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.11
EVC37III	0.477	$2.9 \cdot 10^{-2}$ ($1.8 \cdot 10^{-3}$)	0.10 ($2.6 \cdot 10^{-3}$)	1.61 ($2.7 \cdot 10^{-2}$)	0.28 ($1.3 \cdot 10^{-2}$)	8.6 ($7.1 \cdot 10^{-1}$)	1.37 ($2.9 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.16
EVC37VI I	0.407	$5.4 \cdot 10^{-2}$ ($5.4 \cdot 10^{-3}$)	0.23 ($6.5 \cdot 10^{-3}$)	1.49 ($1.5 \cdot 10^{-2}$)	0.20 ($1.7 \cdot 10^{-2}$)	5.3 ($4.5 \cdot 10^{-1}$)	3.38 ($3.2 \cdot 10^{-1}$)	0.9992	0.44
EVC39III	0.421	$5.9 \cdot 10^{-2}$ ($2.2 \cdot 10^{-2}$)	0.30 ($1.7 \cdot 10^{-2}$)	1.38 ($2.8 \cdot 10^{-2}$)	0.17 ($8.5 \cdot 10^{-3}$)	9.7 ($6.5 \cdot 10^{-1}$)	2.27 ($1.1 \cdot 10^{-1}$)	0.9996	0.19
EVC40II	0.463	$3.9 \cdot 10^{-3}$ ($5.4 \cdot 10^{-4}$)	0.20 ($5.2 \cdot 10^{-3}$)	1.46 ($1.0 \cdot 10^{-2}$)	0.17 ($9.8 \cdot 10^{-3}$)	9.6 ($7.6 \cdot 10^{-1}$)	2.15 ($1.2 \cdot 10^{-1}$)	0.9997	0.28
EVC43II-I	0.415	$2.4 \cdot 10^{-2}$ ($1.9 \cdot 10^{-3}$)	0.17 ($4.0 \cdot 10^{-3}$)	1.66 ($1.7 \cdot 10^{-2}$)	0.20 ($1.5 \cdot 10^{-2}$)	4.5 ($2.0 \cdot 10^{-1}$)	1.52 ($5.4 \cdot 10^{-2}$)	0.9998	0.20
EVC44II-I	0.420	$6.3 \cdot 10^{-2}$ ($7.0 \cdot 10^{-3}$)	0.16 ($4.2 \cdot 10^{-3}$)	1.45 ($1.1 \cdot 10^{-2}$)	0.17 ($1.0 \cdot 10^{-2}$)	6.5 ($8.5 \cdot 10^{-1}$)	1.66 ($6.4 \cdot 10^{-2}$)	0.9998	0.27
EVC45V	0.415	$1.1 \cdot 10^{-2}$ ($1.9 \cdot 10^{-4}$)	0.16 ($1.7 \cdot 10^{-3}$)	1.71 ($7.2 \cdot 10^{-3}$)	0.14 ($2.3 \cdot 10^{-3}$)	1.9 ($3.9 \cdot 10^{-2}$)	2.40 ($4.3 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.17
EVC48II	0.419	$5.6 \cdot 10^{-2}$ ($2.3 \cdot 10^{-3}$)	0.13 ($3.9 \cdot 10^{-3}$)	1.64 ($1.1 \cdot 10^{-2}$)	0.18 ($6.7 \cdot 10^{-3}$)	7.8 ($5.2 \cdot 10^{-1}$)	1.65 ($5.9 \cdot 10^{-2}$)	0.9998	0.17
Volumes ocre									
EVO35II- III	0.436	0.24 ($4.34 \cdot 10^{-3}$)	$5.6 \cdot 10^{-1}$ ($2.8 \cdot 10^{-2}$)	1.81 ($1.9 \cdot 10^{-1}$)	0.80 ($5.3 \cdot 10^{-2}$)	21 (2.7)	1.13 ($6.2 \cdot 10^{-3}$)	0.9999	0.14
EVO38I	0.421	0.08 ($2.54 \cdot 10^{-2}$)	$1.3 \cdot 10^{-1}$ ($1.7 \cdot 10^{-2}$)	1.22 ($2.5 \cdot 10^{-2}$)	0.70 ($3.7 \cdot 10^{-2}$)	34 (3.5)	1.05 ($7.8 \cdot 10^{-3}$)	0.9999	0.13
EVO38IV	0.410	0.12 ($1.28 \cdot 10^{-2}$)	$1.5 \cdot 10^{-2}$ ($1.8 \cdot 10^{-3}$)	1.33 ($2.2 \cdot 10^{-2}$)	0.73 ($1.7 \cdot 10^{-2}$)	27 ($9.9 \cdot 10^{-1}$)	1.07 ($7.3 \cdot 10^{-3}$)	0.9999	0.11
EVO40I	0.420	0.19 ($2.57 \cdot 10^{-2}$)	$2.6 \cdot 10^{-2}$ ($7.5 \cdot 10^{-4}$)	1.52 ($9.5 \cdot 10^{-2}$)	0.73 ($2.6 \cdot 10^{-2}$)	31 (3.4)	1.04 ($1.5 \cdot 10^{-2}$)	0.9998	0.17
EVO42I	0.410	0.07 ($4.32 \cdot 10^{-2}$)	$5.1 \cdot 10^{-2}$ ($2.9 \cdot 10^{-3}$)	1.55 ($8.3 \cdot 10^{-2}$)	0.71 ($4.8 \cdot 10^{-2}$)	30 (4.8)	1.05 ($1.5 \cdot 10^{-2}$)	0.9999	0.16
EVO45I-II	0.427	0.10 ($9.55 \cdot 10^{-3}$)	$1.4 \cdot 10^{-2}$ ($3.4 \cdot 10^{-3}$)	1.24 ($4.7 \cdot 10^{-2}$)	0.67 ($4.7 \cdot 10^{-2}$)	20 (1.5)	1.09 ($8.0 \cdot 10^{-3}$)	0.9999	0.21

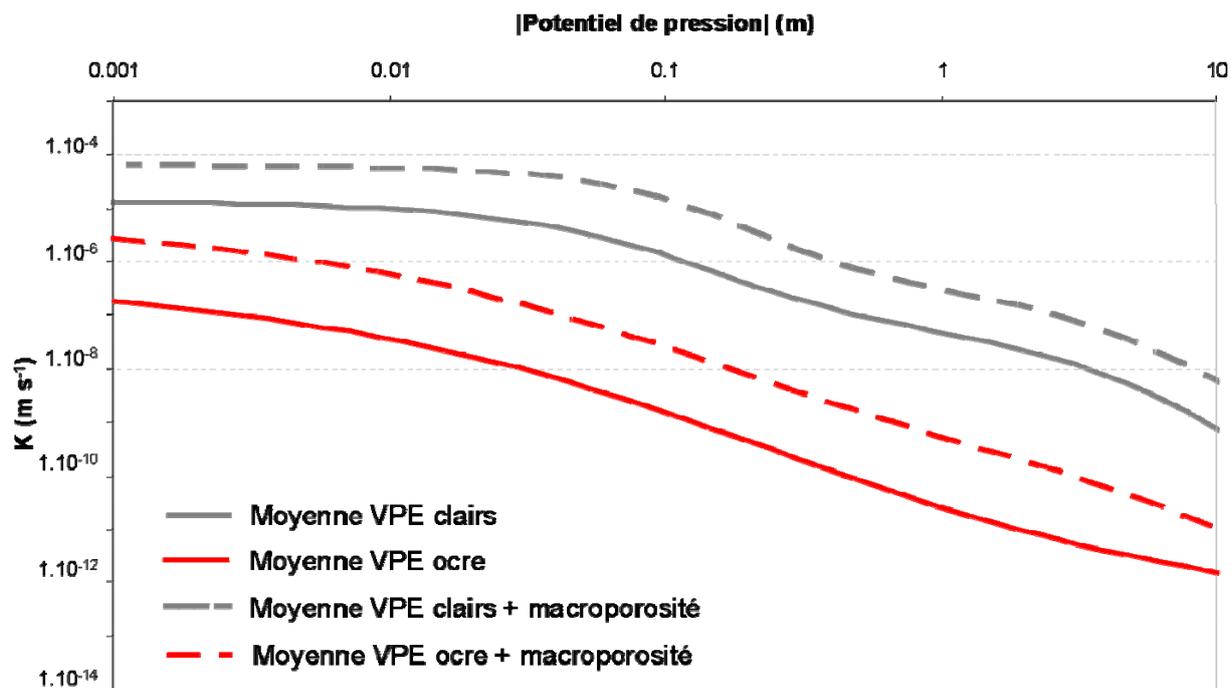


Figure D-1 : Courbes moyennes de conductivité hydraulique des VPE (modèle de Mualem-Durner)

Rétention en eau

Quel que soit le VPE considéré, l'ajustement réalisé à l'aide du modèle de courbe proposé par Durner (1994) est meilleur que celui de van Genuchten (1980) car les erreurs quadratiques moyennes sont plus faibles (Tableau D-6). Cependant certains paramètres d'ajustement montrent des erreurs standard plus élevées que pour le modèle de courbe de van Genuchten, par exemple α_2 et n_2 . Les erreurs standard des paramètres d'ajustement θ_r , α et n_2 sont plus élevés pour les VPE clairs tout comme celles des paramètres n , w_2 et α_2 des VPE ocre (Tableau D-6).

Les courbes ajustées sont présentées dans la figure IV-2. Les observations réalisées précédemment pour l'ajustement à l'aide du modèle de van Genuchten (1980) sont les mêmes pour l'ajustement à l'aide du modèle de Durner.

Finalement, les ajustements effectués avec les modèles de courbes de van Genuchten (1980) et de Durner (1994) sont corrects. Le modèle de van Genuchten semble moins pertinent d'un point de vue de la qualité de l'ajustement que le modèle de Durner qui permet un meilleur ajustement pour les potentiels proches de la saturation. Par contre, les erreurs d'ajustement sont plus faibles pour le modèle de van Genuchten.

