



HAL
open science

Structure et propriétés hydriques des sols : hétérogénéité spatiale et variabilité temporelle, de l'horizon à la parcelle agricole

Isabelle I. Cousin, . Unité Science Du Sol, . Université d'Orléans

► To cite this version:

Isabelle I. Cousin, . Unité Science Du Sol, . Université d'Orléans. Structure et propriétés hydriques des sols : hétérogénéité spatiale et variabilité temporelle, de l'horizon à la parcelle agricole. Sciences du Vivant [q-bio]. Université d'Orléans, 2007. tel-02821381

HAL Id: tel-02821381

<https://hal.inrae.fr/tel-02821381>

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.



Habilitation à diriger des recherches

Structure et propriétés hydriques des sols :
hétérogénéité spatiale et variabilité temporelle,
de l'horizon à la parcelle agricole

Isabelle COUSIN

Mémoire sur travaux

soutenue le mercredi 31 janvier 2007, devant le jury composé de :

Mme Chantal GASCUEL	Directrice de recherche INRA, Rennes	rapporteur
Mr Ary BRUAND	Professeur à l'ISTO, Université d'Orléans	examineur
Mr Anthony DEXTER	Professeur à l'IUNG, Institut de recherche, Pologne	examineur
Mr Dominique KING	Directeur de recherche INRA, Orléans	président
Mr Marnik VANCLOOSTER	Professeur à l'Université Catholique de Louvain, Belgique	rapporteur
Mr Henri VAN DAMME	Professeur à l'ESPCI, Paris	rapporteur
Mr Michel VAUCLIN	Directeur de recherche CNRS, Grenoble	examineur

Les pages qui suivent dressent un bilan des travaux que j'ai réalisés depuis un peu plus d'une dizaine d'années (déjà ...). Ils n'auraient probablement pas vu le jour et, en tout cas, n'auraient pas eu la même saveur, sans l'aide précieuse que tous m'ont apportée, au long de ce parcours.

Avant toute chose, ma gratitude infinie s'adresse à deux de mes anciens professeurs de l'Ecole Supérieure de l'Energie et des Matériaux, Jean-Claude Touray et Francis Gilletta, qui ont compris – peut-être même avant moi – que je n'étais pas vraiment faite pour la vie de chantier. Ils m'ont permis d'emprunter un chemin de traverse et d'aller frapper à la porte du monde de la recherche. A cette époque, c'est Ary Bruand qui m'a accueillie dans ce nouveau monde. La confiance qu'il m'a accordée d'emblée ne s'est jamais démentie jusqu'à ce jour et c'est de son enthousiasme pour son métier et de sa rigueur dans ses travaux qu'est née ma vocation pour la recherche. Il m'a accompagnée (et je dirais même « compagnonnée », si je peux me permettre ce néologisme aux accents moyen-âgeux) dans mes premières années ; même si l'éloignement géographique (sic !) rend nos rencontres moins fréquentes, je sais que je peux compter sur ses conseils aux moments importants, pour moi ou pour les étudiants que nous avons côtoyés ensemble. Sa présence dans ce jury en est une preuve supplémentaire.

De mes années de thèse au Centre de Recherche sur la Matière Divisée au CNRS, je garde l'image de Pierre Levitz, mon directeur de thèse, de qui j'ai appris la rigueur et la persévérance propres à notre métier. J'ai souvenir de quelques après-midis épiques devant un tableau noir où il s'efforçait de m'inculquer quelques rudiments de physique des liquides et des milieux poreux. Qu'il se rassure, je n'ai pas complètement tout oublié... ! Je garde également l'image rassurante d'Henri Van Damme, alors directeur de ce laboratoire. Son immense culture scientifique et son intérêt pour les milieux poreux complexes – et le sol en est un bel exemple ! - l'ont conduit à m'accueillir parmi ses collègues physiciens et à m'intégrer dans cet espace scientifique nouveau pour moi. Mes débuts dans la recherche ont été parsemés de doutes ; il m'a toujours encouragée dans la voie et nos discussions furent pour moi de véritables moments de réconfort. Je lui suis extrêmement reconnaissante d'avoir accepté aujourd'hui, malgré des responsabilités et un emploi du temps surchargé, de rapporter ce mémoire.

De retour à l'INRA, j'ai retrouvé Marcel Jamagne, directeur de feu le S'ESCPF, et Jean-Claude Bégon, président du Centre INRA d'Orléans. Pédologues renommés, ils m'ont intégré dans leur équipe et m'ont ouvert les yeux sur la complexité des sols. Leur présence se fait désormais plus discrète dans nos murs, mais leurs conseils me restent infiniment précieux et avisés. C'est ensuite Dominique King qui a dirigé l'Unité de Science du Sol pendant huit ans. C'est à lui que je dois l'orientation que mes recherches ont prises actuellement. Du monde de la motte de sol – et même du monde de la croûte sur lequel j'ai travaillé pendant deux ans aux côtés d'Yves le Bissonnais- il m'a entraînée vers les « grands espaces » de la parcelle agricole et la géophysique. J'espère que nos discussions autour de ce mémoire ne seront pas les dernières ! Enfin, le thème de ce mémoire concerne essentiellement la structure des sols. Il doit beaucoup à Guy Richard, qui a contribué à imposer, au sein de l'Institut, l'idée que la connaissance de la structure dans sa complexité n'est pas chose vaine. Lors de nos premières rencontres à Laon, il m'a initiée au monde de l'horizon de labour, cher aux agronomes. Désormais parmi nous et au milieu des pédologues, il partage notre intérêt pour les horizons plus profonds. Je ne doute pas que ce syncrétisme pédologique produira de passionnants fruits scientifiques !

Par essence, le chercheur est spécialiste et la confrontation à la complexité du milieu naturel le conduit à s'associer avec des collègues de compétences connexes. Depuis toujours, j'ai la chance de bénéficier du soutien de « mon » agronome-pédologue, Bernard Nicoullaud. Nos avis, compétences, points de vue - toujours complémentaires - nous permettent de nous atteler ensemble et de façon très heureuse à des problèmes qu'aucun de nous deux n'aurait osé aborder tout seul. Depuis quelques années, j'ai également la chance d'être soutenue par « ma » géochimiste-pédologue, Sophie Cornu, dont nos échanges, au fil du temps, ont fait d'elle plus qu'une collègue. Je n'oublie pas les collègues d'autres universités ou d'autres instituts avec qui les échanges scientifiques ont été fructueux. Je pense en particulier à Hans-Jörg Vogel, du Forschungszentrum de Halle ; ma réflexion scientifique doit beaucoup à nos échanges franco-allemands. Je pense également à Alain Tabbagh et ses collègues du laboratoire Sysiphe de l'Université Paris VI qui nous accueillent, mes collègues et moi, dans le monde de la géophysique et contribuent à nous le faire paraître moins inaccessible.

On le verra à la lecture de ce mémoire, l'essentiel des résultats présentés ici est issu de travaux expérimentaux, lesquels n'auraient pas présenté la même rigueur statistique sans les conseils et recommandations d'Hocine Bourennane. Ils n'auraient pas non plus vu le jour sans la participation efficace de nombreuses personnes. Pierre Courtemanche, Hervé Gaillard et Christian Le Lay, qui m'ont connue « toute petite », et qui, depuis maintenant presque quinze ans, continuent à œuvrer discrètement et efficacement pour la recherche, qui pour concevoir inlassablement d'astucieux prototypes et de nouvelles électrodes géophysiques (combien de centaines ?), qui pour fabriquer des lames minces (combien de milliers ?), qui pour mesurer des propriétés de rétention (sur combien de dizaines de milliers de mottes de sol et de cailloux ?). Je n'oublie pas leurs collègues Philippe Quétin, Loïc Prudhomme, Nicolas Chigot, Guillaume Giot, infatigables « mesureurs » de la conductivité hydraulique des sols. Et je n'oublie pas non plus la participation de tous, notamment celle de Catherine Pasquier (et celle de nos collègues d'Infosol parfois appelés en renfort) à de nombreuses sorties de terrain, souvent fatigantes mais toujours sympathiques grâce à leur enthousiasme, et dont les plus récentes ne sont d'ailleurs pas les moins épiques.

Pour le chercheur, mesurer et interpréter ne suffisent pas. Il faut également se documenter (merci à Odile), rédiger des contrats, commander, payer (Merci à Magalie, Monique et Marie-Pierre), calculer, se connecter, imprimer (merci à Jocelyn, Eric, Gérard, Bernard), produire des documents (merci à Sacha), ou tout simplement discuter, de science ou d'autre chose (tous les autres se reconnaîtront, probablement...). Il faut également « avoir des sous » et je ne suis pas à plaindre sur ce plan : outre mon poste actuel, je dois à l'INRA et à la Région Centre d'avoir soutenu plusieurs projets d'achat de matériel et d'avoir aidé au financement de plusieurs thèses.

L'un des attraits de ce métier, et non des moindres, est la nécessité de remettre constamment sur le tapis les certitudes fraîchement acquises. Qui, mieux que les étudiants, nous questionnent et nous remettent en cause ? Je suis à leur contact quotidiennement, que ce soit dans des cours ou lors de stage au laboratoire, et je leur sais gré de leur intérêt pour nos travaux et notre métier et de ce qu'ils m'ont appris, sur la science et sur les hommes. Parmi eux, (et presque dans l'ordre d'entrée en scène), Arnaud, Bruno, Virginie, Olivier, Valérie, Vincent, Vinciane, m'ont fait confiance le temps d'un stage puis ont vogué vers d'autres horizons. Certains et certaines, Caroline, Guillaume, Marie-Pierre, Maud, Julien ont poursuivi ou poursuivent dans le domaine de la recherche et certains y ont même pris goût ! Puis d'autres, venus d'ailleurs pour la plupart, ont tenté à mes côtés l'aventure de la thèse. Xavier l'hydrogéologue, d'abord, que j'ai vu de loin en loin lors de sa thèse au BRGM, et qui m'a appris ce que je sais sur les transferts de pesticides. Anatja ensuite ; nous avons parcouru ensemble quelques fissures de sol en résistivité électrique miniature, discipline qu'elle a élevée au rang de l'acupuncture chinoise. Elle est aujourd'hui elle-même chercheuse à l'INRA, ce qui n'est pas la moindre de mes fiertés professionnelles. Arlène a également entamé la marche de la thèse, toujours sur les chemins de la résistivité électrique. Du champ à l'agrégat, elle repousse avec opiniâtreté la limite de notre compréhension du signal dans les lignes de la chimie et de l'électrochimie. Quelques progrès en pâtisserie sont cependant souhaitables d'ici une soutenance qui, après la présentation de ce mémoire, sera, je l'espère, la prochaine présentation publique de notre laboratoire. Anthony, enfin, se frotte aux propriétés hydriques et électriques des sols sur le chemin de la thèse. Artisan de la miniaturisation des systèmes expérimentaux, il décompose actuellement de complexes horizons de sols en nems à l'allure très appétissante, mais il est également à l'origine de l'une des campagnes de terrain les plus mouillées de ma carrière. Je n'oublie pas non plus les doctorants qui ont croisé ma route au laboratoire, Gilles, Nathalie, Véronique, Sébastien, Didier, plus récemment David et Cédric, et j'ai une pensée particulière pour Sophie qui a quitté récemment le pluvieux (!) laboratoire d'Orléans pour des horizons plus ensoleillés.

Enfin, ma gratitude s'adresse à ceux que je ne connais encore que par leurs travaux mais qui, sans m'avoir beaucoup rencontrée, m'ont fait l'honneur et le plaisir de participer à mon jury : Mme Chantal Gascuel, directrice de recherche à l'INRA, Mr le Professeur Marnik Vanclooster, de l'Université Catholique de Louvain la Neuve, Mr Michel Vaucelin, directeur de recherche au CNRS, et Mr le Professeur Anthony Dexter, professeur en Science du Sol ; sa longue carrière l'a entraîné dans de nombreux pays mais il pose pour quelque temps ses valises parmi nous et je me régale par avance de discussions passionnantes !

Mes remerciements et ma gratitude pour vous tous.

Mémoire sur travaux

pour Anatja, Arlène et Anthony

Résumé – De l'agrégat à la couverture pédologique, la structure tridimensionnelle des sols influe sur leurs propriétés hydrodynamiques. La description de cette structure, par des outils non destructifs tels que la tomographie à rayons X et la résistivité électrique, permet d'en estimer la variabilité spatiale et temporelle, sous réserve d'un échantillonnage et d'une fréquence d'analyse qui respectent le Volume Élémentaire Représentatif. On montre ici des corrélations entre des paramètres descripteurs de la structure à l'échelle de l'horizon de sol et la rétention en eau ou la conductivité hydrodynamique en régime insaturé. On discute également l'évolution des propriétés hydriques suite à une modification de la structure du sol, sous l'effet de facteurs climatiques (fissuration) ou de contraintes anthropiques (compactage) et l'on propose des pistes pour le développement de fonctions de pédotransfert basées sur la caractérisation de la structure. A l'échelle de la parcelle agricole, on estime le fonctionnement hydrodynamique spatialisé des sols, notamment par l'identification – sans *a priori* - de volumes de fonctionnement homogènes.

Mots-clé : sol – structure – caractérisation tridimensionnelle - variabilité spatiale – variabilité temporelle – résistivité électrique – fonction de pédotransfert - hydropédologie

Abstract – From the aggregate to the field, the three-dimensional soil structure greatly influences the soil hydric properties. The description of the soil structure, by the way of non destructive tools like X-ray tomography or electrical resistivity, enables to describe its spatial and temporal variability, if spatial and temporal samplings are in accordance with the Representative Elementary Volume. Correlations between some structure parameters at the horizon scale and the retention curve or the unsaturated hydraulic conductivity are shown. The evolution of hydric properties due to the modification of the soil structure by climate (cracking) or human activities (compaction) is also discussed. Pedotransfer functions based on the characterisation of the soil structure can be developed. At the field scale, the spatial hydrodynamic functioning is described by the identification of homogeneous functioning volumes.

Keywords: soil – structure – tridimensional quantification – spatial variability – temporal variability – electrical resistivity – pedotransfer function - hydropedology

Sommaire

Quelques considérations générales en guise d'introduction

Chapitre I

De la caractérisation de la structure du sol en plusieurs dimensions

Chapitre II

De l'influence de la structure des horizons de sol sur leurs propriétés de transfert

Chapitre III

De la variabilité temporelle de la structure des sols et ses conséquences sur leurs propriétés

Chapitre IV

De l'horizon hétérogène à la parcelle hétérogène : apport à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des sols

Chapitre V

Perspectives : vers la définition de propriétés hydriques des sols variables dans le temps

Conclusion générale

Préambule

Lorsque, à un moment privilégié de sa carrière scientifique, l'on s'interrompt pour faire le point et regarder vers l'avenir, la tentation est grande de présenter son activité sous un angle historique. Il ne s'agit pourtant pas ici d'écrire « des mémoires » (je n'en ai pas l'âge !) mais bien « un » mémoire. J'ai donc choisi, non pas d'organiser ce document en deux parties - dont la première présenterait un bilan des activités passées et la seconde des per- (pro-) spectives – mais de le présenter selon un plan que j'espère plus intégré, où passé et présent se mêleront au fil des chapitres. Je cours le risque que d'aucuns n'y perçoivent pas la nouveauté que l'on attend d'un tel exercice. Mais, sans réécrire le passé, j'ai apprécié de relire mes activités anciennes à la lumière de celles d'aujourd'hui et de les relier par un fil que l'histoire, écrite en partie (mais pas seulement, heureusement !) au hasard des rencontres scientifiques et des projets de recherche, ne permet pas. Il en résulte donc ce mémoire, fruit de mes réflexions scientifiques depuis un peu plus d'une dizaine d'années. Pour lui conserver une homogénéité de fond, j'ai dû, à regret, laisser de côté certains de mes travaux ; je ne les renie pas pour autant ! Enfin, si le contenu actuel de ce mémoire n'engage que son auteure, il ne résulte pourtant pas d'une réflexion isolée mais, bien sûr, d'échanges fréquents et fructueux, anciens et actuels avec des collègues, ce terme étant pris ici dans son acception la plus large - enseignants et techniciens, chercheurs et élèves de second cycle, doctorants et ingénieurs - lesquels sont, au final, les véritables auteurs de ce document.

Quelques considérations générales en guise d'introduction...

Sol, propriétés hydriques et fonctionnement hydrodynamique

La connaissance des ressources en eau disponibles ainsi que la prévision et la prévention des risques de pollution des eaux dues aux activités humaines constituent des enjeux politiques et économiques majeurs pour les prochaines décennies aux niveaux régional, national et européen (Directive 2000/60/CE ; Science, 2004). L'estimation des quantités d'eau disponibles suppose l'utilisation de modèles de transfert qui permettent de prévoir, par exemple, le partage des eaux infiltrées et des eaux ruisselées, ou les temps de transfert vers les nappes. La prévision des concentrations en produits potentiellement polluants (nitrates, pesticides, par exemple) dans les eaux souterraines et superficielles nécessite également le recours à l'utilisation de modèles, lesquels permettent la détermination des vitesses de transfert des polluants et de leur concentration dans les eaux. De par sa position **d'interface** – que je détaillerai plus loin- le sol constitue un compartiment-clé (réservoir, source ou puits). Quels que soient les objectifs hydrologiques recherchés (connaissance des transferts d'eau en quantité ou en qualité), les échelles d'approche (parcelle, bassin versant, territoire national ou européen) et les modèles utilisés (modèle de type réservoir ou modèle plus mécaniste basé sur la résolution des équations de Richards), le **sol** est un point de passage obligé dont il convient de connaître les **propriétés hydriques**. Par ce terme générique, je désigne la propriété de **rétenion en eau**, courbe qui décrit l'évolution de la teneur en eau du sol en fonction du potentiel hydrique qui lui est appliqué – $\theta(h)$, et la propriété de **conductivité hydraulique**, qui décrit la capacité du sol à laisser passer l'eau – $K(h)$. Ces propriétés permettent de décrire le **fonctionnement hydrodynamique** du sol, *i.e.* la façon dont l'eau y réside ou y transite.

Au centre de la Zone critique : le sol, un milieu organisé hiérarchiquement ...

Concept apparu au début du XXI^{ème} siècle, la Zone Critique est l'enveloppe fragile de sol, de roche et d'eau qui recouvre la surface du globe, et s'étend du sommet de la canopée à la base de la zone saturée (NRC 2001, Wilding & Lin 2006, par exemple). A l'interface de la lithosphère, de l'atmosphère, de l'hydrosphère et de la biosphère, la pédosphère – le sol – y occupe une position centrale, aux sens propre et figuré, et constitue le lieu privilégié des réactions biogéochimiques et des échanges entre l'air et les eaux souterraines (Figure 1).

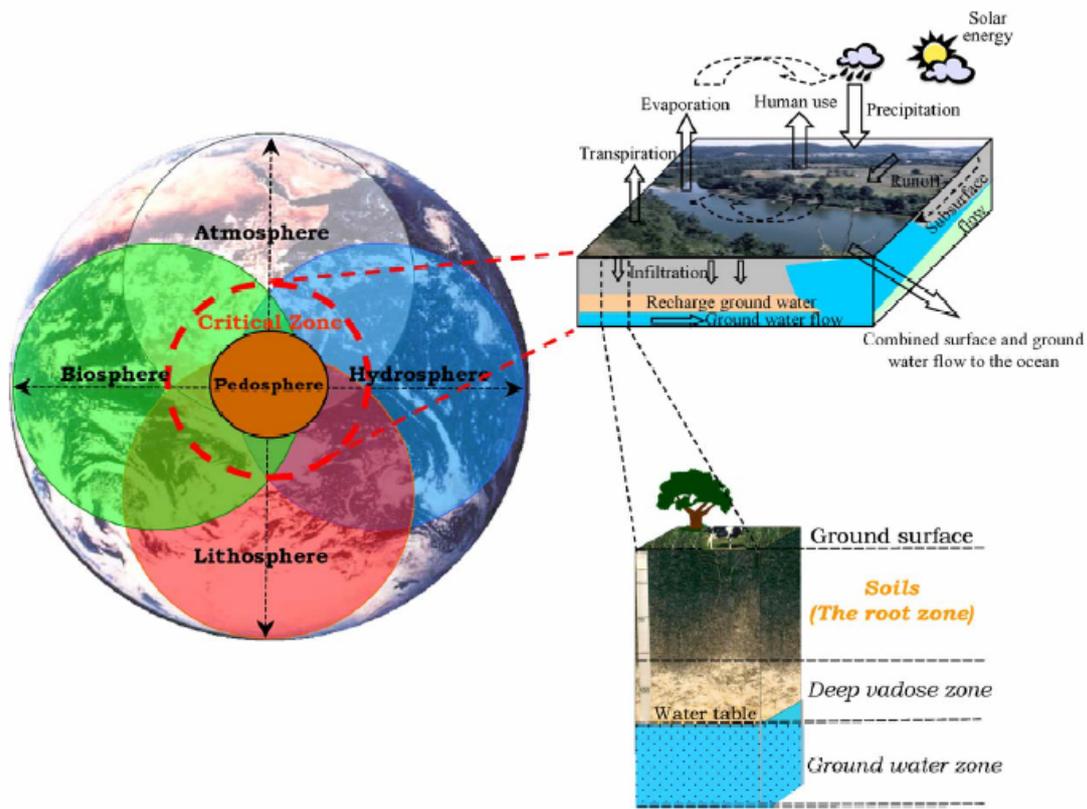


Figure 1 : Schéma de la Zone Critique et de la position centrale du sol dans cette zone (Wilding & Lin, 2006).

Comme la plupart des systèmes naturels, l'une des spécificités essentielles de la pédosphère est sa variabilité à la fois dans l'espace et selon les échelles auxquelles on la regarde. Le sol n'est donc pas une simple somme d'éléments plus petits mais c'est un système hiérarchiquement organisé. Comme tout écosystème ouvert, la compréhension de son fonctionnement par l'analyse indépendante de ses parties n'est pas chose aisée et une **démarche holistique**¹ s'impose d'elle-même. Face à toute question scientifique relative au sol, il s'agit donc, en premier lieu de choisir **l'échelle** à laquelle le sol et les processus qui s'y déroulent devront être décrits. Il va de soi, par exemple, que la description des transferts par les équations de Navier-Stokes ne convient pas à la prédiction des transferts d'eau à l'échelle d'une région agricole. Suivant Wagenet (1998), nous pouvons décrire la complexité du sol selon un système de **holons emboîtés** (Figure 2) ou chaque holon est un sous-ensemble relativement stable du système complet.

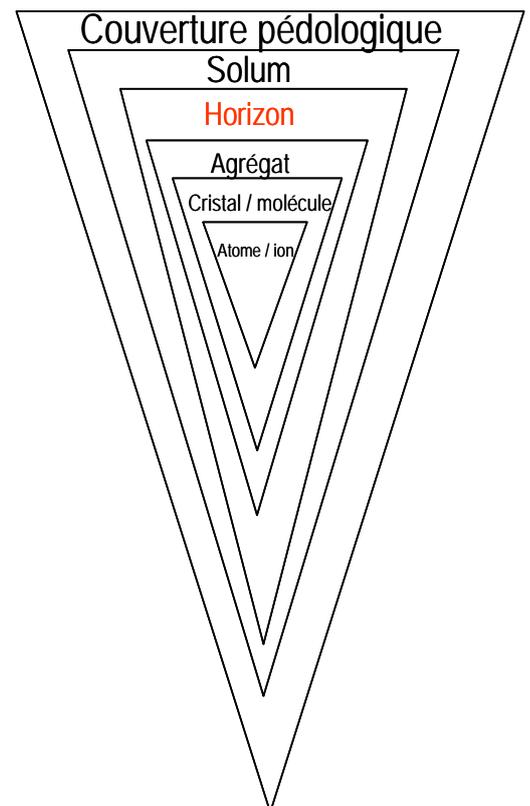


Figure 2 : Représentation holarchique du système « sol » (français, d'après Wagenet, 1998).

¹Cela signifie qu'on ne peut comprendre le système à partir de l'étude séparée de ses unités dont on ferait ensuite la somme. Il faut étudier directement l'objet dans sa complexité.

Le processus que l'on souhaite étudier guide notre choix du holon qui n'est pas un objet de taille fixée et stable dans le temps.

Dans mon parcours que retrace ce mémoire, je me suis intéressée plus particulièrement à deux holons :

- d'une part, l'**horizon de sol**. Les pédologues considèrent cette échelle comme la **maille élémentaire de distribution des sols** (Baize & Girard, 1995 ; Jamagne & King, 2003, par exemple). Historiquement, c'est sur l'identification et la description des horizons de sol qu'ont été construits les typologies et les référentiels qui, aujourd'hui encore, servent à la caractérisation de la couverture pédologique et à la compréhension de son fonctionnement. C'est également un volume d'étude privilégié car, bien que déjà intégré, il reste accessible à l'expérimentation, notamment en laboratoire, puisqu'il est possible d'en prélever assez simplement des volumes sans détruire leur structure.
- d'autre part, la **parcelle agricole**, car c'est l'**unité de décision de l'agriculteur**.

Ces deux échelles « encadrent » l'échelle du **solum**, souvent placée comme échelle de référence de toute étude sur les sols (Hoosbeek & Bryant, 1992 – voir figure 7 ci-après).

... poreux, hétérogène, anisotrope ...

De par sa nature et son histoire, le sol est un milieu poreux, au sein duquel se déplacent des fluides, liquides ou gazeux. Les caractéristiques des transferts (type, vitesse, nature des produits transportés etc...) dépendent en partie des caractéristiques du milieu poreux dans lequel ils prennent place. La compréhension du déterminisme des propriétés de transfert du sol suppose donc une étude précise de sa **structure² poreuse** et des relations entre cette structure et ces propriétés. Il sera d'ailleurs largement question dans ce mémoire des inter-relations suivantes :



Le sol présente généralement des **hétérogénéités** qui rendent délicates sa description ou celle de sa structure. Citons l'alternance de zones compactées/non compactées dans l'horizon cultivé de surface, la présence de cailloux, le développement en glosses de certains horizons, trois exemples qui seront développés plus avant par la suite. Cette caractéristique du sol est très générale puisque, comme pour de nombreux systèmes naturels « *l'hétérogénéité est plus souvent la règle que l'exception³* » (Guéguen & Palciauskas, 1992). Caractéristique plus difficile à prendre en compte lors d'études sur le sol, celui-ci est souvent **anisotrope**. Des croûtes de battance à la surface du sol, des galeries subverticales de lombriciens dans l'horizon de surface, des

² Ce terme est employé ici dans son acception la plus large et sera défini plus précisément au premier chapitre.

³ Les phrases en italique sont des citations littérales.

fentes verticales ouvertes à la suite aux cycles d'humectation/dessiccation sont autant d'exemples classiques d'anisotropie à l'échelle de l'horizon de sol. Cette anisotropie est plus subtile encore à caractériser lorsqu'elle est, en quelque sorte, « continue » : on la rencontre, par exemple, dans le cas de sols drainés, où l'installation du drain a eu pour effet de modifier, en direction et en quantité, les flux d'eau et, en cause et en conséquence, les propriétés hydriques.

... instable dans le temps

Enfin, l'une des qualités essentielles du sol est sa **non-stabilité** dans le temps. En effet, la structure du sol peut évoluer sous l'effet de facteurs d'origine climatique et/ou anthropique/biologique. Dans le premier cas, les effets peuvent se faire sentir à très long terme (pédogenèse), à moyen terme (fissuration saisonnière ou annuelle due à des alternances d'humectation/dessiccation par exemple), ou à très court terme (développement de croûtes de battance en quelques heures ou quelques jours sous l'effet de pluies). Dans le second cas, des activités d'origine anthropique telles que la mise en culture, pour ne citer que cette action, ont des répercussions à long terme sur la structure de la couverture pédologique. Des activités culturales telles que le labour ou les récoltes ont, quant à elles, des effets à court ou moyen termes. J'aborderai plus loin les problèmes que soulève la prise en compte de l'instabilité dans le temps de la structure et des propriétés des sols.

Des contraintes d'analyse spécifiques

L'organisation du sol en structures emboîtées génère des contraintes spécifiques pour son étude. En effet, la question initiale est celle du **choix de la taille de l'objet** à analyser⁴. Idéalement, la taille d'un échantillon doit être supérieure à celle de la plus grande structure d'intérêt (Klute, 1986). Lorsque l'on effectue des mesures sur un système, il est envisageable de prélever des échantillons de taille croissante ; lorsque la mesure atteint un seuil de stabilité, on peut considérer que l'objet à analyser est suffisamment grand, en d'autres termes que l'on a atteint le **volume élémentaire représentatif** (V.E.R.) (Bear, 1972). Cette démarche suppose que l'on peut remplacer des hétérogénéités microscopiques par un équivalent homogène macroscopique, considéré comme stationnaire. La propriété moyenne que l'on définit alors est qualifiée de **propriété effective**. C'est la démarche classique implicite que l'on met en œuvre pour décrire certaines caractéristiques d'horizons de sol, la masse volumique par exemple.

Dans les années 80, Mandelbrot (1982) a mis en évidence que certains systèmes présentaient des structures similaires d'une échelle d'observation à l'autre. Le concept de **fractal**, qui en découle a, depuis lors, été largement appliqué dans de nombreux domaines, y compris pour l'étude des sols (Baveye & Boast, 1998).

⁴ La première partie de ce paragraphe est très largement issue de l'introduction du papier de Vogel *et al.* (2002).

Cependant, une autosimilarité de structure suggère une autosimilarité de formation, ce qui ne me semble pas être la règle pour les sols : l'agrégation de particules élémentaires, la génération de macropores par le passage d'animaux, le développement d'horizons de sol depuis le matériau parental, sont autant d'exemples de processus génétiques de nature différente qui ne doivent pas, *a priori*, conduire à des structures de géométrie semblables. Si certains processus, notamment l'agrégation, peuvent conduire ponctuellement – et cela a été observé par quelques auteurs (Young & Crawford, 1991, par exemple) – à une structure fractale des sols, cette situation n'est pas générale et les exemples que nous traiterons par la suite n'entrent pas dans ce cadre.

Cushman (1990) a introduit un concept intermédiaire, la **hiérarchie discrète**, qui semble plus approprié à l'étude de systèmes naturels complexes tels que les sols : il repose sur l'idée que chaque niveau hiérarchique possède son propre V.E.R. (Figure 3). Il est ainsi possible de définir un V.E.R. acceptable à certaines échelles, V.E.R. que l'on pourra utiliser comme taille minimale d'un support pour représenter le sol.

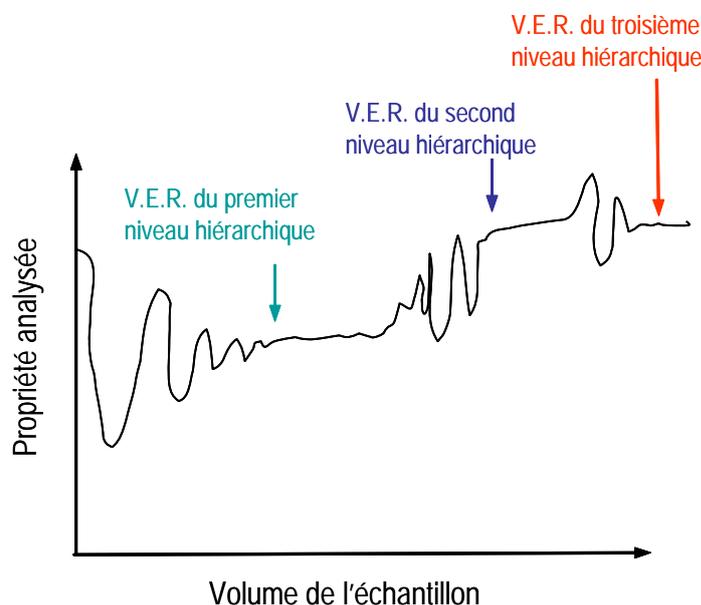


Figure 3 : Définition du Volume Élémentaire représentatif dans un système à hiérarchie discrète.

Poursuivant sur cette idée de hiérarchie discrète, Vogel & Roth (2003) ont formalisé une stratégie, baptisée « the scaleway », qui permet de déterminer les propriétés de systèmes hiérarchiquement organisés (Figure 4). Elle repose sur l'idée que les détails du fonctionnement à une échelle donnée, que l'on peut qualifier de « microscopique », peuvent être moyennés à l'échelle supérieure, dite « macroscopique ». En conséquence, seule la **structure** à l'échelle supérieure est pertinente. Cette idée peut être appliquée pour moyenner les propriétés d'un holon à l'autre, autant de fois que cela est nécessaire (Figure 4). La difficulté réside ici dans l'identification de structures qui puissent être considérées comme significativement discriminantes du point de vue du fonctionnement. A l'échelle de l'horizon, la masse volumique est probablement souvent un bon indicateur. La figure 4 présente un exemple d'application du scaleway dans le cadre de l'estimation du transfert de solutés dans un sol naturel. Nombre des travaux que j'ai réalisés ou auxquels j'ai participé reposent implicitement ou

explicitement sur ce concept de V.E.R. emboîtés. Les études présentées dans les chapitres qui suivent en donneront quelques exemples.

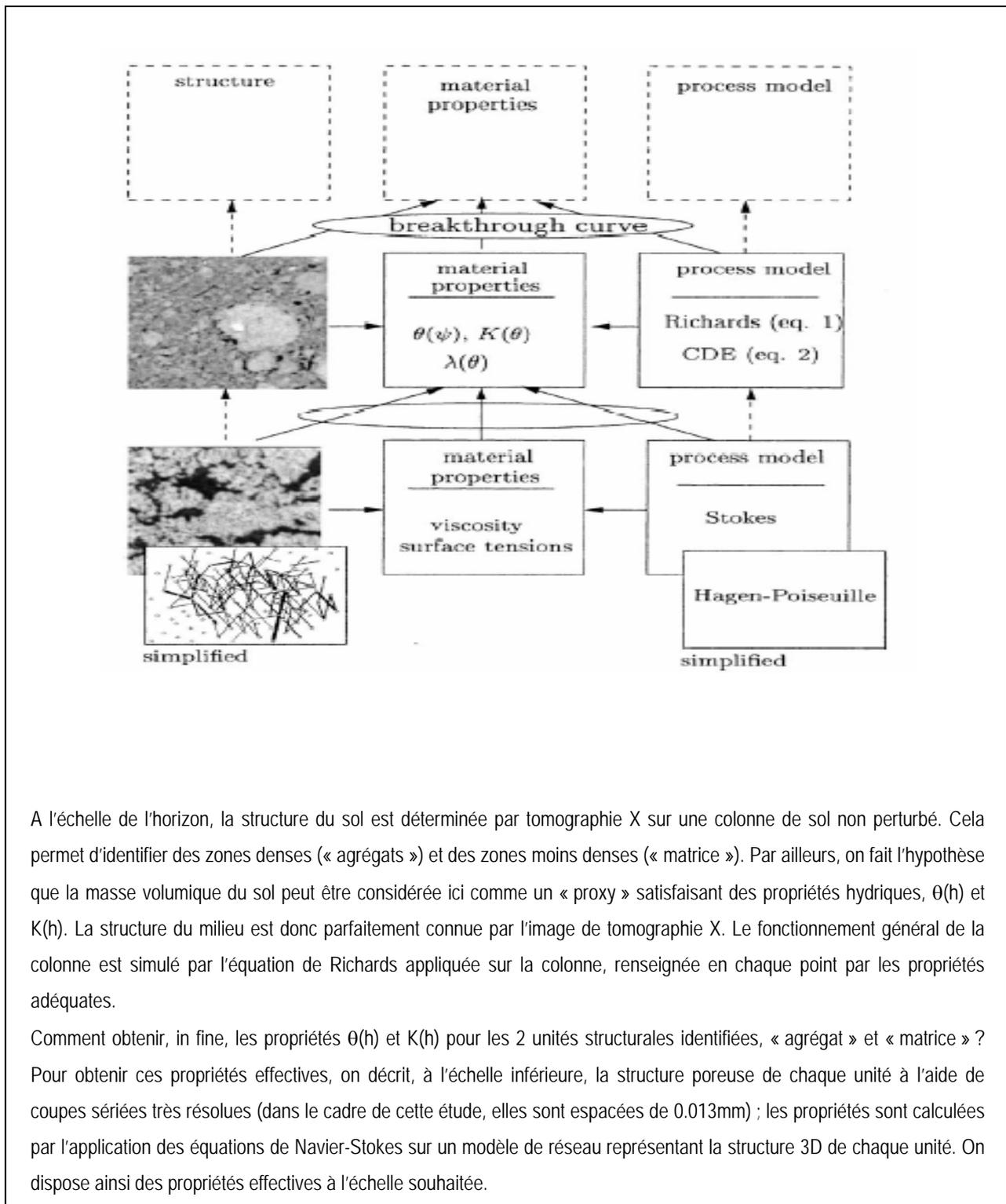


Figure 4 : Illustration du concept de Scaleway pour le calcul du transfert de solutés (Vogel & Roth, 2003).

Au plan pratique, le choix d'une échelle d'observation dans le cadre d'une étude expérimentale du fonctionnement des systèmes naturels est un triple choix qui concerne **l'étendue du processus à analyser, sa résolution et son support**. Ce « **triplet d'échelle** » (*triplet scale*), conceptualisé par Blöschl & Sivapalan (1995), concerne aussi bien les processus temporels que les processus spatiaux (Figure 5) et nous verrons par la suite quels sont les problèmes spécifiques du choix de ce triplet.

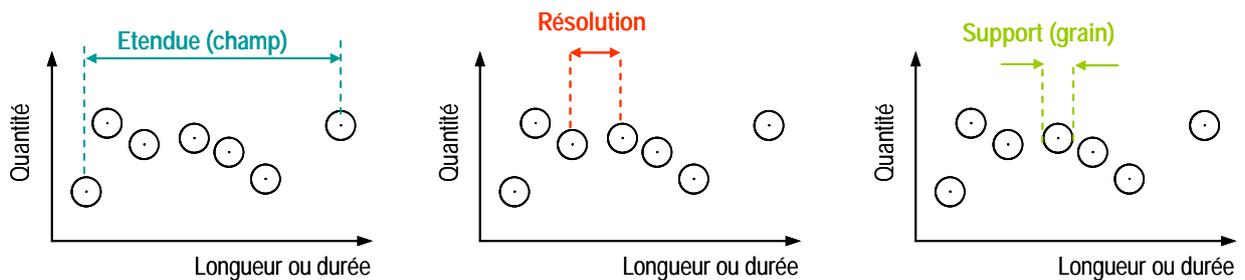


Figure 5 : La notion de triplet d'échelle, d'après Blöschl & Sivapalan (1995)

Notons également que nous sommes intéressés par la compréhension d'un processus (fonctionnement) mais que l'on n'y accède que par le **filtre de l'observation** (Cushman, 1984). Dans un cadre idéal, les processus doivent être observés à l'échelle à laquelle ils se développent. Même si l'identification de cette **échelle du processus** n'est pas toujours évidente *a priori* (surtout si elle n'est pas unique), le choix de **l'échelle d'observation** se doit d'être raisonné (Figure 6), d'autant plus que le résultat d'une observation expérimentale dépend parfois de la **méthode de mesure** employée.

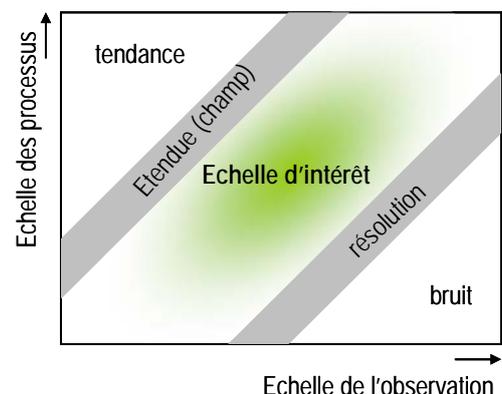


Figure 6 : Relations entre échelle du processus et échelle d'observation (Blöschl & Sivapalan, 1995)

Par exemple, la conductivité hydraulique à saturation peut être mesurée au laboratoire à l'aide d'un perméamètre à charge constante et au champ par un infiltromètre. Les différences de résultats obtenus entre les 2 expériences sont liées principalement à la différence de structure des objets analysés : la gamme de pores n'est pas la même et les mesures au champ intègrent des pores de plus grande taille. On peut capter, par exemple des flux préférentiels au champ que l'on n'avait pas identifiés lors d'expériences de laboratoire (voir par exemple les différences de propriétés hydriques mesurées au champ et au laboratoire par Wessolek *et al.*, 1994 ou Pachepsky *et al.*, 2001). Cependant, dans l'exemple cité ici, les méthodes de mesure diffèrent et entrent, pour partie, dans l'explication de la différence de résultat.

Enfin, rappelons que notre capacité à conceptualiser les processus naturels décrivant l'organisation du sol ou son fonctionnement à l'aide de modèles dépend également de l'échelle d'observation que l'on choisit : le modèle est d'autant plus mécaniste et quantitatif que le niveau hiérarchique est bas (Hoosbeek & Bryant, 1992) (Figure 7). Les travaux qui seront présentés par la suite sont situés autour de l'échelle de l'horizon et on peut, potentiellement, y appliquer des modèles relativement quantitatifs et mécanistes.

