



Caractérisation des paramètres hydrodynamiques du sol sous irrigation localisée

I. Mubarak

► To cite this version:

I. Mubarak. Caractérisation des paramètres hydrodynamiques du sol sous irrigation localisée. Sciences de l'environnement. Institut National Polytechnique, spécialité "Océan, Atmosphère, Hydrologie", Grenoble, 2009. Français. NNT: . tel-02591989

HAL Id: tel-02591989

<https://hal.inrae.fr/tel-02591989>

Submitted on 15 May 2020

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

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

T H È S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'INPG

Spécialité : « Océan, Atmosphère, Hydrologie »

préparée au sein du

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF)
et du

CEMAGREF, UMR G-eau Gestion de l'Eau, Acteurs, Usages

dans le cadre de l'École Doctorale « TERRE, UNIVERS, ENVIRONNEMENT »

présentée et soutenue publiquement
par

Ibrahim MUBARAK

le 30 juin 2009

**CARACTÉRISATION DES PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES DU SOL SOUS IRRIGATION
LOCALISÉE.
ANALYSE DE LEUR ÉVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE :
APPLICATION À LA MODÉLISATION**

Directeurs de thèse : Rafael Angulo-Jaramillo et Jean-Claude Mailhol

JURY

Mr Charles OBLED	Professeur, INP Grenoble	Président
Mr Christian WALTER	Professeur, Agrocampus Rennes	Rapporteur
Mr André CHANZY	DR INRA, Avignon	Rapporteur
Mr Yves COQUET	Professeur, AgroParisTech	Examineur
Mme Carole ISBERIE	Ingénieur de Recherche, Cemagref, Aix-en-Provence	Examinatrice
Mr Pierre RUELLE	Ingénieur du GREF, Cemagref, Montpellier	Invité
Mr Jean-Claude MAILHOL	DR Cemagref, Montpellier	Co-directeur de thèse
Mr Rafael ANGULO-JARAMILLO	CR CNRS, LTHE Grenoble, ENTPE Lyon	Co-directeur de thèse

RÉSUMÉ

Les propriétés hydrodynamiques du sol jouent un rôle essentiel dans le transfert d'eau en micro-irrigation. Les objectifs de cette thèse sont d'évaluer l'évolution spatio-temporelle des paramètres hydrodynamiques de parcelles irriguées en goutte-à-goutte, GàG, et d'analyser leurs impacts sur le transfert d'eau au moyen de la modélisation. Ce deuxième objectif se propose de répondre à la question : est-il oui ou non opportun de tenir compte de ces variabilités dans le but de bien dimensionner le système GàG et d'améliorer son pilotage ?

La méthode de caractérisation hydrodynamique Beerkan a été appliquée sur deux parcelles irriguées en GàG : une parcelle de tomate, au sol argilo-limoneux (près de Tarascon, 13), et une parcelle en maïs, au sol limoneux, avec deux conduites d'irrigation différentes (site de Lavalette à Montpellier, 34). Une analyse critique de la méthode Beerkan par comparaison avec la méthode d'analyse de retrait, *ShC*, conduite sur la 1^{ère} parcelle, permet de mieux comprendre les différences entre les résultats de la méthode Beerkan grâce à une distinction du fonctionnement des porosités du sol. Beerkan demeure une méthode robuste et précise pour déterminer les paramètres hydrodynamiques du sol. Les paramètres hydrodynamiques de la 2^{ème} parcelle évoluent tout au long du cycle cultural sous l'effet de l'irrigation (restructuration du sol après travaux, génération de microfissurations par les cycles humidification-dessèchement) et de la croissance racinaire. L'analyse géostatistique a permis de vérifier la stabilité de la structure spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol sur une période de 17 ans indépendante de la méthode d'infiltration mais dépendante de la méthode de paramétrisation hydrodynamique du sol.

La modélisation analytique et numérique (Hydrus2D) sont mises en œuvre afin de vérifier si les variabilités spatiale et temporelle ont un impact notable sur les dimensions du bulbe humide et sur les écarts entre teneurs volumiques en eau simulées et mesurées. Les simulations font apparaître qu'en dépit de régimes d'apports d'eau contrastés, l'impact des variabilités spatiale et temporelle des paramètres du sol sur l'évolution des profils d'humidité est négligeable dans le contexte agro-pédoclimatique de Lavalette. Le rôle hydrodynamique du sol semble ainsi limité à un simple facteur d'échange entre la source (le goutteur) et le puits (les racines). L'adéquation entre l'apport d'eau et le besoin journalier de la plante permettrait alors d'atténuer l'influence de la variabilité spatio-temporelle des propriétés du sol.

Mots clés : Caractérisation hydrodynamique du sol, variabilité spatio-temporelle, irrigation goutte-à-goutte, modélisation, infiltration, gonflement - retrait.

Characterization of Soil Hydraulic Properties under Drip Irrigation. Assessment of their Spatio-Temporal Variability: A Modelling Application

ABSTRACT

Soil water flows under drip irrigation are heavily reliant on soil hydraulic properties. The main objectives of this thesis are: to assess the spatio-temporal change in soil hydraulic properties on drip-irrigated fields, and to analyze their impacts on the water flow through modelling. The second objective aims primarily to evaluate the role and utility of this variability for irrigation design and schedule purposes.

Series of 3D infiltration tests using the Beerkan method were carried out on two drip-irrigated fields: one with tomato on a clay loam soil (near Tarascon, 13), and the second with maize on a loamy soil based on two different irrigation schedulings (Lavalette site in Montpellier, 34). On the first field, a critical analysis on how the Beerkan method compared with the Shrinkage Analysis, *ShC*, gave us insights on changes over time in soil hydraulic properties, by making a distinction between structural and textural soil porosity functionalities. The Beerkan method would appear to be a promising, easy-to-use, robust, and inexpensive way to characterize the soil hydraulic behaviour. Soil hydraulic properties of the second field underwent changes during the drip-irrigated cropping cycle. These changes were defined as irrigation effects (soil restructuring after the 1st irrigation, alternated daily effects of wetting and drying cycles of the soil) and root growth. A geostatistical analysis was used to examine the stability of the spatial structure of soil hydraulic properties after a 17-year period of repeated conventional agronomic practices, independent of the infiltration method but dependent on the method of soil hydraulic parameterization.

The analytical and numerical (Hydrus2D) models are implemented to check whether the spatio-temporal variability has an impact on wetting bulb dimensions and the differences between simulated and measured volumetric water contents. The simulations show that, despite different irrigation schedulings, spatio-temporal changes in topsoil hydraulic properties has no significant effect on soil moisture distribution under our agro-pedo-climatic conditions. Daily water application was conducted during periods of maximal root water uptake. This meant the soil does not need to store the total daily crop water requirement. The role of soil seems limited to that of a simple exchange factor between source (the emitters) and sink (roots). The matching of water application to daily crop water requirement would thus attenuate the spatio-temporal variability influences of soil hydraulic properties.

Keywords: Soil Hydraulic Properties, Spatio-Temporal Variability, Drip Irrigation, Modelling, Infiltration, Shrinkage Analysis.



أهدي هذا العمل إلى الأهل أجمعين

A ma grande famille

Remerciements

Je souhaite remercier toutes les personnes qui ont consacré une part de leur temps pour m'aider à mener ce travail à son terme.

Mes remerciements vont en premier lieu à l'AEC de la Syrie pour le financement de mes travaux de recherche.

J'adresse également mes remerciements aux membres du jury de thèse, qui ont accepté d'évaluer mon travail : Monsieur Charles Obled, Professeur à l'INPG, qui m'a fait l'honneur d'accepter de présider ce jury, Messieurs Christian Walter, Professeur à Agrocampus à Rennes et André Chanzy, Directeur de recherche à l'INRA d'Avignon, pour leur participation à ce jury en tant que rapporteurs de cette thèse, Monsieur Yves Coquet, Professeur à l'AgroParisTech et Madame Carole Isbérie, Ingénieur de Recherche au Cemagref, pour avoir accepté de prendre part à ce jury. Un grand merci à Monsieur Pierre Ruelle, Chercheur au Cemagref, pour avoir été présent régulièrement tout au long du travail expérimental.

J'adresse ma sincère et amicale gratitude à Messieurs Rafael Angulo-Jaramillo et Jean-Claude Mailhol pour leurs encadrements et leurs soutiens. Merci à Rafael pour ses conseils sur l'analyse des essais d'infiltration (Beerkan). Je dois à Jean-Claude mes connaissances dans le domaine de l'irrigation et de l'utilisation de la modélisation numérique (Hydrus2D), acquises avec ses nombreuses explications patientes et pédagogiques. Leur aide a particulièrement amélioré la rédaction de cette thèse et je les remercie également pour leurs nombreuses relectures. J'apprécie enfin leur grande chaleur humaine et leur disponibilité : je les remercie simplement pour leur amitié.

Un travail de recherche est rarement le fait d'une personne isolée, c'est au contraire le résultat d'un travail d'équipe lorsqu'il s'agit d'une étude s'appuyant largement sur une base expérimentale. Naturellement, j'ai rédigé ce mémoire sur le ton de *Nous* plutôt que de *Je*.

La part la plus importante des recherches qui ont fait l'objet de ce mémoire, ont été effectuées à l'UMR G-eau du Cemagref (groupement de Montpellier) en collaboration avec le Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE CNRS Grenoble). Je remercie le Cemagref et le LTHE de m'avoir accueilli et de m'avoir permis de mener à terme ce projet de thèse de doctorat. Une autre partie a été réalisée dans l'exploitation agricole de Monsieur J. Grangier, à Tarascon. Je le remercie pour m'avoir permis l'accès à sa parcelle.

Je remercie les collègues du Cemagref de Montpellier pour le cordial soutien et je voudrais en particulier citer : Mohammad Reza Khaledian pour son aide à la conduite des expérimentations dans de très bonnes relations de complémentarité, Laurent Delage et Patrick

Rosique pour leur collaboration irremplaçable et pour les interventions régulières sur les stations expérimentales.

Je voudrais exprimer ma gratitude à Monsieur Pascal Boivin, Professeur HES, Responsable du laboratoire Sols et Substrats à Genève, qui m'a fait partager son expérience lors d'expérimentations de l'analyse de courbe de retrait.

Je voudrais exprimer une reconnaissance sincère pour ma famille en Syrie mais les mots sont insuffisants. Je ferai donc simple. Je tiens à remercier mon père, ma mère, mon frère, mes soeurs dont le support m'a été toujours très nécessaire. Je demande à Mon Maître de les remercier comme Il aimerait. Je terminerais sur les relations d'amitiés de ceux et celles qui ont coloré ma vie quotidienne pendant mon séjour en France. Grâce à eux, le sentiment d'éloignement (64 mois) de ma grande famille, a été atténué, je leurs en sais particulièrement gré.

Ibrahim Mubarak, *le fils d'Ali*

Montpellier,
Mardi, le 30 Juin 2009,
le 8 Rajab 1430

TABLE DE MATIÈRES

Introduction générale.....	17
1 Chapitre 1. La méthodologie d'étude	25
1.1 Présentation	25
1.1.1 Schéma général	25
1.1.2 Caractériser la variabilité temporelle du sol et analyser son impact	27
1.1.3 Caractériser la variabilité spatiale du sol et analyser son impact	30
1.2 Le support expérimental	33
1.2.1 Les sites d'essai	33
1.2.2 Dispositifs de mesures.....	38
1.2.3 Suivi de l'état hydrique et du stock d'eau	41
1.3 Analyse statistique classique et spatiale	45
1.4 Modélisation locale	45
1.4.1 Modélisation analytique	45
1.4.2 Modélisation numérique.....	46
2 Chapitre 2. Analyse de la variabilité temporelle du sol.....	51
2.1 Introduction	51
2.2 Article 1. Mubarak et al. (2009a) " <i>Changes in soil hydraulic properties with time under drip irrigation as assessed by Shrinkage Analysis and Beerkan method</i> "	52
2.3 Article 2. Mubarak et al. (2009b) " <i>Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation</i> "	68
2.4 Conclusion du chapitre.....	88
3 Chapitre 3. Analyse de l'impact de la variabilité temporelle au moyen de la modélisation	93
3.1 Introduction	93
3.2 Le traitement FT (Full Treatment)	94
3.2.1 Profil hétérogène du sol (Article 3, Mubarak et al., 2009c : " <i>Effect of Temporal Variability in Soil Hydraulic Properties on Simulated Water Transfer under High-Frequency Drip Irrigation</i> ")	94
3.2.2 Profil homogène du sol	129
3.3 Le traitement LT (Limited Treatment).....	134
3.4 Conclusion du chapitre.....	142
4 Chapitre 4. Analyse de la variabilité spatiale du sol	147
4.1 Introduction	147
4.2 La reconnaissance de la parcelle	148
4.2.1 Article 4. Mubarak et al. (2009d) " <i>Spatial Analysis of Soil Surface Hydraulic Properties: Is Infiltration Method-Dependent?</i> "	148
4.2.2 Le choix de sites représentatifs	169
4.3 Conclusion du chapitre.....	172

5	Chapitre 5. Analyse de l'impact de la variabilité spatiale au moyen de la modélisation	177
5.1	Introduction	177
5.2	Modélisation analytique	177
5.3	Modélisation numérique.....	181
5.4	Conclusion du chapitre.....	193
	Conclusion générale	197
	Références bibliographiques	205
	Annexes	219

Liste d'abréviations et symboles

α_h	longueur capillaire, [L]
α_{vG}	paramètre alpha du modèle de van Genuchten pour la courbe de rétention en eau, [L ⁻¹]
α_G	paramètre alpha du modèle de Gardner pour la courbe de la conductivité hydraulique, [L ⁻¹]
ε	porosité du sol, [L ³ L ⁻³],
η	paramètre de forme du modèle de Brooks & Corey pour la conductivité hydraulique
θ	teneur volumique en eau du sol, [L ³ L ⁻³]
θ_0	teneur volumique en eau initiale du sol, [L ³ L ⁻³]
θ_r	teneur volumique en eau résiduelle du sol, [L ³ L ⁻³]
θ_s	teneur volumique en eau à saturation du sol, [L ³ L ⁻³]
$\Delta\theta = \theta_s - \theta_0$	
ξ_m	rayon des pores hydrauliquement fonctionnels, [L]
ρ_d	masse volumique sèche du sol, [M L ⁻³]
ρ_s	masse volumique des grains du sol, [M L ⁻³]
ρ_w	masse volumique de l'eau, [M L ⁻³]
σ	tension superficielle, [M T ⁻²]
Γ	fonction Gamma
c_p	constante de proportionnalité uniquement fonction de la texture du sol
D	taille des particules du sol, [L]
D_g	paramètre de normalisation du diamètre de particule, [L]
g	accélération de la pesanteur [L T ⁻²]
h	pression de l'eau, [L]
h_g	paramètre de normalisation en pression du modèle de van Genuchten pour la courbe de rétention en eau, [L]
h_{surf}	charge d'infiltration positive à la surface du sol, [L]
m	paramètre de forme du modèle de van Genuchten pour la courbe de rétention en eau
n	paramètre de forme du modèle de van Genuchten pour la courbe de rétention en eau
q	flux d'infiltration ou « vitesse » de Darcy, [L T ⁻¹]
$q^{exp}(t)$	flux d'infiltration expérimentale, [L T ⁻¹]
$q_{+\infty}^{exp}$	flux d'infiltration asymptotique, [L T ⁻¹]
r	rayon de la source d'infiltration à la surface (infiltromètre), [L]
t	temps, [T]
t_g	temps gravitaire défini par Philip, [T]
t_{max}	temps maximum pour lequel les expressions transitoires de Haverkamp et al. peuvent être considérées valides, [T]
w	teneur massique en eau du sol, [M M ⁻¹]
w_s	teneur massique en eau à saturation du sol, [M M ⁻¹]
z	cote selon un axe vertical orienté positivement vers le bas, [L]
ETM	évapotranspiration maximale, [L]

ETP	évapotranspiration potentielle, [L]
$F(D)$	distribution cumulée de la taille des particules du sol
FT	Full Treatment, traitement de l'irrigation à l'ETM
H	charge hydraulique, [L]
I	infiltration cumulée d'eau à la surface du sol, [$L^3 L^{-2}$]
$I^{exp}(t)$	infiltration cumulée expérimentale, [$L^3 L^{-2}$]
K	conductivité hydraulique du sol, [$L T^{-1}$],
K_c	coefficient cultural
K_0	conductivité hydraulique initiale du sol, [$L T^{-1}$]
K_s	conductivité hydraulique à saturation du sol, [$L T^{-1}$]
$\Delta K = K_s - K_0$	
LT	Limited Treatment, traitement de l'irrigation à 60% de l'ETM
M	paramètre de forme pour la distribution cumulée de la taille des particules du sol
N	paramètre de forme pour la distribution cumulée de la taille des particules du sol
S	sorptivité capillaire, [$L T^{-1/2}$]
$S(h, x, z)$	terme source pour l'extraction racinaire dans l'équation de Richards (model de Feddes et al., 1978), [T^{-1}], en fonction de h [L], x coordonné horizontale et z coordonné verticale orientée positivement vers l'haut

Introduction générale

Introduction générale

Depuis plusieurs décennies et notamment en lien avec la perspective du changement climatique, l'eau est considérée comme une ressource rare dans de nombreuses régions du monde du fait de la concurrence entre ses différents usages (agriculture irriguée, industrie, utilisation domestique et loisirs). L'agriculture représente environ 70 % des prélèvements d'eau douce, chiffre pouvant atteindre 95 % dans certains pays en voie de développement (source FAO¹). De ce fait, l'amélioration de l'utilisation de l'eau en agriculture irriguée est devenue une préoccupation majeure. Il convient à la fois de tirer le meilleur parti de l'eau disponible pour des raisons économiques et de préserver l'environnement en adoptant des pratiques qui sauvegardent la qualité de la ressource en eau, en limitant les transferts des eaux souvent chargées de fertilisants et de pesticides vers les nappes.

Dans ce contexte, l'irrigation localisée (ou micro-irrigation) peut être une technique d'irrigation capable d'accroître et de régulariser la production tout en respectant l'environnement, à condition toutefois d'en maîtriser la pratique. L'irrigation goutte-à-goutte est l'un des systèmes d'irrigation localisée. Contrairement à l'aspersion, l'irrigation au goutte à goutte se caractérise par des apports d'eau faibles et fréquents sur une surface restreinte de sol, celle qui concerne le proche voisinage de la plante. Dans le cas de plantes espacées (par exemple en arboriculture), l'apport au niveau de la source (le goutteur), exprimé en l/h, induit un transfert dans le sol de type axisymétrique (tridirectionnel). Pour des plantes relativement serrées (maraîchage, ou grandes cultures en lignes) on utilise actuellement la source linéaire constituée par une gaine en PVC comportant des orifices (goutteurs intégrés) rapprochés. Dans ces conditions les surfaces humidifiées se recoupent, l'apport d'eau s'exprime en l/m/h et le transfert dans le sol peut être considéré de type bidirectionnel (2D). Quelque soit le système, la distribution de l'eau se fait sous pression (généralement inférieure ou égale à 1 bar) au moyen de rampes en polyéthylène (Decroix, 1988).

D'après Elfving (1982, cité par Isbérie 1992), le premier essai pratique d'irrigation localisée a été réalisé en Grande-Bretagne en 1948, pour la production de tomates sous serre. Aux États-Unis également, la première installation, signalée par Buclon (1974, cité aussi par Isbérie 1992), était destinée à la culture sous serre, en 1960. La micro-irrigation s'est fortement développée à la fin des années 60 et pendant les années 70. À l'heure actuelle, cette technique d'irrigation est répandue partout dans le monde principalement en culture légumière et en arboriculture. L'apport de faibles et fréquents volumes d'eau nécessite l'usage de

¹ <http://www.fao.org/newsroom/fr/focus/2007/1000521/index.html>

distributeurs spécifiques ainsi qu'une filtration de l'eau et une automatisation coûteuses. Mais on considère généralement que les potentialités de la production sous micro-irrigation sont importantes. La bonne uniformité des apports génère un meilleur rendement hydraulique et par là même des économies d'eau. L'efficacité d'application peut être plus élevée avec cette technique (80 à 90 %) par rapport à l'aspersion (55 à 85 %) (Tiercelin, 2007), le gravitaire traditionnel (30 à 60 %) ou modernisé (50 à 90%) selon Clemmens, (2002). Les faibles débits et faibles pressions entraînent une économie d'énergie par rapport à l'aspersion. L'efficacité et l'uniformité d'arrosage par cette dernière sont sensibles au vent. Contrairement aux autres techniques, au GàG, les interventions culturales peuvent généralement se dérouler durant l'apport d'eau. Cependant, pour atteindre le niveau de performance présumé, un dimensionnement correct de l'installation et une bonne maîtrise de la pratique sont nécessaires. La pratique fait référence à la stratégie d'apport d'eau mais aussi de fertilisants. La contrainte faible en main d'œuvre, du fait d'une automatisation possible des arrosages, donne lieu à des apports d'eau dépassant souvent largement les besoins de la plante. Contrairement aux autres techniques, les conduites restrictives en goutte à goutte sont peu pratiquées en raison d'un objectif de production souvent en rapport avec le niveau d'investissement consenti.

Encore plus que tout autre système d'irrigation, étant donné que « l'essentiel des processus » se passe dans le sol, la compréhension des transferts d'eau sous goutte à goutte apparaît donc comme un préalable à l'identification d'une bonne maîtrise du système. L'eau, apportée par une source ponctuelle ou linéaire, se distribue dans le sol radialement sous l'effet des forces capillaires et verticalement sous l'effet combiné de la gravité et des forces capillaires. L'efficacité, plus communément désignée « efficacité » selon le jargon des spécialistes de l'irrigation, est étroitement liée aux propriétés hydrodynamiques du sol. On la définit en effet comme le rapport du volume susceptible de contribuer à l'alimentation de la culture, donc stockable dans le réservoir racinaire, au volume apporté. L'importance de ce volume stockable, mais aussi la vitesse à laquelle il peut être rempli, justifient donc le propos précédent.

Il est d'usage en irrigation goutte à goutte de schématiser la progression en profondeur de la zone humectée sous les traits d'un bulbe humide. Sa forme peut être plus ou moins allongée selon l'importance des forces de gravité vis-à-vis des forces de capillarité. La déformation du front d'humectation par la gravité peut conduire à des pertes d'eau et de fertilisants à la fois préjudiciables à la culture et à l'environnement. Il est donc important de connaître les caractéristiques hydrodynamiques du sol afin de prédire, via la modélisation, le

devenir de l'eau et des substances polluantes qu'elle transporte et ce en liaison avec la stratégie de conduite d'irrigation adoptée.

La connaissance des caractéristiques est rendue complexe du fait que les propriétés physiques et hydrodynamiques du sol évoluent à la fois dans l'espace et tout au long du cycle cultural. Leurs variations dans l'espace sont inhérentes à la nature en raison des facteurs géologiques à l'origine du sol. Les évolutions temporelles résultent quant à elles du travail du sol, des cycles humectation/dessèchement, des mobilisations de particules et du système racinaire. À l'échelle parcellaire, le travail du sol et la gestion des pratiques agricoles, irrigation, plantation/récolte et gestion des résidus, peuvent modifier la structure du sol localement et donc influencer la répartition spatio-temporelle des variations des processus hydrodynamiques du sol. Une revue détaillée de la littérature portant sur les effets quantitatifs du travail du sol et de la pratique agricole en liaison avec la variabilité spatiale et temporelle des propriétés hydrodynamiques des sols a été présentée par Strudley et al. (2008).

Bien que plusieurs études centrées sur les effets de l'irrigation sur les paramètres hydrodynamiques des sol existent (Mapa et al., 1986 ; Angulo-Jaramillo et al., 1997 ; Cameira et al., 2003), *“very little work has been done to measure the effects of irrigation on soil hydraulic properties. Theoretical advances are similarly limited (Or, 1995 ; Or et al., 2000 ; Leij et al., 2002a,b ; Or and Ghezzehei, 2002)”* tel que cité par Strudley et al. (2008) (« très peu de travail a été fait pour mesurer les effets de l'irrigation sur les propriétés hydrodynamiques des sols. Les avancées théoriques sont également limitées. »). Toutefois, les études expérimentales susmentionnées ont été faites sous conditions de systèmes d'irrigation traditionnels lesquels fournissent généralement de grandes quantités d'eau à faible fréquence d'apport (plusieurs dizaines de mm séparés par une période assez longue). L'extraction racinaire pendant l'arrosage est au maximum égale à celle du besoin correspondant de la plante le jour de l'apport. Ce besoin est le plus souvent très inférieur à la dose totale apportée par un système d'aspersion ou *à fortiori* gravitaire. Cette dose qui se redistribue dans le profil du sol satisfera aux besoins de la plante jusqu'à la date du prochain apport d'eau, avec une possible contribution de la réserve hydrique initiale du sol lorsque l'intervalle entre deux apports est trop important. Dans ce contexte, le rapport entre la consommation du jour relatif à l'apport et la consommation entre deux apports consécutifs peut être négligeable. Ce même rapport est loin d'être négligeable en irrigation goutte à goutte où, pour les fréquences et les doses couramment pratiquées, il est voisin de l'unité.

Mapa et al. (1986) ont étudié les effets des cycles humectation/dessèchement provoqués par l'irrigation goutte-à-goutte sur les paramètres hydrodynamiques du sol en

tenant compte du travail du sol et du pilotage de l'irrigation (18 h d'irrigation suivie par dessèchement de 7 à 10 jours). Selon ces auteurs, il apparaîtrait que l'impact sur les paramètres hydrodynamiques soit assez similaire à celui constaté sur des systèmes d'irrigation traditionnels. D'après Strudley et al. (2008), et à notre connaissance, aucune étude n'a tenté d'identifier *in situ* les variations temporelles des propriétés hydrodynamiques des sols sous des applications d'eau à forte fréquence comme sous goutte-à-goutte.

Le travail présenté dans ce mémoire se propose donc de contribuer à la caractérisation et à l'analyse de la variabilité spatiale et temporelle des propriétés hydrodynamiques du sol de parcelles de culture irriguée en goutte-à-goutte. Il s'appuie à la fois sur des études expérimentales et sur la modélisation.

Les objectifs de ce travail sont doubles :

évaluer la variabilité spatiale et temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol de parcelles agricoles au cours du cycle cultural sous irrigation goutte à goutte.

analyser l'impact des variations constatées sur le transfert d'eau au moyen de la modélisation.

Les questions formulées sont donc les suivantes :

- Les propriétés hydrodynamiques d'un sol cultivé et irrigué en goutte-à-goutte évoluent-ils au cours du temps ? Si oui, quelles sont les conséquences de cette évolution temporelle sur les transferts d'eau, et en conséquence, est-il alors nécessaire d'adapter le pilotage de l'irrigation en vue d'atténuer les risques agro-environnementaux ?
- Compte tenu de l'hétérogénéité due au sol, mérite-t-elle d'être prise en compte dans le dimensionnement ou le pilotage des irrigations en vue de minimiser les risques agro-environnementaux ?

Les travaux réalisés et présentés dans ce mémoire ont fait l'objet de quatre publications dans des revues internationales à comité de lecture. Ce mémoire est découpé en cinq chapitres consacrés à l'étude expérimentale et à la modélisation.

En préliminaire à la mise au point d'une méthodologie d'étude, la présentation de la démarche scientifique puis la description des matériels et méthodes mis en œuvre au cours de ce travail, apparaissent au chapitre 1.

Le chapitre 2 présente les caractéristiques de l'évolution temporelle des propriétés hydrodynamiques du sol de parcelles irriguées en goutte-à-goutte. Ce chapitre fait l'objet de deux publications dont une est soumise à J. of Hydrology (Mubarak et al., 2009a) et l'autre a été publiée dans Geoderma (Mubarak et al., 2009b).

Le chapitre 3 analyse l'impact de la variabilité temporelle des paramètres du sol sur le transfert d'eau au moyen de la modélisation. Une partie de ce chapitre fait l'objet d'un article accepté (sous presse) à *Agricultural Water Management* (Mubarak et al., 2009c).

Le chapitre 4 cherche à évaluer la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol à l'échelle parcellaire. À la lumière de cette évaluation, le choix de sites représentatifs de la parcelle est aussi étudié dans ce chapitre. Une partie de ce chapitre fait l'objet d'un article accepté pour publication dans *Soil and Tillage Research* (Mubarak et al., 2009d).

Le cinquième chapitre analyse l'impact de la variabilité spatiale sur le transfert d'eau dans le sol au moyen de la modélisation.

Ce travail de recherche est à la frontière entre plusieurs disciplines, telles la physique du sol, la pédologie, la bioclimatologie, l'agronomie et l'irrigation. Il concerne des recherches menées dans un souci de proposer des méthodologies alternatives permettant d'aborder des problèmes concrets en agriculture irriguée de précision.

Chapitre 1

La méthodologie d'étude

1 Chapitre 1. La méthodologie d'étude

1.1 Présentation

1.1.1 Schéma général

L'étude expérimentale constitue une base essentielle du travail exposé dans ce mémoire. Elle repose sur des séries d'observations obtenues durant les campagnes 2006 et 2007 en France relativement à deux cultures irriguées en goutte-à-goutte. Les sites sont situés en région méditerranéenne, dans des vallées alluviales : le premier se situe en vallée de Durance près de Tarascon (13), chez un agriculteur, et le second à la station expérimentale du Cemagref (Centre d'Études du Génie Rural des Eaux et des Forêts) sur le domaine de Lavalette en bordure du Lez près de Montpellier (34).

Ce travail propose d'utiliser la méthode Beerkan (Haverkamp et al., 1996) pour caractériser les propriétés hydrodynamiques du sol. Il s'agit d'une méthode d'infiltration axisymétrique *in situ* à simple anneau. Son algorithme de calcul, *BEST* (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters), présenté en détail par Lassabatère et al. (2006), permet le traitement efficace des essais d'infiltration. Cet algorithme de calcul porte spécifiquement sur l'expression de van Genuchten pour la courbe de rétention d'eau, $\theta(h)$, (van Genuchten, 1980) avec la condition de Burdine (Burdine, 1953) et celle de Brooks et Corey pour la conductivité hydraulique, $K(\theta)$ (Brooks et Corey, 1964). Les analyses statistiques classiques et géostatistiques sont utilisées dans cette étude pour examiner les évolutions dans le temps et dans l'espace de ces propriétés hydrodynamiques. Aussi, ce travail propose l'utilisation de la modélisation analytique et numérique pour étudier les impacts de ces évolutions sur le transfert d'eau sous irrigation goutte-à-goutte.

La figure 1 décrit le schéma général de la méthodologie de l'étude. Dans cette figure, on distingue trois types d'éléments :

- des rectangles : état des connaissances et savoirs d'un domaine,
- des flèches : flux des connaissances et savoirs,
- des ovales : objectifs de ce travail et les connaissances produites de la thèse,
- un losange : perspectives de ce travail.

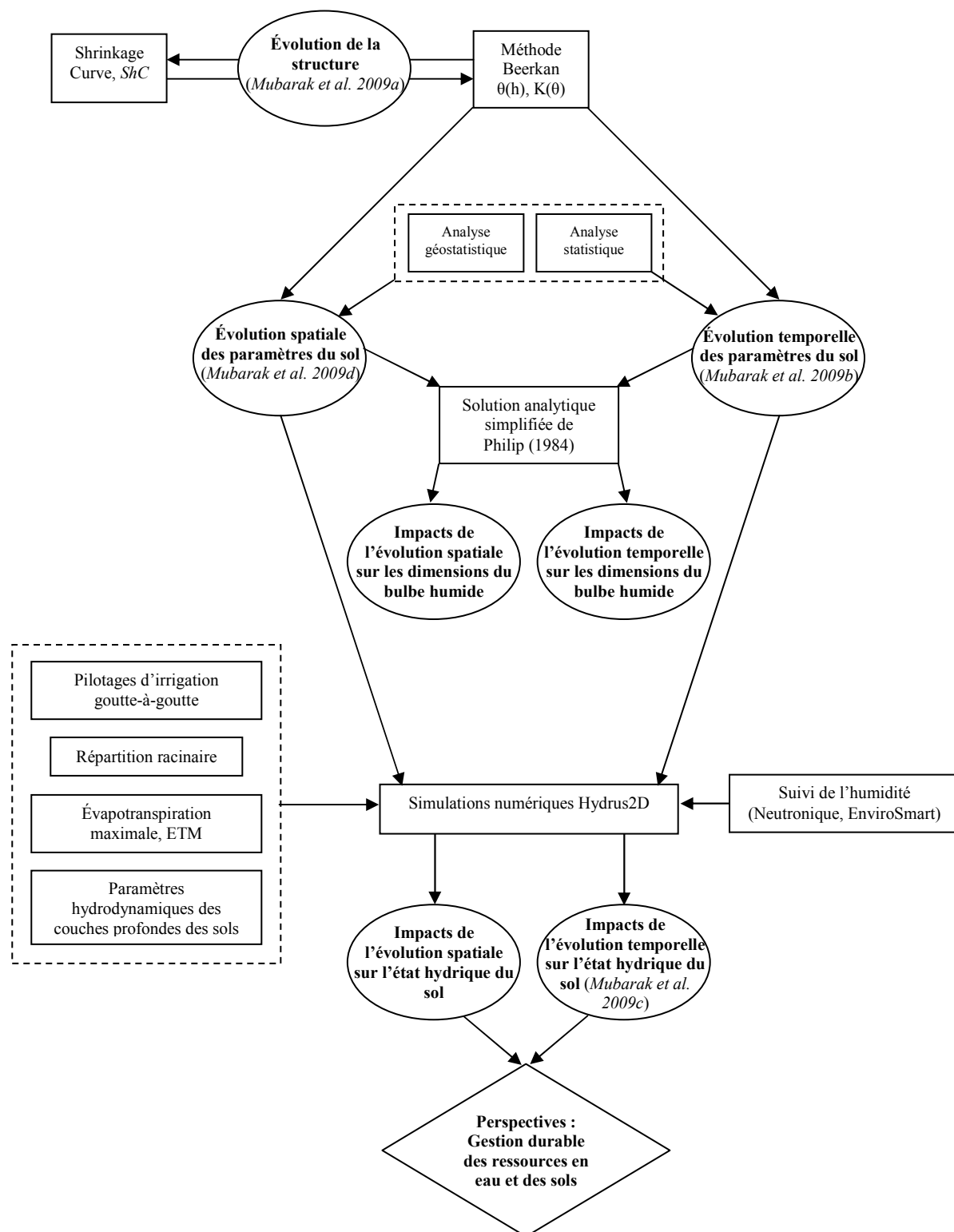


Fig. 1. Schéma général de la méthodologie d'étude.

1.1.2 Caractériser la variabilité temporelle du sol et analyser son impact

1.1.2.1 Acquisition de connaissances

Tout d'abord, nous avons évalué la pertinence de la méthode Beerkan et sa complémentarité avec la méthode d'analyse du retrait *ShC* (Boivin et al., 2006b). Cette évaluation a été réalisée sur le sol argilo-limoneux de la parcelle de Tarascon cultivée en tomate en 2006. Cette combinaison a pour but de mieux comprendre la relation entre l'évolution temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol et celle de l'espace poral au cours de la saison culturale (Mubarak et al. (2009a), Chapitre 2). Cela nous permet d'utiliser la méthode Beerkan pour caractériser plus efficacement la variabilité temporelle du sol.

L'étude expérimentale effectuée sur le site du Cemagref, repose sur deux traitements d'irrigation différents sur le cas du maïs en 2007 : une conduite de la culture à l'ETM (= évapotranspiration maximale = $K_c \times ETP$, avec ETP = évapotranspiration potentielle et K_c = coefficient cultural du maïs) au pas de temps journalier, désigné par la suite FT (Full Treatment) et l'autre conduite de la culture en restriction hydrique environ de 60 % de l'ETM tout les deux jours, désigné LT (Limited Treatment).

Nous proposons une méthodologie d'identification de l'évolution temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol reposant sur les étapes suivantes :

i. caractérisation du sol à différentes dates :

Sept séries de mesures d'infiltration Beerkan couvrant la saison d'irrigation sont effectuées pour les deux traitements d'irrigation. Une série de mesures d'infiltration est réalisée avant le début de l'irrigation. Six à huit essais d'infiltration par série de mesure sont effectués (Mubarak et al. (2009b), Chapitre 2).

ii. analyse des données obtenues :

Quatre variables physiques et hydrodynamiques du sol sont principalement sélectionnés et étudiés :

- la masse volumique sèche du sol, ρ_d [$M L^{-3}$],
- la conductivité hydraulique à saturation, K_s [$L T^{-1}$],
- la longueur capillaire, α_h [L], représentant l'importance relative entre la capillarité et la gravité,
- la longueur microscopique, ξ_m [L], qui est une dimension caractéristique moyenne des pores hydrauliquement fonctionnels.

L'analyse statistique, en utilisant le test non paramétrique de Kolgomorov-Smirnov (K-S), nous permet d'établir la nature de la loi de distribution des paramètres étudiés. Elle détermine également les points caractéristiques de ces lois (valeur moyenne, écart type, coefficient de variation). L'utilisation du test t de Student nous permet de comparer les séries de mesures et de tester la significativité d'une variation présumée d'un paramètre. Par conséquent, il est possible d'identifier l'évolution des paramètres du sol tout au long de la campagne d'irrigation.

Ces séries d'essais sont réalisés autour d'une station de mesure de la teneur en eau du sol équipée par des sondes à neutrons et capacitives de type EnviroSMART. Les données de teneur en eau du sol nous serviront à analyser l'impact de l'évolution des paramètres hydriques du sol à la fois sur les transferts d'eau et sur les stocks d'eau au moyen de la modélisation.

1.1.2.2 Analyse de l'impact

L'étude expérimentale présentée précédemment a soulevé la question suivante : l'évolution temporelle des paramètres du sol a-t-elle des conséquences sur le choix d'un jeu de paramètres à adopter en vue de modéliser les transferts d'eau et le pilotage de l'irrigation ? Pour répondre à cette question, deux types de modélisation sont utilisés :

i. La modélisation analytique

Par une application numérique à l'aide de la solution analytique simplifiée de Philip (1984), nous illustrons les effets de la variabilité temporelle sur les dimensions du bulbe humide généré par les goutteurs : l'extension horizontale et verticale. Ces composantes sont utilisées pour le dimensionnement du système d'irrigation goutte-à-goutte (Bresler, 1978 ; Philip, 1984 ; Zur et al., 1994 ; Zur, 1996 ; Revol et al., 1997).

Étant donné que la longueur capillaire du sol, α_h est un paramètre prédominant pour la conception du système goutte-à-goutte (Revol et al., 1997), des valeurs de ce paramètre sont utilisées pour ces applications, selon la variabilité temporelle identifiée. Une première valeur de ce paramètre est relative à l'état du sol avant le début de la campagne d'irrigation. Les autres représentent l'état du sol re-structuré après le début de l'irrigation (Chapitre 2).

ii. La modélisation numérique

Étant donné que le pilotage de l'irrigation s'appuie sur les mesures de la teneur en eau du sol ou de la tension, nous analysons l'impact de l'évolution temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol par comparaison de l'évolution de la teneur en eau simulée à celle mesurée. La modélisation numérique réalisée utilise le code Hydrus2D (Simunek et al., 1999).

Elle se base sur une représentation plus fine de la dynamique de l'eau que celle utilisée dans l'approche analytique. En effet, elle permet d'utiliser des conditions initiales et aux limites plus réalistes, de tenir compte de l'hétérogénéité du profil du sol et de l'extraction racinaire qui joue un rôle très important dans ce système d'irrigation comme nous aurons l'occasion de le vérifier. Ce code a été alimenté par les données expérimentales de deux traitements d'irrigation du site de Lavalette au Cemagref (Chapitre 3).

Tant pour la modélisation analytique que pour la modélisation numérique, des configurations de paramètres hydrodynamiques de la couche arable sont utilisées. Selon cette considération, les caractéristiques des couches profondes restent constantes au cours du temps. La première de ces configurations représente l'état initial du sol tel qu'il a été caractérisé avant le début de la période d'irrigation (avant la 1^{ère} irrigation). Les autres représentent l'état du sol re-structuré tel qu'il a été caractérisé après le début de l'irrigation. Ces jeux de paramètres, chacun relatif à une configuration, se croisent aux deux régimes différents d'apport d'eau étudiés (FT et LT). Les simulations Hydrus2D sont réalisées en supposant que pour chaque configuration, les propriétés hydrodynamiques restent constantes au cours du temps.

Comme la plupart des modèles analytiques ont été développés moyennant certaines hypothèses plus ou moins fortes (profil initial de teneur en eau et profil du sol supposés homogènes), d'autres simulations Hydrus2D considérant un profil de sol homogène, sont effectuées pour estimer les transferts dans les deux traitements. Cela a aussi pour but de vérifier si les résultats obtenus avec un profil hétérogène (le profil réel) sont comparables.

Pour chaque conduite d'irrigation (FT et LT), nous présentons donc deux séries de simulations :

- avec un profil du sol hétérogène tel qu'il a été caractérisé in situ. Selon cette considération, les caractéristiques de la couche arable sont supposées variables (3 cas pour FT et 2 cas pour LT).
- avec un profil supposé homogène et pour lequel les paramètres hydrodynamiques sont ceux de la configuration étudiée de la couche arable.

Les résultats des simulations sont comparées aux valeurs expérimentales sur la base du RMSE, critère robuste et classiquement utilisé. Les drainages simulés étant nuls, la comparaison a donc porté sur les teneurs en eau à différentes profondeurs ainsi que sur le stock d'eau (Chapitre 3).

1.1.3 Caractériser la variabilité spatiale du sol et analyser son impact

De nombreuses études théoriques et expérimentales sont centrées sur la détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols à une échelle locale. Ces caractéristiques sont indispensables pour la conception et le pilotage de l'irrigation goutte-à-goutte via la modélisation. Comme signalé dans la section précédente, l'estimation des dimensions du bulbe humide généré par un goutteur a été largement utilisée pour le dimensionnement du système d'irrigation localisée. Aussi, le suivi de l'état hydrique du sol est à la base du pilotage de ce système de l'irrigation (Schmitz et al., 2002 ; Cote et al., 2003). La représentativité des résultats pour l'ensemble de la parcelle se heurte au problème de la variabilité spatiale des sols, et un seul site de mesures s'avère insuffisant.

À partir de l'expérimentation conduite sur la parcelle Lavalette du Cemagref, nous caractérisons la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol. Cette caractérisation peut trouver une application dans l'implantation de sites de mesures des paramètres hydrodynamiques du sol représentatifs pour étudier, de manière approfondie, le transfert d'eau dans le sol. Ces sites, dits représentatifs, doivent satisfaire aux critères suivants :

- choix d'un nombre limité (et le plus faible possible) de sites de mesures représentatifs de toute la parcelle, permettant d'estimer une valeur moyenne et un intervalle de confiance, à partir de la variance des paramètres hydrodynamiques du sol. C'est la longueur capillaire du sol, α_h qui est un paramètre prédominant pour la conception du système goutte-à-goutte (Revol et al., 1997),
- absence d'autocorrélation entre sites afin de garantir la pertinence des hypothèses de l'analyse statistique classique qui supposent, sans le vérifier, l'indépendance des observations,
- accès facile aux sites pour que les déplacements fréquents des observateurs qui effectuent les mesures sur les stations n'entraînent pas de détériorations et permettent de préserver la représentativité de celles-ci par rapport au milieu voisin.

La méthodologie de la caractérisation de la variabilité spatiale de la parcelle et de l'analyse de son impact, s'appuie sur les trois phases suivantes :

Phase 1 : reconnaissance de la parcelle :

C'est la méthode Beerkan qui est aussi proposée pour réaliser la couverture spatiale de la parcelle étudiée de par sa grande facilité de mise en œuvre notamment. Les essais de caractérisation par infiltration axisymétrique sont réalisés avant la campagne d'irrigation. La

parcelle étudiée est rectangulaire de dimension $60 \times 33 \text{ m}^2$. Les essais Beerkan sont conduits en 40 sites constituant les nœuds d'un maillage $6 \times 7.5 \text{ m}^2$ (figure 2). Les variables étudiées sont la conductivité hydraulique à saturation K_s , et le paramètre de van Genuchten α_{vG} (= l'inverse de la longueur capillaire α_h) (Chapitre 4). L'identification des structures spatiales est conduite en établissant les semivariogrammes expérimentaux et en tenant compte des lois de distribution. Afin de permettre une exploitation plus aisée des résultats, toutes les valeurs des semivariogrammes sont normalisées par la variance correspondante. Les structures spatiales des variables étudiées sont modélisées par des semivariogrammes sphériques. Les résultats de cette étude de terrain ont été comparés aux résultats obtenus lors d'une précédente étude sur la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques de la même parcelle faite en 1990 à l'aide du perméamètre de Guelph sous pression en utilisant la forme exponentielle de la relation de Gardner de $K(h)$ (Vauclin et al., 1994). L'objectif était de (i) réviser les propriétés hydrodynamiques du sol après 17 années consécutives de mêmes pratiques agronomiques répétées sur la même parcelle, et (ii) déterminer si les tests d'infiltration sont sensibles aux méthodes utilisées pour décrire la variabilité spatiale et temporelle de la parcelle agricole, (Mubarak et al., 2009d, Chapitre 4).

Phase 2 : choix de sites représentatifs :

L'analyse statistique nous permet d'établir la nature de la loi de distribution des données obtenues et de déterminer des points caractéristiques de ces lois (valeur moyenne, valeur moyenne $\pm$ écart type (σ)). Ces sites doivent être situés à des distances supérieures à la portée du semivariogramme. D'autres sites peuvent être choisis pour représenter les valeurs extrêmes (maximale et minimale).

De nombreuses études expérimentales, dans différents contextes agro-pédo-climatiques, ont mis en évidence la grande stabilité dans le temps des points caractéristiques des lois de distribution de la teneur en eau du sol (Vachaud et al., 1985) et du potentiel matriciel du sol (Van Pelt et Wierenga, 2001). Cela nous conduit à considérer que les sites choisis pour être représentatifs des valeurs caractéristiques de la longueur capillaire, α_h , doivent conserver la même propriété tout au long de la campagne d'irrigation. Par exemple, les sites qui représentent la valeur moyenne à un instant donné demeurent représentatifs de la valeur moyenne à un autre instant.

Phase 3 : prédiction de l'état hydrique du sol et analyse de l'impact :

Les 3 sites qui représentent la moyenne et la moyenne à $\pm$ un écart type de la longueur capillaire, α_h , et qui sont situés à des distances supérieures à la portée du semivariogramme, permettent alors de prédire les dimensions du bulbe humide avant le début de la campagne d'irrigation, à l'aide de la solution analytique simplifiée de Philip (1984). En plus, nous analysons deux autres sites représentant les valeurs maximale et minimale de la longueur capillaire. Les 3 premiers sites peuvent être utilisés pour suivre l'évolution de la teneur en eau du sol pendant la campagne d'irrigation.

Des simulations numériques Hydrus2D sont réalisées pour les trois sites afin d'analyser les impacts de la variabilité spatiale des paramètres du sol sur l'évolution de la teneur en eau. Les résultats des simulations sont comparés graphiquement et statistiquement sur la base du RMSE. La comparaison porte sur les teneurs en eau à différentes profondeurs ainsi que sur le stock (Chapitre 5).

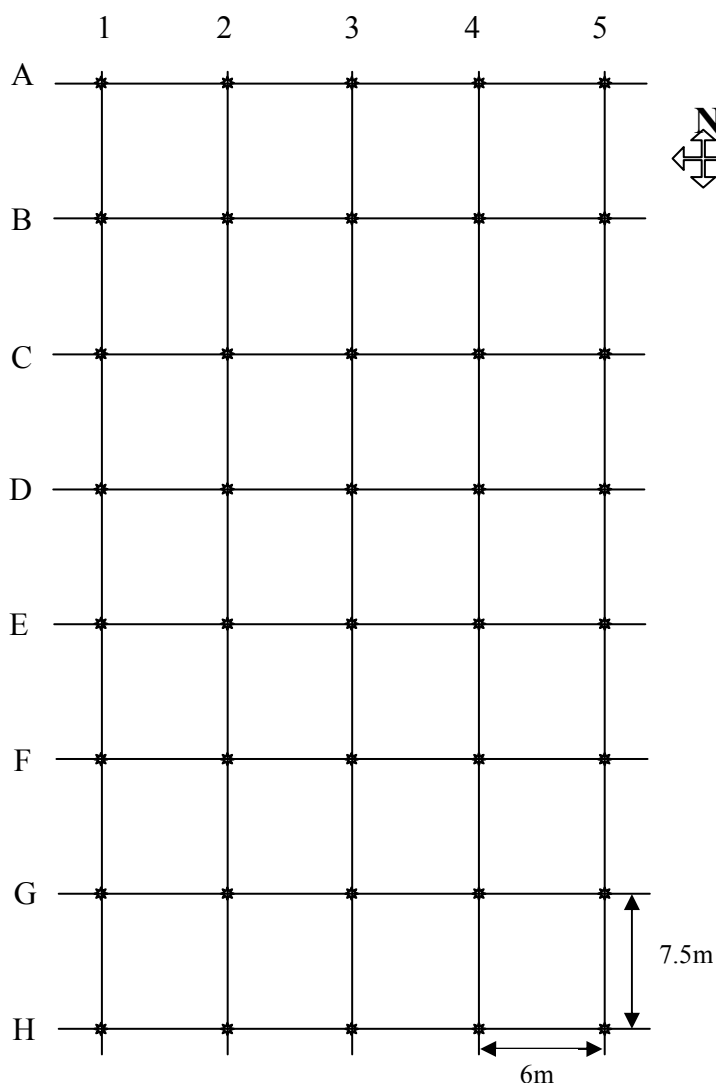


Fig. 2. Plan de la parcelle expérimentale du Cemagref.

1.2 Le support expérimental

Comme déjà évoqué, l'étude expérimentale a constitué une base essentielle de ce travail. Elle repose sur des séries de mesures obtenues lors de deux expérimentations en cultures irriguées en goutte-à-goutte. Les équipements et outils devaient permettre d'appréhender l'état hydrique du sol, les propriétés physiques et hydrodynamiques des sols ainsi que leur variabilité spatio-temporelles. Les conditions pédoclimatiques et culturales, ainsi que les équipements disponibles et les mesures réalisées sur les deux sites sont successivement présentés.

1.2.1 Les sites d'essai

1.2.1.1 Tarascon : vallée de la Durance

Ce site est situé en vallée de Durance près de Tarascon sur l'exploitation de Mr. Grangier, agriculteur phare de la région. Il a largement contribué à la mise au point et au développement des techniques modernes d'irrigation et collabore régulièrement avec le Cemagref depuis de nombreuses années. L'élément de parcelle utilisé est situé en bordure du champ pour faciliter l'accès aux sites de mesure (figure 3). Le sol est «calcaric fluvisol» (selon la FAO). La couche arable est de texture argilo limoneuse, se composant en moyenne de 31 % d'argile, 63 % limon et 6 % sable (mesures par la technique de sédimentation). Les caractéristiques physico-chimiques et la fertilité chimique du sol sont présentées en annexe 1. Le climat est de type méditerranéen avec une pluviométrie annuelle moyenne de 925 mm.



Fig. 3. Site expérimental de Tarascon.

La préparation du sol a consisté en un labour d'hiver et une reprise du labour au printemps avec une charrue à disque, puis les agrégats des premières 8 cm de sol ont été broyés à une taille inférieure à 2 mm. Le planage du sol a été réalisé avec la technique Laser rotatif. Ensuite, le sol a été préparé selon des buttes séparées par des sillons trapézoïdaux, avec une inter-distance de 1.6 m. Cette parcelle était cultivée en tomates de plein champ avec deux rangs par butte, séparés de 0.4 m. Le système d'irrigation goutte-à-goutte a été installé au début du mois d'avril 2006 au même temps de la plantation de tomates. Le système T-Tape de l'irrigation goutte-à-goutte a été utilisé avec des goutteurs espacés de 30 cm débitant 1 l/hr. Une gaine goutte-à-goutte par butte a été installée à 2-3 cm de profondeur à mi-distance entre les deux rangs de tomates. Dès la fin de plantation, l'irrigation a été mise en route pour une durée de 12 heures afin de recharger suffisamment le sol et bien constituer un bulbe humide entretenu durant toute la saison culturale sur la base de 1h d'irrigation par jour jusqu'à mi-juin environ. Cette période a correspondu à notre expérimentation sur ce site. Ensuite, la tomate a été irriguée sur la base d'un calcul de l'évapotranspiration. Celle dernière a été effectuée grâce à une station météorologique située en bordure de la parcelle étudiée.

Notre étude expérimentale sur cette parcelle s'est appuyée sur des séries d'essais de caractérisation par infiltration axisymétrique et sur des échantillons non remaniés du sol pour l'analyse du retrait. L'objectif était d'évaluer la pertinence de la méthode d'infiltration Beerkan et sa complémentarité avec la méthode d'analyse du retrait, *ShC* (présentées ci-après). Ce double objectif a été appliqué à l'analyse de la variabilité temporelle des propriétés physiques et hydrodynamiques du sol sous irrigation goutte à goutte. Le protocole expérimental et les résultats de cette étude font l'objet d'un article (Mubarak et al., 2009a) présenté dans le chapitre 2.

1.2.1.2 Montpellier : domaine de Lavalette

Situation géographique et pédoclimatique

La station expérimentale du Cemagref est implantée sur le domaine de Lavalette au nord de Montpellier (43° 40'N, 3° 50'E, altitude 30 m), à 15 km environ de la mer (figure 4). Les terrains s'étendent dans le lit majeur du fleuve Lez, à son confluent avec la Lironde, affluent dont le débit est nul en dehors des épisodes pluvieux. Lors de l'année d'étude 2007, la nappe phréatique était située au-delà de 4.5 m de profondeur à l'implantation de la culture. Par la suite, en accord avec les régimes pluviométriques et hydrologiques locaux, aucune remontée de nappe n'a été mise en évidence. La nappe ne contribue donc pas à l'alimentation

hydrique des cultures. Deux inondations du confluent Lironde ont eu lieu en 2002 et 2005, sur le terrain.

La parcelle utilisée au cours de la campagne 2007 est séparée de la rivière, au nord, par un rideau d'arbres. Cette parcelle, rectangulaire, de dimensions 60×33 m² environ, est le domaine de l'étude de la variabilité spatio-temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol (figure 4).



Fig. 4. Site expérimental de la station du Cemagref, domaine de Lavalette, Montpellier.

Les sols, d'origine colluvio-alluviale, sont très profonds (Ruelle, 1995). On distingue trois couches dans le profil du sol, dont les textures et la distribution granulométrique sont affichées dans le tableau 1. Un tel profil a aussi été identifié lors de réalisations de profils racinaires. Les propriétés hydrodynamiques des deux couches profondes (cf. chapitre 3) ont été déterminées en 2001 par la méthode du drainage interne en utilisant la technique du double anneau d'infiltration avec une sonde à neutrons et une batterie des tensiomètres (Muller, 2002). La détermination selon la méthode Beerkan des propriétés hydrodynamiques de la première couche et leur variabilité temporelle au cours de la campagne d'irrigation pour les deux traitements, ont fait l'objet de deux publications : Mubarak et al. (2009b) et Mubarak et al. (2009d). Elles sont présentées dans les chapitres 2 et 4, respectivement.

Le climat est de type méditerranéen. La précipitation moyenne annuelle sur la période 1990 - 2007 est de 790 mm à la station météorologique située à côté de la parcelle. Cependant, en dépit d'un printemps relativement bien arrosé, un déficit climatique (Pluie –

ETM) de 470 mm a pu être constaté. En effet, pour la période estivale en 2007, le cumul des précipitations de mai à fin août début septembre n'est que de 137 mm, pour des ETM cumulées sur la même période de 600 mm.

Tableau 1. Texture du profil pédologique – Site de Lavalette (Montpellier).

Texture*	Prof. cm	Granulométriques (%)				
		<2 μ m	2-20 μ m	20-50 μ m	50-200 μ m	0.2-2 mm
		Argile	Limon fin	Limon grossier	Sable fin	Sable grossier
Limoneuse (loam)	0-55	17.2	22.4	17.2	30.2	13.1
Limoneuse (loam)	55-90	18.7	27.2	20.8	26.5	6.9
Loam limoneuse (silt loam)	90-150	24.6	39.7	15.6	12.1	7.9

* la classification USDA

Matériel végétal et techniques culturales

Cette parcelle a été conduite selon l'itinéraire technique classique dit « Traditionnel ». La répétition des pratiques agricoles classiques sont : (i) la préparation du sol consistant en un labour d'hiver, (ii) une reprise du labour au printemps avec un outil à dents ou à disque, (iii) les pratiques de gestion (semis, fertilisation, pesticides) appliquées depuis 1990. La succession des cultures sur cette parcelle, avant notre expérimentation, a été la suivante : sorgho et soja (1990-1993), tournesol (1994-1995), blé d'hiver (1996), maïs (1997-2002), blé d'hiver (2003-2006). Les cultures d'été ont été irriguées par aspersion.

La campagne relative à notre expérimentation 2007 a porté sur le maïs de variété PR35Y65 de Pioneer (USA), une variété tardive. Le semis du maïs a été effectué le 24 avril, avec un écartement entre lignes de 0.75 m pour un peuplement d'environ 100000 pieds ha⁻¹. Cette variété dispose d'un potentiel de rendement élevé (18 T.ha⁻¹). Les périodes de déficit hydrique critiques pour le maïs sont la floraison et le remplissage des grains. D'une manière globale, la période de sensibilité du maïs à la sécheresse va du stade 8-10 feuilles visibles, jusqu'au stade grain pâteux avec une sensibilité maximale de 15 à 20 jours avant la floraison mâle à 15 jours après (stade laiteux). Un manque d'eau durant cette période peut entraîner une réduction très importante du rendement (Soltner, 2005). Les deux traitements ont été fertilisés traditionnellement par une fumure de fond de 100 kg ha⁻¹ de potasse et 100 kg ha⁻¹ d'acide phosphorique, appliquée dix jours avant le semis (400 kg ha⁻¹ de 0-25-25). La nutrition azotée a été appliquée de manière localisée par une solution nutritive (la fertigation), à base d'ammonitrate 33, titrant 16.5% d'azote nitrique et 16.5% d'azote ammoniacal.

Matériel d'irrigation et traitement expérimentaux

L'eau est apportée par l'irrigation goutte-à-goutte. Étant donné qu'un des buts de l'adoption d'un système d'irrigation localisée est d'augmenter la rentabilité, et ce d'autant plus que ce système nécessite l'usage d'équipements coûteux (distributeurs spécifiques, filtres de l'eau,...), une conduite irrigation restrictive forte n'a aucune raison d'être si ce n'est lorsqu'elle s'impose de façon circonstancielle à l'agriculteur. Pour étudier l'influence de l'irrigation localisée sur les propriétés hydrodynamiques du sol, deux traitements d'irrigation ont été adoptés (Chapitre 2). Le choix s'est porté sur deux stratégies différentes de conduite de l'irrigation suivies souvent en France et en général dans la région méditerranéenne : (i) FT : une conduite à l'ETM au pas de temps journalier, (ii) LT : une conduite restrictive à hauteur d'environ 60 % de l'ETM (irrigation tous les deux jours). Cette dernière peut être suivie dans le cas de disponibilités en eau limitées comme par exemple s'il existe des contraintes de tour d'eau lorsque l'on utilise un réseau public, ou encore, lorsque la capacité de stockage dans des bassins est limitée pour pallier la contrainte du tour d'eau relative à une autre technique, utilisée précédemment sur le site, le gravitaire (Slatni et al., 2004).

Une gaine goutte-à-goutte T-Tape placée à la surface du sol (longueur de 33 m, diamètre de 16 mm, débit de $3.67 \text{ l h}^{-1} \text{ m}^{-1}$ à 0.9-1.1 bars, écartement des goutteurs de 30 cm) a été installée entre deux rangs de maïs à raison d'une gaine tous les deux rangs de maïs soit un écartement entre gaines de 1.5 m (figure 5a). Étant donné que la pluviométrie au cours de la phase initiale de croissance du maïs a permis de satisfaire les besoins en eau de la plante, la première irrigation n'a été effectuée que le 19 juin.

La station en tête du réseau d'irrigation (figure 5b) était composée d'un réducteur de pression, de deux filtres à sable, d'un filtre à tamis, d'un compteur volumétrique et d'un manomètre. Une pompe doseuse hydraulique installée à la station en tête et reliée à une cuve en PVC de 550 l, assurait l'injection de la solution fertilisante. Les vannes hydrauliques étaient commandées soit manuellement, soit de manière automatique par électrovannes à impulsion pilotées par un programmateur électronique.



Fig. 5. (a) Positionnement des gaines goutte-à-goutte, (b) Station en tête du réseau d'irrigation utilisée au site expérimental de la station du Cemagref, domaine de Lavalette, Montpellier.