Tableau D-6 : Paramètres d'ajustement des courbes de rétention des VPE ocre et clairs par le modèle de Durner (1994). Erreurs standard entre parenthèses. θ_s est fixée et égale à la porosité totale

Paramètres	VPE clairs	VPE ocre
$\theta_s / \text{m}^3 \text{m}^{-3}$	0.397 (1.4×10^{-2})	0.380 (1×10^{-2})
$\theta_r / \text{m}^3 \text{m}^{-3}$	0.094 (0.01)	0
α / m^{-1}	3.2×10^{-1} (4.6×10^{-2})	7.7×10^{-2} (2.4×10^{-2})
n	1.54 (8.6×10^{-2})	1.80 (0.39)
w_2	0.16 (0.02)	0.72 (0.07)
α_2 / m^{-1}	20 (1.7)	34 (18)
n_2	3.92 (1.3)	1.05 (6.6×10^{-3})
RMSE	0.97	0.92

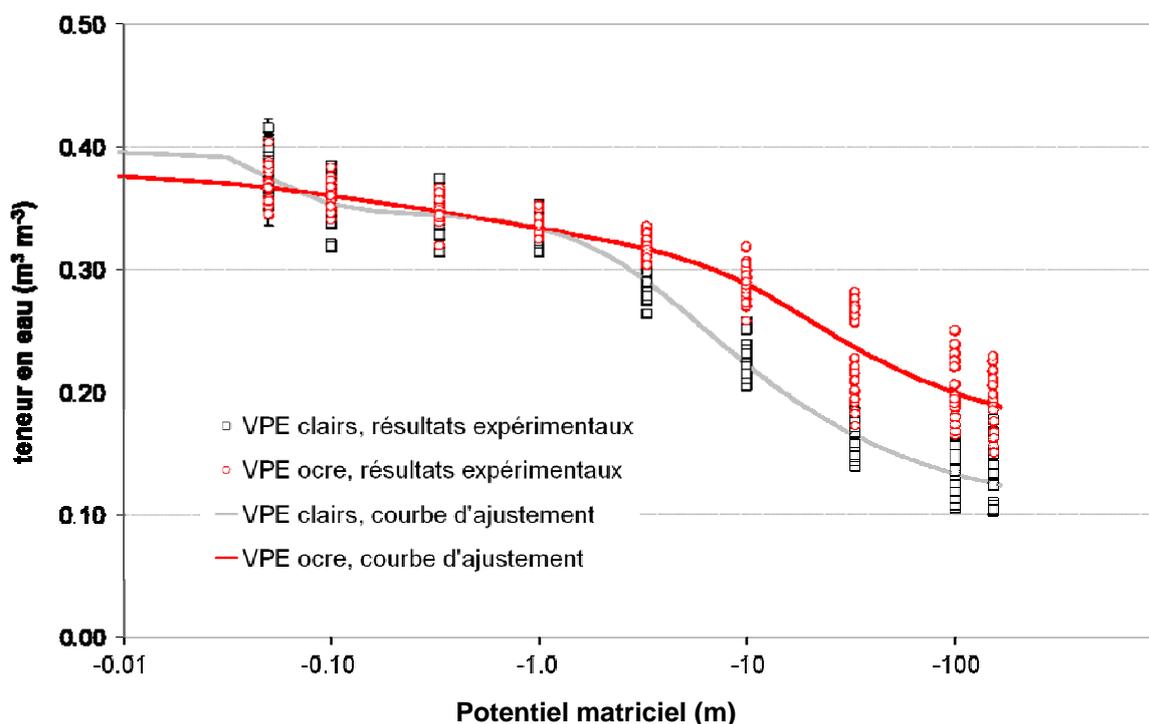


Figure D-2 : Représentation graphique des points de mesures teneurs en eau volumiques et des fonctions d'ajustement selon le modèle de Durner (1994) des VPE ocre et clairs

Annexe E

Soil hydraulic properties in relation to local rapid soil changes induced by field drainage: a case study

Authors: A. Frison, I. Cousin, D. Montagne, and S. Cornu

Acknowledgements: The Région Centre in France funded this work. The authors acknowledge C. Le Lay, H. Gaillard and G. Giot (INRA Orléans) for technical assistance during the field sampling and laboratory work.

Summary

The impact of human activities on soil changes are poorly recognized or quantified. We performed an experiment to estimate the impact of 20 years subsurface drainage on water retention in an Albeluvisol. The studied soil comprises heterogeneous horizons that exhibit a complex juxtaposition of two Elementary Pedological Volumes (EPVs) with a silty white and a clayey ochre EPV. The water retention characteristics of each EPV were determined at four distances from the drain in the E&Bt heterogeneous horizon. The water retention property of the whole horizon was calculated by using an additive equation in order to obtain the available water content of the horizon, and thus, to estimate the soil functioning. Whatever the distance to the drain, the silty white EPVs retained more water for water potentials between saturation and ca -300 cm than the clayey ochre EPVs, and less for water potentials lower than ca -300 cm. The available water content of the white EPVs and the whole horizon increased near the drain. These changes in water retention properties were interpreted in terms of effects on the horizon structure, which were induced by the horizontal fluxes enhanced by the installation of the drains. The present work demonstrates the great influence of agricultural drainage on rapid soil change and on soil spatial variability.

Résumé

Les conséquences des activités anthropiques sur l'évolution des sols sont actuellement très peu reconnues. Nous avons mis en place une expérience afin d'estimer l'impact d'un drainage agricole installé depuis 20 ans sur les propriétés hydriques d'un Albeluvisol. Le sol étudié comprend des horizons hétérogènes dont la structure est composée d'une juxtaposition complexe de Volumes Pédologiques Élémentaires (VPE) : des VPE clairs limoneux et des VPE ocre plus argileux. Les caractéristiques de rétention en eau de chaque VPE de l'horizon E&Bt ont été déterminées en fonction de la distance au drain. Nous avons calculé la courbe de rétention effective pour l'ensemble de l'horizon en utilisant l'équation d'additivité. Nous avons ainsi estimé la réserve utile de l'horizon afin de discuter du fonctionnement hydrique du sol. Quelle que soit la distance au drain, les VPE clairs retiennent i) plus d'eau pour des potentiels matriciels compris entre la saturation et ~ -300 cm que les VPE ocre, et ii) moins d'eau pour des potentiels matriciels inférieurs à ~ -300 cm. Les réserves utiles en eau des VPE clairs et de l'ensemble de l'horizon augmentent lorsque l'on se rapproche du drain. Ces évolutions des propriétés de rétention en eau ont été interprétées en terme de changements de structure de l'horizon, lesquels sont la résultante des flux horizontaux accrus par l'installation du réseau de drainage. Ce travail contribue à démontrer l'importante influence du drainage agricole sur l'évolution rapide des sols.

Introduction

Soil and its properties evolve continually under climate, biota or anthropogenic factors. Human activities were early recognized as factors affecting soil evolution (Jenny, 1941; Bidwell & Hole, 1965; Yaalon & Yaron, 1966) but their consequences on soil changes are still poorly understood and rarely quantified (Richter, 2006). One of the most widespread impacts of human activities on soils is agriculture.

Soil cultivation comprises a large number of practices and managements that modify soil matter and energy fluxes, by i) changing vegetation cover, ii) introducing tillage, fertilizers, irrigation/drainage and iii) exporting crops. Among these management practices, some influence the geochemical nature of the soil (e.g. fertilizers, change of vegetation), while other will change the water flux (e.g. irrigation, drainage, tillage/non-tillage). They may thus act on the evolution through time of hydraulic properties in soils and soil structure.

As an example, drainage induces some change in the soil structure with i) backfilling of the drainage trench leading to the appearance of large voids (Øygarden *et al.*, 1997), ii) increasing number of interconnected earthworm burrows in drained compared with undrained soils (Carter *et al.*, 1982; Shipitalo *et al.*, 2004) and iii) soil structural changes after drain installation (Kapilevich *et al.*, 1991; Hayes *et al.*, 2000; Montagne *et al.*, 2007). As a consequence, the agricultural drainage network induces changes in subsurface water pathways in terms of runoff (Augeard *et al.*, 2005) and saturated hydraulic conductivity (Kapilevich *et al.*, 1991).

Unfortunately, no study has been made of changes of water retention characteristics and the relation to soil evolution after installation of agricultural drainage network except on forest peatland (Rothwell *et al.*, 1996; Silins & Rothwell, 1998). These studies have shown that some changes occur in water transport characteristics and structure in peat with drainage. Soil water retention and soil hydraulic conductivity were associated with changes to substrate bulk density resulting from post drainage peatland subsidence (Rothwell *et al.*, 1996; Silins & Rothwell, 1998).

However, water retention is one of the key properties required to estimate the available water capacity for plants and to simulate water transfer in soils. Effects after the installation of the drainage pipes would aid prediction of water flow and associated solute transport through the soil to the groundwater table. This question of solute transport is of particular interest in drained soils because drainage networks act as preferential water pathways for nutrients (Grant *et al.*, 1996; Kladivko *et al.*, 1991), or pesticides (Zehe & Flüher, 2001) towards surface waters. However, changes in hydraulic properties with varying distance to the drain are generally not taken into account in modelling approaches (Boivin *et al.*, 2006).

The objective of our work was to describe and quantify the impact of a drainage network on the water retention characteristics of the soil. Additionally, we also discuss the consequences of changes in the soil hydraulic properties on the soil evolution. Therefore, we determined the water retention curves of the sub-units of one heterogeneous horizon of the studied soil at several distances from a agricultural tile-drain to discuss the impact of drainage on soil characteristics.

Materials and methods

Field site and soil sampling

The studied site lies on the crest of the Yonne plateau (France). Information on geology and location can be found in Montagne *et al.* (2007) and Montagne *et al.* (2008). The soil is an Albeluvisol (WRB, 1998) developed on quaternary loamy deposits, and drained artificially. The drainage network was installed in 1988 by subsoiling. In general, drains are located at 1 m depth with a 15 m spacing. This soil has been cropped for many years, from well before the installation of the drainage system to the present. This soil comprises four horizons and it was previously described in Montagne *et al.*, 2007, 2008:

- From a depth of 0 to 25-30 cm, a silty, brown to grey, A-horizon with a granular structure.

- From a depth of 25 to 35-40 cm, a silty E-horizon with a more massive structure than the A-horizon.
- From a depth of 35 to 60-70 cm, a transitional horizon, with a polyhedral structure, characterized by the juxtaposition of different pedological volumes, respectively, from the upper and the lower horizons: white-grey (10YR8/2 to 10YR7/1) to pale-brown (10YR7/4) volumes, called “white Elementary Pedological Volume” (EPV) hereafter; ochre (10YR5/6 with 10YR5/8) volumes, called “ochre EPV” hereafter. In the middle of the ochre volumes, we observed black concretions and inclusions. For convenience, we named this horizon E&Bt. To determine the water retention properties, a soil aggregate of about 25 cm³ in size was necessary. It was not possible to sample all the categories of EPV described by Montagne *et al.* (2007, 2008) and “Pale-Brown” and “White-grey” EPVs were each combined as ochre and black EPVs.
- From a depth of 60 to 105 cm, a Bt-horizon that exhibits tongues of the white EPVs (equivalent to those of the E&Bt horizon) developed in the ochre matrix. The structure of this horizon was more prismatic than one in the E&Bt horizon.

