

COMMUNAUTE FRANCAISE DE BELGIQUE
ACADEMIE UNIVERSITAIRE WALLONIE-EUROPE
UNIVERSITE DE LIEGE – GEMBLoux AGRO-BIO TECH

**Contribution à l'exploration de la structure des sols
par microtomographie aux rayons X : vers une
amélioration de la modélisation hydro-pédologique**

Eléonore Beckers

Essai original présenté en vue de l'obtention du grade de docteur en sciences
agronomiques et ingénierie biologique

Promoteur : Prof. Aurore Degré

2013-2014

COMMUNAUTE FRANCAISE DE BELGIQUE
ACADEMIE UNIVERSITAIRE WALLONIE-EUROPE
UNIVERSITE DE LIEGE – GEMBLoux AGRO-BIO TECH

**Contribution à l'exploration de la structure des sols
par microtomographie aux rayons X : vers une
amélioration de la modélisation hydro-pédologique**

Eléonore Beckers

Essai original présenté en vue de l'obtention du grade de docteur en sciences
agronomiques et ingénierie biologique

Promoteur : Prof. Aurore Degré

2013-2014

Beckers Eléonore (2014). Contribution à l'exploration de la structure des sols par microtomographie aux rayons X: vers une amélioration de la modélisation hydro-pédologique (Thèse de doctorat). Université de Liège - Gembloux Agro-Bio Tech, 158p., 13 tabl, 42 fig.

Résumé:

L'objectif de cette thèse est de contribuer à une meilleure représentation des transferts horizontaux dans les sols afin d'améliorer la modélisation hydro-pédologique. Le contexte d'itinéraires techniques contrastés dans lequel s'inscrit ce travail entraîne des modifications structurales du sol qui influencent son comportement hydrodynamique. L'enjeu est de tenter de comprendre ces modifications, par une analyse plus fondamentale, réalisée par microtomographie aux rayons X (μ CT). Cet outil, qui devient incontournable dans l'étude des sols, permet d'en visualiser la structure interne.

Les études sur l'anisotropie restent encore aujourd'hui marginales car fastidieuses, et nous montrons que l'état de développement actuel des modèles hydrologiques reste insuffisant sur ce point. En effet, lorsque la prise en compte de l'anisotropie est possible, elle repose sur l'hypothèse d'une proportionnalité simple entre les fonctions de conductivité horizontale et verticale.

Dans un premier temps, la microtomographie est utilisée comme une source d'information supplémentaire par rapport aux mesures plus classiques d'établissement des fonctions hydrodynamiques aux abords de la saturation. Nous avons effectivement pu montrer que la courbe de rétention établie via μ CT est plus réaliste, puisqu'elle permet de mieux approcher les mesures de conductivité en sol insaturé. Cependant, les résultats obtenus pourraient être sujets à caution en regard des choix et hypothèses à poser lors des différentes étapes du processus d'acquisition et de traitement des images. Le seuillage, particulièrement, est une étape importante. Nous proposons donc une nouvelle méthode de seuillage globale, basée sur la porosité visible de l'échantillon, testée et validée dans le cadre de cette étude.

Ceci permet d'utiliser les résultats microtomographiques pour affiner notre connaissance de la structure du sol. Une analyse en composantes principales des paramètres structuraux sur les pores a permis de confirmer que la connectivité, la surface spécifique, le volume et le rayon des pores jouent un rôle prépondérant dans la différenciation d'horizons de sol texturalement identiques mais structurellement différents. Nos résultats montrent que les variables structurales doivent être prises en compte pour améliorer la modélisation hydro-pédologique, mais ce d'autant plus si l'orientation des pores est prise en considération.

Nous décrivons donc les paramètres pertinents, pouvant être acquis par μ CT, et qui permettraient d'améliorer la modélisation fine des flux d'eau dans le sol tout en discutant les limites actuelles et les incertitudes restant à lever, concernant notamment les changements d'échelle.

Beckers Eléonore (2014). Soil structure exploration with X-ray microtomography: a way to improve hydro pedological modelling (PhD thesis). Université de Liège - Gembloux Agro-Bio Tech, 158p., 13 tabl, 42 fig.

Summary:

The aim of this thesis is to tend towards a better representation of soil water horizontal fluxes in hydro pedological modelling. Tillage practices result in soil structural modifications which impact soil hydrodynamic behaviour. This study takes place in this context, aiming to understand these modifications using X-ray microtomography (μ CT), which allows a more fundamental analysis of soil. Indeed, this tool becomes a key in the field of soil science, giving a direct insight of the internal structure of soil.

Besides, anisotropy studies are still rare as tiresome, and this work shows that the current hydrological models are anyway unable to represent it correctly: when it is taken into account, it rests on the hypothesis of a simple ratio between vertical and horizontal conductivity functions.

First, microtomography is used supplementary to usual methods for the establishment of hydrodynamic functions near saturation. We showed that the retention curve designed with μ CT information is more realistic since it leads to a better estimation of unsaturated hydraulic conductivity. However, these results could be doubtful depending on the different μ CT acquisition or processing choices and hypothesis. Particularly, the thresholding step is crucial. Consequently, we propose a new global thresholding method based on the visible part of soil sample porosity. This method has been tested and validated in the context of the present study.

This step allows us to use microtomography results to increase our knowledge of soil structure. A principal component analysis on soil pores structural parameters confirms that connectivity, specific surface, volume and radius are key factors for the differentiation of soil horizons texturally similar but structurally different. Our results show that structural parameters have to be taken into account to improve hydro pedological modelling, especially if pores orientation is considered.

We described thus the relevant parameters that can be obtained with μ CT and which could help to better model water fluxes in soil while discussing the remaining limits and uncertainties, about upscaling issues notably.

Remerciements

Je ne déroge pas à la règle des remerciements, ni à celle qui veut que ceux-ci, s'ils n'ont pas été écrits en premier, ont du moins été imaginés dès les prémices d'une rédaction synthétique. Quel plaisir de s'y atteler après avoir imaginé si souvent arriver à ce stade. Ces remerciements ne sont pas vides d'émotion, j'en profiterai donc pour glisser des commentaires personnels, voire une dose d'humour appréciable quand nécessaire.

Une place d'honneur dans cette page est à réserver à Aurore (Prof. Aurore Degré pour les non-initiés, AD pour les autres). Parce qu'Aurore a été à l'origine de mon intérêt pour l'hydrologie. Elle a été mon assistante quand j'étais étudiante, ma promotrice de TFE, ma promotrice de thèse, ma supérieure hiérarchique, le professeur que j'ai assisté. Elle a été celle qui a eu droit aux bêtes questions, aux prises de tête, aux phases de grande motivation et de découragement. Elle a été le témoin de chamboulements de ma vie privée (mon mariage, mes enfants, et le reste). Bref, elle a été présente littéralement au quotidien, et elle a été un appui tant sur le plan professionnel (et quel appui !), que sur le plan privé. Cela fait 9 ans (en comptant mes années d'ingénieur) que j'ai le plaisir de travailler avec toi, et j'ai appris énormément à tes côtés. Les remerciements que je t'adresse sont sincères et formulés de tout mon cœur (et de toute ma tête, s'il est besoin d'ajouter).

Je tiens ensuite à remercier les membres de mon comité de thèse : Prof. Marc Aubinet, Prof. Laurent Bock, Prof. Charles Debouche, Prof. Aurore Degré, Prof. Marie-France Destain, Dr. Ir. Christian Roisin et Prof. Dimitri Xanthoulis. Je tiens à les remercier pour leur investissement scientifique, matériel et moral : leur humanité et leur humour n'en ont rendu que plus constructifs et appréciables leurs conseils avisés. Je remercie Prof. Marc Aubinet et Dr. Ir. Christian Roisin d'avoir accepté le rôle de rapporteurs.

Je remercie sincèrement le Prof. Philippe Baveye, qui m'a non seulement inspirée à travers ses articles, mais qui m'a aussi offert un soutien précieux et spontané. Il a accepté de faire partie de mon jury, ce qui est un grand honneur, mais aussi une marque d'intérêt pour mon travail plus qu'appréciable.

Merci aussi à ceux qui ont contribué activement à la réalisation de cette thèse, et sans qui elle n'aurait pu aboutir. Merci donc à Prof. Angélique Léonard pour son appui quant aux aspects microtomographiques, et à l'accueil qui m'a été réservé à la halle de Chimie appliquée. Merci à Dr. Ir. Erwan Plougonven, à nouveau d'une aide précieuse pour les questions microtomographiques, pour sa présence lors de la rédaction des articles, pour son appui pour l'utilisation de son algorithme de calcul, et j'en passe. Je remercie encore une fois Dr. Ir. Christian Roisin, qui fait partie de mon comité de thèse, mais qui m'a aussi fourni un terrain d'expérimentation et une grande liberté d'action. Sa confiance en mon travail a été un soutien précieux pendant ces années. Merci à Dr. Ir. Yves Brostaux pour sa patience et ses réponses statistiques, et merci à Dr. Ir. Catherine Sohier pour ses réponses sur les modèles et le partage de la station. Merci à Dr. Ir. Simona Hapca, qui a accepté de collaborer avec moi, ses apports et remarques judicieux m'ont permis d'améliorer la qualité de mon travail. A la fée Katia Berghmans, un tout grand merci pour son aide administrative, les réponses à mes questions diverses et la précieuse (!) relecture attentive avant impression, le tout ponctué par un rire légendaire qui résonne encore dans les couloirs du service ☺. Finalement, merci à Daniel Baes, Stéphane

Becquevort, Rudy Schartz et Bernard Segers pour leur appui technique et leur aide précieuse.

Merci à Mick Berry pour m'avoir soutenue dans mon apprentissage de l'anglais, et à Sébastien Jacqmin pour son génial coup de crayon.

Je tiens à remercier ou saluer également, dans un ordre tout à fait aléatoire, mes collègues au sens large, à savoir aussi bien des gens de l'unité, que du département, de la « fac » comme on dit encore, d'ailleurs, les constants et ceux de passage : Daniel, Stéphane, Olivier, Patricia, Christine, Déborah, Nathalie, Moussa, Katia, Gilles C., Gilles S., Sébastien, Rémy, Julie, Catherine, Alexandra, les membres AIL, Steve, Maité, Steph, Bernard H.,... et tous ceux que j'ai eu la chance de croiser.

Je salue tous « mes » étudiants (ok Aurore, tes étudiants ;)), et plus particulièrement les Masters 1 qui ont fait de ma dernière année d'assistantat un très bon souvenir.

Parce qu'ils l'ont demandé, merci à Etienne, Stéphane, Steven et Itsvan : vive l'hygrométrie ;).

Sans besoin de précision, juste parce qu'ils ont fait (et font encore) partie de ma vie durant cette thèse, un clin d'œil/un bisou/un merci à (en ce compris leurs « extensions familiales »): Auré M et Kenaud, Auré DS, Juju (que je ne citerai pas ici, mais qui a pourtant des phrases sur la thèse tout à fait intéressantes) et mon adorable filleul Thomas, Adé, Ame, Aso, Paul et Pat, Sand, Vix et Hug, Vaness...

Merci à tous ceux qui ont pu s'intéresser à ma thèse de près ou de loin, par intérêt professionnel ou personnel.

Merci aussi

A mes parents, pour tout ce qui a précédé cette thèse et m'y a menée.

A ma sœur Amélie, qui doit probablement être ma plus grande fan.

A mon frère Lucien, à qui je souhaite d'aller au bout de ses envies et de son chemin.

Et last but not least :

A Laurent et à nos filles, Louise et Cléo, je dédie un chapitre de remerciements, sans réserve. Parce qu'aller au bout de ses projets, c'est aussi pour ses enfants qu'on le fait, mais c'est grâce au soutien de leur père que j'ai pu le concrétiser.

Finalement, je tenais à citer ce dicton (d'origine incertaine) : « Pour réussir sa vie, un homme doit faire un enfant, écrire un livre et planter un arbre. ». Le contenu en est discutable et n'est certainement pas à prendre au sens strict, c'est un dicton qui m'a marquée cependant. Et je ne peux dès lors que dédier cette thèse à mes deux filles qui contribuent pleinement à ce que je considère comme mon bonheur (excepté le dimanche matin à 6h ;)). Puissiez-vous trouver chacune le chemin de votre bonheur, de votre réalisation personnelle.

Contenu

1. Introduction	1
Introduction	2
Objectifs et Méthodologie	7
2. Site expérimental, mesures et caractérisation	14
Contexte	15
Caractérisation texturale	18
Caractérisation structurale	19
Caractérisation du comportement hydrodynamique	27
3. Modélisation des flux horizontaux dans les sols, Etat de l'art.....	37
Introduction	39
Modélisation hydrologique : types de modèles, développement, état actuel.....	41
Genèse des crues	47
Prise en compte de la conductivité hydraulique dans les modèles hydrologiques...	49
Discussion et perspectives	54
4. Vers une amélioration des fonctions hydrodynamiques du sol par une étude transéchelle.....	59
Introduction	61
Material and methods	64
Results and discussion	76
Conclusion	87
5. Développement d'une méthodologie adaptée à la microtomographie des sols.....	92
Introduction	94
Material and methods	98
Results and discussion	108
Conclusions	121
6. Anisotropie des fonctions hydrodynamiques: l'apport de la microtomographie.....	127
Introduction	128
Matériel et méthodes.....	131
Résultats et Discussion	135
Conclusion	147
7. Conclusions et Perspectives	151

Liste des Figures

Figure 1-1: Gammes de pression et de rayon prospectées par les différentes mesures réalisées : microtomographie (μ Tomo), tensio-infiltrométrie (TI) et Courbes de rétention (Pressure pan). Les gammes relatives aux porosités efficace et utile sont indiquées en couleur, la zone orange étant la zone de transition possible entre la porosité efficace et la réserve utile.....	9
Figure 2-1 : Emplacement du site d'essai sur carte IGN au 1/10.000 modifiée N° 40/5.	15
Figure 2-2 : Schéma en carré latin de l'essai au Champ du Mont, Gentinnes (Crédit : Christian Roisin).....	16
Figure 2-3 : Sondage réalisé au Champ du Mont, dans un sol type Aba(b)1. Bac supérieur : horizon Ap (0-30 cm), bac du milieu : horizon Bt (30-70cm), bac inférieur : Transition vers un horizon C (70-100 cm).....	18
Figure 2-4 : Pénétrömètre automatisé. (Crédit : CRA-W).....	20
Figure 2-5 : Profils pénétrométriques (mars 2011). A gauche : parcelle en labour ; à droite : parcelle en TCS.	20
Figure 2-6 : Fosses réalisées au Champ du Mont, Gentinnes. La photo de gauche illustre un profil en labour, tandis que la fosse de droite illustre un profil en TCS. (Crédit : Eléonore Beckers)	21
Figure 2-7 : Mesures de rétention pour 7 échantillons en TCS (en haut) et en Labour (en bas) pour 2 horizons de prélèvement (1 : 0-10 cm ; 2 : 12-25 cm), mars 2011.....	23
Figure 2-8 : Relations moyennes pression-teneur en eau pour 7 échantillons en Labour et en TCS (horizons de prélèvement 1 : 0-10 cm ; 2 : 12-25 cm), mars 2011.	24
Figure 2-9 : Perméamètre de laboratoire - Laboratory-Permeameter, Eijkelkamp, Giesbeek, Netherlands (Crédit : Eijkelkamp ®)	30
Figure 2-10 : Vue aval d'une fosse et de sa parcelle d'essai à Gentinnes, Champ du Mont. (Crédit : Stéphane Becquevort).....	31
Figure 2-11 : Mise en place des gouttières et bidons de récoltes des flux horizontaux. (Crédit : Stéphane Becquevort).....	32
Figure 2-12 : Schéma explicatif des entrées et sorties liées au logiciel Hydrus 3D®. 35	
Figure 3-1 : Représentation schématique de classification des modèles hydrologiques (des informations complémentaires sur les modèles cités peuvent être trouvées dans Ambroise, 1998; Neitsch et al., 2005; Simunek et al., 2007; Simunek et van Genuchten, 2008)	44
Figure 4-1 : 3-D soil strength profiles. Left panel: CT profile; Right panel: RT profile.	65
Figure 4-2: 3-D visualization of pores for each soil object for half samples (i.e., 2.5 cm height and 3cm in diameter); CT, RT1, RT2 from top to bottom panels; XY view at the left panels; XZ view at the right panels.....	67

Figure 4-3: Representation of a theoretical pore network. The following morphological measurements are illustrated: On the left, dimensions of the pore as an elliptic cylinder (double white arrows); on the left, pore surface measurement determined from the number of voxel faces (see magnifying glass); in the middle, connection characterization (pore hole); on the right, inertia tensors measurements (black arrows).	71
Figure 4-4: Water retention data for the three objects (CT, RT1, RT2) obtained with the Richards' procedure (empty dots) and with microtomography (full dots) for the entire tension range.	76
Figure 4-5 : Retention curves. Dotted line: Richards' measurements (R); solid line: combined μ CT and Richards' measurements (μ CT+R); fine line: van Genuchten adjustment (VG); thick line: dual porosity adjustment (DP).....	78
Figure 4-6 : Pore size distribution depending on the horizons and the fitted model (DP vs. VG).....	80
Figure 4-7 : Hydraulic curves. Dotted line: Richards' measurements (R); solid line: combined μ CT and Richards' measurements (μ CT+R).....	82
Figure 4-8 : PCA scores for pores with $r > 1500\mu\text{m}$ with the first F1, 54%) and second (F2, 23%) components.	85
Figure 4-9 : PCA scores for pores with $r > 1500\mu\text{m}$ with the first (F1, 54%) and third (F3, 11%) components.	86
Figure 5-1: Retention curves for CT with a dual-porosity model fitted on Micro-CT data (dots) depending on threshold values (90-170). Macroscopic measurements are indicated with black crosses.	109
Figure 5-2: Retention curves for RT2 with a dual-porosity model fitted on Micro-CT data (dots) depending on threshold values (90-170). Macroscopic measurements are indicated with black crosses.	109
Figure 5-3: Hydraulic curves for CT depending on threshold values with the Mualem model. Dots: Tensio-infiltrimeter measurements. $K_{\text{sat}}=1370 \text{ cm/day}$	110
Figure 5-4: Hydraulic curves for RT2 depending on threshold values with the Mualem model. Dots: Tensio-infiltrimeter measurements. $K_{\text{sat}}=340 \text{ cm/day}$	111
Figure 5-5: Greyscale histogram (left; for 0-255 range 0=soil and 255=pores) of a RT2 sample and one of its grey-level slice (right; black=pores and white=soil) with V1-BH0 combination.	112
Figure 5-6: Sensitivity analysis for parameter l . Unsaturated hydraulic conductivity for RT2 considering threshold value (120; 130; 140) and l values (-5; 0; 5; 15) and optimized values for T120 and T130.....	113
Figure 5-7: PCA scores depending on representative threshold values for 50 bigger pores (F1 (54%); F2 (23%)).	114
Figure 5-8: Retention curves for CT and RT2 as a function of pre-processing, with a dual-porosity model. V1: dilation-erosion-Gaussian filtering; V2: Median filtering; BHx: X% Beam hardening correction.....	116

Figure 5-9: Hydraulic curves for CT and RT2 depending on the pre-processing, with a Mualem model. V1: dilation-erosion-Gaussian filtering; V2: Median filtering; BHX: X% Beam hardening correction; Dots: Tensio-infiltrometer measurements.	117
Figure 5-10: Hydraulic curves for CT depending on thresholding method with the Mualem model. Dots: Tensio-infiltrometer measurements. Ksat=1370 cm/day.....	119
Figure 5-11: Hydraulic curves for RT2 depending on thresholding method with the Mualem model. Dots: Tensio-infiltrometer measurements. Ksat=340 cm/day.	119
Figure 5-12: Water retention curves obtained with the porosity-based method and the three local methods (SH; SWV; AH) for 2 different samples.....	120
Figure 6-1 : Représentation de la zone d'étude telle que modélisée dans Hydrus 3D® à partir des points GPS.	133
Figure 6-2 : Représentation des flux de sortie dans la fosse (surface de suintement) pour la parcelle en labour. En vert, les flux pour la modélisation en isotropie – En bleu, les flux pour la modélisation en anisotropie. Dans les deux cas le modèle d'écoulement est celui de la double porosité.....	137
Figure 6-3 : Représentation des flux de sortie dans la fosse (surface de suintement) pour la parcelle en TCS. En vert, les flux pour la modélisation en isotropie – En bleu, les flux pour la modélisation en anisotropie. Dans les deux cas le modèle d'écoulement est celui de la double porosité.....	138
Figure 6-4 : Comparaison des flux mesurés et modélisés (avec prise en compte de l'anisotropie) pour la parcelle en TCS, entre le 24 décembre 2009 à 0h (point zéro de l'axe des abscisses) et le 26 décembre 2009.....	140
Figure 6-5 : Comparaison des flux mesurés et modélisés pour la parcelle en labour, entre le 20 février 2010 à 0h (point zéro de l'axe des abscisses) et le 19 mars 2010.....	141
Figure 6-6 : Analyse en composantes principales pour les pores actifs à partir de h=-1cm, et dont le rayon est estimé comme étant supérieur à 1500µm. (SS = Surface spécifique ; CS = Connectivité spécifique ; SfeC = Surface des connexions ; NbC = Nombre de connexions)	143
Figure 6-7 : Analyse en composantes principales pour les pores actifs à partir de h=-3cm, et dont le rayon est estimé comme étant supérieur à 750µm. (SS = Surface spécifique ; CS = Connectivité spécifique ; SfeC = Surface des connexions ; NbC = Nombre de connexions)	145

Liste des Tables

Table 2-1: Calendrier cultural depuis la mise en place des essais au Champ du Mont, Gentinnes, Belgique. (*TCS : Consiste en un travail de 12-15 cm de profondeur à l'aide d'un cultivateur à dents flexibles ; *Labour : consiste en un travail de 28-30 cm de profondeur à l'aide d'une charrue conventionnelle **Travail superficiel : double passage à herse rotative sur 3-4 cm de profondeur +rouleau « Croskill »).....	17
Table 2-2: Pourcentages granulométriques sur matière sèche décarbonatée et teneur en carbone organique pour différents horizons (CT1 : Labour entre 0 et 25 cm ; RT1 : TCS entre 0 et 10 cm ; RT2 : TCS entre 12 et 25 cm). Les mesures ont été réalisées au Centre Provincial de l'Agriculture et de la Ruralité.	19
Table 2-3 : Teneurs en eau volumétriques moyennes et écart-types associés en fonction des horizons : porosité totale, porosité efficace et réserve utile.....	25
Table 2-4: Moyennes par horizon et orientation des mesures de conductivité hydraulique à saturation (n=8) ; H pour horizontale ; V pour verticale.....	31
Table 4-1: RRMSE [-] for fitting Richards' data set (R) and combined data set (μ CT+R) with van Genuchten (VG) or Dual Porosity (DP) model on retention functions. *The last column is calculated using parameters from " μ CT+R" DP but on Richards' data alone... 77	77
Table 4-2: K_s = Saturated hydraulic conductivity [m/s]; N_M = number of hydraulically effective pores; θ_M = hydraulically effective macroporosity [cm^3/cm^3]; ER = efficiency ratios for μ CT (T) and Richards' (R) measurements (m) [-].....	81
Table 4-3: RRMSE [-] for fitting Richards' data set (R) and combined data set (μ CT+R) with van Genuchten (VG) or dual porosity (DP) model on hydraulic functions.....	81
Table 4-4: Dispersion coefficient of the samples in the PCA 3-D space for all the samples ("All") and for all the samples except the farthest from the mean ("All-1").	87
Table 5-1 : Threshold values for different pre-process combinations, considering Otsu's method (1979) and porosity-based method (for 0-255 range; 0=black/soil and 255=white/pores).....	115
Table 6-1 : Paramètres de van Genuchten (1980) et Durner (1994) pour la modélisation des parcelles étudiées au Champ du Mont, Gentinnes	134
Table 6-2 : Facteurs d'anisotropie pour la modélisation des flux dans Hydrus 3D®	134
Table 6-3 : Ecoulement total récolté dans la fosse par simulation avec Hydrus3D® (cm^2).....	135
Table 6-4 : Ecoulement total récolté dans les fosses (cm^2 - la modélisation ayant été effectué en 2 dimensions, la profondeur du domaine est unitaire).....	136

Liste des abréviations

ACP	Analyse en Composantes Principales
AH	A. Houston (la méthode de)
AnIsDP	Anisotropie et modèle Double Porosité
AnIsVG	Anisotropie et modèle de van Genuchten
BH	Beam Hardening
CT	Conventional Tillage
DP	Dual Porosity
ER	Efficiency Ratio
HRU	Hydrological Response Unit
IsDP	Isotropie et modèle Double Porosité
IsVG	Isotropie et modèle de van Genuchten
PBA	Porosity-Based method
PCA	Principal Component Analysis
PNM	Pore Network Model
R	Richards (la méthode de)
RT	Reduced Tillage
SH	S. Hapca (la méthode de)
SWV	S. Schlüter, U. Weller, H.-J. Vogel (la méthode de)
TCS	Travail Cultural Simplifié
TCT	Tensorial Connectivity-Tortuosity (concept de)
TI	Tensio-Infiltromètre
VG	van Genuchten
μ CT	Microtomographie

Liste des symboles et variables

A_c	Surface moyenne des connexions [L^2]
C	Nombre de connexions redondantes pour le calcul du nombre d'Euler [-]
CS/SC	Connectivité spécifique [L^{-1}]
Def	Déformation du pore [-]
d_i	Valeur estimée pour le calcul du RRMSE
D_i	Valeur observée pour le calcul du RRMSE
$F1-F2-F3$	Axes principaux pour l'ACP
g	Accélération gravitaire [$L.T^{-2}$]
h	Potentiel matriciel [L]. Il est négatif dans le domaine insaturé (appelé succion lorsque l'on en prend la valeur absolue), et positif dans le domaine saturé.
H (p. 27)	Nombre de cavités incluses pour le calcul du nombre d'Euler [-]
H (p. 28)	Perte de charge [L]
h_k	Tension d'ajustement dans le model de Vogel et Cislerova [L]
K	Conductivité hydraulique [$L.T^{-1}$]
KA	Tenseur d'anisotropie
$K(h)$	Conductivité hydraulique au potentiel h [$L.T^{-1}$]
K_H	Conductivité hydraulique horizontale [$L.T^{-1}$]
K_k	Conductivité hydraulique pour une tension h_k [$L.T^{-1}$]
K_m	Conductivité hydraulique moyenne [$L.T^{-1}$]
K_{sat}/K_s	Conductivité hydraulique à saturation [$L.T^{-1}$]
K_v	Conductivité hydraulique verticale [$L.T^{-1}$]
l	Indice de connectivité des pores [-]
L	Longueur du cylindre de sol [L]
m	Paramètre dans la courbe de rétention ($=1-1/n$, $n > 1$) [-]
n	Index de la distribution de la porosité dans la courbe de rétention [-]
n	Nombre de mesures pour le calcul du RRMSE [-]

N	Nombre d'objets isolés pour le calcul du nombre d'Euler [-]
NbC	Nombre de connexions [-]
N_M	Nombre de pores efficaces hydrauliquement [-]
P	Précipitations [L]
pF	Transformation logarithmique en base 10 de la succion en cm
Q	Débit [$L^3.T^{-1}$]
r	Rayon du pore [L]
r_a	Rayon minimal du pore [L]
R	Rayon moyen du pore [L]
RRMSE	Relative Root Mean Square Error [-]
S	Section transversale du cylindre de sol [L^2]
SC/CS	Connectivité spécifique [L^{-1}]
S_e	Degré de saturation du sol [-]
S_{feC}/S_{fc}	Surface des connexions [L^2]
SS	Surface spécifique [L^{-1}]
t	Temps [T]
V/Vol	Volume [L^3]
V_m	Vitesse moyenne apparente à travers la section S [$L.T^{-1}$]
V_p	Volume du pore [L^3]
w	Facteur de pondération dans le modèle de Durner [-]
α	Angle de contact entre le liquide et le sol [rad]
α	Paramètre relatif à la pression d'entrée d'air dans la courbe de rétention [L^{-1}]
η	Viscosité dynamique de l'eau [$M.L^{-1}.T^{-1}$]
θ	Teneur en eau [$L^3.L^{-3}$]
θ_a	Teneur en eau ajustée pour le modèle de Vogel et Cislerova [$L^3.L^{-3}$]
θ_m	Teneur en eau ajustée pour le modèle de Vogel et Cislerova [$L^3.L^{-3}$]
θ_M	Macroporosité efficace hydrauliquement [$L^3.L^{-3}$]

θ_r	Teneur en eau résiduelle [L ³ .L ⁻³]
θ_s	Teneur en eau à saturation [L ³ .L ⁻³]
θ_{vol}	Teneur en eau volumétrique [L ³ .L ⁻³]
ρ	Densité du liquide [M.L ⁻³]
σ	Tension de liquide surfacique [M.T ⁻²]
χ_v	Nombre d'Euler spécifique [L ⁻³]

1. Introduction

Introduction

Le recours à la modélisation, avec le développement et l'accès aux ressources informatiques, s'est amplifié ces dernières décennies et est désormais incontournable, quel que soit le domaine d'étude. L'hydrologie ne déroge pas à la règle. La modélisation hydrologique est en effet très largement répandue. Elle vise principalement deux objectifs, tout comme la modélisation au sens large. Le premier, originel, est la reproduction du fonctionnement d'un système, notamment en vue de la prévision d'évènements (par exemple des crues). Le deuxième, qui en découle, est l'amélioration de la compréhension du fonctionnement intrinsèque desdits systèmes. Du fait de ces objectifs distincts, mais aussi en raison de la diversité des domaines scientifiques couverts (météorologie, physiologie végétale, statistiques, ...), de nombreux modèles à vocation hydrologique existent et évoluent, et cependant montrent encore des lacunes. Ces lacunes sont le reflet de notre connaissance toujours imparfaite du continuum eau-sol-plante-atmosphère. Car ce maillon central du système hydrologique varie en permanence sous l'effet de très nombreux facteurs, et présente une hétérogénéité à toutes les échelles d'étude jusqu'à présent envisagées. Même les modèles les plus élaborés, par ailleurs très largement utilisés, sont reconnus inaptes à modéliser avec exactitude le comportement des sols (Beven et Germann, 2013). Il est évident que bon nombre de recherches reste à faire dans ce domaine, pour arriver à appréhender dans son entièreté le sol et ses interactions avec le milieu, et finalement les modéliser.

D'autre part, le contexte actuel, tourné vers le développement durable, influence le secteur agricole et fait émerger, notamment, des techniques culturales dites simplifiées (TCS). Ce terme doit être compris comme un terme englobant toutes les techniques qui se distinguent par l'absence de labour, c'est-à-dire par l'absence d'un retournement du

sol, mais qui peuvent aller de l'itinéraire le plus « simple », comme le semis direct, à des itinéraires plus complexes. Le recours à ce terme n'est donc pas systématiquement synonyme de simplicité de mise en œuvre et d'économie d'intrants (énergie, adjuvants etc.). Cela étant dit, ces techniques se développent, en ce compris en Belgique, principalement pour leur potentiel à réduire l'érosion des sols. Il semble que cette capacité soit généralement acceptée, même si l'hydrologie des parcelles en TCS et plus spécifiquement la partition des flux sont encore controversées. Aucune étude n'a encore permis de trancher les concernant, encore moins de pouvoir généraliser des résultats et les transposer à d'autres situations présentant pourtant des similitudes.

On constate en effet dans la littérature une divergence des conclusions concernant cette pratique (Green et al., 2003; Batthacharyya et al., 2006; Strudley et al., 2008 par exemple), ou devrait-on dire ces pratiques. Parce que se situe là une des raisons des divergences, dans la diversité des pratiques culturelles associées au terme TCS. Ajoutés à cela, la diversité des sols en place, de leur passé cultural, du climat, sont autant de sources de variation qui rendent difficiles l'identification précise des causes et conséquences des modifications en termes de comportement hydrodynamique. D'autant plus que, dans la plupart des cas, ces comportements hydrodynamiques sont analysés, étudiés, à l'échelle macroscopique¹. Il en résulte que seuls les processus macroscopiques peuvent être interprétés (Cousin et al., 2004), le même résultat pouvant être la conséquence de différents arrangements à l'échelle du pore. Si les causes ne sont pas connues, et que les conséquences divergent, la modélisation ne peut mener à aucune généralisation, et donc ne remplira ni son rôle analytique, ni son rôle prévisionnel.

¹ L'échelle macroscopique correspond ici à l'échelle du réseau poral, qui peut varier de quelques cm³ à la parcelle. Elle s'oppose donc à l'échelle dite microscopique, qui considère le pore comme élément constitutif.

A ce stade où l'impact d'une pratique est reconnu mais ne parvient pas à être appréhendé totalement, il est alors nécessaire de recourir à l'utilisation de nouvelles techniques et méthodologies d'analyse. En effet, l'observation des processus macroscopiques ne permet apparemment pas de comprendre entièrement les phénomènes en jeu, et doit donc être complétée par une étude plus fondamentale de ces phénomènes. L'émergence dans les années 80, et le début de son expansion plus récente, de la microtomographie aux rayons X comme outil d'analyse du sol (Crestana et al., 1985; Hainsworth and Aylmore, 1983; Petrovic et al., 1982 principalement) prend toute son importance dans ce contexte. En effet, cette technique permet une visualisation en 3 dimensions de la structure interne du sol à l'échelle micrométrique, et au-delà². Dès 1997, elle a été utilisée pour étudier les caractéristiques des pores en fonction de l'intensité de travail du sol (Olsen et Borresen, 1997). Depuis lors, et encore récemment, de nombreuses études l'utilisent pour tenter de mieux comprendre le sol (Taina et al., 2008 offrent un aperçu des recherches effectuées dans ce domaine). La microtomographie aux rayons X, permettant une analyse directe à l'échelle du pore, dispose donc des atouts nécessaires pour compléter les observations réalisées à l'échelle macroscopique, et expliciter les transformations engendrées.

Les études s'accordent malgré tout sur un point majeur : la modification de l'itinéraire technique a un impact sur la structure du sol et sur le réseau poral. Les modifications annoncées portent aussi bien sur la distribution de la porosité, que son orientation, ou encore la connectivité des pores (Ball et al., 1994 ; Ball et al., 2007 ; Malone et al., 2003 ; Sasal et al., 2006; Wahl et al., 2004). Ces paramètres ont un lien direct avec la capacité du sol à conduire l'eau, et auront alors un impact sur les flux. La microtomographie peut

² Il est à noter que la taille du pixel qui peut être obtenue dépend notamment de la taille de l'échantillon et du temps d'acquisition.

donc apporter des informations nécessaires pour affiner notre connaissance du comportement hydrodynamique des sols, pour identifier les paramètres qui le déterminent, et finalement pour en améliorer la modélisation. Par exemple, Köhne et al. (2011) utilisent la distribution de taille des pores et la connectivité mesurées via la microtomographie pour paramétrer un modèle de réseau de pores (PNM). L'obtention des relations qui expriment le comportement hydrodynamique du sol pour la modélisation à grande échelle en est également une perspective connexe intéressante. En effet, la modélisation des transferts dans les sols est réalisée via la détermination des fonctions de rétention et de conductivité hydraulique. Pour ce faire, différentes méthodes existent et reposent sur la mesure de paramètres du sol plus ou moins faciles à acquérir. Dans tous les cas, la partie de ces fonctions proches de la saturation reste entachée par une importante incertitude. Or, la modification des flux évoquée plus haut prendra justement toute son importance aux abords de la saturation. Des mesures effectuées visuellement sur le réseau poral, et qui ne sont donc pas sensibles aux conditions de mesure (le degré de saturation effectivement atteint, par exemple), représentent une piste pour améliorer notre connaissance de ces fonctions hydrodynamiques, et dès lors en réduire l'incertitude liée.

Il est également légitime de s'interroger plus spécifiquement sur l'effet des itinéraires techniques simplifiés sur les composantes verticale et horizontale des flux hypodermiques. Etant donné l'importance des écoulements horizontaux dans la genèse des crues (Hursh, 1936), ceux-ci nécessitent d'être représentés au mieux dans les modèles hydrologiques. Il apparaît pourtant que l'hypothèse d'un sol isotrope est très largement posée, la valeur attribuée à la conductivité hydraulique horizontale étant en général égale à sa composante verticale. Au mieux, elle sera considérée comme proportionnelle, ce qui reste cependant limitant dans la description de la porosité, sa

distribution ou sa connectivité, en fonction de son orientation. Elle n'est en tous cas pas évaluée sur base des caractéristiques physiques du sol. Or, on l'a vu, la microtomographie est un outil potentiellement très utile pour la caractérisation structurale du sol et donc, en toute logique, pour la différenciation des comportements relatifs à une orientation spécifique des pores. La microtomographie nous sert donc également dans le cadre de cette étude à caractériser des comportements anisotropiques, ce qui constitue une des originalités de ce travail.

Ce travail de recherche aura donc, d'une part, l'ambition de jeter un premier pont entre les modifications observées et leur origine microscopique via une étude transéchelle – du pore³ à la parcelle en passant par l'échantillon de quelques cm³. Et d'autre part, d'utiliser ces résultats pour, à tout le moins, identifier des pistes d'amélioration de la modélisation des transferts horizontaux dans les sols. Les différentes étapes permettant de répondre à ces objectifs sont détaillées dans la suite du document.

³ La notion de pore est définie au Chapitre 2, p.26

Objectifs et Méthodologie

Ce travail s'attèle à améliorer la modélisation hydrologique des transferts horizontaux dans les sols dans un contexte d'itinéraires techniques contrastés. Cet objectif principal est décliné en 4 objectifs intermédiaires, introduits ci-dessous. Chacun de ces objectifs fait l'objet d'un chapitre distinct dans lequel il sera détaillé. Il est à noter qu'ils font suite à un premier chapitre de présentation du site expérimental et des mesures réalisées au cours de la thèse.

Dans un premier temps, nous réalisons un **état de l'art de la modélisation hydrologique** afin d'identifier clairement les manques au point de vue de la représentation des **flux horizontaux** dans les différents schémas de modélisation existants.

La **caractérisation de la structure du sol et de son comportement hydrodynamique**, réalisée dans le but de comparer et d'identifier des différences entre itinéraires techniques, est le deuxième objectif. Une analyse à l'échelle du pore (dont le rayon est supérieur à 150 μm) via la **microtomographie à rayons X** complète et met en lumière les différences observées à l'échelle macroscopique. L'apport de cette méthode dans la caractérisation de la structure est démontré.

La **microtomographie appliquée aux sols** reste cependant une méthode qui ouvre des questions importantes relatives aux choix méthodologiques de traitement des données acquises. Différentes approches de **validation** de traitement de ces données ont été testées, et mènent à une **méthodologie** qui semble éprouvée dans notre contexte.

Finalement, ces différentes étapes devront nous permettre de modéliser les comportements des sols étudiés et mener à **l'amélioration de la modélisation des flux**

horizontaux pour des sols à structures différenciées, d'interpréter leurs comportements et éventuellement d'extrapoler les résultats à d'autres cas de figure.

Objectif 1 : Modélisation des flux horizontaux dans les sols, Etat de l'art

Cette synthèse bibliographique rappelle les différents schémas de modélisation hydrologique et plus particulièrement la manière dont sont pris en compte les mouvements horizontaux de l'eau dans les sols. Il apparaît que les transferts horizontaux sont peu pris en compte dans la modélisation hydrologique. Bien qu'implémentés de manière explicite dans les modèles hydrologiques physiques à travers l'introduction d'une conductivité hydraulique horizontale (Simunek et al., 2007), sa valeur est peu discutée et est, dans bien des cas, simplement égale ou proportionnelle à la valeur de la conductivité hydraulique verticale. Dans les modèles conceptuels, la prise en compte des flux horizontaux peut être faite selon différentes approches, dont la plupart nécessite la calibration des paramètres déterminants (Payraudeau, 2002). Il apparaît donc que cette valeur, primordiale dans la quantification des différents flux hydrologiques, n'est pas évaluée sur base des caractéristiques physiques du sol. Or, dans le contexte de l'évolution des techniques agricoles, particulièrement de la diminution du recours au labour, il apparaît nécessaire d'introduire une description plus fondée de paramètres tels que la conductivité hydraulique horizontale et sa dépendance à la teneur en eau afin de représenter les flux hydrologiques à l'échelle d'une parcelle et à l'échelle d'un bassin versant.

Cet objectif a conduit à la réalisation et à la publication d'une revue bibliographie dans la revue BASE :

Beckers E., Degré A., 2011. Revue bibliographique : la prise en compte des transferts horizontaux dans les modèles hydrologiques. *Biotechnol. Agron. Sc. Environ.* 2011 **15**(1), 143-151.

Objectif 2 : Caractérisation de la structure du sol et de son comportement hydrodynamique

Cette recherche s'inscrit dans le contexte du développement des méthodes de travail cultural simplifié (TCS). Ces méthodes ont un effet sur la structure du sol qui a été maintes fois constaté, mais qui est encore mal compris, preuve en est la divergence des conclusions des nombreuses études sur le sujet (Green et al., 2003; Batthacharyya et al., 2006 ; Strudley et al., 2008). Pour pallier ce problème, nous associons ici des mesures microtomographiques avec des mesures plus « classiques », à savoir des mesures de rétention et de conductivité hydraulique. La redondance des mesures (confer Figure 1-1) mais surtout la bonne adéquation des résultats permet, dans un premier temps, la validation de la représentation du réseau poral obtenu par microtomographie aux rayons X.

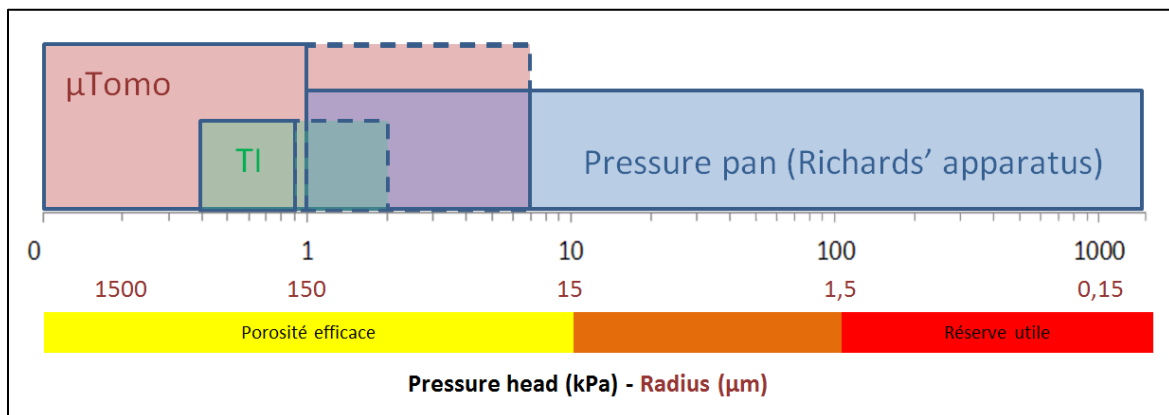


Figure 1-1: Gammes de pression et de rayon prospectées par les différentes techniques de mesures : microtomographie (μ Tomo), tensio-infiltrométrie (TI) et courbes de rétention (Pressure pan). La correspondance des gammes de pression relatives aux porosités efficace et utile est fournie à titre indicatif en couleur, la zone orange étant la zone de transition possible entre la porosité efficace et la réserve utile.

Ceci permet dans un second temps d'utiliser les résultats de cette technique pour affiner notre connaissance de la structure du sol aux abords de la saturation. Notamment, dans notre cas, la microtomographie permet de mettre en évidence la présence d'un deuxième système poral. Les paramètres morphologiques et topologiques calculés sur

ces pores, plus spécifiquement la tortuosité et la connectivité, représentent des pistes intéressantes dans la différenciation structurale des sols.

Cet objectif a conduit à la réalisation et à la publication d'un article dans la revue HESS :

Beckers E., Plougonven E., Gigot N., Léonard A., Roisin C., Brostaux Y., Degré A., 2014. Coupling X-ray microtomography and macroscopic soil measurements: a method to enhance near saturation functions? *HESS*, **18**, 1805-1817.

Objectif 3 : Développement d'une méthodologie adaptée à la microtomographie des sols

L'objectif 2 a démontré l'utilité de la microtomographie dans notre contexte. Cependant, cette technique nécessite encore un affinement des méthodologies de traitement des images issues de la tomographie dans le contexte de l'étude des sols. En effet, l'hétérogénéité de leurs composants rend certaines étapes du traitement délicates, notamment l'étape du seuillage. La littérature fait part de cette incertitude ainsi que de la dépendance des résultats aux choix effectués (Baveye et al., 2010) : aucune méthode n'a jusqu'à présent démontré une efficacité universelle. En réponse à ce constat, nous utilisons ici notre connaissance approfondie du sol étudié et la redondance des mesures macroscopiques effectuées comme outil de validation des différentes étapes clés du traitement des mesures microtomographiques. Plus précisément, la porosité détectable via la microtomographie est utilisée pour seuiller les échantillons. Les mesures de conductivité hydraulique insaturée réalisées in situ nous permettent de valider cette méthode de seuillage et de comparer ses performances avec d'autres méthodes, à savoir la méthode largement utilisée d'Otsu (1979) et des méthodes locales plus récentes développées pour le traitement d'échantillons de sol (Schlüter et al., 2010 ; Hapca et al., 2013 ; Houston et al., 2013). Les résultats sont également testés et éprouvés en

considérant différents choix de pré-traitements des images. Une méthodologie validée et adaptée en résulte.

