



HAL
open science

Une hydrologie des versants à nappes superficielles drainées : approches multi-processus et multi-échelles

Cyril Kao

► **To cite this version:**

Cyril Kao. Une hydrologie des versants à nappes superficielles drainées : approches multi-processus et multi-échelles. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2008. tel-00472456

HAL Id: tel-00472456

<https://theses.hal.science/tel-00472456>

Submitted on 12 Apr 2010

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.

Mémoire
établi pour l'Université Pierre et Marie Curie
UFR Sciences de la Terre et Evolution des Milieux Naturels

en vue de l'obtention du diplôme d'
HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES
Spécialité Sciences de la Terre

par
Cyril KAO
Ingénieur du Génie Rural, des Eaux et des Forêts

Unité de Recherche "Hydrosystèmes et Bioprocédés" (HBAN)
Cemagref, groupement d'Antony

***« Une hydrologie des versants à nappes superficielles drainées :
approches multi-processus et multi-échelles »***

Soutenue le 29 février 2008 devant la Commission d'Examen composée de Messieurs :

- Pr. L. Abbadie, Université P. & M. Curie, Président
- Pr. A. Mermoud, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse, Rapporteur
- Dr. P. Ackerer, Directeur de Recherche CNRS, IMFS de Strasbourg, Rapporteur
- Dr. M. Estèves, Directeur de Recherche IRD, LTHE Grenoble, Rapporteur
- Pr. G. de Marsily, Académie des Sciences, Université P. & M. Curie, Examineur
- Dr. P. Mérot, Directeur de Recherche INRA, SAS Rennes, Examineur

A.	Résumé.....	5
B.	Titres et Travaux.....	7
B.1.	<i>Curriculum Vitae</i>	7
B.2.	<i>Participation à des instances, évaluations, jurys, activités d'expertise</i>	8
B.3.	<i>Publications et communications</i>	10
C.	Activités d'encadrement.....	15
C.1.	<i>Encadrement de thèses de doctorat</i>	15
C.2.	<i>Encadrement de stage post-doctoral</i>	15
C.3.	<i>Comités de pilotage de thèse</i>	15
C.4.	<i>Encadrement de travaux de troisième cycle</i>	16
C.5.	<i>Encadrement de travaux de second cycle</i>	17
D.	Activités d'enseignement.....	18
E.	Participations à des Projets de Recherche.....	19
F.	Synthèse des travaux de recherche et perspectives.....	23-98
G.	Annexes : une sélection de publications.....	99

A. Résumé

Une hydrologie des versants à nappes superficielles drainées : approches multi-processus et multi-échelles

Le présent mémoire propose une synthèse de près de 12 années de recherche et d'expertise au Cemagref, successivement au sein des Unités de Recherche « Ouvrages pour le Drainage et l'Étanchéité » (DEAN) et, depuis 2005, « Hydrosystèmes et Bioprocédés » (HBAN).

Sur le plan disciplinaire, les recherches menées se situent à l'interface entre l'hydrologie à base physique et le génie rural. Cette dualité s'est imposée par l'objet même support des travaux : les hydrosystèmes à nappes superficielles drainées.

Les hydrosystèmes à nappes superficielles sont relativement ubiquistes. Les petits bassins versants agricoles (ordre 1 à 3) du nord et de l'ouest de l'Europe comportent souvent des zones hydromorphes d'extension plus ou moins importante. Ces zones se situent soit dans les fonds de vallées, soit sur les plateaux où elles font alors le plus souvent l'objet de drainage agricole. Le drainage des terres agricoles a été (et continue d'être) un acte majeur de maîtrise de la contrainte en eau pour de nombreux bassins versants à dominante agricole. On estime en effet à 10% de la Surface Agricole Utile (SAU) la surface drainée artificiellement en France, 25% aux USA, 30% en Allemagne, voire plus de 50% au Royaume Uni... Des superficies tout à fait considérables, souvent le produit d'une longue histoire, et dont les récentes évolutions ont accompagné l'intensification de l'agriculture.

Au niveau hydrologique, le caractère hydromorphe se caractérise par la présence d'une nappe temporaire ou permanente, perchée ou non, très proche de la surface du sol en période humide. La connexion de ces nappes avec le réseau hydrographique naturel (ru, rivière) ou anthropique (drainage, fossés d'assainissement) détermine alors fortement le transfert des écoulements souterrains et de surface (ruissellement) vers le réseau. La dynamique de la nappe superficielle est dans ce contexte un élément clé de compréhension des processus liant hydrologie des versants et hydraulique du réseau. La connaissance des processus contrôlant le fonctionnement hydrologique des systèmes à nappes superficielles drainées est ainsi déterminante afin : (i) de comprendre leur rôle vis à vis des fonctions de stockage et de transfert dans les bassins versants ; (ii) d'évaluer l'impact des aménagements hydro-agricoles sur le régime et la qualité des eaux, et en particulier des pratiques de dimensionnement de ces aménagements ; (iii) de proposer à terme des critères de choix, de dimensionnement et de localisation d'actions de réhabilitation de ces zones, dans une perspective de restauration/utilisation de leurs capacités tampons.

Le mémoire présente un état des lieux des travaux et des collaborations menés par l'auteur et son équipe sur l'ensemble de ces questions et propose un ensemble de pistes de recherches. Les travaux menés touchent : (1) à la connaissance et à la modélisation des processus de transfert d'eau et de solutés à l'échelle parcellaire ; (2) à l'analyse et à la représentation d'une hiérarchie des processus à l'échelle du petit bassin versant drainé (1 à 50 km²) ; (3) à une réflexion sur les pistes de modélisation visant à intégrer efficacement les aménagements hydro-agricoles dans les modèles hydrologiques spatialisés.

Le document détaille par ailleurs les titres et travaux de l'auteur ainsi que ses contributions à des actions d'enseignement, d'encadrement et d'expertise.

B. Titres et Travaux

B.1. Curriculum Vitae

Cyril KAO
Né le 10/07/1970 à Marseille.
Marié, 4 enfants

UR HBAN
Cemagref
Parc de Tourvoic, BP 44
92163 ANTONY cedex
01 40 96 62 23
cyril.kao@cemagref.fr

Direction Scientifique
AgroParisTech
19, av. du Maine
F-75732 PARIS Cedex 15
01 45 49 88 61
cyril.kao@agroparistech.fr

Parcours Professionnel

Sept. 2006 **Directeur Scientifique adjoint** d'AgroParisTech (www.agroparistech.fr)

Ingénieur-Chercheur (50%), Unité de Recherche « Hydrosystèmes et Bioprocédés » (HBAN),
groupement d'Antony, Cemagref

1996-2006

Ingénieur-Chercheur au Cemagref, UR HBAN. Recherches dans le domaine du fonctionnement hydrologique des bassins versants aménagés à nappes superficielles.

2004- 2006 **Chef de l'équipe « Transferts dans les Agro-Hydrosystèmes » (10 agents)** pour l'Unité HBAN (Animation scientifique, gestion budgétaire et humaine).

2000- 2004 **Responsable de l'équipe « Hydro-Agro » (5 agents)**. Unité Ouvrages pour le Drainage et l'Etanchéité (DEAN).

06/1996- 1999 : Ingénieur-Chercheur dans l'Unité DEAN, équipe « Hydraulique Agricole »

Chargé d'enseignements (de 20 à 50 h/an) à l'INA-PG, l'ENGREF et l'Université Paris VI
Depuis 2002 : membre du conseil pédagogique du parcours « Biosphère Continentale » du Master « Environnements Continentaux et Hydrosociétés » (Univ. PVI, INA-PG, ENS)

1995 à juin 1996 :

Coopérant Service National, Service Culturel et de Coopération Scientifique et Technique de l'Ambassade de France en R. A d'Egypte.

- Adjoint de l'Attaché Scientifique, chargé de la coopération agricole.
- Adjoint du Chef du Bureau de Liaison Agricole Franco-égyptien (BLAFE, gestion du fonds de contrepartie de l'aide alimentaire française)

Formation

2002 : **Docteur de l'ENGREF**, spécialité « Sciences de l'Eau », sous la direction du Pr. G. de Marsily (Univ. P6), Ecole Doctorale « Géosciences et Ressources Naturelles » (GRN).
Mention Très Honorable avec les Félicitations du Jury.

1994 : **Ingénieur du Génie Rural, des Eaux et des Forêts**

DEA National d'Hydrologie, Spécialité « Hydrologie et Hydrogéologie quantitatives » (Université Paris VI, ENSMP, ENGREF), mention Bien.

1993 : **Ingénieur Agronome de l'Institut National Agronomique de Paris-Grignon.**

1988/90 : Classes préparatoires aux Grandes Ecoles, Ecole Ste Geneviève, Versailles.

Langues

Anglais : lu, écrit, parlé courant et scientifique.

Allemand : scolaire

Chinois et Arabe (dialectal égyptien) : notions

B.2. Participation à des instances, évaluations, jurys, activités d'expertise

B.2.1. Instances, Évaluations et Expertises

2007

- Membre (représentant ENGREF-AgroParisTech) de la commission de Spécialistes du Conseil Général de l'Agriculture, de l'Alimentation et de l'Espace Rural, Ministère de l'Agriculture.
- depuis 2006 – Membre du Conseil de l'Ecole Doctorale « Géosciences et Ressources Naturelles » (UPMC, ENSMP, ENGREF-AgroParisTech).
- depuis 2002 - Membre du conseil pédagogique du Parcours « Biosphère Continentale » du Master SDUEE/ECH (INA-PG, Univ. Paris VI), (<http://www.master-biospherecontinentale.fr/>)
- depuis 2005- Représentant du Cemagref dans la Fédération Ile de France de Recherche sur l'Environnement (« FIRE », *Cemagref, CNRS, INRA, IRD, MNHM, UPMC*) (<http://www.fire.upmc.fr/>).

2006

- Membre du comité scientifique du colloque « GAIE : Ingénierie des écosystèmes » (ENS, MNHN, PXI), 13-14/12/2006 à Paris (http://www.ese.u-psud.fr/gaie_2006/).
- Membre du comité scientifique de la Conférence ADEME / DIFPOLMINE (www.difpolmine.org), Chairman lors du colloque (12-14/12/2006 à Montpellier).

2005

- Président du comité d'évaluation de l'UMR 5564 "LTHE" (Grenoble).
- Membre du comité d'évaluation de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble
- Evaluation d'un dossier de pré-qualification au grade de Professeur de l'INA-PG

2004 - Expert externe Programme INSU/ECCO/PNRH : 1 projet audité

2003

- Participation à l'expertise collective organisée par G. Brugnot (CGGREF-Cemagref) dans le cadre du rapport de l'Inspection Générale de l'Environnement sur le « Drainage dans le Marais Poitevin » (P. Huet, X. Martin). (http://www.ecologie.gouv.fr/IMG/pdf/Rapport_Drainage_Marais_poitevin.pdf)
- Expert externe Programme INSU/ECCO/PNRH : 2 projets audités

2001-2004 : Représentant de l'Unité DEAN Cemagref dans l'Institut Fédératif de Recherche « Environnement et Gestion de l'Espace Régional (IFR EGER, Dir. A. Mariotti. Cemagref, CNRS, INRA, IRD, UPMC)

B.2.2. Jurys de concours

2002-2006 : Membre de Jurys des Concours du Ministère de l'Agriculture :

- Concours externe Technicien Supérieur des Services (option Génie Rural)
- Concours par examen professionnel pour l'accès au corps des Ingénieur des Travaux Ruraux (option Aménagement des eaux)

B.2.3. Jurys de Thèse

MADIER S., 2007. De la mesure à la modélisation de transferts de produits phytosanitaires à l'échelle du bassin versant : quantification des incertitudes et définition de stratégies d'échantillonnage. AgroParisTech. CEVH (ENGEES/ULP Strasbourg). Dir. : C. Grégoire, T. Leviandier.

WEILL S., 2007. Modélisation des échanges surface/subsurface à l'échelle de la parcelle par une approche darcéen multidomaine. ENSMP/LSCE/CEA. Dir : E. Ledoux, E. Mouche.

WU JingWei, 2007. Long-term soil salinity evolution in the Hetao Irrigation Scheme. Cemagref / ENGREF / Université de Wuhan. Dir : A. Vidal, J. Yang.

PAYAN Jean-Luc, 2007. Prise en compte de barrages-réservoirs dans un modèle global pluie-débit. Cemagref / ENGREF. Dir : C. Michel, C. Perrin

SANSOULET Julie, 2007. Transferts d'eau et des ions potassium et nitrate dans un sol à charges variables sous un couvert redistributeur de la pluie : Etude expérimentale et modélisation dans une bananeraie fertilisée sur andosol. INA-PG/INRA . Dir : A. Perrier, Y. M. Cabidoche

BELFORT Benjamin, 2006. Modélisation des écoulements en milieux poreux non saturés par la méthode des éléments finis mixtes hybrides. CNRS IMFS/ ULP Strasbourg. Dir : P. Ackerer

AUGEARD Bénédicte, 2006. Déterminisme des processus de genèse et de transfert du ruissellement : interactions entre l'évolution des états de surface et le fonctionnement hydrique des sols cultivés à nappes superficielles drainées. Cemagref / ENGREF. Dir : M. Vauclin, C. Kao

NEDELEC Yves, 2005. Interaction en crue entre drainage souterrain et assainissement agricole. Cemagref / ENGREF. Dir : B. Gay

PARIS ANGUELA Thais, 2005. Etude du transport de solutés dans un sol à nappe superficielle drainée artificiellement. Cemagref / ENGREF. Dir : D. Zimmer, C. Kao

VARADO Noémie, 2004. Contribution à la mise en œuvre et au développement d'une modélisation hydrologique distribuée à base physique. LTHE Grenoble. Dir : I. Braud, S. Galle

B.2.4. " Reviewing "

2007 – Physics and Chemistry of the Earth

2006 – Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Géosciences)

2005 – Canadian Journal of Soil Science

Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Géosciences)

2004 – Journal of Hydrology

2003 – Water Research

2002 - Irrigation and Drainage, ICID Journal

B.3. Publications et communications

(en italique, co-auteurs ayant fait l'objet d'un encadrement, en souligné les co-auteurs membres de l'Unité de Recherche HBAN)

B.3.1. Thèse de Doctorat et Mémoire de DEA

- [THES] **KAO C.**, 2002. « Fonctionnement hydraulique des nappes superficielles de fonds de vallées en interaction avec le réseau hydrographique ». Thèse de Doctorat de l'ENGREF, Ecole Doctorale « Géosciences et Ressources Naturelles » (UPMC, ENGREF, ENSMP), 266 p. + annexes. (<http://pastel.paristech.org/61/>)
- [M2] **KAO C.**, 1994. Le ruissellement en parcelle agricole en situation hivernale. Mécanismes de genèse et modélisation. Parcelles drainées et non drainées, site expérimental de la Jaillière (Maine et Loire). Mémoire de Stage de Recherche. DEA National d'Hydrologie, UPMC, ENSMP, ENGREF.

B.3.2. Revues scientifiques internationales à comité de lecture

- [INT1] AUGEARD B., NEDELEC Y., BIRGAND F., CHAUMONT C., ANSART P., **KAO C.**, 2008. Effect of the non-linearity in the runoff response on the flood statistical properties. The case of a tile drained watershed. *In Revision, LAHS Publ. "Red Books Series". Special Issue "Surface Water-Ground Water Interactions: Process, Understanding Conceptualization and Modelling"*.
- [INT2] BILLY C., BIRGAND F., SEBILO M., TOURNEBIZE J., BILLEN G., **KAO C.**, 2008. Nitrate dynamics in artificially nested drained watersheds. *In Revision, Physics and Chemistry of the Earth¹ –Special Issue "Man and River Systems"*.
- [INT3] BRANGER F., TOURNEBIZE J., CARLUER N., **KAO C.**, VAUCLIN M., 2008. A conceptual modelling approach for pesticide transport in a subsurface drained field. *Submitted to Agricultural Water Management*
- [INT4] AUGEARD B., BRESSON L.M., ASSOULINE S., **KAO C.**, VAUCLIN M., 2008. Dynamics of Soil Surface Bulk Density: Role of Water Table Elevation and Rainfall Duration. *Soil Science Society of America Journal*², (72) 412-423. doi:10.3136/sssaj2006.0429
- [INT5] CARLIER J. P., **KAO C.**, GINZBURG I., 2007. Field scale modeling of subsurface drained soils by an equivalent medium approach. *J. Hydrol*³, Vol. 341 (1-2), 105-115. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.05.006
- [INT6] AUGEARD B., ASSOULINE S., FONTY A., **KAO C.**, VAUCLIN M., 2007. Hydraulic properties of rainfall-induced soil surface seals: estimation from infiltration experiments and comparison with X-ray bulk density measurements. *J. Hydrol.*, Vol. 341 (1-2), 12-26. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.04.018
- [INT7] BEAUGENDRE H., ERN A., ESCLAFFER T., GAUME E., GINZBURG I., **KAO C.**, 2006. A seepage face model for the interaction of shallow water-tables with ground surface: Application of the obstacle-type method. *J. Hydrol.*, Volume 329, Issues 1-2, 258-273. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.019.
- [INT8] LAGACHERIE P., DIOT O., DOMANGE N., GOUY V., FLOURE C., **KAO C.**, MOUSSA R., ROBBEZ-MASSON J.M., SZLEPER V., 2005. An indicator approach for describing the spatial variability of artificial stream networks in regard with herbicide pollution in cultivated watersheds. *Ecological Indicators*, Volume 6, Issue 2, 265-279. doi:10.1016/j.ecolind.2005.02.003 .

¹ Physics and Chemistry of the Earth : IF (2005) = 0.993

² Soil Science Society of America Journal : IF (2006) = 1.869

³ Journal of Hydrology : IF (2006) = 2.117

- [INT9] *AUGEARD B., KAO C., CHAUMONT C., VAUCLIN M.*, 2005a. Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drained soil affected by surface crusting: a field investigation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 598-610. doi:10.1016/j.pce.2005.07.014
- [INT10] *TOURNEBIZE J., KAO C., NIKOLIC N., ZIMMER D.*, 2004. « Adaptation of the STICS model to subsurface drained soils ». *Agronomy for Sustainable Development (Agronomie⁴)*, 24, 305-313. doi: 10.1051/agro:2004030
- [INT11] *KAO C., BOUARFA S., ZIMMER D.*, 2001. Steady state analysis of unsaturated flow above a shallow water-table aquifer drained by ditches. *J. Hydrol.*, 250, 122-133. doi:10.1016/S0022-1694(01)00426-7.
- [INT12] *WENG P., COUDRAIN-RIBSTEIN A., KAO C., BENDJOUDI H., de MARSILY G.*, 1999. Demonstration of strong temporary vertical circulation between wetlands and alluvial and regional aquifers. *C. R. Acad. Sci⁵ Paris*, Vol 329, N°4, pp. 257-263.

B.3.3. Chapitres d'ouvrages collectifs

- [CHAP1] *MEROT P., KAO C., MOUSSA R., ARLLOT M.P., NEDELEC Y.*, 2005. Aménagement rural et gestion des excès d'eau. Chapitre 34 (p. 756-778), in « Sols et Environnement. Cours et études de cas ». Girard M-C, Rémy J-C, Morel J-L, Berthelin J., Walter C. (Coord.), Editions Dunod, Collection Sciences Sup - 832 pages (ISBN 2100055208).
- [CHAP2] *CARLUER, N., MOUSSA, R., ACKERER, P., ADAMIADÉ, V., ANDRIEUX, P., BARRIER, R., BARRIUSO, E., BENOIT, P., BOURRIE, G., CHARNAY, M.P., CHAUMONT, C., COQUET, Y., DUTERTRE, A., FABRE, J.C., GILLET, J.P., GOUY, V., GRIL, J.J., HERMITTE, D., HUTTEL, O., KAO, C., LAGACHERIE, P., LE FORNER, S., LEHMANN, F., LOUCHART, X., MADRIGAL, I., MARGOUM, C., NEDELEC, Y., NEGRO, S., REAL, B., REVIL, A., ROBBEZ-MASSON, J.M., POT, V., SOUILLER, C., TROLARD, F., TROTOUX, G., VOLTZ, M.* 2005. Rôle des aménagements d'origine anthropique (dispositifs enherbés et fossés) dans le transfert et la rétention des produits phytosanitaires en bassin versant agricole. In: *Pesticides : comment réduire les risques associés ?* (ed Bastien Ventura, C.), Vol. 50, pp 27-34, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable (ed), Paris.
- [CHAP3] *BEAUGENDRE H., ERN A., CARLIER J.P., GINZBURG I., KAO C.*, 2005. Finite element modeling of variably saturated flows in hillslopes with shallow water table. Chap. II.6: Surface and Subsurface Hydrology, in "Development in Water Science, vol. 55" (Eds. C.T. Miller, M.W. Farthing, W.G. Gray, G.F. Pinder), Proceedings of the 15th. International Conference « Computational Methods in Water Resources », June 2004, Chapel Hill, NC, USA. 12p (Elsevier Pub., ISBN-10: 0444517693)
- [CHAP4] *GINZBURG I., CARLIER J.P., KAO C.*, 2005. Lattice Boltzmann approach to Richards' equation. Chap. I.5: Unsaturated and Multiphase Flow, in "Development in Water Science, vol. 55" (Eds. C.T. Miller, M.W. Farthing, W.G. Gray, G.F. Pinder), Proceedings of the 15th. International Conference « Computational Methods in Water Resources », June 2004, Chapel Hill, NC, USA. 13p (Elsevier Pub., ISBN-10: 0444517693)

B.3.4. Revues scientifiques et techniques nationales à comité de lecture

- [NAT1] *AUGEARD B., KAO C., LEDUN J., CHAUMONT C., NEDELEC Y.*, 2005b. Le ruissellement sur sols drainés : identification des mécanismes de genèse. *Ingénieries – EAT*. 43, 3-18.

⁴ *Agronomie (Agronom. Sust. Dev.)* : IF (2005) = 1.008

⁵ *Comptes Rendus Académie des Sciences (Géosciences)* : IF (2005) = 0.927

- [NAT2] PARIS T., TOURNEBIZE J., CHAUMONT C., **KAO C.**, 2004. Etude des transferts de soluté à l'interface sol non saturé / nappe superficielle. Bulletin du GFHN, n° 50, 25-31.
- [NAT3] NEDELEC Y., **KAO C.**, CHAUMONT C., 2004. Réduction des transferts de crues dans les bassins versants agricoles fortement drainés : état des connaissances et des recherches. Ingénieries - EAT, 37, 3-21.
- [NAT4] **KAO C.**, VERNET G., LE FILLEUL J.M., NEDELEC Y., CARLUER N., GOUY V., 2002. « Elaboration d'une méthode de typologie des fossés d'assainissement agricole et de leur comportement potentiel vis-à-vis des produits phytosanitaires ». Ingénieries - EAT, 29, 49-65.
- [NAT5] TURPIN N., CARLUER N., **KAO C.**, PIET L., ARLOT M.P., BOERLEN P., BIOTEAU T., CHAUMONT C., GOUY V., SOULLER C., VERNIER F., SAINT CAST P., 2000. « Lutte contre les pollutions diffuses en milieu rural - démarche de diagnostic de risques sur le bassin versant du Cétrais ». Ingénieries – EAT, 22, 3-16.
- [NAT6] CARLUER N., GOUY V., **KAO C.**, PIET L., TURPIN N., VERNIER F., ARLOT M.P., BIOTEAU T., BOERLEN P., CHAUMONT C., SAINT CAST P., 2000. « Définition et intégration à l'échelle d'un territoire de scénarios d'action pour lutter contre les pollutions diffuses en milieu rural ». Ingénieries – EAT, Spécial Agriculture et Environnement. 13-33.
- [NAT7] DURAND P., GASCUEL-ODOUX C., **KAO C.**, MEROT P., 2000. Une typologie hydrologique des petites zones humides ripariennes. Etude et Gestion des Sols, 7, 3, 207-218.
- [NAT8] **KAO C.**, NEDELEC Y., ZIMMER D. 1998 .Mécanismes de genèse et modélisation du ruissellement à l'échelle de la parcelle agricole drainée. Bulletin du GFHN, n° 42, p. 84-88

B.3.5. Communications à des colloques et congrès (avec actes).

- Présentations orales et actes

- [COMo1] AUGEARD B., NEDELEC Y., BIRGAND F., **KAO C.**, 2007. Why would a subsurface drained catchment export less or more water above a threshold flow rate? In Session HS1002 “*A New Focus on Integrated Analysis of Groundwater/Surface-Water Systems: Process Understanding, Conceptualisation and Modelling*”. IAHS / IUGG XXIV 2007, 2-13 July 2007, Perugia, Italy.
- [COMo2] BILLY, B., **KAO, C.**, BIRGAND, F., TOURNEBIZE, J., SEBILO M., 2006. Nitrate dynamics in a sub-surface drained agricultural watershed. “Man and Rivers II Symposium”, 4-6th December 2006, Paris, France. Presses de l'ENPC (ISBN 10 : 2-85978-427-6). pp. 30-33.
- [COMo3] BILLY, B., BIRGAND, F., **KAO, C.**, TOURNEBIZE, J., 2006. Water and nitrate balance in a poorly drained forested and agricultural watershed. Proceedings of the International Conference ‘Hydrology and Management of Forested Wetlands’, 8-12 Avril, 2006. New Bern NC, USA. Published by ASABE (ISBN 1-892769-53-0). pp. 245-252.
- [COMo4] TOURNEBIZE J., **KAO C.**, NIKOLIC N., de LOUVIGNY N., ZIMMER D., 2005. Adaptation of the STICS crop model to subsurface drained soils. EGU General Assembly, Vienna, April 2005. Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 03545, 2005.
- [COMo5] PARIS T., BARIAC T., BENEDETTI M., GAUDET J.P, CHAUMONT C., TOURNEBIZE J., **KAO C.**, 2004. Experimental estimation of the solute transport parameters in unsaturated soil: from the soil column to the tank. EGS-AGU-EUG joint assembly, Nice, April 2004. Geophysical Research Abstracts, Vol. 6, 03959, 2004.

- [COMo6] *PARIS T., TOURNEBIZE J., CHAUMONT C., KAO C.*, 2004. Etude des transferts de soluté à l'interface sol non saturé / nappe superficielle. 29èmes Journées Scientifiques, GFHN, 24 - 25 novembre 2004, « Milieux poreux, marqueurs et transferts », LTHE, Grenoble.
- [COMo7] *PARIS T., CHAUMONT C., KAO C., TOURNEBIZE J.*, 2003. Mise au point de sondes de conductivité électrique pour l'estimation des transferts de solutés en milieux poreux. In : Actes du 4ème colloque "GEOFCAN : Géophysiques des sols et formations superficielles"(A. Tabbagh, Coord.), 23-24 sept., 2003, Paris. Université PVI, UMR Sisyphe. p74-77.
- [COMo8] *BENJOUDI H., WENG P., GUERIN R., KAO C., COUDRAIN-RIBSTEIN A., de MARSILY G., TABBAGH A., GAILLARD S., GIRAUD F., BONTE P.*, 2001. Approche hydrologique du fonctionnement d'une zone humide alluviale : la Seine moyenne. In Actes du colloque de restitution du Programme National de Recherche sur les Zones Humides (PNRZH). Toulouse, 22-24 octobre 2001. Barnaud G., Barre V. et Weng P (Eds.). BRGM, Agences de l'Eau, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. Pp. 108-117.
- [COMo9] *MEROT P., DURAND P., GASCUEL-ODOUX C., JAFFREZIC A., KAO C., PINAY G.*, 2001. Construire une typologie des petites zones humides riveraines intégrant l'hydrologie et la géochimie : les acquis du programme « TY-FON ». In Actes du colloque de restitution du Programme National de Recherche sur les Zones Humides (PNRZH). Toulouse, 22-24 octobre 2001. Barnaud G., Barre V. et Weng P. (Eds.). BRGM, Agences de l'Eau, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. Pp. 76-83.
- [COMo10] *VIDON P. ; ARLOT M.P. ; KAO C. ; ZIMMER D.*, 2000. « Impact of the hydrological functioning of a grass riparian zone on nitrate fate in French Brittany ».Proceedings of the 8th CGU meeting (Canadian Geophysical Union - hydrology section). Banff (AB), 23 -29 mai 2000.
- [COMo11] *KAO C., NEDELEC Y., ZIMMER D.*, 1998, « Surface runoff mechanisms and modeling in subsurface drained fields», Proceedings of the 7th international drainage symposium « Drainage in the 21st century : food production and the environment », Brown L. (Ed.), Orlando, USA, 8-10 March 1998, ASAE vol 7, 258-266 (ISBN 0-929355-90-3)
- [COMo12] *WARIN F., KAO C., HENDRICKX F., ZIMMER D.*, 1998, « Surface and subsurface drainage functioning in Florida Flatwoods », Proceedings of the 7th international drainage symposium « Drainage in the 21st century : food production and the environment », Orlando, USA, 8-10 March 1998, ASAE vol 7, 488-495 (ISBN 0-929355-90-3)
- Posters + résumés
- [COMp1] *ESCLAFFER T., GAUME E., DANGLA P. , ERN A., KAO C.*, 2007. A 3-D coupled surface-subsurface model to investigate the runoff dynamics on hillslopes. 1er Atelier Méditerranée-HyMeX, 9-11 janvier 2007, Centre International de Conférences de Météo-France, Toulouse.
- [COMp2] *C. BILLY, C. KAO, F. BIRGAND, J. TOURNEBIZE, M. SEBILO*, 2007. Nitrate dynamics in a sub-surface artificially drained watershed. EGU General Assembly, Vienna, April 2007. Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 11165, 2007
- [COMp3] *F. BRANGER, D. DE SESMAISONS, J. TOURNEBIZE, C. KAO, N. CARLUER, M. VAUCLIN*, 2006. Conceptual modelling of solute transport in a subsurface drained field using equivalent soil compartments. EGU General Assembly, Vienna, April 2006. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 05958, 2006
- [COMp4] *F. BRANGER, D. DE SESMAISONS, J. TOURNEBIZE, C. KAO, N. CARLUER, M. VAUCLIN*, 2006. Improvement of a simplified subsurface drainage simulation model. EGU General Assembly, Vienna, April 2006. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 01970, 2006.

- [COMp5] M. RIFFARD, F. BIRGAND, C. LOUMAGNE, V. ANDRÉASSIAN, **C. KAO**, C. CHAUMONT, P. ANSART, 2006. ORACLE: An experimental site since 1962 for the study of hydrological hazards and biogeochemical processes. EGU General Assembly, Vienna, April 2006. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 02338, 2006
- [COMp6] AUGEARD B., BRESSON L. M., **KAO C.**, 2005. Does shallow water table depth influence structural crust formation ? An analysis of bulk density profiles from X radiography of crusts generated under high water content conditions. EGU General Assembly, Vienna, April 2005. Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 07254, 2005.
- [COMp7] TOURNEBIZE J., PARIS T., CHAUMONT C., **KAO C.**, 2005. Solute transport in subsurface drained soil: Numerical modelling and laboratory experimental approach comparison. EGU General Assembly, Vienna, April 2005. Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 03521, 2005.
- [COMp8] AUGEARD B., CHAUMONT C., **KAO C.** 2004. Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drains soil affected by surface crusting. EGS-AGU-EUG joint assembly, Nice, April 2004. Geophysical Research Abstracts, Vol. 6, 03827, 2004.
- [COMp9] PARIS T., CHAUMONT C., **KAO C.**, TOURNEBIZE J., 2004. Four-electrode conductivity probes for estimation of spatial distribution of solute transport in variably saturated soils. EGS-AGU-EUG joint assembly, Nice, April 2004. Geophysical Research Abstracts, Vol. 6, 03938, 2004
- [COMp10] RIFFARD M., TOURNEBIZE J., ANSART P., CHAUMONT C., ANDREASSIAN V., **KAO C.**, 2003. Le bassin de recherche expérimentale d'Orgeval : un outil d'analyse des comportements hydrologiques et l'impact des changements.. EGS-AGU-EUG joint assembly, Nice, 7-11 April 2003, Geophysical research abstracts, n° 5, 01759.
- [COMp11] AUGEARD B., MICHELIN J., **KAO C.**, 2003. Evaluation of flowpaths and mean resident time of water in a riparian wetland. EGS-AGU-EUG joint assembly, Nice, 7-11 April 2003, Geophysical research abstracts, n° 5, 06070.
- [COMp12] WENG P., BENJOUDI H., **KAO C.**, GUERIN R., de MARSILY G., 2002. Hydrologic Functioning of a Floodplain Wetland: Historical Development, Investigation and Influence of Reservoir-Dams. The River Seine Example (France). *Wetland Restoration Conference*, Nanjing (Chine), 8-13 September.
- [COMp13] MEROT P., GASCUEL-ODOUX C., DURAND P., **KAO C.**, 2000. « A hydrological typology of small riparian wetlands ». Quebec 2000 : Millennium Wetland Event. 6th International Wetland Symposium, INTECOL. August 6-12, 2000. Quebec, Canada.
- [COMp14] WENG P., BENJOUDI H., **KAO C.**, COUDRAIN-RIBSTEIN A., GIRAUD F., 2000. Hydrologic functioning of an alluvial wetland, relation with underlying groundwater and rivers. The Seine river example. 21st Annual Meeting of SWS (Society of Wetland Scientists) - 6th International Wetland Symposium of INTECOL (International Association of Ecology), Quebec, 5-12 août.
- [COMp15] **KAO C. et col.**, 1999. Specific Objectives for Hydrology in the National Research Programme on Wetlands in France. In: National Research Programme on Wetlands in France - Hydrology issue, European Geophysical Society, The Hague, 19-23 April 1999.
- [COMp16] **KAO C.**, NEDELEC Y., ZIMMER D., 1998, « SIRUP : a field scale model for surface runoff in subsurface drained fields », Proceedings of the 16th World Congress of Soil Science, Montpellier, France, 20-26 August 1998, Symposium 3, ISSS – AFES.

[COMp17] WARIN F., KAO C., HENDRICKX F., ZIMMER D., 1997, « Surface versus subsurface drainage improvements in humid tropical regions. Some lessons gained in citrus groves in Florida », Proceedings of the 7th ICID international drainage workshop, November 1997, Penang, MYS, ICID, 17-21.

C. Activités d'encadrement

C.1. Encadrement de thèses de doctorat

HENINE H., 2006-2009 (25%). "Couplage des processus hydrologiques reliant parcelles agricoles drainées, collecteurs enterrés et émissaire à surface libre : intégration à l'échelle du bassin versant". Directeur de Thèse : P. Ribstein. Univ. Paris VI, ED Geosciences et Ressources Naturelles.

BILLY C., 2005-2008 (50%). « Analyse des processus hydrologiques et biogéochimiques contrôlant les transferts d'azote dans un bassin versant agricole partiellement drainé ». Directeur de Thèse : G. Billen. Univ. Paris VI, ED Geosciences et Ressources Naturelles.

AUGEARD B., 2002-2006 (50%). « Déterminisme des processus de genèse et de transfert du ruissellement : interactions entre l'évolution des états de surface et le fonctionnement hydrique des sols cultivés à nappes superficielles drainées ». Directeur de Thèse : M. Vauclin. ENGREF, ED Geosciences et Ressources Naturelles. (<http://www-rides.u-strasbg.fr/theses/augeard.html>)

PARIS Thais., 2001-2004 (50%). « Etude du transfert d'eau et de solutés dans un sol à nappe superficielle drainée artificiellement ». Directeur de Thèse : D. Zimmer. ENGREF, ED Geosciences et Ressources Naturelles. (<http://pastel.paristech.org/1043/>)

C.2. Encadrement de stage post-doctoral

CARLIER J.P., 2004-2005. Identification et mise en œuvre d'une stratégie d'intégration des systèmes drainés dans des modèles numériques de type variablement saturé.

C.3. Comités de pilotage de thèse.

Réza GAZAVI (2005-2008) , INRA de Rennes. « Mesure et modélisation des fonctions d'infiltration et d'évaporation de la haie. Impact sur le bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant ». ENSAR/INRA. Dir. P. Mérot, Z. Thomas.

MOUNIER E. (2004-2007). Dénitrification et émissions de N₂O: organismes et fonction. UMR Sisyphe / Univ. Paris 6. Dir. J. Garnier.

WEIL S. (2003-2007). Approche Darcéenne multi-domaines pour la modélisation des échanges surface/subsurface à l'échelle de la parcelle. LSCE, Univ. Paris 6. Dir : E. Ledoux, E. Mouche.

Thomas ESCLAFFER (2003-2007), « Dynamique du ruissellement sur les versants au cours d'évènements pluvieux intenses ». Cereve, ENPC/ ENGREF. Dir. : E. Gaume

Christelle DERE (2001-2006). Mobilité et redistribution à long terme des éléments traces métalliques exogènes dans les sols : Application à des luvisols pollués par 100 ans d'épandage d'eaux usées brutes dans la plaine de Pierrelaye. INRA Versailles/ENGREF. Dir. I. Lamy

Tristan TURLAN (2001-2004). « Etude des processus d'épuration dans un réseau de fossés d'assainissement agricole ». Cemagref de Rennes

Noémie VARADO (2001-2004). « Contribution à la mise en œuvre et au développement d'une modélisation hydrologique distribuée à base physique ». LTHE Grenoble. Dir : I. Braud, S. Galle

Noëlle GUIX (2001-2004). « Prise en compte du relief, de l'organisation des sols et des pratiques culturales dans la spatialisation du bilan hydrique de la vigne à l'échelle micro-régionale ». INRA Montpellier/ENSAM. Dir. M. Voltz, P. Lagacherie

Virginie CAUBEL-FORGET (1998-2001). « Influence de la haie de ceinture de fonds de vallée sur les transferts d'eau et de nitrate ». INRA de Rennes/ ENSAR. Dir. P. Mérot,

C.4. Encadrement de travaux de troisième cycle

WLOUDSTRA A., 2006. Modélisation du ruissellement hivernal sur des sols agricoles drainés. Application du modèle STREAM sur le bassin versant de Mèlarchez. Stage de Master 2 « Espaces, dynamique des milieux et risques » (Univ. Paris I, Univ. Paris VII). 82 p. et annexes.

VIRIOT D., 2006. Transferts d'eau et d'azote dans un bassin versant agricole drainé. Stage de fin d'étude d'ingénieur. Polytech'Orléans. 54 p. et annexes.

PASSEPORT E., 2006. Pollution diffuse de la nappe des calcaires de Champagne : propositions d'aménagements hydro-agricoles. Stage de fin d'étude d'ingénieur. INSA Toulouse. 46 p. et annexes.

BILLY C., 2005. Caractérisation et quantification des transferts d'azote de la parcelle drainée au bassin versant agricole. Cas du bassin de l'Orgeval. Stage de Master 2 « Biosphère Continentale » Univ. Paris VI – INA-PG – ENS. 35 p. + annexes.

LEDUN J., 2004. Le déterminisme du ruissellement dans le bassin versant de Mèlarchez. Rapport de stage de fin d'études. DAA Agronomie et Environnement. INA-PG. 53 p. et annexes.

FONTY A., 2004. Répartition de l'infiltration et du ruissellement lors d'un épisode pluvieux sur des sols sensibles à la battance : expérimentations et modélisations. Rapport de stage de fin d'études. Diplôme d'Ingénieur de l'Ecole Polytechnique de l'Université d'Orléans. 62 p. et annexes.

MEJDOUB S., 2003. Etude des processus de transferts de crues à l'échelle d'un bassin versant drainé par tuyaux enterrés. DEA Biosphère continentale fonctionnement physique chimique et biologique, INAPG, Université Pierre et Marie Curie, Ecole Normale Supérieure, 46 p.

KARMA F., 2003. Etude des processus de transferts de solutés à l'interface zone non saturée-nappe superficielle : influence des propriétés hydrodynamiques sur la localisation des transferts. DEA HHGG, Univ. Paris VI, ENSMP, ENGREF. 49 p

AUGEARD B., 2002. Fonctionnement hydrologique d'une zone humide : conséquences sur son potentiel épurateur. DEA HHGG, Univ. Paris VI, ENSMP, ENGREF. 54 p. + annexes.

PARIS T., 2001. Détermination expérimentale des propriétés hydrodynamiques au voisinage de la saturation : incidence sur le fonctionnement hydrique d'un sol à nappe superficielle. DEA HHGG, Univ. Paris VI, ENSMP, ENGREF. 57 p.

FASHI Y., 2000. Modélisation du fonctionnement hydrique du marais de Rochefort. DEA Biosphère Continentale. Univ. Paris VI, INA-PG, ENS Ulm. 42 p.

DERE C., 2000. Détermination de la position de la surface libre d'une nappe superficielle drainée par un fossé à paroi verticale : étude expérimentale du phénomène de suintement. DEA HHGG, Univ. Paris VI, ENSMP, ENGREF. 49 p.

BERTHE N., 2000. Modélisation de l'équation de Laplace par la méthode des éléments finis en régime stationnaire et non stationnaire. Mémoire de DESS de Mathématiques Appliquées. Univ Paris VI.

LE FILLEUL J. M., 2000. Typologie de fossés : analyse des processus de collecte, de transfert, et de rétention-dégradation des produits phytosanitaires. Application au sous bassin versant amont du Cétrais. DEA Géographie, Sociétés et Aménagement du Territoire, Univ. d'Angers. 112 p.

AIT SAADI L., 1998. Transfert de crues sur de petits bassins versants agricoles : évaluation de la capacité de stockage d'une zone humide de bas-fond. DEA HHGG, Univ. Paris VI, ENSMP, ENGREF. 49 p + annexes.

POTIER C., 1998. Identification des zones de production, de transfert et d'épuration des nitrates à l'échelle d'un petit bassin versant agricole hydromorphe. Application au bassin versant du Cétrais. DEA HHGG, Univ. Paris VI, ENSMP, ENGREF. 60 p.

DELAJON D., 1998. Bassin de Nozay : approche hydrologique quantitative. DEA de Géographie. Univ. d'Angers. 100 p.

REFES M., 1997. Le ruissellement à l'échelle de la parcelle agricole : influence de l'état hydrique et de l'état de surface. Parcelles drainées et non drainées, site expérimental de La Jaillière (49). DEA HHGG, Univ. Paris VI, ENSMP, ENGREF. 52 p. + annexes.

C.5. Encadrement de travaux de second cycle

LEGRIS C., 2005. Les zones humides artificielles comme moyen de limiter les pollutions diffuses des bassins versants agricoles drainés. Mémoire de stage de Master 1 « Ecologie, Systématique, Evolution ». Université d'Orsay – Paris Sud 11.

DENIEPORT A., LETANG C., 2002. Modélisation des nappes superficielles soumises à un processus de drainage en régime transitoire. Rapport de stage FIUPSO « Matériaux », Univ. Orsay Paris XI. 25p.

JARRIN N., 2001. Modélisation des nappes superficielles soumises à un processus de drainage : résolution de l'équation de Laplace en régimes permanent et transitoire. Rapport d'étude, 1^{ère} année de l'ENPC Paris. 40p.

MESTRES A., 2000. Analyse de sensibilité, calage et validation d'un modèle hydraulique de nappe superficielle (SIDRANew). Rapport de stage de 2^{ème} année. INA-PG. 59 p.

BOUGUEROUA H., 1999. Résolution de l'équation de Laplace en régime permanent par la méthode des différences finies. Application à un système drainé par fossé. Maîtrise d'Ingénierie Mathématique, Univ. Orsay Paris XI. 61p.

TANG S., 1999. Automatisation du pilotage d'une maquette de recherche sur l'hydraulique du drainage. Logiciel PIMH. Mémoire d'ingénieur-maître en Génie électrique et informatique industrielle, IUP Cachan. 64 p. + annexes.

MALVEZIN C., 1998. Analyse expérimentale des gammes de conductivité hydraulique dans une zone de bas-fond hydromorphe. Rapport de stage de 1^{ère} année. INA-PG. 26 p. + annexes.

AGU V., 1997. Analyse des facteurs dont la modification influe à l'échelle du petit bassin versant sur le stockage et le transfert des eaux de surface : application au bassin versant du Ru de Cétrais (44). Rapport de stage de 2^{ème} année. INA-PG. 55p + annexes.

D. Activités d'enseignement

Master UPMC SDUEE/ECH, Parcours « Biosphère Continentale » (Univ. Paris VI, AgroParisTech).
<http://www.master-biospherecontinentale.fr/>

- Membre du conseil pédagogique.
- Cours et TD « Hydrologie de surface » (6h) et « Hydraulique des Milieux Poreux » (9h)
- Responsable de l'UE « Milieux, Eau et Pressions Anthropiques » (30h, 3 ECTS).

Institut National Agronomique Paris -Grignon (INA-PG)
<http://www.agroparistech.fr/>

- (depuis 2001), 1^{ere} et 2^{eme} année : intervenant régulier dans les UV « Maîtrise de l'eau dans le champ cultivé » et « Gestion de l'Eau ». Conférences sur l'hydraulique agricole (6h/an).
- (1997-2004), 2^{eme} année : responsable de l'UV « De la mécanique des liquides au projet d'ingénieur » (5 semaines). Enseignements en hydraulique des milieux poreux, hydrologie et ingénierie du drainage agricole (de l'ordre de 30h Cours, TD)
- 2^{eme} année (2002) : animateur de l'atelier « Hydrologie » dans l'INIP « Bassins versants ». Cours, TD et TP terrain.

Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts (ENGREF)
<http://www.agroparistech.fr/>

- (1998- 2001) 1^{ere} année : responsable de l'UV « Initiation à la mécanique des liquides et à l'hydraulique d'ingénieur ». Enseignements en hydraulique des écoulements en charge et des milieux poreux (1 semaine, Cours et TD).
- (2000) Session de formation continue « Gestion et aménagement de l'espace rural pour lutter contre le transfert des pollutions d'origine agricole vers les eaux ». Conférence sur les impacts du drainage agricole sur la qualité des eaux

E. Participations à des Projets de Recherche

Acronyme et Intitulé Projet	Période	Appel d'Offre	Principaux Partenaires	Nature de l'action menée	Commentaires
Lutte contre les pollutions diffuses en milieu rural : définition et intégration à l'échelle d'un territoire de scénarios d'action	1997-2000 puis 2001-2004	AO Cemagref interne. Thème Mobilisateur « Concilier Agriculture et Environnement » Contrat Région et crédits FEOGA	Cemagref UR DEAN, QELY, GERE, ADBX	Montage et suivi bassin versant expérimental du Cétrais (44) Modélisation hydrologique et hydraulique	Coord. : N. Carluet, 3 publi Ingénieries
TY-FON - Typologie fonctionnelle des zones humides de fonds de vallées en vue de la régulation de la pollution diffuse	1997-2001	Programme National de Recherche sur les Zones Humides (PNRZH) Min. Environnement	Cemagref DEAN INRA Rennes	Modélisation hydrologique et hydraulique, BV du Cétrais (44)	Coord. : P. Mérot 1 publi dans Etude et Gestion des Sols Ouvrage de synthèse PNRZH http://www.ecologie.gouv.fr/Zones-humides-PNRZH.html
Fonctionnement des zones humides riveraines du cours moyen des rivières ; analyse et modélisation de la genèse des hétérogénéités structurales et fonctionnelles. Application à la Seine moyenne	1997-2001	Programme National de Recherche sur les Zones Humides (PNRZH) Min. Environnement	Cemagref DEAN UMR Sisyphe Paris 6	Expérimentation et modélisation du fonctionnement hydrique de parcelles en zone humide alluviale	Coord. : H. Bendjoudi 1 publi dans CRAS – Géosciences Ouvrage de synthèse PNRZH http://www.ecologie.gouv.fr/Zones-humides-PNRZH.html
Agriculture et qualité des eaux	1998-2001	PIREN-Seine Phase III	Cemagref DEAN UMR Sisyphe Paris 6	Estimation des sources et puits d'eau et de polluants sur des bassins versants élémentaires (BV de l'Orgeval)	Coord. : G. Billen 1 publi « Agronomie » http://www.sisyphe.jussieu.fr/internet/piren/
Rôle des discontinuités hydrologiques dans le transfert et la dissipation des produits phytosanitaires dans des bassins versants agricoles	1999-2003	AQUAE = Action incitative INRA-Cemagref « Eau et Environnement »	Cemagref DEAN et QELY INRA de Montpellier	Modélisation hydrologique et hydraulique, BV du Cétrais (44) Méthode de typologie de fossés	Coord. : R. Moussa Axe 1 : P. Lagacherie, C. Kao 1 publi dans « Ecological Indicators »

Acronyme et Intitulé Projet	Période	Appel d'Offre	Principaux Partenaires	Nature de l'action menée	Commentaires
DIES IRAE : Diagnostic des Effets d'une Stratégie Intégrée de RAlentissement dynamique des écoulements sur le régime des crues.	2000-2002	Risques "Inondation" (RIO 1) Min. Environnement	Cemagref DEAN et HHLY IMF de Toulouse	Analyse de l'influence de l'aménagement des bassins (drainage, fossés) sur les crues	Coord. : G. Oberlin http://www.ecologie.gouv.fr/Risque-inondation-RIO.html
Suivi de température et transferts hydriques en zone non saturée	2001-2002	Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH, INSU)	Cemagref DEAN UMR Sisyphe Paris 6	Mise au point d'une chaîne tensiométrique de terrain et interprétation des données	Coord. : R. Guérin
Quantification des différents termes du bilan hydrique de parcelles agricoles dans le marais de Rochefort en conditions estivales	2001-2003	Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH, INSU)	Cemagref DEAN INRA-INAPG EGC BRGM Montpellier	Expérimentation et modélisation du fonctionnement hydrique de parcelles drainées (Marais de Rochefort)	Coord. : F. Giraud † et P. Weng
Modélisation hydrologique distribuée de l'impact d'actions anthropiques en milieu cultivé sur la genèse de crues extrêmes	2001-2003	ACI Catastrophes Naturelles Min. Recherche	Cemagref DEAN et QELY INRA de Montpellier LTHE Grenoble	Influence de l'aménagement des bassins (drainage, fossés, états de surface) sur les crues	Coord. : M. Voltz http://www.recherche.gouv.fr/recherche/aci/catnat.htm
Rôle des aménagements d'origine anthropique (dispositifs enherbés et fossés) dans le transfert et la dissipation des produits phytosanitaires en bassin versant agricole.	2001-2004	Programme « Pesticides » Min. Environnement	Cemagref DEAN et QELY INRA de Montpellier	Connaissance et modélisation de la mobilité des pesticides dans le ruissellement et le drainage	Coord. : N. Carluer 1 publi (F. Branger et al.) http://www.ecologie.gouv.fr/Pesticides.html
Ingénierie de la maîtrise des impacts de drainage agricole	Conventions annuelles 2000-2005	Convention cadre Cemagref- Ministère de l'Agriculture DERF (DGFAR)	Cemagref DEAN et QELY	Etablissement de références dans le domaine des pollutions agricoles diffuses – hiérarchisation de scénarios d'aménagements correctifs	Coord. C. Kao et Y. Nédélec 3 publiés dans Ingénieries
RIDES : Ruissellement, Infiltration, Dynamique des États de Surface du sol et transfert des sédiments	2003-2006	Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH, INSU)	Cemagref DEAN CNRS Strasbourg INRA BRGM	Évolution des EDS et des propriétés hydrodynamiques en condition de nappe superficielle (Thèse de B. Augéard)	Coord. : A. V. Auzet 3 publiés (B. Augéard et al.) http://www-rides.u-strasbg.fr/index.html

Acronyme et Intitulé Projet	Période	Appel d'Offre	Principaux Partenaires	Nature de l'action menée	Commentaires
DYNAS : Dynamique des Nappes Superficielles	2004-2005	Action de recherche Collaborative (ARC) INRIA	Cemagref DEAN INRIA, Projet « Estime » ENPC CERMICS	Mise au point du cahier des charges des cas tests de benchmarking. Co-organisation du Wokshop international final.	Coord. : A. Ern 2 publiés (Beaugendre et Carlier) http://www-rocq.inria.fr/estime/DYNAS/
Appui à mise en place d'actions sur projet pilote des « gouffres de Rampillon » (77)	2005-2006	Convention de collaboration	Association AQUIPBrie CG 77 INRA/INA-PG	Instrumentation du site et mise au point des premiers scénarios d'action	Coord. : C. Kao, J. Tournebize et A. Saizounou
ORACLE : Observatoire de Recherche sur les bassins versants ruraux Aménagés, pour les Crues et Les Étiages	Depuis 2005	Lancement d'un Groupement d'Intérêt Scientifique : vers un ORE ?	UMR Sysiphe + INRA, Météo France, ...	Coordination de l'Axe : Observation et modélisation des processus de transferts d'eau et de polluants à différentes échelles; Hiérarchisation des processus	Coord. : C. Kao, C. Loumagne puis F. Birgand http://www.antony.cemagref.fr/qhan/ORACLE/Index.htm
Carbone, Azote, Gaz à effet de Serre	2007-2010	PIREN Seine Phase V Fédération de Recherche FIRE (FR 3020)	Cemagref HBAN UMR Sisyphe UMR EGC (INRA- AgroParisTech)	Analyse des processus hydrologiques et biogéochimiques contrôlant les transferts d'azote à l'échelle d'un bassin versant agricole partiellement drainé (Thèse Claire Billy)	Coord. JM. Mouchel Axe coord. J. Garnier 1 publié soumis (C. Billy)
METHODE : Modélisation de l'Écoulement sur une Topographie avec des Hétérogénéités Orientées et des Différences d'Échelles	2007-2010	ANR Blanc 2007 Interdisciplinaire	Université d'Orléans INRIA BANG CERMICS/ENPC INRA Orléans	Intégration dans les modèles hydrologiques des propriétés émergentes de la propagation du ruissellement issues des expérimentations numériques.	Coord. S. Cordier C. Kao, coordination WP4

F. Synthèse des travaux de recherche et perspectives

Avant propos : les principales étapes du parcours de recherche	25
Introduction générale : contexte, objectifs et démarche suivie.....	29
Systèmes drainants et transferts de polluants	33
1. Eléments de contexte.....	33
2. Analyse des processus à l'échelle du profil de sol	35
2.a. Bref état des connaissances et des controverses	35
2.b. Expérimentations sur modèle physique : objectifs et démarche	36
2.c. Principaux résultats	38
2.d. Bilan et perspectives.....	39
3. Transferts d'azote à l'échelle de bassins versants partiellement drainés	42
3.a. Un outil d'observation mutualisé : le dispositif ORACLE.....	42
3.b. Bref états des connaissances et controverses.....	43
3.c. Travaux menés sur le BV de l'Orgeval : objectifs et démarche	45
3.d. Méthodologie	46
3.e. Premiers résultats	48
3.f. Bilan et perspectives.....	50
Le partage des écoulements dans les systèmes drainés	53
1. Eléments de contexte.....	53
2. Infiltration, ruissellement... et drainage.....	53
3. Analyse des processus de genèse du ruissellement : effets combinés de la nappe et des états de surface du sol	56
3.a. Objectifs et démarche.....	56
3.b. Principaux résultats	57
4. Bilan et perspectives.....	60
L'hydrologie des versants à nappes superficielles drainées : quels enjeux de modélisation ?	63
1. Les enjeux en terme de modélisation	64
2. Comment représenter la parcelle drainée ?.....	66
2.a. Eléments de contexte : le modèle SIDRA.....	66
2.b. Les systèmes drainants et modélisation variablement saturée : objectifs visés.....	68
2.c. Démarche suivie	69
2.d. Principaux résultats	71
2.e. Bilan et perspectives.....	72
3. Versants à nappe superficielle et « expérimentations numériques ».....	73
3.a. L'initiative « DYNAS ».....	73
3.b. Principaux résultats	74
3.c. Bilan et perspectives.....	75
Vers une nécessaire intégration des processus d'interactions à différentes échelles	77
1. De l'importance du dimensionnement du réseau souterrain : résultats exploratoires.....	77
2. Comment intégrer mise en charge du réseau enterré et dynamique de la nappe	80
3. Spatialiser les processus de genèse et de transfert du ruissellement.....	83
Eléments de conclusion et de prospective	87
Bibliographie	95

Avant propos : les principales étapes du parcours de recherche

*L'Art est long, la vie est brève
Le jugement malaisé, l'occasion fugitive
Goethe, « Wilhelm Meister »*

Comme c'est souvent le cas, mon parcours de recherche a débuté au hasard de quelques rencontres. Elève à l'INA-PG, je me laisse séduire lors d'un court stage scientifique au Cemagref (1992) par les problèmes d'hydraulique souterraine et d'aménagements associés, à un moment où les pratiques héritées du « génie rural » étaient au centre d'une forte remise en question (nouvelle loi sur l'eau, émergence des questions sur les fonctions des zones humides,...) et le Cemagref dans la tourmente des délocalisations ! Une fois élève-fonctionnaire de l'ENGREF, j'engage alors le « tour » des différents centres du Cemagref. Mon choix pour Antony fut rapidement confirmé, victime consentante de quelques brillants esprits qui se reconnaîtront, et sourd aux prophéties qui prédisaient une fin aussi rapide qu'inéluctable du « drainage à Antony »...