The evolution of the pedological characteristics of the different soil horizons as a function of the distance to the drain were discussed by Montagne *et al.* (2008). In the A-horizon, pH decreased with the distance to the drain. Moreover, the pH increased with depth from ca 7.5 in the A-horizon to 8.0 in the Bt-horizon, as the iron concentration (from 15 g kg⁻¹ to 27 g kg⁻¹). The organic matter content decreased with the distance to the drain and along the soil profile.

A trench, 7 m long and 1 m deep, was dug at right angles to a drain. We have sampled undisturbed soil blocks (about 8 dm³) at 0.6, 2.0, 4.0, and 7.0 m from the drain respectively. The samples were stored at field water content at 4°C in hermetically sealed boxes. The water content, close to field capacity, was equal to 0.30 cm³ cm⁻³.

In this work, we studied the E&Bt-horizon, as it showed the maximum heterogeneity of structure and texture (Diab *et al.*, 1988) and structural evolution with the distance from the drain (Montagne *et al.*, 2007 and 2008).

Measurement of hydraulic properties

Particle size distribution of each EPV was determined according to the French normalized protocol X 31-107. The sand fractions were measured by sieving and the fine fraction was determined by the Robinson’s pipette method after dispersion in water by ultrasound and addition of NaPO₃ + Na₂CO₃.

At each location from the drain, two measurements of the vertical saturated hydraulic conductivity of the horizon were done with the constant head soil core method on undisturbed soil cores (1237 cm³).

Water retention curve of each EPV was measured using a pressure membrane or plate apparatus (Klute, 1986) on 10 to 15 replicates, at eight potentials (-10, -33, -100, -330, -1000, -3300, -10000, and -15400 cm). White and ochre EPVs (10 - 30 cm³) were thus gently separated by hand from larger undisturbed samples. After one week of saturation by capillarity, the EPVs were placed on a paste of saturated kaolinite (< 2 μm) to obtain sufficient hydraulic continuity between the EPVs and the pressure membrane. After one week of equilibrium in pressure cells, the gravimetric water content was measured. Volumetric water content was calculated from bulk density which was determined on EPVs at the -10 cm water potential (Grossman & Reinsch, 2002) by the Archimedes’ displacement method using kerosene (Monnier *et al.*, 1973). At the end of the experiment, each EPV was broken to verify its colour and the heterogeneous ones were removed. Moreover, the available water content of each EPV was calculated by using the difference between the water contents at -100 cm

(water content close to the field water content- Ratliff *et al.* (1983); Al Majou *et al.*, 2008) and -15400 cm (water content at permanent wilting point). In the same way, the quantity of water that can be drained by gravity was calculated by using the difference between the water content at saturation and -100 cm.

Retention data of on the EPVs were fitted both by the van Genuchten model (van Genuchten, 1980) [Eq. 1] and the bimodal model as proposed by Durner (1994) [Eq. 2] using the RETC program (van Genuchten *et al.*, 1991).

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + (\alpha|h|)^n]^{-m} \quad [\text{E-1}]$$

where h is the water potential (cm), θ is the volumetric water content ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), θ_s is the saturated water content ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), θ_r is the residual water content ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), and α (cm^{-1}), m , and n are fitting parameters.

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \sum_{i=1}^k w_i \left[\frac{1}{1 + (\alpha_i|h|)^{n_i}} \right]^{m_i} \quad [\text{E-2}]$$

where w_i is the weighting factor for the subcurves, subject to $0 < w_i < 1$ and $\sum w_i = 1$.

For both models m was set to $m = 1 - \frac{1}{n}$. For the two models, θ_s was considered equal to porosity,

$$\theta_s = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_p} \quad [\text{E-3}]$$

where ρ_p is the particle density equal to 2.65 g cm^{-3} and ρ_b is the bulk density at the potential of -10 cm (g cm^{-3}), as suggested by Bruand & Prost (1987) and Grossman & Reinsch (2002).

The best fit for all EPVs, determined by the lower root mean square error between experimental values and calculated values, was obtained with the bimodal model compared with the unimodal van Genuchten one. Indeed, the bimodal retention model fitted better the water content near saturation (Durner, 1994). The water retention curve fitted by the bimodal model was determined for the four distances to the drain in the E&Bt-horizon.

To calculate the effective parameter values for the whole horizon for the bimodal retention function, we used the additive approach proposed by Ross & Smetten (1993) and Durner (1994). They demonstrated theoretically that a weighted addition of the water retention characteristics of the elementary volumes enables the calculation of the water retention of the whole horizon. Only the water retention characteristic is required and the geometric spatial distribution of the EPVs is not necessary. For each water content value (eight water potentials imposed plus the value at saturation), we calculated the effective volumetric water content by using weighted averages,

$$\theta_{eff}(h) = \sum_{i=1}^N \omega_i \cdot \theta_i(h) \quad [\text{E-4}]$$

where h is the water potential, $\theta_{eff}(h)$ is the effective volumetric water content, $\theta_i(h)$ is the water content of EPV i , ω_i is the weighting factor of the EPV i , and N is the number of the different EPVs.

The weighting factors were the volume proportions of the ochre and white volumes defined by Montagne *et al.* (2007, 2008) for this soil at the same distances from the drain, except at 7 m. Montagne *et al.* (2007, 2008) determined the volume proportions of EPVs using image analysis. According to their results, the volume proportion of each EPV was stable over 2 m from the drain (Montagne *et al.*, 2007). From this statement, we considered the volume proportion of each EPV at 7 m equal to the volume proportion calculated by Montagne and collaborators for the distance of 4 m from the drain.

Statistical Analysis

We conducted Student statistical tests to compare the results between two categories (EPVs, distances to the drain) at a 5% confidence level. For each EPV, an ANOVA at a 5 % confidence level (Fisher pair wise mean comparison method) was used to assess the effects of drainage on the water retention characteristics.

Results

Characterization of the EPVs

The E&Bt-horizon exhibited from 34 to 54 % of ochre volumes and from 46 to 66 % of white volumes depending on the distance to the drain (Montagne *et al.*, 2007). In the field, we observed that biological activity (earthworms and plant roots) was greater in white volumes. The ochre volumes were slightly heterogeneous because of numerous small black concretions or inclusions of manganese and iron oxides, whereas the white volumes were more homogeneous. The particle-size distribution of the EPVs did not vary with the distance from the drain (Table 1). The clay content was greater in the ochre EPVs than in the white ones. The ochre EPVs had a silty clay-loam texture and the white EPVs a silty-loam one.

Table E-1 Particle-size distribution of white and ochre EPVs in E&Bt-horizon for the four distances to the drain.

EPVs	Particle-size distribution / %	Distance from the drain / m			
		0.6	2.0	4.0	7.0
White EPVs	0 - 2 μm	19	21	20	20
	2 - 50 μm	74	72	72	71
	50 - 2000 μm	7	7	8	9
Ochre EPVs	0 - 2 μm	30	30	29	29
	2 - 50 μm	64	63	64	64
	50 - 2000 μm	6	7	7	7

Water retention properties of the EPVs and the horizon

Figure E-1 presents, for the four distances to the drain and the two types of EPVs, i) the mean water contents at the different water potentials with the associated standard

deviation determined on about 15 replicates and ii) the continuous fit of these data by the bimodal retention function with the θ_s parameter fixed, equal to the porosity [Eq. E-3].

We observed different water retention behaviours depending on the EPVs (Figure E-1). The water retention curves of the ochre and white EPVs crossed at a particular water potential ranging from -100 cm to -300 cm depending on the distance to the drain referred to as the cross-over point hereafter. For water potentials between saturation and the cross-over point, the water content was statistically greater for the white than for the ochre EPVs for three of the four distances (at 5% confidence level). For water potentials between the cross-over point and the permanent wilting point, it was statistically smaller for the white EPVs. At the water potential equal to -15400 cm, the water content in ochre EPVs was ca two-fold that of the white ones at all distances. The standard deviations associated to the measurements were larger for the ochre EPVs (Figure E-1).

Figure E-1 presents the experimental data as well as the fit by the bimodal model (Durner, 1994). Tables E-2 and E-3 give the values of the parameters of the bimodal retention function for the white and the ochre EPVs respectively, for the four distances from the drain. Different statistical criteria (R^2 , absolute error, and RMSE) were used to assess the quality of the fit. The standard error coefficients were small, indicating a good fit by the model. Nevertheless, the standard error coefficients of the fit for the ochre EPVs were slightly larger than those of the white EPVs. The θ_s values decreased significantly as the distance from the drain increased, whatever the EPV considered. The same trend was observed for the parameter n but to a lesser extent.

Table E-2 Parameters of the bimodal retention function (Eq. E-2) calculated for white EPVs for the four distances to the drain. Standard error coefficients are in brackets. The θ_s parameter was fixed to the porosity. R^2 , absolute error and RMSE are the different criteria proposed to assess the quality of the fit.

Parameters	Distance from the drain / m			
	0.6	2.0	4.0	7.0
$\theta_s / \text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	0.472 (1×10^{-2})	0.452 (3×10^{-4})	0.458 (2×10^{-2})	0.399 (2×10^{-2})
$\theta_r / \text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	0	0	0	0
α / cm^{-1}	0.33 (0.04)	0.24 (0.11)	3.13 (2.51)	2.36 (2.57)
$n / -$	1.15 (5.2×10^{-3})	1.14 (1.2×10^{-2})	1.10 (1.5×10^{-2})	1.06 (1.3×10^{-2})
$w_2 / -$	0.40	0.30	0.40	0.42
$\alpha_2 / \text{cm}^{-1}$	2.65×10^{-3} (1.3×10^{-4})	2.8×10^{-3} (3.9×10^{-4})	2.5×10^{-3} (4.9×10^{-4})	2.1×10^{-3} (3.9×10^{-4})
$n_2 / -$	2.43 (0.11)	3.07 (0.75)	2.03 (0.25)	1.86 (0.2)
R^2	0.99	0.99	0.99	0.99
Absolute Error	1.9×10^{-2}	4.4×10^{-2}	5.4×10^{-2}	4.5×10^{-2}
RMSE	9.0×10^{-4}	2.2×10^{-3}	2.5×10^{-3}	1.8×10^{-3}