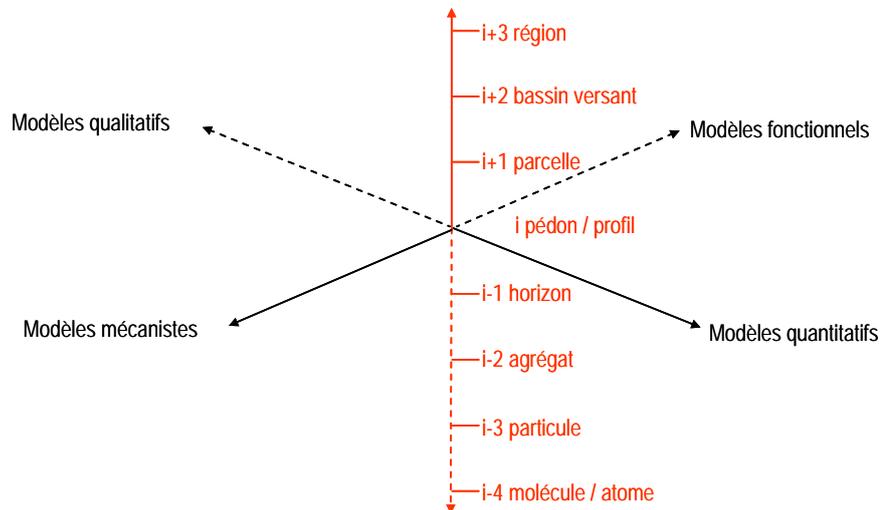


Figure 7 : Représentation hiérarchique du sol et des modèles décrivant sa structure et/ou son fonctionnement (Hoosbeek & Bryant, 1992 ; Wagenet, 1998)

L'objectif du travail présenté dans ce mémoire est donc d'**analyser les relations entre la structure du sol, ses propriétés hydriques et son fonctionnement hydrodynamique**. Les pages qui suivent sont organisées selon une complexification croissante du système étudié : le premier chapitre est consacré à l'**étude de la structure du sol** en tant que telle. Le second chapitre concerne les **relations entre la structure du sol à l'échelle de l'horizon et ses propriétés hydriques**. Dans le troisième chapitre, il s'agit d'étudier les relations entre les propriétés hydriques et la structure d'un horizon de sol, celui-ci étant soumis à des **facteurs** qui font évoluer sa structure dans le temps. Le quatrième chapitre traite du **fonctionnement hydrodynamique à l'échelle parcellaire**. Ces quatre parties sont illustrées à l'aide des travaux que j'ai menés depuis ma thèse (ils sont présentés dans des encadrés dont la lecture n'est pas obligatoire pour une compréhension générale du texte) et donnent lieu, en fin de chapitre, à une discussion sur les limites des approches employées. Le cinquième et dernier chapitre propose quelques **pistes prospectives**.

I. De la caractérisation de la structure du sol en plusieurs dimensions

Nous avons précisé, dans l'introduction, qu'il existe une forte relation entre la structure du sol, ses propriétés hydriques et son fonctionnement hydrodynamique ; il est donc légitime de penser qu'une caractérisation minutieuse et précise de la structure du sol pourrait, a priori, apporter des éléments de compréhension sur son fonctionnement hydrodynamique.

Au-delà de ses relations avec le comportement hydrodynamique du sol, la structure du sol agit plus généralement sur l'ensemble des propriétés du sol et a une forte influence sur le transfert gazeux, l'écoulement des solutés, etc... les fonctions biologiques (pénétration des racines, activité de la macrofaune et microfaune) et microbiologiques, au sens large. La caractérisation de la structure du sol, et son évolution sous l'effet de facteurs extérieurs, peut donc être considérée comme un objectif en soi, au service de travaux scientifiques ne concernant pas exclusivement le fonctionnement hydrodynamique. C'est la raison pour laquelle j'ai investi une part importante de mon activité de recherche dans ce domaine.

Comment caractériser la structure du sol ? L'une des approches possibles consiste à **analyser l'intrusion d'un fluide qui parcourt le réseau poreux**. Il s'agit, par exemple, d'analyser des courbes de rétention en eau ou des courbes de porosimétrie au mercure, les deux étant obtenues sur des échantillons de sol non perturbés. Cette démarche peut paraître paradoxale dès lors qu'il s'agit d'analyser les relations entre la structure et son fonctionnement, mais elle prend tout son sens si l'on cherche uniquement à caractériser la structure. La seconde approche consiste à « regarder » **la structure du sol** et à **décrire et quantifier son organisation**. Le verbe « regarder » est pris ici dans son acception la plus large, qu'il s'agisse de décrire un profil de sol ou une lame mince ou d'analyser une représentation tridimensionnelle du réseau poreux. Le support de l'étude est donc constitué ici d'une « image » du sol, bidimensionnelle ou tridimensionnelle, c'est-à-dire d'une **représentation explicite** de son organisation. Au cours de mes travaux, j'ai utilisé ces deux approches, souvent de façon complémentaire. Je ne présenterai ici que des résultats relatifs à la seconde approche, plus novateurs en termes méthodologiques. Les chapitres suivants fourniront l'occasion de présenter quelques exemples de la première approche.

Avant de présenter les outils qui permettent d'imager la structure du sol et de la caractériser quantitativement, je me propose de préciser la notion de **structure**.

I. La structure du sol : quelques définitions...

I.1. Structure et texture : la vision du pédologue

Depuis les débuts de la Science du Sol, les pédologues ont considéré la structure, c'est-à-dire l'organisation géométrique des vides et des pleins, comme l'un des éléments caractéristiques des types d'horizons et des types de sols. La description de la structure a donc toujours été partie intégrante des travaux sur les sols. Initialement très descriptive mais codifiée sur la base de typologies, la caractérisation de la structure est devenue plus quantitative au cours du 20^{ème} siècle. Les développements technologiques des années 80 ont permis de progresser sur la connaissance de la structure grâce à la mise au point d'outils de visualisation du réseau de pore (microscopie, analyse d'image quantitative puis, plus récemment, tomographie) et d'outils d'invasion (isothermes d'adsorption de type BET, porosimétrie à mercure par exemple). Sur la base des observations menées grâce à ces outils, l'organisation de la structure du sol a été formalisée par Childs (1969) et Stengel *et al.* (1979 a et b) de la façon suivante (Figure 8): de l'assemblage des particules constitutives du sol – sables, limons, argiles – résulte une porosité dite texturale ; l'ensemble des contraintes extérieures appliquées au sol (d'origine climatique, biologique et anthropique) est à l'origine d'une porosité dite structurale. La porosité texturale est en général inférieure à la centaine de microns, tandis que la porosité structurale est plus macroscopique, mais les 2 réseaux sont naturellement imbriqués l'un dans l'autre et des pores d'une centaine de microns peuvent être, selon les cas, des pores structuraux ou des pores texturaux.

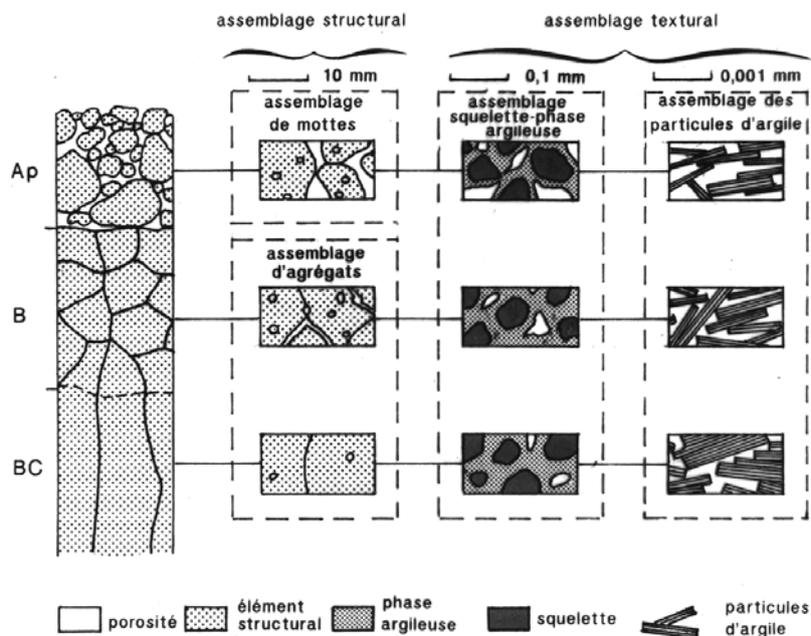


Figure 8 : Description du réseau poreux du sol selon la partition texturale et structurale. Au sens strict, l'assemblage textural est formé de l'assemblage lacunaire (assemblage squelette-phase argileuse) et de l'assemblage des particules d'argile. (Bruand & Tessier, 1996)

C'est d'ailleurs, à mes yeux, l'intérêt de cette typologie, qui n'utilise pas la notion de « taille des pores », le concept de « taille » étant aussi flou pour les milieux poreux complexes que le sont les limites généralement proposées entre les domaines (pores « macroscopiques », « mésoscopiques », « microscopiques »). Ces limites varient de plus entre les communautés scientifiques et les pores macroscopiques du pédologue ne sont ni ceux de l'hydrologue ni ceux du physicien.

De par la définition – génétique – de cette partition du réseau poreux, il est couramment admis que seule la porosité structurale évolue sous l'effet de contraintes extérieures, tandis que la porosité texturale reste stable. Je reviendrai dans le chapitre 3 sur cette hypothèse.

Sur le terrain, l'assemblage structural – la structure- est qualifié par une typologie précise (structure lamellaire, prismatique, colonnaire, etc...) dont la figure 9 donne un exemple. Les agronomes, quant à eux, décrivent la structure de l'horizon labouré du sol par la méthode du profil cultural qui, outre l'assemblage structural décrit, par une typologie adaptée, l'état interne des mottes qui constituent la structure (état Δ : structure « continue », état Γ : structure « poreuse », état Φ : structure en cours de fissuration).

	grenue agrégats plus ou moins sphériques, peu ou non poreux, à faces courbes, pas d'arête ni d'orientation préférentielle		prismatique agrégats allongés suivant une direction préférentielle généralement verticale, faces planes, arêtes anguleuses
	grumeleuse agrégats poreux, irréguliers, mammelonnés et qui présentent un ensemble de faces courbes dominantes		
	lamellaire agrégats à orientation préférentielle dans deux directions de l'espace, arêtes anguleuses		colonnaire agrégats allongés, de type prismatique mais à sommet arrondi
	cubique agrégats à faces planes et peu nombreuses, arêtes anguleuses et toutes sensiblement de même dimension		
	polyédrique anguleuse agrégats à nombreuses faces planes, sans orientation préférentielle, arêtes anguleuses		en plaquette oblique agrégats à orientation préférentielle oblique, à faces gauchies, presque toujours lisses et souvent striées, arêtes vives
	polyédrique subanguleuse agrégats à plusieurs types de face ou d'arêtes, forme mal définie, arêtes souvent émoussées		

Figure 9 : Fiche de description de la structure des horizons pédologiques (d'après Baize & Jabiol, 1995)).

1.1.2. Extension et généralisation des concepts de structure et texture

Dans la typologie définie précédemment, l'assemblage textural –i.e. l'assemblage des particules élémentaires - n'est plus discernable à l'observation lorsque l'on étudie le sol à une échelle à laquelle on peut qualifier sa structure. Concrètement, si l'on décrit, sur le terrain dans l'horizon de surface, des mottes de type Δ et des mottes de type Γ , l'assemblage élémentaire des particules dans ces deux cas échappe à l'observation. De façon générale, lorsque l'on observe un objet à une échelle donnée, son organisation à une échelle inférieure n'est pas immédiatement accessible. C'est sur cette idée que l'on peut ainsi étendre la notion de structure et texture, quelle que soit l'échelle, et admettre que **l'organisation des objets discernables à une échelle donnée constitue la structure, tandis que l'organisation des objets de taille inférieure concerne la texture.** La figure 10, issue de Vogel & Roth (2003), en donne une illustration à plusieurs échelles. C'est d'ailleurs sur cette généralisation des concepts de texture et structure que s'appuie la démarche du scaleway présentée en introduction.

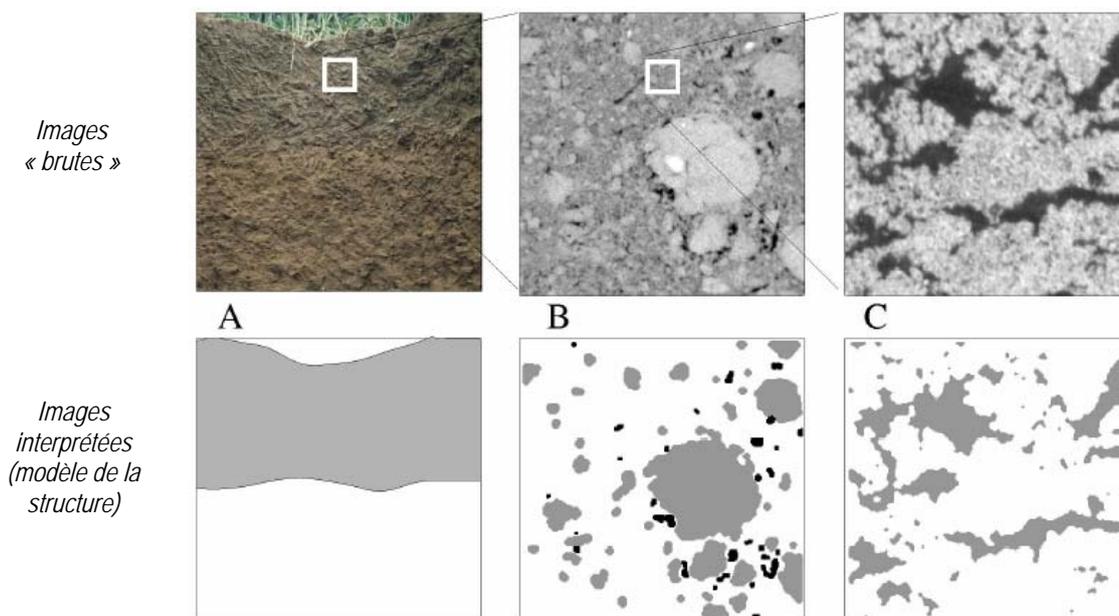


Figure 10 : Structure d'un sol à différentes échelles (Vogel & Roth, 2003).

Sur la première ligne sont présentées des images du sol.

A : Image d'un solum. B : Image en tomographie X d'un échantillon de l'horizon de surface (les niveaux de gris sont proportionnels à la masse volumique du milieu). C : Image en microscopie sur lame mince de l'horizon de surface (matière en gris et pores en noir).

Sur la seconde ligne, différentes structures sont identifiées, et l'image de la ligne précédente est représentée sous la forme d'un modèle qui varie selon les échelles. A : deux horizons distincts. B : agrégats denses (en gris) dans une matrice plus poreuse (en blanc). Macropores en noir. C : pores en gris et matrice en blanc.

Ces définitions de structure et texture étant posées, « regardons » maintenant la structure du sol.

I.2. Imager la structure du sol

I.2.1. De la nécessité d'outils d'imagerie tridimensionnels et non destructifs

Les techniques d'imagerie sont nombreuses, depuis l'œil et la main du pédologue qui dessine un solum sur la base de l'observation d'une fosse, jusqu'au tomographe à rayons X haute résolution. Une technique n'est pas *a priori* préférable à une autre, si tant est que son choix ait été raisonné sur la base de l'objectif à atteindre. Or, il s'agit ici, et ce point est tout-à-fait fondamental, de comprendre les propriétés ou les processus de transfert à la lumière de la structure du milieu. La détermination de paramètres topologiques caractéristiques de la structure s'avère donc indispensable. Dans le cas de milieux poreux hétérogènes tridimensionnels, ces derniers ne peuvent être déterminés avec fiabilité que si l'objet d'étude est analysé en trois dimensions. Le panel des outils utiles se restreint donc et ceux que j'ai employés jusqu'à présent sont **les coupes sériées, la tomographie à rayons X et la résistivité électrique**.

Par ailleurs, pour comprendre le fonctionnement, qui par définition, se développe dans le temps, il peut être nécessaire d'analyser à plusieurs reprises la structure d'un objet à différentes dates. L'objet sol étant très hétérogène, on voit d'emblée la limite de protocoles destructifs qui conduiraient à analyser, à chaque date, un échantillon différent. J'ai donc cherché, dans la limite du possible, à utiliser des outils non destructifs, qui me permettent, à tout moment, d'imager le milieu sans le détruire.

La tomographie à rayons X et la résistivité électrique présentent ce double avantage d'être des techniques non destructives et de générer des images tridimensionnelles. La tomographie X est employée dans le domaine des sciences géologiques et des sciences de l'environnement depuis environ deux décennies. Nous aurons l'occasion de voir, au fil de ce document, des images prises en tomographie et qui servent de support à des études sur la compréhension des propriétés du sol et/ou de son fonctionnement. L'utilisation de la **résistivité électrique** est également généralisée dans le domaine des géosciences de subsurface, mais plutôt dans le cadre de l'étude des formations superficielles, à l'échelle d'un bassin versant. Depuis plusieurs années, j'ai contribué, avec des étudiants et doctorants du laboratoire, à proposer des images tridimensionnelles de volumes de sol à différentes échelles à l'aide de cet outil. Le paragraphe suivant présente quelques résultats dans ce domaine.

I.2.2. Les apports de l'imagerie par résistivité électrique

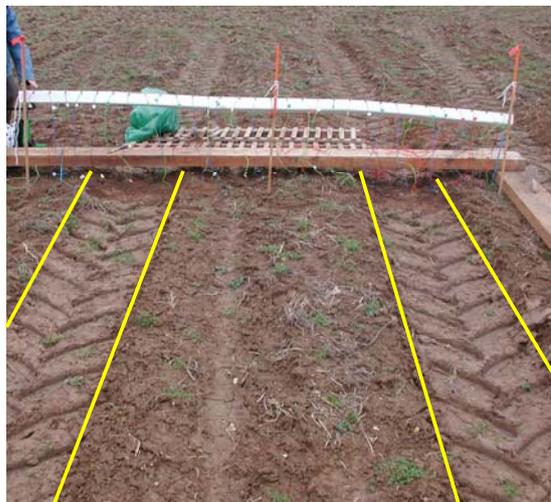
Comme tout outil expérimental, il nous faut discuter d'au moins trois caractéristiques de cette méthode :

- sa sensibilité ; dans le cas qui nous intéresse, il s'agit de sa capacité à imager des variations de structure ;
- sa résolution, c'est-à-dire la qualité de l'information locale obtenue par rapport au champ d'investigation ;
- la qualité de la représentation tridimensionnelle obtenue.

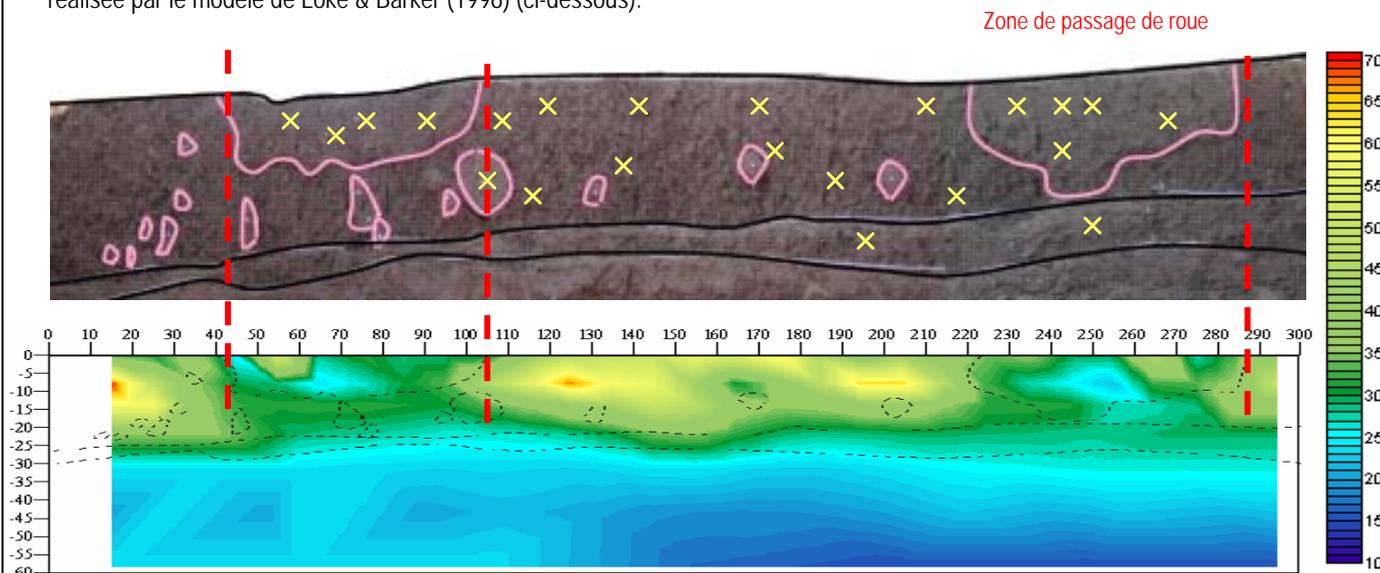
Encadré 1

Utilisation de la résistivité électrique pour la caractérisation d'un horizon cultivé à structure hétérogène

L'horizon de surface des sols est soumis au passage des engins agricoles qui le compactent parfois sévèrement. Nous avons ici réalisé un panneau électrique (32 électrodes espacées de 10 cm ; prospection en mode Wenner), perpendiculairement au passage d'un tracteur, de façon à prospector les zones sous-roues, compactées, et les zones inter-roues, n'ayant pas subi de compactage particulier (Photo ci-contre).



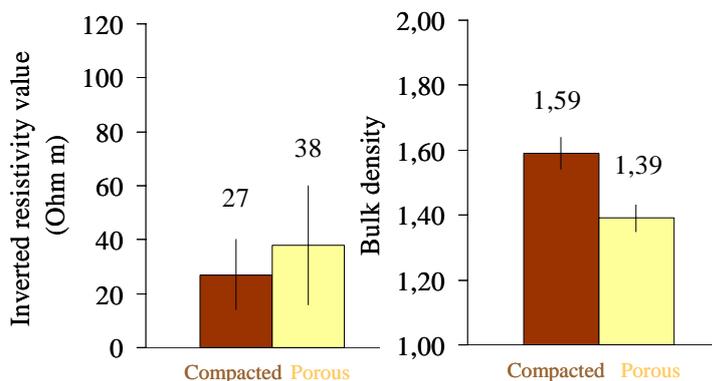
Un profil cultural a été décrit suite à la prospection et la densité apparente a été mesurée en de nombreux points, dans les zones compactées et dans les zones non compactées (Photo 2). L'inversion des données de résistivité apparente a été réalisée par le modèle de Loke & Barker (1996) (ci-dessous).



On observe que ;

- de 0 à 25-30 cm, la résistivité varie localement de 20 à 65 ohm.m. Les zones les plus conductrices se situent au niveau des passages de roue.
- en dessous de 30 cm (horizon non affecté par le travail du sol), la résistivité électrique est plus homogène (de l'ordre de 27 ohm.m).

La comparaison statistique des valeurs de résistivité entre les zones denses et les zones moins denses (identifiées sur la base du profil cultural) montre une différence de 10 ohm.m significative, due au compactage (figures ci-contre).



Sous réserve d'une correction de température (facteur prépondérant dans la variation de la résistivité électrique), la prospection électrique permet d'identifier, de façon non destructive, dans l'horizon de surface, des variations de masse volumique, signatures d'états structuraux différents.

DEA A. Besson
(Besson 2003, Besson et al., 2004)

Les encadrés 1 à 4 présentent quatre études ayant eu pour objectif, à quatre échelles différentes, de caractériser la structure du sol par résistivité électrique. Je m'appuierai sur ces exemples pour discuter des trois points évoqués plus haut.

Peut-on imager la structure du sol ?

La résistivité électrique d'un milieu poreux, qui représente sa capacité à limiter le passage d'un courant électrique dépend de plusieurs caractéristiques de ce milieu : sa nature (les argiles sont, par exemple, plus conductrices que le quartz), sa teneur en eau, sa température. L'air étant très résistant par rapport à l'eau et aux particules solides, la porosité influe sur la résistivité électrique. La mesure de cette résistivité devrait pouvoir, a priori, donner des informations sur la structure du sol, sous réserve que celle-ci engendre des contrastes de résistivité significatifs. Dans le cadre du DEA d'A. Besson (Encadré 1), nous avons montré que des zones de l'horizon de surface présentant des masses volumiques contrastées, dans la gamme des masses volumiques habituellement rencontrées au champ, génèrent des différences de résistivité, de l'ordre de la dizaine d'ohm.m. Ces différences sont faibles mais significatives, et accessibles à la mesure par les résistivimètres disponibles dans le commerce. Dans le cas d'une fissure qui se développe à la surface du sol (Encadré 2), le contraste de résistivité entre l'air et le sol est très élevé et la technique se révèle d'autant plus appropriée.

Quelle est la résolution de la méthode ?

Le volume de matériau prospecté par cette technique géophysique dépend essentiellement de l'espacement entre les électrodes de mesure ; les géophysiciens emploient classiquement des espacements inter-électrodes de plusieurs centaines de mètres pour prospecter les couches profondes du sous-sol. Cela dit, des électrodes très rapprochées devraient, *a priori*, pouvoir procurer des images de structures de petite taille. Les travaux de thèse d'A. Samouëlian ont montré qu'il était possible de « voir » des contrastes de résistivité engendrés par des fissures millimétriques, à l'échelle d'un bloc de sol avec des électrodes espacées de 1,5 à 3 cm (Encadré 2). Des mottes de sols de structures contrastées Δ et Γ peuvent être imagées au champ à l'aide d'espacement inter-électrodes de 10 cm (Encadré 1). La variabilité locale du substrat sur lequel se développe le sol est visible à l'aide d'une prospection 3D avec des électrodes espacées de 25 cm (Encadré 3). Ces trois exemples illustrent que, dans le cadre de l'étude de la structure des sols à différentes échelles, il est possible de **déterminer un espacement inter-électrode qui permettent de caractériser la structure à la résolution souhaitée.**

Associé à l'espacement inter-électrodes se pose souvent le problème du contact entre le milieu prospecté et les électrodes. En effet, la mesure de résistivité, bien que non destructive dans son ensemble, suppose que l'on enfonce des électrodes à la surface du sol. Ces points de contact peuvent devenir autant de zones de contraintes qui modifient la structure du sol. Pour l'étude de la fissuration, des **électrodes de contact**, que l'on n'enfonce pas, ont été développées et testées avec succès (Encadré 2). Des électrodes de contact de type galvanique sont actuellement en cours de mise au point à l'IRD (G. Hovhanissian) et à l'UMR Sysiphe (A. Tabbagh, Université P. et M. Curie), ce qui améliorera encore l'analyse des sols fissurés.

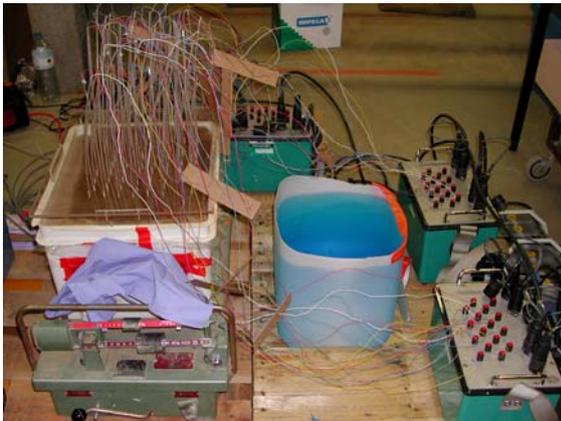
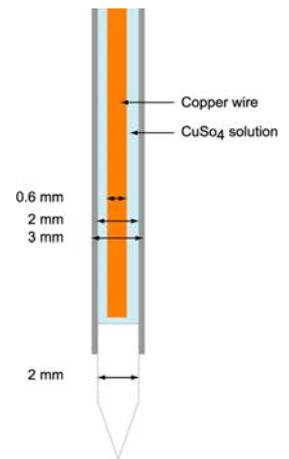
Encadré 2

Analyse tridimensionnelle non destructive de l'état de fissuration d'un sol cultivé à partir de mesures de résistivité électrique

L'objectif de ces travaux est de décrire, en 3 dimensions, l'horizon de surface d'un sol cultivé dans lequel se sont développées des fissures. Cette étude a été réalisée au laboratoire sur un bloc de sol limoneux (18% d'argile) ; la masse volumique du sol fissures non comprises est de $1,6 \text{ g.cm}^{-3}$. Les dimensions de ce bloc (26 cm x 36 cm x 28 cm) ont été choisies après que la fréquence et la taille des fissures ont été observées sur le terrain. Nous n'avons donc pas réalisé ici d'étude préalable sur le V.E.R. qui a été estimé à dire d'expert. La caractérisation tridimensionnelle du réseau de fissures a été réalisée par résistivité électrique, à l'aide d'électrodes disposées à la surface du bloc. Les fissures constituent en effet des objets extrêmement résistants électriquement, au regard de l'encaissant constitué par le sol.

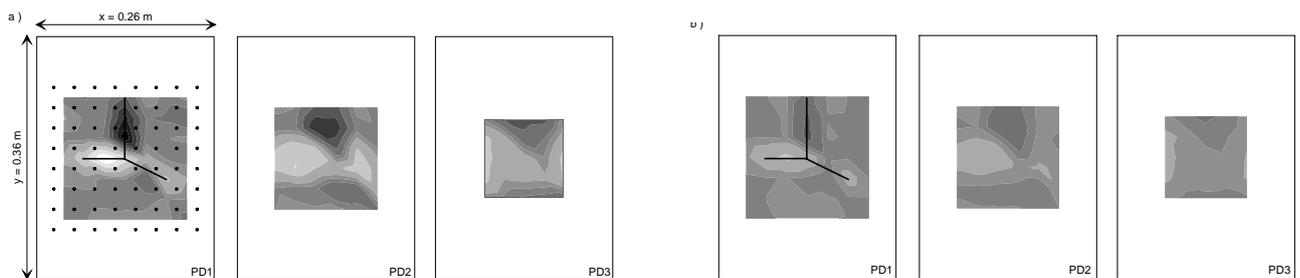
Des avancées méthodologiques et théoriques sur la résistivité électrique 3D

Dans les travaux de résistivité électrique classiques, des électrodes sont implantées dans l'objet à étudier. Cet enfoncement est très léger afin de garantir la ponctualité des électrodes. Dans cette étude, des électrodes implantées auraient constitué autant de points de rupture artificiels, susceptibles d'être à l'origine d'un départ de fissures. Il a donc fallu développer des **électrodes de contact originales**; Celles-ci (figure ci-dessus à droite) sont constituées d'une céramique poreuse collée à l'extrémité d'un capillaire cylindrique fin mais rigide, rempli d'une solution conductrice de CuSO_4 . Un fil de cuivre en contact, d'une part avec la céramique poreuse, donc le sol, et d'autre part avec le résistivimètre (appareil de mesure) constitue l'électrode au sens strict. Le faible encombrement stérique de ces électrodes permet de les disposer de manière très rapprochée ; elles ont ici été placées en 8 lignes de 8 électrodes espacées de 3 cm seulement (figure ci-dessous).



Les mesures réalisées ici par le dispositif mis en œuvre sont dites de résistivité « apparente » puisque chaque point représenté sur une cartographie ne représente pas la résistivité du point donné mais la résistivité intégrée de la zone (au sens large) qui le sépare des électrodes de mesure. Connaître la résistivité « vraie » en chaque point suppose donc la modélisation des données expérimentales au moyen d'un modèle d'inversion. La particularité du système que nous étudions ici est le faible volume et la très grande anisotropie d'objets très résistants (les fissures) au regard de la résistivité moyenne du sol.

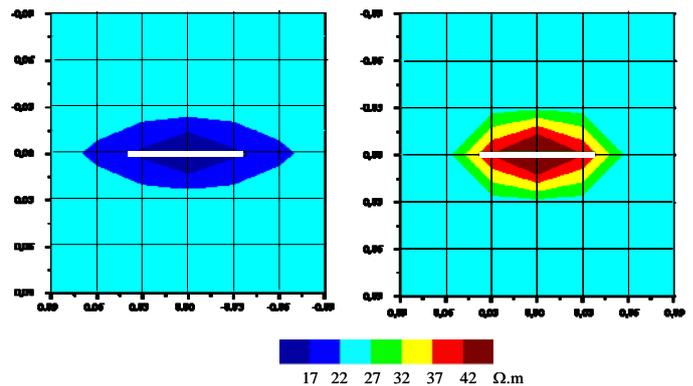
Les modèles couramment employés en résistivité électrique (Res3DInv, par exemple, basé sur l'algorithme de Loke & Barker, 1999) ne permettent pas l'inversion de données expérimentales de ce type. **Un modèle spécifique, basé sur la méthode des moments – FISSEL –** a été développé par A. et J. Tabbagh (UMR Sysiphe, Université de Jussieu) pour interpréter les données (voir figure ci-dessous). Son module d'inversion est désormais opérationnel pour traiter des données sur des réseaux de fissures tridimensionnels simples.



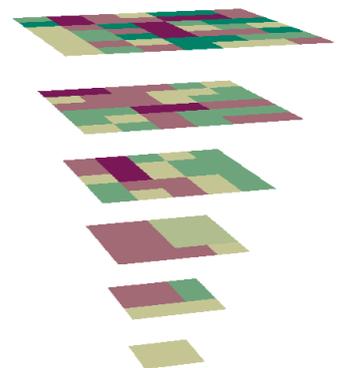
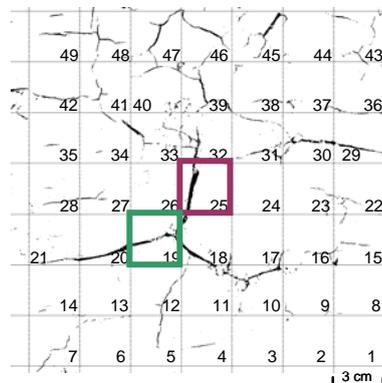
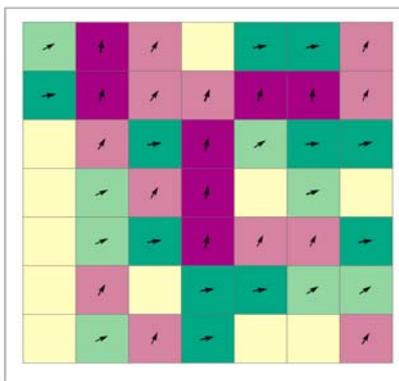
Résistivité apparente d'une structure à 3 fissures (C1, C2, C3).
Cartographie pour les 3 premières pseudo-profondeurs (PD). A gauche, données expérimentales - à droite, données simulées.

Des informations nouvelles sur la caractérisation du réseau de fissures

L'analyse des données de résistivité apparente a permis de définir un indice, appelé **indice d'anisotropie**, qui donne une information sur l'occurrence et l'orientation des fissures on peut voir l'état sur l'image du milieu) présentes sur le bloc. Cet indice (AAI) est calculé à partir des données de résistivité déterminées selon 2 orientations. En effet la valeur de résistivité apparente dépend de l'orientation d'une fissure par rapport au quadripôle A-B-M-N de mesure (voir ci-contre l'effet d'une fissure – en rouge en haut- sur la mesure de la résistivité).



L'image ci-dessous (à gauche) présente une cartographie de cet indice sur la surface du bloc (dont on peut voir une photographie ci-dessous au milieu).



Les zones en beige correspondent aux quadrats pour lesquels la prospection électrique n'a pas permis d'identifier la présence d'une fissure. Les zones en vert correspondent aux quadrats pour lesquels des fissures se développent dans des directions proches de l'horizontale tandis que les zones en violet correspondent aux quadrats dans lesquels des fissures se développent dans des directions plutôt verticales. La comparaison visuelle de ces 2 images permet une validation qualitative de l'indice d'anisotropie calculé.

*Thèse A. Samouëlian
(Samouëlian et al., 2003 ; Samouëlian, 2004 ; Samouëlian et al., 2004 ; Tabbagh et al., 2007)*

L'image tridimensionnelle obtenue est-elle satisfaisante ?

Tout comme la tomographie à rayons X, la mesure de la résistivité électrique est une méthode indirecte. Ce sont des valeurs de résistivité intégrées, dites apparentes, que l'on obtient par la mesure. **Il est donc nécessaire d'utiliser un modèle d'inversion pour créer une image tridimensionnelle du milieu prospecté.** Les logiciels Res2DInv et Res3DInv, développés à partir de l'algorithme de Loke & Barker (1996), donnent des résultats tout-à-fait satisfaisants pour décrire la structure de l'horizon cultivé (Encadré 1) ou la profondeur d'apparition du matériau calcaire (Encadré 3). Nos travaux sur des objets – horizon ou profil de sol- de petite taille au regard des investigations classiques en géophysique offrent d'ailleurs une opportunité unique de valider les modèles d'inversion. On constate en effet que le profil de résistivité inversé présente de grandes similarités avec le profil

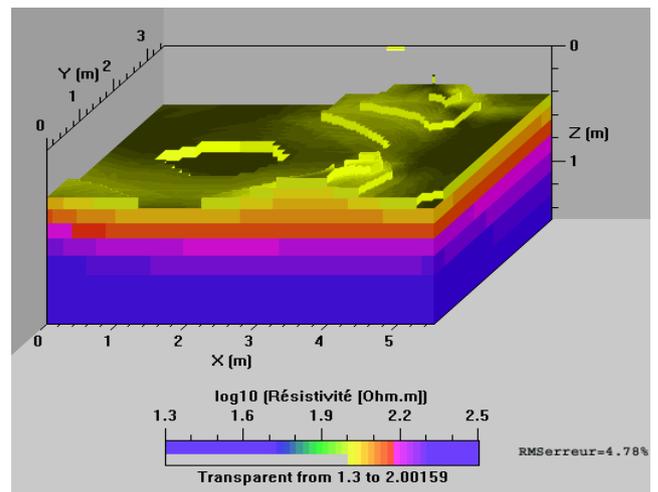
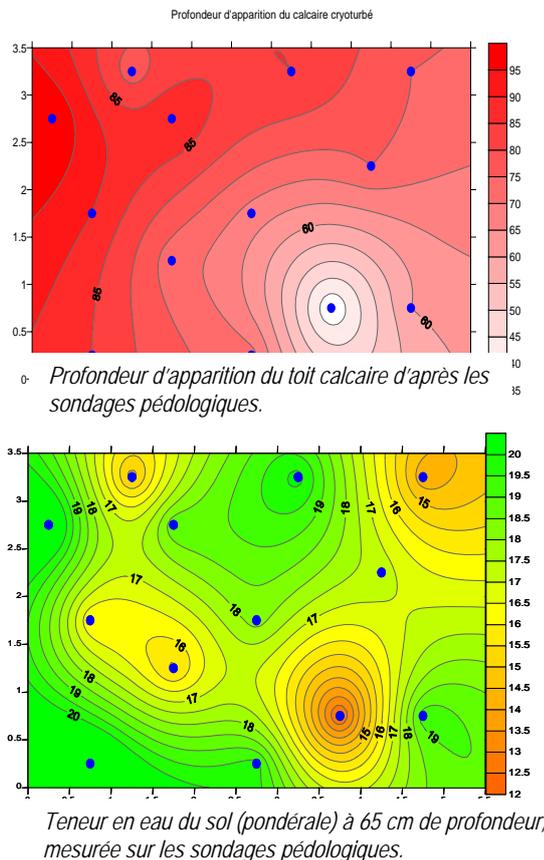
Encadré 3

Identification de la variabilité à très courte distance de la profondeur d'apparition du calcaire.
Apport de la résistivité électrique 3D in situ.

Les sondages à la tarière réalisés sur une parcelle en Beauce chartraine (Ouarville) montrent une ondulation à très faible période du toit calcaire sur lequel se développe le sol. Afin d'appréhender cette variabilité très locale, nous avons réalisé une prospection électrique tridimensionnelle, à l'aide de 96 électrodes espacées de 50 cm, sur une zone de 20 m² environ (Photo ci-contre). Treize sondages à la tarière ont également permis de déterminer l'épaisseur des différents horizons et leur teneur en eau sur cette zone.



Les sondages pédologiques montrent que le toit de l'horizon calcaire est situé entre 30 et 100 cm sur la zone prospectée (figure ci-dessous à gauche). Ces informations sont confirmées par la prospection géophysique qui permet, en outre, une **visualisation continue** de la l'épaisseur du sol (voir figure ci-dessous à droite qui représente un écorché du sol sur le toit calcaire. Il convient de noter ici que les différences entre les deux figures qui illustrent la profondeur d'apparition du calcaire ont deux origines : d'une part, la différence des techniques de mesure et de représentation cartographique (le sondage est ponctuel et la carte résulte d'une interpolation alors qu'en résistivité, la carte résulte de l'inversion de données de résistivité apparente plus résolues dans l'espace). ; d'autre part, la nature du substrat n'est pas la seule source de variation de la résistivité électrique mesurée. Celle-ci dépend également de la teneur en eau du sol dont on voit sur la figure en bas à gauche qu'elle est fortement variable dans l'espace.



Profondeur d'apparition du toit calcaire d'après la résistivité électrique.