En tant qu'IGREF, mon arrivée dans l'équipe « Drainage » du Cemagref ne s'est faite qu'en juin 1996 et a fait suite à une procédure de « pré-affectation » lors de mon passage à l'ENGREF, validée dès 1993. Les contours du poste alors envisagé étaient relativement larges, et à mon retour de coopération en Egypte, ma première année d'activité (96/97) a donc consisté à définir mon positionnement au sein des activités de l'équipe. L'Unité "Ouvrages pour le Drainage et l'Etanchéité" (DEAN) du Cemagref avait développé des outils de connaissance et de modélisation sur les systèmes drainants à l'échelle de la parcelle agricole depuis plus de 20 ans. Depuis la fin des années 80, l'Unité menait principalement des travaux sur le fonctionnement hydraulique des nappes superficielles à l'échelle de parcelles agricoles drainées par tuyaux enterrés (Lesaffre, 1988 ; Zimmer, 1988). Le but était à la fois de mieux comprendre les processus responsables de la genèse des débits de pointe et de renforcer les bases du calcul de dimensionnement des réseaux. Par la suite, l'expertise acquise par l'équipe a principalement été étendue au fonctionnement des systèmes irrigués-drainés (Bouarfa, 1995), des centres de stockage de déchets (Bordier, 2001) et à la compréhension des transferts de polluants à l'échelle de la parcelle agricole drainée (Arlot, 1999).

L'initiation de différents projets de recherche orientés vers le fonctionnement des systèmes humides (dans le cadre du PNRZH en particulier et dont j'ai assuré l'animation de deux projets pour l'équipe), m'a conduit à positionner mon activité scientifique sur le fonctionnement hydraulique des nappes

superficielles, et en particulier dans le contexte des systèmes de fonds de vallées. Ce positionnement s'est concrétisé par une inscription en thèse sous la direction de G. de Marsily (1997).

Les départs successifs de MP Arlot en 1999 puis de Sami Bouarfa et Daniel Zimmer en 2000/2001 m'ont amenés à rapidement prendre en charge l'animation de l'équipe et à contribuer à partir de 2000 à la construction du nouveau plan quadriennal et du Thème de Recherche (TR) « TRANSPOL ». Associant notre (petite, désormais... !) équipe à des collègues de Lyon et Bordeaux, ce TR mettait fortement l'accent sur la question des pollutions diffuses... ce qui n'était pas véritablement mon principal domaine de compétence. Ce fut une période de quelques années « délicates », mêlant la fin de thèse, la reconstruction d'une équipe et les difficultés d'un positionnement thématique personnel et collectif qui était fortement questionné, et ce sans l'appui d'un senior...

L'appui du Département « Equipement pour l'Eau et l'Environnement », dirigé par François Lacroix, a été à ce stade déterminant pour à la fois consolider notre groupe (arrivées de Julien Tournebize, Bénédicte Augeard, François Birgand, Noémie Varado) et stimuler la maturation d'un nouveau projet collectif.

Le questionnement scientifique qui a supporté les recherches de l'ex équipe « drainage » se posait en effet sur de nouvelles bases. Une ambition était clairement de raisonner à une autre échelle que celle de la parcelle, celle du petit bassin versant, et de pouvoir caractériser les impacts d'un ensemble plus ou moins complexe d'aménagements hydro-agricoles à cette échelle.

Les travaux poursuivis depuis le début des années 2000 peuvent être globalement définis par une thématique assez large portant sur l'évaluation de l'**impact** des aménagements hydro-agricoles sur le **régime et la qualité des eaux**. L'importance de ces enjeux a été renforcée par les demandes d'appui ou d'expertise qu'enregistrait régulièrement l'équipe sur ce thème, émanant des services déconcentrés de l'Etat (DDAF) ou des autres organismes chargés de la gestion des eaux en milieu agricole (chambres d'agriculture, collectivités territoriales, syndicats d'aménagement, etc.).

Sur le plan scientifique, des travaux ont ainsi été initiés dans le but de **faire le lien entre le fonctionnement hydrologique des parcelles drainées et des versants, le fonctionnement hydraulique des réseaux de fossés et leurs conséquences sur l'hydrologie du petit bassin versant**. Les résultats doivent permettre d'aboutir à moyen terme à un **ensemble de connaissances et d'outils de modélisation** développés sur une base académique tout en essayant dans le même temps de proposer des préconisations et des règles de dimensionnement en vue de l'implantation d'ouvrages correctifs ou compensateurs d'impacts. Ce positionnement s'est concrétisé en 2004 par une reformulation du Thème de Recherche dans le cadre du plan stratégique 2004-2008.

Le nouveau TR « PHYLEAU »¹ intègre désormais mieux nos travaux sur la connaissance des processus, sur la modélisation des transferts à différentes échelles et sur les bases méthodologiques d'une ingénierie des aménagements compensateurs. Un des objectifs était aussi de clairement renforcer la qualification et la lisibilité scientifique de l'équipe par la participation à des programmes et réseaux de recherche nationaux et par un renforcement de l'effort de publication.

Un effort particulier a donc été mené sur le partenariat « recherche » et l'équipe travaille désormais (ou a récemment travaillé) avec la plupart des groupes s'intéressant, au niveau national, à l'hydrologie dite de « processus » (INRA Montpellier, Rennes, Grignon ; LTHE Grenoble ; UMR Sisyphe Paris 6, IMFS Strasbourg). L'équipe a participé aux principaux programmes de recherche nationaux (PNRZH, PNRH, ACI Catastrophe Naturelle, Action conjointe INRA/Cemagref AQUAE,...) ou sur la base d'un partenariat plus « régional » mais structurant (PIREN-Seine², ARC INRIA Dynas³). L'équipe a fait partie des membres fondateurs de l'IFR « Environnement et Gestion de l'Espace Régional (EGER) » qui se prolonge désormais par la Fédération de Recherche « FIRE »⁴ associant l'Université Paris 6 aux principaux organismes de recherche (CNRS, INRA, IRD). Elle est enfin pleinement engagée dans le montage du GIS « ORACLE »⁵ qui vise à rassembler autour de l'observation multi-variables et multi-échelles des bassins emboîtés de l'Orgeval et des Morins, un large collectif de recherche, dans l'esprit des ORE labellisés par l'INSU en 2002.

En matière d'**enseignement**, l'équipe intervient depuis de nombreuses années à Paris 6, l'INA-PG, l'ENGREF, l'ENGEES et l'ESGT. L'équipe est par ailleurs principalement associée à l'Ecole Doctorale « Géosciences et Ressources Naturelles »⁶ et au Master SDUEE/ECH⁷ à travers les parcours « Hydrologie » et « Biosphère Continentale » en tant qu'équipe associée et membre du conseil pédagogique.

Cette évolution, en cours, ne se réalise pas sans difficultés dans la mesure où les sollicitations sur les questions « Ingénierie des aménagements hydro-agricoles », toujours présentes, ne sont pas facilement compatibles avec les objets de recherche « académique ». D'autre part, en terme disciplinaire, en quittant progressivement la niche « drainage agricole à la parcelle » (Génie Rural), et en s'intéressant au (petit) bassin versant, on s'inscrit de fait dans un champ beaucoup plus large (Hydrologie des versants) et donc au centre des préoccupations de nombreuses autres équipes de recherche nationales et internationales de grande qualité. La concurrence est donc rude mais, fort heureusement, les collaborations fertiles...

¹ www.cemagref.fr/Informations/viescientifique/program04/tr04phyleau.htm

² <http://www.sisyphe.jussieu.fr/internet/piren/>

³ www-rocq.inria.fr/estime/DYNAS/

⁴ <http://www.fire.upmc.fr/>

⁵ www.antony.cemagref.fr/qhan/ORACLE/Index.htm

⁶ http://www.ed398.upmc.fr/page_accueil/page_accueil.htm

⁷ <http://www.master.sduee.upmc.fr/>

Dans ce contexte, le challenge « académique » a été double : (i) identifier et reformuler les questions de recherche que posent les systèmes drainés en matière d'hydrologie (ou passer de la « drainologie » à l'hydrologie des systèmes drainants...); (ii) assurer la légitimité de nos recherches au sein de la communauté des hydrologues en visant, malgré la spécificité de nos systèmes, une meilleure généralité de nos méthodes et outils (ou passer du « drainage-objet » au « drainage-support » de recherches).

Nous essaierons ainsi de montrer dans ce mémoire, à travers quelques résultats tirés de mon propre parcours, dans quelle mesure les systèmes drainants posent des questions complexes – et légitimes – à l'hydrologie et comment les démarches ainsi induites peuvent aboutir à des résultats à la fois originaux et génériques.

Eléments de contexte

Qu'il s'agisse de problèmes de prévention des risques hydrologiques ou de gestion de la qualité des eaux, il existe une demande croissante par les populations, les gestionnaires ou les responsables politiques d'une **meilleure maîtrise des écoulements sur les terres agricoles**. Il s'agit en effet d'anticiper et de mieux répondre aux dégâts occasionnés par les inondations, les sécheresses ou les pollutions (politiques d'aménagement du territoire et de gestion de la ressource), ou encore de restaurer un « bon état écologique » des différentes masses d'eau (objectif à moyen terme imposé par la réglementation européenne). C'est dans ce contexte très global, mais qui se révèle désormais parfois critique, que les différentes recherches sur le cycle de l'eau contribuent à expliquer et/ou prévoir, les phénomènes mis en jeu et leurs conséquences dans les domaines climatique, hydrologique et hydraulique. On cherche ainsi à comprendre les processus physiques participant aux transferts des précipitations à travers les sols puis à travers le réseau hydrographique, afin de pouvoir **identifier les zones à risques ou à enjeux** et anticiper les conséquences négatives des phénomènes naturels ou des activités humaines.

L'ampleur des nuisances, occasionnées par les crues par exemple, fait régulièrement resurgir la polémique sur les risques naturels, les possibilités de prévention de telles catastrophes et mettent en cause **l'impact des pratiques agricoles**. C'est en particulier vrai de la suppression des fossés de ceinture des parcelles, des haies, et des prairies... ou du drainage des sols.

Les actions de l'homme ont un impact certain sur le cycle hydrologique et les processus mis en jeu. Plus particulièrement en milieu agricole, elles génèrent de nombreuses **singularités** dans la géométrie des bassins versants et dans les propriétés hydrologiques des sols. Ainsi, la succession des techniques culturales dans les zones de grandes cultures conduit à des modifications importantes et dynamiques de l'infiltrabilité et de la rugosité des couches de surface du sol (e.g. Ludwig, 1992 ; Martin, 1997 ; Augeard et al., 2005[§]). Le drainage des parcelles par drains enterrés crée des axes privilégiés de capture des écoulements de surface et de propagation des écoulements souterrains (e.g. Ritzema, 1994 ; Kao et al., 1998 ; Skaggs, 1999). Les réseaux de fossés et de haies, les motifs linéaires d'origine agraire (traces de roues, dérayures, fourrières...), les fossés d'assainissement constituent autant de collecteurs de ruissellement importants, qui modifient les temps de concentration des écoulements de surface, leurs directions et leurs échanges avec les écoulements souterrains (Nédélec, 2005). Au total, les activités agricoles influent tant sur le **partage des flux** d'eau entre ruissellement de surface et infiltration dans le

[§] Dans la suite du texte, les références soulignées sont identifiées dans la liste des travaux de l'auteur

sol, que sur la **capacité de stockage** en eau à la surface du sol, la **vitesse d'écoulement** et le **temps de transfert** à l'échelle du bassin versant.

Objectifs et nature de la démarche suivie

Dans ce contexte très général servant de cadre aux travaux internationaux de recherches portant sur les effets des activités anthropiques sur le régime et la qualité des eaux, la **spécificité** (l'originalité, l'identité...) de notre démarche de recherche peut se caractériser à travers plusieurs aspects qui touchent aussi bien à la nature des hydrosystèmes et des objets hydrologiques étudiés qu'aux niveaux d'échelles spatiales et temporelles investigués.

En effet, les systèmes hydrologiques que j'ai étudiés sont marqués par la **présence de nappes superficielles**, dans des contextes agro-pédo-climatiques variés dont les contours sont vastes et vont, en France, des systèmes de grandes cultures de l'est du bassin parisien, de polyculture-élevage du grand ouest jusqu'aux zones humides anthropisées du type Marais de l'Ouest. Les sols présentent systématiquement des signes d'hydromorphie (dont l'origine peut être diverse), les systèmes d'aquifères sont complexes (interactions hydrogéologie / surface), le comportement saisonnier est très marqué (nos travaux ont jusqu'à présent porté essentiellement sur le fonctionnement humide hivernal).

Les hydrosystèmes à nappes superficielles sont relativement ubiquistes. Les petits bassins versants agricoles (ordre 1 à 3) du nord et de l'ouest de l'Europe comportent souvent des zones hydromorphes d'extension plus ou moins importante. Au niveau hydrologique, le caractère hydromorphe se caractérise par la présence d'une nappe temporaire ou permanente, perchée ou non, très proche de la surface du sol en période humide. Ces zones se situent soit sur les plateaux, où elles font alors le plus souvent l'objet de drainage agricole, soit dans les fonds de vallées où elles s'organisent en corridors riverains, encadrant le réseau hydrographique.

Le drainage des terres agricoles a été, et continue d'être, un acte majeur de maîtrise de la contrainte en eau pour de nombreux bassins versants à dominante agricole. On estime en effet à 10% de la Surface Agricole Utile (SAU) la surface drainée artificiellement en France, 25% aux USA, 30% en Allemagne, voire plus de 50% au Royaume Uni (statistiques ICID/CIID⁹, 2005)... ce sont des superficies tout à fait considérables, souvent le produit d'une longue histoire, et dont les récentes évolutions ont accompagné l'intensification de l'agriculture.

⁹ <http://www.icid.org/>

La connexion de ces nappes avec le réseau hydrographique naturel (ru, rivière) ou anthropique (drainage, fossés d'assainissement) détermine fortement le transfert des écoulements souterrains et de surface (ruissellement) vers le réseau. Les zones hydromorphes, qu'elles soient localisées dans les versants ou dans les fonds de vallées, sont à la fois le lieu de débordement du réseau (redistribution des eaux de surface), et d'alimentation de ce réseau par les eaux souterraines et de surface (zones actives au ruissellement par exemple). La dynamique de la nappe superficielle est dans ce contexte un élément clé de compréhension des processus liant hydrologie des versants et hydraulique du réseau. Ce type de fonctionnement est en partie à la base du concept de « zones contributives » (Cappus, 1960 ; Dunne et Black, 1970) qui a été si prolifique en hydrologie de surface ces trente dernières années.

Une autre particularité de nos systèmes tient dans le fait qu'ils sont **fortement aménagés et hétérogènes** (drainage et assainissement agricoles ; linéaires de type chemins, routes, talus, haies ; des noyaux villageois (à protéger) ; forêts gérées ou éparses), où le drainage n'est **qu'une** des composantes de la complexité de ces systèmes. Cette complexité implique la mise en œuvre d'approches **à différentes échelles d'espace et de temps** (BV d'ordre 0 à 3, du m² à l'hectare et jusqu'à la dizaine de km², de l'événement à la saison). Si la plupart de nos travaux ont surtout été menés à l'échelle locale ou parcellaire, on vise à représenter les phénomènes à l'échelle **« intermédiaire »** (au sens de l'hydrologie) **du versant et du petit bassin de quelques km²**. Cette **échelle d'intégration est justifiée** car cohérente avec : (i) l'échelle de contrôle et d'interactions des processus élémentaires (partition infiltration/ruissellement p.e.) ; (ii) l'échelle de dimensionnement des ouvrages d'hydraulique agricole ; (iii) l'échelle de décision et d'intégration de la variabilité spatiale et temporelle des pratiques agricoles pour un groupe restreint d'exploitations agricoles ; (iv) l'échelle d'intervention d'un certain nombre d'acteurs ou de « zonages » : actions ciblées des SAGE, syndicats d'aménagements, communes, associations de protection (nappes, rivières,...), parcs naturels régionaux,...

Nos travaux ont d'autre part porté sur l'étude du **fonctionnement hydrologique « courant »** de ces systèmes. En ce qui concerne l'hydrologie, on ne s'intéresse pas *a priori* à des problèmes de risques pour des aléas extrêmes. Concernant les transferts de polluants, on se place dans le cadre des problèmes de pollutions diffuses résultant de pratiques agricoles « moyennes ». Il faut de plus rappeler que les aménagements hydro-agricoles sont en général **dimensionnés** (ou fonctionnent correctement) pour des aléas ayant des périodes de retour inférieures à 5 ans. Ceci dit, la question du changement de comportement de ces systèmes pour des événements plus rares (ou répartis dans le temps différemment, Cf questions liés au changement climatique) est une question en soi qui mériterait amplement un travail spécifique.

Enfin, de par la **nature des objets étudiés**, nos travaux portent fondamentalement sur des questions d'**interfaces** : continuum [nappe / sol / atmosphère], interface [nappe / réseau hydrographique], interface [versant / zone de fond de vallée], interface [réseaux enterrés / réseau hydrographique], etc...La

dynamique des phénomènes est en général à étudier en **régime transitoire, à différentes échelles de temps** (évènement, saison, pluri-annuel). En terme de **modélisation** cela se traduit par des **difficultés de couplage de modèles et/ou de prise en compte de conditions aux limites** non triviales, voire de **reformulation** des problèmes. Ces difficultés justifient un investissement dans un **travail de fond sur des outils numériques adaptés**, la difficulté étant de bien organiser et « doser » cet effort.

S'appuyant sur la longue expérience que mon équipe de recherche a acquise sur le fonctionnement hydrologique des sols drainés, le principal objectif de mon activité de recherche a donc été d'étendre nos compétences d'expérimentation et de modélisation aux infrastructures naturelles présentant des nappes superficielles ayant une connexion avec un réseau à surface libre tout en consolidant et diversifiant nos connaissances sur les processus de genèse des écoulements et des transferts à l'échelle parcellaire.

Dans ce mémoire je propose une synthèse de ma démarche de recherche et des résultats acquis par l'équipe. Dans une première partie seront présentés les travaux ayant touchés à l'étude des transferts de polluants à différentes échelles (profil de sol, parcelle, bassin versant). Nous détaillerons ensuite les principaux résultats acquis depuis une dizaine d'années sur les processus de genèse du ruissellement dans les hydrosystèmes drainés. Nous évoquerons par ailleurs un ensemble de travaux et de réflexions sur la question de la modélisation multi-processus et multi-échelles de ces systèmes. Enfin, nous proposerons des éléments de conclusion et identifierons quelques pistes de recherche.

Références de l'auteur mobilisées : [THES], [INT2], [INT3], [INT11], [NAT2], [NAT7], [COMo2], [COMo3], [COMo5], [COMo6], [COMo7], [COMp2], [COMp3], [COMp4], [COMp5], [COMp7], [COMp9], [COMp10]

1. Eléments de contexte

Si on s'intéresse aux pollutions diffuses d'origine agricole et à de possibles mesures correctives visant à améliorer la qualité des eaux, il est difficile - peut être même impossible - d'agir très à l'aval. Cela justifie une **approche orientée vers la compréhension des facteurs qui contrôlent le fonctionnement des petits bassins versants ruraux d'amont.**

La qualité des eaux se construit dès l'amont des bassins versants, à l'échelle des parcelles d'une exploitation agricole qui est l'unité logique d'intervention de l'agriculteur. C'est à cette échelle (quelques dizaines d'hectares) que se raisonnent les pratiques culturales, que s'organisent les rotations et que, finalement, se produit l'excédent de matières actives qui peut alors être transféré vers les eaux de surface et souterraines. Cet excédent dépend des successions culturales, de la technicité de l'agriculteur (de sa maîtrise de la fertilisation) et des caractéristiques pédologiques et hydriques des parcelles. Une fois lessivé, l'azote rejoint à plus ou moins brève échéance les eaux souterraines et les eaux de surface.

Sur un bassin versant comme celui de la Seine, les cours d'eau d'ordre 1 à 4 du réseau hydrographique représentent près de 90% du bassin total. Ce sont donc ces émissaires qui collectent l'essentiel du débit de la Seine, et des apports diffus de nutriments. C'est donc essentiellement ce petit chevelu qui constitue l'interface entre le bassin versant et les eaux de surface.

Sur ce même bassin de la Seine, une part importante des bassins amonts se situe en position de plateau où ils peuvent présenter un caractère hydromorphe marqué, avec présence de nappes superficielles en hiver. Sur ces bassins, l'intensification de l'agriculture a conduit les agriculteurs à optimiser leurs outils de production et, en particulier, à drainer de grandes superficies (Fig. 1). Les opérations de drainage agricole, raisonnées à l'échelle de la parcelle, s'accompagnent traditionnellement de travaux d'assainissement agricole qui visent à augmenter la capacité de transfert du réseau hydrographique, ce qui se concrétise le plus souvent par un recalibrage des ruisseaux. Cette transformation des bassins amont par **l'intensification des pratiques agricoles et la modification du réseau hydrographique a eu comme conséquence une dégradation de la qualité des eaux de surface et souterraines.** Les aménageurs, les gestionnaires et les usagers de ces bassins veulent à présent savoir où et comment agir, à l'échelle de ces bassins versants, pour améliorer la qualité des eaux.

PRESSION POTENTIELLE DU DRAINAGE

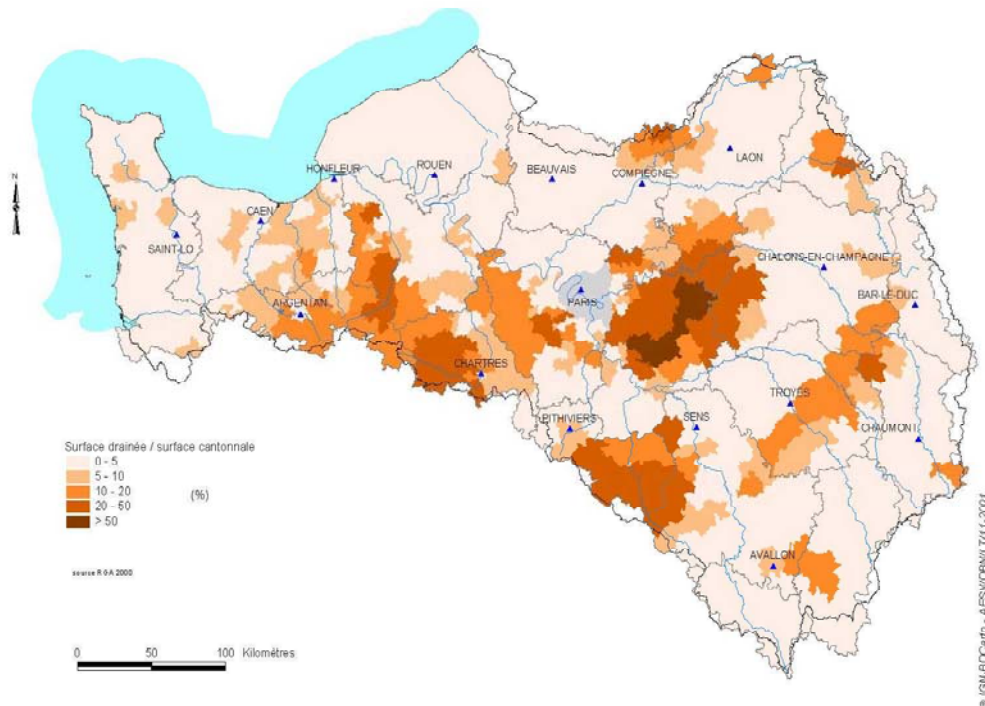


Fig. 1 : proportion surfacique de drainage agricole par cantons à l'échelle du bassin versant de la Seine (AESN/RGA 2000)

Dans le contexte des bassins versants hydromorphes à circulation relativement superficielle et fortement drainés, on se retrouve finalement dans la situation où un excédent de fertilisation à l'échelle de la parcelle est rapidement sanctionné par une modification sensible de la qualité des eaux : la **connectivité des parcelles au réseau hydrographique (par l'ensemble drains et collecteurs de drainage) " court-circuite " les voies d'écoulement traditionnelles dans les versants**. Le fonctionnement du réseau hydrographique est, lui aussi, profondément influencé par les opérations d'assainissement agricole : la géométrie du réseau est modifiée dans le but d'évacuer les débits vers l'aval, ce qui a pour conséquence d'augmenter la vitesse de transfert de l'eau (Kao, 2002).

Dans ce cadre, les travaux menés ont porté sur deux échelles :

- l'échelle du profil de sol, dans une géométrie de système drainé, dans le but de compléter nos connaissances sur la dynamique de lessivage de ces systèmes ;
- l'échelle de l'emboîtement de petits bassins versants amonts afin d'investiguer les processus de transferts/rétention de l'azote dans ces systèmes.

2. Analyse des processus à l'échelle du profil de sol

2.a. *Bref état des connaissances et des controverses*

Un travail fondateur sur les processus de lessivage de nitrates dans les systèmes drainants a été réalisé dans notre équipe au Cemagref par M. P. Arlot (1999). Il a été mené pour partie sur des parcelles drainées (site expérimental de La Jallière), et complété par des tests sur petite cuve au laboratoire et des modélisations. Cette collègue a mis en évidence une double influence de la nappe drainée sur le transfert de solutés : (i) un transfert rapide du soluté vers les eaux superficielles à l'échelle événementielle et (ii) un stockage d'une partie du soluté dans la nappe à l'échelle saisonnière.

Les caractéristiques spécifiques du lessivage de solutés observées dans des systèmes drainés ont suscité dans la communauté internationale de nombreuses expérimentations, interprétations et travaux de modélisation. Les comportements de lessivage observés sont souvent qualifiés de « préférentiels » (Jacobsen and Kjaer (2007) pour une revue). Ils sont généralement expliqués par l'occurrence de phénomènes de transport préférentiel dans une fraction non darciennne de la macroporosité du sol. Il est à noter qu'un nombre significatif de ces travaux ont été conduits en Europe du nord, sur des sols argileux sensibles à la fissuration ou durant des périodes parfois discutables quant au fonctionnement attendu du drainage (été, printemps après des périodes de gel,...). En matière de dynamique de lessivage aux échelles saisonnières, les synthèses bibliographiques menées par Arlot (1999) et prolongées dans l'équipe par J. Tournebize montrent la grande constance des processus qui se produisent en sols drainés.

Une des conclusions importantes des travaux d'Arlot est qu'il ne semble pas nécessaire de faire exclusivement et systématiquement appel au concept de « transport préférentiel » pour expliquer les arrivées rapides du soluté au drain et les courbes d'éluion asymétriques qui caractérisent les systèmes drainés. C'est en effet la dynamique propre de la « nappe drainée » qui explique une partie de ce comportement. De plus, Arlot (1999) a montré que des « fonctions de lessivage » adaptées permettent de bien restituer la variabilité événementielle des concentrations de nitrate au drain au moyen de quelques paramètres auxquels on peut attribuer un sens physique (en lien avec la fraction de la porosité impliquée dans le lessivage, à l'échelle du système drainant).

Dans le prolongement direct de ces travaux, nous avons choisi en 2001 de mener un travail complémentaire à la fois expérimental (au laboratoire) et de modélisation, visant à préciser les mécanismes de transfert d'eau et solutés de la surface du sol jusqu'au drain. En effet, les expérimentations de traçage en conditions contrôlées sont nombreuses dans la littérature (par exemple Stamm et al., 2002) mais très peu permettent de procéder à des comparaisons entre les dynamiques 1D et 2D propres aux systèmes

drainés. **Les phénomènes physiques impliqués dans ce type de transport restaient en partie à préciser car ils sont difficiles à appréhender et à quantifier directement sur le terrain.**

2.b. Expérimentations sur modèle physique : objectifs et démarche

Le travail de thèse de Thaïs Paris (2004), que j'ai codirigé avec D. Zimmer, se situe donc dans la continuation des travaux réalisés par M.P. Arlot sur le lessivage des nitrates dans les systèmes drainants, et de mes propres travaux sur la compréhension du fonctionnement hydraulique des systèmes à nappe superficielle (Kao, 2002; Kao et al., 2001). Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une collaboration avec des collègues du CNRS et de l'Université Paris 6 dans le cadre de l'ex IFR « EGER » (T. Barriac, M. Benedetti) et a pu bénéficier des conseils de JP Gaudet (LTHE, Grenoble) et de F. Lehmann (IMFS Strasbourg).

Le principal objectif de ce travail a été de comprendre les mécanismes de **transfert** des solutés, dans un **milieu poreux variablement saturé**, en présence d'une **nappe superficielle drainée** (par des drains agricoles).

La compréhension de ces mécanismes de transfert a été recherchée en associant des approches hydrodynamiques (étude des processus de transfert d'eau et de dynamique de la nappe) et des approches géochimiques (transfert de solutés par traçage chimique et isotopique), sous conditions contrôlées au laboratoire. **Les conditions d'écoulements à l'interface entre la surface libre de la nappe et la zone non-saturée ont été plus particulièrement étudiées.** Afin de pouvoir étudier plus finement ces processus en conditions contrôlées, les recherches se sont appuyées sur un modèle physique original, mis au point durant mes propres travaux de thèse (Maquette de Simulation de l'Hydraulique des Nappes Superficielles (MaSHyNS), Kao (2002)).

La démarche expérimentale au laboratoire a été choisie afin de s'affranchir de la variabilité des conditions de terrain et de travailler sur un sol sablo-limoneux globalement homogène, tamisé à 2mm (et donc sans macroporosité d'origine biologique ou pédogénétique) permettant d'isoler et quantifier les effets hydrauliques propres du drainage. La modélisation portant sur la résolution numérique des équations de Richards et de convection-dispersion nous a permis de compléter et de valider les conclusions issues des observations.

Un part très importante du travail a consisté à mettre au point un protocole expérimental lourd permettant de réaliser des expériences en écoulement 1D vertical et en 2D (avec drain). Un total de 12 expériences a été réalisé : 6 sur colonne de sol (H=100 cm, $\varnothing = 15$ cm) et 6 sur le modèle physique 2D de sol

MASHYNS (H=100 cm, L=200 cm, l=50 cm). Plusieurs traceurs ont été utilisés (KCl, CaCl₂, H₂¹⁸O). La réalisation de ces expériences en milieu contrôlé a permis d'obtenir une quantité importante de données de qualité (tensiométrie, débitimétrie, conductivité électrique dans le massif,...) pouvant être utilisées pour étudier une grande variété de phénomènes, par exemple l'échange cationique, ou la comparaison de modèles de transport de solutés.

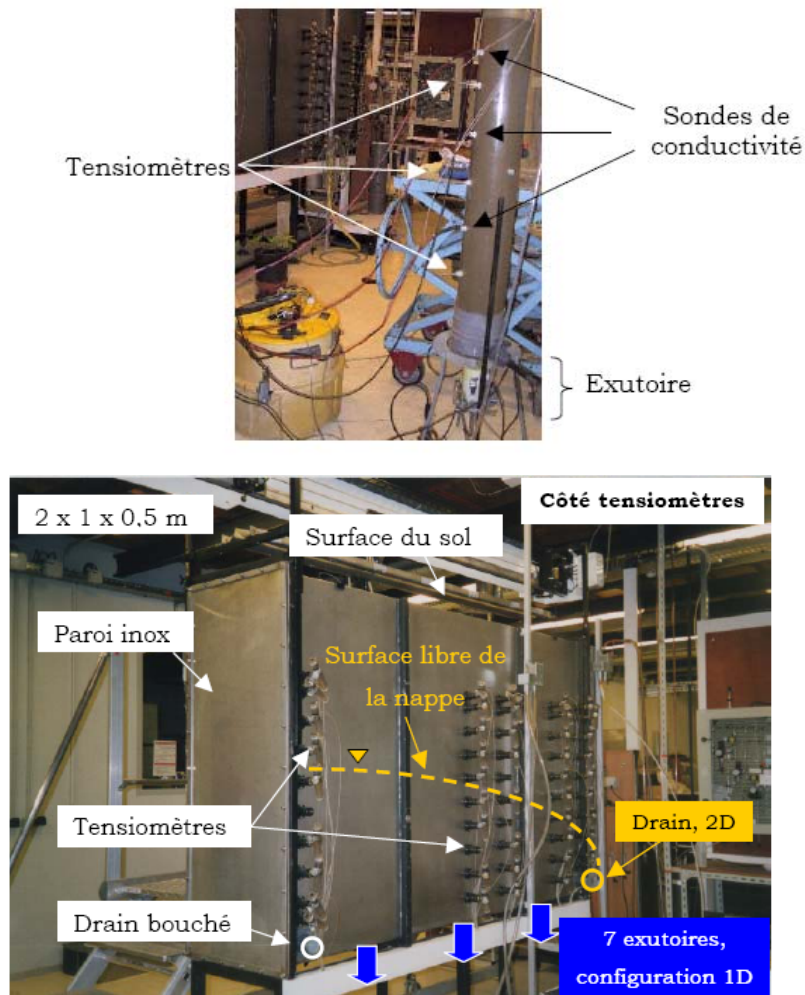


Fig. 2 : dispositifs expérimentaux utilisés dans le cadre de la thèse de T. Paris (2004) :
 (a) colonne ; (b) modèle physique MASHYNS

Des nombreux dispositifs de mesure utilisés lors de ces expériences, on peut souligner la mise au point, le développement et le test de sondes de conductivité électrique permettant d'estimer le passage du traceur dans le sol (Paris et al., 2003). Cette méthode, adaptée d'approches classiques en hydro-géophysique, présente l'avantage d'être faiblement perturbatrice de l'écoulement dans le sol et permet d'obtenir des résultats avec des pas d'acquisition courts. Malgré ces avantages, quelques précautions sont à prendre afin de réaliser leur étalonnage, car la relation reliant la mesure (conductivité électrique apparente du sol) à la

conductivité électrique de la solution du sol n'est pas toujours bien connue. Ces difficultés ont été partiellement contournées en étalonnant les sondes in situ pour chaque expérience réalisée.

2.c. Principaux résultats

Deux expériences en régime d'écoulement mono-dimensionnel et en conditions non saturées ont été réalisées sur la colonne de sol et sur le modèle physique MASHYNS. Ces expériences ont permis de déterminer les paramètres de transport (dispersivité et exclusion anionique du traceur anionique représentée par un facteur de « retard ») par résolution inverse (code HYDRUS 2D). Les valeurs de dispersivité estimées pour les deux dispositifs expérimentaux étaient très proches malgré des géométries d'écoulement différentes (pour une même dimension verticale) et caractéristiques d'un transport de type homogène. Ces paramètres de transport ont été validés dans un premier temps en les comparant aux mesures obtenues par les sondes de conductivité dans le sol dans les expériences 1D. Dans un deuxième temps, ils ont été validés par la modélisation des expériences bidimensionnelles.

Deux autres séries d'expériences ont été conduites en régime d'écoulement bidimensionnel avec un traceur « résidant initialement uniformément dans le sol », SR (rinçage), et un « soluté apporté en surface du sol », SS (pulse de type créneau). La courbe d'élution au drain obtenue par l'expérience SS s'est révélée très proche dans son allure de certaines mesures réalisées au champ par Arlot (1999) : asymétrie marquée et longue queue de tarissement par rapport aux courbes d'élution obtenues en régime d'écoulement mono-dimensionnel. Il a été constaté également que le soluté arrive plus rapidement au drain dans le cas d'un régime d'écoulement bidimensionnel (Cf. Fig. 3 : respectivement 0.44 contre 0.66 volume de pores).

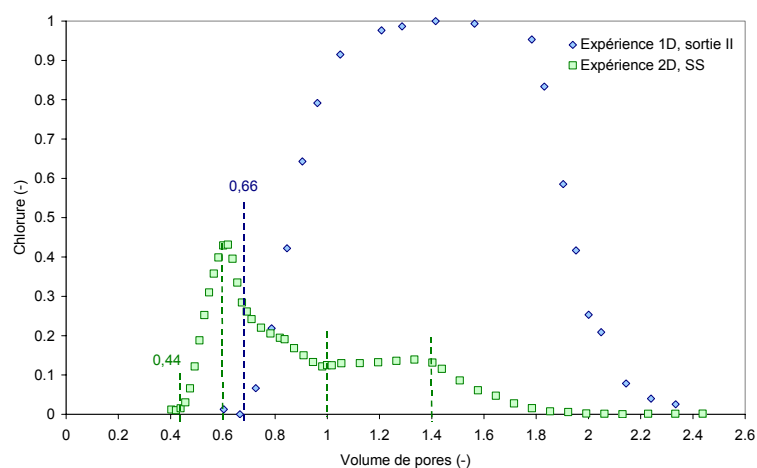


Fig. 3 : comparaison des courbes d'élution du chlorure (concentrations adimensionnelles rapportées à la solution « mère ») obtenues en sortie de système dans un sol drainé (expérience 2D, soluté apporté en surface) et sol « sain » (expérience 1D, sortie II). Résultats en fonction du volume de pores (-) (Paris, 2004)

Cette asymétrie peut être expliquée par « l'effet système », c.-à-d. la présence du **drain**, qui crée une distribution des vitesses hétérogène dans le sol drainé. A proximité du drain la vitesse de Darcy est rapide (6 fois supérieure au flux moyen infiltré), a contrario, à l'interdrain, la vitesse est plus lente (6 fois inférieure au flux moyen infiltré). L'étude des champs de vitesses a montré que la composante horizontale de la vitesse est supérieure à la composante verticale dans la zone non saturée, et ce pour des positions intermédiaires entre le drain et l'interdrain. Enfin, l'utilisation conjuguée des vitesses simulées et d'un programme de « suivi de particules » (composante advective seule) a permis de déterminer les temps de résidence du soluté dans le massif lors des traçages (Fig. 4). On a ainsi pu très nettement distinguer les conséquences de l'organisation des écoulements et identifier des zones ayant une « signature temporelle » très marquée (drain et interdrain).

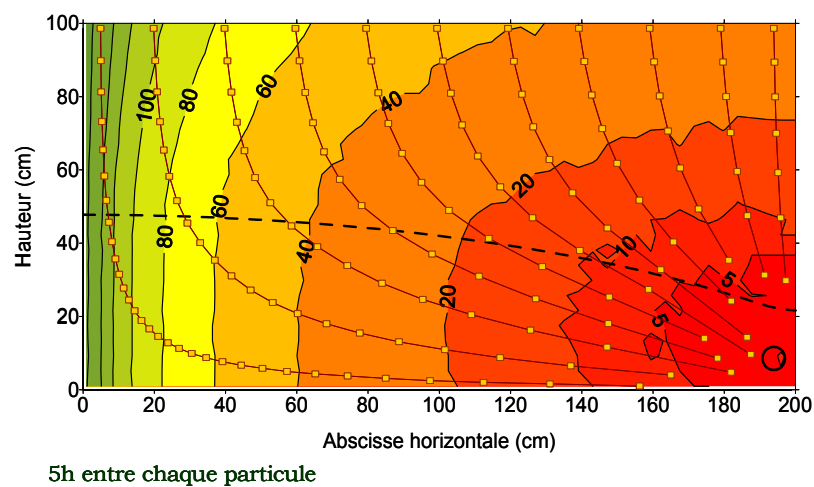


Fig. 4 : Modélisation de l'expérience « soluté apporté en surface ». Isochrones du temps de résidence (h) du soluté dans le massif de sol. - - - : surface libre de la nappe.

Ces résultats ont ainsi permis de confirmer certaines conclusions de Arlot (1999) indiquant que la dynamique du lessivage observée au drain est caractéristique des systèmes drainants (comparaison 1D/2D), a priori en dehors de tout facteur de type fissures ou macroporosité.

Néanmoins, la présence de ceux-ci dans un sol naturel drainé peut bien entendu accentuer la rapidité des écoulements observés sans qu'il soit probablement évident, dans la pratique, de séparer les deux effets.

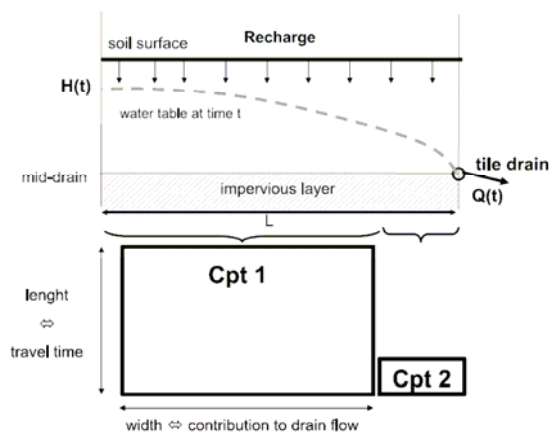
2.d. Bilan et perspectives

Les travaux issus de la thèse de T. Paris apportent des éléments importants de hiérarchisation quant aux déterminants contrôlant la dynamique de lessivage dans les systèmes drainants. L'importance du fonctionnement hydraulique de la nappe drainée, en tant que « moteur » des processus de migration des solutés dans le profil de sol, replace la prise en compte du système drainé en tant que tel au centre des perspectives de modélisation opérationnelle de ces processus. En effet, une bonne part de la littérature

associée à ces questions, expliquant l'essentiel des phénomènes observés exclusivement par des processus «préférentiels», aboutit soit à des approches à base physique relativement peu efficaces en terme de simulation (Köhne et al., 2006), soit à des choix conceptuels qui ignorent la géométrie des écoulements et qui reposent sur des calages systématiques (Cf. travaux utilisant le modèle MACRO de Jarvis (1991)). Nos résultats permettent d'envisager une solution intermédiaire : une modélisation de type conceptuelle (fonctions de lessivages) mais reposant sur une compréhension fine préalable du système qui rend possible une première paramétrisation du modèle.

Ainsi, s'ils ne remettent pas en cause, dans certaines situations, l'importance du transport préférentiel (non-darcien) vers les drains, les résultats issus des travaux d'Arlot et confirmés par le travail de T. Paris militent pour l'utilisation de modèles de lessivage intégrant le fonctionnement spécifique des systèmes drainants et en particulier l'identification de zones entre le drain et l'inter drain ayant des « temps caractéristiques » très différents.

C'est sur cette base que mon collègue Julien Tournebize a prolongé et enrichi la démarche pour mettre au point des fonctions de lessivage intégrant les connaissances acquises. Le principe classique (Arabi et al., 2006) est d'appliquer des fonctions de transferts (Jury and Roth, 1990) à des compartiments dont le nombre et les propriétés (longueur, temps de séjour) sont paramétrés sur la base des résultats présentés précédemment. C'est ainsi que dans le cas de la modélisation de transfert de pesticides (Branger et al., en révision), il a été choisi de modéliser le système par deux compartiments (un lent et un rapide, Cf. Fig. 5) et ce avec des résultats assez encourageants.



Principle of SILASOL submodule at the spatial scale of a draining system: it consists in two transfer function compartments (Cpt1 and Cpt 2), accounting respectively for slow and fast solute transport to a tile drain. The height of each compartment represents the characteristic transfer time of solute through this compartment; the width of each compartment represents its contribution to the total drain flow $Q(t)$. $H(t)$ is the water table elevation at mid-drain spacing and L the half-distance between drains. Typical values for L and impermeable layer depth are 5 m and 1 m respectively

Fig. 5 : schéma conceptuel du module SILASOL intégrant la géométrie du système drainant dans la définition des fonctions de lessivage (in Branger et al., en révision)

S'il est indéniable que ce travail doit être plus clairement (et prioritairement) valorisé, des prolongements peuvent d'ores et déjà être imaginés, et ce dans trois directions :

- Généraliser la démarche à l'analyse de situations complexes en régime transitoire, intégrant des successions de phases d'infiltrations et de tarissements, afin de faire le lien entre les comportements « évènementiel » et « saisonnier » observés sur le terrain. La répartition initiale du soluté dans le système drainant avant chaque phase de recharge est un élément clé qui doit être mieux compris et intégré dans les modèles de lessivage. Cette piste a déjà été initiée par J. Tournebize (stage de L. Makhlouf, 2006) et les premiers résultats semblent montrer que dans certaines conditions un régime permanent « équivalent » peut être défini et des fonctions de lessivage simples s'appliquent.

- Investiguer plus particulièrement le comportement de la zone non saturée en phase transitoire lorsque la nappe superficielle fluctue. Comme j'avais pu l'aborder dans mes travaux de thèse ([Kao et al., 2001](#)), l'état de la zone non saturée au dessus d'une nappe proche de la surface dépend à la fois des propriétés hydrodynamiques du sol et de la dynamique de la nappe. Dans l'idée que certains phénomènes préférentiels se déclenchent lorsqu'un seuil de pression est atteint (qq cm de succion, rendant actifs les macropores), il serait intéressant d'explorer la dynamique de cette zone dans des conditions de fluctuations rapides de la nappe et d'identifier si un comportement à « seuils » ou au contraire assez continu peut être identifié. Dans l'esprit des travaux initiés par exemple par Kohler et al. (2001) ou Haws et al. (2005), ce travail pourrait être mené de façon exploratoire sur la base d'expérimentations numériques. Un sujet de post-doc a été identifié en partie sur ces questions (Cf. partie Perspectives en fin de mémoire).

- Associer la connaissance de la dynamique de transferts avec le fonctionnement biogéochimique des sols. Comme cela a été montré, les systèmes drainants se caractérisent, assez paradoxalement, par des temps de résidence potentiellement très variables, avec des zones d'écoulements très rapides (à proximité du drain) ou très lents (à l'interdrain). Cela peut aboutir à l'apparition de conditions favorables aux processus contrôlant la dégradation de certains polluants (dénitrification, par exemple ; c'est un des aspects qui est abordé dans la thèse de Claire Billy présentée plus loin). Plus largement, si on considère des molécules ayant des propriétés de sorption/désorption marquées, telles que la plupart des pesticides, la modélisation conjointe des champs de vitesses et de la dynamique des fractions mobile et immobile de l'écoulement devient alors nécessaire... C'est une piste difficile empruntée récemment par quelques équipes (Cf. résultats de Gärdenäs et al., 2006 ou de Köhne et al., 2006) et qui demande des efforts expérimentaux et numériques dédiés.

3. Transferts d'azote à l'échelle de bassins versants partiellement drainés

3.a. Un outil d'observation mutualisé : le dispositif ORACLE

Comme nous l'avons déjà évoqué, un des enjeux de l'équipe a été d'inscrire une partie plus importante de ses recherches à l'échelle du petit bassin versant. La stratégie suivie depuis 2002 a été de s'appuyer de façon volontariste sur la réorganisation de nos moyens d'observation de terrain. Le choix a été fait de recentrer nos suivis expérimentaux sur le bassin de l'Orgeval (77), suivi depuis 1962 par le Cemagref, et de construire autour de ce bassin un projet partenarial ambitieux sur le modèle des ORE labellisés à cette époque par l'INSU. C'est le projet ORACLE.

L'Observatoire de Recherche ORACLE rassemble désormais au sein d'un GIS une vingtaine d'équipes de recherche associant l'UPMC, le CNRS, l'INRA, le CETP, le LSCE, Météo France... Cet observatoire a comme objectif d'étudier les déterminants du fonctionnement hydrologique des milieux ruraux anthropisés à dominante sédimentaire, à travers l'investigation des règles d'intégration et de changements d'échelles, aussi bien spatiales que temporelles, pour les transferts d'écoulements. ORACLE s'appuie sur l'observation multi-variables et multi-échelles d'un ensemble cohérent de sous-bassins versants emboîtés (1km² à 1200 km²) du Bassin Parisien (Fig. 6).

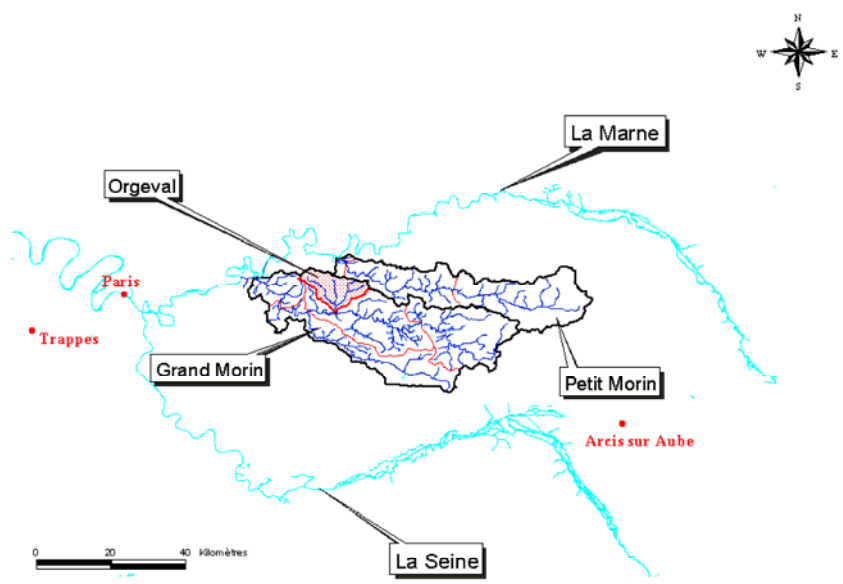


Fig. 6 : localisation des bassins versants constitutifs du dispositif ORACLE

La compréhension et la(les) représentation(s) du fonctionnement des hydrosystèmes sont cruciaux dans le contexte actuel de mise en place de politiques visant à garantir conjointement le développement durable des territoires et la protection des personnes et des biens. Dans ce contexte, l'enjeu de cet observatoire est de fournir les bases scientifiques nécessaires à la gestion et à la maîtrise des risques liés aux événements

extrêmes (inondations, sécheresses) ainsi qu'à l'évaluation des impacts des activités anthropiques sur le régime et la qualité des eaux. Vis-à-vis de l'ensemble de ces risques, l'anthropisation des milieux concourt à la fois à l'augmentation de l'occurrence des aléas et à l'aggravation de la vulnérabilité des territoires. Répondre à ces enjeux n'est possible qu'au travers d'une activité d'observation d'ampleur et de durée adaptées, de l'échelle de la parcelle agricole à celle du bassin versant.

L'originalité de ce dispositif est qu'il est représentatif des grands ensembles sédimentaires à dominante agricole et fortement anthropisés. Il est caractérisé par un climat océanique tempéré sur lequel les circulations atmosphériques d'Ouest sont dominantes. Le comportement hydrologique à observer et modéliser est donc différent de celui de petits bassins à réponse rapide comme ceux du Sud-Est de la France ou ceux sur socle dans le grand Ouest, déjà labellisés en tant qu'ORE (ORE Draix, ORE OHMCV, ORE OMERE, ORE AgrHys). Les approches développées sont caractéristiques du fonctionnement de ces milieux mais aussi des enjeux sociaux-économiques importants liés à la dégradation de la qualité du milieu naturel et à la prévision et la prévention des risques hydrologiques (crues et étiages) de l'agglomération parisienne.

Le bassin du Grand Morin, et ses sous-bassins emboîtés, constituent par ailleurs l'un des « sites-ateliers » du PIREN-Seine. Parmi les projets identifiés pour la phase V en cours de lancement, la dynamique du lessivage de l'azote dans les têtes de bassin, en zone de plateau drainé est étudiée en lien avec la dénitrification et l'émission de N₂O dans le continuum hydrographique jusqu'à la vallée principale. Dans la plaine alluviale de celle-ci, qui est connue pour être très active en dénitrification, et jusqu'au versant adjacent, des mesures directes et indirectes de dénitrification sont prévues (prélèvements et analyse d'eau souterraine, mesures d'émission de N₂O, potentiel de dénitrification). Le bassin du Grand Morin sera donc le site pilote pour tester la mise en œuvre d'un modèle intégratif du comportement de l'azote depuis les sols jusqu'au au réseau hydrographique. C'est par ailleurs ce site qui a été choisi pour faire l'objet d'une reconstitution historique de l'évolution du paysage sur le dernier millénaire...

3.b. Bref états des connaissances et controverses

Les bilans d'azote calculés pour la plupart à l'échelle de très grands bassins versants (plusieurs centaines à plusieurs milliers de km²) révèlent que jusqu'à 20 à 60% de l'apport net d'azote est exporté aux exutoires (tendance globale autour de 25%, Howarth et al., 1996 ; Boyer et al., 2002 ; van Breemen et al., 2002). Une part considérable (pouvant dépasser 75%) de l'apport net d'azote sur les grands BVs est donc en quelque sorte « retenu », ce qui correspond à un stockage (MO des sols, eaux souterraines) ou à une élimination sous forme gazeuse associée notamment à la dénitrification. Cette dernière peut intervenir soit dans les zones riveraines des cours d'eau, avant même que les flux de nitrates issus des sols agricoles n'atteignent ceux-ci, soit par les sédiments dans le cours même des rivières (Lowrance et al., 1995 ; Simmons et al., 1992, Behrendt et al., 1999 ; Seitzinger et al., 2002 ; van Breemen et al., 2002 ; Birgand et al., 2007).

L'importance de ces processus de dénitrification à l'échelle du réseau hydrographique est un résultat d'importance pratique considérable, car il permet d'identifier ce qui constitue peut-être, à côté des actions menées au niveau des pratiques agricoles, un levier efficace d'une politique de réduction de la contamination nitrique des eaux de surface. De ce point de vue, il est essentiel d'identifier les processus responsables de la « rétention » globale d'azote d'un réseau hydrographique, et les secteurs où ils sont à l'œuvre. A l'échelle des grands bassins versants, la rétention de l'azote « in-stream » semble représenter une part importante voire majoritaire de la rétention globale à l'échelle des grands systèmes (e.g. Birgand et al, 2007 ; Seitzinger et al., 2002) et ce sans doute en partie en rapport avec des temps de résidence importants. Pour les petits bassins versants (ordre 3 ou inférieur), le temps de résidence de l'eau dans les sols et les zones dites tampons, est souvent bien supérieur à celui observé dans le réseau hydrographique, tout particulièrement celui fortement anthropisé des têtes de bassins. L'importance relative de la rétention riparienne et de la rétention benthique varie donc vraisemblablement selon la taille des bassins. Définir les mécanismes et les règles de fonctionnement de la rétention dans les différents compartiments : sols agricoles, nappe profonde, zone riparienne et réseau hydrographique est un préalable essentiel et nécessaire aux propositions d'aménagements des bassins versants qui permettraient d'améliorer la qualité de l'eau.

Si l'on se réfère à la revue de Haag et Kaupenjohann, (2001, Fig. 7), les bassins versants amont peuvent être caractérisés par un maillage « d'écotones/zones de rétention » et de « conduits/corridors », qu'il faut caractériser. Ces auteurs identifient, assez classiquement, les zones de rétention aux zones ripariennes, et les réseaux de drainage aux « conduits », court-circuits dans le transfert de l'azote de la parcelle au réseau hydrographique (défini comme les corridors).