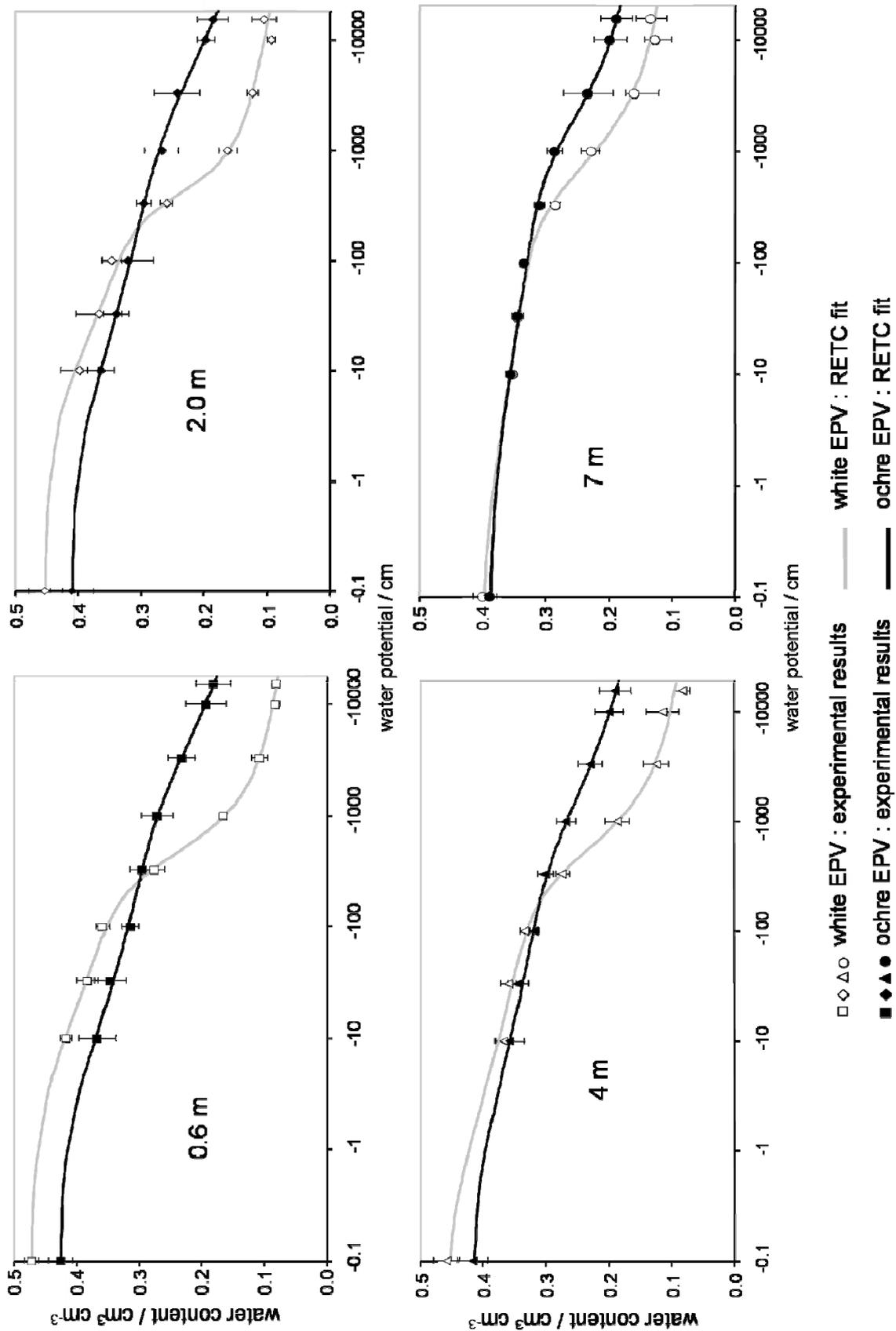


Figure E-1: Water retention curves for the two EPVs for the different distances to the drain. Measurements performed by pressure plate and calculations performed by the RETC program (van Genuchten et al., 1991).

The values plotted at $|0.1|$ cm water potential corresponded to the saturated water content and were calculated using the Eq. E-3.

Table E-3 Parameters of the bimodal retention function (Eq. E-2) calculated for ochre EPVs for the four distances to the drain. Standard error coefficients are in brackets. The θ_s parameter was fixed to the porosity. R^2 , absolute error and RMSE are the different criteria proposed to assess the quality of the fit.

Parameters	Distance from the drain / m			
	0.6	2.0	4.0	7.0
$\theta_s / \text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	0.426 (1.9×10^{-2})	0.410 (3.4×10^{-2})	0.417 (2.4×10^{-2})	0.388 (1.1×10^{-2})
$\theta_r / \text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	0.075 (8×10^{-2})	0	0.093 (10×10^{-2})	0
α / cm^{-1}	0.48 (0.22)	0.43 (0.17)	1.51 (1.81)	1.13 (0.5)
n / -	1.18 (8.7×10^{-2})	1.16 (1.8×10^{-2})	1.13 (8.6×10^{-2})	1.05 (5×10^{-3})
$w_2 / -$	0.40	0.50	0.40	0.29
$\alpha_2 / \text{cm}^{-1}$	5.5×10^{-4} (1.8×10^{-4})	5.2×10^{-4} (2.8×10^{-4})	1.4×10^{-3} (8.4×10^{-4})	8.7×10^{-4} (1.2×10^{-4})
$n_2 / -$	1.36 (21×10^{-2})	1.20 (4.1×10^{-2})	1.35 (26×10^{-2})	1.71 (8.7×10^{-2})
R²	0.99	0.99	0.99	0.99
Absolute Error	1.6×10^{-2}	1.8×10^{-2}	1.9×10^{-2}	1.6×10^{-2}
RMSE	8.0×10^{-4}	9.0×10^{-4}	9.0×10^{-4}	7.0×10^{-4}

As far as the white EPVs were concerned (Figure E-2), the mean water contents, for water potentials ranging from saturation to -300 cm, decreased with increasing distance from the drain. In contrast, the mean water contents for water potential ranging from -300 cm to -15400 cm increased with increasing distance from the drain. The available water content of the white EPVs was ca 30 % larger at 0.6 m than at 7.0 m from the drain (Table E-4). The distance of the sample from the drain influenced the water retention characteristics of the white EPVs significantly (Table E-5). Two or three homogenous groups were distinguished for most of the water potentials.

Table E-4 Available water content^a ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) of each EPV and of the whole horizon and quantity of water drained by gravity^b ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) of the whole horizon.

	EPVs / Horizon	Distance from the drain / m			
		0.6	2.0	4.0	7.0
Available water content	White volumes	0.277	0.242	0.251	0.201
	Ochre volumes	0.133	0.135	0.128	0.146
	Horizon	0.228	0.183	0.185	0.171
Quantity of water drained by gravity	Horizon	0.113	0.097	0.110	0.060

^a The available water content is calculated using the difference between the water contents at -100 cm and -15 400 cm.

^b The quantity of water drained by gravity is calculated using the difference between the water contents at saturation and -100cm.

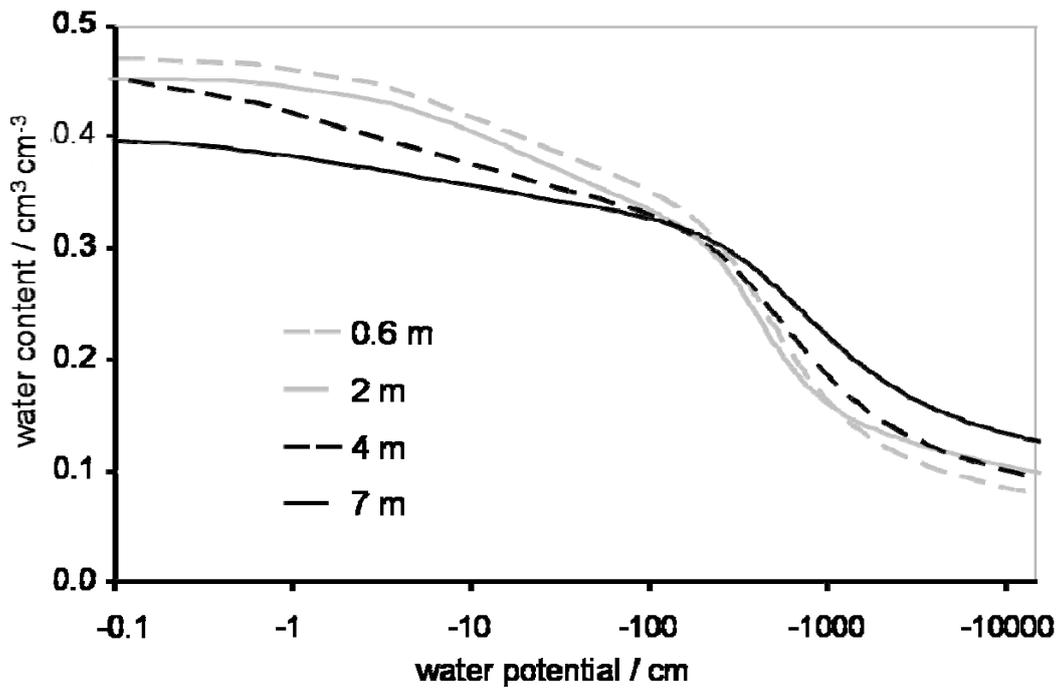


Figure E-2: Water retention curves of the white EPVs for different distances to the drain.

As far as ochre EPVs were concerned (Figure E-3), the same trend as that of the white EPVs occurred except that the ordering of the curves in relation to distance to the drain disappeared for the water potentials ranging from -10 cm to -15400 cm. The statistical analysis evidenced one homogenous group for most of water potentials except at -100, -330, and -1000 cm (Table E-6). Nevertheless, the statistical heterogeneity for these three water potentials was not physically meaningful. The water contents of the ochre EPVs were then more homogeneous for the four distances than those of the white EPVs (Table E-6). The available water content of the ochre EPVs was slightly smaller at 0.6 m than at 7.0 m from the drain (Table E-4).

The saturated hydraulic conductivity measurements at the four distances to the drain were not significantly different with the distance from the drain (i.e. 2.8×10^{-5} and $2.6 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ at 0.6 m from the drain; 5.6×10^{-5} and $2.3 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ at 7 m from the drain).

Both, the relative quantity of water drained through the E&Bt-horizon by gravity and the capacity of this horizon to store water were determined for each distance from the drain. The horizon available water content increased as the distance from the drain decreased (Table E-4). The increase in water storage with the available water content at 0.6 m represented 33 % of the capacity at 7.0 m. The quantity of water drained by gravity decreased with the distance from the drain (Table E-4).