1.2.2 Dispositifs de mesures

1.2.2.1 Caractérisation hydrodynamique et physique du sol

Les équations de transfert

Les équations décrivant l'écoulement de l'eau dans la zone non-saturée sont obtenues par la combinaison de deux équations fondamentales : l'équation de Darcy généralisée et l'équation de continuité.

La loi de Darcy a été introduite par Darcy (1856) pour un milieu poreux saturé et a ensuite été généralisée à la zone non-saturée par Buckingham (1907). Elle s'écrit :

$$q = -K(h)grad(H) \quad (1)$$

L'équation de continuité traduit la conservation de la masse et s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -div(q) \quad (2)$$

avec

q = vecteur densité de flux [$L^3 T^{-1} L^{-2}$], le volume d'eau traversant une section unitaire par unité de temps.

θ = teneur volumique en eau [$L^3 L^{-3}$],

h = pression capillaire de l'eau exprimée en hauteur d'eau par rapport à la pression atmosphérique [L],

H = charge hydraulique [L], moteur de l'écoulement. Lorsque l'écoulement vertical est considéré, $H = h - z$, avec z = profondeur au dessous de la surface du sol (positive vers le bas) [L],

t = temps [T],

K = conductivité hydraulique [$L T^{-1}$],

La combinaison des équations (1) et (2) donne l'équation générale de l'écoulement :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div}(K(h)\text{grad}(H)) \quad (3)$$

Les caractéristiques hydrodynamiques des sols, la courbe de rétention d'eau, $\theta(h)$, et la courbe de conductivité hydraulique, $K(\theta) = K(h(\theta))$, peuvent être approchées avec précision et paramétrées par des expressions analytiques choisies pour faciliter la résolution des équations ou leur ajustement sur les données expérimentales ponctuelles. Les expressions les plus courantes sont celles de van Genuchten (1980), Brooks et Corey (1964) et Gardner (1958), bien que d'autres ont été présentées dans la littérature au cours des dernières décennies.

Méthode Beerkan

Ce travail propose l'utilisation de la méthode Beerkan (Haverkamp et al., 1996) en vue de caractériser les propriétés hydrodynamiques du sol. Il s'agit d'une méthode d'infiltration axisymétrique *in situ* à simple anneau. L'algorithme de calcul, *BEST*, de cette méthode, présenté en détail par Lassabatère et al. (2006), permet le traitement efficace des essais d'infiltration.

Cet algorithme de calcul repose spécifiquement sur l'expression de van Genuchten pour la courbe de rétention d'eau (Eq. 4a) avec la condition de Burdine (Burdine, 1953) (Eq. 4b) et l'expression de Brooks et Corey (Eq. 5) pour la conductivité hydraulique.

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(1 + (\alpha_{vG} |h|)^n \right)^{-m} \quad (4a)$$

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad (4b)$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (5)$$

où n [-] and m [-] sont les paramètres de forme de la courbe de rétention d'eau et η [-] est le paramètre de forme de la courbe de la conductivité hydraulique. Les autres paramètres sont appelés paramètres de normalisation. α_{vG} est le paramètre alpha de van Genuchten [L^{-1}]. θ_s et θ_r sont teneurs volumiques en eau à saturation et résiduelle, respectivement. Fréquemment, θ_r est très basse et considérée nulle. K_s est la conductivité hydraulique à saturation [$L T^{-1}$]. En conséquence, la représentation des propriétés hydrodynamiques du sol a besoin de cinq paramètres θ_s , n , α_{vG} , K_s , η . D'après Haverkamp et al. (1996), n , m et η sont fortement reliés à la texture du sol (la répartition des minéraux du sol par catégorie de grosseur) alors que les autres paramètres dépendent fortement de la structure du sol (la manière dont sont disposées

les unes par rapport aux autres les particules minérales élémentaires du sol). n , m et η sont estimés à partir de la distribution des tailles de particules et de la porosité, alors que les autres paramètres sont obtenus par la modélisation de l'infiltration 3D.

Le protocole expérimental de cette méthode et les étapes principales de la méthode d'optimisation *BEST* pour estimer les paramètres de forme et de normalisation sont rappelés en détails dans l'annexe 2. Cet algorithme a été codé avec Mathcad 11 (Mathsoft Engineering and Education, 2002).

Longueurs caractéristiques du sol

Nous présentons ici les longueurs caractéristiques de l'infiltration qui seront utilisés par la suite. Ces caractéristiques peuvent être déduites de la connaissance des paramètres hydrodynamiques du sol.

La **longueur capillaire** représente l'importance relative entre la capillarité et la gravité. Haverkamp et al. (2006) a présenté une forme généralisée de cette longueur, appelée ici α_h :

$$\alpha_h = \frac{S^2(\theta_0, \theta_s)}{c_p (\theta_s - \theta_0) (K_s - K_0)} \quad (6)$$

S [$L T^{-0.5}$], la sorptivité qui est une grandeur dépendant de la teneur en eau initiale θ_0 et de la condition à la limite (Elle permet de quantifier la capacité du sol à absorber de l'eau par capillarité), K_0 représente la conductivité hydraulique à θ_0 , c_p dépend de l'expression fonctionnelle choisie pour décrire les propriétés hydrodynamiques du sol. Il convient de mentionner que l'Eq. (6) peut s'appliquer pour toutes les formulations mathématiques des propriétés hydrodynamiques du sol. Pour s'adapter à la méthode Beerkan, c_p est entièrement défini par les paramètres de forme (cf. annexe 2) (Haverkamp et al., 2006). En prenant en compte la valeur de c_p pour l'expression de van Genuchten, l'équation (6) conduit à considérer que α_{vG} représente la réciproque de la longueur capillaire pour le sol de van Genuchten avec la condition de Burdine. Nous reviendrons sur ce point dans l'article 3 au chapitre 4 (Mubarak et al., 2009d).

La **longueur microscopique**, ξ_m , est une dimension caractéristique moyenne de pores hydrauliquement fonctionnels. Elle se déduit de la loi de Laplace-Jurin :

$$\xi_m = \frac{\sigma}{\rho_w g \alpha_h} \quad (7)$$

où σ est la tension superficielle [MT^{-2}], ρ_w est la masse volumique de l'eau [ML^{-3}] et g est l'accélération de la pesanteur [LT^{-2}]. Prenant les propriétés de l'eau à 20° C, l'équation (7) se réduit à :

$$\xi_m = \frac{7.44}{\alpha_h} \quad (8)$$

avec α_h et ξ_m exprimées en mm.

Méthode d'analyse du retrait ShC

La méthode de l'analyse du retrait décrit la variation de volume d'un échantillon du sol en fonction de sa teneur en eau. Elle permet de déterminer les propriétés physiques du sol telles que la masse volumique apparente et la capacité de gonflement du sol. Elle décrit l'organisation du sol et ses systèmes poreux : la porosité structurale et la plasmique (texturale). La figure 6 présente le dispositif expérimental pour la détermination quasi-continue des courbes du retrait. La méthodologie et le protocole de cette méthode, présentés en détail par Boivin et al. (2006b), sont rappelés dans Mubarak et al. (2009a) (Chapitre 2).

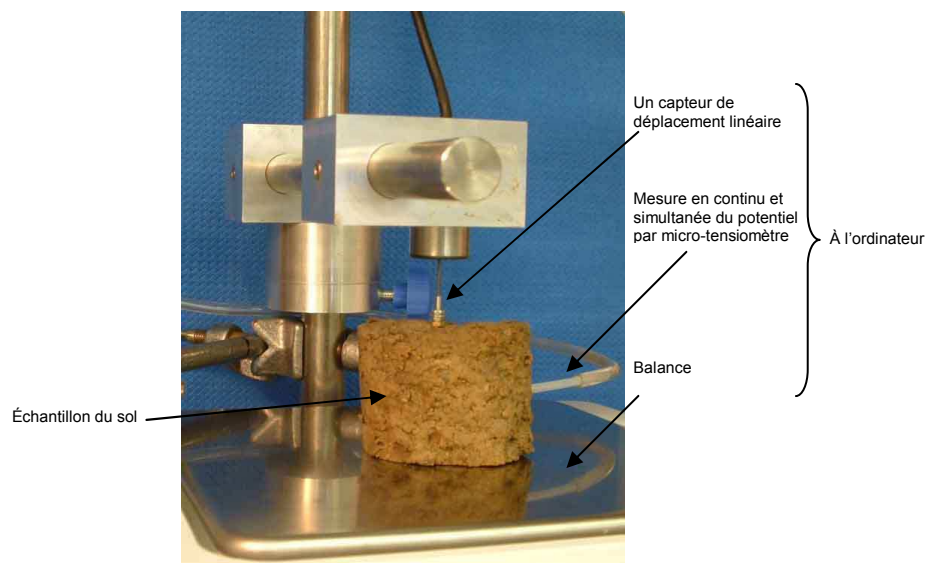


Fig. 6. Dispositif expérimental pour la détermination quasi-continue des courbes du retrait.

1.2.3 Suivi de l'état hydrique et du stock d'eau

La mesure de la teneur en eau est réalisée à l'aide d'un humidimètre neutronique 503DR et d'une sonde capacitive.

Sonde à neutron 503DR

Les sondes à neutrons (figure 7) mesurent la teneur en eau du sol en utilisant la propriété qu'ont les neutrons rapides d'être ralentis (thermalisés) préférentiellement par les atomes d'hydrogène qui, dans le sol, sont majoritairement inclus dans les molécules d'eau. Les mesures se font au moyen d'un tube d'accès en aluminium enfoncé verticalement dans le sol et laissé en permanence. L'interaction entre neutron - aluminium est pratiquement nulle, d'où le choix de ce matériau. Un bon contact entre le sol et le tube est une condition essentielle à la précision de la mesure. La source de neutrons rapides (Radium - Béryllium ou Américium - Béryllium) est amenée à la profondeur désirée, accompagnée du détecteur de neutrons lents. La mesure consiste à compter pendant un temps déterminé (1 min) le nombre de neutrons thermalisés qui reviennent vers la sonde et qui est proportionnel à la teneur en eau volumique du sol.



Fig. 7. Sonde à neutrons et la sonde capacitive EnviroSMART installées in situ.

La mesure par sonde à neutrons prend en compte un volume d'échantillon plus important que les prélèvements à la tarière, annulant ainsi l'effet de certaines micro-hétérogénéités du sol. Le rayon théorique de la sphère d'influence (qui est plutôt un ellipsoïde allongé selon l'axe du tube d'accès) peut varier dans une gamme de 7 à 14 cm pour un sol humide, et de 10 à 25 cm pour un sol sec (Hillel, 1998).

Ses avantages sont la rapidité d'exécution, la bonne précision sur des périodes assez longues, la facilité à être maîtrisée, le tube d'accès ne déstructure quasiment pas le sol. Cependant, son utilisation présente des risques et nécessite une réglementation stricte du fait de la présence d'une source radioactive, son coût d'achat reste élevé (IAEA, 2008).

L'étalonnage de l'appareil permet de passer du comptage des neutrons à la mesure de teneur volumique en eau, en tenant compte aussi des éléments chimiques du sol (atomes d'hydrogène de la matière organique...) et de sa densité, raison pour laquelle l'étalonnage est différent selon la profondeur. L'étalonnage consiste à obtenir une fonction du type $\theta=f$

(N/N_0) , à partir de données de masse volumique apparente (ρ_d) à diverses profondeurs jumelées avec des valeurs d'humidité pondérales (w) aux mêmes cotes selon la formule : $\theta = \rho_d \times w / \rho_w$ avec ρ_w la masse volumique de l'eau. Avec N_0 , la mesure de référence obtenue dans un fût de 200 litres d'eau au centre duquel est disposé un tube d'accès en aluminium d'environ 1.2 m de long. Le protocole impose dix mesures avant et dix mesures après celles au champ, de façon à établir une moyenne et évaluer les écarts. Alors que N est le comptage à une profondeur du sol donnée.

Pour chaque traitement FT et LT, une station de suivi de l'état hydrique a été équipée de deux tubes d'accès neutroniques en aluminium de 2.25 m, avec des mesures tous les 10 cm. L'un a été placé à côté de la gaine et l'autre sur le rang de maïs, avec 37.5 cm entre les deux pour mesurer le stock hydrique dans le bulbe humide sous la gaine et dans la zone racinaire sous la tige du maïs (Chapitre 3). Le forage du trou a été fait à la tarière manuelle de diamètre 45 mm. De 12 à 18 mesures à la sonde à neutrons sont effectuées pour chaque tube d'accès tout au long de la campagne culturale avec une profondeur maximale de la mesure de 1.5m.

La teneur en eau est déterminée en utilisant l'étalonnage établi in situ pour la parcelle de Lavalette au Cemagref et adapté par Ruelle (1995). Dans cet étalonnage, les densités ont été obtenues grâce à une sonde gamma de profondeur, et la teneur pondérale en eau par prélèvements gravimétriques. Trois relations sont utilisées (tableau 2). Cet étalonnage a été vérifié par la détermination de la teneur pondérale en eau via les échantillons de sol à l'installation des tubes.

Tableau 2. Étalonnage de la sonde à neutron 503DR – Site de Lavalette (Montpellier).

Profondeur	Formule d'étalonnage
0-15 cm	$\theta = 0.8093 \times (N/N_0) + 0.0139$
15-95 cm	$\theta = 0.7651 \times (N/N_0) - 0.0079$
95-205 cm	$\theta = 0.678 \times (N/N_0) + 0.0152$

θ , la teneur volumique en eau

N , le comptage à une profondeur du sol

N_0 , la mesure de référence obtenue dans un fût

Sonde capacitive EnviroSMART

Ce type de sondes utilise la capacité électrique pour mesurer la teneur en eau du sol. Un champ électrique à haute fréquence créé autour de chaque sonde, se propage à travers un tube en plastique placé dans le sol, pour fournir une mesure extrêmement précise de teneur en

eau du sol autour du tube sur 360°² (figures 7 et 8). La sonde est adaptable selon les besoins : niveau de mesure et nombre de capteurs. Une centrale d'acquisition Campbell Scientific a été utilisée pour enregistrer les données (figure 8).

Une seule sonde EnviroSMART a été utilisée pour le traitement FT pour suivre la teneur en eau dans le bulbe humide, et installée le long de la gaine goutte-à-goutte à 1 m de la sonde à neutrons. En l'absence d'un étalonnage *in situ*, l'étalonnage standard fourni par le fabricant a été utilisé. Mais pour adapter ces valeurs au contexte du site de Lavalette, nous avons étalonné ses mesures en utilisant celles de la sonde neutronique via une régression linéaire à chaque profondeur du sol tout au long de la période de mesure (cf. Chapitre 3). La figure 9 présente les graphiques de régressions ainsi les relations entre les mesures neutroniques et EnviroSMART pour les profondeurs étudiées. Il ressort de cette figure que les régressions sont de bonne qualité avec des valeurs élevées du coefficient de détermination.

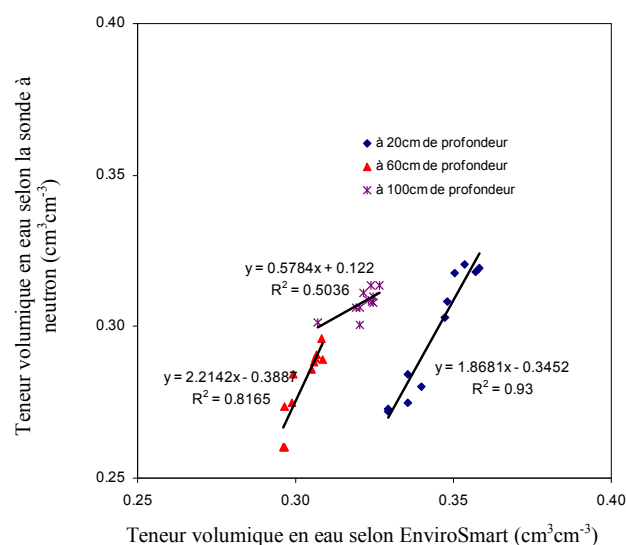


Fig. 8. Sonde capacitive EnviroSMART et une centrale d'acquisition Campbell Scientific.

² <http://www.campbellsci.co.uk/index.cfm?id=776>

Fig. 9. Étalonnage de la sonde capacitive EnviroSMART en utilisant les valeurs de l'humidimètre neutronique.

1.3 Analyse statistique classique et spatiale

Les analyses statistique classique et spatiale sont exposées en détail dans les articles présentés dans ce mémoire. En bref, cela consiste à :

Établir la nature des lois de distribution en utilisant à la fois le test non paramétrique de Kolgomorov-Smirnov (K-S) et les tests sur les moments du 3^o et 4^o ordre. Plus classiquement utilisés sont les tests sur les coefficients d'asymétrie (g_1) et d'aplatissement (g_2) (Vauclin, 1982).

Déterminer des points caractéristiques de ces lois (valeur moyenne, écart type, et coefficients de variation CV %).

Comparer les séries de mesures en utilisant le test t de Student pour tester la significativité des variations.

Analyser la variabilité des observations en relation avec leur position dans l'espace par l'utilisation d'un des outils de la géostatistique : le semivariogramme a été choisi en raison de ses avantages par rapport aux autres outils (Chapitre 4). La corrélation spatiale entre les variables mesurées a aussi été considérée au moyen du semivariogramme croisé (Vauclin et al., 1983). L'ajustement des semi-variogrammes et semivariogrammes croisés sur des modèles théoriques nous permet de caractériser la structure spatiale des variables étudiées. Les calculs sont effectués à l'aide du logiciel *Variowin* (Pannatier, 1996).

1.4 Modélisation locale

Deux types de modélisation sont utilisés :

1.4.1 Modélisation analytique

Une revue des méthodes, ayant été proposées pour dimensionner les réseaux de micro-irrigation en prenant en compte les propriétés hydrodynamiques du sol, a été rapportée par Revol (1994). De nombreuses solutions analytiques décrivant l'infiltration de l'eau sous goutte-à-goutte, ont été également regroupées par Warrick (2003). Avec les solutions analytiques, le problème physique est simplifié par des hypothèses généralement assez fortes (profil initial de teneur en eau et profil du sol supposés homogènes) afin de pouvoir résoudre correctement le problème mathématique. La méthode de Keller et Karmeli (1975), la plus ancienne, repose sur des données empiriques, la plante n'est pas représentée ; un arrosage est considéré comme le remplissage d'un réservoir. Schwartzman et Zur (1986) s'appuient sur un

modèle empirique ; la plante intervient par sa profondeur d'enracinement que le front ne doit pas dépasser. La méthode de Bresler (1978) est la première méthode reposant sur un modèle physique (Wooding, 1968). Warrick (1986) propose de tenir compte de l'extraction racinaire en régime permanent en fournissant la solution pour différentes formes de puits. Cette méthode suppose implicitement que l'apport d'eau d'irrigation soit supérieur à la consommation maximale de la plante.

La solution analytique simplifiée d'infiltration de Philip (1984) repose sur plusieurs hypothèses : sol quasi-linéaire, teneur en eau initiale et profil du sol uniformes et régime permanent atteint à l'amont du front d'humectation au cours de l'infiltration. Ce modèle fournit de bonnes estimations des dimensions du bulbe humide, comme l'a constaté Revol et al. (1997). On se propose donc d'utiliser cette solution pour calculer la position du front d'humectation en fonction de temps : l'extension horizontale (r) et celle verticale (z). Une présentation de cette approche sera rappelée au Chapitre 2 dans Mubarak et al. (2009b). La longueur capillaire du sol, α_h est un paramètre prédominant pour la conception du goutte-à-goutte avec ce modèle analytique (Revol et al., 1997).

1.4.2 Modélisation numérique

La modélisation numérique des transferts bidirectionnels permet de représenter le plus fidèlement possible les phénomènes se produisant dans le sol. Elle est un outil efficace pour identifier les pratiques optimales du goutte-à-goutte (Meshkat et al., 1999, Schmitz et al., 2002; Cote et al., 2003). Hydrus2D (Simunek et al., 1999), code de calcul pour la simulation de l'écoulement de l'eau dans un sol, utilise ce type de modélisation. Celle-ci consiste à résoudre les équations générales des transferts en les discrétisant sur un maillage représentant le sol étudié. Ce maillage est adapté à des géométries complexes et à la technique de résolution de l'équation de Richards sous sa forme multidirectionnelle par la méthode des éléments finis.

Les étapes de ce type de modélisation sont :

- Construction du maillage (cf. Annexe 3, dans le cas de Hydrus2D) : il s'agit de mailles triangulaires) permettant de prendre en compte les particularités de la géométrie du domaine. Il peut être raffiné localement là où l'écoulement est plus rapide (en général, à proximité de la gaine de la micro-irrigation).
- Définition des conditions initiales et aux limites (Chapitre 3, Mubarak et al., 2009c) afin de définir l'état initial du sol et les contraintes à la frontière du domaine pendant la simulation (charge ou flux imposé sur une partie de la frontière).

- Discrétisation des équations de transferts sur le maillage en utilisant la méthode des éléments finis de Galerkin.

- Leur résolution qui se résume, après utilisation de la méthode des éléments finis, à une résolution numérique d'un système linéaire selon un processus itératif.

Cette modélisation, basée sur une représentation fine de la dynamique de l'eau, permet d'utiliser des conditions initiales et aux limites aussi proches que possible de la réalité, de tenir compte de l'hétérogénéité du profil du sol et de la présence d'un système racinaire.

La démarche de simulation est présentée dans Mubarak et al. (2009c) au Chapitre 3. Cette démarche est utilisée pour les autres scénarios de données d'entrée en ce qui concerne la conduite d'irrigation et le type de profil du sol pour les deux variabilités temporelle et spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol. Les conditions initiales avant arrosage ont été établies à partir des mesures avec les sondes à neutrons. Les données agro-climatiques, nécessaires pour les simulations, ont été obtenues à la station météorologique située à côté de la parcelle. Les valeurs utilisées des paramètres dans Hydrus2D non citées dans les chapitres correspondants sont présentées en annexe 3. Le choix du profil racinaire pour Hydrus2D est aussi présenté dans cette annexe.

Chapitre 2

Analyse de la variabilité temporelle du sol

2 Chapitre 2. Analyse de la variabilité temporelle du sol

2.1 Introduction

Le but de ce chapitre est de caractériser la variabilité temporelle des paramètres physiques et hydrodynamiques du sol au cours de deux saisons de culture irriguée en goutte-à-goutte. Ce chapitre fait l'objet de deux articles, présentés ci-après :

Le premier Mubarak et al. (2009a) est intitulé « *Changes in soil hydraulic properties with time under drip irrigation as assessed by Shrinkage Analysis and Beerkan method* ». Il est soumis à Journal of Hydrology. Cette étude a été réalisée sur la parcelle de Tarascon dans la vallée de la Durance. Deux séries d'essais d'infiltration et de l'analyse du retrait ont été effectuées pendant la saison culturale 2006. L'objectif de ce travail était d'évaluer la pertinence de la méthode d'infiltration Beerkan et sa complémentarité avec la méthode d'analyse du retrait. Cette étude est aussi une tentative de prendre en compte le changement de structure du sol dans la caractérisation hydrodynamique du sol. Ce double objectif a été appliqué à l'analyse de la variabilité temporelle des propriétés physiques et hydrodynamiques du sol sous irrigation goutte à goutte.

Le deuxième article Mubarak et al. (2009b) est intitulé « *Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation* ». Ce papier a été accepté et publié dans Geoderma. Il présente une étude expérimentale menée dans un autre contexte agro-pédologique : le site expérimental du Cemagref à Montpellier avec une culture de maïs en sol limoneux. Deux traitements d'irrigation ont été adaptés pour étudier les effets sur les paramètres du sol de deux apports d'eau différents. Un de ces deux traitements a été irrigué selon une conduite à l'évapotranspiration maximale ETM, désigné FT (Full Treatment), et l'autre, conduite en restriction hydrique (environ de 60% de l'ETM) désigné LT (Limited Treatment). Pour chaque traitement, sept séries d'essais d'infiltration ont été conduites de juin à septembre. Les objectifs étaient de (i) caractériser la variabilité temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol à l'aide de la méthode d'infiltration Beerkan, et (ii) illustrer les effets de cette variabilité temporelle sur les dimensions du bulbe humide généré par les goutteurs, à savoir, l'extension horizontale et verticale, à l'aide de la solution analytique simplifiée de Philip (1984).

2.2 Article 1. Mubarak et al. (2009a) “Changes in soil hydraulic properties with time under drip irrigation as assessed by Shrinkage Analysis and Beerkan method”

Changes in soil hydraulic properties with time under drip irrigation as assessed by Shrinkage Analysis and Beerkan method

IBRAHIM MUBARAK^{1,2,3*}, PASCAL BOIVIN⁴, RAFAEL ANGULO-JARAMILLO^{1,5}, JEAN CLAUDE MAILHOL², PIERRE RUELLE²

¹ *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, LTHE (UMR 5564, CNRS, INPG, UJF, IRD), BP 53, 38041, Grenoble, Cedex 9, France.*

² *Cemagref, BP 5095 - 34196 Montpellier Cedex 5, France*

³ *AECS, Department of agriculture, BP 6091, Damascus, Syria.*

⁴ *Laboratoire Sols et Substrats à l'EIL, University of Applied Sciences of Western Switzerland, Jussey-Geneve, Switzerland.*

⁵ *Université de Lyon, ENTPE, Laboratoire des Sciences de l'Environnement, Rue Maurice Audin, 69518 Vaulx en Vélain, France.*

* Corresponding author Tel.: +33 467166400; fax: +33 467166440.

E-mail address: ibrahim.mubarak@cemagref.fr

Paper submitted to *J. of Hydrology*

ABSTRACT

Series of Shrinkage Analysis and 3D *in situ* infiltration tests using the Beerkan infiltration method carried out on a silty clay loam soil in two different structural conditions, allowed us to get insights on the changes over time in soil physical and hydraulic properties during a drip irrigated cropping cycle.

The two methods showed that drip irrigation induced changes over time in some soil physical and hydraulic properties. The results of both methods confirmed that the soil properties which are dominantly related to the soil texture remained constant, while those which mainly depend on the soil structure changed over time.

The shape parameters of soil hydraulic characteristic curves and the soil plasma shrinkage dynamic have not undergone significant transformations during the cropping cycle. The soil was cropped similarly for years, hence changes in plasma constituents and properties at seasonal scale were not expected. Conversely, saturated hydraulic conductivity and mean effective pore radius have considerably increased and a large, mostly air filled, structural porosity was generated with time in the soil. This change was referred to (i) the daily alternated effects of wetting and drying cycles of the soil, (ii) the effect of rooting system which could grow and develop preferentially in the vicinity of emitters, creating new channels or continuity between existing pores and (iii) the biological activity which can be expected to be at a maximum due to the permanent high humidity in the drip irrigated zone of soil.

Our results underline the ability of combined Beerkan infiltration and Shrinkage analysis methods to assess the changes in the physical properties of a cropped soil with time under drip irrigation. This work raises the importance of taking into account the dynamic over time of the cropped soil properties when modeling water and solute transfer for improving water and fertilizer use efficiencies under high-frequency drip irrigation.

Keywords: Soil hydraulic properties; Structural pores; Beerkan infiltration method; Shrinkage Analysis; Drip irrigation.

INTRODUCTION

Characterizing soil water movement in the unsaturated zone is of primary importance for agricultural management and environmental protection. For irrigated agriculture, optimal water and fertilizer use efficiencies require predictions of soil water dynamic. Therefore, the hydraulic characteristic functions of the soil must be known: the $h(\theta)$, the water retention and the $K(\theta)$, the hydraulic conductivity curves. Several methods have been developed to determine the soil hydraulic characteristic curves, from the simplest (Jarvis et al., 2002), to the most sophisticated using laboratory apparatus (Raimbault, 1986; Mallants et al., 1997). Some methods have been based on field experiments such as infiltration tests (Simunek et al., 1998; Angulo-Jaramillo et al., 2000; Jacques et al., 2002). These are usually performed by imposing a given pressure head through either single ring or disc infiltrometers, depending on the sign of the pressure heads (Angulo-Jaramillo et al., 2000). The methodology established by Haverkamp et al. (1996) and known as the “Beerkan Infiltration Method” allows field characterization of the soil hydraulic properties. It is a simple *in situ* single ring infiltration test, easy, rapid, and inexpensive to perform, thus adapted to monitor soil changes. Based on this method, Lassabatère et al. (2006) developed a specific calculation algorithm, *BEST* to facilitate the determination of both $h(\theta)$ and $K(\theta)$ defined by their shape and scale parameters.

Soil texture and structure are two essential factors governing water transfer in the soil (Haverkamp et al., 1997). At the soil sample or clod scale, the soil structure is known to result from the combination of aggregates made of soil plasma and larger than 50 μm particles (skeleton) (Brewer, 1964). The plasma is the “material, mineral or organic, of colloidal size and relatively soluble material that is not contained in the skeleton grains” (SSSA Glossary), thus made of swelling factors (phyllosilicates, organic matter) and bounds (oxides, salts and organic matter). In most soils the major constituents of the plasma are phyllosilicates of clay and fine silt size, coated with the other constituents. The plasma porosity is composed of small inter-particle voids, its volume is independent from skeleton (Fies and Bruand, 1998), and it is highly swelling and shrinking with water. The structural porosity can be defined as the porosity complementary to the plasma porosity (Brewer, 1964). It is composed of biopores, cracks and lacunar voids between skeleton and plasma. The structural pores are larger than plasma pores (Fies and Bruand, 1998; Boivin et al., 2004) and often considered as rigids compared to plasma pores. Because these two pore systems are highly different in size and properties, some authors stress that they have to be distinguished when analyzing the soil

pore properties (e.g. Boivin et al., 2006a; Schaffer et al., 2008), which can be performed using shrinkage analysis.

The structural pores are important for rapid air and water transfer in the soil. A significant percentage of soil water flow under rain conditions can take place through structural pores (Wilson and Luxmoore, 1988). Similar outcomes were observed under irrigation conditions by other authors (Cameira et al., 2003; Angulo-Jaramillo et al., 1997; Mubarak et al. 2009).

Field seasonal changes in soil hydraulic properties are mostly expected to be induced by changes in soil structure. This can be due to modifications of surface soil conditions, resulting from tillage practices (Mohanty et al., 1996; Cameira et al., 2003), to rooting system effect (Shirmohammadi and Skaggs, 1984; Rasse et al., 2000; Iqbal et al., 2005), and to shrink-swell cycles in relation with water management. The hydrodynamic behavior is consequently affected primarily by the current state of the soil structure, as well as its texture (Mapa et al., 1986; Messing and Jarvis, 1993; Angulo-Jaramillo et al., 1997; Cameira et al., 2003; Mubarak et al. 2009).

The aim of this study was to evaluate the ability and complementarities of the Beerkan and Shrinkage analysis methods to assess changes in the physical properties of a cropped soil with time under drip irrigation.

MATERIAL AND METHODS

Studied site

The study was performed on a calcareous fluvisol (FAO terms) cropped with tomato. The site is located at Mas Alloué near Tarascon in the area of Durance valley, France (Fig. 1). The top soil was composed in average of 31 % clay, 63 % silt and 6 % sand size particles. The cropped soil was prepared in plane leveled beds separated by a V shape channel, with approximately 1.6 m bed to bed distance. During the preparation, the soil was ploughed and then the 8 cm topsoil was grounded to less than 2 mm size aggregates. The soil was drip irrigated with one drip line for two plant rows per bed. The drip irrigation system was installed at the beginning of April 2006, and tomato was planted at the same time. Plant row spacing was 0.4 m with drip lines installed 0.02-0.03 m deep midway between plant rows at the center of the bed (Fig. 2a). The T-tape drip irrigation system was used with emitter spacing of 30 cm and a flow rate of 1L/hr/emitter. At the end of the plantation day, the irrigation was performed for approximately 12 hr in order to form the humid bulb that was later on maintained during the whole cropping season on the basis of calculated evapotranspiration.



Fig. 1 Map of France showing the location of the field study.

Macroscopic Hydraulic Relationship Estimation by using the Beerkan Infiltration Method Infiltration Measurements and Data Collection

Beerkan measurements, soil sampling and infiltration tests, were performed on the beds, each at middle distance between plants and irrigation line. Two sets of infiltration measurements were performed during the cropping season. A 1st set of six infiltration experiments was realized two weeks after irrigation system installation. The 2nd set was carried out with nine infiltration experiments in mid-June at the beginning of the fructification

stage i.e., about two months after the first set. For this measurement set, the experimental plot was shifted some beds toward the north.



Fig. 2 (a) View of the whole field just after installing the drip irrigation system and planting the tomato seedlings (b) Beerkan infiltration. Known water volumes are successively transferred through a ring and time is recorded.

Infiltration tests were performed using a 65 mm-radius cylinder inserted 1 cm deep into the soil to prevent lateral water loss. A fixed volume of water (100 ml) was poured into the cylinder at time zero, and the time required to infiltrate this water volume was recorded. When the first volume has completely infiltrated, a second known volume of water was added to the cylinder, and the time required for it to infiltrate was added to the previous time. The procedure was repeated for a series of several volumes until apparent steady state was reached, i.e. until two consecutive infiltration times were identical (Lassabatère et al., 2006) (Fig. 2b). At each test site, a soil sample was collected before the infiltration test in the vicinity of the infiltration ring to determine the initial soil gravimetric water content and < 2 mm particle-size distribution which was analyzed by means of the sedimentation method. The dry bulk density (ρ_d) was determined by the plastic bag method (Boivin et al., 1990) (see below). Saturated volumetric water content (θ_s) was calculated as the total soil porosity considering that the density of the solid particles was 2.7 g cm^{-3} .

Soil Hydraulic Characterizations and Data Analysis

The characteristic curves of soil hydraulic properties can be described by a set of shape and scale parameters (Haverkamp et al. 1996). The hydraulic characteristics are the van Genuchten (1980) relationship for the water retention curve, $h(\theta)$, (Eq. 1a) along with the Burdine (1953) condition (Eq. 1b) and the Brooks and Corey (1964) relationship (Eq. 2) for hydraulic conductivity curve, $K(\theta)$,:

$$\frac{\theta}{\theta_s} = \left(1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right)^{-m} \quad (1a)$$

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad (1b)$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \quad (2)$$

, where θ_s is the saturated volumetric water contents (L L^{-3}), n and m are shape parameters and h_g is the scale parameter (L) of the water retention relationship. K_s is the saturated hydraulic conductivity (L T^{-1}) and η is the shape parameter of the $K(\theta)$ relationship. Consequently, the representation of the hydraulic properties makes use of five parameters: θ_s , n , h_g , K_s , η . Following Haverkamp et al. (1996), the shape parameters are assumed to be dominantly to soil texture, while the others are mainly depend on soil structure.

The calculation algorithm *BEST*, used by the Beerkan method, estimates the shape parameters on the basis of the particle-size analysis ($< 2\text{mm}$) and of the measurement of dry bulk density. This kind of identification is described in more detail in numerous articles (Haverkamp et al., 1997; Lassabatère et al., 2006). In addition, *BEST* derives K_s and the sorptivity S ($\text{L T}^{-0.5}$) from modeling the infiltration experiment. The 3D cumulative infiltration and the infiltration rate can be approached by the very accurate explicit transient two-term and steady-state expansions given by Haverkamp et al. (1994). Lassabatère et al. (2006) described the main characteristics of *BEST* algorithm which is coded with MathCAD 11 (Mathsoft Engineering and Education, 2002).

The measured hydraulic properties S and K_s allow calculation of a capillary length (α_h) (L) which can be estimated through (Haverkamp et al., 2006):

$$\alpha_h = \frac{S^2}{c_p(\theta_s - \theta_0) \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] K_s} \quad (3)$$

, c_p is a function of the shape parameters (see Eq. 6b in Lassabatère et al. (2006)). From α_h and by using capillary theory, the characteristic microscopic pore “radius” i.e., the mean characteristic dimension of hydraulically functional pore, ξ_m , is known to be inversed proportional to the capillary length:

$$\xi_m = \frac{\sigma}{g\rho_w\alpha_h} \quad (4)$$

, where σ is the surface tension (MT^{-2}), ρ_w is the density of water (ML^{-3}) and g is the gravitational acceleration (LT^{-2}). Taking the properties of pure water at 20 °C as appropriate and α_h and ξ_m in millimeter, Equation (4) reduces, to

$$\xi_m = \frac{7.44}{\alpha_h} \quad (5)$$

Shrinkage analysis

Undisturbed soil cores of approximately 200 cm^3 were extracted for shrinkage analysis from the topsoil layer using calibrated steel cylinders. Two cylinders were collected at each Beerkan field experiment, 1 m apart from each other. The samples were denoted 1a and 1b when collected during the first experiment set, and 2a and 2b when collected during the second experiment set, respectively.

The shrinkage (ShC) and water retention (WRC) curves were measured as described by Boivin et al. 2006b. The undisturbed soil samples were wetted with deionized water by applying a water potential of -1 kPa with respect to the centre of the samples and the wet volume was determined by measuring the hydrostatic pressure on the sample placed into a plastic bag under vacuum and immersed in water (Boivin et al., 1990). The samples were placed to dry on electronic balances (0.01 g precision) in a thermostatic chamber at 20 °C. Calibrated displacement transducers (resolution of 1 μm) were used to measure changes in sample height during drying. Tensiometers (ceramic cups; length 2.0 cm, diameter 0.2 cm) connected to pressure transducers (0.1 hPa resolution) were inserted in the middle of each sample to measure the water potential. Weight, height and water potential were recorded at intervals of five minutes on a computer until the sample weight reached a constant value, which took about four days. Then, the dry sample volume was determined using the plastic bag method, and the samples were dried in an oven at 40 °C for 24 hours to measure the dry weight. Changes in sample height were converted to changes in specific bulk sample volume using

$$V = V_E \times \left(\frac{H}{H_E} \right)^n \quad (6)$$

, where the exponent n is the geometric factor (Bronswijk and Evers-Vermeer, 1990), V_E and H_E are the specific bulk volume and height at the end of the experiment, and V and H are the bulk volume and height during the experiment. The geometric factor was calculated using the initial and final volumes and heights of the samples (Boivin, 2007), and was not significantly different from 3.

By fitting XP model (Braudeau et al., 1999) equations to the experimental shrinkage curves using a non-linear simplex method (Chen et al., 1986), we obtained the coordinates of the transition points and the slopes of the residual, basic and structural shrinkage domains. The fitted XP model allowed determining the porosity, air content and water content of plasma and structural pores in the sample at any water content, as well as calculating the slopes of the linear phases as described in Schaffer et al. (2008) (Fig. 3).

The simultaneous weight and tensiometric measurements were used to establish the water retention curves.

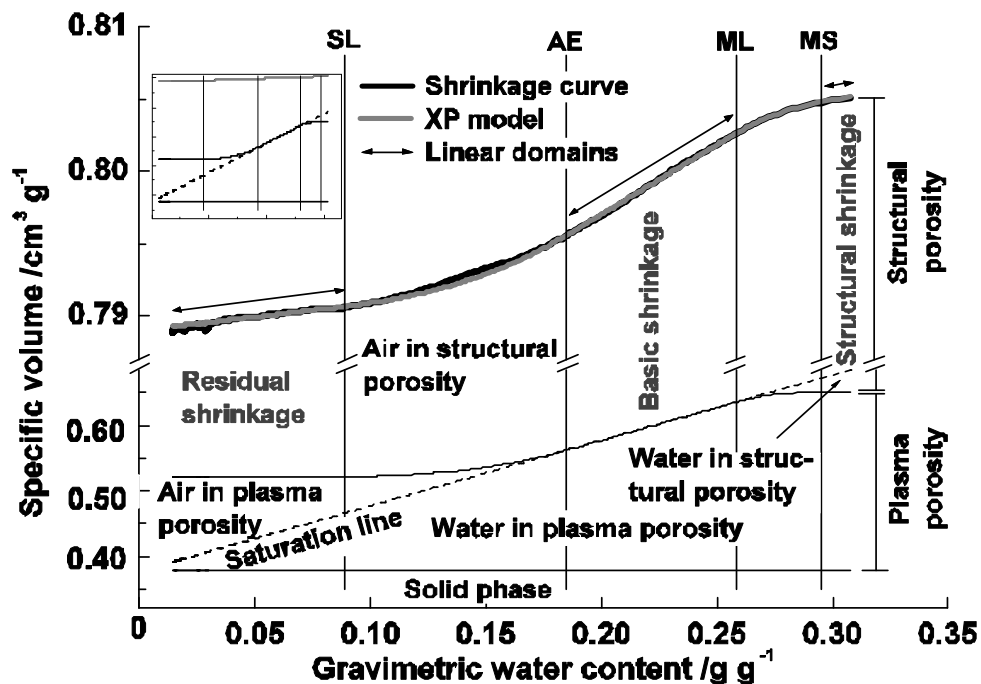


Fig. 3 Example of a soil shrinkage curve with the transition points: SL, shrinkage limit; AE, air entry; ML, structural porosity limit; and MS, maximum swelling; and linear phases of the XP model. (From Schaffer et al., 2008).

Mercury Porosimetry

In addition to shrinkage property measurements, the pore size distribution of each soil sample was characterized by mercury porosimetry measurements on 1 cm size aggregates removed from the samples after shrinkage analysis (Rootare, 1970). Unlike shrinkage analysis, mercury porosimetry can be performed on dry samples only, and does not make distinction between plasma and structural pores. Moreover, the small sample size implicated that the smallest structural pores only were characterized, as discussed below.

RESULTS AND DISCUSSION

Soil Hydraulic Properties

Due to the fast soil water transfer in the initial infiltration phase (0- to 15 mn), some experimental cumulative infiltration data presented a very steep slope at the origin. Consequently, an infiltration model which can not account for this specificity is not easily to fit on the measured field data. To turn this difficulty, some water volumes were taken out according to the technique proposed by Boivin et al. (1988) and later on De Condappa (2005), which consists in the translation of the origin of the cumulative infiltration curve for infiltration tests where the two-flow pattern is identified. Thus, this operation enables to simulate the 3D infiltration results with the Beerkan method. As some of the infiltration curves are corrected by a change of time origin, initial values of the infiltration capacity, i.e., the ratio between total cumulative infiltration and total duration of the experiment, are compared to its values modified after correction, in order to verify the validity of the method. The adjusted linear relationship with high coefficients of determination ($R^2 = 0.957$ and 0.873 for 1st and 2nd test sets respectively) attest of the reliability of the method.

Analysis of the particle size distribution combined with a 3D modeling of infiltration experiments led to the complete determination of the hydraulic parameters of the water retention and unsaturated hydraulic conductivity curves (Table 1). The shape parameters of $h(\theta)$ and $K(\theta)$ were hardly variable with time. The determined n and η values were 2.206 and 12.708 for the 1st test series and 2.196 and 13.198 for the 2nd one, respectively. This very low variability is consistent with the assumption that the shape parameters are dominantly related to soil texture (Haverkamp et al., 1996).

Following the Kolgomorov-Smirnov test, the determined K_s and ξ_m values were consistent with a log normal distribution. The determined K_s values presented a significant increase with time with geometric means of $5.08 \times 10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$ and $8.05 \times 10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$ for the two test series respectively (*Student's t test*, $p=0.05$) (Table 1). K_s also showed somewhat high variation coefficients (CV) of 34% and of 81 % for the 1st and 2nd test sets respectively. Similar results indicating a high variability of K_s with a range of CV from 48 % to 352 % were reported by Mulla and McBratney (2002). This could be referred to the local spatial variation in the hydraulic conductivity. The determined values of mean effective pore radius ξ_m increased significantly with time from $3.97 \times 10^{-2} \text{ mm}$ with small CV of 17.9% for the 1st set to $5.92 \times 10^{-2} \text{ mm}$ with CV of 16.4% in the 2nd one (Table 1).

Table. 1 Statistical parameters of soil hydraulic properties, i.e., K_s saturated hydraulic conductivity and ξ_m , the characteristic microscopic pore “radius” i.e., the mean characteristic dimension of hydraulically functional pore, for both series of measurements.

<i>Series of measurements</i>	K_s <i>mm s⁻¹</i>	ξ_m <i>mm</i>
<u>Geometric mean</u>		
<i>1st (6)⁺</i>	5.08×10^{-03}	3.97×10^{-02}
<i>2nd (9)⁺</i>	8.05×10^{-03}	5.92×10^{-02}
<u>Min</u>		
<i>1st</i>	3.18×10^{-03}	3.25×10^{-02}
<i>2nd</i>	4.61×10^{-03}	5.16×10^{-02}
<u>Max</u>		
<i>1st</i>	7.63×10^{-03}	4.94×10^{-02}
<i>2nd</i>	2.37×10^{-02}	8.02×10^{-02}
<u>CV%</u>		
<i>1st</i>	34.0	17.9
<i>2nd</i>	81.0	16.4

⁺(Test size)

1st series of measurements was carried out two weeks after the first irrigation event.

2nd series of measurements was carried out in mi-June about two months after the first set.

The increase of K_s with time went with the increase in ξ_m . This latter is actual estimate of the capillary component of water transfer into the soil. The larger ξ_m , the greater the effect of gravity compared to capillarity, as the infiltration driving force. The change over time in these soil hydraulic properties can be due to the daily alternated effects of wetting and drying cycles of the soil and to the effect of rooting system which could be asymmetric as a result of irrigation with one drip line installed for every two plant rows. In fact, as the irrigation was applied at the same day of plantation, roots grow and develop preferentially in the vicinity of emitters, creating new channels or continuity between existing pores. Similar results were found for other agro-pedo-climatic contexts (Mapa et al., 1986; Mubarak et al., 2008). In addition, the increase with time in ξ_m can result from the biological activity of the surface soil layer. This biological activity can be expected to be at a maximum due to the permanent high humidity in the drip irrigated zone of soil. White and Sully (1987) cited that surface soil biological activity could be reflected in the large characteristic pore dimensions. Shirmohammadi and Skaggs (1984) observed that in cropped soils the hydraulic conductivity was 80% higher than in bare soils due to the rooting system effect. Similar results were also reported by Rasse et al. (2000), Cameira et al. (2003), Iqbal et al. (2005) and Mubarak et al., 2009. These authors found that crop rooting system tends to increase water flow, resulting in higher K_s values and a larger macroporosity.

Shrinkage analysis and porosimetry

The experimental ShC and WRC obtained on the four samples and the fitted XP models are presented in Figure 4. Due to breaking of the porous cup, tensiometer readings were recorded for samples 1a and 2b only. In Table 2 are presented some calculated soil pore properties from the modeled shrinkage curves. The experimental shrinkage curves from the first set (samples 1a and 1b) cannot be superposed on Figure 4. The soil was highly homogeneously prepared and showed identical properties on the two samples. The structural shrinkage was short and the calculated structural pore volume was small compared to the second set (Table 2), which is in agreement with the soil seed-bed preparation method that destroyed most of the structural porosity. Compared to the first set, the samples from the second set showed larger specific volumes, a larger structural shrinkage, and a larger water content range, denoting the development of a structural porosity with time in the soil. The two shrinkage curves of the second set are parallel but one is above the other (i.e. larger specific volume). This difference is explained by a larger and constant coarse (air filled) structural pore volume in one of the samples, in agreement with the heterogeneity of the structural coarse pores which is generated by soil biology and structure resilience.

The calculated plasma volumes of the samples at any water content are presented in Figure 5. It can be seen that the two samples from the second set show identical plasma shrinkage curves, despite the observed differences in the bulk soil shrinkage curves, and that all the plasma shrinkage curves are close one to the other despite the time changes in the structural porosity (see also plasma pore volumes and air entry values in Table 2). This is in agreement with the fact that the soil plasma constituents, and particularly the phyllosilicates, have not undergone significant transformations during the two cropping months while the structure has changed. The soil was cropped similarly for years, hence sharp changes in plasma constituents and properties are not likely to occur at seasonal scale. The plasma volume in the second set is a little smaller at shrinkage limit than in the first set. This may be due to a slightly smaller clay content of the samples from the second set (30.9 % in the 2nd set against 31.6 % in the 1st set).

The WRCs of samples 1a and 2b are very close but show a slight increase of the water retention at small water potentials, i.e. a larger volume of the larger pores. This shows that the generated pores are mostly coarse structural pores as already suggested by the ShC interpretation.

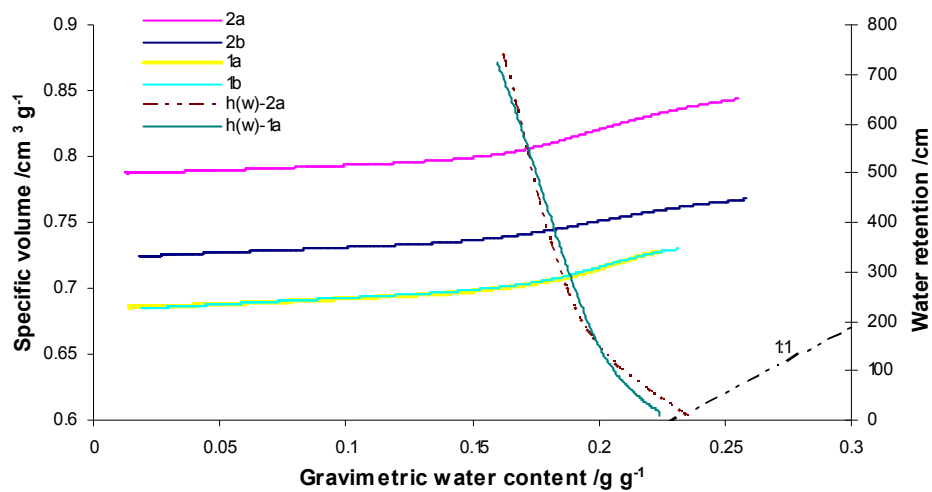


Fig. 4 Experimental shrinkage and water retention curves of the undisturbed soil samples from the two series of measurements, and saturation 1:1 line.

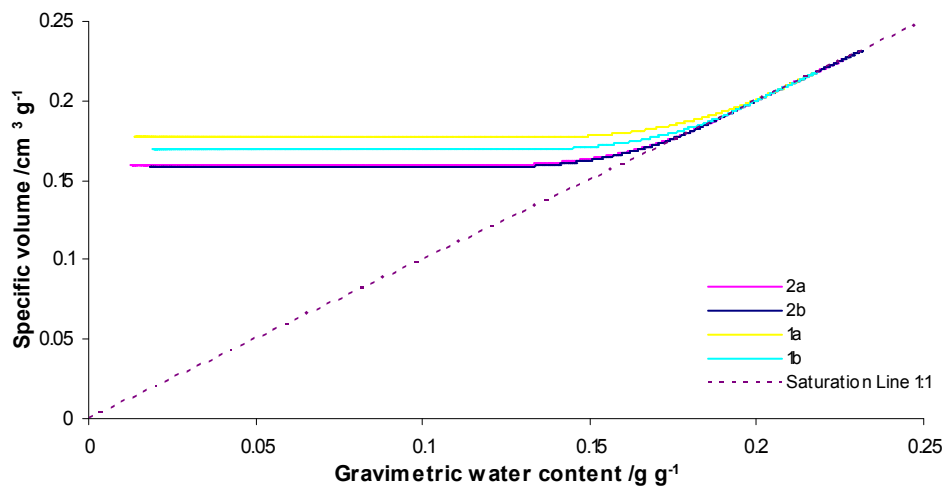


Fig. 5 Calculated shrinkage curves of the plasma in the undisturbed soil samples from the two series of measurements with 1:1 saturation line.

Table 2. Swelling capacity of the soil (SC) and the plasma (SC_p), slope of the structural shrinkage (K_{Str}), of the basic shrinkage (K_{Bs}), water content and bulk specific volume coordinates of the transitions points SL, AE, LM and MS, and corresponding plasma- and structural-porosities as determined with the XP model for the samples of 1st and of 2nd series.

Parameter	Shrinkage properties				Parameter	Calculated plasma-porosity V_p and structural-porosity V_{ma}			
	1 st series of measurements		2 nd series of measurements			1 st series of measurements		2 nd series of measurements	
	1a	1b	2a	2b		1a	1b	2a	2b
SC (%)	4.53	5.15	5.81	4.49	$V_p(SL)/cm^3 g^{-1}$	0.177	0.170	0.157	0.159
$K_{Str}/cm^3 g^{-1}$	0.346	0.390	0.319	0.208	$V_{ma}(SL)/cm^3 g^{-1}$	0.149	0.157	0.262	0.259
$K_{Bs}/cm^3 g^{-1}$	0.640	0.538	0.550	0.355	$V_p(AE)/cm^3 g^{-1}$	0.207	0.195	0.185	0.185
$W_{SL}/g g^{-1}$	0.135	0.134	0.125	0.122	$V_{ma}(AE)/cm^3 g^{-1}$	0.142	0.148	0.248	0.249
$V_{SL}/cm^3 g^{-1}$	0.696	0.697	0.795	0.733	$V_p(ML)/cm^3 g^{-1}$	0.213	0.206	0.222	0.214
$\rho_{SL}/g cm^{-3}$	1.437	1.436	1.257	1.365	$V_{ma}(ML)/cm^3 g^{-1}$	0.139	0.144	0.224	0.236
$W_{AE}/g g^{-1}$	0.207	0.195	0.185	0.184	$V_p(MS)/cm^3 g^{-1}$	0.217	0.218	0.237	0.232
$V_{AE}/cm^3 g^{-1}$	0.719	0.714	0.812	0.745	$V_{ma}(MS)/cm^3 g^{-1}$	0.140	0.144	0.219	0.234
$W_{ML}/g g^{-1}$	0.213	0.206	0.210	0.218	SC _p (%)	22.60	28.24	50.96	45.91
$V_{ML}/cm^3 g^{-1}$	0.723	0.720	0.826	0.757					
$W_{MS}/g g^{-1}$	0.222	0.234	0.248	0.250					
$V_{MS}/cm^3 g^{-1}$	0.727	0.732	0.841	0.766					
$\rho_{MS}/g cm^{-3}$	1.375	1.365	1.188	1.306					

The pore size distribution derived from mercury intrusion in the small aggregates, are presented in Figure 6. The three curves are very close one to the other, supporting the conclusions obtained from the calculated plasma shrinkage curves. The pore sizes show a dual mode distribution with a cut off in between 2 and 15 micrometer diameter, where nearly no pores are observed. This is in agreement with the matrix potential observed at the dry point (ML point) of structural pores on the ShC (Table 2) which correspond to 15-25 micron pore radii close to the maximum swelling. In agreement with previous studies (Diamond, 1971, Fies and Bruand, 1998, Boivin et al., 2004), we can assume that 15 micrometer is the transition between plasma pores and structural pores on the dry soil. The corresponding plasma pore volumes as determined with mercury intrusion are 0.176, 0.172 and 0.165 $cm^3 g^{-1}$ of soil for samples 1a, 2a and 2b, respectively, while ShC modelling determined plasma pore volumes at shrinkage limit of 0.177 (1a) and 0.158 (2a and b) $cm^3 g^{-1}$ of soil, respectively. The pore volumes determined by direct measurement (mercury porosimetry) and shrinkage

modelling are, therefore, in good agreement. This agreement was already reported (Boivin et al., 2004, Boivin 2007) and enforces the validation of shrinkage modelling assumptions.

Shrinkage analysis, therefore, showed that the soil plasma properties were constant with time, while a large, mostly air filled, structural porosity was generated. Water retention was poorly affected by the development of the structure, which is most likely due to biopores, as few cracks were observed. The development of biopores and aggregation was, indeed, observable with the naked eyes. Hence, shrinkage analysis fully agrees with Beerkan infiltration test results: the large structural pore developed over time will increase saturated hydraulic conductivity and the effect of gravity, while the plasma behavior will remain constant over time due to the constant soil texture.

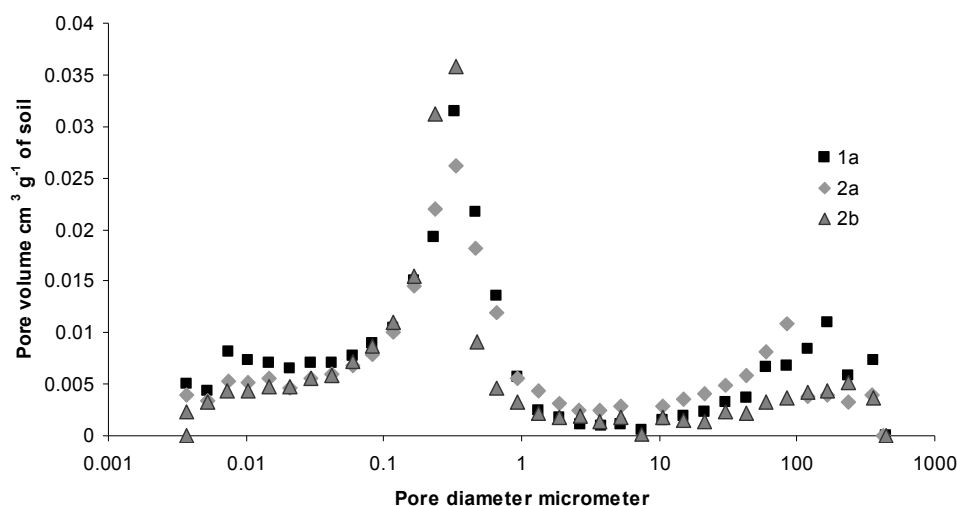


Fig. 6 Averaged pore-size distributions of the two measurement series as measured by using mercury porosimetry.

CONCLUSIONS

Series of 3D *in situ* infiltration tests and *ShC* analysis carried out on a silty clay loam soil in two different structural conditions, allowed us to get insights on the relationship between the changes over time in soil hydraulic properties and in pore space during a drip irrigated cropping cycle. In this study, *ShC* analysis was an additional assessment of soil structure and stability. This assessment helped interpreting the results derived from Beerkan method by a determination covering the whole range of pore dimensions with quantitative and descriptive distinction between plasma-porosity and structural porosity.

The results of both methods showed that the soil properties dominantly related to the soil texture remained constant. The Beerkan infiltration method showed that the shape

parameters were hardly variable and *ShC* analysis showed that the plasma properties were not modified by the irrigation cycles. The observed homogeneity of the plasma properties was in agreement with the observed homogeneity of the soil texture and the equilibrium reached by the soil upon years of cropping. It also illustrated the accuracy of shrinkage analysis and its ability to quantify small changes. Mercury porosimetry allowed validating the plasma pore volumes as determined by shrinkage analysis, hence enforcing the validation of shrinkage modeling assumptions.

The soil physical and hydraulic properties which mainly depend on the soil structure significantly changed over time. The geometric means of both saturated hydraulic conductivity and mean characteristic dimension of hydraulically functional pore considerably increased during the cropping cycle. This temporal variation was consistent with the increase in structural pore volume as quantified by *ShC* analysis. The change over time in soil properties were referred to (i) the daily alternated effects of wetting and drying cycles of the soil, (ii) the effect of rooting system which could grow and develop preferentially in the vicinity of emitters, creating new channels or continuity between existing pores and (iii) the biological activity which can be expected to be at a maximum due to the permanent high humidity in the drip irrigated zone of soil.

Despite that *ShC* analysis and Beerkan infiltration method were carried out at two somewhat different scales of observation with different measurement techniques, their analytical results are in good agreement. Our results show that combining these methods may be useful to improve the understanding of the temporal variation in physical and hydraulic properties of a cropped soil under drip irrigation conditions. The changes over time as quantified in this study should be considered in future studies when field data is being analyzed, for improving both water and fertilizer use efficiencies under high-frequency drip irrigation.

ACKNOWLEDGEMENT

The AEC of Syria is greatly acknowledged for the Ph.D. scholarship granted to Mr. Ibrahim Mubarak. The authors are grateful to Mr. J. Grangier for the accessibility to his tomato field at Tarascon and to Mr. Hervé Denis (LTHE Grenoble University, France) for performing the mercury porosimetry measurements.

2.3 Article 2. Mubarak et al. (2009b) “Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation”

Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation

Published in *Geoderma*. 150 (2009) 158-165.

IBRAHIM MUBARAK^{1,2,3*}, JEAN CLAUDE MAILHOL², RAFAEL ANGULO-JARAMILLO^{1,4}, PIERRE RUELLE², PASCAL BOIVIN⁵, MOHAMMADREZA KHALEDIAN^{2,6}

¹ *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, LTHE (UMR 5564, CNRS, INPG, UJF, IRD), BP 53, 38041, Grenoble, Cedex 9, France.*

² *Cemagref, UMR G-eau, F-34096 Montpellier, France.*

³ *AEC of Syria, Department of agriculture, PB 6091, Damascus, Syria.*

⁴ *Laboratoire des Sciences de l'Environnement, LSE-ENTPE, Rue Maurice Audin, 69518 Vaulx en Vélain, France.*

⁵ *Laboratoire Sols et Substrats à l'EIL, University of Applied Sciences of Western Switzerland*

⁶ *Guilan University of Iran.*

* Corresponding author: e-mail address: ibrahim.mubarak@cemagref.fr

ABSTRACT

Predicting soil hydraulic properties and understanding their temporal variability during the irrigated cropping season are required to mitigate agro-environmental risks. This paper reports field measurements of soil hydraulic properties under two drip irrigation treatments, full (FT) and limited (LT). The objective was to identify the temporal variability of the hydraulic properties of field soil under high-frequency water application during a maize cropping season. Soil hydraulics were characterized using the Beerkan infiltration method. Seven sets of infiltration measurements were taken for each irrigation treatment during the cropping season between June and September 2007. The first set was measured two weeks before the first irrigation event. The results demonstrated that both soil porosity and hydraulic properties changed over time. These temporal changes occurred in two distinct stages. The first stage lasted from the first irrigation event until the root system was well established. During this stage, soil porosity was significantly affected by the first irrigation event, resulting in a decrease in both the saturated hydraulic conductivity K_s and the mean pore effective radius ξ_m and in an increase in capillary length α_h . These hydraulic parameters reached their extreme values at the end of this stage. This behavior was explained by the “hydraulic” compaction of the surface soil following irrigation. During the second stage, there was a gradual increase in both K_s and ξ_m and a gradual decrease in α_h when the effect of irrigation was overtaken by other phenomena. The latter was put down to the effects of wetting and drying cycles, soil biological activity and the effects of the root system, which could be asymmetric as a result of irrigation with only one drip line installed for every two plant rows.