Cet objectif a conduit à la publication suivante dans la revue Geoderma :

Beckers E., Plougonven E., Roisin C., Hapca S., Léonard A., Degré A., 2014. X-ray microtomography: A porosity-based thresholding method to improve soil pore network characterization? *Geoderma* **219-220**, 145-154.

Objectif 4 : Modélisation des flux horizontaux

Les questions auxquelles nous tentons de répondre à ce point sont : la microtomographie permet-elle d'améliorer la modélisation des flux horizontaux pour des sols à états de structure différenciés ? Permet-elle de définir un facteur d'anisotropie implémentable dans un modèle hydrologique à l'échelle parcellaire ? Les sols étudiés sont modélisés dans Hydrus3D® (Simunek et al., 2007), et leurs comportements interprétés. Les flux horizontaux obtenus à partir de l'intégration des données issues de la microtomographie sont comparés à ceux obtenus avec des données issues d'une caractérisation usuelle de la structure du sol. Cette comparaison va permettre, d'une part, de valider les informations recueillies par la microtomographie aux rayons X et, d'autre part, de mettre en évidence les moyens nécessaires à l'amélioration de la modélisation des flux horizontaux pour des sols à états de structures différenciées.

Références

- Ball, B.C., Robertson, E.A.G., 1994. Effects of soil water hysteresis and the direction of sampling on aeration and pore function in relation to soil compaction and tillage. *Soil Tillage Res.*, **32**, 51-60.
- Ball, B.C., Watson, C.A., Baddeley, J.A., 2007. Soil physical fertility, soil structure and rooting conditions after ploughing organically managed grass/clover swards. *Soil Use Manage.*, **23**, 20-27.
- Bhattacharyya, R., Prakash, V., Kundu, S., Gupta, H.S., 2006. Effect of tillage and crop rotations on pore size distribution and soil hydraulic conductivity in sandy clay loam soil of the Indian Himalayas. *Soil Tillage Res.*, **86**, 129-140.
- Baveye, P.C., Laba, M., Otten, W., Bouckaert, L., Dello Sterpaio, P., Goswami, R.R., Grinev, D., Houston, A., Hu, Y., Liu, J., Mooney, S., Pajor, R., Sleutel, S., Tarquis, A., Wang, W., Wei, Q., Sezgin, M., 2010. Observer-dependent variability of the thresholding step in the quantitative analysis of soil images and X-ray microtomography data. *Geoderma*, **157**, 51-63.
- Beven, K., Germann, P., 2013. Macropores and water flow in soils revisited. *Water Resour. Res.*, **49**, 3071-3092.
- Cousin, I., Vogel, H.-J., 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. *Étude Gestion Sols*, **11(1)**, 69-81.
- Crestana, S., Mascarenhas, S., Pozzi-Mucelli, R.S., 1985. Static and dynamic 3 dimensional studies of water in soil using computed tomographic scanning. *Soil Science*, **140**, 326-332.
- Green, T.R., Ahujaa, L.R., and Benjamin, J.G., 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma*, **116**, 3-27.
- Hainsworth, J.M., Aylmore, L.A.G., 1983. The use of computer-assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. *Aus. J. Soil Res.*, **21**, 435-443.
- Hapca, S.M., Houston, A., Otten, W., Baveye, P.C., 2013. New local thresholding method for soil images by minimizing grayscale intra-class variance. *Vadoze zone*, **12**, doi:10.2136/vzj2012.0172.
- Houston, A., Otten, W., Baveye, P., Hapca, S., 2013. Image thresholding by adaptive window indicator kriging. *Computers & Geosciences*, **54**, 239-248.
- Hursh, C. R., 1936. Storm-water and adsorption. *Eos Trans. AGU*, **17**, 301-302.
- Köhne, J.M., Vogel, H.-J., Schlüter, S., 2011. Predicting solute transport in structured soil using pore network models. *Vadose Zone Journal*, **10**, 1082-1096.
- Malone, R.W., Logsdon, S., Shipitalo, M.J., Weatherington-Rice, J., Ahuja, L., Ma, L., 2003. Tillage effect on macroporosity and herbicide transport in percolate. *Geoderma*, **116**, 191-215.
- Olsen, P.A., Borresen, T., 1997. Measuring differences in soil properties in soils with different cultivation practices using computer tomography. *Soil Till. Res.*, **44**, 1-12.

Otsu, N., 1979. A threshold selection method from gray-level histograms. *IEEE T. Syst. Man Cyb.*, **9**(1), 62-66.

Payraudeau, S., 2002. *Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens*. Thèse : Sciences de l'Eau, UMR Structures et Systèmes Spatiaux Cemagref-Engref, Engref de Montpellier (France), 277 p.

Petrovic, A.M., Siebert, J.E, Rieke, P.E., 1982. Soil bulk density analysis in three dimensions by computed tomographic scanning. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46**, 445-450.

Sasal, M.C., Andriulo, A.E., Taboada, M.A., 2006. Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinian pampas. *Soil Tillage Res.*, **87**, 9-18.

Schlüter, S., Weller, U., Vogel, H.-J., 2010. Segmentation of X-ray microtomography images of soil using gradient masks. *Computers & Geosciences*, **36**, 1246–1251.

Šimůnek, J., Šejna, M., van Genuchten, M.Th., 2007. *The HYDRUS Software package for simulating the two and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Technical manual version 1.0*. Riverside, CA, USA: Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, 258 p.

Strudley, M.W., Green, T.R., Ascough, J.C., 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil Till. Res.*, **99**, 4–48.

Taina, I.A., Heck, R.J., Elliot, T.R., 2008. Application of X-ray computed tomography to soil science: A literature review. *Can. J. Soil Sci.*, **88**, 1-20.

Wahl, N.A., Bens, O., Buczko, U., Hangen, E., Hüttl, R.F., 2004. Effects of conventional and conservation tillage on soil hydraulic properties of a silty-loamy soil. *Physics Chem. Earth*, **29**, 821-829.

2. Site expérimental, mesures et caractérisation

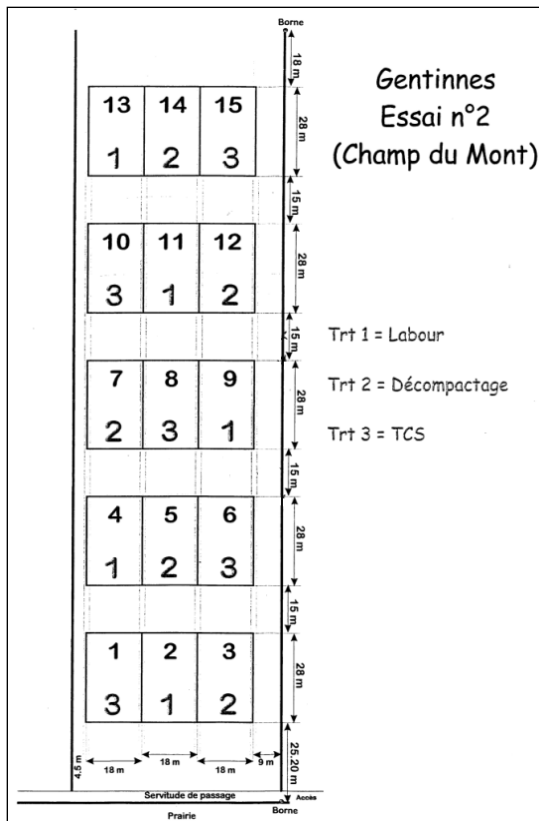


Figure 2-2 : Schéma en carré latin de l'essai au Champ du Mont, Gentinnes (Crédit : Christian Roisin).

Nous nous intéressons dans cette étude à deux parcelles, l'une en labour conventionnel et l'autre en travail cultural simplifié (TCS). En effet, le décompactage présente un travail du sol très hétérogène transversalement à sa mise en œuvre, ce qui entraîne dès lors une difficulté plus importante à lier des mesures transéchelles. D'autre part, on peut s'attendre à une situation contrastée entre le TCS et le labour, ce qui facilitera l'identification de mécanismes distincts.

En fonction de la topographie du lieu (pente suffisante, homogénéité de la pente, absence de pente transverse), nous avons choisi de travailler sur deux parcelles attenantes du bloc 3 (n° 8 et 9, cf. Figure 2-2), l'une en labour et l'autre en travail simplifié. Ces parcelles font chacune 18 m de large et 28 m de long. La parcelle en labour l'est depuis toujours, quant à la parcelle en TCS, elle a subi son dernier labour en

automne 2004, depuis le début des essais. Un extrait du calendrier cultural des essais est fourni en Table 2-1.

Table 2-1: Calendrier cultural depuis la mise en place des essais au Champ du Mont, Gentinnes, Belgique. (*TCS : Consiste en un travail de 12-15 cm de profondeur à l'aide d'un cultivateur à dents flexibles ; *Labour : consiste en un travail de 28-30 cm de profondeur à l'aide d'une charrue conventionnelle **Travail superficiel : double passage à herse rotative sur 3-4 cm de profondeur +rouleau « Croskill »)

Date	TCS	Labour
08/2008	Récolte du froment	
09/2008	Déchaumage	Labour
	Semis moutarde	
04/2009	Travail superficiel (5cm)	
	Semis betteraves	
09/2009	Echantillonnage	
10/2009	Récolte des betteraves	
	Déchaumage	Labour
	Semis froment	
03/2010	Echantillonnage	
08/2010	Récolte du froment	
09/2010	Déchaumage	Labour
03/2011	Echantillonnage	
	Travail superficiel (5cm)	
	Semis lin	
07/2011	Récolte du lin	
10/2011	Déchaumage	Labour
	Semis froment	
03/2012	Echantillonnage	

Caractérisation texturale

Le sol est de type Aba(b)1, sol limoneux à horizon B textural. Quatre sondages ont été réalisés aux extrémités des parcelles, ceux-ci ont permis d'identifier les horizons suivants :

- L'horizon Ap (confer bac supérieur de la Figure 2-3) est un limon lourd tassé, comprenant environ 15 % d'argile. Il est peu épais, et a été mélangé avec l'horizon E à la suite de la mise en culture
- A environ 30 cm de profondeur, on observe un changement de couleur caractéristique du Bt (bac du milieu de la Figure 2-3).
- De 70 à 100 cm de profondeur, on peut observer un éclaircissement de la couleur, indiquant la transition vers un horizon C de limon décarbonaté (bac inférieur de la Figure 2-3).



Figure 2-3 : Sondage réalisé au Champ du Mont, dans un sol type Aba(b)1. Bac supérieur : horizon Ap (0-30 cm), bac du milieu : horizon Bt (30-70cm), bac inférieur : Transition vers un horizon C (70-100 cm).

Les quatre sondages étant très semblables, les parcelles se situent donc sur un sol qui semble homogène d'un point de vue textural. Ceci est confirmé par des prélèvements réalisés sur les parcelles. Les résultats (confer Table 2-2, mesures réalisées par le Centre Provincial de l'Agriculture et de la Ruralité) montrent qu'il n'y a pas de différence majeure entre itinéraires techniques du point de vue textural et de la teneur en carbone organique.

Table 2-2: Pourcentages granulométriques sur matière sèche décarbonatée et teneur en carbone organique pour différents horizons (CT1 : Labour entre 0 et 25 cm ; RT1 : TCS entre 0 et 10 cm ; RT2 : TCS entre 12 et 25 cm). Les mesures ont été réalisées au Centre Provincial de l'Agriculture et de la Ruralité.

	Argile (%)	Limon (%)	Sable (%)	Carbone organique (g/kg)
CT1	14,8	76,6	8,6	12
RT1	14,7	76,7	8,6	15
RT2	14,4	77,2	8,5	10

Caractérisation structurale

Pénétrométrie

Un pénétromètre motorisé et automatisé a été utilisé pour mesurer la résistance à la pénétration (confer Figure 2-4). Ces mesures et la cartographie résultante (confer Figure 2-5) ont été réalisées par le CRA-W sous la direction de Christian Roisin. La surface de mesure (160 × 80 cm²) et la position de l'appareillage ont été choisies en tenant compte des caractéristiques des pratiques culturales en place. Des informations complémentaires peuvent être trouvées dans Roisin (2007).



Figure 2-4 : Pénétrömètre automatisé. (Crédit : CRA-W)

A la Figure 2-5 sont illustrés les profils pénétrométriques obtenus. On peut y observer 2 horizons différents d'un point de vue structural pour les 2 itinéraires techniques. En labour (CT), le deuxième horizon apparait à environ 30 cm de profondeur. L'horizon de surface (entre 0 et 30 cm) semble relativement homogène tout en présentant un léger gradient avec la profondeur. En TCS (RT), le second horizon apparait aux alentours de 8-15 cm. L'ancienne "semelle de labour" est encore visible à environ 30 cm de profondeur. Les différents horizons étudiés dans la suite du document y sont représentés sur base de ces observations. Nous ferons donc référence à la classification de cette figure pour les situer dans le profil.

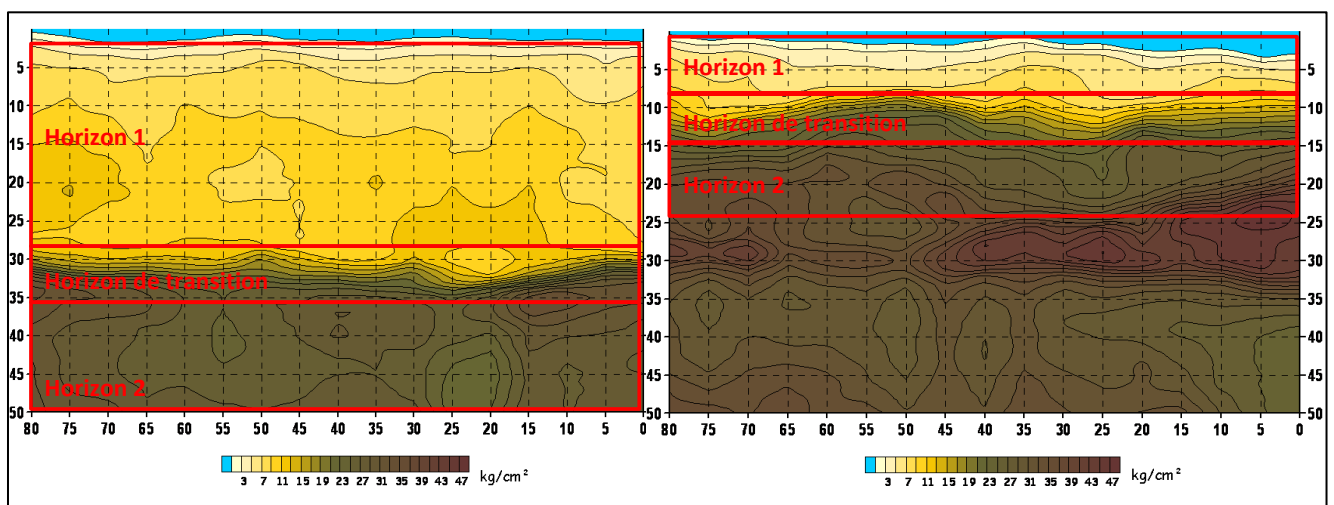


Figure 2-5 : Profils pénétrométriques (mars 2011). A gauche : parcelle en labour (de haut en bas on a : CT1, CT_T et CT2); à droite : parcelle en TCS (de haut en bas on a : RT1, RT_T et RT2).

La Figure 2-6 montre des profils de ces parcelles. En labour (à gauche), on peut voir la présence de cet horizon meuble (en comparaison avec le fond de la fosse) sur les 30 premiers centimètres environ. A droite, en TCS, on voit que l'horizon travaillé est très superficiel, et laisse place à un horizon présentant une résistance beaucoup plus marquée à la pénétration. On peut aussi constater dans ce profil une présence relativement importante de galeries de vers de terre. On voit donc qu'en termes de profondeur, les horizons texturaux sont relativement identiques d'un itinéraire technique à un autre, alors que les horizons structuraux diffèrent.



Figure 2-6 : Fosses réalisées au Champ du Mont, Gentinnes. La photo de gauche illustre un profil en labour, tandis que la fosse de droite illustre un profil en TCS. (Crédit : Eléonore Beckers)

Courbes de rétention

Définitions

La porosité d'un sol est la part de celui-ci qui n'est pas occupée par du solide. On l'exprime en pourcentage en rapportant le volume des vides au volume total de sol.

Les courbes de rétention consistent en l'établissement d'une relation entre la teneur en eau d'un sol et le potentiel matriciel correspondant. Elles peuvent être établies de différentes manières. Elles permettent de connaître la distribution de la taille des pores en leur combinant la loi de capillarité (appelée aussi loi de Jurin ou loi de Laplace). Celle-ci permet de relier le diamètre d'un capillaire à la tension de l'eau qui y règne. En connaissant le volume poreux pour une certaine tension, on peut donc déterminer le volume de pores pour un diamètre déterminé.

Mesures

Les courbes de rétention ont été établies en suivant le protocole de Richards (1948; DIN ISO 11274, 2012). Des échantillons de 100 cm³ sont prélevés en structure conservée et saturés par humectation ascendante. Ils sont ensuite soumis à des pressions croissantes et pesés entre chaque palier.

En Figure 2-7 sont illustrées les courbes résultantes pF⁴-teneur en eau pour un échantillonnage effectué en mars 2011 (cf. Table 2-1). Différentes profondeurs ont été investiguées, à savoir entre 0 et 10 cm d'une part (1), et entre 12 et 25 cm d'autre part (2).

⁴ Le pF est la transformation logarithmique en base 10 de la succion en cm

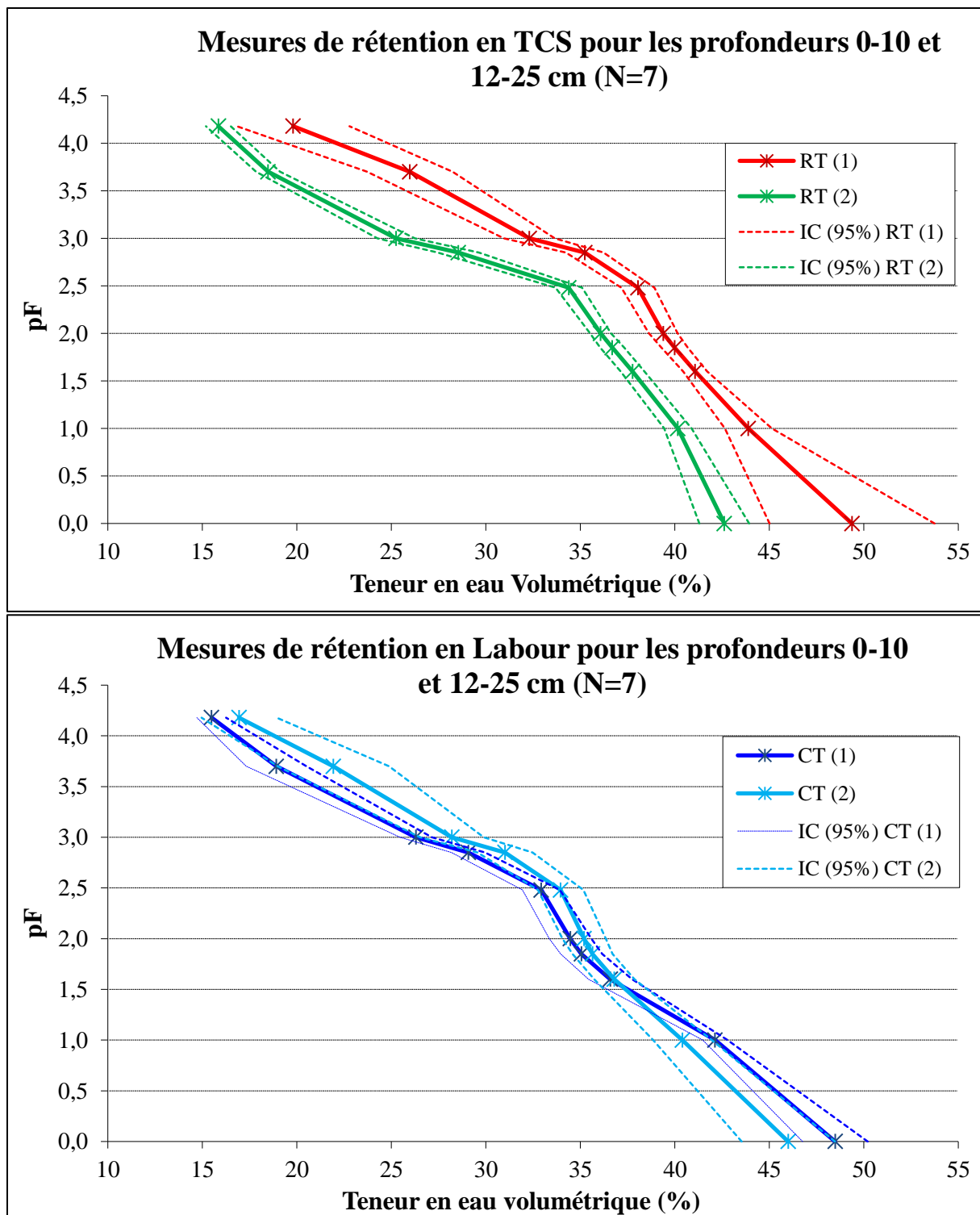


Figure 2-7 : Mesures de rétention pour 7 échantillons en TCS (en haut) et en Labour (en bas) pour 2 horizons de prélèvement (1 : 0-10 cm ; 2 : 12-25 cm), mars 2011.

L'analyse de ces courbes nous permet de faire une première différenciation entre les itinéraires techniques. En effet, les résultats montrent qu'il y a des différences significatives pour tous les points de la courbe pour les 2 horizons en TCS, alors qu'il n'y

en a aucune pour le labour. Ceci confirme ce qui a été observé sur les profils pénétrométriques, à savoir que l'horizon 0-30 cm est relativement homogène structurellement parlant en labour. Nous avons dès lors considéré les courbes en labour comme étant des répétitions d'un même traitement, tandis que les courbes en TCS sont analysées séparément en fonction de l'horizon de prélèvement.

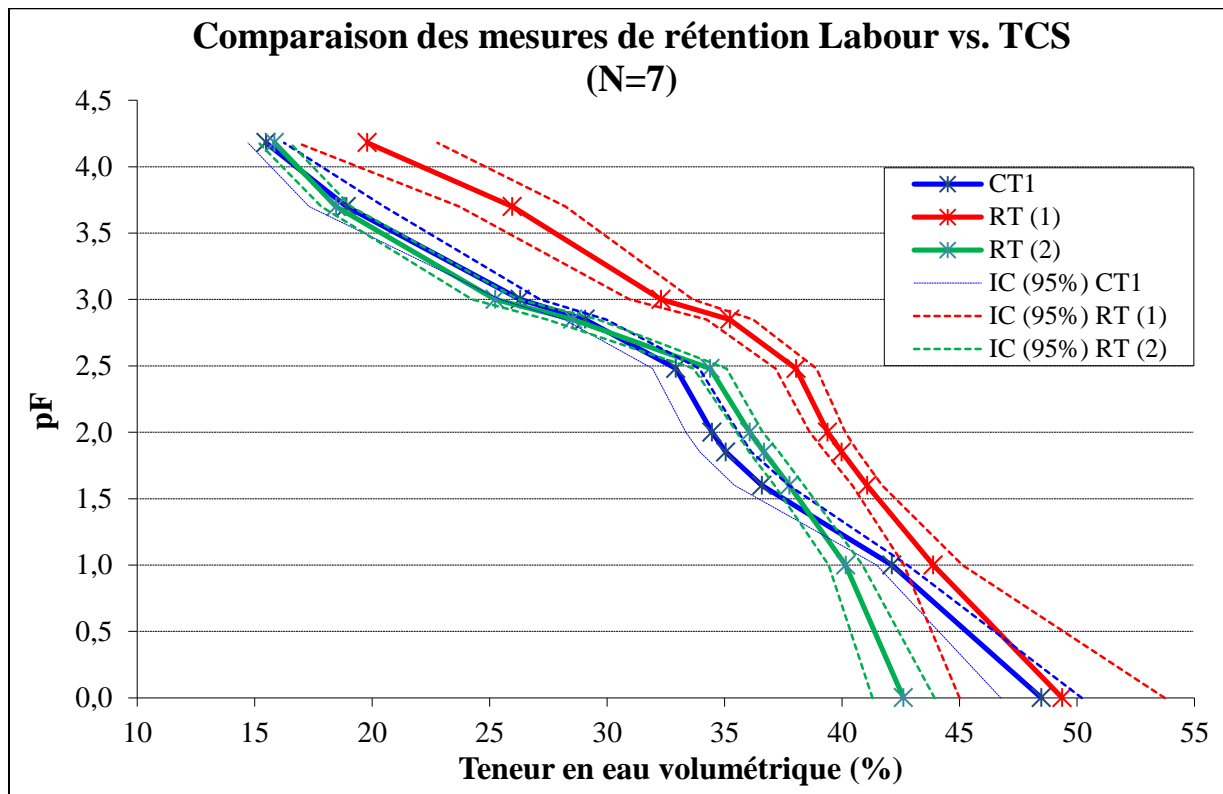


Figure 2-8 : Relations moyennes pression-teneur en eau pour 7 échantillons en Labour et en TCS (horizons de prélèvement 1 : 0-10 cm ; 2 : 12-25 cm), mars 2011.

Les valeurs de pF à la capacité au champ ont été déterminées pour ces différents horizons et valent 2,5 (basé sur des simulations réalisées au moyen du code Hydrus® (Simunek et van Genuchten, 2005)). Ceci nous permet de comparer les porosités totales (pF 0-4,2), efficaces (pF 0-2,5), et la réserve utile (pF 2,5-4,2) pour les 2 itinéraires (confer Figure 2-8 et Table 2-3) :

- Il n'y a pas de différences significatives entre l'horizon supérieur en TCS et en labour au niveau de ces différentes porosités. La différence point à point entre les

courbes identifiée plus tôt est donc principalement due à un décalage des courbes sur l'axe des x.

- Il y a des différences entre l'horizon inférieur (12-25 cm) en TCS d'une part et le labour d'autre part. Ce dernier présente une porosité efficace (pF 0-2,5) plus grande (confer Table 2-3).

Table 2-3 : Teneurs en eau volumétriques moyennes et écart-types associés en fonction des horizons : porosité totale, porosité efficace et réserve utile.

pF	Horizon	θ_{vol} moy (%)	Ecart-type
0-4,2	CT	31,0	4,2
	RT1	29,6	6,6
	RT2	26,8	1,7
0-2,5	CT	13,8	3,4
	RT1	11,3	5,4
	RT2	8,2	1,9
4,2-2,5	CT	17,2	1,6
	RT1	18,2	2,6
	RT2	18,5	0,3

On peut également observer sur ces figures (Figure 2-7 et Figure 2-8) que la variabilité en RT1 est plus importante pour les valeurs extrêmes que pour les autres valeurs. Les intervalles de confiance sont par contre assez étroits et constants pour les autres horizons de prélèvement.

Microtomographie aux rayons X

La microtomographie aux rayons X est centrale dans notre étude. Elle sous-tend l'étude des différences de comportement hydrodynamiques observées entre les itinéraires techniques concernés. Notamment, l'identification des pores va permettre d'en calculer des paramètres morphologiques et topologiques. La distribution de la porosité sera mesurée et comparée aux courbes de rétention obtenues avec l'appareil de Richards.

Les mesures et méthodologies qui y sont liées sont largement détaillées dans les chapitres 4 à 6 et ne sont donc pas reprises ici. Cependant, l'utilisation de la

microtomographie introduit différentes notions et variables qu'il est utile de définir avant la suite du document. Notamment, la notion de pore n'est plus à percevoir de manière théorique - comme à travers la distribution de la taille des pores obtenue par dérivation de la courbe de rétention - mais comme élément de base de mesures et analyses. Or, un pore peut être perçu de différentes façons et il n'est pas aisé d'en donner une définition faisant l'unanimité. Dans la suite de ce travail, quand nous parlons d'un pore, nous nous basons sur la définition suivante (Plougonven, 2009) : "Part of the pore space, homotopic to a ball, bounded by the solid, and connected to other pores by throats of minimal surface area". Ce choix vient du fait que nous utilisons l'algorithme de Plougonven (2009) pour séparer notre réseau poral en éléments individuels, ou pores, et que les éléments primaires que nous étudions correspondent donc à cette définition.

La notion d'échelle de pore, abordée également à plusieurs reprises dans ce travail, découle directement de la définition précédente. Elle fait référence au pore comme une entité primaire du réseau poral, et s'oppose donc aux échelles supérieures impliquant la combinaison de plusieurs pores sans moyen direct de les individualiser. Ce terme d'« échelle de pore » ne fait donc pas référence à une taille de pore prédéfinie, la microtomographie permettant d'étudier des gammes de tailles de pores variables en fonction de la taille de l'échantillon, de la résolution choisie, de la puissance de la source etc. Notons cependant que nous investiguons principalement ici les pores dont le rayon estimé est d'au moins 150 μm .

La tortuosité des pores peut être formulée comme « the degree of winding or twisting of a pore » (Udawatta et al., 2008). Ce paramètre va influencer le cheminement de l'eau dans le réseau de pores : pour une même hauteur d'échantillon, le chemin à parcourir sera d'autant plus long que le réseau est tortueux. Nous ne mesurons pas directement la

tortuosité sur nos échantillons, mais nous partons du principe qu'elle peut être approchée par deux variables intermédiaires, définies au chapitre 4 (p.70) : la déformation des pores et leur surface spécifique.

La connectivité, paramètre structural calculé sur les réseaux de pores tomographiés, touche au principe de liaison entre les pores. Il se base sur le nombre de connexions existant entre les pores, mais peut être exprimé de différentes manières. Le nombre d'Euler, par exemple, sert souvent à la caractérisation de la connectivité. Le nombre d'Euler spécifique s'exprime comme suit (Vogel et al., 2002):

$$\chi_V = \frac{N-C+H}{V} \quad (2-1)$$

Avec N, le nombre d'objets isolés, C le nombre de connexions redondantes, H le nombre de cavités incluses, et V le volume.

Dans ce travail, nous avons utilisé une définition différente, présentée au chapitre 4 (p.70). Elle montre l'avantage, d'une part, de pouvoir s'exprimer et se calculer individuellement pour chaque pore et, d'autre part, elle est moins sensible au seuillage puisqu'elle est liée au nombre des connexions mais également à leur surface.

Caractérisation du comportement hydrodynamique

Conductivité hydraulique

Définitions

La conductivité hydraulique d'un sol (K), exprimée comme une vitesse, correspond à la capacité d'un sol à laisser s'écouler l'eau en son sein. Il s'agit d'une grandeur macroscopique, définie par Darcy comme le coefficient de proportionnalité entre le flux d'écoulement mesuré à travers un échantillon et le gradient de potentiel aux limites de

ce dernier :

$$V_m = \frac{Q}{S} = K \cdot \frac{H}{L} \quad (2-2)$$

Avec

V_m la vitesse moyenne apparente à travers la section S [L.T⁻¹]

S la section transversale du cylindre de sol [L²]

Q le débit constant exprimé en volume par unité de temps [L³.T⁻¹]

H la perte de charge [L]

L la longueur du cylindre de sol [L]

La conductivité du sol varie en fonction de sa teneur en eau ou, en d'autres termes, en fonction de son degré de saturation. Lorsqu'un sol est saturé, sa conductivité hydraulique est maximale et appelée conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}). Pour exemple, selon le modèle de Mualem (1976), la conductivité hydraulique en fonction du potentiel est exprimée comme suit :

$$K(h) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (2-3)$$

Avec

$K(h)$ la conductivité hydraulique au potentiel h [L.T⁻¹]

K_s la conductivité hydraulique à saturation [L.T⁻¹]

l l'indice de connectivité des pores

m = 1 - 1/n, n > 1

n l'index de la distribution de la porosité

S_e le degré de saturation du sol

Le degré de saturation est défini comme la part de la porosité du sol occupée par l'eau :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2-4)$$

θ_r la teneur en eau résiduelle (pour une succion infinie) [$L^3.L^{-3}$]

θ_s la teneur en eau à saturation [$L^3.L^{-3}$]

Mesures in situ

Les mesures d'infiltration en insaturé ont été réalisées à l'aide d'un tensio-infiltromètre (TI) de 20 cm de diamètre (Eijkelkamp Agrisearch Equipment). Huit répétitions ont été réalisées pour chaque itinéraire technique, pour différentes valeurs de pression entre -10 et -3 mbar. Les valeurs de conductivité ont été dérivées de ces mesures via la solution de Logsdon et Jaynes (1993) de l'équation de Wooding (1968), l'hypothèse d'un régime permanent étant assurée par une durée d'au moins 18 minutes à chaque pression.

Mesures au laboratoire

Les mesures de la conductivité hydraulique à saturation ont été réalisées par et durant le TFE de Nicolas Gigot (Gigot, 2012). Un perméamètre (Laboratory-Permeameter, Eijkelkamp, Giesbeek, Netherlands) a permis les mesures sur des échantillons de 100 cm^3 (confer Figure 2-9).



Figure 2-9 : Perméamètre de laboratoire - Laboratory-Permeameter, Eijkelkamp, Giesbeek, Netherlands (Crédit : Eijkelkamp ®)

Le principe de l'appareil est de créer un gradient de pression entre les extrémités de l'échantillon et d'en mesurer le flux résultant. Dans ce cas-ci, la méthode à niveau constant a été utilisée (Klute, 1986 cité par Bayer et al., 2004). Considérant que l'itinéraire technique a un impact probable sur l'orientation de la porosité, et afin de caractériser une éventuelle anisotropie, les mesures ont été réalisées verticalement et horizontalement (parallèlement à la pente). Un nombre de 8 répétitions par objet a été effectué, et la valeur de K_{sat} est alors la moyenne de ces répétitions. Les résultats sont donnés en Table 2-4.

Table 2-4: Moyennes par horizon et orientation des mesures de conductivité hydraulique à saturation (n=8) ; H pour horizontale ; V pour verticale.

Horizon	Orientation	K (cm/jour)
CT1	H	67
CT-T	H	9
CT2	H	2
CT1	V	1369
CT-T	V	50
CT2	V	8
RT1	H	11
RT-T	H	437
RT2	H	343
RT1	V	219
RT-T	V	58
RT2	V	8

Flux in situ

Système de mesure

Le but de cette mesure est de faire un suivi en continu des flux horizontaux, dans les sols étudiés, à l'aide de gouttières enfoncées dans la paroi verticale de deux fosses. Celles-ci, creusées à l'aval des parcelles d'études (confer Figure 2-2), font 3 m de long, 1,5 m de large et 1,5 m de profondeur, à l'image de celle illustrée en Figure 2-10.



Figure 2-10 : Vue aval d'une fosse et de sa parcelle d'essai à Gentinnes, Champ du Mont. (Crédit : Stéphane Becquevort)

Après l'identification des différents horizons constitutifs du sol étudié, 6 gouttières de récolte (2 par niveaux pour des raisons pratiques de taille et donc de facilité de mise en œuvre) ont été installées à 3 niveaux différents :

- A l'interface Ap-Bt (environ 30 cm) de profondeur
- A environ 70 cm de profondeur, au niveau de la transition Bt-C
- A environ 120 cm de profondeur, au fond de la fosse

L'installation est illustrée en Figure 2-11.



Figure 2-11 : Mise en place des gouttières et bidons de récoltes des flux horizontaux. (Crédit : Stéphane Becquevort)

Après un premier suivi des mesures via des bidons de récupération des flux, une estimation des quantités récoltées a pu être réalisée et a permis la détermination du matériel à installer pour une mesure en continu des débits. Des distancemètres ultrasoniques (capteurs UB500-F42-I-V15 de chez Pepperl et Fuchs®) ont été choisis. Ils permettent, en pratique, une mesure de variation de flux de 2 à 6 ml. Six capteurs ont été installés, un par étage de gouttière pour les deux fosses, après avoir été étalonnés et interfacés sur une centrale d'acquisition de Campbell Scientific®. L'écoulement par

étage, composé de deux gouttières, est acheminé vers un récolteur central, au-dessus duquel le capteur est fixé.

Le suivi en continu des gouttières durant la saison 2009-2010 a mené à l'obtention de quelques périodes exploitables, pendant lesquelles des évènements pluvieux ont mené à la production de flux horizontaux effectivement mesurés :

- du 24/12 au 26/12/09, lors d'une phase de dégel
- du 19/02 au 17/03/10
- du 03/05 au 30/05/10
- du 13/07 au 18/07/10
- du 23/07 au 30/07/10

Remarque

De nombreux imprévus liés aux conditions de terrain (conditions météorologiques avec succession de gel-dégel, dégradation du matériel...) ont mené à un nombre assez limité de mesures exploitables. Le type de système utilisé est à mettre en place avec précaution. Une structure de récolte plus légère aurait peut-être permis d'éviter certains des inconvénients du système choisi. Par exemple, un dispositif semblable a été utilisé en France avec succès (Schipman, 2002), il différait du nôtre par plusieurs aspects : profondeur de récolte moins importante, lame métallique de guidage des écoulements et gouttière de récolte séparées, la lame métallique était réduite en taille et en poids et peu enfoncée dans le sol.

Modélisation des flux horizontaux

Le logiciel Hydrus3D® (Simunek et al., 2007) a été choisi pour modéliser les parcelles d'étude. Il se base sur l'équation de Richards pour déterminer les écoulements de l'eau dans le sol :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad (2-5)$$

Avec

θ la teneur en eau volumétrique [$L^3.L^{-3}$]

h la hauteur de succion [L]

K la conductivité hydraulique [L.T⁻¹]

x, y, z les coordonnées spatiales [L],

t le temps [T]

L'équation de Richards est résolue en 3 dimensions, en utilisant la méthode aux éléments finis de Galerkin. Hydrus® présente un nombre assez élevé d'options de simulations. Le sol variablement saturé peut être constitué de différentes couches, et des conditions aux limites variables peuvent être appliquées au domaine. Hydrus® laisse un grand nombre de liberté à l'utilisateur quant au choix des modèles à appliquer pour les écoulements (simple porosité, double porosité, double perméabilité,...). Un schéma explicatif des entrées et sorties liées au logiciel Hydrus3D® est donné en Figure 2-12.

Les options et conditions de modélisation du site d'étude sont présentées au Chapitre 6.

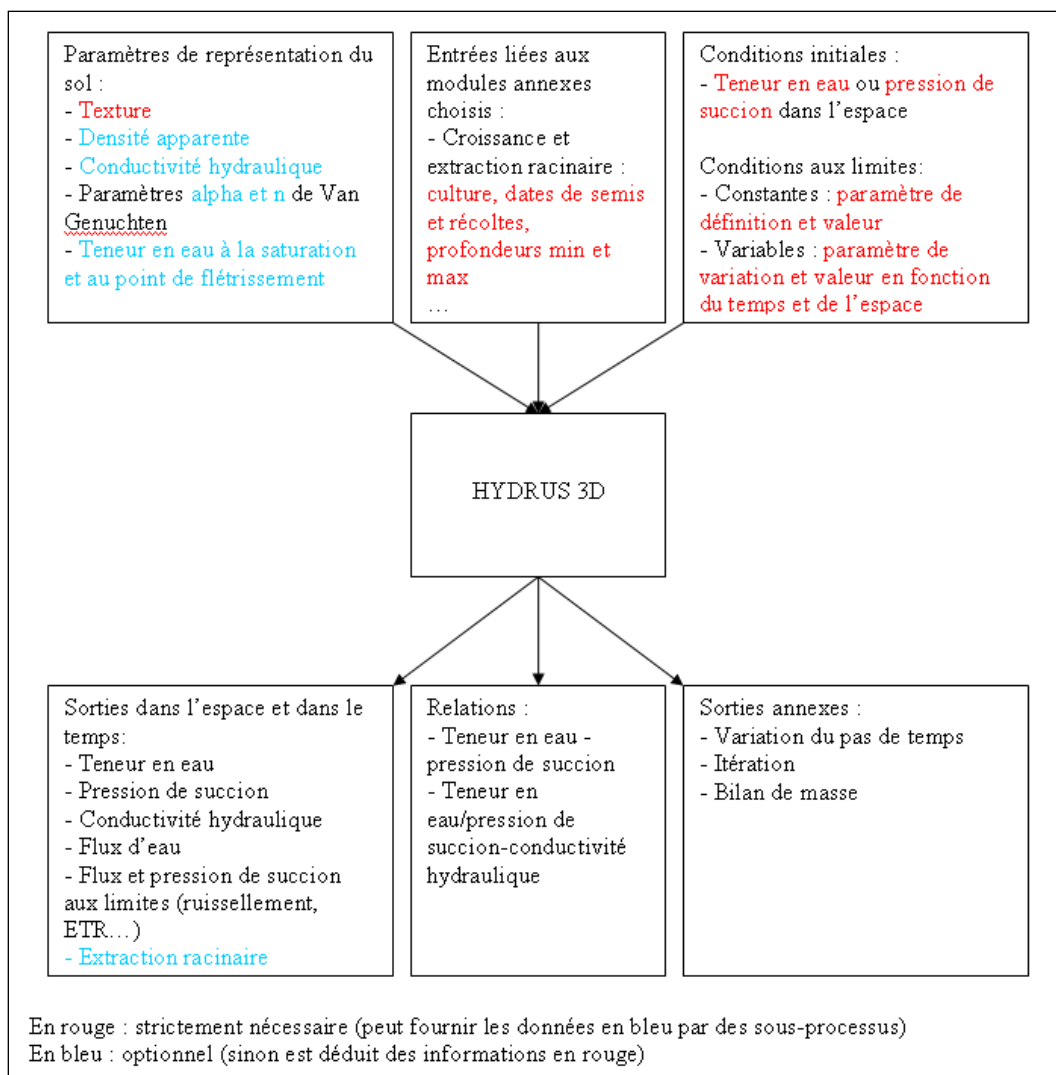


Figure 2-12 : Schéma explicatif des entrées et sorties liées au logiciel Hydrus 3D®.

Références

Bayer, A., Vogel, H.J., and Roth, K., 2004. Direct measurement of the soil water retention curve using X-ray absorption. *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, **8**(1), 2-7.

DIN ISO 11274, 2012. Soil quality – Determination of the water retention characteristics – Laboratory methods (ISO 11274:1998 + Cor. 1:2009) English translation of DIN ISO 11274:2012-04. Deutsches Institut für Normung, Berlin, Germany.

Gigot, N., 2012. *Caractérisation du comportement hydrologique d'un sol cultivé dans la zone de transition entre horizon travaillé et horizon sous-jacent par mesures couplées de conductivité et microtomographie aux rayons X*. Mémoire pour le diplôme de Master bioingénieur en sciences et technologies de l'environnement, Gembloux, Gembloux Agro-Bio Tech, 65 p. + annexes.

Logsdon, S.D., Jaynes, D.B., 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57**, 1426-1431.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12**(3), 513-522.

Plougonven, E., 2009. *Link between the microstructure of porous materials and their permeability*. PhD Thesis, Université Bordeaux 1, 116p.

Richards, L.A., 1948. Porous plate apparatus for measuring moisture retention and transmission by soils. *Soil Sci.*, **66**, 105–110.

Roisin, C., 2007. A multifractal approach for assessing the structural state of tilled soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **71**(1), 15-25.

Schipman, A.-J., 2002. *Variabilité à petite échelle du fonctionnement hydrodynamique d'un versant prairial : étude expérimentale et modélisation*. Thèse de doctorat, INPG, 258 p.

Šimůnek, J., van Genuchten, R., 2005. *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media*. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, 270p.

Šimůnek, J., Šejna, M., van Genuchten, M.Th., 2007. *The HYDRUS Software package for simulating the two and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Technical manual version 1.0*. Riverside, CA, USA: Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, 258 p.

Udawatta, R.P., Gantzer, C.J., Anderson, S.H., Garrett, H.E., 2008. Agroforestry and grass buffer effects on pore characteristics measured by high-resolution X-ray computed tomography. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **72**, 295–304.

Vogel, H.J., Roth, K., Cousin, I., 2002. Quantification of pore structure and gas diffusion as a function of scale. *Eur. J. Soil Sci.*, **53**, 465-473.

Wooding, R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, **4**, 1259-1273.

3. Modélisation des flux horizontaux dans les sols, Etat de l'art

Ce chapitre est une version modifiée du manuscrit intitulé : Beckers E., Degré A., 2011. Revue bibliographique : la prise en compte des transferts horizontaux dans les modèles hydrologiques. *Biotechnol. Agron. Sc. Environ.* 2011 15(1), 143-151.

Revue bibliographique : la prise en compte des transferts horizontaux dans les modèles hydrologiques

Beckers E., Degré A.

Hydrologie et Hydraulique agricole, Gembloux Agro-Bio Tech, Université de Liège, Passage des Déportés 2, 5030 Gembloux

Résumé

Cette synthèse bibliographique rappelle les différents schémas de modélisation hydrologique et plus particulièrement la manière dont sont pris en compte les mouvements horizontaux de l'eau dans les sols. Elle met en évidence les hypothèses actuelles et propose une réflexion pour améliorer leur représentation à base physique. Dans le contexte de l'évolution des techniques agricoles, particulièrement de la diminution du recours au labour, il apparaît nécessaire d'introduire une description plus fondée de paramètres tels que la conductivité hydraulique horizontale et sa dépendance à la teneur en eau afin de représenter les flux hydrologiques à l'échelle d'une parcelle et à l'échelle d'un bassin versant. Dans ce contexte, une approche par mesure in situ et modélisation physiquement basée est suggérée.