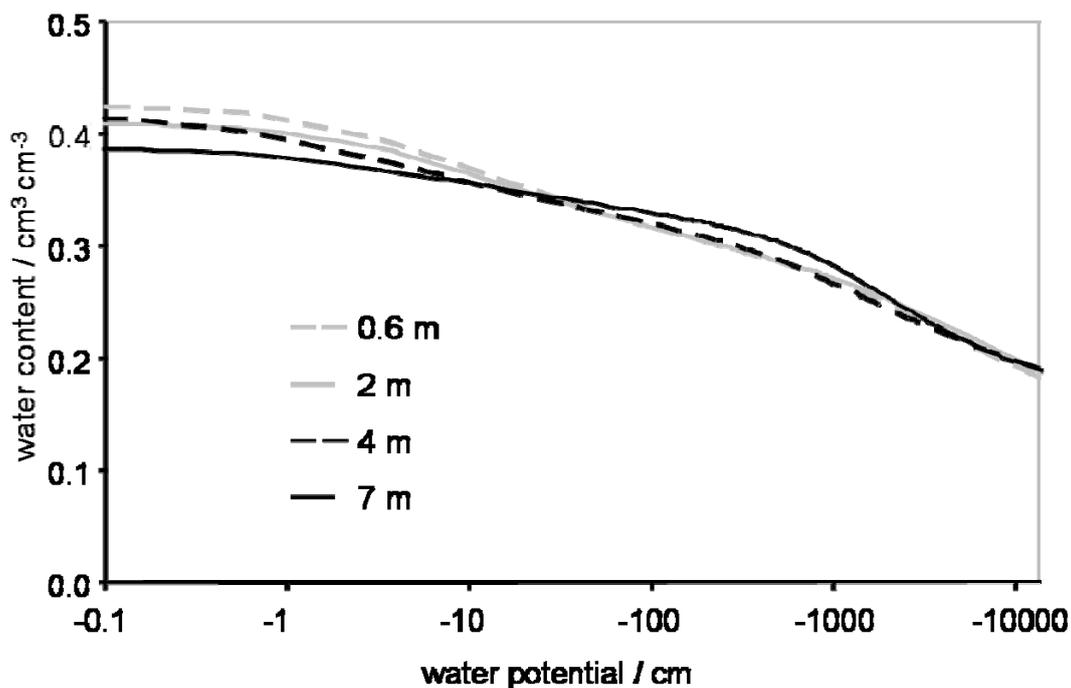


Figure 3: Water retention curves of the ochre EPVs for the different distances to the drain.

Table 5 Results of the ANOVA test (Fisher tests) at a 5% level of confidence for the white EPVs. For each water potential, the water contents at different distances to the drain are compared. Within a column, different letters between 2 lines indicate a significant difference in the water content at a 5% of confidence level with $A > B > C$.

Distance from the drain / m	water potentials / cm							
	-10	-33	-100	-330	-1000	-3300	-10000	-15400
0.6	0.417 A ^a	0.368 A	0.358 A	0.276 AB	0.164 C	0.108 C	0.080 B	0.081 C
	1.4×10^{-2} ^b	1.6×10^{-2}	8.8×10^{-3}	1.3×10^{-2}	9.4×10^{-3}	9.7×10^{-3}	7×10^{-3}	5.7×10^{-3}
	(11) ^c	(13)	(13)	(13)	(13)	(13)	(12)	(13)
2.0	0.398 A	0.368 A	0.347 A	0.260 C	0.163 C	0.124 B	0.093 B	0.105 B
	4.7×10^{-2}	6×10^{-2}	2.7×10^{-2}	9×10^{-3}	1.5×10^{-2}	1.2×10^{-2}	8.9×10^{-3}	2.2×10^{-2}
	(12)	(13)	(12)	(12)	(13)	(13)	(12)	(19)
4.0	0.371 B	0.360 A	0.334 B	0.274 B	0.187 B	0.125 B	0.115 A	0.083 C
	3.8×10^{-2}	1.7×10^{-2}	1.2×10^{-2}	1.3×10^{-2}	1.5×10^{-2}	1.8×10^{-2}	2.2×10^{-2}	1.1×10^{-2}
	(11)	(13)	(12)	(11)	(13)	(13)	(11)	(13)
7.0	0.352 B	0.345 A	0.334 B	0.284 A	0.227 A	0.16 A	0.126 A	0.133 A
	1.7×10^{-2}	1.5×10^{-2}	1.1×10^{-2}	9×10^{-3}	1.5×10^{-2}	1.3×10^{-2}	1.7×10^{-2}	2.3×10^{-2}
	(16)	(15)	(15)	(18)	(22)	(19)	(22)	(19)

^a: mean value. Result of the ANOVA in bold

^b: standard error associated to the mean value

^c: number of EPVs

Table 6 Results of the ANOVA test (Fisher tests) at a 5% level of confidence for the ochre EPVs. For each water potential, the water contents at different distances to the drain are compared. Within a column, different letters between 2 lines indicate a significant difference in the water content at a 5% level of confidence with $A > B$.

Distance from the drain / m	water potentials / cm							
	-10	-33	-100	-330	-1000	-3300	-10000	-15400
0.6	0.359 A ^a	0.337 A	0.314 B	0.295 B	0.272 B	0.233 A	0.193 A	0.181 A
	4.6×10^{-2} _b	3.8×10^{-2}	2.9×10^{-2}	8×10^{-3}	1×10^{-2}	1.6×10^{-2}	1.9×10^{-2}	2.2×10^{-2}
2.0	(10) ^c	(11)	(13)	(13)	(12)	(12)	(13)	(13)
	0.366 A	0.334 A	0.315 B	0.295 B	0.268 B	0.242 A	0.197 A	0.185 A
4.0	4.5×10^{-2}	4.5×10^{-2}	2×10^{-2}	9.6×10^{-3}	1.5×10^{-2}	1.3×10^{-2}	9.5×10^{-3}	1.5×10^{-2}
	(12)	(13)	(12)	(11)	(13)	(13)	(12)	(11)
7.0	0.358 A	0.339 A	0.319 B	0.301 B	0.269 B	0.232 A	0.199 A	0.190 A
	3.5×10^{-2}	2.8×10^{-2}	8.6×10^{-3}	1.1×10^{-2}	1.5×10^{-2}	2×10^{-2}	2×10^{-2}	2.1×10^{-2}
	(12)	(12)	(12)	(10)	(13)	(13)	(13)	(13)
	0.355 A	0.344 A	0.334 A	0.309 A	0.285 A	0.232 A	0.198 A	0.187 A
	1×10^{-2}	1.1×10^{-2}	7.8×10^{-3}	8.1×10^{-3}	1.3×10^{-2}	3.6×10^{-2}	2.3×10^{-2}	2.4×10^{-2}
	(23)	(18)	(20)	(26)	(22)	(23)	(21)	(24)

^a: mean value. Result of the ANOVA in bold

^b: standard error associated to the mean value

^c: number of EPVs

Discussion

Characterization and water retention properties of the EPVs

The horizon considered in this paper comprised a juxtaposition of different EPVs and was thus heterogeneous. In the E&Bt-horizon, the EPV scale was the best sampling scale because the EPVs appear to be homogeneous in terms of particle-size distribution, water retention characteristics, and are easy to recognize in field because of their differences in colour. Nevertheless, the ochre volumes had larger standard errors for water content (Figure E-1) and exhibited different mechanical behaviours (friable and hardened) mainly because of the variable amounts of black concretions or impregnations.

The white and ochre EPVs exhibit different hydraulic properties as shown by the significantly different water contents for the two EPVs at each water potential. They can then be classified as functional units, in the sense of Wopereis *et al.* (1993). Usually, the water retention curve is dependent on the particle-size distribution (that determines the soil texture) and on the arrangement of the solid particles and aggregates (that determines the soil structure). Some authors, e.g. Sharma & Uehara (1968), consider that, for water potentials between saturation and ca -300 cm, the soil structure is responsible for water retention, while the soil texture would be more important beyond this range. For the range of water potentials between saturation and ca -300 cm, the white EPVs retained more water than the ochre ones. This may result from the soil structure and, especially, the greater biological porosity observed in the field during sampling in the white volumes. Between the water potentials of -300 and -15400 cm, the difference in water retention behaviours of the two EPVs was induced by the difference in their particle-size distributions, the ochre EPVs having more clay and the white more silt.

Impact of drainage on the hydraulic properties at the scale of EPV and horizon

Before installation of the drainage network, about twenty years ago, the horizon studied was assumed to be homogeneous along the 7 m trench because of its topographical location on a plateau (Montagne, 2006). Montagne demonstrated that some chemical and mineralogical soil properties varied according to their position to the drain. They were similar further than 2.0 m from the drain, while they differed at less than 2.0 m from the drain. The introduction of drains changes significantly the hydraulic properties of the horizon considered. As observed in Figure E-2, the water retention characteristics of the white EPVs differed with the distance to the drain. The change of water retention characteristics with the distance to the drain was less obvious for ochre EPVs than for white EPVs. These results are consistent with the absence of change in mineralogy and chemistry in ochre volumes whatever the distance from the drain, while significant changes with the distance to the drain are recorded for the white ones (Montagne *et al.*, 2008)

The installation of agricultural drainage results in a decrease in the average duration of the waterlogged period. So, as previously observed by Carter *et al.* (1982), Rothwell *et al.* (1996), and Silins & Rothwell (1998), the biological activity can develop better and enhance the porosity of the soil, especially close to the drain. This may explain the relative increase of water content of the white EPVs and of the whole horizon for water potentials between saturation and ca -300 cm.

On the other hand, knowing that the particle-size distribution of the EPVs did not vary with the distance from the drain (Table E-1), we can hypothesize that the variations of the water retention for water potentials between ca -300 and -15400 cm result from small variations in the arrangement of soil particles. Moreover, the variations might be related to an evolution of the particle distribution in the 0-2 μm range due to the eluviation process which decreases the content of smallest clay particles (i.e. $< 0.2 \mu\text{m}$) in the white EPVs.

The consequences of drainage on the hydraulic functioning of the E&Bt-horizon can be discussed from the calculation of the available water content of the whole horizon (Table E-4). The Bt-horizon, situated at the basis of the E&Bt-horizon had more clay, so was more impermeable. To summarize, the structural change recorded by Montagne *et al.* (2007) may be a consequence of the changes of hydraulic properties that we note. This change in hydraulic properties is the first consequence of the installation of drains as it is the purpose of drainage. This change will in turn induce a change in the mineralogy and thus colour, that will in turn modify the hydraulic properties. Indeed, work by Montagne (2006) and Montagne *et al.* (2007 & 2008) demonstrated that drainage leads to:

- i) the leaching from the soil profile of iron that was released from the dissolution of iron oxides in the ochre EPVs, leading to the formation of white ones;
- ii) the eluviation of clay minerals as smectites and interstratified clays minerals.

This trend should continue in the future with the decrease of ochre EPVs in favour of white ones (Kapilevich *et al.*, 1991; Montagne *et al.*, 2007).