The processes that affected soil hydraulic properties in the two irrigation treatments were similar. No significant change in ξ_m and α_h was observed between FT and LT. However, as a result of daily wetting and drying cycles, which were strongest in LT, the soil in this treatment was found to be more conductive than that of FT. This showed that most of the changes in pore-size distribution occurred in the larger fraction of pores.

The impact of these temporal changes on the dimensions of the wetting bulb was studied using a simplified modeling approach. Our results showed that there were marked differences in the computed width and depth of wetting bulb when model input parameters measured before and after irrigation were used. A temporal increase in capillary length led to a more horizontally elongated wetting bulb. This could improve both watering and fertilization of the root zone and reduce losses due to deep percolation. As a practical result of

this study, in order to mitigate agro-environmental risks we recommend applying fertilizers after the restructuration of tilled soil. Further studies using improved models accounting for temporal changes in soil hydraulic properties are needed.

Keywords: Soil hydraulic properties; Beerkan infiltration method; Structural pores; Drip irrigation; Wetting bulb.

INTRODUCTION

Drip irrigation has become quite common thanks to its great potential to use less water and to localize chemical applications, thereby enhancing the efficiency of irrigation and fertilization and reducing the risk of pollution. However, these objectives can only be achieved if the irrigation system is correctly designed (e.g. emitter discharge rate, emitter spacing, tape lateral spacing, diameter and length of the lateral system) and well managed (e.g. irrigation scheduling and fertilization strategy) for any given set of soil, crop and climatic conditions.

In contrast to surface or sprinkler systems, the frequency of the water application under drip irrigation is high. This means the infiltration period is a very important stage of the irrigation cycle (Rawlins, 1973). A good knowledge of the soil hydraulic properties involved in the multidirectional infiltration process during the course of this cycle is required to optimize water applications. The ability to estimate the dimensions of the wetting bulb i.e., water extending laterally and vertically away from an emitter is an important criterion for the design of drip systems to ensure efficient irrigation and to avoid the movement of water beyond the root zone (Bresler, 1978; Zur et al., 1994; Zur, 1996 and Revol et al., 1997). Because analytical models provide a rapid way of determining the position of the wetting front (Revol et al., 1997; Cook et al., 2003; Thorburn et al., 2003), researchers have tried to develop a simple model to describe the soil wetting pattern with micro-irrigation systems. Schwartzman and Zur (1986) developed a simplified semi-empirical model of wetted soil geometry with surface trickle irrigation, which depends on specific parameters i.e., soil type (saturated hydraulic conductivity), emitter discharge per unit length of laterals, and total amount of water in the soil. Al-Qinna and Abu-Awwad (2001) estimated an exponential function with a water application rate to describe the horizontal width and the vertical depth of the advance of the wetting front. In their field study, Revol et al. (1997) found that the infiltration solutions of Philip (1984) provided good estimations of the radial (r) and vertical (z) distance of the wetted zone from the water sources. Warrick (2003) reviewed many analytical solutions describing water infiltration from point and line sources.

In a particular soil-water-plant system and climatic conditions, the transport properties of the soil surface layer can change during the growing season. This temporal variation is likely due to modifications in surface soil conditions resulting from tillage practices (Mohanty et al., 1996; Cameira et al., 2003), and to the effects of the rooting system (Shirmohammadi and Skaggs, 1984; Rasse et al., 2000 and Iqbal et al., 2005). Wetting and drying cycles and

the irrigation system can also alter the soil structure. Hydrodynamic behavior is consequently affected primarily by the current state of the soil structure, as well as its texture (Mapa et al., 1986; Messing and Jarvis, 1993; Angulo-Jaramillo et al., 1997; Cameira et al., 2003; Mailhol et al., 2005). However, the above-mentioned studies dealt with traditional irrigation systems that supply large amounts of water to the soil system at low frequencies. Only Mapa et al. (1986) addressed the effects on soil hydraulics of the wetting and drying cycles caused by drip irrigation following tillage. These authors found that soil hydraulic properties changed significantly after only one wetting/drying cycle in a silty clay loam and in a clay loam. However, in their study, each wetting/drying cycle included wetting (18 h of irrigation) followed by drying (7–10 days). In our opinion, this irrigation schedule thus more resembled that of traditional irrigation systems. To our knowledge, no study has tried to identify temporal variations in soil hydraulic properties during a cropping season under high-frequency water application.

The objectives of the present study were (i) to characterize temporal variability of soil hydraulic properties due to changes in soil structure under high-frequency drip irrigation, using the Beerkan infiltration method, and (ii) to illustrate the effects of temporal variability on the geometry of the wetting pattern generated by emitters, i.e., radius and depth, using the infiltration solution of Philip (1984).

MATERIALS AND METHODS

Experimental Site, Soil and Agricultural Practices

Field experiments were conducted on a loamy soil containing an average of 43% sand, 40% silt and 17% clay in the plowed layer with a relatively small coefficient of variation. The experimental field is located at the Cemagref Experimental Station in Montpellier, France (43°40' N, 3°50' E) where there is a fully equipped meteorological station. In the 2006-2007 cultivation years, the field was plowed to a depth of 35 cm on November 15 with a moldboard plow. The seed bed (top 8 cm) was prepared in April with a rotary harrow to fragment the soil.

On April 24, maize (Pionner PR35Y65) was sown with a row spacing of 0.75 m and at a plant density of 100000 ha⁻¹. Water was delivered through a line drip irrigation system with an emitter spacing of 30 cm and a flow rate of 3.67 L h⁻¹ m⁻¹. One drip line was installed for every two plant rows leading to a lateral spacing of 1.5 m. Two different irrigation treatments, i.e. a full treatment (FT) and a limited treatment (LT), were investigated. On the basis of estimated crop water demand, irrigation was applied daily for 3 h in FT. As it was not possible to irrigate during weekends, supplementary irrigation of 3 h were applied on Fridays and Mondays. This irrigation schedule was maintained until the last week of July, after which irrigation was reduced to 2 h per day with no supplementary irrigation at weekends. In LT, irrigation water was applied for 3 h every other day (only on three days per week) until the end of the irrigation season. In both treatments, the crop was first irrigated for approximately 7.5 h on June 19 to maintain the wetting bulb throughout the cropping season.

Potential crop evapotranspiration ET_c was calculated from the daily reference evapotranspiration (Allen et al., 1998) and the crop coefficient K_c (Doorenbos and Pruitt, 1977). The maximum value of K_c was 1.2. Figure 1 shows crop water demand and water inputs from rainfall and irrigation over the cropping season. The cumulative amount of irrigation water applied in FT was approximately equal to estimated ET_c except at the end of irrigation season due to a breakdown in the pumping station. The cumulative irrigation amount applied in FT was 430 mm. In LT, the total water amount was 300 mm, i.e. approximately 60% of estimated crop evapotranspiration.

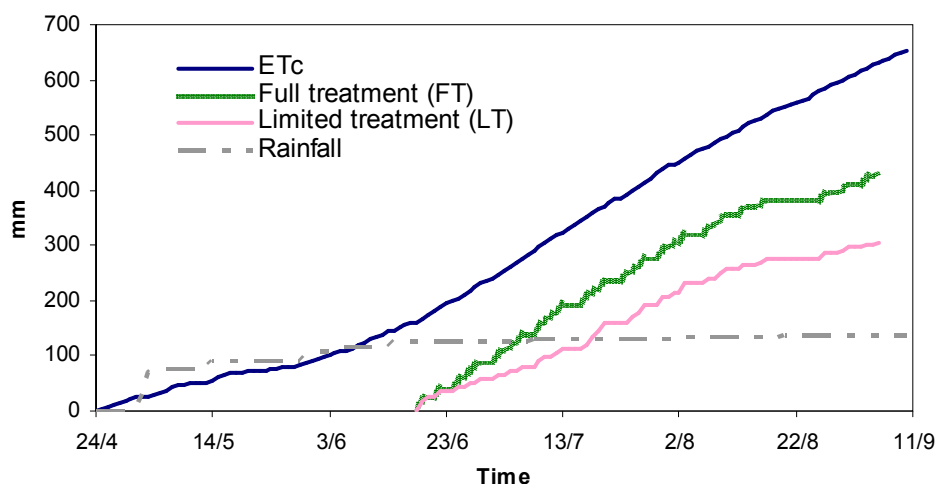


Fig. 1 Cumulative crop evapotranspiration (ETc) and water inputs from rainfall and irrigation during the cropping season.

Infiltration Measurements and Data Collection

The Beerkan infiltration method, (a 3D axi-symmetric infiltration method) was used with a simple annular ring (Haverkamp et al., 1996; Lassabatère et al., 2006). Seven sets of infiltration measurements were performed during the cropping season. Major variations in soil structure correspond to the reorganization of soil particles following the first irrigation event (Mapa et al., 1986; Mailhol et al., 2005). For this reason, in the present study we tried to characterize the soil following the first irrigation event in detail. Measurements were taken two weeks before irrigation started, five days after the 1st irrigation event, one week later, one week later around the time the root system reached maximum, one month later, two weeks later, and just prior to harvest.

At each measurement date, six to eight infiltration tests were performed on a pre-selected plot in the center of each treatment area. Each plot was 4.5×4.5 m² square and included three adjacent drip lines. Infiltration tests were performed under the irrigation pipelines midway between irrigated plant rows, and spaced 1.5 m apart.

Infiltration tests were performed using a 65 mm-radius cylinder inserted to a depth of about 1cm to avoid lateral water losses. A fixed volume of water (100 ml) was poured into the cylinder at time zero, and the time needed for the infiltration of the known volume of water was measured. When the first volume had completely infiltrated, a second known volume of water was added to the cylinder, and the time needed for it to infiltrate was added to the previous time. This procedure was repeated until apparent steady state was reached, i.e. until two consecutive infiltration times were identical, and the cumulative infiltration was then recorded (Lassabatère et al., 2006). In addition, before the infiltration test, a soil sample was

extracted in the vicinity of the infiltration ring to determine the initial soil gravimetric water content and particle-size distribution ($< 2 \text{ mm}$), the latter being analyzed using the sedimentation method. Another 200 cm^3 sample was taken to measure dry bulk density (ρ_d). Saturated volumetric water content (θ_s) was calculated as total soil porosity considering the density of the solid particles to be 2.65 g cm^{-3} .

Soil Hydraulic Characterization and Data Analysis

The BEST algorithm (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters) (Lassabatère et al., 2006) was used to determine soil hydraulic properties. This specific algorithm determines characteristic hydraulic curves that take into account the van Genuchten equation for the water retention curve, $h(\theta)$, (Eq. 1a) with the Burdine condition (Eq. 1b) and the Brooks and Corey relation (Eq. 2) for hydraulic conductivity curve, $K(\theta)$, (Burdine, 1953; Brooks and Corey, 1964; van Genuchten, 1980) :

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

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad [1b]$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad [2]$$

where θ_r and θ_s are the residual and saturated volumetric water content [$\text{L}^3 \text{ L}^{-3}$], respectively; n and m are shape parameters, and h_g is the scale parameter [L] of the water retention curve $h(\theta)$, K_s is saturated hydraulic conductivity [L T^{-1}] and η is the shape parameter of the $K(\theta)$ relationship. θ_r is usually very low and was thus considered to be zero. θ_s was calculated as total soil porosity considering the density of the solid particles to be 2.65 g cm^{-3} . The hydraulic properties were thus represented using five parameters: θ_s , n , h_g , K_s , η . Following Haverkamp et al. (1996), the shape parameters n and η were assumed to mainly depend on soil texture, while θ_s , h_g and K_s were assumed to mainly depend on soil structure.

The BEST algorithm estimates the shape parameters from particle-size distribution by classical pedotransfer functions. BEST derives saturated hydraulic conductivity and sorptivity S ($\text{L T}^{-0.5}$) by modeling the 3D infiltrations performed at zero water pressure head (i.e. Beerkan infiltration method). The 3D cumulative infiltration $I(t)$ and the infiltration rate $q(t)$ can be approached by the explicit transient two-term and steady-state equations given by Haverkamp et al. (1994). The reader is referred to the study of Lassabatère et al. (2006) for

more details on fitting experimental data on infiltration on analytical expressions that can provide estimations of scale parameters. Lassabatère et al. (2006) also described the main characteristics of the BEST algorithm which is coded with MathCAD 11 (Mathsoft Engineering and Education, 2002).

The capillary length (α_h) was then estimated from sorptivity (S) and the other hydraulic parameters through (Haverkamp et al., 2006):

$$\alpha_h = \frac{S^2}{c_p(\theta_s - \theta_0) \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] K_s} \quad [3]$$

where θ_0 is initial water content and c_p is a function of the shape parameters for the van Genuchten (1980) water retention equation (see Haverkamp et al., 2006 and Lassabatère et al., 2006). The relationship between the capillary length and the characteristic microscopic pore “radius” i.e., the mean characteristic dimension of hydraulically functional pore, ξ_m , is known to be:

$$\xi_m = \frac{\sigma}{g\rho_w\alpha_h} \quad [4]$$

where σ is the surface tension [MT^{-2}], ρ_w is the density of water [ML^{-3}] and g is the gravitational acceleration [LT^{-2}]. Taking the properties of pure water at 20 °C as appropriate, Equation (4) reduces to

$$\xi_m = \frac{7.44}{\alpha_h} \quad [5]$$

where α_h and ξ_m are expressed in mm.

Standard statistical analysis was used in this study. In both treatments, the Kolgomorov-Smirnov test was used to check the assumption of normality of the data sets. The effects of time on each soil structure parameter, K_s , α_h , ξ_m and the comparison between the two treatments, FT and LT, were evaluated by analysis of significance using the t -test at 0.05 probability level.

Determining the Horizontal and Vertical Components of the Wetting Front

The analytical simulation model developed by Philip (1984) was used to estimate the surface radius (r) and the depth (z) of the wetted soil volume. Because this model relies on assumptions such as the homogeneity of soil hydraulic properties, we used it as indicative rather than perspective. Philip (1984) found that the travel time of the wetting front away

from a point source radially and vertically is given for dimensionless time (T), vertical distance (Z) and radial distance (R) as:

$$T = \frac{Z^2}{2} - Z + \ln(1 + Z) \quad [6]$$

and

$$T = 2 \exp \left[R - R^2 + \frac{R^3}{2} \right] - 2 \quad [7]$$

where

$$T = \frac{qt}{16\pi \Delta\theta \alpha_h^3} \quad [8a]$$

$$z = 2\alpha_h Z \quad [8b]$$

$$r = 2\alpha_h R \quad [8c]$$

where q is the emitter flow rate, t is time, α_h is the capillary length and $\Delta\theta$ is the difference between the average volumetric water content in the wetted soil and the initial volumetric water content.

RESULTS AND DISCUSSION

Soil Hydraulic Properties

Combining analysis of particle size distribution with modeling of the 3D infiltration experiments enabled us to fully determine the hydraulic parameters of the water retention and unsaturated hydraulic conductivity curves. Table 1 summarizes the statistical parameters of data sets of physical and hydraulic parameters.

Table 1. Statistical parameters of dry bulk density and hydraulic properties for full and limited treatments.

<i>Date</i>	<i>Full Treatment</i>	ρ_d (gcm^{-3})	θ_s ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	n	m	η	K_s (mm s^{-1})	α_h (mm)	ξ_m (mm)
<i>June 1</i>	<i>Mean(8) ‡</i>	1.383	0.478	2.201	0.0915	12.93	8.49E-03*	53.9*	0.138*
	<i>CV %</i>	6.7	7.3				20.6	18.0	16.3
<i>June 24</i>	<i>Mean(8) ‡</i>	1.550	0.415	2.210	0.0951	12.52	2.79E-03*	81.2*	0.092*
	<i>CV %</i>	1.9	2.4				33.3	15.0	16.4
<i>July 1</i>	<i>Mean(6) ‡</i>	1.550	0.415	2.210	0.0951	12.52	1.79E-03*	111.1*	0.067*
	<i>CV %</i>	1.3	1.9				31.4	21.2	24.2
<i>July 8</i>	<i>Mean(8) ‡</i>	1.540	0.419	2.210	0.0948	12.54	1.60E-03*	121.0*	0.062*
	<i>CV %</i>	1.4	1.9				31.7	18.1	15.6
<i>August 6</i>	<i>Mean(6) ‡</i>	1.532	0.422	2.210	0.0946	12.57	2.76E-03*	85.6*	0.087*
	<i>CV %</i>	1.6	2.0				31.8	14.1	13.8
<i>August 22</i>	<i>Mean(6) ‡</i>	1.500	0.434	2.210	0.0939	12.65	4.17E-03*	73.5*	0.101*
	<i>CV %</i>	2.9	4.0				9.1	15.6	14.8
<i>September 10</i>	<i>Mean(8) ‡</i>	1.445	0.455	2.204	0.0926	12.80	5.26E-03*	72.2*	0.103*
	<i>CV %</i>	2.7	3.3				26.1	19.8	19.5
	<i>Limited Treatment</i>								
<i>June 1</i>	<i>Mean(8) ‡</i>	1.383	0.478	2.201	0.0915	12.93	8.49E-03*	53.9*	0.138*
	<i>CV %</i>	6.7	7.3				20.6	18.0	16.3
<i>June 24</i>	<i>Mean(8) ‡</i>	1.446	0.454	2.206	0.0933	12.72	3.25E-03*	70.5*	0.106*
	<i>CV %</i>	2.3	2.7				21.1	8.7	8.4
<i>July 1</i>	<i>Mean(6) ‡</i>	1.517	0.428	2.210	0.0950	12.53	3.35E-03*	88.4*	0.084*
	<i>CV %</i>	2.2	3.0				11.6	7.7	7.6
<i>July 8</i>	<i>Mean(8) ‡</i>	1.525	0.425	2.210	0.0952	12.51	4.07E-03*	107.1*	0.069*
	<i>CV %</i>	2.6	3.3				23.5	6.0	5.8
<i>August 6</i>	<i>Mean(6) ‡</i>	1.490	0.438	2.210	0.0943	12.60	6.15E-03*	79.7*	0.093*
	<i>CV %</i>	0.9	1.0				16.4	11.1	11.0
<i>August 22</i>	<i>Mean(6) ‡</i>	1.452	0.452	2.206	0.0934	12.70	6.25E-03*	74.3*	0.100*
	<i>CV %</i>	3.2	3.7				18.6	22.3	22.2
<i>September 10</i>	<i>Mean(6) ‡</i>	1.451	0.452	2.206	0.0934	12.70	7.72E-03*	69.7*	0.107*
	<i>CV %</i>	3.4	4.2				19.1	11.4	11.6

‡ (Test size)

*Geometric mean

ρ_d : dry bulk density

K_s : saturated hydraulic conductivity

n and m : shape parameters of $h(\theta)$ for the van Genuchten equation with Burdine condition

η : shape parameter of $K(\theta)$ for the Brooks and Corey equation

α_h : capillary length.

ξ_m : mean characteristic dimension of hydraulically functional pore.

The shape parameters of $h(\theta)$ and $K(\theta)$ varied little over time. This low variability is consistent with the assumption that the shape parameters mainly depend on soil texture (Haverkamp et al., 1996).

The K_s , α_h , and ξ_m data sets were consistent with a log normal distribution (Kolmogorov–Smirnov test). Similar results were reported in studies of soil hydraulic properties (Mulla and McBratney 2002). Statistical analysis was thus performed on log-transformed values. At almost every measurement date, K_s showed the highest variability with coefficients of variation (CV), ranging from 11% to 43%. The data sets of both ξ_m and α_h showed low CV values ranging from about 14% to 24% over the whole measurement period. This confirms the homogeneity of soil preparation, the precision of the Beerkan infiltration method, and low spatial variability at small scales.

Figures 2–4 show the values of K_s , α_h , and, ξ_m obtained during the cropping season in the two treatments, FT and LT, as a function of time and as a function of cumulative water application depth. Each graph can be divided into two separate stages. The first stage lasted from the first irrigation event until July 10 around the time the root system was well established. The second stage lasted until the end of the cropping season. During the 1st stage, hydraulic properties were significantly affected by the first irrigation event (according to the t -test) (Table 2). The hydraulic parameters reached their extreme values at the end of this stage. In FT, the mean value of K_s decreased sharply over time and with cumulative water application depth. Its value dropped from $8.5 \times 10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$ to $1.6 \times 10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$ at the end of this stage. It subsequently increased gradually during the second stage to reach a mean value of $5.3 \times 10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$ just prior to harvest (Fig. 2 and Table 3). In LT, K_s reached its minimal value ($3.3 \times 10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$) only five days after the beginning of the irrigation season. Subsequently, the mean value of K_s did not significantly vary, according to the t -test, for a period of some weeks before rising significantly again to reach $7.7 \times 10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$ at the end of the second stage (Fig. 2 and Table 3).

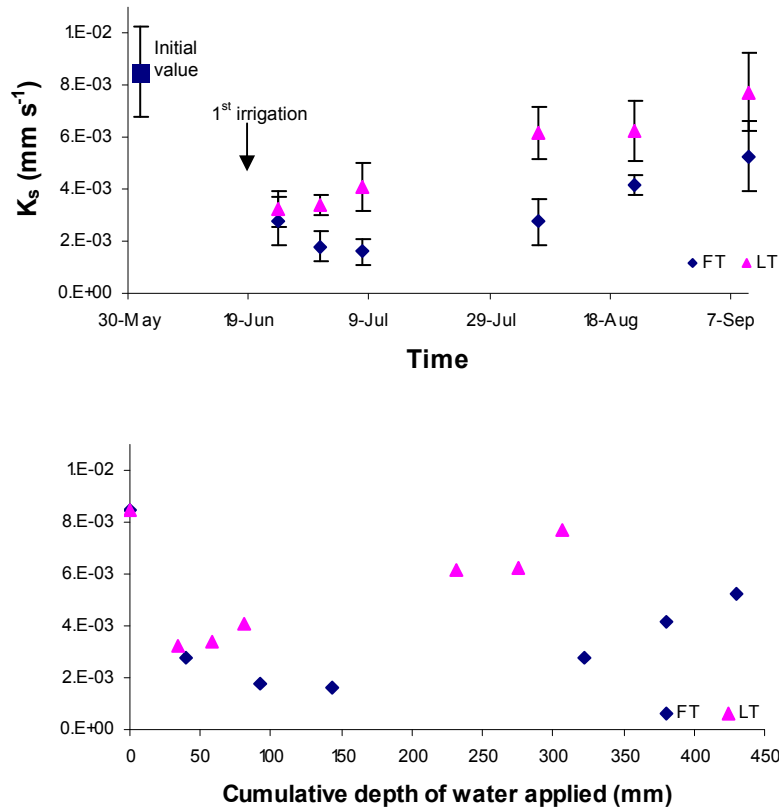


Fig. 2 Changes in saturated conductivity (geometric mean with standard deviation) for both treatments as a function of time and of the cumulative depth of water applied.

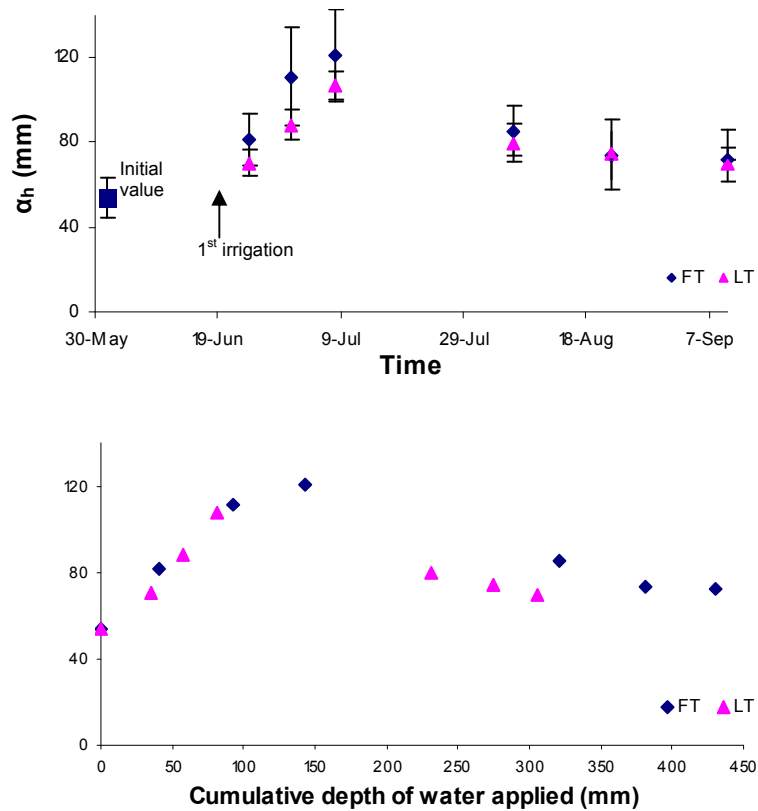


Fig. 3 Changes in capillary length, α_h , (geometric mean with standard deviation) for both treatments as a function of time and of the cumulative depth of water applied.

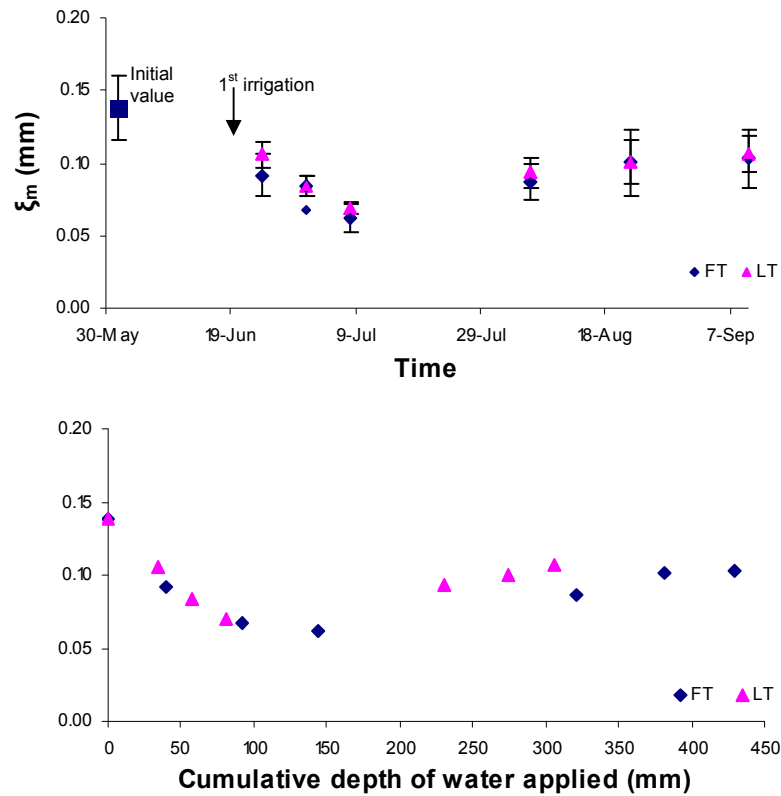


Fig. 4 Changes in mean pore radius, ξ_m , (geometric mean with standard deviation) for both treatments as a function of time as well and of the cumulative depth of water applied.

Table 2. Comparison of soil hydraulic properties in full and limited treatments

<i>Date</i>	<i>Full treatment</i>			<i>Limited treatment</i>		
	K_s (mm s ⁻¹)	α_h (mm)	ξ_m (mm)	K_s (mm s ⁻¹)	α_h (mm)	ξ_m (mm)
<i>June 1</i>	8.49E-03	53.9	0.138	8.49E-03	53.9	0.138
<i>June 24</i>	2.79E-03	81.2	0.092	3.25E-03	70.4	0.106
<i>Difference</i>	5.70E-03 ⁺	-27.3 ⁺	0.046 ⁺	5.24E-03 ⁺	-16.5 ⁺	0.032 ⁺
<i>June 24</i>	2.79E-03	81.2	0.092	3.25E-03	70.4	0.106
<i>July 8</i>	1.60E-03	121.0	0.062	4.07E-03	107.1	0.069
<i>Difference</i>	1.19E-03 ⁺	-39.8 ⁺	0.030 ⁺	-8.21E-04NS	-36.6 ⁺	0.036 ⁺
<i>July 8</i>	1.60E-03	121.0	0.062	4.07E-03	107.1	0.069
<i>September 10</i>	5.26E-03	72.2	0.103	7.72E-03	69.7	0.107
<i>Difference</i>	-3.66E-03 ⁺	48.7 ⁺	-0.042 ⁺	-3.65E-03 ⁺	37.4 ⁺	-0.037 ⁺
<i>June 1</i>	8.49E-03	53.9	0.138	8.49E-03	53.9	0.138
<i>September 10</i>	5.26E-03	72.2	0.103	7.72E-03	69.7	0.107
<i>Difference</i>	3.24E-03 ⁺	-18.3 ⁺	0.035 ⁺	7.73E-04 ⁺	-15.7 ⁺	0.031 ⁺

Difference = Date 1 – Date 2

⁺ Significance at 0.05 probability level.

NS indicates no significant difference.

June 1: before irrigation started.

June 24: five days after the 1st irrigation event.

July 8: rooting system reaches approximately its maximal value

September 19: just prior to harvest.

In both FT and LT, ξ_m decreased from 0.14 mm just before the first irrigation event to about 0.06 mm at the end of the first stage. Subsequently, this parameter gradually increased to reach approximately 0.10 mm at the end of the second stage (Fig. 4 and Table 3). As the mean effective pore radius is inversely proportional to capillary length, the latter displayed inverse behavior with respect to ξ_m (Fig. 3 and Table 3). It increased significantly from about 54 mm before the start of the irrigation season to a maximal value of 120 mm at the end of the first stage. It then decreased gradually to reach a value of about 72 mm just before harvest. The temporal variations in soil hydraulic properties were in agreement with the temporal change in dry bulk density during the cropping season. Dry bulk density showed a significant increase five days after irrigation started, and then stabilized somewhat before starting a downward trend at the end of the second stage (Fig. 5).

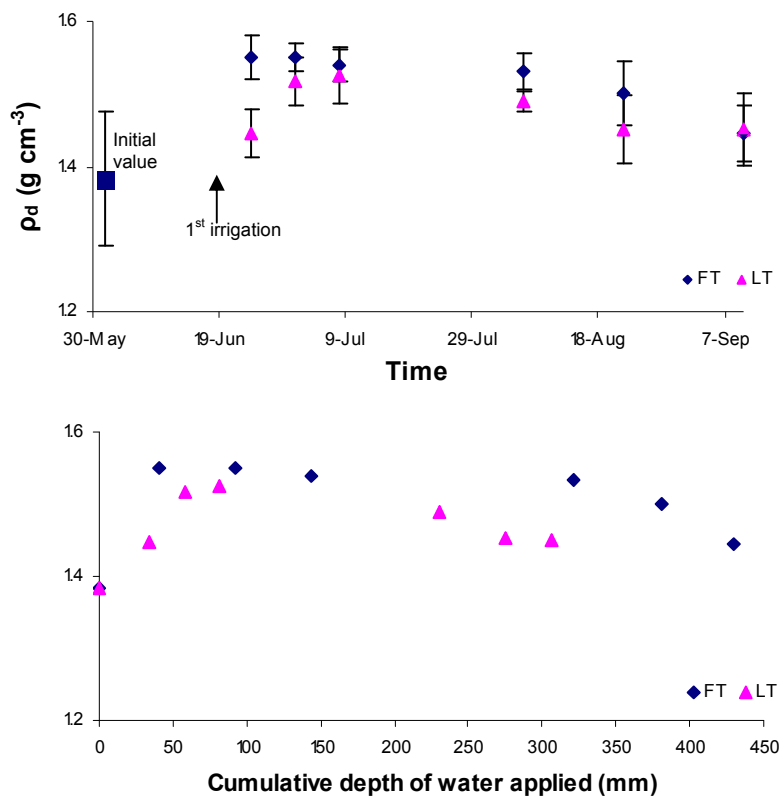


Fig. 5 Changes in dry bulk density, ρ_d (arithmetic mean with standard deviation) for both treatments as a function of time and of the cumulative depth of water applied.

Temporal variations in soil hydraulic properties were, in general, similar in FT and LT but with different apparent response intensity (Figs 2, 3 and 4). In the second stage, K_s values were significantly higher in LT than in FT, while in the first stage the values did not differ (according to the t -test) (Table 3). No significant differences were found in α_h and ξ_m between the two treatments at each measurement date (t -test) (Table 3). As a function of cumulative water application depth, FT showed that during the irrigation season, the three parameters

reached their extreme values at the same cumulative water application depth of 144 mm. This value was much higher than that in LT (81 mm) (Figs 2, 3 and 4).

Table 3. Comparison of soil hydraulic properties between full and limited treatments.

<i>Date</i>	<i>Treatment</i>	K_s (mm s ⁻¹)	α_h (mm)	ξ_m (mm)
June 24	FT	2.79E-03*	81.2	0.092
	LT	3.25E-03	70.4	0.106
	Difference	-4.61E-04NS	10.7NS	-0.014NS
July 8	FT	1.60E-03	121.0	0.062
	LT	4.07E-03	107.1	0.069
	Difference	-2.47E-03 ⁺	13.9NS	-0.008NS
September 10	FT	5.03E-03	72.2	0.103
	LT	7.72E-03	69.7	0.107
	Difference	-2.69E-03 ⁺	2.6NS	-0.004NS

*Geometric mean value. Difference = Date 1 – Date 2

⁺ Significance at 0.05 probability level.

NS indicates no significant difference.

In the two treatments, the temporal changes in K_s were generally associated with changes in ξ_m at all measurement dates and inversely to changes in both ρ_d and α_h . The mean characteristic pore dimension and the capillary length are actual estimates of the capillary component of water transfer into the soil. Thus, the higher ξ_m , the greater the effect of gravity compared to capillarity, as the infiltration driving force.

Temporal changes in the soil hydraulic properties can be commented as follows. At the beginning of the irrigation season, temporal variations in soil hydraulic properties could be due to the “hydraulic” compaction of soil following water application. This is in agreement with the concomitant increase in the dry bulk density (Fig. 5 and Table 1). The volume of water delivered during the first irrigation event and the following frequent irrigations caused restructuration of the fragile structural porosity created by soil preparation operations (Mapa et al., 1986; Angulo-Jaramillo et al., 1997; Cameira et al. 2003). During the second part of the irrigation season, when the irrigation rate decreased due to lower water requirements, the effect of irrigation was overtaken by the effects of wetting and drying cycles associated with the effects of the rooting system. The rooting system could be asymmetric as a result of irrigation with one drip line installed for every two plant rows. Some roots could grow and develop preferentially in the vicinity of emitters, creating new channels or continuity between existing pores. Shirmohammadi and Skaggs (1984) observed that in cropped soils, hydraulic conductivity was much higher than in bare soils due to the effect of the rooting system. Similar results were also reported by Cameira et al. (2003), Iqbal et al. (2005) and Rasse et al. (2000). The latter authors found that the crop rooting system tended to increase water flow

resulting in higher K_s values and a larger macroporosity. In addition, as both α_h and ξ_m are characteristic microscopic lengths estimating the capillary component of water transfer, their temporal variations indicated a change in structure of the fine soil fraction. An increase in α_h and a decrease in ξ_m during the first stage indicates that the structural pattern of the fine fraction of soil changed from a poorly connected porous network before irrigation started to a more interconnected network in the middle of irrigation season. The presence of connected pores in that period may be the result of soil biological activity that is locally stimulated by the permanent high humidity of the wetted zone of the soil. White and Sully (1987) linked the higher value of the mean characteristic pore dimension to soil biological activity which is expected to be maximum in the surface soil layer. In addition, during the first stage, the change in these two parameters indicates a decrease in soil porosity leading to an increase in dry bulk density (Fig. 5). The reverse occurred during the second stage, confirmed by an increase in soil porosity at the end of irrigation season, and by a change in structural porosity from an interconnected porous network to a less connected one (Angulo-Jaramillo et al., 1997).

The processes affecting soil hydraulic properties were similar in the two irrigation treatments. Variations in α_h and ξ_m over time were similar in FT and LT. Although we used two different irrigation schedules i.e., two different water amounts with two different application frequencies, the two microscopic lengths reached their extreme values at the same date i.e., at the end of the first stage, but not at the same cumulated water application depth. In our soil and climatic context, an added cumulated water application depth of from 81 mm to 144 mm did not lead to a significant change in the mean values of these two parameters. This indicates that both irrigation management systems play similar roles in the soil matrix. In other words, a change in irrigation management does not appear to adversely influence the fine fraction of the soil.

In contrast, K_s values were significantly higher in LT than in FT during the second stage (Fig. 2 and Table 3). In LT, the soil was thus more conductive than in FT. This can be attributed to irrigation management. The frequency of water application used in LT (every other day) increased the importance of the alternating daily effects of wetting and drying cycles leading to the formation of the moderate cracks on the soil surface observed with this treatment during measurement campaigns. Thus, we can hypothesize that structural porosity is responsible for the largest water transport fraction (Cameira et al., 2003). This shows that different irrigation management systems mainly affect the larger fraction of pores. This

confirms the effects of irrigation, the alternative cycles of wetting and drying, biological activity, root development on soil porosity.

The concomitance of extreme values of soil hydraulic properties in the two treatments may be due to the fact that these hydraulic properties are related to the same internal pore geometry. The difference between the two treatments in the cumulated water application depth at which our three hydraulic parameters reached their extreme values can be explained by the different volumes of water applied and by the irrigation schedule that stimulated or not the development of structural porosity in the surface soil layer.

Effect of Temporal Changes on Simulated Components of the Wetting Front

Based on the temporal changes in measured soil hydraulic parameters identified above, three sets of hydraulic properties were used to examine the effects of this phenomenon on the dimensions of the wetted soil volume. The first set represents the fragmented soil before irrigation started, so the initial values of soil hydraulic properties were used. The second set represents the restructuration of the soil some days after irrigation started and the average situation over the irrigation season. The third set represents the extreme situation of “hydraulic” compaction after three weeks of irrigation, that is to say at the 4th measurement date (see Figs. 2, 3 and 4 from June 1 until July 8). The input parameters of the mathematical equations of Philip’s model are (i) two given irrigation periods: $t = 12$ h and 24 h (ii) $q = 2 \text{ l h}^{-1}$ as emitter flow rate, (iii) the difference ($\Delta\theta = 0.2$) between initial water content and mean value of water content of the wetted soil volume which are assumed to be uniform, and (iv) the mean value of capillary length for each hydraulic parameter set. Table 4 shows the width (r) and depth (z) of the wetting pattern computed from Eqs. (6)–(8a), (8b), (8c) for the three sets and for the two irrigation periods. For the three parameter sets, it can be seen that the volume of wetted soil and of the water applied to the soil are similar. Results showed that there were differences in the dimensions of the wetting pattern. Initial soil hydraulic properties tended to form slightly vertically elongated bulb. The increase over time in the capillary length, i.e., characteristic of the capillary component of water transfer, led to an increase in the horizontal component of the wetting bulb (about 30%) and to a decrease in its vertical component (about 25%) for the two periods of irrigation concerned. In other words, it led to a horizontally elongated bulb. Differences in the dimensions were due only to temporal variability associated with water applications for the two given irrigation periods.

Table 4. Comparison of wetting patterns between different soil parameter sets for input parameters: $q = 2 \text{ lh}^{-1}$ as emitter flow rate, and the difference ($\Delta\theta=0.2$) between initial water content and mean value of water content of the wetted soil volume that are assumed to be uniform.

	<i>t=12hr</i>			<i>t=24hr</i>		
	<i>June 1</i>	<i>June 24</i>	<i>July 8</i>	<i>June 1</i>	<i>June 24</i>	<i>July 8</i>
<i>The radius of the wetted bulb, r (cm)=</i>	22.4	25.6	28.5	25.85	30.02	33.85
<i>The depth of the wetted bulb, z (cm) =</i>	67.3	58.8	52.7	92.5	79.73	70.51
<i>Applied water volume (liter) = qt=</i>	24	24	24	48	48	48
<i>Volume of the wetted soil (liter) = qt / $\Delta\theta$=</i>	120	120	120	240	240	240

June 1: before irrigation started.

June 24: some days after irrigation started.

July 8: rooting system reaches its approximate maximal value

CONCLUSIONS

In this study, the behavior of a loamy soil under drip irrigation was analyzed using the Beerkan infiltration method to identify the temporal variability of its hydraulic properties caused by high-frequency irrigation during a maize cropping season. Two different irrigation treatments, a full (FT) and a limited (LT), were investigated. Our results demonstrated that both soil porosity and hydraulic properties varied over time. Soil behavior can be divided into two separate stages. The first stage lasted from the first irrigation event (56 days after sowing of the crop) until the root system was well established (75 days after sowing). During this stage, soil porosity was significantly affected by the first irrigation event, resulting in a decrease in both saturated hydraulic conductivity K_s and in the mean pore effective radius ξ_m , and in an increase in capillary length α_h . These hydraulic parameters reached their extreme values at the end of this stage. This behavior was explained by the “hydraulic” compaction of the surface soil following irrigation.

Later in the season, during the second stage, a gradual increase in both K_s and ξ_m and a gradual decrease in α_h were observed in both FT and LT, when the effect of irrigation was overtaken by other phenomena. The latter was put down to the effects of wetting and drying cycles, soil biological activity, and the effect of the root system, which could be asymmetric as a result of irrigation with only one drip line installed for every two plant rows.

The processes that affect soil hydraulic properties in the two irrigation treatments were found to be similar. No significant change in mean effective pore radius and in capillary length was observed between FT and LT. However, as a result of daily wetting and drying cycles, which were very marked in LT, the soil was found to be more conductive than in the

FT. This shows that different irrigation management systems mainly affect the larger fraction of pores i.e., structural pores.

Our work raises questions about the usefulness of taking this phenomenon into account to improve the efficiency of both water and fertilizer under drip irrigation. To answer this question, we studied the impact of temporal changes in soil hydraulic properties on the dimension of the wetting bulb using a simplified modeling approach. Our results demonstrated that there were major differences in the computed width and depth of the wetted bulb when model input parameters measured before and after irrigation were used. An increase in capillary length over time led to the more horizontally elongated bulb. This change can improve the efficiency of both irrigation and fertilization of the root zone and reduce losses of both water and solute due to deep percolation. As a practical result of this study, we recommend fertigation after the restructuration of tilled soil in order to mitigate agro-environmental risks and to improve the efficiency of the use of solutes. The temporal changes in soil hydraulic properties identified in our study should be taken into account in future studies when simulating soil water transfer under drip irrigation in order to improve irrigation scheduling practices.

ACKNOWLEDGEMENT

The AEC of Syria is greatly acknowledged for the Ph.D. scholarship granted to Ibrahim Mubarak.

2.4 Conclusion du chapitre

La démarche d'expérimentation présentée dans ces deux études nous a permis de mieux comprendre la relation entre la variabilité temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol et la variabilité temporelle de l'espace poral au cours de la saison de culture irriguée en goutte-à-goutte. Dans la première étude, l'analyse du retrait met en exergue la structure du sol. Cela permet d'améliorer l'interprétation des résultats de la méthode Beerkan grâce à une distinction entre les deux porosités du sol : texturale et structurale. L'application conjointe de ces deux méthodes nous permet de dire que Beerkan demeure une méthode robuste et précise pour déterminer les paramètres hydrodynamiques du sol et caractériser leur changement temporel. Cette méthode présente en outre l'avantage d'être facile à mettre en œuvre, et peu coûteuse en temps et en moyens.

Les résultats ont aussi montré que les paramètres principalement liés à la texture du sol demeurent constants. Les paramètres de forme des relations $\theta(h)$ et $K(\theta)$ varient faiblement au cours du cycle cultural. Cette faible variabilité est en accord avec l'hypothèse selon laquelle ces paramètres sont principalement liés à la texture de sol.

Les paramètres qui dépendent essentiellement de la structure du sol évoluent tout au long de la campagne culturale. Des variations importantes des paramètres hydrodynamiques ont été identifiées après le début de l'irrigation : une diminution à la fois de la K_s et de la ζ_m , et une augmentation de la longueur capillaire α_h . Elles résultent de la réorganisation des particules du sol. Plus tard dans la saison, une augmentation progressive à la fois de la K_s et de la ζ_m , et une diminution progressive de la α_h , ont été observées dans les deux traitements FT et LT. À ce stade-là, les effets de l'irrigation ont été compensés par d'autres phénomènes avérés (a) ou supposés (s) : (ia) les effets alternés d'humidification et de dessèchement du sol en cours de journée génèrent de la microfissuration, (iis) le système racinaire se développant préférentiellement à proximité des goutteurs établit une connexion entre les pores du sol, (iiia) l'activité biologique du sol est favorisée par une humidité permanente.

Ces phénomènes précédents, affectant les propriétés du sol, sont similaires pour deux régimes d'apports d'eau différents (FT et LT). Les évolutions de la α_h et de la ζ_m sont identiques pour ces deux traitements. Ces deux conduites d'irrigation jouent, cependant, un rôle important sur l'évolution de la macroporosité du sol (les pores structurels). Une irrigation tous les deux jours (LT), favorise davantage la formation des pores structurels donnant lieu à un sol plus conducteur.

Une application numérique a été faite en utilisant un modèle analytique simplifié pour illustrer l'influence du changement temporel des paramètres du sol sur les dimensions du bulbe humide à savoir, l'extension latérale du front d'humectation à la surface du sol et la profondeur humectée sous un goutteur. On constate des différences importantes de ces dimensions. L'augmentation de la longueur capillaire du sol après le début des irrigations, favorise l'extension latérale du bulbe humide.

Le modèle analytique utilisé est une solution simplifiée. Il repose en effet sur des hypothèses plus ou moins fortes, telles que l'homogénéité verticale des propriétés hydrodynamiques du sol, et la non prise en compte de l'extraction racinaire. Il convient donc d'afficher une certaine prudence lors de son application au dimensionnement ou à la conduite des irrigations

Étant donné que le pilotage d'irrigation est régulièrement basé sur les mesures de la teneur en eau du sol ou de la tension, notre travail soulève la question relative à l'impact du changement temporel des paramètres hydrodynamiques du sol sur le transfert d'eau et sa distribution en système cultivé. Pour répondre à cette question, un modèle plus élaboré tenant compte de l'hétérogénéité du milieu et notamment de la présence d'un système racinaire est nécessaire. Les simulations numériques sont des outils efficaces pour enquêter sur les pratiques optimales du goutte à goutte (Meshkat et al., 1999, Schmitz et al., 2002; Cote et al., 2003). Ce sera l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 3

Analyse de l'impact de la variabilité temporelle au moyen de la modélisation

3 Chapitre 3. Analyse de l'impact de la variabilité temporelle au moyen de la modélisation

3.1 Introduction

Nous avons vu dans le chapitre précédent que les paramètres hydrodynamiques et physiques du sol cultivé évoluent au cours de la campagne d'irrigation en goutte-à-goutte. On a évoqué la question relative de l'impact de ce changement temporel sur le transfert d'eau dans le sol.

Nous nous proposons dans ce chapitre d'utiliser le code numérique Hydrus2D afin d'analyser l'impact de la variabilité temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol sur le suivi des cinétiques et des réserves hydriques sous irrigation goutte à goutte. Cette modélisation numérique, fondée sur une représentation plus fine de la dynamique de l'eau, permet d'utiliser des conditions initiales et aux limites aussi proches que possible de la réalité, de tenir compte de l'hétérogénéité du profil du sol et de l'extraction racinaire.

Nous avons alimenté ce code avec les données du site expérimental de Lavalette au Cemagref. Les conditions initiales avant arrosage ont été établies à partir des mesures d'humidité neutroniques. Les suivis simulés de teneur en eau et les stocks hydriques sous la gaine ainsi que sous le maïs obtenus avec le code Hydrus2D, ont été comparés, d'une part, avec ceux mesurés in situ par des sondes à neutrons installées dans les deux traitements FT et LT et, d'autre part, avec ceux obtenus avec la sonde capacitive EnviroSMART installée pour le traitement FT.

Pour chaque conduite d'irrigation (FT et LT), nous présentons deux séries de simulations :

avec un profil du sol hétérogène tel qu'il a été caractérisé in situ. Selon cette considération, les caractéristiques des couches profondes restent constantes au cours du temps, et celles de la couche arable sont variables : 3 cas pour FT et 2 cas pour LT.

avec un profil supposé homogène et pour lequel les paramètres sont ceux de la configuration étudiée.

La démarche de simulation est présentée dans la section suivante (3.2) qui fait l'objet d'un article Mubarak et al (2009c) accepté à publier dans la revue *Agricultural Water Management*. Cette démarche est utilisée pour différents scénarios de données d'entrée en ce qui concerne la conduite d'irrigation et le type de profil du sol. Les valeurs utilisées des paramètres de Hydrus2D non citées dans ce chapitre sont présentées en annexe 3. Les sorties des simulations ont été comparées aux valeurs expérimentales sur la base du RMSE, critère

robuste et classiquement utilisé. Les drainages simulés étant nuls, la comparaison a donc porté sur les teneurs en eau à différentes profondeurs ainsi que sur les stocks d'eau dans la zone humidifiée par le goutteur et dans la zone racinaire sous la tige de maïs.

3.2 Le traitement FT (Full Treatment)

3.2.1 Profil hétérogène du sol (Article 3, Mubarak et al., 2009c : “*Effect of Temporal Variability in Soil Hydraulic Properties on Simulated Water Transfer under High-Frequency Drip Irrigation*”)

Cette partie fait l'objet d'un article accepté à publier, sous presse, dans la revue *Agricultural Water Management*. Article 3 : Mubarak et al. (2009c).

Effect of Temporal Variability in Soil Hydraulic Properties on Simulated Water Transfer under High-Frequency Drip Irrigation

IBRAHIM MUBARAK^{1,2,3*}, JEAN CLAUDE MAILHOL², RAFAEL ANGULO-JARAMILLO^{1,4}, SAMI BOUARFA², PIERRE RUELLE²

¹ *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, LTHE (UMR 5564, CNRS, INPG, UJF, IRD), BP 53, 38041, Grenoble, Cedex 9, France.*

² *Cemagref, BP 5095 - 34196 Montpellier Cedex 5, France*

³ *AEC of Syria, Department of agriculture, PB 6091, Damascus, Syria.*

⁴ *Laboratoire des Sciences de l'Environnement, LSE-ENTPE, Rue Maurice Audin, 69518 Vaulx en Vélain, France.*

* Corresponding author Tel.: +33 467166443; fax: +33 467166440.

E-mail address: ibrahim.mubarak@cemagref.fr

Paper accepted to *Agricultural Water Management*.

ABSTRACT

The effect of changes in the hydraulic properties of a loamy topsoil on water transfer under daily drip irrigation was studied over a cropping cycle. Soil water contents were measured continuously with neutron probes and capacitance sensors placed in access tubes (EnviroSMART) and were compared to predications made by the Hydrus-2D model. Three different sets of hydraulic parameters measured before and after irrigation started, were used. Our results demonstrated that, based on the assumptions used in this study, the accuracy of the Hydrus predictions is good. Graphical and statistical comparisons of simulated and measured soil water contents and consequently the total water storage revealed a similar trend throughout the monitoring period for the all three different sets of parameters. The soil hydraulic properties determined after irrigation started were found to be much more representative of the majority of the irrigation season, as confirmed by the accuracy of the simulation results with high values of the index of agreement and with values of RMSE similar in magnitude to the error associated with field measurements ($0.020 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$). The highest RMSE values (about $0.04 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$) were found when the model used input soil parameters measured before irrigation started. Generally, changes in topsoil hydraulic properties over time had no significant effect on soil moisture distribution in our agro-pedo-climatic context. One possible explanation is that daily water application was conducted at the same time as maximal root water uptake. This meant the soil did not need to store total daily crop water requirements and consequently that the water redistribution phase represented a very short stage in the irrigation cycle. It is probable that irrigating in the daytime when crop evapotranspiration is highest could prevent the effects of a temporal change and other problems connected with the soil. Moreover, water will be always available for the crop. Further experiments are needed to justify the results and to study the effects of low frequency drip irrigation on soil hydraulic characterization and consequently on soil water transfer in order to improve irrigation scheduling practices.

Keywords: Soil hydraulic properties; Temporal Variability; Hydrus-2D; Drip irrigation; Maize.

1. INTRODUCTION

Drip irrigation enables water and fertilizers to be applied at exact doses all over a field. If the drip irrigation systems are properly designed, managed and maintained for any given set of soil, crop and climatic conditions, drip irrigation improves the efficiency of water and fertilizer use and reduces the risk of pollution.

As the frequency of water application under drip irrigation is high, the infiltration period is a very important stage of the irrigation cycle (Rawlins, 1973). The extent to which water moves laterally and vertically away from a dripper is determined by the hydraulic properties of the soil (Philip, 1984; Revol et al., 1997). Estimating the dimensions of the wetting bulb is important for the design of drip systems to avoid water being transferred beyond the root zone (Bresler, 1978; Zur et al., 1994; Zur, 1996 and Revol et al., 1997). Thus a good knowledge of the soil hydraulic properties involved in the multidirectional infiltration process over the course of the irrigation cycle is indispensable. Other factors such as emitter discharge rates, the amount water used, irrigation frequency, crop water uptake rates and root distribution patterns can influence the spatial distribution of soil water content and fertilizer concentrations.

The influence of these factors on moisture distribution patterns can be better understood using soil water simulation models. Numerical simulations are efficient tools to investigate optimal drip management practices (Meshkat et al., 1999; Assouline, 2002; Schmitz et al., 2002; Cote et al., 2003; Skaggs et al., 2004; Beggs et al., 2004; Li et al., 2005; Lazarovitch et al., 2005 and 2007; Gardenas et al., 2005; Hanson et al., 2006 and 2008). Hydrus-2D (Simunek et al., 1999) is a well-known Windows-based computer software package for simulating water and solute transfer in variably saturated porous media. The accuracy of Hydrus-2D simulations of water infiltration and redistribution under drip irrigation has been evaluated for both bare and cultivated soils (Vrugt et al., 2001; Skaggs et al., 2004; Assouline et al., 2006; Arbat et al., 2008; Patel and Rajput, 2008). However, there have been few studies showing that numerical simulations of drip irrigation agree with long term field measurements under cultivated soil conditions, thus calling into question the value of the conclusions drawn from numerical simulations.

For a particular soil-water-plant system and given climatic conditions, the water transport properties of the soil surface layer may change during the growing season. This temporal variation is likely due to modifications in surface soil conditions resulting from

tillage practices (Mohanty et al., 1996; Cameira et al., 2003), and to the effect of the root system (Shirmohammadi and Skaggs, 1984; Rasse et al., 2000 and Iqbal et al., 2005). Wetting and drying cycles are also considered as the primary events causing structural transformations in tilled soils. Wetting of tilled soil by traditional irrigation or rainfall causes in aggregate breakdown (Shiel et al., 1988) resulting in reduced porosity, changes in soil pore size distribution and associated soil hydraulic properties (Collis-George and Greene, 1979; Mapa et al., 1986; Kemper et al., 1988; Cameira et al., 2003; Mubarak et al., 2008; Mubarak et al., 2009). Modeling of temporal dynamics of soil structure after tillage is recently advanced thanks to the advances in statistical and parametric methods for expressing soil pore size distribution. Model results of pore size evolution have been used to predict temporal changes in soil hydraulic functions (Or, 1995; Ghezzehei and Or, 2000; Or et al., 2000; Leij et al., 2002). According to these models, temporal changes in soil structure due to wetting-drying cycles occurred in the structural pore space only, whereas textural porosity was assumed stable with time. The saturated hydraulic conductivity that decreases after tillage and after total porosity loss is reflected by reduction in saturated water content with time (Or et al., 2000). However, further studies are needed to provide experimental validation of these models. Strudley et al. (2008) reported in their literature review of tillage effects on soil hydraulic properties in space and time, that *“very little work has been done to measure the effects of irrigation on soil hydraulic properties. Theoretical advances are similarly limited (Or, 1996 ; Or et al., 2000 ; Leij et al., 2002a,b ; Or and Ghezzehei, 2002)”*.

Similar to traditional irrigation systems, drip irrigation can also alter soil structure and the soil hydraulic behavior can be affected as a result. Mapa et al. (1986) experimentally studied the effects of wetting and drying caused by low frequency drip irrigation on soil hydraulics following tillage. These authors found that water retention characteristics and hydraulic conductivity changed significantly over the low-suction/high water content range after only one wetting/drying cycle in Molokai silty clay loam and Waialua clay loam in O’ahu, Hawaii. Mubarak et al. (2008) studied series of 3D *in situ* infiltration tests and *ShC* analysis carried out on a silty clay loam soil in two different structural conditions. Their results allowed to get insights on the relationship between the changes over time in soil hydraulic properties and in pore space during a drip irrigated cropping cycle. *ShC* analysis was an additional assessment of soil structure and stability. This assessment helped interpreting the results derived from the Beerkan infiltration method by a determination covering the whole range of pore dimensions with quantitative and descriptive distinction between textural porosity and structural porosity. The results of both methods showed that the

large structural pore developed over time will increase saturated hydraulic conductivity and the effect of gravity, while the textural porosity behavior will remain constant over time due to the constant soil texture. Mubarak et al. (2009) intensively identified temporal variability in field soil hydraulic properties under high-frequency drip irrigation during a maize cropping season on a loamy soil in the south of France using the Beerkan infiltration method. Their results demonstrated that both soil porosity and hydraulic properties changed over time as a consequence of drip irrigation, alternative cycles of wetting and drying, biological activity, and root development. The temporal changes in soil behavior could be divided into two separate stages. The first stage lasted from the first irrigation event until the root system was well established. During this stage, soil porosity was significantly affected by the first irrigation events, resulting in a decrease in both the saturated hydraulic conductivity K_s and the mean pore effective radius ξ_m as well as in an increase in capillary length α_h . These hydraulic parameters attained their extreme values at the end of this stage. This behavior was explained by the “hydraulic” compaction of the surface soil following irrigation. Later in the season i.e., during the second stage, a gradual increase in both K_s and ξ_m and a gradual decrease in α_h were observed when the effect of irrigation was overtaken by another phenomenon. The latter was put down to the effects of wetting and drying cycles associated with those of the root system, which could be asymmetric as a result of irrigation with only one drip line installed for every two plant rows. Some roots could grow and develop preferentially in the vicinity of emitters, creating new channels or continuity between existing pores. Another possible explanation mentioned was re-opening of the connection between structural pores due to the soil biological activity that is locally stimulated by permanent high humidity in the wetted zone of the soil. This work raised a question about the best time in a cropping season to evaluate the hydraulic properties of a soil to improve water management and to mitigate agro-environmental risks. Research was consequently needed to illustrate the effects of the temporal variability of soil hydraulic properties on moisture distribution patterns under drip irrigation. The objective of the present work was to decide whether or not the changes in the topsoil parameters identified in Mubarak et al. (2009) should be taken into account over the course of a cropping season under high-frequency drip irrigation by comparing soil water contents measured with both neutron probes and capacitance sensors placed in access tubes (EnviroSMART) with the results obtained with the Hydrus-2D model.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Field Description and Measurements

The study site is located at the Domain of Lavalette at the Cemagref Experimental Station in Montpellier, France (43°40'N, 3°50'E) where there is a fully equipped meteorological station (see Mubarak et al. 2009). The surface soil was plowed and then the 8 cm topsoil was ground into aggregates less than 2 mm in diameter. Maize (Pionner PR35Y65) was sown on April 24, 2007 with a row spacing of 0.75 m and a plant density of 100 000 ha⁻¹. The drip irrigation system was installed at the beginning of June with one drip tube for two plant rows resulting in lateral spacing of 1.5 m. The tubing was drip tape with a 16-mm inside diameter, a wall thickness of 8 mm, an emitter spacing of 30 cm and a flow rate of 3.67 l h⁻¹ m⁻¹. First irrigation was applied at the 12-leaf stage of development of the crop about two months after sowing i.e., on June 19, for a period of approximately 7.5 h (due to rainy events it was not necessary to irrigate early). On the basis of estimated crop water demand, irrigation was applied daily for three hours. As it was not possible to irrigate at the weekend, three hours supplementary irrigation was applied on Friday and Monday. This irrigation schedule was maintained until the last week of July i.e., the end of experimental measurements.