Mots-clefs

Écoulements hypodermiques, écoulement de subsurface, modèle hydrologique, conductivité hydraulique horizontale, coefficient de Darcy

Modelling of interflows in soils: a review

Summary

This bibliographical review sums up the different schemes in hydrological modelling. Moreover, it underlines how the interflows are taken into account and draws the first lines to improve their physically based representation. In the mood of the change in agricultural practices, especially concerning the conventional tillage reduction in support of conservational tillage, it seems to be necessary to propose a better description of decisive parameters like horizontal hydraulic conductivity. More precisely, the dependence of this parameter with the water retention curve has to be described in order to represent fluxes at the plot scale and at the watershed scale.

Under these circumstances, an approach with in situ measurements and physically based modelling is suggested.

Key words

Interflow, subsurface flow, hydrological model, horizontal hydraulic conductivity, Darcy coefficient

Introduction

La modélisation hydrologique est un outil très utilisé qui vise à reproduire le comportement hydrologique d'une parcelle agricole ou d'un bassin versant. Un des premiers objectifs était de prédire les événements de crue. Seul le débit à l'exutoire était alors recherché. Actuellement, les modèles hydrologiques essayent de reproduire au mieux la réalité des écoulements, acquérant dès lors la fonction d'outil d'analyse distribuée du comportement de l'eau au sein du bassin versant, et d'outil de gestion des ressources en eau et de l'aménagement du territoire tant pour les aspects quantitatifs que qualitatifs.

Les crues sont le fait de plusieurs processus simultanés dont l'importance relative varie en fonction des paramètres de terrain. La première théorie physique de genèse des crues, développée par Horton (1933), considère que le ruissellement est produit par dépassement de la capacité d'infiltration des sols. Mais, depuis l'élaboration de cette théorie, l'importance des écoulements horizontaux de surface et hypodermiques ainsi que des écoulements en macropores lors de la formation de la crue a été mise en évidence.

Etant donné l'importance des écoulements horizontaux dans la genèse des crues, ceux-ci nécessitent d'être représentés au mieux dans les modèles hydrologiques.

Le paramètre déterminant les flux horizontaux dans les modèles hydrologiques est la conductivité hydraulique horizontale. Elle est prise en compte de manière explicite dans les modèles hydrologiques physiques. Cependant, la valeur qui lui est attribuée est peu discutée, et est, dans bien des cas, simplement proportionnelle à la valeur de la conductivité hydraulique verticale. Dans les modèles conceptuels (cf. paragraphe suivant, p.41), la prise en compte des flux horizontaux peut être faite selon différentes approches, dont la plupart nécessite la calibration des paramètres déterminants.

Il apparaît que cette valeur, primordiale dans la quantification des différents flux hydrologiques, n'est pas évaluée sur base des caractéristiques physiques du sol. Le premier objectif de la présente revue bibliographique est de présenter la caractérisation de ce paramètre au travers de la modélisation hydrologique.

D'autre part, les nouveaux itinéraires techniques simplifiés mis en place sur certaines cultures tendent à montrer un changement dans la porosité des sols, aussi bien dans sa distribution (Malone et al., 2003 ; Bhattacharyya et al., 2006 ; Sasal et al., 2006 ; Ball et al., 2007) que dans son orientation (Ball et Robertson, 1994 ; Sasal et al., 2006) et la connectivité des pores (Wahl et al., 2004 ; Ball et al., 2007). Cameira et al. (2003), Malone et al. (2003), Wahl et al. (2004), Bhattacharyya et al. (2006) et Sasal et al. (2006) notent également un changement dans le taux d'infiltration de l'eau dans le sol et donc dans sa conductivité hydraulique verticale à saturation. Il est dès lors légitime de s'interroger sur l'effet des itinéraires techniques simplifiés au niveau de la conductivité horizontale et de l'importance relative de ce changement. Est-il de nature à modifier les termes du bilan hydrologique et notamment ses composantes verticale et horizontale ? Le présent article tente d'établir la capacité ou l'incapacité des modèles hydrologiques actuels à prendre en compte ce facteur de variation.

Modélisation hydrologique : types de modèles, développement, état actuel

Depuis l'apparition de la modélisation hydrologique, de nombreux modèles ont été développés en fonction des objectifs recherchés, sur base de différents choix d'élaboration, menant à une multitude de modèles exploitables dont chacun est doté de champs d'application et de validité restreints. Les différences portent notamment sur les options de simulation en termes de discrétisation spatiale : les modèles sont globaux ou distribués. Les différences de représentation temporelle mènent à l'existence de modèles continus ou évènementiels. Et enfin, ils diffèrent au point de vue de l'expression des phénomènes hydrologiques, liés soit à des équations empiriques, soit à des équations physiques, soit à une simplification plus ou moins poussée de ces équations physiques (approche conceptuelle). On le voit, les critères de classification des modèles reposent principalement sur la représentation de l'espace, du temps, et des processus décrits (Singh, 1995 ; Payraudeau, 2002), mais certaines classifications distinguent encore les modèles déterministes ou stochastiques, les modèles cinématiques ou dynamiques, les modèles de prédiction, gestion ou aménagement... (Singh, 1995 ; Ambroise, 1998). On le voit donc, la diversité des approches mène à la coexistence de trop nombreuses classifications, dont les limites sont floues et susceptibles d'interprétation personnelle (Payraudeau, 2002). Une classification simple, notamment proposée par Perrin (2000), subdivise les modèles en trois types principaux selon leur représentation du bassin versant, plus ou moins liée à des paramètres de description physique du bassin considéré :

- Les modèles empiriques ou « boîtes noires »
- Les modèles conceptuels

- Les modèles physiques

Ambroise (1998) prend en compte une classe supplémentaire en distinguant les modèles conceptuels et les modèles « physico-conceptuels ». Nous rejoignons cet avis, car cette classification permet de pallier l'ambiguïté entre les classes de modèles conceptuels et à base physique (Payraudeau, 2002). En effet, le terme de modèle conceptuel reprend des modèles très éloignés dans leur fonctionnement : celui-ci peut être physiquement basé ou non, le terme conceptuel ne faisant référence alors qu'à une représentation schématique du bassin versant en réservoirs (Gineste, 1997). Nous distinguons donc : les modèles conceptuels de type « boîtes grises » (« Une "boîte grise" est un modèle stochastique qui décrit uniquement les relations les plus importantes de la théorie déterministe » (Dauphin, 1998)) et les modèles conceptuels à base physique ou capacitifs. Nous continuerons notre description des différents modèles hydrologiques selon la classification suivante :

- Les modèles empiriques ou « boîtes noires »
- Les modèles conceptuels empiriques ou « boîtes grises »
- Les modèles conceptuels à base physique ou capacitifs
- Les modèles physiques

Le schéma de la Figure 3-1 explicite cette classification. Les paramètres intervenant dans le cas des modèles conceptuels à base physique reposent sur des variables mesurables sur le terrain, tandis que, dans le cas des modèles « boîtes grises », les paramètres de vidange ne correspondent pas à une réalité physique, et sont simplement le fait de calibration sur base des débits observés à l'exutoire.

Le développement de la modélisation hydrologique s'est fait selon plusieurs étapes menant à des modèles de plus en plus complexes et de plus en plus représentatifs de la réalité, tout en ne constituant qu'une vision de cette réalité, celle de l'hydrologue qui conçoit le modèle. Les premiers modèles développés étaient empiriques, basés sur une relation du type :

$$Q = f(P)$$

Reliant le débit (Q) à l'exutoire à la pluie (P) entrant sur le bassin versant. Ces modèles sont communément appelés des « boîtes noires », seules l'entrée et la sortie étant connues, le cheminement de l'eau au sein du bassin versant n'étant pas reproduit, et aucun paramètre physique du bassin versant n'étant intégré au modèle (Singh, 1995 ; Perrin, 2000). Ce type de modèle nécessite un calage sur de longues séries de données observées. Il est peu utilisé à des fins de recherche hydrologique, mais présente un intérêt par sa simplicité notamment pour des prévisions de crue en bassin versant jaugé (Ambroise, 1998).

Les modèles physico-conceptuels envisagent le bassin versant comme un système de réservoirs connectés, dont les paramètres de vidange seront fonction des couches et types de sol considérés. Ces modèles intègrent les éléments du cycle de l'eau, mais dans une représentation simplifiée.

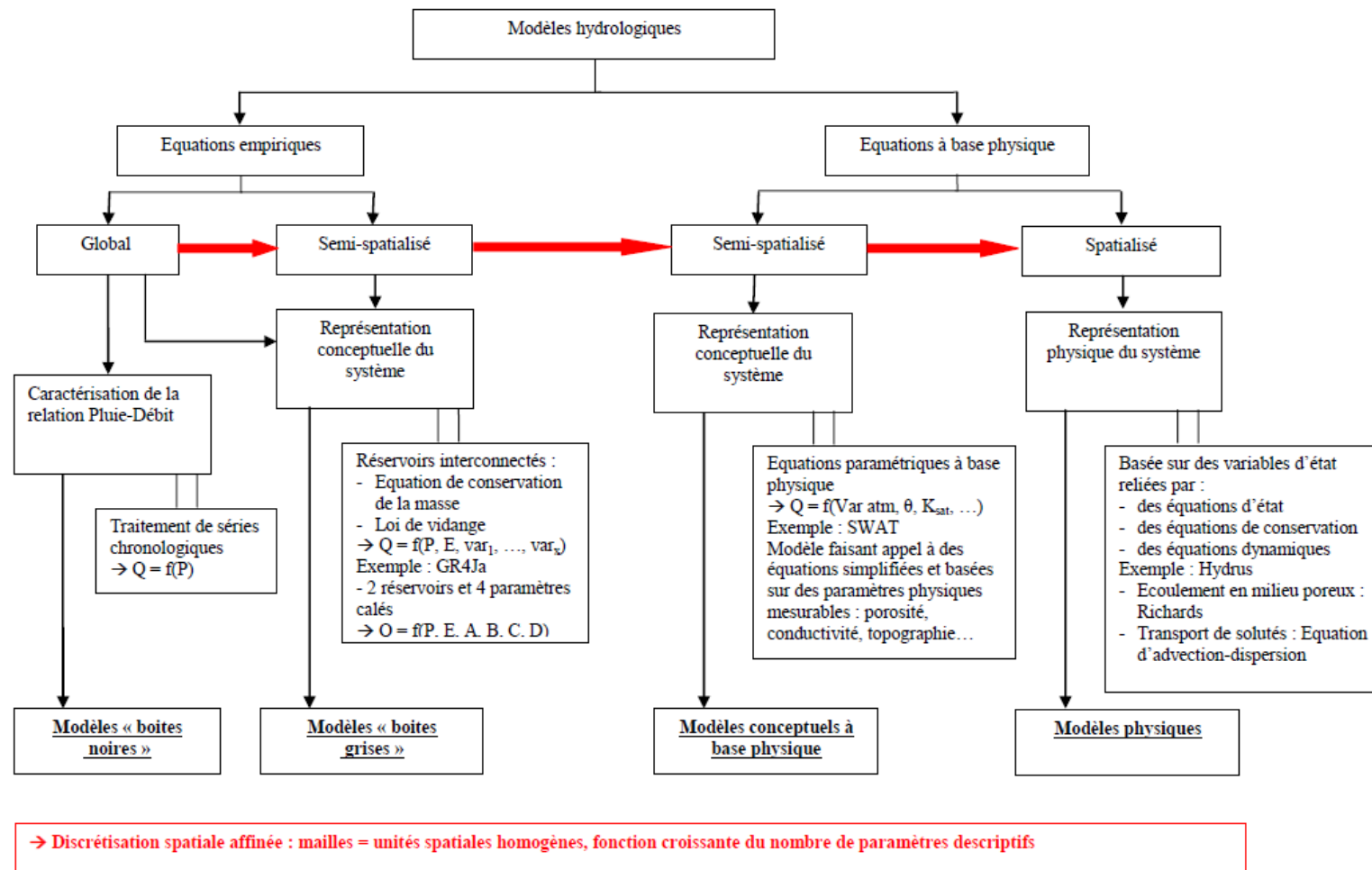


Figure 3-1 : Représentation schématique de classification des modèles hydrologiques (des informations complémentaires sur les modèles cités peuvent être trouvées dans Ambroise, 1998; Neitsch et al., 2005; Simunek et al., 2007; Simunek et van Genuchten, 2008)

Les premiers modèles de ce type à l'échelle du bassin versant étaient globaux, c'est-à-dire considérant le bassin versant comme un tout homogène, avant d'évoluer vers des modèles dits distribués, divisant le bassin versant en un certain nombre de sous unités, ces divisions étant basées soit sur une certaine homogénéité (division du domaine en HRU ou unité de réponse hydrologique, basée sur le type de sol, son occupation, sa pente..., le modèle est alors dit « semi-spatialisé ») soit selon un schéma de discrétisation régulier (modèle spatialisé par génération d'un maillage régulier) (Ambroise, 1998). L'apparition de ces modèles distribués répond à d'autres besoins : la connaissance de variables intermédiaires, la génération de scénarios, l'analyse de sensibilité... Ces modèles distribués représentent donc un progrès vers l'analyse des écoulements au sein du bassin versant et l'étude de la variabilité du système, tout en permettant, par rapport aux modèles physiques, une simplification de l'expression des processus en jeu (Ambroise, 1998 ; Ayral, 2005 ; Gnouma, 2006).

Parallèlement à l'évolution des modèles conceptuels, les modèles physiques ont vu le jour, ces modèles reposant sur des lois physiques de description des processus hydrologiques, telles l'équation de Darcy (1856) pour le domaine saturé et l'équation de Richards (1931) pour le domaine insaturé (Ambroise, 1998). Dès lors, ils sont en principe applicables dans les trois dimensions de l'espace, même si les premiers modèles du genre n'étaient développés qu'en la seule dimension verticale. La nécessité de connaître la valeur de la conductivité hydraulique horizontale n'est bien sûr apparue qu'avec la naissance de ces modèles en trois dimensions. Ces modèles présentent un autre avantage, non des moindres, c'est d'être extrapolables sur des bassins non jaugés. Mais, reposant sur une résolution numérique des équations, ils nécessitent une puissance de calcul beaucoup plus importante. De plus le grand nombre de paramètres

descriptifs du sol nécessaire est limitant dans leur application (Ambroise, 1998 ; Payraudeau, 2002).

Nous le voyons, la diversité des approches de modélisation mène à la coexistence d'un très grand nombre de modèles. Le choix de l'utilisation d'un modèle plutôt qu'un autre n'est pas aisé. De par leur conception, certains modèles ou certaines classes de modèles auront un domaine d'application privilégié. Selon Klemes (1986, cité par Loague et VanderKwaak, 2004) : « For a good mathematical model it is not enough to work well. It must work well for the right reasons. ». Cela signifie que la capacité du modèle à représenter le signal de sortie mesuré doit être le fait de la bonne représentation des processus, et non parce que les défauts ou les erreurs de traduction des phénomènes se compensent mutuellement grâce à la calibration des paramètres en jeu (Zehe et Sivapalan, 2007).

L'objectif de la simulation est un premier critère de choix. L'utilisation des modèles physiques, vu ce qui a été dit au paragraphe précédent (puissance de calcul, nombre de paramètres à mesurer...), n'est justifiable que lorsque l'on s'intéresse aux phénomènes simulés, et par là aux paramètres mis en jeu. Dès lors que l'on ne s'intéresse qu'aux produits de la simulation, les modèles physico-conceptuels, plus simples d'utilisation et fournissant des résultats probants, sont tout à fait appropriés (Ambroise, 1998), sachant que ce type de modèle « ne prouve jamais rien. Il ne fait que traduire les hypothèses qu'on y a entrées... » (Cosandey et Robinson, 2000 cités par Ayrat, 2005). La taille de la zone d'étude sera également déterminante. L'utilisation des modèles physiques ne se justifie que pour des petits bassins versants. En effet, pour des bassins versants de grande taille, la validité des lois physiques en jeu n'est pas vérifiable, celles-ci pouvant

fonctionner pour de mauvaises raisons, les modèles physiques s'apparentant alors aux modèles conceptuels (Ayrat, 2005).

Genèse des crues

Les crues sont le fait de plusieurs processus simultanés dont l'importance relative varie en fonction des différentes conditions rencontrées sur le terrain, telles la topographie, l'occupation du sol, la texture du sol en place... La première théorie physique de genèse des crues a été développée par Horton (1933). Cette théorie stipule que tant que l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration du sol, toute l'eau précipitée s'infiltré, mais que dès que cette capacité est dépassée, l'excédent ruisselle sur le sol et participe directement à la crue. Le taux d'infiltration du sol varie selon une fonction exponentielle décroissant lorsque l'humidité du sol augmente. Depuis l'émergence de cette théorie, très appréciée, des recherches ont montré qu'une partie, parfois majoritaire, de l'eau génératrice de crue a d'abord transité par le sol (Hursh, 1936 cité par Joerin, 2000). Divers phénomènes ont été avancés pour expliquer la participation importante de l'eau souterraine à la crue, nombre de synthèses dans la littérature y faisant référence (notamment Ambroise, 1998 ; Musy et Hygi, 1998).

Les écoulements au sein d'un bassin versant peuvent se répartir en différentes catégories selon leur cheminement : écoulement de surface, écoulement de subsurface et écoulement souterrain. Ce dernier ne concerne pas notre domaine d'étude et ne sera pas abordé.

L'écoulement de surface peut être dû soit au ruissellement hortonien, par dépassement de la capacité d'infiltration du sol, soit au ruissellement par saturation, c'est-à-dire par dépassement simultané de la capacité de stockage du sol et de la capacité de transmission latérale des flux. La théorie du ruissellement par saturation a été

développée en contestation de celle de Horton, des observations de terrain mettant en doute le processus hortonien, et postule que le ruissellement qui contribue à la crue est produit sur des zones saturées variables en relation avec la profondeur de la nappe et la topographie (Cappus, 1960; Dunne et Black, 1970 cités par Cosandey et de Oliveira, 1996).

L'origine des écoulements de subsurface est plurielle et encore sujette à discussion. Un des processus identifiés est l'écoulement hypodermique par accroissement local de la conductivité hydraulique latérale. L'eau qui percole rencontre une discontinuité texturale ou structurale du sol favorisant son accumulation sus-jacente et donc l'augmentation locale de la conductivité hydraulique et produit un écoulement latéral vers le cours d'eau, avec éventuellement apparition d'une nappe perchée lorsque l'on passe en conditions saturées. L'écoulement en macropores a été évoqué déjà par Hursh en 1944 (cité par Joerin, 2000). Les macropores, pores non capillaires (ne fonctionnant qu'en conditions saturées sous la seule force gravitaire), peuvent favoriser un écoulement vertical ou latéral rapide, en fonction de leur orientation préférentielle, en court-circuitant la matrice microporeuse du sol. Un autre processus également invoqué est « l'effet piston ». Celui-ci considère que l'eau de pluie qui arrive sur le versant pousse par effet piston l'eau déjà présente, et transmet une onde de pression qui provoque une sortie simultanée d'eau souterraine en bas de versant. Et finalement, le phénomène d'intumescence de nappe, ou remontée de la frange capillaire, explique également en partie la présence d'eau souterraine dans la crue.

Les chemins empruntés par les précipitations lors de la formation des crues sont nombreux et encore sujets à discussion. Néanmoins, il ressort de ces études que les écoulements horizontaux de surface et hypodermiques, ainsi que les écoulements en

macropores, jouent un rôle majeur dans la formation de la crue, l'importance relative de chacun de ces processus étant fonction des sols en place ainsi que de leur pente, occupation et structure.

Prise en compte de la conductivité hydraulique dans les modèles hydrologiques

Nous nous intéressons donc, dans le cadre de cet article, à la valeur à attribuer à la conductivité hydraulique horizontale, et à son évolution en fonction de la teneur en eau du sol. Nous détaillons ci-après les différentes fonctions et la prise en compte de ce paramètre dans les modèles hydrologiques actuels. Nous distinguerons, vu ce qui a été présenté au paragraphe 2 (p.41), les modèles physiques des modèles conceptuels.

Modèles physiques (résolution numérique de l'équation de Richards)

Version 1D

Différentes formulations prennent en compte les caractéristiques hydrodynamiques des sols dans les modèles de type Richards. De manière générale, elles expriment la variation de la teneur en eau (θ) et de la conductivité hydraulique (K) en fonction de la pression, différents paramètres propres aux formulations reliant ces grandeurs. Les principales fonctions proposées sont exposées ci-dessous.

La fonction hydraulique de van Genuchten (1980), utilisant le modèle de distribution statistique de la porosité de Mualem (1976), permet la prédiction de la conductivité hydraulique insaturée par l'expression des paramètres de rétention du sol selon :

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + |\alpha h|^n\right]^m} \quad (3-1)$$

Avec

θ_r la teneur en eau résiduelle (pour une succion infinie)

θ_s la teneur en eau à saturation

n l'index de la distribution de la porosité

α l'inverse de la valeur d'entrée d'air⁵ (1/L)

$m = 1 - 1/n, n > 1$

$$K(h) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (3-2)$$

Où

l l'indice de connectivité des pores

Et S_e est la saturation effective :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3-3)$$

En disposant de la conductivité hydraulique à saturation et des courbes de teneur en eau, les paramètres α et n sont ajustés.

Les relations pression-teneur en eau du sol, $\theta(h)$, et pression-conductivité hydraulique,

$K(h)$, selon Brooks et Corey (1964) cités par Simunek (2008) sont données par :

$$S_e = |\alpha h|^{-n} \quad (3-4)$$

$$K = K_s S_e^{2/n+l+2} \quad (3-5)$$

Une autre expression de ces paramètres est donnée par Vogel et Císlerová (1988), qui ont modifié l'équation de van Genuchten (1980) afin de mieux décrire la phase proche de la saturation. Ces fonctions sont les suivantes :

$$\theta(h) = \theta_a + \frac{\theta_m - \theta_a}{\left[1 + |\alpha h|^n \right]^m} \quad (3-6)$$

⁵ Le point d'entrée d'air définit le potentiel en-deçà duquel la conductivité hydraulique du sol est celle à saturation.

Deux nouveaux paramètres extrapolés, θ_m et θ_a , apparaissent dans ces fonctions, et l'on revient à l'expression de van Genuchten si $\theta_m = \theta_s$ et $\theta_a = \theta_r$. L'introduction de ces paramètres n'a pas d'effet sur la courbe de rétention en eau, mais impacte celle de la conductivité hydraulique.

Et

$$K(h) = K_s K_r(h) \quad \text{pour } h \leq h_k \quad (3-7)$$

$$K(h) = K_k + \frac{(h - h_k)(K_s - K_k)}{h_s - h_k} \quad \text{pour } h_k < h < h_s \quad (3-8)$$

$$K(h) = K_s \quad \text{pour } h \geq h_s \quad (3-9)$$

Où

$$K_r = \frac{K_k}{K_s} \left(\frac{S_e}{S_{ek}} \right) \left[\frac{F(\theta_r) - F(\theta)}{F(\theta_r) - F(\theta_{kr})} \right]^2 \quad (3-10)$$

$$F(\theta) = \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_a}{\theta_m - \theta_a} \right)^{1/m} \right]^m \quad (3-11)$$

$$S_{ek} = \frac{\theta_k - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3-12)$$

Avec K_k et h_k des paramètres d'ajustement.

Version 2D/3D

Dans les modèles à base physique de type Richards, la conductivité hydraulique horizontale peut varier proportionnellement à sa valeur verticale dans toutes les directions et en tout point du domaine défini par l'utilisateur. Plus précisément, on définit un tenseur KA supposé symétrique, cette condition permet alors de définir en n'importe quel point du domaine un système de coordonnées local pour lequel le tenseur est diagonal, ces éléments de diagonales étant les composantes principales du tenseur : K1A, K2A et K3A. Il est possible de faire varier l'orientation de ces composantes

principales élément par élément, les axes locaux étant soumis à une rotation afin de correspondre aux directions principales du tenseur KA. On définit donc pour chaque élément les composantes principales K1A, K2A et K3A ainsi que les angles entre ces composantes principales et les axes du système global de coordonnées. Chaque tenseur local est alors transformé en termes de coordonnées globales selon :

$$K_{xx}^A = K_1^A a_{11} a_{11} + K_2^A a_{12} a_{12} + K_3^A a_{13} a_{13} \quad (3-13)$$

$$K_{yy}^A = K_1^A a_{12} a_{12} + K_2^A a_{22} a_{22} + K_3^A a_{23} a_{23}$$

$$K_{zz}^A = K_1^A a_{13} a_{13} + K_2^A a_{23} a_{23} + K_3^A a_{33} a_{33}$$

$$K_{xy}^A = K_1^A a_{11} a_{12} + K_2^A a_{12} a_{22} + K_3^A a_{13} a_{23}$$

$$K_{xz}^A = K_1^A a_{11} a_{13} + K_2^A a_{12} a_{23} + K_3^A a_{13} a_{33}$$

$$K_{yz}^A = K_1^A a_{12} a_{13} + K_2^A a_{22} a_{23} + K_3^A a_{23} a_{33}$$

Où a_{ij} représente le cosinus de l'angle entre la $i^{\text{ème}}$ direction principale du tenseur KA et l'axe j du système global de coordonnées (Simunek, 2007).

La prise en compte des deux autres dimensions dans les modèles 3D Richards au niveau de la conductivité hydraulique se fait simplement par la possibilité de multiplier la conductivité hydraulique verticale par un facteur fonction de l'orientation dans le sol, et suppose donc l'égalité des paramètres des fonctions hydrauliques appliquées quelle que soit l'orientation.

Modèles conceptuels

Nous centrons notre propos sur les modèles conceptuels à base physique, à même de représenter différents scénarios de travail du sol, et présentant également un volet biologique (simulation de la croissance végétale et des prélèvements par la plante) ou permettant un couplage avec de tels modules. Les modèles conceptuels de type boîtes

grises, vu la définition donnée au paragraphe 2 (p.42), ne nous intéressent pas ici, car ils ne transcrivent pas de théories spécifiques de l'écoulement mais sont la cible de calibration de paramètres ne pouvant être reliés à des grandeurs physiques.

De par leur principe de conception visant à simplifier l'écriture des processus en jeu en hydrologie, les modèles conceptuels intègrent de diverses manières les flux horizontaux dans les simulations. Certains modèles, dans un objectif de simplification, vont favoriser l'expression d'un des processus de formation de la crue.

Les modèles « physico-conceptuels » distribués, tels le modèle SWAT, postulent que la teneur en eau est uniformément distribuée à l'échelle de la maille (La maille correspond à l'unité de réponse hydrologique ou HRU. Sa taille dépendra de l'information disponible sur le bassin versant et de la taille de ce dernier, elle peut varier de l'hectare à plusieurs centaines de km²) au sein d'une couche, ce qui permet de ne pas prendre en compte les écoulements horizontaux lorsque la teneur en eau est inférieure à la capacité au champ. Un écoulement latéral ne sera pris en compte qu'au-delà de cette teneur en eau, une équation de transfert étant appliquée vers l'exutoire. Ce flux latéral est proportionnel à la conductivité hydraulique verticale et à la pente du terrain (Neitsch et al., 2005). La conductivité horizontale est donc indirectement fonction du sol considéré, mais n'est reliée en aucun cas à l'occupation du sol. Ce paramètre nécessite une calibration sans fondement physique pour une meilleure correspondance entre les simulations et les mesures lorsque l'on s'intéresse à des situations où ces écoulements transversaux sont majoritaires. On peut citer une étude de Eckhardt et al. (2001) qui constatent, sur un bassin versant montagneux, une différence de plus de 50 % entre les débits observés et simulés par SWAT dans ce contexte où les flux hypodermiques dominant. Ils proposent dès lors une modification de SWAT, appelée SWAT-G, qui permet, notamment via un

facteur d'anisotropie empirique, des simulations sur des bassins versants pour lesquels les principaux écoulements se font de manière transversale. De manière générale donc, ces modèles conceptuels physiques distribués font l'hypothèse d'un transfert des différentes unités modélisées aux cours d'eau, sans transferts horizontaux entre ces unités (Payraudeau, 2002). De plus, le paramètre de conductivité hydraulique horizontale est souvent calibré en début de simulation, sa détermination ne reposant donc pas sur des facteurs physiques.

D'autres choix de simulation des écoulements ont été développés dans les modèles conceptuels à base physique. Un exemple est celui de Topmodel, mis au point par Beven et Kirkby (1979). Celui-ci a été développé sur la base de la théorie des zones saturées contributives. Il considère que le ruissellement est produit sur des zones saturées variables qui dépendent directement de la topographie du bassin (Estupina Borrell, 2004).

On le voit, les modèles conceptuels de par leur souci de simplification, privilégient certaines théories des écoulements ou les traduisent de manière schématique. Leur emploi est donc limité à l'expérimentation de ces théories, et ne permet pas de tester d'autres hypothèses. Les modèles conceptuels à base physique sont plus malléables que les modèles boîtes grises - dont l'objectif de départ conditionne le développement futur - en facilitant l'ajout de modules complémentaires.

Discussion et perspectives

A travers cette synthèse bibliographique, il apparaît que les écoulements horizontaux de subsurface ne sont pas suffisamment pris en compte dans les modèles actuels. En effet, les modèles physico-conceptuels ne transcrivent que certains processus d'écoulement, et leurs paramètres déterminants sont le plus souvent calibrés. Les transferts

horizontaux ne sont pas ou peu transcrits dans les modèles, provoquant des erreurs ou la nécessité d'ajustements empiriques au niveau des débits produits lorsque ces processus sont majoritaires sur le bassin versant considéré. Dans les modèles de type Richards, la conductivité hydraulique horizontale est exprimée explicitement, mais sa valeur est peu discutée et proportionnelle à sa composante verticale, ce qui peut être limitant dans la description de la porosité, sa distribution, sa connectivité et son orientation.

La mise en place de culture avec des itinéraires techniques simplifiés modifie la structure du sol en place, et donc ses propriétés hydrodynamiques. Ce changement peut induire une modification du bilan en eau de la parcelle, et peut impacter celui du bassin versant. Les mesures de la conductivité hydraulique horizontale et les études à ce sujet restent insuffisantes, particulièrement dans le contexte des différenciations de travail du sol.

La modélisation hydrologique se doit de donner les moyens de représenter physiquement ces techniques agricoles. Une étude de l'impact à l'échelle de la parcelle des variations induites sur les écoulements hypodermiques par la modification des itinéraires techniques serait opportune, l'objectif étant d'analyser la pertinence des fonctions mises en jeu dans l'évaluation de la conductivité hydraulique horizontale, et ce dans diverses situations de structures différenciées. Cette analyse légitime l'emploi d'un modèle à base physique, mais l'étude ultérieure de l'impact de ce paramètre à l'échelle d'un grand bassin versant justifie l'introduction des résultats dans un modèle capacitif, et donc l'adaptation de celui-ci pour pouvoir simuler physiquement les flux horizontaux.

Références

Ambroise, B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1 – Processus et facteurs. *Rev. Sci. Eau*, **11**(4), 471-495.

Ambroise, B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 – Modélisation systémique et dynamique. *Rev. Sci. Eau*, **12**(1), 123-153.

Ambroise, B., 1998. *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles*. *H*G*A* (Ed.), Bucarest, 200 p.

Ayral, P.A., 2005. *Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALHTAÏR – Approches spatiale et expérimentale – Application au bassin versant du Gardon d'Anduze*. Thèse de Doctorat, Université de Provence, Marseille, 350 p.

Ball, B.C., Robertson, E.A.G., 1994. Effects of soil water hysteresis and the direction of sampling on aeration and pore function in relation to soil compaction and tillage. *Soil and Tillage Research*, **32**, 51-60.

Ball, B. C., Watson, C. A., Baddeley, J. A., 2007. Soil physical fertility, soil structure and rooting conditions after ploughing organically managed grass/clover swards. *Soil Use and Management*, **23**, 20–27.

Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physical based, variable contributing areas model of basin hydrology. *Hydrol. Sc. Bull.*, **21**(1), 43-69.

Bhattacharyya, R., Prakash, V., Kundu, S., Gupta, H.S., 2006. Effect of tillage and crop rotations on pore size distribution and soil hydraulic conductivity in sandy clay loam soil of the Indian Himalayas. *Soil & Tillage Research*, **86**, 129–140.

Cameira, M.R., Fernando, R.M., Pereira, L.S., 2003. Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. *Soil & Tillage Research*, **70**, 131–140.

Cappus, C., 1960. *Bassin expérimental d'Alrance : étude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits*. La Houille Blanche, n°A, 493-520.

Cosandey, C., de Oliveira, M., 1996. Surfaces saturées, surfaces contributives : localisation et extension dans l'espace du bassin versant. *J. Sciences Hydrologiques*, **41** (5), 751-761.

Cosandey, C., Robinson, M., 2000. *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Coll. U, Géographie, Paris, 360 p.

Darcy, H., 1856. Détermination des lois d'écoulement de l'eau à travers le sable. Dans : *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*. Victor Dalmont, Paris, 590–594.

Dauphin, S., 1998. *Connaissance et contrôle du fonctionnement des stations d'épuration, intérêt et limites des moyens métrologiques actuels - Application à la gestion hydraulique d'un décanteur secondaire*. Strasbourg : Université Louis Pasteur, 1998, 189 p. + annexes

Dunne, T., Black, R. D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England Watershed. *Wat. Resour. Res.*, **6**, 1296-1311.

Eckhardt, K., Haverkamp, S., Fohrer, N., Frede, H.-G., 2001. SWAT-G, a version of SWAT99.2 modified for application to low mountain range catchments. *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 641–644.

Estupina Borrell, V., 2004. *Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application sur de petits bassins versants du Sud de la France*. Thèse : Institut National Polytechnique de Toulouse, 253p.

Gineste, P., 1997. Télédétection spatiale et modélisation du fonctionnement hydrologique des petits bassins versants. I. Problématique de la modélisation. Proceedings of the international workshop, organized by LCT – CEMAGREF – ENGREF ORSTOM, Water report 16 – FAO

Gnouma, R., 2006. *Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron*. Thèse : Institut National des Sciences Appliquées de Lyon, 412 p.

Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **14**, 446-460.

Hursh, C.R., 1936. Storm-water and absorption. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **17**, 301-302.

Hursh, C.R., 1944. Report of the sub-committee on subsurface flow. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **25**, 743-746.

Joerin, C., 2000. *Etude des processus hydrologiques par l'application du traçage environnemental : Association à des mesures effectuées à l'échelle locale et analyse d'incertitude*. Thèse No 2165, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 224 p.

Klemes, V., 1986. Dilettantism in hydrology: transition or destiny ? *Water Resources Research*, **22**, 177S–188S.

Loague, K., VanderKwaak, J.E., 2004. Physics-based hydrologic response simulation: platinum bridge, 1958 Edsel, or useful tool. *Hydrol. Process.*, **18**, 2949–2956.

Malone, R.W., Logsdon, S., Shipitalo, M.J., Weatherington-Rice, J., Ahuja, L., Ma, L., 2003. Tillage effect on macroporosity and herbicide transport in percolate. *Geoderma*, **116**, 191– 215.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12**(3), 513-522.

Musy, A. et Higy, C., 1998. *Hydrologie appliquée*. HGA, Bucarest, 366 p.

Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Williams, J.R., 2005. *SWAT (Soil and Water Assessment Tool) Theoretical documentation*. USDA, Agricultural Research Service, Grassland, Soil and Water Research Laboratory, Temple, USA

Payraudeau, S., 2002. *Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens*. Thèse Sciences de l'Eau, UMR Structures et Systèmes Spatiaux Cemagref-Engref, Engref de Montpellier, ENGREF, 436 p.

Perrin, C., 2000. *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. Thèse de Doctorat, INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony), 530 p.

Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, **1**, 318–333.

Sasal, M.C., Andriulo, A.E., Taboada, M.A., 2006. Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinian Pampas. *Soil & Tillage Research*, **87**, 9–18.

Šimůnek, J., Šejna, M., van Genuchten, M.Th., 2007. *The HYDRUS Software Package for Simulating the Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media*. Technical Manual Version 1.0, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, 194p.

Šimůnek, J., van Genuchten, R., 2008. *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media*. Technical Manual Version 4.0, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, 270p.

Singh, V.P., 1995. Watershed modelling. In: Singh V.P., ed. *Computer models of watershed hydrology*. Colorado, USA: Water Resources Publications, Highlands Ranch, 1-22.

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

Vogel, T., Císlerová, M., 1988. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. *Transport in Porous Media*, **3**, 1-15.

Wahl, N.A., Bens, O., Buczko, U., Hangen, E., Hüttl, R.F., 2004. Effects of conventional and conservation tillage on soil hydraulic properties of a silty-loamy soil. *Physics and Chemistry of the Earth*, **29**, 821–829.

Zehe, E., Sivapalan, M., 2007. Towards a new generation of hydrological process models for the meso-scale: an introduction. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **10**, 1–7.

4. Vers une amélioration des fonctions hydrodynamiques du sol par une étude transéchelle

Ce chapitre est une version modifiée du manuscrit intitulé : Beckers E., Plougonven E., Gigot N., Léonard A., Roisin C., Brostaux Y., Degré A., 2014. Coupling X-ray microtomography and macroscopic soil measurements: a method to enhance near saturation functions? *HESS*, **18**, 1805-1817.

Coupling X-ray microtomography and macroscopic soil measurements: a method to enhance near-saturation functions?

E. Beckers¹, E. Plougonven^{2,*}, N. Gigot¹, A. Léonard², C. Roisin³, Y. Brostaux⁴, A. Degré¹

[1] Univ. Liege, GxABT, Soil - Water Systems, 2 Passage des Déportés, 5030 Gembloux, Belgium

[2] Univ. Liege, Department of Applied Chemistry, Laboratory of Chemical Engineering, Sart-Tilman, 4000 Liège, Belgium

[*] Now at ICMCB-CNRS/Group 4, 87 Avenue du Docteur Albert Schweitzer, 33608 Pessac, France

[3] Walloon Agricultural Research Centre of Gembloux (CRA-W), Department of Agriculture and Natural Environment, Soil Fertility and Water Protection Unit, 4 Rue du Bordia, 5030 Gembloux, Belgium

[4] Univ. Liege, GxABT, Applied Statistics, Computer Science and Mathematics Unit, 2 Passage des Déportés, 5030 Gembloux, Belgium

Correspondence to: E. Beckers (eleonore.beckers@ulg.ac.be)

Abstract

Agricultural management practices influence soil structure, but the characterization of these modifications and consequences are still not completely understood. In this study, we combine X-ray microtomography with retention and hydraulic conductivity measurements in the context of tillage simplification. First, this association is used to validate microtomography information with a quick scan method. Secondly, X-ray microtomography is used to increase our knowledge of soil structural differences. Notably, we show a good match for retention and conductivity functions between macroscopic measurements and microtomographic information. Microtomography refines the shape of the retention function, highlighting the presence of a supplementary pore system in our soils. Analysis of structural parameters for these pores appears to be of interest and offers additional clues for soil structure differentiation, through – among others – connectivity and tortuosity parameters. These elements make microtomography a highly competitive instrument for routine soil characterization.

Keywords

X-ray microtomography; Hydrodynamic behaviour; Tillage intensity; Principal component analysis; Retention curve; Dual-porosity.

Introduction

Tillage simplification has become a popular practice in recent years, mainly in order to save energy and reduce erosion. Agricultural management practices influence soil structure, as stated in numerous papers which have addressed the effects of tillage intensity on soil (see Strudley et al., 2008 for a review on the subject). However, changes in soil hydrodynamic behaviour are not fully understood and are still studied (Schlüter et al., 2011; Eden et al., 2012; Holthusen et al., 2012 for example). Furthermore, researchers have drawn divergent conclusions over the impact of tillage practices on soil hydraulic properties (e.g. Green et al., 2003; Cousin et al., 2004; Bhattacharyya et al., 2006; Strudley et al., 2008), though for most of them, pore size distribution, connectivity and orientation are involved. These changes in porosity suggest that the related hydrodynamic properties will be affected, as well as water fluxes and their partition. But the characterization of these modifications and consequences remains a challenge.

Plot-scale measurements, on the one hand, allow characterization of the global behaviour, but do not provide mechanistic explanations of structural modifications. The divergence in the literature with regard to agricultural management impacts shows the inability of these measurements to comprehend them completely. On the other hand, microscale characterization, involving small soil samples (with accuracy to within a micron or less), can offer helpful insight on the pore structure, but might not be representative at the plot scale. Notably, X-ray tomography has been recently used in order to characterize changes in soil pore distribution in different contexts, and attempts to link microtomography information to hydrodynamic measurement. Already in 1997 Olsen and Borresen (1997) were studying pore characteristics depending on tillage intensity with computed tomography. However, with a pixel size of 0.5 mm, they

only concluded about the macroporosity distribution in the soil profile. Since then, soil porosity has been analysed many times using X-ray tomography (see Taina et al., 2008 for the state of the art), but research on the link between macroscopic measurements and microscopic investigation of the soil structure remains scarce. Wiermann et al. (2000) showed the interest of this technique by combining water retention, hydraulic conductivity and tomography analyses to compare soil reaction to precompression stress depending on management practices. Kumar et al. (2010) and Kim et al. (2010) tried to explain saturated hydraulic conductivity (K_{sat}) differences by pore parameter measurements with computed tomography, and found that most of these parameters were correlated with K_{sat} . Rachman et al. (2005) and Quinton et al. (2009) studied macroporosity through X-ray tomography and water retention curves; they concluded that these methods lead to comparable results for porosity distributions. Dal Ferro et al. (2012), for their part, analysed soil porosity with mercury intrusion porosimetry and X-ray microtomography. They highlighted the fact that microtomography does not take into account all the microporosity, and therefore advised combining microtomography analyses with other techniques. Cousin et al. (2004) conducted a two-scale study in order to determine more parameters: qualitative observation of macroporosity through stained infiltration combined with laboratory hydraulic conductivity measurements and tomographic analyses. They reported a greater plot-scale conductivity in no tillage due to the presence of earthworm tunnels. The scarcity of these tunnels leads to the need for macroscopic measurements while tomographic observations allow a quantitative characterization of the bulk soil pore network. However, the achieved resolution in their study (i.e. 0.4mm pixel size) was not sufficient to confirm a link between the pore network and in situ hydraulic conductivity measurements. Finally, Bayer et al. (2004) tested the ability of microtomography to provide water retention curves through a

dynamic setup. Their results were in good agreement with a classical multistep outflow experiment. It can be seen that microtomography has become an interesting tool for the study of soil pore networks, as it provides a 3-D visualization of the internal soil structure. Furthermore, microtomography offers the possibility to extract pore size distribution as well as structural parameters. Among them, pore connectivity, which influences hydrodynamics (Vogel and Roth, 1998), or specific surface (surface area/volume) (Gerke, 2012) can be estimated.

In this study, we test X-ray microtomography as a tool to help differentiate soil structure modification due to tillage intensity through multiscale measurements. This association could help highlight the most influential microstructural factors affecting macroscopic transport phenomena. Water retention and hydraulic conductivity measurements on the one hand, and X-ray microtomography (34 μm pixel size) on the other hand, compose the experimentation campaign. Water retention and hydraulic conductivity measurements are used frequently in other studies to show the effect of tillage intensity on soils. Furthermore, they are linked together and can lead to different estimations of the same parameter. This choice enables us to validate microtomographic results and to use the latter as an explanatory element of the fundamental processes highlighted by macroscopic measurements. However, the consistency of the results depends on the quality of the tomographic reconstructions. Quality is, among other factors, correlated with acquisition time. As a result microtomography as a hydraulic measurement technique is often considered as time-consuming in comparison with other techniques. In our study, we show that relatively fast scans supply not only a good match with other measurements, but also improve retention and hydraulic curves modelling near saturation ($|h| < 10$ mbar). Microstructural parameters calculated on the pore network

appear to be of interest to characterize tillage differences. These elements make microtomography a competitive instrument for routine soil characterization.

Material and methods

In this paper, we test X-ray microtomography as a tool to help quantification of soil structure modification due to tillage intensity. To do this, we couple what we call “micro” and “macroscopic” measurements: “microscopic” measurements refer to measurements that supply characterization at the pore scale⁶; in opposition, the expression “macroscopic measurements” gathers all the measurements that are not at the pore scale. Establishment of 3-D soil strength profiles serves as a first visualization of soil structural differences and as a basis to organize sampling and measurement campaigns. Microscopic investigations consist in measuring 3-D morphological parameters using X-ray microtomography (μ CT). Macroscopic investigations include retention data with the pressure plate method (Richards’ apparatus), saturated and unsaturated soil hydraulic conductivity.

Retention and hydraulic curves are derived from both microscopic and macroscopic investigations, and compared. Morphological parameters obtained with X-ray microtomography are analysed with principal component analysis.

Variability at the plot scale was assessed through the use of at least seven repetitions for each soil measurement, which seems sufficient to obtain a good approximation of the global behaviour for each object. For reasons of space, statistical analyses concerning soils comparison are not presented here. It has to be noted, however, that when the term significant is used in the following paragraphs it refers to a p value of maximum 0.05.

⁶ A pore is defined here following Plougonven (2009) : “A part of the pore space, homotopic to a ball, bounded by the solid, and connected to other pores by throats of minimal surface area”

Location

Our field experiment takes place in Gentinnes (Walloon Brabant, Belgium), on a field organized in a Latin square scheme. Since 2004, plots (one plot is used here) have been cultivated in conventional tillage (CT), deep loosening (not studied here), or in reduced tillage (RT). The latter consists in sowing after stubble ploughing of about 10 cm. The crop rotation is sugar beet, winter wheat, flax. The soil is mainly composed of silt loam and can be classified as a Luvisol.