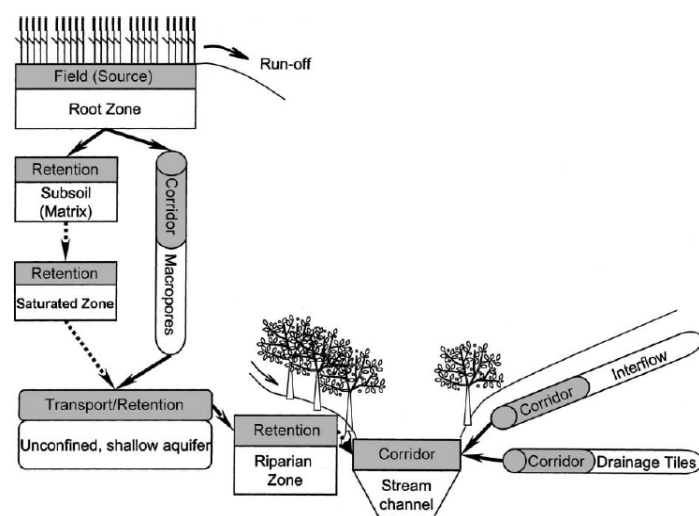


Fig. 7 : représentation conceptuelle des voies de « transferts préférentiels » (corridor) et de « rétention » dans les versants selon Haag et Kaupenjohann (2001)

Les principaux déterminants de la dynamique de lessivage dans les parcelles drainées sont connus pour les nitrates et les transferts à l'échelle parcellaire ont été le support de nombreux travaux de recherche, notamment ceux présentés précédemment (Arlot, 1999 ; Paris, 2004).

Il est alors important de déterminer à l'échelle des petits bassins versants, les compartiments de rétention comme les zones saturées / non saturées, la végétation riparienne, à l'origine de l'élimination des nitrates par dénitrification, leur répartition spatiale, et leur potentiel dénitrifiant. Les rétentions transitoires de l'excès d'azote dans le sol, le rôle de la matière organique, les zones ripariennes et les zones saturées peuvent contrôler les transferts dans les aquifères.

Sebilo et al. (2003) ont montré que dans toutes les zones lithologiques du bassin de la Seine existe une anomalie de la composition isotopique des nitrates des cours d'eaux par rapport à celle attendue du simple mélange des eaux des différentes sources qui les constituent, anomalie qui a été interprétée comme la **signature du processus de dénitrification riparienne**. Cette anomalie se marque aussi bien dans la composition de l'azote que dans celle de l'oxygène des nitrates, ce qui exclut une interprétation basée sur une contamination domestique.

Qu'en est-il à l'échelle inférieure, et en particulier dans les « chevelus amont » (ou les « têtes de bassins »), cours d'eau d'ordre 1 à 3, fortement affectés par les pollutions nitriques diffuses en provenance des terres agricoles ? **Est-il possible de localiser des zones d'abattement de la pollution nitrique, notamment dans les petits bassins agricoles drainés ? Sont-elles efficaces, effectives ou seulement potentielles** (Cf Durand et al., 2000, pour une typologie).

Enfin, les travaux de caractérisation de la dénitrification riparienne ont été généralement effectués en période d'étiage, de manière à s'affranchir du ruissellement. **Comment évolue la dénitrification dans ces bassins au cours de l'année hydrologique ?**

3.c. Travaux menés sur le BV de l'Orgeval : objectifs et démarche

Les travaux initiés en 2005 dans le cadre de la thèse de Claire Billy, que je co-dirige avec G. Billen, s'inscrivent dans la dynamique des recherches coordonnées au sein du dispositif ORACLE et de la phase V du PIREN-Seine avec les UMR Sisyphe (G. Billen, J. Garnier) et Bioemco (M. Sebilo). Le principal objectif de cette thèse est de comprendre quels sont les mécanismes de transfert et de rétention de l'azote dans des zones agricoles drainées où les chemins naturels de l'eau sont modifiés. En effet, comme nous l'avons déjà évoqué, les zones ripariennes sont réputées être court-circuitées par le réseau de drainage et les eaux sous-racinaires seraient directement connectées à la rivière. L'infiltration de l'eau vers les aquifères profonds est aussi limitée par les drains. Les flux d'eau et d'azote qui circulent à travers les zones ripariennes plus en aval dans le bassin, quand les aquifères souterrains contribuent aux écoulements de

surface, seraient donc eux aussi modifiés. **L'enjeu est donc de déterminer à quelles échelles spatiales l'élimination de l'azote a lieu dans ce contexte, de quantifier cette élimination et de déterminer quels sont les processus impliqués.**

3.d. Méthodologie

La démarche adoptée s'appuie sur un dispositif expérimental lourd de suivi des débits et de la qualité de l'eau sur une série de sous-bassins emboîtés du groupement de parcelles au bassin versant d'ordre 3 de Strahler. Le bassin versant de l'Orgeval (104 km²) est à 80% agricole et à 20% forestier. 80% de la surface agricole est artificiellement drainée (Fig. 8).

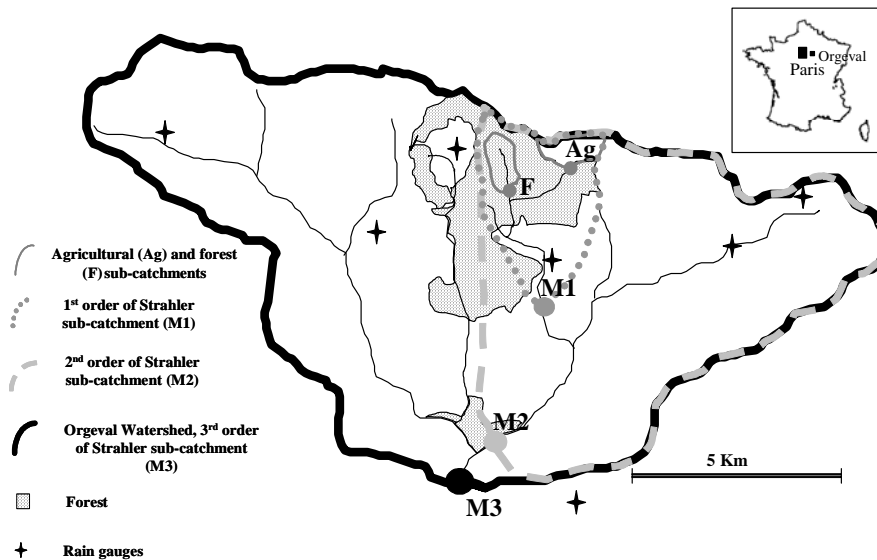


Fig. 8 : organisation des sous-bassins versants emboîtés de l'Orgeval (Billy et al., 2007, soumis)

Les suivis des débits et des concentrations en azote minéral mis en place progressivement depuis 1999 à des pas de temps très fins permettent de réaliser des bilans d'eau et d'azote aux différentes échelles et donc de détecter d'éventuelles rétentions d'azote sur la série de sous-bassins emboîtés (Tab. 1). Un suivi de la composition isotopique des nitrates ($\delta^{15}\text{N}$ et $\delta^{18}\text{O}$) aux exutoires des sous-bassins est aussi réalisé. Ces données croisées avec les mesures de concentrations en nitrate ont pour objectif de déterminer l'origine et les transformations subies par les nitrates d'amont en aval du bassin versant.

Sous-bassin	Equipement de mesures	Date d'installation	Types de mesures
Goins (Ag, 1.7 km²)	Station limnimétrique +préleveur automatique journalier +asservissement au débit au volume passé	Novembre 1998	Débits NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ⁺ , PO ₄ ³⁻ , Cl ⁻ , conductivité
Choqueuse (1.7 km²)	Station limnimétrique +préleveur automatique journalier +asservissement au débit au volume passé	Novembre 1998	Débits NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ⁺ , PO ₄ ³⁻ , Cl ⁻ , conductivité
Quatre Cents (F, 1.1 km²)	Station limnimétrique +préleveur automatique journalier +asservissement au débit au volume passé	Janvier 2000	Débits NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ⁺ , PO ₄ ³⁻ , Cl ⁻ , conductivité
Mélarchez (7 km²)	Station limnimétrique +préleveur automatique journalier +échantillonnage moyen sur 3 jours	1962 1975 : qualité eau	Débits NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ⁺ , PO ₄ ³⁻ , MES, Cl ⁻ , conductivité
La Loge (M1, 9.6 km²)	Station limnimétrique +préleveur automatique journalier +asservissement au débit au volume passé	2004	Débits NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ⁺ , PO ₄ ³⁻ , Cl ⁻ , conductivité
Avenelles (M2, 45.7 km²)	Station limnimétrique +préleveur automatique journalier +asservissement au débit au volume passé	Février 1962 2004 : qualité eau	Débits NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ⁺ , PO ₄ ³⁻ , Cl ⁻ , conductivité
Theil (M3, 104 km²)	Station limnimétrique +préleveur automatique journalier +asservissement au débit au volume passé	Janvier 1962 2005 : qualité eau	Débits NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ⁺ , PO ₄ ³⁻ , Cl ⁻ , conductivité

Tableau 1 : synthèse des variables mesurées sur le bassin de l'Orgeval dans le cadre de la thèse de C. Billy

Parallèlement à ce suivi à différentes échelles spatiales sur une série de sous-bassins emboîtés une étude plus spécifique de la dynamique d'exportation de l'azote à l'échelle du groupement de parcelles drainées a été initiée. Celle-ci a pour but de déterminer si le drainage a une influence sur le cycle de l'azote dans le sol, de déterminer quels sont les processus d'élimination de l'azote en amont des drains et s'ils sont les mêmes suivant que l'on se trouve au niveau du drain ou à l'inter-drain (Cf. conclusions du chapitre sur la thèse de T. Paris). Pour cela, plusieurs profils de sol sont échantillonnés à différentes périodes de l'année en fonction des pratiques agricoles et des conditions hydrologiques. Des mesures de concentrations en nitrates dans la solution du sol sont faites ainsi que des mesures de la composition isotopique de ces nitrates et de la matière organique du sol.

Enfin, afin de quantifier les différents processus du cycle de l'azote dans le sols drainés, le modèle DRAINMOD-N¹⁰ (Brevé et al., 1997; Youssef et al., 2005) est utilisé. C'est l'objet d'une collaboration avec nos collègues de la North Carolina State University (équipe de W. Skaggs) qui ont développé ce modèle de référence depuis de nombreuses années. Il a été validé dans de nombreux contextes, et comporte un module hydrologique spécifique au drainage couplé à un module biogéochimique modélisant le cycle de l'azote.

¹⁰ http://www.bae.ncsu.edu/soil_water/drainmod.htm

Bien qu'étant toujours en cours, le travail de Claire Billy a déjà permis d'aboutir à quelques résultats remarquables, et ce malgré la succession de plusieurs hivers particulièrement secs depuis 2005.

Une première série de résultats concerne la mise en évidence de la dynamique temporelle et spatiale des transferts d'azote. Le suivi des différents sous-bassins emboîtés montrent que la « signature » du drainage obtenu à l'échelle du groupe de parcelles (Goins) évolue lorsque la taille du bassin versant s'agrandit. C'est un résultat qui n'est pas étonnant en soi compte tenu des phénomènes potentiels de dilution mais il a été mis en relation avec la dynamique hydrologique spécifique des zones drainées. En effet, de façon cohérente avec la typologie introduite par Lesaffre (1988), le fonctionnement du drainage peut être décrit comme la succession de plusieurs phases caractéristiques. Une période de réhumectation du sol pour laquelle les débits sont relativement peu corrélés avec les cumuls de pluie (automne). Les premiers débits sont par ailleurs observés généralement après 100 mm de pluie cumulée suivant l'inversion du bilan (ETP/pluie). Suit la saison de drainage intense (hiver) pour laquelle il existe en général une bonne corrélation entre le cumul des pluies et les volumes écoulés. Cette période est suivie d'une période de tarissement au début du printemps de la nappe perchée formée.

A cette échelle, les proportions du flux annuel de nitrates et d'eau dépendent des périodes caractéristiques de drainage. Les flux de nitrates sont proportionnellement plus concentrés avant et après la période de drainage intense, reflétant les corrélations positives entre les débits et les concentrations à ces périodes, l'inverse étant vrai pour la période de drainage intense (Fig. 9).

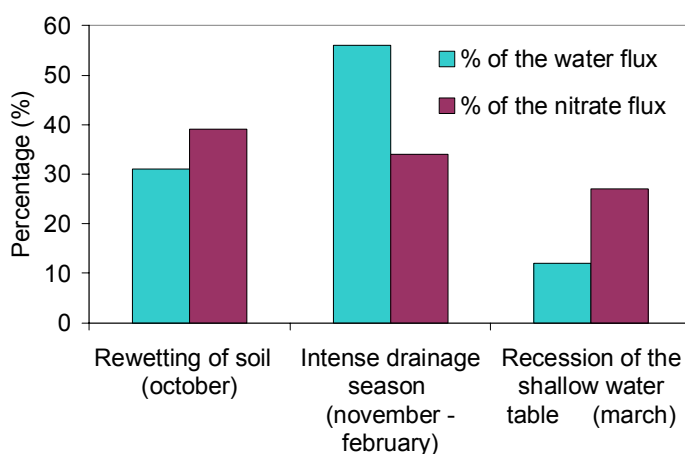


Fig. 9 : part relative des flux d'eau et d'azote au cours des saisons de fonctionnement du drainage

Durant la période hivernale où l'ensemble des sous bassins produisent des débits, à mesure que l'ordre de Strahler augmente, la signature caractéristique du drainage laisse la place à des flux plutôt contrôlés par les aquifères régionaux (Fig. 10). Les pics et les amplitudes des concentrations sont sensiblement atténués.

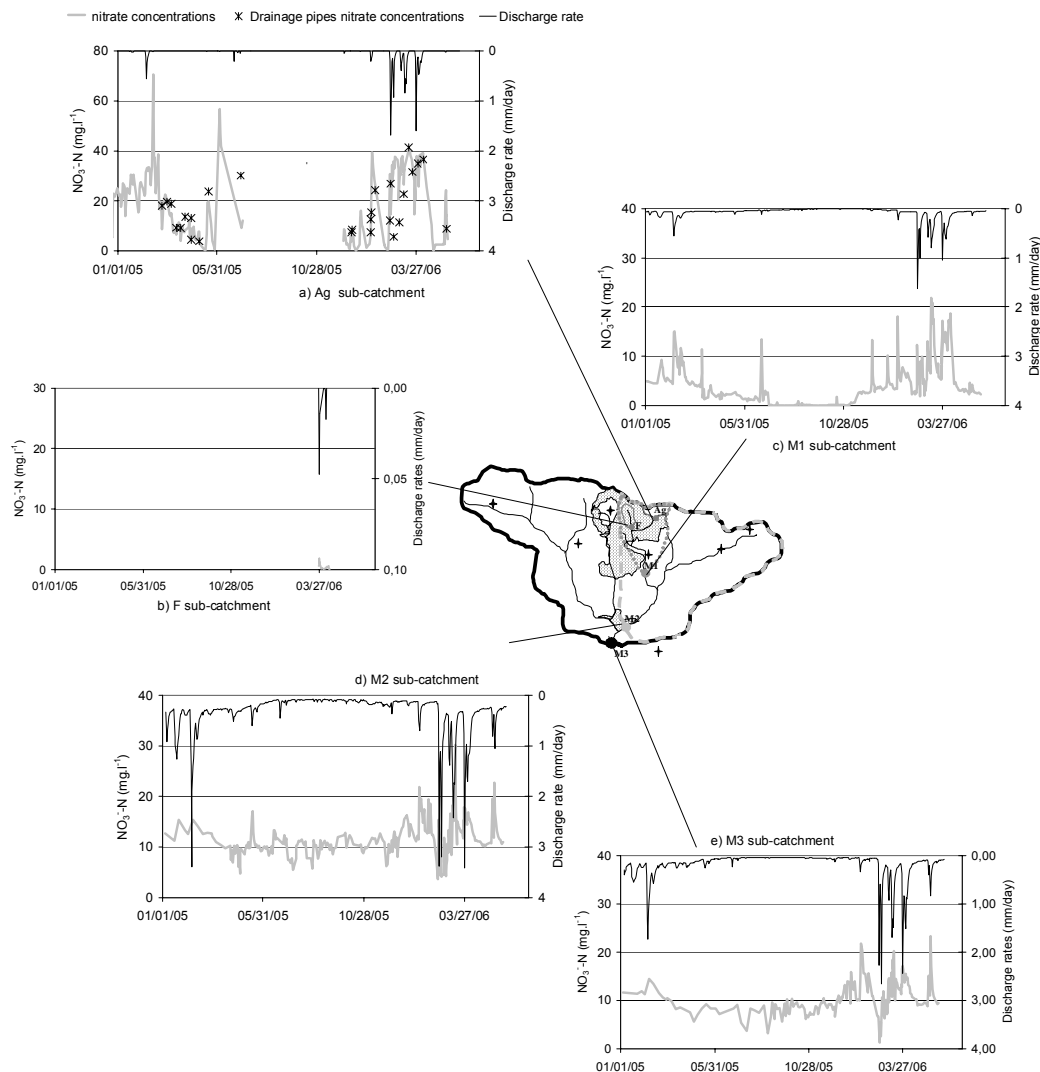


Fig. 10 : hydrogrammes et chemogrammes mesurés durant l'hiver 2005/2006 pour différents sous-bassins versants de l'Orgeval (Billy et al., 2007, soumis)

L'analyse des concentrations entre les parcelles drainées et le premier ordre de Strahler montre que les concentrations en nitrate s'estompent en été (Fig. 10), alors que la concentration des eaux souterraines à l'origine des écoulements à l'ordre 1 se trouve autour de 5 mg N/L. Cette "disparition" estivale des nitrates à cette échelle est sans doute à mettre en relation avec une rétention « in-stream ». Cette hypothèse reste néanmoins à vérifier. Les résultats acquis montrent bien d'autre part qu'aux ordres supérieurs les concentrations augmentent à nouveau, maintenues vraisemblablement par des arrivées d'eaux souterraines plus riches en nitrate, et d'affluents dont les eaux sont elles-aussi plus concentrées que celles mesurées à la station notée M1 (Fig. 10), correspondant ici au bassin versant d'ordre 1. Le mélange d'eau d'origines diverses ne permet pas de distinguer une rétention ou non de nitrate aux échelles intermédiaires entre les

ordres 1, 2 et 3. Un bilan d'eau et des flux aux différentes échelles a été calculé s pour évaluer s'il existait un défaut de bilan. Ces premiers résultats (Billy et al, 2007, soumis) montrent qu'il pourrait bien exister un défaut de bilan des flux de nitrates entre les entrées et les sorties aux différentes échelles, même si ces résultats restent très sensibles aux valeurs estimées des concentrations en nitrates sous-racinaires.

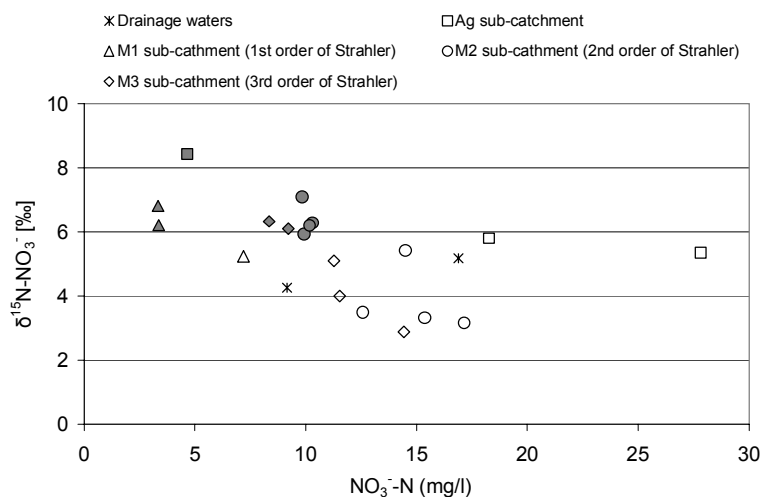


Fig 11 : Isotopic measurements at the 2nd and the 3rd order of Strahler scale (empty points: during the drainage season, full points: during the low flow period) (Billy et al., 2007, soumis)

L'analyse des compositions isotopiques de l'azote des nitrates ($\delta^{15}\text{N-NO}_3$) aux exutoires des sous-bassins, montre en revanche qu'il semble exister, à toutes les échelles, un enrichissement en isotopes lourds de l'azote lorsque la concentration en nitrates baisse (Fig. 11). Ceci tend à indiquer qu'il existe des phénomènes de rétention de l'azote identifiables à toutes les échelles, et qui correspondent *a priori* au processus de dénitrification. D'ici la fin de la thèse, les résultats des analyses sur l' $\delta^{18}\text{O-NO}_3^-$ devraient permettre de confirmer, ou pas, cette hypothèse.

3.f. Bilan et perspectives

Les premiers résultats de Claire Billy s'appuyant sur des analyses des flux à différentes échelles spatiales et temporelles, montrent qu'il existe potentiellement des phénomènes de rétention de l'azote à toutes les échelles, et ce malgré la présence de drainage agricole qui est présenté classiquement comme court-circuitant les zones identifiées comme particulièrement actives pour la dénitrification. Si ces résultats confirment certains données issues de la littérature (Ocampo et al, 2006 p.e.) il n'existe à notre connaissance pas de dispositifs expérimentaux équivalents et l'intégration des échelles investiguées ici est tout à fait originale.

S'ils sont encourageants, ces résultats n'en restent pas moins incomplets et l'identification précise dans l'espace et dans le temps de ces phénomènes ainsi que la hiérarchisation des processus de rétention de l'azote en fonction de l'échelle restent à finaliser. L'effort expérimental doit être maintenu, ce qui est désormais possible dans le cadre partenarial construit autour d'ORACLE. Les analyses biogéochimiques complémentaires qui sont en cours ainsi que le travail mené sur la modélisation, à l'échelle de la parcelle (DRAINMOD-N) et du bassin versant (Riverstrahler (Billen et Garnier, 2000) et modèles de bilans) devraient permettre de préciser les hypothèses déjà émises.

Une des perspectives possibles pour compléter, à moyen terme, ce travail réside dans la recherche des déterminants reliant la variabilité spatiale des conditions favorables aux processus de dégradation avec le fonctionnement hydrologique des nappes superficielles, et ce aussi bien à l'intérieur des parcelles drainées qu'à l'échelle des versants hydromorphes. Cet axe de travail intégrerait à la fois les connaissances acquises à l'échelle du profil de sol (gradients drain/interdrain) et les pistes identifiées à la fin de ma thèse de doctorat sur la dynamique des nappes superficielles de fond de vallées. Une meilleure prise en compte de la variabilité à la fois spatiale et temporelle des conditions hydriques dans le sol doit servir de base à une meilleure description de processus bio-géochimiques se déroulant dans des zones critiques telles que la zone hyporhéique à proximité du réseau hydrographique ou entre le drain et l'interdrain dans les parcelles. Des travaux tels que ceux de Grimaldi et Chaplot (2000) ou de Hill et al. (2000) ont en effet montré que des temps de résidence courts ainsi que des conditions d'oxygénation favorisées par le battement rapide de la nappe ont un effet limitant sur les processus de dénitrification. Inversement, nous avons vu qu'à relativement petite échelle (motif drain/interdrain) la faible vitesse d'écoulements dans certaines zones pouvait favoriser le même processus.

Plus largement ce travail met en lumière l'absolue nécessité de raisonner parallèlement sur l'emboîtement des échelles et sur celui des compartiments hydrologiques et hydrogéologiques mis en jeu. Il est en effet tout à fait regrettable que la plupart des outils de modélisation fonctionnant à grande échelle sur des bassins versants de plusieurs milliers de km² ignorent la composant latérale rapide qui peut exister dans certains versants, particulièrement lorsqu'ils sont drainés. Ces processus, qui peuvent être prépondérants dans certains sous-bassins, conditionnent la dynamique de transfert de certains nutriments vers les eaux de surface et peuvent rendre caducs (et donc inexacts) certains schémas conceptuels qui fondent ces modélisations (dont le plus courant correspond à la partie gauche du schéma de Haag et Kaupenjohann, (2001, Fig. 7). Nous reviendrons plus loin sur les perspectives d'intégration des systèmes drainants dans les modèles de bassin versant.

Références de l'auteur mobilisées : [THES], [M2], [INT1], [INT4], [INT6], [INT9], [NAT1], [NAT2], [NAT8], [COMo1], [COMo2], [COMp5], [COMp6], [COMp8].

1. Eléments de contexte

Les enjeux liés à la maîtrise des impacts environnementaux des aménagements hydro-agricoles dans les bassins versants à nappes superficielles sont majeurs car la prédominance des circulations superficielles induit un risque aggravé de crues et de dégradation de la qualité des eaux superficielles. **Les actions compensatoires encouragées** (bandes enherbées, retenues tampons...) **ne sont pas conçus en tenant compte du fonctionnement hydrologique spécifique de ces hydrosystèmes, limitant ainsi leur efficacité potentielle**. Tout en gardant leur objectif opérationnel, les recherches menées sur l'impact des aménagements hydro-agricoles doivent s'appuyer sur une connaissance approfondie des processus hydrologiques spécifiques des bassins versants aménagés.

Exemple de « **discontinuité hydrologique** », le drainage artificiel des sols par tuyaux enterrés couvre parfois des superficies importantes au sein de certains bassins versants (jusqu'à 80% dans les bassins versants amont de Brie par exemple, Cf Fig. 1). Le drainage agricole conduit une partie de l'eau infiltrée dans un réseau de tuyaux enterrés et de fossés à ciel ouvert vers le réseau hydrographique ; il introduit ainsi un **élément structurant spécifique** dans la transformation des précipitations en débit à la sortie du bassin versant. En période de crue, le rejet des écoulements en provenance de parcelles agricoles drainées par tuyaux enterrés est souvent perçu comme une cause possible d'accélération des transferts. En effet le drainage introduit dans les fossés et les rivières des eaux qui auraient pu circuler de manière plus diffuse en son absence, par infiltration profonde ou ruissellement.

2. Infiltration, ruissellement...et drainage

En hydrologie à « base physique », l'étude des processus contrôlant la partition locale entre infiltration et ruissellement constitue une étape de base dans la description des écoulements de l'eau dans un bassin versant (Brutsaert, 2005). Or, cette étape n'est pas totalement maîtrisée compte tenu de la complexité et de la variabilité des facteurs mis en jeu. Ces facteurs peuvent être liés à l'intensité des précipitations, à la structure des premiers horizons du sol (battance, effondrement de l'horizon travaillé) ou aux conditions d'écoulement dans le sol (conditions d'humidité, affleurement de la nappe).

S'il est courant d'opposer deux processus pour expliquer l'apparition du ruissellement (refus d'infiltration d'un profil de sol non saturé (schéma « Hortonien ») et ou d'un sol saturé (schéma de « Dunne »)), plusieurs types de ruissellement peuvent coexister sur un même bassin versant et présenter une forte variabilité spatio-temporelle.

Mes premiers travaux de recherche ont porté sur la compréhension des processus contrôlant la production de ruissellement dans les systèmes drainés (Kao, 1994). L'analyse des bilans hydriques de parcelles drainées et non drainées réalisés sur le site expérimental de « La Jaillière » a permis d'estimer l'effet global du drainage sur le ruissellement à l'échelle parcellaire (Kao et al., 1998). Ainsi, en période hivernale, le drainage réduit très fortement le ruissellement : le rapport du volume ruisselé au volume des précipitations avait alors été estimé de 6 à 12 %, alors qu'il était de 70 à 80 % en parcelle non drainée. L'étude conjointe des données piézométriques et débitmétriques a permis de mieux comprendre les mécanismes de genèse de ce ruissellement. Deux principaux types de mécanismes ont alors été distingués :

- avant le début de la saison de drainage intense (hiver), alors que la nappe perchée n'est pas encore installée, les premiers épisodes de ruissellement sont comparables entre les parcelles drainées et non-drainées. Le mécanisme responsable est la progression du front d'humectation qui limite la capacité d'infiltration selon un schéma de type hortonien.
- lorsque la nappe est installée, **le fonctionnement du réseau de drainage améliore la capacité de stockage dynamique de la parcelle**, limitant le ruissellement aux épisodes les plus intenses, lorsque la nappe approche de la surface. Le mécanisme de déclenchement est donc ici la limitation de l'infiltration par saturation temporaire de l'ensemble du profil. En parcelle non drainée, cette saturation est généralisée et se produit sur l'ensemble de la période hivernale, expliquant la différence des volumes ruisselés observés.

Cette typologie de fonctionnement a abouti au développement d'un modèle conceptuel de ruissellement à l'échelle de la parcelle (SIRUP, Kao et al., 1998). Ce modèle comporte trois réservoirs, qui représentent (Fig. 12) : (i) le stock de surface (S) (rétention, détention, et première porosité), (ii) l'état hydrique (E) de la zone non-saturée, (iii) le transfert de surface (R) (« effet parcelle »).

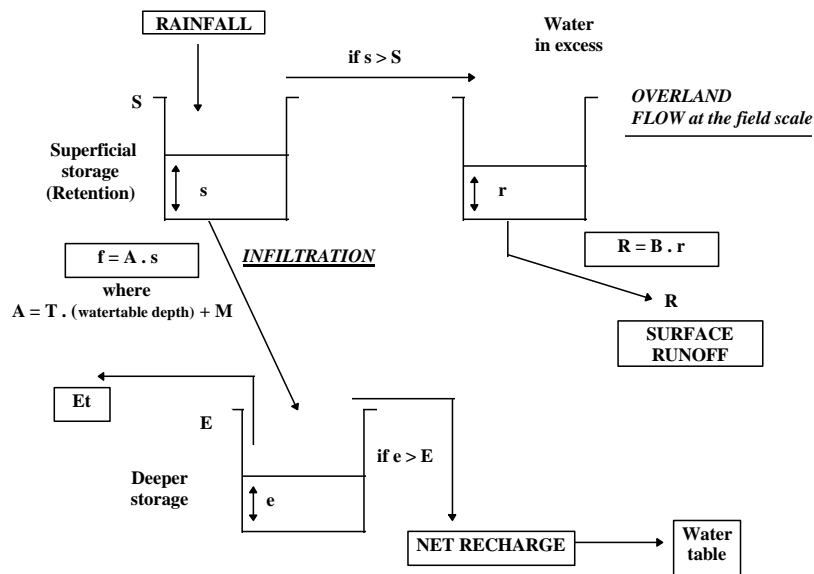


Fig. 12 : schéma d'organisation du modèle SIRUP (Kao et al., 1998)

Ce modèle a depuis été couplé avec le modèle de simulation du drainage SIDRA (Lesaffre et Zimmer, 1988), en particulier dans le cadre de la mise au point du modèle SILASOL (Branger et al., en révision). Il a aussi été utilisé dans une version spatialisée dans les travaux de Hammani sur le fonctionnement des périmètres irrigués-drainés au Maroc (Hammani, 2002).

En matière d'influence du drainage sur la partition infiltration/ruissellement, ces résultats sont cohérents avec l'analyse de la littérature internationale (voir en particulier la revue de Robinson et Rycroft, 1999). Celle-ci aboutit au constat général que le drainage agricole limite fortement le ruissellement à l'échelle de la parcelle pour une fréquence d'événements pluviométriques proche de celle utilisée pour son dimensionnement (c'est-à-dire courants, de période de retour de 1 à 5 ans). Au delà, la capacité du réseau enterré est considérée comme dépassée. Ce constat s'appuie néanmoins sur des études très hétérogènes, tant les échelles et les systèmes agro-pédo-climatiques considérés sont différents. Enfin, peu d'études intègrent la caractérisation et l'analyse de l'évolution des états de surface dans de tels systèmes.

Si nos résultats acquis à la fin des années 90 confirment la réduction significative des volumes ruisselés en situation météorologique non exceptionnelle, ces travaux ont porté sur des sols argilo-limoneux peu sensibles à la battance (stage de M2 de M. Refes, 1997). Or, comme nous l'avons évoqué plus haut, si le drainage limite le ruissellement sur surface saturée en maintenant la nappe à un niveau inférieur à celui d'une parcelle non drainée, l'évolution de la structure des états de surface peut être à l'origine de ruissellement de type hortonien. Constatant le peu de connaissances existant sur ces processus dans notre contexte, nous avons donc choisi d'explorer cette question en travaillant sur des sols à la fois drainés et sensibles à la battance afin de tenter de distinguer les différents effets.

3. Analyse des processus de genèse du ruissellement : effets combinés de la nappe et des états de surface du sol

3.a. Objectifs et démarche

Ces travaux ont été développés dans le cadre de la thèse de Bénédicte Augéard ([Augéard, 2006](#)) que j'ai co-encadrée avec M. Vauclin, au sein du réseau RIDES¹¹. Ce réseau a regroupé une soixantaine de chercheurs, ingénieurs, doctorants et techniciens, de divers organismes, travaillant sur le ruissellement et l'érosion des sols. Issu d'une démarche menée depuis 1997, RIDES a été soutenu jusqu'en 2005 par le Programme National de Recherche en Hydrologie (ECCO-PNRH de l'INSU). On peut regretter qu'une telle communauté ne puisse plus fonctionner dans le cadre des appels à projet actuels...

Dans le cadre du groupe de travail « Hydro » de ce réseau, nous nous sommes concentrés sur l'analyse de l'interaction entre les effets sur l'apparition du ruissellement de la modification de la structure du sol agricole au cours de l'hiver (effondrement, battance) d'une part, et de la présence d'une nappe à proximité de la surface d'autre part.

Le travail de Bénédicte Augéard s'est organisé autour de trois axes de recherche qui peuvent se décliner en autant de questions :

- quelles sont les modifications de la structure de la surface du sol dans le contexte de sols drainés et de quelle manière ces modifications sont influencées par la présence de la nappe ?
- quel est l'effet de ces modifications sur la genèse du ruissellement dans ces systèmes?
- comment cet effet se combine-t-il avec le ruissellement engendré par l'affleurement éventuel de la nappe et comment mieux décrire les conditions conduisant à cet affleurement ?

Dans le même esprit que les travaux présentés précédemment (T. Paris, C. Billy), la démarche suivie a reposé sur la mise en oeuvre conjointe d'expérimentations lourdes au laboratoire et sur le terrain (BV de l'Orgeval) et sur un effort de modélisation dédié. C'est ainsi que grâce au réseau RIDES nous avons pu bénéficier de différents dispositifs expérimentaux qui ont été déterminants pour la conduite du travail : simulateur de pluie de l'INRA d'Orléans, dispositif de radiographie X à l'INRA-INA-PG de Grignon...et ceci d'autant plus que les conditions climatiques des hivers 2003 à 2005 n'ont pas été particulièrement propices à la manifestation de ruissellement. De même, en matière de modélisation, une

¹¹ <http://www-rides.u-strasbg.fr/index.html>

fructueuse collaboration avec Samuel Assouline (Volcani Center, Israël) a été initiée à travers le réseau « RIDES ».

3.b. Principaux résultats

- Modifications de la structure de la surface du sol en présence d'une nappe superficielle

Un premier dispositif expérimental a été mis au point sur la base d'une cuve drainée (avec des niveaux de nappe contrôlés) et instrumentée (tensiométrie, débitmétrie). Ce dispositif (Fig. 13a) a permis de reproduire les modifications de la structure de l'horizon travaillé dues à la pluie, en conditions hydriques proches de celles d'une parcelle drainée, en soumettant un massif de sol contenant une nappe à des pluies simulées (Augeard et al, in press *SSSA*).

Deux profondeurs initiales de nappe ont été testées (-30 et -70 cm), et trois phases de formation de la croûte, correspondant à des durées de pluie différentes, ont été observées grâce à plusieurs techniques : observations de lames minces au microscope, estimation des profils de macroporosité par analyse d'image et mesures de profils de masse volumique par radiographie aux rayons X (Fig. 13b).

Les processus d'évolution de la structure du sol se sont révélés caractéristiques des milieux très humides : (i) croûte de remplissage des espaces inter-agrégats par les particules arrachées aux agrégats et qui, par la suite, subissent la compaction de la pluie ; (ii) effondrement de l'horizon sous-jacent.

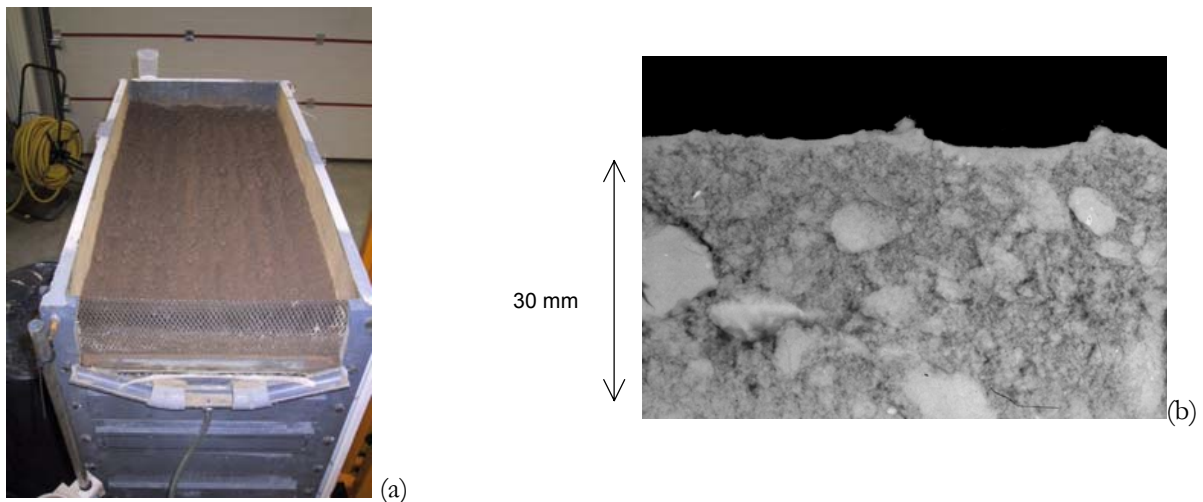


Fig. 13 : (a) vue du collecteur de ruissellement et de la surface du sol avant la pluie, expérimentations « grand bac » (Augeard, 2006) ; (b) image acquise par radiographie X de la surface d'un échantillon de sol prélevé après une série de pluies

Les profils de masse volumique réalisés sur des échantillons prélevés en fin de pluie (mesure par radiographie aux rayons X) ont également révélé la présence à la fois d'une croûte de battance et d'un effondrement de l'horizon sous cette croûte. Les modélisations du profil de masse volumique et de son évolution temporelle proposées respectivement par Bresson et al. (2004) et Assouline et Mualem (1997) ont permis de globalement bien reproduire les profils mesurés. Pour la condition initiale la plus « humide » (représentant la situation d'une nappe initialement à 30 cm de profondeur à l'interdrain), l'effondrement et le changement de masse volumique lié à la croûte ont semblé plus marqués que dans la condition initiale de nappe à 70cm de profondeur considérée. Cette différence est cohérente avec les hypothèses du modèle utilisé concernant l'influence de la pression de l'eau initiale sur la formation de la stabilité des agrégats.

- Effet du développement des états de surface sur l'infiltrabilité

L'influence de la croûte de battance sur les conditions de genèse du ruissellement a été analysée spécifiquement, cette dernière étant reconnue pour limiter l'infiltrabilité de la surface du sol. Un deuxième dispositif expérimental a été soumis à des pluies simulées en laboratoire (Fig. 14). Ce dispositif était constitué de massifs de sol moins épais que précédemment pour mieux contrôler les conditions aux limites et préalablement tassé afin d'éviter l'effondrement sous-jacent. A partir des données expérimentales acquises, les propriétés hydrodynamiques de la croûte de battance, reliées à la masse volumique d'après le modèle d'Assouline et Mualem (1997), ont été estimées par résolution inverse de l'équation de Richards grâce à un code développé au cours de la thèse (Augeard et al., 2007).

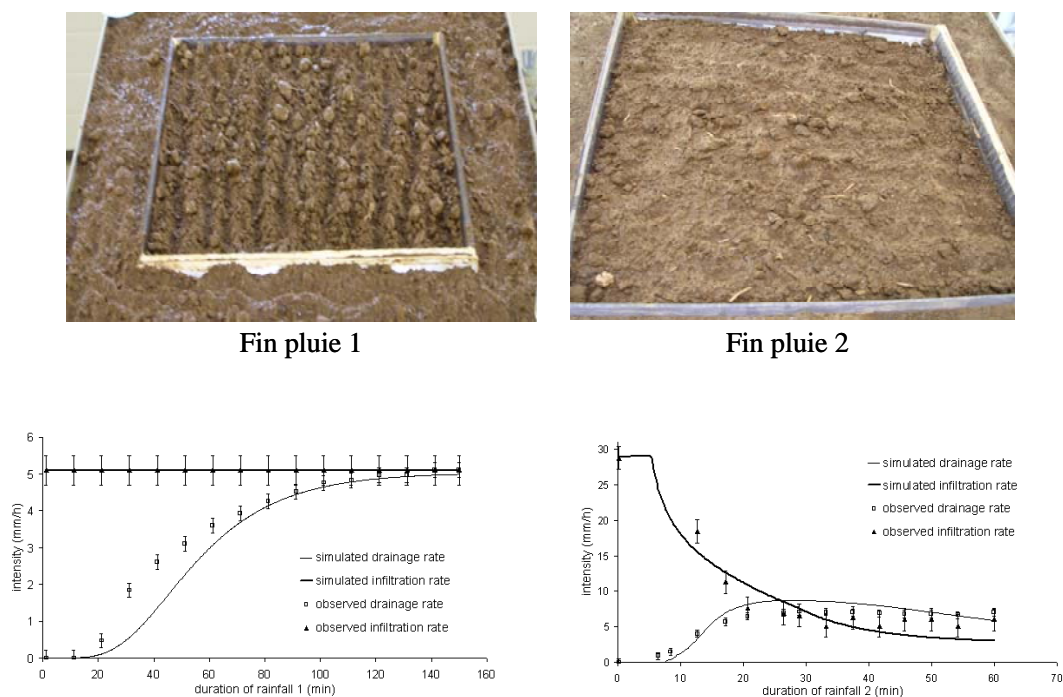


Fig. 14 : Evolution des états de surface entre deux pluies simulées. Expérimentations « petits bacs » (Augeard, 2006)
Flux drainés et infiltrés (observés et simulés) lors des pluies 1 et 2 (Augeard et al., 2007)

Les profils de masse volumique issus de ce calage se sont révélés comparables aux profils mesurés par radiographie aux rayons X. Par ailleurs, les résultats ont confirmé que la conductivité hydraulique à saturation en surface est fortement réduite par le développement de la croûte de battance. Il n'a cependant pas été possible d'établir des différences significatives entre les deux situations hydriques initiales considérées.

Sur le plan méthodologique, une part importante du travail s'est portée sur l'analyse des calculs d'incertitudes liées au calage des paramètres du modèle d'Assouline. Les résultats ont permis de confirmer, et d'illustrer, l'importance du choix du protocole expérimental (type de mesures à effectuer, conditions à la limite et conditions initiales du système) qui doit apporter suffisamment d'informations pour estimer précisément les paramètres par méthode inverse. Dans le cas étudié, il est apparu que le modèle d'Assouline était probablement sur-paramétré, quand bien même la plupart des variables d'états du système était mesurée simultanément et contribuait au calage (Augeard et al., 2007). Cette réflexion sur les limites de l'outil semble cohérente avec les développements récents menés par S. Assouline lui-même (Assouline, 2006a ; 2006b).

- Combinaison des différents effets à l'échelle de la parcelle agricole

L'étude combinée de l'affleurement de la nappe drainée et de l'évolution des croûtes de battance sur la genèse du ruissellement a été abordée grâce au suivi expérimental d'une parcelle drainée du bassin versant de Mélarchez (sous-bassin de l'Orgeval) (Fig. 15), couplé à une modélisation des écoulements de l'eau dans le sol entre le drain et l'interdrain (code HYDRUS 2D). Les observations de terrain durant la saison de drainage intense 2003-2004 ont confirmé que le ruissellement est relativement limité en raison de la présence du drainage (Augeard et al., 2005).

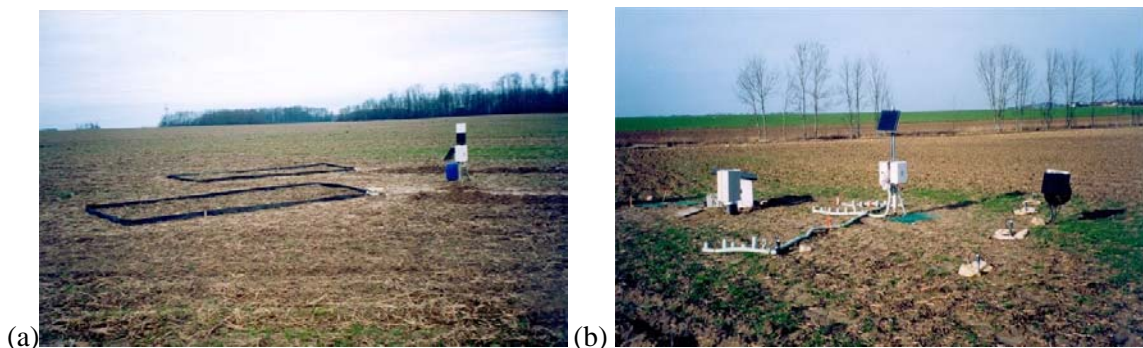


Fig. 15 : dispositif expérimental sur le bassin versant de Mélarchez, hiver 2003-2004 :
(a) placettes et pièges à ruissellement ; (b) profils tensiométriques, TDR et piézométriques

Durant l'hiver 2003-2004, les premiers épisodes de ruissellement identifiés étaient liés à l'affleurement de la nappe à l'inter-drain et ont participé à la mise en place d'une croûte de battance de type sédimentaire. Il a par ailleurs été montré que cette même croûte était à l'origine du dernier épisode observé en fin d'hiver. S'ils ne sont a priori pas concomitants, il peut donc bien y avoir existence des deux processus de genèse du ruissellement dans les systèmes drainés.

La modélisation des fluctuations observées de la nappe a mis également en évidence que le travail du sol avant l'hiver permet de limiter le ruissellement essentiellement pendant les premières pluies d'hiver (par la suite, la structure de l'horizon travaillé s'effondre). Enfin, les simulations numériques utilisant les données pluviométriques d'un hiver fortement pluvieux (2000-2001) ont confirmé que l'affleurement de la nappe reste le facteur prédominant à l'origine du ruissellement, la présence d'une croûte de battance n'augmentant que légèrement les quantités ruisselées mais pas le nombre d'épisodes ruisselants. La suite de l'analyse s'est ainsi orientée vers la dynamique de l'affleurement de la nappe.

Sur la base de simulations numériques, pour différentes profondeurs initiales de nappe, les pluies conduisant à un affleurement ont été caractérisées en termes d'intensité / durée / fréquence. Les périodes de retour de ces pluies sont en général inférieures à l'année, et la relation entre profondeur initiale de nappe et période de retour de la pluie conduisant à l'affleurement s'est révélée non-univoque. Une expression analytique, reliant profondeur initiale de la nappe, durée et intensité de la pluie avant affleurement, a été établie et vérifiée par comparaison avec des simulations numériques de référence.

A l'issue de ce travail, les principaux facteurs contrôlant la dynamique d'affleurement de la nappe ont donc été identifiés (conditions initiales, durée de pluie efficace...), ce qui permet de disposer de méthodes permettant de **caractériser efficacement les épisodes d'affleurement, moments clés du fonctionnement hydrologique des parcelles drainés.**

4. Bilan et perspectives

Le travail mené par l'équipe sur le ruissellement, depuis le milieu des années 90, s'est toujours appuyé sur une démarche associant expérimentations et modélisation. Les difficultés de mesure rencontrées sur le terrain sont souvent limitantes et caractérisent finalement le phénomène de ruissellement lui-même : un processus multi-échelles difficile à localiser, se manifestant de manière très fugace et dans des gammes d'intensités très variables. Ces difficultés nous ont conduits à compléter nos approches par des expérimentations sur des modèles physiques, tout comme nous l'avons par ailleurs fait pour identifier les voies de transferts dans les sols (dispositif MASHYNS décrits précédemment). Cette double approche

expérimentale (terrain et modèles physiques) est particulièrement féconde, même si elle reste lourde à mettre en œuvre.

Les principaux processus de genèse du ruissellement en période hivernale sont désormais bien connus. Les résultats semblent militer pour une prise en compte très simple de la nappe comme indicateur de fonctionnement, dans l'esprit de nos premiers travaux sur le modèle SIRUP. Cependant, une des conclusions issue des travaux de Bénédicte Augéard est que, même si elles ne contribuent pas au processus dominant, la nature et la dynamique des états de surface peuvent interagir avec le fonctionnement de la nappe drainée et expliquer certains phénomènes en marge de la saison de drainage ou dans certaines zones des parcelles. De même, à l'échelle de la parcelle, la répartition spatiale, et la connexion, des zones d'affleurement de la nappe imposées par les motifs « drains/interdrain » n'a pas réellement été explorée.

Tout ceci pose la **question du changement d'échelle et de l'intégration qui restent à réaliser entre les processus (locaux) de genèse et la propagation (ou non) du ruissellement à l'échelle de la parcelle et du versant drainés**. Cette nécessaire prise en compte de la dimension spatiale du transfert du ruissellement est un des importants chantiers auquel il faut désormais s'attaquer. Quelques pistes ont d'ores et déjà été explorées et nous les présenterons plus loin.

L'hydrologie des versants à nappes superficielles drainées : quels enjeux de modélisation ?

Références de l'auteur mobilisées : [IHES], [INT5], [INT7], [INT10], [CHAP3], [CHAP4], [COMo4], [COMp1]

La connaissance des modifications hydrologiques réellement induites par l'action de l'homme est difficile, compte tenu de la diversité des cheminements de l'eau, même à l'échelle de la parcelle, et de la complexité de la répartition spatiale des phénomènes en jeu. Seule une approche intégrant expérimentation et modélisation des écoulements semble susceptible de répondre à ces questions. Elle est nécessairement et préalablement fondée sur une compréhension des mécanismes hydrologiques et hydrauliques intervenant à l'échelle des singularités et à l'échelle du bassin versant, et sur une description approfondie de la géométrie des bassins versants cultivés et des discontinuités qui les caractérisent.

Comme nous l'avons évoqué en introduction, le cas des bassins versants artificiellement drainés en tant que systèmes hydrologiques se caractérise par différents **interfaces et niveaux de connectivité** tout à fait particuliers (Fig. 16) :

- Les systèmes drainés se caractérisent en général par une faible connectivité verticale avec les aquifères (sols hydromorphes) rendant dominants les écoulements latéraux : si c'est en général vrai à l'échelle parcellaire, l'intégration des processus à l'échelle du bassin versant rend probablement nécessaire de quantifier plus finement la variabilité des échanges entre les compartiments « sol » et « souterrain ». C'est ce qui ressort de certains résultats de la thèse de Claire Billy.
- A l'échelle parcellaire, si les processus de genèse de ruissellement sont désormais bien compris (Kao et al., 1998 ; Augéard et al., 2005), les possibilités de propagation/infiltration à plus grande échelle sont en revanche peu connus. L'organisation des motifs de surface (anthropiques ou naturels) crée des éléments de connectivité très difficiles à appréhender pour évaluer la part de ruissellement effectif parvenant au réseau hydrographique.
- L'ensemble du réseau enterré (panneaux de drains et collecteurs) constitue un maillage de structures d'écoulements « souterrains concentrés » dont les propriétés hydrauliques et le fonctionnement hydrologique sont peu connus.
- Enfin, le fonctionnement hydraulique du réseau hydrographique (fossés et ruisseaux) est en interaction forte à la fois avec les apports diffus (de surface et souterrains) et concentrés (collecteurs).

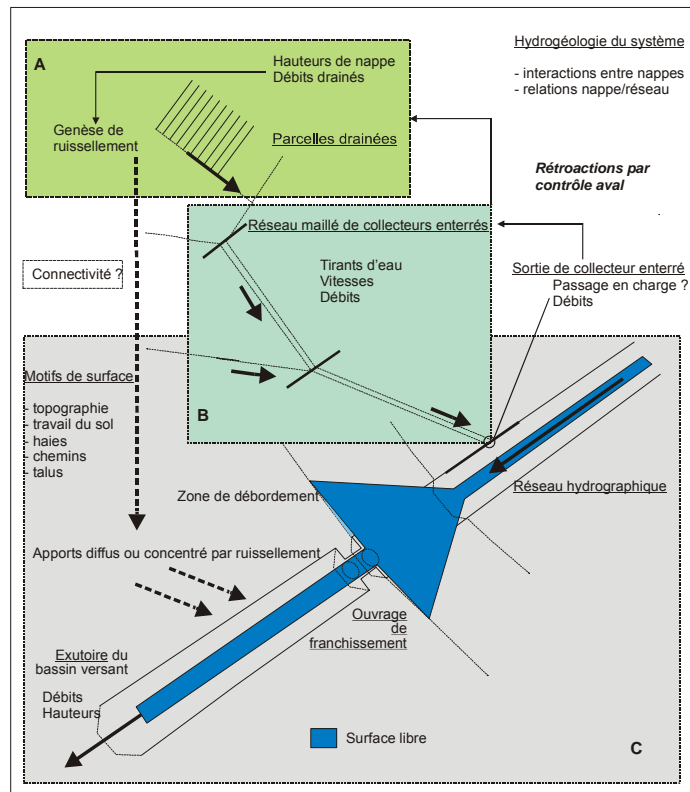


Fig. 16 : schéma de principe d'un système drainant, interfaces et processus hydrologiques associés.

Les systèmes drainants proposent donc un défi tout à fait particulier à la modélisation hydrologique : il s'agit de mettre en œuvre un (ou des) outil(s) capable(s) d'intégrer des géométries complexes (de surface et souterraine) et de représenter l'interaction de processus de natures très différentes (ruissellement, infiltration, écoulements dans le réseau enterré, hydraulique d'un réseau à surface libre).

1. Les enjeux en terme de modélisation

En matière de modélisation, plusieurs modèles hydrologiques distribués, appartenant à des écoles hydrologiques diverses, ont été développés pour simuler les mécanismes complexes de cheminement de l'eau sur un bassin versant lors d'événements de crues : CELMOD (Diskin and Simpson, 1978), TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979), MODCOU (Ledoux et al., 1984), Système Hydrologique Européen (SHE) (Abbott et al., 1986; Bathurst et O'Connell, 1992), Institute of Hydrology (IHDM) (Beven et al., 1987), SWATC (Morel-Seytoux et Alhassoun, 1987), KINEROS (Woolhiser et al., 1990), Quasi-Physically Based Rainfall-Runoff Model (QPBRM) (Loague, 1992), THALES (Grayson et al.,

1992), TOPOG (Vertessy et al., 1993), HYDROTEL (Fortin et al., 1995), Limburg Soil Erosion Model (LISEM) (De Rooet Offermans, 1995), MHYDAS (Moussa et al., 2002), etc.

Ces modèles diffèrent par leur domaine d'application, leur structure, les paramètres d'entrées et la représentation de l'espace et du réseau hydrographique. Cependant, la majorité d'entre eux ne prend pas ou très partiellement en compte certaines singularités telles que les réseaux enterrés (drains et collecteurs).

Le rôle de ces dernières dans la genèse et le transfert des écoulements ne peut donc pas encore être analysé directement par les modèles hydrologiques actuels.