A 13.5m² plot that included three drip lines pre-selected by Mubarak et al. (2009) was the subject of the present work. Soil water content was measured with both neutron probes and capacitance sensors placed in access tubes (EnviroSMART). Two access tubes for the neutron probes were installed just before irrigation started to a depth of 150 cm with measurements every 10 cm. One was placed beside of the central drip line and the other in the crop row, with 37.5 cm between the two. One week after the first irrigation event, an EnviroSMART access tube was installed near the drip tape 1 m away from the neutron access tube. This tube was installed to a depth of 120 cm with sensors affixed every 20 cm sealed inside the access tube and connected to a data-logger for long term measurements. The neutron probe was calibrated from gravimetric measurements using soil samples collected during installation of the access tubes. The root mean square error, RMSE, of estimated volumetric water content was approximately 0.020cm³ cm⁻³. The EnviroSMART was calibrated from volumetric water content measured using the neutron moisture meter. Field measurements were made from June 19 through July 30. Fourteen neutron probe measurements were taken during this period. Soil water content was measured by EnviroSMART at 20-min intervals.

2.2. Numerical Modeling

2.2.1. Water Flow Simulation

As the space between emitters was small (30 cm), the drip tubing can be considered as a line source. Water transfer is therefore treated as a bi-dimensional (vertical plane) process (Skaggs et al., 2004; Arbat et al., 2008). Our field observations of the wetting pattern on soil surface during experiments also supported such consideration.

The governing equation for water flow in two-dimensional form is the 2D Richards equation

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} + K(h) \right) - S(h, x, z) \quad [1]$$

where θ is the soil water content [$L^3 L^{-3}$]; t is the time [T]; h is the soil pressure head [L]; x is the horizontal coordinate; z the vertical coordinate (positive upwards); $K(h)$ is the hydraulic conductivity and $S(h, x, z)$ the sink term represents root water uptake [T^{-1}]. The Hydrus-2D code (Simunek et al., 1999) was used to solve the Eq. (1) using the finite element method based on the mass conservative iterative scheme. Water extraction $S(h, x, z)$ was computed according to the Feddes model (Feddes et al., 1978). This model at any point in the root zone assigns plant root water uptake rates according to the local soil water pressure head, h . It defines the manner in which transpiration is reduced below potential when the soil is no longer capable of supplying the amount of water required by plant under the prevailing climatic conditions. Water uptake is assumed to be zero close to saturation (i.e., wetter than some arbitrary “anaerobiosis point”, $h1$) and for soil water pressure head less than the wilting point pressure head ($h < h4$). Water uptake is considered optimal between two pressure heads $h2$ and $h3$, whereas for soil water pressure head values between $h3$ and $h4$ (or $h1$ and $h2$), water uptake decreases (or increases) linearly with h . Parameters of the Feddes model (the stress response function) for a majority of agricultural crops are directly implemented into Hydrus.

2.2.2. Boundary and Initial Conditions

We simulated a presumed 2D symmetric vertical profile of the soil. The simulated flow domain included one irrigation tube and two crop rows as can be seen in Fig. 1. The horizontal dimension of the flow domain was set at 1.50 m, i.e. drip tube spacing, and the vertical dimension was also set at 1.50 m. It was assumed that lateral water flow across the boundaries is zero (zero flux boundary condition) and that the bottom boundary simulates free drainage from a relatively deep soil profile. It was also assumed that potential

evapotranspiration is equal to potential crop transpiration, and that evaporation can thus be ignored (at this crop development stage). An atmospheric condition was imposed along widths consistent with the lateral extension of the rooting system. A zero flux boundary condition was imposed on the rest of the soil surface. The atmospheric condition was taken into account on an hourly basis. Crop water demand ET_c was calculated by multiplying the ET_{ref} , the daily reference evapotranspiration calculated with the Penman (1948) equation, by the crop coefficient K_c . The latter was calculated by the simulated leaf area index ($K_c = f(LAI)$) for maize (Mailhol et al, 1997 ; Khaledian et al., 2009), with a maximal value of K_c ($K_{c_{max}} = 1.2$) proposed by Doorenbos and Pruitt, (1977). To obtain the hourly crop evapotranspiration, the daily computed crop evapotranspiration was divided up between the day as follows: 10% per hour from 09:00 to 19:00 and 0% for the remainder of the day (Dantas-Antonino, 1992).

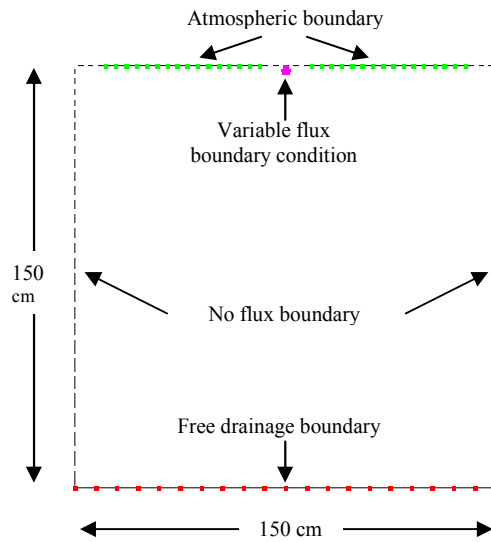


Fig. 1 Flow domain and boundary conditions used in the Hydrus-2D simulations.

The drip tubing can be represented as a small circle with a 1-cm radius placed 0.5 cm below the top boundary on the plane of symmetry between two consecutive crop rows. During irrigation, the drip line boundary has a constant water flux, q . This flux was calculated based on the water application rate and the modeled drip tape surface area:

$$q = \frac{\text{flow rate}}{\text{surface area}} = \frac{3.67 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}}{2\pi(0.01 \text{ m})(1 \text{ m})} = 0.0584 \text{ m} \cdot \text{h}^{-1} \quad [2]$$

When water application ended, the boundary of drip tape became a zero flux condition. The hourly atmospheric boundary flux and the drip line boundary flux used for the Hydrus-2D model simulations are shown in Figure 2 as a function of time during the monitoring period.

The initial water distribution was defined according to the soil water content measured by the two neutron moisture meters just before the first irrigation event.

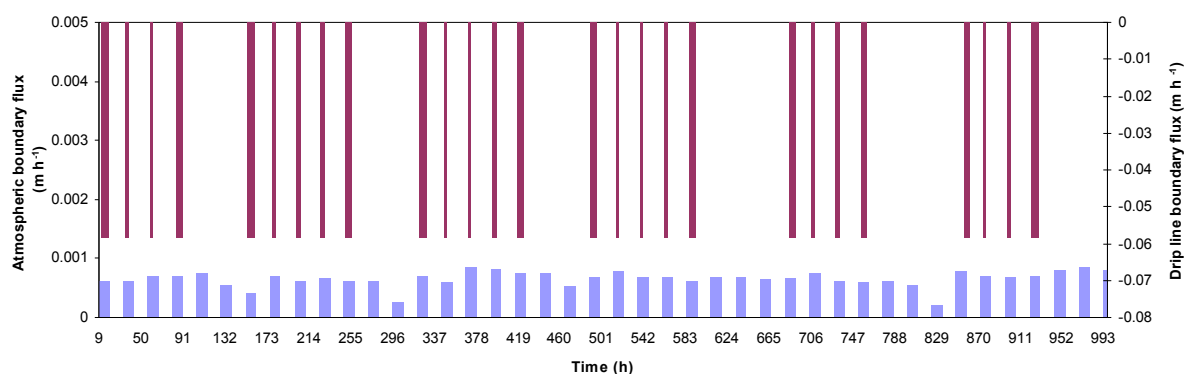


Fig. 2. Actual fluxes used in Hydrus simulation: the hourly atmospheric boundary flux and the drip line boundary flux as a function of time during the simulation period (Time 0 corresponds to June 19). The thick bars of the drip line boundary flux represent irrigations applied on Friday and Monday.

2.2.3. Root uptake distribution

Realistic modeling and prediction of root water uptake patterns must rely on both root density patterns and soil water distributions (or other controlling soil attributes) (Coelho and Or, 1999).



Fig. 3. Experimental study of the profile of maize roots using a soil pit. The vertical plane that is perpendicular to the maize rows is divided to square cells (5×5 cm). A note from 0 to 5 is assigned to each cell by observing the presence of roots in a soil layer of 1 cm thick.

The vertical and horizontal distributions of maize roots were studied in-situ from a large soil pit (2 m long, 1 m wide and 1.5 m deep), excavated at harvest. The face of the pit, perpendicular to the maize rows, was trimmed to near vertical. The method is based on that

proposed by Tardieu and Manichon (1986) for mapping the roots. The vertical plane was divided to square cells (5×5 cm), as illustrated in Fig 3. The root density was assessed visually: a note from 0 to 5 is assigned to each cell by observing the presence of roots in a soil layer of 1 cm thick (using a knife).

In agreement with experimental observations, the root zone was divided into three different vertical sub-zones (Fig 4a and b):

- A sub-zone under maize stem (zone A);
- A sub-zone near to the drip line (zone B);
- A sub-zone in the further side from the drip line (zone C).

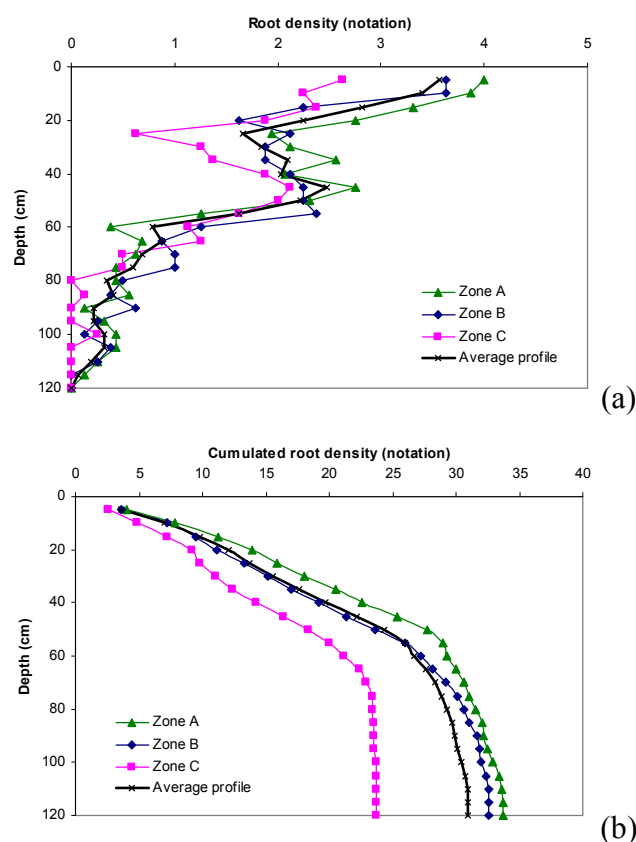


Fig. 4. Comparison of the root profiles in the three vertical sub-zones, according to the lateral and vertical distribution of root density, from an assessment by notation (from 0 to 5). (a) Actual root density notation. (b) Cumulated root density notation with the depth. (zone A) a sub-zone under maize stem; (zone B) a sub-zone near to the drip line; (zone C) a sub-zone in the further side from the drip line.

Based on the experimental distribution presented in Figure 4a and b, we took advantage of the following remarks to establish the root water uptake pattern used for numerical modeling (Fig. 5):

The root distribution was generally higher in the upper 50 cm soil layer. Beyond this depth, there is a strong decrease of the root presence. Higher root presence in the upper soil layer was due, however, to biological factors and to the higher ODR (*Soil Oxygen Diffusion Rate*)

in this layer. This can be inferred from the results of other experiments (Goldberg et al., 1976; Michelakis et al., 1993) which showed that ODR values under drip irrigation were higher at the periphery of the wetted area close to the soil surface and that root density was a function of ODR increasing exponentially.

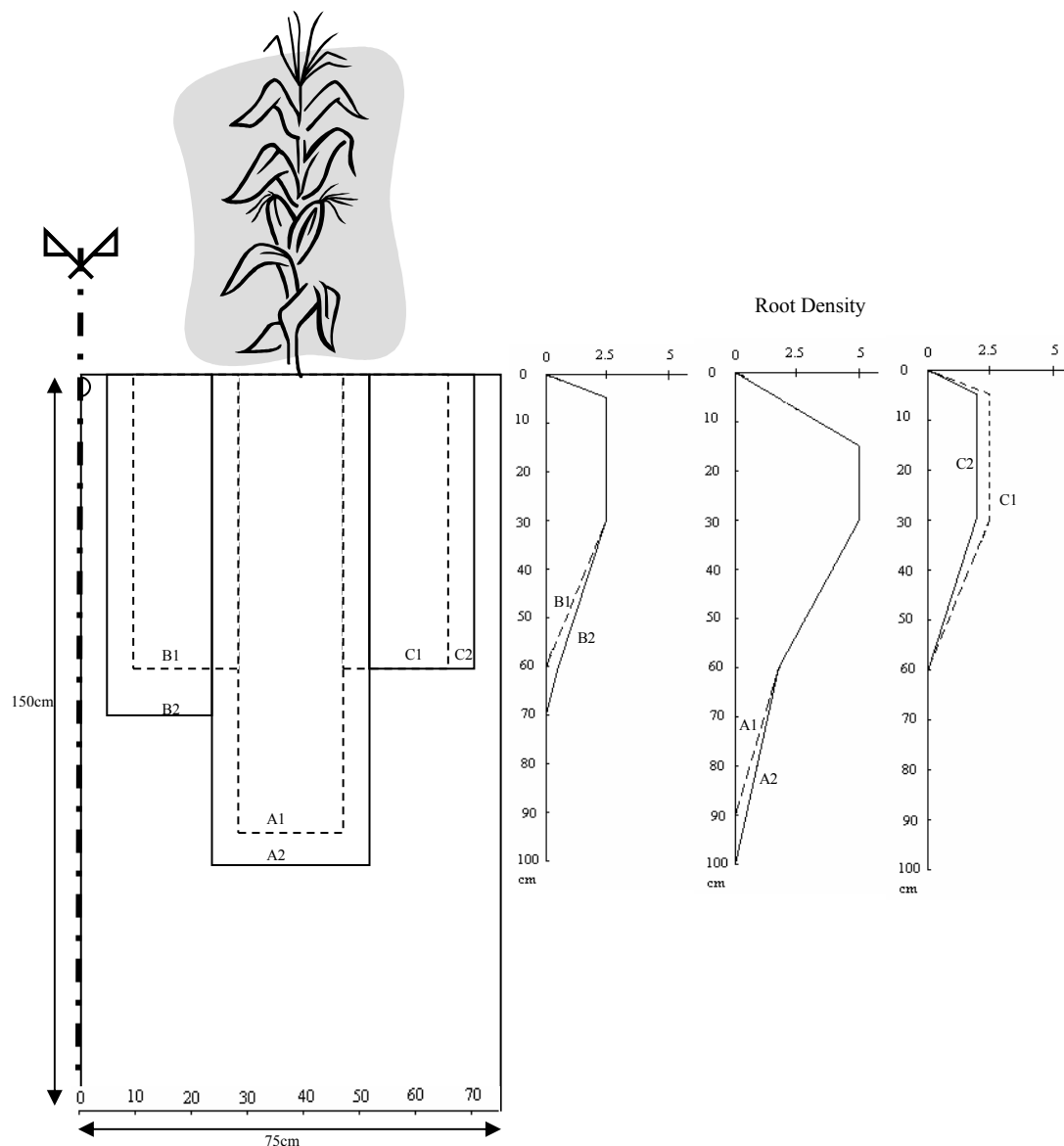


Fig. 5. Sub-zones of root distribution with active root uptake during the two sequences of the simulation period, the first sequence: B1, A1 and C1 and the second sequence: B2, A2 and C2.

Higher root percentages in the area close to the drip line may be due to higher values of water content in this area, since soil strength declines and root elongation increases as water content increases (Taylor and Ratliff, 1969). Nevertheless, the relationship between root density and soil water content under drip irrigation has been well studied by Michelakis et al. (1993). They found that root density is generally higher in areas with low (below 20 %) and moderate (25-35 %) soil water content ranges, and lower in areas with medium (20-25%) and high (>

35%) soil water content ranges. This could be due to the fact that the root system is developed based on biological constraints (Klepper, 1991). However, the quantity of roots produced at any point in the root zone results from an interaction between these constraints and local conditions such as soil water content, ODR and the mechanical strength of soil.

Thus, an increase in root density in areas with low water content is probably due to the fact that these areas are located in the upper layer of soil. Low root density in areas with high water content is probably due to the low value of ODR in these areas, limiting O_2 required for optimal root growth (Klepper, 1991).

Several studies found also that the interactions between irrigation and the functioning and development of roots is a dynamic system that is still not well understood (Cabibel et al., 1980; Clothier, 1989; Riou, 1993) especially in micro-irrigation. For example, Revol (1994) detected no influence of the location of irrigation on the root system of annual crops (tomato, maize, sorghum) at the same experimental station.

Following Khaledian et al. (2009), the rooting system of maize sown in April was well established and reached its maximal value in the first half of July. To account for root growth, each simulation was divided into two sequences with two different 2D distributions of the rooting system (see Fig. 5). The first sequence started with the first irrigation event on June 19 and continued for two weeks. Then the second sequence continued until the end of the simulation period on July 30. The root water uptake pattern was assumed to be divided into three different vertical sub-zones in agreement with the experimental observations (Fig. 5).

Before irrigation, the rooting system developed naturally and was assumed to be symmetric under the maize stem as no other irrigation method was used before drip irrigation started. This rooting pattern was assumed to remain stable during the 1st sequence of simulation and the maximum depth and width of the root system were set at 0.9 and 0.4 m, respectively. The influence of irrigation with only one drip line installed for every two plant rows was also assumed to be small and was represented in the 2nd sequence of simulation by a slightly asymmetric root pattern under the maize stem. In addition, the depth and width of the root sub-zones was increased in this sequence in order to represent the spatial development of maize roots (see Fig. 5). The potential transpiration rates i.e., vertical root density for each sub-zone of both simulation sequences are shown in Fig 5. The difference in the vertical root density reflects the higher root density in the shallow soil. Integrating the root zone shape gives a total area which is internally normalized by the Hydrus-2D code to be equal to one. The area is subsequently discretized into sub-areas associated with each individual node of the finite-element mesh. The root water uptake assigned to each node is proportional to the total

area. Thanks to this function, a decrease in root density (which represents root activity during simulations) of the farthest root sub-zone from the drip line leads to an increase in the proportion of water uptake for nodes of the nearest sub-zones to the drip line.

As the maximum width of the root system in the 2nd sequence of simulation increased, the atmospheric condition of the flow domain changed and corresponded to the new width of the rooting system. On the rest of the soil surface, zero flux boundary condition was still imposed. The final water content pattern of the 1st sequence of simulation was used as the initial water content distribution for the 2nd sequence in order to have continuous simulations.

2.2.4. Soil parameters

The cropped soil was deep and loamy. Three different layers could be distinguished in the soil profile, and their physical and hydraulic properties are summarized in Table 1. The hydraulic properties of the 2nd and 3rd layers were determined in 2001 at the same experimental site using the double ring infiltration technique with a neutron probe access tube and tensiometer series (Muller, 2001). The 1st layer was characterized by Mubarak et al. (2009) using the Beerkan infiltration method and its algorithm *BEST*. This method is a 3D axi-symmetric infiltration method with a simple annular ring (Haverkamp et al., 1998). The originality of the Beerkan method lies in its inverse procedure, which uses a specific identification algorithm based on soil physical constraints. The algorithm noted as BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters) is described in detail by Lassabatère et al. (2006). The identification technique used for the estimation of the water retention and conductivity shape parameters (m , n , and η) (Eqs. 3 and 4) from the measured cumulative particle-size distribution is embedded in the BEST algorithm.

Generally, infiltration experiment data can be fitted on either numerical (Simunek et al., 1998) or analytical expressions (Haverkamp et al., 1994). With the Beerkan method, the three-dimensional cumulative infiltration $I(t)$ and the infiltration rate $q(t)$ are approached by the explicit transient two-term and steady-state expansions developed by Haverkamp et al. (1994). The parameters entering these equations have a sound physical meaning and can be adjusted (where necessary) for varying initial and boundary conditions. This presents the possibility of using these equations to obtain soil hydraulic properties through application of inverse procedures. These equations can be applied for any functional relationships chosen to describe the soil hydraulic characteristics.

Table 1. (A) Hydraulic properties of the 1st soil layer as found by Mubarak et al. (2009) using van Genuchten equation with the Burdine condition for $h(\theta)$ and Brooks and Corey for $K(\theta)$, (B) Hydraulic properties of the all

three soil parameter sets used in Hydrus simulations. Those of 1st soil layer as found after conversion according to van Genuchten equation with the Mualem condition.

(A)

Hydraulic parameters of the 1 st soil layer (0-55cm)	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	h_g (m)	$n_{Burdine}$ (-)	K_s (m h ⁻¹)	η (-)
determined two weeks before irrigation started	0	0.478	5.39×10^{-02}	2.2014	3.06×10^{-02}	12.931
determined one week after irrigation started	0	0.415	8.20×10^{-02}	2.2101	1.00×10^{-02}	12.518
determined three weeks after irrigation started	0	0.419	1.23×10^{-01}	2.2095	5.76×10^{-03}	12.544

(B)

	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α (m ⁻¹)	n_{Mualem} (-)	K_s (m h ⁻¹)	l (-)
1 st set						
1 st soil layer (0-55cm)	0	0.41	6.221	1.2175	3.22×10^{-02}	0.5
2 nd soil layer (55-90cm)	0.05	0.38	1.3	1.4470	5.00×10^{-03}	0.5
3 rd soil layer (90-150cm)	0.095	0.41	1.9	1.3100	2.58×10^{-03}	0.5
2 nd set						
1 st soil layer (0-55cm)	0	0.36	4.362	1.2274	1.13×10^{-02}	0.5
2 nd soil layer (55-90cm)	0.05	0.38	1.3	1.4470	5.00×10^{-03}	0.5
3 rd soil layer (90-150cm)	0.095	0.41	1.9	1.3100	2.58×10^{-03}	0.5
3 rd set						
1 st soil layer (0-55cm)	0	0.36	2.727	1.2267	7.34×10^{-03}	0.5
2 nd soil layer (55-90cm)	0.05	0.38	1.3	1.4470	5.00×10^{-03}	0.5
3 rd soil layer (90-150cm)	0.095	0.41	1.9	1.3100	2.58×10^{-03}	0.5

θ_r and θ_s : residual and saturated volumetric water contents respectively.

h_g : scale parameter of $\theta(h)$

$n_{Burdine}$: shape parameter of $\theta(h)$ for the van Genuchten equation with Burdine condition.

K_s : saturated hydraulic conductivity.

η : shape parameter of $K(\theta)$ for the Brooks and Corey equation.

n_{Mualem} : shape parameter of $\theta(h)$ for the van Genuchten equation with Mualem condition.

α : alpha parameter of van Genuchten equation.

l : shape parameter of $K(\theta)$ for the van Genuchten/Mualem equation.

1st set: topsoil hydraulic parameters as determined two weeks before irrigation started with the same hydraulic parameters of the deeper layers used in the all three sets.

2nd set: topsoil hydraulic parameters as determined one week after irrigation started with the same hydraulic parameters of the deeper layers used in the all three sets.

3rd set: topsoil hydraulic parameters as determined three weeks after irrigation started with the same hydraulic parameters of the deeper layers used in the all three sets.

The algorithm *BEST* was developed for the specific case of the van Genuchten equation (Eq. 3) for the water retention curve, $\theta(h)$, with the Burdine condition and the Brooks and Corey relation (Eq. 4) for the hydraulic conductivity curve, $K(\theta)$ (Burdine, 1953; Brooks and Corey, 1964; van Genuchten, 1980). Lassabatère et al. (2006) chose these relations

because they were proved accurate and relevant for describing the hydraulic behavior of most soils (Fuentes et al., 1992; Haverkamp et al., 1999).

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right)^{-m} \quad \text{with} \quad m = 1 - \frac{2}{n} \quad [3]$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad [4]$$

where θ_r and θ_s are the residual and saturated volumetric water contents [$L^3 L^{-3}$], respectively; n and m are shape parameters of the water retention curve $\theta(h)$; h_g is the scale parameter [L] of $\theta(h)$; η is the shape parameter of the $K(\theta)$ relationship and K_s is the saturated hydraulic conductivity [$L T^{-1}$]. Usually, θ_r is very low and is thus considered to be zero. θ_s was calculated as the total soil porosity considering that the density of the solid particles was 2.65 g cm^{-3} .

However, the Hydrus-2D code can model the soil hydraulic properties using either the van Genuchten/Mualem or the Brooks and Corey relations. In the present work, the soil hydraulic properties were defined using the van Genuchten relationships for both $\theta(h)$ (Eq. 5) and $K(\theta)$ (Eq. 6) with Mualem condition (Mualem, 1976):

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(1 + |\alpha h|^n \right)^{-m} \quad \text{with} \quad m = 1 - \frac{1}{n} \quad [5]$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad [6]$$

where α is simply called the alpha parameter of van Genuchten model [L^{-1}] and $l=0.5$ is a shape parameter. n and m are shape parameters of the water retention curve $\theta(h)$.

To run the Hydrus-2D model, the hydraulic parameters θ_r , θ_s , n , α , K_s and l are required. When the Hydrus-2D model is used, the hydraulic parameters of the first layer determined by Mubarak et al., (2009) using the Beerkan method, have to be converted. We can say herein that the direct development of the soil parameters for the van Genuchten/Mualem relations into the algorithm BEST is possible. However, this needs to supplementary works of research, especially on the estimate of the shape parameters of these relations, from particle-size analysis. This work is not the aim of our present paper.

The conversion of soil hydraulic parameters can be made as follows:

θ_r was considered to remain equal to zero as in the calculation made by the Beerkan infiltration method.

because of the difficulty of eliminating all the air bubbles in the soil in order to saturate it completely, the natural saturated water content θ_s was set at 85% of the total soil porosity.

Leij et al. (2005) derived equations to convert the shape parameters obtained for different parameterizations. Such conversions are based on the premise that the $h(\theta)$ shape index is constant. So, converting the shape parameters, n and m , in the Burdine condition to the Mualem condition is easily done for $\theta_r=0$ according to Eq. [15] in Leij et al. (2005).

to estimate the alpha parameter, the “RETSC” program (van Genuchten et al., 1991) was used to fit Eq. [5] on soil water retention data generated from Eq. [3]. The range of this data was from near saturation to a very dry. RETSC uses non-linear, least-squares optimization.

similarly for K_s , Eq. [6] was fitted to the soil hydraulic conductivity data generated by Eq. [4] using the RETSC code with a value of $l=0.5$.

The coefficient of determination, R^2 is the statistical index used to quantitatively evaluate the parameter conversion as given by the RETSC code. The R^2 indicates the degree of linear correlation between the generated and fitted values, varying from 0 to 1, with the highest values indicating better agreement.

According to the change over time in measured topsoil hydraulic parameters identified by Mubarak et al. (2009), three sets of soil hydraulic properties were used here to examine the effects of this phenomenon on moisture distribution patterns. We assumed that the hydraulic characterizations of the soil layers below 0.55 m (the 2nd and 3rd layers) remain unchanged over time and are constant for the all three hydraulic parameter sets. Only the hydraulic properties of the topsoil layer (0-0.55 m) changed from one set to another.

In the first hydraulic parameter set, the 1st soil layer was characterized two weeks before irrigation started. In the second set, the re-structuration of the topsoil was characterized one week after irrigation started. Finally, in the third set, the situation of “hydraulic” compaction of the topsoil layer was characterized following three weeks of water application. Model simulations are presented for the three parameter sets assuming that the soil hydraulic properties of each remain constant over time.

2.3. Comparison of simulated and observed soil water content

For the purpose of comparison, changes in observed and simulated water content are plotted jointly for different depths i.e. 20 and 60 cm under the drip line and 30 and 60 cm

under the maize stem. Simulated soil water profiles under the drip line and under the maize stem are also compared with those measured by neutron probes at different dates during the irrigation season. In addition, changes in observed and simulated total soil water storage during the monitoring period are plotted together for different dates under the drip line and under the maize stem. The total water storage of the vadose zone (ΔS), from the soil surface to the reference depth z_m (1.2 m), is calculated as:

$$\Delta S = \int_0^{z_m} \theta(z) dz \quad [7]$$

The root mean square error, RMSE, (Eq. 8) and the index of agreement, IA, (Eq. 9) are the two statistical indices applied to quantitatively evaluate the predictions of the model:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{n}} \quad [8]$$

$$IA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n \left(|S_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}| \right)^2} \quad [9]$$

where n is the number of data, S_i and O_i are the simulated and measured values, and $\bar{O}$ is the mean of the measured data.

RMSE has been used by different authors to compare predicted and measured parameters (Skaggs et al., 2004; Arbat et al., 2008). RMSE has the advantage of expressing the error in the same units as the variable, thus providing more information about the efficiency of the model (Legates and McCabe, 1999). The lower the RMSE, the more accurate the simulation. The index of agreement, IA, as a method for the evaluation of modelling performance results in a range between 0 and 1. The closer IA is to 1, the better the simulation quality (Willmott, 1982).

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Conversion of Topsoil Hydraulic Properties

The fitted water retention and unsaturated hydraulic conductivity curves agreed extremely well with the data generated using topsoil hydraulic parameters determined by the Beerkan infiltration method (Fig. 6). The performance criterion of parameter calibration, R^2 , using the RETC code for the three cases of topsoil hydraulic parameters is typically high and ranges between 0.941 and 0.993. This shows that the method used to convert the soil hydraulic parameters was efficient in finding equivalent parameters for the van Genuchten and Mualem relationships for both $\theta(h)$ (Eq. 5) and $K(\theta)$ (Eq. 6).

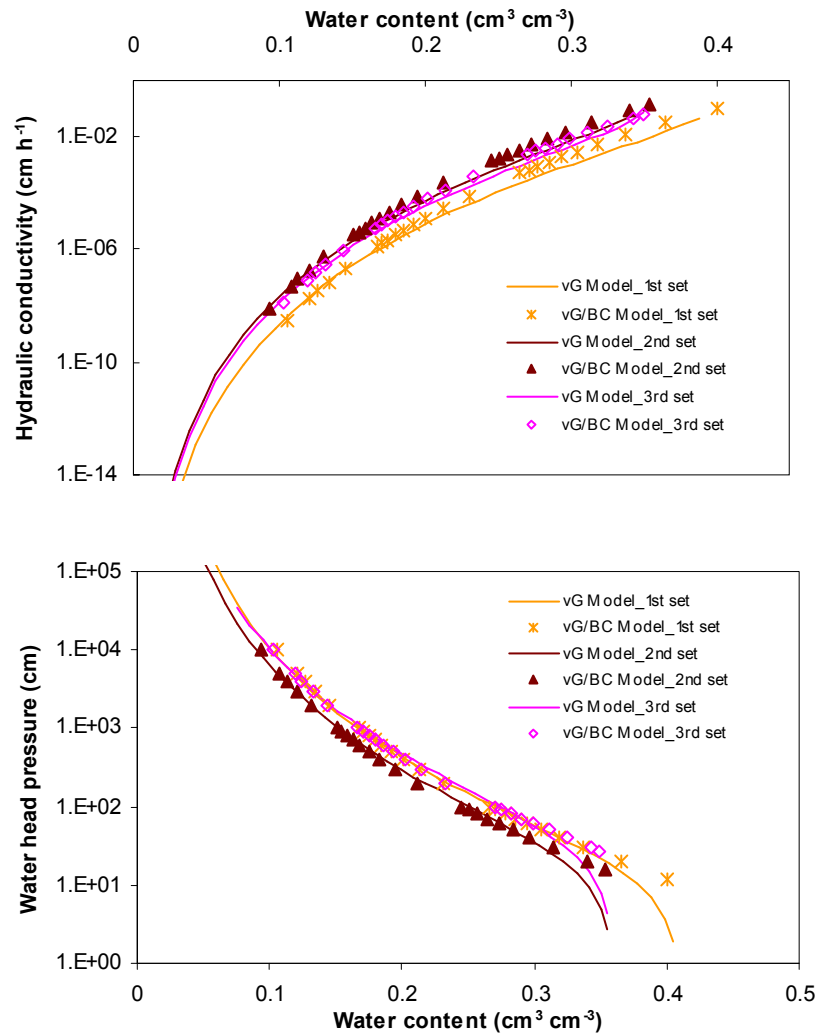


Fig. 6. Converted unsaturated hydraulic conductivity and soil water retention curves according to the van Genuchten relationship with the Mualem condition (solid curves) and generated data according to hydraulic parameters found with the Brooks and Corey relationship for $K(\theta)$ and with the van Genuchten relationship with the Burdine condition for $h(\theta)$ (points) for the 1st soil layer in the all three sets of hydraulic parameters.

3.2. Simulated versus Observed Results

The values of soil water contents measured during the simulation period for the all three different parameter sets are graphically compared to simulated soil water contents (Figs. 7-10). This graphical comparison was made for different depths: 20 and 60 cm under the drip line and for 30 and 60 cm under the maize stem. The changes in observed and simulated soil water contents are similar throughout the monitoring period for the all three parameter sets. For all of the irrigation events, both EnviroSmart and Hydrus simulations show simultaneous increases in soil water content after irrigation. In addition, they present instantaneous responses during irrigation water redistribution phases. The response of capacitance sensors of EnviroSmart satisfactorily match measurements made by the neutron probe; and the simulation attests to the relevancy of the Hydrus-2D inputs. For most times and for all depths, the soil water contents measured with both EnviroSmart and neutron probes are very similar to the model simulations for the 2nd and 3rd sets of hydraulic parameters, while the 1st set of hydraulic parameters tends to increase soil water contents at a depth of 20 cm under the drip line compared with the values measured most of the time (Fig. 7). This could be due to the open structure of the 1st soil layer before irrigation started, which was translated into high soil porosity.

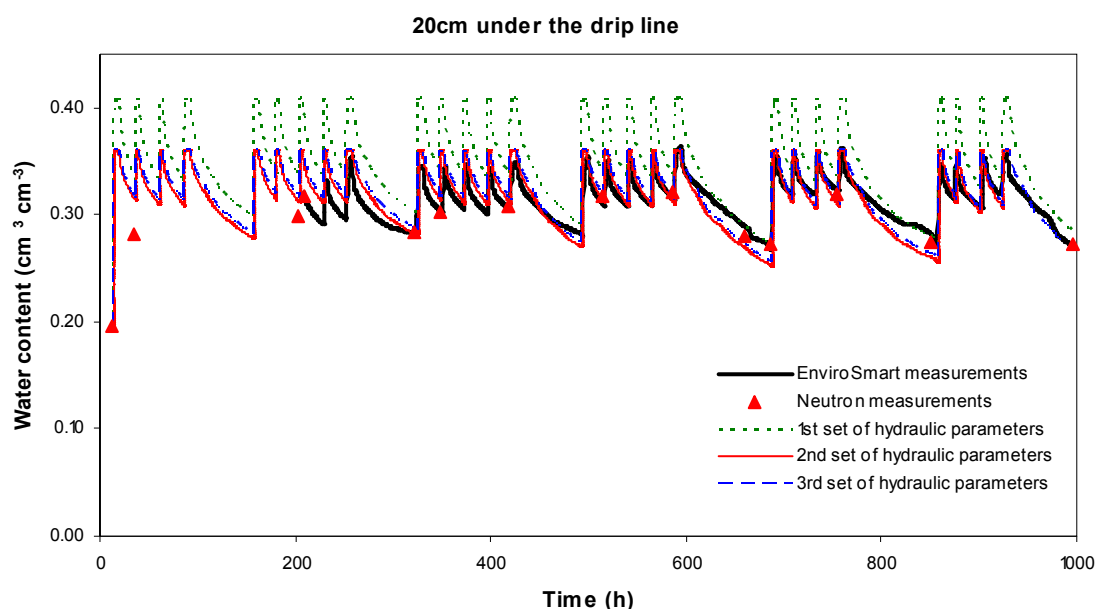


Fig. 7. Simulated and measured soil water content at a depth of 20 cm under the drip line.

Some comments on the model results, which are illustrated in Figs 7-10, can be made. Despite more water was applied Fridays and Mondays, the peaks of water content after the irrigation events do not show differences for these days at the depth of 20 cm under the drip

line (Fig. 7). This is because the volumetric soil water content is limited to saturated water content, θ_s . The peaks, which are presented on this figure, represent the value of θ_s according to the considered soil hydraulic parameter set. However, differences in water content for these days are shown at the depth of 60 cm under the drip line as we can see on figure 8 where saturation is never reached at this depth.

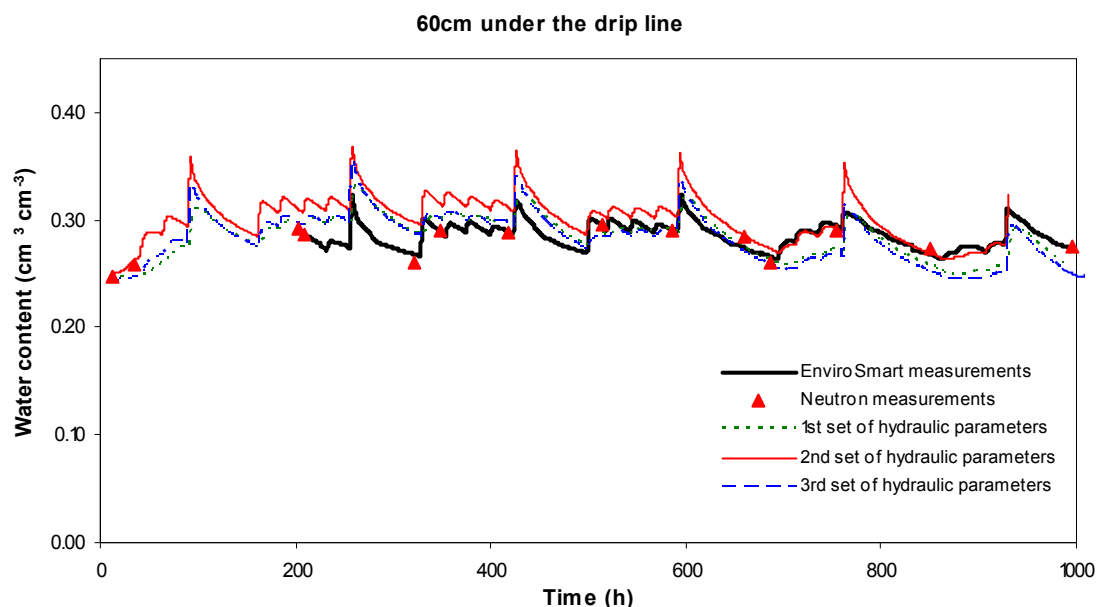


Fig. 8. Simulated and measured soil water content at a depth of 60 cm under the drip line.

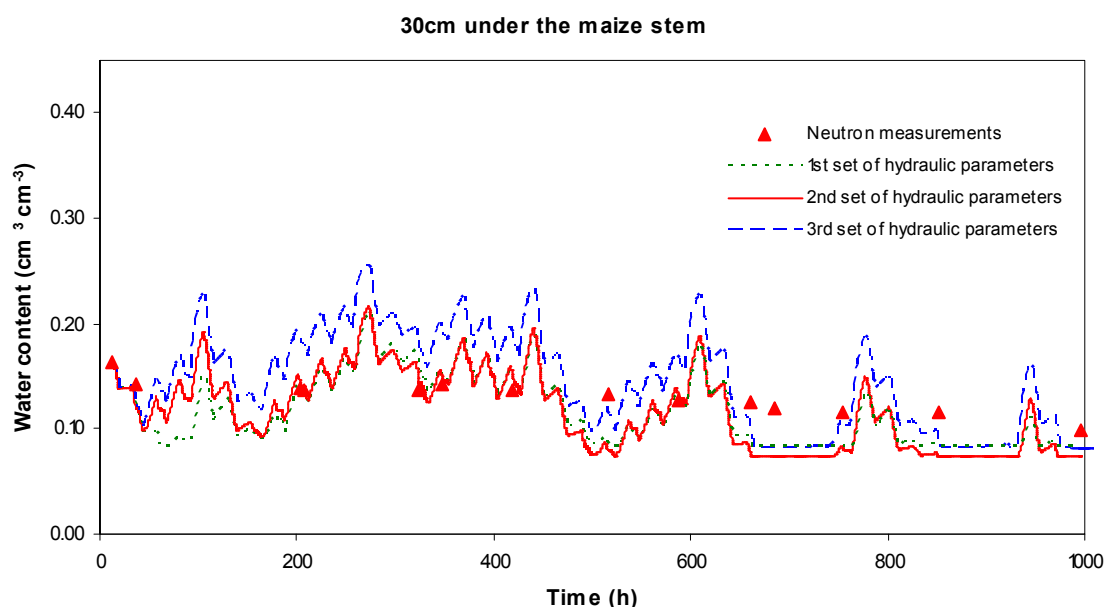


Fig. 9. Simulated and measured soil water content at a depth of 30 cm under the maize stem.

In addition, the model results show some fluctuations in water content at the depth of 30 cm under the maize stem, as we can see in figure 9. Some differences between simulated

and measured values of soil water content at this depth can also be seen after the 650 hours. One possible explanation is the fact that the change over time in soil water content at this depth reflects the responses of plant (due to the high root density) to the atmospheric demand. This version of Hydrus does not yet integrate the process of compensation of root water uptake (Simunek and Hopmans, 2009). Hydrus code continues to take out water in water-stressed nodes in contrast to the plant which reduces root water uptake in water-stressed parts of the root zone and increases uptake in other soil regions that are less stressed (Simunek and Hopmans, 2009). Moreover, this could be accentuated with deficit irrigation (due to a breakdown in the pumping station) after the 650 hours as can be seen in figure 2.

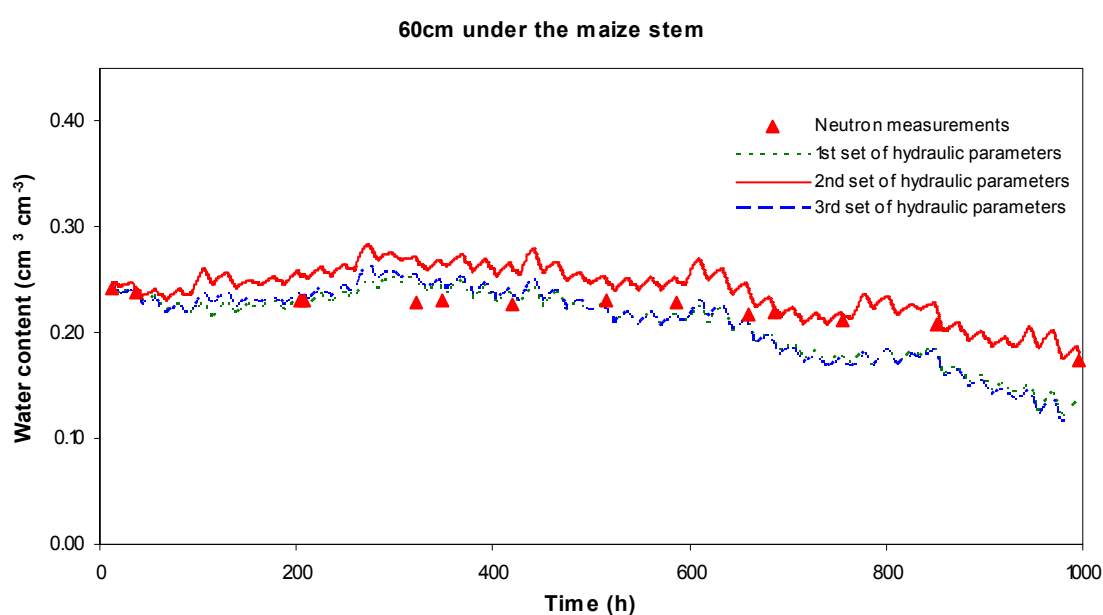


Fig. 10. Simulated and measured soil water content at a depth of 60 cm under the maize stem.

To compare the influence of changes in the hydraulic properties of the topsoil layer, the model needed be verified by comparing its results with field measurements using statistical comparison. Table 2 shows the magnitude of both the root mean square error (RMSE), and the index of agreement (IA) between simulated and observed measurements in the wetting bulb and in the rooting zone. The values of IA ranged between 0.61 and 0.93 and RMSE varied from 0.007 to 0.034 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ for the entire monitoring period, for all depths and for the all three sets of soil hydraulic parameters. This shows that the overall fit as computed from the RMSE and IA values is excellent. Similar results are reported in the literature. For instance, the RMSE was found to be between 0.012 and 0.024 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ by Arbat (2006) when measured and simulated soil water contents were compared. However, to determine how significant the differences between the results of the three hydraulic parameter sets are, the

accuracy of the measurement tools needed to be checked. The accuracy (RMSE) of the neutron probe and thus of EnviroSmart used in the present work was found to be $0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ for all depths. Consequently, the differences between the simulated and measured results for both 2nd and 3rd hydraulic parameter sets were similar in magnitude to the error associated with measurements (Table 2). The higher value of RMSE was found when model input parameters for the 1st soil layer measured before irrigation were used (1st parameter set). This quantitative measure of the goodness-of-fit is in agreement with the graphical comparison (Fig. 7). Consequently, both the 2nd and 3rd sets of hydraulic parameters of the surface layer could precisely reproduce the changes in soil water content at all depths throughout the monitoring period. This confirms the accuracy of the Hydrus-2D parameter inputs used in the present work. In addition, this confirms the fact that measured soil hydraulic properties did change over time under drip irrigation system as observed in Mubarak et al. (2009).

Table 2. Comparative statistics for measured and simulated water content at different depths under both the drip line and under the maize stem.

Set of hydraulic parameters	under the drip line			under the maize stem		
	Depth (cm)	RMSE% ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)	Index of agreement	Depth (cm)	RMSE% ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)	Index of agreement
1 st set	20	3.436	0.68	30	2.564	0.64
2 nd set		1.485	0.87		2.944	0.61
3 rd set		1.594	0.86		2.044	0.93
1 st set	60	1.611	0.79	60	2.13	0.81
2 nd set		2.102	0.72		2.277	0.72
3 rd set		1.765	0.72		2.379	0.79

1st set: topsoil hydraulic parameters as determined two weeks before irrigation started with the same hydraulic parameters of the deeper layers used in the all three sets.

2nd set: topsoil hydraulic parameters as determined one week after irrigation started with the same hydraulic parameters of the deeper layers used in the all three sets.

3rd set: topsoil hydraulic parameters as determined three weeks after irrigation started with the same hydraulic parameters of the deeper layers used in the all three sets.

To highlight differences in spatial soil water distribution, simulated soil water content profiles are plotted against those measured by neutron probes in the 0-120 cm soil profiles under the drip line in Fig. 11 and under the maize stem in Fig. 12 as a function of both time and of the considered soil hydraulic parameter set. Although there are some disagreements, these figures show that simulated water contents agree remarkably well with measured water contents. Note that the simulations are done without fitting any of the water content data.

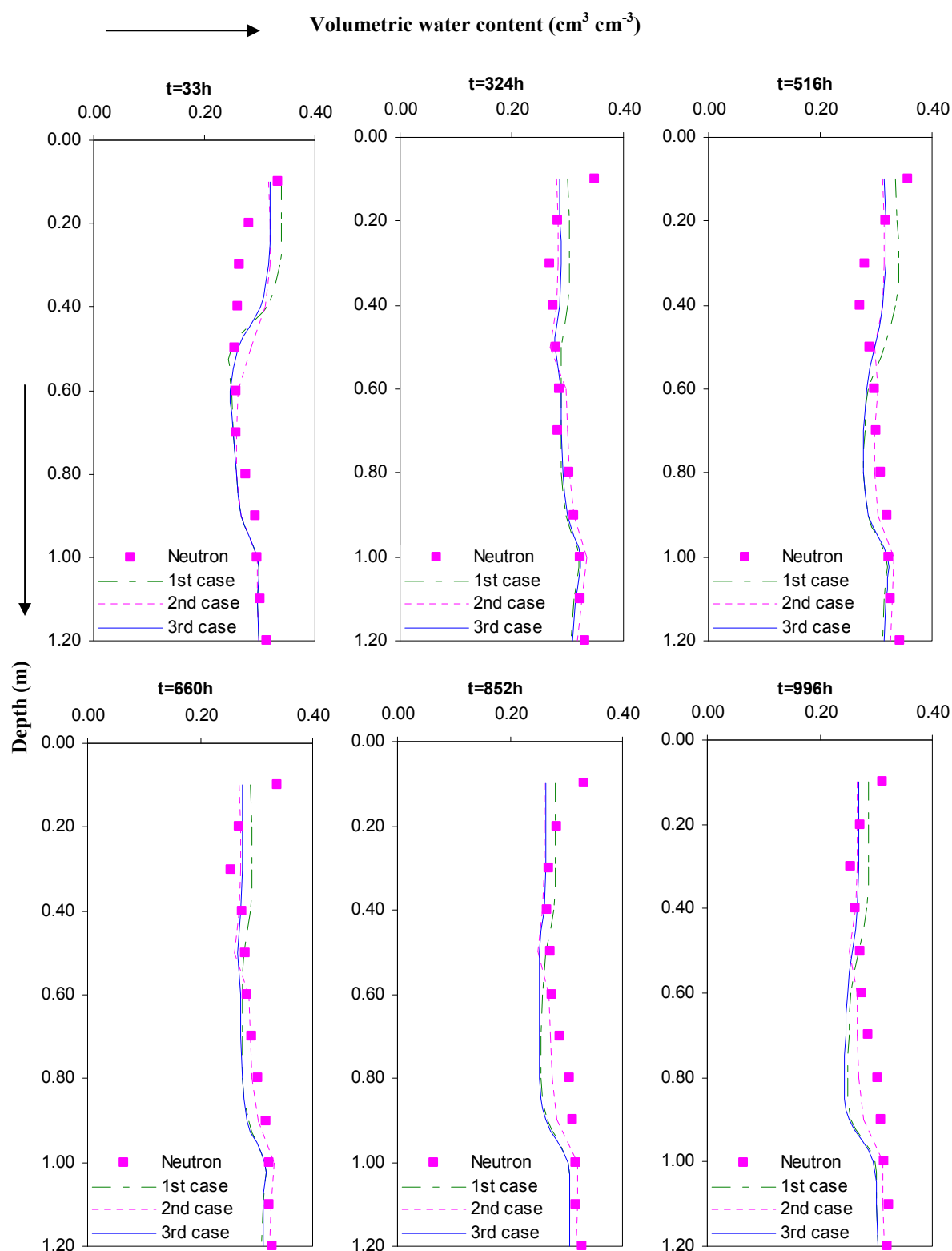


Fig. 11. Measured and simulated soil water content profiles under the drip line, as a function of time and considered soil hydraulic parameter set.

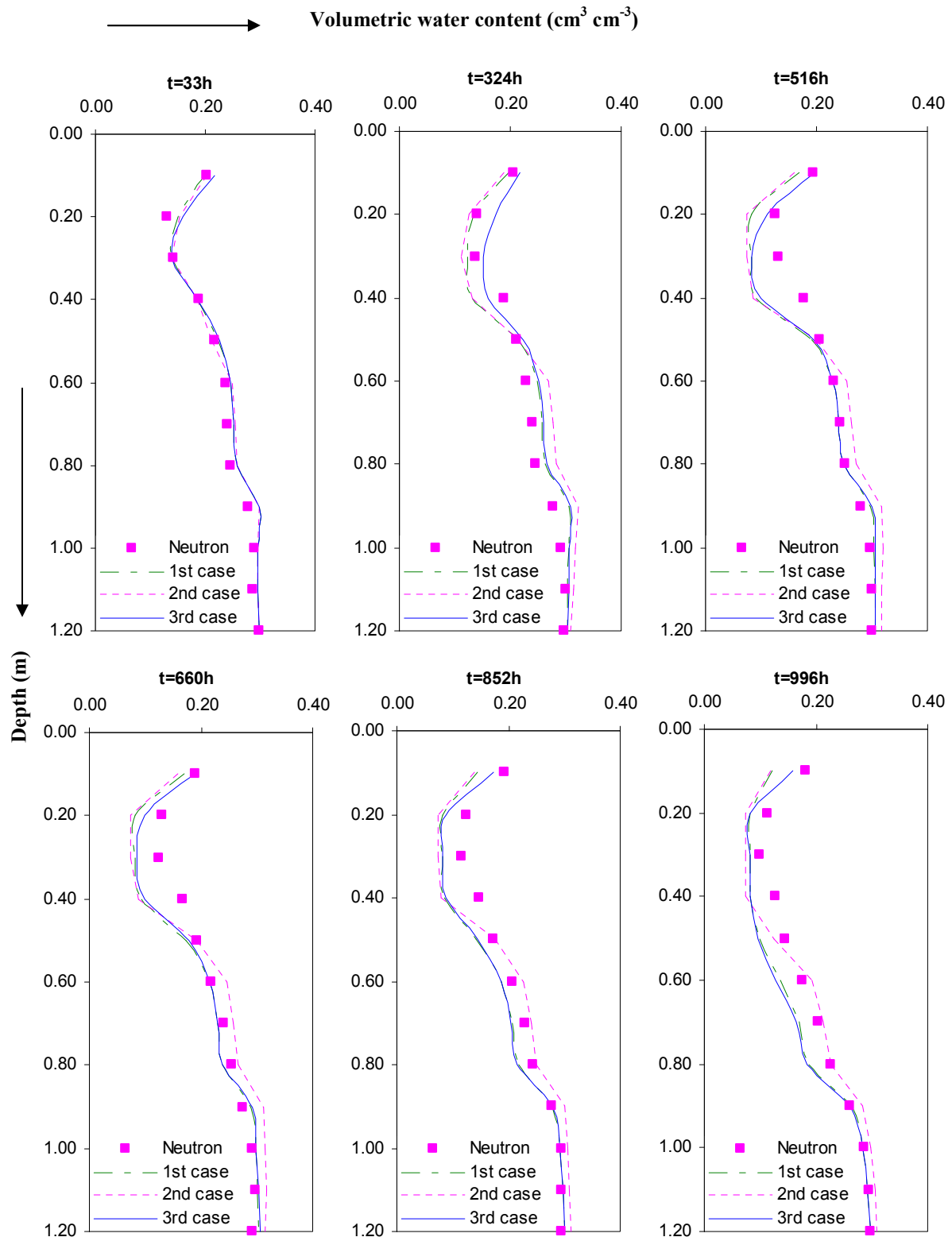


Fig. 12. Measured and simulated soil water content profiles under the maize stem, as a function of time and considered soil hydraulic parameter set.

Clearly, this work includes restrictive assumptions making perfect results unlikely. In addition, these differences could be due to the soil volume measured with the neutron technique, which is approximately a sphere with a radius of about 15 cm at the depth

concerned while the simulated value corresponds to an individual node of the finite-element mesh closest to a given depth. Graphically, the 2nd set of hydraulic parameters reproduces the measured water contents better than the other parameter sets. For statistical comparison, the difference between the simulated and measured water contents i.e. the RMSE, ranged from 0.021 to 0.033 cm³ cm⁻³ under the drip line and from 0.011 to 0.040 cm³ cm⁻³ under the maize stem. With the exception of the 1st set, which also corresponds to the higher values of RMSE, the values of root mean square error are similar in magnitude to the error associated with field measurements (0.020 cm³ cm⁻³).

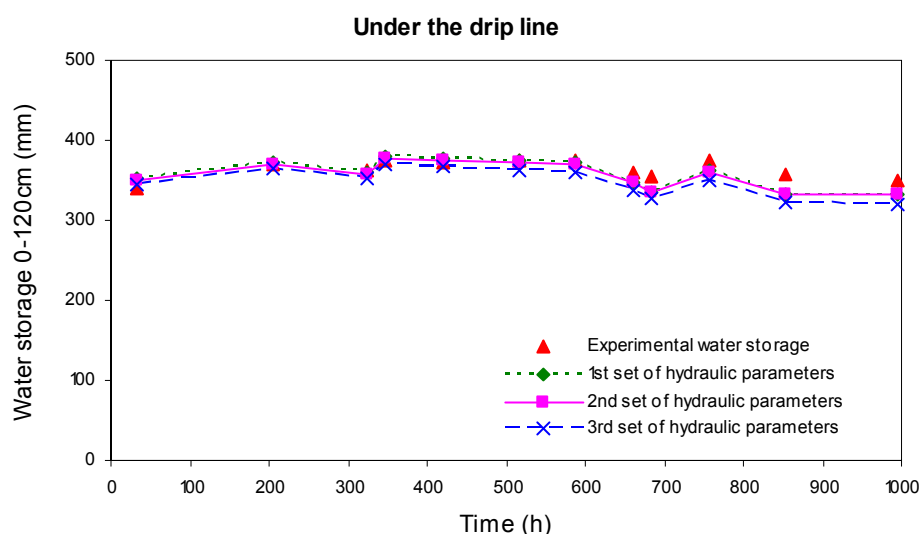


Fig. 13. Experimental and simulated soil water storage in the wetting bulb (under the drip line), as a function of time and considered soil hydraulic parameter set.

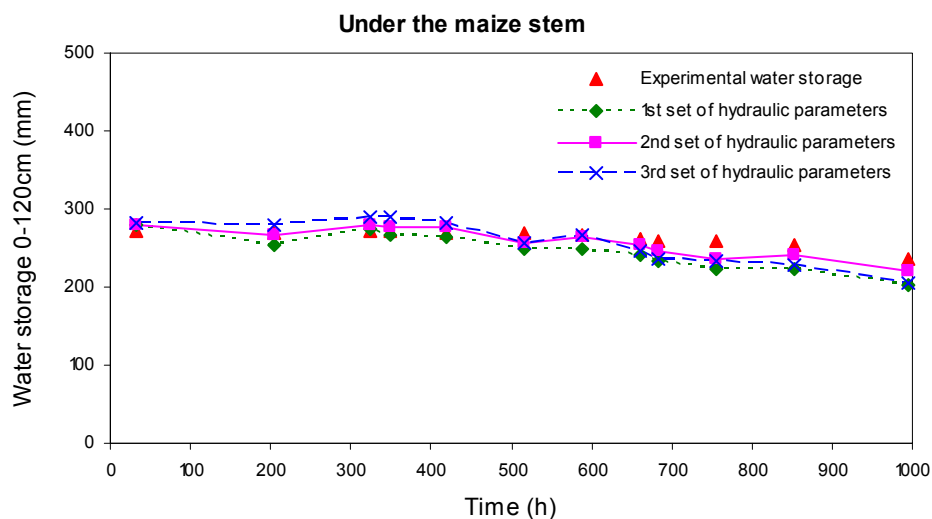


Fig. 14. Experimental and simulated soil water storage in the rooting zone (under the maize stem), as a function of time and considered soil hydraulic parameter set.

To study the cumulated effects on the whole soil profile, changes in measured and simulated total soil water storage during the monitoring period are plotted together for different dates. Total water storage was computed using Eq. [7] for the 0-120 cm soil profiles in the wetting bulb i.e. under the drip line (Fig. 13) and in the rooting zone i.e. under the maize stem (Fig. 14). Throughout the monitoring period, both measured and simulated total soil water storages are identical for any given hydraulic parameter set. The values of IA ranged from 0.63 to 0.84 and RMSE varied from 11.2 to 21.5 mm (Table 3). The magnitude of the differences between the simulated and measured results (i.e. RMSE) is similar to the accuracy of the neutron probe for measuring total water storage (0-120 cm) (RMSE=24 mm).

Table 3. Comparative statistics for measured and simulated total water storage (0-120 cm) under both the drip line and under the maize stem.

Set of hydraulic parameters	under the drip line		under the maize stem	
	RMSE (mm)	Index of agreement	RMSE (mm)	Index of agreement
1 st set	12.3	0.81	21.5	0.65
2 nd set	12.4	0.80	11.2	0.84
3 rd set	19.3	0.63	18.9	0.74

1st set: topsoil hydraulic parameters as determined two weeks before irrigation started with the same hydraulic parameters of the deeper layers used in the all three sets.

2nd set: topsoil hydraulic parameters as determined one week after irrigation started with the same hydraulic parameters of the deeper layers used in the all three sets.

3rd set: topsoil hydraulic parameters as determined three weeks after irrigation started with the same hydraulic parameters of the deeper layers used in the all three sets.

Overall, although surface soil hydraulic properties changed over time, the all three sets could accurately reproduce measured soil water content profiles and thus the total water storage in both the wetting bulb and in the rooting zone, particularly considering that the water content predictions are performed without any calibration of the water content data. One possible explanation is the fact that crop evapotranspiration (ET_c), or crop water use, was the amount withdrawn daily from the plant's soil water storage reservoir. The latter was more or less replenished daily by drip irrigation (Fig. 1). Irrigating during the daytime when crop evapotranspiration is highest, means the soil does not need to store the whole quantity of daily crop water requirements, but only the cumulative difference between the water that is supplied and consumed at a given moment. The high frequency of water application in this study meant that the water redistribution period represented a very short stage in the irrigation cycle and consequently strongly mitigated the difference between the three different structural scenarios.