A fully automated penetrometer mounted on a small vehicle was used to illustrate soil resistance to penetration (see Figure 4-1). The surface area of $160 \times 80 \text{ cm}^2$ and its position were chosen considering the characteristics of the agricultural management practices (more information can be found in Roisin, 2007).

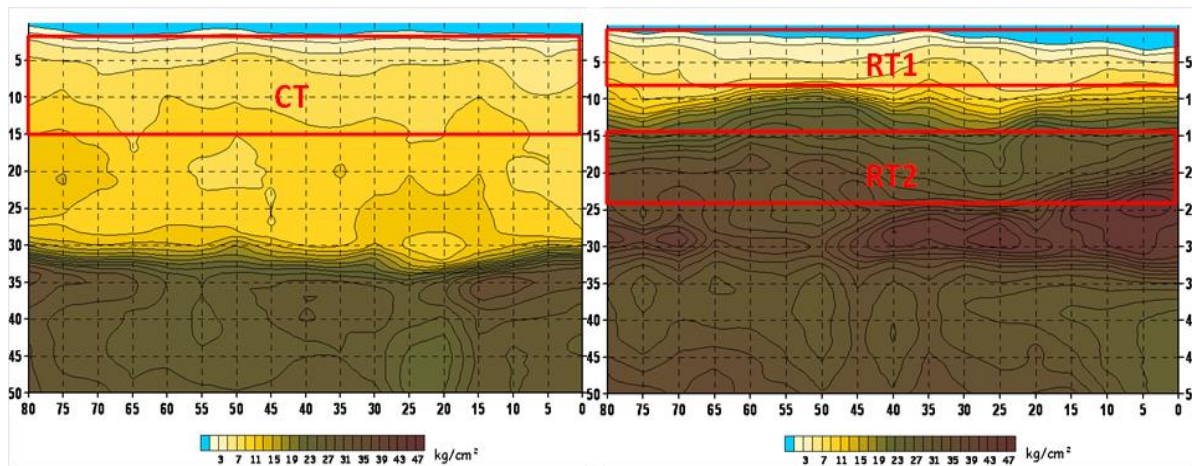


Figure 4-1 : 3-D soil strength profiles. Left panel: CT profile; Right panel: RT profile.

On this figure, we can observe two different soil horizons for both practices. In the CT profile, the second horizon appears at approximately 30 cm. The upper layer, from 0 to 30 cm, is quite homogeneous with a slight gradient along the depth. In the RT profile, the second horizon appears between 10 and 15 cm. The old plough pan is still observed at 30 cm depth. Because of these observations and the variation in tillage depth between management practices (10 cm for RT vs. 25 cm for CT), two horizons are investigated for

RT – RT1 between 0 and 10 cm and RT2 between 12 and 25 cm (see Figure 4-1) - while CT is considered as homogeneous.

Measurements techniques

X-ray microtomography

X-ray microtomography consists of performing series of X-ray radiograms at different angles, producing enough information to algorithmically reconstruct a 3-D X-ray attenuation map of the sample. The transmitted X-ray intensity depends on the attenuation coefficient of each material located along the X-ray path, in a cumulative way. The attenuation coefficient is related to the material properties, i.e. its density and atomic number (Attix and Roesch, 1968) and to the energy of the incident beam.

Sampling

Soil sample dimensions have been chosen according to the tomograph characteristics. The cylindrical samples are 5 cm in height and 3 cm in diameter, allowing for a good compromise between resolution and time acquisition. Eight soil samples (35 cm^3) are removed from each horizon (CT, RT1 and RT2) and are exposed to a 15 bar pressure according to Richards' procedure (Richards, 1948; DIN ISO 11274, 2012). Samples are therefore around the wilting point and pores with a radius above $0.1 \mu\text{m}$ are meant to be free of water. Samples were collected very carefully. However, they are prone to cracks close to the sample container. As a result, the radius of image investigation is reduced a little to eliminate these effects. Final radii are the same for all our samples. Figure 4-2 gives a 3-D representation of pores for each horizon.

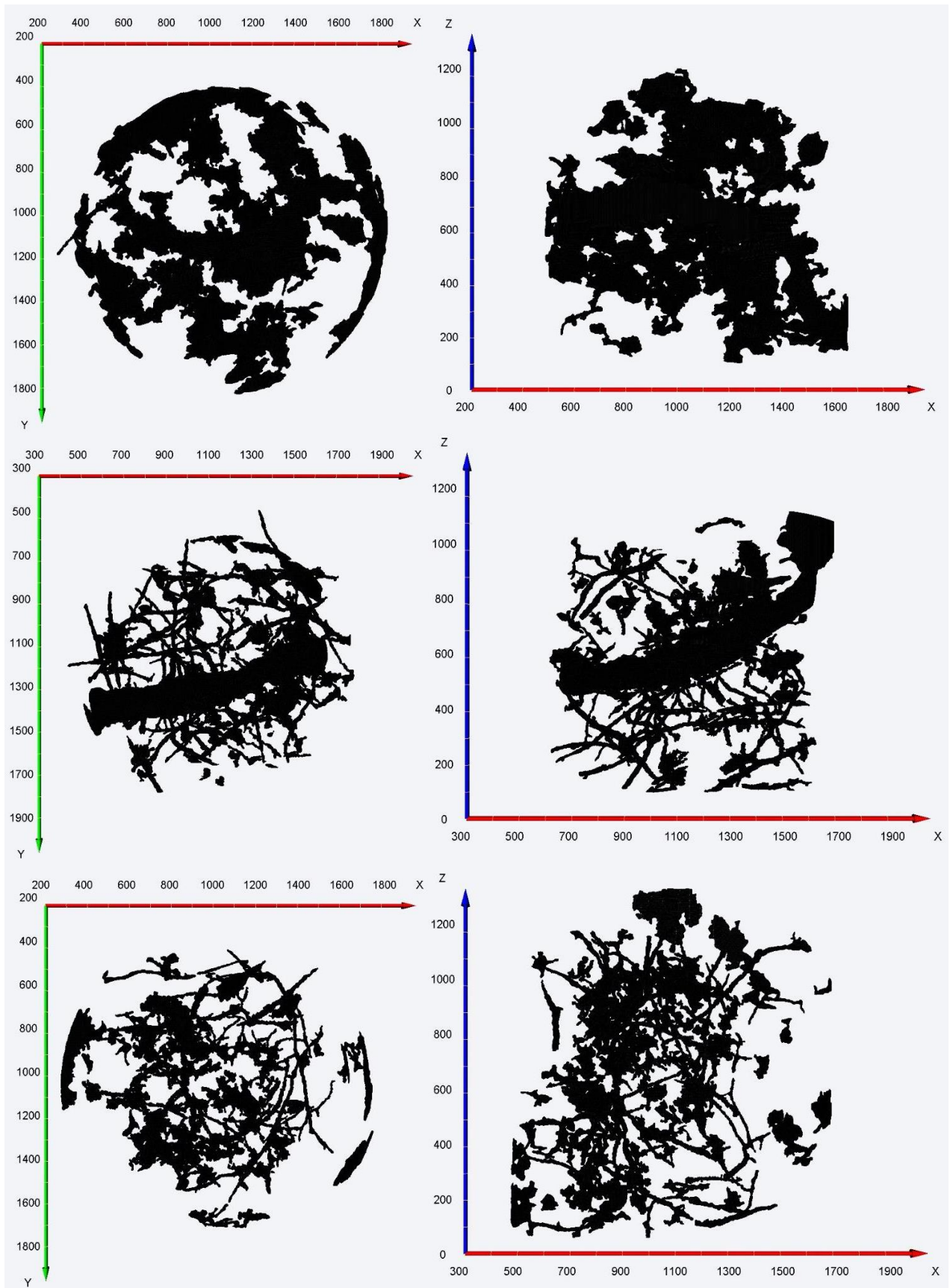


Figure 4-2: 3-D visualization of pores for each soil object for half samples (i.e., 2.5 cm height and 3cm in diameter); CT, RT1, RT2 from top to bottom panels; XY view at the left panels; XZ view at the right panels.

X-ray microtomograph

Samples are scanned using a Skyscan-1172 high-resolution desktop micro-CT system (Skyscan, Kontich, Belgium). The cone beam source operates at 100 kV, and an aluminium filter is used. The detector configuration (16 bit X-ray camera with 2x2 binning, creating 2048×1024 pixel radiograms) and the distances between source–object–camera are adjusted to produce images with a pixel size of 34 μm. The rotation step is 0.4° over 180°. We perform here what can be called a fast scan, in a total of about 2 h per sample. Since the objects are larger than the field of view of the detector, several sets of radiograms are taken and stitched together. The final projections are actually mosaics of 3 by 2 radiograms, meaning that one set of radiograms is acquired in about 20 min, which is relatively fast. In fact, the aim of this procedure is to have a good compromise between the acquisition quality, time and number of samples.

Image reconstruction

Reconstruction is performed with the NRecon software® supplied with the Skyscan Micro-CT system. Ring artefact correction and rotation axis misalignment compensation is used. The resulting cross sections are then stacked and imported into Avizo® to be processed.

Image processing

In order to process our microtomograms, we use an algorithm developed by Plougonven (2009; Plougonven and Bernard, 2011) and integrated into the Avizo® software. This algorithm is organized in two steps, a pre-processing of the images (noise reduction thanks to a greyscale opening, followed by a Gaussian filtering) and a post-processing to decompose the porosity into individual pores, and calculate morphological parameters. Between these two steps, a threshold value needs to be chosen.

Segmentation

The choice of the segmentation method is not so obvious. Numerous methods exist and these methods can be global (i.e. a same threshold value for the entire domain) as well as local (i.e. the value is adapted regarding local characteristics). Review papers or research articles comparing segmentation methods (for example Iassonov et al., 2009; Wang et al., 2011) show that there is no ideal segmentation method in the context of soil analyses. Following Iassonov et al. (2009), the method has to be chosen considering the context of the study, and factors to be taken into account are principally “the reliability and consistency of the method, as well as the computational efficiency and the automated character of it”. Local vs. global methods show different advantages considering these factors. Local methods dedicated to soils are very promising (e.g. Schlüter et al., 2010; Hapca et al., 2013; Houston et al., 2013), but they are more demanding in terms of time and computational resource. In the present study, we decide to apply a single mean threshold value (based on the soil porosity). This procedure has been validated and shows results nearly as good as the local methods cited before (see Beckers et al., 2014 for more details). Furthermore, the studied objects are soils with structural differences only. Our approach is comparative and our choices’ impact can be supposed equivalent for the different studied objects.

Post-process

Once the threshold value is chosen, the part of the algorithm calculating morphological parameters can be applied in Avizo®. It provides local 3-D quantification based on pore space decomposition. The decomposition method is

a watershed-based approach on the Euclidean distance transform of the porous phase, given specific pre-processing (Plougonven and Bernard, 2011), with the basins defined from both topological information (i.e. the intersection of branches in the skeleton) and geometrical information (post-merging of basins given certain geometric conditions, for more details see Plougonven, 2009). For each pore (following the definition of the current pore space decomposition), parameters are computed as illustrated in Figure 4-3: volume (Vol), surface (determined from the number of voxel faces), barycentre, inertia tensor (defined as if the pore was an object with uniform mass, and on which the inertia matrix is computed), number of neighboring pores (N_c), surface area of the connections (Sf_c) and equivalent radius of the connections. Additionally, we compute the specific surface (SS) for each pore, and the pore deformation (Def), defined as the ratio between minimum and maximum components of the inertia tensor. Using this deformation, an elliptic cylinder was fitted to the pores in order to calculate a mean radius (R). Finally, we calculate a variable related to specific connectivity (SC):

$$SC = \frac{N_c \cdot A_c}{V_p} \quad (4-1)$$

Where N_c is the number of connections, A_c the mean surface area of the connections (L^2) and V_p the pore volume (L^3).

Water retention

Retention points are obtained thanks to the Richards procedure on one hand (Richards, 1948; Dane and Hopmans, 2002 cited by Solone et al., 2012; DIN ISO 11274, 2012), and thanks to X-ray microtomography on the other hand.

With Richards' procedure, samples are saturated by upward moisturizing during 48 h, exposed to increasing pressures between 10 mbar to 15 bar (pF 1 to 4.2), and weighed between each stage. Seven soil samples (100 cm³) are taken from each horizon (CT, RT1 and RT2).

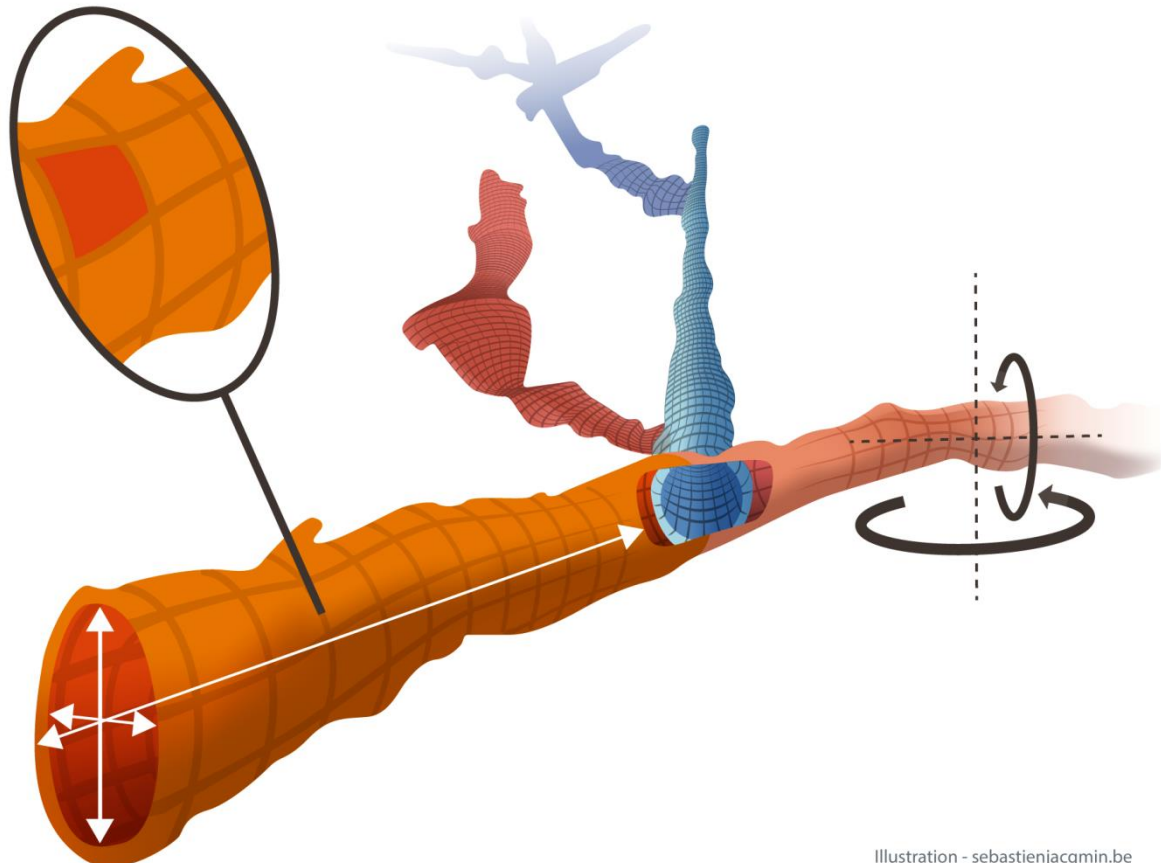


Illustration - sebastienjacqmin.be

Figure 4-3: Representation of a theoretical pore network. The following morphological measurements are illustrated: On the left, dimensions of the pore as an elliptic cylinder (double white arrows); on the left, pore surface measurement determined from the number of voxel faces (see magnifying glass); in the middle, connection characterization (pore hole); on the right, inertia tensors measurements (black arrows).

Pore size distribution derived from tomographic results allows calculating retention data points between pF1 (10 mbar) and saturation. Samples are around the wilting point during scanning procedure (see p.66).

Pore size distribution is obtained from microtomographic measurements using the following relationship (capillary theory, Jurin's law):

$$r = \frac{2\sigma \cdot \cos(\alpha)}{\rho \cdot g \cdot h} \quad (4-2)$$

Where r is the pore radius (L), h is the pressure head (L), σ is the liquid surface tension ($M T^{-2}$), α is the contact angle between the liquid and the soil, ρ is the liquid density ($M L^{-3}$) and g is the gravitational acceleration ($L T^{-2}$). The radius is determined with structural parameters measured thanks to X-ray microtomography (see *Post-process*, p.69).

Hydraulic conductivity

In situ measurements

In situ infiltration measurements are performed by a 20 cm diameter tension-infiltrometer (TI) (Eijkelkamp Agrisearch Equipment). Eight repetitions are made for each management practice. For each location, three infiltration measurements for tensions of -9, -6 and -3 mbar are performed. Measurements are long enough to have at least 18 min of steady-state infiltration. We only use the unsaturated flows, saturated hydraulic conductivity being measured directly in the laboratory. Concerning measurements for RT1, this layer presents a shallow thickness (max 10 cm, see Figure 4-1). Moreover, to obtain the mandatory plane surface for TI measurements, a part of it had to be removed. As a result, these measurements are likely to be attributed to RT2.

Laboratory measurements

We use a permeameter (Laboratory-Permeameter, Eijkelkamp, Giesbeek, Netherlands) to measure saturated hydraulic conductivity on 100 cm³ soil samples. The basic principle is to create a pressure gradient between the sides of the sample and to measure the flow coming out. The constant head method is used (Klute, 1986 cited by Bayer et al., 2004). Considering the possible change in pore orientation, we measure this conductivity in the two main orientations: vertical conductivity vs. horizontal conductivity (parallel to the slope). Measurements are performed on eight samples for each object (CT, RT1 and RT2) and each orientation, and the mean value for K_{sat} is calculated in each direction. In this paper we use the highest value between the mean

horizontal and the mean vertical one, considering that the 3-D pore network characteristics are more correlated with this highest value.

Measurements analysis

Retention and hydraulic functions

Continuous functions can be adjusted on our retention data points coming from Richards' measurements and microtomography. Using K_{sat} measured with the permeameter and parameters from these fitted retention data, $K(h)$ curves can be compared with TI measurements for each object. The agreement between these points serves as an indicator of the relevance of microtomography measurements.

However, numerous models exist. Since we study the near saturation behaviour, this part of the curve will be of great importance. According to Durner (1994), the largest differences in retention and hydraulic predictions are not caused by the choice of the single porosity model, but by taking into account – or not – supplementary pore systems. Indeed, Durner (1994) states that errors in hydraulic predictions can come from the fact that some pore distributions are bimodal (or multimodal) instead of unimodal, each mode being considered as one pore system. In such a context, one model of each type has been adjusted (using the Levenberg–Marquardt algorithm, Levenberg, 1944; Marquardt, 1963): the unimodal from van Genuchten (1980) and the bimodal from Durner (1994). The associated hydraulic model is of Mualem (1976) for both cases.

The van Genuchten formulation is:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} \quad (4-3)$$

With θ_r the residual water content, θ_s the saturated water content, n a pore size distribution parameter, α the inverse of the bubbling pressure (L^{-1}) and m a function of n

($m = 1-1/n$). The associated hydraulic conductivity is expressed as follow (Mualem, 1976):

$$K(h) = K_s S_e^l \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (4-4)$$

With K_s the saturated hydraulic conductivity ($L T^{-1}$), l a pore connectivity parameter, and S_e the effective saturation:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4-5)$$

With the Dual Porosity model (Durner, 1994) the effective saturation becomes:

$$S_e = w_1 [1 + (\alpha_1 h)^{n_1}]^{-m_1} + w_2 [1 + (\alpha_2 h)^{n_2}]^{-m_2} \quad (4-6)$$

With w the weighing factor, subscripts 1 and 2 referring to each part of the porosity. And the hydraulic function:

$$K(S_e) = K_s \frac{(w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^l (w_1 \alpha_1 \left[1 - \left(1 - S_{e1}^{\frac{1}{m_1}} \right)^{m_1} \right] + w_2 \alpha_2 \left[1 - \left(1 - S_{e2}^{\frac{1}{m_2}} \right)^{m_2} \right])^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad (4-7)$$

The goodness of the fit is analysed in this paper using the relative root mean square error (RRMSE) as Schaap and van Genuchten (2006), Weynants et al. (2009), Vereecken et al. (2010) – among others – did in a similar context. We compare models fitted on different amounts of observations considering retention data (Richards vs. μ CT data). Besides, at least for $K(h)$ measurements, the measurement variability is greater near saturation. Finally, for the comparison between the models and the measurements for $K(h)$, we rely on three observed points (see p.72).

RRMSE is calculated (following Alkasawneh et al., 2007) as:

$$RRMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{d_i - D_i}{D_i} \right)^2} \quad (4-8)$$

With n the number of measurements, d_i the estimated value and D_i the observed value.

Hydraulic macroporosity efficiency

Following Watson and Luxmoore (1986, cited by Imhoff et al., 2010), the number of hydraulically effective pores between two tensions is related to the difference between hydraulic conductivity for these two tensions (K_m , L T⁻¹) and can be calculated thanks to Poiseuille's law and laminar flow equation:

$$N_m = \frac{8\eta K_m}{\pi \rho g r_a^4} \quad (4-9)$$

Where η is the water dynamic viscosity (M L⁻¹ T⁻¹) and r_a is the minimum pore radius (L). The associated macroporosity is equivalent to:

$$\theta_m = N_m \pi r_a^2 \quad (4-10)$$

The ratio between effective macroporosity and measured porosity is therefore an indicator of the hydraulic performances of the soil (Buczko et al., 2006 cited by Imhoff et al., 2010), and will be tested in our context.

Principal component analysis

Principal component analysis (PCA) has been widely described in the literature, for example in Benzécri and Benzécri (1980) cited by Palm (1994), or in Jackson (1991). PCA is a multivariate descriptive method. It aims at gathering descriptive parameters in a few components. The use of these components allows a 2-D representation of the data and highlights possible relationships between data and parameters. As Jackson (1980) said: "This method is used to simplify the simultaneous interpretation of a number of related variables."

PCA is performed here taking into account seven parameters (see p.70): Vol, N_c , Sf_c , SS, R, Def and SC.

Results and discussion

Retention functions

For the retention curves, the three horizons were analysed: CT, RT1 (0-10 cm depth) and RT2 (12-25 cm depth). The Figure 4-4 represents both the data sets for each horizon.

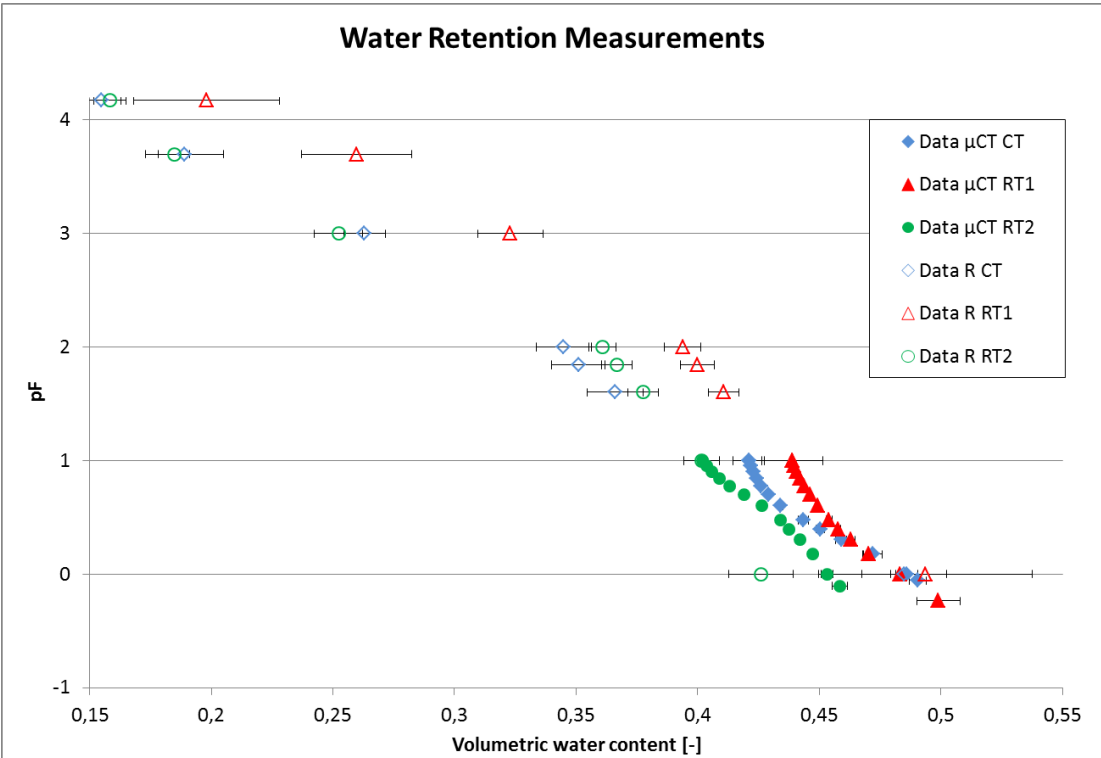


Figure 4-4: Water retention data for the three objects (CT, RT1, RT2) obtained with the Richards' procedure (empty dots) and with microtomography (full dots) for the entire tension range.

We used either the van Genuchten (1980) equation (VG) or the Dual Porosity (DP) model (Durner, 1994) to fit the data points. First, fitting is applied to Richards' measurements alone ("R"). In a second step, fitting is applied to a combination of Richards' (from pF 4.2 to pF 1) and μCT data (from pF 1 to saturation) (called "μCT+R"). With the R fitting (cf. Figure 4-5, dotted lines), RRMSEs are better with the DP model for CT and RT2 but not for RT1 (cf. Table 4-1), differences between VG and DP performances being quite important for CT.

Table 4-1: RRMSE [-] for fitting Richards' data set (R) and combined data set (μ CT+R) with van Genuchten (VG) or Dual Porosity (DP) model on retention functions. *The last column is calculated using parameters from " μ CT+R" DP but on Richards' data alone.

Horizon	"R" VG	"R" DP	" μ CT+R" VG	" μ CT+R" DP	" μ CT+R" DP*
CT	0.035	0.016	0.036	0.013	0.030
RT1	0.039	0.044	0.048	0.012	0.021
RT2	0.026	0.020	0.045	0.004	0.003

Comparing the horizons with DP for R, the only significant difference concerns the total effective porosity: it is significantly greater for CT than for RT2. RT1 is in between, but differences are not significant. We can see that near saturation, curves present different shapes. But the curves for RT are not well fitted for this part, especially for RT1.

The combination of Richards and μ CT data is also fitted with the VG and DP models (see Figure 4-5, solid lines). First, we can see that RRMSEs (cf. Table 4-1) are widely better for the DP models than the VG ones. Indeed, the VG model can fit either Richards' data or μ CT data, but fails in fitting a coupled data set. Supplementary pore systems have been integrated in retention function by Durner in 1994 and allow in many cases a better fitting of the retention data (see also Durner et al., 1999). In our study and except for RT1, taking into account this supplementary pore system improves (in terms of RRMSE) the match between retention curves and retention measurements even if we consider Richards' measurements alone (see Table 4-1 columns 1 and 2). Besides, if we use the parameters set coming from the " μ CT+R" DP fit to calculate the RRMSE with Richards' measurements alone, the results are better than with VG (see Table 4-1 column 5). These elements lead us to think that this supplementary pore system is a characteristic of our soil and not an artefact coming from the collation of two data sets.

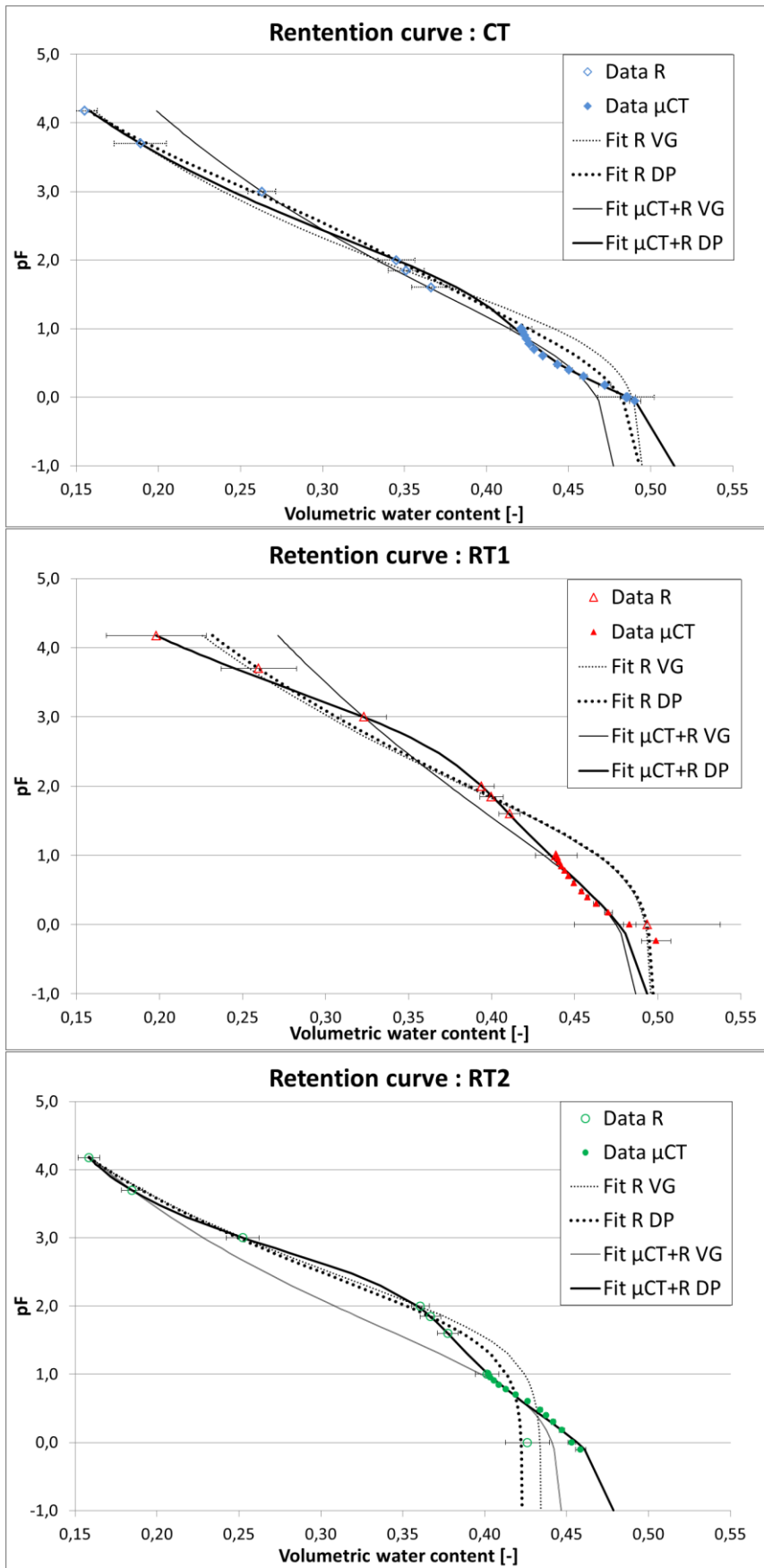


Figure 4-5 : Retention curves. Dotted line: Richards' measurements (R); solid line: combined μ CT and Richards' measurements (μ CT+R); fine line: van Genuchten adjustment (VG); thick line: dual porosity adjustment (DP).

Looking at the combined DP curves, volumes from pF 1 to saturation are not significantly different for the horizons. But we can see that for RT2, this volume is more important than with Richards' measurements ($p < 0.05$) while for CT and RT1 these volumes match. Considering this match and the elements of the image analysis pre-process (see p.66), obviously Richards' procedure does not allow a good saturation estimation for RT2.

The reason could be linked to the pore distribution. We can also observe that the DP fit on R and both VG fits have much the same global shape around saturation, but not CT and RT1 μ_{CT+R} DP curves. Indeed, comparing DP retention curves designed with μ_{CT+R} and designed with R, we observe that for CT and RT1, concavity is inverted from pF 1.2 to saturation. With μ_{CT} , the main part of the volume is closer to saturation than with R: For CT curve, the volume increase begins around pF 1 and slows down around pF 0 with R, while with μ_{CT} the volume increase begins around pF 0.6 and stops around pF -0.06. As a result, μ_{CT} data show more pores with a bigger radius. These conclusions are the same for RT1 and RT2. For RT1, μ_{CT} increase is even closer to saturation and consequently we have more and bigger pores than in CT. Furthermore for RT2, it is confirmed that fitting on R data leads to a bad approximation of porosity at saturation.

To illustrate the differences between the models in terms of pore diameter, the pore size distribution for each horizon and for each model (VG and DP) is given in Figure 4-6. We can observe that the DP model on μ_{CT} data highlights the presence of bigger pores.

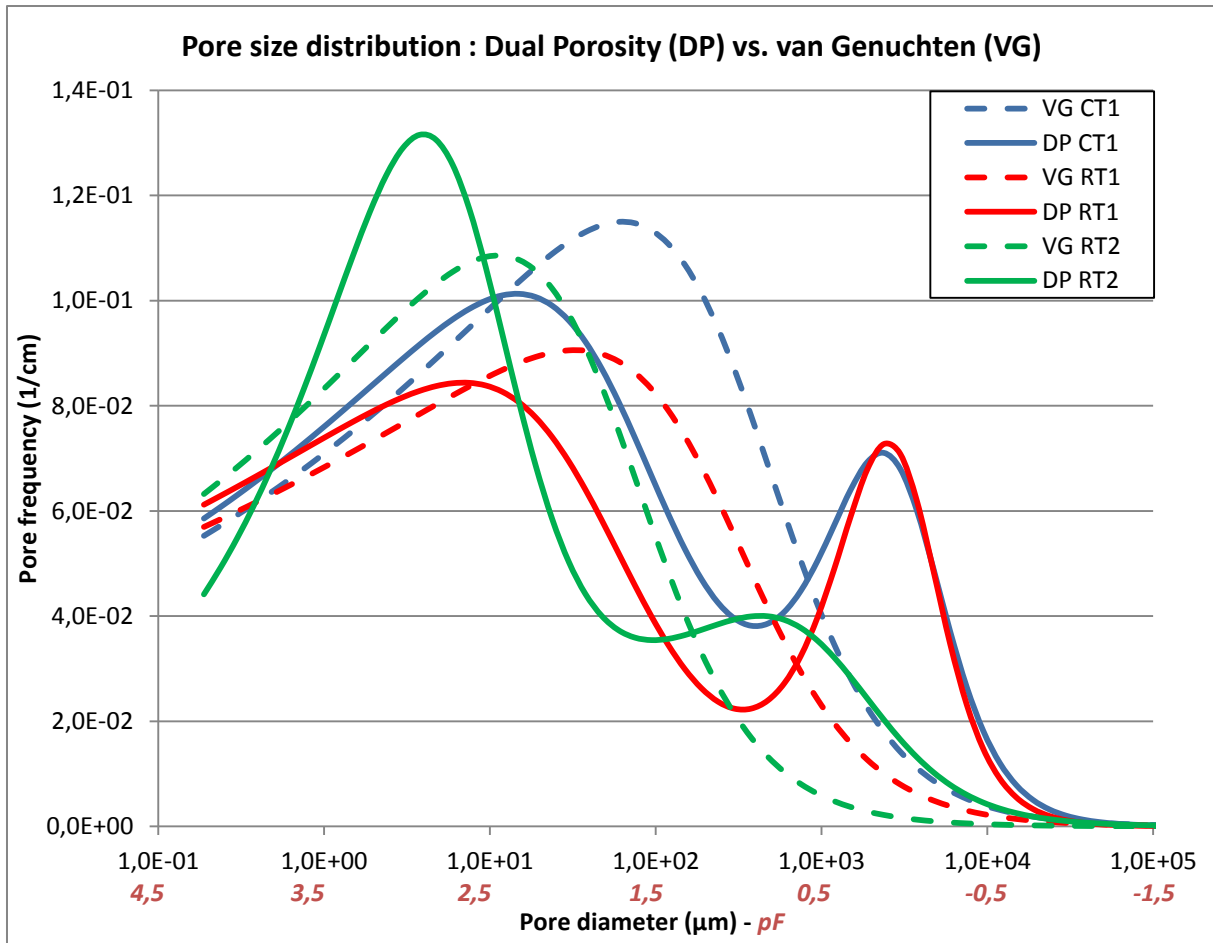


Figure 4-6 : Pore size distribution depending on the horizons and the fitted model (DP vs. VG).

Hydraulic conductivity

Hydraulic macroporosity efficiency

If we compare macroporosity estimated from K_{sat} measurements (θ_M) vs. macroporosity estimated from Richards' and μCT measurements, we can use the ratio of these values as an indicator of macroporosity efficiency (ER) – in terms of conductivity ability – and pore network morphology. For both cases, we obtain the following trend: $CT > RT2 > RT1$ (cf. Table 4-2), with the latter being the most distant from Poiseuille's law with respect to structure morphology, i.e. reflecting poor dynamic performances. In fact, RT1 presents the higher near saturation pore volume while its saturated hydraulic conductivity is the lowest.

Table 4-2: Ks = Saturated hydraulic conductivity [m/s]; N_M = number of hydraulically effective pores; θ_M = hydraulically effective macroporosity [cm³/cm³]; ER = efficiency ratios for μCT (T) and Richards' (R) measurements (m) [-]

Horizon	Ks (m/s)	N _M	θ _M	ER T(m)	ER R(m)
CT	1.6E-04	8.1E+04	7.0E-01	1.2E-01	1.1E-01
RT1	2.5E-05	1.3E+04	1.1E-01	2.3E-02	2.0E-02
RT2	4.0E-05	2.0E+04	1.8E-01	3.8E-02	7.2E-02

Hydraulic functions

Using Ksat measured with the permeameter and results from fitted parameters with retention data, $K(h)$ curves with the four different adjustments are represented in Figure 4-7 for each horizon. TI measurements are indicated as well, and the match between these points and fitting curves are calculated. For RT1 and RT2, the same TI measurements are used. But, because of the lower depth of RT1, measurements are likely to be attributed mostly to RT2.

Comparing fitted models, we can see that for CT the unsaturated flow prediction is particularly enhanced when taking into account the presence of a supplementary pore system (cf. Table 4-3). For RT2, the best prediction is linked with the use of μCT complementary data. But in both cases, it is the combination of μCT data and the DP model that gives the best prediction of the unsaturated flow. These elements seem to validate the adjustment of elliptic cylinders to obtain pore size distribution.

Table 4-3: RRMSE [-] for fitting Richards' data set (R) and combined data set (μCT+R) with van Genuchten (VG) or dual porosity (DP) model on hydraulic functions.

Horizon	"R" VG	"R" DP	"μCT+R" VG	"μCT+R" DP
CT	5.2	0.4	4.2	0.2
RT1	1.9	0.3	0.9	1.0
RT2	25.7	17.2	3.2	0.8

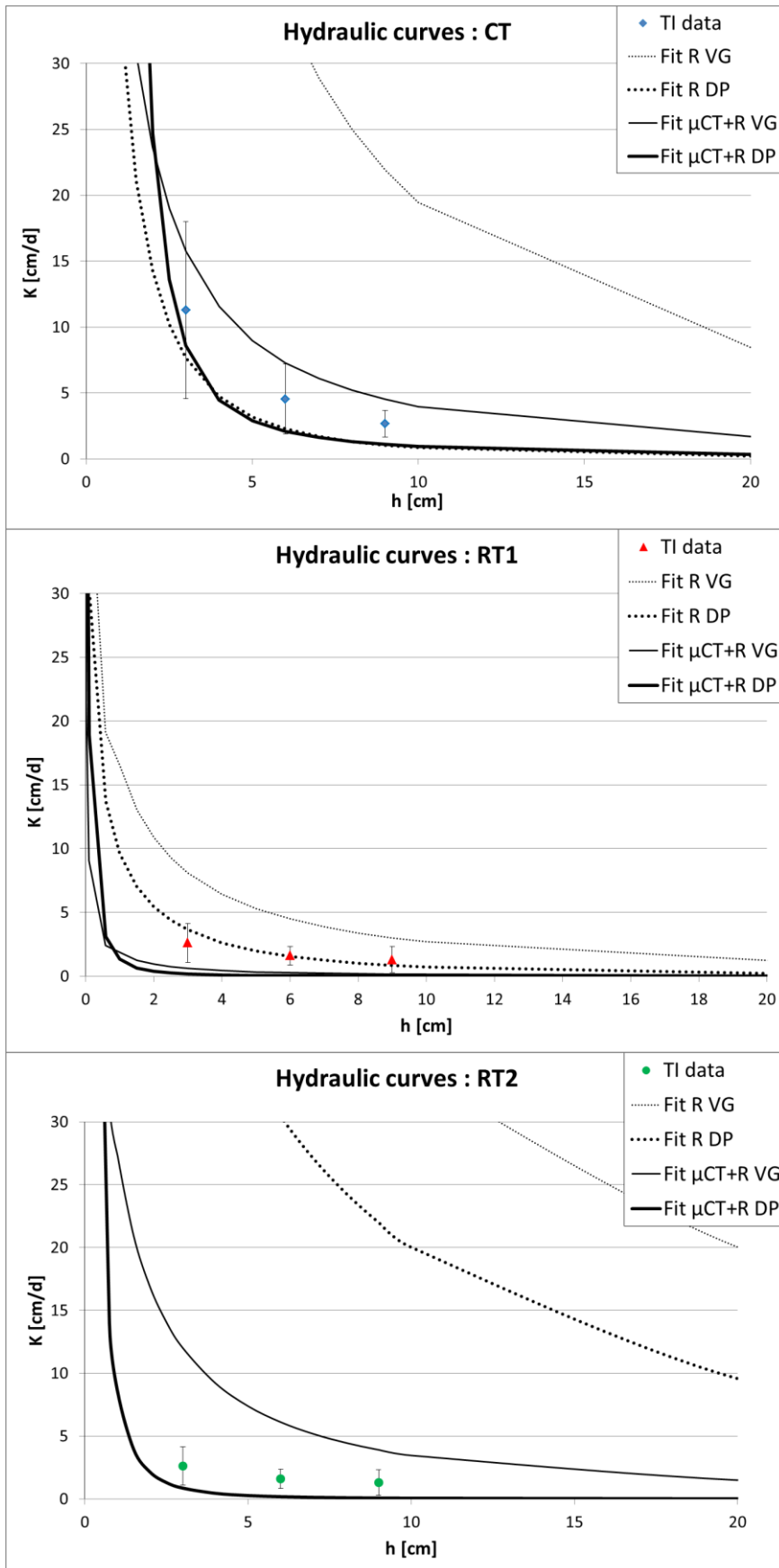


Figure 4-7 : Hydraulic curves. Dotted line: Richards' measurements (R); solid line: combined μ CT and Richards' measurements (μ CT+R).

Concerning RT1, results are much the same for “ μ_{CT+R} ” data with VG and DP models, the better prediction being for R DP. The poor match for RT1 is probably caused by two factors. First, the TI measurements are probably more representative of RT2, and this is confirmed by the excellent match for this horizon. This assumption matches as well with our knowledge of the field and the measurements. Secondly, the DP retention curve on combined data does not fit very well between pF 0 and saturation. RT1 measurements present a great variability especially in this pressure range; therefore the mean curve might not be representative of the mean behaviour. Actually, Durner et al. (1999) mention the possible difficulty of averaging dual porosity curves in some cases.

We can see that both fittings on R and μ_{CT+R} with the DP model allow a better adjustment for retention curves. Our results show that for R retention curves DP improves the fitting, but not significantly. Actually, without complementary information, it is difficult to choose a model. It is generally accepted that unimodal models – like VG – are adequate and, because of their easier implementation, are therefore often preferred (Durner et al., 1999). But in our case, the DP model proves to better predict the unsaturated conductivity. This is supported by the results of Durner et al. (1999) on silty soils. They show that the more parameters that are involved, the better the fitting on hydraulic functions, i.e. multimodal models. The fact that microtomography demonstrates this, as well as allowing a better prediction of the unsaturated hydraulic conductivity, are evidence for the validation of microtomographic information.

Further, μ_{CT} data allow refining retention and hydraulic curves near saturation where Richards’ data alone can lead to numerous sets of fitted parameters. However, other methods allow this as well (for example, Hyprop apparatus, UMS®). But microtomographic images processed with an appropriate algorithm may be more

powerful. Matching micro and macroscopic measurements allows us to validate μ CT information, which is otherwise not so obvious (Baveye et al., 2010). The algorithm we use (Plougonven, 2009; Plougonven and Bernard, 2011) proves to be effective at separating pores individually since both retention and conductivity functions present an enhancement: pore size distribution obtained with this method and the fit of an elliptic cylinder on pores converge to obtain good results. An efficient pore individualization is interesting in soil analyses. Indeed, reproducing accurately the soil behaviour is still a challenge. Notably, characteristics, when calculated on the entire pore space, are influenced by little but numerous pores and are not able to reproduce global behaviour. On the other hand, precise individual characterization could be used to improve our knowledge of the pore space and its modelling. The next step is therefore to make use of potential structural information on individual pores.