Are agricultural drainage effects on soil functioning of major concern in terms of soil evolution and soil spatial variability?

Our study showed that an anthropomorphic action, such as drainage, can induce significant changes in the soil hydraulic properties. The present soil is widespread in Europe (15% of the soils; European Soil Bureau Network, 2005) and is currently the most drained soil in France (Zimmer *et al.*, 1991). Our results are based on observations on one side of a drain but the same structure changes were observed and quantified macroscopically on the other by Montagne *et al.* (2006). We thus assume that these results of structural changes on

both sides of the drain occur along all the drains in the field and from the drain to the inter-drain position despite the fact that we have only studied one distance sequence from a drain in the field. Nevertheless, some other authors have observed changes of the soil structure in the soil due to the agricultural drainage. For example, Hayes *et al.* (2000) demonstrated an influence of drainage by ditches up to ca 30 m. Our results show that the hydraulic behaviours of the studied horizon present a large spatial heterogeneity which should be taken into account in future studies and modelling of soil functioning.

In drained soils, colour and structure changes in soils are observed after 30 years (Hayes *et al.*, 2000), 20 years (Montagne *et al.*, 2007) or even less than 10 years (Kapilevich *et al.*, 1991). The rate of these changes is of same order of magnitude than those recorded in peatlands (30 years, Minkinen *et al.*, 1998; 7 years, Silins & Rothwell, 1998). Our results show a significant change of the water retention properties of the E&Bt-horizon over 20 years. All these studies indicate that the soil evolution is more rapid under drainage than the natural pedological evolution of the soil.

By its importance in terms of soil evolution and soil spatial variability, the effect of drainage on soil development is of major concern. The main part of the drained water goes through the white EPVs as already shown by Diab *et al.*, (1988) and Kapilevich *et al.* (1991). Thus, in these conditions, the duration of the waterlogged period should continue to decrease with more and more rapid water fluxes to the drain. It is possible that the evolution of the white EPVs with the distance to the drain leads to an increase of available water capacity far from the drain. These two last consequences of soil development could be beneficial for crops but this needs further research.

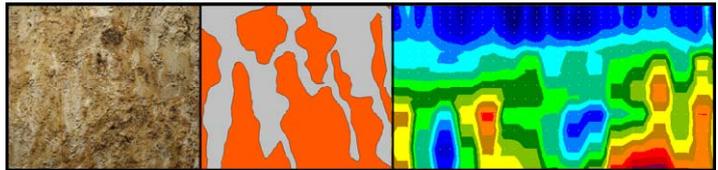
Conclusions

We quantified here the anthropomorphic impact of a drainage network on the water retention characteristics of a soil. We also discussed the impact of a drainage network on the soil variability in space and time. We measured the water retention characteristics of each Elementary Pedological Volume, EPV, of the heterogeneous E&Bt-horizon at four distances from a drain. The two EPVs identified, showed different water retention properties at each distance and with the distance to the drain. For example, the quantity of water stored was greater near the drain. These results show the large influence of agricultural drainage on soil structure and soil hydraulic properties, even after a short period of change.

We, however, only studied one side of one drain. Whilst we have seen the same trend on the other side of the drain and at other positions along it, we do not know if the intensity of the changes in soil structure and soil properties were the same elsewhere in the whole field area. In addition, we do not know if the change of the hydraulic properties was rapid after the drainage installation and then stop or if it is a progressive evolution through time. To answer this question, more work is needed along different drains having different positions along the slope and on different drainage network of different ages.

At a longer time scale, the question is whether this evolution will continue or stabilize, and what the consequences in term of agricultural or environmental function of the soil will be.

*Table des matières – Listes des figures –
Listes des tableaux*



Sommaire	1
Liste des symboles	3
Introduction	5
Chapitre I – Les sols : des milieux poreux hétérogènes	9
V.4. Les sols, un milieu complexe	12
V.4.1. L’horizon : maille élémentaire d’organisation des sols	13
V.4.2. Le volume d’horizon, maille élémentaire d’échantillonnage des sols	14
V.4.3. Cas des horizons hétérogènes	14
V.4.3.a. Définition des horizons hétérogènes	14
V.4.3.b. Propriétés hydriques d’un horizon hétérogène	16
V.5. Quelques éléments sur la théorie des milieux poreux hétérogènes	17
V.5.1. Hétérogénéité et Volume Elémentaire Représentatif	17
V.5.2. Approche hiérarchique et changement d’échelle	19
V.5.3. Détermination des propriétés hydriques effectives des milieux poreux hétérogènes	21
V.5.3.a. Rappel des lois de l’écoulement en milieu poreux	21
V.5.3.b. Cas de la rétention en eau	23
V.5.3.c. Cas de la conductivité hydraulique	23
V.5.3.c.i. <u>Bornes théoriques</u>	
V.5.3.c.ii. <u>Approche probabiliste</u>	
V.5.3.c.iii. <u>Approches heuristiques et déterministes</u>	
V.5.3.d. Le Scaleway, une approche déterministe adaptée à l’estimation des propriétés des effectives des sols.....	29
V.6. Position du problème et démarche d’étude	30
V.6.1. Le modèle d’horizon hétérogène étudié	30
V.6.2. Position du problème	30
V.6.3. Méthodologie	32
Chapitre II – Contexte, Matériels & Méthodes	35
II.1. Contexte régional	38
II.1.1. Géologie régionale	38
II.1.2. Pédologie régionale	39

II.2. Le Profil de l'Albeluvisol étudié	40
II.2.1. Description	40
II.2.2. Caractéristiques physico-chimiques	43
II.2.2.a. Granulométrie	43
II.2.2.b. Caractéristiques chimiques	44
II.2.3. Masse volumique	45
II.3. Echantillonnage	46
II.4. Caractérisation de la structure	47
II.4.1. Echelle du Volume Pédologique Élémentaire	47
II.4.1.a. Granulométrie	47
II.4.1.b. Masse volumique apparente	47
II.4.1.c. Porosité	47
II.4.1.c.i. <u>La porosité totale</u>	
II.4.1.c.ii. <u>La distribution de la taille des pores</u>	
II.4.2. Echelle de l'horizon	49
II.4.2.a. Avant propos	49
II.4.2.b. Prospection géophysique par tomographie électrique	49
II.4.2.b.i. <u>Principe</u>	
II.4.2.b.ii. <u>Matériel et dispositifs d'électrodes utilisés</u>	
II.4.2.b.iii. <u>La procédure d'inversion</u>	
II.5. Caractérisation des propriétés hydriques	55
II.5.1. Echelle du Volume Pédologique Élémentaire	55
II.5.1.a. Courbe de rétention en eau	55
II.5.1.b. Courbe de conductivité hydraulique	56
II.5.1.b.i. <u>Le protocole expérimental « Nems »</u>	
II.5.1.b.ii. <u>Modélisation des données expérimentales</u>	
II.5.2. A l'échelle de l'horizon	60
II.5.2.a. Modélisation de la courbe de rétention en eau	60
II.5.2.b. Modélisation de la conductivité hydraulique	61
II.5.2.b.i. <u>Détermination de la conductivité hydraulique par calcul analytique</u>	
II.5.2.b.ii. <u>Détermination de la conductivité hydraulique par simulation numérique</u>	
 Chapitre III – Structures et propriétés hydriques des Volumes Pédologiques Élémentaires	 65
III.1. Structure des Volumes Pédologiques Élémentaires	68
III.1.1. Composition granulométrique	68
III.1.2. Masse volumique et porosité	69
III.1.3. Distribution de la taille des pores	71

III.2. Propriétés hydriques des Volumes Pédologiques Elémentaires	75
III.2.1. Mesure de la conductivité hydraulique	75
III.2.1.a. Conductivité hydraulique à saturation	75
III.2.1.a.i. <u>Conductivité des volumes ne présentant pas de macroporosité visible à l'œil</u>	
III.2.1.a.ii. <u>Conductivité des volumes présentant une macroporosité visible à l'œil</u>	
III.2.1.b. Conductivité hydraulique en régime insaturé	78
III.2.1.b.i. <u>Conductivité des volumes sans macroporosité</u>	
III.2.1.b.ii. <u>Conductivité des volumes avec macroporosité</u>	
III.2.2. Courbes de rétention en eau	83
III.2.2.a. Courbes de rétention en eau obtenues à partir des presses à membrane	83
III.2.2.b. Comparaison des courbes de rétention obtenues par la méthode « Nems » et par la méthode des presses à membrane	85
III.2.2.c. Relation entre les courbes de rétention des VPE et leur structure	88
III.3. Conclusion	89
 Chapitre IV – Structure de l'horizon E&Bt	91
 IV.1. The three-dimensional structure of a highly heterogeneous soil horizon from 2-D and 3-D Electrical Resistivity Imaging surveys	94
IV.1.1. Introduction	94
IV.1.2. Materials and Methods	96
IV.1.2.a. Soil descriptions	96
IV.1.2.b. Measurements descriptions	97
IV.1.2.b.i. <u>Soil data</u>	
IV.1.2.b.ii. <u>Protocol experiment</u>	
IV.1.2.b.iii. <u>Measurements of the apparent electrical resistivity</u>	
IV.1.2.b.iv. <u>Interpretation of the electrical resistivity measurements</u>	
IV.1.2.b.v. <u>Comparison of the electrical resistivity measurements with photographs of the surface of each level</u>	
IV.1.3. Results	104
IV.1.3.a. Soil Data	104
IV.1.3.b. Apparent resistivity measurements	104
IV.1.3.b.i. <u>Descriptive statistics</u>	
IV.1.3.b.ii. <u>Spatial analyses</u>	
IV.1.3.c. Interpreted resistivity measurements	114
IV.1.3.c.i. <u>2-D interpreted electrical resistivity</u>	
IV.1.3.c.ii. <u>3-D interpreted electrical resistivity</u>	
IV.1.3.d. Statistical comparisons of the different inversion procedures	118
IV.1.3.e. Numerical photographs	124
IV.1.3.f. Comparisons between the electrical resistivity maps and the numerical photographs	124
IV.1.4. Discussion	127
IV.1.4.a. Comparison of the different arrays	127