4. CONCLUSIONS

The Hydrus-2D code was used to study the effect of temporal variability in the hydraulic properties of a loamy soil during a maize cropping cycle on water transfer under daily drip irrigation. Simulated soil water contents were compared to those continually measured in the field using capacitance sensors (EnviroSMART) and neutron probes. Three sets of soil hydraulic parameters according to three different structural conditions of the surface soil layer as identified in Mubarak et al. (2009) were used in the present work. The first set of parameters characterized fragmented soil two weeks before irrigation started. The second and third sets characterized the re-structuration of soil one week and three weeks after irrigation started, respectively.

The Hydrus-2D code enabled successful simulation of changes in soil water contents in both the wetting bulb and in the rooting zone. The accuracy of the Hydrus predictions with the assumptions used in this work was shown to be good. The graphical and statistical comparisons of simulated and continuously measured soil water contents, revealed a similar trend throughout the monitoring period. Our results demonstrated that soil hydraulic properties determined after the beginning of irrigation were much more representative of the majority of the irrigation season as attested by the accuracy of the simulation results with high values of the index of agreement (IA) and with values of RMSE similar in magnitude to the error associated with field measurements ($0.020 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). The highest values of RMSE were found when using the model input soil parameters measured before irrigation.

Overall, although there was a change over time in surface soil hydraulic properties during a drip irrigated cropping cycle, the different parameter sets and model inputs were able to accurately reproduce measured soil water content profiles in both the wetting bulb and in the rooting zone. This confirms the accuracy of the Hydrus-2D parameter inputs used in the present work and demonstrates that the influence of temporal variability in soil hydraulic properties on water transfer is strongly mitigated in our agro-pedo-climatic context. It was referred to the daily water application conducted when crop evapotranspiration is highest. This meant the soil did not need to store the whole quantity of daily crop water requirements and consequently strongly mitigated the difference between the three different structural scenarios.

Farmers in Mediterranean countries tend to start drip irrigation either by applying a large amount of water using traditional methods (existing surface irrigation) or by means of a long drip irrigation event, to fill the soil profile or to maintain the wetting bulb moist

throughout the cropping season. Under such conditions, the amount of water delivered during the first irrigation event causes re-structuration of the fragile structural porosity created by soil preparation operations (Mapa et al., 1986; Angulo-Jaramillo et al., 1997; Cameira et al. 2003; Mubarak et al., 2009). So, a similar scenario of change in soil hydraulic properties over time similar to that identified in Mubarak et al. (2009) could be established. It is probable that irrigation in the daytime when the crop evapotranspiration is highest could prevent the influence of this change over time and other problems connected with the soil, for example, deep percolation under the dripper. Furthermore, water will be always at a high availability level for the crop. This could maximize yield and water use efficiency and minimize indirect adverse effects. As our model results are drawn from single experimental season, further experiments are needed to justify them.

The Hydrus-2D code, adopted in the present study, performed well because it is well parameterized. A priori knowledge of the spatial root distribution in the soil profile is important when root water uptake is considered to be uncompensated (Simunek and Hopmans, 2009). However, the new version of Hydrus, which incorporates the compensated root water uptake, is recommended to weaken the effect of the spatial root distribution when this latter is less known and more especially for simulating the case of irrigation treatments subject to water restrictions.

Regarding to soil hydraulic parameterization, there is a need to supplementary works of research for the direct development of the soil parameters for the van Genuchten/Mualem relations into the algorithm BEST, especially on the estimate of the shape parameters of these relations from particle-size analysis.

We conclude by noting that further research is needed to study the effects of low frequency drip irrigation on soil hydraulic characterization and consequently on soil water transfer in order to improve irrigation scheduling practices.

ACKNOWLEDGEMENT

The AEC of Syria is greatly acknowledged for the Ph.D. scholarship granted to Ibrahim Mubarak. The authors are grateful to Mr. Jean Paul LAURENT (LTHE Grenoble University, France) for providing the capacitance sensors (EnviroSMART). The authors would also like to thank Mr. Patrick ROSIQUE and Mr. Laurent DELAGE for their assistance in the field measurements.

REFERENCES

- Angulo-Jaramillo, R., Moreno, F., Clothier, B.E., Thony, J.L., Vachaud, G., Fernandez-Boy, E. Cayuela, J.A., 1997. Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61(1): 27-32.
- Arbat, G., 2006. Development and validation of a simulation model for soil water dynamics. Application to design and management of microirrigation systems. PhD Dissertation, Universitat de Lleida, Lleida.
- Arbat, G., Puig-Bargues, J., Barragan, J., J. Bonany, J., Ramirez de Cartagena, F., 2008. Monitoring soil water status for micro-irrigation management versus modelling approach, *Biosystems Eng.* 100(2): 286-296.
- Assouline, S., 2002. The Effects of Microdrip and Conventional Drip Irrigation on Water Distribution and Uptake. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 1630-1636.
- Assouline, S., Moller, M., Cohen, S., Ben-Hur, M., Grava, A., Narkis, K., Silber, A., 2006. Soil-Plant System Response to Pulsed Drip Irrigation and Salinity: Bell Pepper. Case Study. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70: 1556-1568.
- Beggs, R.A., Tchobanoglous, G., Hills, D., Crites, R.W., 2004. Modeling subsurface drip application of onsite wastewater treatment system effluent. p. 92-103. *In On-Site Wastewater Treatment, Proc. Natl. Symp. on Individual and Small Community Sewage Systems, 10th, Sacramento, CA. 21–24 Mar. 2004. Am. Soc. Agric. Eng., St. Joseph, MI.*
- Bresler, E., 1978. Analysis of trickle irrigation with application to design problems. *Irrig. Sci.* 1:03-17.
- Brooks, R.H., Corey, C.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper 3.*, Colorado State University, Fort Collins.
- Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Petr. Trans. Am. Inst. Mining Metall. Eng.* 198: 71-77.
- Cabibel, b., de Villele, O., Dauple, P., 1980. Aspects physiques de l'irrigation et efficience de l'eau. *Sém. Ir. Loc. CEE/AGRIMED/CNR/Univ. Naples, Sorrento*: 253-271.
- 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 Res.* 70(2): 131-140.
- Coelho, E. F., Or, D., 1999. Root distribution and water uptake patterns of corn under surface and subsurface drip irrigation. *Plant and Soil.* 206: 123-136.

- Collis-George, N., Greene, R. S. B., 1979. The effect of aggregate size on the infiltration behavior of slaking soil and its relevance to ponded irrigation. *Aust. J. Soil Res.*, 17: 65-73.
- Cote, C. M., Bristow, K. L., Charlesworth, P. B., Cook, F. J., 2003. Analysis of soil wetting and solute transport in sub-surface trickle irrigation. *Irrig. Sci.* 22(3-4): 143-156.
- Clothier, B.E., 1989. Research imperatives for irrigation science. *J. Irrig. Drain. Eng.* 115(3): 421-448.
- Dantas-Antonino, A., 1992. Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol. PhD Dissertation, l'Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 195pp.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 24, 2nd ed., FAO, Rome, 156pp.
- Feddes, R. A., Kowalik, P. J., Zaradny, H., 1978. Simulation of Field Water Use and Crop Yield. Wiley, New York.
- Gardenas, A., Hopmans, J.W., Hanson, B.R., Simunek, J., 2005. Two-dimensional modeling of nitrate leaching for various fertigation scenarios under micro-irrigation. *Agric. Water Manage.* 74: 219-242.
- Ghezzehei, T.A., and D. Or. 2000. Dynamics of soil aggregate coalescence governed by capillary and rheological processes. *Water Resour. Res.* 36:367–379.
- Hanson, B.R., Simunek, J., Hopmans, J.W., 2006. Evaluation of urea–ammonium–nitrate fertigation with drip irrigation using numerical modeling. *Agric. Water Manage.* 86: 102-113.
- Hanson, B.R., Hopmans, J.W., Simunek, J., 2008. Leaching with subsurface drip irrigation under saline, shallow groundwater conditions. *Vadose Zone J.* 7: 810-818.
- Haverkamp, R., Ross, P. J., Smettem, K. R. J., Parlange, J.-Y., 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer: 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.*, 30: 2931–2935.
- Haverkamp, R., Parlange, J.-Y., Cuenca, R., Ross, P. J., and Steenhuis, T. S. 1998a. Scaling of the Richards' equation and its application to watershed modeling. In *Scale Invariance and Scale Dependence in Hydrology*, Sposito, G. (Ed.), Cambridge University Press, New York, pp. 190–223.

- Iqbal, J., Thomasson, J.A., Jenkins, J.N., Owens, P.R., Whisler, F.D., 2005. Spatial Variability Analysis of Soil Physical Properties of Alluvial Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69: 1338-1350.
- Kemper, W. D., Trout, T. J., Humpherys, A. S., Bullock, M. S., 1988. Mechanisms by which surge irrigation reduces furrow infiltration rates in silty loam soil. *Trans. ASAE*, 31: 821-829.
- Khaledian, M., Mailhol, J.C., Ruelle, P., Rosique, P., 2009. Adapting PILOTE model for water and yield management under direct seeding system: the case of corn and durum wheat in a Mediterranean context. *Agric. Water. Manage.*, 96(5): 757-770.
- Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J. M., Cuenca, R., Braud, I., Haverkamp, R., 2006. Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through infiltration experiments-BEST. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70: 521-532.
- Lazarovitch, N., Simunek, J. Shani, U., 2005. System dependent boundary condition for water flow from subsurface source. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69: 46-50.
- Lazarovitch, N., Warrick, A.W., Furman, A., Simunek, J., 2007. Subsurface water distribution from drip irrigation described by moment analyses. *Vadose Zone J.* 6:116-123.
- Legates, D. R., McCabe, J., 1999. Evaluating the use of “goodness-of fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resour. Res.* 35(1): 233-241.
- Leij, F.J., Ghezzehei, T.A., Or, D., 2002a. Modeling the dynamics of the soil pore size distribution. *Soil Till. Res.* 64 (1–2), 61-78.
- Leij, F.J., Ghezzehei, T.A., Or, D., 2002b. Analytical models for soil pore-size distribution after tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66 (4), 1104–1114.
- Leij, F. J., Haverkamp, R., Fuentes, C., Zatarain, F., Ross, P. J., 2005. Soil Water Retention: II. Derivation and Application of Shape Index. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69: 1891-1901.
- Li, J., Zhang, J., Rao, M., 2005. Modeling of water flow and nitrate transport under surface drip fertigation. *Trans. ASAE.* 48:627-637.
- Mapa, R.B., Green, R.E., Santo, L., 1986. Temporal variability of soil hydraulic-properties with wetting and drying subsequent to tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50(5): 1133-1138.
- Meshkat, M., Warner, R. C., Workman, S. R., 1999. Modeling of evaporation reduction in drip irrigation system. *J. Irrig. Drain. Eng.* 125(6): 315-323.
- Michelakis, N., E., Vougioucalou, G., Clapaki. 1993. Water use, wetted soil volume, root distribution and yield of avocado under drip irrigation. *Agric. Water. Manage.* 24: 119-131.

- Mohanty, B., Ankeny, M., Horton, R., Kanwar, R., 1996. Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disk infiltrometers. *Water Resour. Res.* 30: 2489-2498.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12: 513-522.
- Mubarak, I., Boivin, P., Angulo-Jaramillo, R., Mailhol, J.C., Ruelle, P., 2008. Changes in soil hydraulic properties with time under drip irrigation as assessed by Shrinkage Analysis and Beerkan method. Paper submitted to *J. of Hydrology*.
- Mubarak, I., Mailhol, J.C., Angulo-Jaramillo, R., Ruelle, P., Boivin, P., Khaledian, M., 2009. Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. *Geoderma*. 150: 158-165.
- Muller, A., 2002. Estimation of soil hydraulic parameters of tilled soil using direct and inverse methods. Institut für Hydrologie und Meteorologie, IHM der Technisch Universität, Dresde, Allemagne, série Irrigation "Mémoires de 3^e cycle" 2001-17, 965, Dresde, 26 p.
- Or, D., 1995. Stochastic analysis of soil water monitoring for drip irrigation management in heterogeneous soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59(5): 1222–1233.
- Or, D. 1996. Wetting-induced soil structural changes: The theory of liquid phase sintering. *Water Resour. Res.* 32:3041–3049.
- Or, D., Leij, F.J., Snyder, V., Ghezzehei, T.A., 2000. Stochastic model for posttillage soil pore space evolution. *Water Resour. Res.* 36(7): 1641–1652.
- Or, D., Ghezzehei, T.A., 2002. Modeling post-tillage soil structural dynamics: a review. *Soil Till. Res.* 64(1–2): 41–59.
- Patel, N., Rajput, T.B.S., 2008. Dynamics and modeling of soil water under subsurface drip irrigated onion. *Agric. Water. Manage.* In Press, Corrected Proof, Available online 9 July 2008.
- Philip, JR., 1984. Travel times from buried and surface infiltration point sources. *Water Resour Res.* 20: 990-994
- Rasse, D.P., Smucker, A.J.M., Santos, D., 2000. Alfalfa root and shoot mulching effects on soil hydraulic properties and aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 725-731.
- Rawlins, S.L., 1973. Principals of managing high frequency irrigation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 37: 626-629.
- Revol, P., Clothier, B. E., Mailhol, J.C., Vachaud, G., Vauclin, M., 1997. Infiltration from a Surface Point Source and Drip Irrigation 2. An Approximate Time-Dependent Solution for Wet-Front Position, *Water Resour. Res.* 33(8): 1869-1874.

- Revol, P., 1994. Caractérisation hydrodynamique des sols par infiltration bidimensionnelle axisymétrique et modélisation simplifiée de la micro-irrigation. PhD Dissertation, l'Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 224p.
- Riou, Ch., 1993. L'eau et la production végétale. Synthèse. Sécheresse, 4: 75-83.
- Schmitz, G. H., Schutze, N., Petersohn, U., 2002. New strategy for optimizing water application under trickle irrigation. J. Irrig. Drain. Eng. 128(5): 287-297.
- Shiel, R. S., Adey, M. A., Lodder, M., 1988. The effect of successive wet/dry cycles on aggregate size distribution in a clay texture soil. J. Soil. Sci., 39: 71-80.
- Shirmohammadi, A., Skaggs, R., 1984. Effect of surface conditions on infiltration for shallow water table soils. Trans. ASAE. 27: 1780-1787.
- Simunek, J., Hopmans, J. W., 2009. Modeling compensated root water and nutrient uptake. Ecol. Model. 220: 505-521.
- Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, M. Th., 1999. The HYDRUS-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. IGWMC-TPS 53, Version 2.0, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colo.
- Skaggs, T. H., Trout, T. J., Simunek, J., Shouse, P. J., 2004. Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental observations. J. Irrig. Drain. Eng. 130(4): 304-310.
- Strudley, M.W., Timothy R. G., Ascough II, J. C., 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. Soil Tillage Res. 99(1): 4-48.
- Tardieu, F., Manichon, H., 1986. Caractérisation en tant que capteur d'eau de l'enracinement du maïs en parcelle cultivée. II. - Une méthode d'étude de la répartition verticale et horizontale des racines. Agronomie. 6(5): 415-425.
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 892-898.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Yates, S.R., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Environmental Protection Agency, EPA/600/2-91/065.
- Vrugt, J. A., Hopmans, J. W., Simunek, J., 2001. Calibration of a two dimensional root water uptake model. Soil Sci. Soc. Am. J. 65(4): 1027-1037.
- Willmott, C.J., 1982. Some comments on the evaluation of model performance. Bull. Am. Meteorol. Soc. 64: 1309-1313.

- Zur, B., 1996. Wetted soil volume as a design objective in trickle irrigation. *Irrig Sci.* 16:101-105.
- Zur, B., Ben-Hanan, U., Rimmer, A. Yardeni, A., 1994. Control of irrigation amounts using velocity and position of wetting front. *Irrig Sci.* 14: 207-212.

3.2.2 Profil homogène du sol

Une des premières raisons évoquées pour justifier la très bonne précision dans la reproduction, par le modèle, des profils d'humidité est la simultanéité des deux processus : extraction racinaire et apport d'eau (Mubarak et al., 2009c). Cela confirme que le sol ne joue qu'un rôle de support à cet échange de flux depuis l'apport (condition limite) jusqu'aux racines (terme puits de l'équation de transfert). Cette première explication peut être complétée par la prise en compte de l'hétérogénéité du sol. En effet, chaque modification de caractéristiques hydrodynamiques de couches du sol entraîne un ralentissement du mouvement de l'eau, soit dû à une diminution de conductivité hydraulique, dans le cas du passage d'un sol plus grossier, dont la structure est plus ouverte, à un sol plus fin, soit dû aux différences de pentes des courbes caractéristiques $h(\theta)$, lors le cas du passage d'un sol plus fin à un sol plus grossier (Hillel, 1998 ; Warrick, 2003). La discontinuité du profil favorise par conséquent le mouvement latéral de l'eau, phénomène probablement accentué par l'extraction racinaire.

L'utilisation d'un profil homogène du sol pourrait nous aider à étudier plus précisément ces deux points. Nous avons répété les simulations présentées au 3.2.1 avec un profil homogène du sol. Les paramètres hydrodynamiques de la première couche du sol pour chaque configuration étudiée ont été étendus à tout le profil. La même démarche de traitement des données a été appliquée dans cette section.

Les simulations montrent qu'avec un profil de sol homogène, les évolutions de la teneur volumique en eau à différentes profondeurs (figure 3.2a), et par conséquent les stocks hydriques (figure 3.2b), demeurent quasiment inchangés par rapport à celles effectuées en sol hétérogène.

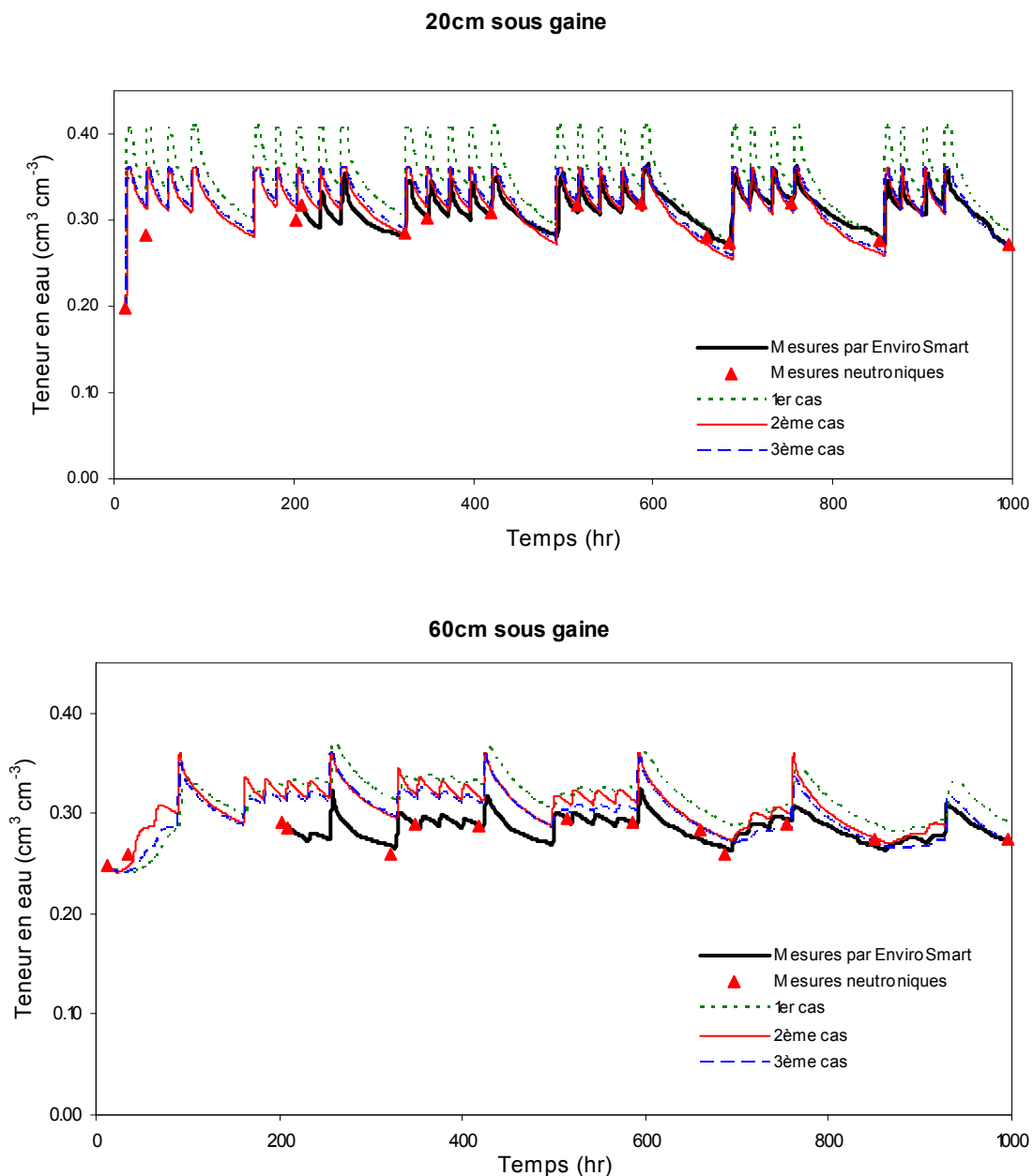


Fig. 3.2a. Évolutions de la teneur volumique en eau simulée et mesurée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement FT avec un profil homogène du sol.

1^{er} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés deux semaines avant le début d'irrigation,

2^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés cinq jours après le début d'irrigation,

3^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés 3 semaines après le début d'irrigation.

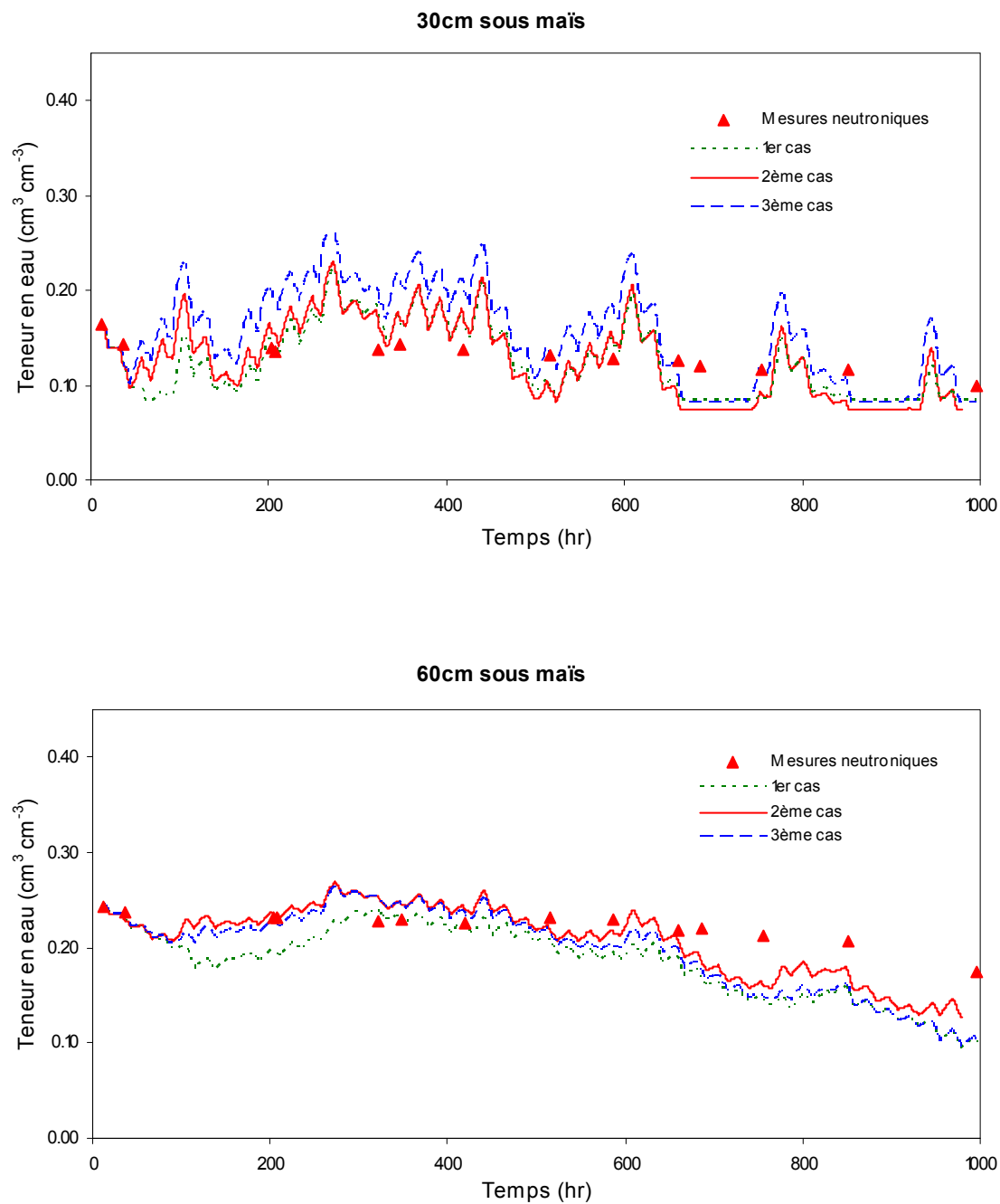


Fig. 3.2a. (suite) Évolutions de la teneur volumique en eau simulée et mesurée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement FT avec un profil homogène du sol.

1^{er} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés deux semaines avant le début d'irrigation,

2^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés cinq jours après le début d'irrigation,

3^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés 3 semaines après le début d'irrigation.

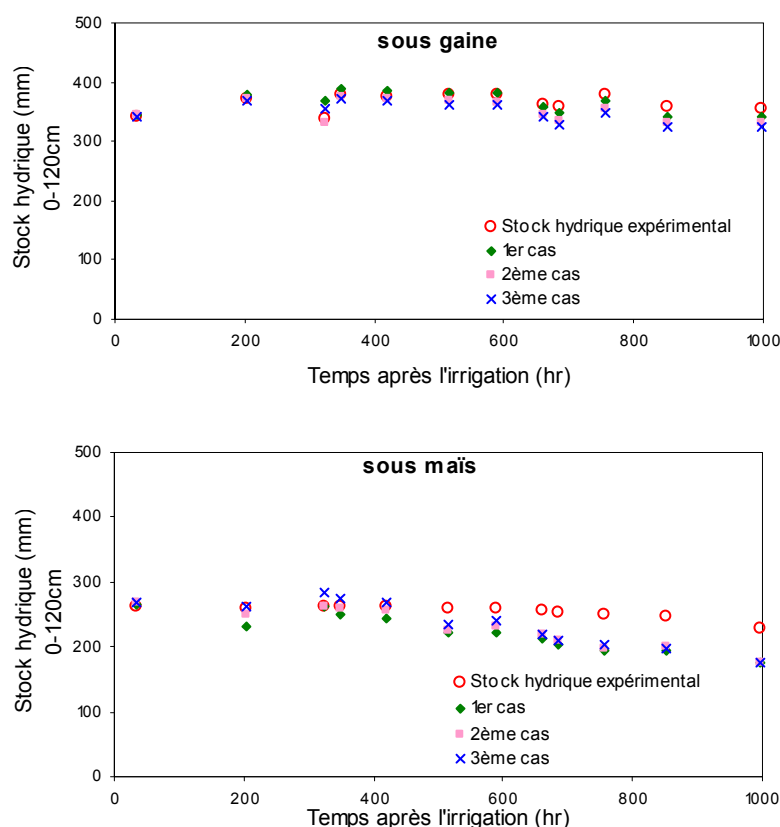


Fig. 3.2b. Stocks hydriques expérimental et simulé de 0-120 cm du sol dans les deux zones : sous gaine et sous maïs, en fonction du temps, avec les jeux de paramètres de la couche arable du traitement FT, avec un profil homogène du sol.

La comparaison statistique entre les valeurs simulées et celles mesurées par des sondes à neutron, indique que les trois jeux de paramètres hydrodynamiques (cas 1 à 3), avant et après le début d'irrigation, donnent des valeurs de RMSE similaires à celles trouvées avec un profil hétérogène (tableaux 3.2a et 3.2b) (nous présentons dans ces tableaux aussi les valeurs de RMSE pour le profil hétérogène). Ces valeurs d'erreur sont du même ordre de grandeur que l'erreur expérimentale, à savoir $0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ pour la teneur volumique en eau par sonde à neutrons et d'environ 25 mm pour le stock hydrique de 0-120 cm. Autrement dit, les trois jeux de paramètres reproduisent avec précision les évolutions hydriques du sol. Ce constat semble confirmer le fait évoqué précédemment en ce qui concerne le rôle du sol sous irrigation goutte à goutte.

Tableau 3.2a. Statistiques comparatives pour les teneurs volumiques en eau mesurée et simulée à différentes côtes sous gaine et sous maïs dans le traitement FT pour les deux types profils hétérogène et homogène du sol.

État du sol	Côte sous gaine (cm)	RMSE% (cm ³ cm ⁻³)		Côte sous maïs (cm)	RMSE% (cm ³ cm ⁻³)	
		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène
1 ^{er} cas	20	3.12	3.20	30	2.56	2.61
2 ^{ème} cas		1.63	1.59		2.94	3.03
3 ^{ème} cas		1.67	1.66		2.04	4.24
1 ^{er} cas	60	1.23	2.85	60	2.13	4.02
2 ^{ème} cas		1.46	2.04		2.28	2.49
3 ^{ème} cas		1.50	1.55		2.38	3.49
1 ^{er} cas	100	1.08	3.28	90	2.05	2.02
2 ^{ème} cas		0.64	3.21		3.56	1.59
3 ^{ème} cas		1.07	3.99		2.19	2.12

1^{er} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés deux semaines avant le début d'irrigation,

2^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés cinq jours après le début d'irrigation,

3^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés 3 semaines après le début d'irrigation.

Tableau 3.2b. Statistiques comparatives pour le stock hydrique mesurée et simulée sous gaine et sous maïs dans le traitement FT pour les deux profils hétérogène et homogène du sol.

		RMSE (mm)	
		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène
Stock hydrique sous gaine	1 ^{er} cas	12.27	12.36
	2 ^{ème} cas	12.40	16.31
	3 ^{ème} cas	19.29	20.72
Stock hydrique sous maïs	1 ^{er} cas	20.00	37.20
	2 ^{ème} cas	10.79	32.49
	3 ^{ème} cas	17.41	31.14

3.3 Le traitement LT (Limited Treatment)

Les conditions aux limites de flux à la surface imposées par le climat (ET_c) et par l'irrigation au cours de la période de simulation sont présentées en figure 3.3a.

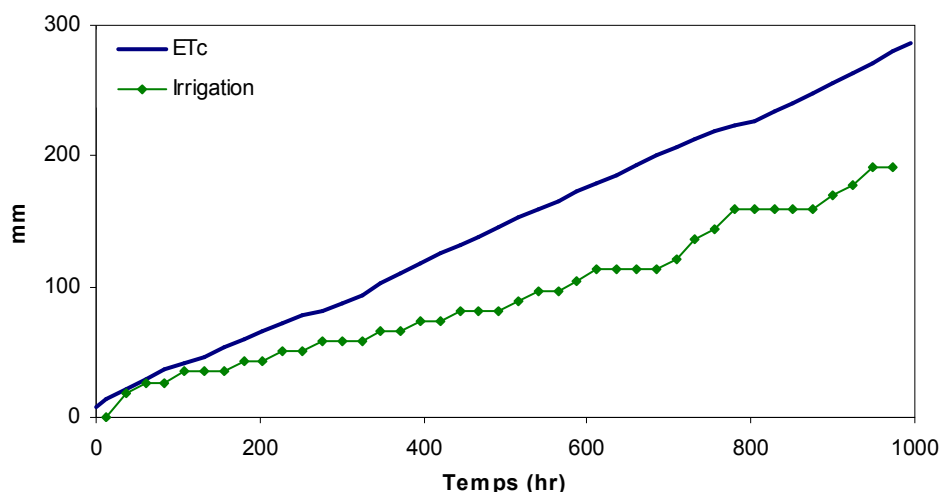


Fig. 3.3a. Conditions de flux d'eau à la surface imposées par le climat (ET_c) et par l'irrigation au traitement LT au cours de la période de simulation ($t = 0$ correspond à 19 juin 2007).

Les autres paramètres de simulation sont ceux utilisés ci-dessus pour le traitement FT (section 3.2 et annexe 3). Deux scénarios en ce qui concerne le profil du sol, ont été étudiés : un profil hétérogène tel qu'il est caractérisé in situ et un profil supposé homogène avec les paramètres de la couche arable étendus à tout le profil.

Nos résultats ont montré que les deux configurations des paramètres hydrodynamiques de la couche arable, caractérisés avant et après le début de l'irrigation, induisent des évolutions identiques des stockages hydriques simulés, quelque soit le profil du sol choisi (figure 3.3b). En plus, les stocks hydriques simulés sous gaine sont légèrement plus élevés que ceux mesurés par la sonde neutronique, mais avec des valeurs de RMSE faibles et du même ordre de grandeur que l'erreur expérimentale (25 mm) (table 3.3a). Les stocks hydriques simulés sous maïs sont inférieurs à ceux mesurés, avec une différence constante au cours du temps (figure 3.3b). Il en résulte des valeurs de RMSE plus élevées que l'erreur expérimentale (table 3.3a). Cette différence peut être due à la mesure de la teneur en eau sous maïs en liaison avec la sphère d'influence de la sonde à neutron, problème sur lequel nous reviendrons par la suite.

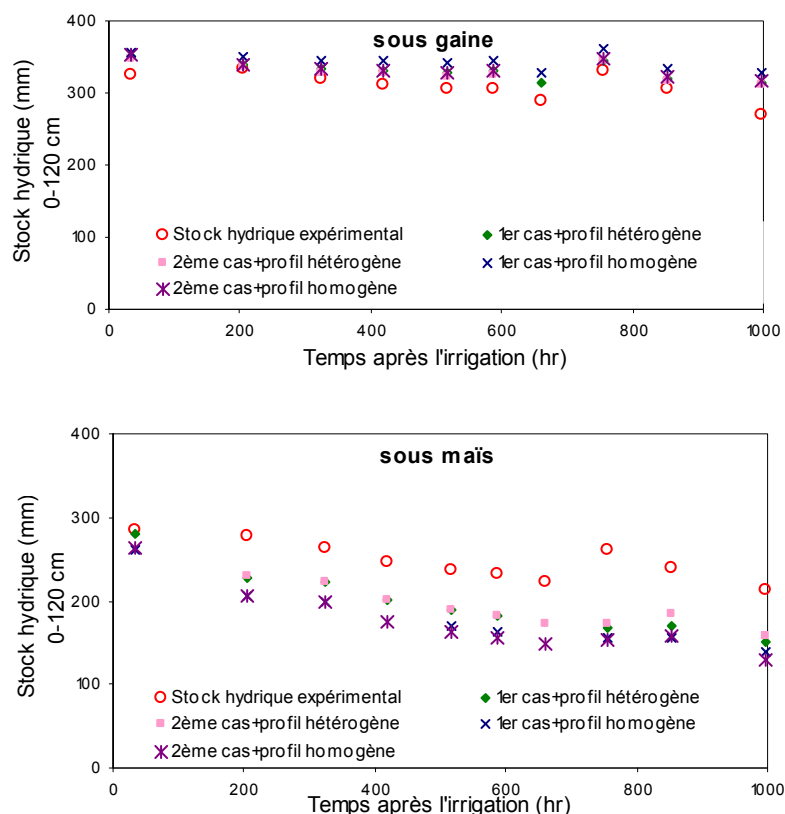


Fig. 3.3b. Stocks hydriques expérimental et simulé de 0-120 cm du sol dans les deux zones : sous gaine et sous maïs, en fonction du temps et du jeu des paramètres de la couche arable.

1^{er} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés deux semaines avant le début d'irrigation,

2^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés cinq jours après le début d'irrigation.

Tableau 3.3a. Statistiques comparatives pour les stocks hydriques mesurée et simulée sous gaine et sous maïs du traitement LT.

État du sol		RMSE (mm)	
		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène
Stock hydrique sous gaine	1 ^{er} cas	23.20	35.28
	2 ^{ème} cas	19.96	23.98
Stock hydrique sous maïs	1 ^{er} cas	55.33	73.17
	2 ^{ème} cas	54.15	78.49

1^{er} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés deux semaines avant le début d'irrigation,

2^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés cinq jours après le début d'irrigation.

Afin d'étudier de façon plus précise, les évolutions de la teneur volumique en eau simulée sous la gaine et sous la ligne de maïs ont été comparées à celles mesurées par la sonde à neutrons. La comparaison graphique est faite pour différentes profondeurs : 10 et 100 cm sous gaine, et 60 et 90 cm sous maïs (figures 3.3c). Cette comparaison montre que les deux teneurs volumiques en eau mesurée et simulée évoluent de manière similaire au cours de la période de simulation quelque soit les jeux de paramètres retenus du profil du sol.

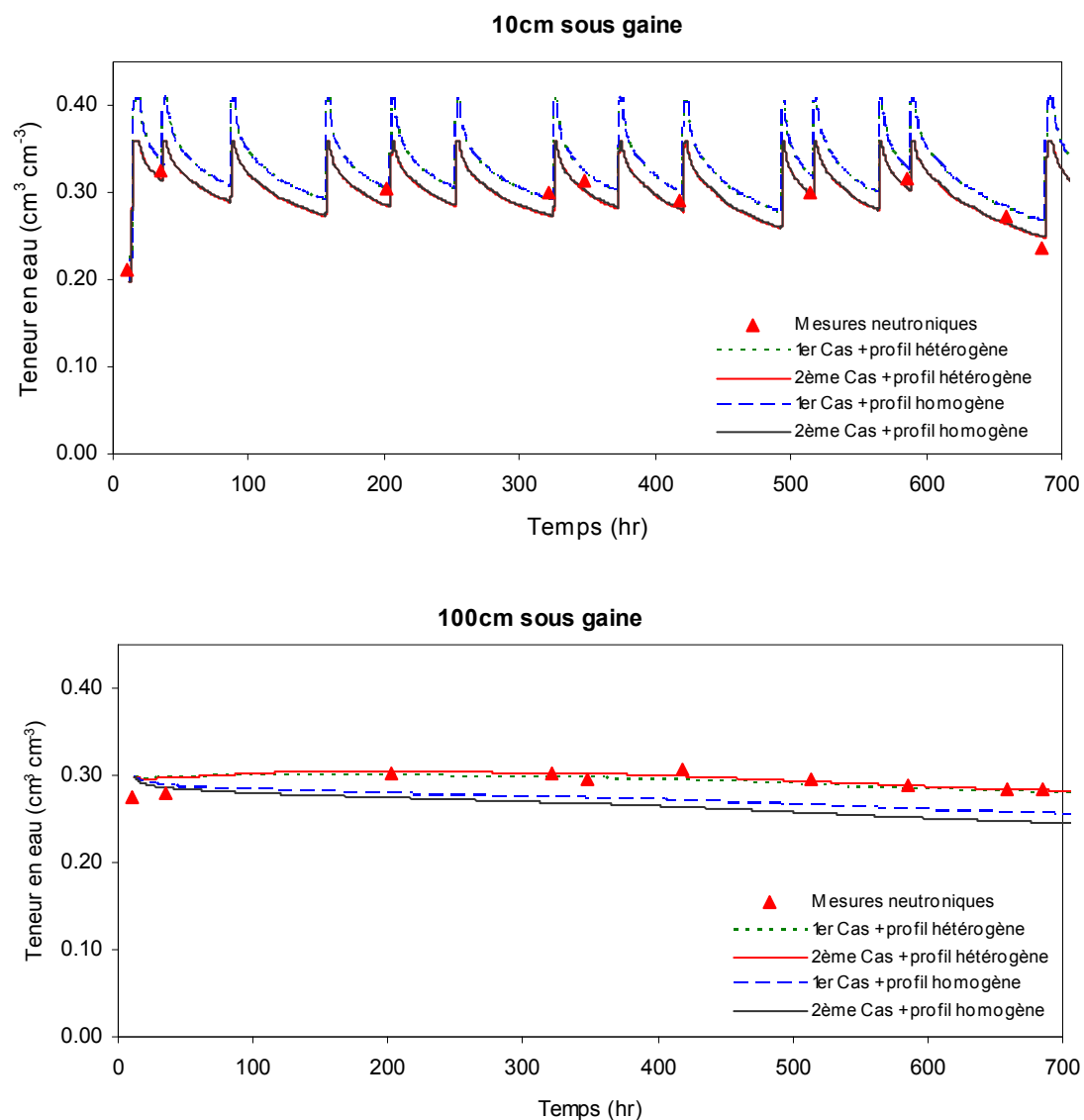


Fig. 3.3c. Évolutions de la teneur volumique en eau simulée et mesurée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement LT pour les deux profils hétérogène et homogène du sol.

1^{er} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés deux semaines avant le début d'irrigation,

2^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés cinq jours après le début d'irrigation.

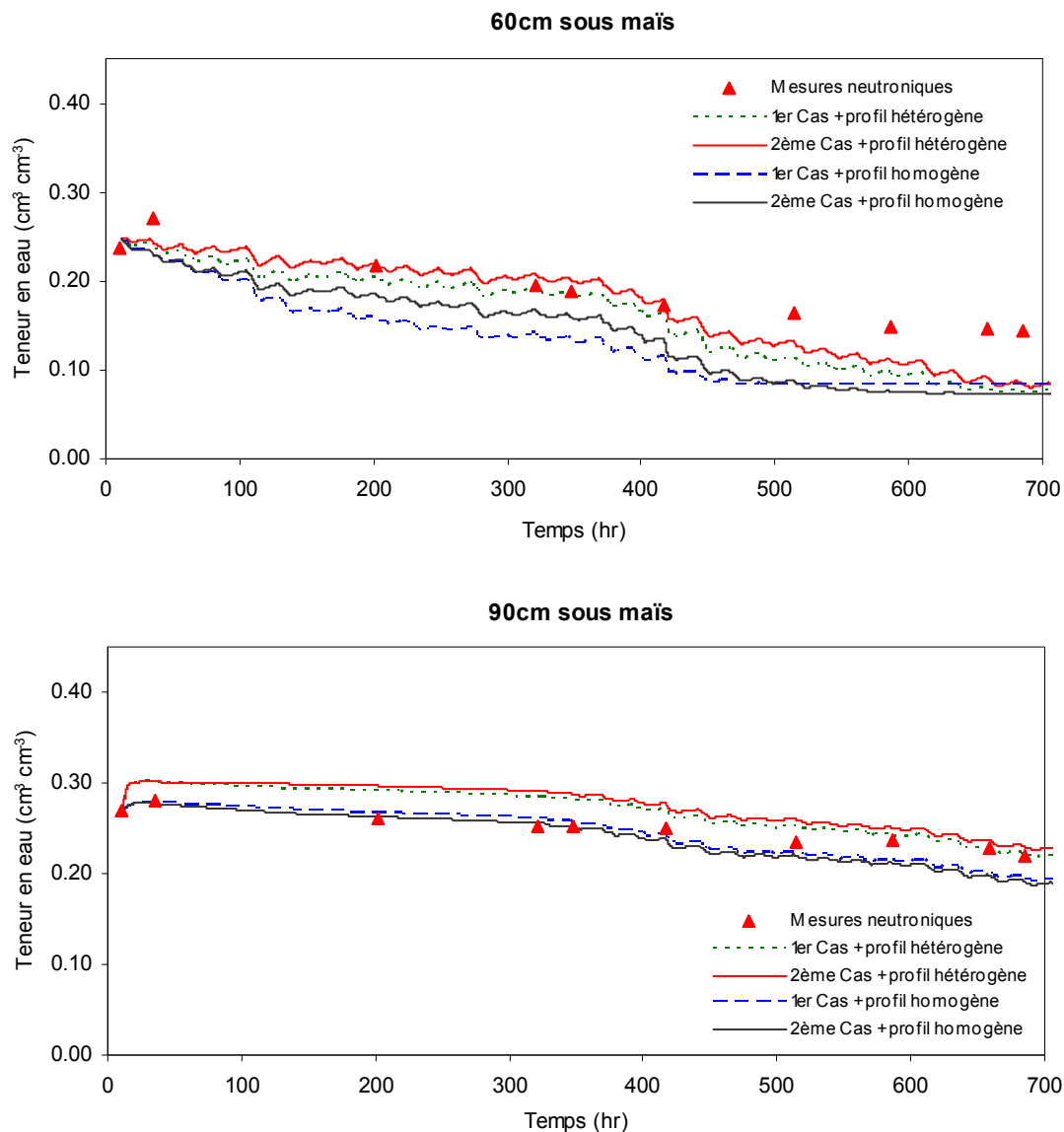


Fig. 3.3c. (suite) Évolutions de la teneur volumique en eau simulée et mesurée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement LT pour les deux profils hétérogène et homogène du sol.

1^{er} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés deux semaines avant le début d'irrigation,

2^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés cinq jours après le début d'irrigation.

Pour chaque profondeur, à la fois sous gaine et sous maïs, les deux configurations paramétriques du sol, (avant et après le début d'irrigation), donnent des valeurs très similaires du RMSE quelque soit le profil du sol supposé, hétérogène ou homogène (tableau 3.3b). Cependant, la simulation du suivi de la teneur en eau sous gaine présente des valeurs de RMSE plus proches de l'erreur associée aux mesures neutroniques ($0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) que celles sous maïs pour les deux profils quelle que soit la configuration paramétrique de la couche de surface (0-55 cm) adoptée. Une surestimation de la teneur en eau mesurée par la technique

neutronique dans la zone racinaire peut être une explication à cela. Elle résulterait du fait que le tube d'accès soit installé dans une zone à cheval entre deux régions d'humidités très différentes : d'un côté le bulbe humide, de l'autre, la zone non irriguée fortement sollicitée par la culture. Comme déjà expliqué, le volume du sol influencé par les neutrons émis est une sphère d'un rayon d'environ 15 cm autour du point concerné, alors que la valeur simulée d'humidité correspond à un nœud du maillage relatif à ce même point. La teneur en eau autour de la profondeur concernée est d'autant mieux représentée par la mesure neutronique que la teneur en eau est homogène dans la région concernée. Il n'est en outre pas exclu que la simulation puisse sous-estimer la teneur en eau du sol sous la tige du maïs en raison des difficultés du modèle à mimer correctement le comportement physiologique de la plante sous conditions hydriques localement restrictives. L'inaptitude de cette version du modèle à reporter les potentialités d'extraction vers des zones mieux pourvues en eau (comme ici par exemple la couche à 90 cm) a d'ailleurs récemment suscité l'intérêt des chercheurs. Ces derniers, à cet effet, proposent une nouvelle version du modèle décrite dans l'article tout récent de Simunek et Hopmans, (2009).

Tableau 3.3b. Statistiques comparatives pour les teneurs volumiques en eau mesurée et simulée à différentes côtes sous la gaine et la tige du maïs du traitement LT.

État du sol	Côte sous la gaine (cm)	RMSE% (cm ³ cm ⁻³)		Côte sous la tige du maïs (cm)	RMSE% (cm ³ cm ⁻³)	
		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène
1 ^{er} cas	10	1.929	1.975	30	9.915	10.084
2 ^{ème} cas		1.918	1.959		10.638	10.546
1 ^{er} cas	60	1.703	4.315	60	4.784	6.121
2 ^{ème} cas		2.464	3.950		3.561	5.588
1 ^{er} cas	100	0.895	2.874	90	2.028	3.063
2 ^{ème} cas		0.668	3.633		2.057	3.012

1^{er} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés deux semaines avant le début d'irrigation,

2^{ème} cas : les paramètres hydrodynamiques du sol déterminés cinq jours après le début d'irrigation.

Afin d'évaluer l'ordre de grandeur de l'erreur de sous estimation de l'ETr (évapotranspiration réelle) du fait de la non prise en compte du phénomène de compensation par Hydrus, on se propose d'utiliser le modèle de culture PILOTE (Mailhol et al., 1997, Mailhol et al., 2004) où ce phénomène est pris en compte en raison de sa structure. Pour le traitement LT, PILOTE calcule une ETr de 545 mm sur le cycle et une ETM de 603 mm. Le modèle par ailleurs simule parfaitement le rendement de ce traitement 16.5 vs. 17.5 T/ha, comme du reste celui des autres traitements de cette même saison sur Lavalette (Khaledian et al., 2008). La valeur de l'ETr simulée par Hydrus, sur le cycle, affiche un écart beaucoup plus

important à l'ETM ($E_{Tr} = 505 \text{ mm}$) que ne l'affiche PILOTE. Cet exercice donne lieu à une évaluation de l'erreur de sous-estimation de l' E_{Tr} par cette version d'Hydrus non encore adaptée à la prise en compte du phénomène de compensation qui serait de l'ordre d'une quarantaine de mm.

En général, les résultats des simulations, relatifs au traitement LT, indiquent que les deux configurations paramétriques donnent lieu à une restitution précise des évolutions hydriques du sol. Cela peut être expliqué par une des caractéristiques du goutte-à-goutte, à savoir, que l'eau apportée est extraite dans les instants qui suivent cet apport. Cela confirme à nouveau le rôle du sol, confiné à celui de substrat assurant l'échange entre le goutteur et la plante, à condition toutefois, que la stratégie d'irrigation ne soit pas trop restrictive.

A ce stade il apparaît opportun d'analyser la conduite d'arrosage adoptée pour les deux traitements étudiés FT (conduite de l'irrigation à l'ETM) et LT (conduite de l'irrigation à 60% de l'ETM). L'examen des profils hydriques permet de préciser comment s'est effectuée la mobilisation des réserves du sol. Les figures 3.3d et 3.3e illustrent ces profils hydriques mesurés à la fois sous la gaine et sous la tige du maïs pour les deux traitements, respectivement. On observe que les prélèvements par la culture entraînent une mobilisation des réserves qui s'effectue principalement dans les mêmes couches de 0 à 100 cm. Cependant, avec la restriction hydrique pour LT, des faibles prélèvements sont effectués dans les couches profondes sous la tige, de 100 à 120 cm (figure 3.3e). Les variations d'humidité sous la gaine deviennent très faibles, de l'ordre de grandeur de l'erreur expérimentale, au-delà de 100 cm. Cela confirme que les deux conduites adoptées dans cette étude ne conduisent pas des pertes d'eau et de fertilisants préjudiciables pour la culture et pour l'environnement.

Par ailleurs, pour FT, nous constatons un remplissage de la réserve sous la gaine puisque le profil initial se situe à gauche des profils finaux, alors que sous la tige nous constatons plutôt le contraire une contribution de la réserve du sol. Pour ce qui est du traitement LT, aussi bien sous la gaine mais de façon plus nette sous la tige, le sol contribue à l'alimentation de la plante.

L'évolution des réserves hydriques calculés à partir de ces profils, à la fois sous la gaine et sous la tige du maïs dans le traitement FT, est faible tout au long de la période de l'étude (figures 11 et 12, Mubarak et al., 2009c). Les valeurs moyennes des stocks hydriques expérimentaux sont 364 mm ($CV=3.3 \%$ et la déviation absolue moyenne = 10 mm) sous la gaine et 263 mm ($CV=3.9 \%$ et la déviation absolue moyenne = 7.5 mm) sous la tige du maïs. Ces faibles valeurs des coefficients de variation et des déviations absolues moyennes

confirment le faible changement des stocks hydrique dans ce traitement. Cela apporte du crédit au fait que la plante ne consomme que l'eau qu'on lui délivre, sans que le sol ne participe de façon conséquente à l'alimentation hydrique.

Dans l'autre traitement LT, une tendance régulière à l'épuisement de la réserve hydrique du sol est plus remarquable sous le maïs que sous la gaine (figure 3.3b). Les valeurs moyennes des stocks hydriques sont 309 mm (CV=6.2 % et la déviation absolue moyenne = 14 mm) sous la gaine, et 247 mm (CV=9.65 % et la déviation absolue moyenne = 19.4 mm) sous la tige du maïs. Les valeurs élevées de CV et des déviations absolues moyennes confirment cette variation saisonnière des réserves hydriques. Le traitement LT témoigne donc d'une contribution conséquente du sol à l'alimentation de la plante.

La conduite d'irrigation adoptée pour FT, assure le maintien d'un bon niveau de réserve hydrique du sol. Cette conduite garantit contre les risques de défaillance du réseau ou permet de faire face à de conditions climatiques exceptionnelles. Cependant, en conditions climatiques normales, le sol selon cette pratique ne participe guère à l'alimentation de la plante. Elle est en conséquence peu favorable à générer des économies d'eau.

Bien que 60 % de l'ETM seulement ait été apporté au traitement LT, le rendement obtenu est cependant de 16.43 T/ha (CV=5.96 %), celui de FT étant quant à lui de 17.38 T/ha (CV=3.6%). Il n'y a donc pas de différence entre les deux traitements. Pour cela, dans un but d'économie d'eau, on peut recommander d'adopter la conduite d'irrigation du traitement LT, dans un contexte agropédoclimatiques équivalent à celui de cette étude.

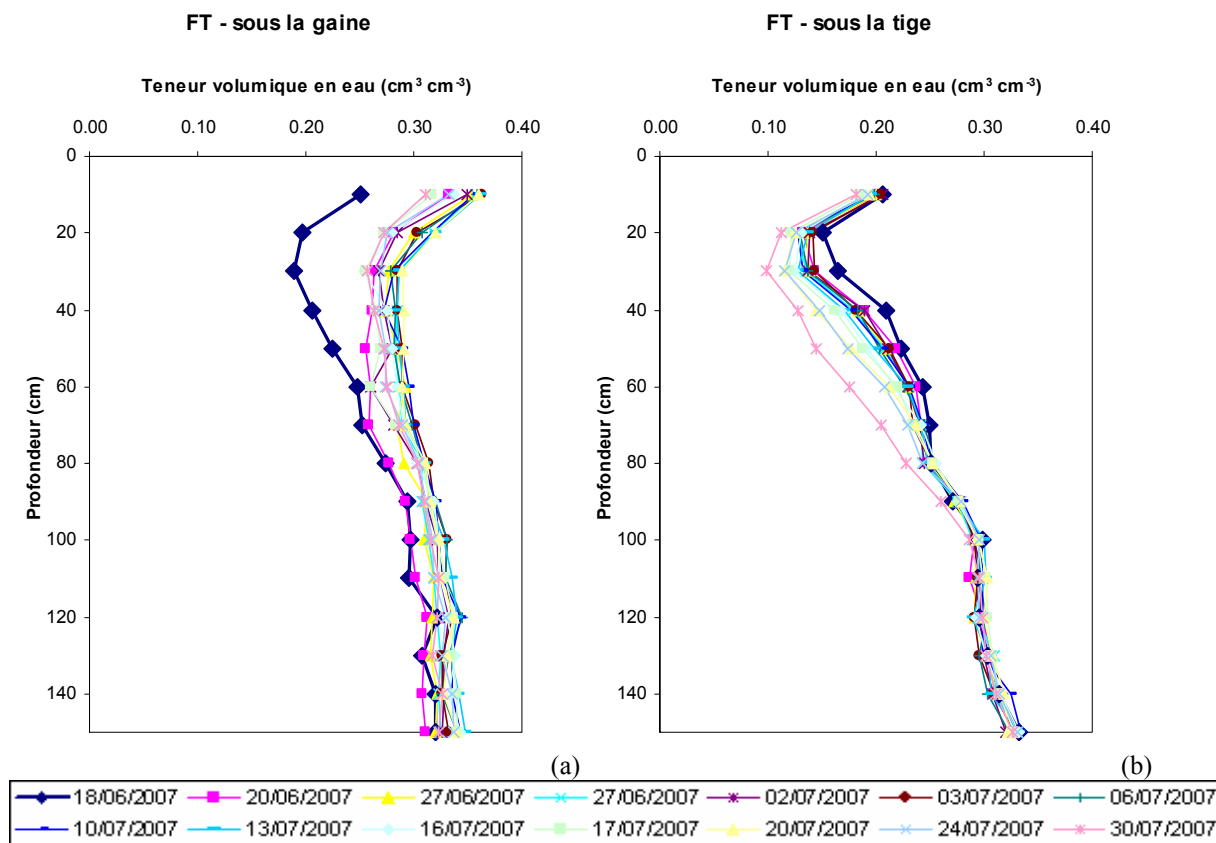


Fig. 3.3d. Évolutions des profils hydriques mesurés, à la fois sous la gaine (a) et sous le maïs (b) dans le traitement FT.

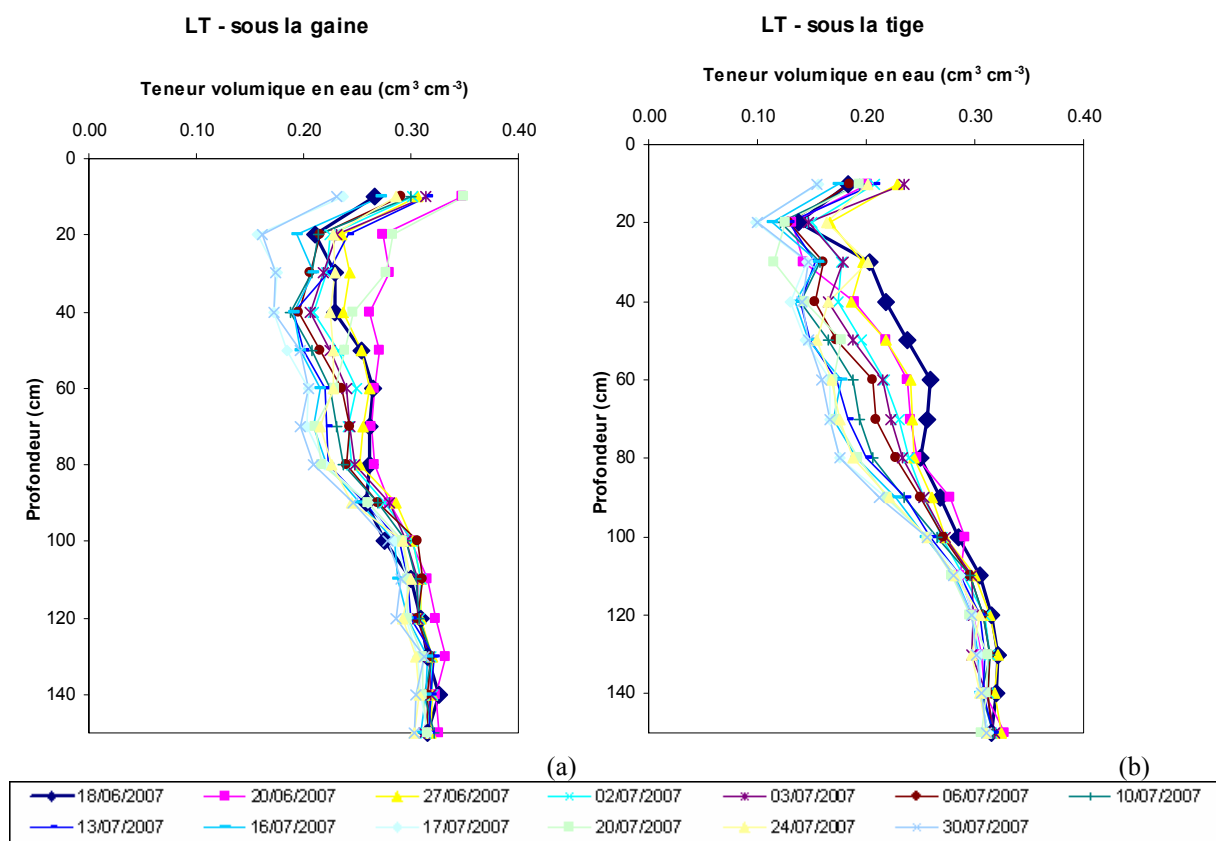


Fig. 3.3e. Évolutions des profils hydriques mesurés, à la fois sous la gaine (a) et sous le maïs (b) dans le traitement LT.

3.4 Conclusion du chapitre

Dans l'ensemble, au regard des résultats afférents aux deux traitements, le modèle Hydrus2D avec les jeux d'entrée adoptés, prédit de manière satisfaisante le suivi de la teneur en eau du sol, et en conséquence le stock hydrique sur la base de paramètres déduits de la mesure.

En dépit du fait que les paramètres hydrodynamiques de la couche arable aient évolués au cours de la campagne d'irrigation, la démarche adoptée dans ce chapitre a montré que cette variabilité temporelle n'avait aucun impact significatif sur la teneur hydrique simulée du sol dans le contexte agropédoclimatique de cette étude. Quelque soit le jeu de paramètres hydrodynamiques de la couche arable (jeu identifié avant ou après le début d'irrigation), les profils d'humidité sous gaine et maïs ont été reproduits avec précision. A une exception près, les erreurs de simulation sont du même ordre de grandeur que l'erreur de mesure, à savoir $0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ pour la teneur en eau et d'environ 25 mm pour le stock hydrique. Une explication possible à ce constat peut être reliée aux caractéristiques du système d'irrigation goutte-à-goutte lui même. L'eau a été apportée dans le souci de satisfaire la demande maximale du jour (ETM) sans avoir quasiment pas à solliciter la contribution du sol. Une fréquence élevée d'apport (toutes les 24 heures pour FT et 48 heures pour LT) a donc été adoptée. En conséquence, et c'est un point de différence fondamentale par rapport aux autres systèmes d'irrigation, la quasi-totalité de l'eau apportée est consommée au cours des instants suivant cet apport. Le sol dans ce contexte voit son rôle se limiter au transport de l'eau depuis la source (le goutteur) jusqu'au puits (les racines) sans stockage nécessaire.