X-ray microtomography: Principal component analysis

PCA is performed on our samples, taking into account seven parameters (confer p.70): Vol, N_c , Sf_c , SS, R , Def and SC. The first three components explain about 90% of the variability between samples, F1 (first component) explains alone 54% of the variability. All seven parameters are well correlated at least for one component. We represent in Figure 4-8 (a 2-dimensional representation of PCA with the two first components, F1-F2) and Figure 4-9 (a 2-dimensional representation of PCA with the first (F1) and third (F3) components) the results for pores with a radius $>1500\mu\text{m}$ ($h > -1\text{mbar}$), because of their bigger influence on hydrodynamic behaviour. CT and RT2 are in opposition with RT1 along F1. RT1 and RT2 differ because of a lower surface of connections and a bigger specific surface for RT2, while RT1 and CT are disconnected because of larger volume and radius, and a lower specific surface for RT1. While this representation of the objects

does not underline great differences between them (full dots, Fig. 7), we can still observe along F1 the ranking $CT < RT2 < RT1$, which is the reverse order as compared to macroporosity conductivity efficiency. Vogel and Roth (1998) demonstrate that realistic pore network representation has to take into account its connectivity and tortuosity. Our PCA is consistent with their results since specific surface and specific connectivity are highly correlated with F1. The importance of these structural parameters in our object differentiation strengthens the idea that macroporosity is not the only parameter to consider for conductivity characterization.

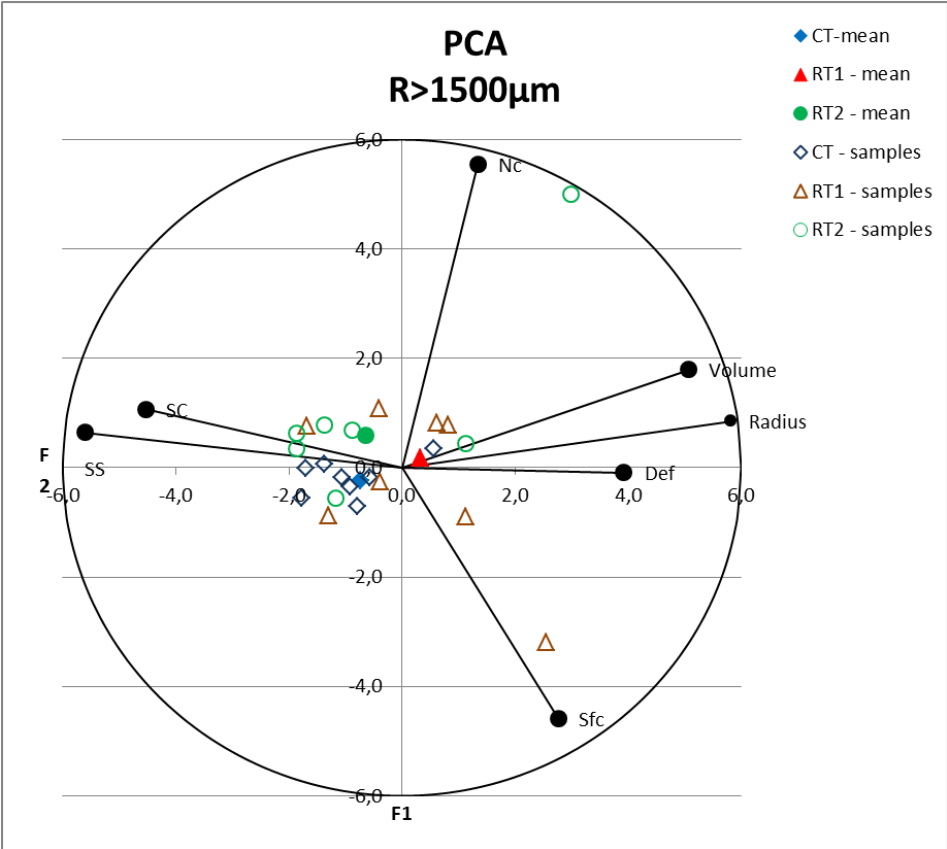


Figure 4-8 : PCA scores for pores with $r > 1500 \mu m$ with the first F1, 54%) and second (F2, 23%) components.

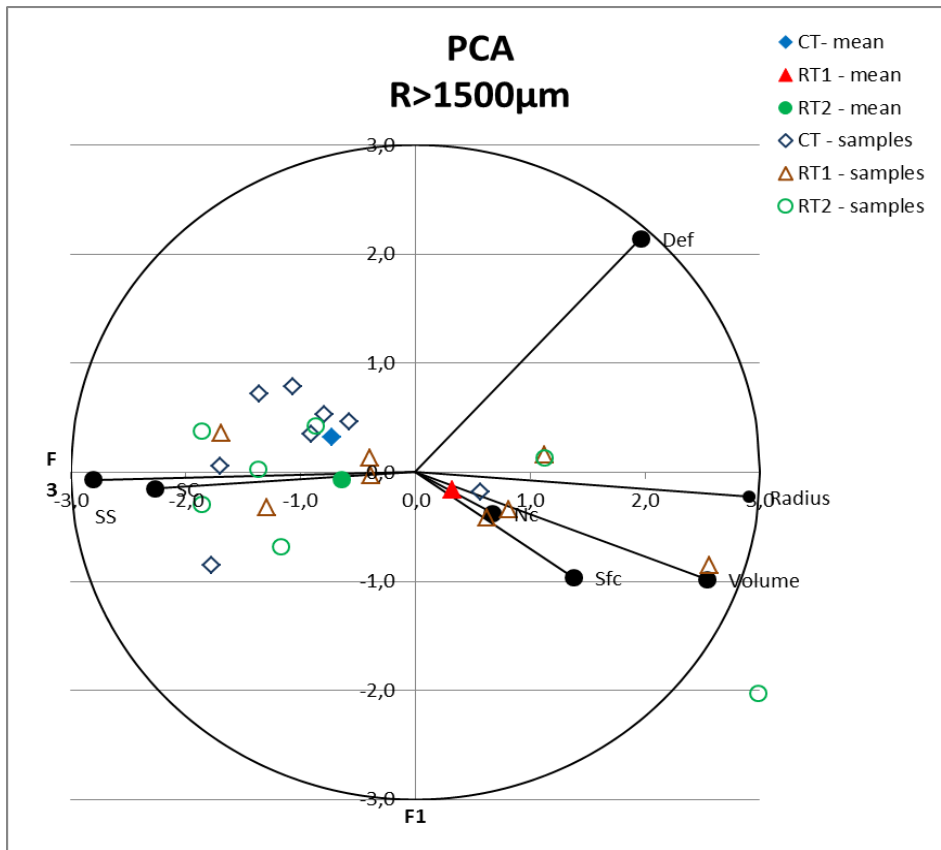


Figure 4-9 : PCA scores for pores with $r > 1500\mu\text{m}$ with the first (F1, 54%) and third (F3, 11%) components.

In addition to the conclusions about the mean structural parameters, the position of the samples in PCA representation can be seen as object intra-variability and provides supplementary clues. That is to say, the dispersion coefficient is very low for CT. It is important for RT2, but because of one sample alone, while RT1 is characterized by a dispersed spatial position of the samples (cf. Table 4-4). This behaviour seems to be symptomatic for this horizon. If we analyse macroscopic measurements from this point of view (not presented here), we can see that the horizons present the same characteristics as above about variability. CT has a low variation range and its mean and median are often superimposed. RT2 also has a low variation range, but its mean is displaced because of a few outliers. And finally RT1 presents a higher variation range and big differences between mean and median.

Table 4-4: Dispersion coefficient of the samples in the PCA 3-D space for all the samples ("All") and for all the samples except the farthest from the mean ("All-1").

Horizon	"All"	"All-1"
CT	0.6	0.2
RT1	3.5	1.6
RT2	4.9	1.2

We could conclude that the poor dynamic performances – reflected by ratio between macroporosity and saturated hydraulic conductivity – for RT1 can be linked to this great heterogeneity (and therefore agrees with the divergence found in the literature, e.g. Strudley et al., 2008), while for RT2 it is more related to a generally low permeable medium. However, outliers seem to be a rule in RT2 populations, one of the main reasons probably being a greater pedofaunistic activity – which is in accord with results of Cousin et al. (2004). Indeed, pedofauna produces large pores which can be observed with μ CT and permeability measurements – but occur rarely – because of the size of the samples; while Richards' measurements are not able to detect them because of the difficulty to completely saturate the largest macropores.

Conclusion

The central point of this paper is to show that X-ray microtomography brings supplementary and complementary information to macroscopic measurements in the context of agricultural practice evolution. It is a bridge between micro- and macroscopic approaches. More precisely, our research shows that: (i) we have an agreement between measurements at the macroscopic and the microscopic scales (ii) behaviours at these different scales can be linked together (iii) microscopic information can enhance macroscopic description and modelling.

In this work, we validate our methodology chain with a relatively quick scan method. Microtomography is still restricted by the numerous steps and choices of image

processing. Nevertheless, the good match for both retention and conductivity functions with macroscopic measurements validates globally the μ CT information, since the macroscopic measurements match the pore volume distribution through the adjustment of an elliptic cylinder. As a result, we show that a mean macroscopic behaviour can be linked with a mean behaviour at the microscopic scale. Indeed, while most research deals with pore network modelling, we show that X-ray microtomography can be used to enhance plot scale models. More specifically, the pore size distribution derived from microtomography allows us to enhance the near-saturation hydraulic function through parameterization of a double porosity model. Furthermore, we have put in evidence microtomographic parameters which could contribute to explain the mean hydrodynamic behaviour of these soils. Analysis of structural parameters for the biggest pores appears to be significant and offers an additional step in object differentiation. PCA shows that seven structural parameters can explain nearly 90% of the variability between horizons, and that it is important to differentiate them. The most determining parameters in our context are specific surface, specific connectivity, volume and radius. The next step is the improvement of hydraulic functions via X-ray microtomography structural parameters, for example by including a connectivity and/or a specific surface-based parameter in the function implementation.

Note that with X-ray tomography, the acquired images can constitute a growing database, and that new algorithms can be applied and tested repeatedly. Indeed, images are not damaged by the calculations and more information can thus be obtained as computer resources increase or as algorithms are developed.

Acknowledgement

First, the authors would like to thank the referees of the paper for their helpful advices. The authors would also like to thank Sébastien Jacqmin for his great work on the illustration of the pore network.

References

- Alkasawneh, W., Pan, E., and Green, R., 2007. Effect of the Relative Root-Mean-Square error on Pavement Response. *Analysis of Asphalt Pavement Materials and Systems*, 117-132, doi: 10.1061/40924(308)10.
- Attix, F.H.R. and Roesch, W.C., 1968. *Radiation dosimetry*. Academic Press, New York.
- Baveye, P.C., Laba, M., Otten, W., Bouckaert, L., Dello Sterpaio, P., Goswami, R.R., Grinev, D., Houston, A., Hu, Y., Liu, J., Mooney, S., Pajor, R., Sleutel, S., Tarquis, A., Wang, W., Wei, Q., and Sezgin, M. , 2010. Observer-dependent variability of the thresholding step in the quantitative analysis of soil images and X-ray microtomography data. *Geoderma*, **157**, 51–63.
- Bayer, A., Vogel, H.J., and Roth, K., 2004. Direct measurement of the soil water retention curve using X-ray absorption. *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, **8**(1), 2-7.
- Beckers, E., Plougonven, E., Roisin, C., Hapca, S., Léonard, A., Degré, A., 2014. X-ray microtomography: A porosity-based thresholding method to improve soil pore network characterization? *Geoderma*, **219-220**, 145-154.
- Bhattacharyya, R., Prakash, V., Kundu, S., and Gupta, H.S., 2006. Effect of tillage and crop rotations on pore size distribution and soil hydraulic conductivity in sandy clay loam soil of the Indian Himalayas. *Soil Till. Res.*, **86**, 129–140.
- 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. *Étude Gestion Sols*, **11**(1), 69-81.
- Dal Ferro, N., Delmas, P., Duwig, C., Simonetti, G., and Morari, F., 2012. Coupling X-ray microtomography and mercury intrusion porosimetry to quantify aggregate structures of a cambisol under different fertilisation treatments. *Soil Till. Res.*, **119**, 13–21.
- DIN ISO 11274, 2012. Soil quality – Determination of the water retention characteristics – Laboratory methods (ISO 11274:1998 + Cor. 1:2009) English translation of DIN ISO 11274:2012-04. Deutsches Institut für Normung, Berlin, Germany.
- Durner, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour. Res.*, **30**, 211–233.
- Durner, W., Priesack, E., Vogel, H. J., and Zurmühl, T., 1999. Determination of parameters for flexible hydraulic functions by inverse modeling. In: van Genuchten, M. Th., Leij, F. J., and Wu, L. (eds.) Proc. Int. Workshop, Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, p. 817-830. University of California, Riverside, CA.
- Eden, M., Moldrup, P., Schjonning, P., Vogel, H.J., Scow, K.M., and de Jonge, L.W. , 2012. Linking soil physical parameters along a density gradient in a loess soil long-term experiment. *Soil Sci.*, **177**(1), 1-11.
- Gerke, H.H., 2012. Macroscopic representation on of the interface between flow domains in structured Soil. *Vadose Zone J.*, **11** (3).
- Green, T.R., Ahujaa, L.R., and Benjamin, J.G., 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma*, **116**, 3 – 27.

Hapca, S.M., Houston, A.N. Otten, W., and Baveye, P.C., 2013. New objective segmentation method based on minimizing locally the intra-class variance of grayscale images. *Vadose Zone Journal*, **12**, doi:10.2136/vzj2012.0172

Holthusen, D., Jänicke, M., Peth, S., and Horn, R., 2012. Physical properties of a Luvisol for different long-term fertilization treatments: I. Mesoscale capacity and intensity parameters. *J. Plant Nutr. Soil Sc.*, **175**(1), 4-13.

Houston, A.N., Otten, W., Baveye, P.C., and Hapca S., 2013. Adaptive-window indicator kriging: A thresholding method for computed tomography images of porous media. *Comput. Geosci.*, **54**(0), 239-248.

Iassonov, P., Gebrenegus, T., and Tuller, M. , 2009. Segmentation of X-ray computed tomography images of porous materials: a crucial step for characterization and quantitative analysis of pore structures. *Water Resour. Res.*, **45**, 9, W09415.

Imhoff, S., Ghiberto, P.J., Grioni, A., and Gay, J.P., 2010. Porosity characterization of Argiudolls under different management systems in the Argentine Flat Pampa. *Geoderma*, **158**, 268-274.

Jackson, J.E., 1980. Principal components and factor analysis: Part I-Principal components. *J. Qual. Technol.*, **12**(4), 201-213.

Jackson, J.E., 1991. *A user's guide to principal components*. New York, Wiley, 569 p.

Kim, H., Anderson, S.H., Motavalli, P.P., and Gantzer, C.J., 2010. Compaction effects on soil macropore geometry and related parameters for an arable field. *Geoderma*, **160**, 244-251.

Kumar, S., Anderson, S.H., and Udawatta, R.P., 2010. Agroforestry and grass buffer influences on macropores measured by computed tomography under grazed pasture systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **74**, 203-212.

Levenberg, K., 1944. A Method for the Solution of Certain Problems in Least Squares. *Quart. Appl. Math.*, **2**, 164-168.

Marquardt D., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. *SIAM J. Appl. Math.*, **11**, 431-441.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12**, 513-522.

Olsen, P.A. and Borresen, T., 1997. Measuring differences in soil properties in soils with different cultivation practices using computer tomography. *Soil Till. Res.*, **44**, 1-12.

Palm, R., 1994. Les méthodes d'analyse factorielle : principes et applications. *Biom. Praxim.*, **34**, 35-80.

Plougonven, E., 2009. *Link between the microstructure of porous materials and their permeability*. PhD Thesis, Université Bordeaux 1, 116p.

Plougonven, E., Bernard, D., 2011. Optimal removal of topological artefacts in microtomographic images of porous materials. *Advances in Water Resources*, **34**, 731-736.

Quinton, W.L., Elliot, T., Price, J.S., Rezanezhad, F., and Heck, R., 2009. Measuring physical and hydraulic properties of peat from X-ray tomography. *Geoderma*, **153**, 269-277.

- Rachman, A., Anderson, S.H., and Gantzer, C.J., 2005. Computed tomographic measurement of soil macroporosity parameters as affected by stiff-stemmed grass hedges. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **69**, 1609-1616.
- Richards, L.A., 1948. Porous plate apparatus for measuring moisture retention and transmission by soils. *Soil Sci.*, **66**, 105-110.
- Roisin, C., 2007. A multifractal approach for assessing the structural state of tilled soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **71**(1), 15-25.
- Schaap, M.G., and van Genuchten, M.Th., 2006. A Modified Mualem-van Genuchten Formulation for Improved Description of the Hydraulic Conductivity Near Saturation. *Vadose Zone J.*, **5**, 27-34. doi:10.2136/vzj2005.0005
- Schlüter, S., Weller, U., and Vogel, H.-J., 2010. Segmentation of X-ray microtomography images of soil using gradient masks. *Comput. Geosci.*, **36**(10), 1246-1251.
- Schlüter, S., Weller, U. and Vogel, H.-J., 2011. Soil-structure development including seasonal dynamics in a long-term fertilization experiment. *J. Plant Nutr. Soil Sc.*, **174**(3), 395-403.
- Solone, R., Bittelli, M., Tomei, F., and Morari, F., 2012. Errors in water retention curves determined with pressure plates: Effects on the soil water balance. *J. Hydrol.*, **470-471**, 65-74.
- Strudley, M. W., Green, T.R., and Ascough, J. C., 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil Till. Res.*, **99**, 4-48.
- Taina, I.A., Heck, R.J., and Elliot, T.R., 2008. Application of X-ray computed tomography to soil science: A literature review. *Can. J. Soil Sci.*, **88**, 1-20.
- van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**(5), 892-898.
- Vereecken, H., Weynants, M., Javaux, M., Pachepsky, Y., Schaap, M.G., and van Genuchten, M.Th., 2010. Using Pedotransfer Functions to Estimate the van Genuchten-Mualem Soil Hydraulic Properties: A Review. *Vadose Zone J.*, **9**, 795-820. doi:10.2136/vzj2010.0045
- Vogel, H.J. and Roth, K., 1998. A new approach for determining effective soil hydraulic functions. *Eur. J. Soil Sci.*, **49**, 547-556.
- Wang, W., Kravchenko, A.N., Smucker, A.J.M., and Rivers, M.L., 2011. Comparison of image segmentation methods in simulated 2D and 3D microtomographic images of soil aggregates. *Geoderma*, **162**(3-4), 231-241.
- Weynants, M., Vereecken, H., and Javaux, M., 2009. Revisiting Vereecken pedotransfer functions: Introducing a Closed-Form Hydraulic Model. *Vadose Zone J.*, **8**, 86-95. doi:10.2136/vzj2008.0062
- Wiermann, C., Werner, D., Horn, R., Rostek, J., and Werner, B., 2000. Stress/strain processes in a structured unsaturated silty loam Luvisol under different tillage treatments in Germany. *Soil Till. Res.*, **53**, 117-128.

5. Développement d'une méthodologie adaptée à la microtomographie des sols

Ce chapitre est une version modifiée du manuscrit intitulé : Beckers E., Plougonven E., Roisin C., Hapca S., Léonard A., Degré A., 2014. X-ray microtomography: A porosity-based thresholding method to improve soil pore network characterization? *Geoderma* **219-220**, 145-154.

X-ray microtomography: A porosity-based thresholding method to improve soil pore network characterization?

Beckers E.^{a,*}, Plougonven E.^{b,7}, Roisin C.^c, Hapca S.^d, Léonard A.^b, Degré A.^a

^aUniv. Liege, GxABT, Soil - Water Systems, 2 Passage des Déportés, 5030 Gembloux, Belgium

^bUniv. Liege, Department of Applied Chemistry, Laboratory of Chemical Engineering, Sart-Tilman, 4000 Liège, Belgium

^cWalloon Agricultural Research Centre of Gembloux (CRA-W), Department of Agriculture and Natural Environment, Soil Fertility and Water Protection Unit, 4 Rue du Bordia, 5030 Gembloux, Belgium

^dSIMBIOS Centre, Kydd Building, Abertay University, 40 Bell Street, Dundee DD1 1HG, UK

Abstract

X-ray microtomography, through quantification of soil structure at the microscale, could greatly facilitate the current understanding of soil hydrodynamic behaviour. However, binarisation method and processing choices are subjective and can have a strong impact on results and conclusions. In this study, we test a new method based on the porosity detectable by X-ray microtomography, while validation is achieved through comparison of soil microtomogram information with soil physical measurements. These measurements consist of water retention and unsaturated hydraulic conductivity using two different soil populations with only structural differences. To assess the porosity-based method performances, we compare it to four other methods, namely the global method of Otsu and three recent soil-dedicated local methods. The robustness of the porosity-based method is also tested in regard to different pre-processing procedures. In this paper we demonstrate that soil segmentation through a porosity-based method is an interesting issue. Indeed, it is less demanding in terms of time and computational requirements than its alternatives, and combines robustness and performances broadly comparable with the recent local methods.

Keywords

X-ray microtomography; soil structure; threshold; image processing; binarisation; visible-porosity

⁷ Present address: ICMCB-CNRS/Group 4, 87 Avenue du Docteur Albert Schweitzer, 33608 Pessac, France

Introduction

Current challenges in hydrology are linked to the increase in precision of soil structure characterization. Indeed, soil hydrodynamic behaviour modifications are still not well understood, regardless of their origin (i.e. anthropologic or natural). However, they are known to be directly linked to soil structure modifications in the pore network, which in turn influence water flow dynamics. Macroscopic measurements of hydrodynamic parameters do not provide sufficient mechanistic explanations for these changes and the need for microscale characterization is therefore clearly evident. In this context, X-ray microtomography provides the means for studying pore geometry and can help to improve our understanding of soil behaviour.

X-ray tomography has been used in the field of soil science since the early 1980s (Petrovic et al., 1982; Hainsworth and Aylmore, 1983; Crestana et al., 1985, principally). This technique presents many advantages: it allows a relatively quick measurement acquisition; it is non-destructive; and the resolution can reach micron scale or less. An increasing number of publications refer to this technique, along with new algorithms to enhance analyses and perform original measurements, such as pore size distribution, shape, connectivity or orientation. Taina et al. (2008) and Pires et al. (2010) offer an exhaustive state of the art for this field of research.

However, there are almost as many procedures for tomographic data processing as papers about soil tomography. Hence, the relevance of the soil pore network depends on pre-processing and exploitation choices. Indeed, the data require a certain amount of pre-processing before geometric features can be quantified. Tomographic reconstruction produces a 3D grey-level image to which artefact corrections and noise reduction can be applied. Processing of the resulting grey-level images can include a

binarisation step, i.e. separating solid phase and pores as two different domains, or the attribution of a permeability level linked to the grey-level values. Both these strategies lead to uncertainty, especially for soil material. Indeed, if we consider the variation of composition in one voxel, an identical grey-level value can correspond to voxels with different proportions and arrangement of each material (mineral and organic), and as a result can lead to different permeability (known as “partial volume effects” (Oh and Lindquist, 1999)). Therefore, in most cases, binarisation is applied because analysis of black and white 3D structures is faster and easier than grey-level ones.

However, binarisation remains a tricky step. Not only does the choice of thresholding technique have a deep impact on the resulting measurements (Zhang, 1995; Taina et al., 2008; Baveye et al., 2010), but thresholding methods are also abundant (Zhang, 1996; Sezgin and Sankur, 2004; Dey et al., 2010). Ashbridge et al. (2003) and Iassonov and Tuller (2010), for example, propose pre-processing algorithms to facilitate a visual cut-off or the application of automatic techniques. Other attempts adapt threshold values for each pixel using local information: Pierret et al. (2002) propose a method of local thresholding and Al-Raoush and Willson (2005) use a local criterion based on indicator kriging (Oh and Lindquist, 1999). However, owing to the soil complexity, automatic methods as well as visual cut-off lead to highly variable results (Baveye et al., 2010). This is explained by the fact that most thresholding methods are not developed for soil analyses purposes and so, they do not take into account soil images characteristics. To overcome this problem, Schlüter et al. (2010), and more recently Hapca et al. (2013) and Houston et al. (2013a) have proposed new methods directly developed for soil samples. The method by Schlüter et al. (2010) is based on local information through edge detection. Hapca et al. (2013) use Otsu’s method (1979) as a point of departure, and develop a local method by applying the intra-class variance tool after performing a

preclassification step. Houston et al. (2013a) adapt the indicator kriging of Oh and Lindquist (1999) by considering in the kriging step a variable window size which adapts to the information in the local neighbourhood. The research of Houston et al. (2013b) shows that these methods are quite robust with regard to scanning and reconstruction settings, and are therefore promising.

So it is evident that plenty of methods exist, global or local, and fully automated or user-dependent. Local methods potentially allow some variation to be taken into account (e.g. variation of porosity and illumination) throughout the sample. Global methods, on the other side, are often easier to implement and need less computational power. The performance of these different techniques often depends on the images' complexity and quality. Besides, segmentation performance is not always related with method complexity. For instance, Wang et al. (2011) show that, in some contexts, the global method of Otsu (1979) is more efficient than the local one developed by Oh and Lindquist (1999). Based on the above, it is apparent that the question of the best technique for soil images segmentation remains unanswered. Indeed, the abundance of thresholding methods is a direct consequence of the lack of a universally acknowledged, reliable method.

The underlying reason for this abundance is also that ground truth information is missing for methods' development and validation in the context of soil analysis. Performance assessment therefore becomes a key point in this field, depending on the choice of both criterion and reference images. For example, Wang et al. (2011) use greyscale images simulation, whereas Baveye et al. (2010) propose the use of a physical benchmark such as porosity. Porosity is indeed a fast and easily measurable property; its measurement doesn't affect the scanning procedure, and it is usually used to validate

segmentation techniques (Al-Raoush and Willson, 2005). However, matching the porosity is not a quality guarantee because it is not difficult to adapt the porosity of the images to match the readings. Notably, Oh and Lindquist (1999) are opposed to this method because of the partial volume effects and the uncertainty about sub-volume porosity.

However, porosity has not been tested as a thresholding method since Baveye et al. (2010) proposal. Yet, this perspective makes sense for soil analyses, whereas it demands another strong validation method. Besides porosity, soil is characterized through hydrodynamic behaviour. For instance, retention and hydraulic conductivity curves are representative of this soil hydrodynamic behaviour. Following these statements, we tested the use of the mean porosity detectable by X-ray microtomography, termed “visible-porosity” in this paper (see p.102 for a complete definition). Meanwhile, segmentation performance was quantified through a comparison between X-ray microtomography analyses and hydrodynamic characterization. The robustness of the method was tested using different pre-processing procedures, i.e. beam hardening correction and noise reduction. Finally, in the context of soil structural comparison, the aim of this paper is to help determine the best methodology – considering both time and quality factors - for soil images analysis. The porosity-based method is compared with other thresholding methods (Otsu, 1979; Schlüter et al., 2010; Hapca et al., 2013; Houston et al., 2013a) including new local and soil dedicated methods.

After all, we seek to answer the following questions: i) Is visible-porosity a useful and robust benchmark for binarisation? ii) Can visible-porosity be used as the basis of the thresholding method?

Material and methods

In the first part of this section, parameters for X-ray microtomography acquisition, pre-processing, binarisation and morphological calculations are detailed.

The second part of the section relates to the methodology of the thresholding methods' comparison and validation. Macroscopic measurements (a term used in contrast with measurements at the pore scale using X-ray microtomography) are presented, and consist of retention data acquisition, and saturated and unsaturated hydraulic conductivity measurements. The first two measurements are used to draw retention and hydraulic conductivity curves in combination with X-ray microtomography, while the latter serves as validation. Principal component analysis (PCA) is additionally performed in order to establish a potential difference in structural parameters depending on thresholding methods.

Field experiment

The soil was taken from a site near Gentinnes, Walloon Brabant, in Belgium. The soil is mainly composed of silt loam and can be classified as a Luvisol (following the FAO classification by Driessen et al., 2001). Soil measurements come from different plots cultivated in conventional (CT) or reduced tillage (RT), i.e. sowing after stubble ploughing of about 10 cm. In RT, it is the subjacent no tilled horizon (RT2, below 10 cm) that is tested to maximise structural differences between objects. Indeed, although only one type of soil has been tested in terms of textural aspects, structural effects are nonetheless taken into account, since the plots proved to be different from a structural point of view. First, penetrometry performed on the horizons showed different resistance to penetration. Next, hydraulic conductivities were found to be significantly

different between objects. Finally, PCA performed with a threshold reference showed a structural differentiation as well (see Beckers et al., 2014 for more information).

X-ray microtomography

In order to *empty* the pores, samples (5 cm height and 3 cm diameter, 8 replications) were exposed to a 15 kg pressure according to Richards' procedure (1948) and DIN ISO 11274 (2012), before microtomographic acquisition.

X-ray microtomography consists of performing a series of X-ray radiograms under different angles, thereby producing enough information to algorithmically reconstruct a 3D X-ray attenuation map of the sample. The transmitted X-ray intensity depends on the attenuation coefficient, which is related to the material properties, i.e. to the density and atomic number of the studied material (Attix, 1968), and the energy of the incident beam.

Samples were scanned using a Skyscan-1172 high-resolution desktop micro-CT system (Skyscan, Kontich, Belgium). The cone beam source operated at 100 kV, and an aluminium filter was used to reduce beam hardening. The detector configuration (16-bit X-ray camera with 2x2 binning, creating 2048x1024 pixel radiograms) and the distance source-object-camera were adjusted to produce images with a pixel size of 34 μm . The rotation step was 0.4° over 180° degrees. Since the objects were larger than the detector's field of view, several sets of radiograms were taken and stitched together. The final projections are actually mosaics of 3 by 2 radiograms, meaning that one set of radiograms was acquired in about 20 min, which is relatively fast.

Consequently, these parameters choices yield increased noise; however it answers to soil variability constraints. Indeed, it comes from the need for X-ray scanning to be competitive with other techniques: the high variability of soil is such that replication

must be held in preference to precision for a good characterization. The aim of this procedure was thus to make a reasonable compromise between the acquisition quality, time, and number of samples.

Pre-process

Artefacts correction

Tomographic reconstruction was performed with the NRecon® software supplied with the Skyscan micro-CT system. The software provides ring artefact correction and misalignment compensation, which were applied here. Beam hardening (Barrett and Keat, 2004), which is a concentric grey-level gradation due to variation in the X-ray absorption through the sample, can also be corrected during the reconstruction step. However, there is no way to quantify beam hardening effects from soil compaction caused by the sampling procedure. In addition, by applying beam hardening correction results in an increase in noise levels, therefore, in this manuscript two sets of images were obtained and compared: one with 0% beam hardening correction (BH0), and one with 75% correction (BH75). The 75% correction is quite high but was chosen visually, based on the user judgement. Besides, in testing BH level on segmentation, a higher value creates more opportunity to observe differences.

Following reconstruction the resulting grey-scale images were filtered and segmented as described in the following subsections.

Noise reduction

Two different noise reduction systems were applied.

The first (V1) consisted of a 3D morphological opening and closing with an 18-connectivity structuring element (i.e. number of connected neighbour pixels), followed by Gaussian

filtering. This choice was justified by the fact that the specific noise generated by the imaging procedure is some form of random oscillation around the real attenuation value, the main wavelength of this oscillation has been shown to be, by Fourier analysis, around 5 pixels (Barrett and Myers, 2003). Basic morphological operators are well suited to remove this type of error measurement. A morphological opening removes the upper portion (in terms of grey-level) of this noise, while a closing removes the lower one. Because of its wavelength, the simplest structuring element defined for 6-connectedness does not sufficiently remove this noise, and larger structuring elements (such as a ball of radius of several pixels), would “close up” narrow porous channels. Therefore, the choice of using the 18-neighbourhood for these morphological operators was deemed a good compromise. This type of filtering produces staircase-like effects in the greyscale values, creating discontinuous soil/pore interfaces after thresholding, which is why a Gaussian smoothing was applied before binarisation.

The second noise reduction (V2) consisted of the application of a median filter with a 5 pixel sphere as structuring element.

Segmentation methods

In this study we develop a porosity based thresholding method and compare its segmentation performance with 4 other thresholding methods, namely Otsu (1979), Schlüter et al. (2010), Hapca et al. (2013) and Houston et al. (2013a). Presentation and comparison of these last four methods (in another context) can be found in Houston et al. (2013b). For the three local methods, calculations were performed at the SIMBIOS Centre (Abertay University, Scotland) using an inhouse image analysis package. Images volumes had to be reduced to a cube inscribed in cylindrical soil samples (512^3 pixel

size). Throughout the remainder of the paper, these methods will be referred to as SWV, SH and AH in reference to their authors.

The porosity-based method

The porosity used to threshold our samples is the mean value of 8 samples per horizon. These measurements were performed using the pressure plate method (see p.105). In this method, samples need to have a large surface area in contact with the plate. Time of pressure equilibrium have been attested for these precise dimensions and would need to be adapted and assessed for tomographic samples. We took into account the visible part of porosity, i.e. the porosity between $h=10$ mbar (pF 1) and saturation. For $h=10$ mbar, following the Laplace-Jurin's law (see p.106), the pore radius is equal to 4 pixels and the pore section area is equal to 70 pixels (considering pores as cylinders). However, between 10 mbar (pF 1) and 40 mbar (pF 1.6), section area decreases down to 4 pixels. We reasonably assume this part of the porosity to contain a lot of noise, and it was therefore not taken into account.

After reconstruction and pre-processing, the volumes are imported in Matlab® (version r2009b). The porosity-based method assesses a “pre-threshold” value using an iterative loop. During each step, the porosity is estimated by the ratio of black and white pixels and is compared to the visible-porosity. The threshold value is then adapted until calculated porosity matched measured porosity. Using the mean visible-porosity to adjust threshold value yields a different threshold value for each sample, since porosity is not identical across samples. Then, in a second step, the threshold value applied for all our samples is the mean of the values computed previously. Indeed, variability of these values can be considered in a similar light to variability of porosity, which is typical of natural soil variability. Moreover, parameters for acquisition, reconstruction and pre-

processing were strictly identical, and flat field correction was ensured following Tarplee and Corps guidelines (2008). In this context, it is consistent to use the same threshold value.

Otsu's method

Otsu's technique (performed with Matlab®) consists of calculating the optimum threshold value that minimises the intra-class variances of black and white pixels. Our choice is justified by the fact that we have used this thresholding method successfully in previous works related to the drying of porous media (Léonard et al. 2003, 2004, 2005). Moreover, Sezgin and Sankur (2004) reported good performances for this method compared to local methods, as well as Wang et al. (2011), who showed that this method is the least bad in the case of a one-peak histogram.

The method by Schlüter et al.

The method by Schlüter et al. (2010) is based on edge detection using gradient masks to find a global threshold interval, which is applied as a pre-classification step. Classification of the remaining voxels is then completed by a region-growing based method (Vogel and Kretzschmar, 1996).

The method by Hapca et al.

The method developed by Hapca et al. (2013) is a fully automated local thresholding method which extends the well-established Otsu technique by considering a pre-classification step based on analysis of the intra-class variance together with the pore space and solid phase variance function. This method applied globally as well as locally, the optimum window size being evaluated through the minimization of domains variances.

[The method by Houston et al.](#)

The method developed by Houston et al. (2013a) is an adaptation of the local indicator kriging of Oh and Lindquist (1999). In the original implementation by Oh and Lindquist (1999) a fixed window size is assumed with great impact on the computational efficiency. This is addressed in the paper by Houston et al. (2013a) by considering a variable window size which adapts based on the grey-scale information in local spatial neighbourhood.

Morphological calculations

After binarisation, we apply the second step of the algorithm developed by Plougonven (2009) and integrated in the Avizo® software. It provides the following local 3D quantifications (based on pore space decomposition): volume (Vol), surface, barycentre, inertia tensor, number of neighbouring pores (N_c), surface area of the connections (Sf_c) and equivalent radius. Additionally, we compute both the specific surface (SS) for each pore, and the pore deformation (Def), defined as the ratio between minimum and maximum components of the inertia tensor. Using this deformation, an elliptic cylinder is fitted to the pores in order to calculate a mean radius (R). Finally, we calculate a variable related to specific connectivity (SC):

$$SC = \frac{N_c \cdot A_c}{V_p} \quad (5-1)$$

Where N_c is the number of connections, A_c the mean surface area of the connections (L^2) and V_p the pore volume (L^3).

The total pore space is decomposed into individual pores based on the following definition of a pore: “a part of the pore space, homotopic to a ball, bounded by the solid, and connected to other pores by throats of minimal surface area” (Plougonven, 2009).

The decomposition method is a watershed approach based on the Euclidean distance

transform of the porous phase, given specific pre-processing (Plougonven and Bernard, 2011), with the basins defined from both topological information (i.e., the intersection of branches in the skeleton) and geometrical information (post-merging of basins given certain geometric conditions) (see Plougonven, 2009 for more details).

Macroscopic characterization

Retention and unsaturated hydraulic conductivity are used to estimate the thresholding methods performances. Macroscopic measurements are available for each soil horizon (CT and RT2) with 8 replications, assuming that they are all individuals from the same population. It should be noted that these measurements were made on different samples because each technique demands precise samples dimensions that differ from one technique to the next. These measurements consist of:

- Retention information with the pressure plate method (Richards' procedure, 1948; DIN ISO 11274, 2012) between saturation and $h = 15\ 000$ mbar ($pF = 4.2$; $pF = \log|h|$) h the pressure head [L]. Samples dimensions are 2.15 cm height and 7.7 cm diameter,
- Saturated hydraulic conductivity (K_{sat}) with the constant head method (Klute, 1986 cited by Bayer et al., 2004) using a permeameter (Laboratory-Permeameter, Eijkelkamp, Giesbeek, Netherlands). Samples dimensions are 5 cm height and 5.3 cm diameter,
- Unsaturated hydraulic conductivity ($K(h)$) using a 20 cm diameter tensio-infiltrometer (Eijkelkamp Agrisearch Equipment) for $h = -9, -6$ and -3 cm. The conductivities are calculated using Wooding equation (1968) and Logsdon and Jaynes (1993) solution.

Results assessment

We tested the porosity-based method and the Otsu's method with the different pre-processing choices, yielding 2x3 combinations: V1-BH0, V1-BH75 and V2-BH0. V2-BH0 and V1-BH75 - as well as the SWV, SH and AH methods - were tested with 3 samples per plot. For the comparison with local methods, images volumes for the porosity-based and Otsu's methods were adapted to the same size, i.e., 512³ pixel size. V1-BH0 was tested with 8 samples per plot to check the stability of the method.

Retention and hydraulic conductivity modelling

As outlined in the previous paragraph, we measured water retention curves with the pressure plate method between saturation and wilting point. Additionally, through radius determination (see p.104) for each pore and the use of the capillary theory (also known as the Laplace or Jurin's law, see for example Bodhinayake et al., 2004), we were able to obtain pore volume distribution from X-ray microtomography measurements:

$$r = \frac{2\sigma \cdot \cos(\alpha)}{\rho \cdot g \cdot h} \quad (5-2)$$

Where r is the radius of the pore (L), h is the pressure head (L), σ is the liquid surface tension (M T⁻²), α is the contact angle between the liquid and the soil, ρ is the liquid density (M L⁻³) and g is the gravitational acceleration (L T⁻²).

To compare and validate the methods, we compute pore size distribution for the different thresholding methods, as well as for different global threshold values around global methods results (90, 110, 118, 127, 130, 133, 140, 150 and 170). A model is fitted on the combination of these distributions derived from both the X-ray microtomography and pressure plate retention data (for h between 10 and 15 000 mbar). Parameters from the fittings and the measured K_{sat} are then used to draw hydraulic conductivity curves.

Finally, measured unsaturated hydraulic conductivities are compared with these curves and serve as validation (Beckers et al., 2014).

Considering that the soil we analyse is a loamy soil, we chose to fit the dual porosity model of Durner (1994):

$$\theta(h) = \theta_r + S_e \cdot (\theta_s - \theta_r) \quad (5-3)$$

With θ_r the residual water content, θ_s the saturated water content and S_e the effective saturation:

$$S_e = w_1 [1 + (\alpha_1 h)^{n_1}]^{-m_1} + w_2 [1 + (\alpha_2 h)^{n_2}]^{-m_2} \quad (5-4)$$

With w the weighing factor, n a pore size distribution parameter, α the inverse of the bubbling pressure (L^{-1}) and m a function of n ($m = 1-1/n$); subscripts 1 and 2 referring to each part of the porosity.

It should be noted that we tested the van Genuchten (1980) model as well. However, it was clear that performances were widely lower with this model whatever the threshold, and it was therefore considered unsuitable for this type of soil (see also Beckers et al., 2014).

The hydraulic conductivity curve follows the Mualem (1976) model adapted for dual-porosity:

$$K(S_e) = K_s \frac{(w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^l \left(w_1 \alpha_1 \left[1 - \left(1 - S_{e1}^{\frac{1}{m_1}} \right)^{m_1} \right] + w_2 \alpha_2 \left[1 - \left(1 - S_{e2}^{\frac{1}{m_2}} \right)^{m_2} \right] \right)^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad (5-5)$$

With K_s the saturated hydraulic conductivity ($L T^{-1}$) and l a pore connectivity parameter. In this model, the parameter l is often set to 0.5 as it was estimated to be a fair average for most soils (Mualem, 1976). However, this parameter has an impact on the shape of the hydraulic conductivity model. As a consequence, a different value for this parameter could impact our conclusions. This hypothesis is accounted for by a sensitivity analysis.

Principal component analysis

Morphological parameters are introduced in a principal component analysis (PCA). This method has been widely described in relevant literature, for example in Jackson (1991). PCA is a multivariate descriptive method; it aims to gather descriptive parameters in few components. The use of these components facilitates a 2D representation of the data and highlights possible relationships between data and parameters. As Jackson (1980) said: “This method is used to simplify the simultaneous interpretation of a number of related variables”. PCA is used here to highlight possible differences for structural parameters depending on threshold values.

Results and discussion

Global segmentation

Macroscopic comparison

In this section, we will compare results for different global threshold values with V1-BH0. Figure 5-1 and Figure 5-2 present the retention curves depending on some of these threshold values. We can observe that, for both plots, a general curve shape is preserved. Curves are distributed along the vertical axis following threshold values, which is logical since increasing threshold values means decreasing visible-porosity.

Looking at the unsaturated hydraulic conductivity, we can observe different behaviour for CT (Figure 5-3) and RT2 (Figure 5-4). For CT, hydraulic curves behave like retention curves with a distribution from high to low threshold values between 110 and 150: the lower the threshold value, the higher the conductivity. For RT2, a different behaviour can be observed, with curves getting closer to the data points from 110 to 127, and then moving away from 130 to 150. For both objects, threshold values of 90 and 170 act in

opposition with the others. The value of 90 shows lower hydraulic conductivity, and 170 higher. It seems that these values give us unrealistic pore networks.

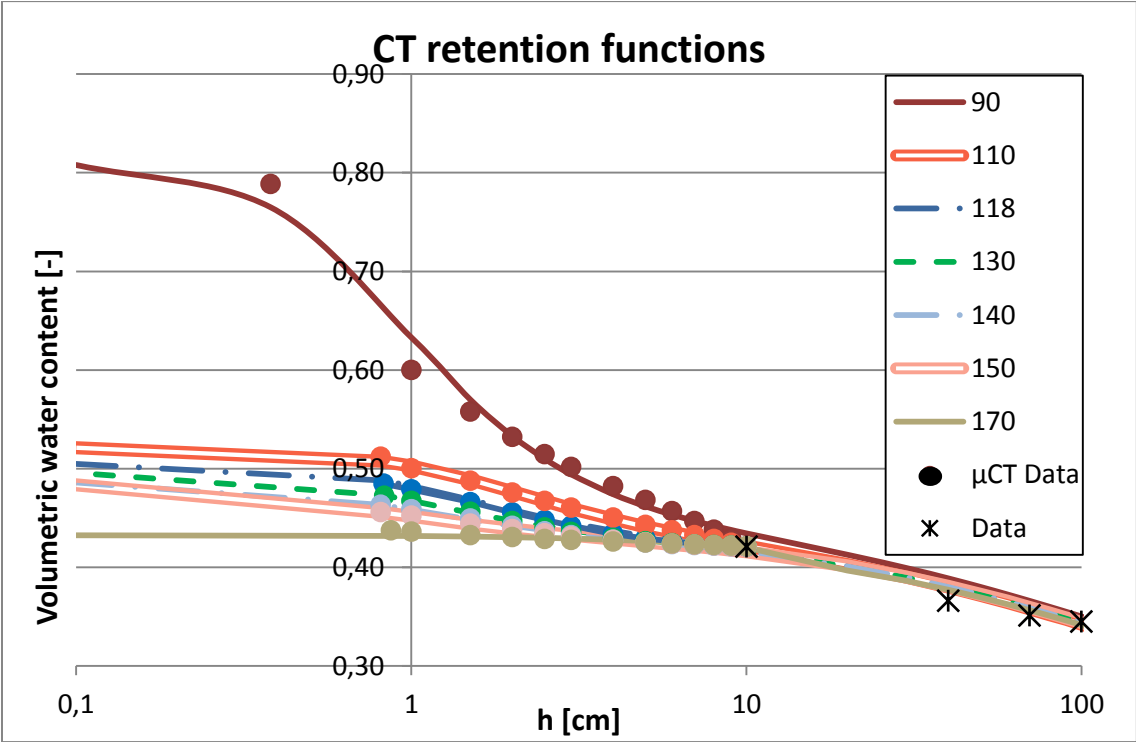


Figure 5-1: Retention curves for CT with a dual-porosity model fitted on Micro-CT data (dots) depending on threshold values (90-170). Macroscopic measurements are indicated with black crosses.