La prise en compte explicite des réseaux de drainage dans la modélisation numérique du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant est assez étonnamment **une démarche peu explorée**, alors qu'il apparaît légitime de s'interroger sur l'impact de tels aménagements. Les réseaux enterrés peuvent être appréhendés comme des chemins d'écoulements « préférentiels » modifiant la dynamique d'infiltration ainsi que la capacité de stockage et de filtration des sols. Lorsque ces réseaux sont pris en compte, ils le sont généralement par le biais de modèles reposant sur le bilan de masse à l'échelle de l'élément (la parcelle). Ainsi, Kim et Delleur (1997) proposent une modification du modèle TOPMODEL qui représente l'effet du drainage enterré sur l'écoulement (et donc sur le bilan de masse dans l'élément de sol) comme la conjugaison de deux effets de retard et de stockage. De même, le modèle MIKE-SHE permet de modéliser le système de drains enterrés dans une parcelle comme un drain unique au centre de l'élément représentant cette parcelle, le débit de ce drain étant une fonction de la hauteur de nappe au dessus du drain et d'une constante de temps. Dans la même idée, Carluier et de Marsily (2003) ont introduit une couche « virtuelle » de drainage pour représenter l'influence d'un réseau enterré dans le modèle hydrologique TOPOG. Enfin plus récemment Tiemeyer et al (2007, in press) ont tenté d'adapter le modèle MHYDAS (Moussa et al., 2002) au cas d'un bassin versant drainé en Allemagne en intégrant une composante « rapide » aux écoulements, par analogie avec les transferts préférentiels réputés responsables des débits de pointe dans le système...

Enfin, d'autres modèles, comme FIELD&STRM (Konyha, 1989), ou SIDRA-MAGE (Giraud et al, 1997) se présentent comme le couplage d'un algorithme permettant de calculer l'écoulement dans les canaux (par la résolution de l'équation de St Venant) avec un modèle souterrain qui peut être basé sur le bilan de masse (DRAINMOD pour FIELD&STRM) ou reformulant l'équation de Boussinesq dans la zone saturée, la zone non saturée étant considérée comme un réservoir (SIDRA, Lesaffre et Zimmer (1988)).

2. Comment représenter la parcelle drainée ?

2.a. *Eléments de contexte : le modèle SIDRA*

La prédiction des débits à l'exutoire de parcelles drainées a fait l'objet de diverses approches de modélisation (voir Lorre et Lesaffre (1994) ou Skaggs (1999) pour des revues). La plupart des stratégies suivies reposent sur une représentation simplifiée du système (par symétrie, réduction du système au motif drain/interdrain) et des processus dominants (écoulements essentiellement latéraux dans la nappe et hypothèse de Dupuit-Forchheimer).

L'équipe « Drainage » du Cemagref, sur la base des travaux de Lesaffre et Zimmer (1988), s'est appuyée historiquement sur le modèle SIDRA pour estimer les débits drainés. Ce modèle repose sur une intégration spatiale de l'équation de Boussinesq et exprime de débit drainé ($[L.T^{-1}]$) sous la forme générale du système suivant (Bouarfa et Zimmer, 2000):

$$\frac{d[C(t).H(t)]}{dt} = \frac{R(t) - J(H,t)}{\mu} \quad (1)$$

$$q(t) = A(t).J(H,t) + [1 - A(t)].R(t) - \mu.H(t).C(t).\frac{\partial A(t)}{\partial t} \quad (2)$$

avec :

$A(t)$: premier facteur de forme de nappe

$C(t)$: deuxième facteur de forme de nappe

$H(t)$: hauteur de nappe à l'interdrain (à partir du niveau du drain)

$R(t)$: recharge de la nappe (= infiltration efficace)

μ : porosité de drainage

et la fonction dite de Hooghoudt : $J(H,t) = \frac{K.H^2(t) + 2.K.d.H(t)}{L^2}$

avec :

K : conductivité hydraulique à saturation

d : distance du drain à l'imperméable

L : demi-écartement (distance drain-interdrain)

L'équation (2) est une reformulation de l'équation de Boussinesq même si elle ne permet pas de déterminer directement $q(t)$ et $H(t)$. Elle a par ailleurs fait l'objet d'une généralisation dans le cas de système de fonds de vallée dans le cadre de ma thèse (Kao, 2002).

Un des principaux intérêts de cette formulation est qu'elle fait apparaître une décomposition conceptuellement intéressante du débit. Il comprend trois termes :

- Le premier terme est le produit du facteur de forme de nappe $A(t)$ par la fonction $J(H)$; il correspond à l'équation du **tarissement non influencé d'une nappe superficielle** lorsque la forme de la nappe est supposée invariante dans le temps ;
- Le second terme est le produit de la recharge de la nappe $R(t)$ par le complémentaire à 1 de $A(t)$; ce terme correspond à une **contribution de la recharge au débit** évacué par le système drainant ;
- Le troisième terme est le produit de la hauteur de nappe maximale dans le système, de la porosité de drainage μ , du facteur de forme de nappe $C(t)$ et de la dérivée du facteur de forme de nappe $A(t)$ par rapport au temps ; il correspond à la contribution au débit des **variations de stockage d'eau liées aux changements de forme de nappe** : lorsque la forme de nappe « se gonfle », le terme $A(t)$ augmente et ce troisième terme réduit le débit évacué.

Plusieurs types de changements de variables ont par ailleurs été proposés pour trouver des solutions de l'équation de Boussinesq. Une des méthodes classiques consiste à la rendre adimensionnelle (voir par exemple dans McCarthy et Skaggs, 1991). Un changement de variable original a été signalé par Zimmer (2002). Il consiste à travailler non pas sur les hauteurs de nappe (H) mais sur les lames d'eau présentes dans le système égales au produit de la porosité de drainage μ par la hauteur de nappe H . Ce changement de variable a été introduit pour la première fois par Favier et al., (1990) et repris par Bouarfa et Zimmer (2000). Cette reformulation a permis de mettre en évidence que les débits évacués par les systèmes drainants sont contrôlés par un paramètre indépendant : $\sigma = K/\mu^2 L^2$ [$L^{-1}T^{-1}$], qui mesure la « nervosité » de la nappe.

Sur la base de ces résultats, nous avons mené une réflexion sur une simplification du modèle SIDRA en fonction du pas de temps et du type de sol considérés. Cette réflexion nous a conduits à proposer une stratégie d'intégration de ce modèle dans le modèle de culture STICS (Tournebize et al., 2004). Les résultats ont été très satisfaisants, preuve qu'une analyse de la hiérarchie des processus en jeu permet de justifier un niveau de conceptualisation adapté.

La philosophie à la base du modèle SIDRA aboutit à une intégration correcte des processus à l'échelle drain/interdrain. Traditionnellement, cette intégration est généralisée à l'échelle de la (petite) parcelle sous l'hypothèse que, pour les pas de temps considérés, les transferts dans le réseau enterré n'introduisent pas

de transformation des débits. Nous verrons que cette dernière hypothèse n'est finalement pas toujours valide.

D'autre part, quels que soient les mérites du modèle SIDRA, une autre de ses limitations réside dans la non-prise en compte de la dynamique de la zone non saturée. Nous avons ainsi recherché quelle stratégie alternative de représentation de la parcelle drainée pouvait être mise en œuvre pour intégrer cette contrainte.

2.b. Les systèmes drainants et modélisation variablement saturée : objectifs visés

Un des objectifs des travaux menés dans le cadre du stage Post Doctoral de Jean-Philippe Carlier, dont j'ai assuré l'encadrement principal, était de jeter les bases d'une réflexion visant à aboutir à une représentation réaliste de l'interaction entre niveaux drainants de différentes natures (drains enterrés, fossés, rivières), de différentes profondeurs, et de différentes tailles et géométries. Ce travail s'est réalisé sous une double contrainte conceptuelle.

D'une part, la volonté de décrire aussi finement que possible les interactions entre les différents processus hydrologiques en jeu conduit à s'orienter vers une modélisation détaillée de ces processus, afin de quantifier au plus juste les interactions nappe/réseau de drainage/écoulement de surface. D'autre part, **les perspectives d'intégration régionale du système modélisé implique une simplification de la représentation choisie.** Cette simplification apparaît nécessaire par le fait qu'une description exhaustive de chaque parcelle drainée, par exemple en utilisant une équation de Richards 3D pour décrire finement les écoulements dans le milieu poreux et en utilisant un modèle d'écoulement dans les drains et le réseau de drainage, s'avèrera à la fois trop coûteuse en termes de temps de calcul et trop exigeante en termes de paramètres et de données d'entrée par rapport à la précision des modèles hydrologiques à cette échelle.

L'objectif a donc été de parvenir à une méthode de représentation du système étudié et des processus qui y ont lieu permettant de rendre compte du fonctionnement «équivalent» du système (c'est-à-dire à l'échelle de description voulue) requérant un minimum d'informations sur les paramètres (propriétés du sol, géométrie) et sur les conditions aux limites. Différentes approches sont possibles, reposant généralement sur la détermination de paramètres qu'il est au préalable nécessaire de définir par le biais de la notion de fonctionnement global ou de comportement équivalent.

Les recherches bibliographiques effectuées ont montré l'existence d'une littérature abondante portant sur certains aspects du problème posé, en particulier dans les domaines de la modélisation de systèmes drainés à petite échelle, de la prise en compte du drainage dans les modèles hydrologiques et des différentes méthodes de représentation équivalentes d'un milieu poreux hétérogène ou fracturé. Les méthodes de

calcul de propriétés équivalentes peuvent être classées en trois catégories distinctes : les méthodes déterministes, les méthodes stochastiques (probabilistes) et les méthodes heuristiques. **Ces méthodes n'ont à notre connaissance pas encore été utilisées dans le cas particulier du drainage agricole.** L'application la plus proche que l'on puisse noter est celle proposée pour des « soil pipes » par Uchida et al. (2005) ou plus largement dans certains travaux de l'équipe de J J McDonnell (Oregon State University).

Un lien entre ces différentes approches demeurerait donc à investiguer afin de proposer des solutions méthodologiques et pratiques simples pour la modélisation intégrée, de façon équivalente ou non, des systèmes drainés et leur prise en compte dans le fonctionnement hydrologique d'ensembles de plus grande taille (du groupe de parcelles au petit bassin versant).

2.c. Démarche suivie

L'hypothèse de départ est que l'on peut assimiler la parcelle drainée à un milieu poreux bi-modal dans lequel se produisent deux « types » d'écoulement : un écoulement lent dans la matrice (le sol) et un écoulement beaucoup plus rapide dans le réseau de drainage.

On peut ainsi faire une analogie avec les milieux poreux fracturés, fissurés, ou plus généralement les milieux contenant des « macropores » (connectés ou non) pour lesquels différentes approches d'« upscaling » existent (voir Renard et de Marsily, 1997 pour une revue). Pour pouvoir appliquer ce type de méthodes au système qui nous intéresse, deux hypothèses fortes sont nécessaires : (i) l'écoulement dans les drains peut être modélisé de façon Darcienne ; (ii) la condition de suintement à la surface des drains peut être supprimée sans perte significative de précision.

Après une revue des principales méthodes décrites dans la littérature, il est apparu que la méthode proposée par Pozdniakov et Tsang (2004) permet d'obtenir simplement des valeurs de conductivité effective pour une configuration simplifiée de système drainant (Fig. 17). Elle présente en outre l'intérêt de pouvoir s'appliquer à un milieu poreux dans lequel se trouvent des inclusions de conductivité hydraulique infinie, ce qui est le cas des drains.

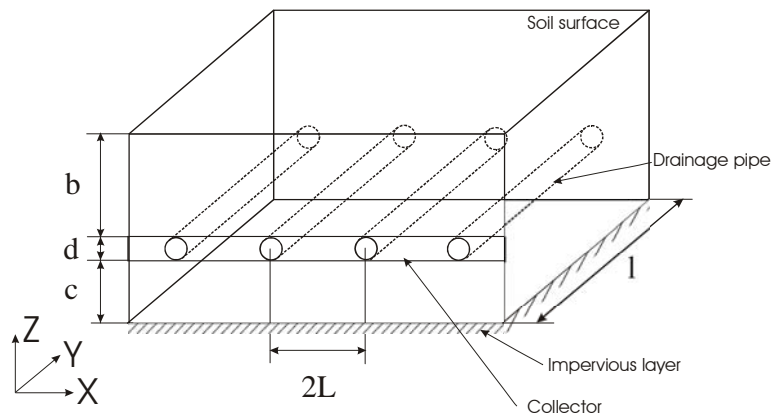


Fig. 17 : bloc de sol élémentaire avec 4 drains en inclusions et un collecteur (Carlier et al., 2007)

L'approche suivie a reposé sur trois étapes (Carlier et al., 2007) :

- la première étape (S1), utilisant l'approche de Pozdniakov et Tsang (2004), permet de rendre compte des transferts d'eau dans la couche contenant les drains. On obtient ainsi des valeurs de conductivité hydraulique à saturation effective dans les directions longitudinales (suivant l'axe des drains) et transversales (perpendiculairement à cet axe) pour la couche « drainante », le reste du domaine demeurant inchangé. **Ces valeurs dépendent uniquement de la taille des drains (diamètre et longueur) et de leur densité (rapport diamètre/écartement).**
- la seconde étape (S2), basée sur des considérations géométriques, permet de compenser la perte d'information/de contraintes sur l'écoulement engendrée par la disparition de la condition de pression imposée à la surface des drains. Elle fait appel à des considérations géométriques : on définit pour le système original (avec drains) et le système effectif (couche drainante) une section représentative (2D) du système et on fait une « analogie » entre les deux sections en introduisant un facteur d'anisotropie supplémentaire. Cette méthode est à rapprocher de celle qui est présentée par Youngs (1986) pour les milieux drainés anisotropes. **Cette étape permet d'aboutir à une nouvelle valeur d'anisotropie et donc de conductivité hydraulique longitudinale dans l'ensemble du domaine.**
- la troisième étape (S3) permet par une simple prise de moyenne spatiale d'aboutir à **un milieu équivalent homogène mais anisotrope**. Cette prise de moyenne est rigoureusement exacte dans le cas d'un écoulement unidirectionnel saturé.

2.d. Principaux résultats

Les simulations réalisées sur différents cas tests (Carlier et al., 2007) montrent que le passage par l'étape S2 est déterminante, i.e. que la simple application de la méthode « self-consistent » ne permet pas de représenter de façon satisfaisante le comportement du système étudié. Les résultats obtenus avec les systèmes équivalents S2 (avec une couche drainante) et S3 (homogène) sont satisfaisants, le système S2 se montrant légèrement plus « réactif », il prédit une augmentation plus rapide du flux à la sortie du bloc (au collecteur) associée à un gonflement moins important de la nappe (hauteurs moyennes et maximales plus faibles) (Fig. 17). Le système S3, au contraire, est légèrement moins « réactif » que la référence. Cette différence avec S2 s'explique par le fait que la prise de moyenne effectuée pour passer de S2 à S3 n'est pas rigoureusement valide dans le cas de figure présenté ici, le sol n'étant pas saturé sur toute la hauteur du domaine et l'écoulement n'étant pas uniquement horizontal (la composante verticale ne devient plus négligeable en se rapprochant du collecteur).

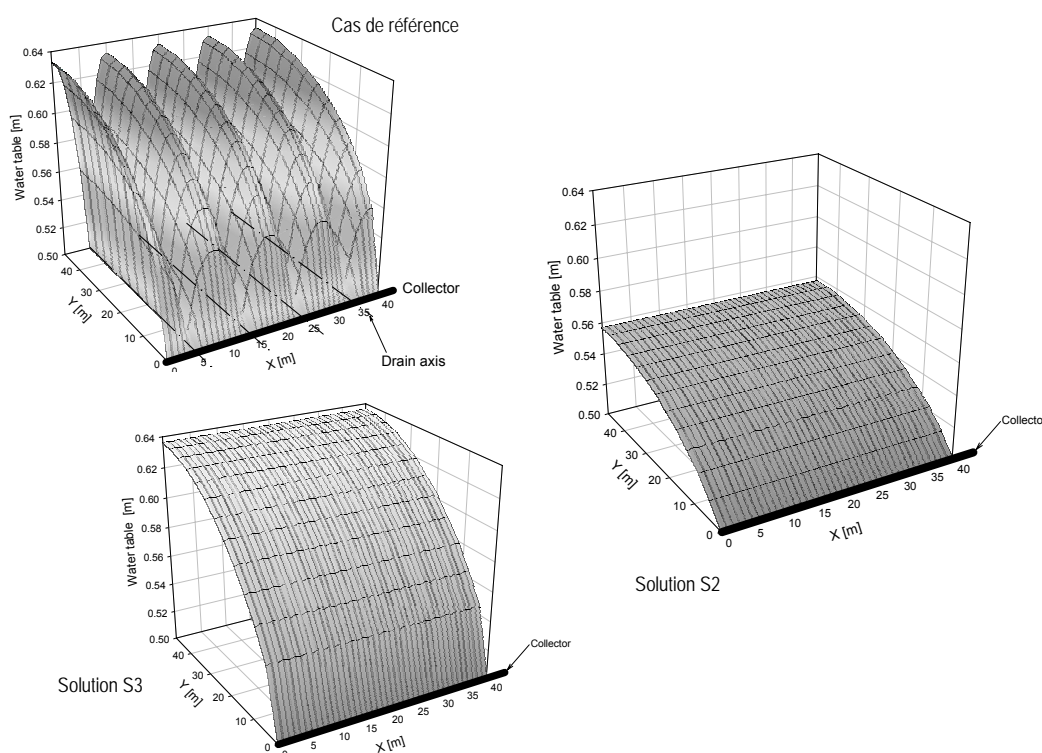


Fig. 18 : visualisation des géométries des toits de nappe simulés : cas de référence avec les drains ; après étape S2 ; après étape S3.

Pour évaluer l'influence des propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée sur les résultats, une étude de sensibilité à la variation des paramètres issus du modèle de van Genuchten-Mualem a été initiée. Les résultats se sont avérés satisfaisants dans tous les cas étudiés, avec toutefois des différences plus

marquées dans le cas où la conductivité hydraulique reste importante dans la zone non saturée. Dans ce dernier cas la composante verticale de l'écoulement joue en effet un rôle plus important.

De la même façon, l'influence de la valeur de la recharge a été étudiée sur le comportement des systèmes équivalents proposés et sur leur capacité à rendre compte de celui du système de référence. Il a été vérifié que la valeur de ce flux conditionne fortement la dynamique du système, en particulier le temps d'établissement et les caractéristiques du régime permanent, et que la modélisation via les systèmes équivalents S2 et S3 est d'autant plus proche de la référence que la recharge est importante.

2.e. *Bilan et perspectives*

La méthode proposée est un premier pas pour représenter le comportement « intégré » du système, i.e. nous sommes parvenus à bien à décrire l'évolution temporelle des débits et des hauteurs de nappe moyennes à partir de la modélisation des transferts dans un milieu drainé « équivalent » rendu homogène et anisotrope.

Plusieurs points restent cependant à développer, dont le principal consiste à étendre la démarche à des ensembles de réseaux maillés plus complexes, intégrant des panneaux de drains et le réseau de collecteurs. Il n'est pas évident que cette prochaine étape puisse se faire sur la base de considérations analytiques quant à la définition des propriétés équivalentes. On pourra cependant s'inspirer des méthodes développées par les chercheurs travaillant sur les milieux karstiques et fissurés, ce qui suppose de disposer d'un outil de simulation numérique 3D relativement robuste. Des publications très récentes militent d'ailleurs dans ce sens (p.e. Schilling and Helmers, 2007, *in press*). Dans un autre registre, on pourra peut être aussi s'appuyer sur des démarches plus empiriques telles que celles décrites par de Vries (1994).

Plus largement, il me semble particulièrement fécond pour l'avenir de considérer les hydrosystèmes artificiellement drainés comme un cas particulier de versants dominés par des écoulements « concentrés souterrains ». En effet, il existe en hydrologie une part significative de travaux qui s'intéressent aux effets des « lateral pipe flows » sur le comportement non linéaire de la réponse hydrologique des versants (Jones, 1997 ; Uchida et al., 2005 ; Tromp-van Meerveld and Mc Donnell, 2006). Certaines analogies peuvent ainsi être faites avec les résultats acquis par cette communauté de chercheurs (p.e. Weiler et McDonnell, 2007) et des collaborations sont à encourager. **Ce serait un moyen de reformuler notre problématique liée aux systèmes drainants dans un cadre conceptuel élargi.**

3. Versants à nappe superficielle et « expérimentations numériques »

Depuis une trentaine d'années, une importante activité de recherche a été menée dans le but d'identifier, décrire et modéliser les principaux processus hydrologiques responsables de la genèse et du transfert des écoulements à l'échelle des versants. Il est évident que dans la pratique il est extrêmement difficile d'identifier et de séparer ces différents processus hydrologiques. Quoiqu'il en soit, les efforts de modélisation doivent malgré tout être poursuivis et encouragés comme un moyen efficace d'anticiper et d'expliquer les interactions complexes entre de tels mécanismes élémentaires : c'est le concept de « virtual experiments » (Weiler et McDonnell, 2004).

Les modèles hydrologiques dits à « base physique », à l'échelle du versant, reposent pour beaucoup d'entre eux sur une résolution numérique de l'équation de Richards. Depuis les premiers travaux de Freeze (1972a et b) jusqu'aux développements récents publiés dans la littérature (Panday and Huyakorn, 2004) un nombre important de stratégies et de codes numériques ont été produits. Parmi eux, plusieurs travaux ont montré l'attention toute particulière qu'il convient de porter sur la mise au point de codes numériques appliqués à ces questions (Cloke et al., 2003). **C'est en particulier vrai pour les situations où le milieu poreux est dans un état hydrique proche de la saturation (fluctuations de la nappe superficielle par exemple) pour lesquelles les codes numériques sont très sensibles à la description des propriétés hydrodynamiques** (voir p.e. Vogel et al., 2001).

3.a. L'initiative « DYNAS »

Les résultats présentés ici ont été développés dans le cadre d'une Action de Recherche Coordonnée (ARC) de l'INRIA. L'ARC « DYNAmique des NAppes Superficielles » (DYNAS) a regroupé en 2003 et 2004 deux équipes de numériciens (INRIA/ESTIME et ENPC/CERMICS) et trois équipes à dominante « hydrologique » (Cemagref/HBAN, ENPC/CEREVE et IMFS). Le principal objectif de ce groupe a été de mettre au point et d'évaluer des techniques de résolution numérique adaptées à la modélisation à base physique des transferts d'eau à l'échelle de versants influencés par la présence d'une nappe superficielle.

L'ARC DYNAS a fonctionné sur le principe du « benchmarking » : les hydrologues du groupe ont élaboré les principes de « cas tests » simples (« Napex » : voir « Case studies » sur : www-rocq.inria.fr/estime/DYNAS/) qui ont servi de base à la construction et à l'inter-comparaison des codes numériques élaborés par les numériciens. Le développement (design et validation) des méthodes numériques pour simuler l'équation de Richards a été mené dans deux directions : d'une part les méthodes cinétiques basées sur une approche de type Lattice Boltzmann (Ginzburg et al., 2004), d'autre part les méthodes d'éléments finis plus classiques (Beaugendre et al., 2004). Pour ce deuxième axe, l'originalité a

été l'analyse du couplage avec une condition aux limites de type obstacle afin de capter le lieu géométrique d'affleurement de la nappe et avec un modèle de type Saint Venant pour rendre compte de la propagation de la lame d'eau ruisselante.

Par ailleurs, une veille bibliographique a permis d'identifier les démarches comparables développées dans d'autres équipes et a alimenté le travail d'intercomparaison. Enfin, des experts extérieurs ont été régulièrement invités pour présenter leurs recherches et compléter la réflexion du groupe. Un workshop international a été organisé en décembre 2004 pour clore l'exercice et promouvoir les échanges entre à la fois avec les communautés d'hydrologues et de numériciens (voir la rubrique « Workshop » sous www-rocq.inria.fr/estime/DYNAS/).

3.b. Principaux résultats

Le principal exercice collectif de modélisation s'est concentré sur la dynamique des transferts à l'échelle d'un transect de versant pour un forçage donné (pluviométrie imposée). Le cas test « type » a été choisi afin de répondre à la fois à des questions de nature « hydrologique » (dynamique de l'affleurement des nappes superficielles dans un versant) et « numérique » (problème de frontière libre, de basculement de conditions aux limites...) (Fig. 19). Les échelles étudiées ont été métriques et décimétriques, en référence aux cas « classiques » issus de la littérature (Abdul et Gillham (1984) ; Odgen et Watts (2000))

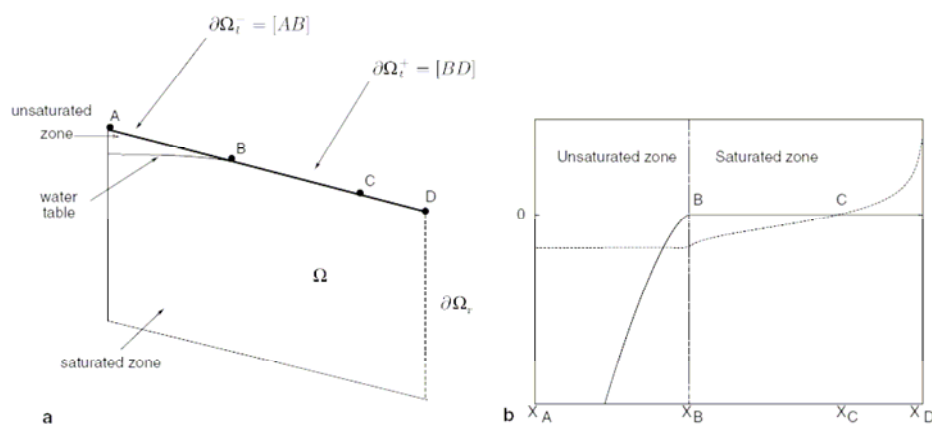


Figure 1 (a) Schematic representation of the domain Ω . (b) Distribution along the top surface of typical pressure head, ψ (m) (solid line), and normal velocity, $v \cdot n$ (m/h) (dashed line).

Fig. 19 : définition du domaine de résolution et conditions aux limites, cas test « Dynas » (Beaugendre et al., 2006).

Un des défis était de représenter, à travers des schémas numériques adaptés, les interactions entre ruissellement, infiltration, recharge de la nappe, et affleurement de celle-ci. Deux étapes de modélisation ont été identifiées. Dans un premier temps, les aspects cinématiques liés à la propagation de la lame d'eau

en surface du sol ont été négligés ; seuls les processus d'infiltration et d'affleurement ont été investigués. Dans un deuxième temps, le ruissellement induit a été intégré par couplage de l'onde cinématique, traduisant la propagation de la lame d'eau en surface. Plusieurs types de sols ont été étudiés.

Les résultats acquis et décrits dans Beaugendre et al. (2006) peuvent être résumés comme suit :

- La dynamique d'affleurement de la nappe est très sensible aux propriétés hydrodynamiques des sols à proximité de la saturation. Pour certains sols, présentant des propriétés « raides », il a été nécessaire de mettre en œuvre des traitements numériques dédiés (correction de la pression d'entrée d'air) et qui se sont révélés très influents sur la genèse des écoulements. ;
- La dynamique temporelle de la zone d'affleurement est un problème fortement non linéaire qui a pu être traité de manière robuste par une méthode numérique de type « obstacle ».
- Le comportement des versants dépend, selon l'échelle considérée et en régime permanent, de paramètres adimensionnels mesurant la capacité de drainage du versant et l'intensité relative de la recharge. Les propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée contrôlent quant à elles la réactivité du versant en phase transitoire (extension de la zone d'affleurement).
- La comparaison des résultats intégrant la prise en compte explicite du ruissellement a montré qu'un couplage n'était pas nécessaire pour aboutir à de bons résultats quant à la simulation de la dynamique de la nappe.

3.c. Bilan et perspectives

Le travail mené dans le cadre de l'ARC DYNAS, s'il n'a pas « révolutionné » l'hydrologie des versants, a eu le grand mérite de favoriser un dialogue construit et fécond entre numériciens et hydrologues. Les outils mis en place durant ce projet ont montré une grande robustesse et permettent d'envisager le traitement de situations complexes mettant en jeu des évolutions rapides de l'état de la zone non saturée et de genèse de ruissellement dans les versants à nappe superficielle.

Deux principales directions sont envisagées pour prolonger cette collaboration avec l'équipe d'Alexandre Ern (CERMICS/ENPC) :

- Un projet de stage post-doctoral portant sur la modélisation de la zone non saturée en régime transitoire de fluctuation de nappe ;
- Le projet ANR multidisciplinaire « blanc » METHODE qui démarre fin 2007 (<http://www.univ-orleans.fr/mapmo/methode/>).

Nous reviendrons sur ces deux projets dans les conclusions du mémoire.

Vers une nécessaire intégration des processus d'interactions à différentes échelles

L'objectif de cette partie est de présenter des travaux récents, de nature exploratoire, qui n'ont pas encore fait l'objet de publications ou de communications au niveau international. Ils prolongent les travaux présentés précédemment et ouvrent des perspectives qui me semblent importantes.

Le fonctionnement (c.a.d. les performances et les impacts) des réseaux de drainage dépend des conditions de fonctionnement hydraulique et hydrologique **à différentes échelles**, le niveau d'eau libre dans le réseau de surface pouvant **rétroagir** sur la fonction de collecte des drains dans le sol et donc sur la partition du bilan hydrique parcellaire. A ceci s'ajoute l'interaction potentielle du réseau de drains, de collecteurs et de fossés avec le fonctionnement hydrogéologique plus régional du bassin versant.

Comme évoqué précédemment, la grande majorité des modèles hydrologiques utilise une description simplifiée des écoulements superficiels (premier mètre du sol) et s'ils prennent effectivement en compte le drainage agricole, aucun n'intègre le fonctionnement hydraulique spécifique du réseau enterré. Seuls quelques travaux initiés par Nédélec (2005) envisagent **une modélisation de la dynamique liant le réseau d'émissaires et ses ouvrages hydrauliques avec le réseau de collecteurs enterrés et les parcelles drainées**. Dans une certaine mesure, ces perspectives peuvent être rapprochées de réflexions menées par les « hydrologues urbains » pour modéliser le fonctionnement des réseaux d'assainissement pluvial urbain. En effet, restreints à la seule représentation du réseau enterré, ils peuvent apporter des éléments de réponse aux lacunes évoquées précédemment. Par exemple, dans le but d'intégrer les facteurs d'influence aval au comportement des réseaux enterrés, tout en évitant d'utiliser des modèles trop complexes résolvant les équations de Saint-Venant, Motiee et al. (1997) ainsi que Sartor (1999) abordent cette question en proposant des modèles de stockage dynamique. Ces approches cherchent par ailleurs, dans leur propre domaine d'application, à se tourner vers des contextes associant écoulements canalisés en aval de surfaces imperméables et infiltration à partir de secteurs perméables. Des perspectives de convergence entre « réseaux des villes » et « réseaux des champs » sont donc très probablement à imaginer...

1. De l'importance du dimensionnement du réseau souterrain : résultats exploratoires

Il nous semble utile de rappeler ici que les critères de **dimensionnement** des réseaux de drainage enterré visent d'une part, en matière d'**écartement et de profondeur des drains**, à garantir un temps et une profondeur de **rabattement de la nappe perchée** compatibles avec les pratiques agricoles

caractéristiques des cultures envisagées sur la parcelle, et d'autre part, en terme de **débit de projet**, à assurer l'évacuation à surface libre par le réseau enterré d'une **gamme d'événement pluviométrique de période de retour courante** (annuelle).

En terme d'échelle spatiale, il faut ainsi distinguer l'**échelle parcellaire** à laquelle sont raisonnés les **panneaux de drains** et le réseau primaire de collecteurs, le **groupe de parcelles** (drainées et non-drainées) autour duquel s'organisent le **réseau de collecteurs** enterrés secondaires et le réseau primaire de fossés à ciel ouvert dans lesquels vont déboucher les collecteurs, et enfin le **petit bassin versant** qui associe le **réseau de fossés** au **système hydrographique** préexistant.

Le fonctionnement hydraulique des réseaux de drainage et de collecteurs a un impact direct sur le fonctionnement hydrologique des parcelles et donc, comme nous l'avons évoqué, sur la genèse du ruissellement. Une limitation de leur efficacité peut donc aggraver les risques de ruissellement en augmentant le temps de présence de la nappe à la proximité de la surface. **L'analyse du fonctionnement hydrologique d'un hydrosystème drainé doit donc se raisonner en fonction des critères utilisés pour son dimensionnement et prendre en compte le fonctionnement réel du réseau enterré.** Il est ainsi nécessaire de distinguer les situations où le réseau est effectivement ancien ou mal dimensionné et sa capacité de collecte donc limitée, des cas où le réseau enterré est en bon état, bien dimensionné mais l'événement hydrologique considéré est d'occurrence notablement plus rare que la classe d'événements qui sert de base au dimensionnement.

Dans ce contexte, un **travail exploratoire** a été mené en marge des travaux de thèse de Bénédicte Augeard par Jérôme Ledun (2005). Ce travail a cherché à évaluer comment le fonctionnement hydraulique du réseau de collecteurs enterrés peut en effet expliquer une partie des phénomènes potentiels de ruissellement à la parcelle. L'organisation et le dimensionnement d'une partie du système drainant d'un sous bassin de l'Orgeval (BV de Mélarchez) ont été analysés afin **d'identifier les parcelles pour lesquelles le réseau enterré pourrait être potentiellement limitant selon la gamme de débit considéré**. Les principaux résultats sont présentés dans Augeard et al (2005b).

- Principes

Le dimensionnement des collecteurs est en principe fondé sur le calcul d'un débit de projet. Il est généralement déterminé sur la base d'une pluie de durée (d) 3 jours et d'une période de retour (T) de 1 an. L'intensité de cette pluie peut être estimée à partir des données statistiques de la pluviométrie de la région (par un modèle de type « Montana » par exemple). Un coefficient d'infiltration théorique est choisi (entre 70 et 90%, en fonction de la topographie) pour évaluer le débit de projet spécifique (en l/s.ha) que le réseau enterré doit être capable d'évacuer. Il varie classiquement entre 1 et 2 l/s.ha dans le Bassin Parisien.

En fonction de la surface drainée par chaque partie du réseau, le débit transitant par chaque collecteur (en l/s) peut ainsi être calculé.

La mise en oeuvre du diagnostic repose sur **la connaissance des diamètres, des pentes et longueurs de collecteurs réellement utilisés** (à partir des plans disponibles auprès des agriculteurs, des cabinets de géomètres...). A partir de ces informations, en général accessibles, le débit maximal admissible que le réseau, compte tenu de ses caractéristiques, peut évacuer avant mise en charge a été estimé. Ce débit limite est évalué en utilisant une formulation dérivée de la loi de Manning-Strickler.

Pour évaluer l'efficacité d'une partie du réseau enterré présent sur le BV de Mélarchez (BV de l'Orgeval), le débit de projet estimé a ainsi été comparé au débit maximal admissible calculé pour chaque collecteur de ce réseau. La pente a été fixée à 1% sur tout le sous-bassin et le débit de projet varie entre 1 et 2 l/s/ha, soit dans une gamme recouvrant les conditions de fonctionnement courantes à plus rares ($T = 1$ à 10 ans).

- Résultats

La Figure 20 présente les collecteurs pour lesquels le débit considéré dépasse la capacité d'évacuation définie précédemment. Les couleurs utilisées indiquent l'écart entre ces deux grandeurs. Lorsque qu'une partie du réseau passe en charge, on considère qu'elle limite l'écoulement dans la partie de réseau située en amont. Si le débit dépasse le débit maximal admissible de moins de 10 %, on considère que cela affecte peu l'écoulement. Il devient limité jusqu'à 50 % et très limité au-delà.

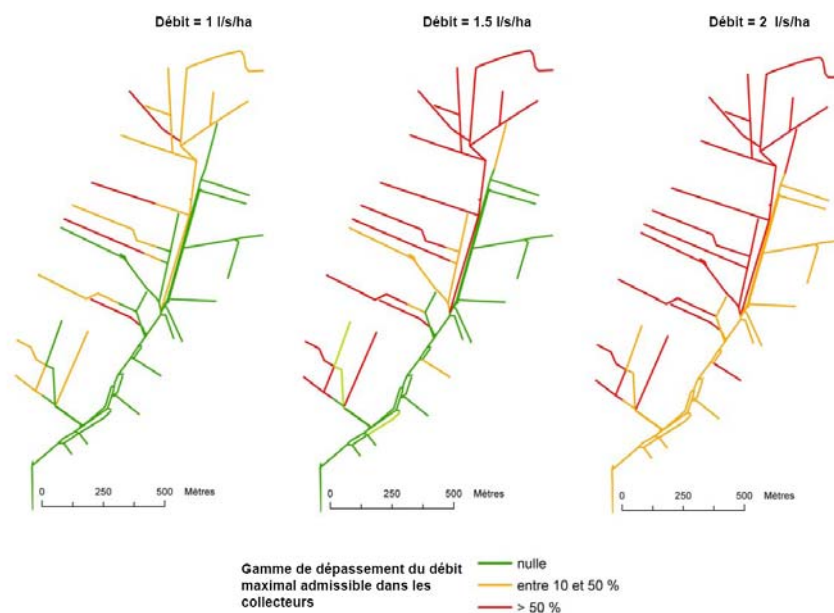


Fig. 20: localisation des collecteurs « limitants » pour trois débits surfaciques, selon le principe du dépassement du débit maximal admissible.

Ces résultats montrent deux choses :

- une partie du réseau de ce bassin (N-O) est clairement sous-dimensionnée. En effet, aucun collecteur ne devrait être potentiellement en charge pour un débit de projet compris entre 1 et 1.5 l/s.ha. **Les parcelles connectées à cette partie du réseau présentent donc un risque de ruissellement important dans la mesure où le drainage est limité pour des événements très courants.**
- la partie aval du réseau est limitante à partir d'un débit spécifique de 2 l/s.ha. Ce débit correspond certes à une période de retour plus rare pour $d = 3$ jours mais à une occurrence inférieure à $T = 1$ an pour une durée plus courte ($d = 1$ jour). On observe de plus que, potentiellement, **la mise en charge généralisée du réseau est très sensible à une variation somme toute faible (de 1,5 à 2 l/s.ha) des débits transitant dans le système.**

L'analyse de cet exemple illustre l'importance de la prise en compte du réseau enterré et de ses caractéristiques de fonctionnement hydraulique dans l'évaluation du risque vis-à-vis de la genèse du ruissellement. **La prise en compte conjointe des particularités hydrologiques et hydrauliques de tels systèmes doit donc être systématiquement intégrée aux démarches d'estimation du risque « ruissellement » plus traditionnelles fondées sur la caractérisation de l'évolution des états de surface du sol en lien avec la pluviométrie et les pratiques culturales.**

2. Comment intégrer mise en charge du réseau enterré et dynamique de la nappe

L'objectif global du travail de thèse initié en 2007 par Hocine Hénine, dont je participe au co-encadrement avec P. Ribstein, Y. Nédélec et B. Augéard, est d'étudier les processus de transferts et de stockage dynamique de l'eau dans les systèmes drainés, en visant plus particulièrement **l'intégration du fonctionnement couplé entre le réseau hydrographique et le réseau enterré influencé**. Prolongeant les travaux de mon collègue Yves Nédélec, ce travail se déroule dans le cadre du dispositif ORACLE, en partenariat avec l'UMR Sisyphe (P. Ribstein). Il bénéficie des conseils de nos collègues de l'unité Hydrologie-Hydraulique du Cemagref à Lyon (I. Braud, F. Branger), de l'IMF de Toulouse (D. Dartus) et de l'INSA de Lyon (G. Lipeme)

Le travail aborde la dynamique des écoulements sur l'ensemble du parcours entre la parcelle drainée et l'aval du réseau d'émissaires, incluant ainsi l'échelle de la parcelle, le réseau de collecteurs enterrés, et un émissaire à ciel ouvert recevant plusieurs points de rejet. Les travaux précédemment cités ont montré le caractère fortement couplé de ces éléments. Cette imbrication et cette rétroaction spécifiques doivent être

traitées comme telles. Les recherches s'appuient sur des expérimentations de terrain (sous-bassin de Goins sur l'Orgeval) et sur l'élaboration d'une démarche originale de modélisation.

En matière de suivi expérimental, un collecteur de drainage a été instrumenté afin de mesurer les débits transitant en un point du réseau enterré. Cette variable est en général inconnue. Le dispositif est complété par un suivi piézométriques dans les parcelles voisines et, bien entendu, par la mesure des débits à l'exutoire du bassin de Goins (1.1 km²) (Fig. 21).

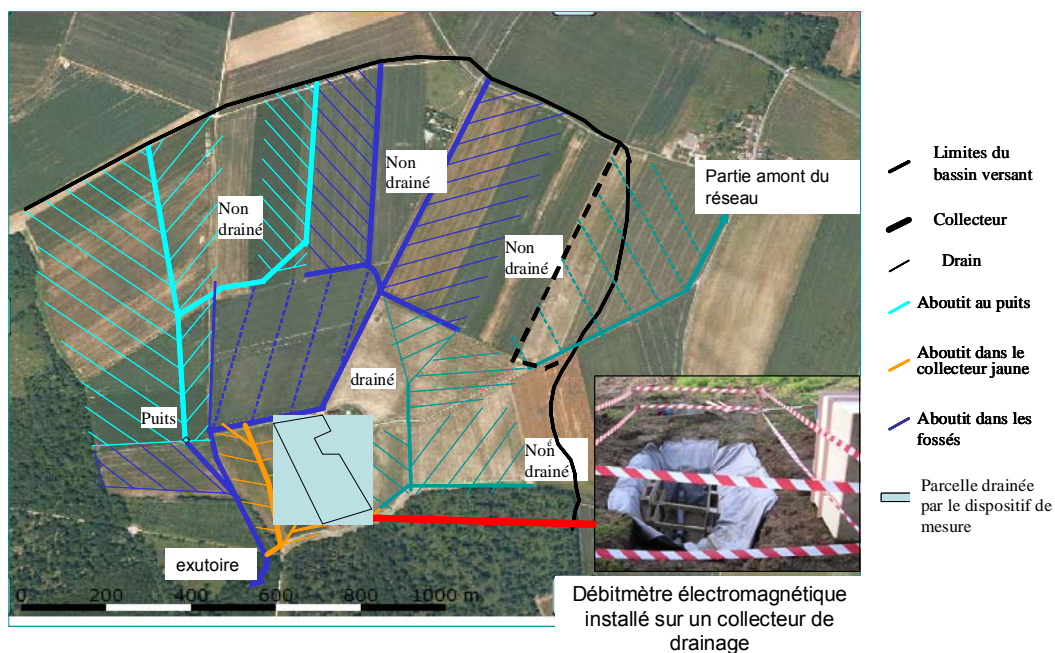


Fig. 21 : organisation du réseau enterré sur le bassin versant de Goins (1.1 km²) et dispositif expérimental hiver 2007.

Les premiers résultats expérimentaux acquis durant l'hiver 2007 ont permis d'identifier des événements durant lesquels plusieurs phénomènes remarquables peuvent être notés :

- (1) la mise en charge régulière du collecteur de drainage ;
- (2) l'apparition concomitante de « débits négatifs » i.e. de circulation d'eau vers l'amont du collecteur (phases A et B, Fig. 22) ;
- (3) un déphasage très net entre les pics de crues dans le collecteur et à l'exutoire.

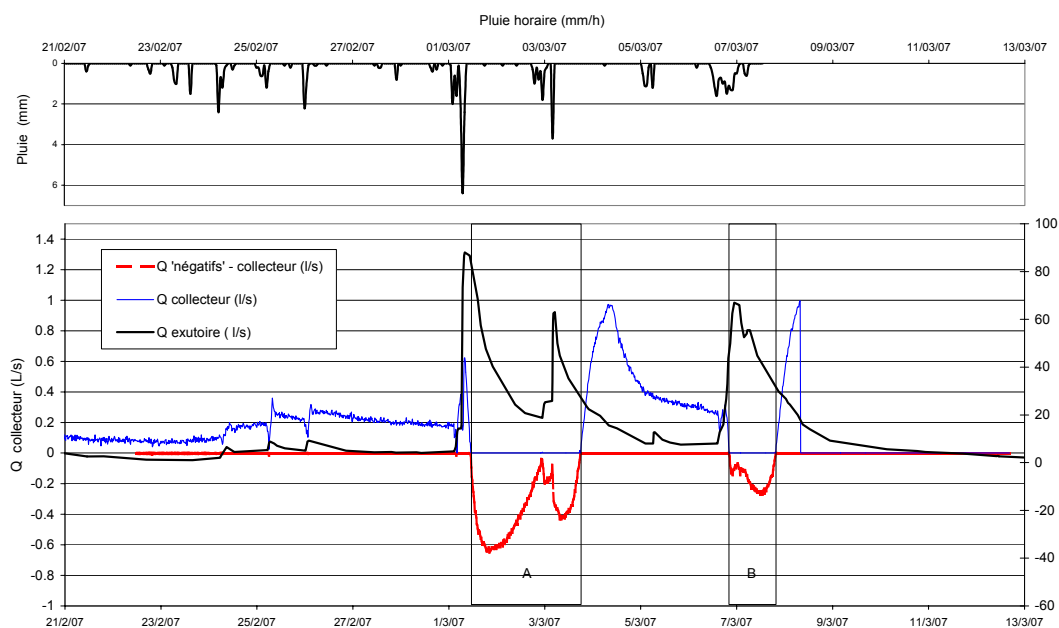


Fig. 22 : Chroniques des pluies et débits mesurés à l'exutoire du BV de Goins et dans le collecteur de drainage instrumenté (février - mars 2007)

Ces premiers résultats illustrent l'importance des phénomènes transitoires de mise en charge du réseau enterré et de leurs impacts potentiels sur les transferts vers l'aval du système. En effet, si le réseau enterré est capable, temporairement, de jouer le rôle de zone de stockage dynamique en utilisant le volume de remplissage du réseau et des parcelles (nappe perchée), l'amplitude de certains événements de crues peut probablement être atténuée en intensité. Si l'effort expérimental doit être maintenu pour compléter et préciser la connaissance de ces mécanismes, un effort tout à fait particulier doit être aussi fait en matière de modélisation.

La modélisation du système reliant la parcelle au fossé a été initiée à l'aide d'un ensemble d'outils numériques capables de représenter les différents compartiments du système. Le problème se pose d'abord en terme de couplage du système nappe/drains et drains/collecteurs afin de caractériser les interactions entre fonctions de « collecte » et de « transfert » du réseau. Un travail est en cours afin d'identifier les voies de couplage entre des approches de type « Boussinesq » pour la nappe drainée et « St Venant 1 D » dans le réseau enterré. La mise en charge de ce dernier est traitée par un schéma de type « fente de Preissmann ».

En ce qui concerne le problème de l'interaction entre le réseau enterré et le réseau à surface, on s'appuie principalement sur les précédents travaux d'Yves Nédélec (2005). Des outils d'hydraulique à surface libre tels que MAGE (Cemagref, 2004) ou ISIS-Flow (Wallingford, 1999) permettent de représenter des réseaux de fossés et d'émissaires et peuvent être mobilisés. En parallèle, des outils d'hydraulique urbaine tels que

MOUSE (DHI), CANOE (INSA/Sogreah, 2005), ou des modèles de routage/stockage (Motiee et al. 1997, Sartor, 1999) permettent de représenter un réseau d'assainissement ou l'évacuation des eaux de ruissellement urbain par des tuyaux enterrés. Une évaluation est en cours pour connaître dans quelle mesure ces outils peuvent être couplés avec le fonctionnement du réseau à surface libre et représenter un réseau enterré de collecteurs agricoles.

Il apparaît ainsi clairement que le travail de modélisation doit s'insérer dans une logique de couplage de différents modules, existants ou non. Dans le domaine de la modélisation hydrologique, quelques plates-formes de couplage existent, proposant des couplages plus ou moins souples ou travaillant à différentes échelles. Par exemple, la plate-forme OpenMI (Moore et Tindall, 2005) est la pionnière en la matière et reflète déjà le travail de plusieurs années de recherche.

A l'heure actuelle, la société Hydrowide développe une nouvelle plate-forme de modélisation nommée LIQUID, en partenariat avec le Cemagref et le LTHE. L'intérêt de la plate-forme LIQUID repose sur la possibilité de coupler des processus entre eux, sans faire de choix a priori sur la représentation de ceux-ci ou les variables échangées entre les modules représentant les processus. Au sein de cette plate-forme, différents modules existent déjà et pourront servir de base à l'étude. En particulier, Branger (2007) a développé un module permettant de représenter globalement à l'échelle de la parcelle, le débit issu d'un réseau de drainage. Les modules simplifiés d'hydraulique de rivière et de transferts dans la nappe sont également en cours d'élaboration. Les outils de modélisation qui seront mis au point dans le cadre de cette thèse seront raisonnés pour contribuer au développement de nouveau module au sein de LIQUID et garantir une bonne synergie avec les modules existants.

3. Spatialiser les processus de genèse et de transfert du ruissellement

Comme nous l'avons signalé, un des chantiers prioritaires à mettre en œuvre concerne la représentation spatialisée des phénomènes de ruissellement dans les versants drainés. Si les processus de genèse sont connus à l'échelle locale, les déterminants de la propagation ou de la ré-infiltration des écoulements de surface restent à éclaircir. La principale difficulté est que ces déterminants sont nombreux et présentent potentiellement une grande variabilité spatio-temporelle : zones d'affleurement de la nappe, nature et répartition des états de surface, topographie, motifs d'origine anthropique (travail du sol, traces de roues, dérayures, fourrières...).

Dans le prolongement des travaux menés par l'équipe depuis une dizaine d'années (Kao et al., 1998 ; Hammani, 2002 ; Augeard, 2006) nous avons choisi d'**explorer les possibilités d'intégrer nos connaissances dans un modèle spatialisé de ruissellement**. C'est ainsi que nous menons depuis 2 ans

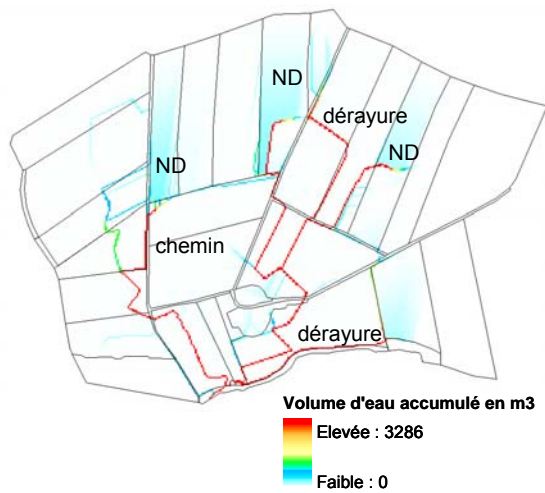
une collaboration avec les collègues de l'INRA (Grignon et Orléans) et du BRGM ayant développé le modèle STREAM (Souchère, 1995 ; Cerdan et al., 2001). Deux travaux de stage de Master2 (Woudstra, 2006 ; Ponsaud, 2007) ont permis de jeter les bases de cette intégration.

STREAM est un modèle de type « évènementiel » qui permet de quantifier le ruissellement et l'érosion et de localiser les zones où ces phénomènes se produisent en représentant les chemins suivis par l'eau. Ce modèle est intégré dans un Système d'Information Géographique (SIG). STREAM a été développé à l'origine pour représenter des épisodes de ruissellement de type hortonien et d'érosion concentrée en Pays de Caux (Normandie).

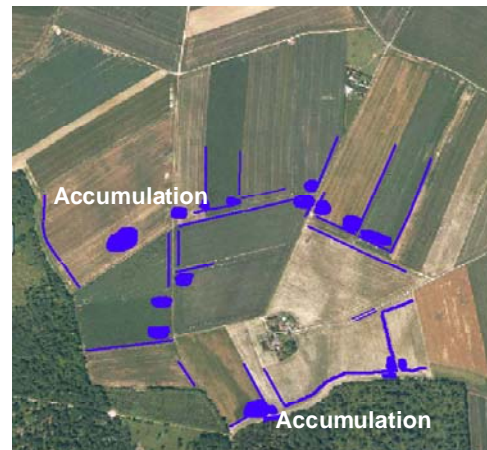
C'est un modèle de type « expert », les simulations étant le résultat d'un croisement entre des règles de décisions basées sur une connaissance *a priori* des processus dominants. Ce type de modèle constitue un compromis entre les modèles à base physique (MHYDAS p.e.) et les modèles empiriques puisqu'il s'appuie sur une hiérarchisation des processus en indicateurs qui sont combinés afin d'établir des règles de décision de partage des flux sur la grille spatiale. Ces règles de décision sont appliquées en chaque point afin de déterminer la connexion entre les mailles. Le cheminement du ruissellement est ainsi calculé sur tout le bassin, et il n'est pas contraint par la seule topographie.

Le principe de l'application de STREAM aux systèmes partiellement drainés s'est faite en deux temps : tout d'abord par la qualification des mécanismes prépondérants expliquant le ruissellement sur sol saturé dans les bassins drainés à partir des résultats identifiés par Bénédicte Augeard (2006), puis traduction de ces mécanismes par des paramètres compatibles avec la structure du modèle.

Ces paramètres peuvent se répartir en deux catégories. La première catégorie inclut des paramètres que nous avons largement modifiés permettant de calculer le bilan hydrique sur chaque maille du modèle (typiquement 5x5m) : ils rassemblent l'infiltration qui se produit avant que le ruissellement intervienne (concept de la « pluie d'imbibition » qui dépend principalement dans notre cas de la hauteur de nappe initiale et de la durée de l'évènement) et l'infiltration qui a lieu quand le ruissellement est actif (concept de la « capacité d'infiltration » contrôlée ici par les propriétés du système drainant). Les autres paramètres prennent en compte les caractéristiques physiques du bassin, des parcelles cultivées et de la pluie à simuler pour calculer le bilan total du ruissellement et son transfert à l'échelle du système.



(a)



(b)

Fig. 23 : Evènement du 14/02/2007. (a) visualisation d'un résultat de simulation du modèle STREAM-D représentant la localisation des volumes ruisselés (ND = parcelle non drainée) ; (b) cartographie des zones d'accumulation identifiée sur le terrain

Les premiers résultats acquis sont extrêmement encourageants (Fig. 23). Le modèle est capable de localiser les principales voies de transfert du ruissellement sur le bassin et d'en proposer une quantification réaliste à l'échelle événementielle. Il reste cependant un travail expérimental important à mener afin de pouvoir proposer une validation plus fine (et spatialisée) des volumes ruisselés.

Bien que très préliminaire, et reposant sur un outil *a priori* imparfaitement adapté au fonctionnement hydrologique de nos systèmes, ce travail exploratoire ouvre selon moi un **piste prometteuse**. Elle nous a en effet conduits à **reformuler nos connaissances** acquises à l'échelle locale (en simplifiant, le motif « drain-interdrain ») pour caractériser des propriétés « effectives » **à l'échelle des mailles du modèle**. Cette échelle de « calcul » représente un intermédiaire « fonctionnel » entre la placette et la parcelle.

Ainsi, même s'il reste beaucoup de travail, l'ensemble de ces résultats exploratoires constituent une première étape d'intégration tout à fait décisive et cohérente avec la démarche que nous essayons de conduire depuis quelques années.