On peut ajouter que l'extraction racinaire, au moment même où l'eau est apportée, semble atténuer les impacts de l'hétérogénéité verticale du sol. Les simulations en un profil supposé homogène le confirment. Les suivis simulés de la teneur en eau, et par conséquent les réserves hydriques dans les zones sous gaine et sous culture, ont été reproduits avec précision. Cela signifie que la discontinuité du sol susceptible de ralentir la circulation de l'eau, n'a eu aucun impact sur cette circulation dans le contexte agropédoclimatique de cette étude.

Comme résultat pratique pour la conduite de l'irrigation, il peut être recommandé de commencer celle-ci avant le midi solaire pour que la plante puisse extraire au moment où ses besoins sont les plus intenses. Une bonne adéquation de l'apport journalier aux besoins journaliers de la plante permet alors d'atténuer l'influences des propriété du sol (texturales et/ou structurelles). Dans le cas d'un sol plus fin, cela peut réduire le risque de « flaquage », et par conséquent le ruissellement. Dans le cas contraire, celui d'un sol grossier, cela peut jouer

en faveur d'une diminution du risque de percolation. Cela permet, par conséquent, d'augmenter l'efficacité de l'irrigation goutte à goutte et de diminuer les risques agro-environnementaux.

Chapitre 4

Analyse de la variabilité spatiale du sol

4 Chapitre 4. Analyse de la variabilité spatiale du sol

4.1 Introduction

Après avoir caractérisé la variabilité temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol et analysé ses impacts sur le transfert d'eau, nous nous proposons ici de caractériser la variabilité spatiale de ces paramètres à l'échelle parcellaire. Cette caractérisation peut trouver une application dans l'implantation de sites représentatifs pour étudier, de façon approfondie, le transfert d'eau dans une parcelle. La méthodologie résultante a été divisée en plusieurs :

- reconnaissance de la parcelle.
- choix de sites représentatifs.
- prédiction de l'état hydrique du sol et analyse de l'impact.

Le but de ce chapitre est centré sur les deux premières étapes. La reconnaissance spatiale de la parcelle s'appuie sur l'identification des structures spatiales conduites en établissant les semivariogrammes expérimentaux. Cette phase est le sujet d'un article présenté ci-après et intitulé « *Spatial Analysis of Soil Surface Hydraulic Properties: Is Infiltration Method -Dependent?* » (papier accepté pour publication dans *Soil & Tillage Research*, Mubarak et al., 2009d). Il présente une étude expérimentale réalisée sur le site expérimental du Cemagref à Montpellier. Le plan d'échantillonnage est illustré à la figure 2 du Chapitre 1. Les variables étudiées sont la conductivité hydraulique à saturation K_s , le paramètre alpha de van Genuchten α_{vG} . Les objectifs de cette étude de terrain étaient, d'une part, de réviser les propriétés hydrodynamiques du sol après 17 années consécutives de pratiques agronomiques répétées sur la même parcelle, et d'autre part, de déterminer si les essais d'infiltration sont sensibles aux méthodes utilisées pour décrire les variabilités spatiale et temporelle de la parcelle. Pour atteindre ces objectifs, la caractérisation de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol obtenue à l'aide de la méthode d'infiltration Beerkan, a été comparée aux résultats obtenus lors d'une précédente étude sur la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques de la même parcelle. Cette première étude a été faite en 1990 à l'aide du perméamètre de Guelph sous pression, en supposant la forme exponentielle de la relation de Gardner de $K(h)$ (Vauclin et al., 1994).

Le choix de « sites représentatifs de la parcelle » est fait en déterminant les points caractéristiques des lois de distribution des données obtenues (valeur moyenne et valeur moyenne $\pm$ écart type (σ)). Dans la mesure du possible, ces sites doivent être situés à des

distances supérieures à la portée du semivariogramme expérimental afin de garantir la pertinence des hypothèses de l'analyse statistique classique.

4.2 La reconnaissance de la parcelle

4.2.1 Article 4. Mubarak et al. (2009d) “*Spatial Analysis of Soil Surface Hydraulic Properties: Is Infiltration Method-Dependent?*”

Spatial Analysis of Soil Surface Hydraulic Properties: Is Infiltration Method-Dependent?

IBRAHIM MUBARAK^{1,2,3*}, RAFAEL ANGULO-JARAMILLO^{1,4}, JEAN CLAUDE MAILHOL², PIERRE RUELLE², MOHAMMADREZA KHALEDIAN^{2,5}, MICHEL VAUCLIN¹

¹ *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, LTHE (UMR 5564, CNRS, INPG, UJF, IRD), BP 53, 38041, Grenoble, Cedex 9, France.*

² *Cemagref, BP 5095 - 34196 Montpellier Cedex 5, France*

³ *AECS, Department of Agriculture, BP 6091, Damascus, Syria.*

⁴ *Université de Lyon, ENTPE, Laboratoire des Sciences de l'Environnement, Rue Maurice Audin, 69518 Vaulx en Vélain, France.*

⁵ *Guilan University of Iran.*

* Corresponding author Tel.: +33 467166400; fax: +33 467166440.

E-mail address: ibrahim.mubarak@cemagref.fr

Accepted Paper to *Soil & Tillage Research*

ABSTRACT

The spatial variability of saturated hydraulic conductivity, K_s and the alpha parameter $\alpha_{vG-2007}$ of van Genuchten equation has been revisited on an agricultural loamy soil after a 17-year period of repeated conventional agronomic practices. The Beerkan infiltration method and its algorithm *BEST* were used to characterize the soil through the van Genuchten and Brooks and Corey equations. Forty field measurements were made at each node of a 6×7.5 m grid. The hydraulic properties and their spatial structure were compared to those performed in 1990 on the same field soil, through the exponential form of the hydraulic conductivity given by the Gardner equation, using the Guelph Pressure Infiltrometer technique.

No significant differences in the results obtained in 1990 and 2007 were observed for both the particle-size distribution and dry bulk density. Also, it is suggested that both the K_s and $\alpha_{vG-2007}$ values were still better described by the lognormal distribution. The mean value of $\alpha_{vG-2007}$ was found to be identical to that of α_{G-1990} , while that of K_{s-2007} was significantly smaller than that of K_{s-1990} . In contrast to the Gardner equation, the van Genuchten/Brooks and Corey expression was found to better represent a possible gradual increase of water filling the porosity, which is more representative for a well-graded particle-size distribution of a loamy soil. The two parameters were autocorrelated up to about 30 m and 21 m, respectively, as well as spatially positively correlated together within a range of 30 m. Despite the difference in the mean values of K_s between the two studies, the spatial structures were similar to those found in the 1990 experiment except for the covariance sign. The similarity in autocorrelation ranges may indicate that the spatial analysis of soil hydraulic properties is independent of the infiltration methods (i.e., measurement of an infiltration flux) used in the two studies, while the difference in the covariance sign can be referred to the use of two different techniques of soil hydraulic parameterization. The positive values of covariance found in the 2007 campaign seem to be in agreement with the physics of water infiltration process in unsaturated soils.

The spatial patterns of hydraulic parameter variations seem to be temporally stabilized, at least within the agro-pedo-climatic context of the study. This long time stability may be referred to the textural properties which remain constant in time and to the soil structural properties which are constantly renewed by the cyclic agricultural practices.

Keywords: Soil hydraulic properties; Beerkan infiltration method; Loamy soil; Spatial variability; Long time stability.

INTRODUCTION

A good knowledge of soils regarding the spatial variability of their hydraulic properties can contribute to mitigate the agro-environmental risks. For irrigated agricultural fields, optimal efficiency of water and fertilizer requires predicting soil water properties and understanding their spatial and temporal variability. The long time stability of this latter is beneficial in enhancing the sustainable use and management of soil and water resources of agricultural fields.

Soil water behavior relies on determining the following hydraulic characteristic functions: the water retention, $h(\theta)$, and the hydraulic conductivity, $K(\theta)$ or $K(h)$ curves. These characteristics can be accurately represented and appropriately parameterized in analytical or numerical models. The most common expressions are the van Genuchten (1980), Brooks and Corey (1964), and Gardner (1958), although many more have been presented in the literature over the past decades. Therefore, modelling soil water transfer has increased the demand for accurate measurements of soil physical and hydraulic parameters. This encourages the development of models for a better representation of reality and its complexity. Several methods have been developed to determine soil hydraulic characteristic functions, from the simplest (Jarvis et al., 2002), to the most sophisticated using laboratory apparatus (Raimbault, 1986; Mallants et al., 1997). Some methods have been based on field experiments such as infiltration tests (Simunek et al., 1998; Angulo-Jaramillo et al., 2000; Jacques et al., 2002). These are usually performed by imposing a given water pressure head through either single rings or disc infiltrometers, depending on the sign of the pressure head applied at the soil surface (Angulo-Jaramillo et al., 2000). The field methods are generally less expensive and time-consuming and provide a better picture of soils than the laboratory methods.

Variability of soil physical and hydraulic properties is inherent in nature due to geologic and pedologic factors forming field soil. Soil tillage and related management practices can also alter soil structure and consequently affect the spatio-temporal pattern of variations in soil hydraulic processes (Mapa et al., 1986; Angulo-Jaramillo et al., 1997; Cameira et al., 2003). Within a particular agricultural field, changes of soil hydraulic properties may occur due to different tillage, irrigation, planting and harvest/residue managements. These changes also may occur during the cropping season and from year to year depending on climatic conditions.

Vauclin et al. (1994) examined the spatial variability of saturated hydraulic conductivity, K_s and the alpha parameter, α_G , of the exponential form of the Gardner relationship. The field experiment was performed on a bare agricultural soil with a loamy texture, by carrying out surface infiltration measurements with the Guelph Pressure Infiltrometer technique (Reynolds and Elrick, 1990) in July 1990. Thirty two measurements were made at each node of a 4×8 m grid. They showed that geometric mean values of both K_s and α_G were found to be $2.95 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ and 11.7 m^{-1} with coefficients of variation (CV) of 36% and 48%, respectively. In addition, they found that these two parameters were autocorrelated up to about 25 m and to 20 m, respectively and spatially correlated together within a distance of 24 m.

Conventional agricultural practices i.e., annual soil tillage, soil preparations in spring and related management practices have been applied since 1990. So, there was a need for revisiting the soil surface hydraulic properties and re-examining their spatial variability to identify whether there was a possible temporal stability in the spatial structure of these hydraulic parameters. For that, the Beerkan infiltration method (Haverkamp et al., 1996) was used in 2007 to provide the soil hydraulic properties using a simple *in situ* single ring infiltration test. This method uses a calculation algorithm called *BEST* i.e., Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters, which is an estimation technique which considers analytical formulae for the hydraulic characteristic curves. BEST takes into account the van Genuchten (1980) equation with the Burdine (1953) condition for $h(\theta)$ and the Brooks and Corey (1964) equation for $K(\theta)$. BEST estimates the hydraulic parameters, which are structure and texture dependent, from simple particle-size analysis and 3D field cumulative infiltration experiments at null pressure head set at the soil surface (Haverkamp et al., 2006). Both the 3D cumulative infiltration and the infiltration rate can be approached by the very accurate explicit transient two-term and steady-state expansions given by Haverkamp et al. (1994). This method was recently improved and assessed against simulated data by Braud et al. (2005) and Lassabatère et al. (2006).

The objectives of the present field study are twofold: (i) to revise the soil surface hydraulic properties after 17 consecutive years of repeated agronomic practices on the same field, and (ii) to determine whether the infiltration tests are sensitive to the methods used to describe the spatial and temporal variability of the agricultural field.

MATERIALS AND METHODS

Studied Site

As cited in Vauclin et al., 1994, the field is located at the Domain of Lavalette at the Cemagref Experimental Station in Montpellier, France (43°40'N, 3°50'E, altitude 30 m). The average annual rainfall is 790 mm year⁻¹ (1991-2006). Repeated conventional agricultural practices i.e., annual soil tillage in fall, soil preparations in spring during which the soil was ploughed and then the 8 cm topsoil was grinded to very small size aggregates (less than 2 mm size) and related management practices (seeding, fertilization, pesticides) are mechanically applied since 1990. The rotation of crops cultivated in the field was: sorghum and soya (1990-1993), sunflower (1994-1995), winter wheat (1996), maize (1997-2002), winter wheat (2003-2006) and finally maize (2007). The summer crops were irrigated with sprinkler irrigation technique. Two floods of the Lironde River took place in 2002 and 2005 on the field. A North-South oriented plot of 60×33 m² was investigated.

Infiltration Measurements

Five measurements were carried out at 6 m intervals in each of eight rows, 7.5 m apart, giving a total of forty measurement sites, taken during five days in May 2007 without irrigation and rainfall. At each site, infiltration test was conducted using a 65 mm-radius cylinder driven approximately 1 cm into the soil to avoid lateral water losses (Fig. 1). A fixed volume of water (100 ml) was poured into the cylinder at time zero, and the time needed for the infiltration of this known water volume was recorded. When the first volume was completely infiltrated, a second known volume of water was added to the cylinder, and the time required for it to infiltrate is added to the previous time. The procedure was repeated for a series of several volumes until apparent steady-state flow regime was reached, i.e. until three consecutive infiltration times were identical, and cumulative infiltration was recorded (Haverkamp et al., 1996; Lassabatère et al., 2006). A soil sample of 200 cm³ was then collected at each site to determine soil dry bulk density (ρ_d). Also, another sample was taken prior each infiltration test in the vicinity of the infiltration ring to determine the initial soil gravimetric water content which was converted into volumetric one (θ_0) through the dry bulk density. Particle-size distribution (< 2mm) was analyzed by means of the sedimentation method on eight composed soil samples. Saturated volumetric water content (θ_s) was calculated as the total soil porosity considering that the density of the solid particles is 2.65 g cm⁻³.



Fig 1. Beerkan infiltration method: known volumes of water are successively infiltrated and the time passed during each infiltration is recorded.

In the study of Vauclin et al. (1994), the surface infiltration measurements were performed with the Guelph Pressure Infiltrometer technique (Reynolds and Elrick, 1990) with thirty two measurements made at each node of a 4×8 m grid, taken during a four-day period in July 1990 without irrigation and rainfall too. The pressure infiltrometer connected to a water-filled reservoir was driven approximately 5 cm into the soil using a wooden hammer. The infiltration measurements were carried out for three values of ponded water pressure heads. The first positive head, H_1 , was set at 6 cm and early-time readings were made at 20 s and at each 10 s afterwards for about 2 min and then at 20 s intervals thereafter to about 4 min. Readings of the water level in the reservoir were then continued at 1 min intervals for about 20 min in order to obtain the steady intake rate, Q_1 , at $H_1=6$ cm. The air tube was then raised and H_2 set at 16 cm. A smaller time interval of about 5 to 7 min was needed in order to establish the steady state intake rate, Q_2 . Similarly for Q_3 at $H_3=25.5$ cm. A small soil sample was taken at each measurement site to obtain the initial soil gravimetric water content. Also, another soil sample was taken posterior each infiltration test from within the ring area for determining the field saturated gravimetric water content. Both initial and saturated gravimetric water contents were converted into volumetric ones through the dry bulk density.

Soil Hydraulic Characterization

In the present work, the BEST algorithm was used for determining soil hydraulic properties (Lassabatère et al., 2006) through the van Genuchten equation for the water retention curve, $h(\theta)$, (Eq. 1a) with the Burdine condition (Eq. 1b) and the Brooks and Corey relation (Eq. 2) for the hydraulic conductivity curve, $K(h)$, (Burdine, 1953; Brooks and Corey, 1964; van Genuchten, 1980) :

$$\theta(h) = \theta_s \left(1 + (\alpha_{vG} |h|)^n \right)^{-m} \quad [1a]$$

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad [1b]$$

$$K(h) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \quad [2]$$

where n and m are the dimensionless shape parameters of the water retention curve and α_{vG} is simply called the alpha parameter of van Genuchten model (m^{-1}). K_s is the saturated hydraulic conductivity ($m\ s^{-1}$) and η (-) is the shape parameter of the hydraulic conductivity relationship. Consequently, the representation of the hydraulic properties makes use of five parameters: θ_s , n , α_{vG} , K_s , η . Following Haverkamp et al. (1996), n , m and η are assumed to be dominantly related to the soil texture, while the others are supposed to mainly depend on the soil structure.

The BEST algorithm estimates the shape parameters from particle-size distribution by classical pedotransfer functions. The other scale parameters are derived by modelling the 3D infiltration data. Following Haverkamp et al. (1994), the 3D cumulative infiltration $I(t)$ and the infiltration rate $q(t)$ can be described by the explicit transient (Eq. 3a and b) and steady-state (Eq. 3c and d) equations:

$$I(t) = S \sqrt{t} + [A S^2 + B K_s] t \quad [3a]$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [A S^2 + B K_s] \quad [3b]$$

$$I_{+\infty}(t) = [A S^2 + K_s] t + C \frac{S^2}{K_s} \quad [3c]$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = A S^2 + K_s \quad [3d]$$

where S is the sorptivity ($m\ s^{-1/2}$), A , B and C are related to the Brooks and Corey parameters and to the initial volumetric water content (see Lassabatère et al., 2006 for more details). The BEST code uses equivalent equations obtained by the replacement of the saturated hydraulic conductivity K_s by its function of sorptivity S and steady-state infiltration rate $q_{+\infty}$ (Eq. 3d) into equations 3a and 3b:

$$I(t) = S \sqrt{t} + [A (1-B) S^2 + B q_{+\infty}] t \quad [4a]$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [A (1-B) S^2 + B q_{+\infty}] \quad [4b]$$

The saturated hydraulic conductivity is calculated from the steady-state infiltration rate and prior estimation of sorptivity by fitting transient infiltration data on the two-term infiltration equations (Eq. 4) using a data subset for which the transient two-term infiltration equations

are valid. The maximum time t_{max} for which transient expressions can be considered valid is defined as follows:

$$t_{max} = \frac{1}{4(1-B)^2} t_{grav} \quad [5]$$

where $t_{grav} = (S/K_s)^2$ is the gravity time defined by Philip (1969).

The α_{vG} is then estimated from the sorptivity S and the saturated hydraulic conductivity K_s by the following relation:

$$\alpha_{vG}^{-1} = \frac{S^2(\theta_0, \theta_s)}{c_{p(vG)}(\theta_s - \theta_0)(K_s - K_0)} \quad [6]$$

where $c_{p(vG)}$ is a function of the shape parameters for the van Genuchten (1980) water retention equation (see Haverkamp et al., 2006 and Lassabatère et al., 2006). $K_0 = K(\theta_0)$ is the initial hydraulic conductivity calculated by Eq. (2). The reader is referred to the study of Lassabatère et al. (2006) that described the main characteristics of BEST algorithm coded with MathCAD 11 (Mathsoft Engineering and Education, 2002).

While in the 1990 experiment, a detailed description of the soil hydraulic parameterization can be found in Vauclin et al. (1994), only a brief presentation is given herein. The empirical representation of $K(h)$ relationship as proposed by Gardner (1958) was used:

$$K(h) = K_s \exp(\alpha_G h) \quad \text{with } 0 < \alpha < \infty \text{ and } h \leq 0 \quad [7]$$

where α_G (m^{-1}) is simply called the alpha parameter calculated as:

$$\alpha_G = \frac{K_s - K_0}{\Phi_m} = |h_f|^{-1} = \lambda_c^{-1} \quad [8]$$

where Φ_m is the matric flux potential ($m^2 s^{-1}$). $K_0 = K(h_0)$ was considered small enough to be neglected relative to K_s . λ_c is the capillary length (Philip 1985) and $|h_f|$ is the effective wetting front potential for Green and Ampt (1911) infiltration. Thus, the three parameters α_G^{-1} , λ_c and $|h_f|$ are equivalent and represent single parameter.

Both K_s and Φ_m that together determine the steady flow, also define the early-transient cumulative infiltration $I(t)$ (m) under a ponded head H :

$$I(t) = S_H t^{0.5} \quad [9]$$

where S_H is the “ponded” sorptivity which is related (Philip 1985) to the zero-ponded sorptivity S_m through the following relationship:

$$S_H = S_m (1 + 2b \alpha_G H)^{0.5} \quad [10]$$

Following White and Sully (1987), S_m is calculated as:

$$S_m = \left(\frac{\Delta\theta \cdot \Phi_m}{b} \right)^{0.5} \quad [11]$$

where $\Delta\theta$ is the difference between the saturated and initial volumetric water contents. The constant b can be assigned a value of 0.55 (White and Sully, 1987).

Eq. (9) was used to obtain S_H from the early-time of the experimental data. A linear regression of the first 10 to 15 points, chosen from a graph $I(t)$ vs $t^{0.5}$, was used to calculate the slope and thus S_H . Eq. (10) was then used to derive S_m . Steady-state flow rates Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) for the pressure infiltrometer are given by Reynolds and Elrick (1990):

$$Q = \pi r^2 K_s + \left(\frac{r}{G} \right) (K_s H + \Phi_m) \quad [12]$$

with $G=0.316 \text{ d/r} + 0.184$ and where d is the depth of insertion (0.05 m) of the infiltrometer ring into the soil and $r=0.05$ m is the radius of the ring. K_s , Φ_m and α_G were calculated by Eq. (12) using non-linear regression on the three steady-state flow measurements.

Philip (1985) defined the capillary length [m] noted herein as:

$$\begin{aligned} \lambda_c &= \frac{1}{K_s - K_0} \int_{h_0}^0 K(h) dh \\ &= \frac{1}{K_s - K_0} \int_{\theta_0}^{\theta_s} D(\theta) d\theta \end{aligned} \quad [13]$$

where $D(\theta) = K(\theta)dh/d\theta$ is the diffusivity [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]. He found that the capillary length is equal to α_G^{-1} for the Gardner soil as noted above (Eq. 8). White and Sully (1987) found that the capillary length is expressed as a function of the sorptivity with $b=0.55$ for the Gardner soil:

$$\lambda_c = \frac{b \cdot S^2(\theta_0, \theta_s)}{(\theta_s - \theta_0)(K_s - K_0)} \quad [14]$$

Haverkamp et al. (2006) presented a generalized form of the capillary length with proportionality constant c_p which replaced the term $(1/b)$ as:

$$\alpha_h = \frac{S^2(\theta_0, \theta_s)}{c_p (\theta_s - \theta_0)(K_s - K_0)} \quad [15]$$

c_p depends on the functional relationships chosen to describe the soil hydraulic characteristics. It should be mentioned that Eq. (15) can apply for any soil hydraulic functional relationship.

When describing unsaturated water flow subject to a given set of initial and boundary conditions, the water flow behavior of the soil should be independent of the choice of the soil hydraulic functional relationships. This can be guaranteed by applying the sorptivity criterion as in Haverkamp et al. (2006) to calculate the correct c_p value. So, when dealing with field soils, c_p is entirely defined by textural soil parameters (Haverkamp et al., 2006). By taking into account the value of c_p calculated for the van Genuchten equation as given in Lassabatère et al. (2006), Eq. (3) leads to consider that α_{vG} represents the reciprocal of the capillary length for the van Genuchten soil. This concept of capillary length led us to compare the alpha parameter of the Gardner equation, α_G , estimated in 1990 to the alpha parameter of the van Genuchten relationship, α_{vG} , obtained in 2007.

Statistical and Geostatistical Analysis

Measured variables, namely saturated hydraulic conductivity and the alpha parameter, were analyzed by standard statistics to obtain their mean and coefficient of variation values. The Kolgomorov-Smirnov test was used to check the normality of the datasets. The tests of third and fourth moments of the distribution were also used by calculating the values of the skewness (g_1) and kurtosis (g_2) coefficients. Following Vauclin et al. (1982), these coefficients are expressed as:

$$g_1 = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \cdot \frac{m_3}{(m_2)^{3/2}} \quad [16a]$$

$$g_2 = \frac{n(n+1)}{(n-1)(n-2)(n-3)} \cdot \frac{m_4}{(m_2)^2} \quad [16b]$$

where m_2 , m_3 and m_4 are the 2nd, 3rd and 4th moments of the distributions, n being the number of measurements.

The Student's t -variables corresponding to g_1 and g_2 have also been calculated as follows:

$$t_1 = \frac{g_1}{s_{g_1}} \quad \text{and} \quad t_2 = \frac{(g_2 - 3)}{s_{g_2}} \quad [17]$$

where s_{g_1} and s_{g_2} are estimated by the expressions:

$$s_{g_1}^2 = \frac{6n(n-1)}{(n-2)(n+1)(n+3)} \quad [18a]$$

$$s_{g_2}^2 = \frac{24n(n-1)^2}{(n-2)(n-2)(n+3)(n+5)} \quad [18b]$$

The analysis of significance using the Student's *t*-test at the 95% level of probability was also used to compare the soil hydraulic parameter K_s and the alpha parameter, obtained in the present work with those found in the 1990 experiment.

Geostatistics was used to quantify the spatial dependence and spatial structure of the two parameters K_s and α_{vG} for comparison purposes with the 1990 results. The spatial structure of these two parameters was identified by the semivariogram using the Variowin program Model (Pannatier, 1996). The experimental semivariogram $\gamma(l)$ was estimated as:

$$\gamma(l) = \frac{1}{2N(l)} \sum_{i=1}^{N(l)} [z(r_i) - z(r_i + l)]^2 \quad [19]$$

where $N(l)$ is the number of pairs separated by lag distance, l ; $z(r_i)$ and $z(r_i + l)$ are measured values at locations r_i and $r_i + l$, respectively. Experimental semivariograms were normalized by dividing each semivariance by the experimental variance value (Vieira and Gonzalez, 2003).

The cross-semivariogram was also considered in order to investigate the spatial correlation between the two parameters K_s and α_{vG} and it was calculated as (Vauclin et al., 1983):

$$\gamma_{12}(l) = \frac{1}{2N(l)} \sum_{i=1}^{N(l)} [z_1(r_i) - z_1(r_i + l)][z_2(r_i) - z_2(r_i + l)] \quad [20]$$

where $z_1(r_i)$ and $z_2(r_i)$ are the values of the $\ln K_s$ and $\ln \alpha_{vG}$ at location r_i . The corresponding cross semivariogram was normalized by the product of the experimental standard deviations of the two parameters.

As in the 1990 field campaign, both the normalized experimental values of semivariogram and cross-semivariogram were fitted on the theoretical spherical model:

$$\begin{aligned} \gamma^*(l) &= C_0 + C_1 \left(1.5 \frac{l}{a} - 0.5 \left(\frac{l}{a} \right)^3 \right) & \text{for } l \leq a \\ &= C_0 + C_1 = C_2 & \text{for } l > a \end{aligned} \quad [21]$$

where C_0 is the nugget effect, a is the range and C_2 is the sill. Eq. (21) was fitted to the experimental data by using least squares minimization with respect to a maximum separation distance which was restricted to less than one-half of the largest dimension of the field (Mulla and McBratney, 2002).

RESULTS AND DISCUSSION

Analysis of Methods

Particle-size distribution analysis showed that the soil is classified as a loamy soil containing on average 43% sand, 40% silt and 17% clay with relatively small coefficients of variation (Table 1). Generally, these percentages were of the same order of magnitude as those found in the 1990 field study (35% sand, 45% silt and 20% clay). However, there was a slight increase in the sand percentage and a small decrease in both the silt and clay percentages. This can be resulted from the two floods that took place in 2002 and 2005 on the field area. The mean value of ρ_d of the topsoil was estimated at 1.37 g cm^{-3} with a small value of CV (4.8%) (see Table 1) and was similar to that estimated in the 1990 experiment (1.4 g cm^{-3}). The small mean value of ρ_d can be referred to the fragile structural porosity created by soil preparations in spring. The small value of CV can be due to the annual soil tillage and soil preparation which makes the surface soil layer homogeneous.

Table 1. Dry bulk density and particle-size distribution for the 1990 and 2007 field campaigns on the loamy soil.

<i>Study</i>		ρ_d g cm^{-3}	Clay <2 μm	Silt 2-50 μm	Fine sand 50-200 μm	Coarse sand 0.2-2 mm
1990	Mean (11)*	1.40	0.202	0.454	0.285	0.058
	St. d	0.02	0.044	0.052	0.05	0.008
	CV (%)	1.4	22.0	11.0	17.0	14.0
2007	Mean (8)*	1.37	0.172	0.396	0.302	0.131
	St. d	0.066	0.013	0.049	0.017	0.051
	CV (%)	4.8	7.3	24.6	5.5	39.0

* sample size

The hydraulic parameters were completely determined thanks to combining the analysis of the particle size distribution with the model of the 3D infiltration experiments. Table 2 summarizes the statistical analysis of the hydraulic parameters.

The shape parameters of $h(\theta)$ and $K(\theta)$ were hardly variable at the field scale. This very low variability is consistent with the assumption that the shape parameters are dominantly related to the soil texture (Haverkamp et al., 1996). These estimated values are in agreement with common values published for a loamy soil (Haverkamp et al., 1997; Wosten et al., 1999; Lassabatère et al., 2006).

The shape parameters of $h(\theta)$ and $K(\theta)$ were hardly variable at the field scale. This very low variability is consistent with the assumption that the shape parameters are dominantly related to the soil texture (Haverkamp et al., 1996). These estimated values are in

agreement with common values published for a loamy soil (Haverkamp et al., 1997; Wosten et al., 1999; Lassabatère et al., 2006).

Table 2. Statistical parameters of the soil hydraulic properties for the 1990 and 2007 field campaigns on the loamy soil

<i>Study</i>	<i>Property</i>	<i>Mean</i>	<i>CV %</i>	<i>g₁</i>	<i>t₁</i>	<i>g₂</i>	<i>t₂</i>
1990	<i>K_s(m s⁻¹)</i>	2.95×10 ⁻⁵ *	37	1.53	3.69 ⁺	6.17	3.92 ⁺
	<i>α_G(m⁻¹)</i>	11.7*	36	1.11	2.68 ⁺	3.40	0.49
2007	<i>n</i>	2.191	<1	-	-	-	-
	<i>η</i>	13.50	3.6	-	-	-	-
	<i>K_s(m s⁻¹)</i>	8.41×10 ⁻⁶ *	76.3	1.168	3.126 ⁺⁺	2.970	-0.042
	<i>α_{vG}(m⁻¹)</i>	11.9*	22.0	0.618	1.654 ⁺⁺	2.772	-0.315

*Geometric mean

t₁ and *t₂* are the Student variables associated with *g₁* and *g₂* , respectively

⁺Significant at P=0.05 for 31 degrees of freedom

⁺⁺ Significant at P=0.05 for 39 degrees of freedom

K_s: saturated hydraulic conductivity

α_G: alpha parameter of the Gardner equation

n: shape parameter of *h*(*θ*) for the van Genuchten equation with Burdine condition

η: shape parameter of *K*(*θ*) for the Brooks and Corey equation

α_{vG}: alpha parameter of the van Genuchten equation

The shape parameters of *h*(*θ*) and *K*(*θ*) were hardly variable at the field scale. This very low variability is consistent with the assumption that the shape parameters are dominantly related to the soil texture (Haverkamp et al., 1996). These estimated values are in agreement with common values published for a loamy soil (Haverkamp et al., 1997; Wosten et al., 1999; Lassabatère et al., 2006).

Following the Kolgomorov-Smirnov test, datasets of *K_s* and *α_{vG}* were consistent with a lognormal distribution. This is confirmed by the values of the skewness (*g₁*) given in Table 2. The Student's *t*-variable *t₁* corresponding to *g₁* was found to be significantly different from zero at the 95% level of probability that is to say that the normal distribution (*g₁*=0) should be rejected. However, this was not so evident following the kurtosis (*g₂*) coefficient. This can be referred to the limited number of data points used in the present work (40 measurements). Following Rao et al. (1979) several hundreds of observations would be needed to really decide an appropriate distribution function. Based on the Kolgomorov-Smirnov test and the values of the skewness coefficient, it seems that the lognormal distribution appears acceptable for the *K_s* and *α_{vG}* values. This is also in agreement with the 1990 experimental results. Similar results have been found by White and Sully (1992), Russo and Bouton (1992) and Mulla and McBratney (2002).

The geometric mean value of *α_{vG}* was estimated at 12 m⁻¹ with a CV of 22%. For *K_s* , the geometric mean value was 8.4×10⁻⁶ m s⁻¹ with somewhat high CV of 76%. Similar values

of CV were reported in the literature (Vauclin, 1982). Saturated hydraulic conductivity and their related quantities such as infiltration rates were found to have a high statistical variability. Mulla and McBratney (2002) reported range of coefficients of variation of K_s from 48% to 352%. In the present study, the small and moderate CV values of all the physical and hydraulic parameters are due to the homogeneity in the soil preparations.

On the basis of the Student's t -test, the mean values of K_s estimated in the two studies were significantly different. The mean value found in the 1990 experiment ($K_{s-1990} = 2.95 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$) was about four times higher than that obtained in the present study. While the mean value of the alpha parameter found in the 1990 experiment ($\alpha_{G-1990} = 11.7 \text{ m}^{-1}$) was similar to that of the present study (Table 2).

Analysis of the hydraulic conductivity curves $K(h)$ which have been described by two different *in situ* infiltration methods with two different techniques of soil hydraulic parameterization, facilitates understanding the soil hydraulic behavior and comparing the results of the two experiments. Figure 2 shows two $K(h)$ curves: (i) solid line obtained by using the Gardner equation with the two parameters estimated in the 1990 experiment and (ii) dashed line as generated by the two parameters of the 2007 study. The curve $K(h)$ of Gardner showed a sudden change of unsaturated hydraulic conductivity close to a given value of water pressure head (about 0.4 m). Below this value, hydraulic conductivity sharply decreases. This hydraulic behavior corresponds to a coarse soil with a more open pore structure. The $K(h)$ curve, plotted according to the parameter values found in the present study, is quite different. When the water pressure increases, hydraulic conductivity increases gradually. The van Genuchten/Brooks and Corey expression better represents a possible gradual increase of water filling the porosity, which is more representative for a well-graded particle-size distribution of a loamy soil (Table 1).

The difference in results of the hydraulic parameters may find its origin in the analysis of estimation methods used in both studies. In Vauclin et al. (1994) the first 10 to 15 points chosen from the infiltration curves, i.e. I vs. $t^{1/2}$ as the early-time experiment data, were employed to calculate the slope and thus the sorptivity using a linear regression. The subjective choice of the early-time and thus the complementary steady-state experimental data influenced the estimate of the alpha parameter (α_G). The estimated value of α_G was used in their study to calculate the value of K_s . As they have noted, the error in this calculation depends in large part on the error in the estimate of that parameter.

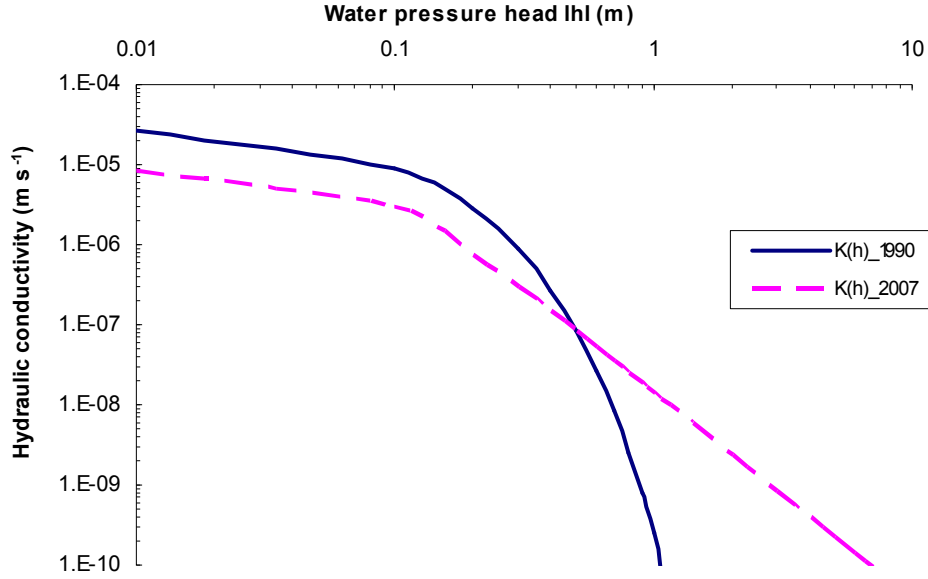


Fig 2. Hydraulic conductivity as a function of water pressure head, $K(h)$, using the Gardner equation with the estimated parameters of the 1990 field campaign (continuous line) and the van Genuchten/Brooks and Corey expression with the estimated parameters obtained in the 2007 study (dashed line).

These problems were, in part, solved by the Beerkan method and its algorithm *BEST* that associates the analysis of both the transient and asymptotic regimes by using the very accurate explicit transient two-term and steady-state expansions given by Haverkamp et al. (1994). Indeed, *BEST* calculates in an iterative way the time for which transient expressions are valid as defined by Eq. 5. This improved the robustness of the estimation of the sorptivity (S) and the saturated hydraulic conductivity (K_s) as well as the subsequent estimate of the alpha parameter (α_{vG}). In addition, the difference may result from the total period of infiltration test. As a matter of fact, each test was operated for a period sufficiently long (about 2 hr) in the 2007 study compared to 1 hr in the 1990 experiment. This led to gain in precision in determining soil hydraulic parameters.

Temporal Stability of Geostatistical Parameters

To identify the spatial structure of the two parameters, semivariograms and cross semivariogram were calculated by using Eqs. (19) and (20) respecting the probability distribution functions. Roughly half the length of the largest dimension of the field was considered for this calculation (Mulla and McBratney, 2002). The values of semivariograms were normalized by the experimental variance values. The values of cross semivariogram were also normalized by the product of the experimental standard deviations $\sigma_{Ln(K_s)} \times \sigma_{Ln(\alpha_{vG})}$.

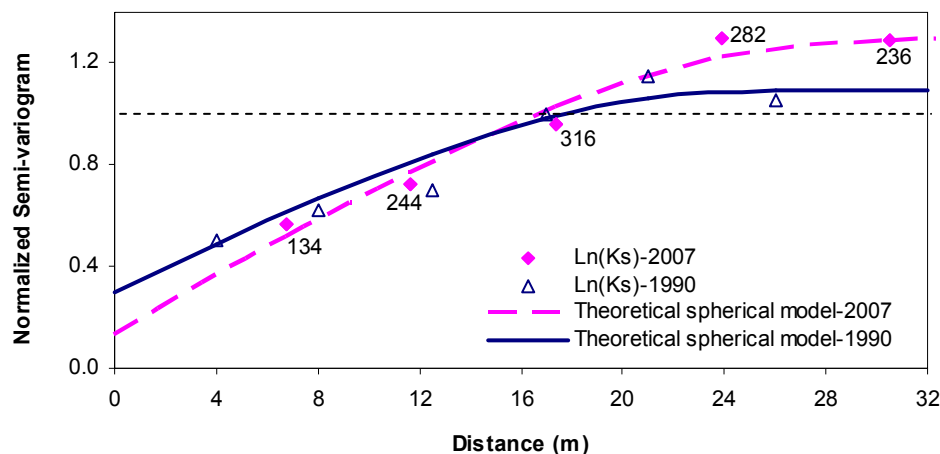


Fig 3. Experimental semivariograms of $\ln K_s$ for the 1990 and 2007 field campaigns, respectively. Lines represent the theoretical spherical model fitting the experimental values. Numbers refer to pairs of points per lag.

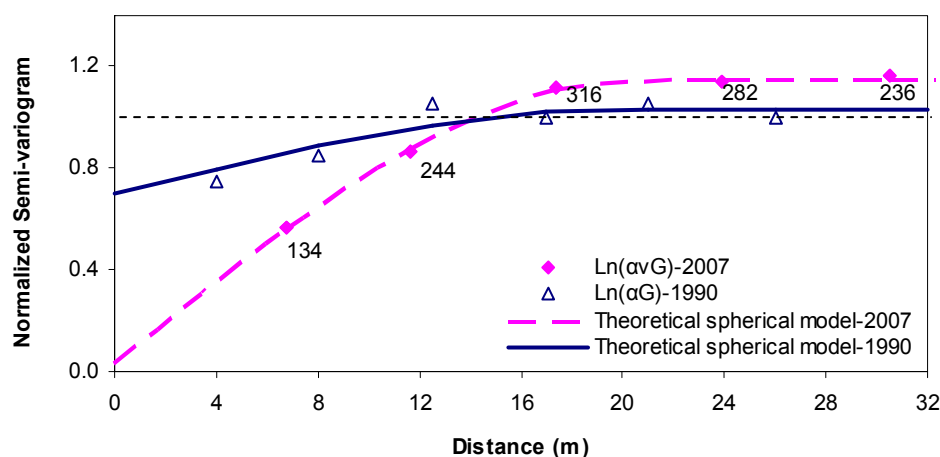


Fig 4. Experimental semivariograms of $\ln(\alpha)$ for the 1990 and 2007 field campaigns, respectively. Lines represent the theoretical spherical model fitting the experimental values. Numbers refer to pairs of points per lag.

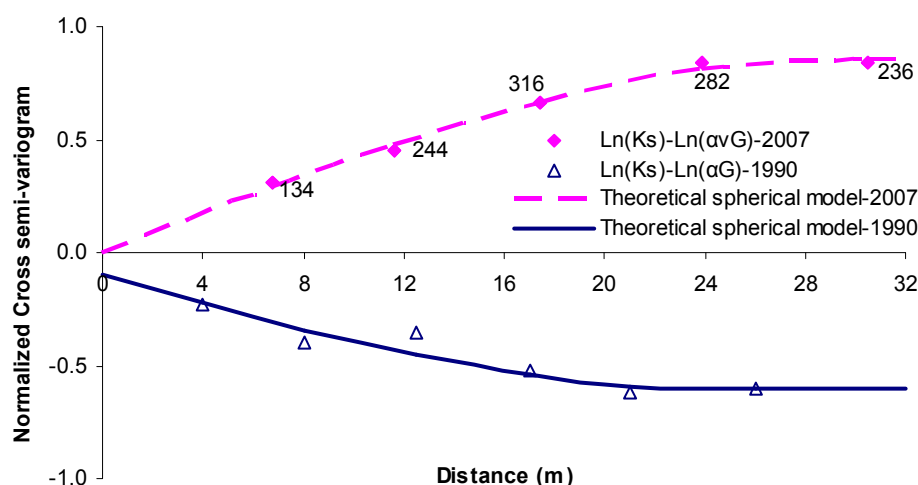


Fig 5. Experimental cross-semivariograms for $\ln K_s - \ln \alpha$. Lines represent the theoretical spherical model fitting the experimental values. Numbers refer to pairs of points per lag.

With the overall number of observations ($n=40$), all the number of couples $N(l)$ for each lag are much larger than the minimum (about 30 pairs of points per lag) required in the literature (Mulla and McBratney, 2002). The number of pairs for each lag in both the semivariogram and cross semivariogram is shown in Figs. 3, 4 and 5. This led the estimates of the experimental data of semi-variances to be confident.

The results of spatial variability analysis for $\text{Ln } K_s$ and $\text{Ln } \alpha_{vG}$ indicate the existence of a spatial structure across the field (Figs. 3 and 4). The experimental values were fitted to a spherical model using Eq. (21). The corresponding values are reported in Table 3 against those found in the 1990 field campaign. The following comments can be made:

1) Semivariograms show small nugget effect, C_0 , of about 0.13 and 0.03 for $\text{Ln } K_s$ and $\text{Ln } \alpha_{vG}$, respectively. This nugget effect corresponds to the experimental uncertainties and to the spatial variation occurring within distances shorter than the measurement test interval (6 m $\times$ 7.5 m). The smallness in the C_0 values found herein for the two parameters indicates the precision in the infiltration method and the relative homogeneity of the surface soil layer due to the annual soil tillage and soil preparation.

2) The increase in semivariance with the lag distance up to a certain value i.e. the range shows the spatial dependence of the two parameters. The ranges for $\text{Ln } K_s$ and $\text{Ln } \alpha_{vG}$ were found to be of about 30 m and 21 m, respectively.

3) Beyond the range, it can be pointed out that the sill values, C_2 , of the two parameters are close to the unity as theoretically expected. The stability of semi-variances beyond the range highlights the lack of drift, that is to say the dimensions of the field seem to be sufficient to describe the whole spatial structure of the two parameters.

4) The cross semivariogram (Fig. 5) reveals that K_s is strongly correlated to α_{vG} up to a distance of about 30 m. This value is indeed comparable to the ranges of the spatial structure found for both K_s and α_{vG} (Table 3). The nugget effect (C_0) is very small (≈ 0) which can be due to the fact that the two parameters are related to the same soil pore space. It should also be noticed that the sill C_2 (0.86) is close to the correlation coefficient value i.e., the normalized covariance value (0.62) as theoretically expected. The positive values of cross semivariogram indicated that the value of α_{vG} will be higher as much as the value of K_s will be higher.

In the 1990 experiment, K_s and α_G were found to be autocorrelated up to about 25 m and to 20 m, respectively (Vauclin et al., 1994). Semivariograms in that study showed a relatively large nugget effect, C_0 . The semivariogram of α_G showed a C_0 value larger than that

of K_s (Table 3 and Figs. 3 and 4). This indicates that α_G is more fluctuating at short distances than K_s . The authors in that study referred that to a greater influence of macropores on α_G as compared to K_s . They found also that these two parameters were spatially negatively correlated together within a distance of 24 m.

Table 3. Values of nugget effect (C_0), sill (C_2), and range (a) for the semivariograms of both the $\text{Ln}K_s$ and $\text{Ln}\alpha$ as well as the cross-semivariogram of these two parameters for the 1990 and 2007 field campaigns, respectively.

<i>The 1990 experiment</i>	C_0	C_2	$a(m)$
$\text{Ln } K_s$	0.3	1.09	25
$\text{Ln } \alpha_G$	0.7	1.03	20
$\text{Ln } K_s - \text{Ln } \alpha_G$	-0.1	-0.6	24
<i>The 2007 experiment</i>			
$\text{Ln } K_s$	0.130	1.292	30.0
$\text{Ln } \alpha_{vG}$	0.030	1.151	20.77
$\text{Ln } K_s - \text{Ln } \alpha_{vG}$	0.003	0.857	29.77

Although the mean value of K_{s-2007} is significantly different from the K_{s-1990} results, we can compare the spatial structure found in the two studies because the geostatistical analysis deals with the variance between observations. The values of C_{0-1990} were very larger than those of C_{0-2007} for both the semivariogram and cross-semivariogram. This difference could be due to the use of two different calculation algorithms with two different models of hydraulic characteristic curves of the soil. Also, in contrast to the results found in 2007, those of the 1990 experiment showed that both the saturated hydraulic conductivity and the alpha parameter were spatially negatively correlated together (Fig. 5). The negative values of the cross semivariogram indicated that the value of α_G will be higher as much as the value of K_s will be smaller. As α_G^{-1} or α_{vG}^{-1} is a measure of the importance of capillary forces relative to gravity for water movement, the positive spatial correlation between saturated hydraulic conductivity and the alpha parameter observed herein seems to be in agreement with the physics of water infiltration in soils (see Eqs. 6 and 8).

This difference could be due the two different *in situ* infiltration methods with two different techniques of soil hydraulic parameterization used in the two studies. The infiltrometer used in the 1990 experiment was driven approximately 5 cm into the soil. It is expected that this large depth induced the water flow to be divided into two parts: a 1D flow for the early-time of the experiment and a 3D one for the rest of the time. This was not

considered in the soil hydraulic parameterization. In addition, each infiltration test was operated for a relatively short period (about 1 hr). This short time with the subjective choice of the early-time and thus the complementary steady-state experimental data influenced the estimate of the alpha parameter (α_G) and consequently the calculation of the value of K_s .

For its part, the Beerkan method which was used for longer periods of infiltration time (about 2 hr per test), was performed with a simple ring inserted into soil to a depth of 1 cm neglecting the 1D water flow regime. Also, its algorithm *BEST* associated the analysis of the transient and asymptotic states by calculating the time for which transient expressions are valid. This probably improved the robustness of the estimation of sorptivity (S) and saturated hydraulic conductivity (K_s) and the subsequent estimation of the alpha parameter (α_{vG}).

However, the spatial structure of the two parameters shows no significant change over time. The range values of the 2007 field study for both the semivariogram and cross semivariogram are very close to those found in the 1990 experiment. This indicates that the spatial pattern of hydraulic parameter variations seems to be temporally stabilized under the agro-pedo-climatic context of the field study. Although there are only two dates of measurements, we can refer this time stability to a possible existence of a deterministic factor imposed by the dry bulk density and particle-size distribution which were found of the same order of magnitude in both experiments. Also, it may be explained by the structural properties of the soil which are constantly renewed by the cyclical agronomic practices.

Indeed, Vachaud et al. (1985) introduced the concept of “time stability” of soil moisture patterns as temporal invariance in the relationship between spatial location and statistical measures of soil moisture and water pressure head. Time stability can be also be viewed as the temporal persistence of spatial distribution patterns (Kachanoski and de Jong, 1988). For instance, in three different agro-pedo-climatic contexts of studying soil moisture, Vachaud et al. (1985) tested the time stability concept and showed that particular sites within a field always displayed mean behavior while others always represented extreme values. Munoz-Pardo et al. (1990) also analyzed the spatial variation of gravimetric water content at three dates of sampling, textural components and yield components of two rainfed crops cultivated on the same field. They found that the driest and wettest locations at one sampling date trend to remain the driest and wettest ones at the other dates. In that case, they explained this time stability by a determinism which was mainly imposed by the spatial distribution of silt plus clay content of the soil.

CONCLUSIONS

In the present study, spatial analysis of soil hydraulic properties was revisited after 17 consecutive years of repeated agronomic practices on the same field. Surface infiltration tests were performed using the Beerkan infiltration method and its algorithm *BEST* to characterize the soil through the van Genuchten and Brooks and Corey equations. The hydraulic properties and their spatial structures were compared to those performed in 1990 on the same field soil, through the exponential form of the hydraulic conductivity given by the Gardner equation, using the Guelph Pressure Infiltrometer technique.

Our field results suggested that both the K_s and $\alpha_{vG-2007}$ values were still better described by the lognormal distribution. In contrast to the Gardner equation, the van Genuchten/Brooks and Corey expression was found to better represent a possible gradual increase of water filling the porosity, which is more representative for a well-graded particle-size distribution of a loamy soil. The mean value of $\alpha_{vG-2007}$ was found to be identical to that of α_{G-1990} , while that of K_{s-2007} was significantly smaller than that of K_{s-1990} . The geostatistical analysis performed on 40 field estimates of both K_{s-2007} and $\alpha_{vG-2007}$ and made at each node of a 6×7.5 m grid, showed that these two parameters were autocorrelated up to about 30 m and to 21 m, respectively, as well as spatially positively correlated together within a range of 30 m. Despite the difference in the mean values of K_s between the two studies, the spatial structures of both the K_s and alpha parameter were similar to those found in the 1990 field experiment except for the covariance sign. Knowing that the geostatistical analysis deals with the variance between observations, the similarity in autocorrelation ranges may indicate that the spatial analysis of soil hydraulic properties is independent of the infiltration methods (i.e., measurement of an infiltration flux) used in the two studies. However, the difference observed in the covariance sign can be referred to the use of two different methods of soil hydraulic parameterization in the two studies. The parameter estimation techniques used in the 1990 field study are based on subjective choice of the early-time and thus the complementary steady-state experimental data that influenced the estimate of the alpha parameter and consequently the calculation of the K_s value. The positive values of covariance found in the 2007 field study indicate that the value of $\alpha_{vG-2007}$ will be higher as much as the value of K_{s-2007} will be higher. As α_G^{-1} or α_{vG}^{-1} is a measure of the importance of capillary forces relative to gravity for water movement, the positive spatial correlation between saturated hydraulic conductivity and the alpha parameter seems to be in agreement with the physics of water infiltration process in unsaturated soils. Therefore, robustness in the parameter estimation

method to accurately estimate sorptivity and hydraulic conductivity from infiltration modeling data is needed to measure the spatial correlation between hydraulic properties of a field soil.

Although there are only two distant dates of measurements (i.e., 17-year interval), semivariograms showed that the spatial patterns of hydraulic parameter variations seem to be temporally stabilized, at least within the agro-pedo-climatic context of the study. This time stability may be referred to a possible existence of a deterministic factor imposed by the pore network, dry bulk density and particle-size distribution which remain constant in time. It may also be explained by the soil structural properties which are constantly renewed by the cyclic agricultural practices.

The number of data points used in the current study seems to be limited. Several hundred of observations are suggested in literature (Rao et al., 1979) to really decide on the appropriate distribution function of soil properties. Also, Oliver and Webster (1991) recommend at least 100 to 200 sampling locations for accurate estimation of a semivariogram. Such number was not available in most of reported studies. However, our number of measurements is in agreement with the findings of some other authors who recommend that the number of data values must be greater than 30 (Journel and Huijbregts, 1978). Therefore, in the future studies, increasing the number of measured data would be recommended if the measuring and sampling methods permit it.

The experimental findings of the present work raise the importance of taking into account the new values of hydraulic parameters of the loamy soil studied herein and their spatial variability to effectively apply many agronomic and environmental research and management. The Beerkan infiltration method and its algorithm BEST appear to be a promising, easy, robust, and inexpensive way of characterizing the hydraulic behavior of soil and its spatial and temporal variability. Similar systematic studies in the same field are suggested in future in order to test more completely the concept of long time stability. It is hoped that this work will contribute to an increased understanding of water transfer at an agricultural field for enhancing the sustainable use and management of soil and water resources.

ACKNOWLEDGEMENT

The AEC of Syria is greatly acknowledged for the Ph. D. scholarship granted to Ibrahim MUBARAK. The authors are grateful to Laid KRAIDIA and Sabiha BOUCEDRA for their assistance in the field measurements.

4.2.2 Le choix de sites représentatifs

La figure 4.3a permet d'identifier la structure spatiale de la longueur capillaire α_h . Elle représente aussi l'évolution de la corrélation entre longueur capillaire et conductivité hydraulique à saturation K_s par le biais de leur semi-variogramme croisé. Nous constatons que la structure spatiale de $\text{Ln } \alpha_h$ et celle de $\text{Ln } \alpha_{vG}$ (précédemment présentée dans Mubarak et al., 2009d) sont identiques (même portée = 20 m avec effet de pépité approximativement nul). Comme α_h représente l'importance relative entre la capillarité et la gravité pour l'écoulement de l'eau, la relation spatiale négative de la covariance, trouvée dans la campagne 2007, apparaît comme un résultat davantage en accord avec la physique de l'infiltration régie par les processus Darcien dans des sols non saturés.

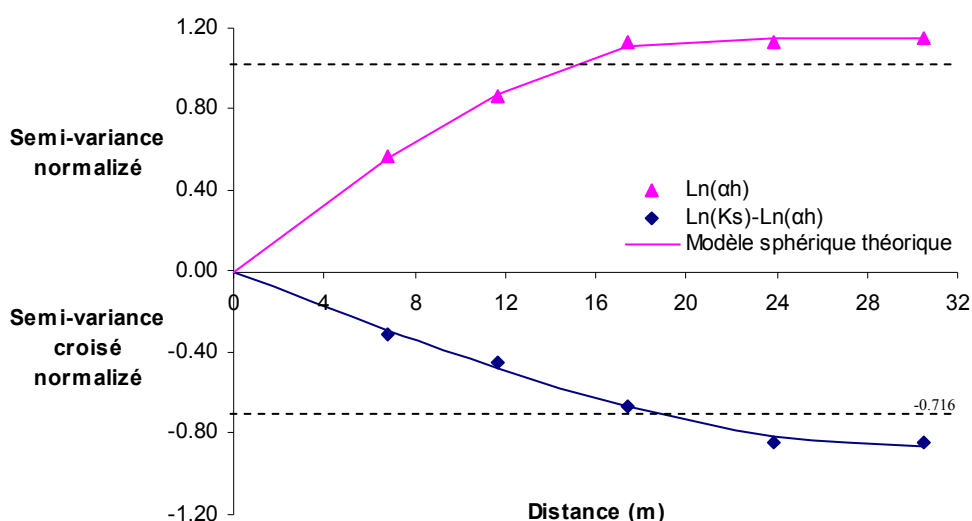


Fig. 4.3a. Semivariogramme expérimental de $\text{Ln}\alpha_h$ et semivariogramme croisé expérimental de $\text{Ln}K_s - \text{Ln}\alpha_h$. Les lignes solides représentent le modèle sphérique ajustant les valeurs expérimentales.

Les résultats issus des analyses statistiques classiquement utilisées dans les essais agronomiques peuvent être remis en cause du fait que l'on suppose, sans le vérifier, que les observations alimentant ces analyses sont indépendantes (Ruelle, 1995). Il est donc important de prendre en compte la structure spatiale des données pour choisir l'emplacement de sites de suivi hydrique qui serviront de référence pour le pilotage de l'irrigation localisée.

De tels sites, dits représentatifs, doivent satisfaire aux critères suivants :

- Être en nombre limité et représentatifs de toute la variabilité de la surface d'étude. La série des sites retenue doit permettre d'estimer la valeur moyenne de la longueur capillaire du sol, α_h , qui est un paramètre prédominant pour la conception du goutte-à-goutte (Revol et al., 1997), et un intervalle de confiance (valeur moyenne $\pm$ un écart type (σ)).

- Ils ne doivent pas être autocorrélés afin de permettre un traitement simple des observations et d'éviter une redondance d'information.

- Les sites doivent être d'accès facile pour que les déplacements fréquents des observateurs qui effectuent les mesures sur les stations n'entraînent pas de détériorations. Il devra être vérifié que ces sites permettent de préserver leur représentativité par rapport au milieu voisin.

La figure 4.3b illustre la différence entre la valeur mesurée de la longueur capillaire et la valeur moyenne pour chaque site de mesure. Les différences sont classées de la plus petite à la plus grande. À partir des critères mentionnés, trois sites ont été retenus par rapport aux données de longueur capillaire. La représentativité des sites, désignés d'après leur emplacement sur le plan d'échantillonnage (figure 4.3c), (par rapport à la loi de distribution de α_h) est le suivant :

- site représentatif de la « moyenne géométrique » : « F5 » ;
- sites correspondants respectivement à la « moyenne + et – un écart type » : « H3 » et « B3 ».

Les sites « C4 » et « G4 » correspondent respectivement à la valeur minimale et maximale de la longueur capillaire. Bien que ces deux valeurs soient extrêmes, elles sont utiles pour analyser l'impact de situations extrêmes sur le transfert d'eau sous irrigation goutte-à-goutte (cf. chapitre suivant).

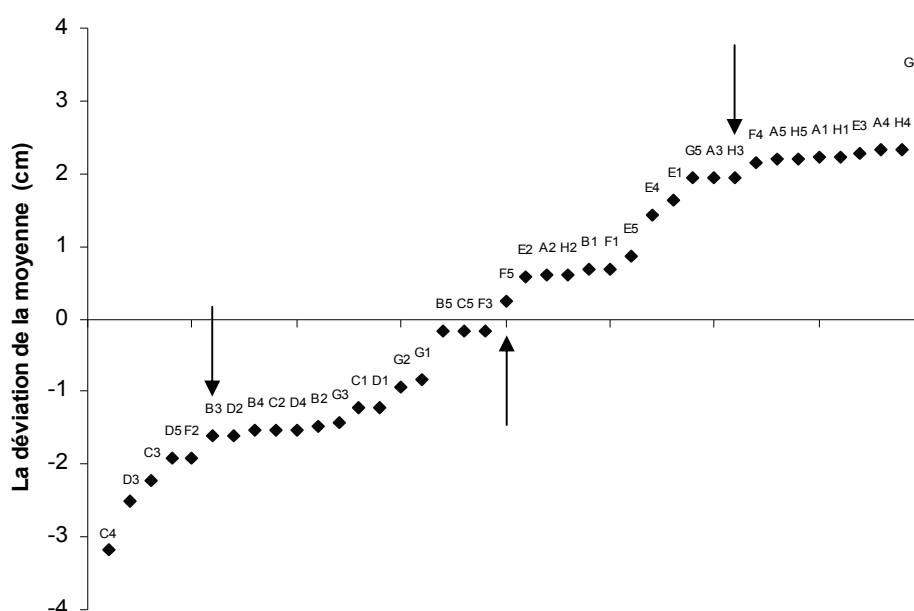


Fig. 4.3b. Déviations par rapport à la moyenne de la longueur capillaire. Les étiquettes réfèrent aux sites de mesures.