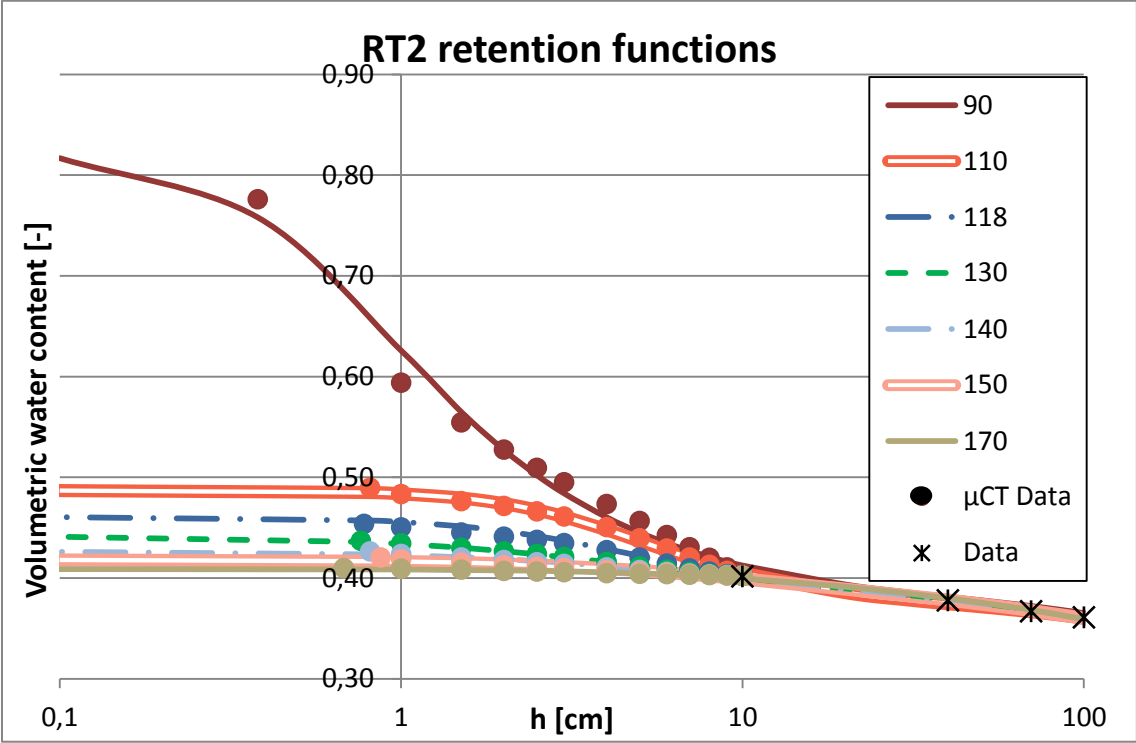


Figure 5-2: Retention curves for RT2 with a dual-porosity model fitted on Micro-CT data (dots) depending on threshold values (90-170). Macroscopic measurements are indicated with black crosses.

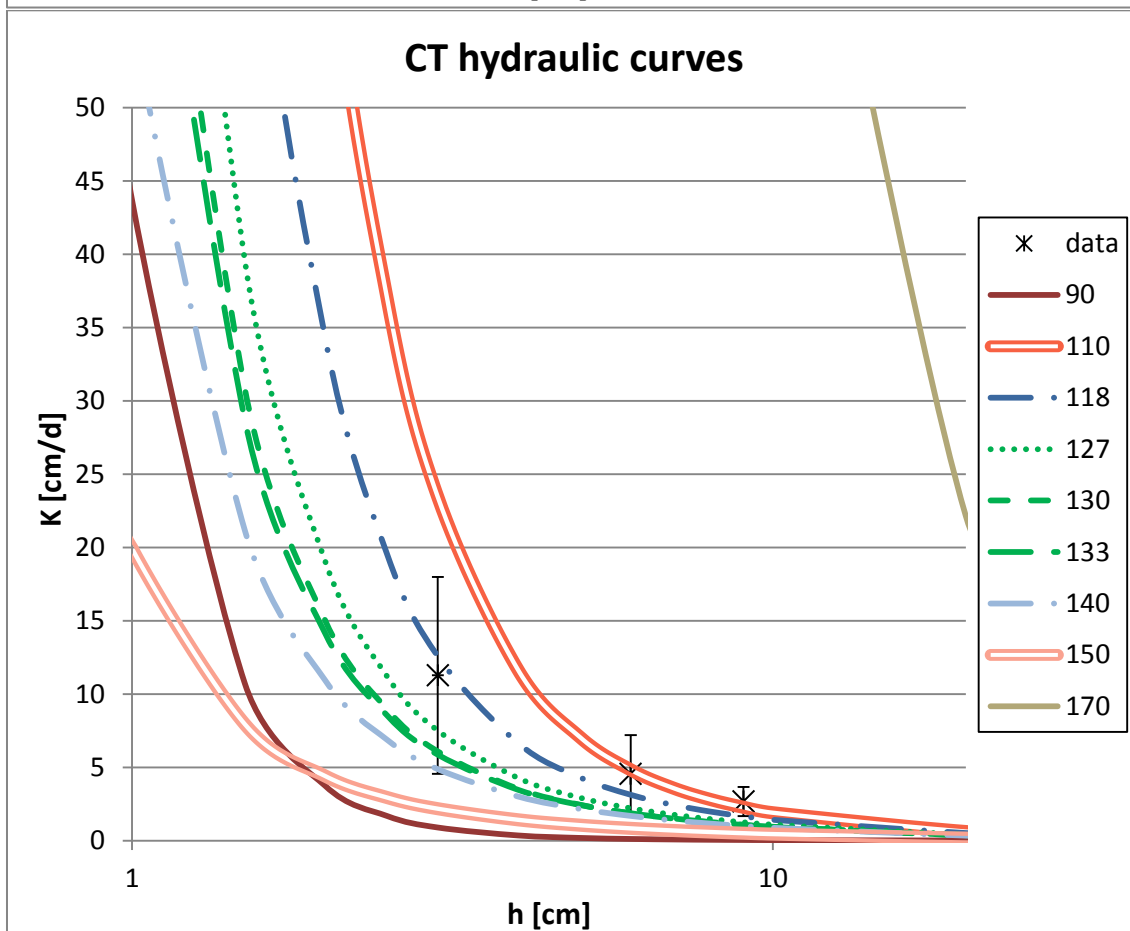
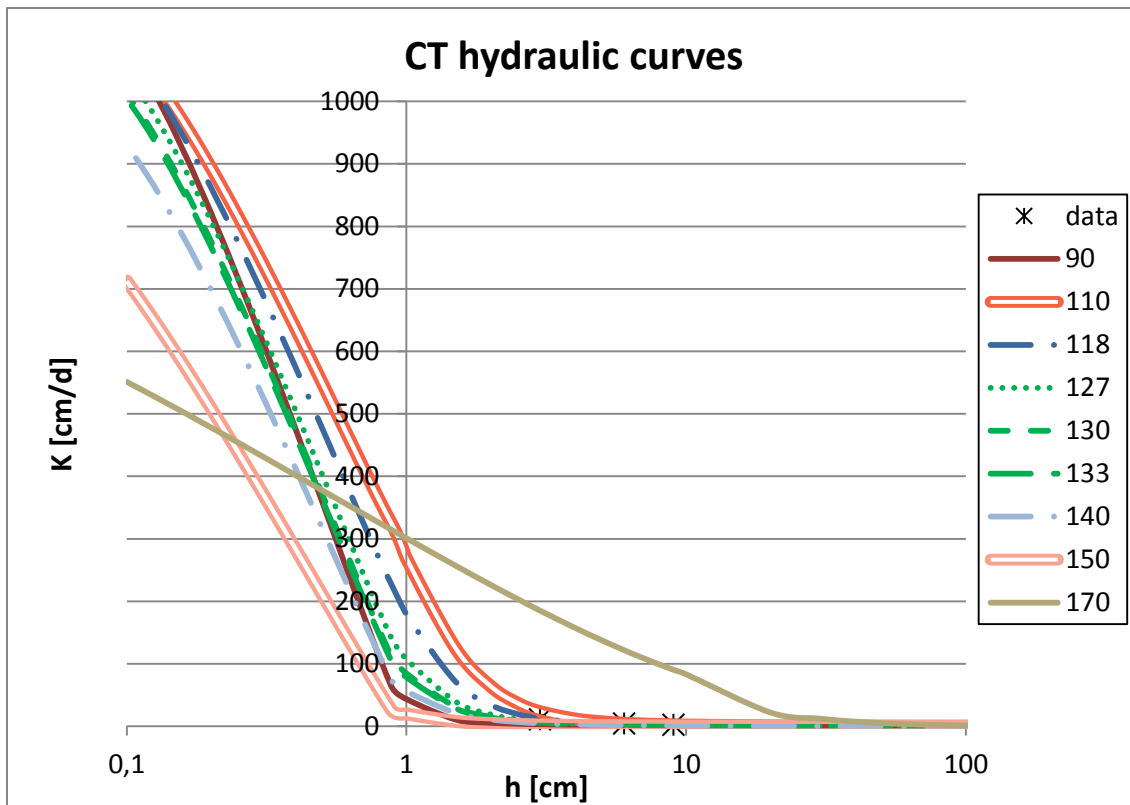


Figure 5-3: Hydraulic curves for CT depending on threshold values with the Mualem model. Dots: Tensio-infiltrimeter measurements. $K_{sat}=1370$ cm/day.

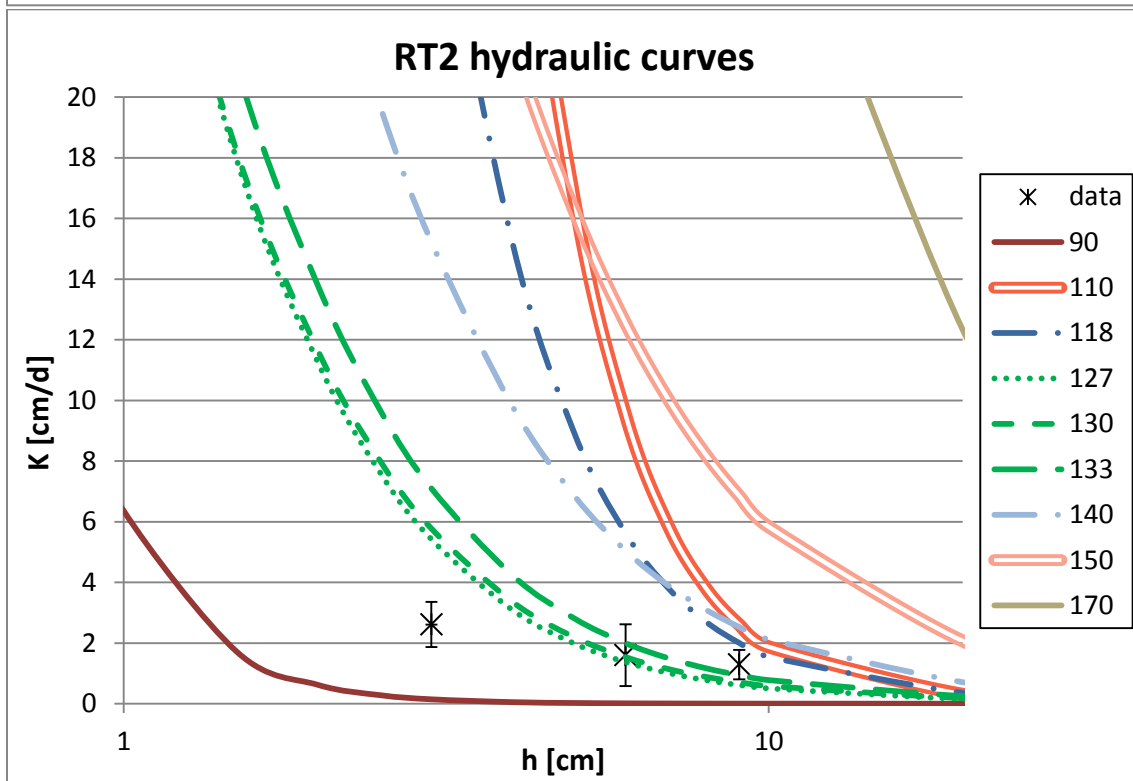
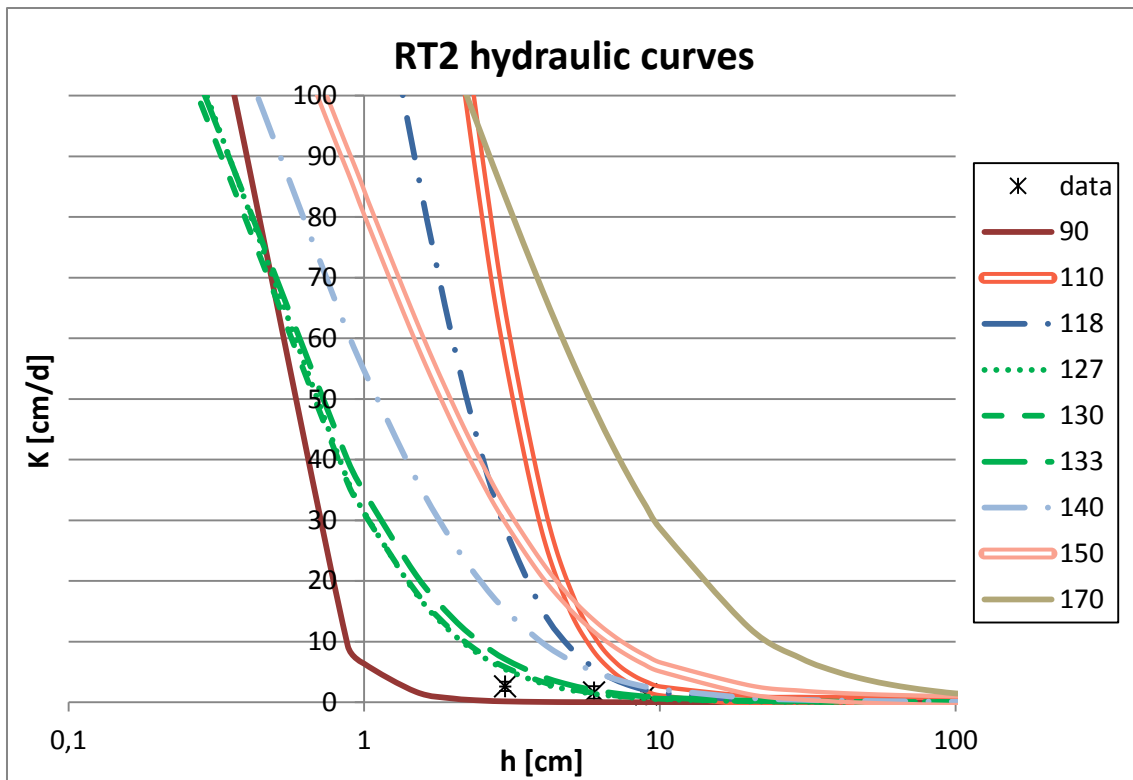


Figure 5-4: Hydraulic curves for RT2 depending on threshold values with the Mualem model. Dots: Tensio-infiltrometer measurements. $K_{sat}=340$ cm/day.

For the 110-150 range we obtain a good agreement with macroscopic measurements: for CT the better agreement being for curves between 110 and 127, more likely 118. However, agreement for a particular value in this range is linked to saturated hydraulic

conductivity value for which uncertainty is not negligible. Nonetheless, while the agreement between curves and measurements for RT2 is also linked to *Ksat* uncertainty, the fact that curves are getting closer from 110 to 127 and then farther from 133 to 150 allows us to settle the optimum value around 130. This value is much closer to the threshold value obtained with the porosity-based method than with Otsu (see Table 5-1, column 1).

Threshold values with Otsu's method for the RT2 horizon are around 100, leading to a total mean porosity of 25% which is far too high. Indeed, RT2 presents a lower porosity than CT while Otsu binarisation yields inverse results. Looking at the histogram for RT2 (see Figure 5-5 for example), we get a one-peak histogram instead of a double peak (as in CT).

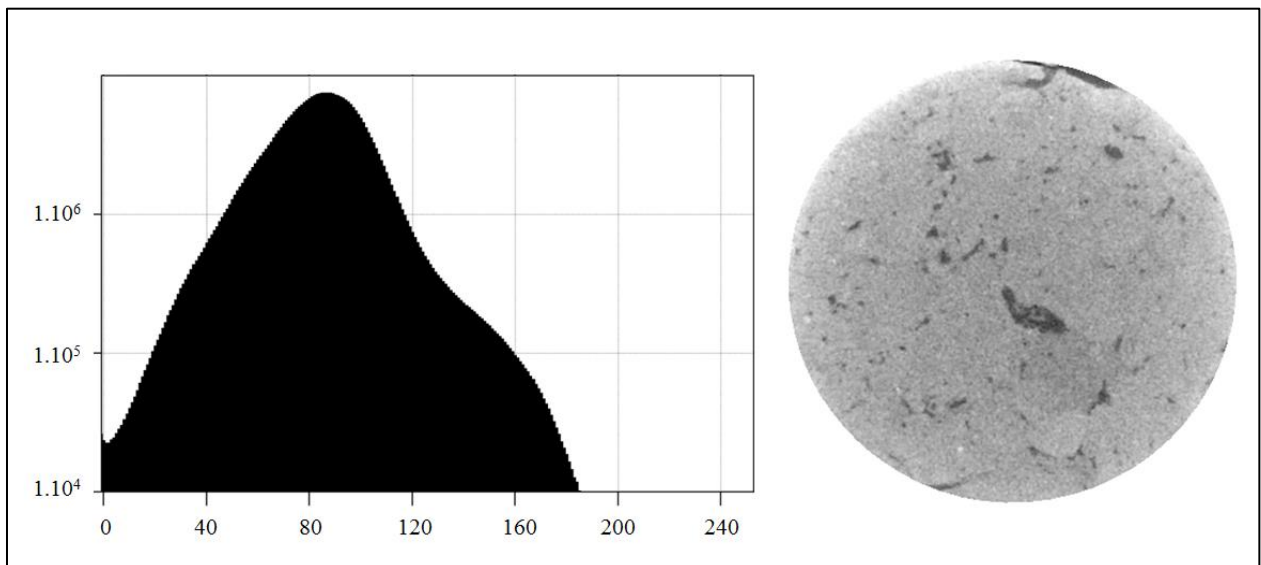


Figure 5-5: Greyscale histogram (left; for 0-255 range 0=soil and 255=pores) of a RT2 sample and one of its grey-level slice (right; black=pores and white=soil) with V1-BH0 combination.

Although Wang et al. (2011) favour the use of this method in this context, it is still not sufficient to obtain realistic values. As previously reported (Baveye et al., 2010; Peth, 2010), automatic methods often fail with one peak histograms. In the case of CT, values are closer to 118, and the method seems more appropriate to approach the visible-porosity.

Tortuosity sensitivity analysis

The tortuosity factor of the Mualem model (1976) has an impact on the shape of the conductivity function. As a result, variation of its value could modify previous results. However, in Figure 5-6, we see that when l varies, the order of the curves is maintained.

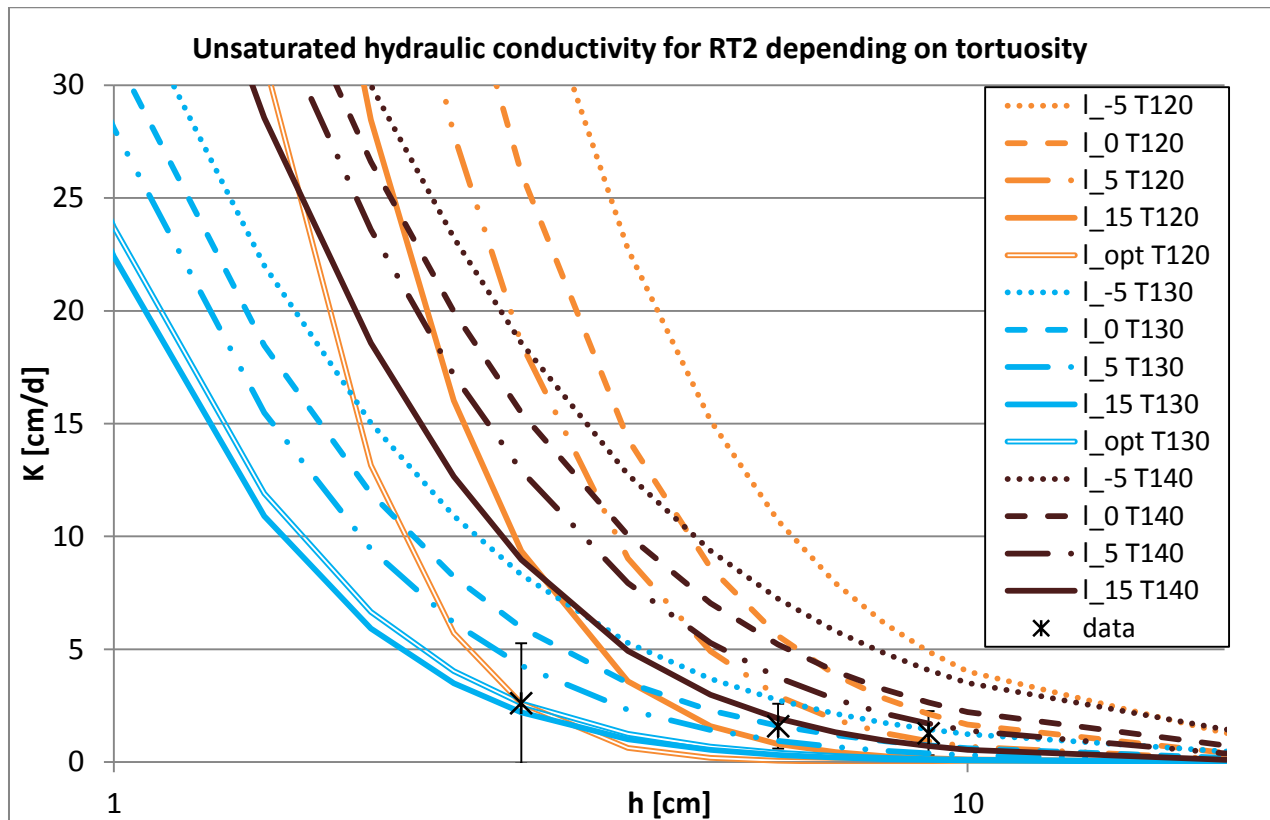


Figure 5-6: Sensitivity analysis for parameter l . Unsaturated hydraulic conductivity for RT2 considering threshold value (120; 130; 140) and l values (-5; 0; 5; 15) and optimized values for T120 and T130.

Moreover, if we fit this parameter to the unsaturated hydraulic conductivity data for different threshold values, the better agreement is around 130 (cf. Figure 5-6). These results confirm 0.5 value which will be kept in the following.

Principal component analysis (PCA)

PCA supplies a structural comparison between objects depending on threshold values. As illustrated in Figure 5-7, the principal components analysis varies only slightly for thresholds between 110 and 150: differences between plots are preserved and are more

important than between threshold values. In fact, in our study structural parameters vary for each threshold value, but between 110 and 150 the variations are the same in direction and magnitude for both plots, and comparative conclusions are therefore maintained. These results are in agreement with previous research, for example Zhang (1995) who highlighted structural parameters variation depending on the threshold value.

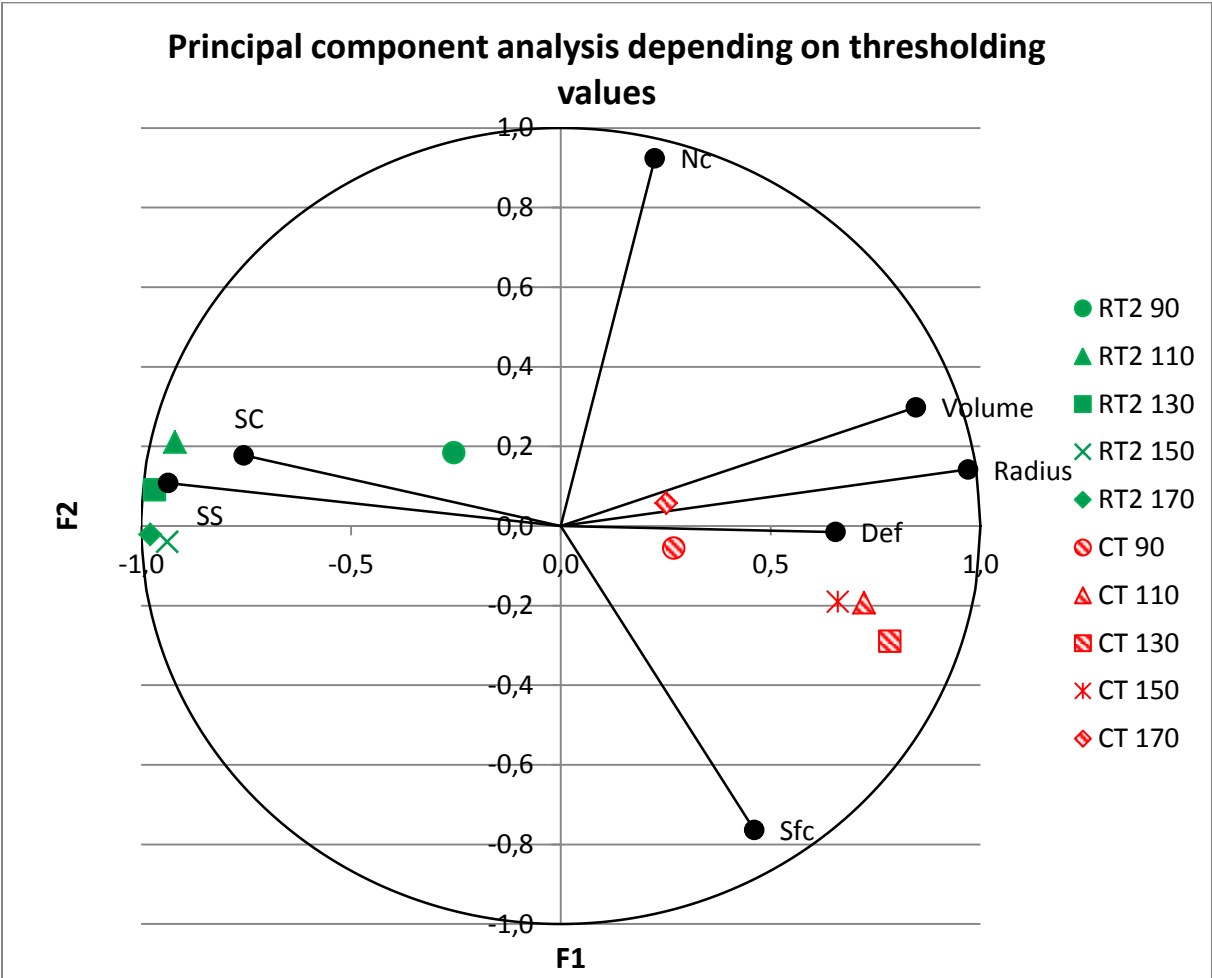


Figure 5-7: PCA scores depending on representative threshold values for 50 bigger pores (F1 (54%); F2 (23%)).

Noise reduction and beam hardening

Previous observations allow us to settle the threshold optimum around 130, much closer to the threshold value obtained with the porosity-based method than with Otsu - this latter being at the limit of the accepted interval. However, these conclusions are

valid in the context of the current pre-processing i.e., no beam hardening correction and V1 noise reduction. In the following section, we test the robustness of the methods with the other pre-processing procedures. A second noise reduction algorithm and a beam hardening correction have been applied on a subsample for each object and compared to the original samples. Table 5-1 presents the resulting thresholds. At first sight, it would appear that in both cases, thresholds are ordered as $V1-BH75 > V2-BH0 > V1-BH0$. However, differences are found to be more important for the porosity-based method than for Otsu. Considering previous results, we compare retention and hydraulic curves for threshold values of 118, 130 and 150 for V2-BH0 and V1-BH75, plus 165 for V1-BH75 alone.

Table 5-1 : Threshold values for different pre-process combinations, considering Otsu's method (1979) and porosity-based method (for 0-255 range; 0=black/soil and 255=white/pores).

	V1-BH0	V1-BH75	V2-BH0
Otsu	113	120	116
Porosity-based	136	165	143

Figure 5-8 presents results for retention curves and Figure 5-9 for hydraulic curves. Curves behaviour proves similar whatever the pre-processing. For RT2, the fact that curves are getting closer and then moving away yields the optimum near porosity-based values: 130 for V2-BH0 and 165 for V1-BH75; curves drawn with Otsu values (around 118) are far from the optimum. We can observe that beam hardening correction has a big impact on optimal threshold values. It should be noted as well that this kind of correction is difficult to quantify and requires validation.

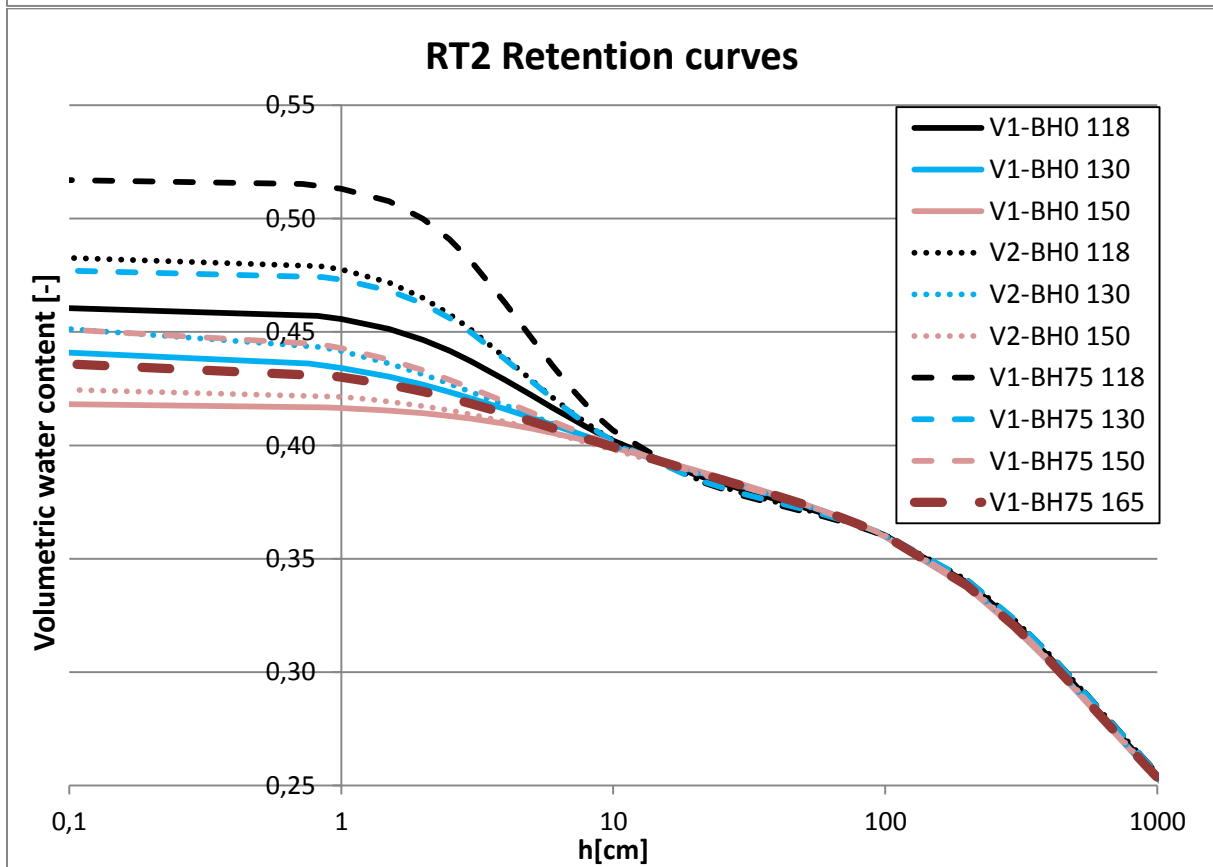
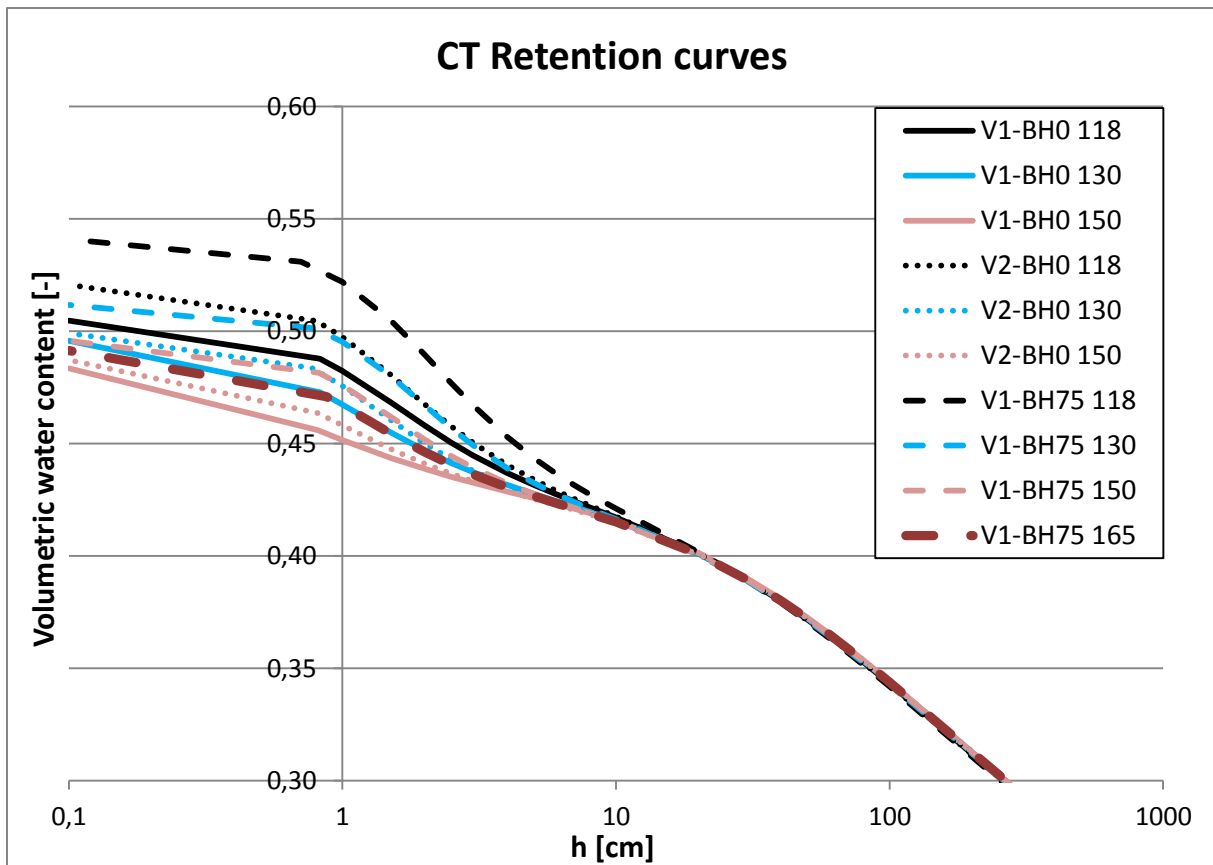


Figure 5-8: Retention curves for CT and RT2 as a function of pre-processing, with a dual-porosity model. V1: dilation-erosion-Gaussian filtering; V2: Median filtering; BHX: X% Beam hardening correction.

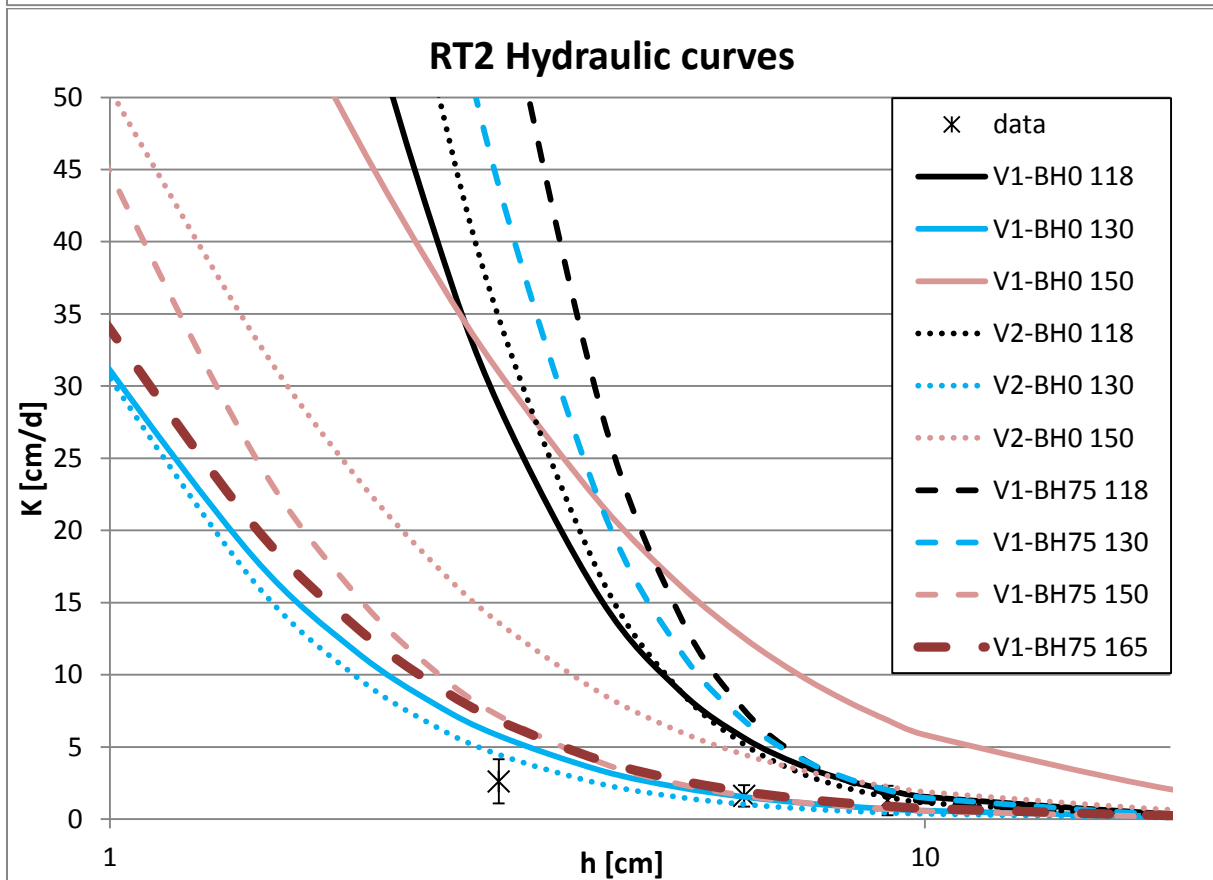
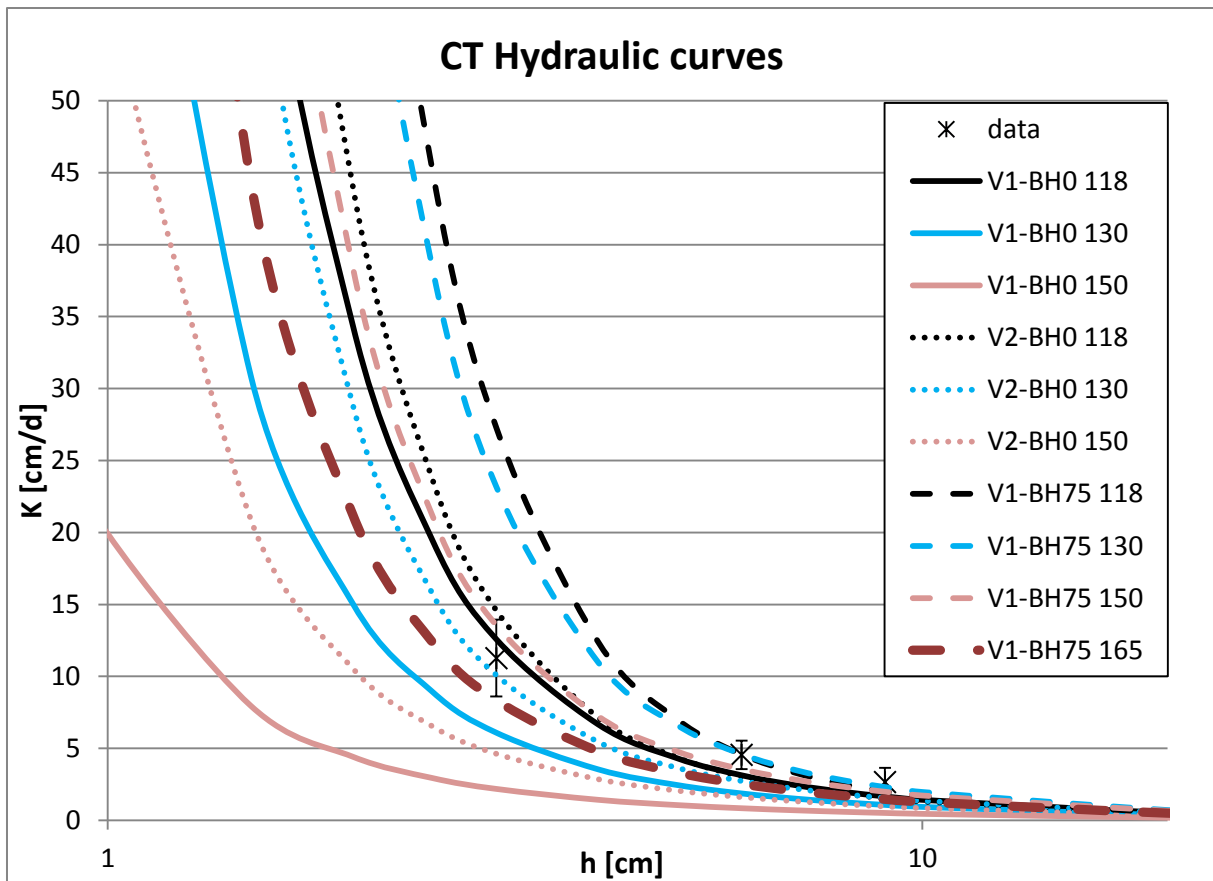


Figure 5-9: Hydraulic curves for CT and RT2 depending on the pre-processing, with a Mualem model. V1: dilation-erosion-Gaussian filtering; V2: Median filtering; BHX: X% Beam hardening correction; Dots: Tensio-infiltrometer measurements.

The porosity-based method appears to produce a more realistic representation of the pore network compared to Otsu, independently of the pre-processing. This fact corroborates the reports and perspectives of Baveye et al. (2010): use of a physical benchmark such as visible-porosity appears helpful as it proves to be efficient in varying contexts.

Local segmentation

The residual differences between adjustments and measurements for the porosity-based method may be related to errors or noise attached to hydraulic and X-ray microtomography measurements, and to the fact that structural parameters are not taken into account in the unsaturated hydraulic conductivity modelling. For example connectivity and tortuosity proved to be determining parameters in the hydrodynamic behaviour of soils (Vogel and Roth, 1998). However, partial volume effect (Oh and Lindquist, 1999) could impact these results since we are dealing with global thresholding. As a consequence, we compare, on this occasion, the porosity-based optimum value with the 3 local methods (i.e. SH, AH and SWV). We use the same subsamples for all the methods.

Our results demonstrate that globally (i.e. working on average water retention) local methods perform the best (cf. Figure 5-10 and Figure 5-11). For CT, the method of Hapca et al. (2013) performs the best, while for RT2 Houston et al.'s (2013a) method proves most effective. However, differences between methods are not found to be particularly important, with the exception of Otsu in RT2, this observation being consistent with the results of Houston et al. (2013b).

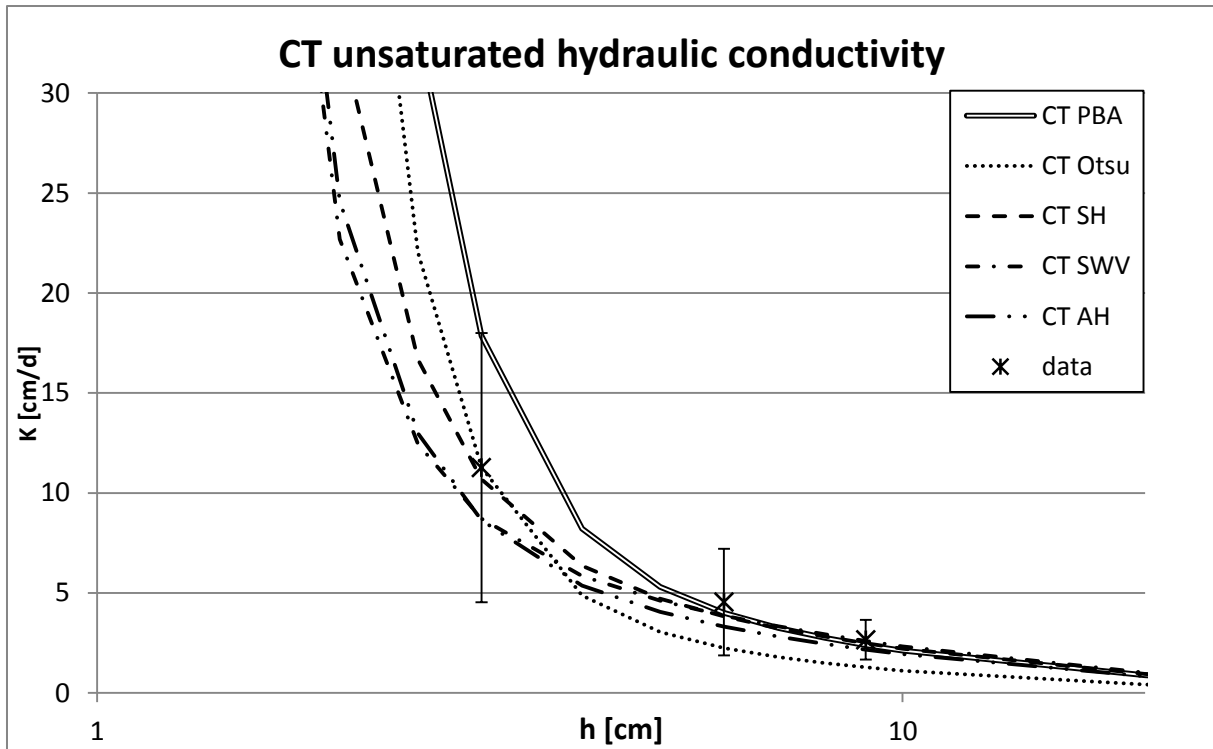


Figure 5-10: Hydraulic curves for CT depending on thresholding method with the Mualem model. Dots: Tensio-infiltrometer measurements. $K_{sat}=1370$ cm/day.