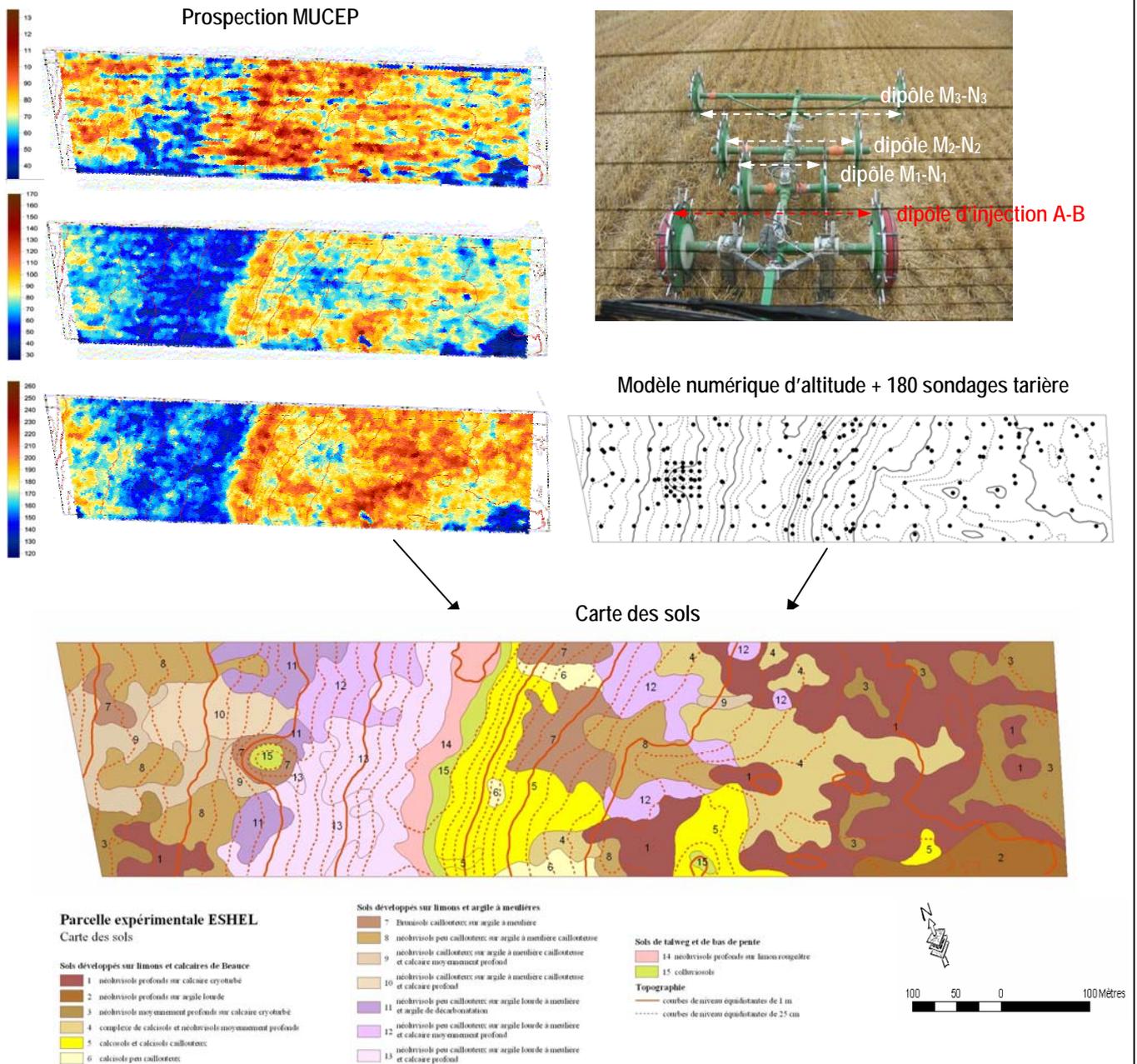
Projet PNRH « Variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols »
Thèse J.P. Assi (UMR Sysiphe, Université Paris 6)

Encadré 4

Apport de la résistivité électrique spatiale pour la cartographie des sols

L'étude présentée ici s'inscrit dans le cadre d'un projet visant à estimer les risques de contamination de la nappe de Beauce par les produits phytosanitaires. La contribution de notre unité de recherche à ce programme a concerné l'estimation de la quantité d'eau qui arrive à la base du sol. Ce travail s'appuie sur la parcelle de Ouarville (Beauce). Malgré sa faible surface (une vingtaine d'hectares), elle est très hétérogène, les sols s'étant développés dans un limon déposé soit directement sur le calcaire, soit sur une couverture d'argile à meulière.

Une carte des sols très précise a été réalisée sur la base de 180 sondages et une prospection géophysique par MUCEP (Multi Continuous Electrical Profiling) (Panissod *et al.*, 1997). Cet appareil (photo ci-dessous), qui permet de déterminer en continu la résistivité apparente sur 3 épaisseurs du sol, permet d'affiner le découpage cartographique, les variations de résistivité étant dues à la fois à des variations de la nature du terrain prospecté et à des variations de sa teneur en eau.



Programme MEDD « Eshel »

Programme PNRH « Variabilité des propriétés hydriques des sols »

DEA J. Moeys.

(Moeys, 2004 ; Moeys *et al.*, 2007)

cultural (Encadré 1) et que la carte d'apparition du toit calcaire obtenue par inversion de la résistivité est très proche de celle issue de sondages pédologiques (Encadré 3). Les divergences entre les 2 représentations proviennent, dans le premier cas, du fait que le profil cultural est une véritable coupe bidimensionnelle tandis que le profil de résistivité est une intégration de l'information sur une épaisseur non connue que l'on peut estimer à quelques centimètres près de la surface et quelques 10 à 20 cm en profondeur. Les lignes de courant ne se déplacent pas, bien sûr, strictement dans le plan où sont implantées les électrodes mais dans un volume autour de ce plan. Dans le second cas, la différence d'image résulte au fait que les sondages pédologiques sont ponctuels et que la carte issue de ces sondages provient d'une interpolation probablement différente de celle employée par le modèle Res3DInv.

Bien que satisfaisants dans les situations citées ci-dessus, ces modèles ne s'appliquent pas dans certains cas particuliers, notamment pour l'étude de la fissuration où, d'une part, le contraste de résistivité entre les fissures et l'encaissant est très élevé et où, d'autre part, les objets résistants présentent une très grande anisotropie. Des modèles spécifiques doivent alors être développés ; le modèle Fissel basé sur la méthode des moments, développé actuellement à l'UMR Sysiphe, s'annonce très prometteur (Encadré 2). Les modèles ne s'appliquent également pas non plus dans le cas où l'inversion n'est pas possible car les données sont trop peu nombreuses. L'encadré 4 présente un exemple de cartographie des sols à l'échelle parcellaire à l'aide de la résistivité électrique. La « structure » que l'on cherche ici à mettre en évidence, c'est l'organisation des différents types de sol présents sur la parcelle. L'outil de prospection utilisé, le MUCEP, permet d'obtenir une image de la résistivité apparente du sol à trois pseudo-profondeurs. Ce n'est pas suffisant, et les contrastes de résistivité entre les horizons de sol ne sont pas non plus assez marqués, pour que l'on puisse inverser ce signal et obtenir une image tridimensionnelle de l'organisation des horizons de sol à l'échelle parcellaire. Cependant, les cartes de résistivité apparente constituent un outil supplémentaire et guident le pédologue pour établir un modèle d'organisation spatiale des sols sur la base de prospections pédologiques à la tarière.

Nous avons vu ici de quelle façon nous pouvons obtenir des représentations tridimensionnelles du réseau poreux d'un sol, avec une attention particulière portée à la résistivité électrique. Il s'agit maintenant de décrire la structure observée. Le paragraphe suivant présente quelques indicateurs et fonctions permettant une description quantitative de la structure.

I.3. Quantifier la structure du sol

I.3.1. Caractériser la morphologie et la topologie du réseau de pore

Outre les grandeurs globales classiquement employées pour la caractérisation des milieux poreux (porosité, surface spécifique, par exemple), les fonctions qui décrivent la structure sont de deux natures : **des fonctions qui décrivent la morphologie du milieu, c'est-à-dire sa « forme », au sens large, et des fonctions qui décrivent sa topologie, c'est-à-dire la manière dont le réseau poreux est connecté.** On voit d'emblée la nécessité, pour la compréhension des phénomènes de transfert, de disposer d'informations topologiques.

Mes premiers travaux concernant la structure du réseau poreux ont été réalisés pendant ma thèse. La reconstruction tridimensionnelle d'un échantillon de sol à partir de coupes sériées et son étude par analyse d'image ont permis de comparer des paramètres quantitatifs de description de sa structure en 2D et en 3D (Encadré 5). J'ai montré que des paramètres morphologiques de description de la structure tridimensionnelle du sol pouvaient être déduits d'analyses bidimensionnelles, sous réserve que les indicateurs choisis soient de nature stéréologique. J'ai en particulier discuté l'intérêt d'une analyse par les **distributions de corde et les fonctions d'autocorrélation**. J'ai également montré que, dans l'échantillon étudié, le **nombre de pores** – indicateur topologique – était radicalement différent selon qu'on le calcule en 2D ou en 3D. Ces résultats renforcent l'idée que la caractérisation tridimensionnelle de la structure du réseau poreux est absolument nécessaire dans le cadre d'études sur le déterminisme d'un paramètre de transfert. Bien connue dans la sphère des mathématiciens, cette idée était, aux débuts des années 90, pas ou mal prise en compte dans la communauté de Science du Sol où de nombreuses études avaient pour objet l'établissement de relations entre la distribution de taille des particules du sol ou sa porosité – indicateur très intégré de la structure - et un paramètre descripteur d'un processus de transport (citons par exemple Ahuja *et al.*, 1984, sur la relation entre la conductivité hydraulique à saturation et la porosité totale ou saturée à -33 kPa).

Les fonctions de caractérisation du milieu poreux développés au cours de ma thèse constituent la base d'une boîte à outils de quantification du réseau poreux que j'utilise encore actuellement. Elle s'est progressivement enrichie, notamment lors de collaborations avec H. J. Vogel, de l'Université de Heidelberg. En particulier, il est désormais possible de déterminer la **constante d'Euler-Poincaré**, qui décrit la topologie générale du milieu et s'ajoute à la distribution du nombre de pores. L'encadré 6 présente un exemple de caractérisation de la structure d'un échantillon de sol obtenue par tomographie X. C'est ici l'ensemble des outils morphologiques et topologiques qui permettent de discuter du déterminisme d'évolution de la structure du sol.

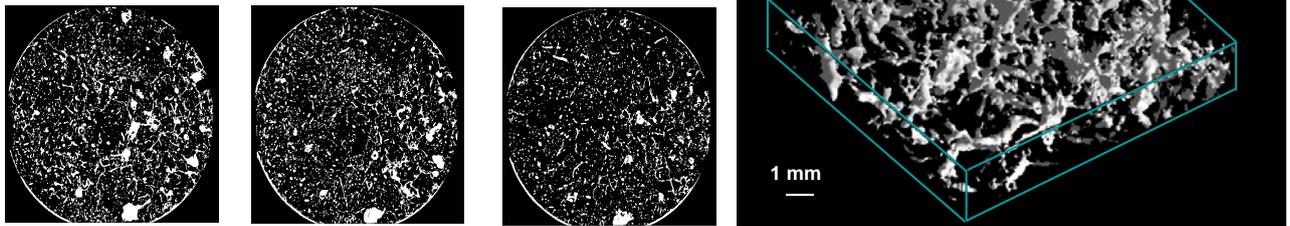
Il convient ici de noter que certains indicateurs de la structure sont de nature strictement topologique, comme, par exemple, le nombre de pores connectés dans un milieu poreux, ou, au contraire, strictement

Encadré 5

Caractérisation quantitative de la géométrie 3D du réseau poreux d'un échantillon de sol

Il s'agit ici de tester des méthodes de caractérisation de la structure 3D de milieux poreux et de comparer les résultats obtenus sur une **reconstruction 3D** avec ceux obtenus à partir de coupes 2D. L'objet étudié est un cylindre de sol de 7 cm de diamètre et 2,4 cm d'épaisseur, imprégné par une résine fluorescente. La surface de cet échantillon est photographiée sous lumière fluorescente, rectifiée à la meule sur une épaisseur de 100 μm , et photographiée de nouveau. Ces deux dernières opérations sont répétées sur toute l'épaisseur de l'échantillon. On obtient ainsi 160 images de l'échantillon de sol, superposées numériquement pour obtenir une représentation 3D du réseau de pore.

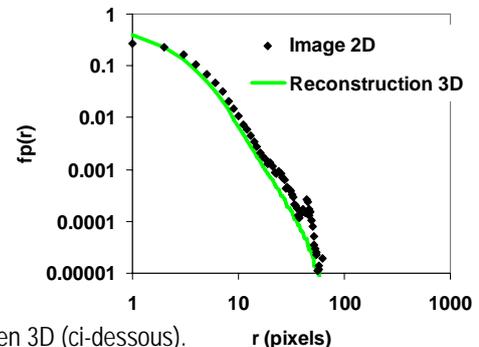
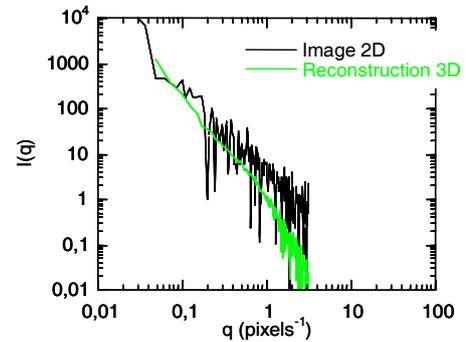
Les images ci-après représentent quelques photos successives seuillées ainsi qu'une représentation tridimensionnelle de l'échantillon, qui témoigne de la qualité de l'alignement de la reconstruction.



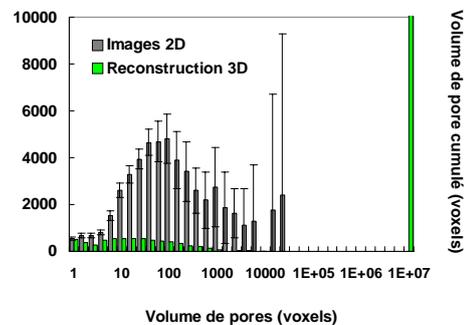
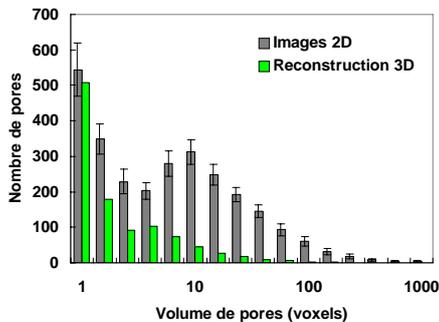
L'ensemble des images 2D et la reconstruction 3D sont caractérisés par les fonctions suivantes : i) la **distribution de cordes**, dans la phase solide et dans la phase poreuse, ii) la **fonction d'autocorrélation** dans la phase poreuse, iii) la **distribution du nombre et du volume des pores**. Les deux premières fonctions sont des fonctions stéréologiques. La troisième fonction est de nature topologique.

Nos résultats montrent que la fonction d'autocorrélation dans la phase poreuse et dans la phase solide (dont on présente ci-contre en haut la transformée de Fourier $I(q)$) sont comparables.

De même, les fonctions de distribution de cordes sont identiques en 2D et en 3D: la fonction dans la phase solide présente une allure exponentielle dont le premier moment, qui représente la longueur de la corde moyenne est de 13,7 voxels en 3D et 14,4 pixels en 2D ; la fonction dans la phase poreuse [$f_p(r)$, ci-contre] présente une allure en loi de puissance dont l'exposant est de 3,20 en 3D et 3,21 en 2D.



En revanche, le nombre de pores et leur taille sont très différents en 2D et en 3D (ci-dessous).



L'ensemble de ces résultats illustre que, sur un milieu poreux complexe, tel que le sol, sa morphologie peut être décrite à l'aide de fonctions stéréologiques calculées en 2 dimensions. En revanche, une représentation 3D est nécessaire dès lors que l'on cherche à caractériser sa topologie.

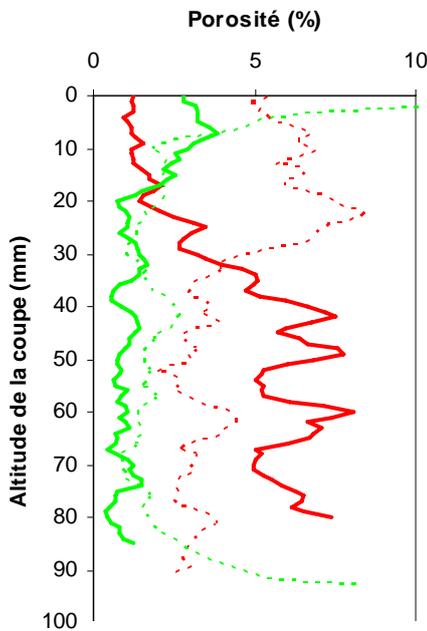
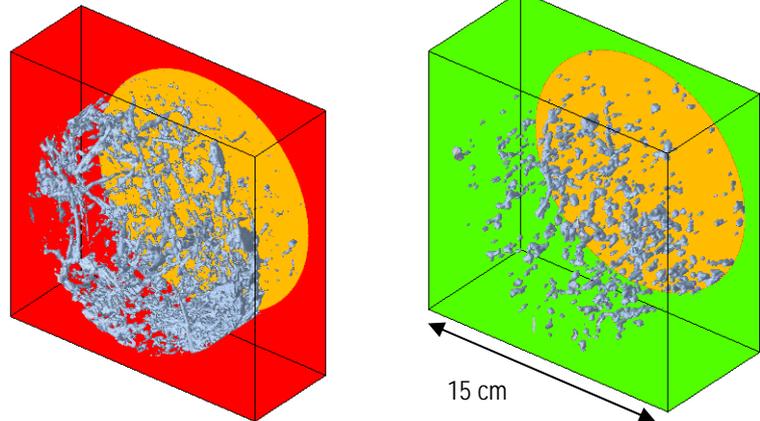
*Thèse I. Cousin
(Cousin, 1996 ; Cousin et al., 1996)*

Encadré 6

Caractérisation quantitative de la structure du sol à partir d'images en tomographie à rayons X

Il s'agit ici d'analyser la structure de l'horizon de surface d'un sol mis en jachère pendant 5 ans. La description du profil de sol, au champ, montre une très nette différenciation de la structure : sur les 10 premiers centimètres de sol, la structure est fine et grenue tandis qu'elle est polyédrique de 10 à 30 cm. Deux échantillons sont prélevés dans chacune de ces 2 couches : on caractérise qualitativement et quantitativement leur structure à partir d'images obtenues en tomographie X (figure ci-dessous ; en rouge échantillon prélevé à la surface et en vert, échantillon prélevé à 20 cm de profondeur. Le réseau poreux est en gris).

L'analyse visuelle des images de tomographie (à droite) montre des structures très différentes entre les 2 types d'échantillons (seules 2 reconstructions sont reproduites ici) : en surface, la porosité paraît plus élevée et plus connectée qu'en profondeur.

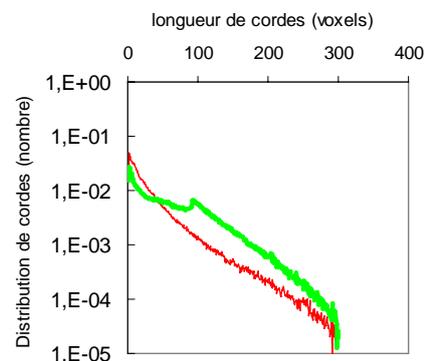


Distribution de la porosité

L'analyse quantitative permet de préciser ces observations : on constate que la porosité (figure ci-contre à gauche) est effectivement plus élevée en moyenne dans les échantillons les plus proches de la surface (en rouge) mais qu'elle varie beaucoup selon l'altitude dans l'échantillon. La distribution de taille des pores (ci-dessous) montre que, dans la couche de surface, les pores de très grande taille (supérieure à 100 voxels i.e. supérieure à 100 μm) disparaissent lors du passage en jachère mais le réseau poreux est globalement reconnecté par des pores de plus petite taille, ce que confirme le calcul du nombre de pores connectés et du nombre de pores percolants (tableau ci-dessous à gauche). Il est à noter que les 4 échantillons analysés ne présentent aucun pore percolant ; cela ne signifie pas que ces échantillons ne conduisent pas l'eau mais simplement qu'à la résolution de l'observation (ici, environ 1,4 mm entre 2 images), il n'existe pas de pore connecté. La connexion existe bien sûr pour des pores de plus petite taille.

	Porosité (%)	Nombre de pores	Pores percolants	Taille du plus grand pore (% de porosité)
0 - 10 cm	4.37	1018	0	61%
2 - 12 cm	4.22	1389	0	44%
15 - 25 cm	1.97	327	0	8%
15 - 25 cm	1.38	1009	0	23%

Distribution de taille de cordes dans la phase poreuse



Projet bilatéral Procope, 1998-2001
(Cousin et al., 2004)

morphologique, comme la distribution de cordes. D'autres indicateurs présentent un caractère mixte : c'est le cas, par exemple, de la **tortuosité**, rapport entre le chemin pour lier deux points AB en parcourant le réseau poreux par rapport au segment de droite [AB]. Le chemin pour rejoindre les points A et B dépend en effet de la connectivité du réseau (topologie) mais n'est pas indépendant de la forme et de la taille des pores qui relient A et B (morphologie).

1.3.2. Caractériser l'anisotropie du réseau de pores

En contexte naturel, le sol est soumis à des facteurs de différentes natures (le climat, l'activité anthropique, l'activité biologique) qui ne sont pas isotropes. Il s'ensuit que le réseau de pores peut être fortement orienté : c'est le cas, par exemple, de fissures subverticales qui se développent sous l'effet de l'humectation ou de macropores subverticaux eux-aussi qui résultent de l'activité de lombriciens endogènes. Il convient donc de développer des outils spécifiques de quantification de l'anisotropie. Grâce à la résistivité électrique, il est possible d'obtenir des images différentes selon la position des électrodes par rapport à l'orientation du réseau de pores. Un indicateur de l'anisotropie peut ainsi être défini directement par le rapport de mesures réalisées selon une orientation donnée et celle réalisées orthogonalement à cette direction. L'encadré 2 présente un exemple de détection de l'orientation d'un réseau de fissures tridimensionnelles par résistivité électrique.

Conclusion

J'ai présenté ici les outils qui permettent de représenter la structure du sol en trois dimensions et d'analyser quantitativement cette structure. J'ai précisé à plusieurs reprises les raisons pour lesquelles il était nécessaire de caractériser la structure du sol en trois dimensions et j'ai indiqué que cette caractérisation tridimensionnelle s'appuyait sur une représentation tridimensionnelle explicite – que j'ai appelé « image »- de la structure. A ce point du discours, il est cependant légitime de se poser la question suivante : a-t'on toujours besoin d'une représentation explicite de la structure ? Dans le cadre de travaux concernant la structure, son déterminisme ou son évolution, cette représentation explicite autorise la quantification de certains paramètres de description de la structure, tels que la tortuosité ou la connectivité. S'il s'agit d'analyser l'influence de la structure sur le fonctionnement hydrique, cette représentation explicite constitue le modèle de structure sur lequel on peut simuler un fonctionnement. De nombreux modèles de fonctionnement hydrique, disponibles dans la littérature, s'appuient sur ce principe comme le modèle HYDRUS 2D ou 3D, par exemple, qui simule les transferts d'eau, de chaleur et de solutés à l'échelle de l'horizon de sol (Simunek *et al.*, 1999). Cette démarche de modélisation des transferts à l'aide d'une représentation explicite de la structure s'oppose à une démarche plus conceptuelle dans laquelle le sol ne serait plus représenté par son organisation tridimensionnelle mais par des espaces de

propriétés différentes [cf les modèles MACRO (Jarvis, 1994) ou MIM (Van Genuchten & Wierenga, 1977), par exemple]. Dans ce dernier cas, la représentation explicite n'est plus obligatoire, mais la connaissance des propriétés des différents compartiments du milieu reste, bien sûr, nécessaire. Et l'on sait que ces propriétés ne sont pas indépendantes de la structure, ce que je présente dans le chapitre à venir.

II. De l'influence de la structure des horizons de sol sur leurs propriétés de transfert

Nous avons esquissé l'hypothèse, dans l'introduction, que la structure du réseau poreux du sol avait une influence significative sur ses propriétés de transport. En retour, certains phénomènes de transport tels que les transferts d'eau, modifient, par rétroaction, la structure du réseau poreux, ce qui ne simplifie pas cette analyse. Au sens strict, la structure dépend de la teneur en eau du sol (notamment de la propriété de rétention en eau), que nous pouvons, par extension, considérer comme une contrainte extérieure appliquée au sol. Nous analyserons les effets du temps, et, plus généralement, la modification de la structure du sol sous l'effet de contraintes dans le prochain chapitre. Je présenterai donc ici des travaux pour lesquels la structure ne varie pas sous l'effet de la propriété que l'on cherche à analyser puis je préciserai, dans le cas particulier de la rétention en eau, les moyens de tenir compte de l'hétérogénéité de la structure.

Au sein du système « sol » hiérarchiquement organisé présenté dans l'introduction, nous avons, dans le chapitre précédent, observé la structure du sol depuis la motte/agrégat jusqu'à la parcelle. Pour étudier les relations entre structure et propriété, on s'intéresse, ici, à l'échelle « horizon ». Les résultats présentés dans les paragraphes qui suivent sont issus de travaux de laboratoire, réalisés donc sur des échantillons prélevés et non en place. Deux principes guident l'échantillonnage :

- l'objectif étant d'analyser les relations entre la structure du milieu poreux et ses propriétés de transport, il va de soi que, sauf cas particulier, **les échantillons sont prélevés non perturbés, c'est-à-dire que leur structure est conservée.**
- afin d'obtenir des résultats significatifs, il est nécessaire de travailler sur un **volume d'échantillon représentatif de l'horizon, c'est-à-dire sur un volume supérieur au V.E.R.** Ce point est difficile à estimer *a priori* et nécessite, en principe, une étude préalable spécifique. Force est de reconnaître que, quelques cas mis à part (voir par exemple Montagne *et al.*, 2006), cet aspect fondamental de l'analyse des milieux poreux hétérogènes, n'est généralement pas traité par manque de temps et manque d'argent. Par défaut, mais aussi grâce à l'expertise issue de l'expérience, nous avons travaillé sur des échantillons d'un volume de quelques centimètres-cube à quelques litres. Nous reviendrons, à la fin de ce chapitre, sur cette contrainte et ses conséquences.

Encadré 7

Mise en évidence du rôle de la géométrie du réseau poreux sur ses propriétés de transfert Comparaison du propagateur de diffusion calculé dans un échantillon reconstruit avec son expression théorique

La démarche consiste ici à comparer une fonction décrivant la diffusion de gaz dans l'air avec son expression dans le sol. La méthode consiste à calculer numériquement cette fonction dans la reconstruction 3D de l'échantillon présentée dans l'encadré 1 et à l'interpréter à la lumière des paramètres morphologiques de description de la structure.

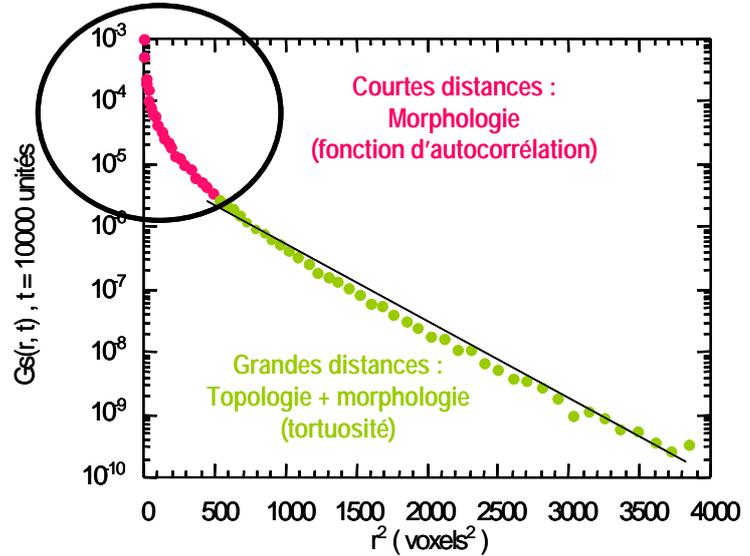
Le phénomène de diffusion gazeuse est ici décrit par la **fonction d'autocorrélation de Van Hove** qui décrit le processus de diffusion à l'échelle microscopique : cette fonction prévoit la probabilité de trouver une molécule i à la position r_i à l'instant t dans le réseau de pore sachant qu'elle était à la position $r_i = 0$ à l'instant $t = 0$:

$$G_s(r, t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \langle \int \delta\{r' + r - r_i(t)\} \delta\{r' - r_i(0)\} dr' \rangle$$

La comparaison de l'expression microscopique théorique de cette fonction avec son expression macroscopique calculée à partir de l'équation de Fick permet d'établir la fonction suivante, appelée **propagateur d'autodiffusion** :

$$G_s(r, t) = \frac{1}{(4\pi D_s t)^{3/2}} \exp\left(-\frac{|r|^2}{4D_s t}\right)$$

C'est le propagateur gaussien 3D où D_s représente le coefficient d'autodiffusion.

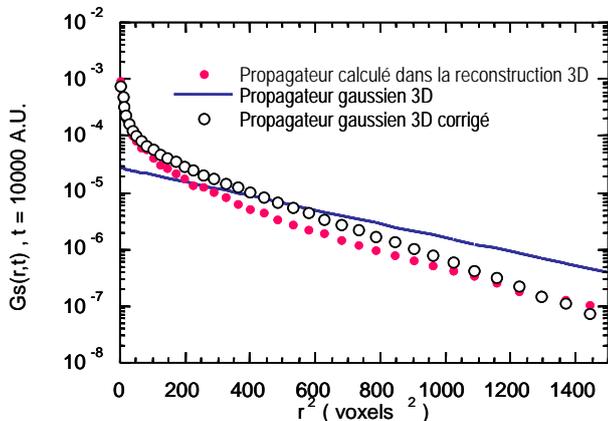


La figure ci-dessus présente le calcul de ce propagateur dans l'échantillon reconstruit.

Aux grandes distances, la courbe est gaussienne et l'on peut en déduire le coefficient d'autodiffusion du milieu. Il est ici exprimé sous sa forme réduite (rapport entre le coefficient dans l'air et dans le milieu poreux), appelée **tortuosité**. Aux courtes distances, le propagateur dévie du comportement gaussien mais peut théoriquement s'exprimer sous la forme corrigée suivante (Mitra *et al.*, 1992 ; Pasquier *et al.*, 1996) :

$$G_{\text{sporeux}}(r, t) = A \frac{\varphi_p^2(r)}{\phi^2} \frac{1}{(4\pi D_s t)^{3/2}} \exp\left(-\frac{|r|^2}{4D_s t}\right) = h(r) G_s(r, t)$$

où A est un scalaire de proportionnalité, Q représente la porosité et $\varphi_p^2(r)$ représente la **fonction d'autocorrélation du réseau de pore**, i.e. la probabilité que molécule à la position r soit dans le pore, sachant qu'une molécule à la position 0 est dans le pore. La fonction $h(r)$ qui permet l'expression du propagateur dans le réseau poreux à partir du propagateur gaussien est appelée fonction de correction.



Nous vérifions par une expérience numérique que cette expression est valide pour le système étudié (cf. figure ci-contre, qui représente un agrandissement de la figure ci-dessus aux petites distances).

Au final, nous pouvons affirmer que **pour de petites distances**, la diffusion est sensible à la morphologie du réseau de pore, ici exprimée par la fonction d'autocorrélation. Pour de grandes distances, la diffusion est sensible à la fois à la morphologie du réseau, mais aussi à sa topologie, ces 2 effets étant synthétisés ici par le concept de tortuosité.

*Thèse I. Cousin
(Cousin, 1996 ; Cousin et al., 1999)*

II.1. Quantification morphologique et topologique du réseau poreux des sols ; conséquences sur la diffusion gazeuse.

La diffusion de gaz, conditionnée par la structure du réseau poreux, n'interagit pas avec ce dernier que l'on peut donc considérer comme non-déformable, ce qui n'est pas le cas pour les transferts d'eau. De plus, dans les sols, il est reconnu depuis longtemps que les gaz se déplacent majoritairement sous l'effet de la diffusion et très peu par convection, ce phénomène supposant un mouvement de masse sous l'effet d'un gradient de pression totale (Penman, 1940 ; Hillel, 1982). Même si la part respective de ces deux phénomènes reste difficile à estimer (Gras, 1988), on peut concevoir que la diffusion prédomine pour les gaz issus de réactions biogéochimiques dans le sol, O₂, CO₂, N₂O par exemple. L'analyse des relations entre la structure du sol et le transport par diffusion présente donc un intérêt scientifique significatif.

Une partie des travaux que j'ai réalisés au cours de ma thèse avait pour objectif de proposer des relations entre des paramètres descripteurs de la structure du sol et des paramètres descripteurs du processus de diffusion gazeuse. Les résultats relatifs à la caractérisation de la structure ont été présentés au chapitre précédent (Encadré 5) et je discute ici de ceux concernant la relation entre structure et diffusion gazeuse (Encadré 7).

Par le calcul du propagateur de diffusion, fonction décrivant la diffusion gazeuse, j'ai montré que la connaissance de la morphologie du réseau de pore – exprimée ici par la fonction d'autocorrélation de pore - était nécessaire pour expliquer le processus. Aux grandes distances, la morphologie du réseau ne peut être ignorée mais la topologie du système doit également être prise en compte. Le coefficient de diffusion gazeuse est alors proportionnel à la tortuosité, paramètre mixte morphologique et topologique.

Ces résultats mettent en avant la nécessité de recourir à des représentations tridimensionnelles du réseau poreux, permettant seules d'accéder à sa connaissance topologique, indispensable pour discuter du déterminisme d'un processus de transport. Ils montrent cependant que la morphologie du réseau ne saurait être négligée. Une représentation de la morphologie seule, par des coupes bidimensionnelles par exemple, de même qu'une représentation topologique seule, à l'aide de squelettes par exemple, seraient des stratégies d'avance vouées à l'échec.

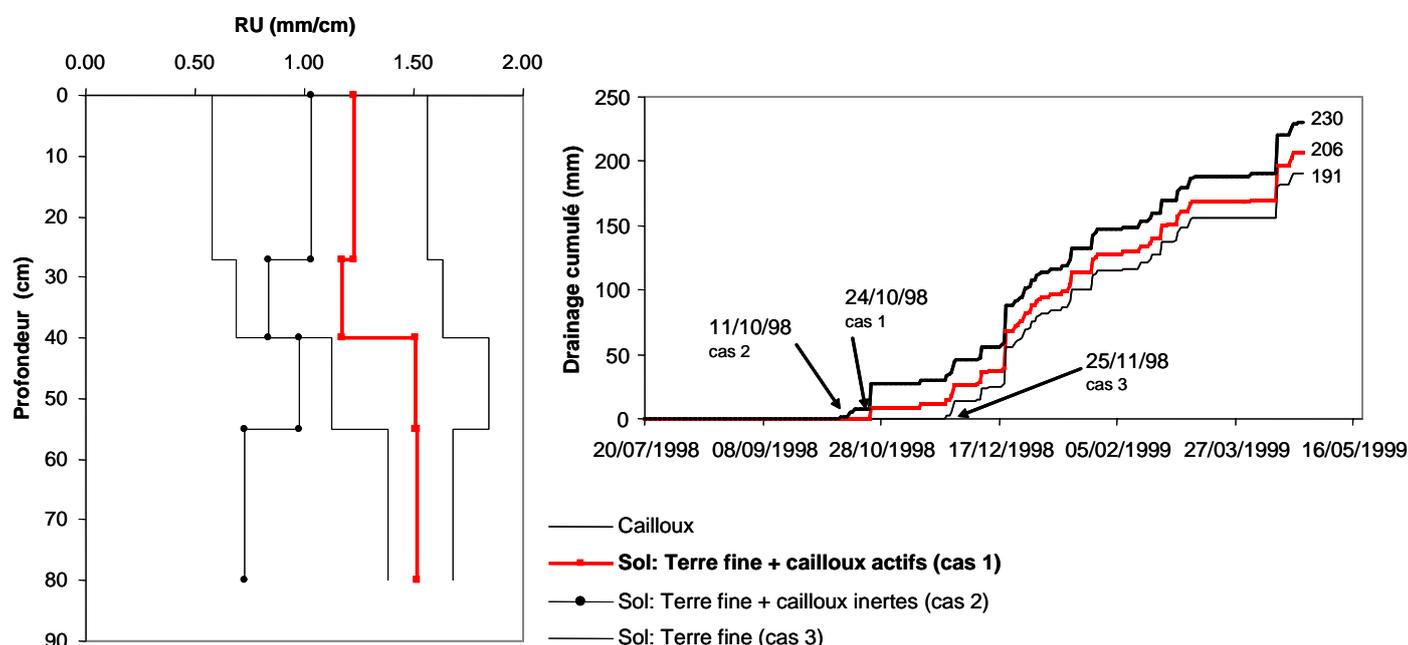
II.2. Structure hétérogène des horizons de sol et rétention en eau

Au cours de ce mémoire, j'ai insisté à plusieurs reprises sur la nécessité de disposer d'une représentation tridimensionnelle du réseau poreux pour que des relations valides soient établies entre propriétés hydrodynamiques et structure. Cette affirmation est supportée par l'idée qu'une information de nature topologique dans un espace de dimension n ne peut être déduite d'une connaissance de la topologie dans un espace de dimension $n-1$. A cette règle échappe la classe de certains **milieux poreux gaussiens** dont on peut simuler raisonnablement la structure 3D à partir d'une image 2D (Levitz *et al.*, 1997). Les sols (malheureusement ?) n'en font pas partie. Les essais d'estimation des propriétés hydriques des sols soulignent l'importance d'une connaissance explicite de la structure (Durner, 1994 ;

Encadré 8

Modélisation des propriétés d'un horizon hétérogène : exemple d'un sol caillouteux

En Beauce, région de grande culture intensive, les sols caillouteux représentent une fraction non négligeable du territoire. Leurs propriétés sont mal connues ajoutant une incertitude supplémentaire au calcul de la recharge hivernale de la nappe. Pour préciser ces propriétés, nous avons déterminé séparément les propriétés de rétention de la terre fine et des cailloux dans l'horizon de surface d'un sol argilo-limoneux, contenant des cailloux calcaire. Nous avons ensuite calculé la réserve utile du sol (RU), par la méthode additive, dans 3 cas (figure ci-dessous, à gauche): en négligeant totalement la phase caillouteuse (cas 3), en tenant compte du volume des cailloux mais en les considérant comme inertes du point de vue hydraulique (cas 2), et en tenant compte du volume et des propriétés hydriques des cailloux (cas 1). Grâce à ces données, nous avons calculé par simulation à l'aide du modèle STICS (préalablement calibré par les données d'un suivi de terrain) l'infiltration annuelle à la base du sol pour une année (ci-dessous, à droite). Les résultats montrent que, pour une année climatique moyenne, la non prise en compte de la phase caillouteuse conduit à une sous-estimation de 15 % de l'infiltration. La prise en compte du volume des cailloux considérés comme inertes conduit à une surestimation de l'infiltration de 16 %. **La participation de la phase caillouteuse ne peut donc être considérée comme négligeable.**



(Coutadeur et al., 2000 ; Cousin et al., 2003)

Wildenschild & Jensen, 1999) et remettent en cause l'utilisation d'approches géométriques simplifiées (Smith & Diekkrüger, 1996, par exemple).

Ceci dit, la connaissance de la structure 3D n'est nécessaire que pour discuter des propriétés de transport au sens strict, ce qui exclut la rétention en eau. En effet, cette propriété du milieu est une **propriété capacitive**, donc additive, que l'on peut estimer par la méthode des milieux effectifs. Il s'agit alors de remplacer les propriétés d'un milieu hétérogène par la somme des propriétés de ses sous-entités homogènes. En Science du Sol, les premiers essais d'application de cette théorie ont été menés par de Vries (1950) qui cherchait à calculer la conductivité électrique et le coefficient de diffusion gazeuse d'un sol hétérogène. Pour la rétention en eau, la méthode a été formalisée explicitement par Ross & Smettem (1993) : à un potentiel matriciel donné, la teneur en eau d'un horizon de sol hétérogène est, en théorie, la somme pondérée des teneurs en eau de ses sous-entités plus homogènes. C'est cette idée que l'on applique bien souvent de manière implicite et sans le savoir et que Vogel & Roth (2003) ont formalisé dans leur approche par le

scaleway, présenté dans l'introduction de ce mémoire. L'encadré 8 présente un exemple de calcul de la réserve utile d'un horizon de sol caillouteux : celui-ci est considéré comme étant la somme d'un volume de terre fine et d'un volume de cailloux, ces 2 objets présentant des propriétés très contrastées. C'est bien la prise en compte explicite de ces 2 phases qui permet une estimation raisonnable de la rétention globale de l'horizon. La simulation de la quantité d'eau qui arrive à la base du sol est en effet très variable que l'on tienne compte ou non de cette phase caillouteuse et de ses propriétés. Les résultats obtenus dans cette étude montrent que la non prise en compte de la phase caillouteuse conduit à une sous-estimation du drainage de 15 % et que la prise en compte d'une phase caillouteuse inerte conduit à une surestimation de 16 %.

II.3. Discussion autour du concept de V.E.R.

La stratégie, présentée au paragraphe précédent, qui consiste à calculer des valeurs effectives pour des propriétés capacitives peut-être, *a priori*, appliquée avec succès à tout type d'horizon très hétérogène : horizons caillouteux, horizons de labour d'un sol cultivé (présentant une alternance de zones compactées et de zones plus poreuses), horizons présentant des figures de dégradation. La déconstruction de l'horizon très hétérogène en sous-unités plus homogènes présente en outre l'avantage de simplifier la recherche du V.E.R., puisqu'on recherche celui des sous-unités et non celui, plus hasardeux à définir, de l'horizon dans son ensemble.

L'encadré 9 présente les résultats issus du travail de Master d'A. Frison : il s'agit ici de déterminer les propriétés de rétention en eau de l'horizon de dégradation d'un Luvisol. On montre que la courbe de rétention en eau de l'horizon peut être estimée à partir de la courbe de rétention des volumes pédologiques élémentaires qui le constitue, en appliquant la démarche du scaleway. Il subsiste une différence entre la courbe de rétention mesurée directement sur l'horizon hétérogène et celle calculée à partir des volumes pédologiques élémentaires. Cette différence est probablement à attribuer au fait que la courbe représentant l'horizon n'a pas été déterminée sur un V.E.R de l'horizon, par définition très délicat à déterminer. Cependant, le calcul issu d'une connaissance qualitative de la structure de l'horizon (assemblage de volumes pédologiques) et des propriétés de chaque entité élémentaire est possible. Une image 3D explicite du milieu n'est ici pas nécessaire.