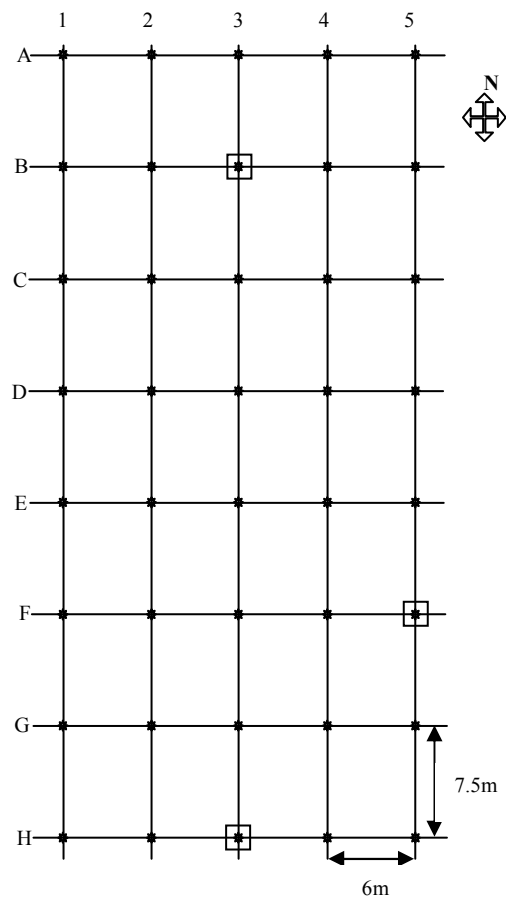


Fig. 4.3c. Plan d'échantillonnage et implantation des sites représentatifs de suivi hydrique.

4.3 Conclusion du chapitre

La démarche d'expérimentation présentée nous a permis de mieux reconnaître la structure spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol : K_s , α_{vG} et α_h . La comparaison de nos résultats issus de la méthode Beerkan à ceux obtenus avec une précédente étude sur la variabilité spatiale du sol de la même parcelle faite en 1990 avec le perméamètre de Guelph, (Vauclin et al., 1994), a montré que :

1. aucune différence significative dans les résultats obtenus en 1990 et 2007 ne peut être observée à la fois pour la granulométrie et la masse volumique apparente du sol.

2. la valeur moyenne de $\alpha_{vG-2007}$ est identique à celle de α_{G-1990} (paramètre de Gardner), tandis que celle de K_{s-2007} est nettement inférieure à celle de K_{s-1990} . A l'inverse de l'équation de Gardner (utilisée dans la méthode du perméamètre de Guelph), l'expression de van Genuchten/Brooks et Corey (utilisée dans la méthode Beerkan) paraît mieux représenter le comportement d'un sol limoneux.

3. malgré la différence des valeurs moyennes de K_s entre les deux périodes, les structures spatiales des paramètres étudiés sont identiques à celles trouvées dans l'expérience de 1990, sauf pour le signe de la covariance.

4. sachant que l'analyse géostatistique concerne la variance entre les observations, la similitude des structures spatiales des paramètres peut indiquer que l'analyse spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol est indépendante des méthodes d'infiltration utilisées en 1990 et 2007. A contrario, la différence du signe de la covariance peut être imputée à l'utilisation de deux techniques différentes de paramétrage hydrodynamique du sol. Comme α_h est un paramètre représentant l'importance relative entre la capillarité et la gravité pour l'écoulement de l'eau, la relation négative de covariance entre ce paramètre et K_s , en 2007, semble être en accord avec la physique de l'infiltration d'eau dans les sols non saturés.

5. les structures spatiales des paramètres hydrodynamiques du sol semblent être temporairement stabilisées, au moins dans le contexte agropédoclimatique de cette étude. Cette stabilité temporelle peut être expliquée par l'existence possible d'un facteur déterministe imposé à la fois par la masse volumique du sol et par la distribution granulométrique qui restent constantes dans le temps. Elle peut également être expliquée par les propriétés structurales du sol qui sont constamment renouvelées par la répétition annuelle des pratiques agricoles.

Trois sites représentatifs de α_h à l'échelle parcellaire ont été choisis : un représente la valeur moyenne et deux autres sites représentent la valeur moyenne $\pm$ un écart type. Dans la

mesure du possible, ces sites sont situés à des distances égales ou supérieures à la distance d'autocorrélation de α_h (20 m) afin de garantir la pertinence des hypothèses de l'analyse statistique classique. Deux autres sites représentant les valeurs maximale et minimale de la longueur capillaire ont aussi été choisis pour analyser les situations extrêmes.

À la suite de cette étude expérimentale, on étudiera l'impact de cette variabilité spatiale sur la prédiction du transfert de l'eau dans le sol sous irrigation localisée (Chapitre 5). Deux aspects seront regardés en détail : les dimensions du bulbe d'humidification et le suivi de la teneur volumique en eau.

Chapitre 5

Analyse de l'impact de la variabilité spatiale au moyen de la modélisation

5 Chapitre 5. Analyse de l'impact de la variabilité spatiale au moyen de la modélisation

5.1 Introduction

Le chapitre précédent traitait de l'analyse spatiale de la parcelle et de la méthodologie d'implantation des sites représentatifs du point de vue des propriétés hydrodynamiques du sol. Le but de ce chapitre est d'aborder l'analyse de l'impact de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol sur le transfert d'eau sous irrigation goutte à goutte.

Similairement à l'analyse de la variabilité temporelle, nous nous proposons dans ce chapitre d'utiliser à la fois la modélisation analytique et la modélisation numérique qui est le moyen le plus puissant pour résoudre les équations de transfert d'eau. Le calcul des dimensions du bulbe d'humidification et le suivi de la teneur volumique en eau sont établis sur les sites représentatifs qui recouvrent l'intervalle de confiance, moyenne $\pm$ un écart type de la longueur capillaire, α_h , et dont nous avons analysé la représentativité dans le chapitre précédent. Ces sites sont : celui correspondant à la valeur moyenne « F5 », et les sites correspondant respectivement à la « moyenne $\pm$ un écart type » : « H3 » et « B3 ». Avec la modélisation analytique, les sites « C4 » et « G4 » correspondant aux valeurs minimales et maximales, sont aussi étudiés.

5.2 Modélisation analytique

La solution simplifiée de Philip (1984) est utilisée pour prédire les différentes composantes du bulbe humide. Le bulbe est caractérisé par son extension latérale (r) et verticale (z). Ce modèle analytique a été déjà présenté en détail dans le chapitre 2. Nous calculons pour chaque site représentatif, la position du front pour des durées d'irrigation de 12h et de 24h avec un débit de 2 Lh^{-1} et un déficit de saturation $\Delta\theta = 0.2 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$. Cela conduit à des apports de 24 et 48 litres respectivement. Le choix s'est porté sur ces deux durées d'arrosage adoptées souvent en France (à Tarascon par exemple chez Mr. Grangier) et en général dans la région méditerranéenne (au Maghreb également par exemple), afin de reconstituer si nécessaire la réserve en eau du sol (lors de la 1^{ère} irrigation). La figure 5.2a illustre le rôle important des propriétés hydrodynamiques du sol sur la répartition de l'eau.

Les différences entre les sites représentatifs par rapport au site F5 ne sont que de ± 9 % pour (r) et de ± 7 % pour (z) pour les deux apports. Alors que les sites des valeurs extrêmes donnent des valeurs différentes de la valeur moyenne de ± 10 à 20 % environ. On voit dans le cas du sol dont la structure est ouverte (α_h minimale), qu'à un déplacement radial petit du

front à la surface du sol peut correspondre un grand déplacement de celui-ci en profondeur. On rappelle que la majorité des observations se situent dans l'intervalle moyenne $\pm$ un écart type ; ce qui évite de retenir des situations ayant peu de chance d'être rencontrées.

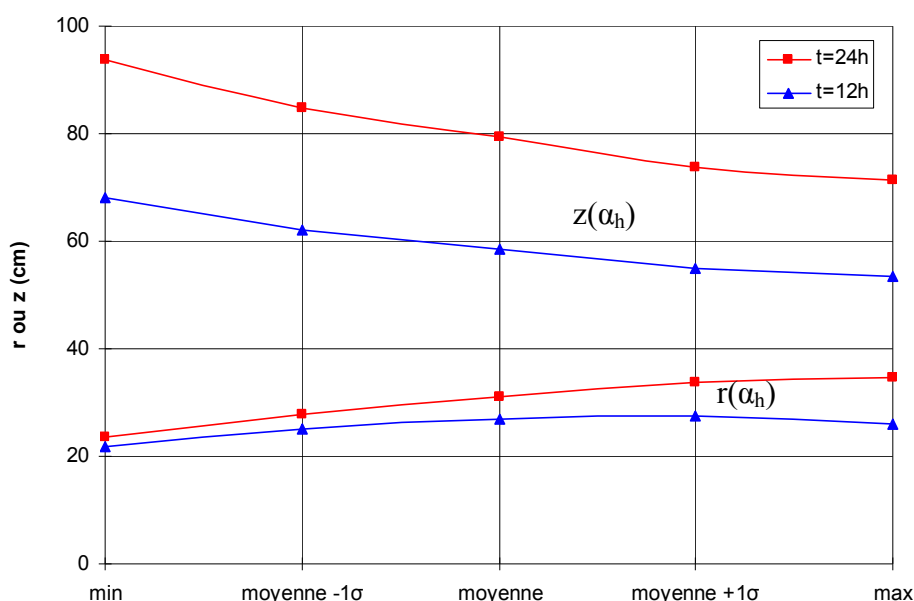


Fig. 5.2a. Position des fronts d'humectation pour des apports de 24 et 48 litres ($Q=2$ l/h) pour les cinq sites représentatifs de la parcelle ; r et z représentent l'extension latérale et verticale, respectivement.

Il apparaît intéressant, à ce propos, d'ouvrir une parenthèse pour comparer les deux durées du 1^{er} arrosage. Il ressort de la figure 5.2a que doubler la durée d'irrigation (autrement dit, doubler l'apport d'eau) provoque une augmentation significative du front d'humectation en profondeur par rapport à celle du front à la surface, quelque soit la valeur de α_h . Ceci peut être dû au fait que le volume maximal V humidifié par un goutteur sur une profondeur déterminée, dépend principalement des effets gravitaires lorsque le volume d'eau infiltré augmente. Il n'est pas possible d'accroître ce volume en augmentant la durée d'arrosage : les quantités d'eau supplémentaires seraient perdues par percolation profonde.

Exemple avec culture

Supposons l'irrigation d'une culture du maïs disposé en rangs jumelés deux à deux avec une profondeur d'enracinement à irriguer de 80 cm comme sur notre parcelle. Le besoin de pointe en eau sont : $ETM = 7$ mm par jour (condition très proche de notre étude expérimentale). L'objectif simulé est de conduire cette culture à l'ETM sans perte d'eau. Il s'agit donc de calculer la densité de goutteurs nécessaire pour humecter une profondeur de 80 cm.

Nous calculons tout d'abord la position du front du site F5 qui représente la valeur moyenne, avec un débit de 2 l h^{-1} et $\Delta\theta = 0.2 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$. Pour atteindre $z = 80\text{cm}$, il est nécessaire d'irriguer sur une durée $t = 24 \text{ h}$, soit une quantité d'eau maximale apportée par arrosage $qt = 48 \text{ l}$. Le volume maximal de sol que l'on peut humidifier par un goutteur est alors : $V = qt / \Delta\theta = 240 \text{ l}$; et donc l'extension radiale est : $r = 30 \text{ cm}$. Par conséquent, dans le cas d'une source ponctuelle, des goutteurs de 2 l/h pourront être espacés de $2r = 60 \text{ cm}$.

La distance entre rampes est fonction de l'espacement des rangs de culture. Elle ne doit pas être inférieure à $2r$. On pourra prévoir, suivant le cas, une rampe par rangée de culture ou une rampe pour deux rangs jumelés de culture. Dans le deuxième cas, on choisit une distance de 150 cm entre rampes. Chaque goutteur desservira donc une surface de sol : $S = 0.6 \times 1.5 = 0.9 \text{ m}^2$. La fraction de sol humidifié maximale $p\%$ sera : $p = V/sz = 10 \times 240 / (0.9 \times 0.8) = 33.6 \%$. Cette fraction est calculée pour le site moyen. La figure 5.2b montre la valeur de cette fraction calculée pour les autres sites. Pour le site B3, elle est 6% plus faible que la valeur moyenne ; pour le site H3, elle est 8% plus élevée que la valeur moyenne ; alors qu'elle est de l'ordre de ± 11 à 15% pour les deux autres sites des valeurs extrêmes de α_h . On remarque que les valeurs de la fraction de sol humidifié maximale sont de l'ordre de 30% , ce qui correspond au pourcentage minimal conseillé sous irrigation localisée afin d'assurer une alimentation suffisamment fiable des racines (Cemagref, 2003). Il faut se rappeler que le volume maximal de sol, V , que l'on peut humidifier par un goutteur sur une profondeur déterminée, et par conséquent la quantité d'eau, qt , nécessaire pour atteindre ce volume, sont limités et dépendent des propriétés du sol. On ne peut pas augmenter ce volume en faisant varier la durée d'arrosage. Comme il a été précisé ci-dessus, les quantités d'eau supplémentaires seraient perdues par percolation profonde. Seul le choix de la disposition et de densité des goutteurs, permet d'obtenir la valeur de $p\%$ choisie.

Le nombre N de goutteurs à l'ha serait donc : $N = 10\,000/S = 10\,000/0.9 = 11\,111$ goutteurs ha^{-1} .

La dose maximale que l'on peut apporter sans percolation est : $D = qt/s = 48/0.9 = 53.3 \text{ mm}$. Dans le guide pratique d'irrigation (Cemagref 2003), on définit un coefficient de sécurité (k) de l'installation par le rapport : $k = D/\text{ETM}$. Il est $53.3/7 = 7.6$ pour notre exemple. Ce coefficient correspond au nombre de jours pendant lequel le volume d'eau maximal que l'on peut apporter par irrigation pourrait satisfaire les besoins de la plante. Étant donné que $k > 1$, il est donc possible de satisfaire les besoins de la culture par des arrosages plus espacés. Néanmoins, il est conseillé d'adopter une fréquence d'arrosage telle que la

réserve d'eau existante initialement, ou constituée lors de la 1^{ère} irrigation, ne soit pas largement consommé entre deux irrigations. Le but est de maintenir une réserve d'eau de sécurité dans le sol. En général, en irrigation goutte-à-goutte, après s'être assuré que la réserve maximale est constituée, on entretient cette réserve par des apports quotidiens qui compensent les consommations en eau des cultures (c'est le cas de Mr. Grangier à Tarascon, par exemple). Il est conseillé de concevoir l'installation pour obtenir une valeur du coefficient de sécurité k supérieure à 2, de manière à pouvoir disposer d'une réserve de sécurité en cas de dysfonctionnement de l'installation ou d'erreur dans la conduite de l'irrigation.

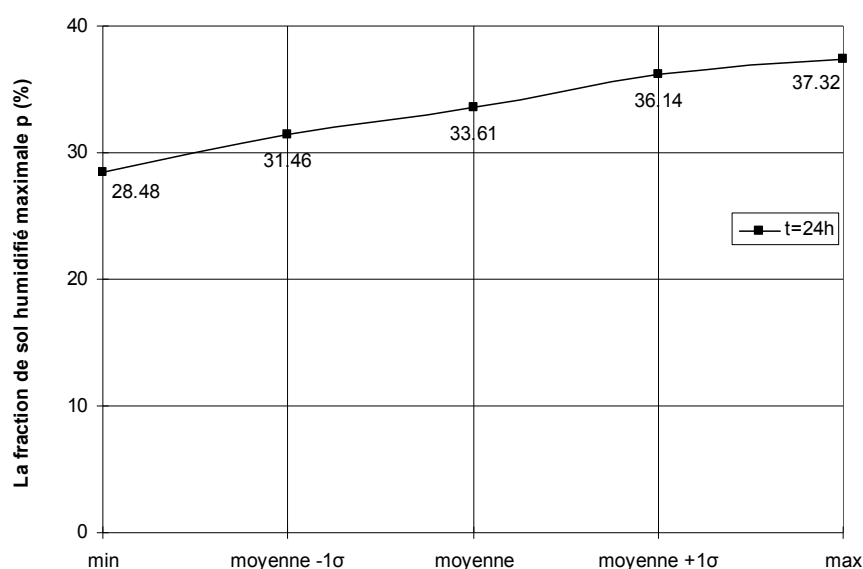


Fig. 5.2b. Fraction maximale de sol humidifié pour les cinq sites représentatifs de la parcelle.

Une irrigation conduite de manière à conserver une bonne réserve en eau dans le sol (début de l'irrigation avant épuisement de la réserve en eau constituée par les pluies et autres apports) assurera une garantie contre les risques de défaillance du réseau ou en cas de capacité insuffisante de l'installation pour faire face à une éventuelle condition de sécheresse exceptionnelle (Cemagref, 2003). Il va de soi qu'en conditions climatiques normales, cette pratique qui ne fait guère participer le sol à l'alimentation de la plante est en conséquence peu propice à générer des économies d'eau.

La pluviométrie fictive de l'installation est : $P = q/s = 2/0.9 = 2.22 \text{ mm h}^{-1}$. La durée d'arrosage quotidien nécessaire pour compenser les consommations de la culture sera : $ETM / P = 7/2.22 = 3 \text{ h } 9'$. On remarque que cette durée d'arrosage est identique à celle adaptée dans notre étude expérimentale pour le traitement conduit à l'ETM (FT, full traitement, cf. Mubarak et al., 2009b).

5.3 Modélisation numérique

L'analyse de l'impact de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol sur le suivi de la teneur volumique en eau, portera sur les deux conduites d'irrigation, FT et LT adoptées. La démarche de simulation et les données d'entrée du code Hydrus2D, déjà présentée au Mubarak et al. (2009c), seront utilisées ici pour les trois sites représentatifs de la parcelle. Rappelons que l'approche numérique, outre le fait qu'elle est plus précise que la précédente, offre l'avantage de prendre en compte l'extraction racinaire laquelle joue un rôle important dans le processus de redistribution de l'eau. Rappelons également que seuls les paramètres hydrodynamiques de la couche arable sont supposés varier. Ces paramètres ont été déterminés avant la 1^{ère} irrigation. Les jeux des paramètres sont affichés dans le tableau 5.3a après conversion selon la procédure proposée dans Mubarak et al. (2009c) en utilisant le code RETC. Cette procédure consiste à convertir les paramètres hydrodynamiques du sol des fonctions van Genuchten/Burdine et Brooks et Corey, identifiés par l'algorithme BEST de la méthode Beerkan, vers la combinaison des équations de van Genuchten/Mualem utilisées dans Hydrus.

Pour chaque site représentatif, nous présentons deux séries de simulations :

- i. avec le profil du sol tel qu'il a été caractérisé in situ, soit un profil de sol hétérogène avec trois couches différentes.
- ii. avec un profil supposé homogène dont les paramètres sont ceux de la 1^{ère} couche ou couche arable (paramètres de la couche 0-55 cm appliqués à tout le domaine d'écoulement).

Tableau 5.3a. Propriétés hydrodynamiques du sol (A) en utilisant les relations de van Genuchten avec la condition de Burdine pour $h(\theta)$ et celle de Brooks et Corey pour $K(\theta)$, (B) après conversion selon les relations de van Genuchten avec la condition de Mualem. Les chiffres entre parenthèses indiquent le coefficient de détermination, R^2 d'ajustement en utilisant le code de RETC.

A	Site	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	h_g (m)	$n_{Burdine}$ (-)	K_s (m hr ⁻¹)	η (-)
1 ^{ère} couche (0-55cm)	B3	0	0.513	6.81×10^{-02}	2.1826	8.00×10^{-02}	13.951
	F5	0	0.450	8.66×10^{-02}	2.2060	2.00×10^{-02}	12.7091
	H3	0	0.503	10.35×10^{-02}	2.1861	1.99×10^{-02}	13.7454
B		θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α (m ⁻¹)	n_{Mualem} (-)	K_s (m hr ⁻¹)	l (-)
1 ^{ère} couche (0-55cm)	B3	0	0.440	4.5221 (0.992)	1.1961	7.96×10^{-02} (0.958)	0.5
	F5	0	0.386	3.8168 (0.991)	1.2227	2.27×10^{-02} (0.861)	0.5
	H3	0	0.430	2.8619 (0.990)	1.2001	2.18×10^{-02} (0.988)	0.5

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

Les résultats des simulations avec Hydrus2D, en utilisant les paramètres hydrodynamiques du site F5 (choisi pour représenter la moyenne de la parcelle), constituent la solution de référence de cette étude. Les simulations des autres sites sont ensuite comparées à cette référence sur la base du RMSE. L'évolution dans le temps des teneurs volumiques en eau pendant la période de simulation est analysée en considérant les cotes 20, 60 et 100 cm sous la gaine d'irrigation et les cotes 30, 60 et 90 cm sous la tige du maïs.

Les figures 5.3a et 5.3b illustrent ces évolutions pour deux profils du sol, hétérogène et homogène, respectivement, et pour le traitement FT. Les figures 5.3c et 5.3d illustrent celles du traitement LT.

Quelque soit le traitement étudié et le profil du sol choisi, les mêmes cinétiques hydriques sont observées sur tous les sites, bien que les valeurs des paramètres hydrodynamiques du sol soient différentes. Pour tous les événements d'irrigation, les jeux de paramètres des trois sites montrent une augmentation simultanée de la teneur en eau après chaque irrigation. En outre, ils présentent des réponses instantanées au cours des phases de redistribution de l'eau. L'accord entre les trois sites est satisfaisant pour chaque cote.

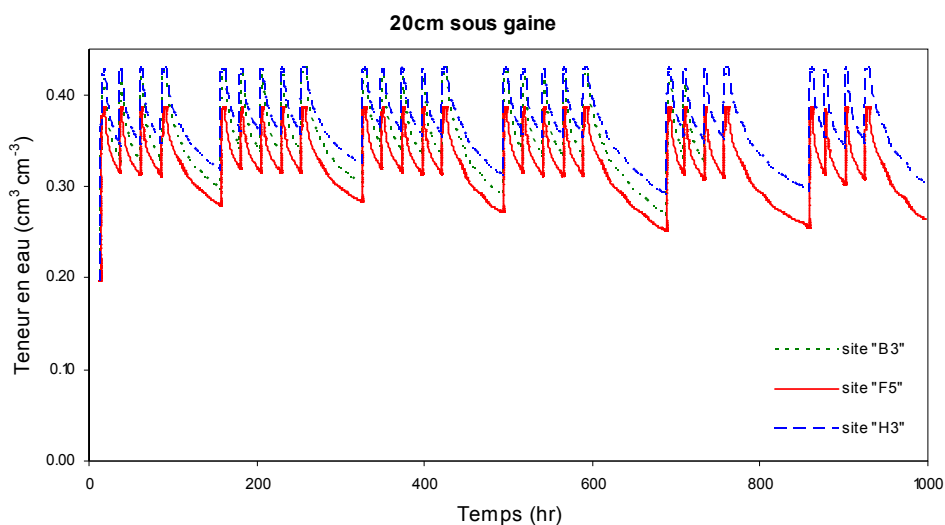


Fig. 5.3a. Évolutions de la teneur volumique en eau simulée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement FT avec un profil de sol hétérogène.

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

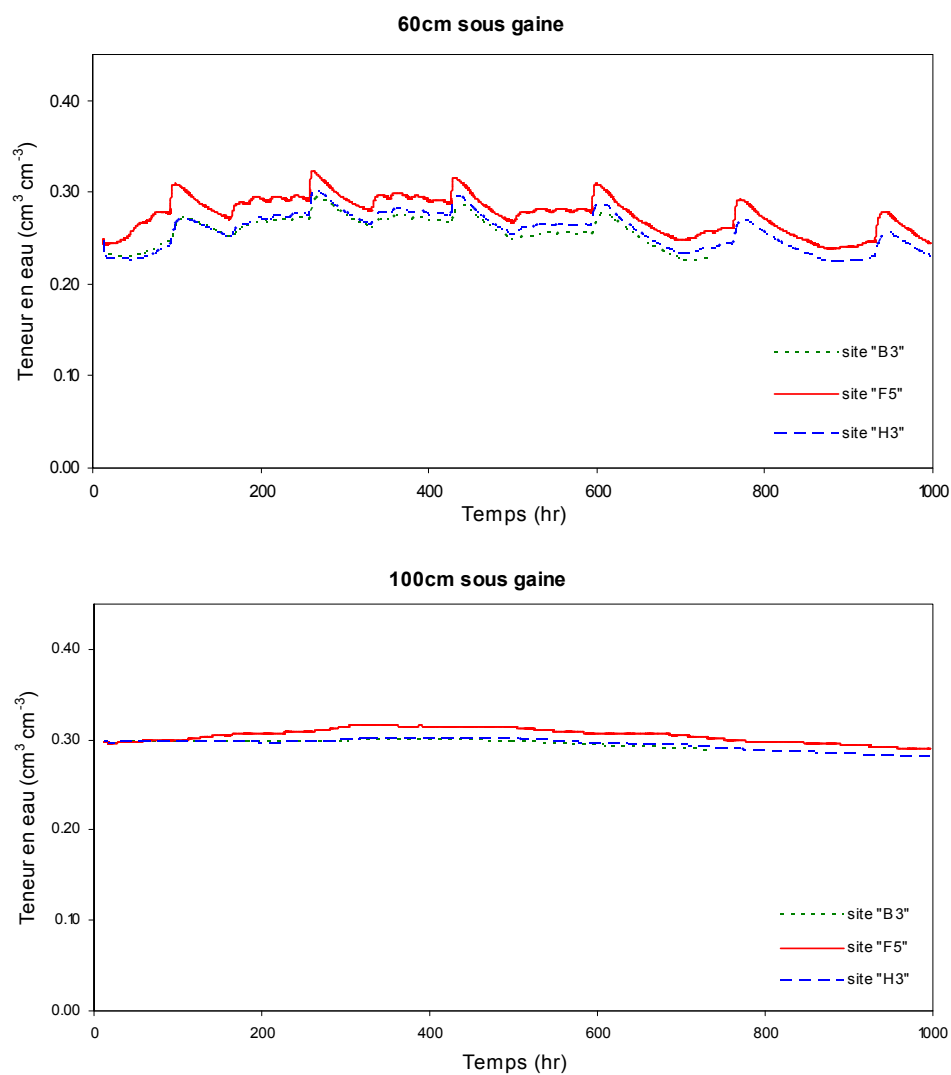


Fig. 5.3a. (suite) Évolutions de la teneur volumique en eau simulée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement FT avec un profil de sol hétérogène.

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

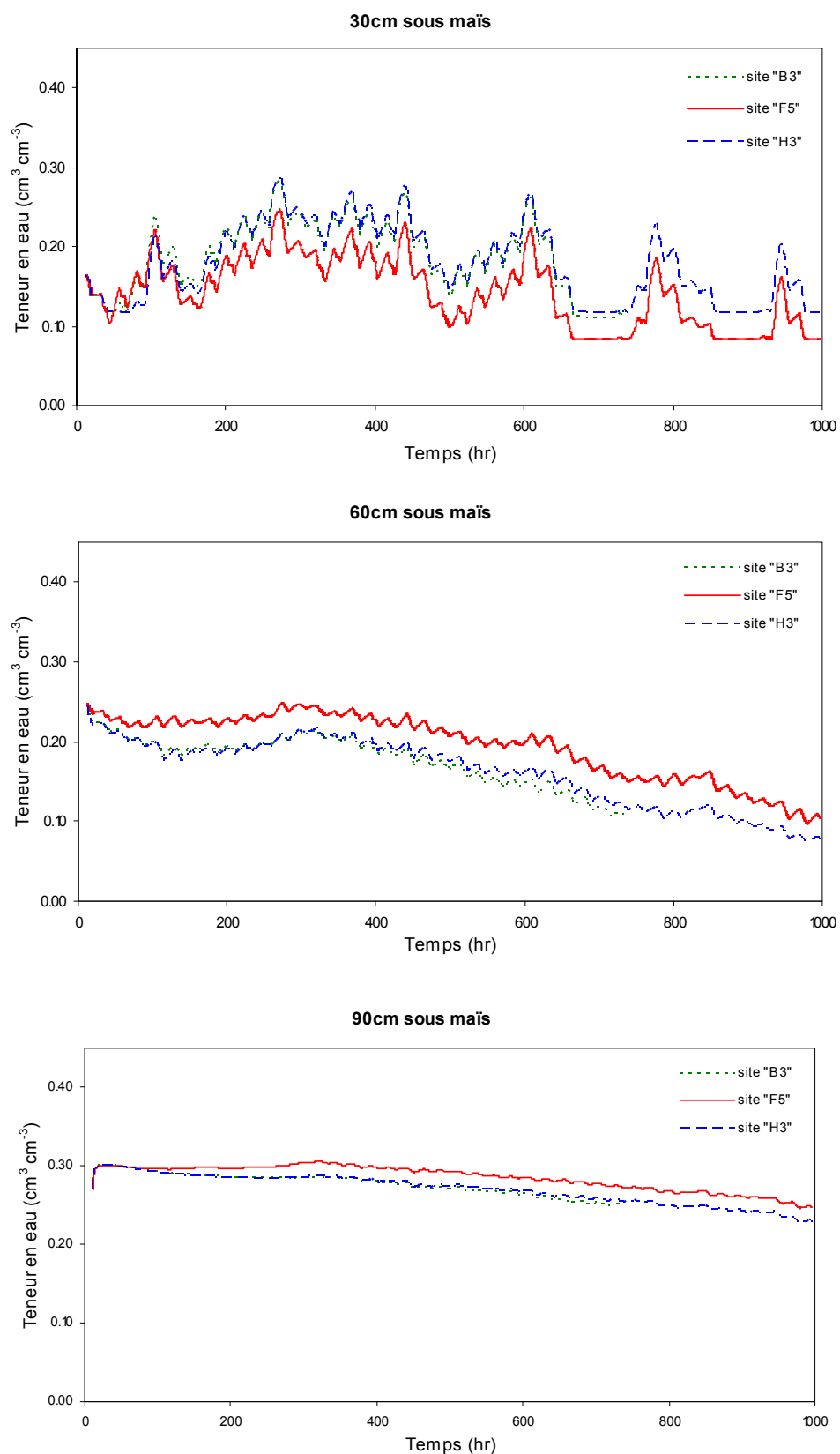


Fig. 5.3a. (suite) Évolutions de la teneur volumique en eau simulée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement FT avec un profil de sol hétérogène.

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

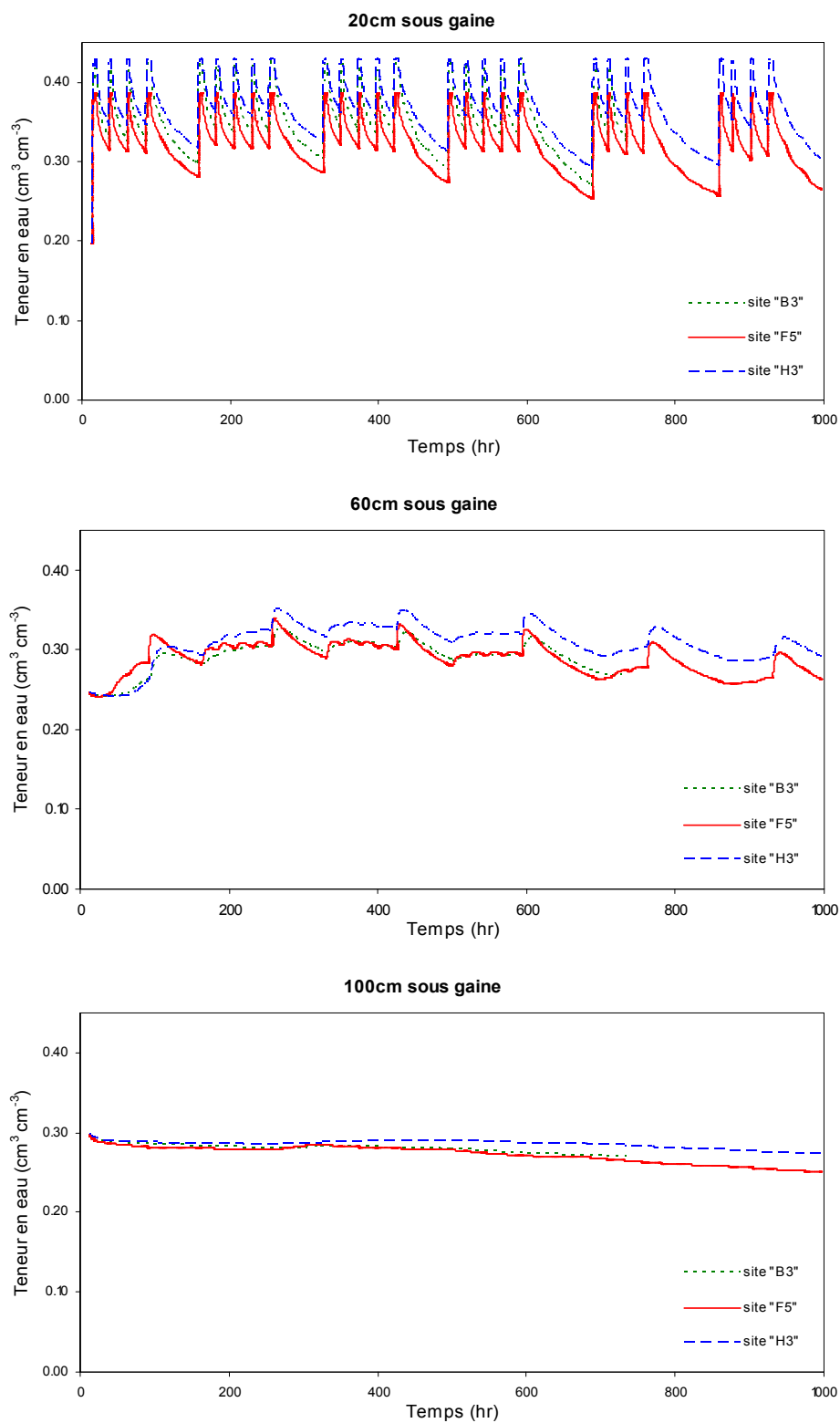


Fig. 5.3b. Évolutions de la teneur volumique en eau simulée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement FT avec un profil de sol homogène.

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

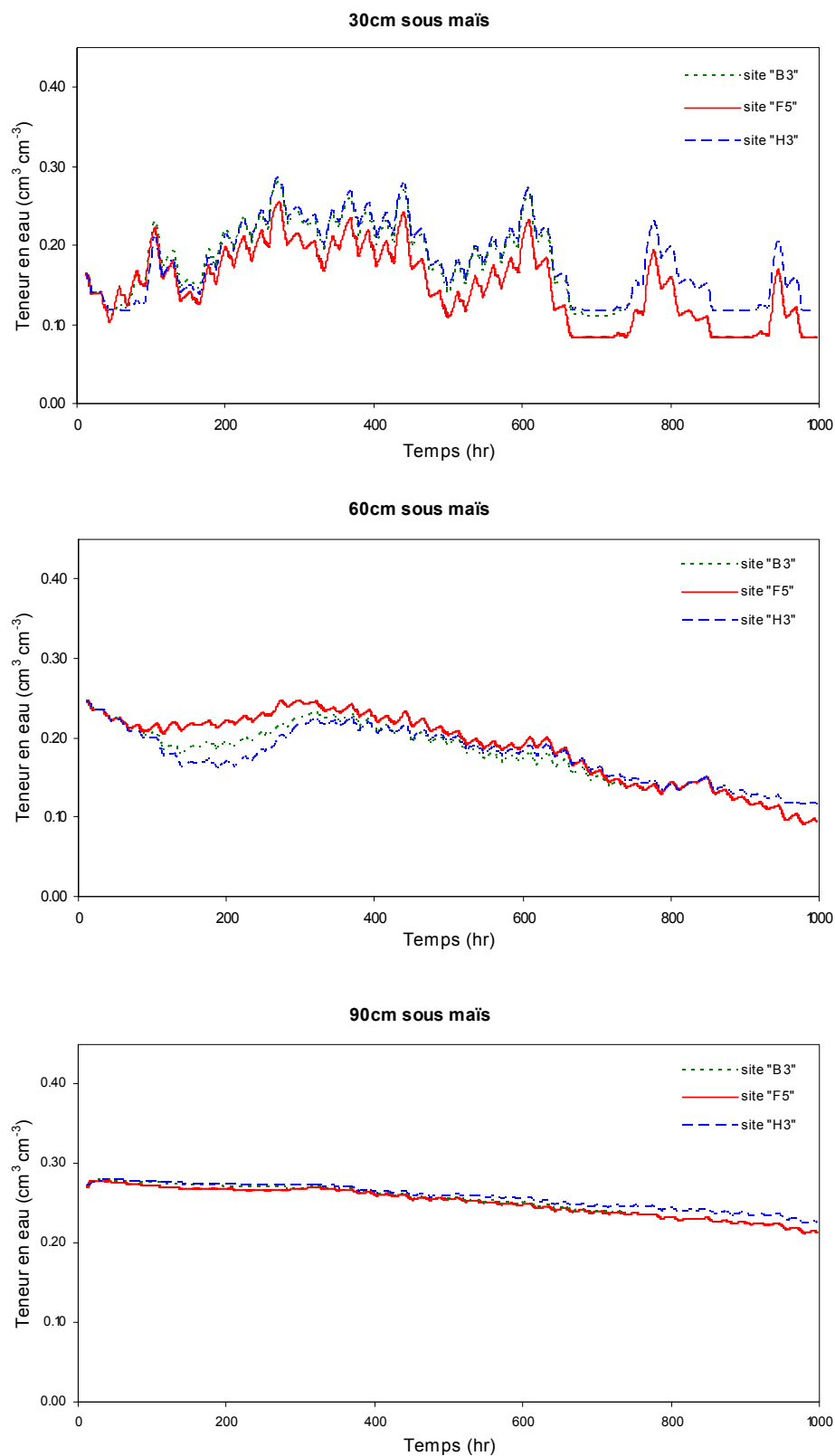


Fig. 5.3b. (suite) Évolutions de la teneur volumique en eau simulée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement FT avec un profil de sol homogène.

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

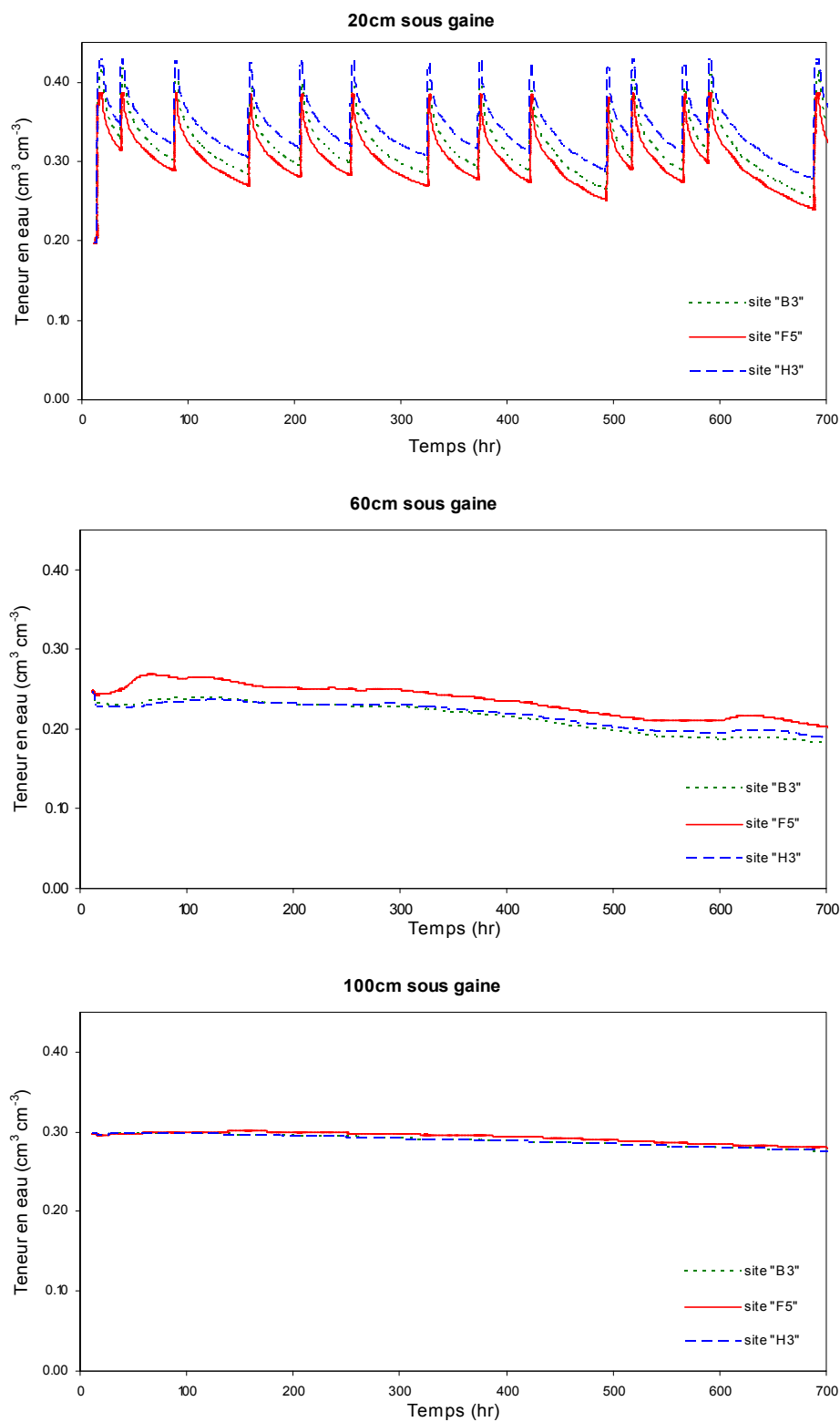


Fig. 5.3c. Évolutions de la teneur volumique en eau simulée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement LT avec un profil de sol hétérogène.

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

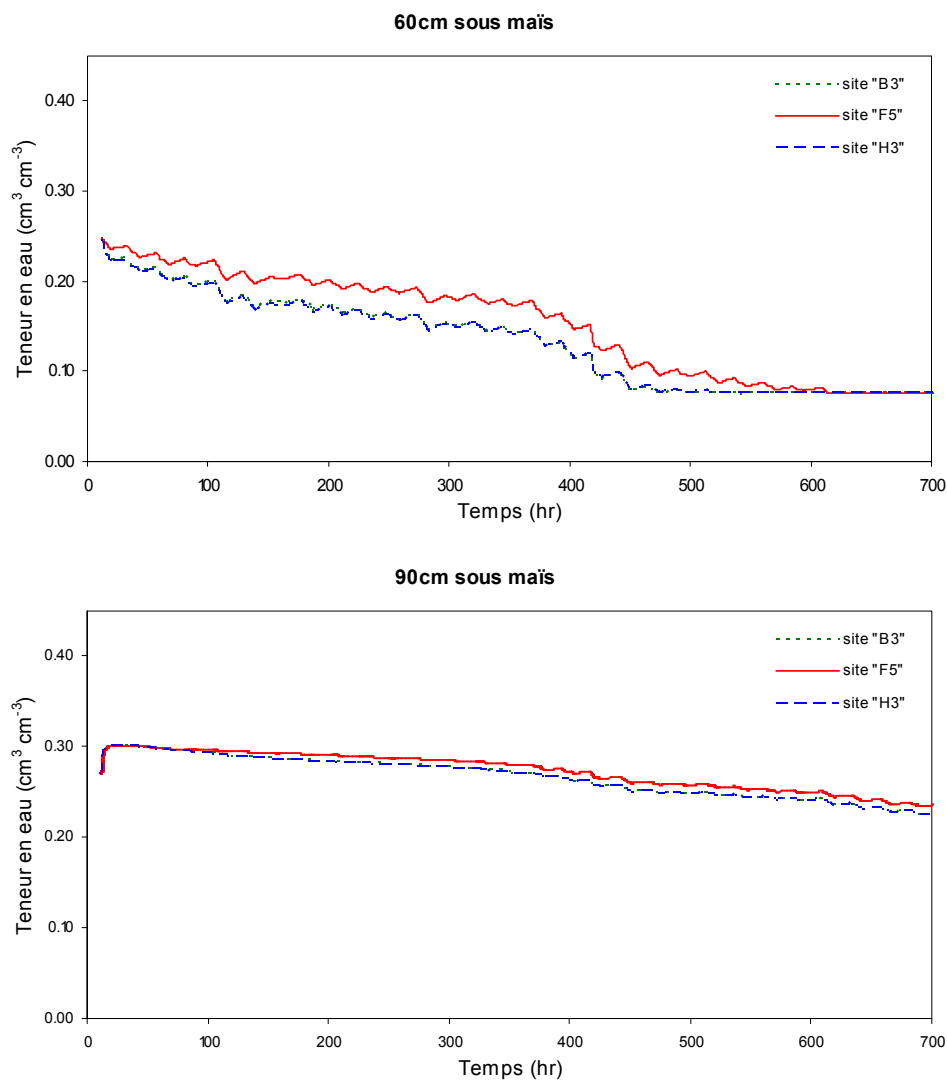


Fig. 5.3c. (suite) Évolutions de la teneur volumique en eau simulée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement LT avec un profil de sol hétérogène.

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

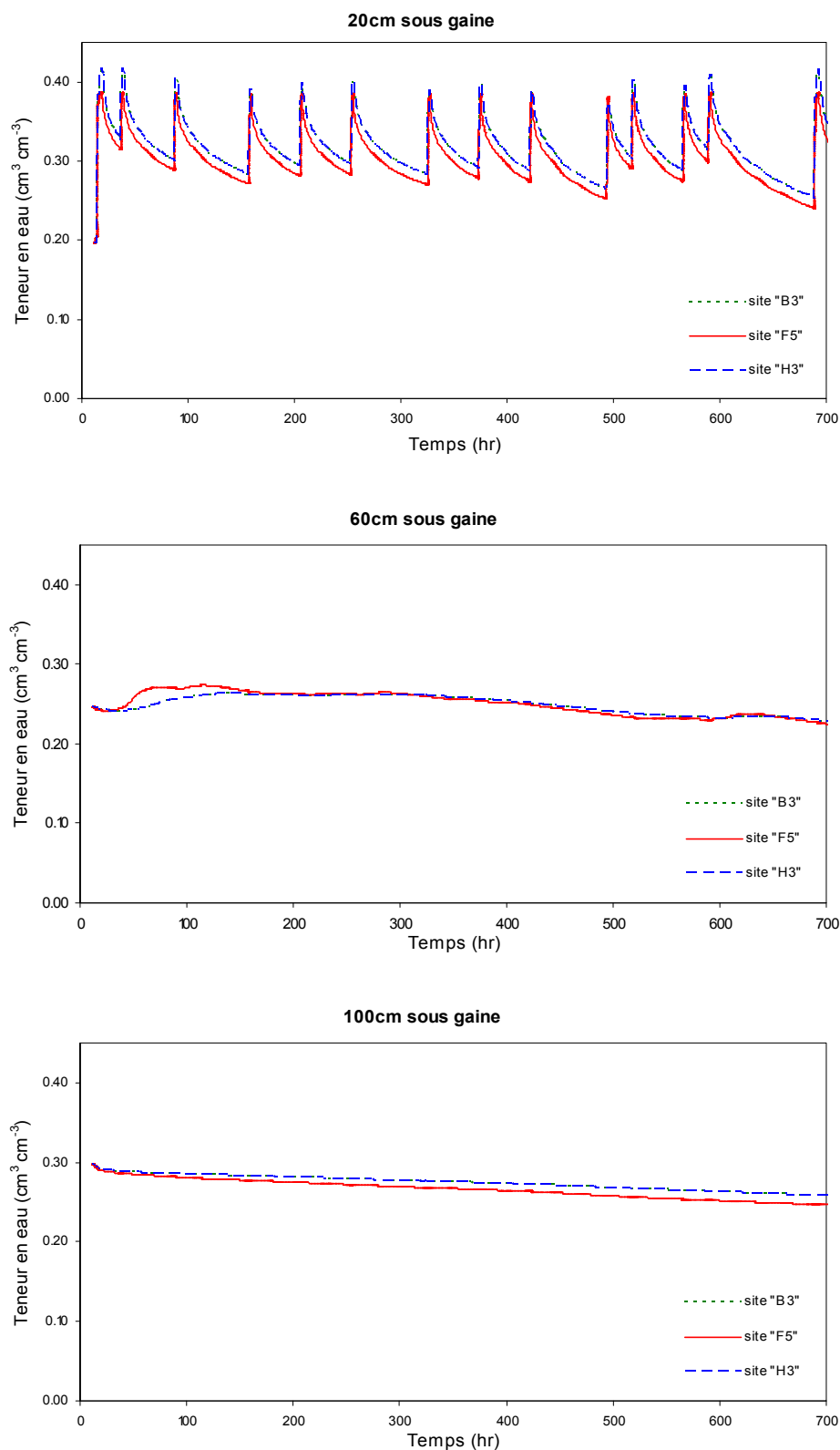


Fig. 5.3d. Évolutions de la teneur volumique en eau simulée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement LT avec un profil de sol homogène.

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

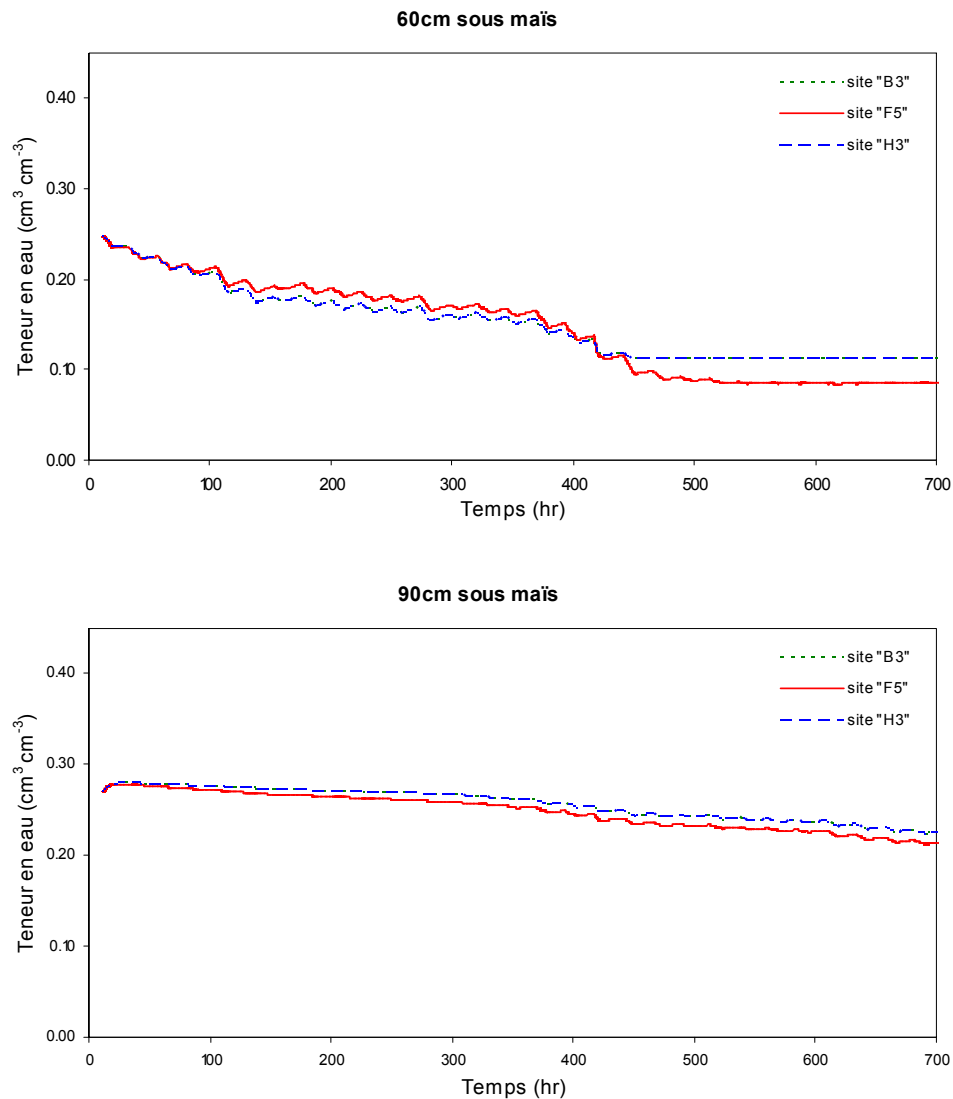


Fig. 5.3d. (suite) Évolutions de la teneur volumique en eau simulée à différentes profondeurs sous gaine et sous maïs dans le traitement LT avec un profil de sol homogène.

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

La comparaison statistique entre les valeurs simulées aux sites B3 et H3 et celles au site moyen F5, indique que les valeurs de RMSE sont identiques (tableaux 3.2b et 3.2c). Cela met en évidence le comportement très similaire des trois sites représentant la parcelle.

Dans chaque traitement, la supposition d'un profil homogène du sol entraîne des valeurs de RMSE similaires à celles d'un profil hétérogène. Cela signifie que l'effet de l'hétérogénéité verticale du sol semble être atténué du fait que l'extraction racinaire s'effectue dans le modèle au moment même où l'eau est apportée.

Les deux conduites d'irrigation étudiées, FT et LT, présentent des valeurs similaires de RMSE. Pour le traitement FT, le RMSE varie de 0.243 à 4.079 cm³cm⁻³ pour le profil

hétérogène et de 0.209 à 4.014 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ pour le profil homogène. Tandis qu'il varie, pour LT, de 0.476 à 3.724 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ pour le profil hétérogène et de 0.809 à 2.518 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ pour le profil homogène. A quelques exceptions près, les valeurs de RMSE sont du même ordre de grandeur que l'incertitude expérimentale de mesure de la teneur volumique en eau, à savoir 0.02 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ si l'on utilise la sonde à neutrons. Cela montre que, quelque soit la conduite d'irrigation suivie, les comportements de la majorité des points de la parcelle, se situant dans l'intervalle moyenne $\pm$ un écart type, sont similaires à celui du site moyen F5. L'irrigation goutte-à-goutte, en liaison avec sa pratique, atténue l'impact de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol dans le contexte agropédoclimatique de cette étude. Cela peut être expliqué par le rôle hydrodynamique du sol, qui semble se limiter au transport d'eau depuis le goutteur jusqu'aux racines du maïs sans stockage préalable.

Tableau 5.3b. Statistiques comparatives pour les teneurs volumiques en eau simulée à différentes côtes sous gaine et sous maïs dans le traitement FT pour les deux types profils hétérogène et homogène du sol. Le RMSE est calculé par rapport aux valeurs simulées du site F5 représentant la moyenne de la parcelle.

Site	Côte sous gaine (cm)	RMSE% ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)		Côte sous maïs (cm)	RMSE% ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	
		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène
B3	20	2.331	2.271	30	3.415	2.584
H3		4.079	4.014		3.859	3.088
B3	60	2.474	1.008	60	3.981	1.737
H3		2.067	2.261		3.430	2.570
B3	100	1.291	0.243	90	1.784	0.209
H3		1.137	1.048		1.561	0.529

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

Tableau 5.3c. Statistiques comparatives pour les teneurs volumiques en eau simulées à différentes côtes sous gaine et sous maïs dans le traitement LT pour les deux types profils de sol hétérogène et homogène. Le RMSE est calculé par rapport aux valeurs simulées du site F5 représentant la moyenne de la parcelle.

Site	Côte sous gaine (cm)	RMSE% ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)		Côte sous maïs (cm)	RMSE% ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	
		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène		Profil du sol hétérogène	Profil du sol homogène
B3	20	1.643	1.591	30	2.537	2.518
H3		3.724	1.592		2.971	2.518
B3	60	2.346	0.729	60	2.267	1.776
H3		2.050	0.729		2.343	1.776
B3	100	0.476	0.823	90	0.788	0.809
H3		0.489	0.823		0.805	0.809

B3 : le site choisi pour représenter la moyenne – écart type de la parcelle,

F5 : le site choisi pour représenter la moyenne de la parcelle (référence),

H3 : le site choisi pour représenter la moyenne + écart type de la parcelle.

En comparant les résultats des modélisations numériques avec Hydrus2D et de la solution analytique, il apparaît que les dimensions du bulbe de F5 se situent entre celles des sites B3 et H3 (figure 5.2a). Il peut paraître surprenant qu'il n'en soit pas de même pour les évolutions des teneurs volumiques en eau simulées par Hydrus et ce, quelque soit la conduite d'irrigation adoptée et le profil de sol choisis (figures 5.3a, b, c et d). Une explication possible est que le modèle analytique ne dépend que d'un paramètre la longueur capillaire α_h , pour un déficit de saturation $\Delta\theta$ donné, alors que d'autres paramètres sont nécessaires à la modélisation numérique avec le code Hydrus. Le positionnement des courbes de teneur en eau est certainement dû à la valeur de θ_s mesurée (et utilisée) à chaque site, sachant que θ_0 est supposée identique pour les trois sites. Rappelons à ce propos que l'étude de la variabilité temporelle avait montré que la masse volumique du sol ρ_d (inversement proportionnelle à θ_s) et la longueur capillaire (α_h) variaient dans le même sens. Le respect de ce constat imposerait l'utilisation d'une valeur de θ_s au site H3 inférieure à celle du site moyen (F5). Cela aurait pour conséquence de situer les profils d'humidité du site moyen entre les deux autres profils. Au préalable, il aurait été nécessaire de recalculer les paramètres hydrodynamiques à l'aide de l'algorithme BEST.

5.4 Conclusion du chapitre

L'effet de la variabilité spatiale sur la prédiction du transfert d'eau dans le sol sous irrigation localisée, à savoir, les dimensions du bulbe d'humidification et le suivi de la teneur volumique en eau, ont été analysés au moyen de la modélisation analytique et numérique. Trois sites caractérisant la parcelle et représentant la valeur moyenne de la longueur capillaire et l'intervalle moyenne $\pm$ un écart type, ont été étudiés sous deux conduites d'irrigation : à l'ETM, FT, et avec restriction hydrique, LT. De plus, le modèle analytique a également été utilisé, par le biais d'un exemple, comme outil d'aide à la conception d'un équipement d'irrigation. Ensuite, un exemple de culture (maïs) avec les trois sites représentatifs de la parcelle, et un scénario d'irrigation, a été aussi étudié.

Nous n'avons pas constaté des différences importantes des dimensions du bulbe humide, entre les sites recouvrant l'intervalle de confiance de la variabilité spatiale de la parcelle. La fraction maximale de sol humidifié par un goutter n'a été que ± 6 à 8% par rapport à la valeur moyenne. Les valeurs de cette fraction sont de l'ordre de 30% , ce qui correspond au pourcentage minimal conseillé sous irrigation localisée pour assurer une alimentation suffisamment fiable de la culture.

Nos résultats des simulations numériques ont montré que les jeux de paramètres hydrodynamiques des trois sites étudiés, induisent des évolutions très comparables des humidités volumiques à différentes cotes sous la gaine et sous le maïs. Les valeurs de RMSE des deux sites représentant l'intervalle de confiance et par rapport au site donnant la valeur moyenne, sont très proches et du même ordre de grandeur que l'incertitude expérimentale ($0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ si on utilise la sonde à neutrons). Cela met en évidence, quelque soit la conduite d'irrigation suivie, le comportement très similaire des trois sites représentatifs de la parcelle. Cela signifie que les impacts de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol dans le contexte agropédoclimatique de cette étude, sont quelque peu atténués sous irrigation goutte à goutte.

Une explication possible à ces constats peut être dû au fait que, avec une fréquence élevée d'apport d'eau, une partie importante de l'eau peut être consommée au moment même où elle est apportée et au cours des instants suivant cet apport. Le rôle du sol semble limité au transport de l'eau depuis la source (le goutteur) vers le terme puits (les racines) sans stockage préalable. Cela est aussi vérifié en faisant l'hypothèse d'un profil homogène. Cette dernière hypothèse montre que les impacts des discontinuités du sol sur les profils d'humidité sont atténués avec la pratique d'irrigation adoptée.

Conclusion générale

Conclusion générale

Les propriétés hydrodynamiques du sol jouent un rôle essentiel dans le transfert de l'eau. Il est donc important de pouvoir les connaître et modéliser leurs effets dans le but, par exemple, de dimensionnement d'un système d'irrigation ou de son pilotage. Ces propriétés hydrodynamiques peuvent cependant évoluer dans l'espace et dans le temps au cours du cycle cultural. Les objectifs de cette thèse étaient doubles : (i) d'évaluer les variabilités spatiale et temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol d'une parcelle agricole irriguée en goutte à goutte, et, (ii) d'analyser leurs impacts sur le transfert d'eau au moyen de la modélisation. Ce deuxième objectif se propose de répondre à la question de savoir s'il est opportun ou pas de tenir compte de ces variabilités dans le but de mieux gérer les risques agro-environnementaux en irrigation goutte à goutte sur une parcelle de maïs en sol limoneux.