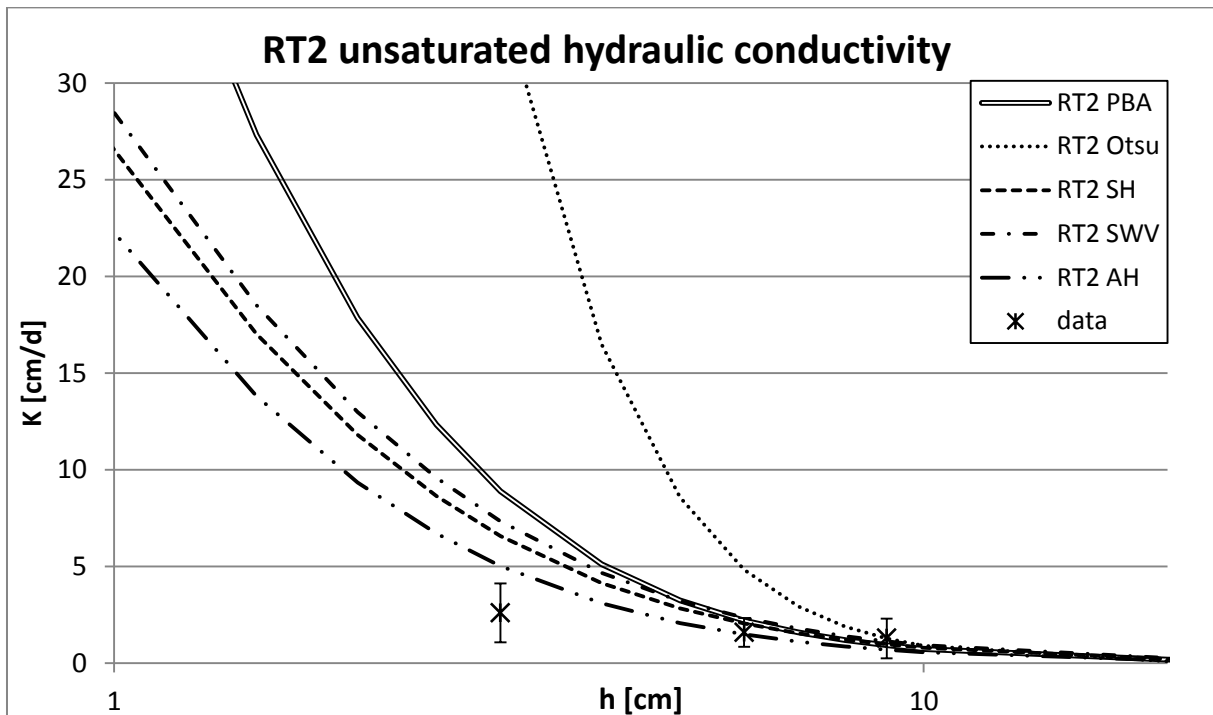


Figure 5-11: Hydraulic curves for RT2 depending on thresholding method with the Mualem model. Dots: Tensio-infiltrometer measurements. $K_{sat}=340$ cm/day.

Looking at the samples individually, we can see that the three local methods are often really close to each other (cf. Figure 5-12 RT2-11 for a representative sample). In comparison with the porosity-based method, the three local methods yield

systematically lower porosity, although curve shapes are conserved. It is likely that the same pores are identified but that their sizes, and so their limits, are impacted by the choice of method. Consequently, the major change between these methods is a shifting of the unsaturated hydraulic conductivities. However, for some cases the shape is not maintained. The SWV method regularly displays a different shape from the others, the fitting on the retention data being more imprecise. For SH in CT-81 (cf. Figure 5-12), the shape varies compared to the other methods, missing some big pores. This could be explained by the fact that the histogram presents 3 modes instead of being uni- or bimodal (Hapca et al., 2013).

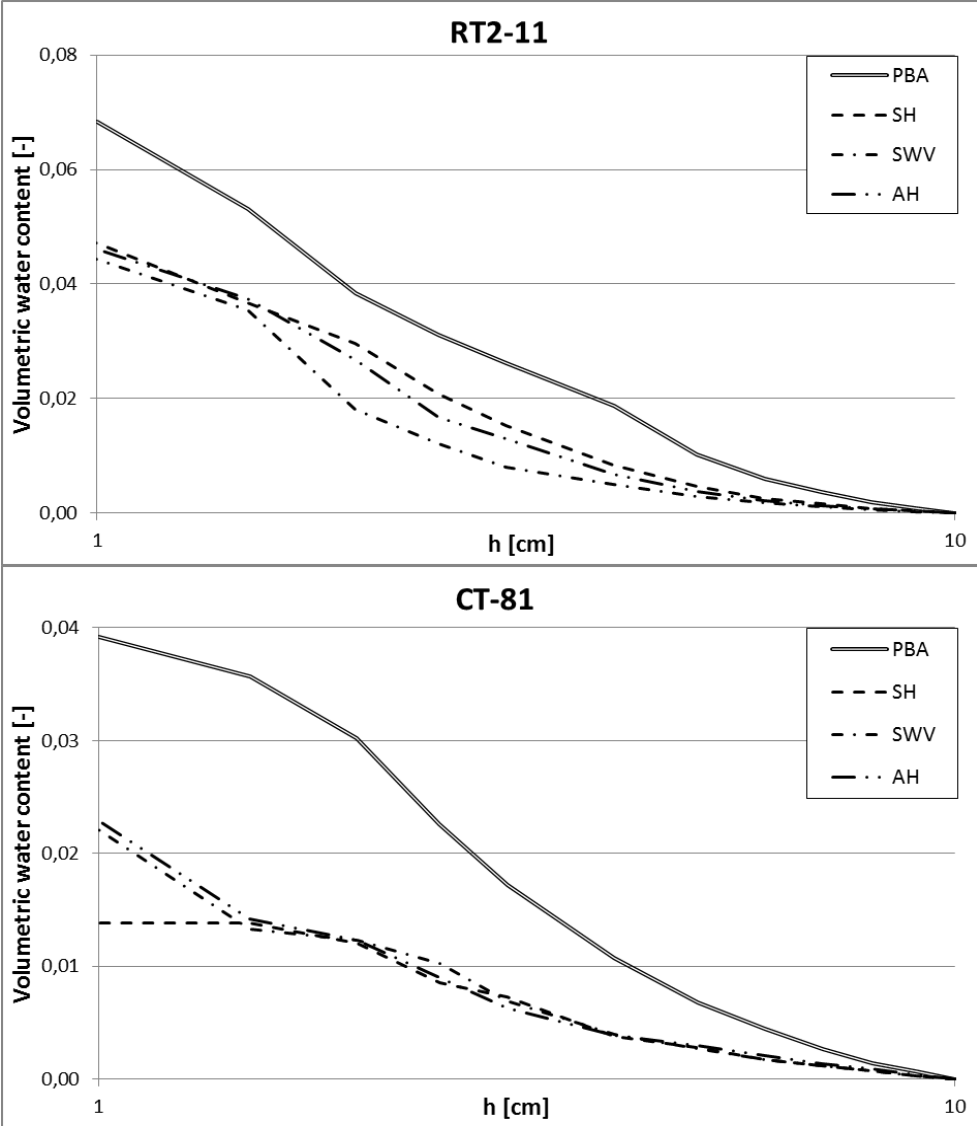


Figure 5-12: Water retention curves obtained with the porosity-based method and the three local methods (SH; SWV; AH) for 2 different samples.

It should be noted that these results are related to the efficiency of the pore decomposition algorithm used here (Plougonven, 2009) which seems to be robust in regard to previous choices. Since the 5 tested segmentation methods conserve pore topology in most of the studied cases the definition used in the decomposition method allows a fair comparison. Consistence of the results with other works - as well as between global and local methods -tends to assess the performance of the present decomposition method.

We can see that the porosity-based method is satisfactory, even though it proves lower performing than the local methods used here. This method could therefore prove useful when time or computational power are limiting factors. Indeed, this method allows a good characterization of the soil hydrodynamic behaviour with easy techniques. However, porosity as a global method cannot be used in every context. In some cases, for example, soil shows a gradient of compaction that has to be taken into account. In this case, porosity can be used as a benchmark for local methods, but cannot be applied as it. Besides the need to water retention measurements, which are not always available, in some cases porosity (or visible-porosity) can be hard to measure: if the water content cannot be changed because of other side analysis (including micro-organisms development), or if the soil is prone to swelling/shrinking among other limitations. However, with the method presented here, our results seem to indicate that the mean porosity can be used - mitigating some of these issues - and that variability of porosity can be approached by variability of the threshold values.

Conclusions

X-ray microtomography has a promising future in the field of soil science. The ability to visualise the internal 3D structure of soil greatly helps in understanding hydrodynamic

behaviour. However, pre-processing and segmentation choices are still under debate. In this context, a method based on the visible part of the porosity has been tested under different conditions.

First, considering global segmentation methods, we obtain a good agreement between X-ray microtomography-derived retention and unsaturated hydraulic conductivity curves with macroscopic measurements. Comparison of unsaturated hydraulic conductivity obtained for different threshold values allows us to settle the optimal threshold value around the porosity-based method. It seems that for optimal results, porosity needs to be correctly fitted: taking into account only the visible part of the porosity based on the Laplace-Jurin's law proved to be essential. The value obtained with Otsu is at the limit of the accepted interval and fails when considering RT2. Only one type of soil has been tested (i.e. in terms of textural aspects), however structural effects are taken into account. Meanwhile, PCA results show that, within a certain range, structural differences between objects are more important than differences between threshold values. Our results are consistent with the literature, which makes us suggest that the same conclusions can be extrapolated to any type of soil that has a porous microstructure visible in X-ray microtomography, or even any other porous material in general.

We go on to demonstrate that the porosity-based method is robust since it allows a good agreement with macroscopic measurements whatever the pre-processing i.e., with or without beam hardening correction and with another noise reduction algorithm. In these cases, Otsu yields – as does the porosity-based method - higher threshold values, although these are still too low to allow a good estimation of the pore volume distribution in comparison with measurements.

When compared to local methods, these latter yield a better agreement. However, average performances of these methods are not far from the porosity-based one. First, this shows that soil-dedicated methods are logically more appropriate to binarise soil images. Second, it means that the visible-porosity is a good benchmark and can serve as a safeguard for local methods, or even as a way to improve these methods results. Finally, it means that the porosity-based method is satisfactory.

The method we use to compare the performance of segmentation methods is also arguably interesting. It is consistent with other findings, and facilitates the choice of the best technique to represent soil hydrodynamic behaviour considering time and quality factors. As a consequence, we can conclude that, with reference to the original aim of the study, the porosity-based method with a quick scan procedure proves to be both fast and robust. Indeed, its results are nearly as good as those of local methods, which are more demanding in terms of time and computational resource.

Acknowledgement

Authors would like to greatly thank and acknowledge the reviewers of this paper for giving their time. Their precious advices and suggestions improved the quality of the present paper.

References

- Al-Raoush, R., Willson, C.S., 2005. Extraction of physically-representative pore network from unconsolidated porous media systems using synchrotron microtomography. *J. Hydrol.*, **23**(3), 274–299.
- Ashbridge, D.A., Thorne, M.S., Rivers, M.L., Muccino, J.C., O'Day, P.A., 2003. Image optimization and analysis of synchrotron X-ray computed microtomography (C μ T) data. *Comput. Geosci.*, **29**, 823–836.
- Attix, F.H.R., Roesch, W.C., 1968. *Radiation dosimetry*, Academic Press, New York.
- Barrett, H., Myers, K., 2003. *Foundations of Image Science*, Wiley-Interscience, 1100p.
- Barrett, J.F., Keat, N., 2004. Artifacts in CT: recognition and avoidance. *Radiographics*, **24** (6), 1679-1691.
- Baveye, P. C., Laba, M., Otten, W., Bouckaert, L., Dello Sterpaio, P., Goswami, R.R., Grinev, D., Houston, A., Hu, Y., Liu, J., Mooney, S., Pajor, R., Sleutel, S., Tarquis, A., Wang, W., Wei, Q., Sezgin, M., 2010. Observer-dependent variability of the thresholding step in the quantitative analysis of soil images and X-ray microtomography data. *Geoderma*, **157**, 51–63.
- Bayer, A., Vogel, H.J., and Roth, K., 2004. Direct measurement of the soil water retention curve using X-ray absorption. *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, **8**(1), 2-7.
- Beckers E., Plougonven E., Gigot N., Léonard A., Roisin C., Brostaux Y., Degré A., 2014. Coupling X-ray microtomography and macroscopic soil measurements: a method to enhance near saturation functions? *HESS*, **18**, 1805-1817.
- Bodhinayake, W., Si, B.C., Xiao, C., 2004. New method for determining water-conducting macro- and mesoporosity from tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **68**, 760-769.
- Crestana, S., Mascarenhas, S., Pozzi-Mucelli, R.S., 1985. Static and dynamic 3 dimensional studies of water in soil using computed tomographic scanning. *Soil Science*, **140**, 326–332.
- Dey, V., Zhang, Y., Zhong, M., 2010. A review on image segmentation techniques with remote sensing perspective. *ISPRS TC VII Symposium XXXVIII*, 31-42.
- DIN ISO 11274, 2012. Soil quality – Determination of the water retention characteristics – Laboratory methods (ISO 11274:1998 + Cor. 1:2009) English translation of DIN ISO 11274:2012-04. Deutsches Institut für Normung, Berlin, Germany.
- Driessen, P., Deckers, J., Spaargaren, O., Nachtergaele, F., 2001. Lecture notes on the major soils of the world. *World Soil Resources Reports*, **94**, FAO, Rome.
- Durner, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour. Res.*, **30**, 211–233.
- Hainsworth, J.M., Aylmore, L.A.G., 1983. The use of computer-assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. *Aus. J. Soil Res.*, **21**, 435-443.
- Hapca, S.M., Houston, A., Otten, W., Baveye, P.C., 2013. New local thresholding method for soil images by minimizing grayscale intra-class variance. *Vadoze zone*, **12**, doi:10.2136/vzj2012.0172.

- Houston, A., Otten, W., Baveye, P., Hapca, S., 2013a. Image thresholding by adaptive window indicator kriging. *Computers & Geosciences*, **54**, 239–248.
- Houston, A., Schmidt, S., Tarquis, A.M., Otten, W., Baveye, P., Hapca, S., 2013b. Effect of scanning and image reconstruction settings in X-ray computed microtomography on quality and segmentation of 3D soil images. *Geoderma*, **207-208**, 154–165.
- Iassonov, P., Tuller, M., 2010. Application of segmentation for correction of intensity bias in X-ray computed tomography images. *Vadose Zone J.*, **9**(1), 187-191.
- Jackson, J.E., 1980. Principal components and factor analysis: Part I-Principal components. *J. Qual. Technol.*, **12**(4), 201-213.
- Jackson, J.E., 1991. *A user's guide to principal components*. New York, Wiley, 569 p.
- Léonard, A., Blacher, S., Marchot, P., Pirard, J. P., Crine, M., 2003. Image analysis of X-ray microtomograms of soft materials during convective drying. *Journal Microsc.-Oxford*, **212**, 197-204.
- Léonard, A., Blacher, S., Marchot, P., Pirard, J. P., Crine, M., 2004. Measurement of shrinkage and cracks associated to convective drying of soft materials by X-ray microtomography. *Dry. Technol.*, **22**, 1695-1708.
- Léonard, A., Blacher, S., Marchot, P., Pirard, J. P., Crine, M., 2005. Image analysis of X-ray microtomograms of soft materials during convective drying: 3D measurements. *Journal Microsc.-Oxford*, **218**, 247-252.
- Logsdon, S.D., Jaynes, D.B., 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57**, 1426-1431.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12**, 513-522.
- Oh, W., Lindquist, W.B., 1999. Image Thresholding by Indicator Kriging. *IEEE T. Pattern Anal.*, **21**, 590-602.
- Otsu, N., 1979. A threshold selection method from gray-level histograms. *IEEE T. Syst. Man Cyb.*, **9**(1), 62-66.
- Peth, S., 2010. Applications of Microtomography in Soils and Sediments, in: Singh, B., Gräfe, M. (Eds), *Synchrotron-Based Techniques in Soils and Sediments*. Elsevier, Heidelberg, **34**, 73-101.
- Petrovic, A.M., Siebert, J.E, Rieke, P.E., 1982. Soil bulk density analysis in three dimensions by computed tomographic scanning. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46**, 445-450.
- Pierret, A., Capowiez, Y., Belzunces, L., Moran, C.J., 2002. 3D reconstruction and quantification of macropores using X-ray computed tomography and image analysis. *Geoderma*, **106**(3-4), 247-271.
- Pires, L.F., Borges, J.A.R., Bacchi, O.O.S, Reichardt, K., 2010. Twenty-five years of computed tomography in soil physics: A literature review of the Brazilian contribution. *Soil Till. Res.*, **110**(2), 197-210.
- Plougonven, E., 2009. *Link between the microstructure of porous materials and their permeability*. PhD Thesis, France, Université Bordeaux 1, 116p.

Plougonven, E., Bernard, D., 2011. Optimal removal of topological artefacts in microtomographic images of porous materials. *Advances in Water Resources*, **34**, 731–736.

Richards, L.A., 1948. Porous plate apparatus for measuring moisture retention and transmission by soils. *Soil Sci.*, **66**, 105–110.

Schlüter, S., Weller, U., Vogel, H.-J., 2010. Segmentation of X-ray microtomography images of soil using gradient masks. *Computers & Geosciences*, **36**, 1246–1251.

Sezgin, M., Sankur, B., 2004. Survey over image thresholding techniques and quantitative performance evaluation. *Journal Electron. Imaging*, **13**(1), 146–165.

Taina, I.A., Heck, R.J., Elliot, T.R., 2008. Application of X-ray computed tomography to soil science: A literature review. *Can. J. Soil Sci.*, **88**, 1–20.

Tarplee, M., Corps, N., 2008. *Skyscan 1072 desktop X-ray microtomograph. Sample scanning reconstruction, analysis and visualisation (2D and 3D) protocols*. Guidelines, notes, selected references and F.A.Qs.

van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**(5), 892–898.

Vogel, H.J., Kretzschmar, A., 1996. Topological characterization of pore space in soil sample preparation and digital image-processing. *Geoderma*, **73**, 23–38.

Vogel, H.J. and Roth, K., 1998. A new approach for determining effective soil hydraulic functions. *Eur. J. Soil Sci.*, **49**, 547–556.

Wang, W., Kravchenko, A.N., Smucker, A.J.M., Rivers, M.L., 2011. Comparison of image segmentation methods in simulated 2D and 3D microtomographic images of soil aggregates. *Geoderma*, **162**, 231–241.

Wooding, R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, **4**, 1259–1273.

Zhang, Y.J., 1995. Influence of segmentation over feature measurement. *Pattern Recogn. Lett.*, **16**, 201–206.

Zhang, Y.J., 1996. A survey on evaluation methods for image segmentation. *Pattern Recogn. Lett.*, **29**(8), 1335–1346.

6. Anisotropie des fonctions hydrodynamiques: l'apport de la microtomographie

Introduction

Nous avons vu, dans le Chapitre 3, que la modélisation des flux horizontaux était peu prise en compte dans les modèles ou études existants. Cet aspect de la modélisation prend pourtant toute son importance dans la comparaison des sols travaillés, dont la structure est impactée inégalement. Les mesures de conductivité hydraulique en fonction de l'orientation, effectuées sur la parcelle expérimentale de Gentinnes, relatent en effet des comportements anisotropiques différents selon l'horizon considéré et selon le travail du sol (confer Table 2-4 p.31).

Dans la littérature, on constate que les études qui analysent l'anisotropie intra-horizon ou qui la prennent simplement en compte sont rares. Pourtant, ces études rapportent presque systématiquement des comportements anisotropiques, qui diffèrent selon la profondeur ou l'horizon investigué (Berisso et al., 2013 ; Dörner et Horn, 2006 ; Germán Soracco et al., 2010 ; Jing et al., 2008 ; Petersen et al., 2008). Elles font en tous cas unanimement état de l'importance de considérer l'anisotropie dans la modélisation des flux, que ce soit d'eau ou de gaz.

Au-delà, la façon dont sont implémentés les modèles hydrologiques lorsque l'anisotropie peut être considérée, permet de supposer qu'une de leur principale limitation vient de l'hypothèse de proportionnalité des conductivités hydrauliques dans tout le domaine de pression modélisé. Cette limitation est confirmée par certaines recherches qui font état d'une anisotropie dépendant du degré de saturation du sol (Dörner et Horn, 2009 ; Zhang, 2014). Ce phénomène peut s'expliquer par le fait que le cheminement de l'eau sera différent, et que certains pores et certaines connexions peuvent ne s'activer qu'une fois les pores accessibles ou suffisamment remplis. Dörner et Horn (2009) ont en effet constaté que l'anisotropie de la perméabilité à l'air du sol était liée au potentiel

matriciel. C'est aussi sur cette base que Zhang (2014) a développé un concept appelé TCT - pour Tensorial Connectivity-Tortuosity - qui relie le facteur d'anisotropie et le degré de saturation. Il montre que cette relation est indépendante de la distribution de la porosité, l'anisotropie étant fonction de la morphologie du réseau poral, qui varie donc en fonction du degré de saturation.

D'autre part, il est désormais acquis que la conductivité n'est pas simplement liée à la porosité des sols. Bon nombre d'études font état de ces conclusions, et le nombre important de tentatives infructueuses pour estimer la conductivité hydraulique à partir de cette seule caractéristique en est la preuve (Al-Omari et Masad, 2004 ; Dorner et Horn, 2009 entre autres). Dans la comparaison d'itinéraires techniques, nous avons déjà évoqué le fait que les conclusions relatives aux comportements hydrodynamiques divergeaient, et qu'aucun élément ne parvenait à expliquer de manière satisfaisante les changements induits. Or, ces études se basent souvent sur l'analyse des changements de variables telles que la densité apparente ou la porosité. Notamment, certaines études font état d'une augmentation de la conductivité hydraulique alors que la densité apparente augmente également, et d'autres études rapportent le constat inverse. Il est fort probable, au vu des éléments mentionnés ci-dessus, que le lien entre les changements de densité apparente, ou de la porosité du sol, et la conductivité hydraulique ne puisse être fait que dans le cas de structures rencontrées particulières (Gebhardt et al., 2009). Il est en effet légitime de penser qu'en fonction de la forme du réseau, de son hétérogénéité, de son anisotropie, celui-ci sera impacté différemment pour une même contrainte appliquée (Dorner et Horn, 2009). Et que, dans certains cas, ce réseau gardera le même fonctionnement global, en étant impacté de manière uniforme dans l'espace, alors que dans d'autres cas son fonctionnement sera modifié en fonction de l'orientation. Il est dès lors évident que la densité apparente ou la porosité,

de nature isotropique, ne peuvent suffire à expliquer ces comportements différents et qu'il faut donc considérer un ensemble de variables déterminantes pour la conductivité. Les paramètres morphologiques les plus cités comme pistes d'amélioration sont la connectivité du réseau poral et sa tortuosité. Par exemple, Al-Omari et Masad (2004) montrent dans leur étude sur la conductivité de l'asphalte, un matériau à priori plus simple que le sol, que la perméabilité ne peut être liée à la seule porosité, mais qu'il faut prendre en compte la morphologie des pores et la qualité des connexions. Les études visant à relier les contraintes appliquées au sol (comme la compaction, le travail du sol, ...) et la conductivité rapportent les mêmes conclusions. Dorner et Horn (2009) constatent que les changements induits par une contrainte impactent plus les paramètres géométriques et la continuité du réseau que la porosité. Vogel et Roth (1998), quant à eux, utilisent un réseau de pores modélisés à partir de la distribution de la porosité seule ou conjointement avec la connectivité, ces deux éléments étant mesurés par imagerie du sol, pour tenter de reproduire les courbes de rétention et de conductivité obtenues par un « MultiStep Outflow Experiment ». Ils en concluent que, pour une bonne adéquation entre les mesures et les simulations, la connectivité doit être prise en compte.

Nous avons également vu, au Chapitre 4, que la microtomographie aux rayons X permettait de jeter un nouveau regard sur la différenciation de la structure du sol. Cette technique permet notamment de mettre en évidence un deuxième système poral qui n'est pas mis en évidence par la majorité des techniques usuelles de mesures de rétention en eau. La prise en compte de ce deuxième système poral permet d'approcher nettement mieux les conductivités mesurées en sol insaturé. L'analyse en composantes principales des caractéristiques des pores visibles, pour sa part, apporte des éléments

d'information supplémentaires quant aux paramètres morphologiques pertinents pour améliorer notre connaissance de la différenciation structurale (confer Chapitre 4, p. 84).

Il n'y a pas, à notre connaissance, d'études qui tentent de relier conjointement tous ces éléments, à savoir les paramètres morphologiques des pores et la conductivité hydraulique en fonction de l'orientation. Or, à partir du moment où les pores sont visualisés, identifiés et séparés, ils peuvent être analysés en fonction de leur orientation.

C'est pourquoi, dans le présent chapitre, nous allons d'abord tenter de mettre en évidence l'apport de la microtomographie et de l'anisotropie dans l'amélioration de la modélisation des flux à l'échelle de la parcelle. Des flux mesurés in situ seront comparés avec différents scénarios de modélisation en fonction des méthodes de mesures considérées. Dans un second temps, une analyse du réseau de pores en fonction de leur orientation va permettre de discuter des pistes et moyens nécessaires à une prise en compte plus complète des différences structurales dans le contexte d'anisotropie différenciée que nous rencontrons sur notre site expérimental.

Matériel et méthodes

Mesures in situ

La mesure des flux in situ a été présentée au Chapitre 2 (confer *Flux in situ*, p. 31). La modélisation de ces flux est réalisée avec Hydrus 3D®. Ce logiciel fonctionne par résolution de l'équation de Richards et permet de choisir différents schémas d'écoulement (confer p. 34), dont les modèles de van Genuchten (1980) et de Durner (1994), qui ont été utilisés précédemment dans notre étude.

Paramétrisation du modèle

Hydrus 3D®

Les parcelles ont fait l'objet de mesures topographiques à l'aide d'un GPS⁸. Des points ont été relevés de manière régulière sur les parcelles afin d'estimer, via Arcmap®, la surface drainée en pied de chacune de celles-ci et d'identifier des zones comparables et isolées hydrauliquement. La Figure 6-1 représente la modélisation, en 3 dimensions, de la zone d'étude à partir des points GPS dans Hydrus 3D®. Des transects en 2 dimensions pour chacune des parcelles ont alors été sélectionnés et introduits dans Hydrus 3D®.

Les horizons de sol identifiés précédemment ont été délimités en considérant les zones de transition comme étant uniformes et parallèles à la pente (confer Chapitre 2, *Caractérisation texturale* p. 18). Les horizons structuraux ont été différenciés afin de pouvoir tenir compte de la variation des paramètres hydrauliques en fonction du travail du sol. On en distinguera 2 différents en labour, à savoir CT1 de 0 à 30 cm et CT2 de 30 à 120 cm. En TCS par contre, on distinguera 3 horizons structuraux différents, à savoir RT1 de 0 à 10 cm, RT2 de 10 à 30 cm, et RT3 de 30 à 120 cm. Les conditions à la limite sont définies comme suit :

- En surface, des conditions atmosphériques
- En profondeur, une condition de drainage libre
- Sur la face en amont de la parcelle, une condition de flux nul⁹
- Sur la face en aval de la parcelle, une condition de surface de suintement sur la profondeur de la fosse, et une condition prenant un gradient égal à la pente pour le reste

⁸ GPS1200 Leica® et controller RX1250 Xc

⁹ Il faut préciser ici que les parcelles étudiées sont quasiment en tête de versant.

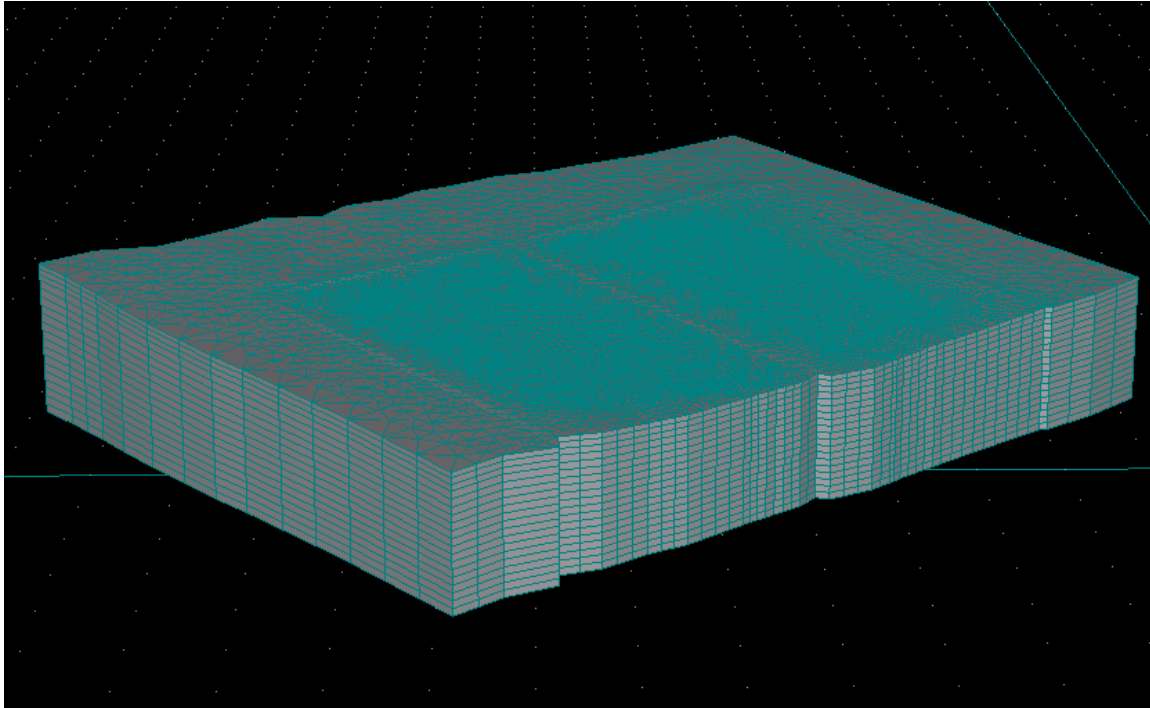


Figure 6-1 : Représentation de la zone d'étude telle que modélisée dans Hydrus 3D® à partir des points GPS.

Les conditions initiales ont été choisies identiques et homogènes pour toutes les simulations, et fixées à $h = -100$ cm, ce qui correspond à une tension proche de la capacité au champ. Les précipitations et l'évapotranspiration utilisées pour ces simulations ont été mesurées directement sur les parcelles à l'aide d'une station météorologique de Campbell Scientific®. Lors de certaines périodes, le pluviomètre ayant été défectueux, des données de précipitation de la station de Sombreffe du réseau Pameseb¹⁰ ont été utilisées.

Schémas d'écoulement

Considérant les différentes données à notre disposition, quatre scénarios différents sont modélisés. D'une part, le schéma d'écoulement sera testé via soit le modèle simple porosité de van Genuchten (1980), soit le modèle double porosité de Durner (1994). D'autre part, on prendra en compte ou non l'anisotropie dans la conductivité hydraulique (confer Chapitre 3, p. 49). Les 4 scénarios sont alors identifiés par les

¹⁰ Pameseb asbl, Libramont

acronymes des choix qui les composent : IsVG – Isotropie et modèle de van Genuchten, IsDP – Isotropie et modèle Double Porosité, AnIsVG – Anisotropie et modèle de van Genuchten, AnIsDP – Anisotropie et modèle Double Porosité. La Table 6-1 fournit un récapitulatif des paramètres utilisés en fonction du scénario considéré pour les schémas d'écoulement, tandis que les facteurs d'anisotropie utilisés sont fournis à la Table 6-2. Les paramètres de la Table 6-1 ont été obtenus par ajustement aux mesures de la distribution de la taille des pores (confer Chapitre 4).

Table 6-1 : Paramètres de van Genuchten (1980) et Durner (1994) pour la modélisation des parcelles étudiées au Champ du Mont, Gentinnes

		θ_r	θ_s	α [1/cm]	n	Ks [cm/h]	w ₂	α_2 [1/cm]	n ₂
Durner	CT1	0,010	0,50	0,029	1,16	57,0	0,15	1,24	2,07
	CT2	0,120	0,48	0,003	1,49	0,8	0,37	1,04	1,34
	RT1	0,001	0,50	0,019	1,12	9,1	0,13	1,21	2,35
	RT2	0,120	0,44	0,003	1,49	0,3	0,29	0,47	1,35
	RT3	0,120	0,48	0,003	1,49	0,8	0,37	1,04	1,34
van Genuchten	CT1	0,001	0,50	0,139	1,15	57,0	-	-	-
	CT2	0,000	0,43	0,020	1,17	0,8	-	-	-
	RT1	0,001	0,50	0,099	1,11	9,1	-	-	-
	RT2	0,001	0,43	0,022	1,17	0,3	-	-	-
	RT3	0,000	0,43	0,020	1,17	0,8	-	-	-

Table 6-2 : Facteurs d'anisotropie pour la modélisation des flux dans Hydrus 3D®

	K_H/K_V
CT1	0,05
CT2	0,25
RT1	0,05
RT2	42,75
RT3	0,25

Microtomographie aux rayon X

Les mesures microtomographiques de ce chapitre renvoient en grande majorité à la méthodologie rapportée au Chapitre 4 (confer p.68 pour les paramètres d'acquisition du microtomographe). Notamment, les objets RT1, RT2 et CT1 sont ceux auxquels il est fait référence dans ce chapitre. Les autres objets analysés sont issus d'une campagne de

mesures ultérieure, menée dans le cadre du TFE de N. Gigot (Gigot, 2012). Des échantillons ont été prélevés dans les horizons de transition pour les deux itinéraires techniques (RT_T et CT_T), ainsi que sous l'horizon de transition en labour (CT2) dans le courant du mois de mars 2012. Il faut noter qu'en raison d'un problème technique, les images relatives à l'objet CT_T n'ont pas pu être utilisées.

Afin de pouvoir être comparés avec les mesures de conductivité hydraulique à saturation (confer Chapitre 2, p.31), les dimensions de ces échantillons, mais dès lors également les paramètres d'acquisition du microtomographe, ont été modifiés. Les échantillons des horizons supplémentaires présentent un diamètre de 5 cm, contre 3 cm pour la campagne précédente. Afin d'obtenir des images comparables mais dans un laps de temps acceptable, la résolution d'acquisition a été adaptée (pixels de 34 μm), le mode « binning » de la caméra a été doublé, et le « frame averaging » a été désactivé.

Résultats et Discussion

Mesures in situ

Les résultats des simulations au pas de temps horaire sont présentés ci-dessous. D'un point de vue de comparaison des modèles, les simulations utilisant le modèle de van Genuchten (1980) ne montrent aucun écoulement au niveau de la fosse pour le labour, et des écoulements très faibles pour le TCS, comme on peut le voir à la Table 6-3.

Table 6-3 : Ecoulement total récolté dans la fosse par simulation avec Hydrus3D® (cm^2)

	Is VG	AnIs VG	Is DP	AnIs DP
Labour	0	0	69	13
TCS	0,1	16	26 ¹	269

¹ Il convient de noter que cette valeur est partielle, aucune adaptation de cette modélisation n'ayant permis de simuler sur l'entièreté de la période de mesures.

Les écoulements sont beaucoup plus importants lorsque l'on prend en compte le modèle de double porosité de Durner (1994). Cela peut s'expliquer par le fait que le modèle de van Genuchten (1980) implique un drainage de base plus important du sol, ce qui le maintiendrait à une teneur en eau plus faible. Le modèle de Durner (1994), au contraire, va considérer un drainage de base plus faible, mais se mettra en charge plus rapidement lors d'un évènement pluvieux d'intensité importante.

Si l'on compare les bilans selon la prise en compte ou non de l'anisotropie, on peut voir que les flux récoltés sont plus importants en isotropie pour le labour, et en anisotropie pour le TCS. Ceci s'explique facilement à partir des composantes verticales des conductivités respectives de ces parcelles. En effet, dans le cas du labour, la prise en compte de l'anisotropie diminue la conductivité latérale, et l'inverse est vrai en TCS. Il est également intéressant de noter que si l'on regarde les occurrences des évènements (confer Figure 6-2 et Figure 6-3), on voit qu'elles sont identiques, que l'on prenne en compte ou non l'anisotropie, que ce soit en labour ou en TCS. Les mesures de terrain, données en Table 6-4, montrent qu'en général les flux sont plus important en TCS qu'en labour. Ceci corrobore les résultats obtenus pour les simulations en anisotropie, ce qui semble indiquer qu'il est judicieux de caractériser et de prendre en compte l'anisotropie du sol.

Table 6-4 : Ecoulement total récolté dans les fosses (cm² - la modélisation ayant été effectuée en 2 dimensions, la profondeur du domaine est unitaire)

Dates	TCS	Labour
24-26/12 2009	3,6	0,0
19/02-19/03 2010	23,2	11,0
14/07 2010	3,0	11,0
23/07 2010	18,4	14,7

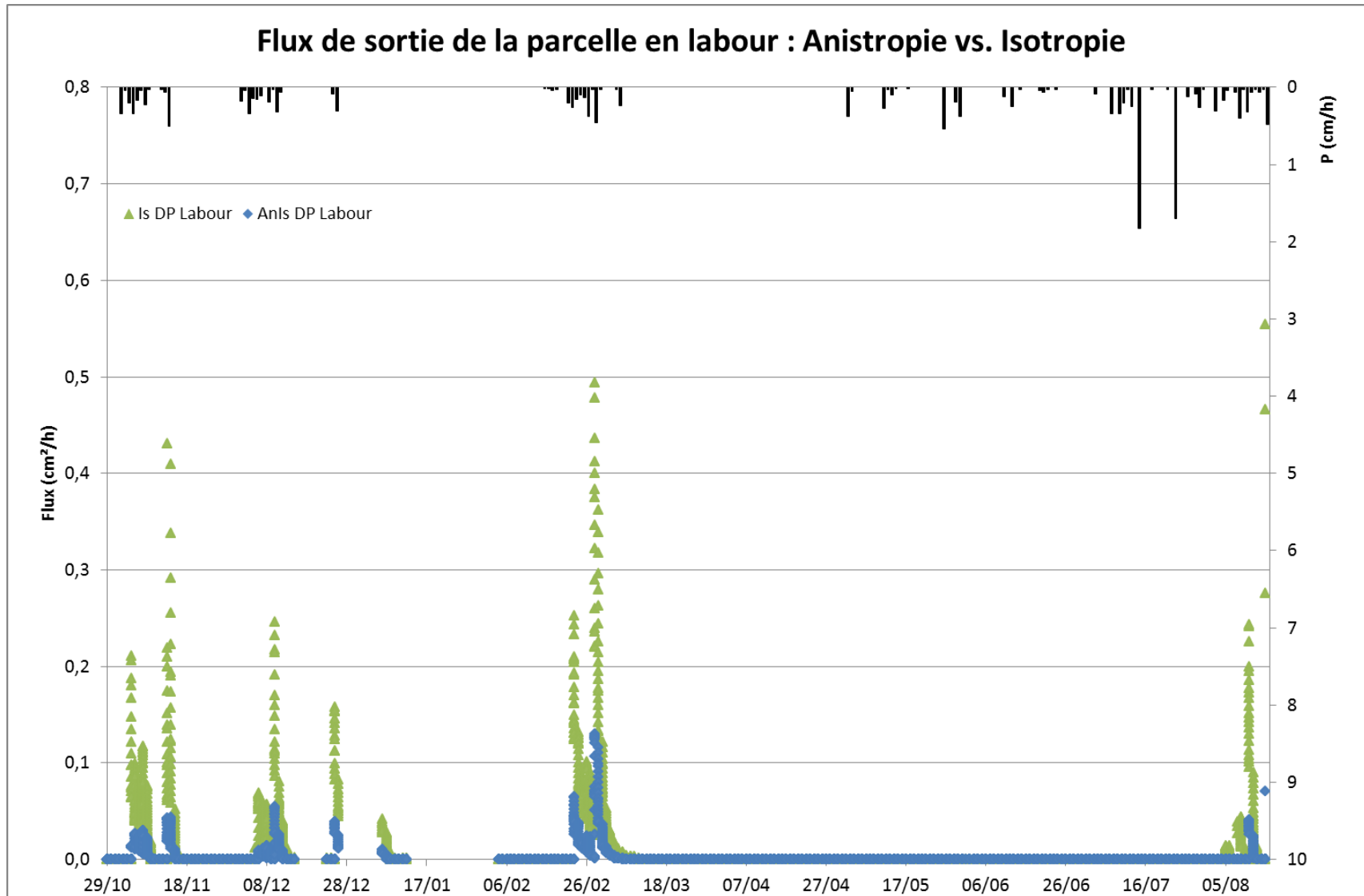


Figure 6-2 : Représentation des flux de sortie dans la fosse (surface de suintement) pour la parcelle en labour. En vert, les flux pour la modélisation en isotropie - En bleu, les flux pour la modélisation en anisotropie. Dans les deux cas le modèle d'écoulement est celui de la double porosité.

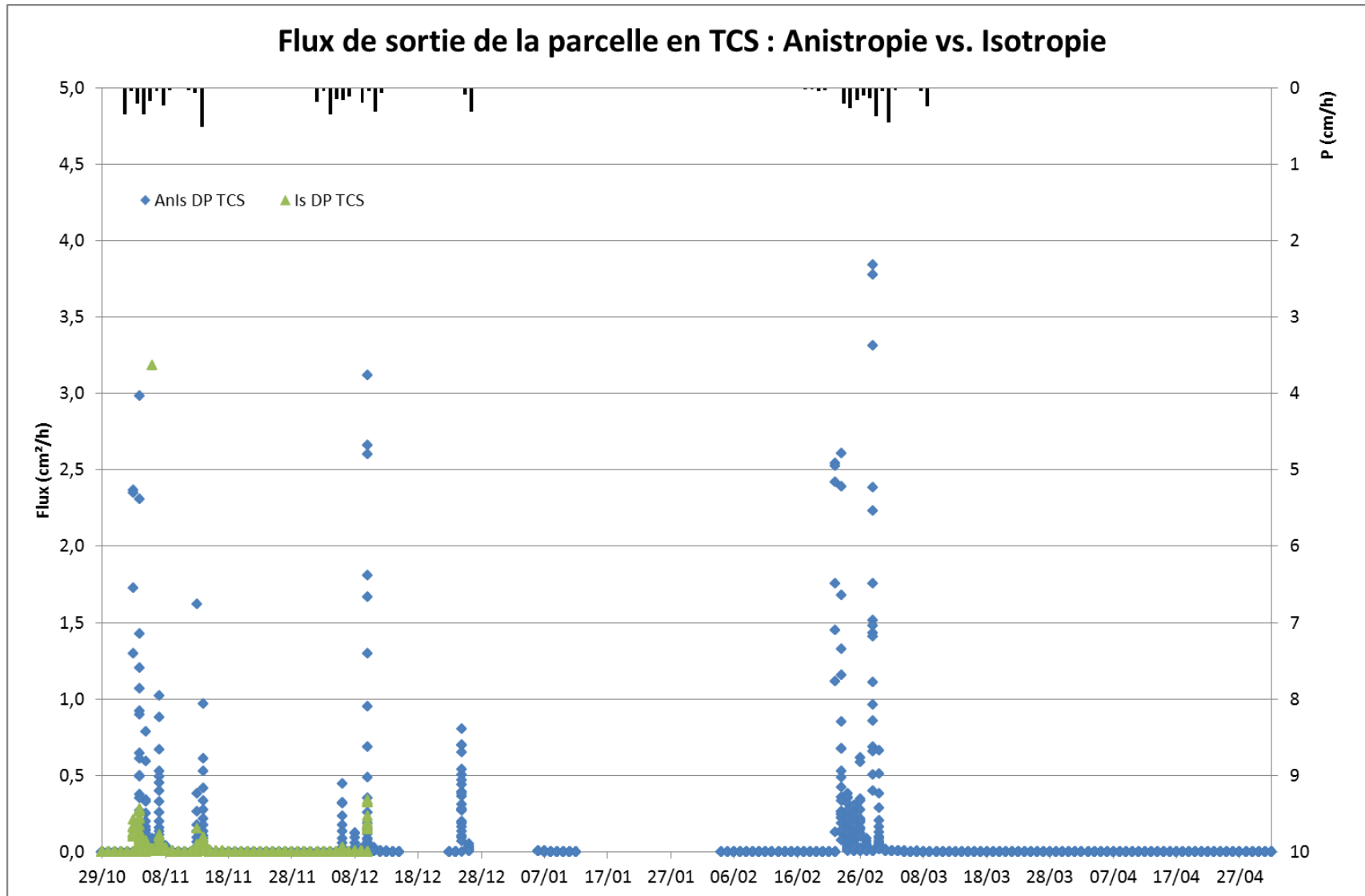


Figure 6-3 : Représentation des flux de sortie dans la fosse (surface de suintement) pour la parcelle en TCS. En vert, les flux pour la modélisation en isotropie - En bleu, les flux pour la modélisation en anisotropie. Dans les deux cas le modèle d'écoulement est celui de la double porosité.