En revanche, la détermination de la conductivité hydraulique d'un horizon hétérogène nécessiterait absolument la connaissance de l'organisation tridimensionnelle du milieu. Le problème consiste alors à déterminer quelle précision sur la morphologie et la topologie permettent d'obtenir des résultats satisfaisants. C'est le thème de la thèse d'A. Frison, où l'horizon de dégradation d'un Luvisol est choisi comme modèle d'horizon hétérogène (cf. photo de l'encadré 9).

L'identification d'un V.E.R. de la structure est-elle la garantie d'une bonne estimation des propriétés de transfert ?

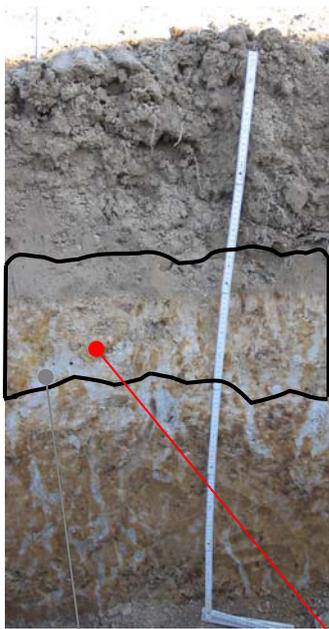
J'ai précisé, dans l'introduction de ce chapitre, que nous nous étions efforcé de travailler sur des échantillons de sol représentatifs de l'horizon étudié, i.e. sur un V.E.R. de l'horizon. Nous venons de voir que l'on pouvait, pour analyser des propriétés additives comme la rétention en eau, prélever un V.E.R. des sous-entités de l'horizon. Lors du

prélèvement au champ, une approximation de ce V.E.R., quel qu'il soit, est définie sur la base d'observations morphologiques. La détermination des propriétés de l'horizon sur ce volume de mesure repose donc implicitement sur l'hypothèse qu'un V.E.R. de la structure correspondrait à un V.E.R. des propriétés. Cette hypothèse n'est pas toujours licite: en effet des travaux numériques menés sur la reconstruction 3D d'un échantillon de sol montrent que : i) plusieurs paramètres décrivant la structure peuvent présenter des V.E.R. différents ; ii) des paramètres de structure et des paramètres de transfert peuvent également présenter des V.E.R. différents (Encadré 10). **La recherche du V.E.R. d'une propriété devrait donc toujours accompagner ou supplanter la recherche du (d'un) V.E.R. de la structure.** Etant donné le coût d'une telle démarche, il est probable qu'elle ne puisse être mise en œuvre que dans de très rares situations !

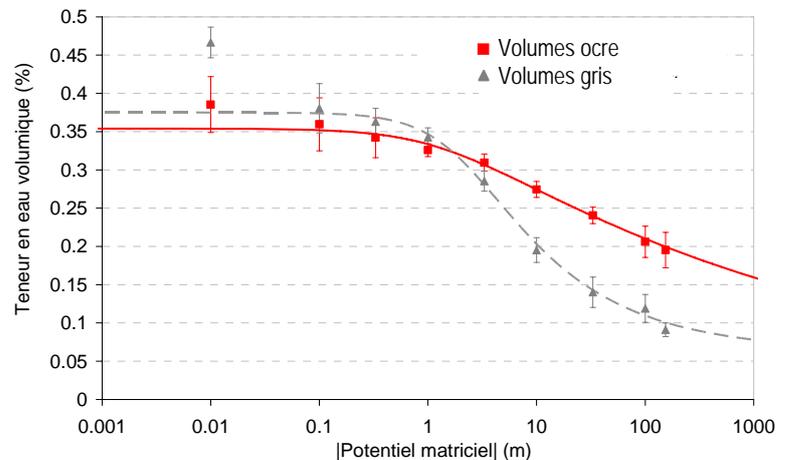
Encadré 9

Des propriétés de l'agrégat à celle de l'horizon : détermination de la rétention en eau sur un horizon hétérogène.

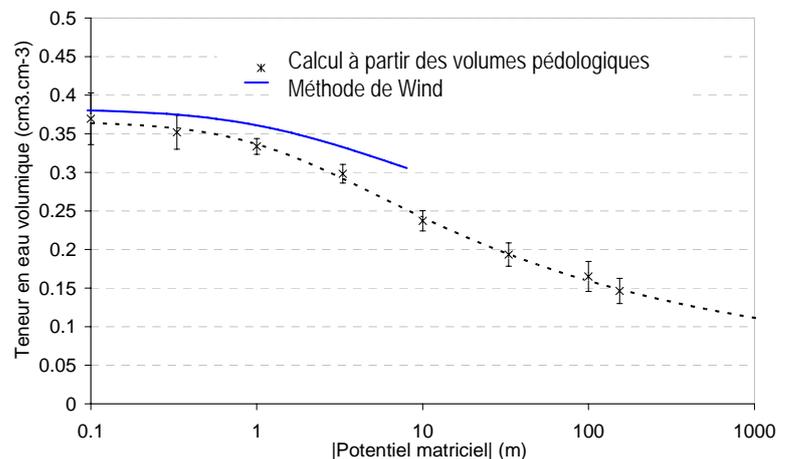
Le système étudié ici est l'horizon de dégradation d'un Luvisol (Montagne *et al.*, 2006) dont on cherche à déterminer la courbe de rétention en eau afin, ultérieurement, de modéliser son fonctionnement. Cet horizon est très hétérogène mais constitué de **volumes pédologiques élémentaires** qui se distinguent, sur le terrain, par une couleur et une densité très contrastées (volumes « ocre » et volumes « gris »). La stratégie consiste ici à déterminer la courbe de rétention selon deux approches : d'une part, par le calcul à partir de données expérimentales sur les volumes pédologiques élémentaires non perturbés, d'autre part, directement à l'échelle de l'horizon par la méthode évaporatoire de Wind appliquée sur un cylindre de sol prélevé en place.



2-3 cm



Les résultats montrent que les 2 types de volumes pédologiques ont des courbes de rétention différentes. La courbe moyenne représentant l'horizon obtenue par calcul diffère de celle obtenue directement par la mesure : la non-prise en compte de macropores entre les volumes pédologiques peut être à l'origine de cette différence. C'est plus probablement le volume sur lequel a été réalisée la mesure par la méthode de Wind qui est à mettre en cause : il ne représente pas réellement un V.E.R. du système étudié.



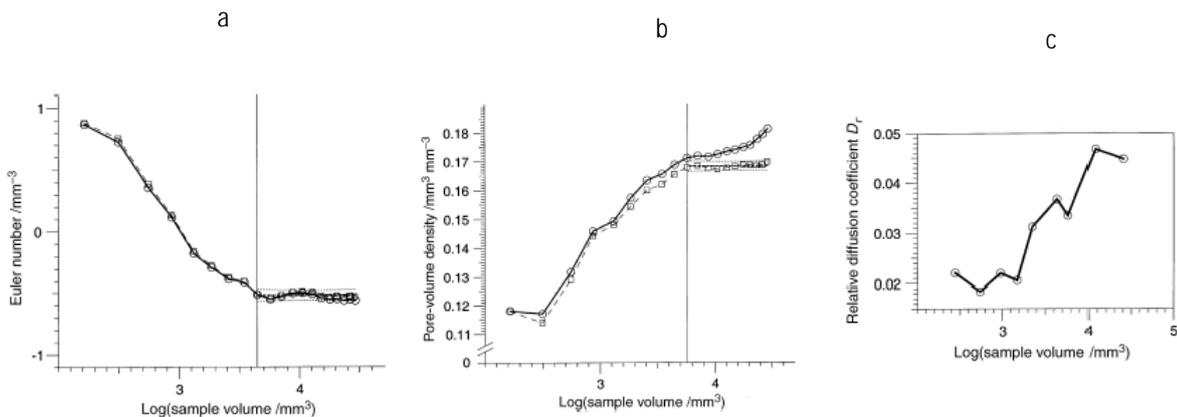
Master A. Frison
(Frison, 2005; Frison *et al.*, 200X)

Encadré 10

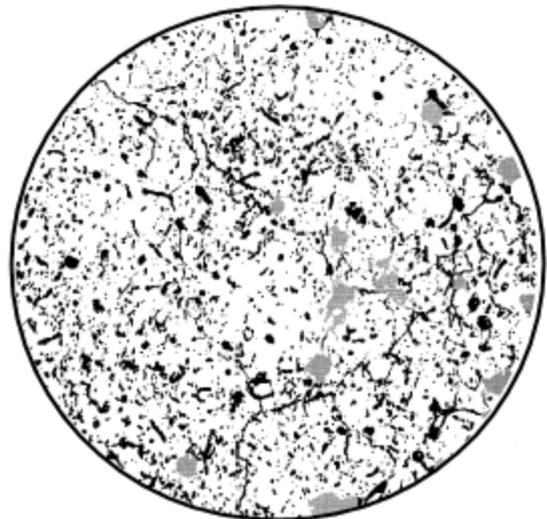
V.E.R. de la structure d'un milieu poreux et V.E.R. des propriétés de transport.

Il s'agit ici d'identifier le V.E.R. pour différents paramètres descripteurs de la structure du sol et du V.E.R. pour une propriété de transport, ici la diffusion gazeuse. Cette étude numérique est menée à partir de la reconstruction 3D présentée dans l'encadré 2 (cylindre de sol de 7 cm de diamètre, 2.4 cm d'épaisseur, reconstruit avec une résolution de 100 μm).

Nous calculons des paramètres géométriques globaux dans des sous-échantillons de plus en plus grands, issus de la reconstruction totale (voir figure ci-dessous : cercles avec traits pleins). On constate que pour la surface spécifique et la constante d'Euler Poincaré (-a-), la valeur calculée atteint une asymptote, ce qui donne un ordre de grandeur du VER pour ces paramètres dans cette structure. Ce n'est pas le cas pour la porosité totale (-b-). De même, pour le coefficient de diffusion gazeuse, on n'atteint pas d'asymptote donc on n'accède pas au VER pour la diffusion (-c-). L'obtention d'un VER pour un paramètre géométrique ne signifie donc pas que ce VER est un VER d'une propriété de transport.



Numériquement, il est possible de supprimer les pores de grande taille (chenaux biologiques, cf. objets en grisé dans l'image ci-contre) et rééditer les calculs (voir figures a,b,c : carrés avec traits en pointillé). On observe cette fois-ci que l'ensemble des paramètres géométriques atteint une asymptote et donc que l'on peut définir un volume élémentaire représentatif général pour la géométrie de cette structure. Il devient donc possible de remplacer la structure complexe par un équivalent homogène qui possède les mêmes propriétés géométriques. Notre échantillon initial complexe peut donc être assimilé à un système à deux échelles emboîtées dont l'une peut être représentée par son équivalent homogène.



Projet bilatéral Procopé 1998-2001
(Vogel et al., 2002)

Encadré 11

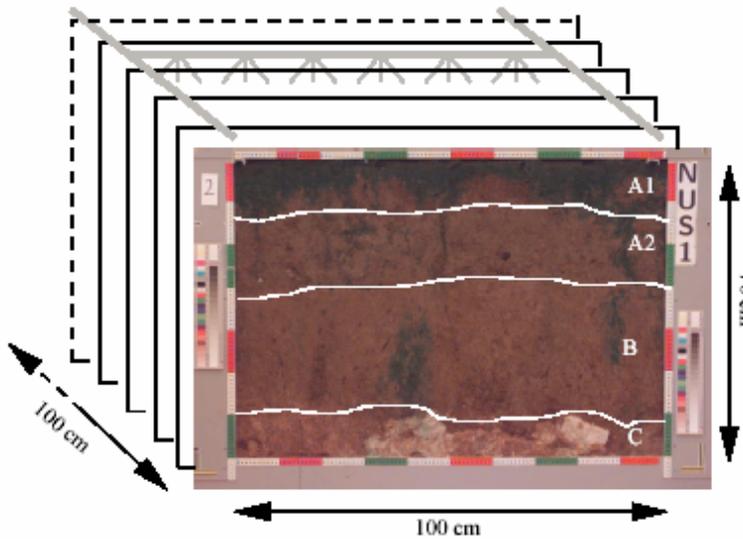
Le rôle dominant de la structure sur la compréhension des phénomènes de transport. Application expérimentale du principe du scaleway.

Objectif et stratégie

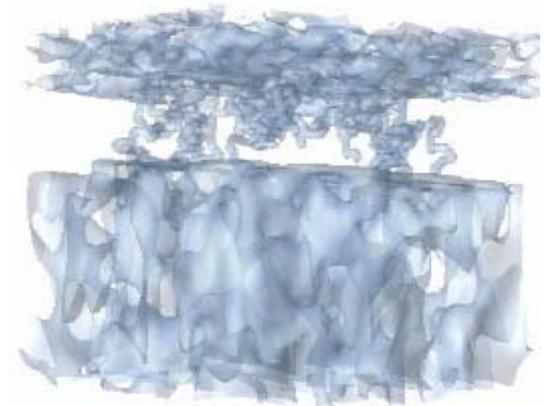
Il s'agit ici d'analyser l'effet de la structure de plusieurs horizons de sol sur le transport de soluté dans le profil. Des données expérimentales d'infiltration sont comparées à une simulation numérique. La prédiction numérique est basée sur une représentation 3D complète des propriétés hydriques et calculée à l'aide de l'équation de Richards. Deux stratégies sont employées pour représenter la structure : i) des mesures expérimentales en laboratoire pour 3 horizons, mesures auxquelles une approche statistique permet d'associer des fluctuations, ii) une approche génétique pour modéliser les macropores issus de l'activité lombricienne.

Données expérimentales

Une irrigation par un colorant (Brilliant Blue FCF) a été réalisée sur une surface de sol nu de 1,60 x 1m². La structure du volume de sol prospecté a été décrite à l'aide de coupes sériées verticales réalisées à l'échelle du profil (24 coupes sériées de 1m x 0,7 m espacées de 4 cm) (-a-). Nous avons identifié 4 horizons (A₁, A₂, B, C), dont le troisième se caractérise par une densité apparente très élevée et des macropores sub-verticaux d'origine lombricienne espacés de plusieurs dizaines de cm. Les horizons ont été choisis comme « proxys » de la structure et nous avons déterminé expérimentalement au laboratoire leurs propriétés hydriques sur des cylindres de sol non perturbés de 15 cm de diamètre et 7 cm de hauteur (-b-). Des propriétés pertinentes pour le troisième horizon n'ont pu être mesurées au laboratoire puisqu'un V.E.R de cette structure n'est visiblement pas compris dans un cylindre de 15 cm x 7 cm. Nous avons donc simulé numériquement la géométrie des macropores par un algorithme génétique. Un modèle de distribution 3D de la structure peut ainsi être proposé (-c-)



-a- Coupes sériées au champ et identification des différents horizons de la zone étudiée.



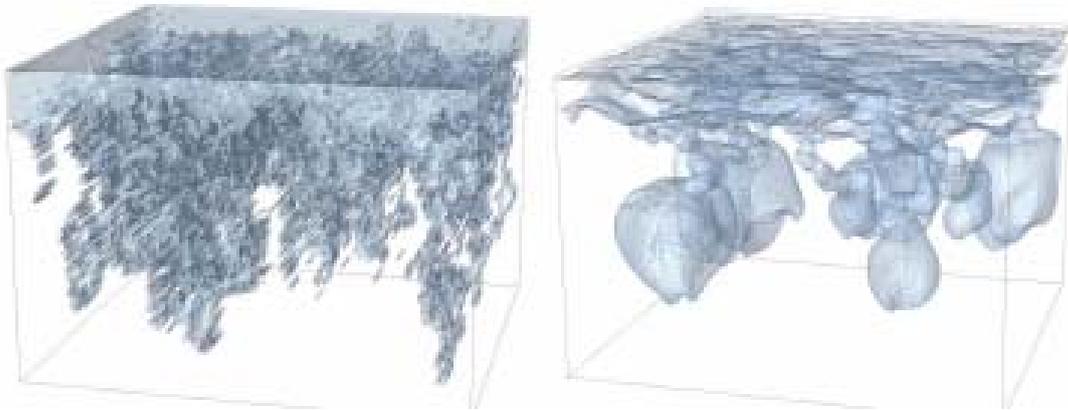
-b- Structure tridimensionnelle modélisée à partir de la distribution du colorant et de la génération des macropores.

	α [cm ⁻¹]	n [-]	θ_s [cm ³ /cm ³]	θ_r [cm ³ /cm ³]	K_r [cm/h]	r [-]	h_e [cm]
A ₁ horizon	(33.0)	1.24	0.34	0.1	18.0	0.5	-10.2
A ₂ horizon	(0.15)	1.33	0.36	0.1	0.29	0.5	-44.7
macropores	0.2	8.0	0.5	0.0	3600	0.5	(-0.58)
B horizon	(0.15)	1.33	0.36	0.1	2.88	0.5	-10.3

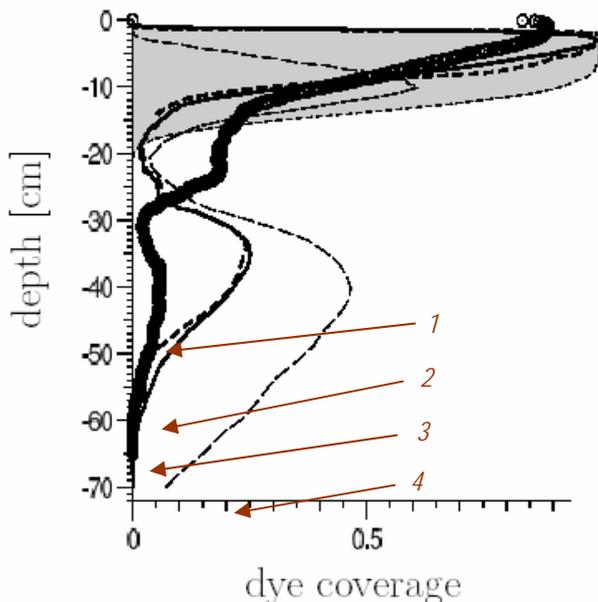
-c- Propriétés hydrodynamiques de chaque horizon et des macropores.

Résultats

Les distributions expérimentales et calculées du soluté ne sont pas parfaitement identiques (-d-) en un point donné, mais statistiquement comparables (-e-). La connaissance moyenne des propriétés hydriques des sols est donc suffisante pour décrire le fonctionnement hydrodynamique, sous réserve que la structure soit décrite correctement.



-d- Distribution du colorant dans la zone d'étude. A gauche, distribution expérimentale, à droite, distribution simulée par le calcul.



-e- Distribution verticale moyenne du colorant.

1. Mesurée expérimentalement.
2. Simulation tenant compte de l'hétérogénéité de la structure et de l'adsorption du colorant.
3. Simulation sans hétérogénéité de la structure et avec adsorption du colorant.
4. Simulation avec hétérogénéité de la structure, avec adsorption du colorant et avec un flux d'infiltration initial très faible.

Projet bilatéral Procope
(Vogel et al., 2006)

Conclusion

L'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre présente une première esquisse de mes travaux visant à analyser le réseau poreux des sols et à mettre en relation sa caractérisation avec des propriétés de transfert. Malgré la démarche prometteuse présentée ici, force est de reconnaître que ces travaux n'ont pas abouti à la proposition d'une relation explicite entre des paramètres quantitatifs de la structure et des propriétés hydriques. Cependant, le développement et la généralisation, depuis une quinzaine d'années, d'outils de représentations et visualisation 3D du réseau poreux (tomographie X ; méthodes géophysiques) donnent accès à des images sur lesquelles un calcul direct du fonctionnement peut être réalisé par modélisation (voir par exemple Bogdanov *et al.*, 2003 ; Javaux & Vanclooster, 2006 ; Lehmann *et al.*, 2006). Le coût de cette imagerie restant malgré tout élevé, elle n'est pas, probablement, destinée

à se généraliser dans les prochaines années. La voie reste donc ouverte à des recherches sur le déterminisme des propriétés par la structure. Nous esquisserons quelques pistes dans le dernier chapitre de ce document.

Finalemment, faut-il réellement analyser la structure d'un horizon pour déterminer ses propriétés ?

Cette question peut apparaître comme très iconoclaste dans un mémoire dont le sujet traite justement des relations entre structure et propriété ! Vogel & Roth (2003), dans leur article sur le concept de « scaleway » précisent qu'une connaissance précise de la structure doit prévaloir sur une connaissance précise des propriétés. En d'autres termes, **si l'on choisit un « proxy » pertinent pour la structure du sol et que l'on décrit correctement son organisation 3D, une incertitude sur les propriétés hydriques associées ne doit pas conduire à une mauvaise estimation du fonctionnement hydrodynamique.** En collaboration avec ces auteurs, j'ai vérifié expérimentalement cette hypothèse (Encadré 11).

Ceci dit, dans un contexte de recherche appliquée (bien que la partition entre recherche appliquée et recherche fondamentale soit souvent floue¹), c'est la connaissance des propriétés hydriques qui intéresse l'utilisateur de modèles de transfert. La prévision de ces propriétés à partir de la connaissance de la structure n'est pas la seule voie accessible : à l'échelle du solum, elles peuvent être estimées par modélisation inverse sur la base d'un suivi, dans le temps, de la teneur en eau du sol et des événements climatiques (pluie, ETP). Cette démarche, employée avec succès depuis longtemps, reste d'actualité pour estimer les propriétés de sol à structure complexe, bimodale ou multimodale (voir par exemple, Zurmühl & Durner, 1998 ; Jhorar *et al.*, 2004 ; ou Feyen *et al.*, 1998 pour une revue sur la modélisation des transferts d'eau dans les sols hétérogènes). Elles peuvent également être estimées à partir de paramètres plus faciles d'accès ou moins coûteux (granulométrie, teneur en carbone ou en calcaire, densité apparente, par exemple) à l'aide d'équations dites « de pédotransfert ». Nous aborderons cette question plus en détail dans le chapitre 4 de ce mémoire.

¹ « [...] il ne faut pas] oublier que nombre de recherches dites « fondamentales » sont moins « pures » qu'il n'y paraît et que nombre de recherches dites « finalisées » peuvent apporter des contributions décisives à la recherche fondamentale [...]. » Bourdieu (1997).

III. De la variabilité temporelle de la structure des sols et ses conséquences sur leurs propriétés

Nous avons vu au chapitre précédent qu'il existait des relations entre les propriétés du sol et sa structure. Cependant, cette dernière n'est pas stable dans le temps car elle est soumise à des facteurs d'origine diverse, climatiques, anthropiques et biologiques. Il s'ensuit que les propriétés (notamment les propriétés hydriques) évoluent au cours du temps et ne peuvent être considérées comme constantes. Cela dit, la plupart des modèles agronomiques ou environnementaux qui nécessitent des informations sur le sol parmi leurs données d'entrée, ne prennent pas en compte cette évolution temporelle des propriétés du sol. Outre que cette information est rarement disponible dans les bases de données, l'une des raisons de cette non-prise en compte est à rechercher dans notre méconnaissance des effets d'une modification de la structure sur les propriétés : le travail du sol, par exemple, qui modifie la structure de la couche cultivée des sols de façon drastique induit-il une modification aussi radicale des propriétés hydriques ? Au contraire, le lessivage, qui transporte en profondeur des particules fines et ne modifie localement que l'assemblage lacunaire a-t'il un impact sur la rétention en eau ou la conductivité hydraulique, même sur des périodes de temps relativement courtes ? Ces deux exemples, pris (presque) au hasard, illustrent notre ignorance quant à la variabilité temporelle des propriétés des sols. J'ai donc tenté, au cours de mes travaux, d'apporter des éléments de réponse à cette question.

Deux démarches peuvent être mises en œuvre pour déterminer la variabilité au cours du temps d'une propriété du sol, notamment une propriété de transfert :

- la première consisterait à observer, au cours du temps, une variable d'état du sol et à calculer, par **modélisation inverse**, l'évolution de la propriété associée. Par exemple, un suivi de la teneur en eau dans les différents horizons d'un sol couplé à un suivi des variables d'entrée et de sortie (pluie, évapotranspiration, infiltration, drainage), peut permettre de déterminer les propriétés hydriques des horizons par inversion des équations de Richards. Si l'on ajoute à ces observations une description de l'évolution de la structure, qui fixerait des périodes et des points où les propriétés hydriques doivent varier, on devrait théoriquement pouvoir calculer les propriétés en fonction du temps. A ma connaissance, de tels travaux n'ont pas été entrepris.

- une seconde démarche consiste à **caractériser l'évolution de la structure au cours du temps pour en déduire des informations indirectes sur les propriétés, ou pour choisir des dates cruciales de détermination des propriétés**. C'est plutôt cette voie que j'ai suivie et je détaillerai dans ce chapitre plusieurs exemples fondés sur cette démarche.

Les **facteurs anthropiques** d'évolution de la structure (compactage par le passage d'un engin, labour, par exemple) sont des **événements ponctuels, de très grande intensité**, qui génèrent un état « avant contrainte » et un état « après contrainte », ce que l'on peut considérer comme une forme extrême de variabilité temporelle. Au contraire, les **facteurs de nature climatique** (événements pluvieux, dessèchement, gel-dégel, etc) **s'exercent au cours du temps et modifient à chaque instant la structure du sol**. Il s'agira donc, dans le premier cas, de discuter de l'évolution des propriétés entre 2 états de la structure :

$$\theta(h, \text{état1}, \text{état2}) = f(\text{structure}, \text{état1}, \text{état2}) \quad \text{ou} \quad K(h, \text{état1}, \text{état2}) = f(\text{structure}, \text{état1}, \text{état2})$$

et, dans le second, d'analyser leur évolution au cours du temps :

$$\theta(h, t) = f(\text{structure}, t) \quad \text{ou} \quad K(h, t) = f(\text{structure}, t)$$

L'effet de facteurs biologiques, qui présenterait probablement des similitudes d'occurrence avec les facteurs de type anthropique n'est pas traité dans ce mémoire.

Les évolutions de la structure au cours du temps n'ayant pas été abordées dans le premier chapitre de ce mémoire – qui se voulait strictement méthodologique -, je discuterai de ce point ici ; le premier paragraphe de ce chapitre présente ainsi des résultats sur l'évolutions de la structure du sol au cours du temps et le second paragraphe propose des relations entre l'évolution temporelle de la structure du sol et l'évolution temporelle de ses propriétés. Le dernier paragraphe propose quelques éléments de discussion spécifiques à l'étude de la variabilité temporelle d'une structure ou d'une propriété.

III.1. Caractérisation tridimensionnelle de la structure du sol à différentes dates

Nous l'avons déjà mentionné plus haut, la structure du sol évolue sans cesse sous l'effet de facteurs extérieurs multiples, notamment les travaux culturaux menés par l'Homme. Parmi ceux-ci, le labour, qui retourne la couche de surface et casse les mottes compactes de grosse taille, a un effet particulièrement marqué sur la structure. Depuis environ une décennie, nombre d'agriculteurs en Europe tentent, notamment pour des raisons économiques – limitation des interventions mécaniques - et écologiques – conservation de la macrofaune du sol - de limiter le labour. Cependant, le passage d'engins agricoles sur les parcelles pour les autres opérations culturales (semis, fertilisation, récolte) a toujours pour conséquence de tasser le sol en surface. Sans labour, ce sont donc les actions biologiques (perforations par la macrofaune, par exemple) et climatiques (fissuration sous l'effet des cycles d'humectation/dessiccation et gel/dégel) qui peuvent seules régénérer une porosité dans les zones compactées. La compréhension, d'une part, de l'évolution de la structure du sol sous l'effet du compactage

et, celle, d'autre part, de l'évolution de la structure du sol compacté sous l'effet d'agents climatiques sont donc des questions de premier ordre. Je développe ces deux aspects dans les deux paragraphes qui suivent.

III.1.1. Evolution de la structure du sol sous l'effet de contraintes anthropiques. Analyse de deux états.

Nous avons vu, au premier chapitre, que le pédologue partitionne le réseau poreux des sols en deux sous-ensembles : l'un dit « textural », qui résulte de l'assemblage des particules élémentaires du sol, l'autre dit « structural » qui résulte d'actions extérieures appliquées au milieu. De par cette définition – génétique – de cette partition du réseau poreux, il est couramment admis que seule la porosité structurale évolue sous l'effet des facteurs anthropiques. Les travaux que je présente ici concernent **l'évolution de cette partition entre porosité structurale et porosité texturale sous l'effet d'une contrainte anthropique, le compactage** (Encadré 12).

Grâce à des observations au microscope électronique, nous avons montré que l'arrangement textural d'un sol argileux n'est pas modifié sous l'effet de contraintes de compactage de l'ordre de celles qui sont appliquées au champ par les engins agricoles. En revanche, certains pores d'origine structurale ont diminué en taille, voire disparu, mais des données de porosimétrie au mercure montrent qu'ils se comportent, après compactage, comme des pores texturaux.

Ces travaux montrent l'intérêt, mais aussi la limite, d'une typologie de la structure d'origine génétique, qui ne reflète pas nécessairement le comportement fonctionnel du réseau poreux. Sur le plan méthodologique, l'utilisation de la porosimétrie à mercure permet, par l'invasion d'un liquide non mouillant, d'approcher le comportement hydrodynamique d'un milieu poreux en phase de dessiccation. Enfin, **ces résultats soulignent l'intérêt d'une analyse couplée entre morphologie, caractérisée ici par une analyse en microscopie, et topologie, déterminée ici de manière indirecte par la porosimétrie au mercure**. Les informations issues de ces travaux restent cependant relativement qualitatifs : ils permettent d'esquisser un comportement hydrodynamique du milieu mais non pas de le prévoir.

III.1.2. Evolution de la structure du sol sous l'effet de facteurs climatiques. Analyse de plusieurs états.

L'action des agents biologiques sur la régénération du réseau poreux n'étant pas dans le champ de ce mémoire, il s'agit de discuter des effets climatiques, et notamment de la **fissuration sous l'effet de la dessiccation** qui revêt une importance particulière dans le contexte actuel de réduction du travail du sol. Une littérature abondante traite cette question mais les travaux disponibles présentent, à nos yeux, une limitation majeure : qu'ils se basent sur des observations au champ (Ringrose & Sanidad, 1996 ; Bandyopadhyay, 2003²), des expérimentations de laboratoire (Stengel & Bourlet, 1985 ; Pagliai *et al.*, 2003) ou des modèles (Horgan & Young, 2000 ; Vogel *et al.*, 2005), ils traitent la question en 2D dimensions, souvent à partir d'observations de la surface du sol. Il est cependant très probable que les contraintes appliquées en un point situé *à la surface* du sol

² Les travaux cités ici le sont à titre d'exemple. Pour une revue bibliographique exhaustive sur ce sujet, voir la thèse d'A. Samouëlian, chapitre 1.

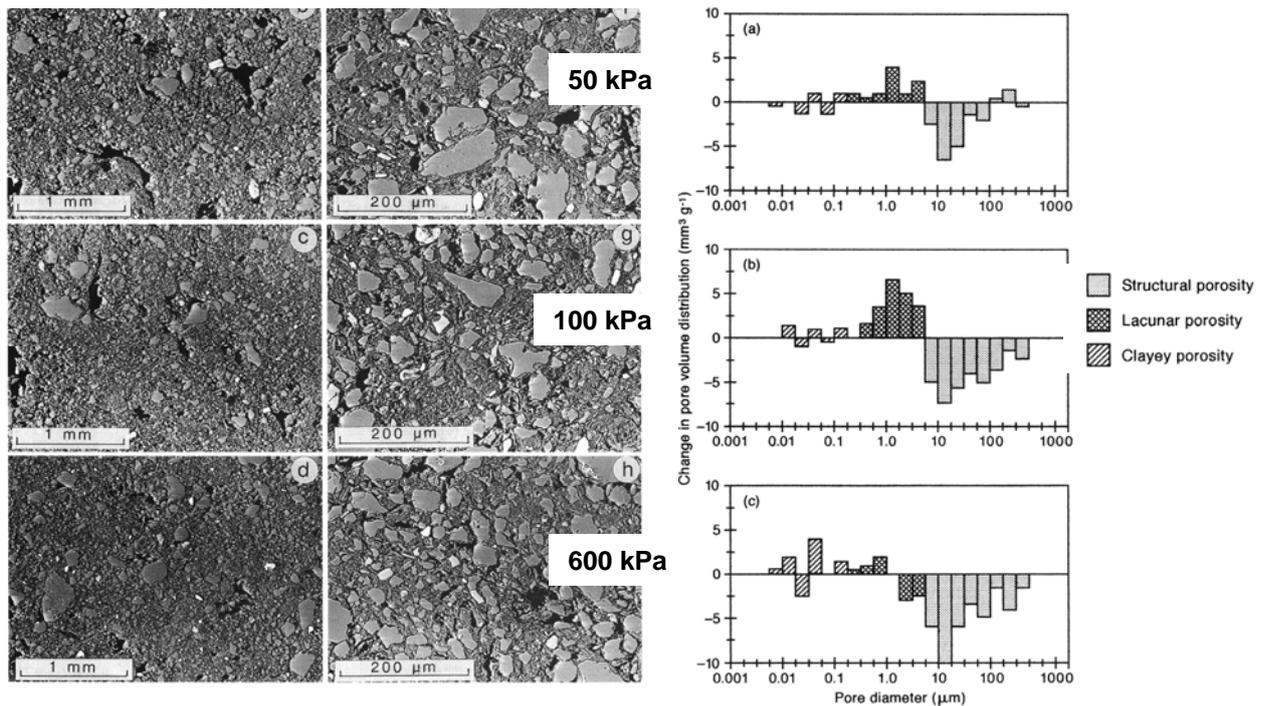
Encadré 12

Caractérisation de l'évolution de la structure du sol sous l'effet du compactage : analyse en microscopie électronique et en porosimétrie à mercure.

Ces travaux ont pour objectif d'analyser, au laboratoire, l'évolution de la structure du sol, décrite à l'aide du concept de porosité structurale/porosité texturale, sous l'effet d'une contrainte anthropique, le compactage.

Des agrégats (3-4 mm) argilo-limoneux provenant d'un sol du Zimbabwe, ont été équilibrés à trois contraintes hydriques (-1 kPa, -63 kPa ; -10³ kPa) puis soumis à des tests oedométriques aux pressions de 50 kPa, 200 kPa, ou 600 kPa. Après séchage, ces échantillons ont été analysés en porosimétrie à mercure et au microscope électronique sur lames minces. La figure ci-dessous présente les résultats pour les agrégats initialement équilibrés à un potentiel hydrique de -1kPa. Les résultats sont de même nature pour les échantillons équilibrés à -63kPa et -10³ kPa.

Les observations microscopiques montrent que l'organisation du sol à l'échelle texturale n'a pas subi de changement, ni en terme d'organisation du milieu, ni en terme de valeur de la porosité. En revanche, la distribution de la taille des pores, déterminée au porosimètre à mercure, a subi une modification plus ou moins significative selon l'état hydrique du sol au moment d'application de la pression. Les graphiques ci-dessous représentent la différence de volume poral, par classe, entre l'état initial et l'état compacté. On constate que la porosité initialement identifiée comme structurale a diminué voire quasiment disparu selon le couple de contraintes (humidité, pression de compactage) appliqué. En revanche, le volume des pores texturaux dits « lacunaires » a augmenté de façon significative. Comme les analyses microscopiques démontrent que ce compartiment lacunaire n'a pas évolué sur le plan morphologique, l'ensemble de ces résultats suggère que la compaction est à l'origine d'une évolution subtile de la porosité structurale : après compactage, certains pores structuraux « disparaissent » partiellement et devraient se comporter, sur le plan hydrodynamique, comme des pores lacunaires.



(Cousin et al., 1994 ; Bruand & Cousin, 1995)

Encadré 13

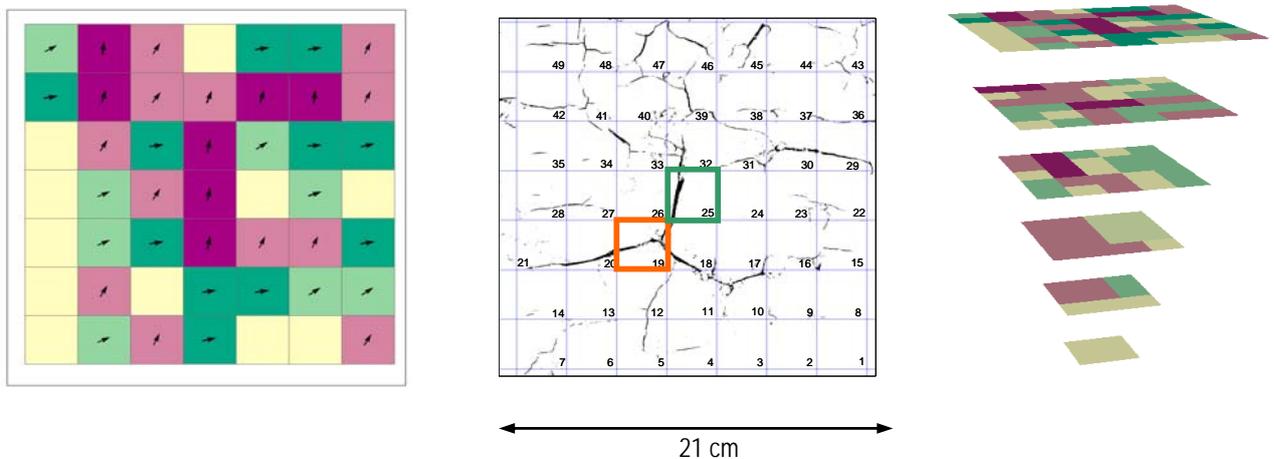
Suivi tridimensionnel non destructif de la fissuration d'un sol cultivé

L'objectif de ces travaux est de décrire, en 3 dimensions, l'évolution temporelle de la structure du sol sous l'effet d'une contrainte extérieure. Nous présentons ici un suivi, par résistivité électrique, de la fissuration sous dessiccation.

Ce suivi a été réalisé au laboratoire sur un bloc compacté par le passage d'engins agricoles (masse volumique initiale : $1,6 \text{ g.cm}^{-3}$) de sol limoneux (18% d'argile). Les dimensions de ce bloc (26 cm x 36 cm x 28 cm) ont été choisies après que la fréquence et la taille des fissures ont été observées sur le terrain. Ce bloc a été soumis au climat d'un été sec et des fissures s'y sont développées. Le suivi tridimensionnel du développement des fissures a été réalisé par résistivité électrique, à l'aide d'électrodes disposées à la surface du bloc (voir encadré 2). Un ensemble de mesures électriques a été réalisé une fois par jour pendant 20 jours.

Des informations nouvelles sur l'évolution de la structure du sol au cours de la dessiccation

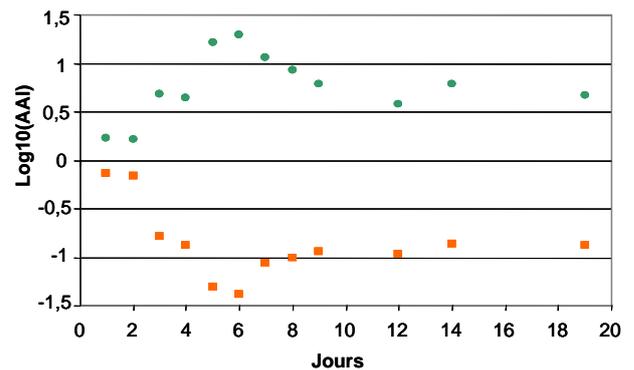
L'analyse des données de résistivité apparente a permis de définir un index, appelé **indice d'anisotropie**, qui donne une information sur l'occurrence et l'orientation des fissures présentes sur le bloc. L'image ci-dessous (à gauche) présente une cartographie de cet index sur la surface du bloc à l'état final de dessiccation (dont on peut voir l'état sur l'image du milieu).



Les zones en beige correspondent aux quadrats pour lesquels la prospection électrique n'a pas permis d'identifier la présence d'une fissure. Les zones en vert correspondent aux quadrats pour lesquels des fissures se développent dans des directions proches de l'horizontale tandis que les zones en violet correspondent aux quadrats dans lesquels des fissures se développent dans des directions plutôt verticales. La comparaison visuelle de ces 2 images permet une validation qualitative de l'index d'anisotropie calculé.

Cette analyse peut être étendue à différentes profondeurs dans l'échantillon (figure ci-dessus à droite). Enfin, la qualité « non destructive » de la prospection électrique permet de **réaliser cette analyse au cours du temps et de suivre le développement de la fissuration** : le graphique ci-contre présente l'évolution au cours du temps de l'index d'anisotropie dans 2 quadrats particuliers du bloc étudié. Les valeurs de cet index comprises entre les bornes I_{cinf} et I_{csup} indiquent qu'aucune fissuration n'est détectée. Au-delà de ces bornes, l'index renseigne sur l'orientation de la fissure : plus il s'éloigne de la valeur I_{cinf} (resp. I_{csup}) et plus la fissure se développe selon une direction horizontale (resp. verticale).

On observe ici trois périodes distinctes dans le développement de la fissuration : aucune fissure ne se développe pendant les 2 premiers jours ; de larges fissures s'ouvrent ensuite de 2 à 6 jours ; le processus de fissuration se stabilise au-delà du 10^{ème} jour.



Thèse A. Samouëlian
(Samouëlian, 2004 ; Samouëlian et al., 2004)

au cours de la dessiccation soient très différentes de celles appliquées *à l'intérieur* du sol. En conséquence, le réseau de fissures n'est pas isotrope et se développe selon une direction préférentiellement verticale. Des observations en 2D dimensions, de même que des modèles 3D isotropes (Hallaire, 1988) ne sauraient donc conduire à une description réaliste d'un sol fissuré. Nous avons donc abordé ce problème avec le souci de réaliser des observations tridimensionnelles de la fissuration en conditions naturelles pour éviter toute hypothèse géométrique hasardeuse sur la direction, la taille et la vitesse de développement des fissures. Pour ne pas perturber le développement naturel du réseau de fissures, celui-ci a été observé par résistivité électrique 3D.