*En essayant continuellement, on finit toujours par réussir.
Donc, plus ça rate, plus on a de chance que ça marche.*
devise Shadok

La démarche de recherche que j'ai tentée de synthétiser dans ce mémoire s'est attachée à consolider les bases d'une hydrologie des systèmes à nappes superficielles drainées. Le travail mené s'est appuyé sur l'expérience acquise par mon équipe du Cemagref sur le fonctionnement des parcelles agricoles drainées. Cette équipe occupe une place **originale** dans la communauté de recherche en hydrologie dans la mesure où elle reste un des lieux où est à la fois maintenu un cœur de compétence technique de référence (« aménagement-orienté ») et développée une démarche portant sur les questions génériques de l'hydrologie (« processus-orienté »). La question de savoir si les aménagements hydro-agricoles, objet-support de nos travaux, peuvent en eux-mêmes justifier une activité de recherche identifiée comme telle reste ouverte... Il me semble cependant que compte tenu des superficies actuellement concernées dans le monde par ces aménagements et des enjeux émergents en terme de sécurisation (et de durabilité) des moyens de production agricole (Griffon, 2005 ; de Marsily, 2006), la tendance n'est pas à une diminution des moyens nécessaires à leur connaissance et à leur maîtrise.

Il est néanmoins crucial que notre ambition « académique » s'appuie sur un effort constant de **re-formulation** des questions que posent ces hydrosystèmes à l'hydrologie. Comme nous avons essayé de le montrer, les systèmes drainants sont en effet des hydrosystèmes où apparaissent des difficultés tout à fait particulières en matière de **couplage de processus**, de prise en compte d'**interfaces** et de conditions aux limites complexes. Ce sont aussi des systèmes qui posent intrinsèquement des questions en matière de **changement d'échelle et d'intégration des processus**. Le fonctionnement couplant réseaux souterrains et écoulements de surface, diffus ou concentrés, ne peut être investigué qu'en construisant une **représentation multi-échelles des mécanismes hydrologiques** impliqués. Cette construction doit reposer sur une **hiérarchisation** préalable de ces mécanismes. Quelques premiers pas ont été faits dans ce sens et ont été illustrés dans ce mémoire.

Une des particularités de notre démarche a été de constamment **associer expérimentations** (au laboratoire et sur le terrain) et **modélisation** (conceptualisation et résolution numérique). Nous avons pu juger de la grande richesse de ce type d'approche même si ce n'est pas nécessairement le chemin le plus facile à suivre (ni à financer !)... Sur la base de cette stratégie, et dans l'objectif d'associer un spectre assez large de compétences disciplinaires (hydraulique, hydrologie, biogéochimie, analyse numérique,

métrie, ingénierie...), un des enjeux de ces six dernières années a clairement été de **re-construire une équipe** de recherche cohérente, compétente et partageant une culture commune. Il me semble que c'est désormais le cas, même si tout ceci reste fragile...

Une de nos ambitions est aussi d'**élargir nos domaines d'investigation**, que ce soit bien sûr à travers l'intégration des échelles mais aussi des processus, des outils voire des objets étudiés. La récente orientation prise concernant l'ingénierie des zones humides « artificielles » en tant que systèmes « compensateurs d'impacts » fait aussi bien appel à des compétences en hydraulique/hydrologie qu'en biogéochimie et génie écologique. Cette constante évolution ne peut pas se consolider seulement à l'échelle de l'équipe. Elle doit s'appuyer sur un **partenariat stratégique**. C'est le sens des synergies qui s'organisent en interne au Cemagref et de notre forte implication dans des projets structurants tels que le PIREN, le GIS ORACLE et la Fédération FIRE.

Quelques pistes

Dans cet esprit, et à la suite des quelques perspectives déjà esquissées dans le texte du mémoire, nous proposons ci après des pistes de travail initiées ou à initier.

- **Projet de post-doctorat** : « Dynamique de la zone non saturée et fluctuations de nappe ». Partenariat proposé : ENPC/CERMICS (E. Ern)

La zone non saturée et la zone sous racinaire sont des lieux particulièrement « actifs » sur les plans biologique et biogéochimique. En particulier, la « zone de transition » (ou « frange capillaire ») située dans le profil de sol à l'interface de la zone non saturée et de la nappe est sensible en ce qui concerne les processus de transferts et de biodégradation des polluants. C'est en particulier vrai dans les hydrosystèmes caractérisés par des nappes superficielles susceptibles de fluctuer avec une fréquence élevée à proximité de la surface du sol. Comme nous l'avons déjà évoqué, ce type de situation peut être relativement fréquent, aussi bien dans les systèmes de fond de vallée que dans les zones de plateau et de versants hydromorphes drainés.

Dans le contexte particulier des hydrosystèmes à nappes superficielles tels que nous les étudions, les conditions de fluctuations très rapides de la nappe dans le premier mètre du sol semble rendre nécessaire une réflexion de fond sur la prise en compte explicite des caractères « hystérétiques » et « dynamiques » des propriétés hydrodynamiques dans la modélisation des transferts. Certains travaux ont par ailleurs initié ce type de réflexion (Hinz, 1998 ...). En effet, l'hysteresis des relations décrivant les propriétés hydrodynamiques des sols est en général ignorée par la plupart des modélisateurs,

dès qu'on s'éloigne des approches ne considérant que la colonne de sol au laboratoire... Une des principales raisons est que son influence, dans les hydrosystèmes naturels, est en général masquée par l'hétérogénéité du milieu et la variabilité spatiale des paramètres. Néanmoins certains auteurs ont démontré l'importance de l'hysteresis dans des résultats de simulations de transfert d'eau et de solutés mais aussi dans des cas plus complexes intégrant des approches multiphasiques, voire intégrant l'activité microbienne du milieu (Haverkamp, 2002). Si la dépendance de la relation pression-teneur en eau à « l'histoire » de l'écoulement est connue en tant qu'hysteresis, l'influence de la vitesse de variation de la saturation sur la pression capillaire est liée à des effets qualifiés de « dynamiques ». Ces effets sont moins bien connus et quantifiés et font l'objet d'exemple de recherche récents (Hassanizadeh et al., 2002).

En matière de modélisation de ce type de processus, deux points complémentaires nous semblent devoir être investigués :

- Mettre au point un outil de résolution numérique dédié prenant en compte les processus à l'œuvre dans des situations fortement transitoires (hysteresis et effets dynamiques).
- Définir une série de cas tests afin de caractériser une typologie de situations et de gammes de propriétés hydrodynamiques qui délimiteront les cas où les effets liés à l'hystérésis et/ou au caractère « dynamique » de la relation-pression teneur en eau seront sensibles et détermineront le comportement du système en régime transitoire.

Cet outil permettrait d'investiguer le comportement « effectif » de la zone non saturée lors de la fluctuation de nappe perchée. Cette analyse doit permettre d'évaluer la dynamique du champ de potentiel et d'apporter des éléments de réponses à certaines questions évoquées en conclusion du travail de T. Paris (seuils de pression, etc.). Le travail pourrait d'autre part utiliser des résultats expérimentaux acquis sur le modèle physique MASHYNS ou proposer de nouveaux plans d'expérience.

Dans l'esprit de prolonger la collaboration fructueuse engagée dans le cadre du partenariat du groupe DYNAS, nous avons ainsi comme projet avec les collègues du CERMICS de travailler dans le cadre d'un Post-doc sur la mise en œuvre de cet outil de résolution numérique de l'équation de Richards intégrant les derniers développements identifiés dans la littérature.

- **Projet de Thèse** : « Dynamique des surfaces contributives au ruissellement sur les plateaux agricoles hydromorphes aménagés ».
Partenariat proposé : UMR Sisyphe, UMR Bioemco, UMR INRA Orléans et Grignon. FR FIRE et GIS ORACLE.

Comme nous l'avons évoqué, le concept d'aire contributive au ruissellement a depuis 30 ans fait l'objet de nombreux travaux en hydrologie. Ces « aires » correspondent généralement aux zones d'affleurement de la nappe en fond de vallée. Cependant, le ruissellement sur « zone saturée » peut également être observé sur des zones de plateau lorsqu'un horizon peu perméable à faible profondeur conduit à l'apparition d'une nappe perchée temporaire. Comme nous l'avons montré, le fonctionnement hydrologique de ce type d'aquifères superficiels, et en particulier les phases d'affleurement de la nappe, est souvent influencé par le drainage artificiel des sols. La dynamique de tels systèmes est en fait mal connue car elle repose sur des interactions complexes entre transferts souterrains (dans les sols et dans le réseau enterré) et écoulements de surface (genèse et propagation du ruissellement, réseau à surface libre)

Le travail de thèse envisagé s'attacherait à caractériser l'extension et la dynamique (connectivité) des zones contributives au ruissellement sur le plateau agricole hydromorphe de la Brie (bassin versant expérimental de l'Orgeval, Observatoire ORACLE).

Dans cette perspective, on s'intéresserait tout d'abord à analyser **la connectivité des zones** productrices de ruissellement à l'échelle de la parcelle, drainée ou non, ce qui nécessiterait de caractériser le couplage ruissellement/infiltration en prenant en compte **la dynamique de la nappe et l'impact des motifs agraires sur la direction du ruissellement**. A un suivi hydrométrique traditionnel pourrait s'ajouter une caractérisation des processus de partition fondée sur l'utilisation des outils développés par la géochimie isotopique de l'eau. Dans un deuxième temps, le transfert du ruissellement entre les parcelles et dans les éléments linéaires du paysage (fossés, dérayures, ...) jusqu'à l'exutoire du bassin versant serait étudié en tenant compte des zones potentielles de production, de transfert et de stockage, non négligeables sur les plateaux. Cette description du fonctionnement de l'hydrosystème sera implémentée dans **un outil de modélisation hydrologique spatialisée** prolongeant (et faisant converger) les travaux déjà initiés par les équipes partenaires (STREAM-D, plate-forme LIQUID, groupe de travail Eau'Dyssée de l'UMR Sisyphe). Je suggère que ce sujet de thèse soit proposé à la labellisation de l'Ecole Doctorale « Géosciences et Ressources Naturelles » pour un démarrage en octobre 2008.

- **Projet en phase de démarrage** : ANR « Méthode » (Modélisation de l'Écoulement sur une Topographie avec des Hétérogénéités Orientées et des Différences d'Échelles). Coord : S. Cordier, Univ. Orléans.

Le projet « Méthode » a fait l'objet d'une évaluation positive dans le cadre l'appel d'offre « Blanc interdisciplinaire » de l'ANR 2007. L'objectif de ce projet est d'étudier les effets des hétérogénéités de surface sur les écoulements. En d'autres termes, il s'agit d'étudier l'impact des sillons agricoles sur le ruissellement des eaux de pluie. Dans un esprit proche de l'ARC DYNAS, ce projet réunit des spécialistes d'hydrologie et de mathématiques appliquées de l'Université d'Orléans, de l'INRA, du BRGM, de l'INRIA, du CERMICS, etc... Il s'agit donc d'un projet pluridisciplinaire entre les sciences du sol et les mathématiques appliquées.

Nous sommes plus particulièrement impliqués dans deux « actions » de ce projet :

- contribution à la définition et à la mise en œuvre d'expérimentations de référence devant servir de base au « benchmarking » des codes numériques développés. Les expérimentations sont prévues dans un premier temps sur des modèles physiques qui seront soumis au simulateur de pluie de l'INRA d'Orléans, et dans un deuxième temps sur le terrain, à l'échelle de parcelles agricoles sur le bassin versant de l'Orgeval.
- animation d'un groupe de travail visant à établir le cahier des charges d'une intégration des relations rugosité/écoulement établies à partir des simulations réalisés par les numériciens, dans des modèles hydrologiques distribués.

Ce projet devrait ainsi nous permettre de valoriser à la fois notre expérience acquise dans le cadre de l'ARC Dynas et nos travaux sur le processus de ruissellement à différentes échelles.

- **Projet en phase de démarrage** : PIREN Seine Phase V- GIS ORACLE-FIRE.
Etude de la nitrification et dénitrification et des émissions de N₂O dans le continuum sols-cours d'eau le long d'un versant agricole en zone de grandes cultures.
Partenariat : UMR Sisyphe, UMR Bioemco, UMR EGC. Coord. : J. Garnier.

Dans la logique des travaux que nous menons actuellement dans le cadre de la thèse de Claire Billy nous participons à la mise en place d'un important projet concernant l'analyse des processus contrôlant l'émission de N₂O à l'échelle des versants agricoles. En effet, l'émission de N₂O par les sols agricoles constitue une part significative des émissions de gaz à effet de serre par l'agriculture. Les facteurs de contrôle de ce processus et la manière dont il est lié aux pratiques agricoles (assolement, fertilisation,

apports organiques, labour,...) et aux conditions d'humidité et de drainage des sols sont actuellement encore très mal connus, de sorte que ces émissions restent très difficiles à maîtriser.

Le projet vise à étudier finement la contribution aux émissions de N₂O des processus de nitrification et de dénitrification dans le continuum formé par les sols agricoles, les eaux de ruissellement et de drainage et les cours d'eau, le long d'un transect dans un versant, partant d'un plateau agricole jusqu'à une vallée d'ordre 5. Un tel transect permet en effet d'étudier une suite de conditions environnementales plus ou moins propices à l'émission de N₂O (sols de plateau drainés et non drainés, bas de versant plus humides, zones humides riveraines, ruisseaux et rivière) à travers lesquelles transitent les flux de nitrates issus des engrais chimiques et de la minéralisation de la matière organique du sol. Une partie du projet s'appuiera sur l'instrumentation d'un versant sur le bassin de l'Orgeval. Les éléments de connaissances acquises pourront être intégrés dans des outils de modélisation de type « RiverStrahler ». Une thèse est en cours de définition sur cette thématique, principalement pilotée par l'UMR Sisyphe et nous associant avec les UMR Bioemco et EGC.

- **Projet à initier. Du génie rural au génie écologique ?** Quelques perspectives en matière de recherches dédiées à l'appui à l'ingénierie

L'équipe contribue depuis maintenant 3 ans à l'émergence de projets visant à travailler sur les « zones humides artificielles ». Ces systèmes humides d'origine anthropique, ou fortement aménagés (mares, bassins plantés, lagunes...), semblent particulièrement intéressants pour le « traitement » des eaux de surface en amont des bassins versants, et seraient complémentaires des actions centrées sur les stratégies d'optimisation des traitements. Ce type d'ouvrage restant rustique dans ses principes, il pourrait être mis en œuvre à l'échelle du petit bassin versant agricole, permettant ainsi un premier « traitement » de l'eau avant rejet dans le milieu récepteur. La plupart des expérimentations rapportées dans la littérature ont porté sur le traitement d'effluents domestiques ou d'élevage. **L'utilisation des zones humides artificielles au sein de bassins versants agricoles pour améliorer la qualité des eaux de ruissellement ou de drainage est beaucoup moins développée, notamment en France.**

L'équipe participe dans cet esprit (et sous l'impulsion de Julien Tournebize) à un projet Européen LIFE : ARTWET (<http://www.artwet.fr/artwet/>) et une thèse est en cours de démarrage dans l'équipe (Elodie Passeport, ED GRN sous la direction d'Y. Coquet (AgroParisTech-EGC) et J. Tournebize).

La complexité des hydro-écosystèmes constitués par de telles zones humides et des processus à l'origine de la rétention/dégradation de polluants d'origine agricole de nature très variés (formes de l'azote, molécules organiques,...) nécessite une **démarche interdisciplinaire dédiée et volontariste** rassemblant des équipes aux compétences complémentaires pour établir les bases de cette nouvelle forme d'ingénierie. S'il est bien initié, cet effort de recherche reste à **consolider**.

Dans ce cadre, la logique suivie est de s'appuyer sur un réseau de « sites instrumentés » dédiés à l'étude de ces zones humides artificielles, afin de contribuer à améliorer la connaissance et à définir à terme les « règles » (Best Management Practices « BMP » au sens Anglo-Saxon) d'une ingénierie écologique de ces aménagements. En parallèle à la mise en réseau de sites existants instrumentés, il est déterminant de pouvoir s'appuyer un véritable stratégie de « **site pilote** ». Ce type de systèmes expérimentaux serait constitué d'une série de zones humides expérimentales en parallèle, selon un plan d'expérience dédié. Il doit permettre de mieux identifier les déterminants bio-géochimiques et écologiques de ces systèmes ainsi que les liens avec l'évolution de la concentration en polluants, pour déterminer les facteurs contrôlant l'efficacité de la rétention/dégradation des polluants d'origine agricole.

Un tel projet pourrait pleinement s'inscrire dans une dynamique de recherche portée notamment par la Fédération de Recherche FIRE. Idéalement, il devrait s'appuyer sur une réflexion commune en vue de la mise en place à moyen terme de **dispositifs expérimentaux ambitieux**, en s'appuyant, par exemple, sur le type de ceux élaborés dans le cadre du projet scientifique de l'Ecotron de Foljuif (<http://www.foljuif.ens.fr/>). L'originalité (et l'intérêt) d'un tel projet serait de rassembler des équipes travaillant sur la biogéochimie (Sisyphé et Bioemco), l'hydrologie et l'ingénierie des aménagements (Cemagref, HBAN), et l'écologie (Bioemco). Les premières discussions menées dans cette perspective sont encourageantes. Une base de projet a été proposée, sans succès, dans le cadre de l'appel d'offre « Ingénierie Ecologique » du Département EDD du CNRS en 2007. C'est néanmoins une initiative à poursuivre et à améliorer.

- Quelques réflexions en matière d'**enseignement et de formation par la Recherche**

Je tiens à conclure ces quelques perspectives en évoquant les questions touchant à la formation.

J'ai eu la grande chance de pouvoir enseigner et encadrer de nombreux étudiants. Je suis convaincu que c'est une activité tout à fait stratégique pour un chercheur, et ce pour plusieurs raisons :

- c'est une voie d'humilité et de **consolidation des connaissances**, en particulier pour les jeunes chercheurs. J'ai une grande dette envers les étudiants que j'ai eu le plaisir de suivre.
- c'est une voie de **valorisation des travaux** de recherches tout à fait essentielle et dont la « valeur sociale » est très probablement à (mieux) mesurer. Un tel « impact factor » n'aurait rien à envier il me semble aux « meilleures » revues...
- c'est une **responsabilité** vis à vis de notre communauté scientifique qu'il s'agit à la fois d'enrichir et dont il faut assurer le devenir en suscitant des « vocations »... Qui ne s'est pas alarmé sur le soit disant niveau des stagiaires, de leur désaffection des métiers de la recherche ? Le chercheur doit assumer une part de responsabilité sur cette question, et l'attractivité de nos métiers doit, il me semble, passer par une implication dans la formation.

En matière plus thématique, et à l'aune de ma courte expérience, il me semble important de favoriser les formations qui permettent d'organiser l'interdisciplinarité, non pas comme un but en soi, assez théorique et finalement pas si simple à définir... mais comme un élément de méthode imposé par la nature souvent hybride des « objets environnementaux », tels qu'ils émergent, par exemple, des travaux du « Grenelle de l'Environnement »¹² : [bassins versants – écosystèmes – territoires], [espaces agricoles – territoires ruraux – villes], [production agricole à vocation alimentaire – énergie - biodiversité]...

En particulier, l'évolution de certains parcours du Master recherche « Sciences de l'Univers, Environnement et Ecologie » de l'Université Pierre et Marie Curie (et en particulier ceux co-habilités par AgroParisTech) doit permettre d'imaginer des trajectoires qui associeraient encore plus fortement hydrologie, agronomie, pédologie, biogéochimie et écologie...et ce aussi bien dans un ensemble M1 et M2 que dans le cadre des formations doctorales associées.

¹² <http://www.legrenelle-environnement.fr/grenelle-environnement>

Bibliographie

(Les références soulignées dans le texte sont identifiées dans la description des travaux de l'auteur en première partie de mémoire)

- Abdul A.S., Gillham R.W., 1989, "Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation", *J. Hydrol.*, 112, 1-18.
- Arabi M., Stillman J.S., Govindaraju R.S., 2006. A process-based transfer function approach to model tile-drain hydrographs. *Hydrol. Process.*, 20, 3105-3117.
- Arlot M. P., 1999. Nitrates dans les eaux : drainage acteur, drainage témoin ? Les enseignements d'une approche hydrologique et hydraulique ". Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI. Cemagref. 446 p. + annexes.
- Assouline, S. and Mualem, Y., 1997. Modeling the dynamics of seal formation and its effect on infiltration as related to soil and rainfall characteristics. *Water Resour. Res.*, 33(7): 1527-1536.
- Assouline, S., 2006a. Modeling the relationship between soil bulk density and the hydraulic conductivity function. *Vadose Zone J.*, 5, 697-705.
- Assouline, S., 2006b. Modeling the relationship between soil bulk density and water retention curve. *Vadose Zone J.* 5, 554-563.
- Behrendt H., Opitz D., 1999. Retention of nutrients in river systems: dependence on specific runoff and hydraulic load, *Hydrobiologia*, 410, 111-122.
- Billen G., Garnier J. 2000. Nitrogen transfers through the Seine drainage network: a budget based on the application of the 'Riverstrahler' model. *Hydrobiologia*, 410, 139-150.
- Birgand F, Skaggs RW, Chescheir GM, Gilliam JW, 2007. Nitrogen removal in streams of agricultural catchments - A literature review .*Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 37 (5): 381-487
- Bordier C., 2001. Colmatage bio-physico-chimique des systèmes drainants de centres de stockage de déchets ménagers : approche des mécanismes et des conséquences hydrauliques. Doctorat Sciences et ingénierie "matériaux, modélisation, environnement", Université Paris XII
- Bouarfa S., 1995. Drainage en périmètre irrigué. Prise en compte de l'évaporation dans la modélisation saturée du drainage. Thèse de doctorat de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg. 232 p. et annexes.
- Boyer, E. W., C. L. Goodale, N. A. Jaworski and R. W. Howarth. 2002. Anthropogenic nitrogen sources and relationships to riverine export in the northeastern U.S.A. *Biogeochemistry*. 57/58: 137-169
- Bouarfa S., Zimmer D., 2000. « Water-table shapes and drain flow rates in shallow drainage systems ». *J. Hydrol.*, 235, 264-275.
- Branger F., 2007. Utilisation d'une plate-forme de modélisation environnementale pour représenter le rôle d'aménagements hydro-agricoles sur les flux d'eau et de pesticides. Application au bassin versant de la Fontaine du Theil (Ille et Vilaine). Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier de Grenoble.
- Bresson, L.M., Moran, C.J. and Assouline, S., 2004. Use of bulk density profiles from X-radiography to examine structural crust models. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68(4): 1169-1176.
- Brevé M.A., 1997. Drainmod-N, a Nitrogen Model for Artificially Drained Soils. *American Society of Agricultural Engineers*, 40, 1067-1075.
- Brutsaert W., 2005. *Hydrology, an Introduction*. Cambridge University Press, New York. ISBN-13 978-0-521-82479-8.
- Cappus P., 1960. "Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision de débits. Bassin expérimental de l'Alrance". *La Houille Blanche*, Juillet -Août 1960, A, 493-520.
- Carlsruer, N. and de Marsily, G., 2003. Assessment and modelling of the influence of man-made networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management. *Journal of Hydrology*, 285 (1-4), 76-95.
- Cemagref, 2004 : http://www.lyon.cemagref.fr/hh/panorama/logiciels/MAGE_presentation.shtml

- Cerdan, O., Souchere, V., Lecomte, V., Couturier, A. and Le Bissonnais, Y., 2001. Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management. *Catena*, 46(2-3): 189-205.
- Cloke H.L., Renaud J.-P., Claxton A.J., McDonnell J.J., Anderson M.G., Blake J.R., Bates P.D., 2003. The effect of model configuration on modelled hillslope-riparian interactions. *J. Hydrol.* 279 (2003), 167-181.
- DHI: MOUSE: <http://www.dhisoftware.com/mouse/index.htm>
- Dunne T., Black R.D., 1970. "Partial area contributions to storm runoff in a small New England Watershed", *Water Resour. Res.*, 7, 1160-1172.
- Favier, M., Lesaffre, B., Leviandier, T., Penel, M., Zimmer, D., 1990. Deterministic versus conceptual models to evaluate influence of drainage on water regime. In: *Proceedings of the conference "Hydrological Research Basins and the Environment"*, Wageningen, 44, pp. 123-130.
- Freeze R.A., 1972a, "Role of subsurface flow in generating surface runoff, 1. Base flow contribution to channel flow", *Water Resour. Res.*, 8 (3), 609-623.
- Freeze R.A., 1972b, "Role of subsurface flow in generating surface runoff, 2. Upstream source areas", *Water Resour. Res.*, 8 (5), 1272-1283.
- Gärdenäs A. I., Šimůnek J., Jarvis N., van Genuchten M.Th., 2006. Two-dimensional modelling of preferential water flow and pesticide transport from a tile-drained field. *J. Hydrol.*, 329, 3-4, 647-660.
- Giraud, F., Faure, J. B., Zimmer, D., Lefevre, J. C. et Skaggs, R. W., 1997. Hydrologic modelling of a complex wetland. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE*, 123(5), pp 344-353.
- Griffon M., 2006. *Nourrir la planète*. Editions Odile Jacob. 464 p. ISBN 2-7381-1805.
- Grimaldi C., Chaplot V., 2000. "Nitrate depletion during within-stream transport: effects of exchange processes between stream water, the hyporheic and riparian zones". *Water, Air and Soil Pollution*, 124, 95-112.
- Haag D., Kaupenjohann M. 2001. Landscape fate of nitrate fluxes and emissions in Central Europe. A critical review of concepts, data, and models for transport and retention. *Agri. Ecosys. Envir.* (86), 1-21.
- Hammani A., 2002. *Modélisation couplée du drainage souterrain et du drainage de surface*. Thèse de doctorat de l'ENGREF et le de l'Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II (Maroc). 206 p. et annexes.
- Haverkamp R., Regianni P., Ross P., Parlange J-Y., 2002. Soil water hysteresis prediction model based on theory and geometric scaling. In "Heat and Mass Transfer in the Natural Environment: A Tribute to J.R. Philip", Eds. D. Smiles, P. Raats, and A. Warrick, Monograph of the American Geophysical Union 129, chapter 6.2, pp. 213-246
- Hassanizadeh S.M., Celia M.A., Dahle H.K., 2002. Dynamic effect in the capillary pressure-saturation relationship and its impacts on unsaturated flow. *Vadose Zone Journal*, 1, 38-57.
- Haws N.W., Rao P.S.C., Šimůnek J., Poyer I.C., 2005. Single-porosity and dual-porosity modeling of water flow and solute transport in subsurface-drained fields using effective field-scale parameters. *J. Hydrol.*, 313, 257-273.
- Hill A. R., Devito K.J., Campagnolo, S., Sanmugadas, K. 2000. Subsurface denitrification in a forest riparian zone: Interactions between hydrology and supplies of nitrate and organic carbon, *Biogeochemistry*, 51, 193-223.
- Hinz C., 1998. "Analysis of unsaturated/saturated water flow near a fluctuating water-table". *J. Contam. Hydrol.*, 33, 59-80.
- Howarth R.W., Billen G, Swaney D., Townsend A., Jaworski N., Lajtha K., Downing J.A., Elmgren R., Caraco N., Jordan T., Berendse F., Freney J., Kudeyarov V., Murdoch P., and Zhao-liang Z. 1996. Regional nitrogen budgets and riverine N & P fluxes for the drainages to the North Atlantic ocean: natural and human influences. *Biogeochemistry* 35: 75-139.
- INSA Lyon / Sogreah, 2005. *Canoe*, Manuel d'utilisation: <http://www.canoe-hydro.com/doc/AIDEPAP.pdf>
- Jacobsen O. H, Kjaer J., 2007. Review : Is tile drainage water representative of root zone leaching of pesticides ? *Pest Manag. Sci.*, 63, 417-428.
- Jarvis N.J., Jansson P.-E., Dik P.E., Messing I., 1991. Modelling water and solute transport in macroporous soil; I. Model description and sensitivity analysis *J. Soil Sci.* 42 (1991), 59-70
- Jones, A.A. 1997. Pipeflow contributing areas and runoff response. *Hydrol. Proc.* 11:35.
- Jury W., Roth K., 1990. *Transfer functions and solute movement through soil; theory and applications*. Birkhäuser Verlag.

- Kim S. H., Delleur J. W., 1997. Sensitivity analysis of extended TOPMODEL for agricultural watersheds equipped with tile drains. *Hydrological Processes*.11 (9): 1243-1261
- Kohler A., Abbaspour K.C., Fritsch M., van Genuchten M. Th., R. Schulin, 2001. Simulating unsaturated flow and transport in a macroporous soil to tile drains to an entrance head: model development and preliminary evaluation. *J. Hydrol.*, 254, 67-81.
- Kohne, S, Lennartz, B, Kohne, JM, et al. 2006. Bromide transport at a tile-drained field site: experiment, and one- and two-dimensional equilibrium and non-equilibrium numerical modeling. *J. Hydrol.* 321 (1-4): 390-408.
- Konyha, K. D., 1989. A medium scale watershed model : field hydrology coupled to open channel flow. PhD Thesis, North Carolina State University.
- Ledoux E., Girard G., Villeneuve J-P., 1984. Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La Houille Blanche*, pp. 101-110.
- Lesaffre, B., 1988. Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgés, Thèse de l'Université Paris VI, 334 pp.
- Lesaffre B., Zimmer D., 1988. Subsurface drainage peak flows in shallow soils. *J. Irr. Drain. Eng.*, 114 (3), 387-406.
- Lorre E., Lesaffre B., 1994. Subsurface drainage simulation models : a world-wide survey. *ICID Bulletin*, 43 (1), 53-78.
- Lowrance R., Vellidis G., Hubbard R.K. 1995. Denitrification in a Restored Riparian Forest Wetland, *Journal of Environmental Quality*, 24, 808-815.
- Ludwig B., 1992. L'érosion par ruissellement concentré des terres cultivées du nord du Bassin Parisien : analyse de la variabilité des symptômes d'érosion à l'échelle du bassin versant élémentaire. Thèse de Doctorat Université Louis Pasteur Strasbourg , 190 p.
- McCarthy, E.G., Skaggs, R.W., 1991. A simplified model for predicting drainage rates for changing boundary conditions. *Transactions of the ASAE*, 34(2): 443-448.
- de Marsily (coord.), 2006. Les eaux continentales. Rapport sur la science et la technologie n°25. Éditions EDP Sciences, Académie des Sciences. <http://www.bibsciences.org/bibsup/acad-sc/common/articles/rapport5.pdf>.
- Martin, P., 1997. Pratiques culturales, ruissellement et érosion diffuse sur les plateaux limoneux du Nord Ouest de l'Europe. Thèse INA P-G, 184 p.
- Moore, R.V. and Tindall, C.I., 2005. An overview of the open modelling interface and environment (the OpenMI). *Environmental Science and Policy*, 8, 279-286.
- Motiec, H., B. Chocat et O. Blanpain. 1997. "A storage model for the simulation of the hydraulic behaviour of drainage networks." *Water Science and Techniques*, 36(8-9), 57-63
- Nédélec Y., 2005. Interactions en crue entre drainage souterrain et assainissement agricole. Thèse de Doctorat, ENGREF, Ecole Doctorale GRN. 224 p. + annexes.
- Ocampo C.J., Oldham C.E., Sivapalan M., 2006. Nitrate attenuation in agricultural catchments: shifting balances between transport and reaction. *Water Resour. Res.*, 42.
- Ogden F. L. and Watts B.A., 2000. Saturated area formation on non-convergent hillslope topography with shallow soils: A numerical investigation, *Water Resour. Res.* 36 (7), 1795–1804
- Panday S. and Huyakorn P.S., 2004. A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow, *Adv. Water Resour.* 27 (2004) (4), pp. 361–382.
- Ponsaud C., 2007. Modélisation du ruissellement hivernal des sols agricoles drainés. Application du modèle STREAM sur le bassin versant de Goins (77). Stage de fin d'études / Master. ENGEES, Cemagref HBAN.
- Pozdniakov, S., Tsang, C.F., 2004. A self-consistent approach for calculating the effective hydraulic conductivity of a binary, heterogeneous medium. *Water Resour. Res.* 40 (5), Art. No. W05105.
- Renard, P et de Marsily, G., 1997. Calculating effective permeability: a Review. *Adv. Water Resour.* 20(5-6), pp 253-278.
- Ritzema H.P. (Ed.), 1994. "Drainage principles and applications". ILRI Publ. 16 (2nd edition). Wageningen, The Netherlands. 1125 p.
- Robinson, M. and Rycroft, D.W., 1999. The impact of drainage on streamflow. In: J. van Shilfgaarde (Editor), *Agricultural drainage*. Madison, Wisconsin, USA.

- Sartor J., 1999. Simulating the influence of backwater effects in sewer systems using hydrological model components. *Water Science and Technology*, 39(9), 145-152
- Schilling K. E., Helmers M., 2007. Tile Drainage as a Karst: Conduit flow and Diffuse flow in a tile-drained watershed. *J. Hydrol*, *Accepted manuscript in press*.
- Sebilo M., Billen G., Grably M., Mariotti A., 2003. Isotopic composition of nitrate-nitrogen as a marker of riparian and benthic denitrification at the scale of the whole Seine River system, *Biogeochemistry*, 63, 35-51
- Seitzinger S. P., Styles R.V., Boyer E.W., Alexander R.B., Billen G., Howarth R.W., Mayer B., Van Breemen N., 2002. Nitrogen retention in rivers: model development and application to watersheds in the northeastern USA. *Biogeochemistry*, 57, 199-237.
- Simmons R.C., Gold A.J., Groffman M., 1992. Nitrate dynamics in riparian forests: Groundwater studies, *Journal of Environmental Quality*, 21, 659-665.
- Skaggs R. W., 1999. « Drainage Simulation Models ». In: Skaggs, R. W., van Schilfgaarde, J. (Eds.), *Agricultural Drainage, Agronomy Series 38*. Am. Soc. Agron., Madison, WI, pp 469-500.
- Souchère, V., 1995. Modélisation spatiale du ruissellement à des fins d'aménagement contre l'érosion de talweg, Thèse de l'Institut National Agronomique Paris Grignon, 200 pp.
- Stamm, C., Sermet, R., Leuenberger, J., Wunderli, H., Wydler, H., Fluhler, H. et Gehre, M., 2002. "Multiple tracing of fast solute transport in a drained grassland soil". *Geoderma*, 109(3-4): 245-268.
- Tiemeyer B. Moussa R., Lennartz B., Voltz M., 2007. MHYDAS-DRAIN : A spatially distributed model for small, artificially drained lowland catchments. *Ecological Modelling*, In press.
- Tromp-van Meerveld, H.J., McDonnell J.J., 2006. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resour. Res.*, 42
- Uchida, T., I. Tromp-van Meerveld, McDonnell J.J., 2005. The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. *J. of Hydrol.* 311:117-133.
- van Breemen, N., E. W. Boyer, C. L. Goodale, N. A. Jaworski, K. Paustian, S. P. Seitzinger, K. Lajtha, B. Mayer, D. van Dam, R. W. Howarth, K. J. Nadelhoffer, M. Eve and G. Billen., 2002. Where did all the nitrogen go? Fate of nitrogen inputs to large watersheds in the northeastern U.S.A. *Biogeochemistry*. 57/58: 267-293.
- Vogel T., van Genuchten M. Th., Cislérova M., 2001, "Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions", *Adv. Water Resour.*, 24, 133-144.
- HR Wallingford / Halcrow, 1999 : ISIS Flow User Manuel. <http://www.wallingfordsoftware.com/products/isis/>
- Weiler and McDonnell, 2004. Virtual experiments: a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology, *J. Hydrol.* 285 (2004), pp. 3–18
- Weiler M., McDonnell J.J., 2007. Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. *Water Resour. Res.*, 43.
- Youngs E.G., 1986. Water-table heights in drained anisotropic homogeneous soils. *Agric. Water Manag.* 11, 1–11.
- Youssef M. A., Skaggs R. W., Chescheir G. M., Gilliam J. W., 2005. The nitrogen simulation model, DRAINMOD-N II; *Transactions of the ASAE*; 48(2), 611-628
- Zimmer, D., 1988. Transferts hydriques en sols drainés par tuyaux enterrés, Thèse de l'Université Paris VI, 326 pp.
- Zimmer D., 2002. Mémoire en vue de l'obtention de l'Habilitation à Diriger des Recherches. Univ. Paris VI / Cemagref.

Annexes : une sélection de publications

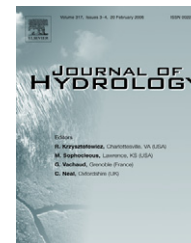
- CARLIER J. P., **KAO C.**, GINZBURG I., 2007. Field scale modeling of subsurface drained soils by an equivalent medium approach. *J. Hydrol.*, Vol. 341 (1-2), 105-115.
doi:10.1016/j.jhydrol.2007.05.006
- AUGEARD B., ASSOULINE S., FONTY A. , **KAO C.**, VAUCLIN M., 2007. Hydraulic properties of rainfall-induced soil surface seals: estimation from infiltration experiments and comparison with X-ray bulk density measurements. *J. Hydrol.*, Vol. 341 (1-2), 12-26.
doi:10.1016/j.jhydrol.2007.04.018
- BEAUGENDRE H., ERN A., ESCLAFFER T., GAUME E., GINZBURG I., **KAO C.**, 2006. A seepage face model for the interaction of shallow water-tables with ground surface: Application of the obstacle-type method. *J. Hydrol.*, Volume 329, Issues 1-2, 258-273.
doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.019.
- AUGEARD B., **KAO C.**, CHAUMONT C., VAUCLIN M., 2005. Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drained soil affected by surface crusting: a field investigation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 598-610. doi:10.1016/j.pce.2005.07.014
- TOURNEBIZE J., **KAO C.**, NIKOLIC N. , ZIMMER D., 2004. « Adaptation of the STICS model to subsurface drained soils ». *Agronomy for Sustainable Development (Agronomie)*, 24, 305-313.
doi: 10.1051/agro:2004030



available at www.sciencedirect.com



journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol



Field-scale modeling of subsurface tile-drained soils using an equivalent-medium approach

Jean Philippe Carlier ^a, Cyril Kao ^{b,*}, Irina Ginzburg ^b

^a Polytech'Lille, Département Géotechnique et Génie Civil, Cité Scientifique, Av. Paul Langevin, F-59655 Villeneuve d'Ascq, France

^b Cemagref, Hydrosystems and Bioprocesses Research Unit, Parc de Tourvoie, BP 44, F-92163 Antony, France

Received 2 March 2006; received in revised form 27 April 2007; accepted 5 May 2007

KEYWORDS

Subsurface drainage;
Equivalent-medium;
Self-consistent
approach;
Unsaturated flow;
Numerical modeling

Summary Research conducted for the last 35 years has shown that subsurface drainage has a significant impact on hydrology and contaminant transport. This can be observed at the field-scale and also at the watershed scale. Impacts are always associated with modifying otherwise natural flow paths. Most computer model representations of drainage have been drawn at the field-scale. These models require relatively precise data that are usually unavailable when simulating hydrology and water quality in large watersheds. We believe that in this case drainage representation should be simplified and yet closely match observations. As a first step towards incorporating drainage systems into large-scale hydrological models, we propose an equivalent representation of drains buried in a soil profile by using a homogeneous anisotropic porous medium without drains. This representation is based on a "self-consistent" approach and on geometrical considerations. Simplification is such that calculating the equivalent hydraulic conductivity requires only information on the main length and spacing of the tile drains and not on their precise location. This approach also provides a much simpler discretisation of the domain because of the absence of internal boundary conditions on the drainage pipes. Compared to other methods that have simplified drainage representation in existing watershed models, it requires no parameter fitting. Two alternatives to the method are presented: in the first one, the soil profile equipped with the actual drain pipes is represented by an equivalent, horizontally layered system with no pipes; in the second, the layered system has been replaced with an equivalent homogeneous profile. The efficiency of these approaches was tested against a classical representation of tile drains using the SWMS 3D code, which solves the Richards equation for a typical drained plot configuration. The equivalent-medium approach appears to give satisfying results for global water outflow and mean water table elevation.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author. Tel.: +33 140 96 62 23; fax: +33 140 96 62 70.
E-mail address: cyril.kao@cemagref.fr (C. Kao).

Introduction

Subsurface tile drainage systems have been widely used for the past few decades to facilitate crop growth in otherwise unsuitable areas and to provide efficient control of water table conditions at the field-scale.

Drainage function and impacts are rather well known at the plot scale, but its influence extends beyond the field (e.g. [Robinson and Rycroft, 1999](#)). In an intensively drained watershed, the overall reduction in surface runoff and the ponding period as well as lowering the water table have been reported ([Robinson, 1990](#); [Konyha et al., 1992](#)). The impact of drainage on flows must therefore be considered at two different scales. At the field-scale, the outflow of the system will be directly conditioned by drain spacing, soil properties and the buried network geometry, while drainage influence at the catchment scale depends on the spatial distribution of drained plots and the hydraulic functioning of the collecting network ([Robinson and Rycroft, 1999](#)). As a result, large discrepancies exist between drainage system modeling approaches ([Skaggs and Chescheir, 1999](#)).

At the field-scale, many drainage models are based on a discretisation of the physical laws describing the evolution of the drained system (e.g. [Lorre and Lesaffre, 1994](#)). Depending on their degree of complexity, they can be based either on the Richards equation ([Ahmad et al., 1991](#); [Fipps and Skaggs, 1991](#)) or on the Laplace or Boussinesq equations ([Bouarfa and Zimmer, 2000](#)), where only the water table elevation is modeled. These models have proven their efficiency in quantifying water fluxes at the field-scale. The most accurate results are generally associated to the most complete descriptions (i.e. the 3D Richards equation), which provide good estimates of velocity and pressure fields in the whole domain.

In these models, the most commonly used tile-drain representation is a seepage-face-type condition at the external boundary of the drain ([Saucedo et al., 2002](#)). As pointed out by [Fipps et al. \(1986\)](#) or [Tarboton and Wallender \(2000\)](#), such a realistic representation of tile drains in a two- or three-dimensional numerical model requires a very fine level of spatial discretisation near these singularities, which dimensions are very small compared to those of the global system. The result is either a very large number of discretisation nodes or a wide discrepancy in grid element size, neither of which are generally desired for accuracy and stability reasons. Several methods have been tested to overcome this major difficulty. [Fipps et al. \(1986\)](#) present an overview and a comparison of different techniques for which a drain can be modeled as a single node in a 2D mesh. These methods differ by the condition imposed at this specific node and by the treatment of the surrounding cells. The condition may be a specified flux ([Barcelo and Nieber, 1981, 1982](#)) or a specified head at the node. An alternative, in application of [Vimoke and Taylor \(1962\)](#) approach, consists in adjusting the hydraulic conductivities of the elements around the single node representing the drain. The efficiency of these methods has been tested against a classical drain discretisation with satisfying results in some cases ([Fipps et al., 1986](#)). In particular, the Vimoke and Taylor approach predicted hydraulic heads (at some distance from the drain) and flow rates with good accuracy. This approach has been imple-

mented in the SWMS codes (2D, [Simunek et al., 1999](#); and 3D, [Simunek et al., 1995](#)) and by [Buyuktas and Wallender \(2002\)](#) in their own finite elements code.

At the watershed scale, a few attempts have been made to integrate artificially drained systems into hydrological models. These models were originally designed to represent complex watershed and large systems. They frequently propose a simplified simulation of subsurface flow depending on whether the hydrological model is based on mass balance equations, or on discretised partial differential equations of mass momentum and energy conservation, or on empirically determined equations. Tile drainage can be incorporated by introducing an additional term in mass balance equations of an elementary hydrological unit, as has been implemented, for example, in TOPMODEL ([Kim and Delleur, 1997](#)), or, as in MIKE-SHE ([DHI, 2000](#)), by an empirical water table height–drainage flow relationship. A comparable approach has been also used by [Purkey et al. \(2004\)](#). In such methods, the geometry of the system is also simplified and represented by a single “drain” per soil cell.

Using a similar approach, [Carlier and de Marsily \(2003\)](#) introduced a virtual drainage layer to incorporate the tile drainage system influence in the distributed hydrological model TOPOG ([Vertessy et al., 1993](#)). The hydraulic conductivity of this layer, located at the drains’ depth, was empirically set at a high value to account for the fast water transfer occurring in the drainage network. In all cases, tile drainage systems were incorporated by simplified approaches that require the fitting of empirical parameters.

The main objective of the present study is to find a “physically-based” way of representing a subsurface drained area at the intermediate scale of the drain panel. We propose to represent a drain panel by using a homogeneous anisotropic porous medium without drains. The hydrodynamical properties of this equivalent block should solely depend on soil properties and on the geometry of the subsurface drainage network. This equivalent global parameterization at the plot scale should avoid the need for defining complex internal boundary conditions (drain pipes location) and/or the fitting of empirical parameters.

The proposed approach is based on an effective-medium theory and on geometrical considerations. The original system, composed of a set of parallel drains leading to a collector, is replaced with an equivalent homogeneous medium. Indeed, determining the equivalent properties of heterogeneous and/or fractured porous media has been intensively studied in the past few decades, as it appears to be an efficient way of simplifying modeling of such complex domains. For an extensive review, we refer the reader to [Renard and de Marsily \(1997\)](#). Amongst the numerous applications of these methods, empirical-type approaches have been used in the somewhat similar case of soil “pipes” ([Uchida et al., 2001](#)), i.e. large natural macropores responsible for preferential stormflows in various specific areas such as sub-arctic wetland ([Woo and diCenzo, 1988](#)), boreal forest ([Roberge and Plamondon \(1987\)](#)) or semiarid land ([Newman et al., 1998](#)). However, to our knowledge, there has been so far no attempt to characterize flow in a subsurface drained area through equivalent properties, assuming that the flow in the entire system can be correctly described using the Richards equation.

Application of the equivalent-medium approach to subsurface drained soils

In this study, we modeled an elementary drainage system built as a panel of parallel drains directly connected to a common orthogonal collector. This system can be considered as an elementary unit of a complex drainage system, and hence as an elementary block to be integrated into a large-scale hydrological model.

The approach adopted here lead to the calculation of "equivalent" properties of the system, as defined in Renard and de Marsily (1997). The term "equivalent" is of importance and differs from "effective" properties of this system, since the term "effective" refers to properties involved in ensemble averaged equations (Neuman and Orr, 1993). The term "equivalent-medium" is then used herein that sense, keeping in mind that equivalent properties are always defined for a specific problem having its own geometry and flow conditions.

To apply this type of equivalent-medium theory, assumptions leading to two major hypotheses were made on the hydraulic behavior of the system:

- the pressure head boundary condition at the drains can be effectively replaced without a significant loss of accuracy;
- the flow in the drains can be modeled using Darcy's law.

The first point can be easily justified in the case of a seepage face-type boundary condition at one end of the drain: assuming a "finite" flow in the drain or its porous equivalent, the head gradient will necessarily tend to zero to compensate the infinite hydraulic conductivity. However, the concept of infinite conductivity may be seen simply as a preliminary step in our method: this value is far beyond the bounds of application of Darcy's law, and hence of the Richards equation.

Although simplifying drainage representation provides many advantages, there are some drawbacks. One of them is that there is no clear distinction in this approach between ground and drainage water.

Equivalent parameter calculation

The method is based on the assumption that the influence of the heterogeneity of a medium can be considered as the sum of the individual contributions of each heterogeneity randomly distributed in a surrounding homogeneous medium. The self-consistent theory was first introduced by Maxwell (1891) and further developed in the field of electrostatics (Bruggeman, 1935; Odolevsky, 1951; Landau and Lifshitz, 1960). It was then formulated by Dagan (1979) and Poley (1988) for isotropic and anisotropic porous media, respectively. Fokker (2001) extended this approach to general cases of anisotropy in two and three dimensions in the case when the heterogeneities of the domain can be considered as ellipsoids.

Our approach can be divided in three consecutive steps (S1–S3):

- the first step (S1), following Pozdniakov and Tsang (2004) and assimilating the drain pipes to elliptical inclusions of

infinite conductivity, represents water transfer in the drain panel layer;

- the second step (S2), based on geometrical considerations, is necessary to compensate the absence, in the equivalent-medium approach, of a seepage-face boundary at the drain surface. The equivalent-medium then obtained is a three-layered anisotropic soil with a more conductive (perpendicularly to the collector) intermediate layer zone representing the drain level;
- a third and final step (S3) provides an homogeneous equivalent medium through a vertical averaging of hydraulic conductivities.

First step (S1)

We used a drained system such as the one illustrated in the left part of Fig. 1. The soil constituting this system was considered as a variably saturated homogeneous and isotropic porous medium with specific hydrodynamical properties. In particular, the isotropic saturated hydraulic conductivity tensor of the soil is given by:

$$\overline{\overline{K_s}} = K_s \overline{\overline{I}} \quad (1)$$

$\overline{\overline{I}}$ being the identity tensor.

Our major assumption is that tile drains in this isotropic soil can be modeled as porous entities of infinite conductivity and thus that the resulting flow in the "soil + drains" system can be modeled as a Darcian phenomenon. The soil profile is then divided into three horizontal layers: a layer above the drains, a "drain layer" of thickness d corresponding to drain diameter and a third layer between the drains and the restrictive layer. In the "drain layer", we used the self-consistent approach proposed by Pozdniakov and Tsang (2004) to calculate the effective conductivity of a medium representing both the drains and the soil in between them. In this portion of the domain, the location of the drains can be seen as a realization of a random space function since they are regularly placed in the entire layer.

The system of equations proposed by Pozdniakov and Tsang (2004) for a regularly oriented set of inclusions (Eq. (7) in Pozdniakov and Tsang, 2004) was then used to obtain the longitudinal and orthogonal (with respect to the inclusion orientation) effective hydraulic conductivities. These equations are in our approach written using the appropriate coefficients for the specific case of very long oblate spheroids in 3D (Landau and Lifshitz, 1960; see Eq. (5) in Pozdniakov and Tsang, 2004) of infinite conductivity to represent the drains. We then obtain a system of two nonlinear equations, depending only on:

- The volumetric density of inclusions in the domain p approximated by:

$$p = \frac{\pi d}{4L} \quad (2)$$

where d is the thickness of the soil layer containing the drains (equal to the drain pipe diameter) and L is the half spacing length between drain pipes.

- The aspect ratio of the spheroids ε , being here the ratio between the dimensions of the drains:

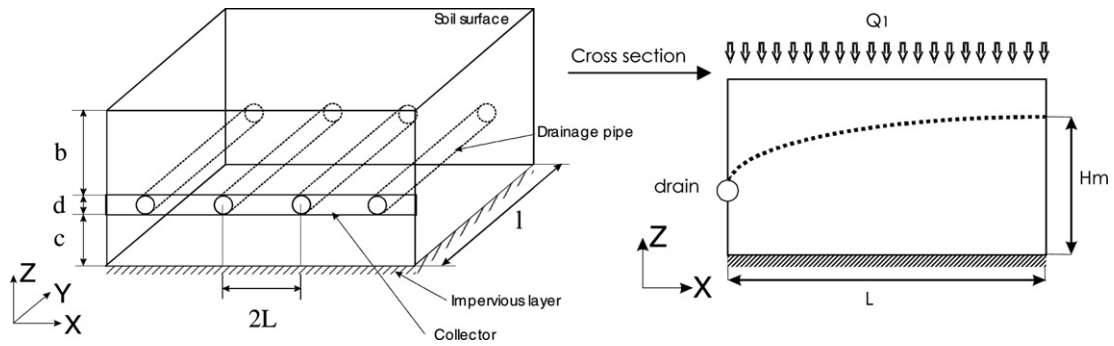


Figure 1 Original system (left) drained by a set of pipes of diameter d , buried at a depth b , at a distance c above the impervious substratum, and section of the elemental sub-domain (right) of the original system. H_m = water table elevation above reference level.

$$\varepsilon = \frac{d}{l} \tag{3}$$

where l is the drain pipe length.

The effective longitudinal hydraulic conductivity $k_{\text{efl}} = k_{\text{ef}}^{\text{yy}}$ corresponds to the conductivity expresses in the Y axis. The effective hydraulic conductivity in the X and Z axes are identical $k_{\text{efo}} = k_{\text{ef}}^{\text{xx}} = k_{\text{ef}}^{\text{zz}}$ and correspond to the orthogonal effective hydraulic conductivity. At this point, these values are rigorously effective properties, since they come from ensemble averaged equations and that no assumption has been made on the direction on the flow. In the drain layer, the hydraulic conductivity tensor (Eq. (1)) becomes:

$$\overline{\overline{K}}_{\text{Layer}} = \begin{bmatrix} k'_{\text{efo}} K_S & 0 & 0 \\ 0 & k'_{\text{efl}} K_S & 0 \\ 0 & 0 & k'_{\text{efo}} K_S \end{bmatrix} \tag{4}$$

with $k'_{\text{efl}} = k_{\text{efl}}/K_S$ and $k'_{\text{efo}} = k_{\text{efo}}/K_S$.

The two other parts of the domain (the upper and lower layers) remain unchanged at this stage.

From a numerical point of view, the value of the relative effective orthogonal conductivity k'_{efo} does not vary much with the geometrical parameters of the system and remains close to 1. On the contrary, the longitudinal coefficient k'_{efl} appears to be very sensitive to the dimensions of the system, especially to the drain spacing $2L$ and to the domain length l in a somewhat quadratic pattern. This is explained

by the fact that the inclusions are assumed to be of infinite hydraulic conductivity. As a result the effective longitudinal conductivity has to reflect the instantaneous transfer in inclusions of increasing length.

The resulting system after this first step (hereafter called the S1 system) is represented in the left part of Fig. 2.

Second step (S2)

From this point, the properties will be calculated from assumptions made upon the flow geometry, and then cannot be considered as effective properties anymore, but rather as equivalent properties of the system for this kind of flow.

In the actual drainage system, the seepage-face boundary is the drain. Flow path is restricted to a plan orthogonal to the drains and is thus of moderate length before reaching the seepage-face boundary. In the equivalent-medium, the seepage-face boundary only exists at the edge of the parcel. Flow path is thus much larger than in the actual drainage system. The transformation made in this second step aims at compensating the absence of internal seepage-face boundary conditions in the equivalent system S1.

To take this into account, we use geometrical considerations analogous to those proposed by Youngs (1986), who presents equivalence relationships between anisotropic and isotropic drained systems. In a similar manner, we consider similarities between the original domain of study and the transformed domain (after Step 1).

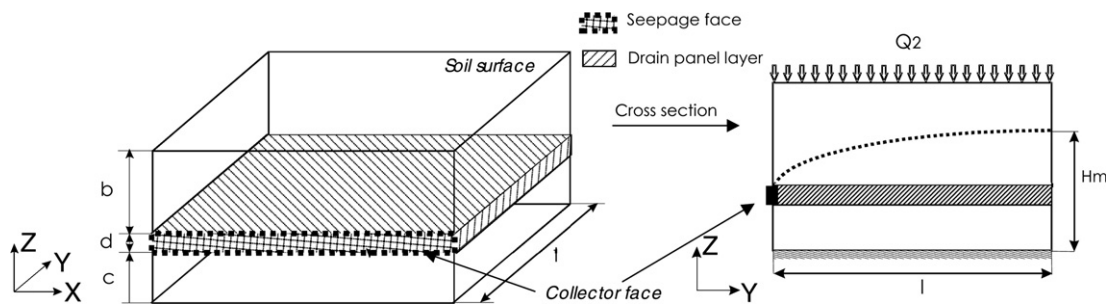


Figure 2 Effective S1 system (left) and section of the elemental sub-domain of the modified (layered) system S1 (right), with L = half length between drains, l = drain pipe length, b = soil depth above drain level, c = soil depth under drain level, d = thickness of the soil layer containing the drains (equal to the drain pipe diameter) and H_m = water table elevation above reference level.

Far enough from the drainage collector, the original domain can be considered, due to symmetry considerations, as the sum of $2n_d$ sub-domains in 2D (with n_d being the number of drains), as shown in the section in the xz plane (plane $y = l$) in the right part of Fig. 1, with $Q_1 = ql$ the constant uniform flux per unit length (to be multiplied by the number of subsections, i.e. $2n_d$ to obtain the total flux).