Les propriétés hydrodynamiques du sol ont été caractérisées au moyen de la méthode Beerkan (Haverkamp et al., 1996). Il s'agit d'une méthode d'infiltration axisymétrique *in situ*, à simple anneau. L'estimation des paramètres est faite en utilisant un algorithme de calcul, *BEST* (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters) qui repose sur les équations fonctionnelles de van Genuchten/Burdine et Brooks et Corey (Lassabatère et al., 2006).

Deux sites de mesure ont été retenus, avec deux cultures irriguées en goutte-à-goutte : tomate sur un sol argilo limoneux, en 2006, à Tarscon (sol déformable présentant des fentes de retrait), et maïs sur sol limoneux, en 2007, à Lavalette (Cemagref Montpellier). Le 1^{er} site nous a permis d'analyser la pertinence de la méthode d'infiltration Beerkan et sa complémentarité avec la méthode d'analyse de la courbe de retrait, *ShC* (Boivin et al., 2006b ; Mubarak et al., 2009a). Le 2^{ème} site nous a permis d'évaluer les variabilités spatiale et temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol, sous deux scénarios de conduite de l'irrigation : une conduite à l'ETM (FT) et l'autre avec restriction hydrique (LT).

La variabilité temporelle des paramètres hydriques du sol a été caractérisée sur les deux sites. La relation entre cette variabilité temporelle et celle mesurée de l'espace poral du sol, au cours de la saison de culture 2006, a été mieux comprise et expliquée à l'aide de l'application conjointe de la méthode Beerkan et de l'analyse du processus de retrait qui a mis en exergue la structure du sol (Mubarak et al., 2009a).

Pour les deux sites étudiés, la microporosité du sol et les paramètres de forme des relations $\theta(h)$ et $K(\theta)$ ont faiblement varié au cours du cycle cultural. Cette faible variabilité est en accord avec l'hypothèse selon laquelle ces paramètres sont principalement liés à la texture de sol. Alors que les paramètres dépendants essentiellement de la structure du sol (la

conductivité hydraulique à saturation, K_s , la teneur volumique en eau à saturation, θ_s , le paramètre α de la courbe de $\theta(h)$, la longueur capillaire α_h et la dimension caractéristique moyenne des pores hydrauliquement fonctionnels, ξ_m) ont évolué tout au long du cycle cultural.

Des variations importantes de ces paramètres ont été identifiées après le début de la période d'irrigation en 2007. Notamment, il a été observé une diminution à la fois de K_s et de ξ_m , ainsi qu'une augmentation de α_h . Ces variations sont le résultat de la réorganisation des particules du sol après le 1^{er} événement d'irrigation caractérisé par un apport d'eau conséquent. Plus tard dans la saison, une augmentation progressive à la fois de K_s et de ξ_m , et une diminution progressive de α_h , ont été observées. À ce stade là, les effets de l'irrigation ont été compensés par d'autres phénomènes :

- l'impact des cycles d'humidification et de dessèchement du sol en cours de journée générant de la microfissuration,
- le système racinaire, qui en se développant préférentiellement à proximité des goutteurs, établit une connexion entre les pores du sol,
- l'activité biologique du sol favorisée par une humidité élevée permanente.

Ces constats ont été trouvés similaires pour les deux conduites d'irrigation (FT et LT) adoptées en 2007 (Mubarak et al., 2009b). Les évolutions de la α_h et de la ξ_m sont identiques pour ces deux régimes d'apports d'eau différents. Ces deux conduites d'irrigation jouent, cependant, un rôle important sur l'évolution de la macroporosité du sol (les pores structurels). Une irrigation tous les deux jours (LT), favorise davantage la formation des pores structurels donnant lieu à un sol plus conducteur.

Ces constats ont soulevé la question relative aux conséquences de cette évolution temporelle à la fois sur le transfert d'eau et sur le pilotage de l'irrigation en goutte-à-goutte. Les résultats de simulations au moyen du code Hydrus2D (Simunek et al., 1999), ont montré que cette variabilité n'avait pas d'impact significatif sur la teneur en eau volumique simulée dans le contexte agro-pédologique de Lavalette (saison 2007 ; Mubarak et al., 2009c). Ce constat résulte du fait que les évolutions de la teneur en eau volumique simulée et les stocks hydriques, sont très proches de celles mesurées par des sondes neutronique et capacitive, à la fois sous la gaine et sous les plants de maïs. Les valeurs de RMSE sont en effet similaires quelque soit le jeu de paramètres hydriques du sol que ceux-ci aient été caractérisés avant ou après le début de l'irrigation. Les variations observées de la teneur volumique en eau sont du même ordre de grandeur que l'incertitude expérimentale, à savoir $0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

Une des premières raisons évoquées pour justifier la très bonne adéquation entre simulations et mesures est que quelque soit le jeu de paramètres adoptés, les processus d'extraction racinaire et d'apport d'eau sont simultanés. Ce phénomène bornerait le sol à un rôle de support de cet échange de flux entre en terme source (le gouteur) et un terme puits (l'absorption racinaire). L'hétérogénéité du sol peut apporter un complément d'explication. En effet, le changement de caractéristiques hydrodynamiques peut entraîner un ralentissement du mouvement de l'eau, soit en raison d'une diminution de conductivité hydraulique, passage d'un sol grossier à un sol fin, soit en raison des différences de pentes des courbes caractéristiques $h(\theta)$, dans le cas du passage d'un sol fin à un sol grossier (Hillel, 1975 ; Warrick, 2003). La discontinuité du profil peut favoriser, par conséquent, le mouvement latéral de l'eau, phénomène probablement accentué par l'extraction racinaire. Cependant, les résultats de simulation sous l'hypothèse d'un profil de sol homogène confirment que l'extraction racinaire atténue les impacts de l'hétérogénéité verticale du sol dans ce mode d'arrosage.

À la lumière de ces résultats, il n'apparaît donc pas justifié de tenir compte de la variabilité temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol, pour gérer les risques agro-environnementaux sous irrigation au goutte-à-goutte dans le contexte agropédoclimatique de cette étude. D'un point de vue pratique, et bien que les paramètres hydrodynamiques du sol d'une parcelle agricole évoluent tout au long du cycle cultural, l'utilisation de ces paramètres déterminés juste avant le début de l'irrigation, peut être recommandée en vue de simuler les transferts d'eau sous gouteurs. Une attention plus particulière doit toutefois être portée à l'estimation de la teneur volumique en eau à saturation. Ce point de vue mériterait confirmation dans des autres contextes climatiques où l'on irrigue la culture après le semis.

La variabilité et la structure spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol, K_s , α_{vG} et α_h , ont été examinées en 2007 sur la parcelle de Lavalette au Cemagref, avec des essais Beerkan conduits sur 40 sites constituant les nœuds d'un maillage $6 \times 7.5 \text{ m}^2$. Les résultats ont été comparés à ceux obtenus lors d'une précédente étude sur la variabilité spatiale du sol de la même parcelle faite en 1990. La méthode utilisée dans l'étude de 1990 était le perméamètre de Guelph sous pression avec l'hypothèse d'une forme exponentielle de la relation de Gardner de $K(h)$ (Vauclin et al., 1994).

Après 17 années consécutives de mêmes pratiques agronomiques, la valeur moyenne de $\alpha_{vG-2007}$ s'est avérée identique à celle de α_{G-1990} (même paramètre de Gardner), tandis que celle de K_{s-2007} s'est avère nettement inférieure à celle de K_{s-1990} . A l'inverse de l'équation de

Gardner, l'expression van Genuchten/Brooks et Corey est plus à même de représenter le comportement hydrodynamique d'un sol limoneux (Mubarak et al., 2009d).

Étant donné que l'analyse géostatistique concerne la variance entre les observations, la similitude des structures spatiales des paramètres dans les deux études milite en faveur du fait que l'analyse spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol est indépendante des méthodes d'infiltration utilisées dans les deux études. La relation négative de la covariance entre α_h et K_s , trouvée dans la campagne 2007, est en outre un résultat davantage en accord avec la physique de l'infiltration d'eau dans les sols non saturés. En effet, α_h représente l'importance relative entre la capillarité et la gravité. La différence de signe de la covariance entre les 1990 et 2007, serait à mettre sur le compte des deux méthodes différentes utilisées de paramétrage hydrodynamique du sol.

Un déterminisme, lié très certainement aux propriétés texturales du sol (la masse volumique de sol et la distribution des tailles des particules qui restent constants dans le temps), explique la stabilité temporelle des structures spatiales des paramètres hydrodynamiques du sol. Cette stabilité s'explique également par les propriétés structurelles du sol lesquelles sont constamment renouvelées par la répétition annuelle des pratiques agricoles.

L'analyse de la variabilité spatiale des paramètres du sol nous a été utile dans l'implantation de sites de mesure représentatifs de notre parcelle pour étudier de façon plus approfondie le transfert d'eau. Étant donné que la longueur capillaire du sol, α_h est un paramètre prédominant pour la conception et la conduite du système goutte-à-goutte (Revol et al., 1997), trois sites relatif à ce paramètre, ont été choisis : la valeur moyenne et la valeur moyenne $\pm$ écart type. Dans la mesure du possible, ces sites sont situés à des distances égales ou supérieures à la distance d'autocorrélation ($>20\text{m}$).

Les impacts de la variabilité spatiale du sol ont été analysés, au moyen de la modélisation analytique et numérique, sur ces sites dits représentatifs de la parcelle. L'application de la modélisation analytique ne met pas en évidence de différences notoires des dimensions du bulbe humide entre ces sites. La fraction maximale de sol humidifié par un gouteur, calculée pour les sites de l'intervalle de confiance, n'a été que ± 6 à 8% de la valeur moyenne. Elle est de l'ordre du pourcentage minimal conseillé sous irrigation localisée pour assurer une alimentation suffisamment fiable de la culture (Cemagref, 2003).

La simulation numérique du transfert d'eau dans le sol, en examinant les deux conduites d'irrigation déjà mentionnées FT et LT, a montré que les jeux de paramètres hydrodynamiques des trois sites représentatifs de la variabilité de la parcelle, ont conduit à des

évolutions équivalentes de la teneur volumique en eau. Il en résulte que la majorité des points (se situant dans l'intervalle : moyenne $\pm$ un écart type) de notre parcelle de limons a un comportement hydrodynamique similaire sous irrigation goutte-à-goutte. Ce même constat a été observé pour un profil du sol supposé homogène. Cela signifie que la discontinuité verticale du sol n'a pas d'impact manifeste sur le transport de l'eau en système goutte-à-goutte dans le contexte agropédoclimatique de cette étude. On peut proposer la même explication à ce constat que précédemment, à savoir : le rôle du sol limité à celui d'un facteur d'échange entre source et puits.

D'un point de vue pratique, concernant la conduite de l'irrigation, en dépit des variabilités avérées des paramètres du sol, il peut être recommandé d'appliquer l'irrigation lorsque les besoins de la plante sont les plus intenses. Une adéquation de l'apport aux besoins maximaux du jour permettrait d'atténuer l'influence des propriétés du sol (texturales et/ou structurelles). Dans le cas d'un sol plus fin, cela peut réduire le risque de « flaquage », et par conséquent de ruissellement. Dans le cas contraire, celui d'un sol grossier, cela peut jouer en faveur d'une diminution du risque de perte d'eau par percolation profonde.

En termes de perspective de recherche, deux types de perspectives peuvent être affichées à l'issue de ce travail. Une première série est liée à l'étude expérimentale :

- Il serait important d'examiner, avec le même dispositif, divers scénarios de conduite de l'irrigation : arrosage de nuit par exemple (journalier, arrosage tous les deux jours ou deux fois par semaine). Pour ces scénarios, la consommation de la plante pendant l'arrosage sera négligeable. Cela permettrait de vérifier la pertinence de l'explication proposée dans cette étude, concernant le rôle de support d'échange source –puits attribué au sol. Une conduite encore plus restrictive pourrait être testée à condition toutefois qu'elle soit réaliste (niveau d'apport compatible avec un niveau de rendement économiquement acceptable).
- Étant donné qu'il y a peu des travaux dans ce domaine, l'étude de la variabilité spatiale et temporelle des paramètres hydrodynamiques du sol sous irrigation localisée, devrait être poursuivie dans d'autres contextes agropédoclimatiques (cultures, sols, climats différents) afin de conclure avec plus de fermeté quant aux impacts du système d'irrigation sur l'évolution des paramètres du sol.

Un second type de perspective est lié à l'amélioration des modélisations :

- Les paramètres hydrodynamiques du sol identifiés par la méthode BEST, qui porte spécifiquement sur la combinaison de l'expression de van Genuchten/Burdine et celle de Brooks et Corey, ont été convertis pour être adaptés dans l'environnement du code Hydrus. Il

serait souhaitable de pouvoir développer une nouvelle version de BEST qui adapte directement les équations implantées dans Hydrus, à savoir la combinaison de la fonction van Genuchten et celle de Mualem (Mualem, 1976).

- La simulation numérique peut sous-estimer la teneur volumique en eau sous la plante en raison des difficultés du modèle Hydrus à mimer correctement le comportement physiologique de la plante sous conditions hydriques localement restrictives. Il serait à cet égard intéressant de reprendre l'analyse des impacts des variabilités avec la version d'Hydrus intégrant le nouveau module d'extraction racinaire tel qu'il est présenté dans l'article de Simunek et Hopmans, (2009), traitant du phénomène de compensation : les potentialités d'extraction racinaire non satisfaites en certains nœuds du système racinaire étant reportées vers des nœuds capables de les satisfaire.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56, FAO, Rome, Italy, 300pp.
- Al-Qinna, M.I., Abu-Awwad, A.M., 2001. Wetting patterns under trickle source in arid soils with surface crust. *J. Agric. Eng. Res.* 80(3): 301-305.
- Angulo-Jaramillo, R., Moreno, F., Clothier, B.E., Thony, J.L., Vachaud, G., Fernandez-Boy, E., Cayuela, J.A., 1997. Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61(1), 27-32.
- Angulo-Jaramillo, R., Vandervaere, J.-P., Roulier, S., Thony, J.-L., Gaudet, J.-P., Vauclin, M., 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: A review and recent developments. *Soil Tillage Res.* 55, 1-29.
- Arbat, G., 2006. Development and validation of a simulation model for soil water dynamics. Application to design and management of microirrigation systems. PhD Dissertation, Universitat de Lleida, Lleida.
- Arbat, G., Puig-Bargues, J., Barragan, J., J. Bonany, J., Ramirez de Cartagena, F., 2008. Monitoring soil water status for micro-irrigation management versus modelling approach, *Biosystems Eng.* 100(2): 286-296.
- Assouline, S., 2002. The Effects of Microdrip and Conventional Drip Irrigation on Water Distribution and Uptake. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 1630-1636.
- Assouline, S., Moller, M., Cohen, S., Ben-Hur, M., Grava, A., Narkis, K., Silber, A., 2006. Soil-Plant System Response to Pulsed Drip Irrigation and Salinity: Bell Pepper. Case Study. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70: 1556-1568.
- Beggs, R.A., Tchobanoglous, G., Hills, D., Crites, R.W., 2004. Modeling subsurface drip application of onsite wastewater treatment system effluent. p. 92-103. *In On-Site Wastewater Treatment, Proc. Natl. Symp. on Individual and Small Community Sewage Systems, 10th, Sacramento, CA. 21–24 Mar. 2004. Am. Soc. Agric. Eng., St. Joseph, MI.*
- Boivin, P., Touma, J., 1988. Variabilité spatiale de l'infiltrabilité d'un sol mesurée par la méthode du double anneau. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXIV, n°3, 227-234.
- Boivin, P., 1990. Caractérisation physique des sols sulfatés acides de la vallée de Katoure (basse Casamance, Sénégal): variabilité spatiale et relation avec les caractéristiques

- pédologiques (in French). Thèse de doctorat, Université Paris VI, Ed. ORSTOM Paris, Série Etudes et Thèses, 226 pp.
- Boivin, P., Garnier, P., Tessier, D., 2004. Relationship between clay content, clay type and shrinkage properties of soil samples. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 1145-1153.
- Boivin, P., Schaffer, B., Temgoua, E., Gratier, M., Steinman, G., 2006a. Assessment of soil compaction using soil shrinkage modelling: Experimental data and perspectives. *Soil Tillage Res.* 88, 65-79.
- Boivin, P., Garnier, P., Vauclin, M., 2006b. Modeling the Soil Shrinkage and Water Retention Curves with the Same Equations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 1082-1093.
- Boivin, P., 2007. Anisotropy, cracking, and shrinkage of vertisol samples. Experimental study and shrinkage modeling. *Geoderma*. 138, 25-38.
- Braud I., de Condappa, D., Soria, J. M., Haverkamp, R., Angulo-Jaramillo, R., Galle, S., Vauclin, M., 2005. Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (Beerkan method). *Eur. J. Soil Sci.* 56, 361-374.
- Braudeau, E., Costantini, J.M., Bellier, G., Colleuille, H., 1999. New device and method for soil shrinkage curve measurement and characterization. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 525-535.
- Bresler, E., 1978. Analysis of trickle irrigation with application to design problems. *Irrig. Sci.* 1:03-17.
- Brewer, R., 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. John Wiley and Sons, New York, 470.
- Bronswijk, J.J.B., Evers-Vermeer, J.J., 1990. Shrinkage of Dutch clay soil aggregates. *Neth. J. Agric. Res.* 38, 175-194.
- Brooks, R.H., Corey, C.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper* 3., Colorado State University, Fort Collins.
- Buclon, 1974. L'irrigation localisée aux Etats-Unis. *Colloq. Natl. Bordx. "L'irrigation Localisée"*, Avril 1974, INVUFLEC, 11-20.
- Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Petrol. Trans. Am. Inst. Mining Metall. Eng.* 198, 71-77.
- Cabibel, b., de Villele, O., Dauple, P., 1980. Aspects physiques de l'irrigation et efficience de l'eau. *Sém. Ir. Loc. CEE/AGRIMED/CNR/Univ. Naples, Sorrento*: 253-271.

- Cameira, M. R., Fernando, R. M. and Pereira, L. S., 2003. Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. *Soil Tillage Res.* 70(2): 131-140.
- Cemagref, 2003. Guide pratique de l'irrigation. 3^e édition. Cemagref, France.
- Chen, D.H., Saleem, Z., Grace, D.W., 1986. A new Simplex procedure for function minimization. *Int. J. Model. Simulation* 6, 81-85.
- Clemmens, A.J., 2002. Measuring and improving irrigation performance at the field level. *Transaction of ASAE*, 22(8), 89-96.
- Clothier, B.E., 1989. Research imperatives for irrigation science. *J. Irrig. Drain. Eng.* 115(3): 421-448.
- Coelho, E. F., Or, D., 1999. Root distribution and water uptake patterns of corn under surface and subsurface drip irrigation. *Plant and Soil*. 206: 123-136.
- Collis-George, N., Greene, R. S. B., 1979. The effect of aggregate size on the infiltration behavior of slaking soil and its relevance to ponded irrigation. *Aust. J. Soil Res.*, 17: 65-73.
- Cook, F.J., Thorburn, P.J., Bristow, K.L., Cote, C.M., 2003. Infiltration from surface and buried point sources: the average wetting water content. *Water Resour. Res.* 39(12): 1364-1376.
- Cote, C. M., Bristow, K. L., Charlesworth, P. B., Cook, F. J., 2003. Analysis of soil wetting and solute transport in sub-surface trickle irrigation. *Irrig. Sci.* 22(3-4): 143-156.
- Dantas-Antonino, A., 1992. Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Thèse, l'Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 195pp.
- de Condappa, D., 2005. Etude de l'écoulement d'eau à travers la zone non-saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant. Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, andhar Pradesh, Inde. Thèse de doctorat, Institut national polytechnique de Grenoble, France.
- Decroix, M., 1988. La micro-irrigation dans le monde. Cemagref d'Aix-en-Provence, Div. Irrig., Cemagref DICOVA, Antony, 208p.
- Diamond, S., 1971. Microstructure and pore structure of impact compacted clays. *Clays Clay Min.* 19, 239-249.
- Doorenbos, J. and Pruitt, W.O., 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper No. 24*, 2nd ed., FAO, Rome, 156pp.

- Elfving, D.C., 1982. Crop response to trickle irrigation. *Hortic. Rev.*, 4: 1-48.
- Feddes, R. A., Kowalik, P. J., Zaradny, H., 1978. *Simulation of Field Water Use and Crop Yield*. Wiley, New York.
- Fies, J.C., Bruand, A., 1998. Particle packing and organization of the textural porosity in clay-silt-sand mixtures. *Eur. J. Soil Sci.* 49, 557-567.
- Fuentes, C., Haverkamp, R., Parlange, J.-Y., 1992. Parameter constraints on closed-form soil-water relationships. *J. Hydrol.* 134, 117-142.
- Gardenas, A., Hopmans, J.W., Hanson, B.R., Simunek, J., 2005. Two-dimensional modeling of nitrate leaching for various fertigation scenarios under micro-irrigation. *Agric. Water Manage.* 74: 219-242.
- Gardner, W. R., 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85, 228-232.
- Ghezzehei, T.A., and D. Or. 2000. Dynamics of soil aggregate coalescence governed by capillary and rheological processes. *Water Resour. Res.* 36:367-379.
- Goldberg, D., Cornat, B. and Rimon, D., 1976. Drip irrigation. Principles, Design and Agricultural Practices. In *Drip Irrigation Scientific Publications*, Kfar Shmaryahu, Israel, p. 296.
- Green, W. H., Ampt, G. A., 1911. Studies on soil physics, 1: The flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.* 4(1), 1-24.
- Hanson, B.R., Simunek, J., Hopmans, J.W., 2006. Evaluation of urea-ammonium-nitrate fertigation with drip irrigation using numerical modeling. *Agric. Water Manage.* 86: 102-113.
- Hanson, B.R., Hopmans, J.W., Simunek, J., 2008. Leaching with subsurface drip irrigation under saline, shallow groundwater conditions. *Vadose Zone J.* 7: 810-818.
- Haverkamp, R., Ross, P.J., Smetten, K.R.J., Parlange, J.-Y., 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 30, 2931-2935.
- Haverkamp, R., Arrúe, J. L., Vandervaere, J.-P., Braud, I., Boulet, G., Laurent, J.-P., Taha, A., Ross, P. J., Angulo-Jaramillo, R., 1996. Hydrological and thermal behavior of the vadose zone in the area of Barrax and Tomelloso (Spain): experimental study, analysis and modeling. Project UE n° EV5C-CT 92 00 90.
- Haverkamp, R., Zammit, C., Boubkraoui, F., Rajkai, K., Arrúe, J.L., Heckmann, N., 1997. GRIZZLY, Grenoble Soil Catalogue: Soil survey of field data and description of

- particle size, soil water retention and hydraulic conductivity functions. LTHER-5564, CNRS, INPG, OSTOM, UJF, BP, 53, 38401 Grenoble, Cédex 09, France.
- Haverkamp, R., Parlange, J.-Y., Cuenca, R., Ross, P. J., and Steenhuis, T. S. 1998. Scaling of the Richards' equation and its application to watershed modeling. In *Scale Invariance and Scale Dependence in Hydrology*, Sposito, G. (Ed.), Cambridge University Press, New York, pp. 190–223.
- Haverkamp, R., Debionne, S., Viallet, P., Angulo-Jaramillo, R., de Condappa, D., 2006. Soil Properties and Moisture Movement in the Unsaturated Zone. In: Delleur, J. W. (Ed.), *The handbook of Groundwater Engineering*. CRC, pp. 6.1-6.59.
- Hillel, D., 1998. *Environmental soil physics*. Academic Press, New York, 771 pp.
- IAEA. 2008. *Field Estimation of Soil Water Content: A Practical Guide to Methods Instrumentation and Sensor Technology*. Training course series 30. International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.
- Iqbal, J., Thomasson, J.A., Jenkins, J.N., Owens, P.R. and Whisler, F.D., 2005. Spatial Variability Analysis of Soil Physical Properties of Alluvial Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69: 1338-1350.
- Isbérie, C., 1992. Contribution du sol à l'alimentation hydrique d'un verger de cerisiers micro-irrigué selon le pilotage tensiométrique. Thèse, l'Université de Montpellier, France, 259p.
- Jacques, D., Mohanty, B.P., Feyen, J., 2002. Comparison of alternative methods for deriving hydraulic properties and scaling factors from single-disc tension infiltrometer measurements. *Water Resour. Res.* 38, 25.1-25.14.
- Jarvis, N.J., Zavattaro, L., Rajkai, K., Reynolds, W.D., Olsen, P.-A., McGechan, M., Mecke, M., Mohanty, B., Leeds-Harrison, P.B., Jacques, D., 2002. Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. *Geoderma*. 108, 1-17.
- Journel, A.G., Huijbregts, C.J., 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press, London, UK.
- Kachanoski, R.G., de Jong, E., 1988. Scale dependence and the temporal persistence of spatial patterns of soil water storage. *Water Resour. Res.* 24, 85-91.
- Keller, J., Karmeli, D., 1975. *Manuel de calcul d'un réseau d'irrigation goutte à goutte*. Rain Bird Europe, Traduction et adaptation par la division irrigation du C.T.G.R.E.F. Groupement d'Aix-en-Provence (France), 133pp.

- Kemper, W. D., Trout, T. J., Humpherys, A. S., Bullock, M. S., 1988. Mechanisms by which surge irrigation reduces furrow infiltration rates in silty loam soil. *Trans. ASAE*, 31: 821-829.
- Khaledian, M., Mailhol, J.C., Ruelle, P., Rosique, P., 2009. Adapting PILOTE model for water and yield management under direct seeding system: the case of corn and durum wheat in a Mediterranean context. *Agric. Water. Manage.*, 96(5): 757-770.
- Klepper, B., 1991. Crop root system response to irrigation. *Irrig. Sci.* 12, 105-108.
- Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J. M., Cuenca, R., Braud, I., Haverkamp, R., 2006. Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through infiltration experiments-BEST. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70: 521-532.
- Lazarovitch, N., Simunek, J. Shani, U., 2005. System dependent boundary condition for water flow from subsurface source. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69: 46-50.
- Lazarovitch, N., Warrick, A.W., Furman, A., Simunek, J., 2007. Subsurface water distribution from drip irrigation described by moment analyses. *Vadose Zone J.* 6:116-123.
- Legates, D. R., McCabe, J., 1999. Evaluating the use of “goodness-of fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resour. Res.* 35(1): 233-241.
- Leij, F. J., T.A. Ghezzehei, D., Or, 2002a. Modeling the dynamics of the soil pore size distribution. *Soil Till. Res.* 64(1-2): 61-78.
- Leij, F. J., T.A. Ghezzehei, D., Or, 2002b. Analytical models for soil pore-size distribution after tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66(4): 1104-1114.
- Leij, F. J., Haverkamp, R., Fuentes, C., Zatarain, F., Ross, P. J., 2005. Soil Water Retention: II. Derivation and Application of Shape Index. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69: 1891-1901.
- Li, J., Zhang, J., Rao, M., 2005. Modeling of water flow and nitrate transport under surface drip fertigation. *Trans. ASAE.* 48:627-637.
- Mailhol, J.C., Olufayo A., A., Ruelle, P., 1997. Sorghum and sunflower evapotranspiration and yield from simulated leaf area index. *Agric. Water Manag.* 35, 167-182.
- Mailhol, J.C., Zaïri A., Slatni A., Ben Nouma, B., El Amami, H., 2004. Analysis of irrigation systems and irrigation strategies for durum wheat in Tunisia. *Agric. Water Manag.* 70, 19-37.
- Mailhol, J.C., Ruelle, P. and Popova, Z., 2005. Simulation of furrow irrigation practices (SOFIP): a field-scale modeling of water management and crop yield for furrow irrigation. *Irrig Sci.* 24: 37-48.
- Mallants, D., Jacques, D., Tseng, P.-H., van Genuchten, M.T., Feyen, J., 1997. Comparison of three hydraulic property measurement methods. *J. Hydrol.* 199, 295-318.

- Mapa, R.B., Green, R.E., Santo, L., 1986. Temporal variability of soil hydraulic-properties with wetting and drying subsequent to tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50(5), 1133-1138.
- Mathsoft Engineering and Education, Inc. 2002. MathCad 11, Cambridge.
- Meshkat, M., Warner, R. C., Workman, S. R., 1999. Modeling of evaporation reduction in drip irrigation system. *J. Irrig. Drain. Eng.* 125(6): 315-323.
- Michelakis, N., E., Vougioucalou, G., Clapaki, 1993. Water use, wetted soil volume, root distribution and yield of avocado under drip irrigation. *Agric. Water Manage.* 24, 119-131.
- Messing, I., Jarvis, N., 1993. Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers. *J. Soil Sci.* 44, 11-24.
- Mohanty, B., Ankeny, M., Horton, R., Kanwar, R., 1996. Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disk infiltrometers. *Water Resour. Res.* 30, 2489-2498.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12: 513-522.
- Mubarak, I., Mailhol, J.C., Angulo-Jaramillo, R., Ruelle, P., Boivin, P., Khaledian, M. 2009. Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. *Geoderma*, 150, 158-165.
- Mulla, D. J., McBratney, A. B., 2002. Soil spatial variability. In: Sumner, M. E., (Ed.), *Handbook of Soil Science*. CRC press, London, pp. A321-A352.
- Muller, A., 2002. Estimation of soil hydraulic parameters of tilled soil using direct and inverse methods. Institut für Hydrologie und Meteorologie, IHM der Technisch Universität, Dresde, Allemagne, série Irrigation "Mémoires de 3° cycle" 2001-17, 965, Dresde, 26 p.
- Munoz-Pardo, J., Ruelle, P., Vauclin, M., 1990. Spatial variability of an agricultural field: geostatistical analysis of soil texture, soil moisture and yield components of two rainfed crops. *Catena*. 17, 369-381.
- Oliver, M.A., Webster, R., 1991. How Geostatistics can help you. *Soil Use Manag.* 7, 206-217.
- Or, D., 1995. Stochastic analysis of soil water monitoring for drip irrigation management in heterogeneous soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59(5): 1222–1233.
- Or, D. 1996. Wetting-induced soil structural changes: The theory of liquid phase sintering. *Water Resour. Res.* 32:3041–3049.
- Or, D., F.J. Leij, V. Snyder, T.A. Ghezzehei, 2000. Stochastic model for posttillage soil pore space evolution. *Water Resour. Res.* 36(7): 1641–1652.

- Or, D., T.A. Ghezzehei. 2002. Modeling post-tillage soil structural dynamics: a review. *Soil Till. Res.* 64(1–2): 41–59.
- Pannatier, Y., 1996. *VARIOWIN: Software for Spatial Data Analysis in 2D*, Springer Verlag, New York.
- Patel, N., Rajput, T.B.S., 2008. Dynamics and modeling of soil water under subsurface drip irrigated onion. *Agric. Water Manage.* 95(12), 1335-1349.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare and grass. *Proc. R Soc. Lond. Ser. A* 193, 120–145.
- Philip, J.R., 1969. Theory of infiltration. *Adv. Hydroscience.* 5, 215-296.
- Philip, JR., 1984. Travel times from buried and surface infiltration point sources. *Water Resour Res.* 20: 990-994
- Philip, J.R., 1985. Reply to comments on “Steady infiltration from spherical cavities. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 333-337.
- Raimbault, G., 1986. Diffusivité et conductivité hydrauliques de matériaux ou sols non saturés en eau. *Bull. Labo. P. et Ch.* 145, 125-132.
- Rao, P.V., Rao, P.S.C., Davidson, J.M., Hammond, L.C., 1979. Use of good-of-fit tests for characterizing the spatial variability of soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43, 274-278.
- Rasse, D.P., Smucker, A.J.M., Santos, D., 2000. Alfalfa root and shoot mulching effects on soil hydraulic properties and aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 725-731.
- Rawlins, S.L., 1973. Principals of managing high frequency irrigation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 37: 626-629.
- Revol, P., Clothier, B. E., Mailhol, J.C., Vachaud, G., Vauclin, M., 1997. Infiltration from a Surface Point Source and Drip Irrigation 2. An Approximate Time-Dependent Solution for Wet-Front Position, *Water Resour. Res.* 33(8): 1869-1874.
- Revol, P., 1994. Caractérisation hydrodynamique des sols par infiltration bidimensionnelle axisymétrique et modélisation simplifiée de la micro-irrigation. Thèse, l’Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 224p.
- Reynolds, W. D., Elrick, D. E., 1990. Ponded infiltration from a single ring. 1. Analysis of steady flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 1233-1241.
- Riou, Ch., 1993. L’eau et la production végétale. Synthèse. *Sécheresse*, 4: 75-83.
- Rootare, H.M., 1970. Review of Mercury Porosimetry. *Advanced Experimental Techniques in Powder Metallurgy Perspectives in Powder Metallurgy*, 5, 225-252

- Ruelle, P., 1995. Variabilité spatiale à l'échelle de parcelles de cultures : étude expérimentale et modélisation des bilans hydriques et des rendements. Ph.D. Dissertation, l'Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 210p.
- Russo, D., Bouton, M., 1992. Statistical analysis of spatial variability in unsaturated flow parameters. *Water Resour Res.* 28, 1911-1925.
- Slatni A., Mailhol J.C., Château G., Zairi A., 2004. Diagnostic des pratiques d'irrigation localisée dans la vallée de la Medjerda (Tunisie), Séminaire Euro-Méditerranéen « la modernisation de l'agriculture irriguée », 19-21 Avril 2004 Rabat (Maroc).
- Schäffer, B., Schulin, R., Boivin, P., 2008. Changes in shrinkage of restored soil caused by compaction beneath heavy agricultural machinery. *Eur. J. Soil Sci.* 59, 771-783.
- Schwartzman, M., Zur, B., 1986. Emitter spacing and geometry of wetted soil volume. *J. Irrig. Drain. Eng.* 112(3): 242-253.
- Schmitz, G. H., Schutze, N., Petersohn, U., 2002. New strategy for optimizing water application under trickle irrigation. *J. Irrig. Drain. Eng.* 128(5): 287-297.
- Shiel, R. S., Adey, M. A., Lodder, M., 1988. The effect of successive wet/dry cycles on aggregate size distribution in a clay texture soil. *J. Soil. Sci.*, 39: 71-80.
- Shirmohammadi, A., Skaggs, R., 1984. Effect of surface conditions on infiltration for shallow water table soils. *Trans. ASAE.* 27: 1780-1787.
- Simunek, J., Angulo-Jaramillo, R., Schaap, M.G., Vandervaere, J.-P., van Genuchten, M.Th., 1998. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma.* 86, 61-81.
- Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, M. Th., 1999. The HYDRUS-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. IGWMC-TPS 53, Version 2.0, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colo.
- Simunek, J., Hopmans, J.W., 2009. Modeling compensated root water and nutrient uptake. *Ecological Modelling.* 220(4): 505-521
- Skaggs, T. H., Trout, T. J., Simunek, J., Shouse, P. J., 2004. Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental observations. *J. Irrig. Drain. Eng.* 130(4): 304-310.
- Soltner, D. *Phytotechnie spéciale, Les grandes productions végétales. Céréales, plantes sarclées, prairies*, 471 p, Sciences et Techniques agricoles, 2005.
- Strudley, M.W., Timothy R. G., Ascough II, J. C., 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil Tillage Res.* 99(1): 4-48.

- Tardieu, F., Manichon, H., 1986. Caractérisation en tant que capteur d'eau de l'enracinement du maïs en parcelle cultivée. II. - Une méthode d'étude de la répartition verticale et horizontale des racines. *Agronomie*. 6(5): 415-425.
- Taylor, H.M. and L.F. Ratliff, 1969. Root elongation rates of cotton and peanuts as a function of soil strength and soil water content. *Soil Sci.*, 108:113-119.
- Thorburn, P.J., Cook, F.J., Bristow, K.L., 2003. Soil-dependent wetting from trickle emitters: implications for trickle design and management. *Irrig Sci.* 22: 121-127.
- Tiercelin, J.R., 2007. *Traité d'irrigation*. Lavoisier Tec&Doc Edition. 1011p.
- Vachaud G., Passerat de Silans A., Balabanis P., Vauclin M., 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 822-828.
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Yates, S.R., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Environmental Protection Agency, EPA/600/2-91/065.
- Van Pelt, R. S., Wierenga, P.J., 2001. Temporal stability of spatially measured soil matric potential probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65 (3), 668-677.
- Vauclin, M., 1982. Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. In: Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols. Avignon 24-25 juin 1982, Ed. INRA Publ., les colloques de l'INRA n° 15.
- Vauclin, M., Vieira, S. R., Bernard, R., Hatfield, J. L., 1982. Spatial variability of surface temperature along two transects of a bare-soil. *Water Resour Res.* 18, 1677-1686.
- Vauclin, M., Vieira, S. R., Vachaud, G., Nielsen, D. R., 1983. The Use of Cokriging with Limited Field Soil Observations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47, 175-184.
- Vauclin, M., Elrick, D.E., Thony, J.L., Vachaud, G., Revol, Ph., Ruelle, P., 1994. Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of a loamy soil. *Soil Technol.* 7, 181-195.
- Vieira, S.R., Gonzalez, A. P., 2003. Analysis of the spatial variability of crop yield and soil properties in small agricultural plots. *Bragantia, Campinas.* 62(1), 127-138.
- Vrugt, J. A., Hopmans, J. W., Simunek, J., 2001. Calibration of a two dimensional root water uptake model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65(4): 1027-1037.
- Warrick A.W., 1986. Soil water distribution. In Nakayama, F.S., and Buks, D.A., "Trickle irrigation for crop production" Elsevier Amsterdam: 93-116.

- Warrick, A.W., 2003. Soil water dynamics. Oxford University Press, 391 pp.
- White, I., Sully, M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.* 23, 1514-1522.
- White, I., Sully, M. J., 1992. On the variability and use of the hydraulic conductivity alpha parameter in stochastic treatments of unsaturated flow, *Water Resour. Res.* 28(1), 209-213.
- Willmott, C.J., 1982. Some comments on the evaluation of model performance. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 64: 1309-1313.
- Wilson, G.V., Luxmoore, R.J., 1988. Infiltration, macroporosity and mesoporosity on two forested watersheds. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 329-335.
- Wooding, R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4: 1259–1273.
- Wosten, J.H.M., Lilly, A., Nemes, A., Le Bas, C., 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*. 90, 169-185.
- Zur, B., 1996. Wetted soil volume as a design objective in trickle irrigation. *Irrig Sci.* 16:101-105.
- Zur, B., Ben-Hanan, U., Rimmer, A. Yardeni, A., 1994. Control of irrigation amounts using velocity and position of wetting front. *Irrig Sci.* 14: 207-212.

Annexes

Annexes

Liste des annexes

Annexe 1.

Données supplémentaires du site de Tarascon.

Annexe 2.

L'algorithme de calcul *BEST*

Annexe 3.

Les valeurs utilisées des paramètres de Hydrus-2D non cités dans le texte.

Annexe 4.

Les valeurs des variables étudiés : la conductivité hydraulique à saturation K_s , le paramètre alpha de van Genuchten α_{vG} , et la longueur capillaire α_h

Annexe 1

Données supplémentaires du site de Tarascon

Rapport d'Analyse de Terre

Edité le 05/04/2006
Laboratoire agréé Ministère Agriculture français toutes options



SADEF Laboratoire
68700 Aspach le Bas
Téléphone 03 89 62 72 30
pole@sadef.fr / www.sadef.fr

STE SCAD

Exploitation
EARL LES GLAIS

13150 TARASCON

Parcelle
PARCELLE 2+3 9 ha
13 TARASCON

TOMATES

Echantillon
Feuille de rens. 915463 00
N° laboratoire T-01953-06
Prélevé le: 13/03/2006
Arrivé labo le: 15/03/2006
Délais d'analyse: 21 jours

CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DE LA PARCELLE

feuille 1/1

Epaisseur de prélèvement (cm) 25
Densité apparente estimée
Masse de sol (t/ha)
Cailloux (%) 5
Calcaire total (%) NF ISO 10693 41.9
Sol:

Granulométrie (%) NF ISO 11277
Argile
Limons fins
Limons grossiers
Sables fins
Sables grossiers

Battance
Stabilité structurale Bartoli ⁽¹⁾
Capacité de rétention (pF 2.8) ⁽¹⁾
Point de flétrissement (pF 4.2) ⁽¹⁾

Matière organique ⁽¹⁾ g/kg
(Carbone organique x 1.73)
Azote total g/kg
C/N
pH eau
pH KCl
CEC Metson (pH 7) mé/kg
Taux de saturation %

Teneur du sol	Niveau de référence
20.2	29
1.33	
8.8	10.0
8.3	
96	
Saturé	

Très faible	Faible	Un peu faible	N	Satisfaisant	Elevé	méthode
[Bar chart showing levels for various parameters]						ISO 14235
[Bar chart showing levels for various parameters]						ISO 13878
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF ISO 10390
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF ISO 10390
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF X 31-130

FERTILITE CHIMIQUE
Phosphore assimilable
Jorêt-Hébert (P2O5)
Olsen (P2O5)
Cations échangeables mé/kg
Potassium (K2O)
Magnésium (MgO)
Calcium (CaO)
Sodium (Na2O)
Oligo-éléments
Fer (Fe) DTPA
Manganèse (Mn) DTPA
Cuivre (Cu) DTPA
Zinc (Zn) DTPA
Bore (B) ⁽¹⁾ Eau chaude
Molybdène Grigg (Mo) ⁽¹⁾

Teneur du sol	Niveau de référence
0.22 g/kg	0.17 g/kg
0.07 g/kg	0.08 g/kg
6.4 mé/kg	0.30 g/kg
20.3 mé/kg	0.41 g/kg
421 mé/kg	11.8 g/kg
1.1 mé/kg	0.03 g/kg
33.5 mg/kg	20 mg/kg
6.6 mg/kg	8 mg/kg
7.5 mg/kg	0.4 mg/kg
1.6 mg/kg	1.2 mg/kg
0.14 mg/kg	0.45 mg/kg

Très faible	Faible	Un peu faible	N	Satisfaisant	Elevé	méthode
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF X 31-161
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF ISO 11263
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF X 31-108
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF X 31-121
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF X 31-121
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF X 31-121
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF X 31-121
[Bar chart showing levels for various parameters]						NF X 31-122

AUTRES DETERMINATIONS
Carbone organique g/kg ⁽¹⁾ 11.7

MEMBRE DU GEMAS



ESSAIS
ACCREDITATION
N° 1-0751
posée communiquée
sur demande

J.-Y. BALITEAU
Chef de Laboratoire

Le responsable
du laboratoire

Ce rapport d'essai ne concerne que les objets soumis à l'essai. L'accréditation de la section Laboratoires du COFRAC atteste de la compétence des laboratoires pour les seuls essais couverts par l'accréditation. Ce rapport ne doit pas être reproduit sans l'approbation du laboratoire d'essai. La reproduction de ce rapport d'essai n'est autorisée que sous sa forme intégrale.
(1) Essais non couverts par l'accréditation. (2) Essais sous-traités. Résultats exprimés par rapport à la masse de terre fine sèche à 2 mm. L'interprétation est hors champs d'accréditation

Annexe 2

L'algorithme de calcul *BEST*

Estimation des paramètres de forme à partir de l'analyse granulométrique

La distribution cumulée de taille de particules est déterminée pour la fraction fine du sol (< 2 mm). Cette distribution est ensuite ajustée avec l'équation suivante :

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D} \right)^N \right]^{-M} \quad [1a]$$

$$M = 1 - \frac{2}{N} \quad [1b]$$

où $F(D)$ est la fréquence cumulée liée au diamètre de particules D . M et N sont deux paramètres de forme et D_g est un paramètre de normalisation. Cette optimisation est conduite par la technique des moindres carrés, alors que la stabilité de convergence est réalisée en effectuant un changement de variable $x = 1/D$.

Un indice de forme, p_m , est estimé à partir de M et de N (Xatarin et al., 2003) :

$$p_m = \frac{M}{1+M} \frac{N}{1+N} (1+\kappa)^{-1} \quad [2]$$

où le coefficient κ est calculé par (Fuentes et al., 1998) :

$$\kappa = \frac{2s-1}{2s(1-s)} \quad [3]$$

Le paramètre s est la dimension fractale du sol définie comme la racine de l'équation (Fuentes et al., 1998) :

$$(1-\varepsilon)^s + \varepsilon^{2s} = 1 \quad [4]$$

où ε est la porosité du sol.

Le paramètre de forme, m , de la courbe de rétention d'eau est alors obtenu de la valeur de l'indice de forme, p_m par :

$$m = \frac{1}{p_m} \left(\sqrt{1 + p_m^2} - 1 \right) \quad [5]$$

$$n = \frac{2}{1-m} \quad [6]$$

Le paramètre de forme η de la courbe de conductivité hydraulique peut être estimé à partir des modèles capillaires (Haverkamp et al., 2006) :

$$\eta = \frac{2}{\lambda} + 2 + p \quad [7]$$

où λ est approché par le produit mn et p est un paramètre de tortuosité qui dépend du modèle capillaire, utilisé, à savoir : zéro (Childs et Collis-George, 1950), 0,5 (Mualem, 1976), 1 (Burdine, 1953) ou 1,33 (Millington et Quirk, 1961). La tortuosité p dépend du type de sol (Haverkamp et al., 2006). Dans notre étude, nous supposons $p = 1$ selon le modèle de Burdine.

Estimation des paramètres de normalisation à partir de l'infiltration Beerkan

Le premier paramètre de normalisation, c.-à-d. la teneur volumique en eau à saturation, est calculé à partir des mesures de la teneur gravimétrique en eau à saturation et de la masse volumique sèche, ρ_d . Mais dans ce travail, ce paramètre est égal à la porosité totale du sol, ε .

Pour une pression imposée, h_f , sur une surface circulaire de rayon intérieur r_d , au-dessus d'un sol uniforme avec une teneur en eau initiale uniforme (θ_0), l'infiltration cumulée $I(t)$, et le flux d'infiltration $q(t)$, peuvent être décrits par les équations explicites de régimes transitoire d'infiltration (Eq. 1a et b) et les équations de régime permanent d'infiltration (Eq. 1c et d) (Haverkamp et al., 1994) :

$$I(t) = S \sqrt{t} + [A S^2 + B K_s] t \quad [8a]$$

$$q(t) = \frac{S}{2 \sqrt{t}} + [A S^2 + B K_s] \quad [8b]$$

$$I_{+\infty}(t) = [A S^2 + K_s] t + C \frac{S^2}{K_s} \quad [8c]$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = A S^2 + K_s \quad [8d]$$

où A, B et C sont définies pour le cas spécifique de la relation de Brooks et Corey (Eq. 1-5) et pour tenir compte de la condition initiale:

$$A = \frac{\gamma}{r_d (\theta_s - \theta_0)} \quad [9a]$$

$$B = \frac{(2 - \beta)}{3} \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] + \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \quad [9b]$$

$$C = \frac{1}{2 \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right] (1 - \beta)} \ln \left(\frac{1}{\beta} \right) \quad [9c]$$

avec $\beta \approx 0,6$ et $\gamma \approx 0,75$ (Smetten et al., 1994; Haverkamp et al., 1994).

La sorptivité, S , peut être estimée à partir des teneurs volumiques en eau initiale et finale, θ_0 et θ_f , respectivement, et des courbes caractéristiques hydrauliques par la relation (Parlange, 1975) :

$$S^2(\theta_o, \theta_f) = \int_{\theta_o}^{\theta_f} (\theta_f + \theta - 2\theta_o) K(\theta) \frac{dh}{d\theta} d\theta \quad [10]$$

Pour le cas spécifique des équations (1-4) et (1-5), une teneur volumique en eau initiale nulle ($\theta_0 = 0$) et une teneur volumique en eau finale saturée ($\theta_f = \theta_s$), cette relation peut être simplifiée (Haverkamp et al., 2006):

$$S^2(0, \theta_s) = -c_p \theta_s K_s h_g \quad [11a]$$

avec

$$c_p = \Gamma\left(1 + \frac{1}{n}\right) \left\{ \frac{\Gamma\left(m\eta - \frac{1}{n}\right)}{\Gamma(m\eta)} + \frac{\Gamma\left(m\eta + m - \frac{1}{n}\right)}{\Gamma(m\eta + m)} \right\} \quad [11b]$$

où Γ représente la fonction de gamma. Fréquemment, la teneur volumique en eau initiale est diffère de zéro ($\theta_0 \neq 0$). Dans ce cas, $S(\theta_0, \theta_s)$ peut être rapprochée de $S(0, \theta_s)$ par les relations suivantes (Haverkamp et al., 2006):

$$S^2(\theta_o, \theta_s) = S^2(0, \theta_s) \frac{\theta_s - \theta_o}{\theta_s} \frac{K_s - K_o}{K_s} \quad [12a]$$

$$S^2(\theta_o, \theta_s) = S^2(0, \theta_s) \left(1 - \frac{\theta_o}{\theta_s}\right) \left(1 - \left(\frac{\theta_o}{\theta_s}\right)^\eta\right) \quad [12b]$$

où K_0 représente la conductivité hydraulique à θ_0 .

BEST utilise des équations équivalentes aux Eqs. (8), obtenues en remplaçant la conductivité hydraulique K_s par sa fonction en terme de la sorptivité S et du flux d'infiltration asymptotique $q_{+\infty}$:

$$I(t) = S \sqrt{t} + [A(1-B)S^2 + B q_{+\infty}] t \quad [13a]$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [A(1-B)S^2 + B q_{+\infty}] \quad [13b]$$

Algorithme de calcul BEST

Les quatre étapes principales de la méthode d'optimisation BEST sont décrites ci-dessous (Lassabatère et al., 2006). BEST a été codé avec Mathcad 11 (Mathsoft Engineering and Education, 2002).

Étape 1. Données. BEST estime l'infiltration cumulée transitoire expérimentale $I^{exp}(t)$, le flux d'infiltration $q^{exp}(t)$ et le flux d'infiltration asymptotique $q_{+\infty}^{exp}$ à partir de données discrètes (t_i, I_i) , comme suit:

$$I^{exp}(t_i) = I_i \quad (i = 1..N_{tot}) \quad [14a]$$

$$q^{exp}(t_i^*) = \frac{I_{i+1} - I_i}{t_{i+1} - t_i} \quad (i = 1..N_{tot} - 1) \quad [14b]$$

$$t_i^* = \left(\frac{\sqrt{t_i} + \sqrt{t_{i+1}}}{2} \right)^2 \quad (i = 1..N_{tot} - 1) \quad [14c]$$

$$q_{+\infty}^{exp} = slope \left(t_i, I_i \right)_{i=(N_{tot}-N_{end}) \rightarrow N_{tot}} \quad [14d]$$

où N_{tot} est le nombre total de données et N_{end} est le nombre à partir duquel on considère l'infiltration stabilisée. N_{end} doit être assez grand pour que la régression linéaire (Eq. 14 d) fournisse une évaluation précise du flux d'infiltration asymptotique. La valeur du flux d'infiltration expérimental estimée avec le terme droit de l'équation (14 b) est associée au temps t_i^* défini comme le carré de la moyenne de la racine du temps (Eq. 14 c).

Étape 2. Constantes. BEST calcule les constantes A, B et C (Eq. 9) à partir des paramètres de forme (m , n et η), des constantes γ et β et des teneurs volumiques en eau initiale et à saturation (θ_0 , θ_s).

Étape 3. Sorptivité maximum. BEST estime une sorptivité maximum, désignée, S_{MAX} en ajustant les données expérimentales sur les équations (13), en supposant $B = 0$. Cette condition considère que l'infiltration est expliquée uniquement par la capillarité. L'ajustement est exécuté en minimisant les fonctions objectives classiques pour l'infiltration cumulée $I(t)$ et pour le flux d'infiltration $q(t)$:

$$f_I(S, n) = \sum_{i=1}^n (I^{exp}(t_i) - I(t_i))^2 \quad [15a]$$

$$f_q(S, n) = \sum_{i=1}^{n-1} (q^{exp}(t_i^*) - q(t_i^*))^2 \quad [15b]$$

où n est le nombre de points de données considérés pour décrire l'état transitoire. De même que les équations (8a et b), les équations (13) ne sont valables que pendant le régime

transitoire. L'ajustement de S_{MAX} n'est donc valide que pour de grandes valeurs de n . La sorptivité est alors estimée pour toutes les valeurs de n , depuis $n = 5$ jusqu'à N_{tot} maximum. Pour obtenir des valeurs positives de la conductivité hydraulique K_s dans la suite de BEST, il est nécessaire d'imposer une contrainte supplémentaire : S_{MAX}^2 doit être inférieure au flux d'infiltration asymptotique ($q_{+\infty}$) divisée par le coefficient A . Donc, la sorptivité maximum S_{MAX} est définie par (Lassabatère et al., 2005) :

$$S_{MAX} = \underset{n=5..N_{tot}-1}{MAX} \left[\underset{n=5..N_{tot}-1}{MIN} \left(S_n(B=0), \sqrt{\frac{q_{+\infty}^{exp}}{A}} \right) \right] \quad [16]$$

La valeur S_{MAX} résultante est fixée comme la valeur initiale d'optimisation de l'étape suivante, Etape 4.

Étape 4. K_s et évaluation de α_{vG} . Dans l'étape 3, BEST ajuste les données expérimentales avec une valeur nulle pour B (Eq. 16). Ici, en fixant la valeur initiale de $S = S_{MAX}$, BEST considère la valeur réelle pour B , c.-à-d. la valeur déterminée avec l'équation (15 b). L'ajustement est exécuté en minimisant les fonctions objectives définies par les équations (18). Etant donné que les équations (13) peuvent ne pas être valides pour tous les points, BEST ajuste des données en faisant varier n à partir de $n = 5$ jusqu'au maximum $n = N_{tot}$. Pour chaque ajustement, BEST estime la sorptivité $S(n)$ et la conductivité hydraulique $K_s(n)$ à partir de $S(n)$ donné par l'équation (8d) et un temps maximum $t_{max}(n)$ défini par :

$$t_{max} = \frac{1}{4 \cdot (1-B)^2} t_g \quad [17]$$

où t_g est le temps gravitaire défini par Philip (1969). Le temps $t_{max}(n)$ est considéré comme le temps maximum pour lequel les expressions transitoires peuvent être considérées valides. Le temps le plus long de sous-données t_n est comparée au $t_{max}(n)$. Les valeurs de $S(n)$ et de $K_s(n)$ ne sont considérées valides que si t_n est inférieur au $t_{max}(n)$. Parmi toutes les valeurs calculées de $S(n)$ et de $K_s(n)$ qui satisfont à cette condition, nous ne retenons pour S et K_s que les valeurs de $S(n_{step})$ et de $K_s(n_{step})$ qui correspondent au plus grand n , désigné sous le nom de n_{step} (gain dans la précision).

Le paramètre alpha de van Genuchten (α_{vG}) est alors estimé à partir de la sorptivité (S) et de la conductivité hydraulique (K_s) avec les équations (2), (4) et (5) :

$$\alpha_{vG}^{-1} = - \frac{S^2}{c_p (\theta_s - \theta_0) \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right) K_s} \quad [21]$$

Annexe 3

Values used for all unmentioned Hydrus-2D parameters. Les valeurs utilisées des paramètres de Hydrus-2D non cités dans le texte.

The tables below show all of the unmentioned values used in Hydrus-2D for the completion of this study (Mubarak et al., 2009c).

Table a. Main processes

Hydrus-2D section	Option chosen
Simulate	Water flow & Root water uptake
Inverse solutions?	No

Table b. Geometry Information

Hydrus-2D section	Hydrus-2D parameter	Option chosen
Length Units		m
Type of flow		Vertical plane
Geometry type		General (voir la figure A3.1)
Soil profile	Heterogeneity	3
	Mass balances	3

Table c. Time Information

Hydrus-2D section	Hydrus-2D parameter	Option chosen	
		1 st seq.	2 nd seq.
Time units		Hours	
Boundary conditions	Time-variable boundary conditions	Yes	
	Number of time-variable boundary records	<i>Simulation dependant</i>	
Time discretization	Initial time	12	324
	Final time	324	996
	Initial time step	0.0001	0.0001
	Minimum time step	1e-006	1e-006
	Maximum time step	1	1

Table d. Print Information

Hydrus-2D section	Hydrus-2D parameter	Option chosen
Print option	T-level information	Yes
	Screen output	Yes
	Print fluxes	Yes
Number of print time		<i>Simulation dependant</i>

Table e. Iteration criteria

Hydrus-2D section	Hydrus-2D parameter	Option chosen
Iteration criteria	Maximum number of iteration	50
	Water content tolerance	0.001
	Pressure head tolerance	0.01
Time step control	Lower optimal iteration range	3
	Upper optimal iteration range	7
	Lower time step multiplication factor	1.3
	Upper time step multiplication factor	0.7
Internal interpolation tables	Lower limit of the tension interval	1e-008
	Upper limit of the tension interval	100
Initial condition		Water content

Table f. Soil hydraulic model

Hydrus-2D section	Hydrus-2D parameter	Option chosen
Hydraulic model		van-Genuchten-Mualem
	With air-entry value of -2cm	No
Hysteresis		No hysteresis

Table g. Root water uptake model

Hydrus-2D section	Option chosen
Water uptake reduction model	Feddes

Table h. Time variable boundary conditions

Hydrus-2D parameter	Value used
Time	<i>Simulation dependant</i>
Precip.	0
Evap.	0
Transp.	<i>Simulation dependant</i>
hCritA	100
rGWL	<i>Simulation dependant</i>
GWL	0

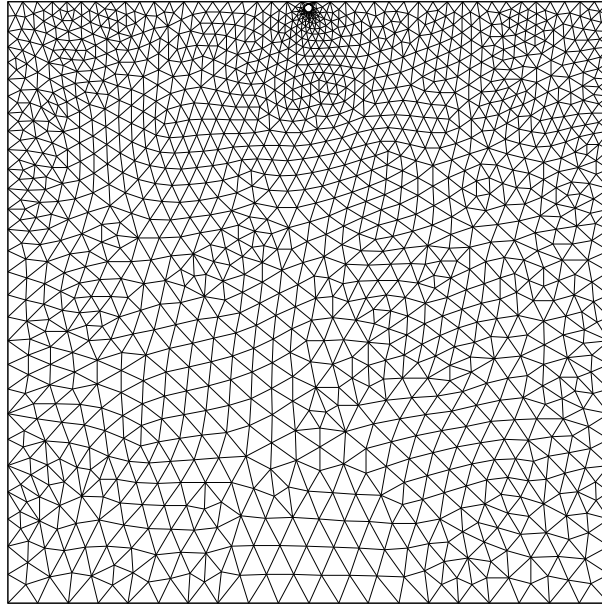


Fig. A3.1. Construction du maillage par Hydrus2D. Noter que ce maillage prend en compte les particularités de la géométrie du domaine et qu'il est raffiné localement à proximité de la gaine.

Annexe 4

Les valeurs des variables étudiés : la conductivité hydraulique à saturation K_s , le paramètre alpha de van Genuchten α_{vG} , et la longueur capillaire α_h

Site	X	Y	K_s cm h ⁻¹	α_{vG} cm ⁻¹	α_h cm
A1	3	55.5	1.85	9.41	10.63
A2	9	55.5	2.76	11.08	9.02
A3	15	55.5	1.99	9.66	10.35
A4	21	55.5	4.14	9.31	10.74
A5	27	55.5	3.35	9.43	10.61
B1	3	48	2.29	10.99	9.10
B2	9	48	4.10	14.42	6.93
B3	15	48	8.10	14.69	6.81
B4	21	48	7.52	14.51	6.89
B5	27	48	1.96	12.14	8.24
C1	3	40.5	7.81	13.90	7.19
C2	9	40.5	7.52	14.51	6.89
C3	15	40.5	4.03	16.19	6.18
C4	21	40.5	8.39	19.15	5.22
C5	27	40.5	1.96	12.14	8.24
D1	3	33	7.81	13.90	7.19
D2	9	33	8.10	14.69	6.81
D3	15	33	4.79	16.94	5.90
D4	21	33	7.52	14.51	6.89
D5	27	33	3.18	15.43	6.48
E1	3	25.5	1.80	9.96	10.04
E2	9	25.5	1.88	11.13	8.98
E3	15	25.5	1.87	9.36	10.69
E4	21	25.5	1.61	10.16	9.84
E5	27	25.5	1.85	10.80	9.26
F1	3	18	2.29	10.99	9.10
F2	9	18	3.18	15.43	6.48
F3	15	18	1.96	12.14	8.24
F4	21	18	2.54	9.46	10.57
F5	27	18	2.00	11.54	8.66
G1	3	10.5	1.77	13.22	7.56
G2	9	10.5	1.83	13.38	7.47
G3	15	10.5	2.04	14.31	6.99
G4	21	10.5	1.85	8.66	11.55
G5	27	10.5	1.64	9.66	10.35
H1	3	3	1.85	9.41	10.63
H2	9	3	2.76	11.08	9.02
H3	15	3	1.99	9.66	10.35
H4	21	3	4.14	9.31	10.74
H5	27	3	3.35	9.43	10.61
Min			1.605	8.66	5.223
Max			8.39	19.15	11.55
Moy. géo			3.03	11.9	8.41
écart type			2.31	2.61	1.73
Var			5.33	6.84	3.01
CV %			76.3	22.0	20.6