Ces travaux, réalisés dans le cadre de la thèse d'A. Samouëlian, ont permis des avancées significatives sur la compréhension du développement de la fissuration à la dessiccation (Encadré 13): la mise au point d'un indice quantitatif (indice d'anisotropie, présenté au chapitre 1 dans l'encadré 2) issu des données de résistivité apparente a permis de caractériser les fissures par leur volume (intégration d'informations relatives à l'ouverture des fissures, à leur extension latérale et à leur profondeur) et leur orientation. Un modèle numérique basé sur la méthode des moments et utilisant cet indice d'anisotropie permet, désormais, l'inversion de données de résistivité acquises sur des milieux très anisotropes. L'analyse de l'évolution temporelle de cet indice d'anisotropie permet de donner des informations qualitatives sur le développement de la fissuration. Dans le cas étudié, on observe trois périodes distinctes dans le développement de la fissuration : aucune fissure ne se développe pendant les 2 premiers jours ; de larges fissures s'ouvrent ensuite de 2 à 6 jours ; le processus de fissuration se stabilise au-delà du 10^{ème} jour. Les fissures changent également d'orientation au cours du processus de fissuration.

Ces travaux sont précurseurs car ils décrivent, par une approche non destructive, l'évolution tridimensionnelle de la structure du sol sous l'effet d'un facteur ou d'une contrainte externe. Ils pourraient constituer la base du développement d'un modèle dynamique d'évolution de la structure si ce n'est que les contraintes appliquées sur le milieu (ici la dessiccation) n'ont pas été relevées pendant l'expérimentation. Ce modèle ne saurait donc être complètement déterministe.

Par ailleurs, l'évolution des propriétés de transfert, induite par cette modification de la structure du sol, n'a pas été abordée dans cette étude, bien que l'on sache que le développement de la fissuration a des conséquences notables sur les transferts (voir par exemple les travaux de Voltz & Cabidoche, 1995 ou Chertkov & Ravina, 2000). Rien ne s'oppose pourtant à ce qu'un modèle simulant, par exemple, la diffusion gazeuse, ne soit appliqué sur une image 3D du bloc étudié, dans ses différents états de fissuration ; on imagine alors d'étudier numériquement l'évolution du coefficient de diffusion au cours du temps.

Le paragraphe suivant présente des travaux expérimentaux où l'on tente d'analyser conjointement évolution de la structure et évolution des propriétés.

III.2. Analyse conjointe de l'évolution de la structure du sol et de ses propriétés hydriques

III.2.1. Evolution de la structure du sol sous l'effet de contraintes anthropiques. Analyse de 2 états.

Reprenons l'exemple présenté au paragraphe III.1.1 : nous avons montré deux caractéristiques de la structure d'un sol argileux compacté dans la gamme des pressions appliquées au champ : i) l'assemblage élémentaire des constituants du sol, à l'origine de la porosité texturale, ne varie pas et ii) la porosité structurale diminue mais le volume des pores texturaux augmente. Certains pores, classés avant compactage comme des pores structuraux, ont été modifiés par l'application de la contrainte et se comportent désormais comme des pores texturaux (ils sont ici baptisés « pores reliques »). Nous avons émis l'hypothèse que cette modification de la structure pouvait induire des variations de comportement hydrodynamique. Nous vérifions cette hypothèse à l'aide de résultats sur des sols limoneux (Encadré 14) : le sol ayant subi un compactage retient plus d'eau que le sol non compacté pour les fortes suctions ; sa conductivité est plus élevée pour les faibles suctions. **C'est l'analyse conjointe des propriétés hydriques et de la géométrie de la structure qui permet une compréhension précise des évolutions observées.**

III.2.2. Evolution de la structure du sol sous l'effet de facteurs climatiques. Analyse de plusieurs états

Les travaux présentés ici concernent le développement d'une croûte de battance à la surface d'un sol limoneux et l'évolution de sa conductivité hydrodynamique en régime insaturé (travaux réalisés dans le cadre du séjour post-doctoral d'O. Malam Issa). En effet, depuis les travaux pionniers de Duley (1939), il est reconnu que la dégradation de l'horizon de surface des sols conduisant au développement de croûtes modifie considérablement les processus hydriques dans les sols, en diminuant l'infiltration et en augmentant, par voie de conséquence, le ruissellement de surface. Les relations entre formation de la croûte et processus hydriques se révèlent complexes puisque, par rétroaction, la diminution de l'infiltration augmente la dégradation du sol (Boiffin & Monnier, 1986 ; Bristow *et al.*, 1994). Schématiquement, lorsqu'une pluie d'intensité constante tombe à la surface d'un sol, la totalité de l'eau s'infiltré dans le sol dans un premier temps (Figure 11) ; l'infiltrabilité diminue ensuite, selon un chemin inconnu, jusqu'à une valeur finale généralement égale à la conductivité hydraulique à saturation de la croûte. Bien que la formation d'une croûte soit graduelle (Farrès, 1978 ; Luk *et al.*, 1990), la littérature, abondante, qui décrit sa structure s'appuie souvent sur des observations à des points particuliers de son évolution – état initial, début du ruissellement, croûte finale- (Chen *et al.*, 1980 ; Tarchitzki *et al.*, 1984, par exemple) sans que l'on sache si ces étapes sont des étapes-clé du point de vue du fonctionnement hydrodynamique. Nous nous sommes donc ici donné comme objectif d'analyser la structure d'une croûte de

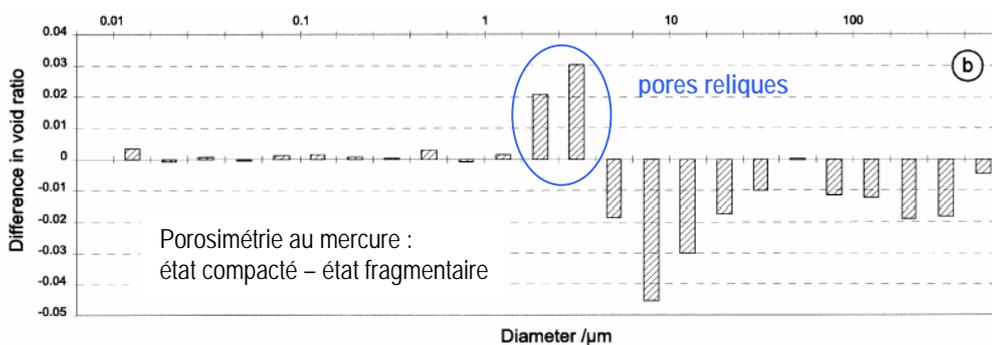
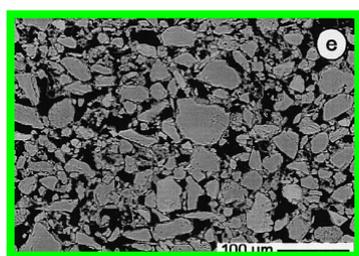
Encadré 14

Compactage d'un sol limoneux : conséquences sur le réseau poreux et les propriétés hydrodynamiques en régime insaturé.

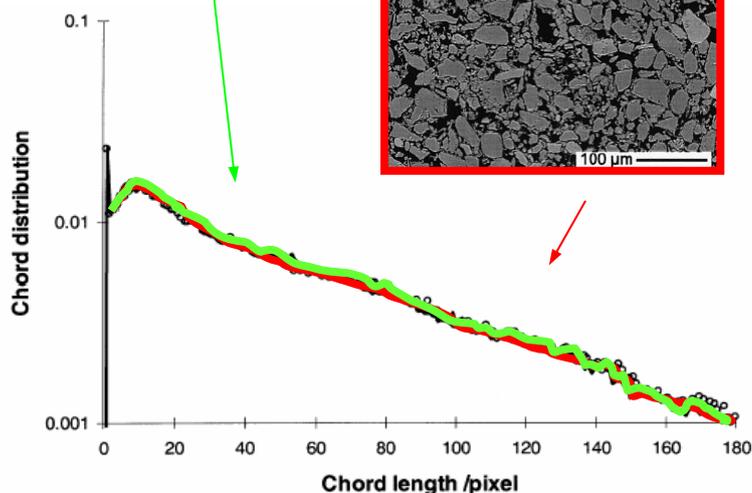
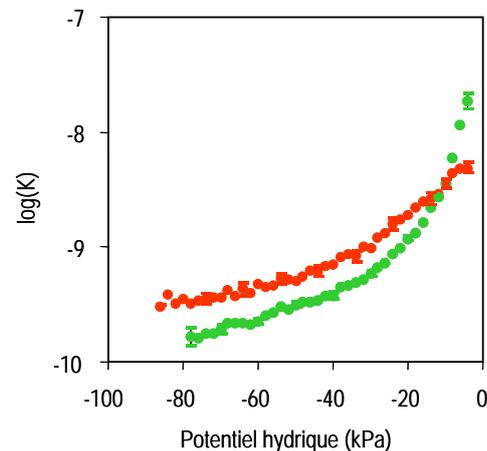
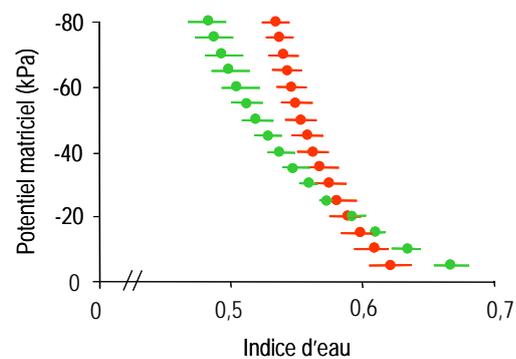
L'objectif de ce travail est d'analyser les conséquences du compactage sévère d'un sol limoneux sur ses propriétés hydrodynamiques en régime insaturé. Deux états structuraux contrastés ont été créés : un état fragmentaire (ci-contre, en vert), suite au passage d'une rotobèche et un état compacté (ci-contre, en rouge) par des passages répétés d'un tracteur roue dans roue (pression de 81,4 kN).



Les courbes de rétention en eau obtenues par la méthode d'évaporation de Wind montrent que le traitement compacté retient plus d'eau que le traitement fragmentaire pour des potentiels hydriques inférieurs à -20 kPa ; c'est le contraire pour les potentiels hydriques supérieurs à -20 kPa. Les courbes de porosimétrie au mercure réalisées sur les deux états montrent que la porosité structurale diminue après compactage mais que le volume de pores, de la gamme des pores texturaux, augmente. Il s'agit en fait de pores structuraux reliques qui ne sont désormais plus accessibles que par des pores plus fins ; la quantité de pores texturaux, au sens strict, n'a en effet pas été modifiée, ce qu'indique l'analyse de distribution de cordes réalisée sur des images en microscopie électronique. Ces données sur la structure expliquent la teneur en eau plus faible pour des gammes de teneur en eau proches de la saturation et des teneurs en eau plus élevées, pour les succions plus élevées, dans le cas de l'état compacté.



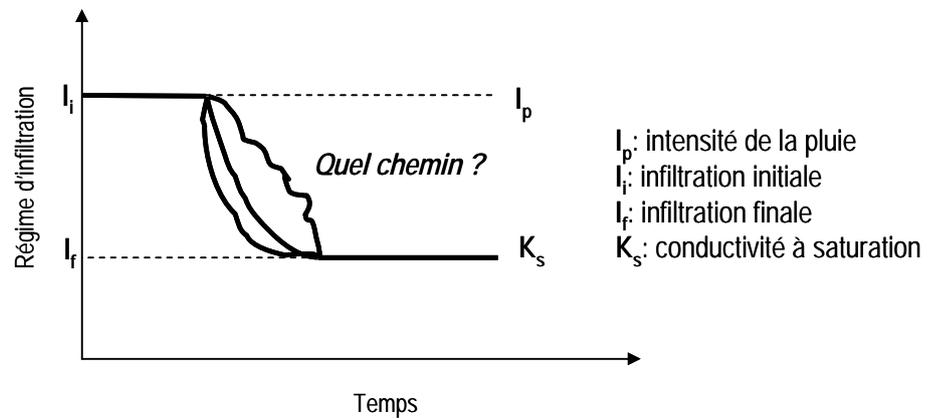
Diameter / μm



C'est l'analyse conjointe de données sur les propriétés hydriques et sur la structure (porosimétrie au mercure et microscopie électronique suivie d'une analyse quantitative) qui permet une compréhension globale des conséquences du compactage sur le comportement hydrique du sol.

battance au cours de sa formation et de mesurer, en même temps, sa conductivité hydrodynamique en régime insaturé, sans *a priori* sur la vitesse et le mode d'évolution du système étudié (Encadré 15).

Figure 11 : schéma d'évolution du régime d'infiltration dans un sol où se forme une croûte pendant la pluie



Contrairement à l'étude sur la fissuration présentée au III.1.2, il n'a pas été possible ici de faire un véritable suivi temporel non destructif sur un objet toujours identique car des échantillons ont été prélevés à différentes étapes du processus pour fabriquer des lames minces et réaliser des courbes d'intrusion de mercure. Il a donc fallu répéter des expériences depuis l'état initial afin de couvrir toute la gamme d'évolution de la structure. Ceci est possible car le système étudié est un assemblage remanié de mottes de sol tamisées à 2 cm. C'est un système, certes hétérogène, mais, à l'échelle qui nous intéresse ici, bien moins variable que 2 échantillons de sol non perturbés prélevés côte à côte. Nous n'avons donc pas réalisé un suivi temporel sur un objet unique mais, étant donné le système analysé, notre protocole reste valide.

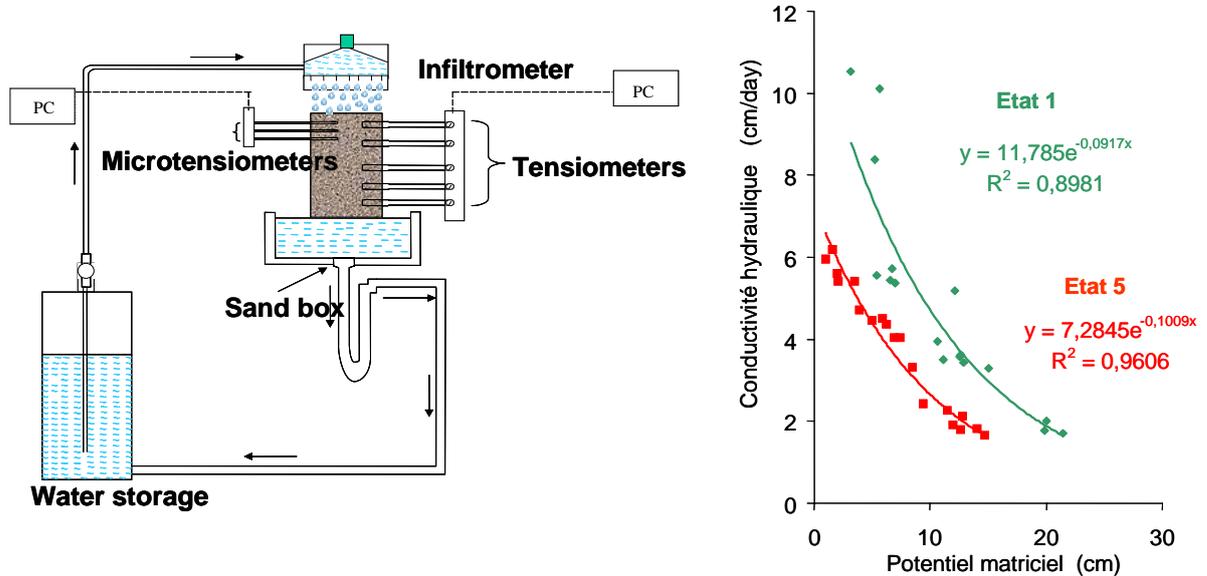
Grâce au développement d'un protocole de mesure original, nous avons pu mettre en relation des observations morphologiques qualitatives et quantitatives de l'état de la croûte, un indicateur topologique (seuil de percolation) et une valeur de la conductivité hydrodynamique. Nous avons montré que la conductivité hydrodynamique augmente dans un premier temps puis qu'elle diminue ensuite régulièrement. C'est l'analyse qualitative de la macrostructure et de la microstructure qui permet d'expliquer en partie les résultats : l'augmentation initiale de la conductivité est à mettre en relation avec l'ouverture de fissures, qui se referment par la suite. Lorsque la croûte se développe plus avant, sa conductivité diminue, de même que son seuil de percolation de la croûte (donnée microscopique déduite d'expériences en porosimétrie à mercure).

La méthodologie mise au point, il est désormais possible de répéter l'expérience et appliquer le protocole à d'autres types de sol afin d'établir une base de données de paramètres hydrodynamiques et de paramètres quantitatifs décrivant la structure. Un nouveau modèle dynamique de l'évolution structurale de la couche cultivée des sols battants pourrait alors être développé.

Encadré 15

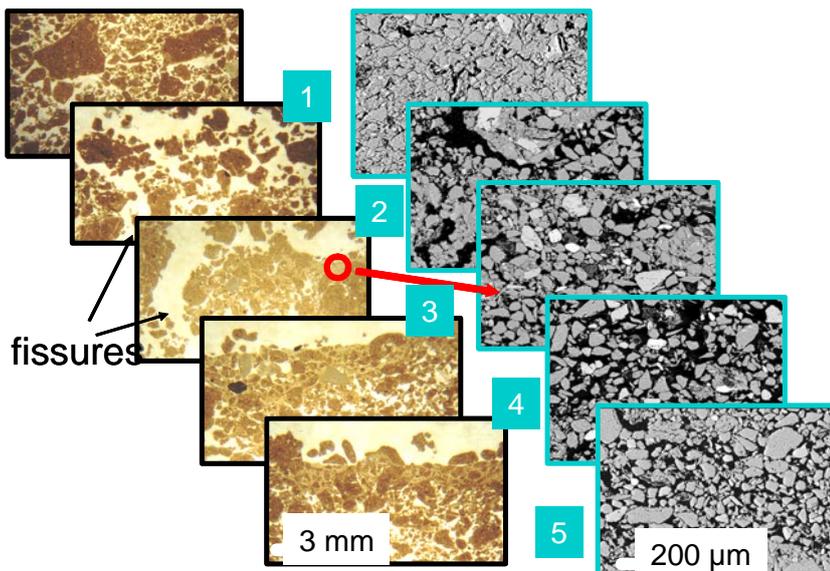
Caractérisation qualitative et quantitative d'une croûte de surface – Relation avec les propriétés hydrodynamiques

Dans l'étude présentée ici, nous avons associé des mesures de la conductivité hydraulique en régime insaturé avec une caractérisation de la microstructure de croûtes en formation. Le système étudié est un assemblage d'agrégats (2cm de diamètre) d'un sol limoneux réputé pour être très sensible à la battance. Ce système est placé dans un infiltrmètre de laboratoire (ci-dessous, à gauche), modifié pour que des microtensiomètres, placés très près de la surface, enregistrent en continu l'évolution du potentiel matriciel dans les premiers millimètres du sol, là où se développe la croûte. La conductivité hydrodynamique est ensuite calculée directement par l'application de la loi de Darcy (ci-dessous, à droite).

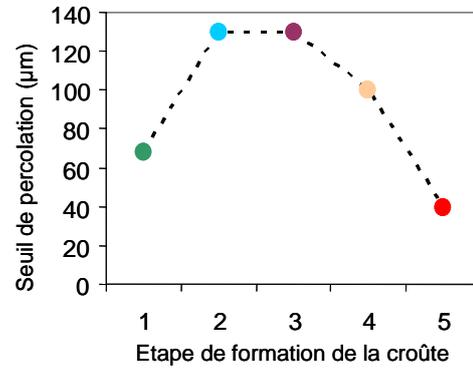
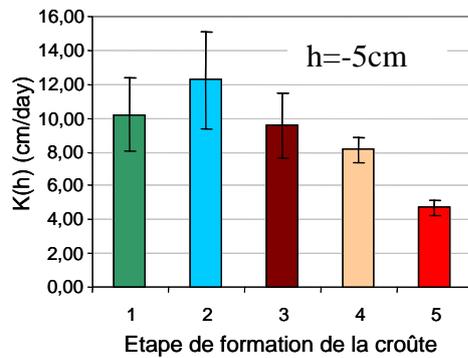


La microstructure est caractérisée en analyse d'image quantitative sur lames minces (microscopie optique et électronique puis analyse d'image) et en porosimétrie à mercure, selon un dispositif particulier qui permet de caractériser seulement la croûte et non les agrégats non perturbés qui la supportent. Cette caractérisation est donc destructive et suppose de nombreuses expériences, de durée de plus en plus longue.

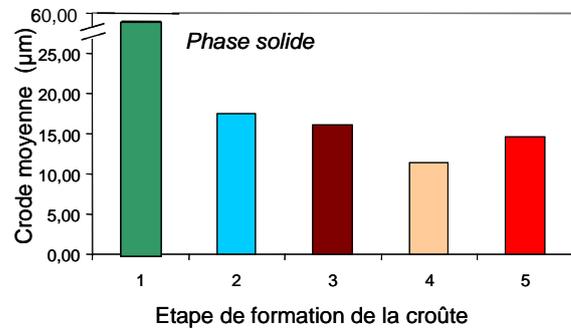
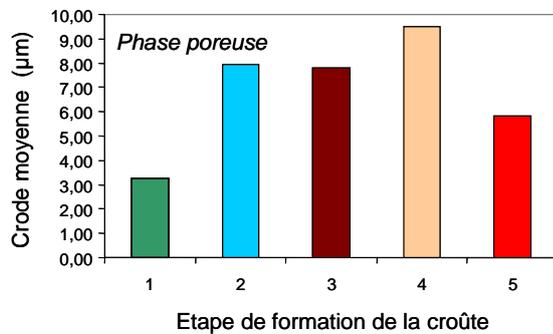
Nous avons identifié 5 étapes dans la formation de la croûte (images ci-dessous).



Les résultats obtenus en conductivité hydrodynamique (figure ci-dessous, à gauche), montrent que la conductivité augmente de l'état initial à l'état 2 puis qu'elle diminue ensuite régulièrement. L'analyse qualitative de la macrostructure permet d'expliquer en partie les résultats : l'augmentation de la conductivité entre l'état initial et l'état 2 est à mettre en relation avec l'ouverture de fissures. Le seuil de percolation de la croûte (ci-dessous, à droite), déterminé en porosimétrie à mercure, se corrèle très correctement avec l'évolution de la conductivité hydrodynamique dans les dernières étapes du développement de la croûte.



Une analyse morphologique de l'évolution de la microstructure (distribution de taille de corde sur les phases solide et poreuse à partir d'images en microscopie électronique, voir les valeurs moyennes ci-dessous) montre que, à l'échelle texturale, la microporosité augmente sensiblement entre l'état initial et l'état 2, probablement sous l'effet du lessivage des particules. Ce lessivage se poursuit jusqu'à l'état 4. Entre l'état 4 et l'état 5, la taille moyenne des objets solides augmente de nouveau, sous l'effet du « washing-in » de particules fines ou du compactage des particules de surface sous l'impact des gouttes de pluie. Ces résultats sont en désaccord avec de nombreux travaux antérieurs (McIntyre, 1958 ; Bresson & Boiffin, 1990, par exemple) sur lesquels se fondent les modèles classiques d'évolution des croûtes structurales (Mualem & Assouline, 1989 ; Roth, 1997).



Post-doc O. Malam Issa
(Malam Issa et al., 2004 ; Cousin et al., 2005)

III.3. Quelques points de discussion concernant l'analyse de la variabilité temporelle

Au cours des travaux sur la variabilité temporelle de la structure et des propriétés des sols, que je viens de présenter, j'ai été confrontée à deux questions, qui rendent particulièrement délicate l'interprétation des résultats :

- Pour étudier la variabilité du même échantillon de sol (si l'on est au laboratoire) ou du même lieu de mesure (si l'on est au champ), il est *a priori* nécessaire de disposer de **moyens de caractérisation non destructifs**. En effet, l'hétérogénéité du milieu naturel est telle que des microvariations temporelles de la structure pourraient être masquées par des microvariations spatiales, ce dont nous discuterons au chapitre suivant. Cette contrainte devrait exclure d'emblée l'emploi de méthodes destructives et/ou intrusives. Nous avons vu ici que cette contrainte est contournée dès lors que l'on étudie non pas la variabilité temporelle due à un changement de climat, mais la variabilité due à un changement de contrainte anthropique. Dans ce cas, les états « avant contrainte anthropique » et « après contrainte anthropique » peuvent être disponibles au même moment, au champ par exemple. Lors d'étude concernant l'évolution sous l'effet du climat, la question est plus délicate et seuls des protocoles avec de nombreuses répétitions de mesures permettent de s'affranchir de la variabilité du milieu naturel. C'est le cas des travaux que j'ai présentés sur l'évolution microstructurale d'une croûte de battance.
- Quelle que soit l'origine de la variabilité temporelle - et c'est donc également vrai pour les facteurs climatiques - il est prudent de **choisir un pas de temps cohérent avec l'évolution supposée de la structure ou des propriétés**. Même s'il est désormais couramment admis qu'il existe une relation entre échelle d'espace et échelle de temps - c'est le concept de « *characteristic velocity* » introduit par Blösch & Sivapalan (1995) pour décrire la gamme spatiale et temporelle des processus hydrologiques-, il serait d'autant plus hasardeux de fonder l'échantillonnage temporel sur la taille du système étudié, que la loi précitée présente des exceptions nombreuses dans le domaine des sols (Figure 12). Ce point concernant la résolution de l'échantillonnage me semble encore plus délicat à traiter dans le domaine temporel que dans le domaine spatial. En effet, dans le cadre spatial, un échantillonnage raisonné s'appuie sur la structure hiérarchique organisée présentée dans le chapitre introductif et l'on s'attache à choisir le holon le plus pertinent pour l'étude entreprise. Dans le cas d'un échantillonnage temporel, la résolution choisie est malheureusement souvent guidée par des considérations logistiques ou techniques (Wagenet, 1998) : une expérimentation éloignée mais instrumentée de façon classique est souvent visitée de façon hebdomadaire, selon une logique culturelle imposée par la très anthropocentrique notion de « semaine » ; a contrario, le développement de centrales d'acquisition interrogeables à distance permet, par exemple, le suivi en temps réel de la teneur en eau du sol à une résolution parfois inférieure à la seconde.

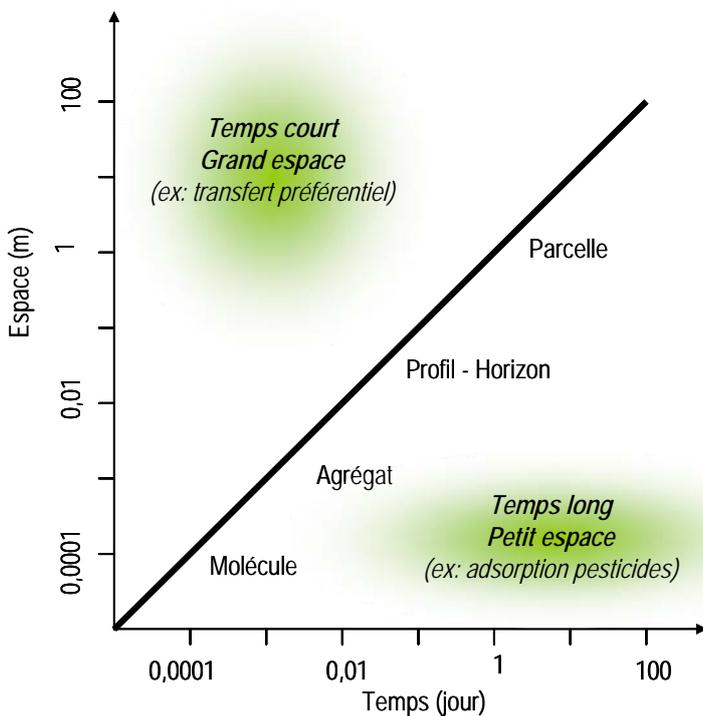


Figure 12 : Echelles de temps et échelles d'espace : notion de vitesse caractéristique.

Initialement illustré pour les processus géologiques et hydrologiques (Blösch & Sivapalan, 1995), la relation implicite entre échelle de temps et échelle d'espace prend son sens également pour l'étude des sols. Des processus dans les sols échappent néanmoins à cette « loi » et demandent des précautions particulières d'échantillonnage. Par exemple, la sorption/désorption des pesticides est un phénomène très local mais très long, qu'il conviendrait de placer au dessous de la diagonale. A l'inverse, le transfert d'eau dans les macropores, qui peut modifier fondamentalement le fonctionnement hydrodynamique à l'échelle parcellaire, est, par définition, très rapide et devient actif sur des périodes très courtes de l'ordre de la minute. (d'après Wagenet, 1998).

Cette démarche du « qui peut le plus peut le moins » trouve sa justification dans l'analyse de séries temporelles, à l'aide de transformées de Fourier ou d'ondelettes par exemple, mais ce type de traitement de données est rarement mis en œuvre dans notre communauté (voir Lark & Webster, 2004, pour un exemple sur les sols). A l'instar de travaux sur le Volume Élémentaire Représentatif, on pourrait ainsi imaginer des protocoles qui permettrait d'identifier le **Temps Élémentaire Représentatif**. Mais à défaut d'une démonstration rigoureuse sur le choix d'un pas de temps optimum, le bon sens peut aider au choix de la fréquence d'échantillonnage : par exemple, l'alternance jour/nuit génère des variations significatives de la température, notamment celle du sol, qu'il est prudent de prendre en compte dans le cadre d'études sur les propriétés hydriques ; en milieu tempéré et dans le contexte agronomique qui nous intéresse, la périodicité des travaux agricoles suggère des moments privilégiés d'analyse de la structure des sols au cours de la saison culturale.

- Nous avons indiqué à plusieurs reprises, au cours de ce document, que la structure du sol évolue sous l'effet de contraintes ou facteurs externes – climatiques, anthropiques et biologiques - mais également, dans le cas des transferts d'eau, **sous l'effet de la circulation de l'eau elle-même**. J'ai discuté ce point dans l'étude mentionnée ici sur les croûtes de battance mais je n'ai jamais analysé l'effet de la circulation de l'eau « à l'intérieur » du sol sur la structure. Cette question est d'ailleurs rarement abordée dans la littérature : si l'on dispose, par exemple, d'une courbe $K(h)$ pour décrire la conductivité hydrodynamique d'un sol, on l'applique telle quelle tant que le sol ne subit pas de contrainte extérieure en considérant implicitement que la modification

entraînée par le passage de l'eau n'est finalement pas significative. Attou (1996) a observé des échantillons de sol en microscopie électronique avant et après une expérience de conductivité hydraulique à saturation. Elle constate un déplacement de certaines particules fines par lessivage. Bien que le système étudié dans ce cas (agrégats artificiels reconstitués) soit probablement hors d'équilibre, la question reste posée pour des sols naturels. Le colmatage de pores par des particules fines, conséquence du lessivage, entraîne une diminution de la conductivité hydraulique à une vitesse qui pourrait être supérieure à la vitesse supposée (cf. figure 8 et Montagne *et al.*, 2006 sur la vitesse de certains processus pédogénétiques). Des travaux, en collaboration avec des pédologues, sur les conséquences de certains phénomènes pédogénétiques à moyen terme sur les propriétés des sols pourraient constituer une piste pour poursuivre la réflexion ébauchée ici. Le simulateur de pluie, disponible à l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans, utilisé en tant qu'accélérateur des processus pédogénétiques sur des maquettes de sol, constituerait alors un outil expérimental de choix.

- Enfin, les facteurs ou contraintes qui modifient la structure du sol se présentent souvent sous forme de **cycles** : les cycles d'humectation/dessiccation suite aux événements pluvieux, les cycles de gel/dégel, la succession des travaux culturaux au cours d'une année, par exemple. Sous l'effet de la succession cyclique de ces contraintes ou facteurs, la structure du sol évolue mais, d'un cycle à l'autre, cette évolution ne suit probablement pas systématiquement le même chemin et la structure du sol, au début du cycle suivant, n'est pas revenue à son état antérieur. L'horizon de labour d'un sol cultivé en monoculture constitue un exemple significatif de ce phénomène : lors du passage d'un engin en conditions défavorables, le sol est tassé sous le passage des roues. Ces zones tassées peuvent être fragmentées lors du labour, fissurées sous l'effet de la dessiccation et/ou perforées par l'activité microbiologique. Malgré ces processus qui contribuent à diviser le milieu pour lui faire retrouver un état non compacté, la structure du sol au début de l'année culturale n+1 n'est pas dans le même état que l'année culturale n (voir par exemple Boizard *et al.*, 2002, sur l'effet cumulatif de plusieurs années culturales sur la proportion de zones tassées dans l'horizon de labour). Ce phénomène d'**hystérèse de la structure** a été assez peu étudié et mériterait, à mon sens, que l'on y porte une attention particulière à l'avenir. Le développement de modèles dynamiques de la structure du sol – tel que SISOL, dévolu à la description de l'évolution de la structure sous l'effet du travail du sol (Roger Estrade *et al.*, 2004) - que l'on pourrait coupler à des modèles de transfert d'eau, améliorerait significativement la prévision de la teneur en eau du sol ou de l'estimation de la quantité d'eau qui arrive à la base du sol.

Conclusion

Ce chapitre fait le point des travaux que j'ai menés sur la variabilité temporelle de la structure des sols et de leurs propriétés hydriques en régime insaturé. L'originalité des travaux concernant la fissuration et les croûtes de battance réside dans la **prise en compte explicite du temps**, considéré ici comme une variable à part entière car on n'étudie pas « différents états » de la structure ce que nous avons vu à l'aide des autres exemples présentés ici et qui sont une autre manière d'aborder les effets temporels. L'originalité des travaux sur les croûtes de battance réside également dans **l'analyse conjointe de la structure et des propriétés**. Même si cela ne surprend pas ici le lecteur –puisque c'est le thème de ce document-, cette approche est peu commune ; on cherche en effet plus souvent à décrire, dans un premier temps, l'évolution de la structure, et à prédire dans un second temps, en général par modélisation, l'évolution des propriétés. Ceci suppose néanmoins de disposer de valeurs des propriétés hydrodynamiques pertinentes à chaque état de la structure, ce qui n'est pas toujours le cas. Rappelons ici toutefois ce que nous avons mentionné au chapitre 1 : **une bonne connaissance de la structure doit prévaloir sur une mesure précise des propriétés**.

IV. De l'horizon à la parcelle hétérogène : apport à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des sols

Les chapitres précédents traitent des relations entre les caractéristiques, variables dans le temps, de la structure des horizons hétérogènes et leurs propriétés hydriques. Les travaux présentés permettent d'envisager la modélisation du fonctionnement de ces horizons hétérogènes. C'est pourtant rarement le fonctionnement à cette échelle qui intéresse l'agriculteur, l'aménageur du territoire ou le politique. Les travaux que j'ai menés à l'échelle de l'horizon s'intègrent donc dans un programme plus vaste, qui vise à mieux connaître le fonctionnement de la couverture pédologique sur des surfaces un peu plus grandes. Je me suis limitée, néanmoins, à l'échelle parcellaire, qui présente des spécificités particulières¹. Il s'agit donc, ici, de discuter de **l'extrapolation spatiale des propriétés hydriques des sols**.

La parcelle agricole, unité de décision de l'agriculteur, représente une surface de quelques hectares à quelques centaines d'hectares. La plupart d'entre elles n'est pas constituée d'un seul type de sol mais de plusieurs, et l'on parle alors de **parcelle hétérogène**. La compréhension du fonctionnement hydrodynamique à l'échelle parcellaire a de tout temps intéressé l'agriculteur qui cherche à y optimiser ses apports, notamment ses apports d'eau. Le développement récent, depuis un peu plus d'une décennie, d'une **agriculture dite « de précision »** a donné une impulsion nouvelle aux travaux concernant le fonctionnement parcellaire. En effet, pour que l'agriculteur soit en mesure d'apporter dans sa parcelle « la bonne dose, au bon endroit, au bon moment », selon les préceptes de l'agriculture de précision (Robert, 1999), il est nécessaire qu'il ait une **connaissance approfondie des propriétés ou du fonctionnement de sa parcelle en chaque point**. Le « ou » de la phrase précédente résume à lui seul les deux stratégies que l'on peut mettre en œuvre pour appréhender la variabilité parcellaire, et qui sont identiques à celles que j'ai déjà développées dans l'introduction du chapitre 3 :

- une première approche consiste à partitionner l'espace (la parcelle) *a priori*, sur la base d'une information relative à l'organisation du sol (la « structure », au sens large, i.e. à l'échelle de la parcelle, et à déterminer les propriétés sur chacune des zones homogènes définies. On peut ensuite, si on le souhaite, simuler le fonctionnement hydrodynamique de la parcelle à l'aide d'un modèle spatialisé. Cette démarche est celle que l'on emploie le plus classiquement et s'appuie, dans la plupart des cas, sur la **carte des sols à l'échelle parcellaire**. Le problème réside ici principalement dans l'estimation des propriétés hydriques du milieu, que l'on peut mesurer ou estimer à l'aide de fonctions de pédotransfert (Figure 13.A).
- Même si la carte des sols -et nous y reviendrons plus tard- intègre des informations sur le fonctionnement, ce n'est pas un support d'information sur le fonctionnement, mais sur l'organisation du

¹ La compréhension du fonctionnement pédologique sur des surfaces beaucoup plus intégrées (territoire national voire continent) n'entre actuellement pas dans le champ de mes activités, ainsi que je l'ai indiqué dans l'introduction.

milieu, ce qui est assez proche de la structure. A l'échelle de l'horizon nous avons mis en garde le lecteur sur une possible disparité entre V.E.R. de structure et V.E.R. de fonctionnement. De même, nous suggérons ici qu'une information sur la structure ne soit pas a priori pertinente pour modéliser le fonctionnement. La seconde approche à mettre en œuvre consiste donc à ne pas partitionner *a priori* le milieu sur la base de la carte des sols, mais à effectuer une partition directe de l'espace en **unités de fonctionnement**, que l'on détermine par une succession de variables d'état. L'application d'un modèle de fonctionnement en inverse permet, si on le souhaite, de déterminer une autre variable d'état. C'est l'approche utilisée couramment en télédétection pour déterminer – à une autre échelle d'espace – les propriétés des sols ou des couverts végétaux. Cette seconde approche elle-même peut s'envisager sous deux angles, selon que l'on dispose d'une information exhaustive sur le milieu (image de télédétection ou de géophysique, par exemple) ou d'une information ponctuelle, qu'il faut spatialiser dans un premier temps (Figure 13.B).

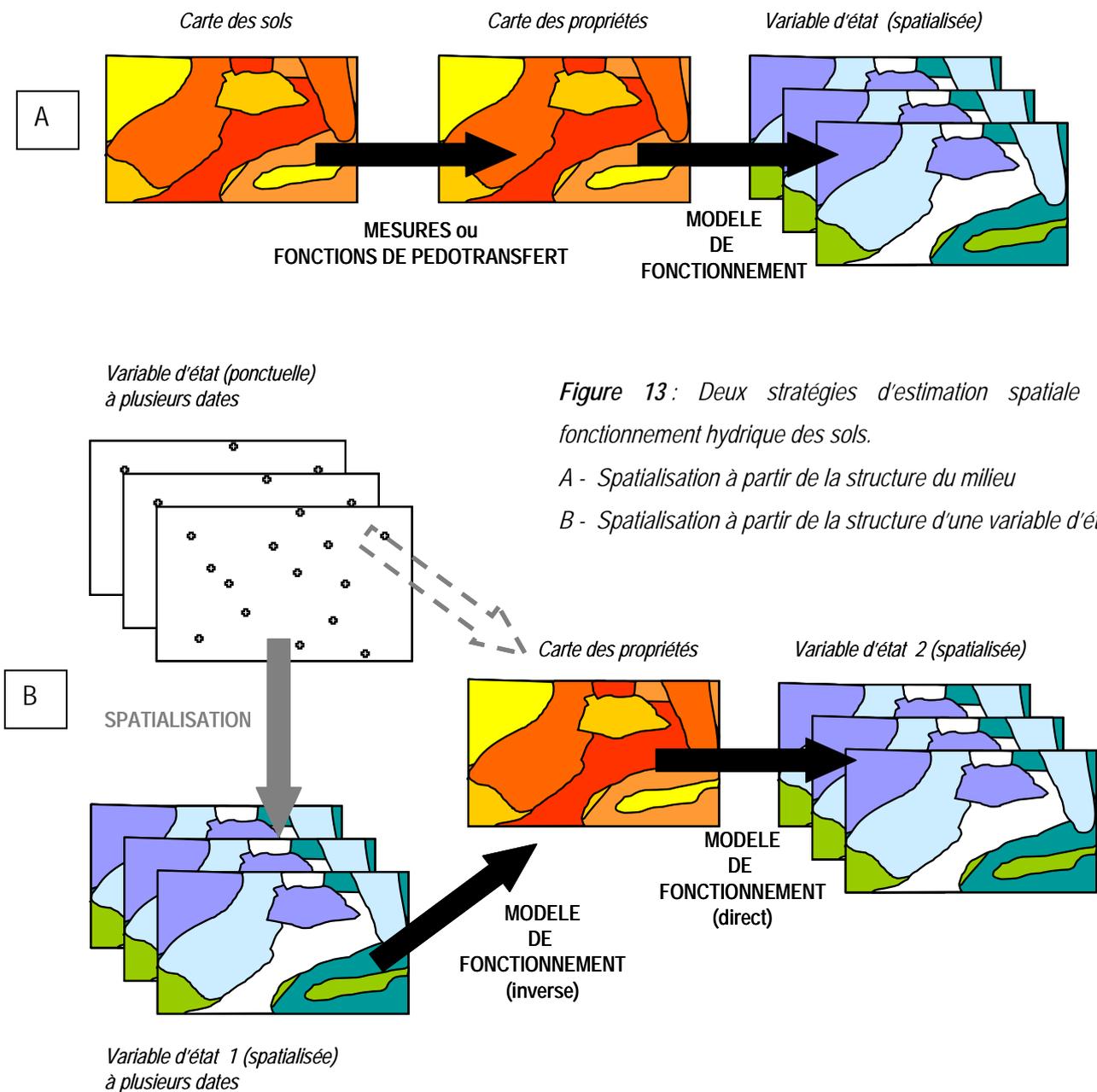


Figure 13: Deux stratégies d'estimation spatiale du fonctionnement hydrique des sols.