Similarly, if we make a vertical section in the yz plane (plane $x = (2n_d + 1)L/2$) of the S1 system in Fig. 2, we obtain a representation of this system in 2D, with $Q_2 = 2n_dLq$ the constant uniform flux per unit length.

From these two sections, and provided that $L \neq l$, it appears that, in the transformed system S1, the distance to a seepage boundary condition, which influences the hydraulic gradient, is significantly different from the original domain.

Using the same approach as that followed by Youngs (1986), we could "rescale" the properties of the equivalent domain S1 to those of the previous one (Fig. 1), by multiplying the horizontal conductivity by a factor given by the transformations of the flow equation.

If this rescaling procedure is applied to the S1 system, for the drain layer we obtain:

$$\overline{\overline{K}}_{\text{drain layer}} = \begin{bmatrix} k'_{\text{efo}}K_S & 0 & 0 \\ 0 & \gamma^2 k'_{\text{efl}}K_S & 0 \\ 0 & 0 & k'_{\text{efo}}K_S \end{bmatrix} \quad (5)$$

and for above and below of the drain layer:

$$\overline{\overline{K}}_S = \begin{bmatrix} K_S & 0 & 0 \\ 0 & \gamma^2 K_S & 0 \\ 0 & 0 & K_S \end{bmatrix} \quad (6)$$

with

$$\gamma = \frac{2n_d Q_1}{Q_2}$$

The result of this transformation is a new system (S2) that is geometrically identical to S1, and that behaves similar to the original drainage system. These two systems would be strictly equivalent (in the sense of Youngs, 1986) if the original system could be fully described in 2D (i.e. in absence of the collector drain) and if S2 would be not layered. The equivalent behavior is assumed and verified in the following sections.

Third step (S3)

At this stage, the equivalent domain S2 is a significant progress in our simplification process since the difficulty brought by internal boundary conditions has been already overcome (there only remains the seepage face at the collector). However, the layered structure calls for further simplifications.

To the best of our knowledge, there is no simple way of replacing a layered drained soil by an equivalent uniform one. Early research on drainage systems (Ernst, 1956; Weseling, 1973; Van Beers, 1976) proposed steady state equations derived for uniform soils involving a geometry factor taken from nomographs (Van der Ploeg et al., 1999). These equations were built to calculate drain spacing in layered formations for a given maximum height of the water table. These formulations do not allow expression of hydraulic

conductivities explicitly as a function of the other variables and parameters of the system; nor do they give a formulation of equivalent conductivity.

More recent studies on ditch drainage in layered soils (Barua and Tiwari, 1996) proposed analytical expressions for hydraulic head in two- and three-layered soils drained by ditches. These formulas could have been applied to our case of tile drainage, but their complex expressions prevented us from finding any explicit expression of equivalent conductivity.

Rogers and Fous (1989) conducted numerical experiments in two-layered soils for different hydraulic conductivity ratios, ranging from 1/2 to 1/500 for K_1/K_2 and K_2/K_1 , K_1 and K_2 being the top and bottom layer conductivities, respectively. Their results show that, although the drain was located in the upper layer, the apparent hydraulic conductivity of the system is much more influenced by K_2 . However, no equations were proposed by the author to quantify this influence.

In a first attempt, we used a vertically arithmetic averaging of saturated horizontal hydraulic conductivities over the entire depth of the domain to obtain a uniform value in the longitudinal (parallel to the direction of the drains) direction. This choice was motivated by the fact that the main flow direction is horizontal and parallel to the layers. For this formula to be exactly valid, the flow should be saturated and one-dimensional in the direction parallel to the drains' axis.

At the end of this step, the values of the equivalent conductivity tensor can be written as (see notations in Fig. 1):

$$\overline{\overline{K}}_{\text{Eq}} = \begin{bmatrix} k'_{\text{efo}}K_S & 0 & 0 \\ 0 & \beta \gamma^2 K_S & 0 \\ 0 & 0 & k'_{\text{efo}}K_S \end{bmatrix} \quad \text{with } \beta = \frac{k'_{\text{efl}} \cdot d + (b + c)}{(b + c + d)} \quad (7)$$

We obtain the final equivalent system S3 containing a single "block" of soil of homogeneous, though anisotropic, saturated hydraulic conductivities.

The accuracy of the approach and the validity of the different assumptions were tested by comparing numerical simulations between the reference and the equivalent systems.

Numerical experiments

Numerical simulations were done using the SWMS 3D model (Simunek et al., 1995), which is a robust and effective model for variably saturated flow in porous media based on a finite element discretisation of the Richards equation. This model is often used as a reference to assess the validity of alternative approaches (e.g. Bruen and Osman, 2004; Lewandowska et al., 2004).

Characteristics of the numerical experiments

The geometrical parameters of the system are defined in Fig. 1 and their numerical values given in Table 1. The boundary conditions consist in a constant recharge flux (R) on the top surface and seepage-faces on the collector and drain surfaces. Any other boundary is considered impervious.

Table 1 Characteristic dimensions of the system

L (m)	l (m)	n_d	c (m)	d (m)	b (m)
5	48	4	0.475	0.05	0.975

L = half length between drains, l = drain pipe length, n_d = number of drains, b = soil depth above drain level, c = soil depth under drain level and d = thickness of the soil layer containing the drains (equal to the drain pipe diameter).

As an illustration, we have selected an arbitrary value of constant flux boundary condition to investigate the hydrological response of the systems in the case where water table does not reach the soil surface, avoiding the problem of the treatment of a ponded boundary condition. The system was set to initially be at hydrostatic equilibrium, and the water table set to be located at the bottom level of the drains ($z = 0.475$ m). At time $t = 0$, a constant recharge of $R = 0.0125K_s$ was uniformly applied on the top boundary.

The dynamic behavior of shallow water table aquifers has been shown to be very sensitive to soil hydraulic parameters (Beaugendre et al., 2004). We have chosen the parametric representation of soil properties of Mualem–van Genuchten (Mualem, 1976; Van Genuchten, 1980). The soil parameters correspond to those of the Yolo Light clay soil from Kao et al. (2001). For this soil, the constant recharge value was evaluated to be $R = 3.25E-5m/h$.

The equivalent parameters used to define the equivalent systems S1, S2 and S3 were computed by solving the system obtained from Eqs. (5) and (7) in Pozdniakov and Tsang (2004) for k'_{efl} and k'_{efo} , and our Eqs. (6) for γ and (7) for β using data in Table 1.

Unless otherwise stated, the characteristics of the numerical simulations discussed below are identical to those summarized in Table 2.

All calculations were done on the same grid of 28,800 tetrahedral elements. These elements were associated with $40 \times 12 \times 60$ nodes regularly spaced in the X , Y and Z directions.

To compare the results obtained from the different test cases, we chose to focus on variables that have a significant meaning at a larger scale and that influence the hydrological behavior of the larger system where this equivalent block can be integrated. The outflow curves were then computed at the external boundaries of the system: in the reference case, these boundaries include both the drains (located at a set of nodes) and the seepage-face representing the collector, while for equivalent systems S1, S2 and S3, the collector is the only outlet. In the reference simulations describing the original system, drains were characterized using the method proposed by Vimoke and Taylor (1962).

Comparison of successive systems

In Vimoke and Taylor (1962) approach, drains are represented by nodal points (in a regular finite element grid), with a simultaneous modification of the hydraulic conductivity of the elements forming a square surrounding each node in a plane perpendicular to the drains. The value of the modified hydraulic conductivity comes from electrical analogy considerations, and the details of its computation can be found in Simunek et al. (1995).

Calculations were then made until the steady state was reached, using the adaptive time-stepping scheme implemented in SWMS 3D.

Cumulative outflow and mean water table elevation

To evaluate the efficiency of an equivalent-medium representation of this system, we compared the dynamics of cumulative flow and the mean water table elevation. The results are presented in Fig. 3a and b.

As expected, Fig. 3a and b shows that the S1 system is ineffective at representing the reference drainage dynamics

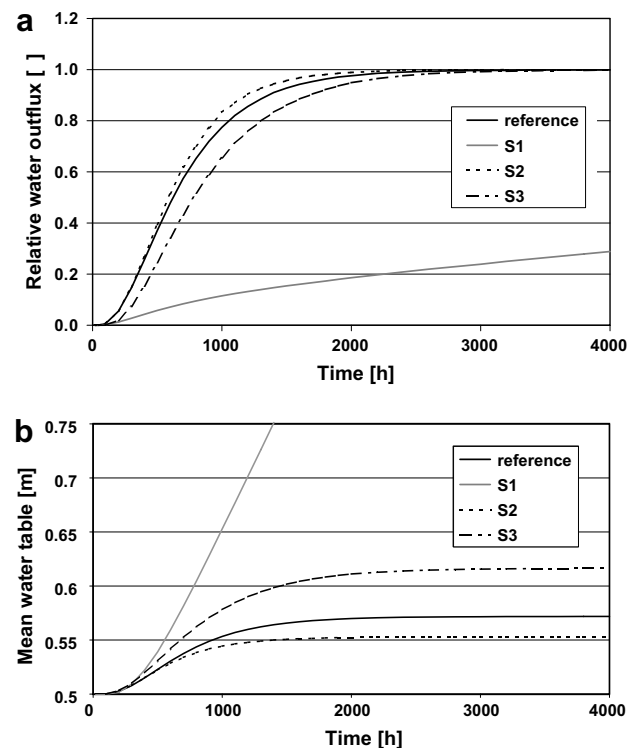


Figure 3 (a) Relative water outflux for each transformed system. (b) Mean water table for each transformed system.

Table 2 Common characteristic parameters for numerical experiments

Soil parameters					Effective parameters			
K_s (m/h)	θ_s	θ_r	n	α (m^{-1})	k'_{efl}	k'_{efo}	γ^2	β
0.0026	0.41	0.1	1.31	1.9	25.4	1.005	92.16	1.813

Soil parameters defined in Van Genuchten (1980), and effective parameters defined in Pozdniakov and Tsang (2004).

as cumulative flow curve is always below the reference and water table is above the reference. Obviously, the capacity of the S1 system to transport water to the collector is much smaller than the capacity of the other three systems (the reference, S2 and S3). This observation confirms that this simplification alone was not sufficient. Both S2 and S3 equivalent representations provide relatively good results in terms of outflow and mean water table level. The layered system S2 appears to predict a slightly faster response, and consequently a lower mean water table than the homogeneous system S3. This can be explained by the fact that flow is not purely horizontal, and that the outlet of the system is located near the most conductive layer of S2.

Water table shapes

Although the response of the system is similar in terms of outflow, the equivalent modeling of the drainage system strongly modifies the flow structure, and then the shape of the water table. Fig. 4a–c shows the shapes of the water table at steady state for the reference, the S2 and S3 cases for the Yolo Light clay soil from Kao et al. (2001).

As expected, the water table shape evolves from a quite complex surface due to the presence of drains (and then of seepage conditions) inside the soil profile in the reference case to a simpler arch-typed shape in both equivalent approaches. The difference between the latter two comes from the fact that the vertical averaging in the homogeneous case favors a more homogeneous distribution of flow (and then of water) over the entire depth of the profile, whereas the highly conductive zone of the layered approach causes a fast drainage of water as soon as it reaches the layer level, and consequently prevents the water table from rising as much.

Unsaturated zone/hydrodynamic parameter influence

In all the preceding developments, the equivalent parameters were those of saturated conditions, which obviously is not the case. Therefore, it seemed important to study the influence of the unsaturated zone in the effectiveness of this approach.

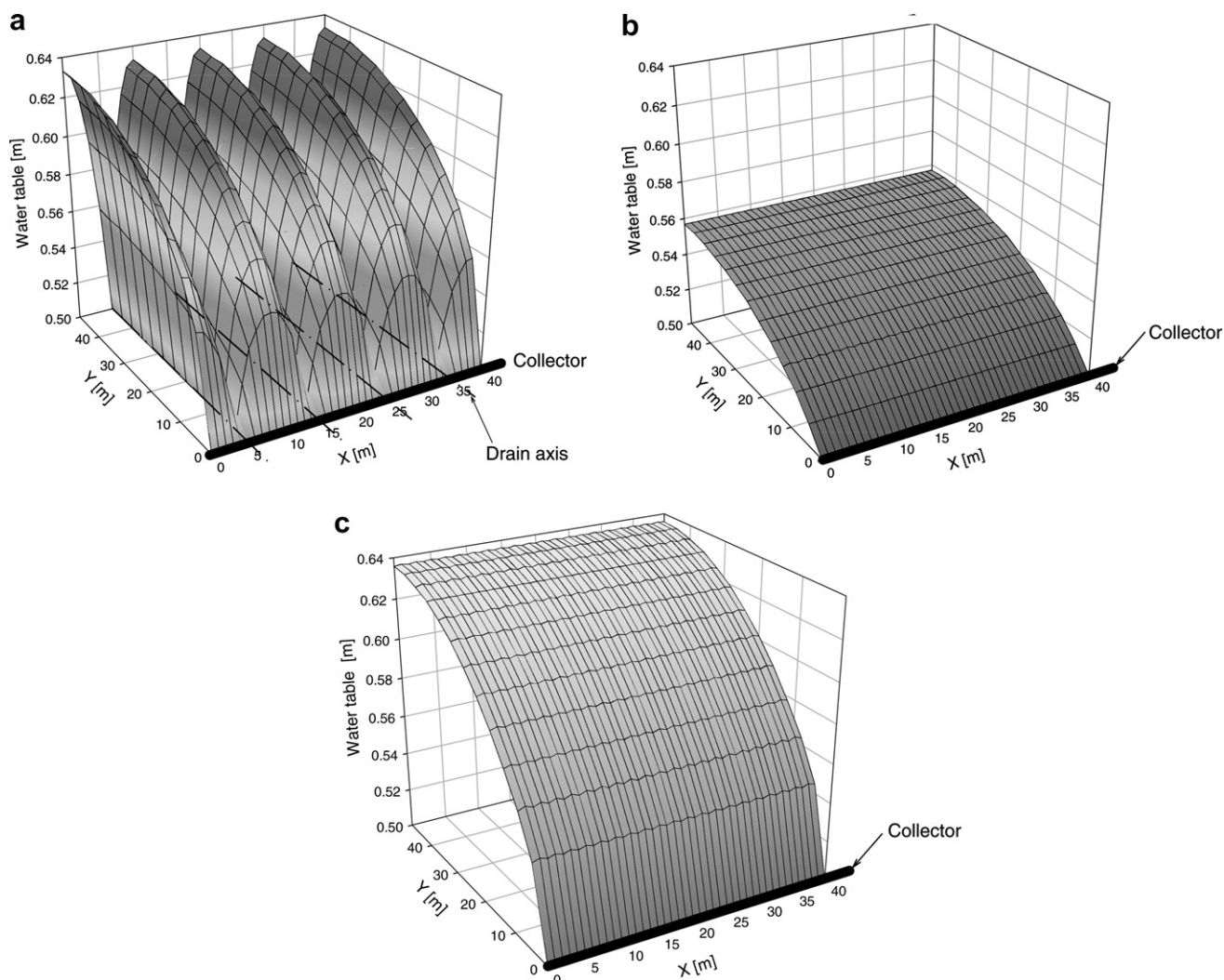


Figure 4 (a) Water table elevation above substratum for Soil no. 1 – reference case. (b) Water table elevation above substratum for Soil no. 1 – S2 case. (c) Water table elevation above substratum for Soil no. 1 – S3 case.

Table 3 Soil hydrodynamic parameters (Van Genuchten, 1980)

Soil	n	α (m^{-1})
1	1.31	1.9
2	5	1.9
3	1.31	8

To take the influence of hydrodynamic parameters into account, we selected arbitrary, but realistic, values of n and α (Van Genuchten, 1980) summarized in Table 3.

Varying the hydrodynamic parameters n and α made possible the exploration of a wide range of soil types and thus a wide range of drained soil behaviors. These behaviors are evaluated in the following sections by comparing drainage outflows and mean water table elevation between each set of parameters.

Water fluxes

In Fig. 5a and b are plot the relative outflow of the system for Soils 2 and 3, respectively, as was done with Soil 1 in Fig. 3a.

For all soils, one can observe a fairly good agreement between the outflow predicted by the reference approach and the two representations. As expected, the dynamics of the response is somewhat different in each case.

In particular, the steady state is reached later in time in the case of Soil 3, because of the faster decrease in the relative hydraulic conductivity with the pressure head. Never-

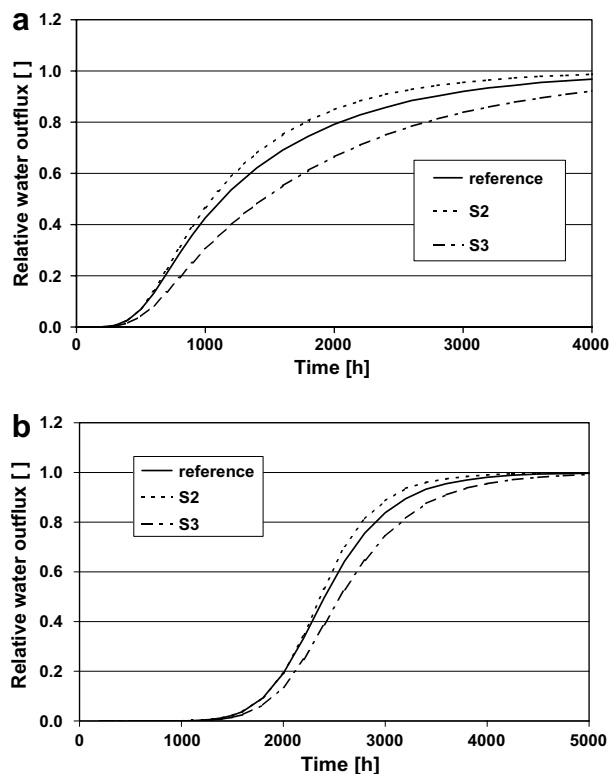


Figure 5 (a) Relative water outflow Soil 2. (b) Relative water outflow Soil 3.

theless, this difference is also present in computations using the equivalent systems.

Modeling results of a layered S2 system predict a slightly faster evacuation of water out of the system, whereas for the homogenous S3 case, results show a slower response to constant recharge. This can be explained by the fact that vertical averaging on the horizontal conductivities, as was performed, is strictly valid only when the flow is purely horizontal, which was not our case. In particular, the position of the outflow of the equivalent system, right at the level of the very conductive layer, emphasizes the “accelerating” effect of this very high conductivity. The presence of outflow over the entire width of the domain may also account for the faster response of the effective layer system as compared to the Vimoke layer system: this highly conductive zone enhances the draining effect of the collector.

The less satisfying results come from simulations performed with Soil 2, which has the specificity of maintaining a high relative hydraulic conductivity in the unsaturated zone up to a pressure head of -0.6 m. Therefore, water may flow faster vertically through this zone directly to the drains in the reference case for this type of soil. This vertical infiltration is not well rendered by the equivalent-medium, because of the disappearance of drains, and appears to become important for this type of soil with large n values.

Mean water table level

To evaluate the influence of our equivalent approaches on water tables on a more quantitative side, we spatially averaged water table elevations above the impervious substratum for the three soils we had selected at steady state. This quantity is an integrated value, at the system scale, and may be of interest for the global moisture content of the soil or for the hydric state of its surface. The results are reported in Table 4 for each modeling system.

Table 4 clearly confirms what was previously observed concerning water table elevation: the layered S2 case appears to slightly underestimate the global elevation of the water table because of the fast transit of water in the draining layer preventing water from accumulating above this layer. On the other hand, the homogeneous S3 approach has the inverse tendency towards higher mean water table values because it facilitates vertical flow above the original drain level, and then a “better” distribution of water through the entire domain. Therefore, it is worth noting that the differences between all values are not very large, approximately 2–4 cm for a domain that is 1.5 m deep. These values are nearly equal for Soils 1 and 3, while the water table is lower for Soil 2, because the unsaturated zone is much more conductive (for the hydraulic head values encountered in this test case) for this soil, which confirms the results obtained for outflows.

Table 4 Mean water table elevations (m) at steady state

System	Soil		
	1	2	3
Reference	0.572	0.549	0.578
S2	0.553	0.538	0.558
S3	0.616	0.576	0.625

Influence of recharge intensity

To evaluate the influence of recharge intensity on the accuracy of the equivalent approach, we multiplied the original flux R by a factor of 2 and 4 and conducted calculations until steady state was reached using the properties of Soil 1. This modified the value of the dimensionless ratio $\frac{R}{K_S}$ governing the dynamics of drained soils (e.g. Van der Ploeg et al., 1999) from the initial value of 1.25–2.5% and 5%, respectively.

Fig. 6a and b plots relative outflows for two values of inflow for the original and the equivalent systems.

From Fig. 6a and b, and in comparison with Fig. 3a, it can be seen that the value of the inflow on the upper boundary of the domain has no significant influence on the capacity of the equivalent system to reproduce the dynamics of water outflow, despite the changes in the time required to reach equilibrium (when the relative outflow reaches 1).

The discrepancy is, in absolute values, smaller among systems for the highest influx value (Fig. 6b). In this case where R is highest, the saturated zone is extended to the point where the flow domain is largely saturated. The geometrical difference in the water table extension between the systems is smaller, hence the differences in outflows. This validates the assumptions made on this point for the definition of the equivalent homogeneous system S3 in particular.

As one can see in Table 5, the influence of inflow is higher in terms of the mean water table level. The higher the

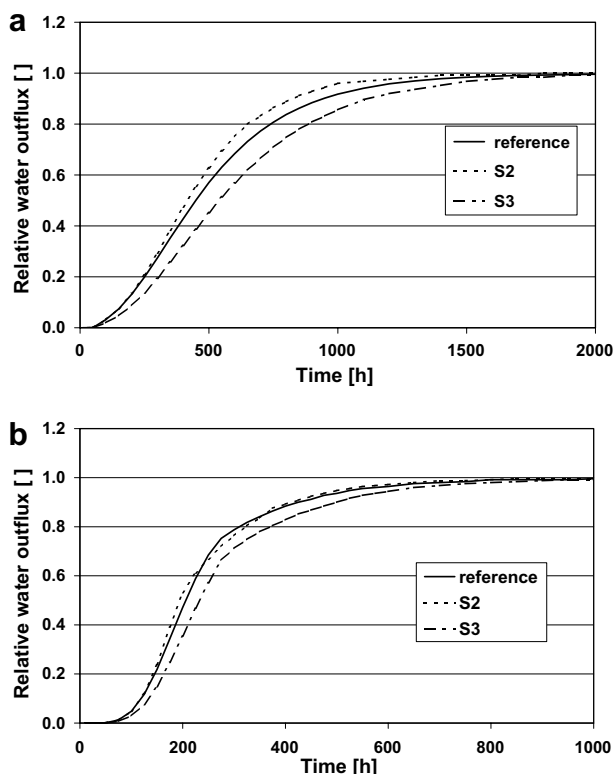


Figure 6 (a) Relative water outflux for $R/K_S = 2.5\%$, with $R =$ constant recharge flux and $K_S =$ saturated soil conductivity. (b) Relative water outflux for $R/K_S = 5\%$, with $R =$ constant recharge flux and $K_S =$ saturated soil conductivity.

Table 5 Mean water table elevations (m) at steady state for different values of $R =$ constant recharge flux and with $K_S =$ saturated soil conductivity

R (m h^{-1})	$3.25\text{E}-05$	$6.50\text{E}-05$	$1.30\text{E}-04$
R/K_S	0.0125	0.025	0.05
Water table (m)			
Reference	0.572	0.637	0.763
S2	0.553	0.596	0.683
S3	0.616	0.715	0.884

flux, the more “inflated” the water table, and the larger the discrepancy between values from the different systems.

Conclusions

The equivalent-medium approach we propose here appears to be an attractive first step towards simpler integration of artificially drained soils in watershed models. Although we were able to show that an equivalent-medium can simulate the system using the discretisation of the Richards equation in 3D, it has the advantage of being freed from internal boundary conditions (seepage-faces on the drain surface). This advantage is further consolidated by the fact that the medium can be described by a simplified mesh. Contrary to the electrical analogue method already implemented in the Hydrus 2D or 3D codes, this method also does not need to precisely localize the drainage network, since the only parameters required to calculate equivalent hydraulic conductivities are the drainage density and the drain radius, which generally are known.

The method provides satisfying results in terms of integrated output variables (outflow, spatially averaged water table elevation), i.e. the variables that may be potentially useful in large-scale modeling of a hydrological system. Since it must be considered as an equivalent representation tool, one should not expect accurate modeling of local values such as local velocities or water content.

However, this method requires further development before it can be applied on larger domains such as a network of drain plots. This approach implies further investigations to simplify modeling of the drainage collectors, as well as finding a more accurate way to represent soil with extreme hydrodynamic parameter values. This involves the development of a more precise method of averaging hydraulic conductivities for unsaturated flow, which would better account for the unsaturated part of the flow.

Acknowledgements

We gratefully acknowledge the financial support of the Scientific Department of Cemagref (post doctoral grant). Many thanks to G. de Marsily, B. Augéard and F. Birgand for the stimulating discussions during the writing of this paper.

Authors are grateful to the two anonymous reviewers for their encouraging recommendations and the improvement of the manuscript.

References

- Ahmad, S., Kashyap, D., Mathur, B.S., 1991. Numerical modeling of two-dimensional transient flow to ditches. *J. Irrig. Drain.*, ASCE 117 (6), 839–851.
- Barcelo, M.D., Nieber, J.L., 1981. Simulation of natural soil pipes in a soil profile. Summer Meeting, Am. Soc. Agric. Eng., Orlando, FL.
- Barcelo, M.D., Nieber, J.L., 1982. Influence of soil pipe networks on catchment hydrology. Summer Meeting, Am. Soc. Agric. Eng., Univ. of Wisc., Madison.
- Barua, G., Tiwari, K.N., 1996. Theories of ditch drainage in layered anisotropic soil. *J. Irrig. Drain. Eng.* 122 (6), 321–330.
- Beaugendre, H., Ern, A., Carlier, J.-Ph., Ginzburg, I., Kao, C., 2004. Finite element modeling of variably saturated flows in hillslopes with surface runoff. In: *Computational Methods in Water Resources 2004 International Conference*, Chapel Hill.
- Bouarfa, S., Zimmer, D., 2000. Water-table shapes and drain flow rates in shallow drainage systems. *J. Hydrol.* 235 (3–4), 264–275.
- Bruen, M.P., Osman, Y.Z., 2004. Sensitivity of stream-aquifer seepage to spatial variability of the saturated hydraulic conductivity of the aquifer. *J. Hydrol.* 293 (1–4), 289–302.
- Bruggeman, D.A.G., 1935. Berechnung verschiedener physikalischer Konstanten von heterogenen Substanzen. *Annl. Phys. (Leipzig)* 24, 636–679.
- Buyuktas, D., Wallender, W., 2002. Numerical simulation of water flow and solute transport to tile drains. *J. Irrig. Drain. Eng.* 128 (1), 49–55.
- Carluer, N., de Marsily, G., 2003. Assessment and modelling of the influence of man-made networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management. *J. Hydrol.* 285 (1–4), 76–95.
- Dagan, G., 1979. Models of groundwater flow in statistically homogeneous porous formations. *Water Resour. Res.* 15 (1), 47–63.
- DHI, 2000. MIKE SHE Water Movement User Manual DHI Water and Environment, Hørsholm, Denmark.
- Ernst, L.F., 1956. Calculation of the steady flow of ground water in vertical cross sections. *Neth. J. Agric. Sci.* 4, 126–131.
- Fipps, G., Skaggs, R.W., 1991. Simple methods for predicting flow to drains. *J. Irrig. Drain.*, ASCE 117 (6), 881–896.
- Fipps, G., Skaggs, R.W., Nieber, J.L., 1986. Drains as a boundary condition in finite element. *Water Resour. Res.* 25 (7), 1717–1726.
- Fokker, P.A., 2001. General anisotropic effective medium theory for the effective permeability of heterogeneous reservoirs. *Transport Porous Media* 44 (2), 205–218.
- Kao, C., Bouarfa, S., Zimmer, D., 2001. Steady state analysis of unsaturated flow above a shallow water-table aquifer drained by ditches. *J. Hydrol.* 250 (1–4), 122–133.
- Kim, S.H., Delleur, J.W., 1997. Sensitivity analysis of extended TOPMODEL for agricultural watersheds equipped with tile drains. *Hydrol. Process.* 11, 1243–1261.
- Konyha, K.D., Skaggs, R.W., Gilliam, J.W., 1992. Effects of drainage on water management practices on hydrology. *J. Irrig. Drain. Eng.* 118, 807–819.
- Landau, L.D., Lifshitz, E.M., 1960. *Electrodynamics of Continuous Media*. Pergamon, New York.
- Lewandowska, J., Szymkiewicz, A., Burzynski, K., Vauclin, M., 2004. Modeling of unsaturated water flow in double-porosity soils by the homogenization approach. *Adv. Water Resour.* 27 (3), 283–296.
- Lorre, E., Lesaffre, B., 1994. Subsurface drainage simulation models: a world-wide survey. *ICID Bull.* 43 (1), 53–72.
- Maxwell, J.C., 1891. *Treatise on Electricity and Magnetism*. Clarendon Press, Oxford.
- Mualem, Y., 1976. New model for predicting hydraulic conductivity of unsaturated porous-media. *Water Resour. Res.* 12 (3), 513–522.
- Neuman, S.P., Orr, S., 1993. Prediction of steady state flow in non-uniform geologic media by conditional moments: exact non-local formalism, effective conductivities, and weak approximation. *Water Resour. Res.* 29 (2), 341–364.
- Newman, B.D., Campbell, A.R., Wilcox, B.P., 1998. Lateral subsurface flow pathways in a semiarid ponderosa pine hillslope. *Water Resour. Res.* 34, 3485–3496.
- Odolevsky, V.I., 1951. Calculation of effective conductivity of heterogeneous system. *J. Tech. Phys.* 21 (6), 667–685 (in Russian).
- Poley, A.D., 1988. Effective permeability and dispersion in locally heterogeneous aquifers. *Water Resour. Res.* 24 (11), 1921–1926.
- Pozdniakov, S., Tsang, C.F., 2004. A self-consistent approach for calculating the effective hydraulic conductivity of a binary, heterogeneous medium. *Water Resour. Res.* 40 (5), Art. No. W05105.
- Purkey, D., Wallender, W., Fogg, G., Sivakumar, B., 2004. Describing near surface, transient flow processes in unconfined aquifers below irrigated lands: model application in the western San Joaquin Valley, California. *J. Irrig. Drain. Eng.* 130 (6), 451–459.
- Renard, P., de Marsily, G., 1997. Calculating equivalent permeability: a review. *Adv. Water Resour.* 20 (5–6), 253–278.
- Roberge, J., Plamondon, A.P., 1987. Snowmelt runoff pathway in a boreal forest hillslope, the role of pipe throughflow. *J. Hydrol.* 95, 39–54.
- Robinson, M., 1990. Impact of improved land drainage on river flows. Rep. 113, Inst. Hydrol., Wallingford, England.
- Robinson, M., Rycroft, D.W., 1999. The impact of drainage on streamflow. In: *Agricultural Drainage*. American Society of Agronomy Monograph 38 (1999), Madison, WI, pp. 767–800.
- Rogers, J.S., Fous, J.L., 1989. Hydraulic conductivity determination from vertical and horizontal drains in layered profiles. *Trans. ASAE* 32, 589–595.
- Saucedo, H., Fuentes, C., Zavala, M., 2002. A finite element solution to the water transfer in an agricultural subsurface drainage system. *Ingenieria Hidraulica En Mexico* 17 (1), 93–105.
- Simunek, J., Huang, K., van Genuchten, M.Th., 1995. The SWMS_3D code for simulating water flow and solute transport in three-dimensional variably-saturated media. Version 1.0. Research Report No. 139, US Salinity Laboratory, Riverside, CA.
- Simunek, J., Senja, M., van Genuchten, M.Th., 1999. Hydrus-2D V2 software package for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. US Salinity Laboratory, Agricultural Research Service, US Department of Agriculture, Riverside, CA.
- Skaggs, R.W., Chescheir, G.M., 1999. Application of drainage simulation models. In: *Agricultural Drainage*. American Society of Agronomy Monograph 38 (1999), Madison, WI, pp. 537–566.
- Tarboton, K.C., Wallender, P.E., 2000. Finite-element grid configurations for drains. *J. Irrig. Drain. Eng.* 126, 243–249.
- Uchida, T., Kosugi, K., Mizuyama, T., 2001. Effects of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchment. *Hydrol. Processes* 15, 2151–2174.
- Van Beers, W.F., 1976. Computing drains spacings. *ILRI Bull.* 15. Inst. Land Reclam. Improv. Wageningen, The Netherlands.
- Van der Ploeg, R.R., Horto, R., Kirkham, D., 1999. Steady flow to drains and wells. In: *Agricultural Drainage*. American Society of Agronomy Monograph 38 (1999), Madison, WI, pp. 213–263.
- Van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.

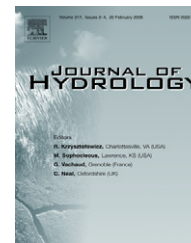
- Vertessy, R.A., Hatton, T.J., O'shaughnessy, P.J., Jayasuriya, M.D.A., 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *J. Hydrol.* 150 (2–4), 665–700.
- Vimoke, B.S., Taylor, G.S., 1962. Simulating water flow in soil with an electric resistance network. Report No. 41-65, Soil and Water Conserv. Res. Div., US Agric. Res. Serv., Columbus, OH, 51 pp.
- Wesseling, J., 1973. Subsurface flow into drains. ILRI Publ. No. 76, vol. 2. Int. Inst. Land Reclam. Improv. Wageningen, The Netherlands.
- Woo, M., diCenzo, P., 1988. Pipe flow in James Bay coastal wetlands. *Can. J. Earth Sci.* 25, 625–629.
- Youngs, E.G., 1986. Water-table heights in drained anisotropic homogeneous soils. *Agric. Water Manage.* 11, 1–11.



available at www.sciencedirect.com



journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol



Estimating hydraulic properties of rainfall-induced soil surface seals from infiltration experiments and X-ray bulk density measurements

B. Augeard ^{a,*}, S. Assouline ^b, A. Fonty ^a, C. Kao ^a, M. Vauclin ^c

^a UR Cemagref "Hydrosystèmes et Bioprocédés", BP 44, 92163 Antony Cedex, France

^b The Institut of Soil, Water and Environmental Sciences, Volcani Center, A.R.O., P.O. Box 6, Bet-Dagan 50250, Israel

^c Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement" (LTHE), UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF), BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

Received 21 August 2006; received in revised form 14 March 2007; accepted 16 April 2007

KEYWORDS

Parameter estimation;
Richards equation;
Seal hydraulic properties;
Seal bulk density

Summary Soil and surface seal hydraulic properties were determined from simulated rainfall experiments by the inverse method applied to the Richards equation. Measurements used for the estimation include the soil water pressure head versus time at two distances from the soil surface, the transient infiltration rate at the soil surface and the drainage rates at the bottom of the soil profile. Seal properties were evaluated using a model that simulates changes in the seal bulk density with respect to time and space. Uncertainties, correlations and sensitivities of the soil and seal parameters were quantified to evaluate the accuracy of the model estimation and to compare the information content of each measurement type to parameter estimations. It appears that the uncertainties related to three seal parameter estimations, namely the parameter related to the dynamics of seal formation, the modelled seal thickness and the initial bulk density, were larger than 50% of the parameter values, because of the low sensitivity of the model to them and their multiple correlations. In addition to seal hydraulic parameter estimation, bulk density profiles of the soil surface were measured after the rainfall simulations using the X-ray method. The exponential-decay shape assumed in the soil surface seal model was found to correctly reproduce the measured distribution of bulk density with depth. However, the measurements showed a less developed seal than that suggested by the bulk density profile estimated from rainfall experiments. Finally, bulk density measurements were used as given input parameters of the model. Setting the initial bulk density and its maximal change over time at the measured values greatly decreased the seal parameter uncertainties. The method

* Corresponding author. Tel.: +33 140966260; fax: +33 140966270.
E-mail address: benedicte.augeard@cemagref.fr (B. Augeard).

proposed could be used to improve the experimental design used to quantify the seal's hydraulic properties using inverse techniques.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Introduction

Soil surface sealing drastically reduces infiltration in bare soils exposed to rainfall and subsequently affects soil erosion and solute transport. Over the last few decades, numerous studies have investigated the processes and the factors involved in seal formation (see Assouline, 2004 for a review) and several approaches have been suggested to model the effect of surface sealing on infiltration (e.g. Hillel and Gardner, 1970; Aboujaoudé et al., 1991; Assouline and Mualem, 1997; Philip, 1998).

The determination of seal hydraulic properties, namely the unsaturated hydraulic conductivity and the water retention curves, as well as their evolution over time, is one of the key issues in properly describing water flow in such soils. Because of the variability of the seal structure at the microscopic scale, models that predict infiltration must somehow simplify the representation of the disturbed layer. Physically-based concepts applied to the formulation of seal properties became more complex with the availability of observations and measurements (Assouline, 2004). For example, temporal variations in surface conductivity during the different stages of seal formation were first investigated with empirical parameters (Farell and Larson, 1972). Afterwards, several authors attempted to associate these parameters with more physically-based factors involved in seal formation such as rainfall intensity (Moore, 1981; Chiang et al., 1993), cumulative rainfall kinetic energy (Baumhardt et al., 1990; Diekkruger and Bork, 1994; Ndiaye et al., 2005), or initial bulk density and soil composition (Bosh and Onstad, 1988).

Assouline and Mualem (1997) proposed a physically-based model that accounts for the effects of raindrops on detachment of soil particles and aggregate destruction. The corresponding mechanistic model of seal formation dynamics explicitly addresses the characteristics of both rainfall (intensity, drop size distribution, maximal drop diameter) and soil (initial hydraulic properties, shear strength, and compaction limit). The changes in seal hydraulic properties are modelled in terms of the changes in the soil bulk density resulting from the raindrop impacts. The seal was therefore considered as a non-uniform disturbed thin layer with continuous changes of its properties with depth and time, as high-resolution measurements of bulk density profiles seemed to confirm (Bresson et al., 2004; Fohrer et al., 1999; Roth, 1997). According to this model, infiltration experiments can be used to derive the bulk density distribution with depth in sealed soils and during surface sealing. Alternatively, X-ray estimates of bulk density are now available and can provide high-resolution information on the soil bulk density distribution in seal layers. These two methods have not yet been applied simultaneously during the same experiment. The main objective of this study was to present a simultaneous application of these two independent methods to describe the soil bulk density with depth at the vicinity

of a bare soil surface exposed to rainfall. The results of these two methods can then be compared and analysed.

This objective raises the problem of parameter estimation in sophisticated models requiring a relatively large number of parameters. Except for parameters having a physical meaning, which can be directly measured, calibration is often required to estimate the other parameters. Consequently, problems can be encountered because of the non-uniqueness of their optimal estimates. Indeed, both uncertainties in the calibration process and possible correlation between parameters greatly depend on information contained within the measurements used for calibration (Hill, 1998; Vrugt et al., 2001; Friedel, 2005).

Soil sealing models have been classically tested against laboratory-simulated rainfall experiments. These models are then calibrated using an infiltration curve, pressure head measurements and rainfall characteristics (Mualem and Assouline, 1989; Baumhardt et al., 1990; Assouline and Mualem, 1997; Issa et al., 2004) or using ponding time together with pressure head measurements (Diekkruger and Bork, 1994) or the amount of infiltrated water (Moore, 1981). Tension-disc infiltrometer data were also used to estimate the field hydraulic properties of a crusted surface using cumulated infiltration combined with pressure head measurements made by minitensiometers implemented below the seal (Vandervaere et al., 1997) or with initial and final water content data (Simunek et al., 1998a). In most cases, the model is calibrated manually even though it is subjective and time-consuming. However, automatic methods have been proposed to formulate inverse solutions for estimating soil hydraulic properties from flow experiments (Lehmann and Ackerer, 1997; Simunek et al., 1998b; Zou et al., 2001; Hopmans et al., 2002). These inverse methods are usually associated with sensitivity, uncertainty and correlation analysis to assess parameter reliability.

The additional objectives of this study were (i) to evaluate the capabilities and limitations of inverse modelling approaches in estimating soil and seal hydraulic parameters using data obtained from three infiltration experiments, and (ii) to assess the benefit of using bulk density measurements as an additional constraint to calibrate the model.

Material and methods

Experimental device

A silt loam soil (Typic Hapludalf or Alfisols) of the western part of the Parisian Basin (France) was collected from the A horizon, air dried to a gravimetric water content of about 11% and stored in a cold room at 5 °C. Soil granulometry, organic matter content and cation exchange capacity (CEC) are presented in Table 1. According to aggregate stability tests performed by Legout et al. (2005), this soil presents a relatively weak aggregate stability and field studies have revealed its susceptibility to surface sealing and erosion

Table 1 Selected physical properties of the studied soil

Silt loam	Clay 0–2 μm (g/kg)	Fine silt 2–20 μm (g/kg)	Coarse silt 20–50 μm (g/kg)	Fine sand 50–200 μm (g/kg)	Coarse sand 200–2000 μm (g/kg)	Organic Carbon (g/kg)	CEC (cmol/kg)
	112	147	449	287	5	20	7.29

CEC is the cation exchange capacity.

(Le Bissonnais et al., 1998; Le Bissonnais et al., 2005). Soil was passed through a 20-mm sieve and packed into a $400 \times 400 \times 150$ -mm square PVC tray (Fig. 1). The tray was gradually filled layer by layer, each one 25-mm thick, with slight compaction to obtain an initial bulk density of 1400 kg m^{-3} . The last 10-mm layer was less compacted to maintain coarse aggregates at the soil surface. To compensate the splash loss from within the tray, a 10-cm wide border area was added around the central test area and filled with the same soil aggregates (Fig. 1).

A thin polyamide membrane (opening, 0.01 mm) overlaid by a 3-mm-layer of fine sand (mean grain diameter, 0.036 mm) was installed 20 mm above the bottom of the tray, and connected to a suction control system. The air-entry water pressure of the combined membrane and sand layer was smaller than -100 cm of water. The suction imposed at the bottom of the tank was such that it corresponded to a pressure head of -70 cm of water at the soil surface once the hydrostatic equilibrium was set.

Surface runoff and drainage at the bottom of the tray were both collected and measured using tipping bucket gauges (tip volume $10 \text{ cm}^3 \pm 0.29$). The infiltration rate at a given moment was calculated as the difference between corresponding measured rainfall intensity and surface runoff intensity. The soil water pressure head was monitored

using two series of two ceramic cup tensiometers (diameter, 8 mm; air-entry pressure head -10^5 Pa) horizontally inserted at 2 and 11 cm below the surface. Tensiometers were connected to a pressure transducer by a scannivalve and recorded every 10 min.

The soil tray was exposed to rainfall produced by a rainfall simulation device consisting in oscillating nozzles (Veejet, Spraying System Co., Wheaton, IL, USA) suspended 3.7 m above the soil surface. The tray, tilted at a 1% slope, was subjected to three successive simulated rainfalls of different durations, intensities and kinetic energies (Table 2). Rainfall 1 was applied to quantify infiltration in the absence of a seal. Rainfall 2 was simulated to generate a structural seal at the soil surface, and infiltration through the formed seal was assessed using the rainfall 3 experiment. Rainfall intensity was measured by four cups at the tray corners and rainfall durations were chosen to reach an apparent steady state drained flux. Stored natural rainwater was set under pressure at nozzle heads, p_n , corresponding to the two rainfall intensities ($p_n = 2.0 \times 10^5$ Pa, nozzle Veejet® 65-10, 23 oscillations per min, for rainfalls 1 and 3 and nozzle $p_n = 1.4 \cdot 10^5$ Pa, nozzle Veejet® 65-40, 47 oscillations per min, for rainfall 2). Total kinetic energies of rainfalls 1 and 3 (51 J and 50 J, respectively) were considered too weak to lead to a significant disturbance of the soil surface

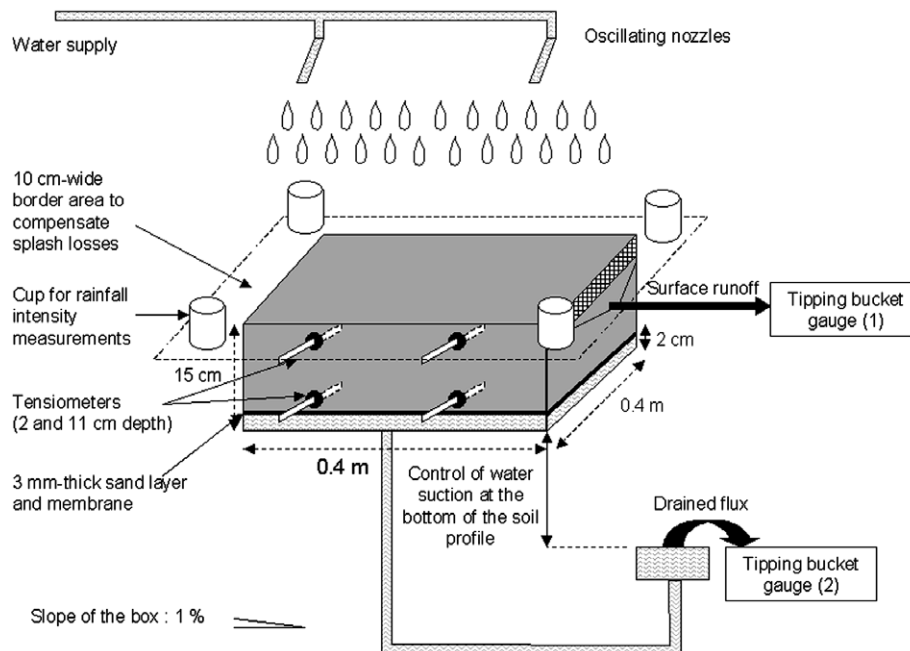
**Figure 1** Experimental device.

Table 2 Characteristics of simulated rainfalls

	Intensity (mm/h)	Duration (min)	Kinetic energy (J mm ⁻¹ m ⁻²)	Information provided
Rainfall 1	5.1 [0.4]	150	4	Infiltration through unsealed soil
Rainfall 2	29.4 [1.7]	60	16	Infiltration through sealing soil
Rainfall 3	6.3 [0.3]	120	4	Infiltration through sealed soil

Standard deviations of intensity are in brackets.

structure compared to rainfall 2 (470 J). Between two consecutive rainfall simulations, we waited several hours so that the water pressure could stabilize back to its previous initial hydrostatic equilibrium, as checked by tensiometer readings.

Following rainfall simulations, a small monolith (80 × 50 × 50 mm) was extracted from the soil surface sample, air-dried, and impregnated by polystyrene resin, in which a blue ultraviolet fluorescent dye was incorporated. Four vertical slices (80 mm long, 50 mm wide and 2 mm thick) were prepared to measure bulk density.

Bulk density measurements

Bulk density profiles were obtained by X-ray radiography. The X-ray generator device was previously described in Bresson et al. (2004). Films were digitized on a scanner with a pixel size of 0.045 mm. Bulk density images were generated by the calibration procedure presented in Bresson and Moran (1998). The calibration procedure involved three stages: (i) calibration of the radiography gray levels in terms of glass thickness using a staircase made from glass cover-slips, (ii) measurement of the ratio between the soil and resin mass attenuation coefficients and the glass mass attenuation coefficient, using compacted bricks of known thickness and bulk density, and (iii) image correction accounting for the heterogeneity of the irradiation field. To calculate the bulk density profile, surface roughness was taken into account by generating equidistant lines from the soil surface, which were smoothed by linearization with depth (morphological distance function of the software Visilog[®] by NOESIS, Les Ulis, France). The resulting average bulk density along every line formed the bulk density distribution with depth.

Measurement uncertainties

Pressure head measurement uncertainty, calculated by accounting for the errors arising from the position of the tensiometers, the pressure measurement itself and the transducer calibration was estimated at 1 cm of water. Uncertainty associated with soil water pressure measurement heterogeneity was also estimated with the mean square difference between pressure heads measured by the two tensiometers located at the same depth. So, resulting total uncertainties of mean pressure heads at 2- and 11-cm depths were evaluated at 3.6 and 2.7 cm of water, respectively.

Uncertainties associated with the measurements of surface runoff and drainage at the bottom of the tray correspond to the combination of uncertainties associated with

the tipping bucket gauge measurements and uncertainties associated with water collection and flow routing. This last part of uncertainty was evaluated from the variability of the observed flux during apparent steady state equilibrium, and appeared to depend on the rainfall intensity. Finally, total uncertainties were estimated at 0.1, 0.5 and 0.2 mm/h for drainage measurements and at 0.4, 1.6 and 0.45 mm/h for infiltration measurements for rainfalls 1, 2 and 3, respectively.

Model description

The dynamic model of Assouline and Mualem (1997) relates the formation of a seal at the surface of a bare soil to the initial soil mechanical and hydraulic properties.

The bulk density within the disturbed zone, $\rho_c(z, t)$ [M L⁻³], is assumed to change with time of rainfall, t [T], depth below the soil surface, z [L], according to

$$\rho_c(z, t) = \rho_i + \Delta\rho_0(t) \exp[\ln(10^{-3}z/d_c)] \quad (1)$$

where ρ_i [M L⁻³] is the initial bulk density, $\Delta\rho_0(t)$ [M L⁻³] is the increase in bulk density at the soil surface, and d_c [L] is the seal thickness, which corresponds to the depth where $\Delta\rho_c(d_c) = \rho_c(d_c) - \rho_i$ is equal to $10^{-3} \Delta\rho_0$. The subscript “c” is used to indicate a seal (or crust) parameter.

During the seal’s development phase, the surface bulk density varies according to

$$\Delta\rho_0(t) = \Delta\rho_{0m}[1 - \exp(-\beta t/\Delta\rho_{0m})] \quad (2)$$

where $\Delta\rho_{0m}$ [M L⁻³] is the maximal increase in bulk density, which depends on soil characteristics and β [M L⁻³ T⁻¹] is a soil–rainfall parameter, which is a function of rainfall intensity.

The expression of the hydraulic properties within the seal domain is related to the bulk density. The retention curve, $\theta_c(h, \rho_c)$, and the conductivity function, $K_c(\theta, \rho_c)$, are expressed by the Brooks and Corey’s (1964) relationship and Mualem (1976) model, respectively:

$$\theta_c(h, \rho_c) = [\theta_{sc}(\rho_c) - \theta_{rc}(\rho_c)][h/h_{ac}(\rho_c)]^{-\lambda_c(\rho_c)} + \theta_{rc}(\rho_c) \quad (3)$$

$$K_c(\rho_c, \theta) = K_{sc} \left\{ \frac{[\theta - \theta_{rc}(\rho_c)]}{[\theta_{sc}(\rho_c) - \theta_{rc}(\rho_c)]} \right\}^{\frac{2+2.5\lambda_c(\rho_c)}{\lambda_c(\rho_c)}} \quad (4)$$

where θ_{sc} [L³ L⁻³] and θ_{rc} [L³ L⁻³] are the saturated and residual seal volumetric water contents, respectively, h [L] is the water pressure head, h_{ac} [L] is the air-entry water pressure, λ_c is the pore-size distribution parameter, and K_{sc} [L T⁻¹] is the saturated hydraulic conductivity of the seal layer. All these parameters are related to the seal bulk density $\rho_c(z, t)$ and the subsoil hydraulic properties ($\theta_s, \theta_r, h_a, K_s, \lambda$) according to the relationships suggested by Mualem and Assouline (1989):

$$\theta_{sc}(\rho_c) = \theta_s - \Delta\rho(z, t)/\rho_s \quad (5)$$

$$\theta_{rc}(\rho_c) = \theta_r[1 + \Delta\rho(z, t)/\rho_i] \quad (6)$$

$$h_{ac}(\rho_c) = ah_a[1 + \Delta\rho(z, t)/\rho_i]^b \quad a = 0.99 [L^{-1}]; \quad b = 3.72 \quad (7)$$

$$\lambda_c(\rho_c) = \lambda - C\Delta\rho(z, t) \quad (8)$$

$$K_{sc}(\rho) = K_s \left[\frac{\theta_{sc}(\rho) - \theta_{rc}(\rho)}{\theta_s - \theta_r} \right]^{2.5} \left[\frac{h_a}{h_{ac}(\rho)} \right]^2 \left[\frac{\lambda_c(\rho)(1 - \lambda)}{\lambda\{1 - \lambda_c(\rho)\}} \right]^2 \quad (9)$$

where ρ_s [$M L^{-3}$] is the soil particle density and C [$L^3 M^{-1}$] is a constant.

The non-linear partial differential Richards equation was used to describe infiltration into the soil profile:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (10)$$

with the appropriate formulations of $K(h)$ for the seal ($0 \leq z \leq d_c$) and subsoil ($z > d_c$) layers.

Eq. (10) was numerically solved by an implicit finite difference scheme using the modified Picard iteration method (Celia et al., 1990), which provides an accurate mass balance. The convergence criterion classically used is a minimum difference in the calculated pressure heads between two successive iterations. Alternatively, Huang et al. (1996) suggested using the water content difference; they found it to be more robust when the hydraulic characteristics are highly non-linear. Both water content and pressure head criteria were used in our numerical model.

The discretization space step of Eq. (10) was adapted to the heterogeneity of the soil profile and ranged progressively from 0.2 mm near the surface to 5 mm in the subseal soil, except for the sand–membrane layer at the bottom of the profile, where it was set at 0.5 mm. Time step used was 15 s.

A constant pressure head (−57 cm) was imposed at the bottom boundary condition (13 cm below the soil surface). The surface boundary condition could switch from flux-controlled to head-controlled and vice versa during the iterative solution of Eq. (10), depending on the calculated surface pressure head value.

The hydrostatic pressure head profile was considered as the initial condition.

Estimation of soil and surface seal properties

The seal parameters of Eq. (1), namely $\Delta\rho_0$ and d_c , were fitted against the X-ray bulk density measurements using a Gauss–Newton non-linear least mean square errors method (Bates and Watts, 1988). These values were used to validate the model by comparing them with the seal parameters inferred from the infiltration experiments by an inverse method.

The proposed model requires the knowledge of (i) both the hydraulic parameters of the soil and the sand–membrane layer and (ii) the characteristics of the fully formed seal and of dynamics (Eqs. (1) and (2)).

The soil was defined by five parameters: K_s , θ_s , θ_r , λ , h_a , which needed to be estimated. In addition, the combined sand–membrane layer was assumed to be homogeneous and saturated and its effective hydraulic conductivity, K_{sm} , also had to be calibrated.

The fully developed seal is defined by five parameters, d_c , $\Delta\rho_{0m}$, C , ρ_i , ρ_s , and the dynamics of the sealing process

is represented by the parameter β . While soil particle density, ρ_s , was taken at 2650 kg m^{-3} , initial bulk density, ρ_i , was not set at the same value as the subsoil (packed at 1400 kg m^{-3}) because the surface layer was less compacted. Thus, initial bulk density was also estimated and a total of five seal parameters were calibrated.