IV.1.4.b. The structure of the heterogeneous horizon: what do we learn from electrical measurements?	129
IV.1.5. Conclusion	130
IV.2. De la structure électrique à une représentation de la structure pédologique de l'horizon	132
IV.2.1. Comparaison de la structure électrique et de la structure réelle de l'horizon en 2-D	132
IV.2.2. Proposition d'une structure électrique discrétisée en 3-D	136
IV.2.3. Détermination du VER de la structure de l'horizon obtenue	137
IV.3. Synthèse et conclusion	139
<i>Chapitre V – Propriétés hydriques de l'horizon E&Bt</i>	141
V.1. Courbe de rétention en eau	144
V.2. Conductivité hydraulique effective	145
V.2.1. Présentation des coupes discrétisées utilisées pour la détermination de la conductivité	145
V.2.2. Conductivité hydraulique effective des coupes 2-D	147
V.2.2.a. Validation des simulations numériques sur des milieux modèles.....	147
V.2.2.b. Résultats des simulations sur les coupes 1, 2 et 3 et les coupes 2A à 2E ..	148
V.2.2.c. Comparaison des conductivités effectives obtenues par des calculs analytiques aux bornes théoriques	151
V.2.2.d. Comparaison des conductivités effectives obtenues par simulation numérique aux bornes théoriques	152
V.2.3. Discussion générale	155
V.2.3.a. Analyse de l'importance du rapport des conductivités des VPE	155
V.2.3.b. Prise en compte de la variabilité de la conductivité hydraulique des VPE	157
V.2.3.c. Détermination de la conductivité hydraulique en 3-D	157
V.3. Conclusion : Proposition d'une approche opérationnelle pour la détermination de la conductivité hydraulique effective d'un milieu 2-D hétérogène	158
<i>Conclusion générale & Perspectives</i>	161
<u>Bibliographie</u>	169
<u>Annexes</u>	185
<u>Tables des Matières – Listes des Figures et Tableaux</u>	215

Liste des Figures

Chapitre I

Figure I-1 : Position centrale du compartiment sol dans l'espace	12
Figure I-2 : Système d'holons emboîtés. A : minéral ; B : organisations élémentaires ; C : VPE ; D : horizons d'un profil ; E : parcelle, paysage (W.R.B., 1998)	13
Figure I-3 : Cylindre de sol non perturbé de 15 cm de diamètre utilisé pour la méthode de Wind (Annexe A) et considéré dans notre cas comme un volume d'horizon	14
Figure I-4 : Illustrations d'horizons hétérogènes. (a) : horizon travaillé ; (b) : horizon avec ségrégation du fer ; (c) : horizon caillouteux – ©photographies INRA Orléans, UR SOLS	16
Figure I-5 : Cylindre d'un diamètre de 15 cm considéré comme un volume d'horizon pour y effectuer des déterminations de la conductivité hydraulique à saturation et prélevé dans un horizon hétérogène	19
Figure I-6 : Approches hiérarchiques en milieu hétérogène : hiérarchie continue et hiérarchie discrète	20
Figure I-7 : (a) Bornes de Wiener (1912) pour la conductivité hydraulique effective d'un milieu binaire ($K_1 = 1$, $K_2 = 1000$) ; (b) Illustrations graphiques des bornes de Wiener pour un milieu composé de trois phases aux conductivités différentes.....	24
Figure I-8 : Passage d'un milieu désordonné à un milieu effectif équivalent	25
Figure I-9 : Milieu périodique constitué de deux phases (a) et cellule unitaire du milieu périodique (b)	28
Figure I-10 : Principe général de la renormalisation dans un système linéaire de type différence finie	28
Figure I-11 : Illustration de l'horizon hétérogène E&Bt (a), d'un volume d'horizon prélevé dans cet horizon (b), et de VPE issus de cet horizon (c)	31
Figure I-12 : Les échelles employées dans cette étude	33

Chapitre II

Figure II-1 : Localisation du site d'étude (Coordonnées géographiques selon le réseau géodésique français 1993 : Long. : 03°09'54" E, Lat. : 47 °55'01"N). Extrait de la carte géologique au 1/50 000 de la feuille de Courtenay	38
Figure II-2 : Profil de l'Albeluvisol étudié	42
Figure II-3 : Détails des VPE étudiés avec les VPE clairs (a) et les VPE ocre (b)	43

Figure II-4 : Illustrations de l'échantillonnage avec le prélèvement de monolithes de sols non perturbés (a et b) et les VPE ocre (c) et clairs (d) extraits manuellement de ces monolithes	46
Figure II-5 : Quadripôle électrique	50
Figure II-6 : Répartition des lignes de courant et d'équipotentiels en milieu homogène. En milieu hétérogène, les anomalies conductrices concentrent les lignes de courant alors que celles résistantes les repoussent	51
Figure II-7 : Description du matériel utilisé pour les mesures de résistivité électrique	52
Figure II-8 : Profil d'électrodes et quadripôle de type Wenner α	53
Figure II-9 : Quadripôle d'électrode en configuration carré	53
Figure II-10 : Enrobage des VPE par de la paraffine	57
Figure II-11 : Dispositif de mesure de K_s	58
Figure II-12 : Dispositif de mesure de $K(h)$	58
Figure II-13 : Détermination du domaine de validité de mesures du tensiomètre	59
Figure II-14 : Structures géométriques à découpages dominants horizontal (H.) et vertical (V.) composées de deux matériaux aux propriétés contrastées	62
Figure II-15 : Maillage triangulaire des coupes verticales discrétisées	63
Figure II-16 : Echantillonnage emboîté de type « poupées russes » à partir d'une coupe ayant une structure hétérogène	64

Chapitre III

Figure III-1 : Mesures du volume apparent pour chaque type de VPE à différents potentiels matriciels et à la teneur en eau de prélèvement considérée proche de la capacité au champ au potentiel de -1 m (Al Majou et al., 2008) et à une teneur en eau nulle	70
Figure III-2 : Distribution du volume d'intrusion du mercure dans l'échantillon en fonction de la taille des pores sur courbes cumulées obtenues par porosimétrie à mercure	73
Figure III-3 : Distribution du volume d'intrusion du mercure dans l'échantillon en fonction de la taille des pores sur courbes cumulées moyennes pour les VPE de l'horizon E&Bt et dérivées des courbes	73
Figure III-4 : Répartition selon la profondeur des conductivités hydrauliques des VPE contenant ou non de la macroporosité	76
Figure III-5 : Courbes de conductivité hydraulique des échantillons des VPE clairs et ocre et courbes moyennes de chaque type de VPE	80

Figure III-6 : Courbes moyennes de conductivité hydraulique des VPE	82
Figure III-7 : Représentation graphique des points de mesures des teneurs en eau volumiques et des fonctions d'ajustement selon le modèle de van Genuchten (1980) des VPE ocre et clairs	85
Figure III-8 : Comparaison des courbes moyennes de rétention en eau obtenues à l'aide de la méthode des presses à membrane et à l'aide de l'expérience « Nems ». Ces courbes sont ajustées à l'aide du modèle de van Genuchten (1980)	87
Figure III-9 : Représentation de la différence entre les teneurs en eau des VPE obtenues par les presses à membrane et par l'expérience « Nems »	87
Figure III-10 : Comparaison des volumes de pores avec les quantités d'eau stockées par classe de diamètre de pores	88

Chapitre IV

Figure IV-1: Cross-section of the upper part of the soil profile shown in a stairs form. The underlined white zones correspond to some white EPVs (in dotted lines when the white EPVs are seen in the vertical section). Ochre EPVs were juxtaposed to the white ones	97
Figure IV-2: Design of the experiment. -a- Wenner-Alpha array configuration. -b- Square array configuration. -c- Location of the Wenner-Alpha arrays with 32 and 16 electrodes and the square arrays, at each studied level	100
Figure IV-3: Spatial representation of the apparent resistivity data at the first pseudo-depth for each level	109
Figure IV-4: Variances of the apparent resistivity of the first pseudo-depth of each level in the x and y directions	110
Figure IV-5: 2-D apparent electrical resistivity measurements of the W32 profiles on the three levels	111
Figure IV-6: 2-D apparent electrical resistivity measurements of the W16 profiles on the three levels	112
Figure IV-7: 3-D apparent electrical resistivity measurements on the A level (-a-, -b-, -c-, -d-) and on the C level (-e-, -f-, -g-, -h-). Each map represents the apparent electrical resistivity data at a given pseudo-depth, in the (Ox, Oy) plane. The inter-electrode spacing is equal to 0.09 m for the maps (-a-, -b-, -e-, and -f-). The inter electrode spacing is equal to 0.18 m for the maps (-c-, -d-, -g-, and -h-). The graphs on the first column (-a-, -c-, -e-, -g-) present the apparent electrical resistivity data when the current is injected following the Ox direction. The graphs on the second column (-b-, -d-, -f-, -h-) present the apparent electrical resistivity data when the current is injected following the Oy direction	113
Figure IV-8: 2-D interpreted electrical resistivity on the (Ox, Oz) planes at different y coordinates obtained with the first inversion procedure. The values in brackets under the	

name of each profile represent the relative RMSE value of the fourth inversion iteration	116
Figure IV-9: Representation of some experimental variograms of interpreted resistivity obtained with the first inversion procedure	117
Figure IV-10: 3-D interpreted electrical resistivity obtained with the second and third inversion procedures. Each map represents the inverted resistivity at different depths in the (Ox, Oy) plane. The graphs on the first column (-a- to -f-) present some (Ox, Oy) planes of the inverted electrical resistivity data of the three levels obtained with the second inversion process. The graphs on the second column (-g- to -j-) present some (Ox, Oy) planes of the inverted electrical resistivity data of the three levels obtained with the third inversion procedure. The values in brackets under the name of each level represent the relative RMSE value obtained with the second inversion procedure (^m) and with the third inversion one (ⁿ)	119
Figure IV-11: Comparison of the 3-D data resistivity at each level. The images (-a-, -c- and -e-) represent the first layer of interpreted resistivity from the third inversion of each level. The graphs (-b- and -d-) represent the fourth layer of interpreted resistivity from the third inversion procedure of the A and B levels. The -b- and -c- images (resp. -d- and -e-) are at the same depth	122
Figure IV-12: Three-dimensional of the blocks of interpreted resistivity obtained by the three inversion procedures. On the right, the three diagrams represent the comparison of the interpreted resistivity of the three blocks	123
Figure IV-13: Binary images of the (Oy, Oz) serial sections on the C level and W16 profiles of interpreted resistivity at the same locations	125
Figure IV-14: Comparisons of the (Ox, Oy) electrical resistivity planes and the real picture of the surface of a level: example for the C level between the resistivity plane extracted from the R_block3 and the blue channel of the real picture. The comparisons are made on the original images (-a- and -d-) and the local (-b- and -e-) and the regional components (-c- and -f-) obtained from the variographic analysis. The corresponding legend is located above each column	126
Figure IV-15 : Photographies des surfaces de chaque niveau de décaissement et leurs classifications à titre d'expert correspondantes. La première ligne (-a-, -b-) correspond au niveau A, la seconde ligne (-c-, -d-) correspond au niveau B et la troisième ligne (-e-, -f-) correspond au niveau C. Les proportions surfaciques des VPE ocre et clairs de la classification experte sont mentionnées à droite de la figure	134
Figure IV-16 : Cartes de résistivité (première colonne – a, b, et c) de chaque niveau de décaissement (niveau A pour -a- et -d-, niveau B pour -b- et -e-, et niveau C pour -c- et -f) et leurs correspondances une fois discrétisées au seuil défini par la moyenne des résistivités interprétées (deuxième colonne – d, e, et f)	135
Figure IV-17 : Cartes d'adéquation entre les cartes de résistivité au seuil correspondant à la moyenne des résistivités interprétées et les cartes de la classification à titre d'expert ...	136