A - Spatialisation à partir de la structure du milieu

B - Spatialisation à partir de la structure d'une variable d'état

En résumé, la première approche consiste à déterminer la « structure du milieu » puis, connaissant les propriétés de chaque unité définie, de déterminer son fonctionnement par modélisation. La seconde approche consiste à identifier des zones de fonctionnement par l'observation, à plusieurs dates, d'une variable d'état (dans le cas de travaux sur les propriétés hydriques, la teneur en eau peut être la variable pertinente), à estimer les propriétés par un modèle inverse puis à appliquer un modèle de fonctionnement.

Les deux paragraphes qui suivent présentent les apports et les limites de ces deux approches.

IV.1. Partitionner la parcelle *a priori* sur la base de sa structure¹ : quel apport pour la compréhension du fonctionnement parcellaire ?

IV.1.1. Démarche générale

La démarche repose ici sur l'emploi d'un **modèle spatialisé de fonctionnement des sols** que l'on applique en chaque point de l'espace pour lequel on a déterminé les propriétés hydriques. Dans les milieux que j'ai étudiés, la Beauce principalement, les transferts sont quasi-exclusivement verticaux (on peut négliger le ruissellement et les transferts latéraux sous-jacents). Le fonctionnement spatialisé est donc ici la somme spatiale de fonctionnements 1D verticaux. La difficulté réside donc, non dans le choix ou l'application du modèle de transfert, mais dans sa paramétrisation, c'est-à-dire dans la détermination ou l'estimation, en tout point de l'espace, des propriétés hydriques.

On cherche donc ici à découper le **continuum pédologique** en sous-unités plus homogènes. La méthode est celle du pédologue cartographe qui, sur la base de sondages réalisés en différents points du paysage, construit un modèle conceptuel de répartition des sols (Jamagne, 1993 ; King *et al.*, 1994). Aux échelles très petites (du 1/1.000.000 au 1/250.000), l'information synthétisée sur une carte des sols est de nature essentiellement génétique, basée sur le matériau parental et le climat, ces deux facteurs étant considérés comme prépondérants dans la répartition des sols (King & Saby, 2001). Aux échelles intermédiaires (1/100.000 à 1/20.000), la cartographie est basée sur la notion de « série de sols »², lesquelles sont définies sur la base de 3 critères : l'origine et la nature du matériau parental (élément géologique), le développement du profil (élément pédologique), l'économie en eau (élément hydro-pédologique). Des informations relatives au fonctionnement y sont donc présentes de façon intégrée. Aux grandes échelles, qui sont celles qui nous intéressent ici (1/10.000 à

¹ On entend ici le terme de structure dans son acception la plus large, c'est-à-dire comme l'organisation tridimensionnelle des horizons au sein de la parcelle.

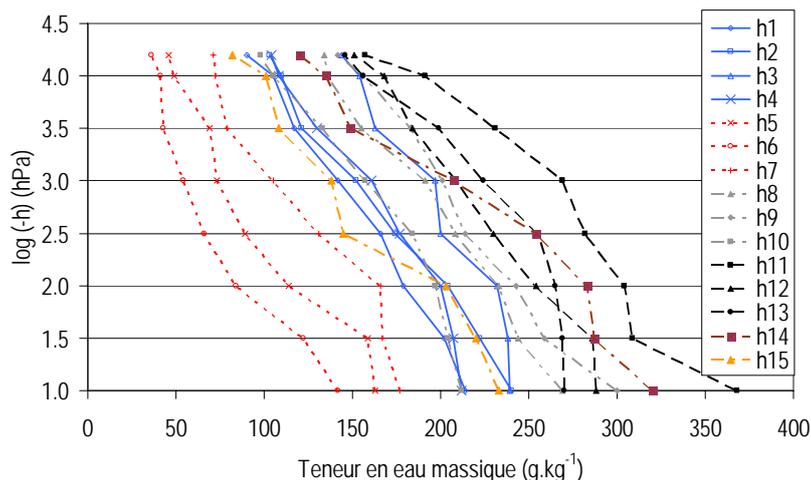
² « Série de sol – font partie d'une même série tous les sols présentant, dans un matériau originel de même nature aux plans de la composition lithologique et de la texture, le même type de profil. Tous présentent donc la même succession d'horizons génétiques et une économie hydrique analogue » (Jamagne, 1983).

Encadré 16

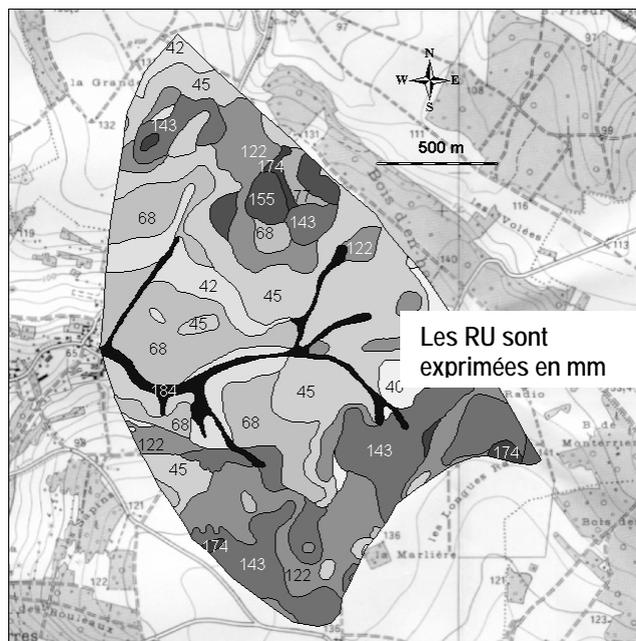
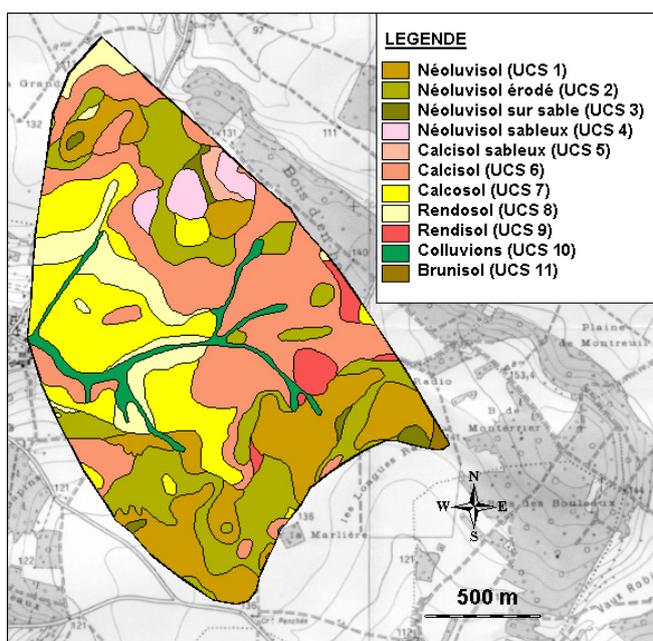
Déterminer la réserve utile d'un petit bassin agricole*

Il s'agit ici d'estimer la capacité de recharge en eau du bassin versant de la source de Brévilles (Montreuil sur Epte, Val d'Oise). La démarche repose sur une prospection pédologique approfondie (270 sondages). L'analyse des sondages a conduit à identifier 15 horizons types (H₁ à H₁₅), en fonction de leur texture et de leurs teneurs en calcaire et en éléments grossiers. Chaque horizon identifié lors de la prospection se rattache à l'un de ces horizons types. On définit alors 22 UTS composées de la superposition des 15 horizons types et 11 UCS, correspondant à des portions de la couverture pédologique composées de plusieurs UTS (cf. tableau, page suivante). Une carte des sols très précise est ainsi réalisée sur la zone (figure en bas à gauche).

Pour un horizon type donné, un horizon dit « horizon de référence » (h₁ à h₁₅) est sélectionné. On détermine expérimentalement sa courbe de rétention en eau (figure ci-contre) et l'on calcule sa réserve en eau (RE) définie comme la différence de teneur en eau aux potentiels -10 kPa et -1500 kPa. Cette réserve en eau est une bonne approximation de la réserve utile dans la mesure où la capacité au champ correspond environ à la teneur en eau à -10 kPa, pour les horizons de référence analysés ici. Il est alors possible de réaliser une carte des RU (figure ci-dessous à droite).



Les UCS 1, 2, 3, 4, 11 (sur les plateaux du nord et du sud de la zone) représentent des sols limoneux développés dans des matériaux d'origine éolienne. Ce sont des sols assez profonds, bien structurés et très filtrants (RU > 120 mm) qui reposent généralement sur des calcaires. Les UCS 5, 6, 7, 8, 9 correspondent à des sols développés dans des matériaux calcaires. Ils sont peu épais, caillouteux, leur RU est plus faible (de 40 à 77 mm).



* Il s'agit ici d'un bassin agricole de petite taille. La démarche est identique pour des travaux à l'échelle parcellaire.

		% BV	Horizon type	Epaisseur (cm)	Da (horizon)
UCS 1 17,7%	UTS 1 Luvisol limoneux épais	6,6	H ₁	30	1,58
			H ₂	56	1,46
			H ₃	18	1,46
	UTS 2 Néoluvisol limono argileux épais lessivé	8,1	H ₂	30	1,36
			H ₂	54	1,46
			H ₃	24	1,46
	UTS 3 Néoluvisol limono argilo sableux moyennement épais	3,0	H ₄	30	1,57
			H ₄	17	1,67
			H ₂	18	1,46
H ₃			9	1,46	
UCS 2 18,8%	UTS 2 Néoluvisol limono argileux épais lessivé	7,9	H ₂	30	1,36
			H ₂	54	1,46
			H ₃	24	1,46
	UTS 4 Néoluvisol tronqué moyennement épais	6,7	H ₂	30	1,36
			H ₂	21	1,46
			H ₃	25	1,46
			H ₁₄	7	1,62
UTS 5 Néoluvisol tronqué peu épais	4,2	H ₂	33	1,36	
		H ₃	19	1,46	
UCS 3 1,2%	UTS 6 Néoluvisol limoneux épais reposant sur sable	0,7	H ₁	14	1,58
			H ₂	48	1,46
			H ₅	30	1,58
			H ₁₄	20	1,62
	UTS 7 Néoluvisol limono sableux sur sable	0,5	H ₄	30	1,57
			H ₄	30	1,67
			H ₅	35	1,58
			H ₁₄	20	1,62
UCS 4 2,6%	UTS 8 Luvisol très sableux épais sur sable	2,2	H ₁	30	1,58
			H ₆	19	1,51
			H ₇	71	1,64
UTS 9 Luvisol sablo argileux épais	0,4	H ₆	25	1,41	
		H ₅	70	1,58	
UCS 5 0,7%	UTS 10 Calcisol sableux peu épais sur calcaire gréseux	0,7	H ₆	33	1,41
			H ₁₄	23	1,62
UCS 6 27,4%	UTS 11 Rendisol argilo limoneux, très peu épais, sur calcaire	5,5	H ₈	33	1,27
	UTS 12 Calcisol limono argileux peu épais sur calcaire	19,0	H ₉	33	1,16
			H ₈	9	1,37
	UTS 13 Calcisol limono argilo sableux peu épais sur calcaire	3,0	H ₁₀	33	1,27
H ₈			12	1,37	
UCS 7 17,5%	UTS 14 Calcosol argilo limoneux peu épais sur calcaire	0,8	H ₁₁	12	1,37
			H ₁₂	24	1,68
	UTS 15 Calcosol limono argileux peu épais sur calcaire	13,0	H ₁₁	29	1,37
			H ₁₂	6	1,68
			H ₁₄	7	1,62
				H ₁₃	28
UTS 16 Calcosol limono argilo sableux peu épais sur calcaire	3,7	H ₁₂	7	1,68	
		H ₁₄	6	1,62	
UCS 8 7,8%	UTS 17 Rendisol argilo limoneux très peu épais, très calcaire, très caillouteux	0,3	H ₁₁	11	1,37
			H ₁₂	15	1,68
	UTS 18 Rendisol limono argileux très peu épais, très calcaire, très caillouteux	5,8	H ₁₁	22	1,37
			H ₁₂	5	1,68
	UTS 19 Rendisol limono argilo sableux très peu épais, très calcaire, très caillouteux	1,7	H ₁₃	23	1,17
H ₁₄			6	1,62	
UCS 9 2,3%	UTS 11 Rendisol argilo limoneux, très peu épais, sur calcaire	0,7	H ₈	33	1,27
	UTS 20 Rendisol limono argileux, très peu épais	1,3	H ₉	39	1,16
UCS 10 3,7%	UTS 21 Rendisol limono argilo sableux, très peu épais	0,3	H ₁₀	31	1,27
UCS 11 0,2%	UTS 22 Colluviosols limoneux épais, généralement calcaire	3,7	H ₁₅	30	1,43
			H ₁₅	72	1,53
UCS 11 0,2%	UTS 2 Néoluvisol limono argileux épais lessivé	0,2	H ₂	30	1,36
			H ₂	54	1,46
			H ₃	24	1,46

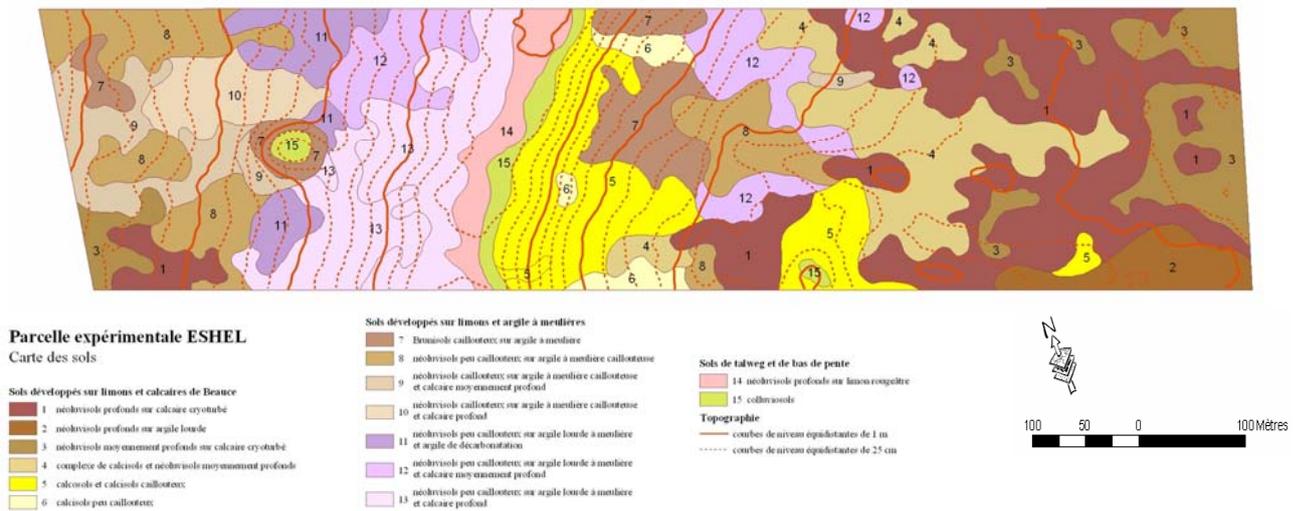
Thèse X. Morvan
(Morvan, 2004 ; Morvan et al., 2004)

Encadré 17

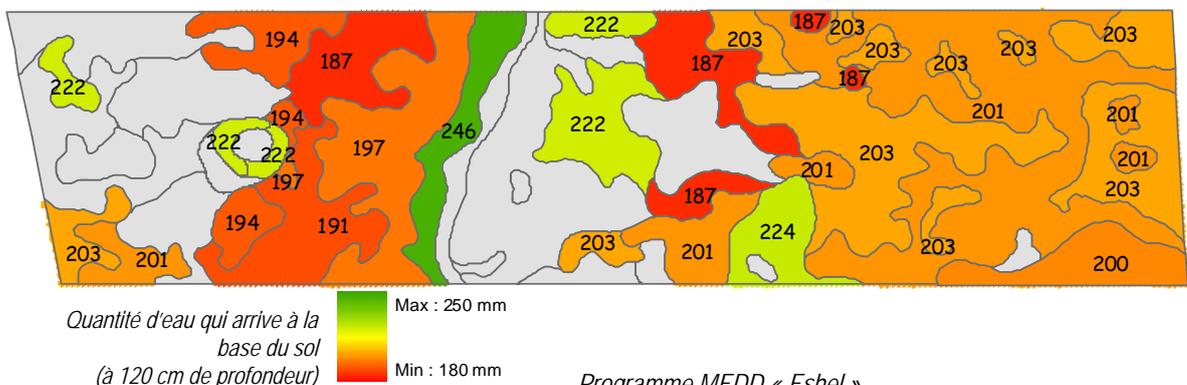
Déterminer la quantité d'eau qui arrive à la base du sol dans une parcelle hétérogène

L'étude présentée ici s'inscrit dans le cadre d'un projet visant à estimer les risques de contamination de la nappe de Beauce par les produits phytosanitaires. La contribution de notre unité de recherche à ce programme a concerné l'estimation de la quantité d'eau qui arrive à la base du sol. Ce travail s'appuie sur la parcelle de Ouarville (Beauce). Malgré sa faible surface (une vingtaine d'hectares), elle est très hétérogène, les sols s'étant développés dans un limon déposé soit directement sur le calcaire, soit sur une couverture d'argile à meulière.

Une carte des sols très précise (ci-dessous) a été réalisée sur la base de 180 sondages et d'une prospection géophysique par MUCEP (Encadré 4).



Des échantillons de sol non perturbés ont été prélevés dans les horizons de 5 fosses pédologiques et l'on a déterminé leurs propriétés hydrodynamiques au laboratoire par la méthode d'évaporation de Wind. Chaque UTS de la carte des sols a été représentée par un profil pédologique synthétique. Le drainage annuel à la base de chaque UTS a été simulé grâce au modèle Hydrus 1D sur la base d'un scénario climatique réel (pluie et évapotranspiration issues de la station de Bricy, en Beauce). La carte ci-dessous présente l'expression cartographique de la quantité d'eau qui arrive annuellement à la base du sol. Certaines unités cartographiques, constituées de sol très caillouteux pour lesquels la détermination expérimentale des propriétés hydrodynamiques par la méthode de Wind n'a pas été possible, ne sont pas renseignées. On constate néanmoins la très grande hétérogénéité de la parcelle, avec un écart de l'ordre de 30 % sur le drainage entre les zones les moins filtrantes (187 mm dans les néoluvisols sur argile – UTS 12) et les plus filtrantes (246 mm pour les néoluvisols profonds sur limon – UTS 14).



1/5.000), la démarche cartographique est assez proche, basée sur la notion de série de sol, et l'analyse structurale (Boulet *et al.*, 1982) conduit même à une représentation tridimensionnelle du continuum pédologique, sur la base de la description de « volumes fonctionnels » (Curmi & Widiatmaka, 1998). On définit, à ces grandes échelles d'investigation, des volumes constitués par la superposition et l'agencement d'horizons aux caractéristiques bien définies : les solums lors des sondages sont conceptualisés, pour les besoins de la représentation cartographique, par des Unités Typologiques de Sol (UTS). Selon l'échelle de représentation choisie, ces UTS sont représentées pures ou en association au sein d'une entité géographiquement délimitée, l'Unité Cartographique de Sol (UCS¹). Pour chaque UTS donnée, on détermine les propriétés hydriques des horizons de référence qui la composent. La définition de ces UCS sert ensuite de support à l'extrapolation spatiale de ces propriétés.

Les deux exemples qui suivent présentent des applications de cette démarche générale.

IV.1.2. Déterminer la réserve utile d'un petit bassin agricole

Schématiquement, les modèles de transfert vers les eaux souterraines ou superficielles prennent en compte les caractéristiques hydriques du sol selon deux modalités (Vauclin, 1990) : d'une part, et cela concerne historiquement les modèles utilisés à des fins prévisionnelles sur de grands territoires, des modèles dits « réservoir » basés sur deux valeurs caractéristiques de la teneur en eau dans les sols, la teneur en eau à la capacité au champ et la teneur en eau au point de flétrissement ; d'autre part, des modèles, qui utilisent une description physique mécaniste des transferts dans les sols. L'encadré 16 présente ici l'utilisation d'un **modèle réservoir** suite à l'estimation, en tout point de l'espace, de la réserve utile. Il ne s'agit pas, à proprement parler, de l'analyse du fonctionnement par modélisation, mais, de façon préliminaire, de l'estimation de la réserve utile. On constate que, au terme d'un travail expérimental assez lourd, au terrain et au laboratoire, la détermination du paramètre d'intérêt pour la modélisation est réalisable. Les valeurs de RU déterminées à partir de mesures de laboratoire sont faibles dans les sols peu épais et caillouteux ; elles sont plus élevées dans les matériaux épais et bien structurés, ce qui est conforme aux observations de terrain et à la connaissance experte du pédologue. **La partition de l'espace sur la base de la carte des sols se révèle donc ici a priori licite, même si, dans le cas de l'étude mentionnée, on ne dispose pas d'éléments de validation.**

¹ « Une Unité Cartographique de Sols est le regroupement d'une ou plusieurs unités typologiques de sols de façon à pouvoir en faire une représentation cartographique à une échelle choisie. Elle constitue donc une unité « sémantique » rassemblant un ensemble de plages cartographiques. Dans tous les cas, une Unité Cartographique est décrite par la délimitation d'une ou plusieurs plages. Une plage cartographique est une surface fermée dont le contenu sémantique est considéré comme homogène à un niveau de probabilité donnée. » (Jamagne., 1993). Voir aussi King, 1984.

IV.1.3. Déterminer la quantité d'eau drainée vers la profondeur dans une parcelle agricole

Ce deuxième exemple (Encadré 17) se fonde sur l'utilisation du **modèle mécaniste** Hydrus 1D qui décrit les transferts d'eau dans les sols à l'aide de l'équation de Richards (Simunek *et al.*, 1998). Il nécessite donc la connaissance de la courbe de rétention en eau (de façon continue et non plus seulement en 2 points comme c'était le cas précédemment) et de la courbe de conductivité en régime insaturé, pour les sols présents sur le territoire d'intérêt. Pour être utilisables dans le modèle, ces courbes doivent être exprimées de façon continue et dérivable sur toute la gamme de teneurs en eau requise par le modèle. Différents modèles mathématiques permettent de paramétrer ces courbes (e.g. Kutilek et Nielsen, 1994) ; ceux que nous avons retenus ici - et qui sont généralement les plus employés - sont ceux de van Genuchten pour la rétention en eau et de Mualem pour la conductivité hydraulique (Mualem, 1976 ; van Genuchten, 1980 ; Vereecken, 1995). Leur utilisation extensive dans la littérature est due à leur souplesse et à leur robustesse. Leur utilisation conjointe permet également de réduire le nombre de paramètres qui les caractérisent.

L'estimation des quantités d'eau arrivant à la base du sol sur l'ensemble de la parcelle hétérogène est obtenue par simulation suite, comme précédemment, à un travail expérimental extrêmement lourd. Cependant, on note l'apport de la **prospection géophysique spatialisée**, qui permet à la fois de préciser plus exactement le contour géographique des UCS (cf. encadré 4 du chapitre 1), et de tenir compte, indirectement, du fonctionnement hydrodynamique de la parcelle lors de la réalisation de la carte des sols, puisque le signal de résistivité électrique est sensible non seulement à la nature du terrain prospecté mais également à sa teneur en eau.

On notera toutefois qu'une prospection pédologique à la tarière et une prospection géophysique ne s'opposent pas mais se complètent. De même qu'une démarche cartographique classique s'appuie sur des informations liées à la topographie du milieu, à la flore, etc..., elle peut désormais intégrer des informations spatialisées sur le fonctionnement. Les quelques méthodes qui suivent – et cette liste n'est pas limitative - se sont développées récemment et aident aux choix de la localisation de sondages ou à leur interprétation: **résistivité électrique spatialisée** (Tabbagh *et al.*, 2000), **prospection magnétique** (Sudduth *et al.*, 2001), **carte de rendement** (Bourenane *et al.*, 2003 ; Bourenane *et al.*, 2004 ; Grenzdörffer & Gerbers, 2001), **images de télédétection sur l'état des cultures** (Delécolle *et al.*, 1992 ; Guérif & Duke, 2000) etc...

IV.1.4. Les limites de la démarche

Les unités de sol aussi sont hétérogènes ...

Nous avons discuté, au premier chapitre de ce document, de l'hétérogénéité des horizons de sol. Nous avons précisé plus haut, dans ce paragraphe, que, même définies à l'échelle parcellaire, les unités de sol pouvaient être hétérogènes et qu'une UCS était souvent constituée de plusieurs UTS. Il en résulte que les estimations par modélisation – qu'elles concernent l'estimation d'une propriété ou la résultante du fonctionnement hydrodynamique - effectuées sur la base d'une partition de l'espace par la carte des sols, sont forcément

entachées d'erreurs. Les UTS ne sont en effet pas des images d'un « vrai » sol, mais souvent la synthèse conceptuelle de différentes observations de terrain. Tant que l'on se cantonne à des terrains sur lesquels – comme c'est le cas ici- les transferts latéraux peuvent être négligés, il n'est pas nécessaire de connaître la réelle organisation spatiale des propriétés des sols au sein d'une UTS. Il n'en reste pas moins qu'il faut au moins être capable d'estimer de façon synthétique la variabilité du milieu. Le développement actuel de capteurs non destructifs et aisément transportables au champ permet d'appréhender cette variabilité plus ou moins locale : la prospection géophysique par panneau électrique que nous avons présentée au chapitre 1 (encadré 1) a permis de mettre en évidence, dans l'horizon de surface, des hétérogénéités de densité apparente du milieu, délicates à percevoir lors d'une prospection à la tarière, mais qui génèrent des différences de comportement significatives (Coutadeur *et al.*, 2002). La résistivité électrique permet également d'avoir accès à la variabilité des horizons plus profonds (cf. encadré 3 au chapitre 1) et à la conséquence de cette variabilité sur l'estimation du fonctionnement : l'encadré 18 présente le calcul de la quantité d'eau qui arrive à la base du sol selon que l'on tient compte ou pas de la variabilité locale du milieu. Relativement négligeable dans l'exemple présenté, cette variabilité peut ne plus l'être dès lors que l'on cherche à déterminer la fuite de produits phytosanitaires. Grâce aux outils géophysiques disponibles, une véritable **cartographie tridimensionnelle des propriétés hydriques** est désormais envisageable. Nous en exploiterons pleinement la potentialité à l'aide de modèles de fonctionnement bi- ou tridimensionnels.

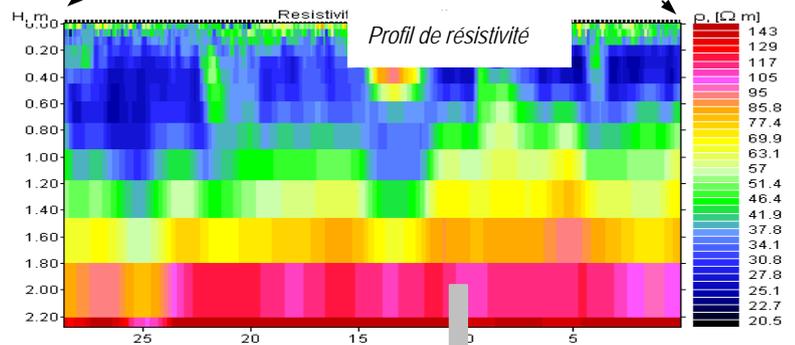
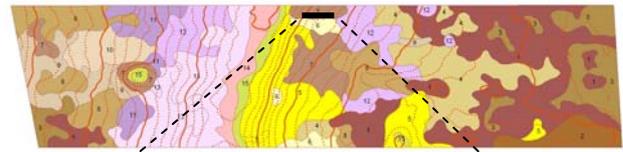
L'hétérogénéité des unités de sol pose également un problème de sémiologie graphique bien connu des cartographes. Sur les cartes classiques où les UCS sont représentées de façon choroplète, celles-ci sont des contours fermés de contenu apparemment homogène, cette homogénéité de représentation contenant en réalité une hétérogénéité intrinsèque permise par le concept même des UTS et des UCS. Si, sur la base de cette carte des sols, on génère – comme je l'ai présenté tout au long de ce paragraphe – une carte des propriétés, celle-ci sera bien sûr également choroplète. Outre que des problèmes de convergence aux limites des unités peuvent surgir lors de la simulation numérique des transferts, cette représentation semble éloignée de la réalité, et même en contradiction apparente avec la notion de « continuum pédologique ». Au-delà de la représentation graphique, il est possible, dans les bases de données qui sont associées aux modélisations spatiales, de représenter les propriétés hydriques des sols avec une variabilité propre – qui peut être estimée, par exemple, par la **variance des mesures expérimentales**- et non par une courbe unique. C'est la démarche que nous avons employée dans les travaux présentés à l'encadré 11 du chapitre 2 (Vogel *et al.*, 2006). Les travaux numériques sur les effets de la structure sur les propriétés se prêtent particulièrement bien à une approche de ce type (voir par exemple, Samouëlian *et al.*, 2007). La prise en compte de cette hétérogénéité locale lors de l'extrapolation spatiale s'oppose conceptuellement aux techniques de scaling, basée sur la théorie du milieu similaire (*similar media scaling*), introduite par Miller & Miller (1956) et qui connaît encore aujourd'hui de nombreuses applications (Bertuzzi & Bruckler, 1996 ; Zavattaro *et al.*, 1999, par exemple); la démarche de Miller & Miller consiste à faire l'hypothèse qu'un **facteur d'échelle unique** (« *scaling factor* ») décrit la relation entre les propriétés à une échelle (par exemple la conductivité à l'échelle de l'horizon) et les mêmes propriétés à une autre

Encadré 18

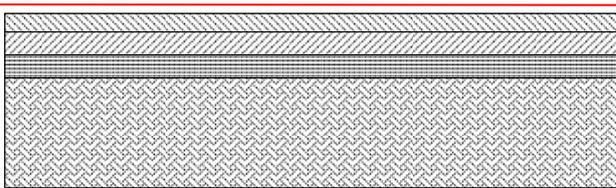
Variation locale du drainage dans une unité de sol

Il s'agit ici de discuter de la variabilité locale de la quantité d'eau drainée, à l'intérieur d'une unité de sol. Le site d'étude est la parcelle de Ouarville en Beauce (voir encadrés 4 et 17). La variabilité locale est déterminée à partir d'une prospection géophysique par panneau électrique sur une trentaine de mètres, à une résolution de 10 cm. Cette prospection, complétée par une prospection à la tarière, met en évidence que la succession des horizons, de même que leur épaisseur, varie à très courte distance (ce que nous avons déjà vu dans l'encadré 3, qui montrait la profondeur d'apparition du toit calcaire à l'aide d'une prospection par résistivité électrique 3D). La quantité d'eau qui arrive à la base du sol est calculée par l'application du modèle HYDRUS 1D à différentes positions le long du transect, selon les deux scénarii présentés ci-dessous :

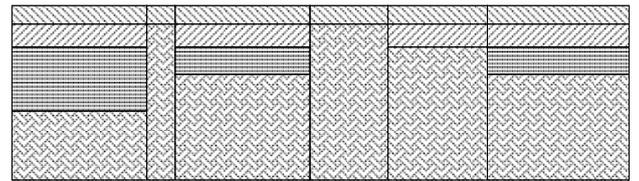
Carte des sols



Extension
latérale
(30 m)

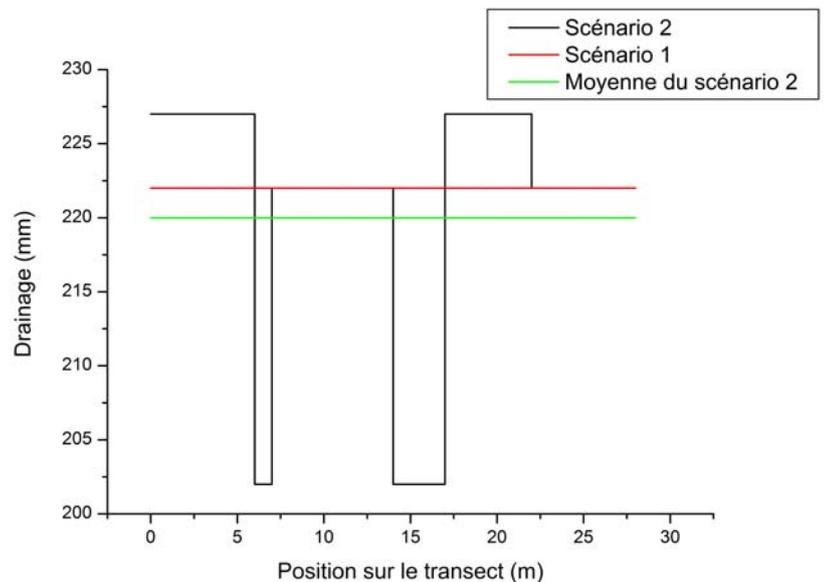


Scénario 1 : l'unité de sol est homogène et un transect de 30 m peut être représenté par un seul d'horizon (schéma ci-dessus : chaque figuré correspond à un horizon type).



Scénario 2 : l'unité de sol est hétérogène et une transect de 30 m peut être représenté par une succession latérale d'horizons types, sur la base des données de résistivité.

Les quantités d'eau qui arrivent à la base du sol (120 cm) sont présentées sur la figure ci-contre. En moyenne, la quantité d'eau calculée en tenant compte des hétérogénéités (220 mm, courbe verte) diffère peu de celle déterminée sur un profil moyen (222 mm, courbe rouge, scénario 1). Cependant, localement, les quantités d'eau sont très variables et diffèrent de plus de 10 %. Quantitativement, ces différences ne sont pas très élevées. En revanche, si l'on s'intéresse aux fuites éventuelles de produits phytosanitaires vers la nappe, des différences peuvent ne pas être négligeables. Ces données seraient à confirmer par l'utilisation, plus appropriée, du modèle HYDRUS 2D (Simunek *et al.*, 1998).



Programme MEDD « Eshel »
Programme PNRH « Variabilité des propriétés hydriques des sols »
Post-doc A. Bobachev (Université de Moscou)

échelle (par exemple, la conductivité à l'échelle de la parcelle). En conséquence, si l'on connaît ce facteur d'échelle en un point donné de l'espace, et si l'on connaît, en plusieurs points de l'espace la propriété à l'échelle de l'horizon, on peut calculer en tout point de l'espace la propriété à l'échelle de la parcelle. A la suite de Oliveira *et al.* (2006), qui ont récemment démontré que cette approche conduisait à une nette simplification de la réalité, il me semble que cette démarche, employée avec succès en géologie et en hydrogéologie, ne peut s'appliquer telle quelle aux sols : d'une part, elle ne tient pas compte des effets d'échelle de mesure ou de méthode (que nous avons évoqués en introduction) ; d'autre part, la variabilité pédologique au sein d'une parcelle peut découler de processus pédogénétiques différents (des sols de pente et des sols de plateau, par exemple, ne se forment pas dans les mêmes conditions et avec les mêmes cinétiques), ce qui ne plaide pas en faveur d'une valeur unique du scaling factor à l'échelle parcellaire.

Cartographier... les sols ? ou leurs propriétés ?

Le support sur lequel s'appuie la démarche présentée ici est une carte des sols, expression de la variabilité du milieu mise en forme par le pédologue. Il n'existe donc pas « une » carte mais « des » cartes possibles, selon les objectifs que l'on fixe à l'expression cartographique. Initialement plutôt fondées sur la compréhension des phénomènes pédogénétiques, les cartes peuvent désormais intégrer des informations dynamiques concernant le fonctionnement de la couverture pédologique, ce qu'exprime la notion de « pédopaysages » fréquemment mise en œuvre dans les travaux aux échelles intermédiaires. Aux côtés des notions d'UTS et d'UCS, le pédologue décrit donc parfois également des UFS : Unité de Fonctionnement de Sols, « *fragment d'unité de paysage ou de modèle dont on connaît l'organisation et dont on perçoit la dynamique de fonctionnement* » (Jamagne, 1993). On comprend d'emblée l'intérêt de cette information spatialisée pour modéliser le fonctionnement.

A côté de cette démarche, des auteurs ont proposé de créer des systèmes de classification des sols spécifiquement dédiés à la description des flux au sein de la couverture pédologique. Quisenberry *et al.* (1993), par exemple, proposent un système non pas basé sur des critères pédogénétiques mais sur des critères de fonctionnement. Les auteurs, qui reconnaissent l'importance de la structure des sols dans son fonctionnement, espèrent ainsi générer une information non explicite sur le fonctionnement mais pertinente pour sa modélisation. Nous reviendrons sur ce point dans le dernier chapitre de ce mémoire.

Que faire quand on ne peut réaliser les mesures ?

Les résultats présentés dans ce paragraphe résultent d'un investissement expérimental très lourd et très coûteux pour la détermination des propriétés hydriques des sols. Dans la plupart des cas, les propriétés hydriques peuvent être **estimées**, à l'aide de classes ou de fonctions de pédotransfert définies à partir de données plus aisément accessibles ou moins coûteuses – granulométrie, teneur en matière organique ou en

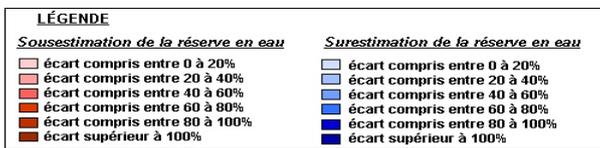
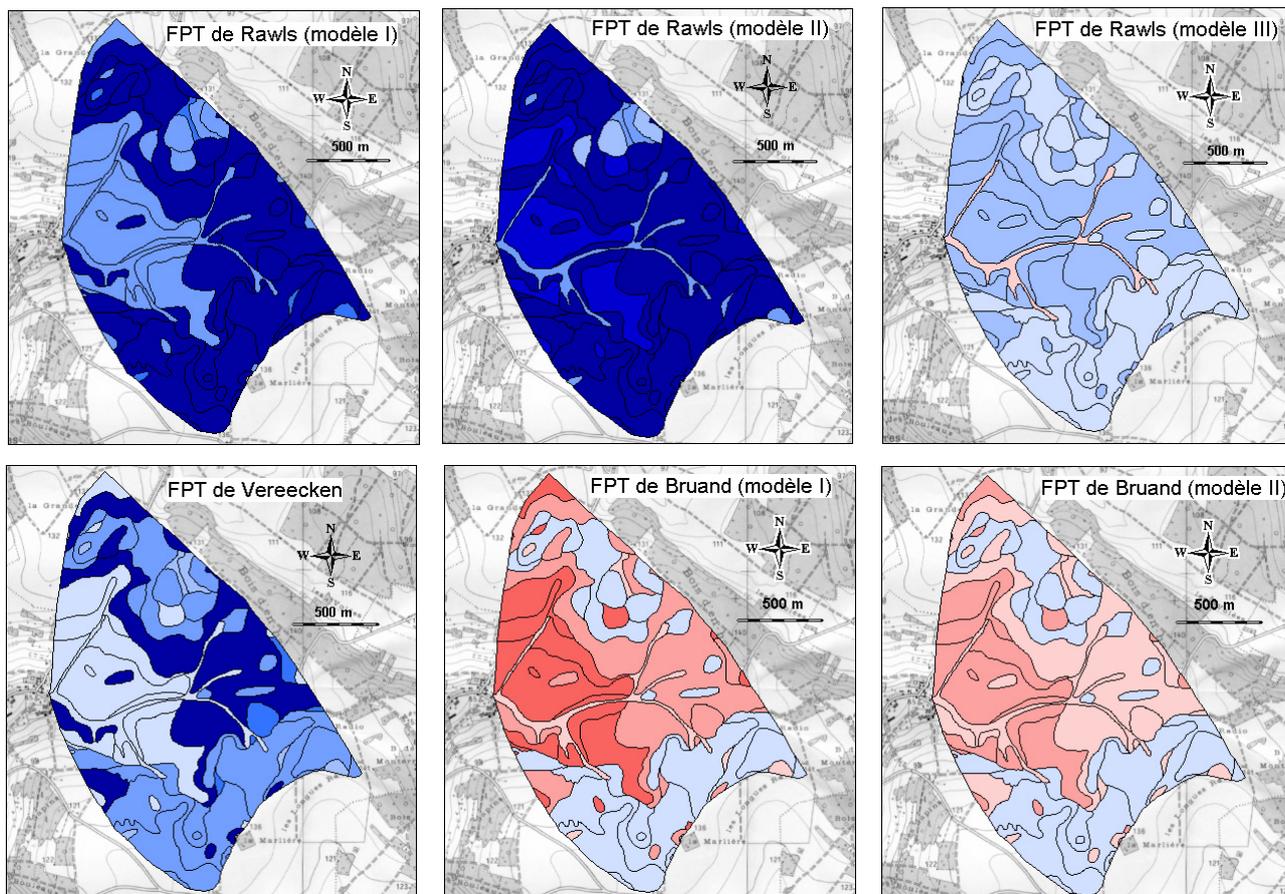
Encadré 19

Utilisation de fonctions de pédotransfert pour l'estimation spatialisée de la réserve utile d'un petit bassin versant agricole

Les résultats présentés ici ont été obtenus sur le site présenté dans l'encadré 16. Il s'agit ici de comparer la réserve en eau déterminée expérimentalement (voir figure de l'encadré 16) avec celle déterminée par des fonctions de pédotransfert. Trois types de fonctions sont testés ici :

- **FPT de Rawls *et al.* (1985)** : pour chaque valeur de potentiel étudié, les FPT sont des relations linéaires qui tiennent compte de la teneur en sable, teneur en limon, teneur en argile, teneur en matière organique, densité apparente (modèle I). Un modèle plus élaboré tient également compte de la teneur en eau à -33 kPa (modèle II). Un troisième modèle (III) prend de plus en compte la teneur en eau à -1500 kPa. Les modèles II et III améliorent généralement les estimations mais les valeurs de teneurs en eau à -33 kPa et -1500 kPa ne peuvent être considérées comme aisément accessibles. Elles sont cependant utilisées fréquemment dans la littérature.
- **FPT de Vereecken *et al.* (1989)** : ces fonctions estiment, sur la base de relations linéaires de caractéristiques granulométriques du sol, les paramètres de la courbe de Van Genuchten décrivant la relation entre la teneur en eau et le potentiel. Elles sont très largement utilisées dans la littérature.
- **FPT de Bruand *et al.* (2003)** : elles permettent d'estimer la teneur en eau à 7 valeurs de potentiel en fonction de l'appartenance des sols à une classe de texture donnée (modèle I) ou à une classe combinant texture et densité apparente. Ces FPT ne sont pas des fonctions de pédotransfert *s.s.* (elles ne sont pas établies sur la base de relations mathématiques) mais plutôt des classes de pédotransfert.