The objective function used for the calibration procedure was the average value of four single-objective functions, minimizing the differences between each measured hydraulic variable and the corresponding model output. Simulated pressure heads at 2- and 11-cm depths and simulated drainage and infiltration rates were compared to those measured using the Nash efficiency coefficient (Nash and Sutcliffe, 1970):

$$EF(X) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N_X} (X_{obs}^i - X_{sim}^i)^2}{\sum_{i=1}^{N_X} (X_{obs}^i - \overline{X_{obs}})^2} = 1 - w_X \sum_{i=1}^{N_X} (X_{obs}^i - X_{sim}^i)^2 \quad (11)$$

where X_{obs}^i and X_{sim}^i are, respectively, the observed and simulated data X at the time i , $\overline{X_{obs}}$ is the mean of the observed data, N_X is the number of observed data X , and w_X is the weight associated with the data X . An advantage of the Nash efficiency coefficient is its dimensionless nature, so that coefficients related to different variables can be added. Other multi-criteria calibration methods have been suggested such as the Pareto optimal set approach (Yapo et al., 1998; Demarty et al., 2004), but since the associated optimisation algorithms were much more complex to implement, they were not used here.

Much work has been devoted to developing automated procedures both for calibration of lumped parameter models (e.g. Mein and Brown, 1978; Duan et al., 1992; Kuczera and Parent, 1998; Madsen, 2000) and for estimation of soil properties from either synthetic or experimental data (Kool and Parker, 1988; Simunek et al., 1998b; Friedel, 2005; Minasny and Field, 2005). Local (e.g. Marquardt, 1963; Press et al., 1989) and global (e.g. Wang, 1991; Duan et al., 1992) optimisation algorithms were developed. As local methods are less demanding in terms of computation, they can be advantageously used for evaluating model performance on a large number of data (Perrin et al., 2001). Their success for finding the global minimum of the cost function generally depends on whether multiple local minima are present. To avoid problems arising from local minimum convergence, global methods, by exploring a large part of the response surface, are more suitable. In this study, the global gridding method described by Duan et al. (1992), was adopted using a progressively finer grid, as described later. A feasible range of parameter variations and the grid discretization must be defined before each calibration. Although time-consuming, this method has the advantage of being relatively simple to implement.

A major problem in using inverse method is that limitations in the information content of a calibration dataset may result in insensitivity and correlation of the parameters that require estimation. Then, more than one parameter set may lead to a given optimal response. For instance, transient outflow data alone were found insufficient to determine soil hydraulic properties by the inverse method

Table 3 Feasible soil and seal parameter space scanned during the first step of the optimisation method (with rainfall 1 data for soil parameters, and with rainfall 2 data for seal parameters)

	Feasible parameter space discretization		Step increments
	Min	Max	
<i>Soil parameters</i>			
θ_s (–)	0.36	0.44	+0.02
θ_r (–)	0	0.06	+0.02
h_a (m)	–0.15	–0.03	+0.02
K_s (m s ^{–1})	1.0×10^{-6}	3.2×10^{-5}	$\times 2$
λ (–)	0.06	0.2	+0.02
K_{sm} (m s ^{–1})	1.0×10^{-8}	1.6×10^{-7}	$\times 2$
<i>Seal parameters</i>			
β (kg m ^{–3} s ^{–1})	0.2	0.6	+0.1
$\Delta\rho_{0m}$ (kg m ^{–3})	0	500	+50
d_c (m)	0.007	0.025	+0.002
C (m ³ kg ^{–1})	$20\lambda/(30\Delta\rho_{0m})$	$29\lambda/(30\Delta\rho_{0m})$	$\lambda/(30\Delta\rho_{0m})$
ρ_i (kg m ^{–3})	1250	1450	+25

(Toorman et al., 1992). Therefore, additional information should be brought by either pressure head measurements or multi-step flow experiments (Van Dam et al., 1994) or both (Eching and Hopmans, 1993).

For similar reasons, in our experiment, data provided by rainfall 1 appeared not to be sufficient to calibrate subsurface parameters: rainfall 2 data with a different intensity were also necessary. Then, both soil and surface seal parameters needed to be estimated simultaneously using the data of the three rainfalls.

The feasible ranges of the 11 parameters to be calibrated are given in Table 3. The maximum saturated water content, θ_s , was deduced from the soil bulk density and the ranges of the other soil parameters were inferred from typical values reported in databases (Carsel and Parrish, 1988) for a silt loam. The range of the hydraulic conductivity of the sand–membrane system, K_{sm} , was estimated from transient hydraulic head measurements performed before soil packing. For the seal parameters, previous bulk density measurements made on the same soil and with similar rainfall conditions (Augeard et al., 2007) provided the range for β , d_c , and $\Delta\rho_{0m}$. The range for C , deduced from $\Delta\rho_{0m}$ and λ ranges, was defined in so that λ_c had always a positive value (Eq. (8)).

Parameter uncertainty and correlation

Once the optimal parameter sets were defined, the reliability and correlation of parameter estimates were analysed using the variance–covariance matrix approach (Hill, 1998) and the analysis of its eigenvalues and eigenvectors (Friedel, 2005). Even though linear regression analysis is only approximately valid for non-linear problems, the relative uncertainty between parameter estimates can be compared. The standard error s_p of each parameter value p is equal to the square root of the diagonal of the variance–covariance matrix. Considering residuals as normally distributed, parameters follow approximately a Student distribution of $N_{obs} - N_{par}$ degrees of freedom, N_{obs} being the number of observations used for parameter estimation,

and N_{par} the number of estimated parameters. Each parameter estimate, p , can be compared to zero for a given significance level α (here, $\alpha = 0.05$) through the variable $t = p/s_p$.

Correlation between parameters was investigated by analysing the eigenvalues and the eigenvectors of the variance–covariance matrix (Doherty, 2003). The highest eigenvalue defines the direction of maximum uncertainty, and hence of greatest elongation of the ellipsoid of the objective function in adjustable parameter space. Special attention must be paid to the eigenvector pertaining to the highest eigenvalue. If this eigenvector is dominated by a single element, then the estimate of the associated parameter may be quite uncertain. However if this eigenvector contains more than one significant component, then this is an indication of uncertainty associated with a group of parameters (i.e. parameter correlation). The correlated parameters are those whose eigenvector components are significantly non-zero.

Composed-scaled sensitivities

Parameter sensitivity measures how sensitive a model is to the variations of a parameter. In this study, the sensitivity was calculated for a 10% change in parameter values. As several types of observations were used for parameter estimation, the composed-scaled sensitivities were calculated to indicate the amount of information provided by each type of observation to a given parameter estimation (Hill, 1998). The overall sensitivity of a parameter p is then described by the composed-scaled sensitivity CSS_p , which is deduced from the scaled sensitivity associated with the type of observation X , $CSS_{X,p}$ defined as

$$CSS_{X,p} = \left[\frac{1}{N_X} \sum_{i=1}^{N_X} w_X \left\{ \left(\frac{\partial X_{sim}^i}{\partial p} \right) p \right\}^2 \right]^{1/2} \quad (12)$$

where X_{sim}^i is the simulated value related to the i th observation of type X , p is one of the estimated parameters, w_X is the weight associated with the type of observations X and N_X is the number of observations X used in the regression.

A high $CSS_{X,p}$ value indicates that the type of observations X gives significant information for parameter p estimation. The composed-scaled sensitivity, CSS_p , is then calculated for each parameter as

$$CSS_p = \left(\sum_X CSS_{X,p}^2 \right)^{1/2} \quad (13)$$

Zhang et al. (2003) proposed using the ratio:

$$\gamma_p = \frac{CSS_p}{\max_{p^*} (CSS_{p^*})} \quad (14)$$

where the denominator is the maximal value of CSS for all parameters, to compare the CSS_p values associated with different parameters p . According to Hill (1998) and Friedel (2005), γ_p must be greater than 0.01, otherwise the parameter p is not likely to be estimated using the corresponding observations. Zhang et al. (2003) found that the non-linear regressions may or may not converge for γ_p values ranging between 0.01 and 0.1. Thus, they considered a parameter as identifiable for $\gamma_p \geq 0.1$. This threshold value was also adopted in this study.

Results and discussion

Parameter value estimates

The set of optimal parameter values estimated with the data of the three rainfall experiments is reported in Table 4. The Nash efficiency coefficient associated with the corresponding simulation was 0.819 (Table 5). According to the Jarque–Bera test and the Shapiro test (Shapiro and Wilk, 1965; Jarque and Bera, 1987), the weighted residuals were normally distributed ($p < 0.005$ for both tests). Table 6 presents the weighted residual analysis (mean, standard error and lowest and largest values). Even if the model tends to underestimate the observed variables during rainfalls 1 and 2, and to overestimate them during rainfall 3, the model can be considered as globally unbiased (mean weighted residual 1.2×10^{-3}).

According to the Student t -test, all parameter estimates except that of θ_r were significantly different from zero, which emphasizes their significant contribution to calibration of the model. However and despite the relatively good model quality, standard errors of some parameter estimates, namely θ_s , θ_r , β , d_c , ρ_i , exceeded 100% of the parameter value (Table 4). Considering this, the composite-scaled sensitivities provides a way of determining which parameters cannot be precisely estimated because of a lack of information in the available data (Zhang et al., 2003). At the same time, the analysis of variance–covariance matrix helps understanding the relationship between parameter uncertainty and parameter correlation.

Sensitivity of the parameters

Values of square composed-scaled sensitivity to the soil parameters calculated for each type of measurements (γ_p^2 , see Eq. (14)) are presented in Fig. 2. Parameters λ , C and $\Delta\rho_{0m}$ appeared to be the most sensitive, and consequently should have been the easiest to estimate. Indeed, standard errors for these parameters were among the lowest (17%, 49% and 52% of the parameter value for $\Delta\rho_{0m}$, λ and C , respectively). The other parameters presented a low sensitivity, and for three of them, namely, θ_r , K_{sm} and β , the values of γ were below the 0.1 threshold (equal to 0.011, 0.046 and 0.063, respectively). The information content was not sufficient to precisely estimate these parameters. The low sensitivity of the model to the parameter β is consistent with the fact that β was used during rainfall 2 only. The relatively narrow range of water content covered by the rainfall experiments may explain the low sensitivity of the model to the residual water content (θ_r). The same narrow range may also explain the high standard error associated to its estimates (Table 4). It is interesting to notice that the model was more sensitive (higher γ value) to the seal layer parameters than to the sand layer parameter (K_{sm}), although these layers have quite the same thickness. The low values of γ corresponding to K_{sm} could be related to the low information contained in infiltration and pressure head measured at 2-cm depth to estimate K_{sm} . All types

Table 4 Estimation of the soil and seal parameters

	Feasible range	Estimation
<i>Soil parameters</i>		
θ_s (–)	0.36; 0.44	0.41 [0.51]
θ_r (–)	0; 0.06	0.02 [0.43]
h_a (m)	–0.15; –0.03	–0.11 [0.029]
K_s (m s ^{–1})	5×10^{-7} ; 3.2×10^{-5}	2.0×10^{-6} [1.0×10^{-6}]
λ (–)	0.06; 0.2	0.090 [0.037]
K_{sm} (m s ^{–1})	10^{-8} ; 1.6×10^{-7}	1.5×10^{-8} [4.1×10^{-9}]
<i>Seal parameters</i>		
β (kg m ^{–3} s ^{–1})	0.2; 0.6	0.5 [0.30]
C (m ³ kg ^{–1})	$20\lambda / (30\Delta\rho_{0m})$; $29\lambda / (30\Delta\rho_{0m})$	1.93×10^{-4} [8.4×10^{-5}]
d_c (m)	0.007; 0.025	1.2×10^{-2} [1.6×10^{-2}]
$\Delta\rho_{0m}$ (kg m ^{–3})	0; 500	450 [58]
ρ_i (kg m ^{–3})	1250; 1450	1300 [1790]

Standard errors calculated from the regression are in brackets.

Table 5 Values of the Nash efficiency coefficient for each rainfall simulation using the optimal set of soil and seal parameters

	Pressure head at 2 cm depth	Pressure head at 11 cm depth	Infiltration rate	Drainage rate	Mean of the Nash efficiencies
Rainfall 1	0.90	0.95	—	0.91	0.92
Rainfall 2	0.72	0.93	0.87	0.94	0.86
Rainfall 3	0.62	0.54	0.86	0.71	0.68

Table 6 Analysis of the weighted residuals

	Rainfall 1 simulation	Rainfall 2 simulation	Rainfall 3 simulation	Complete simulation
Mean of the weighted residuals	−0.010	−0.018	0.021	−0.0012
Standard error	0.071	0.137	0.158	0.128
Lowest value (Corresponding observation)	−0.295 (Pressure head at 2 cm depth)	−0.477 (Pressure head at 2 cm depth)	−0.332 (Drainage rate)	−0.477
Largest value (Corresponding observation)	0.124 (Pressure head at 11 cm depth)	0.395 (Pressure head at 2 cm depth)	0.262 (Pressure head at 11 cm depth)	0.395

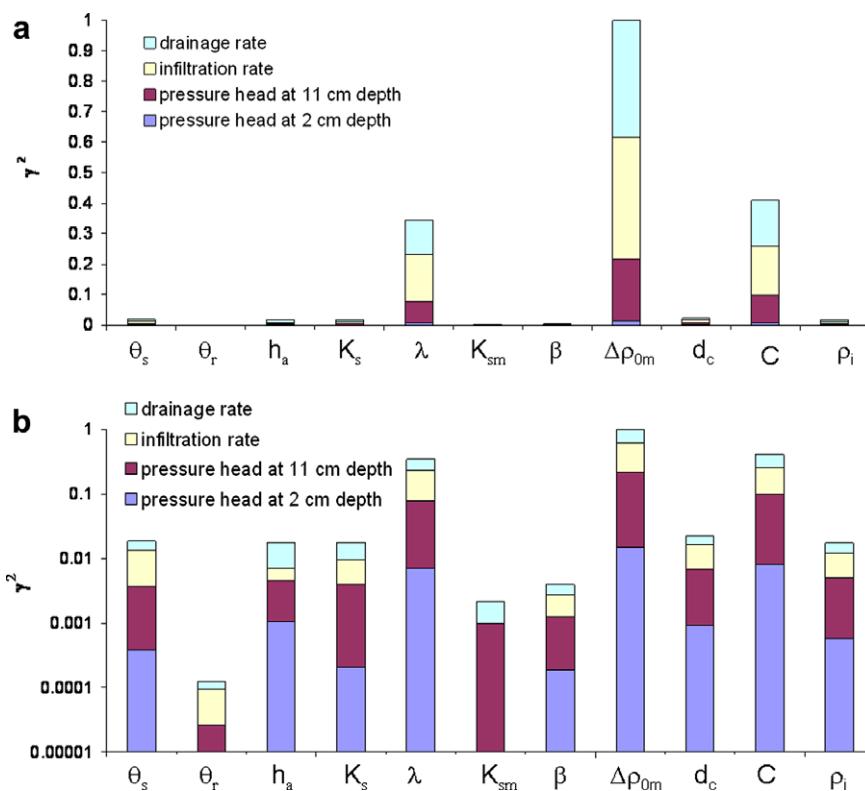


Figure 2 Square composed-scaled sensitivity values (γ^2) of each type of measurement to the parameters: (a) linear scale and (b) log scale.

of measurement contributed to seal parameter estimation, thus a higher γ value. Note that despite this low sensitivity, the standard error of K_{sm} was not affected (27% of the parameter value).

The composed-scaled sensitivity analysis made it possible to quantify the contribution of each type of measurement to each parameter estimate. For example, the

composed-scaled sensitivity of the sand–membrane hydraulic conductivity (K_{sm}) contains pressure head contributions at a depth of 11 cm and drainage rate information, which is consistent with the low position of this layer. It can be seen that all the soil parameters mainly benefit from drainage and infiltration information, as the bars in Fig. 2a are longer for the drainage and infiltration rates, which represent

from 53% to 81% of the square sensitivity ratio. On the contrary, the sensitivity of pressure head at 2-cm depth to changes in the parameters remains the lowest compared to the other measurement types. The difference between the contributions of the pressure head at 2- and 11-cm depths could be enhanced by the difference in the corresponding weights w_x used in the calculation (Eq. (12)): the variance of pressure head observations at a depth of 11 cm remained smaller than that at a depth of 2 cm, because of the vicinity of the imposed pressure head. The corresponding weight was thus higher.

Parameter uncertainty and correlations

Analysis of the variance–covariance matrix eigenvalues and their associated eigenvectors for the optimal set of parameter values (Table 7) revealed that the maximal eigenvalue (equal to 1928) corresponded to an eigenvector dominated by the residual water content contribution (close to 1). Thus, this parameter played the major role in the model uncertainty. This result corroborates the insensitivity of the model to this parameter and also explains the high standard error of θ_r associated with the calibration. The second direction of uncertainty (eigenvector associated with the second eigenvalue) was dominated by the contributions of β and d_c , revealing a correlation between these parameters. Note that the parameter d_c was also correlated to ρ_i as showed by the eigenvector associated with the third eigenvalue (Table 7). Consequently, the three seal parameters that presented low sensitivity (Fig. 2) were correlated and contributed significantly to model uncertainty along two directions. Corroborating these results, the standard error of β , d_c and ρ_i (60%, 130% and 138%, respectively) were much higher than those associated with $\Delta\rho_{0m}$ and C , which were equal to 12% and 43%, respectively. This result reflects either an inadequate calibration data or an over-parametrisation of the model. One way to avoid correlation between parameters would be to find alternate combinations of parameter values and to validate them against a larger set of independent experimental data. Determining one parameter by an independent measurement is yet another method. In our study, since the final bulk density profile was also measured, it can be used as a given input parameter of the model to relax correlations and decrease uncertainties. This point will be developed in the last part of the paper. Before that, the simulations obtained with the optimal set of parameters are analysed below by comparison with both observed hydraulic variables and bulk density measurements.

Observed and simulated pressure heads, infiltration and drainage rates

Once an optimal set of parameter values was determined, the comparisons between simulated and observed variables used for parameter calibration provided information on the limits of the model, through identification of errors linked to its structure and assumptions, and on the limits of the experimental device itself.

The expressions used for describing both soil and seal hydraulic properties may actually be questionable. For in-

Table 7 Eigenvalues and the corresponding normalized eigenvectors of the variance covariance matrix of the optimal set of parameter values

Eigenvector	Eigenvalue	1.93×10^3	1.07×10^1	4.85	3.22	1.29	2.90×10^{-1}	2.52×10^{-1}	1.54×10^{-1}	1.97×10^{-2}	9.44×10^{-3}	4.89×10^{-4}
θ_s	0.098	-0.115	0.078	-0.343	-0.151	0.310	0.836	0.136	-0.080	0.117	-0.042	
θ_r	0.994	-0.001	0.018	0.032	-0.011	-0.021	-0.093	-0.017	0.007	-0.013	0.010	
h_a	0.001	0.057	0.008	-0.040	-0.069	-0.310	-0.079	0.151	-0.438	0.807	0.149	
K_s	-0.008	0.126	0.089	-0.141	-0.609	-0.689	0.131	0.067	0.137	-0.236	-0.120	
λ	-0.004	0.146	0.040	0.853	-0.284	0.141	0.232	0.034	-0.266	-0.039	-0.144	
K_{sm}	0.001	0.013	-0.022	0.007	0.006	0.109	-0.168	0.970	0.069	-0.120	0.006	
β	0.000	0.885	0.334	-0.198	-0.024	0.242	-0.059	-0.039	-0.019	0.001	0.029	
C	-0.001	0.050	0.075	0.266	-0.028	-0.021	0.161	0.016	0.766	0.347	0.433	
d_c	-0.037	-0.386	0.647	-0.072	-0.441	0.307	-0.281	-0.056	-0.082	-0.004	0.218	
$\Delta\rho_{0m}$	0.003	0.050	-0.038	0.035	0.136	-0.170	0.168	0.019	-0.338	-0.375	0.815	
ρ_i	0.007	-0.091	0.672	0.123	0.553	-0.346	0.223	0.087	-0.008	-0.040	-0.203	

stance, the air-entry pressure head of the Brooks and Corey equation (Eq. (3)) is a conceptual threshold. Direct measurements of the water retention curve of silt loam soils provided evidence that water content near saturation progressively decreases as the pressure head increases, thus being better described by a sigmoid curve type model (van Genuchten, 1980; Assouline et al., 1998). Furthermore, the hypothesis of the exponential-decay of bulk density with depth (Eq. (1)), uniformly applied over the entire soil surface, does not take into consideration the aggregate distribution and arrangement, which may generate bulk density variability in the seal layer (Bresson et al., 2004) and modify seal formation (difference between depression and mound microtopography) (Aboujaoudé et al., 1991; Fox et al., 1998). Additionally, the seal hydraulic parameters were assumed to remain constant between the end of rainfall 2 and the application of rainfall 3, while the drainage following rainfall 2 could have modified the structure of the seal. In conclusion, despite its physical basis, the model still contained

a conceptualised component, and the question now is: are the chosen concepts adapted to simulating infiltration through a seal?

Comparisons between observed and simulated values of hydraulic variables, shown in Fig. 3, may contribute to answering this question. We chose to show infiltration and drainage fluxes with a time step of 10 min to enhance legibility of the graphs.

The following comments can be made.

- (i) Simulated wetting fronts exhibit a delay compared to the observations, as shown by both drainage flux and pressure head measured 11 cm deep. The dynamics of the vadose zone was not very accurately reproduced, possibly because of the assumed (a) non-realistic shapes of soil unsaturated hydraulic conductivity and water retention curves, (b) homogeneous soil layers while packing and slaking may have induced layering and heterogeneity; and (c) one-dimensional solution of the flow equation.

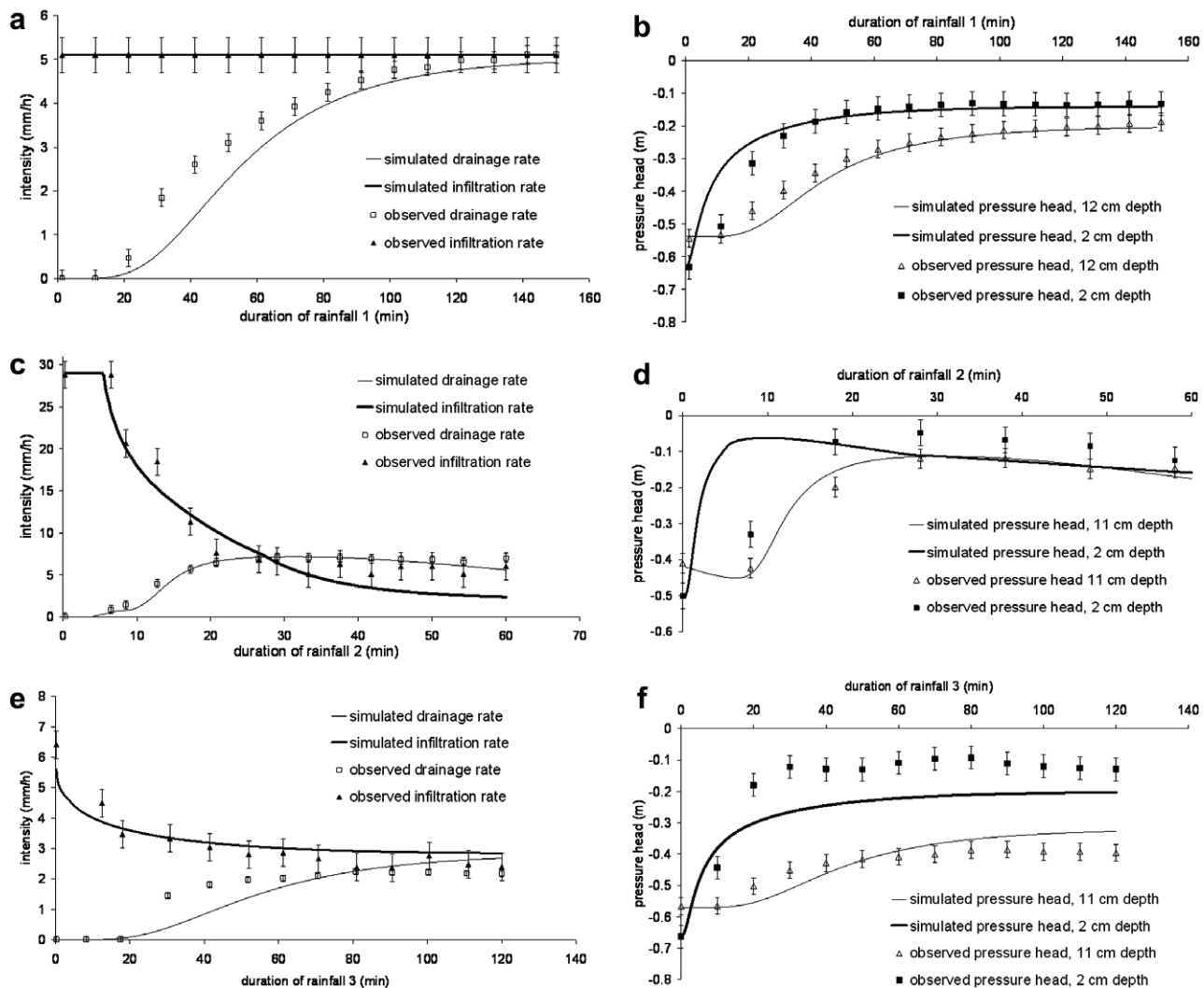


Figure 3 Comparison between the observed and simulated variables used for calibration during rainfall 1 (a,b), rainfall 2 (c,d) and rainfall 3 (e,f). The optimal seal and subsoil parameters are reported in Table 4. Vertical bars correspond to experimental uncertainties.

- (ii) Calculated surface runoff occurs earlier than was observed. This can be explained by the fact that the experimental design measured the time the water arrived in the tipping bucket, whereas the model calculates the ponding time. The difference corresponds to the time needed to fill small depressions on the soil surface, to connect them to the outlet and to transfer the initiated runoff to the tipping bucket. To overcome this flaw, one possible solution would consist in introducing a surface retention capacity able to store a certain amount of water before runoff in the model, but that would lead to an additional parameter to calibrate.
- (iii) Concerning seal formation, the changes in pressure heads and fluxes observed was correctly reproduced by the model (Fig. 3c and d). Indeed, during rainfall event 2, the pressure heads first increased because of infiltration and then decreased during seal development (Fig. 3d). This effect, called the drying effect, was described in earlier experiments (Bosh and Onstad, 1988; Nishimura et al., 1993; Fohrer et al., 1999) and a numerical solution (Mualem et al., 1993): as seal hydraulic conductivity decreases with time, the water infiltrating from the surface decreases as well, whereas the downward flux remains, at least for a while, at the same value. Consequently, water content and therefore the pressure head decreases. For the same reason, the outflow flux becomes temporally higher than the infiltration rate (Fig. 3c). Note that this drying effect was more pronounced in simulations than in observations, indicating that the seal development was possibly overestimated in the model. Inversely, during rainfall 3 (Fig. 3e), the simulated infiltration rate was slightly higher than the rate observed, suggesting that the seal conductivity was smaller than that simulated. The seal parameter estimation actually led to a compromise between the two sets of rainfall data. The assumption that the seal formed by rainfall 2 had the same properties as the seal formed by rainfall 3 may be questionable. Indeed, seal structure may change slightly after rainfall 2 during the drainage process and lead to a less conductive layer or kinetic energy of rainfall 3 may also have caused additional soil structure degradation. Fohrer et al. (1999) measured seal bulk density formed under a single and subsequent rainfalls in both moist and dry initial conditions. In moist conditions, seal bulk density appeared to be greater after subsequent rainfalls (1290 kg m^{-3}) than after continuous rainfall (1200 kg m^{-3}), which confirms the instability of the seal during wetting/drainage cycles.
- (iv) Simulated pressure heads at a depth of 2 cm remained smaller than those observed during rainfall 3 (Fig. 3f), which has not yet been fully explained.

In conclusion, while the model captures the main features of the water flow dynamics, it does not precisely fit all the experimental data despite the large number of parameters. In the following, an attempt to validate the model is presented by comparing calculated and measured bulk density profiles within the seal.

Comparison with bulk density measurements

As Fig. 4 shows, bulk density profiles measured at the end of simulated rainfall 3 exhibited a substantial decrease within the upper 2 mm and a more progressive one underneath. The fitted exponential sealing model (Eq. (1)) provides a correct description despite high experimental variability related to the presence of coarse aggregates. The predictive uncertainty of the sealing model was calculated using all the sets of parameter values corresponding to a Nash coefficient larger than 98% of the optimal value. These sets were used as initial parameters. For each depth, the maximal and minimal modelled bulk densities were chosen as boundaries of predictive uncertainty (Friedel, 2005). The corresponding fitted parameters are given in Table 8. By comparing these values with the parameters estimated from the infiltration experiment (Table 4), it may appear that both seal thickness d_c and maximal change in bulk density $\Delta\rho_{0m}$ would be overestimated by the model calibrated on infiltration data (Fig. 4). However, uncertainties related to the non-linear regression against X-ray measurements (Table 8) and to the parameter estimations (Table 4) were high, and the differences between parameters were not statistically significant.

To conclude, bulk density measurements corresponded to a less developed seal than modelled bulk density profiles estimated from the infiltration data. As noted before, the comparison between simulated and measured hydraulic

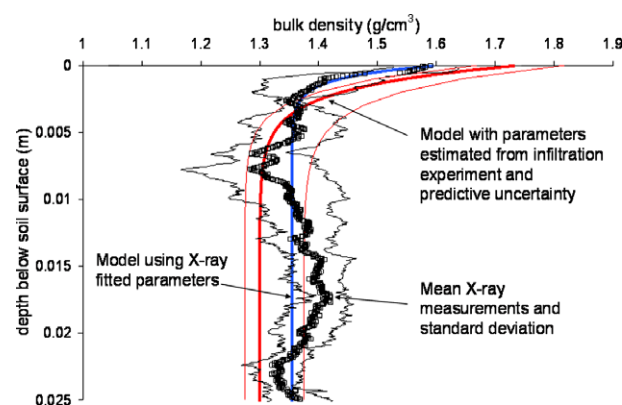


Figure 4 Measured and modelled bulk density profiles. Predictive uncertainty is determined using the sets of parameter values corresponding to a Nash coefficient larger than 98% of the optimal value.

Table 8 Parameters of the exponential model (Eq. (1)) fitted on the measured bulk density profiles (4 replicates), ρ_i initial bulk density, $\Delta\rho_{0m}$ maximal change in bulk density, d_c modelled seal thickness

	ρ_i (kg m^{-3})	$\Delta\rho_{0m}$ (kg m^{-3})	d_c (m)
Fitted value	1355 ^{***}	251 ^{***}	6.25×10^{-3} ^{***}
Uncertainty of the regression	4	52	1.35×10^{-3}

^{***} Significant at the probability level 0.005.

variables showed that the seal layer affected the infiltration process more in rainfall 3 than in rainfall 2, and the estimated parameters resulted from a compromise between the two. Thus, the estimated bulk density profile was also a compromise, which did not correspond exactly to the bulk densities at the end of the rainfall 3 experiment. Introducing bulk density measurements as a given parameter will provide information on model performance when its parameters have a physical meaning.

Use of bulk density measurements to constrain the calibration process

In this part, only the seal parameters were estimated. As infiltration experimental data did not provide enough information for accurate parameter estimations, the model was constrained by introducing parameters fitting the measured bulk density profile. This had several effects on the calibration results: first, as the measured parameters did not correspond exactly to the optimal parameters, a new optimal set of parameters was calibrated; second, the uncertainties and correlation values changed as a consequence of modifications to the optimal set of parameters and the reduction of the model's degrees of freedom; and third, the composed-scaled sensitivity ratio may be slightly modified.

To analyse the effects of each bulk density measurement information type (initial bulk density, maximal change in bulk density at the soil surface, seal thickness) on model uncertainties, three constraint scenarios (noted I, II, III) were tested to calibrate the model. The combinations of the parameters set were selected by adding progressively new measurement information to relax parameter correlations. Table 9 summarizes the results of the three calibration scenarios compared to the initial scenario (noted 0).

Initial bulk density, which presented a high standard error value (Table 4) and a strong correlation with seal thickness, was the first parameter set to the measured value in scenario I. The resulting new optimal values present few differences compared to those obtained with the whole parameter estimation (Table 9), and the decrease in the corresponding Nash efficiency coefficient was very low. Actually, modification of initial bulk density (from 1300 to

1355 kg m⁻³) was compensated by a change in seal thickness (from 0.013 to 0.015 m) as a result of the two parameter correlations and a change in β , which was also correlated with seal thickness. Note that the correlation between β and d_c was still the main source of uncertainty (i.e. related to the maximal variance–covariance matrix eigenvalue).

To remove this correlation, the constraint-calibration scenario II was tested by assigning ρ_i and d_c their measured values (see Table 8). In that case, no acceptable parameter set was encountered during the optimisation process, because the model did not simulate any surface runoff during rainfall 3. This can be explained by the actual decrease in seal hydraulic conductivity when the measured bulk density thickness is used for calibration.

Scenario III consisted in assigning their measured values to ρ_i and $\Delta\rho_{0m}$. The efficient coefficient strongly decreased compared to the values obtained with the constraint-calibration scenarios 0 and I (from 0.767 to 0.221 for rainfall 2 and 3). The new optimal set of parameters shows an increase in d_c to balance the decrease in $\Delta\rho_{0m}$. As expected, the new optimal value of d_c was much higher than the measured one (Table 8), emphasizing the limitation of the model in reproducing both the soil bulk density profile and the infiltration rate. No significant correlation was observed: the parameter β alone contributed to the principal component of the eigenvector associated to the maximal eigenvalue. All the estimated parameters were associated with orthogonal directions of uncertainty.

As a result, when $\Delta\rho_{0m}$ is assigned a given value, d_c plays a different role in the calibration process. Thanks to the relaxation of the correlation between β and d_c , the standard error associated with these parameters decreased from 128% to 51% and from 243% to 47%, respectively. This result emphasizes the close relation between parameter correlation and standard errors of parameters.

The ratio of major to minor eigenvalues (called condition number) describes the relative magnitude of model uncertainty (Friedel, 2005). This number decreased from 50479 in scenario 0, to 48584 in scenario I, and to 855 in scenario III, reflecting a decrease in model uncertainty. Thus, setting some seal parameters may have positive results by decreasing uncertainties, but the quality of the

Table 9 Optimal set of parameters, standard error and correlation analysis of the seal model for different calibration-constraint scenarios

Scenario	Seal parameters to estimate	Mean Nash coefficient (rainfall 2 + 3)	Parameters with significant correlation	Optimal values [standard error]				
				β (kg m ⁻³ s ⁻¹)	C (m ³ kg ⁻¹)	d_c (m)	$\Delta\rho_{0m}$ (kg m ⁻³)	ρ_i (kg m ⁻³)
0	$\beta, C, d_c, \Delta\rho_{0m}, \rho_i$	0.769	β and d_c ρ_i and d_c	0.5 [0.30]	1.93×10^{-4} [8.4×10^{-5}]	1.2×10^{-2} [1.6×10^{-2}]	450 [58]	1300 [1790]
I	$\beta, C, d_c, \Delta\rho_{0m}$	0.767	β and d_c	0.4 [0.51]	1.93×10^{-4} [2.2×10^{-5}]	0.015 [3.65×10^{-2}]	450 [48]	1355 Assigned
II	$\beta, C, \Delta\rho_{0m}$	< 0			–	0.00625 Assigned	–	1355 Assigned
III	β, C, d_c	0.221	No correlation	0.5 [0.25]	3.48×10^{-4} [3.2×10^{-5}]	0.018 [8.5×10^{-3}]	251 Assigned	1355 Assigned

calibration is deteriorated, as far as the Nash coefficient is concerned. Moreover, setting all seal parameters using the measured bulk density profile did not lead to suitable simulations. The assumed relationships between bulk density and soil hydraulic properties might be limiting; furthermore, the seal spatial variability should be analysed. The sampled soil surface seal may not be representative of the bulk density of the entire seal surface.

Summary and conclusion

Three simulated rainfall experiments (infiltration through unsealed soil, rainfall 1, sealing soil, rainfall 2, and sealed soil, rainfall 3) were used to determine soil and seal hydraulic properties using the inverse method applied to the Richards equation combined with a model that simulates changes in seal bulk density over time and space (Assouline and Mualem, 1997). The optimal set of parameters was calculated by minimizing differences between observed and simulated values of pressure heads at 2- and 11-cm depths, infiltration and drainage rates. Uncertainties, correlations and sensitivities of the parameters were quantified. This analysis was performed to evaluate the accuracy of the model's calibration and to compare the contribution of the information content of each measurement type to parameter estimations.

Evaluation of eigenvector of the variance–covariance matrix revealed that model uncertainty was dominated by the residual water content contribution. This parameter presented a low level of sensitivity, a high standard error, and was associated to the maximal matrix eigenvalue. Standard errors associated with the other soil parameter estimates represented a mean of 53%, which reflects the difficulty of accurate parameter estimation even from experiments with two different rainfall intensities.

Concerning seal parameters, the accuracy of the estimation was lowered by (1) correlations between parameters (modelled seal thickness correlated to both the parameter related to the dynamics of seal formation, and the initial bulk density), which enhanced associated standard errors, and (2) the low sensitivity of the parameter β related to the dynamics of seal formation, which played a role only during rainfall 2. The maximal change in bulk density and the pore-size distribution index of the seal appeared to be the most sensitive parameters, and thus presented the lowest uncertainties.

The calibrated model reproduces quite well the infiltration data. However, despite the large number of parameters, the simulated pressure heads did not fit the experimental data perfectly. The differences were not related to the calibration procedure but probably to the representation of the soil hydraulic functions, the assumed relationship between these functions and bulk density, the assumed soil homogeneity, and the one-dimensional solution of the flow process, which are not corresponding to the real experimental conditions.

Besides seal parameter estimation, bulk density profiles of the soil surface were measured after the rainfall simulations with the X-ray radiography method. The exponential-decay shape assumed in the seal model was found to correctly reproduce the measured distribution of bulk density with depth. However, the measurements showed a

less developed seal than suggested by the bulk density profile estimated from rainfall experiments. This is a direct consequence of the assumed relationship between bulk density and the soil hydraulic functions that determine the seal hydraulic properties which rule the infiltration process. Recent studies on this issue (Assouline, 2006a; Assouline, 2006b) may lead to better results and also contribute to decrease the number of parameters needed to be estimated.

To relax correlation and decrease parameter uncertainties, bulk density measurements were used as a given input parameter of the model. Setting initial bulk density was not sufficient to improve estimation accuracy. Two assigned parameters, namely the initial bulk density and its maximal change with time, were actually necessary to relax correlations and the resulting standard error decreased to a mean of 36%. It may be assumed that three degrees of freedom are sufficient to simulate the sealing effect with this kind of model.

Acknowledgements

The study was conducted within the RIDES project 'Ruissellement, Infiltration et Dynamique des Etats de Surface' (Surface Runoff, Infiltration and Dynamics of Soil Surface Characteristics), funded by the French Programme National de Recherches en Hydrologie' (PNRH). The authors are grateful to the Soil Science Unit of INRA in Orléans for having provided the opportunity to use the rainfall simulator of their laboratory. The skilled technical assistance of C. Chaumont (Cemagref, Antony), L. Prudhomme, B. Renaux, and C. LeLay, (INRA Orléans) was very helpful. The authors also thank L.M. Bresson for his precious collaboration in the RX radiography, T. Mathevet and F. Darboux for fruitful scientific discussions, and the anonymous reviewers for the helpful comments.

References

- Aboujaoudé, A., Belleudy, P., Vauclin, M., 1991. A numerical study of infiltration through crusted soils: flat and other surface configurations. *Soil Technol.* 4, 1–18.
- Assouline, S., 2004. Rainfall-induced soil surface sealing: a critical review of observations, conceptual models, and solutions. *Vadose Zone J.* 3, 570–591.
- Assouline, S., 2006a. Modeling the relationship between soil bulk density and the hydraulic conductivity function. *Vadose Zone J.* 5 (2), 697–705.
- Assouline, S., 2006b. Modeling the relationship between soil bulk density and water retention curve. *Vadose Zone J.* 5, 554–563.
- Assouline, S., Mualem, Y., 1997. Modeling the dynamics of seal formation and its effect on infiltration as related to soil and rainfall characteristics. *Water Resour. Res.* 33 (7), 1527–1536.
- Assouline, S., Tessier, D., Bruand, A., 1998. A conceptual model of the soil water retention curve. *Water Resour. Res.* 34, 223–231.
- Augeard, B., Bresson, L.M., Assouline, S., Kao, C., Vauclin, M., 2007. Dynamics of soil surface bulk density: role of water table elevation and rainfall duration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, accepted for publication.

- Bates, D.M., Watts, D.G., 1988. Nonlinear regression analysis and its applications. Wiley.
- Baumhardt, R.L., Römkens, M.J.D., Whisler, F.D., Parlange, J.-Y., 1990. Modeling infiltration into a sealing soil. *Water Resour. Res.* 26 (10), 2497–2505.
- Bosh, D.D., Onstad, C.A., 1988. Surface seal hydraulic conductivity as affected by rainfall. *Trans. ASAE* 31 (4), 1120–1127.
- Bresson, L.M., Moran, C.J., 1998. High-resolution bulk density images, using calibrated X-ray radiography of impregnated soil slices. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62 (2), 299–305.
- Bresson, L.M., Moran, C.J., Assouline, S., 2004. Use of bulk density profiles from X-radiography to examine structural crust models. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68 (4), 1169–1176.
- Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulics properties of porous media. *Hydrol. Pap. Colorado State Univ., Fort Collins*, pp. 27.
- Carsel, R.F., Parrish, R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24 (5), 755–769.
- Celia, M., Bouloutas, E., Zarba, R., 1990. A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.* 26 (7), 1483–1496.
- Chiang, S.C., Radcliffe, D.E., Miller, W.P., 1993. Hydraulic properties of surface seals in Georgia soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 1418–1426.
- Demarty, J. et al, 2004. Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *J. Hydrol.* 287 (1-4), 214–236.
- Diekkruger, B., Bork, H.R., 1994. Temporal variability of soil surface crust conductivity. *Soil Technol.* 7 (1), 1–18.
- Doherty, J., 2003. Version 5 of PEST Manual, Brisbane Australia. <<http://www.sspa.com/pest>>.
- Duan, Q.Y., Sorooshian, S., Gupta, V., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall–runoff models. *Water Resour. Res.* 28 (4), 1015–1031.
- Eching, S.O., Hopmans, J.W., 1993. Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57 (5), 1167–1175.
- Farell, D.A., Larson, W.E., 1972. Dynamics of the soil–water system during rainstorm. *Soil Sci.* 113 (2), 88–95.
- Fohrer, N., Berkenhagen, J., Hecker, J.M., Rudolph, A., 1999. Changing soil and surface conditions during rainfall – single rainstorm/subsequent rainstorms. *Catena* 37 (3-4), 355–375.
- Fox, D.M., Le Bissonnais, Y., Quetin, P., 1998. The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography. *Catena* 32 (2), 101–114.
- Friedel, M.J., 2005. Coupled inverse modeling of vadose zone water, heat, and solute transport: calibration constraints, parameter nonuniqueness, and predictive uncertainty. *J. Hydrol.* 312 (1-4), 148–175.
- Hill, M.C., 1998. Methods and Guidelines for Effective Model Calibration. U.S. Geological Survey Water-resources Investigation Report 98-4005, Denver, Colorado. <<http://water.usgs.gov/software/ucode.html>> [28 nov 2005].
- Hillel, D., Gardner, W.R., 1970. Transient infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.* 109 (2), 69–76.
- Hopmans, J.W., Simunek, J., Romano, N., Durner, W., 2002. Water Retention and Storage: Inverse Methods. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Physical Methods*, vol. 5. Soil Science Society of American Book series, Madison, WI, pp. 963–1004 (Part 4).
- Huang, K., Mohanty, B.P., van Genuchten, M.T., 1996. A new convergence criterion for the modified Picard iteration method to solve the variably saturated flow equation. *J. Hydrol.* 178, 69–91.
- Issa, O.M., Cousin, I., Le Bissonnais, Y., Quetin, P., 2004. Dynamic evolution of the unsaturated hydraulic conductivity of a developing crust. *Earth Surf. Process. Landforms* 29 (9), 1131–1142.
- Jarque, C.M., Bera, A.K., 1987. A test for normality of observations and regression residuals. *Int. Stat. Rev.* 55, 163–172.
- Kool, J.B., Parker, J.C., 1988. Analysis of the inverse problem for transient unsaturated flow. *Water Resour. Res.* 24 (6), 817–830.
- Kuczera, G., Parent, E., 1998. Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: the Metropolis algorithm. *J. Hydrol.* 211 (1-4), 69–85.
- Le Bissonnais, Y. et al, 1998. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m2 to small catchments. *Soil Tillage Res.* 46 (1-2), 69–80.
- Le Bissonnais, Y. et al, 2005. Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. *Catena* 62 (2-3), 111–124.
- Legout, C., Leguedois, S., Le Bissonnais, Y., 2005. Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared to aggregate stability measurements. *Eur. J. Soil Sci.* 56 (2), 225–237.
- Lehmann, F., Ackerer, P., 1997. Determining soil hydraulic properties by inverse method in one-dimensional unsaturated flow. *J. Environ. Qual.* 26 (1), 76–81.
- Madsen, H., 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall–runoff model using multiple objectives. *J. Hydrol.* 235 (3-4), 276–288.
- Marquardt, D.W., 1963. A algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters *SIAM. J. Appl. Math.* 11, 431–441.
- Mein, R.G., Brown, B.M., 1978. Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resour. Res.* 14 (2), 299–303.
- Minasny, B., Field, D.J., 2005. Estimating soil hydraulic properties and their uncertainty: the use of stochastic simulation in the inverse modelling of the evaporation method. *Geoderma* 126 (3-4), 277–290.
- Moore, I.D., 1981. Effect of surface sealing on infiltration. *Trans. ASAE* 24, 1546–1552.
- Mualem, Y., 1976. A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 25, 513–522.
- Mualem, Y., Assouline, S., 1989. Modeling soil seal as a nonuniform layer. *Water Resour. Res.* 25 (10), 2101–2108.
- Mualem, Y., Assouline, S., Eltahan, D., 1993. Effect of rainfall-induced soil seals on soil–water regime – wetting processes. *Water Resour. Res.* 29 (6), 1651–1659.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. *J. Hydrol.* 10 (3), 282–290.
- Ndiaye, B., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Lapetite, J.-M., Vauclin, M., 2005. Effect of rainfall and tillage direction on the evolution of surface crusts, soil hydraulic properties and runoff generation for a sandy loam soil. *J. Hydrol.* 307 (1-4), 294–311.
- Nishimura, T., Nakano, M., Miyazaki, T., 1993. Properties of surface crusts of an andisol and their effects on soil-hydrological processes. *Catena Suppl.* 24, 17–28.
- Perrin, C., Michel, C., Andreassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *J. Hydrol.* 242 (3-4), 275–301.
- Philip, J.R., 1998. Infiltration into crusted soils. *Water Resour. Res.* 34 (8), 1919–1927.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S., Vetterling, W.T., 1989. *Numerical Recipes*. Cambridge University Press, New-York.
- Roth, C.H., 1997. Bulk density of surface crusts: depth functions and relationships to texture. *Catena* 29 (3–4), 223–237.
- Shapiro, S., Wilk, M., 1965. An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika* 52, 591–611.
- Simunek, J., Angulo-Jaramillo, R., Schaap, M.G., Vandervaere, J.-P., van Genuchten, M.T., 1998a. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma* 86 (1-2), 61–81.
- Simunek, J., van Genuchten, M.T., Gribb, M.M., Hopmans, J.W., 1998b. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic

- properties from transient flow processes. *Soil Tillage Res.* 47 (1-2), 27–36.
- Toorman, A.F., Wierenga, P.J., Hills, R.G., 1992. Parameter estimation of hydraulic properties from one-step outflow data. *Water Resour. Res.* 28 (11), 3021–3028.
- Van Dam, J.C., Stricker, J.N.M., Droogers, P., 1994. Inverse method to determine soil hydraulic functions from multistep outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 647–652.
- Vandervaere, J.-P., Peugeot, C., Vauclin, M., Jaramillo, R.A., Lebel, T., 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *J. Hydrol.* 188-189 (1-4), 203–223.
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Vrugt, J.A., Bouten, W., Weerts, A.H., 2001. Information content of data for identifying soil hydraulic parameters from outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65 (1), 19–27.
- Wang, Q.J., 1991. The genetic algorithm and its application to calibrating conceptual rainfall–runoff models. *Water Resour. Res.* 27 (9), 2467–2471.
- Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *J. Hydrol.* 204 (1-4), 83–97.
- Zhang, Z.F., Ward, A.L., Gee, G.W., 2003. Estimating soil hydraulic parameters of a field drainage experiment using inverse techniques. *Vadose Zone J.* 2, 201–211.
- Zou, Z.Y., Young, M.H., Li, Z., Wierenga, P.J., 2001. Estimation of depth averaged unsaturated soil hydraulic properties from infiltration experiments. *J. Hydrol.* 242 (1-2), 26–42.



available at www.sciencedirect.com



journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol



A seepage face model for the interaction of shallow water tables with the ground surface: Application of the obstacle-type method

H. Beaugendre ^{a,*}, A. Ern ^b, T. Esclaffer ^c, E. Gaume ^c, I. Ginzburg ^d, C. Kao ^d

^a INRIA Rocquencourt, BP 105, 78153 Le Chesnay Cedex, France

^b CERMICS, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 6 et 8 avenue Blaise Pascal, 77455 Marne la Vallée Cedex 2, France

^c CERREVE, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 6 et 8 avenue Blaise Pascal, 77455 Marne la Vallée Cedex 2, France

^d CEMAGREF, Parc de Tourvoie, BP 44, 92163 Antony Cedex, France

Received 16 September 2005; received in revised form 10 February 2006; accepted 20 February 2006

KEYWORDS

Finite elements;
Richards equation;
Seepage face;
Obstacle-type model;
Water table ground
interaction;
Numerical solutions

Summary This paper presents a model to simulate overland flow genesis induced by shallow water table movements in hillslopes. Variably saturated subsurface flows are governed by the Richards equation discretized by continuous finite elements on unstructured meshes. An obstacle-type formulation is used to determine where saturation conditions, and thus seepage face conditions, are met at the ground surface. The impact of hillslope geometry, boundary conditions, and soil hydraulic parameters on model predictions is investigated on two-dimensional test cases at the metric and hectometric scales. The obstacle-type formulation is also compared with a more detailed model coupling subsurface and overland flow, the latter being described by the shallow water equations in the diffusive wave regime.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Introduction

The mechanisms leading to surface runoff in hillslopes exposed to heavy rainfall episodes have received significant attention over the last decades. Historically, the first ap-

proach considers overland flow to be generated by runoff over those portions of the watershed where the rainfall intensity exceeds the soil infiltration capacity; see Horton (1933). This concept has been refined by the introduction of the partial area contribution concept initiated by Cappus (1960) and Betson (1964), whose work has been further developed by Dunne and Black (1970). In this approach, the actual surface contributing to overland flow is restricted to saturated surfaces, i.e., where the water table reaches the ground level. This leads to a segmentation of the watershed into infiltration, exfiltration and runoff dominated

* Corresponding author. Present address: MAB, Université Bordeaux 1, 351 Cours de la Libération, 33405 Talence Cedex, France. Tel.: +33 540003715; fax: +33 540002626.

E-mail address: Heloise.Beaugendre@math.u-bordeaux1.fr (H. Beaugendre).

zones. Since the contributing area represents only some portion of the watershed, a first important issue in hillslope hydrology is to determine the spatial extension of the contributing area and its temporal evolution resulting from the dynamics of subsurface flows. A further important issue is to determine the relative importance of surface and subsurface water in storm hydrographs and to compare these different contributions with results obtained by flow hydrograph separations (Loye-Pilot and Jusserand, 1990; Iorgulescu, 1997; Marc et al., 2001; McGlynn and McDonnell, 2003).

To tackle these issues, several field and laboratory studies have been conducted (Abdul and Gillham, 1984; Barros et al., 1999). However, field experiments are often strongly site-dependent, and laboratory tests are often complex and time-consuming. This has prompted the development of numerical tools offering more flexibility and faster results in the simulation of hillslopes subjected to various operating conditions (Ogden and Watts, 2000; Cloke et al., 2003; Weiler and McDonnell, 2004). These so-called virtual hillslope experiments have emerged as a valuable complement to field and laboratory measurements for improving process conceptualization in hillslope hydrology.

Variably saturated flows in porous media can be modeled with the Richards equation (Richards, 1931). This equation is based on two assumptions that, in some circumstances, can preclude its use. On the one hand, that the gas-phase remains connected so that a single air pressure can be defined. On the other hand, that there exist an algebraic relation linking the volumetric water content to the hydraulic head and that the water flow velocity can be expressed using a generalized Darcy law involving a relative hydraulic conductivity. Despite these limitations, the Richards equation is now a well-established approach to simulate water table dynamics; see, for instance, Celia et al. (1990) for a thorough discussion of numerical aspects including choice of the main unknown, of the nonlinear iterative solver and of the space and time discretization schemes. Using the Richards equation presents two advantages, namely the use of a single (nonlinear) partial differential equation that can be discretized by fairly standard or more advanced finite element or finite volume techniques (Woodward and Dawson, 2000; Knabner and Scheid, 2002; Bastian, 2003; Bause and Knabner, 2004; Fagherazzi et al., 2004; Manzini and Ferraris, 2004) and the fact that the saturated and unsaturated portions of the soil can be treated simultaneously as a single computational domain. Models based on the Richards equation can be used to simulate the response of the water table to infiltration caused by rainfall.

A difficulty appears when the water table rises so much that some portion of the ground is saturated. In this case, the intersection of the water table with the ground surface produces seepage faces where infiltration, exfiltration, overland flow and re-infiltration processes may occur (Estevés et al., 2000). Simpler approaches neglecting flood routing and re-infiltration processes can still improve the current understanding of hillslope hydrology (see, for instance, Beven, 1977; Ogden and Watts, 2000; Cloke et al., 2003, 2006); where the mechanisms leading to surface runoff in hillslopes are investigated. In particular, these studies have emphasized the need for an accurate description of the seepage face area (Rulon et al., 1985). A mathematical way to determine the extent of the seepage face is to con-

sider that on the ground surface the boundary condition for the Richards equation changes nature, e.g., a Dirichlet condition imposing the head (saturated area) or a Neumann condition specifying the water flux (unsaturated area). Since the water table position is a priori unknown, its intersection with the ground surface leads to an unsteady obstacle-type problem, in which the partition of the ground surface into saturated and unsaturated zones and the water table dynamics are solved simultaneously.

The goal of this paper is threefold. First, to formalize the mathematical setting for the obstacle-type model that can be used to describe the water table dynamics in a variably saturated soil where saturation conditions are met in an a priori unknown part of the ground surface. Second, to elaborate on previous work (Ogden and Watts, 2000; Cloke et al., 2003) to further investigate the impact of soil hydraulic parameters, hillslope geometry, and boundary conditions on model predictions, and thus to assess the suitability of the simulation tool to carry on virtual hillslope experiments accurately and efficiently. Third, to compare the obstacle-based approach to a more detailed model where the overland flow, which is assumed to be governed by the shallow water equations in the diffusive wave regime, is coupled to the Richards equation for the subsurface flow through the boundary conditions. Similar situations where these couplings occur between the shallow water equations and the Navier–Stokes equations or the Darcy equations have been recently investigated in Discacciati et al. (2002) and Miglio et al. (2003).

This paper is organized as follows. ‘The obstacle-type model’ section presents the governing equations in the framework of the obstacle-type model and describes the numerical methods. ‘Virtual hillslope simulations’ section discusses the results obtained with the obstacle-type formulation on two-dimensional test cases at the metric and hectometric scales. The impact of hillslope geometry, boundary conditions, and soil hydraulic parameters on model predictions is studied. ‘Coupling with overland flow’ section investigates the more detailed model where the shallow water type equation describing the propagation of the overland flow is coupled with the water table dynamics. ‘Conclusion’ section draws the conclusions.