Figure IV-18 : Résistivité moyenne de R3_block aux différentes profondeurs 137

Figure IV-19 : Structure électrique discrétisée de l’horizon E&Bt en deux VPE électriques 137

Figure IV-20 : Variogrammes du bloc de résistivité discrétisé selon les trois directions de l’espace 138

Chapitre V

Figure V-1 : Courbes de rétention en eau des VPE et courbe de rétention en eau effective de l’horizon E&Bt selon le modèle de van Genuchten (1980) 144

Figure V-2 : Coupes verticales discrétisées utilisées pour le calcul de la conductivité hydraulique effective 2-D dans l’horizon E&Bt. Les proportions surfaciques des VPE clairs sont indiquées à droite des images 146

Figure V-3 : Echantillonnage emboîté de type « poupées russes » à partir de la coupe2 ... 146

Figure V-4 : Structures modèles pour la validation de la simulation 147

Figure V-5: Représentation graphique, dans le cas des deux structures modèles, des résultats des simulations numériques par rapport aux bornes théoriques de Wiener pondérées par les proportions volumiques de chaque VPE 148

Figure V-6 : Résultats des simulations numériques de la conductivité hydraulique effective pour les coupes 1, 2 et 3 aux différents potentiels. Les courbes de conductivité hydraulique des VPE ocre et clairs selon le modèle de Mualem-van Genuchten sont représentées 149

Figure V-7: Résultats des simulations numériques de la conductivité hydraulique effective pour les coupes échantillonnées en poupées russes à partir de la coupe2 150

Figure V-8 : Courbes de conductivité hydraulique effectives obtenues à partir des calculs des moyennes pondérées des sous-unités issues des découpages pour les coupe1 et coupe3 151

Figure V-9 : Représentation des points des simulations numériques de la conductivité hydraulique effective des coupes 1, 2 et 3 par rapport aux bornes théoriques 154

Figure V-10: Représentation graphique de l’évolution du rapport des bornes théoriques en fonction du rapport des conductivités hydrauliques et de la proportion des VPE clairs. Cette illustration peut être utilisée pour tout autre milieu que celui étudié ici 156

Figure V-11 : Evolution du rapport des bornes théoriques de Wiener avec le potentiel matriciel pour les coupes discrétisées étudiées 156

Figure V-12 : Algorithme de notre proposition d’approche pour la détermination de la conductivité hydraulique effective d’un milieu hétérogène 2-D 159

Liste des Tableaux

Chapitre II

Tableau II-1 : Distribution de la granulométrie des horizons le long du profil de sol	44
Tableau II-2 : Caractéristiques chimiques déterminées le long du profil de sol	45
Tableau II-3 : Masse volumique des horizons du profil de sol étudié	45

Chapitre III

Tableau III-1 : Composition granulométrique des VPE	68
Tableau III-2 : Composition granulométrique calculée. Le chiffre entre parenthèses correspond à la mesure à l'échelle de l'horizon	69
Tableau III-3 : Masse volumique des VPE de l'horizon E&Bt prélevés à la capacité au champ	69
Tableau III-4 : Porosité totale des VPE	71
Tableau III-5 : Volumes poraux totaux des échantillons de l'horizon E&Bt	72
Tableau III-6 : Quantités de mercure introduites en fonction du niveau d'organisation du volume poral et leurs proportions relatives (en %)	74
Tableau III-7 : Conductivité hydraulique à saturation des VPE	76
Tableau III-8 : Matrice de similarité des VPE clairs (à gauche) et ocre (à droite)	77
Tableau III-9 : Conductivité hydraulique à saturation des VPE	78
Tableau III-10 : Paramètres de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs par le modèle de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980). Erreurs standards données par le modèle inverse entre parenthèses. Les VPE sont classés par ordre croissant de profondeur de prélèvement	79
Tableau III-11 : Paramètres moyens de l'ajustement des courbes de conductivité hydraulique des VPE clairs et ocre par le modèle de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980). Le coefficient de variation autour de la moyenne est donné entre parenthèses	80
Tableau III-12 : Paramètres d'ajustement des courbes moyennes de conductivité hydraulique pour le modèle de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980). Résultats des tests statistiques ANOVA (Test de Fisher au seuil de 5%). Pour chaque paramètre, les valeurs sont comparées. Dans une même colonne, deux lettres différentes indiquent une différence significative de la valeur avec $A < B$	82

Tableau III-13 : Teneurs en eau volumiques ($m^3 m^{-3}$) moyennes des points expérimentaux de la courbe de rétention pour les VPE clairs (C) et ocre (O) pour l'ensemble de l'horizon E&Bt	84
Tableau III-14 : Paramètres d'ajustement des courbes de rétention des VPE ocre et clairs par le modèle de van Genuchten (1980). Erreurs standards entre parenthèses. θ_s est fixée et égale à la porosité totale	84
Tableau III-15 : Mesures des RMSE ($m m^{-3}$), pour chaque type de VPE avec ou sans macroporosité, entre les courbes de rétention en eau obtenues sur les presses à membrane et sur l'expérience Nems	86

Chapitre IV

Table IV-1: Soil data for the white and the ochre EPV. The standard error of measurements is in brackets	104
Table IV-2: Descriptive statistics of apparent resistivity measurements of the W32 profiles for the three levels. The n column corresponds to the number of measurements	105
Table IV-3: Descriptive statistics of apparent resistivity measurements of the W16 profiles. The n column corresponds to the number of measurements	106
Table IV-4: Descriptive statistics of apparent resistivity measurements of the square arrays. The n column corresponds to the number of measurements	107
Table IV-5: Descriptive statistics of interpreted resistivity measurements obtained from the W32 profiles which were inverted on RES2DINV software. The n column corresponds to the number of measurements. The depth corresponds to the depth of the centre of the block of interpreted resistivity	115
Table IV-6: Descriptive statistics of interpreted resistivity measurements obtained from the W32 and W16 profiles which were inverted on RES3DINV software. The n column corresponds to the number of measurements. The depth corresponds to the depth of the centre of the block of interpreted resistivity	120
Table IV-7: Descriptive statistics of interpreted resistivity measurements obtained from the W32 and W16 profiles and from the square arrays which were inverted on RES3DINV software. The n column corresponds to the number of measurements. The depth corresponds to the depth of the centre of the block of interpreted resistivity	121
Table IV-8: Correlation coefficients between the pixels of the colour channel of the numerical photographs and the interpreted resistivity of the x-y maps extracted from the 3-D blocks at z coordinates equal to 0, 0.06 and 0.12 m, respectively at the A, B and C levels. The same comparisons were made for the local and regional components of each data layers	127
Tableau IV-9 : Valeur des seuils de résistivité pour chaque niveau de décaissement	133
Tableau IV-10 : Pourcentage des surfaces d'adéquation entre les VPE ocre et clairs des classifications à titre d'expert et les VPE ocre et clairs des cartes de résistivité discrétisée aux trois niveaux de l'horizon E&Bt étudié	135

Anthony FRISON

Analyse et modélisation des propriétés hydriques d'un horizon hétérogène de sol

Résumé

Ce projet de recherche a consisté à déterminer les propriétés hydriques effectives de l'horizon E&Bt d'un Albeluvisol, horizon fortement hétérogène. La démarche employée a été i) de mesurer les propriétés hydriques des deux sous-unités homogènes de l'horizon (les Volumes Élémentaires Représentatifs, VPE), ii) de caractériser l'organisation 3-D de celui-ci et iii) de modéliser ses propriétés hydriques effectives selon l'approche du Scaleway. Les propriétés hydriques ont été obtenues par des mesures de laboratoire. En particulier, la détermination de la conductivité hydraulique en régime insaturé sur des échantillons pluri-centimétriques a nécessité le développement d'une nouvelle méthode de mesure. Les propriétés hydriques des VPE ocre argileux et des VPE clairs limoneux sont significativement différentes. La géométrie 3-D de l'horizon a été caractérisée par la méthode géophysique de résistivité électrique. La structure électrique obtenue est discrétisée en deux phases dont l'organisation s'apparente à la structure de l'horizon. Sur des coupes verticales de cette structure, l'estimation des propriétés hydriques effectives de l'horizon a été réalisée par des calculs analytiques et par des simulations numériques. Les résultats montrent que la conductivité hydraulique est très dépendante de l'orientation de la structure du milieu. In fine, nous avons proposé une démarche opérationnelle permettant de déterminer rapidement la conductivité hydraulique effective d'horizons hétérogènes.

Mots-clés : Milieu poreux hétérogène, horizon, Volume Élémentaire Pédologique, propriétés hydriques effectives, structure 3-D, résistivité électrique, Volume Élémentaire Représentatif, Scaleway

Analysis and modelling of the hydraulic properties of a heterogeneous soil horizon

Abstract

Our research aims at determining the effective hydraulic properties of a highly heterogeneous horizon in an Albeluvisol. We first measured the hydraulic properties of the two homogeneous sub-units (Elementary Pedological Volume, EPV) of the horizon by developing a new laboratory protocol dedicated to the measurement of the unsaturated hydraulic conductivity on small pluri-centimetric samples. We demonstrated that the hydraulic properties of the clayey ochre EPV and the silty white EPV were significantly different. Secondly, we characterized the 3-D organization of the heterogeneous horizon by the geophysical method of electrical resistivity. The signal was sensitive to the difference of texture between the two EPV and, as a consequence, the electrical structure derived from the field measurements showed an organization close to the structure of the horizon. Thirdly, we estimated the effective hydraulic properties of the horizon using the Scaleway approach. The effective hydraulic properties were determined from analytical calculations or numerical modelling on 2-D slices of the 3-D structure. The results showed a strong relationship between the hydraulic conductivity and the structure of the soil horizon. Thank to our results of modelling, we finally proposed a simple practical approach to obtain the effective hydraulic conductivity of heterogeneous horizons.

Keywords: Heterogeneous porous medium, soil horizon, Elementary Pedological Volume, effective hydraulic properties, 3-D structure, electrical resistivity, Representative Elementary Volume, Scaleway