Pour affiner cette analyse, une comparaison en dynamique des flux est intéressante. Plus particulièrement, les évènements de décembre 2009 et février 2010 sont mis en parallèle avec les flux mesurés, en Figure 6-4 et en Figure 6-5. Il faut cependant noter que les mesures de terrain sont entachées de beaucoup de bruit. Ce bruit est dû d'une part à la réponse des capteurs (temps de stabilisation), et d'autre part à des éléments naturels non contrôlés (tels des toiles d'araignées dans les tubes de récolte apparaissant régulièrement). Ceci apporte une part d'incertitude non négligeable sur l'analyse en dynamique des mesures de terrain.

La Figure 6-4 met en parallèle les flux modélisés en anisotropie et ceux mesurés pour la parcelle en TCS entre le 24 et le 26 décembre 2009. Plusieurs éléments sont mis en évidence sur cette figure. Tout d'abord, on constate un décalage temporel d'environ 12 heures entre les mesures et la modélisation. Etant donné que cet évènement est relatif au dégel d'une couche de neige accumulée en surface, il est probable que ce décalage soit simplement dû aux méthodes de mesure¹¹. Un autre élément à remarquer est la différence au niveau de la quantité des flux récoltés. Cette différence peut avoir plusieurs origines, notamment l'hypothèse d'une parcelle uniforme transversalement à la fosse dans la modélisation, une mauvaise estimation de la conductivité, ou encore une mauvaise estimation de la fonte des neiges. Elle peut également être le résultat, évidemment, d'une mauvaise appréciation de l'anisotropie. Les simulations en isotropie pour Durner (1994) ne permettent pas de modéliser cet évènement. Cependant, pour la partie qui a pu l'être effectivement, les flux latéraux sont – logiquement - toujours inférieurs dans ce cas, ce qui permettrait peut-être ici une meilleure évaluation de la quantité récoltée.

¹¹ Les précipitations de cette période sont issues du réseau Pameseb. Dans le cas de la fonte des neiges, l'ensoleillement est un paramètre majeur, qui peut apporter un décalage temporel non négligeable entre des zones géographiques proches.

Etant donné qu'aucun flux n'a été mesuré dans les parcelles en labour, la comparaison concernant cet objet n'a pas lieu d'être pour cette période. Il faut noter que les simulations utilisant le modèle de Durner (1994) donnent un flux non nul en labour. La prise en compte de l'anisotropie permet cependant de passer d'un écoulement total de $8,5 \text{ cm}^2$ (en isotropie donc) à une valeur de $0,64 \text{ cm}^2$. Cette valeur de $0,64 \text{ cm}^2$ est beaucoup trop faible pour pouvoir être mesurée sur le terrain en pratique, et est donc en accord avec cette absence de réaction des capteurs en labour.

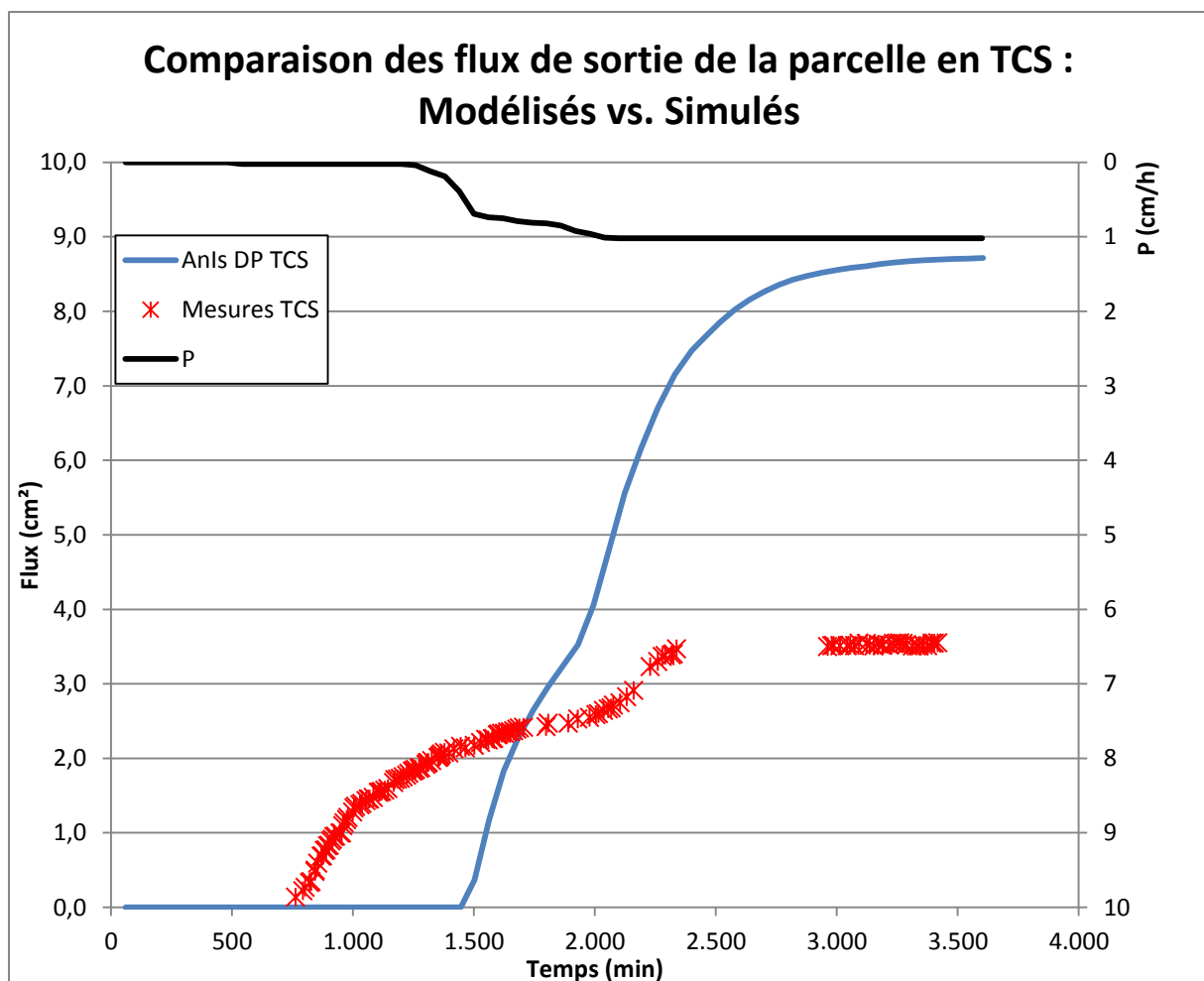


Figure 6-4 : Comparaison des flux mesurés et modélisés (avec prise en compte de l'anisotropie) pour la parcelle en TCS, entre le 24 décembre 2009 à 0h (point zéro de l'axe des abscisses) et le 26 décembre 2009.

Le second évènement que l'on compare, en Figure 6-5, concerne la parcelle en labour, pour les mois de février et mars 2010. On a à nouveau dans ce cas de figure un décalage

temporel entre les modélisations et les mesures de terrain, mais dans ce cas ce sont les flux modélisés qui sont en avance sur les mesurés. Le temps de réponse en modélisation est en fait quasi immédiat, alors qu'en pratique on voit que l'eau met plus de temps à s'écouler au niveau de la fosse. En ce qui concerne les quantités récoltées, il semble clair que l'anisotropie permet de beaucoup mieux approcher les mesures.

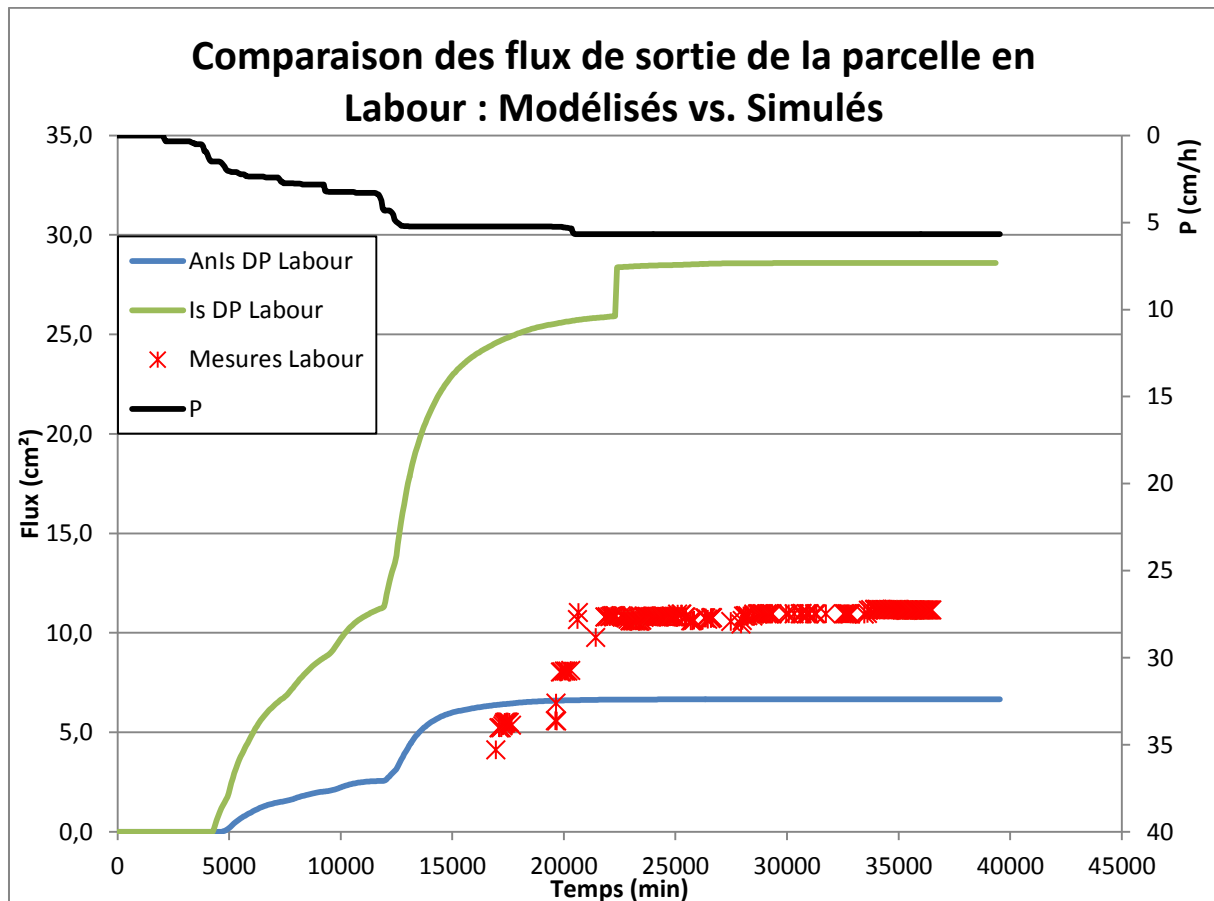


Figure 6-5 : Comparaison des flux mesurés et modélisés pour la parcelle en labour, entre le 20 février 2010 à 0h (point zéro de l'axe des abscisses) et le 19 mars 2010.

La comparaison des simulations avec les mesures de terrain permet donc de conclure que la représentation des flux horizontaux nécessite la prise en compte du modèle double porosité, le modèle de van Genuchten (1980) donnant des flux trop faibles dans tous les cas. Ceci constitue un élément supplémentaire de validation des informations obtenues grâce à la microtomographie, qui a justement permis de mettre en évidence ce deuxième système poral.

Les mesures de terrain sembleraient indiquer également que l'anisotropie est un facteur à prendre en compte. Mais le bruit associé aux mesures des flux in situ d'une part, et l'absence de résultats pour certaines modélisations d'autre part, obligent à considérer avec prudence cette conclusion.

Microtomographie aux rayons X

Dans tous les cas, les flux ne sont pas parfaitement modélisés. Une piste d'amélioration est d'utiliser l'information fournie par la microtomographie aux rayons X pour mieux caractériser ce comportement anisotrope. Notamment, nous allons analyser les pores en fonction de leur orientation pour déterminer si la partie du réseau qui participe à l'écoulement dans une direction donnée présente les mêmes caractéristiques morphologiques que la partie du réseau qui lui est perpendiculaire. L'analyse en composantes principales des pores selon leur taille et leur orientation permet de mettre en évidence certains éléments utiles à la compréhension de l'anisotropie.

Notamment, à la Figure 6-6, on peut voir que les pores horizontaux en RT2 et RT_T (T pour transition) sont éloignés des verticaux. On peut également voir que ces mêmes pores verticaux sont proches des pores en RT1 et CT1. Cet élément laisserait penser que les pores horizontaux en RT2 et RT_T présentent des caractéristiques différentes des pores verticaux. On peut effectivement raisonnablement penser que si différentes catégories de pores se retrouvent proches dans ce système de représentation, c'est que ces pores ont les mêmes caractéristiques, ou en tous cas que l'ensemble de leurs caractéristiques forment un réseau de pores semblable. Tandis que si les pores sont éloignés dans cette figure, ce sont leurs caractéristiques et par là leurs comportements hydrodynamiques qui seront différents. On peut également constater sur la Figure 6-6

une relative corrélation entre la valeur du coefficient d'anisotropie et l'éloignement dans l'espace des composantes verticales et horizontales.

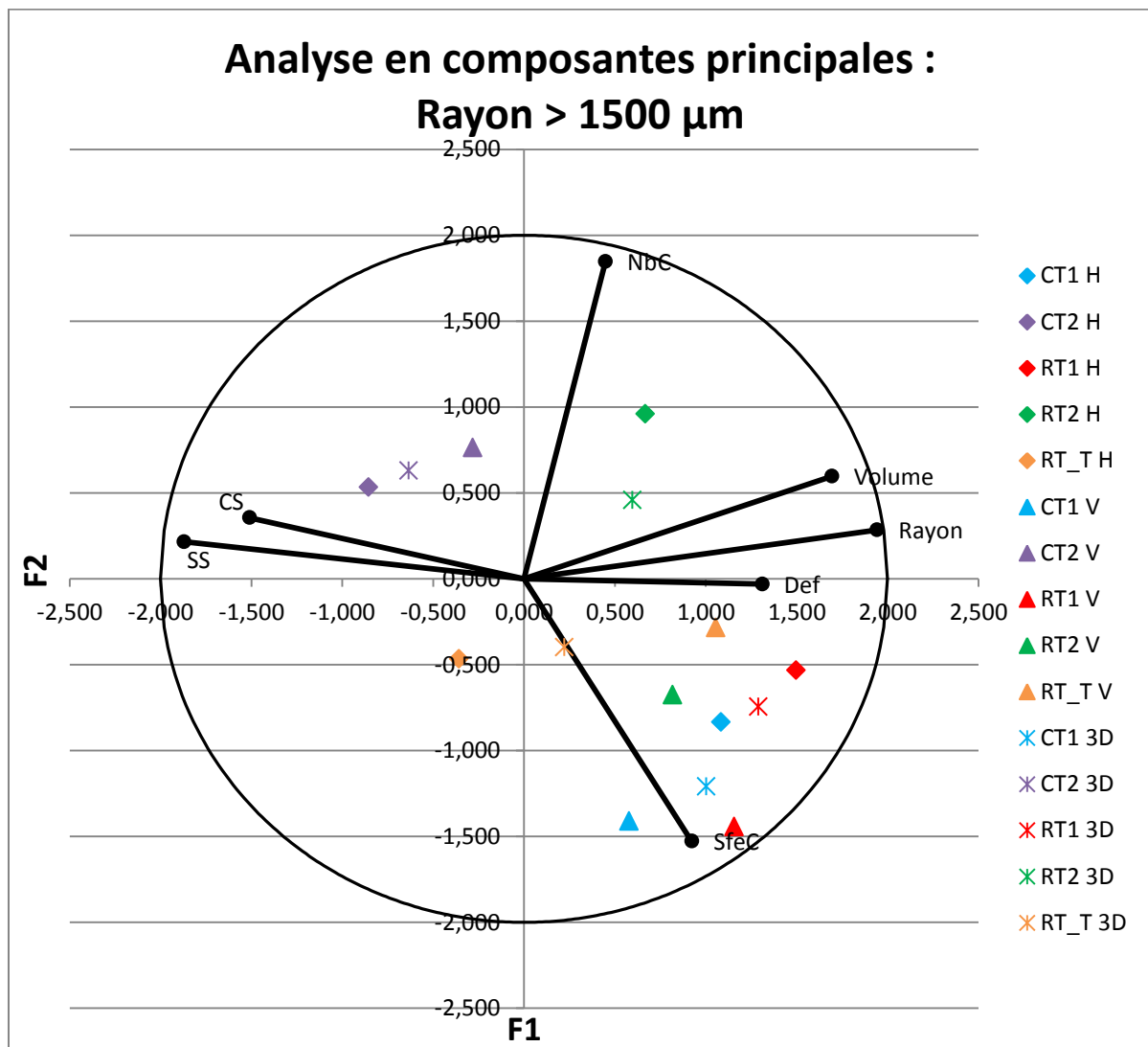


Figure 6-6 : Analyse en composantes principales pour les pores actifs à partir de $h=-1\text{cm}$, et dont le rayon est estimé comme étant supérieur à $1500\ \mu\text{m}$. (SS = Surface spécifique ; CS = Connectivité spécifique ; SfeC = Surface des connexions ; Nbc = Nombre de connexions)

Tandis que la composante horizontale de RT_T s'oppose aux autres selon F1, celle de RT2 s'oppose aux autres selon F2. Ce sont principalement les caractéristiques des connexions qui différencient les pores horizontaux en RT2 des autres pores, tandis que pour RT_T (et CT2), ce sont principalement le volume et la surface spécifique qui jouent.

Les résultats des horizons CT2 et RT_T sont à considérer avec prudence. En effet, ces échantillons ont été prélevés et analysés 1 an après les autres horizons. Ils ont fait l'objet

d'une méthodologie un peu modifiée, c'est-à-dire que leur diamètre étant plus important, les paramètres d'acquisition du microtomographe ont été adaptés en conséquence. Le fait que ce soient principalement les variables volume et surface spécifique qui les différencient des autres objets laisse penser que les différences mises en évidence entre ces deux objets et les trois autres peuvent être dues en partie à des différences méthodologiques. En effet, ces deux variables sont particulièrement sensibles à la résolution, au seuillage, et à la qualité des images en général. Il est également possible que les différences soient dues en partie aux différences de volume prospecté, qui est presque 3 fois plus important pour ces objets.

Les échantillons en CT1, RT1 et RT2, quant à eux, font partie de la même campagne de mesures et ont fait l'objet d'une méthodologie identique, ce qui permet de les comparer à priori sans restriction. Et il semble donc que ce soient les caractéristiques des connexions qui différencient ces objets, et qui pourraient être liées à ce comportement anisotrope différent. Ces éléments sont en adéquation avec les conclusions que l'on peut trouver dans la littérature au sujet de la conductivité des sols. En effet, il a été montré dans l'introduction que la conductivité ne peut pas simplement être reliée à la porosité des sols, notamment parce que cette variable est isotrope. Le caractère anisotrope du sol pourrait être pris en compte par l'intermédiaire de la connectivité du réseau en fonction de l'orientation.

Nous avons également abordé dans l'introduction la dépendance de l'anisotropie à la saturation (Zhang, 2014). Dans notre contexte, ces éléments peuvent être mis en évidence par l'ACP en fonction de la taille des pores. Par exemple, en Figure 6-7, on peut observer la position des différents objets en prenant en compte des pores dont le rayon

est inférieur à ceux analysés ci-dessus, et qui seront actifs pour une tension entre -3 et -1 cm.

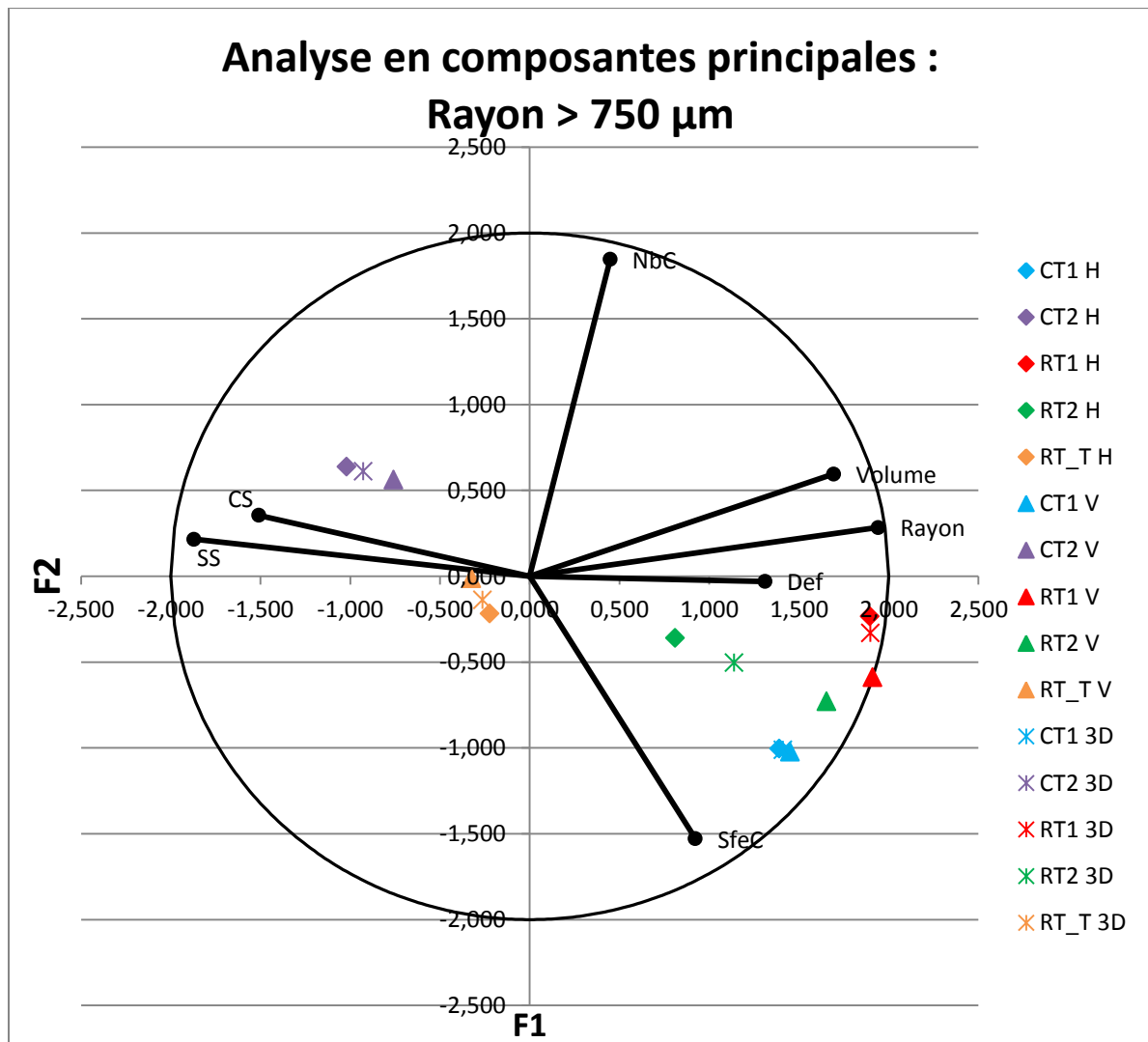


Figure 6-7 : Analyse en composantes principales pour les pores actifs à partir de $h=-3\text{cm}$, et dont le rayon est estimé comme étant supérieur à $750\ \mu\text{m}$. (SS = Surface spécifique ; CS = Connectivité spécifique ; SfeC = Surface des connexions ; NbC = Nombre de connexions)

On voit immédiatement que les composantes horizontales et verticales sont plus proches les unes des autres qu'à la Figure 6-6, mais les tendances générales restent cependant globalement les mêmes. On aurait donc ici une anisotropie qui concerne principalement les pores de grande taille, actifs aux abords de la saturation. Cet élément pourrait expliquer en partie les différences tant en termes temporels que quantitatifs entre les résultats de la modélisation et les flux mesurés sur le terrain, et confirme le fait

que la représentation d'une anisotropie par une simple proportionnalité des conductivités hydrauliques à saturation peut être limitante dans certains contextes.

Dans le cadre des réseaux de pores tels que modélisés par Vogel et Roth (1998), la bonne adéquation des simulations est dépendante de la prise en compte simultanée de la distribution de la porosité et de la connectivité du réseau, ce qui est en accord avec les résultats présentés ici. Leurs recherches sont basées sur des mesures directes par analyse d'images, mais nécessitent de passer par l'intermédiaire de simulations sur ces réseaux modélisés. Les bons résultats de cette méthodologie laissent penser qu'il serait possible de directement adapter les courbes de conductivité en prenant en compte la connectivité du réseau.

Le modèle de Mualem (1976) fait intervenir un facteur de tortuosité-connectivité, l , qui n'est actuellement pas physiquement basé. En effet, ce paramètre empirique n'a, pour l'instant, pas pu être relié à des paramètres physiques du sol. Ceci pourrait être dû à la combinaison de plusieurs biais ou erreurs. D'abord, au niveau de l'établissement de la courbe de rétention, et comme le rappellent Hunt et al. (2013), les mesures usuelles vont notamment manquer certains pores de grande taille. Soit parce qu'ils sont entourés de pores de plus petites tailles et ne savent donc pas être drainés avant que ceux-ci le soient également, soit, et aussi, simplement parce que ces méthodes supposent une saturation totale qui n'est jamais atteinte en pratique. Le paramètre de tortuosité (l), lorsqu'il est ajusté sur des mesures, prend souvent une valeur négative qui est en contradiction avec sa signification, vu qu'il suppose des pores moins tortueux qu'un tube droit (Hunt et al., 2013). C'est-à-dire, dans ce cas, que ce paramètre va permettre d'augmenter la conductivité, ce qui pourrait être simplement une compensation pour l'absence de ces pores de taille importante dans la distribution réalisée. Ces éléments

n'interviennent pas lorsque l'on établit les courbes de rétention grâce à la microtomographie, vu que tous les pores sont accessibles simultanément¹². Ceci conduit déjà à l'obtention d'une meilleure modélisation de la conductivité hydraulique dans les différents cas étudiés ici (confer Chapitre 4).

Ensuite, nos résultats et ceux issus de la littérature montrent également que la connectivité et la tortuosité doivent être prises en compte, mais plus que ça, qu'elles devraient l'être selon l'orientation considérée. Si nous prenons comme acquis le fait que ce paramètre ne doit pas être un scalaire, mais un tenseur, et qu'il prendra donc des valeurs différentes en fonction de l'orientation considérée, il est possible qu'une part plus grande de sa valeur puisse être reliée à des paramètres physiques. Ceci est en accord avec l'étude de Stewart et al. (2006) qui démontre que le paramètre l (Mualem, 1976) doit être considéré comme un tenseur et non comme un scalaire, car la modélisation des flux simulés dans l'espace est principalement liée à la forme et à l'orientation des pores. Le concept de Zhang (2014) regroupe ces différents éléments, c'est-à-dire qu'il permettrait de prendre en compte simultanément la connectivité et la tortuosité du réseau, ainsi que son anisotropie, la microtomographie étant alors le moyen de développer ce concept sur une base physique.

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons pu montrer, à nouveau, que la microtomographie aux rayons X est un outil potentiellement très intéressant pour mieux comprendre et analyser le comportement du sol. Il fournit une visibilité plus complète de la porosité, et permet de fournir une courbe de rétention plus précise, qui permet déjà à elle seule d'améliorer la modélisation du fonctionnement hydrodynamique du sol. L'analyse en

¹² Il faut cependant noter que le volume et la résolution choisis joueront un rôle dans la visibilité de certaines classes de pores.

composantes principales des caractéristiques des pores avait déjà fourni au Chapitre 4 des pistes intéressantes quant aux paramètres à prendre en compte pour la différenciation structurale des sols. L'analyse différenciée en fonction de l'orientation des pores permet d'affiner ces conclusions. En effet, la position relative des pores verticaux et horizontaux montre clairement une différence pour l'horizon RT2, dont la composante horizontale de la conductivité est la plus élevée. C'est principalement la connectivité qui l'oppose aux autres objets d'étude, cette variable ayant été déjà mise à l'honneur par d'autres recherches. Il semble donc que cette variable soit importante, mais qu'en plus il faille la prendre en compte en fonction de l'orientation considérée.

Ces résultats, en adéquation avec la littérature, nous amènent à penser que les recherches prometteuses mais insatisfaisantes pour modéliser la conductivité sont liées à ces éléments, et au fait qu'ils ne sont jamais pris en compte simultanément. La microtomographie aux rayons X permettrait de le faire. En effet, les pores peuvent être analysés en fonction de leur rayon et de leur orientation. La connectivité, l'accessibilité et la tortuosité de chacun de ceux-ci peuvent être déterminées. *In fine*, ces éléments pourraient permettre de baser physiquement le tenseur TCT de Zhang (2014) sans devoir pour autant mesurer la conductivité hydraulique à saturation et en insaturé pour chaque direction de l'espace. Il est probable par contre qu'il sera toujours nécessaire d'étalonner la méthode en fonction du type de sol en jeu, la texture ayant un rôle non négligeable dans la valeur absolue de la conductivité, le tenseur servant plutôt de facteur de correction des modifications structurales.

Références

- Al-Omari, A., Masad, E., 2004. Three Dimensional Simulation of Fluid Flow in X-ray CT Images of Porous Media. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, **28**(13), 1327-1360.
- Berisso, F. E., Schjønning, P., Keller, T., Lamande, M., Simojoki, A., Iversen, B. V., Alakukku, L., Forkman, J., 2013. Gas transport and subsoil pore characteristics: Anisotropy and long-term effects of compaction. *Geoderma* **195**, 184–191.
- Dörner, J., Horn, R. 2006. Anisotropy of pore functions in structured Stagnic Luvisols in the weichselian moraine region in N Germany. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* **169**, 213-220.
- Dörner, J., Horn, R., 2009. Direction-dependent behaviour of hydraulic and mechanical properties in structured soils under conventional and conservation tillage. *Soil Till. Res.* **102**, 225–232.
- Durner, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resour. Res.* **30**, 211–233.
- Gebhardt, S., Fleige, H., Horn, R., 2009. Effect of compaction on pore functions of soils in a Saalean moraine landscape in North Germany. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, **172**, 688–695.
- Germán Soracco, C., Lozano, L.A., Sarli, G.O., Gelati, P.R., Filgueira, R.R., 2010. Anisotropy of Saturated Hydraulic Conductivity in a soil under conservation and no-till treatments. *Soil and Tillage Research* **109**(1), 18-22.
- Gigot, N., 2012. *Caractérisation du comportement hydrologique d'un sol cultivé dans la zone de transition entre horizon travaillé et horizon sous-jacent par mesures couplées de conductivité et microtomographie aux rayons X*. Mémoire pour le diplôme de Master bioingénieur en sciences et technologies de l'environnement, Gembloux, Gembloux Agro-Bio Tech, 65 p. + annexes.
- Hunt, A.G., Ewing, R.P., Horton, R., 2013. What's wrong with soil physics? *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **77**, 1877-1887.
- Jing, Y.S., Zhang, B., Thimm, A., Zepp, H., 2008. Anisotropy of soil hydraulic properties along arable slopes. *Pedosphere* **18**(3), 353–362.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12**, 513-522.
- Petersen, C.T., Trautner, A., Hansen, S., 2008. Spatio-temporal variation of anisotropy of saturated hydraulic conductivity in a tilled sandy loam soil. *Soil & Tillage Research*, **100**(1–2), 108–113.
- Stewart, M.L., Ward, A.L., Rector, D.R., 2006. A Study of Pore Geometry Effects on Anisotropy in Hydraulic Permeability Using the Lattice-Boltzmann Method. *Advances in Water Resources* **29**(9), 1328-1340.
- van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**(5), 892–898.
- Vogel, H.J. and Roth, K., 1998. A new approach for determining effective soil hydraulic functions. *Eur. J. Soil Sci.*, **49**, 547–556.

Zhang, Z. Fred, 2014. Relationship between Anisotropy in Soil Hydraulic Conductivity and Saturation. *Vadose Zone Journal* 2014 0:0:-doi:10.2136/vzj2013.09.0172

7. Conclusions et Perspectives

Ce travail de recherche a eu pour objectif global, dans un contexte d'itinéraires techniques variés, de tenter de comprendre les modifications hydrodynamiques observées effectivement à l'échelle macroscopique par une analyse plus fondamentale du sol, afin d'en permettre une meilleure modélisation. Les lacunes des modèles sont en effet plurielles, la modélisation actuelle permettant d'approcher un comportement global, mais ne permettant pas de modéliser correctement les situations extrêmes ou transitoires. Nous avons abordé, dans ce travail, les manquements liés d'une part à l'incertitude sur les fonctions hydrodynamiques aux abords de la saturation et à l'incertitude sur les changements d'échelle et, d'autre part, à l'absence de prise en compte de l'hétérogénéité, de l'anisotropie et de la connectivité. De plus, les méthodes de mesures usuelles qui servent à l'implémentation des modèles fournissent des données à la fois partielles et partiales. La microtomographie aux rayons X, un outil qui devient de plus en plus incontournable dans l'étude des sols, permet de visualiser la structure interne du sol. Contrairement aux mesures habituelles, qui fournissent des observations sur base desquelles on tente de comprendre un fonctionnement global, la microtomographie ouvre notre champ d'exploration aux origines des comportements. Elle est utilisée ici pour explorer des pistes d'amélioration de la modélisation et tenter de combler les lacunes précédemment citées.

Nous nous sommes donc servis dans un premier temps de la microtomographie aux rayons X comme d'une source d'information supplémentaire par rapport aux mesures plus classiques d'établissement des fonctions hydrodynamiques aux abords de la saturation. En effet, les modèles qui représentent le sol et les flux qui lui sont propres se basent sur les courbes de rétention de ces sols, desquelles sont dérivées les courbes de conductivité. Or, les techniques de mesures dites classiques – la méthode des plaques de

pression (aussi connue sous le nom de la méthode de Richards), celle des bacs de sable, ou encore celle de l'évaporation – présentent plusieurs biais et inconvénients pour l'établissement des courbes de rétention, dont celui de l'accessibilité des pores. En effet, les méthodes classiques se basent sur l'assèchement des sols et la mesure de perte de poids induite pour établir une relation entre la pression interstitielle du sol et la porosité. Or, lors de l'assèchement des sols, certains pores supposés se vider en premier, car présentant un diamètre plus grand (en suivant la loi de la capillarité), ne le sont que lorsque les petits pores qui les connectent à l'extérieur se *vident* effectivement. La distribution de la porosité issue de ces mesures en est donc affectée, ainsi que la courbe de conductivité dérivée. La microtomographie permet de pallier ce problème d'accessibilité des pores de grande taille attaché aux mesures usuelles de rétention, et de s'affranchir de l'incertitude quant au problème de saturation totale du sol. Elle permet aussi d'améliorer la modélisation de la conductivité hydraulique. Nous avons effectivement pu montrer que la courbe de rétention établie par microtomographie aux rayons X était plus réaliste, puisqu'elle permettait de mieux approcher les mesures de conductivité en insaturé. Cette meilleure approche est le fait, dans le cas du sol étudié ici, de la mise en évidence d'un deuxième système poral. Néanmoins, le constat d'une meilleure perception de la courbe de rétention est a priori valable quelle que soit sa forme. En effet, c'est la forme de la courbe qui est liée au type de sol étudié, et non la technique de post-processing utilisée. Celle-ci est basée sur la visualisation des pores et sur l'estimation de leur rayon après l'application d'un algorithme de séparation. Les résultats peuvent donc être extrapolés à n'importe quel milieu poreux, moyennant un pre-processing adapté au type de matériau étudié.

Cependant, les résultats obtenus via la microtomographie restent sujets à caution en regard des nombreux choix et hypothèses à poser lors des différentes étapes du

processus, telles que l'acquisition, la reconstruction, le pré-traitement et le seuillage. Le seuillage est probablement une des étapes les plus délicates, et qui a déjà fait couler beaucoup d'encre. Malgré l'existence de nombreuses méthodes automatiques, il a été montré qu'aucune n'était satisfaisante dans tous les cas rencontrés, et qu'elles n'étaient en général pas bien adaptées aux sols, dont la composition hétérogène rend la tâche encore plus complexe. L'utilisation d'une méthode de seuillage fiable et validée constituait donc une étape clé, nécessaire à la poursuite de ces recherches. Une méthode de seuillage globale, basée sur la porosité visible¹³ de l'échantillon, facile et rapide à appliquer, a été testée dans le cadre de cette étude et a montré des résultats probants. La validation de cette méthode en particulier, et des méthodes de seuillage en général, reste cependant déterminante. En effet, l'information sur la réalité du réseau et ses caractéristiques manque. C'est pourquoi, d'ailleurs, la porosité est souvent utilisée pour valider le seuillage, étant une des seules informations disponibles sur la réalité physique du réseau poral. Ce paramètre a souvent été proposé pour servir de base au seuillage, mais sans avoir d'alternatives à l'étape cruciale de validation. Il a donc été proposé, dans ce travail, de valider le seuillage par la comparaison des fonctions hydrodynamiques mesurées directement d'une part, et obtenues par la microtomographie d'autre part. Cette validation est rigoureuse, puisqu'elle met en œuvre non pas la porosité comme mesure à l'échelle de l'échantillon, mais sa distribution. Par ailleurs, la méthode globale proposée dans le cadre de cette thèse a été comparée avec d'autres méthodes de seuillage locales développées pour les sols. Il a pu être montré qu'elle donnait des résultats quasiment comparables en qualité aux nouvelles méthodes locales, son avantage étant sa simplicité de mise en œuvre et la faible demande en ressources informatiques. Il est dans tous les cas intéressant de pouvoir utiliser la méthodologie

¹³ La porosité visible est la part de la porosité détectable par la microtomographie et dépend de la résolution utilisée. Dans cette étude, il s'agit de la porosité comprise entre $h=10$ mbar (pF 1) et la saturation

présentée ici comme garde-fou des méthodes locales, qui ne sont pas physiquement basées et qui peuvent donc entraîner dans certains cas des résultats peu réalistes.

D'autre part, le contexte d'itinéraires techniques variés auquel il est fait référence implique un certain nombre de modifications quant au comportement hydrodynamique du sol, ces modifications étant dues aux changements des caractéristiques du réseau de pores. La microtomographie nous a permis d'obtenir, en plus de la distribution de la porosité, les caractéristiques morphologiques de ce réseau de pores. Les changements morphologiques, contrairement au biais lié à l'accessibilité des pores, n'entachent pas directement la distribution de taille des pores résultante, mais auront par contre un impact sur la courbe de conductivité. Or, il apparaît que les études et les modèles hydrologiques font défaut quant à la représentation de ces changements et de leur prise en compte. La modélisation de la conductivité repose en effet sur l'hypothèse d'un sol isotrope et homogène, constitué de tubes capillaires verticaux dont les flux individuels s'additionnent. Les dimensions et le nombre de ces « tubes » sont basés sur la courbe de rétention et la loi de capillarité associée. L'adjonction à ce modèle d'un paramètre de forme empirique l , nommé paramètre de tortuosité-connectivité, permet en principe de rendre compte de l'éloignement du réseau de pores réel par rapport à sa schématisation idéalisée. Le lien entre ce paramètre et des caractéristiques physiques du sol n'a pourtant pas encore été établi. On s'attend pourtant logiquement à ce que les connexions entre pores, la surface de celles-ci, leurs qualités, jouent un rôle dans la conductivité effective du réseau poral. Une analyse en composantes principales des paramètres structuraux a permis de montrer effectivement que la connectivité, la surface spécifique, le volume et le rayon des pores jouaient un rôle dans la différenciation d'horizons de sol texturalement identiques mais structurellement différents. La connectivité des pores

n'est cependant pas prise en compte explicitement dans les modèles, ce qui entraîne un biais dans l'estimation directe de la conductivité.

Les modèles de pores ont déjà expérimenté la prise en compte de la connectivité et de l'hétérogénéité avec des résultats encourageants. Le problème étant alors d'utiliser et transférer ces résultats à une autre échelle, l'agrégation à une échelle supérieure supposant de répéter cette hétérogénéité, de manière ordonnée ou aléatoire, sans disposer d'éléments confirmant l'une ou l'autre de ces hypothèses. Nos résultats, quant à eux, montrent une concordance entre les mesures microscopiques et celles dites macroscopiques¹⁴, outre le fait d'en améliorer la représentation. Un transfert d'échelle entre des données microscopiques et les comportements macroscopiques moyens observés est dès lors envisageable.

D'autre part, les études sur l'anisotropie restent généralement marginales car fastidieuses, et il a été montré que la manière dont sont implémentés les modèles pour la prise en compte de ces éléments est de toute façon insuffisante. En effet, lorsque la prise en compte de l'anisotropie est possible, elle repose sur l'hypothèse d'une proportionnalité simple entre les fonctions hydrodynamiques. Nos résultats, en adéquation avec la littérature, montrent donc que les variables structurales doivent être prises en compte, mais au-delà, qu'elles doivent l'être en fonction de la taille des pores étudiés et de leur orientation.

Nous avons donc montré que les différents manquements des modèles sont la conséquence des problèmes d'accessibilité à la porosité, de l'absence de prise en compte de l'hétérogénéité, l'anisotropie et la connectivité, ainsi que des incertitudes liées aux changements d'échelle. Les différentes études sur le sujet montrent que l'introduction

¹⁴ A comprendre ici comme à une échelle plus large que le pore.

de chacun de ces éléments séparément permet d'améliorer la représentation du sol. Le présent travail, pour sa part, confirme ces conclusions et offre toute une série de pistes à explorer pour améliorer la prise en compte de ces éléments, notamment par une représentation physiquement basée du paramètre de tortuosité-connectivité évoqué plus haut. Les questions abordées dans cette thèse mènent à la conclusion que cette absence de lien entre le paramètre l et des caractéristiques physiques du sol pourrait venir du fait qu'un nombre trop important d'hypothèses simplificatrices et de biais liés aux mesures soient présents simultanément. La microtomographie peut donc servir dans un premier temps à comprendre comment sont établies les courbes de rétention, à les affiner, puis finalement à prendre en compte la morphologie et les connexions du réseau poral pour mieux les modéliser. Il est également possible de prendre en compte le caractère multidirectionnel des flux, les pores pouvant être reliés à une orientation dans l'espace. Il apparaît notamment que le paramètre de tortuosité-connectivité ne doit pas être un scalaire mais un tenseur, qui prendra des valeurs différentes en fonction de l'orientation considérée. Ce principe permettrait de le relier plus directement à des paramètres physiques mis en évidence ici, paramètres variant selon l'orientation des pores. La prise en compte simultanée de ces éléments par une méthodologie unique, ce que permet la microtomographie aux rayons X, représente donc une piste plus que prometteuse pour le développement de nouveaux indices de caractérisation physique des sols à même de combler les lacunes précédemment citées.

Ces indices doivent mener à une meilleure compréhension et une meilleure modélisation des flux d'eau et de gaz, d'autant plus importantes dans les problématiques actuelles de changements climatiques et d'agriculture durable. Les échanges de gaz avec l'atmosphère sont en effet également régis par ces phénomènes, et leur modélisation est donc liée à une bonne représentation de la structure du sol. Les mesures d'émissions

gazeuses montrent une variabilité très grande, qui ne peut être directement reliée aux paramètres du sol que l'on mesure habituellement. Les observations sur le terrain montrent également une variation temporelle liée aux événements de pluie. Ces éléments laissent penser que l'hétérogénéité du réseau poral joue probablement un rôle important, et les caractéristiques du sol ne peuvent être considérées à l'échelle de l'échantillon pour expliquer ces processus.

Nous voyons donc, à la fin de ce travail de recherche, que la microtomographie aux rayons X fournit un outil susceptible de répondre à ces questions, car il permet de pallier simultanément les différents manquements constatés. La microtomographie présente par ailleurs de nombreux avantages, notamment celui de constituer, par le caractère pérenne des images, une base de données d'informations croissante sur les sols. Ceci permet de tester et d'appliquer à l'envi de nouvelles méthodes d'analyse, au fur et à mesure de leur évolution et de celle des ressources informatiques. Il reste cependant du chemin à faire pour arriver à résoudre ce challenge qu'est la modélisation du sol, qui doit passer par la compréhension des phénomènes physiques dont il est l'hôte.