Les cartes ci-dessous représentent les écarts d'estimation de la réserve utile calculée par ces FTP avec la valeur expérimentale. On constate que les FTP de Rawls et Vereecken sous-estiment la réserve utile. On constate également que l'introduction de valeurs de la teneur en eau à certains potentiels dans les FPT de Rawls améliorent significativement l'estimation. Enfin, les FPT de Bruand fournissent les estimations les plus proches des résultats expérimentaux (quoique légèrement supérieures), bien que ces estimations ne soient pas optimales pour les sols caillouteux. **La qualité de ces FPT met en évidence i) l'importance d'une stratification géographique sur la base du matériau parental (Bastet, 1999) et ii) l'importance de la prise en compte, de façon indirecte par la masse volumique, d'un indice caractéristique de la structure.**



Thèse X. Morvan
(Morvan, 2004 ; Morvan *et al.*, 2004)

calcaires, densité apparente -. Le concept de **fonction de pédotransfert** (FPT), introduit par Bouma & VanLanen (1987), a donné lieu à des développements nombreux et certaines FPT, très populaires même au plan international, sont largement employées dans notre communauté (voir par exemple les FPT de Ahuja *et al.*, 1984 ; Cosby *et al.*, 1984, Rawls & Brakensiek, 1985 ; Vereecken *et al.*, 1989). Il convient cependant d'employer ces fonctions avec discernement, afin de ne pas les appliquer hors de leur domaine de validité : elles ne peuvent en effet être à la fois justes et précises, mises au point dans un contexte agropédoclimatique donné et employées dans un autre, définies sur de larges espaces et applicables dans de petits domaines. Bastet *et al.* (1999) et Bruand *et al.* (2003, 2004) ont démontré qu'une **stratification préalable de l'espace** sur des critères pédogénétiques, notamment le matériau parental, et l'emploi de fonctions différentes selon cette stratification, améliorerait significativement l'estimation des propriétés des sols par les FPT. L'encadré 19 présente un exemple d'application de différentes FPT sur le secteur du BV des Brévilles présenté plus haut. On montre ici que la prise en compte de la masse volumique de l'horizon, qui décrit indirectement la structure du sol, améliore significativement l'estimation spatiale des propriétés des sols.

Le problème de la validation...

Dans tous les exemples présentés ici, l'estimation du fonctionnement des sols par le calcul de la quantité d'eau qui arrive à la base du sol, résulte de la simple application d'un modèle de fonctionnement. Il manque à ces travaux des éléments de validation, qui permettraient, soit de justifier les résultats, soit de mettre en évidence les carences du modèle employé. Dans les cas présentés ici, celui-ci reste assez simple et ne tient pas compte, par exemple d'éventuels flux préférentiels. A l'échelle de la parcelle, cette question de la validation se poserait d'autant plus dans des contextes où les flux latéraux de surface et de subsurface ne pourraient être négligés.

IV.2. Partitionner le fonctionnement d'une parcelle agricole sur la base du suivi temporel d'une variable d'état

IV.2.1. Principe de la démarche et exemple

Dans le paragraphe précédent, nous avons présenté une démarche – et ses limites- qui permet de décrire le fonctionnement du sol par modélisation à partir d'une information structurée sur l'organisation des sols dont on dérive une information sur les propriétés. La démarche proposée ici repose sur une idée différente : on ne partitionne pas *a priori* le milieu, mais on décrit directement son fonctionnement spatialisé. En réalité, le fonctionnement étant dynamique, on tente de partitionner l'espace à partir **d'observations successives d'une (ou plusieurs) variable(s) d'état qui décrivent le fonctionnement**. Par exemple, à partir d'un suivi temporel de la teneur en eau du sol, on imagine, à l'aide d'une modélisation inverse, déterminer les propriétés hydriques au point de mesure. Cette démarche est très classique dès lors qu'il s'agit d'estimer les propriétés en un point de l'espace (voir par exemple Jhorar *et al.*, 2004). Pour une estimation spatialisée, la démarche est identique

(mesurer une variable d'état à plusieurs dates et déterminer les propriétés par modélisation inverse) mais la question est plus délicate et moins rarement traitée (voir par exemple, Ritter *et al.*, 2003). Elle peut être traitée par deux approches selon le support de la variable d'état : soit on a accès à une **connaissance ponctuelle** de cette variable d'état ; l'extrapolation spatiale de cette information est obtenue ensuite à l'aide de traitements statistiques et géostatistiques appropriés (voir par exemple Bourennane *et al.*, 2005). Soit on a accès à une **information continue et directement spatialisée** de la variable d'état. Dans les 2 cas, que l'information de base soit ponctuelle ou continue, il est nécessaire, bien sûr, d'en disposer à plusieurs dates.

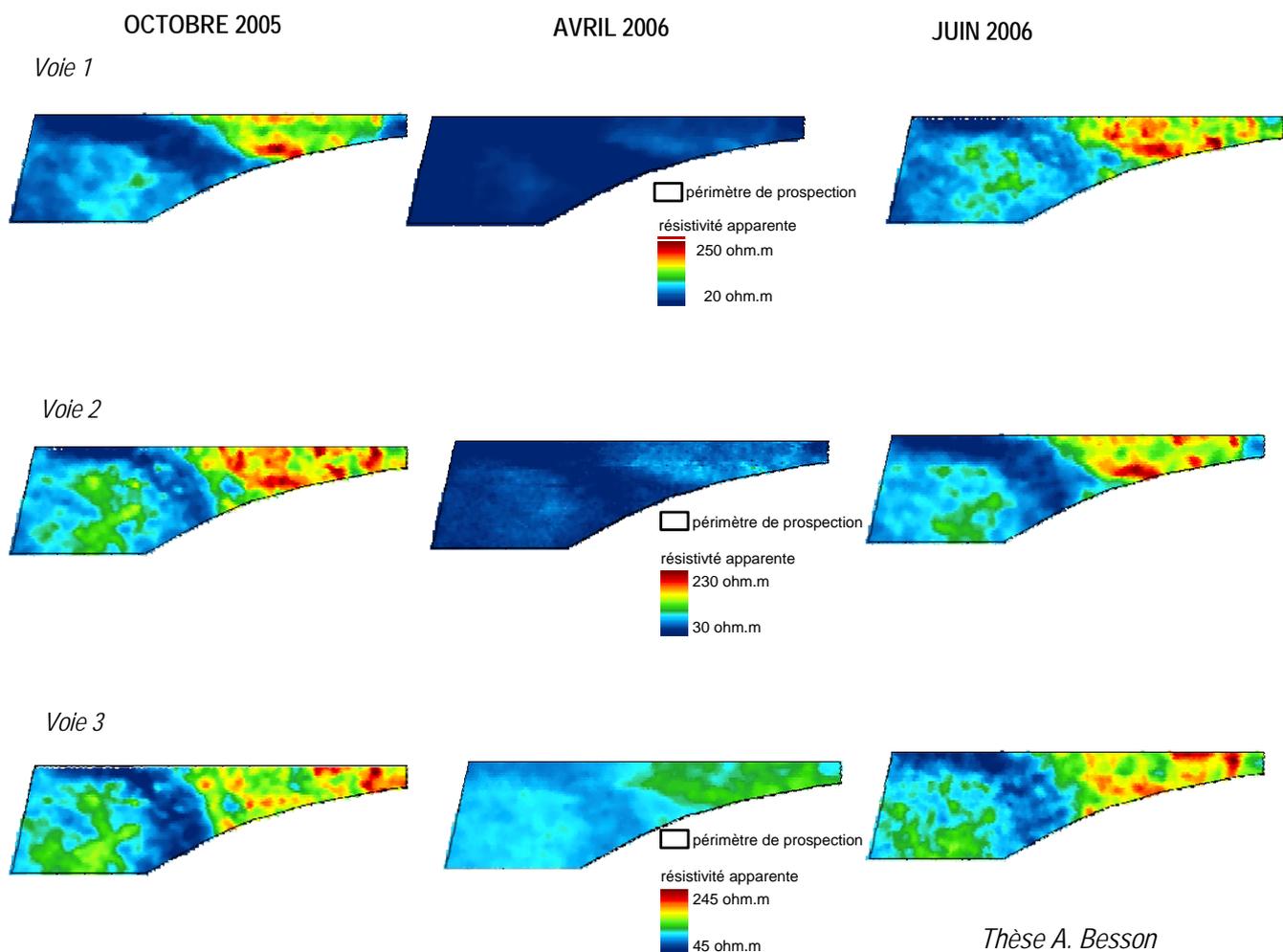
Mes travaux n'ont pas, jusqu'à présent, utilisé les méthodes géostatistiques pour extrapoler spatialement des informations ponctuelles et je n'entrerai pas plus avant dans ce sujet. Précisons que la mesure ponctuelle des variables d'état d'intérêt - teneur en eau et/ou température pour l'estimation des propriétés hydriques- ne pose pas, en principe, de problème expérimental spécifique. La mesure étant très ponctuelle, on peut envisager, pour un suivi dans le temps, de prélever des échantillons de petite taille, très proches les uns des autres, et de faire l'hypothèse (malgré la mise en garde que j'ai exposée au chapitre précédent !) que la variabilité temporelle de la teneur en eau entre ces 2 échantillons proches mais successifs est supérieure à leur variabilité spatiale à un instant donné. Ajoutons également que les techniques géostatistiques conduisent souvent à la représentation spatiale d'une variable continue et les cartes qui en résultent ne sont plus choroplètes mais expriment la continuité des processus. Reste à savoir si ce mode de représentation continu et non en classe est utilisable de façon simple dans des modèles de fonctionnement. Les temps de calcul en seront probablement très fortement augmentés.

La deuxième approche – mesurer de façon continue et spatialisée une variable d'état – est plus délicate. En effet, l'emploi d'une méthode non destructive prend ici tout son sens. Il n'existe malheureusement pas de capteur non destructif permettant la mesure, en tout point de l'espace, de la teneur en eau et/ou de la température du sol. Nous avons donc recours à des capteurs dont la réponse est fonction de la teneur en eau du milieu, mais qui subissent l'effet d'autres influences. On peut citer de nouveau les exemples de prospection spatialisée présentés au paragraphe précédent : résistivité électrique, prospection magnétique, cartes de rendement, télédétection. L'analyse temporelle des cartes de rendement de plusieurs campagnes successives permet d'obtenir une information indirecte sur le fonctionnement hydrodynamique des sols. De même, des images de télédétection prises à plusieurs dates renseignent sur l'état des cultures et, éventuellement, sur leur carence ou excès d'eau. C'est même cette démarche qui est à l'origine de produits commerciaux qui renseignent l'agriculteur sur des ajustements de fertilisation et d'irrigation en temps réel pour des parcelles en agriculture de précision (produit Farmstar, par exemple). Je me suis intéressée plus particulièrement à la résistivité électrique. En effet, comme je l'ai indiqué au premier chapitre, nous disposons, à l'heure actuelle, du MuCEP, outil de prospection spatialisée qui permet de mesurer la résistivité apparente à 3 pseudo-profondeurs. Nous savons que la résistivité électrique du sol est fonction de **caractéristiques pérennes** (nature du matériau) et de **variables conjoncturelles** (teneur en eau du sol, température, concentration de la solution du sol). Dans le contexte pédoclimatique où nous travaillons, la concentration de la solution du sol est un facteur d'influence de second

Encadré 20

Identification de zones de fonctionnement homogènes à l'aide de la résistivité électrique spatialisée

Une parcelle de Beauce de petite taille (3,2 ha) mais présentant des sols diversifiés (calcsols profonds vs sols caillouteux superficiels) est analysée à plusieurs dates par géophysique (résistivité électrique apparente à 3 pseudo-profondeurs par le MuCEP). Des prélèvements ponctuels permettent de vérifier la profondeur d'apparition des différents horizons de sol ainsi que leur teneur en eau. Une mesure précise de la température à plusieurs profondeurs en plusieurs points de la parcelle est également relevée afin de corriger les mesures électriques des effets de température. Dans ces conditions, la variabilité du signal électrique est principalement due aux différences de teneur en eau à différentes dates. A une date donnée, on peut déterminer des zones homogènes en teneur en eau. La comparaison de ces zones aux différentes dates permet de déterminer des zones homogènes de fonctionnement. Le traitement de ces données est en cours et n'a pas abouti, pour l'instant, à la définition réelle de zones de fonctionnement. Cela dit, l'observation qualitative des cartes de résistivité ci-dessous met clairement en évidence les différences de teneurs en eau à différentes dates, notamment pour les cartes obtenues avec la voie 1 du MuCEP : la résistivité est nettement plus faible en avril, ce qui correspond à une teneur en eau plus élevée à cette date. On constate également qu'une teneur en eau élevée masque presque les différences de terrain.



Thèse A. Besson

ordre que l'on peut négliger en première approximation (Besson *et al.*, 200X). Sachant qu'il existe des lois robustes de correction de l'effet de température (Campbell *et al.*, 1948 ; Keller & Fricknecht, 1966), la résistivité électrique dépend donc essentiellement de la nature des horizons et de leur teneur en eau. En un point donné, la différence de résistivité entre 2 dates nous renseigne donc sur la variation temporelle de la teneur en eau. Il est ainsi théoriquement possible de délimiter des aires surfaciques homogènes du point de vue de leur comportement hydrodynamique¹. L'utilisation en inverse d'un modèle 1D doit conduire à l'estimation des propriétés hydriques en tout point de l'espace prospecté. C'est cette démarche que nous mettons actuellement en œuvre dans le cadre de la thèse d'A. Besson (encadré 20).

IV.2.2. Discussion de quelques limites de cette approche

Mes travaux sur le fonctionnement hydrique spatialisé basé sur l'analyse temporelle d'une variable d'état spatialisée sont récents et je manque probablement de recul pour en discerner ici toutes les limites. Plusieurs points m'apparaissent cependant déjà comme des difficultés qu'il faudra traiter à brève échéance :

Variabilité temporelle des propriétés et modélisation

La détermination des propriétés hydriques spatialisée basée sur l'inversion d'une variable d'état à plusieurs dates repose sur une hypothèse fondamentale, la stabilité dans le temps des propriétés hydriques. Ce postulat, nous l'avons vu au chapitre précédent, est mis en défaut, notamment pour les horizons de surface dont la structure (donc les propriétés) varie de façon significative au cours de l'année culturale, sous les effets du climat et/ou des travaux culturaux. **Une information sur l'évolution de la structure doit rapidement être intégrée au processus d'inversion, selon des modalités à définir.**

Quelle résolution temporelle optimale pour des mesures spatialisées ?

Pour les questions spatiales que nous traitons ici se pose le même problème que pour la variabilité temporelle de la structure et des propriétés présentée au chapitre 3 : **à quelle résolution temporelle doit-on traiter la question ? Quelle est la périodicité optimale des mesures spatialisées ?** Actuellement, nous réalisons des mesures toutes les 6 semaines, afin d'essayer de prendre en compte les dynamiques saisonnières d'évolution de la teneur en eau. Ce choix est cependant guidé en partie par des considérations d'ordre logistique et non uniquement sur la base de critères scientifiques.

Variabilité temporelle et hétérogénéité spatiale : quel processus prédomine ?

Les prospections spatialisées par résistivité électrique que j'ai mentionnées ici et que j'ai qualifiées de « continues » ne sont en réalité pas complètement exhaustives ; les cartes obtenues à l'issue de chaque prospection résultent donc d'une interprétation, de même que les prospections ponctuelles mentionnées au début

¹ Les unités de fonctionnement homogènes ainsi définies ne correspondent pas forcément aux Unités de Fonctionnement des sols présentées au paragraphe précédent.

de ce paragraphe. On dispose donc en réalité d'informations discrètes dans le temps et dans l'espace. Deux stratégies peuvent alors être mises en œuvre : i) spatialiser les informations à une date donnée puis comparer des dates ou ii) traiter en un point donné des informations à plusieurs dates et spatialiser ensuite le résultat. Quelle est, dans le cas qui nous concerne, la meilleure stratégie à mettre en œuvre ? Il me semble que cette question ne peut être résolue *a priori*. La littérature présente d'ailleurs des positions très divergentes sur cette question. Vachaud *et al.* (1984) montrent que la structure spatiale de la teneur en eau du sol ne varie pas dans le temps, ce que les auteurs conceptualisent sous le terme de « **stabilité temporelle** » (*temporal stability*) des propriétés hydriques des sols. Van Pelt & Wierenga (2001) observent également une stabilité temporelle du potentiel de l'eau en zone irriguée, sous réserve que le sol soit totalement saturé au début d'un cycle de dessiccation et que la demande évaporatoire soit spatialement homogène, ce que ne vérifie pas l'étude de Droogers (1997). Par ailleurs, nombre de travaux expérimentaux démontrent que **la variabilité temporelle des propriétés hydriques prédomine sur leur hétérogénéité spatiale** (voir par exemple Starr, 1990 ; Göttlein & Manderscheid, 1998 ; Heddadj & Gascuel-Oudou, 1999 ; Bruckler *et al.*, 2000), malgré la très grande hétérogénéité spatiale des propriétés des sols sur une très faible surface (Corwin *et al.*, 2003). Ce point est particulièrement crucial dans le domaine proche de la saturation : Van Es *et al.* (1999) constatent que la variabilité temporelle de l'infiltrabilité du sol – gouvernée principalement par les pores de grande taille, i.e. la structure du sol – est supérieure à celle de sa variabilité spatiale. Ajoutons que dans ce domaine proche de la saturation, la situation se complique encore pour les sols où le ruissellement redistribue la quantité d'eau qui entre dans le sol, ce qui modifie potentiellement les zones de fonctionnement.

Dans la démarche que j'ai présentée ici, basée sur l'identification spatiale de zones de fonctionnement homogènes, la spatialisation préluide implicitement à la temporalisation. Je pense que cette démarche repose sur un héritage culturel qui place historiquement la variabilité du type de sol au dessus des variabilités d'autre nature (en particulier celle due aux systèmes de culture). Pour l'analyse des propriétés hydriques en conditions assez sèches, ce point de vue se défend. Dès lors que l'on s'intéresse à des processus plus proches de la saturation – pour lesquels la macrostructure joue un rôle fondamental -, la variabilité temporelle devrait probablement être prise en compte avant tout, ce que suggéraient déjà Van Es *et al.* en 1999¹.

¹ « In general, variability among soil types is assumed to be the most important source of variability for soil hydraulic properties, and is therefore usually accounted for in sampling and parameterization efforts. The relative significance of other temporal, spatial, and management-induced sources is not well known, nor are they typically explicitly accounted for in modelling efforts. Knowledge of their significance is nevertheless important for the development of both efficient sampling protocols and proper parameterization scenarios.» (Van Es *et al.*, 1999).

Conclusion

Ce chapitre présente une synthèse de mes activités sur la caractérisation du fonctionnement hydrodynamique des sols à l'échelle parcellaire. J'ai présenté, de façon séparée, deux démarches qui permettent d'aborder cette question. Ces deux démarches ne sont pas opposées et les outils que j'ai mentionnés peuvent être employés en parallèle. Par exemple, on peut imaginer que, lors d'une étude qui se base sur une carte des sols et un modèle de fonctionnement (première démarche), on emploie, ponctuellement, des informations spatialisées issues de la télédétection ou de la géophysique afin de « recalcr » le modèle. Cette démarche d'**assimilation de données** est employée classiquement à l'aide d'images de télédétection dans le cadre de simulation de l'état des cultures (Guérif & Duke, 2000 ; Launay & Guérif, 2005, par exemple).

Bien que je ne l'aie pas mentionné plus haut, ces approches spatiales reposent sur l'emploi d'outils numériques de spatialisation, intégrés dans des systèmes d'information géographique. Je n'ai pas, personnellement, la maîtrise des outils S.I.G. mais ces travaux sont réalisés en collaboration avec des spécialistes de ces outils.

Enfin, les fonctionnements hydrodynamiques que j'ai décrits ici sont essentiellement des processus verticaux, qui peuvent être simulés par des modèles monodimensionnels 1D verticaux. La délimitation de zones de fonctionnement homogènes à partir de prospections géophysiques spatialisées homogènes n'est cependant pas liée à ce mode de fonctionnement. La méthode pourrait être appliquée sans limite dans d'autres contextes pédoclimatiques, notamment dans des zones où le ruissellement de surface ne peut être négligé.

Les paragraphes de discussion des 2 parties de ce chapitre ont ouvert quelques questions sur la spatialisation des propriétés hydriques des sols. Les idées débattues ici servent de point d'appui à la discussion générale présentée dans le chapitre suivant.

V. Perspectives : Vers la définition de propriétés hydriques des horizons de sols variables dans le temps

J'ai présenté, au cours des quatre chapitres précédents, les points essentiels de mes travaux concernant les inter-relations entre la structure des sols et leurs propriétés hydriques. Je vais tenter maintenant de proposer des pistes pour poursuivre ma réflexion scientifique au cours des prochaines années. Que l'on ne s'attende pas ici à une rupture avec ce qui précède : la structuration même des chapitres de ce mémoire a été conçue pour aboutir à la proposition à venir. Que l'on n'espère pas non plus trouver une échéance aux travaux qui seront proposés : l'essence même du travail de recherche réside, à mon avis, dans notre relative incapacité à évaluer la durée qui permettra d'obtenir les résultats escomptés (malgré la tendance généralisée à une organisation de la recherche par « projet », chaque projet étant, par définition, positionné dans le temps et à durée limitée). Disons, pour fixer les idées, que les idées jetées dans ces pages trouveront, je l'espère, une concrétisation à moyen terme, d'ici deux à trois années.

Ces perspectives s'ajoutent, bien sûr, aux travaux en cours, notamment ceux menés dans le cadre des thèses d'A. Frison, sur les **propriétés hydriques des horizons de sol hétérogènes** (Chapitre 2, encadré 9) et d'A. Besson, sur la **mise en évidence de zones de fonctionnement hydrodynamiques homogènes à l'échelle parcellaire** (Chapitre 4, encadré 20).

Je souhaiterais ici revenir sur quelques points, que nous avons discutés dans les chapitres précédents et qui me semblent capitaux pour décider d'une orientation à suivre pour le futur.

- L'évolution de la structure macroscopique entraîne que les propriétés hydriques varient significativement au voisinage de la saturation (parfois de plusieurs ordres de grandeur, en ce qui concerne la conductivité hydraulique à saturation). **L'estimation de ces propriétés sur la base de caractéristiques des sols qui ne tiendrait compte que très imparfaitement de la structure, est donc par avance vouée à l'échec.**
- La structure macroscopique des sols évolue également de façon significative sous l'effet de contraintes extérieures, notamment anthropiques à court terme (au cours de la saison culturale). Il faut être en mesure, pour analyser les conséquences de cette évolution sur les propriétés, de la caractériser sans la modifier, en utilisant, par conséquent, des **outils non destructifs**, aisément transportables au champ. Cette affirmation s'applique également à la **caractérisation des propriétés hydriques**.

Je propose donc ici deux pistes de réflexion, qui tiennent compte des prérequis exposés ci-dessus, et qui me semblent raisonnables dans les contextes technique et scientifique actuels.

V.1. Développer des fonctions de pédotransfert tenant compte de la macrostructure des sols

Une discipline émergente : l'hydropédologie.

Nous avons évoqué, au cours des pages précédentes, la nécessité d'estimer, à l'aide de fonctions de pédotransfert, les propriétés hydriques des sols pour pallier les difficultés expérimentales et le coût de leur détermination. Nous avons discuté des relations complexes entre la structure des sols et leurs propriétés pour constater (avec une pointe de regret...) que des indicateurs quantitatifs de la structure ne sont actuellement pas intégrés explicitement dans les FPT. Celles-ci, basées essentiellement sur des informations liées à la texture du sol (comme la granulométrie ou la distribution de taille des particules), donnent des estimations des propriétés hydriques fiables dans les domaines de faibles teneurs en eau mais leur précision est sujette à caution dans des **domaines de teneur en eau plus proches de la saturation**. C'est pourtant dans ce domaine de teneur en eau que les transferts hydriques prennent place le plus souvent. Dans cette gamme de teneur en eau, ce sont les pores de grande taille qui conduisent l'eau, ce que le pédologue décrit sur le terrain en qualifiant la structure¹.

Par ailleurs, nous avons déjà mentionné que la prédiction par les FPT est nettement améliorée si l'on **stratifie l'espace sur la base d'informations pédologiques** (Bruand *et al.*, 2003). Ces dernières intègrent en fait des informations extrêmement précieuses sur la structure, que le pédologue décrit avec grande précision sur le terrain. (Voir la figure 8 du chapitre 1, par exemple, ou des extraits de la fiche STIPA de description de la structure des sols). Pour la couche travaillée, l'agronome dispose également d'une typologie très précise de description de la structure, issue des travaux de l'école française sur le profil cultural (Manichon, 1985, par exemple). Notre idée est donc ici de **proposer une prise en compte plus explicite de la structure, même décrite de façon qualitative, dans le développement de fonctions de pédotransfert**.

En effet, cette précieuse information a été jusqu'à présent en quelque sorte « gâchée » par le physicien du sol qui ne se satisfait guère d'informations non chiffrées. Très récemment, une école de pensée entraînée par J. Bouma et H. Lin (pédologues spécialistes de la structure des sols et de leurs propriétés, néerlandais et américain respectivement) a fait émerger l'idée d'une réconciliation entre la communauté des physiciens du sol – et plus largement des hydrologues en général- et celle des pédologues. Il s'agit de célébrer le mariage tardif et improbable entre naturalistes et physiciens, au motif que les connaissances sur les transferts dans la zone critique s'enferment actuellement dans une impasse, entre modèles numériques de plus en plus complexes mais impuissants à décrire la réalité, et bases de données sur les sols de plus en plus complètes et précises mais largement sous-employées. Cette valorisation du corpus des connaissances du pédologue en hydrologie s'appuie sur des observations simples et anciennes dont la figure 14 offre un exemple particulièrement significatif.

¹ Ce terme est employé ici dans « l'acception du pédologue », par opposition à la texture (cf. chapitre 1).

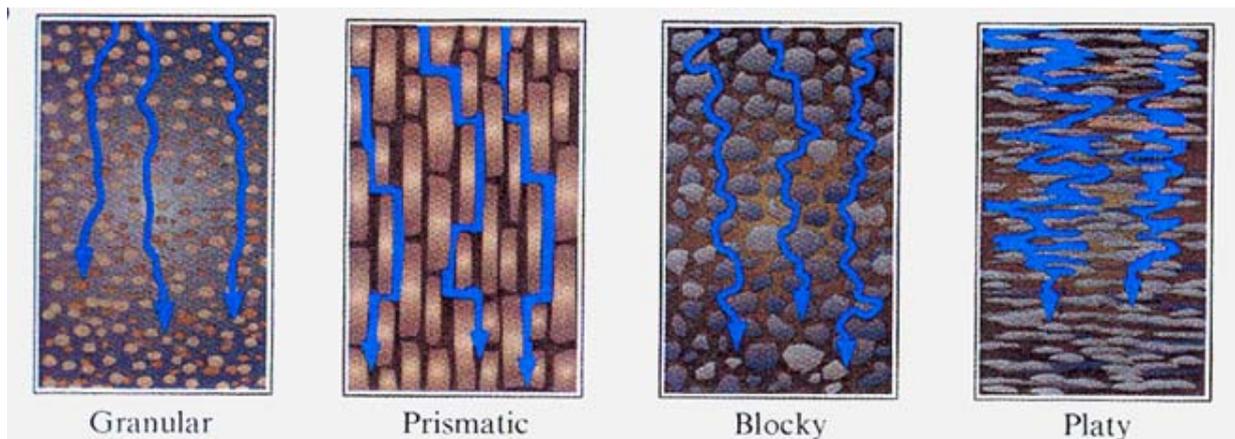


Figure 14 : Description qualitative du passage de l'eau dans un horizon de sol en fonction de sa structure (Lin *et al.*, 2005).

L'**hydropédologie**, discipline émergente, se fonde ainsi sur une **description holistique de la Zone Critique** qui entend intégrer des connaissances (et donc accueillir des scientifiques) de l'ensemble des disciplines des biosciences et des géosciences¹ (Lin *et al.*, 2005 ; Wilding & Lin, 2006 ; Bouma, 2006).

Quelques exemples prometteurs tirés de la littérature

Dès 1993, Quisenberry *et al.* proposent un nouveau système de classification, basé non pas sur des critères génétiques mais sur des critères de fonctionnement du sol observé sur le terrain (présence ou non de macropores, présence d'un horizon A plus filtrant que l'horizon B sous-jacent, présence d'un horizon A très peu filtrant, etc...). Ces auteurs reconnaissent l'importance de la structure mais disent ne pas savoir la décrire de façon utile pour la modélisation². Lin *et al.* (1999a) proposent une **typologie** qui décrit les paramètres d'importance pour la description des transferts dans les sols : état hydrique initial, pédalité, macroporosité et densité racinaire. Une analyse en composantes principales décrit l'importance des différents critères de structure sur le déterminisme de la conductivité hydraulique à saturation, prélude au développement de FPT (Lin *et al.*, 1999b). Rawls & Pachepsky (2002) proposent, pour estimer la rétention en eau du sol, des **classes de pédotransfert** basées des informations de la structure. Ces informations étant qualitatives, elles ne donnent pas lieu au développement de fonctions au sens strict (c'est-à-dire d'équations de type régression) mais elles permettent la construction d'un « arbre de régression » (*regression tree*) dont les extrémités des branches portent les valeurs pertinentes de la teneur en eau à une valeur de potentiel donné. On constate que l'information sur la

¹ « Besides pedology, soil physics and hydrology (as « cornerstones » of hydropedology), hydropedology is also linked to other bio- and geo-sciences such as geomorphology, geology, geography, hydrogeology, hydroclimatology, ecohydrology, biology, and other branches of soil science. » (Lin, 2003).

² « While we recognize the importance of primary, secondary, and tertiary structural units in water and solute transport, we do not know how to describe these units in a manner that would be useful for modeling transport. » (Quisenberry *et al.*, 1993).

Notons que la démarche proposée ne présage pas de la méthode qui sera employée pour définir les FPT : régressions linéaires (cas de FPT classiques), réseau de neurones, arbres de classification, etc... (Wösten *et al.*, 2001), ou toute autre méthode à définir et à mettre au point avec des statisticiens et/ou géostatisticien. Elle n'exclut pas non plus l'introduction, comme variables discriminantes, d'informations d'autres natures, telles que la position du solum dans le paysage ou le type de travail cultural mené sur la parcelle. Elle ne s'oppose pas, enfin, à une stratification directe d'une base de données hydriques des sols sur la base de mesures des propriétés. En effet, Dexter (2004) a montré qu'il existait une relation statistique simple entre le facteur de friabilité du sol et la pente de la courbe de rétention en eau à son point d'inflexion. Sur la base de ces résultats, conceptualisés par la « S-theory », il est possible de proposer des fonctions de pédotransfert reflétant l'évolution de la structure du sol sous l'effet des travaux culturaux et donnant une estimation fiable des propriétés hydriques (Dexter & Birkas, 2004 ; Dexter *et al.*, 2004).

Des données suffisantes sont-elles disponibles actuellement ? Nous disposons, à l'Unité de Science du Sol d'Orléans, de la base de données SOLHYDRO, qui regroupe les propriétés hydriques de plusieurs centaines d'horizons, environ 500 pour la rétention en eau et 250 pour la conductivité hydraulique (Bruand *et al.*, 2004). Historiquement développée pour les horizons pédologiques non soumis directement au travail du sol, cette base de données s'est enrichie depuis plusieurs années de données sur les horizons de surface. Quel que soit le type d'horizon analysé, chaque prélèvement fait l'objet d'une description précise par un pédologue, parfois intégrée à la base de données DONESOL (Gaultier *et al.*, 1993 ; Grolleau *et al.*, 2004). Il reste encore à s'assurer que l'information est réellement disponibles dans les bases de données, à vérifier leur intégrité et à les mettre en relation. Tout est donc prêt pour mettre en œuvre ce programme !

V.2. De l'horizon au profil et du profil à la parcelle : identifier des unités de fonctionnement homogène

Nous avons discuté à plusieurs reprises au cours des chapitres précédents de l'intérêt des méthodes géophysiques pour i) caractériser la variabilité locale de la structure d'horizons de sol (encadré 1) et ii) identifier, à l'échelle parcellaire, des unités de fonctionnement homogènes (encadré 4). Cette méthode non destructive me paraît une technique de choix pour estimer, dans le temps, les propriétés hydriques des sols, à l'échelle de l'horizon de sol. Il s'agit ici de **déterminer les « propriétés à l'échelle de l'horizon de sol »** et **non de déterminer les « propriétés de l'horizon de sol »**, en se basant sur le concept de zone de fonctionnement homogène que nous avons définie dans le chapitre 5 ; il s'agira d'ailleurs plutôt ici de « **volume de fonctionnement homogène** », cette idée étant proche du concept de volume fonctionnel développé par Curmi & Widiatmaka (1998). La résistivité électrique doit nous permettre de réaliser, à différents instants, des images de

la teneur en eau d'un profil de sol, cette teneur en eau étant la variable d'état pertinente pour la détermination des propriétés hydriques. Par modélisation inverse et connaissant les conditions aux limites du système (notamment les données climatiques de pluie et d'évapotranspiration), la détermination des propriétés hydriques est théoriquement accessible.

La résistivité électrique est-elle un candidat de choix pour ce projet ?

Des études antérieures menées aussi bien dans notre unité de recherche que dans d'autres laboratoires, ont mis récemment en évidence que les contrastes saisonniers de teneur en eau du sol peuvent être détectés par résistivité électrique (Michot, 2003 ; Michot *et al.*, 2003 ; Zhou *et al.*, 2001). La teneur en eau, variable d'état conjoncturelle, est donc désormais accessible à une mesure non destructive et remarquablement résolue dans l'espace (Figure 16), ce que ne permettent pas, par exemple, les mesures par sonde à neutron ou sonde TDR. De même que, pour des études spatialisées, l'identification *a priori* des types de sol n'est plus obligatoire pour des études géophysiques (cf. chapitre 4), la description *a priori* des horizons de sol n'est pas ici nécessaire. Les résultats nous montreront si la typologie par horizon reste licite - dès lors que l'on s'intéresse au fonctionnement du solum - ou s'il convient de l'adapter.

Le second avantage de l'emploi de cette technique réside dans la possibilité de pouvoir capter des **flux préférentiels** non accessibles à la mesure en laboratoire mais significatifs au champ et mis en évidence de longue date (Lawes *et al.*, cité par Beven & Germann, 1982). Les propriétés hydriques déterminées sur des cylindres de sol non perturbés n'en tiennent pas compte et l'on est souvent contraint d'employer des modèles de transfert spécifiques pour les simuler numériquement (modèle MACRO [Jarvis *et al.*, 1994] ou modèle MIM [Van Genuchten & Wierenga, 1977], par exemple). L'IRD et le BRGM ont mis au point, récemment, un résistivimètre rapide (SYSCAL PRO) permettant une séquence d'acquisition de mesures non plus en 1 heure mais en 1 minute, ce qui ouvre la voie à la détection de variations rapides de la teneur en eau du sol. Grâce à cette avancée technologique, on est en mesure, pour la première fois, « d'imager » réellement les transferts rapides dans les sols (Cousin *et al.*, 200X).

Au-delà de la résistivité électrique, des capteurs électromagnétiques dans des longueurs d'onde différentes peuvent apporter des réponses. La méthode radar-GPR, par exemple, semble un bon candidat actuellement (Lambot *et al.*, 2004). Il conviendra donc de suivre attentivement, d'une part les évolutions technologiques liées au développement de nouveaux capteurs et, d'autre part, les avancées en terme d'interprétation du signal et de la capacité de celui-ci à fournir des renseignements précis sur les variables d'état d'intérêt.

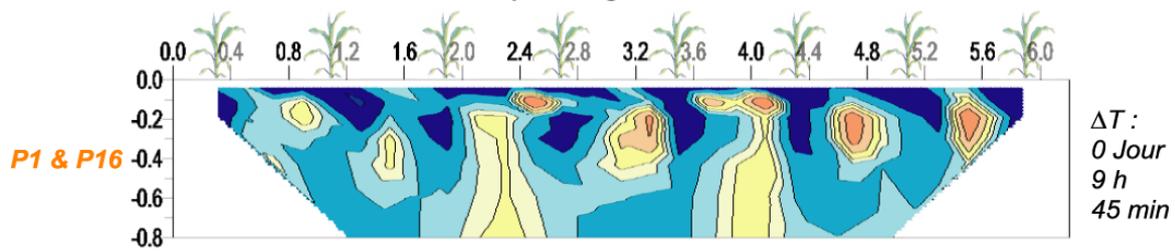
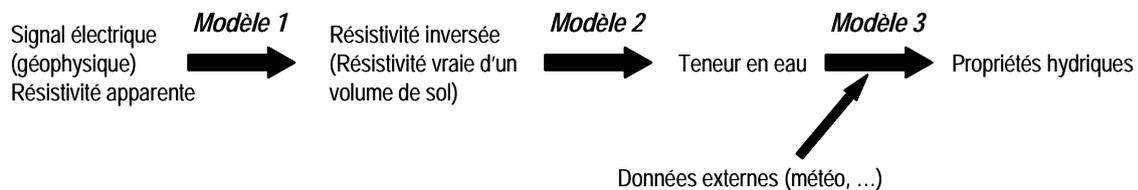


Figure 16 : Différence de résistivité apparente entre 2 panneaux électriques réalisés avant une irrigation et 9h45 après une irrigation (Michot et al., 2003). Cette coupe verticale 2D de 6 m de longueur représente les variations de résistivité, avant et après irrigation, perpendiculairement à l'orientation des sillons dans un champ de maïs. Les zones les plus bleues sont des zones où la résistivité a diminué et donc où la teneur en eau a augmenté ; elles sont situées entre les rangs de maïs (symbolisés ici par des pictogrammes verts). Ce sont les zones d'infiltration privilégiées de l'eau. Aux positions 2m et 4m, l'eau ne s'infiltré pas : c'est la position du passage des roues d'engins agricoles qui compactent la surface. Au droit de ces passages de roue, l'eau ne s'infiltré pas, même en profondeur, les zones tassées de la surface agissant comme des parapluies pour l'infiltration.

Quelles sont les difficultés que nous rencontrerons probablement ?

De la mesure de la résistivité apparente à l'estimation des propriétés hydriques, il nous faut employer **trois modèles en cascade** selon la succession suivante :



Le modèle 1 (inversion des données géophysiques) le plus populaire et le plus employé est celui de Loke & Barker (1996). Il nous faudra dans un premier temps identifier s'il est le plus pertinent dans le cas présent. Le modèle 3 (inversion de la teneur en eau en propriétés hydriques) est un modèle classique de transfert d'eau utilisé en mode inverse. Des modèles de ce type, basés sur la résolution des équations de Richards, sont courants dans notre communauté mais un modèle bidimensionnel (Hydrus 2D par exemple) serait un bon candidat. Le modèle 2 (passage de la résistivité vraie à la teneur en eau) reste à construire ; il doit intégrer des informations sur le type de sol, sa structure, la composition de la solution du sol, autant de paramètres qui influent sur la résistivité, à l'instar de la teneur en eau. Les travaux menés actuellement dans notre unité par G. Richard et A. Besson, en collaboration avec l'équipe d'A. Tabbagh de l'UMR Sisyphe (Université Paris 6) et dans le cadre du protocole GEOFCAN fourniront le socle de ce modèle.

L'emploi en cascade de plusieurs modèles nous conduira à nous interroger sur la **propagation des erreurs**. Il n'est pas impossible que, au terme des 3 modélisations, l'incertitude sur les propriétés hydriques soit telle qu'une mesure de laboratoire sur la base d'une stratification du profil en horizon de sol serait plus précise (même si l'on sait qu'elle ne tient pas compte des éventuels écoulements préférentiels). L'avenir nous dira si cette idée était judicieuse !!

Conclusion

Les projets présentés ici concernent tous deux l'estimation des propriétés hydriques des sols à l'échelle de l'horizon, dans des gammes proches de la saturation. Ils ne demandent pas des investissements de même nature : statistiques (probablement) pour le premier et modélisation pour le second. Ils ne poursuivent pas non plus la même finalité : j'espère, grâce au second, faire avancer (modestement !) nos connaissances sur les relations entre la structure du sol et ses propriétés hydriques ; je souhaite, par le premier, proposer aux utilisateurs des sols des idées nouvelles et des outils simples pour une meilleure estimation du fonctionnement hydrodynamique de la couverture pédologique. J'ai présenté ce volet dans un contexte de fonctionnement à l'échelle parcellaire ; ce contexte n'est pas limitatif et, sous réserve de bases de données disponibles, la démarche proposée s'appliquera également à des espaces plus grands, de la région agricole au territoire national.

Conclusion générale

Les pages qui précèdent présentent un panorama de mes activités de recherche depuis plus d'une dizaine d'années. Avant de refermer le grimoire, je souhaiterais attirer l'attention sur quelques points qui me tiennent à cœur.

Avant tout, deux points sur lesquels le lecteur n'a pas, peut-être à regret, trouvé d'information : d'une part, des travaux sur le **transfert d'échelle**. Il est vrai que, « de l'agrégat à la parcelle agricole », quelques sauts d'échelles sont inévitables. Je n'ai pas orienté mes travaux personnels sur cette thématique mais elle est présente dans mes discussions avec des collègues, à la fois au sein du laboratoire, mais également hors de mon unité de recherche, que ce soit avec des collègues de l'INRA ou d'autres structures de recherche. D'autre part, des travaux sur les **transferts latéraux**. En effet, nombre de mes travaux ont été réalisés dans des contextes où il a été démontré que les transferts verticaux sont très prépondérants sur les transferts latéraux, qu'ils prennent place à la surface du sol ou plus en profondeur. Les outils non destructifs, tels que la résistivité électrique dont j'ai parlé longuement, permettent de réaliser, à plusieurs dates, des instantanés de la teneur en eau du sol non pas seulement en un point, mais sur des surfaces. Grâce à l'analyse multirate des cartes de teneur en eau ainsi obtenues, on peut espérer décrire le fonctionnement hydrique spatialisé du milieu. La comparaison de ce fonctionnement décrit sur la base d'expérimentations avec celui que l'on peut calculer par un modèle de transfert vertical doit nous fournir des éléments pour discuter de la partition transferts latéraux/transferts verticaux. Ce point est en particulier discuté dans le cadre de la thèse d'A. Besson. Disons donc que je ne travaille effectivement pas sur les transferts latéraux, mais que je tente de ne pas les oublier !

En revanche, on aura noté que la **démarche expérimentale** tient une place centrale dans mes activités de recherche, que ce soit au laboratoire ou sur le terrain. Je souhaite l'affirmer encore pour les années à venir, notamment à la lumière de l'hydropédologie. Cela ne doit cependant pas masquer mon intérêt pour des **travaux de modélisation**, incontournables dès lors qu'il s'agit de prévoir des évolutions futures. Outre l'exemple donné au paragraphe précédent sur la partition entre transferts latéraux et transferts verticaux, nombre de mes travaux expérimentaux ont pour finalité de proposer des **données d'entrée** pour des modèles, qu'il s'agisse de **fonctions de pédotransfert** destinées à estimer les propriétés hydriques des sols, ou **d'images de la structure du sol**, à différentes échelles, ayant pour objectif de proposer un support de description du milieu pour une modélisation sur réseau. La compréhension du fonctionnement hydrodynamique spatialisé des sols progressera d'ailleurs uniquement par des travaux couplant l'expérience et la modélisation. Il progressera en particulier grâce au développement de **capteurs non destructifs** (en géophysique ou en télédétection) permettant la **mesure spatialisée d'une variable d'état du sol à plusieurs dates**. Ces informations, interprétées par un modèle, conduiront à la détermination directement spatialisée des propriétés des sols. Le succès de cette démarche n'est assuré que si des collaborations étroites se développent entre ma communauté scientifique et celles des

géophysiciens, des modélisateurs, des spécialistes du traitement du signal. Il me tient à cœur de continuer à développer ce dialogue, initié de longue date, à la fois par moi-même et par mes collègues. Que cela ne m'empêche pas de **communiquer également avec les utilisateurs potentiels** de nos travaux de recherche ! Il me semble fondamental que les outils développés pour la compréhension du fonctionnement des sols – et je parle ici des outils au sens large, qu'il s'agisse des modèles ou des capteurs – soient aisément utilisables dans des structures comme les chambres d'agriculture ou les agences de l'eau. A nous, chercheurs, de garder en tête les **objectifs finalisés** de nos recherches et d'expliquer, à toutes les étapes de nos travaux, nos méthodes aux utilisateurs qui nous questionnent. Enfin, les résultats et les réflexions présentées dans ce mémoire se sont nourris du contact incessant avec **de plus jeunes chercheurs**, étudiants et doctorants. Tous ne deviendront pas chercheurs, mais la transmission des méthodes de mon métier, qui s'apparente à un compagnonnage, guide mon travail quotidien, dans le respect de la personnalité de chacun et du choix de chaque parcours professionnel. J'espère que les successeurs des étudiants actuels seront nombreux !

Références bibliographiques

- Ahuja, L.R., Naney, J.W., Green, R.E. and Nielsen, D.R., 1984. Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effect of land management. *Soil Science Society of America Journal*, 48: 699-702.
- Ahuja, L.R., Naney, J.W. and Williams, R.D., 1985. Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data. *Soil Science Society of America Journal*, 49(1100-1105): 308-319.
- Attou, F., 1996. Etude expérimentale d'assemblages squelette-argile. Apport à la compréhension du comportement physique des sols, Université d'Orléans, 230 pp.
- Baize, D. and Girard, M.C., 1995. Le référentiel pédologique. INRA Editions, 332 pp.
- Baize, D. and Jabiol, B., 1995. Guide pour la description des sols. INRA Editions, 375 pp.
- Bandyopadhyay, K.K., Mohanty, M., Painuli, D.K., Misra, A.K., Hati, K.M., Mandal, K.G., Ghosh, P.K., Chaudhary, R.S. and Acharya, C.L., 2003. Influence of tillage practices and nutrient management on crack parameters in a Vertisol of central India. *Soil and Tillage Research*, 71: 133-142.
- Bastet, G., Bruand, A., Voltz, M., Bornand, M. and Quélin, P., 1999. Performance of available pedotransfer functions for predicting the water retention properties of French soils. In: F.J.L. M. Th. Van Genuchten, L. Wu (eds) (Editor), *Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*, Riverside, California, October 22-24, pp. 981-992.
- Baveye, P. and Boast, C.W., 1998. Concepts of "fractals" in soil science: demixing apples and oranges. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 1469-1470.
- Bear, J., 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier, New York.
- Bertuzzi, P. and Bruckler, L., 1996. A scaling based estimation of soil unsaturated hydraulic properties at a field scale. *Irrigation Science*, 17: 23-30.
- Besson, A., 2003. Caractérisation de l'hétérogénéité de la structure des couches travaillées du sol par résistivité électrique.
- Besson, A., Cousin, I., Boizard, H., Samouëlian, A. and Richard, G., 2004. Structural heterogeneity characterization of the soil tilled layers by a 2D electrical resistivity prospecting. *Soil and Tillage Research*, 79: 239-249.
- Besson, A., Cousin, I., Dabas, M. and King, D., 200X. Correction of temperature effects on the electrical resistivity measurements in soils. Discussion and proposition of a new synthetic model. *European Journal of Soil Science*: soumis.
- Beven, K. and Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18: 1311-1325.
- Blöschl, G. and Sivapalan, M., 1995. Scale Issues in hydrological modelling : a review. *Hydrological Processes*, 9: 251-290.
- Bogdanov, Il, Mourzenko, V.V., Thovert, J.F. and Adler, P.M., 2003. Two-phase flow through fractured porous media. *Physical Review E*, 68(2).
- Boiffin, J. and Monnier, G., 1986. Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall. In: F. Caillebaud, D. Gabriels and M. De Boodt (Editors), *Assessment of soil surface sealing and crusting*. Flanders Research Center for Soil Erosion and Soil Conservation, Ghent, pp. 210-217.
- Boizard, H., Richard, G., Roge-Estrade, J., Durr, C. and Boiffin, J., 2002. Cumulative effects of cropping systems on the structure of the tilled layer in northern France. *Soil & Tillage Research*, 64(1-2): 149-164.
- Boulet, R., Humbel, F.X. and Lucas, Y., 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie. II. Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cahiers de l'ORSTOM, série Pédologie*, XIX(4): 323-339.
- Bouma, J., 2006. *Hydropedology as a powerful tool for environmental policy research*. *Geoderma*, 131(3-4): 275-286.
- Bouma, J. and Van Lanen, H.A.J., 1987. Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. In: B.P.A.M.D.E. Beek KJ (Editor), *Proceedings ISSS/SSSA Workshop on quantified land evaluation procedures*, Enschede, The Netherlands, pp. 106-111.
- Bourdieu, P., 1997. *Les usages sociaux de la science. Pour une sociologie clinique du champ scientifique*. INRA Editions, 79 pp.

- Bourennane, H., Nicoullaud, B., Couturier, A. and King, D., 2003. Assessment of spatial correlation between wheat yields and some physical and chemical soil properties. In: A.W.E. J. Stafford (Editor), 4th European Conference on Precision Agriculture (ECPA), 15-18/06/2003,, Berlin, pp. 95-101.
- Bourennane, H., Nicoullaud, B., Couturier, A. and King, D., 2004. Exploring the spatial relationships between some soil properties and wheat yields in two soil types. *Precision Agriculture*, 5: 521-536.
- Bourennane, H., Nicoullaud, B., Couturier, A., Mary, B., Richard, G. and King, D., 2005. A potential role of permanent soil variables and field topography to reveal scale dependence and the temporal persistence of soil water content spatial patterns. In: E.b.J.V. Stafford (Editor), 5th European Conference on Precision Agriculture (ECPA), 09-12/06/2005, Uppsala, pp. 769-777.
- Bresson, L.M. and Boiffin, J., 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*, 47: 301-325.
- Bristow, K.L., Cass, A., Smetten, K.R.J. and Ross, P.J., 1994. Water entry into sealing, crusting and hardsetting soils: a review and illustrative simulation study. In: H.B. So, G.D. Smith, S.R. Raine, B.M. Schafer and R.J. Loch (Editors), *Sealing, crusting and hardsetting soils: productivity and conservation*. Australian Society of Soil Science, University of Queensland, Brisbane, Australia, pp. 183-203.
- Bruand, A. and Cousin, I., 1995. Variation of textural porosity of a loamy-clay soil during compaction. *European Journal of Soil Science*, 46(3): 377-385.
- Bruand, A., Duval, O. and Cousin, I., 2004. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO: Une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, 11(323-334).
- Bruand, A., Pérez Fernandez, P. and Duval, O., 2003. Use of class pedotransfer functions based on texture and bulk density of clods to generate water retention curves. *Soil Use and Management*, 19(232-242).
- Bruand, A. and Tessier, D., 1996. Structure et porosité du sol.
- Bruckler, L., Lafolie, F., Ruy, S., Granier, J. and Baudequin, D., 2000. Modelling the agricultural and environmental consequences of non-uniform irrigation on a maize crop. 1. Water balance and yield. *Agronomie*, 20(6): 609-624.
- Campbell, R.B., Bower, C.A. and Richards, L.A., 1948. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. *Soil Science Society of America Proceedings*, 13: 66-69.
- Chen, Y., Tarchitzky, J., Brouwer, J., Morin, J. and Banin, A., 1980. Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. *Soil Science*, 130(1): 49-55.
- Chertkov, V.Y. and Ravina, I., 2000. Shrinking-swelling phenomenon of clay soils attributed to capillary-crack network. *Theoretical and Applied Fracture mechanics*, 34: 61-71.
- Childs, E.C., 1969. *An introduction to the physical basis of soil water phenomena*. John Wiley & Sons Ltd., London.
- Corwin, D.L., Kaffka, S.R., Hopmans, J.W., Mori, Y., van Groenigen, J.W., van Kessel, C., Lesch, S.M. and Oster, J.D., 2003. Assessment and field-scale mapping of soil quality properties of a saline-sodic soil. *Geoderma*, 114(3-4): 231-259.
- Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B. and Ginn, T.R., 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20(6): 682-690.
- Cousin, I., 1996. Reconstruction 3D par coupes sériées et transport de gaz dans un milieu poreux. Application à l'étude d'un sol argilo-limoneux. 3rd cycle Thesis, Université d'Orléans.
- Cousin, I., Bobachev, A., Nicoullaud, B. and Robain, H., 200X. Vers la visualisation des flux d'eau préférentiels dans les sols. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II*, accepté.
- Cousin, I., Le Lay, C. and Bruand, A., 1994. Evolution de la porosité et formation de pores structuraux reliques dans un sol limono-argileux soumis à un compactage. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II*, 319(797-804).
- Cousin, I., Levitz, P. and Bruand, A., 1996. Three-dimensional analysis of a loamy-clay soil using pore and solid chord distribution. *European Journal of Soil Science*, 47: 439-452.
- Cousin, I., Malam Issa, O. and Le Bissonnais, Y., 2005. Microgeometrical characterisation and percolation threshold evolution of a soil crust during its formation. *CATENA*, 62: 173-188.

- Cousin, I., Nicoullaud, B. and Coutadeur, C., 2003. Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. *CATENA*, 53(2): 97-114.
- Cousin, I., Porion, P., Renault, P. and Levitz, P., 1999. Gas diffusion in a silty-clay soil: experimental study on an undisturbed soil core and simulation in its three-dimensional reconstruction. *European Journal of Soil Science*, 50: 249-259.
- Cousin, I., Vogel, H.J. and Nicoullaud, B., 2004. Influence de la structure du sol à différentes échelles sur les transferts d'eau: conséquences d'une réduction du travail du sol. *Etude et Gestion des Sols*, 11(1): 69-81.
- Coutadeur, C., Coquet, Y. and Roger-Estrade, J., 2002. Variation of hydraulic conductivity in a tilled soil. *European Journal of Soil Science*, 53(4): 619-628.
- Coutadeur, C., Cousin, I. and 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(3): 191-205.
- Curmi, P. and Widiatmaka, S., 1998. Soil distribution model in the loamy cover of the Armorican Massif (France): role and origin of hydromorphy, 16ième Congrès Mondial de Science du Sol, 20-26 août 1998, Montpellier, France.
- Cushman, J.H., 1984. 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 (Editor), *Dynamics of fluids in hierarchical porous media*. Academic Press, London, pp. 1-6.
- De Vries, D.A., 1950. Some remarks on gaseous diffusion in soils, *Transactions of the 4th International Congress of Soil Science*, Amsterdam, pp. 41-43.
- Delecalle, R., Maas, S.J., Guerif, M. and Baret, F., 1992. Remote-Sensing and Crop Production Models - Present Trends. *Isprs Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 47(2-3): 145-161.
- Dexter, A.R., 2004. Soil physical quality: Part II. Friability, tillage, tilth and hard-setting. *Geoderma*, 120(3-4): 215-225.
- Dexter, A.R. and Birkas, M., 2004. Prediction of the soil structures produced by tillage. *Soil & Tillage Research*, 79(2): 233-238.
- Dexter, A.R., Czyz, E.A. and Gate, O.P., 2004. Soil structure and the saturated hydraulic conductivity of subsoils. *Soil & Tillage Research*, 79(2): 185-189.
- Directive2000/60/CE, 2000. La Directive Cadre européenne sur l'eau, une nouvelle ambition pour la politique de l'eau. Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, 13 pp.
- Droogers, P., 1997. Effects of spatial and temporal variability on simulated transpiration ratios. *Journal of Hydrology*, 203(1-4): 189-197.
- Duley, F.L., 1939. Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 4: 60-64.
- Durner, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, 30(2): 211-223.
- Farres, P., 1978. The role of time and aggregates sizes in the crusting process. *Earth Surface Processes*, 3: 243-254.
- Feyen, J., Jacques, D., Timmerman, A. and Vanderborght, J., 1998. Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils: A review of recent approaches. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 70(3): 231-256.
- Frison, A., 2005. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques d'horizons hétérogènes de sol, Master 2, MST Géosciences et environnement.
- Frison, A., Cousin, I. and Cornu, S., 200X. Determination of equivalent water retention properties in a strongly heterogeneous horizon. *Soil Science Society of America Journal*, soumis.
- Gaultier, J.P., Legros, J.P., Bornand, M., King, D., Favrot, J.C. and Hardy, R., 1993. L'organisation et la gestion des données pédologiques spatialisées: le projet DONESOL. *Revue de Géomatique*, 3: 235-253.
- Göttlein, A. and Manderscheid, B., 1998. Spatial heterogeneity and temporal dynamics of soil water tension in a mature Norway spruce stand. *Hydrological Processes*, 12(3): 417-428.
- Gras, J., 1988. *Physique du sol pour l'aménagement*. Masson, 587 pp.
- Grenzdörffer, G. and Gebbers, R.I.B., 2001. Seven Years of Yield Mapping – Analysis and Possibilities of Multi Year Yield Mapping Data. In: S.B.e. G. Grenier (Editor), *Third European Conference on Precision Agriculture*, Ecole Nationale Supérieure Agronomique. Montpellier (France).

- Grolleau, E., Bargeot, L., Chafchafi, A., Hardy, R., Doux, J., Beaudou, A., Le Martret, H., Lacassin, J.C., Fort, J.L., Falipou, P. and Arrouays, D., 2004. Le système d'information national sur les sols: DONESOL et les outils associés. *Etude et Gestion des Sols*, 11(3): 255-269.
- Guéguen, Y. and Palciauskas, V., 1992. *Introduction à la physique des roches*. Hermann ed., 299 pp.
- Guerif, M. and Duke, C.L., 2000. Adjustment procedures of a crop model to the site specific characteristics of soil and crop using remote sensing data assimilation. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 81(1): 57-69.
- Hallaire, V., 1988. La fissuration d'un sol argileux au cours du dessèchement. II Modélisation morphologique. *Agronomie*, 8: 273-280.
- Heddadj, D. and Gascuel-Oudou, C., 1999. Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at the field scale. *European Journal of Soil Science*, 50(2): 275-283.
- Hillel, D., 1982. *Introduction to soil physics*. Academic Press, 364 pp.
- Hoosbeek, M.R. and Bryant, R.B., 1992. Towards the Quantitative Modeling of Pedogenesis - a Review. *Geoderma*, 55(3-4): 183-210.
- Horgan, G.W. and Young, I.M., 2000. An empirical stochastic model for the geometry of two-dimensional crack growth in soil (with discussion). *Geoderma*, 96: 263-276.
- Jamagne, M., 1993. Evolution dans les conceptions de la cartographie des sols. *Pédologie*, 43(1): 59-115.
- Jamagne, M. and 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, pp. 157-178.
- Jarvis, N., 1994. The MACRO model (Version 3.1). Technical description and sample simulations. Reports and Dissertations no.19, Department of Soil Sciences, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, Sweden., 51 pp.
- Javaux, M. and Vanclooster, M., 2006. Three-dimensional structure characterisation and transient flow modelling of a variably saturated heterogeneous monolith. *Journal of Hydrology*, 327(3-4): 516-524.
- Jhorar, R.K., van Dam, J.C., Bastiaanssen, W.G.M. and Feddes, R.A., 2004. Calibration of effective soil hydraulic parameters of heterogeneous soil profiles. *Journal of Hydrology*, 285(1-4): 233-247.
- Keller, G.V. and Frischknecht, F.C., 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Oxford, Pergamon Press, 517 pp.
- King, D., 1984. Analyse de quelques concepts en cartographie des sols basée sur une automatisation des cartes thématiques dérivées. *Agronomie*, 4(5): 461-472.
- King, D., Daroussin, J. and Tavernier, R., 1994. Development of a Soil Geographic Database from the Soil Map of the European Communities. *Catena*, 21(1): 37-56.
- King, D. and Saby, N., 2001. Analyse de la représentativité des cartes pédologiques au 1/100 000 pour la connaissance des sols du territoire français. *Etude et Gestion des Sols*, 8(4): 247-267.
- Klute, A., 1986. Water retention, laboratory methods. In: e.A. Klute (Editor), *Methods of soil analysis, part I*. American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison, WI, pp. 635-662.
- Kutilek, M. and Nielsen, D.R., 1994. *Soil Hydrology*. Soil hydrology: textbook for students of soil science, agriculture, forestry, geocology, hydrology, geomorphology and other related disciplines. Catena Verlag; Cremlingen-Destedt; Germany, 370 pp.
- Lambot, S., Rhebergen, J., van den Bosch, I., Slob, E.C. and Vanclooster, M., 2004. Measuring the soil water content profile of a sandy soil with an off-ground monostatic ground penetrating radar. *Vadose Zone Journal*, 3(4): 1063-1071.
- Lark, R.M. and Webster, R., 2004. Analysing soil variation in two dimensions with the discrete wavelet transform. *European Journal of Soil Science*, 55(4): 777-797.
- Launay, M. and Guerif, M., 2005. Assimilating remote sensing data into a crop model to improve predictive performance for spatial applications. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 111(1-4): 321-339.
- Lehmann, P., Wyss, P., Flisch, A., Lehmann, E., Vontobel, P., Krafczyk, M., Kaestner, A., Beckmann, F., Gygi, A. and Fluhler, H., 2006. Tomographical imaging and mathematical description of porous media used for the prediction of fluid distribution. *Vadose Zone Journal*, 5(1): 80-97.
- Levitz, P., Pasquier, V. and Cousin, I., 1997. Off lattice reconstructed biphasic media using gaussian random fields : evaluation for different disordered porous solids. In: T.J.M. B. McEnaney, J. Rouquérol, E. rodriguez-Reinoso, K.S.W. Sing, K.K. Unger (Editor), *Fourth IUPAC Symposium of Porous Solids*, University of Bath, UK.

- Lin, H., Bouma, J., Wilding, L., Richardson, J., Kutilek, M. and Nielsen, D., 2005. Advances in Hydropedology. *Advances in Agronomy*, 85: 1-89.
- Lin, H.S., McInnes, K.J., Wilding, L.P. and Hallmark, C.T., 1999a. Effects of soil morphology on hydraulic properties: I. Quantification of soil morphology. *Soil Science Society of America Journal*, 63(4): 948-954.
- Lin, H.S., McInnes, K.J., Wilding, L.P. and Hallmark, C.T., 1999b. Effects of soil morphology on hydraulic properties: II. Hydraulic pedotransfer functions. *Soil Science Society of America Journal*, 63(4): 955-961.
- Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44: 131-152.
- Luk, S.H., Dubbin, W.E. and Mermut, A.R., 1990. Fabric analysis of surface crusts developed under simulated rainfall on loess soils, China. *Catena Supplement*(17): 29-40.
- MacIntyre, D.S., 1958. Pemeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science*, 85: 185-189.
- Malam Issa, O., Cousin, I., Le Bissonnais, Y. and Quétin, P., 2004. Dynamic evolution of the unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. *Earth Surface Processes*, 29: 1131-1142.
- Mandelbrot, B., 1982. *The fractal geometry of nature*, San Francisco, CA.
- Manichon, H., 1985. Observation morphologique de l'état structural et mise en évidence d'effets de compactage des horizons travaillés, *Proceedings of the workshop on soil compaction : consequence and structural regeneration processes*, Avignon, France, 17-18/09/1985, pp. 39-52.
- Michot, D., 2003. Intérêt de la géophysique de subsurface et de la télédétection multispectrale pour la cartographie des sols et le suivi de leur fonctionnement hydrique à l'échelle parcellaire, *Université Paris 6., Université Paris 6.*
- Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D. and Tabbagh, A., 2003. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, 39(5): 1138.
- Miller, E.E. and Miller, R.D., 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *Journal of Applied Physics*, 27: 324-332.
- Mitra, P.P., Sen, P.N., Schwartz, L.M. and Ledoussal, P., 1992. Diffusion Propagator as a Probe of the Structure of Porous-Media. *Physical Review Letters*, 68(24): 3555-3558.
- Moeys, J., 2004. Variabilité des sols et risques de contamination des aquifères : intérêts d'une prospection géophysique, *DEA Science du Sol, INAP-G.*
- Moeys, J., Nicoullaud, B., Dorigny, A., Coquet, Y. and Cousin, I., 200X. Combiner analyse statistique et jugement d'expert pour affiner un travail de cartographie des sols à l'aide d'une mesure de résistivité électrique apparente. *Etude et Gestion des Sols*, accepté.
- Montagne, D., Yahiaoui, M., Cousin, I., Le Forestier, L. and Cornu, S., 2006. A sampling strategy to analyse high spatial variability in soil horizons: the case of degraded Luvisols. *Canadian Journal of Soil Science: sous presse.*
- Morvan, X., 2004. Influence de la variabilité spatiale de différentes caractéristiques du sol aux échelles de la parcelle expérimentale et du bassin versant hydrogéologique sur la contamination d'un aquifère sableux par les phytosanitaires, *Thèse de l'Université d'Orléans*, 518 pp.
- Morvan, X., Bruand, A., Cousin, I., Roque, J., Baran, N. and Mouvet, C., 2004. Prédiction des propriétés en rétention en eau des sols d'un bassin versant à l'aide des fonctions de pédotransfert. *Etude et Gestion des Sols*, 11(2): 117-135.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3): 513-522.
- Mualem, Y. and Assouline, S., 1989. Modeling soil seal as a nonuniform layer. *Water Resources Research*, 25(10): 2101-2108.
- NRC, N.R.C., 2001. *Basic research opportunities in Earth Science*. National Academy Press, Washington, DX.
- Oliveira, L.I., Demond, A.H., Abriola, L.M. and Goovaerts, P., 2006. Simulation of solute transport in a heterogeneous vadose zone describing the hydraulic properties using a multistep stochastic approach. *Water Resources Research*, 42(5).
- Pachepsky, Y., Rawls, W.J. and Gimenez, D., 2001. Comparison of soil water retention at field and laboratory scales. *Soil Science Society of America Journal*, 65(2): 460-462.

- Pachepsky, Y.A. and Rawls, W.J., 2003. Soil structure and pedotransfer functions. *European Journal of Soil Science*, 54(3): 443-451.
- Pachepsky, Y.A., Rawls, W.J. and Lin, H.S., 2006. Hydropedology and pedotransfer functions. *Geoderma*, 131(3-4): 308-316.
- Pagliai, M., Marsili, A., Servadio, P., Vignozzi, N. and Pellegrini, S., 2003. Changes in some physical properties of a clay soil in central Italy following the passage of rubber tracked and wheeled tractors of medium power. *Soil and Tillage Research*, 73: 119-129.
- Panissod, C., Dabas, M., Jolivet, A. and Tabbagh, A., 1997. A novel mobile multipole system (MUCEP) for shallow (0-3m) geoelectrical investigation: the 'Vol-de-Canards' array. *Geophysical Prospecting*, 45: 983-1002.
- Pasquier, V., Levitz, P. and Delville, A., 1996. ^{129}Xe NMR as a probe of gas diffusion and relaxation in disordered porous media: an application to Vycor. *Journal of Physical Chemistry*, 100: 10249-10256.
- Penman, H.L., 1940. Gas and vapour movements in the soil. I. The diffusion of vapour in porous solids. *Journal of Agricultural Science*, 30(437-462).
- Quisenberry, V.L., Smith, B.R., Phillips, R.E., Scott, H.D. and Nortcliff, S., 1993. A Soil Classification-System for Describing Water and Chemical-Transport. *Soil Science*, 156(5): 306-315.
- Rawls, W.J. and Brakensiek, D.L., 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. In: W.T.J. Jones E. (Editor), *Watershed management*, Denver, CO, pp. 293-299.
- Rawls, W.J. and Pachepsky, Y.A., 2002. Soil consistence and structure as predictors of water retention. *Soil Science Society of America Journal*, 66(4): 1115-1126.
- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A. and Guerif, J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52(1): 49-58.
- Ringrose-Voase, A.J. and Sanidad, W.B., 1996. A method for measuring the development of surface cracks in soils : application to crack development after lowland rice. *Geoderma*, 71: 245-261.
- Ritter, A., Hupet, F., Munoz-Carpena, R., Lambot, S. and Vanclooster, M., 2003. Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. *Agricultural Water Management*, 59(2): 77-96.
- Robert, P.C., 1999. Precision Agriculture: research needs and status in the USA, Second European Conference on Precision Agriculture, Odense, Denmark.
- Roger-Estrade, J., Richard, G., Caneill, J., Boizard, H., Coquet, Y., Defossez, P. and Manichon, H., 2004. Morphological characterisation of soil structure in tilled fields: from a diagnosis method to the modelling of structural changes over time. *Soil & Tillage Research*, 79(1): 33-49.
- Ross, P.J. and Smettem, K.R.J., 1993. Describing soil hydraulic properties with sums of simple functions. *Soil Science Society of America Journal*, 57(1): 26-29.
- Roth, C.H., 1997. Bulk density of surface crusts: depth functions and relationships to texture. *Catena*, 29(3): 223-237.
- Samouëlian, A., 2004. Analyse tridimensionnelle non destructive de la fissuration d'un sol cultivé à partir de mesures de résistivité électrique, Université d'Orléans, 200 pp.
- Samouëlian, A., Cousin, I., Richard, G., Bruand, A. and Tabbagh, A., 2003. Electrical resistivity imaging for detecting soil cracking at the centimetric scale. *Soil Science Society of America Journal*, 67(5): 1319-1326.
- Samouëlian, A., Richard, G., Cousin, I., Guérin, R., Tabbagh, A. and Bruand, A., 2004. 3D cracks monitoring by electrical resistivity tomography. *European Journal of Soil Science*, 55: 751-762.
- Samouëlian, A., Vogel, H.J. and Ippisch, O., 2007. Upscaling hydraulic conductivity based on the topology of the sub-scale structure. *Advances in Water Resources*, accepté.
- Science, 2004. *Soils - The Final Frontier*. 304.
- Simunek, J., Sejna, M. and van Genuchten, M.T., 1998. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0, 202 pp.
- Simunek, J., Sejna, M. and van Genuchten, M.T., 1999. The HYDRUS-2D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0, 251 pp.
- Smith, R.E. and Diekkruger, B., 1996. Effective soil water characteristics and ensemble soil water profiles in heterogeneous soils. *Water Resources Research*, 32(7): 1993-2002.

- Starr, J.L., 1990. Spatial and temporal variation of ponded infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, 54(3): 629-636.
- Stengel, P., 1979a. Evaluation of textural and structural porosities. Interest for the characterization of the physical state of soils. *Annales agronomiques*, 30: 27.
- Stengel, P., 1979b. Utilisation des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ. *Annales agronomiques*, 30(1): 35-53.
- Stengel, P. and Bourlet, M., 1985. Fissuration d'un sol argileux gonflant après compactage : effet de l'humectation, Soil compaction and regeneration, Consequences and Structural Regeneration Process, Avignon, France 17/18 September 1985.
- Sudduth, K.A., Drummond, S.T. and Kitchen, N.R., 2001. Accuracy issues in electromagnetic induction sensing of soil electrical conductivity for precision agriculture. *Computers and Electronics in Agriculture*, 31(3): 239-264.
- Tabbagh, A., Dabas, M., Hesse, A. and Panissod, C., 2000. Soil resistivity : a non-invasive tool to map soil structure horization. *Geoderma*, 97: 393-404.
- Tabbagh, J., Samouëlian, A., Tabbagh, A. and Cousin, I., 2007. Numerical modelling of direct current electrical resistivity for the characterisation of cracks in soils. *Journal of Applied Geophysics*, soumis.
- Tarchitzky, J., Banin, A., Morin, J. and Chen, Y., 1984. Nature, formation and effects of soil crusts formed by water drop impact. *Geoderma*, 33: 135-155.
- Vachaud, G., Passerat de Silans, A., Balabanis, P. and Vauclin, M., 1984. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Science Society of America Journal*, 49: 822-828.
- van Es, H.M., Ogden, C.B., Hill, R.L., Schindelbeck, R.R. and Tsegaye, T., 1999. Integrated assessment of space, time, and management-related variability of soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal*, 63(6): 1599-1608.
- van Genuchten, M.T., 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.T. and Wierenga, P.J., 1977. Mass transfer studies in sorbing porous media. III. Experimental evaluation with 2,4,5-T. *Soil Science Society of America Journal*, 41: 278-285.
- Van Pelt, R.S. and Wierenga, P.J., 2001. Temporal stability of spatially measured soil matric potential probability density function. *Soil Science Society of America Journal*, 65(3): 668-677.
- Vauclin, M., 1990. Modélisation des transferts dans les sols non saturés: approche déterministe ou stochastique ?, *Nitrates, Agriculture, Eau, Paris*, pp. 169-179.
- Vereecken, H., 1995. Estimating the Unsaturated Hydraulic Conductivity from Theoretical-Models Using Simple Soil Properties. *Geoderma*, 65(1-2): 81-92.
- Vereecken, H., J., M., Feyen, J. and Darius, P., 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science*, 153(3): 172-184.
- Vogel, H.-J., Cousin, I., Ippisch, O. and Bastian, P., 2006. The dominant role of structure for solute transport in soil: experimental evidence and modelling of structure and transport in a field experiment. *Hydrology and earth System Sciences*, 10: 495-506.
- Vogel, H.J., Cousin, I. and Roth, K., 2002. Quantification of pore structure and gas diffusion as a function of scale. *European Journal of Soil Science*, 53(3): 465-473.
- Vogel, H.J., Hoffmann, H., Leopold, A. and Roth, K., 2005. Studies of crack dynamics in clay soil - II. A physically based model for crack formation. *Geoderma*, 125(3-4): 213-223.
- Vogel, H.J. and Roth, K., 2003. Moving through scales of flow and transport in soil. *Journal of Hydrology*, 272(1-4): 95-106.
- Voltz, M. and Cabidoche, Y.M., 1995. Non-uniform volume and water content changes in swelling clay soil : I Theoretical analysis. *European Journal of Soil Science*, 46: 333-343.
- Wagenet, R.J., 1998. Scale issues in agroecological research chains. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 50(1-3): 23-34.
- Wessolek, G., Plagge, R., Leij, F.J. and Vangenuchten, M.T., 1994. Analyzing Problems in Describing Field and Laboratory Measured Soil Hydraulic-Properties. *Geoderma*, 64(1-2): 93-110.

- Wildenschild, D. and Jensen, K.H., 1999. Laboratory investigations of effective flow behavior in unsaturated heterogeneous sands. *Water Resources Research*, 35(1): 17-27.
- Wilding, L.P. and Lin, H., 2006. Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience. *Geoderma*, 131(3-4): 257-274.
- Wösten, J.H.M., Pachepsky, Y.A. and Rawls, W.J., 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251(3-4): 123-150.
- Young, I.M. and Crawford, J.W., 1991. The fractal structure of soil aggregates : its measurements and interpretation. *Journal of Soil Science*, 42: 187-192.
- Zavattaro, L., Jarvis, N. and Persson, L., 1999. Use of similar media scaling to characterize spatial dependence of near-saturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 63(3): 486-492.
- Zhou, Q.Y., Shimada, J. and Sato, A., 2001. Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, 37: 273-285.
- Zurmühl, T. and Durner, W., 1998. Determination of parameters for bimodal hydraulic functions by inverse modeling. *Soil Science Society of America Journal*, 62(4): 874-880.

Liste des encadrés

I. De la caractérisation de la structure du sol en plusieurs dimensions

Encadré 1 : Utilisation de la résistivité électrique pour la caractérisation d'un horizon cultivé à structure hétérogène.

Encadré 2 : Analyse tridimensionnelle non destructive de l'état de fissuration d'un sol cultivé à partir de mesures de résistivité électrique.

Encadré 3 : Identification de la variabilité à très courte distance de la profondeur d'apparition du calcaire. Apport de la résistivité électrique 3D in situ.

Encadré 4 : Apport de la résistivité électrique spatiale pour la cartographie des sols.

Encadré 5 : Caractérisation quantitative de la géométrie 3D du réseau poreux d'un échantillon de sol.

Encadré 6 : Caractérisation quantitative de la structure du sol à partir d'images en tomographie à rayons X.

II. De l'influence de la structure des horizons de sol sur leurs propriétés de transfert

Encadré 7 : Mise en évidence du rôle de la géométrie du réseau poreux sur ses propriétés de transfert
Comparaison du propagateur de diffusion calculé dans un échantillon reconstruit avec son expression théorique

Encadré 8 : Modélisation des propriétés d'un horizon hétérogène : exemple d'un sol caillouteux.

Encadré 9 : Des propriétés de l'agrégat à celle de l'horizon : détermination de la rétention en eau sur un horizon hétérogène.

Encadré 10 : V.E.R. de la structure d'un milieu poreux et V.E.R. des propriétés de transport.

Encadré 11 : Le rôle dominant de la structure sur la compréhension des phénomènes de transport. Application expérimentale du principe du scaleway.

III. De la variabilité temporelle de la structure des sols et ses conséquences sur leurs propriétés

Encadré 12 : Caractérisation de l'évolution de la structure du sol sous l'effet du compactage : analyse en microscopie électronique et en porosimétrie à mercure.

Encadré 13 : Suivi tridimensionnel non destructif de la fissuration d'un sol cultivé.

Encadré 14 : Compactage d'un sol limoneux : conséquences sur le réseau poreux et les propriétés hydrodynamiques en régime insaturé.

Encadré 15 : Caractérisation qualitative et quantitative d'une croûte de surface – Relation avec les propriétés hydrodynamiques.

IV. De l'horizon hétérogène à la parcelle hétérogène : apport à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des sols

Encadré 16 : Déterminer la réserve utile d'un petit bassin agricole.

Encadré 17 : Déterminer la quantité d'eau qui arrive à la base du sol dans une parcelle hétérogène.

Encadré 18 : Variation locale du drainage dans une unité de sol.

Encadré 19 : Utilisation de fonctions de pédotransfert pour l'estimation spatialisée de la réserve utile d'un petit bassin versant agricole.

Encadré 20 : Identification de zones de fonctionnement homogènes à l'aide de la résistivité électrique spatialisée.

Table des matières

Remerciements	1
Sommaire	3
Préambule	5
Quelques considérations générales en guise d'introduction	7
Sol, propriétés hydriques et fonctionnement hydrodynamique	7
Au centre de la Zone Critique : le sol, un milieu organisé hiérarchiquement	7
... poreux, hétérogène, anisotrope ...	9
... instable dans le temps	10
Des contraintes d'analyse spécifiques	10
I. De la caractérisation de la structure du sol en plusieurs dimensions	15
I.1. La structure du sol : quelques définitions	16
<u>I.1.1. Structure et texture : la vision du pédologue</u>	16
<u>I.1.2. Extension des concepts de structure et texture</u>	18
I.2. Imager la structure du sol	19
<u>I.2.1. De la nécessité d'outils d'imagerie tridimensionnels et non destructifs</u>	19
<u>I.2.2. Les apports de l'imagerie par résistivité électrique</u>	19
<i>Peut-on imager la structure du sol ?</i>	21
<i>Quelle est la résolution de la méthode ?</i>	21
<i>L'image tridimensionnelle est-elle satisfaisante ?</i>	23
I.3. Quantifier la structure du sol	27
<u>I.3.1. Caractériser la morphologie et la topologie du réseau de pore</u>	27
<u>I.3.2. Caractériser l'anisotropie du réseau de pore</u>	30
II. De l'influence de la structure des horizons de sol sur leurs propriétés de transfert	33
II.1. Quantification morphologique et topologique du réseau de poreux des sols : conséquences sur la diffusion gazeuse	33
II.2. Structure hétérogène des horizon de sol et rétention en eau	35
II.3. Discussion autour du concept de V.E.R.	37
III. De la variabilité temporelle de la structure des sols et ses conséquences sur leurs propriétés	43
III.1. Caractérisation tridimensionnelle de la structure du sol à différentes dates	44
<u>III.1.1. Evolution de la structure du sol sous l'effet de contraintes anthropiques. Analyse de deux états</u>	45
<u>III.1.2. Evolution de la structure du sol sous l'effet de facteurs climatiques. Analyse de plusieurs états</u>	45
III.2. Analyse conjointe de l'évolution de la structure du sol et de ses propriétés hydrodynamiques	49
<u>III.2.1. Evolution de la structure du sol sous l'effet de contraintes anthropiques. Analyse de deux états</u>	49

<u>III.2.2. Evolution de la structure du sol sous l'effet de facteurs climatiques.</u>	
<u>Analyse de plusieurs états</u>	49
III.3. Quelques points de discussion concernant l'analyse de la variabilité temporelle	54
IV. De l'horizon à la parcelle hétérogène : apport à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des sols	59
IV.1. Partitionner la parcelle <i>a priori</i> sur la base de sa structure : quel apport pour la compréhension du fonctionnement parcellaire ?	61
<u>IV.1.1. Démarche générale</u>	61
<u>IV.1.2. Déterminer la réserve utile d'un petit bassin versant agricole</u>	65
<u>IV.1.3. Déterminer la quantité d'eau drainée vers la profondeur dans une parcelle agricole</u>	66
<u>IV.1.4. Les limites de la démarche</u>	66
<i>Les unités de sol aussi sont hétérogènes ...</i>	66
<i>Cartographier ... les sols ? ou leurs propriétés ?</i>	69
<i>Que faire quand on ne peut réaliser les mesures ?</i>	69
<i>Le problème de la validation</i>	71
IV.2. Partitionner le fonctionnement d'une parcelle sur la base du suivi temporel d'une variable d'état	71
<u>IV.2.1. Principe de la démarche et exemple</u>	71
<u>IV.2.2. Discussion de quelques limites de cette approche</u>	74
<i>Variabilité temporelle des propriétés et modélisation</i>	74
<i>Quelle résolution temporelle optimale pour des mesures spatialisées ?</i>	74
<i>Variabilité temporelle et hétérogénéité spatiale : quel processus prédomine ?</i>	74
V. Perspectives : vers la définition de propriétés hydriques des sols variables dans le temps	77
V.1. Développer des fonctions de pédotransfert tenant compte de la macrostructure des sols	78
<u>Une discipline émergente : l'hydropédologie</u>	78
<u>Quelques exemples prometteurs tirés de la littérature</u>	79
<u>Quelques propositions personnelles</u>	80
V.2. De l'horizon au profil, et du profil à la parcelle : identifier des unités de fonctionnement homogène	81
<u>La résistivité électrique est-elle un candidat de choix pour ce projet ?</u>	82
<u>Quelles sont les difficultés que nous rencontrerons probablement ?</u>	83
Conclusion générale	85
Références bibliographiques	87
Liste des encadrés	95
Table des matières	97