The obstacle-type model

The goal of this section is to describe the obstacle-type model (OTM) and its numerical approximation. The OTM is based on the Richards equation to predict the water table dynamics and on the assumption that the height of the overland flow as well as re-infiltration processes have a negligible impact on the subsurface flow. The numerical approximation is based on a finite element discretization and a Newton scheme embedded into a fixed-point iteration to determine those points at the ground where saturation conditions are met.

The Richards equation

The soil is modeled as an isotropic, variably saturated, porous medium in which air entrapment does not affect the flow. The movement of liquid water can be described by the Richards equation

$$\frac{\partial}{\partial t} \theta(\psi) + \nabla \cdot \mathbf{v}(\psi) = 0, \quad (1)$$

where θ is the volumetric water content (dimensionless), ψ the soil water pressure head (L) and $\mathbf{v}(\psi)$ the Darcy flow velocity (L T^{-1}) defined by

$$\mathbf{v}(\psi) = -k(\psi) \nabla H, \quad (2)$$

where k is the hydraulic conductivity (L T^{-1}), $H = \psi + z$ the total hydraulic head (L) and z the vertical coordinate (upwards). The Richards equation can be rewritten as

$$\frac{\partial}{\partial t} \theta(\psi) = \nabla \cdot (k(\psi) \nabla \psi + k(\psi) \mathbf{e}_z), \quad (3)$$

where \mathbf{e}_z is the upward unit vector. The hydraulic conductivity is written in the form $k(\psi) = k_s k_r(\psi)$ where k_s is the hydraulic conductivity at saturation and $k_r(\psi)$ is the relative hydraulic conductivity.

Eq. (3) requires the knowledge of the soil water retention curve, $\psi \mapsto \theta(\psi)$, and the relative hydraulic conductivity function, $\psi \mapsto k_r(\psi)$. Accurate measurement of the soil properties is generally tedious and costly. Consequently, more or less empirical equations have been used to describe the relations between water content, pressure and hydraulic conductivity (Brooks and Corey, 1964; Mualem, 1976; van Genuchten, 1980). The choice of one of these models can have a sizeable impact on the flow dynamics especially near saturation and, thus, substantially modify the position of the water table (Cloke et al., 2003). Virtual hillslope experiments must, therefore, be carefully assessed as far as their sensitivity to model parameters is concerned. Moreover, the broadly used van Genuchten Mualem model can cause numerical instabilities near saturation for fine-textured soils. To overcome this difficulty, Vogel et al. (2001) proposed to introduce a minimum capillarity height, ψ_s , in the soil water retention curve. In this work, the van Genuchten Mualem model (VGM model) and its modification proposed in Vogel et al. (2001) are considered.

Boundary conditions

The pressure head ψ is chosen as the main unknown in the Richards equation. To specify suitable boundary con-

ditions, we consider the two-dimensional domain Ω with boundary $\partial\Omega$ sketched on the left panel of Fig. 1. Let n be the outward normal vector. A constant rainfall intensity i (L T^{-1}) is considered; the rainfall velocity is $\mathbf{v}_r = -i\mathbf{e}_z$.

The upper surface of the computational domain, $\partial\Omega_t$, allows for infiltration and exfiltration. The top boundary $\partial\Omega_t$ is split into $\partial\Omega_t^- \cup \partial\Omega_t^+$ where $\partial\Omega_t^-$ corresponds to the non-saturated surface and $\partial\Omega_t^+$ to the saturated surface. The key assumption made in the OTM is that the height of the overland flow as well as re-infiltration processes have a negligible impact on the water table dynamics. As a result, the pressure head can be set to the atmospheric pressure on $\partial\Omega_t^+$, i.e., $\psi = 0$. Following our notation, the flux through the top surface, $\mathbf{v}(\psi) \cdot n$, is locally negative if infiltration occurs or positive if exfiltration occurs. The rainfall flux, $\mathbf{v}_r \cdot n$, is then negative. On the unsaturated area, the infiltration flux is equal to the rainfall flux, and in the saturated area the infiltration flux is smaller than or equal to the rainfall flux.

Hence, the following holds:

$$\begin{aligned} \psi &\leq 0 \text{ and } \mathbf{v}(\psi) \cdot n = \mathbf{v}_r \cdot n \text{ on } \partial\Omega_t^-, \\ \psi &= 0 \text{ and } \mathbf{v}(\psi) \cdot n \geq \mathbf{v}_r \cdot n \text{ on } \partial\Omega_t^+. \end{aligned} \quad (4)$$

The saturated surface $\partial\Omega_t^+$ can be further divided into:

- the partial infiltration zone in which $\mathbf{v}_r \cdot n \leq \mathbf{v}(\psi) \cdot n \leq 0$;
- the exfiltration zone in which $\mathbf{v}(\psi) \cdot n > 0$.

This splitting is illustrated in the right panel of Fig. 1. The saturated zone $\partial\Omega_t^+$ extends from point B down to the toe of the slope (point D). The exfiltration zone extends from point C down to D.

For the bottom and left boundaries, an impermeable layer is assumed, i.e., the condition $\mathbf{v}(\psi) \cdot n = 0$ is imposed. On the right boundary, $\partial\Omega_r$, two boundary conditions can be considered: either a no-flow condition representing a symmetric configuration at the toe of the slope (henceforth referred to as BC1) or a specified total hydraulic head accounting for the presence of a stream (henceforth referred to as BC2).

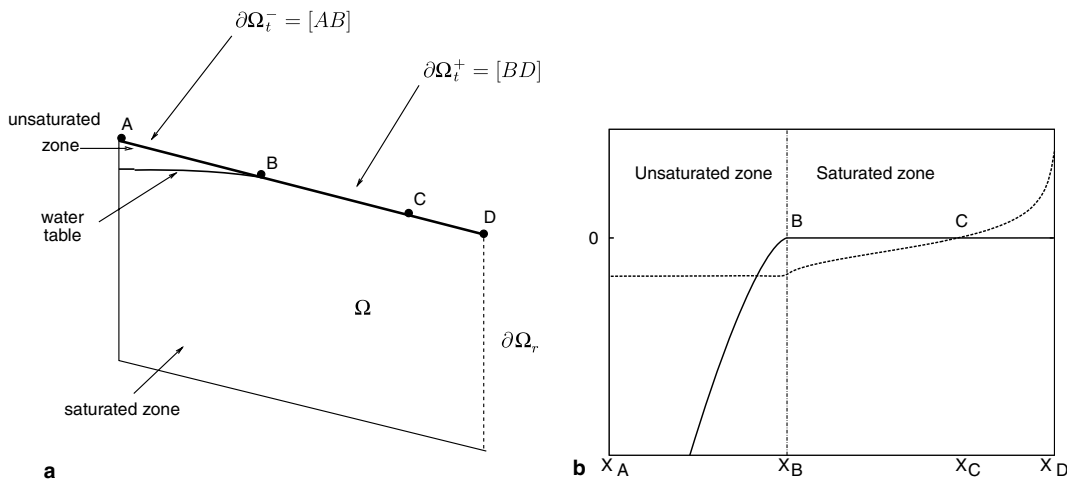


Figure 1 (a) Schematic representation of the domain Ω . (b) Distribution along the top surface of typical pressure head, ψ (m) (solid line), and normal velocity, $\mathbf{v} \cdot n$ (m/h) (dashed line).

Numerical schemes for the OTM

Since the water table position is a priori unknown, its intersection with the ground surface leads to an unsteady obstacle-type problem in which the partition of $\partial\Omega_t$ into $\partial\Omega_t^- \cup \partial\Omega_t^+$ and the water table dynamics must be solved simultaneously. Early work based on a similar approach includes that of Neuman (1973) and Rulon et al. (1985).

Stationary OTM

To formalize the OTM, consider first a stationary setting and, for the sake of simplicity, assume a BC1 boundary condition on $\partial\Omega_r$. Recall that $H^1(\Omega)$ is the space of square integrable functions in Ω whose distributional derivative is also square integrable in Ω . The weak formulation corresponding to the steady problem is the following: given $\partial\Omega_t^+ \subset \partial\Omega_t$, let

$$V_{\partial\Omega_t^+} = \{\phi \in H^1(\Omega); \phi = 0 \text{ on } \partial\Omega_t^+\}, \quad (5)$$

and let a be the form (non-linear in ψ , linear in ϕ)

$$a_{\partial\Omega_t^+}(\psi, \phi) = \int_{\Omega} k(\psi) \cdot \left(\frac{\partial}{\partial \mathbf{x}} \psi + \mathbf{e}_z \right) \cdot \frac{\partial}{\partial \mathbf{x}} \phi + \int_{\partial\Omega_t^-} (\mathbf{v}_r \cdot \mathbf{n}) \phi. \quad (6)$$

Then, we seek $\partial\Omega_t^+ \subset \partial\Omega_t$ and $\psi \in V_{\partial\Omega_t^+}$ such that

$$\begin{cases} \text{(i)} & a_{\partial\Omega_t^+}(\psi, \phi) = 0 \quad \forall \phi \in V_{\partial\Omega_t^+}, \\ \text{(ii)} & \psi \leq 0 \text{ on } \partial\Omega_t^-, \\ \text{(iii)} & \mathbf{v}(\psi) \cdot \mathbf{n} \geq \mathbf{v}_r \cdot \mathbf{n} \text{ on } \partial\Omega_t^+. \end{cases} \quad (7)$$

Note that working with the space $V_{\partial\Omega_t^+}$ implies $\psi = 0$ on the saturated area $\partial\Omega_t^+$. The well posedness of the stationary flow problem (i) requires that $\partial\Omega_t^+ \neq \emptyset$, i.e., that the water table reaches the top boundary. For constant hydraulic conductivity, one can prove that a solution to (i)–(iii) exists whenever $i \leq k_s$, i.e., whenever the rainfall intensity does not exceed the soil infiltration capacity.

An approximate solution $\{\partial\Omega_t^+, \psi\}$ of Eq. (7) is sought using a fixed-point iterative scheme as follows:

- (1) choose an initial $\partial\Omega_t^+$;
- (2) solve problem (i);
- (3) check whether (ii) and (iii) are satisfied;
- (4) if (ii) is satisfied and (iii) is not, move $\partial\Omega_t^+$ one mesh cell (or more) downhill; go to step 2;
- (5) if (iii) is satisfied and (ii) is not, move $\partial\Omega_t^+$ one mesh cell (or more) uphill; go to step 2;
- (6) if both (ii) and (iii) are satisfied, then the current pair $\{\partial\Omega_t^+, \psi\}$ is the desired solution.

In this algorithm, the set of points lying on the soil surface where saturation conditions are met is determined iteratively and the boundary between $\partial\Omega_t^+$ and $\partial\Omega_t^-$ always coincides with a grid node. Nothing prevents the use of the OTM and the previous algorithm in situations with multiple seepage faces, i.e., when there are multiple intersections of the water table with the ground surface.

Several numerical methods can be employed to solve problem (i) in step 2. In this work, the Richards equation is discretized using linear and continuous finite elements on an unstructured mesh covering the whole computational domain. The discrete equations are nonlinear owing to the

soil hydraulic functions. These equations are solved approximately using Newton's method. The convergence criterion is based on a weighted L^2 -norm of the solution update. In the results presented in the following sections, a tolerance of 10^{-7} is used for Newton's method and a tolerance of 10^{-8} is used for the linear solver within each step of Newton's method. Since the Newton solver is called several times within the fixed-point iterative scheme, it is efficient to use the previous pair $\{\partial\Omega_t^+, \psi\}$ as a starting estimate once the saturated region $\partial\Omega_t^+$ has been updated. Once the fixed-point iterative scheme has converged, it is possible to refine the mesh and go back to step 2 to improve the quality of the solution.

Owing to the maximum principle, both conditions (ii) and (iii) in Eq. (7) cannot be violated simultaneously. However, in numerical approximations, this can happen. In this case, we still consider that the water table has been correctly positioned. With this "loosened" convergence criterion, the final position of the water table depends on whether the converged position $\partial\Omega_t^+$ has been approached from below or above. The two resulting values yield lower and upper bounds for the water table position that typically differ from one or two mesh cells at the most.

Unstationary OTM

The unstationary OTM is solved using an implicit Euler scheme with an adaptive time step. For a time step $k \geq 0$, given $(\partial\Omega_t^+)^k$ and ψ^k , we seek $(\partial\Omega_t^+)^{k+1} \subset \partial\Omega_t$ and $\psi^{k+1} \in V_{(\partial\Omega_t^+)^{k+1}}$ such that

$$\begin{cases} \text{(i)} & a'_{(\partial\Omega_t^+)^{k+1}}(\psi^{k+1}, \phi) = 0 \quad \forall \phi \in V_{(\partial\Omega_t^+)^{k+1}}, \\ \text{(ii)} & \psi^{k+1} \leq 0 \text{ on } (\partial\Omega_t^-)^{k+1}, \\ \text{(iii)} & \mathbf{v}(\psi^{k+1}) \cdot \mathbf{n} \geq \mathbf{v}_r \cdot \mathbf{n} \text{ on } (\partial\Omega_t^+)^{k+1}, \end{cases} \quad (8)$$

where

$$a'_{(\partial\Omega_t^+)^{k+1}}(\psi^{k+1}, \phi) = \frac{1}{\delta t} \int_{\Omega} (\theta(\psi^{k+1}) - \theta(\psi^k)) \phi + a_{(\partial\Omega_t^+)^{k+1}}(\psi^{k+1}, \phi). \quad (9)$$

This problem is solved using the same iterative algorithm as that employed for the stationary OTM. In step 1, the initial choice is $(\partial\Omega_t^+)^{k+1} = (\partial\Omega_t^+)^k$. Note that in the unstationary case, problem (i) is well-posed even if the water table has not reached the top boundary.

The finite element code with Newton's method to approximate the Richards equation has been tested against analytical solutions for steady and unsteady infiltration columns. The test cases are described in Ginzburg et al. (2004).

Virtual hillslope simulations

In this section, the OTM is used to perform virtual hillslope simulations at the metric and hectometric scales. The metric-scale problem is used to investigate the influence of rainfall intensity and soil hydraulic parameters within the VGM model on the dynamic response of the water table. The metric scale for these simulations allows for a very fine representation of the soil. The hectometric-scale problem focuses on the effects of geometrical properties and initial conditions since at large scales the choice of the initial

condition may engender difficulties, such as downward infiltration front, depending on the soil texture.

Preliminary definitions

The saturated ground fraction

Let L be the length of the slope and let L_s be the portion of the hillslope that is saturated. Henceforth, the ratio L_s/L is termed the saturated ground fraction.

Infiltration, exfiltration, and runoff fluxes

Let $Q_{\text{rain}} = iL(\mathbf{e}_z \cdot \mathbf{n})$ be the rainfall rate. We define Q_{in} to be the infiltration flux and $Q_{\text{not in}}$ to be the "direct runoff" flux, i.e., the water that never infiltrates. Hence

$$Q_{\text{rain}} = Q_{\text{in}} + Q_{\text{not in}}. \quad (10)$$

The exfiltration flux Q_{exf} corresponds to the top surface exfiltration $Q_{\text{exf}}|_{\partial\Omega_t}$ plus the exfiltration into the stream $Q_{\text{exf}}|_{\partial\Omega_r}$ (subsurface flow through the right surface) if any. Hence

$$Q_{\text{exf}} = Q_{\text{exf}}|_{\partial\Omega_t} + Q_{\text{exf}}|_{\partial\Omega_r}. \quad (11)$$

The quantity Q_{runoff} is defined to be the exfiltration flux plus the direct runoff flux. Hence

$$Q_{\text{runoff}} = Q_{\text{exf}} + Q_{\text{not in}} = Q_{\text{exf}} + Q_{\text{rain}} - Q_{\text{in}}. \quad (12)$$

Note that Q_{runoff} is not the instantaneous water flux at the toe of the slope and into the stream but the instantaneous water flux into the overland flow and into the stream.

To evaluate the infiltration and exfiltration fluxes associated with the discrete solution to the Richards equation at a given time, we use the following approach based on test functions. This method is in fact the natural way of expressing mass conservation when continuous finite elements are used. For simplicity, the method is described when no exfiltration occurs through the right boundary. The top boundary $\partial\Omega_t$ is divided into two regions, an exfiltration region, $\partial\Omega_{\text{ex}}$, where $\mathbf{v}(\psi) \cdot \mathbf{n} > 0$, and an infiltration region, $\partial\Omega_{\text{in}}$, where $\mathbf{v}(\psi) \cdot \mathbf{n} \leq 0$. Let ϕ_1 and ϕ_2 be the continuous piecewise linear functions defined on $\partial\Omega_t$ such that $\phi_1 = 1$ (respectively, $\phi_2 = 1$) at all the mesh nodes on $\partial\Omega_{\text{ex}}$ (respectively, on $\partial\Omega_{\text{in}}$). Then, there exist two continuous piecewise linear functions defined on the whole computational domain, say ϕ_1 and ϕ_2 , such that: $\phi_1|_{\partial\Omega_t} = \phi_1$, $\phi_2|_{\partial\Omega_t} = \phi_2$, and $\phi_1 + \phi_2 = 1$ on Ω . For a time step $k \geq 1$, the infiltration flux $Q_{\text{in}}(t^k)$ and the exfiltration flux $Q_{\text{exf}}(t^k)$ are defined as follows:

$$\begin{aligned} Q_{\text{exf}}(t^k) &:= \int_{\partial\Omega_t} (\mathbf{v}(\psi^k) \cdot \mathbf{n}) \phi_1 = \int_{\Omega} \nabla \phi_1 \cdot \nabla \psi^k + \int_{\Omega} \phi_1 \frac{\theta^k - \theta^{k-1}}{\delta t}, \\ Q_{\text{in}}(t^k) &:= \int_{\partial\Omega_t} (\mathbf{v}(\psi^k) \cdot \mathbf{n}) \phi_2 = \int_{\Omega} \nabla \phi_2 \cdot \nabla \psi^k + \int_{\Omega} \phi_2 \frac{\theta^k - \theta^{k-1}}{\delta t}, \end{aligned} \quad (13)$$

so that the following mass balance equation holds:

$$Q_{\text{exf}}(t^k) + Q_{\text{in}}(t^k) = \int_{\Omega} \frac{\theta^k - \theta^{k-1}}{\delta t}. \quad (14)$$

At steady-state, $Q_{\text{in}} = Q_{\text{exf}}$ and, hence, $Q_{\text{runoff}} = Q_{\text{rain}}$. Finally, the time to reach equilibrium, T_{es} , is defined as the lowest time for which $|Q_{\text{in}} - Q_{\text{exf}}| \leq 5 \times 10^{-3} Q_{\text{in}}$.

Table 1 VGM soil hydraulic parameters

Texture	θ_r	θ_s	α (1/m)	n	k_s (m/h)
Sand OW	0.069	0.435	0.326	3.9	5.0
Sand 1	0.045	0.430	14.5	2.68	0.297
Sand 2	0.05	0.5	3.7	5	0.1
YLC	0.23	0.55	3.6	1.9	0.018
SCL	0.1	0.41	1.9	1.31	0.0026

The VGM and the modified VGM model

Let $n > 1$, θ_r , θ_s , k_s and α be the van Genuchten soil parameters, and set $m = 1 - (1/n)$. Using the additional parameter $\psi_s < 0$, the modified VGM model discussed in Vogel et al. (2001) is

$$\tilde{\theta}(\psi) = \begin{cases} \beta(1 + (-\alpha\psi)^n)^{-m}, & \psi < \psi_s, \\ 1, & \psi \geq \psi_s, \end{cases} \quad (15)$$

where $\tilde{\theta}(\psi)$ is the effective saturation defined by $\tilde{\theta}(\psi) = \frac{\theta(\psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$ and $\beta = (1 + (-\alpha\psi_s)^n)^m$ so that $\tilde{\theta}(\psi_s) = 1$. We set $k(\psi) = k_s k_r(\psi)$ where the relative hydraulic conductivity is specified as a function of $\tilde{\theta}(\psi)$ as follows:

$$k_r(\tilde{\theta}) = \begin{cases} \tilde{\theta}^{1/2} \frac{[1 - (1 - (\beta^{-1}\tilde{\theta})^{1/m})^{m-2}]}{[1 - (1 - \beta^{-1/m})^{m-2}]}, & \psi < \psi_s, \\ 1, & \psi \geq \psi_s. \end{cases} \quad (16)$$

The parameter ψ_s is interpreted in Vogel et al. (2001) as a minimum capillary height. Eqs. (15) and (16) reduce to the original VGM model when $\psi_s = 0$.

Five soils, whose hydraulic parameters are collected in Table 1, are selected for our virtual hillslope simulations: Silty Clay-Loam (SCL), Yolo Clay-Loam (YLC), Sand 2 from Kao et al. (2001), Sand 1 from Vogel et al. (2001), and Sand OW from Ogden and Watts (2000).

Metric-scale problem

The two-dimensional domain selected to perform the study is sketched in Fig. 2; it corresponds to the configuration considered by Abdul and Gillham (1984). The domain dimensions are 1.4 m in length and 1–0.8 m in height. For the left boundary we assume an impermeable layer (BC1). The initial condition is a horizontal water table located at

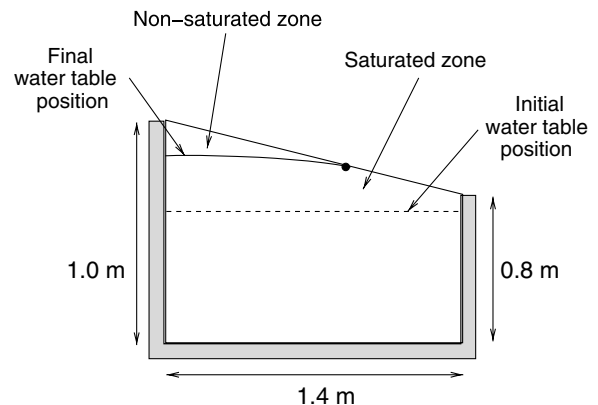


Figure 2 Abdul and Gillham geometry.

0.7 m and the hydrostatic pressure profile. Simulations are run using a constant rainfall intensity for a duration longer than the time necessary to reach equilibrium. After assessing grid refinement issues in the next section, we investigate the influence of rainfall intensity on model predictions for YLC. Then we study the influence of the soil hydraulic parameters for SCL, YLC, and Sand 2. Particular attention is given to the shape of both the soil water retention and the relative hydraulic conductivity functions, especially near saturation.

Mesh density assessment

We consider YLC subjected to a constant rainfall intensity such that $i/k_s = 10\%$. Results obtained on two meshes are compared. The reference mesh, Mesh 1, is an unstructured triangulation consisting of 4083 nodes and 7903 elements: the node spacing is uniform and 1 cm on the top surface (142 nodes on the top surface) and 5 cm on the bottom surface. To test local mesh refinement, a new mesh, Mesh 1*, is produced from Mesh 1 by imposing a node spacing of 0.5 cm at the equilibrium water table position that results from the computation on Mesh 1. Mesh 1* consists of 7429 nodes and 14474 elements (240 nodes on the top surface). The agreement between the steady-state results produced by the two meshes is very satisfactory with relative errors lower than 1%; see Table 2. Since local mesh refinement improves the results only marginally in the present simulations, quasi-uniform meshes are used in the rest of this work. Furthermore, to test mesh coarsening, a series of meshes (Mesh 2, Mesh 3, and Mesh 4) is produced by diminishing the number of nodes at the top surface. Results, which are collected in Table 2,

Table 2 Mesh influence on model predictions at steady state

	T_e (h)	L_s/L (%)	Nodes on the top surface
Mesh 1*	4.15	60.14	240
Mesh 1	4.18	60.28	142
Mesh 2	4.11	59.15	71
Mesh 3	4.33	60.00	35
Mesh 4	4.81	61.11	18

indicate that the ratio L_s/L is only mildly affected by mesh coarsening while the equilibrium time is somewhat more sensitive to it.

Influence of rainfall intensity

We consider YLC subjected to four different rainfall intensities such that $i/k_s = 2\%, 5\%, 10\%$, and 15% . Fig. 3a plots the time evolution of the saturated ground fraction for the four rainfall intensities. As expected, the saturated ground fraction increases with the rainfall intensity. The nonlinear temporal response of the soil under different rainfall intensities is related to the soil hydraulic functions and, in particular, to the fact that for YLC, the relative hydraulic conductivity increases rapidly with pressure head near saturation. Fig. 3b plots the time evolution of the relative exfiltration flux, i.e., the exfiltration flux normalized by the rainfall rate. We observe that it is not a priori possible to rank at all times the exfiltration fluxes monotonically in terms of the rainfall intensity. The same phenomenon is observed with SCL and Sand 2.

Influence of the soil hydraulic parameters

The time evolution of the water table location is studied for SCL, YLC, and Sand 2. The corresponding relative hydraulic conductivity and soil water capacity, $C(\psi) = d\theta/d\psi$, are plotted in Fig. 4 as a function of pressure head for the original VGM model. Simulations are run with a constant rainfall intensity such that $i/k_s = 10\%$ for each soil. Table 3 collects the predicted equilibrium times for the three soils. Sand 2 exhibits the fastest response and SCL the slowest. The parameter that exerts the major influence on the equilibrium time appears to be the hydraulic conductivity at saturation. Since the ratio i/k_s is kept fixed, the rainfall intensity increases as the hydraulic conductivity at saturation does, and less time is then needed to fill the domain. Other parameters (such as $(\theta_s - \theta_r)$, n , and α) also influence the equilibrium time, but to a smaller extent. Further studies should include a sensitivity analysis to assess quantitatively the relative importance of each parameter.

Fig. 5a presents the time evolution of the saturated ground fraction. The shape of the three curves is a consequence of the respective shapes of the hydraulic functions for the three soils. At steady-state, Fig. 5b shows strongly different distributions of the effective saturation along

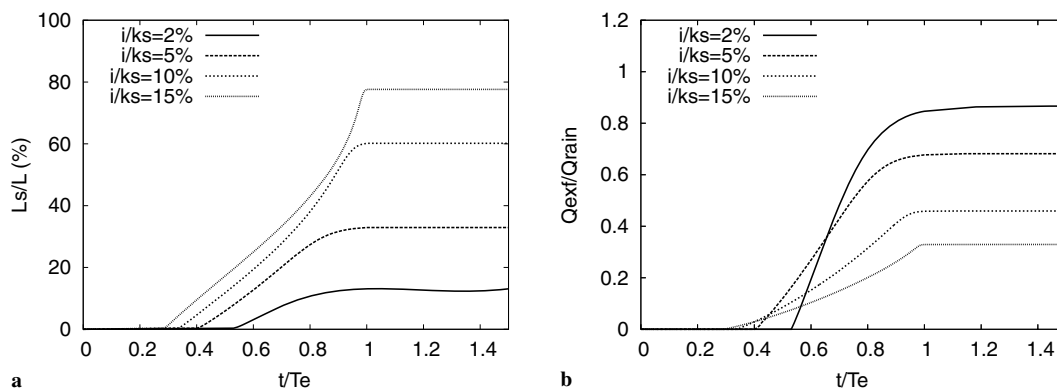


Figure 3 (a) Time evolution of the saturated ground fraction for four different rainfall intensities with YLC. (b) Time evolution of the relative exfiltration flux for four different rainfall intensities with YLC.

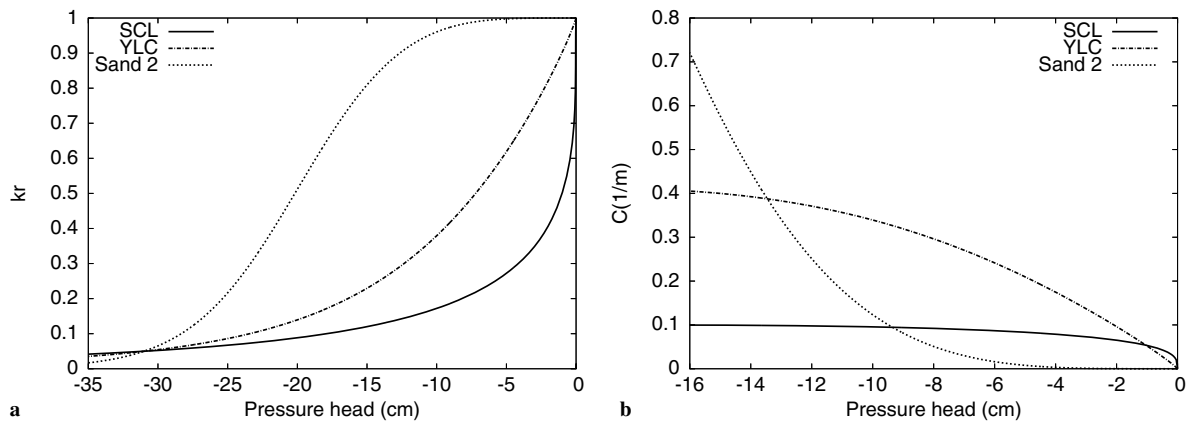


Figure 4 (a) Relative hydraulic conductivity $k_r(\psi)$ and (b) water capacity $C(\psi)$ for SCL, YLC, and Sand 2 using the original VGM model.

Table 3 Equilibrium time for three soils using the original VGM model

	SCL	YLC	Sand 2
T_e (h)	10.89	4.18	0.58

the unsaturated ground surface, although the saturated ground fraction is essentially identical for the three soils as it is controlled by the rainfall intensity for mass conserva-

tion reasons. The value of the parameter n appears to condition the curvature of the plots. For instance, a sole modification of this parameter (by setting it to 5 for YLC) yields a similar response to that observed for Sand 2. For the three soils, the time evolution of the saturated ground fraction is plotted in Fig. 5a. As sketched in Fig. 1b (not in scale), only a part of the saturated ground (from C to D) contributes to the exfiltration, the saturated zone from B to C still allowing for some infiltration. In this case, at steady-state, the exfiltration part (CD) is independent of the soil texture and represents about 70% of the saturated length L_s .

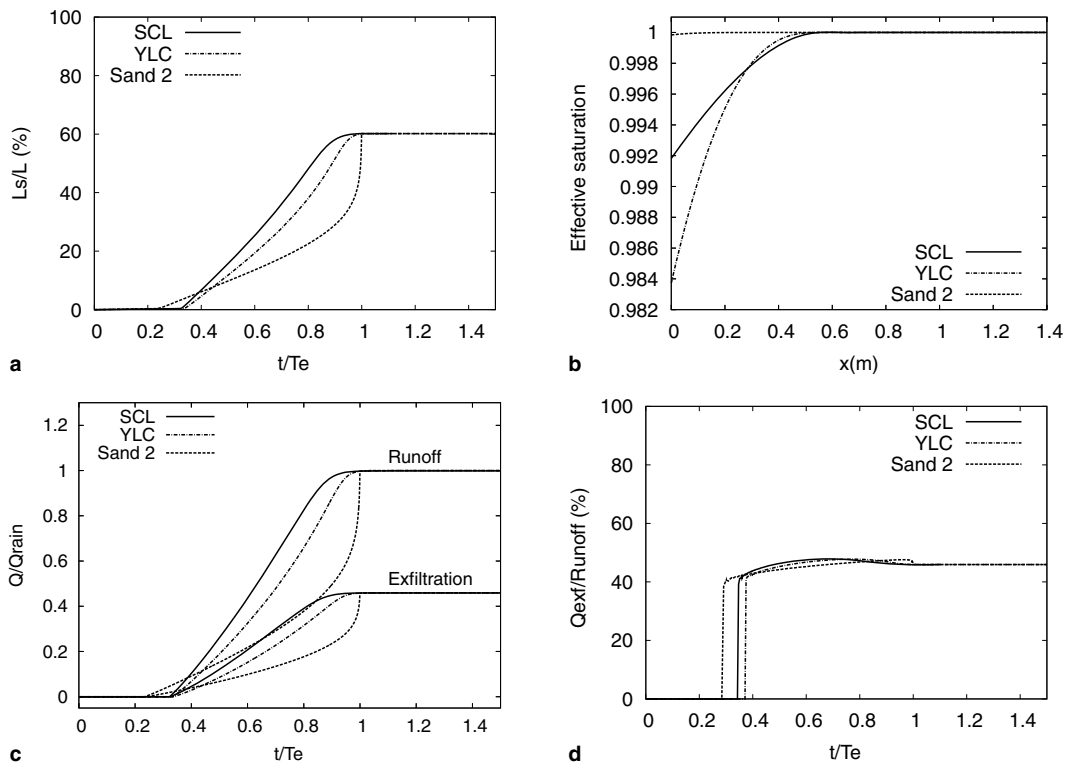


Figure 5 Original VGM model. (a) Time evolution of the saturated ground fraction for SCL, YLC, and Sand 2. (b) Distribution of the effective saturation along the top surface for the three soils. (c) Time evolution of the relative exfiltration and runoff fluxes for the three soils. (d) Time evolution of the ratio between exfiltration and runoff fluxes for the three soils.

The figure showing the time evolution of the fraction of the exfiltration part (CD/L) for the three soils is similar to Fig. 5a and is therefore not presented. Fig. 5c presents the time evolution of the relative exfiltration and runoff fluxes for the three soils. For each soil, the dynamics of the exfiltration are similar to that of the water table position. Furthermore, at equilibrium, the exfiltration represents 45.9% of runoff and direct runoff represents 54.1%. Finally, Fig. 5d presents the time evolution of the ratio of exfiltration to runoff fluxes for the three soils. The value

of this ratio is roughly identical for the three soils: as soon as runoff begins, the ratio reaches a value between 40% and 50% and does not vary much until steady-state is reached. The differences between the curves result from an early occurrence of runoff (and hence exfiltration) for coarser-textured soils. To a lesser extent, fine-textured soils reach a maximum value of the ratio much faster after the beginning of the runoff; this value then slowly decreases to the steady-state value. This differs from the results for Sand 2 where the exfiltration ratio slowly increases to a

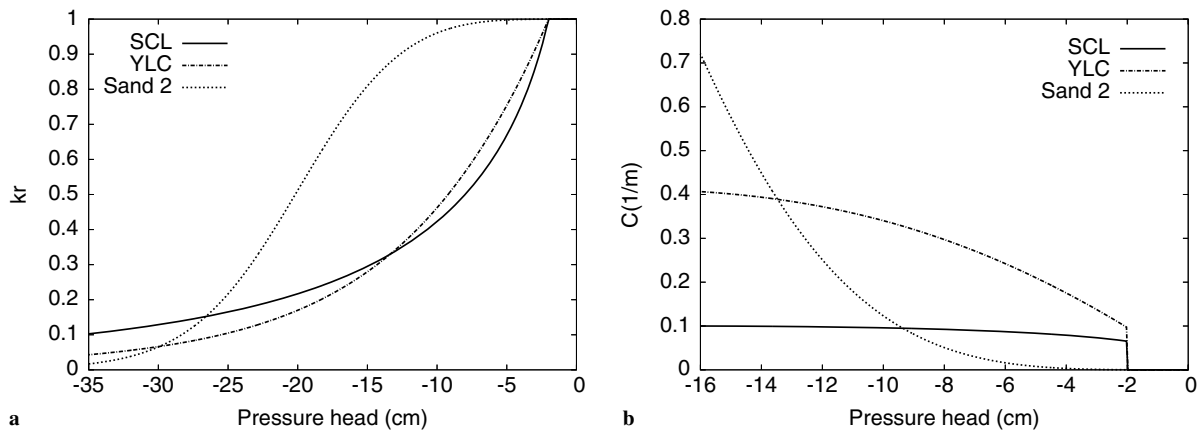


Figure 6 (a) Relative hydraulic conductivity $k_r(\psi)$ and (b) water capacity $C(\psi)$ for the modified ($\psi_s = -2$ cm) VGM models; SCL, YLC, and Sand 2.

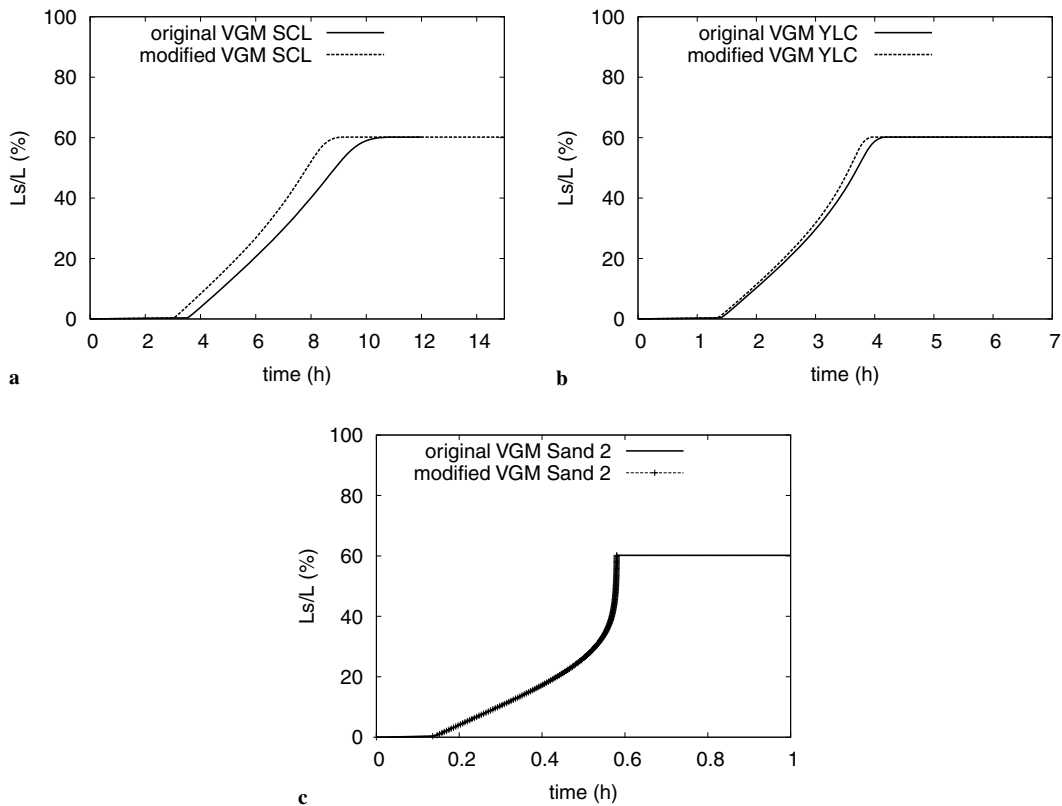


Figure 7 Effect of the modified VGM model ($\psi_s = -2$ cm) on the time evolution of the saturated ground fraction for: (a) SCL, (b) YLC, and (c) Sand 2.

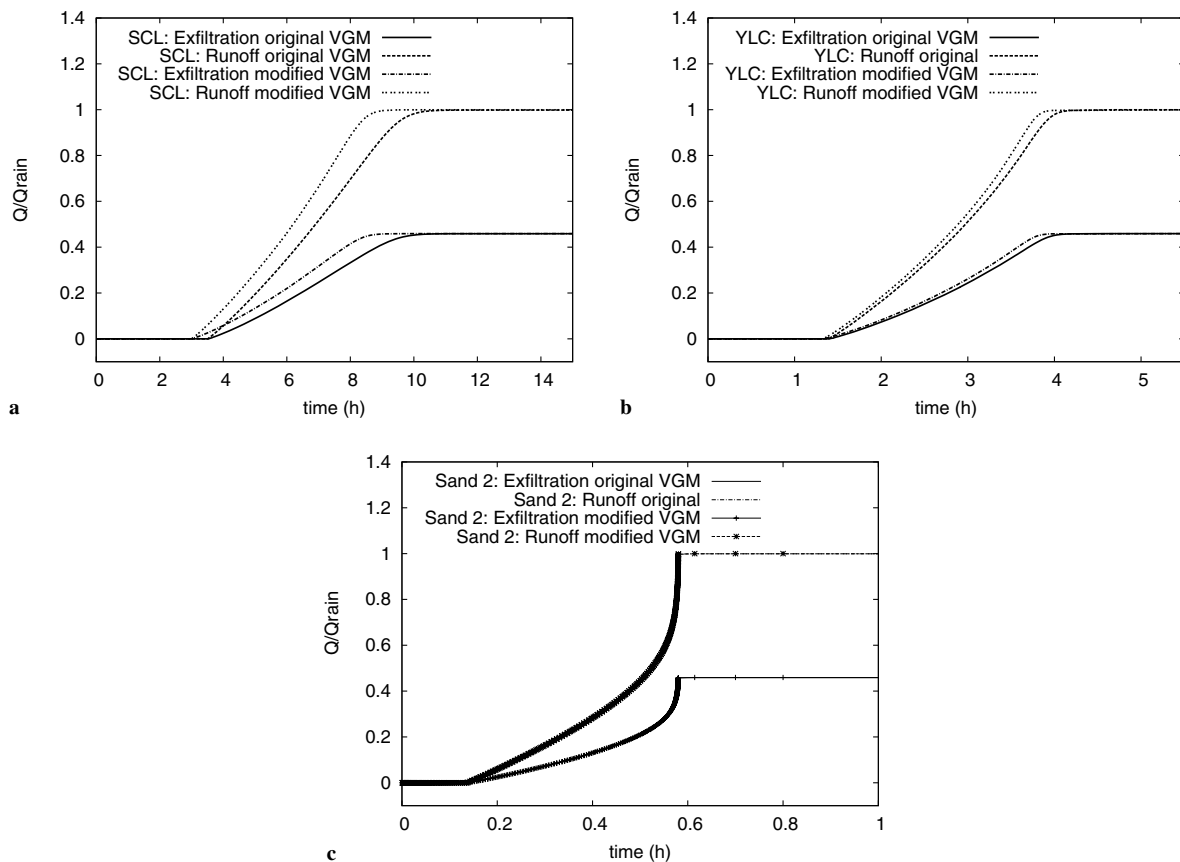


Figure 8 Effect of the modified VGM model ($\psi_s = -2$ cm) on the time evolution of exfiltration and runoff fluxes for: (a) SCL, (b) YLC, and (c) Sand 2.

maximum value that is reached just before equilibrium. This type of behavior is linked to the shape of the soil hydraulic functions.

To conclude this section, we consider the modified VGM model. In particular, we address the influence of the minimum capillary height on model results for SCL, YLC, and Sand 2. The effect of the modified VGM model on the relative hydraulic conductivity and water capacity functions is shown in Fig. 6 for each soil. The same value, $\psi_s = -2$ cm, has been chosen for the three soils. Simulations are run with a constant rainfall intensity such that $i/k_s = 10\%$. The time evolution of the water table is shown in Fig. 7. The modified VGM model does not affect the position of the water table at equilibrium, but impacts its evolution in time: saturation appears earlier and, hence, exfiltration and runoff occur faster; see Fig. 8. As discussed by Vogel et al. (2001), the modification of the VGM model affects more significantly those soils for which the parameter n takes values close to 1. For Sand 2, the hydraulic functions obtained with the modified VGM model are very similar to those obtained with the original VGM model. This fact is reflected in the results presented in Figs. 7 and 8.

Hectometric-scale problem

The geometry studied by Ogden and Watts (2000) is sketched in Fig. 9. A no-flow boundary condition is imposed at the bottom and left surfaces, simulating an impermeable

layer. The initial condition corresponds to a horizontal water table located at the toe of the slope and a hydrostatic pressure profile. The soil consists of Sand OW to facilitate comparisons with the results reported in Ogden and Watts (2000). Simulations are run with a constant rainfall intensity of $i = 30$ mm/h ($i/k_s = 0.6\%$).

The effects of hillslope geometry on model predictions is investigated first. The land surface slope S_0 is always set to 10%, while the depth to impermeable layer, D , and the slope length, L , are varied. Three geometries are studied: Geometry 1 ($L = 50$ m, $D = 1$ m), Geometry 2 ($L = 50$ m, $D = 2$ m), and Geometry 3 ($L = 30$ m, $D = 1$ m). A constant head boundary condition representing a stream is imposed at the right surface (BC2). Fig. 10 presents the dynamic response of the hillslope for the three geometries. The mesh consists of 11996 elements for Geometry 1, of 7196 elements for Geometry 2, and of 14877 elements for Geometry 3. At equilibrium, Ogden and Watts have derived a simple expression to evaluate the saturated ground fraction based on the assumption that the hydraulic gradient is equal to the land surface slope S_0 wherever the water table intersects the ground surface; the resulting formula is (Ogden and Watts, 2000)

$$\frac{Ls}{L} = 1 - \frac{Dk_s S_0}{iL}. \quad (17)$$

Our results, see Table 4, agree well with the above formula, indicating that at equilibrium, the velocity field is mainly

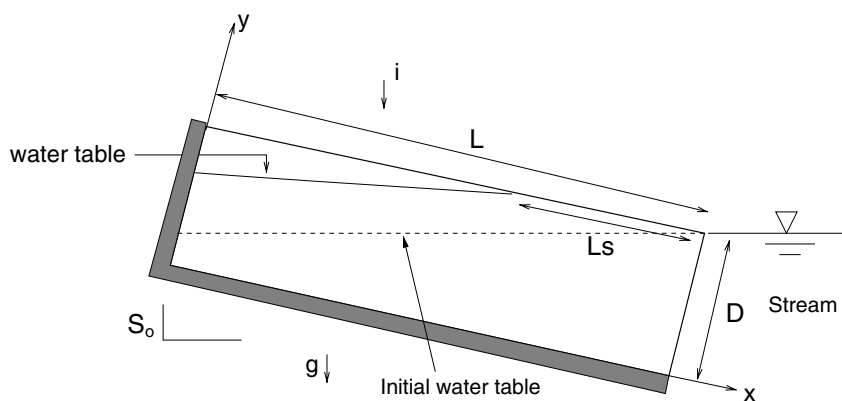


Figure 9 Ogden and Watts geometry (not in scale).

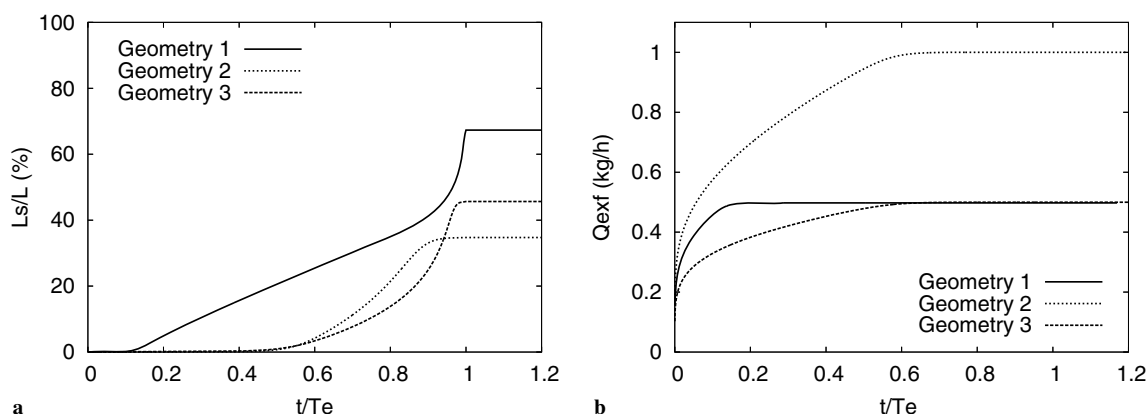


Figure 10 (a) Time evolution of the saturated ground fraction and (b) of the relative exfiltration flux for the three geometries.

tangential to the top surface. Since BC2 is imposed, the exfiltration flux essentially occurs through the right surface and is proportional to D ; for instance, Q_{exf} is found to be twice as large when D is doubled. The time to reach equilibrium naturally increases with increasing soil depth and slope length.

Fig. 11 compares the two boundary conditions (BC1 and BC2) for Geometry 1. At this space scale, the impact of the boundary condition is negligible. The differences between the two solutions are localized at the toe of the slope (in the area near the stream) and locally change the nature of the exfiltration process: through the top surface for BC1 and directly into the stream for BC2.

As can be seen from Fig. 12a, the relative hydraulic conductivity of Sand OW decreases very slowly compared to that of YLC or Sand 1. With this type of soil and the initial

condition considered above, a numerical solution can be obtained on a reasonable mesh size (mesh spacing of around 0.5 m). The choice of another soil, such as YLC for example, requires a much finer mesh if the same initial condition is used. Indeed, the low hydraulic conductivity of the soil on the left part of the geometry induces a downward infiltration front. To compute a steady-state solution for YLC without excessive computational effort, the initial condition illustrated in Fig. 12b is considered. Fig. 12c and d present, respectively, the time evolution of the saturated ground fraction and the relative infiltration and exfiltration fluxes for YLC with the rainfall intensity $i/k_s = 10\%$ and Geometry 1. The relative exfiltration flux is in agreement with the formula derived in Ogden and Watts (2000), namely

$$\frac{Q_{exf}}{Q_{rain}} = \frac{k_s So D}{i(e_z \cdot n)L} \approx 0.02.$$

Coupling with overland flow

The OTM examined so far is suitable to describe the coupling between the subsurface water table and surface runoff provided the height of the overland flow as well as re-infiltration processes can be neglected. A more sophisticated approach described in Esclaffer (2003) and Beaugendre et al. (2004) consists of modeling the overland flow using

Table 4 Equilibrium time and saturated ground fraction predicted numerically or using the empirical formula of Ogden and Watts

	Geometry 1	Geometry 2	Geometry 3
T_e (h)	5.98	11.97	1.43
L_s/L (%)	67.3	34.7	45.6
$1 - \frac{Dk_s So}{iL}$ (%)	66.7	33.3	44.4

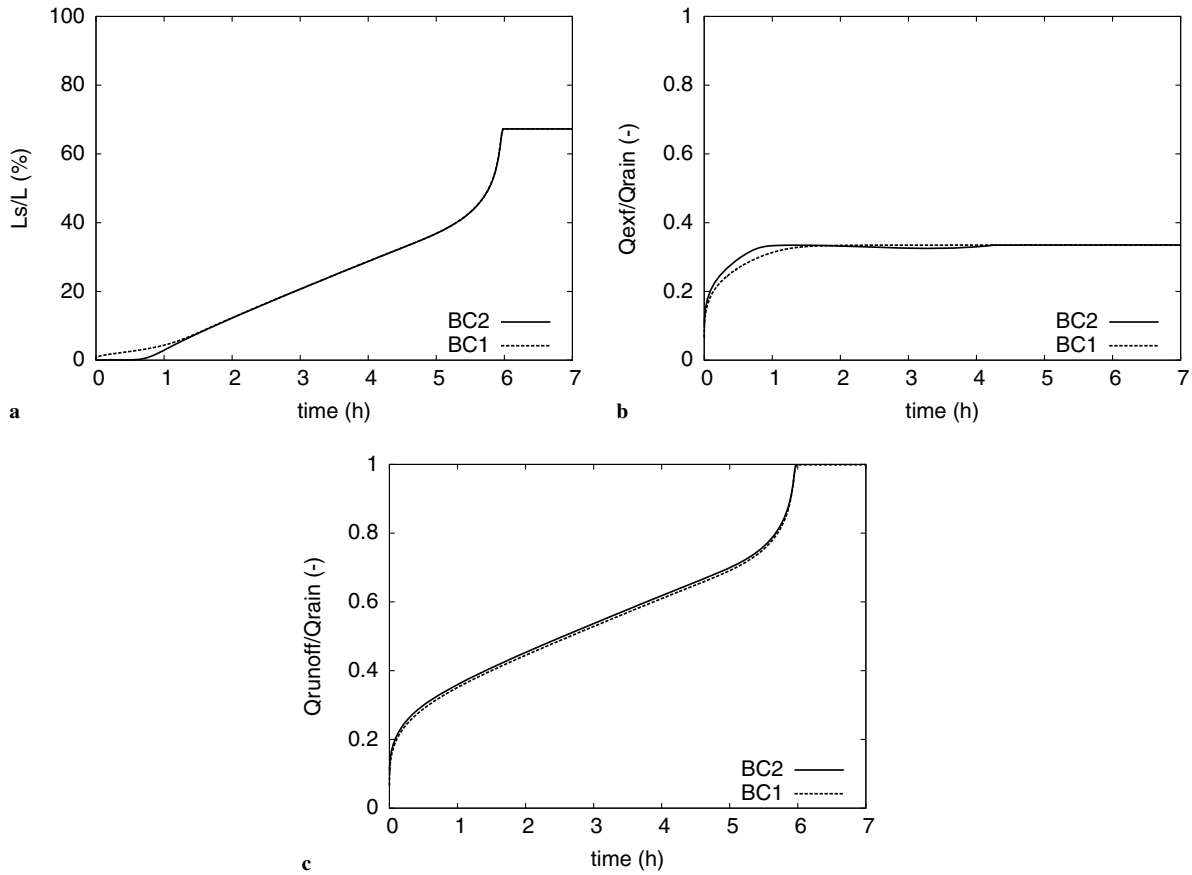


Figure 11 Effect of boundary condition on the time evolution of: (a) the saturated ground fraction, (b) the relative exfiltration flux, and (c) the relative runoff flux.

a simplified form of the shallow water equations, the so-called diffusive wave approximation which is widely used to describe flood routing (Moussa and Bocquillon, 1996; Beauquillon, 1978; Daluz-Vieira, 1983). This section first describes briefly the diffusive wave approximation for the shallow water equations and how this model can be coupled to the Richards equation. Then, numerical results obtained with the OTM and the coupled model are compared at the metric and hectometric scales.

The coupled subsurface/overland flow model (CSOFM)

Transient flow of shallow water can be described by the following equations (Esteves et al., 2000; Zhang and Cundy, 1989):

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial t} y + \frac{\partial}{\partial x} (yV) = w, \\ \frac{\partial}{\partial t} V + V \frac{\partial}{\partial x} V + g \frac{\partial}{\partial x} y + g(S_f - S) = 0, \end{cases} \quad (18)$$

where y is the water depth (L), V the x -component of the flow velocity ($L T^{-1}$), w the mass source term, g the gravity ($L T^{-2}$), S the river bed slope, and S_f the energy line slope (S and S_f are dimensionless).

We assume that the first and second terms in the momentum equation can be neglected in comparison with the third and fourth terms. This yields the diffusive wave approximation in the form

$$\begin{cases} \text{(i)} \quad \frac{\partial}{\partial t} y + \frac{\partial}{\partial x} (yV) = w, \\ \text{(ii)} \quad \frac{\partial}{\partial x} y + S_f - S = 0. \end{cases} \quad (19)$$

The Manning–Strickler uniform flow formula (Violet et al., 1998) is chosen to describe the energy line slope S_f (Panday and Huyakorn, 2004; VanderKwaak, 1999; Liu et al., 2003)

$$V = K_s R^{2/3} \text{sgn}(S_f) |S_f|^{1/2}, \quad (20)$$

where K_s is the Strickler coefficient of roughness ($L^{1/3} T^{-1}$) and R the hydraulic radius (L) defined as the ratio between the cross-sectional flow area A (L^2) and the wet perimeter χ (L). Assuming that the overland flow occurs as a thin layer with a wide rectangular section, the relation $R \approx y$ holds. The Manning–Strickler uniform flow formula is also considered in the InHM model (VanderKwaak and Loague, 2001).

Letting $q(y) = yV$, Eqs. (19)(ii) and (20) readily yield

$$q(y) = K_s y^{5/3} \text{sgn}(S_f) |S - \frac{\partial}{\partial x} y|^{1/2}. \quad (21)$$

This is conveniently rewritten as follows:

$$q(y) = K_s y^{5/3} \frac{S - \frac{\partial}{\partial x} y}{|S - \frac{\partial}{\partial x} y|^{1/2}}. \quad (22)$$

The continuity equation then becomes

$$\frac{\partial}{\partial t} y + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_s y^{5/3} \frac{S - \frac{\partial}{\partial x} y}{|S - \frac{\partial}{\partial x} y|^{1/2}} \right) = w. \quad (23)$$

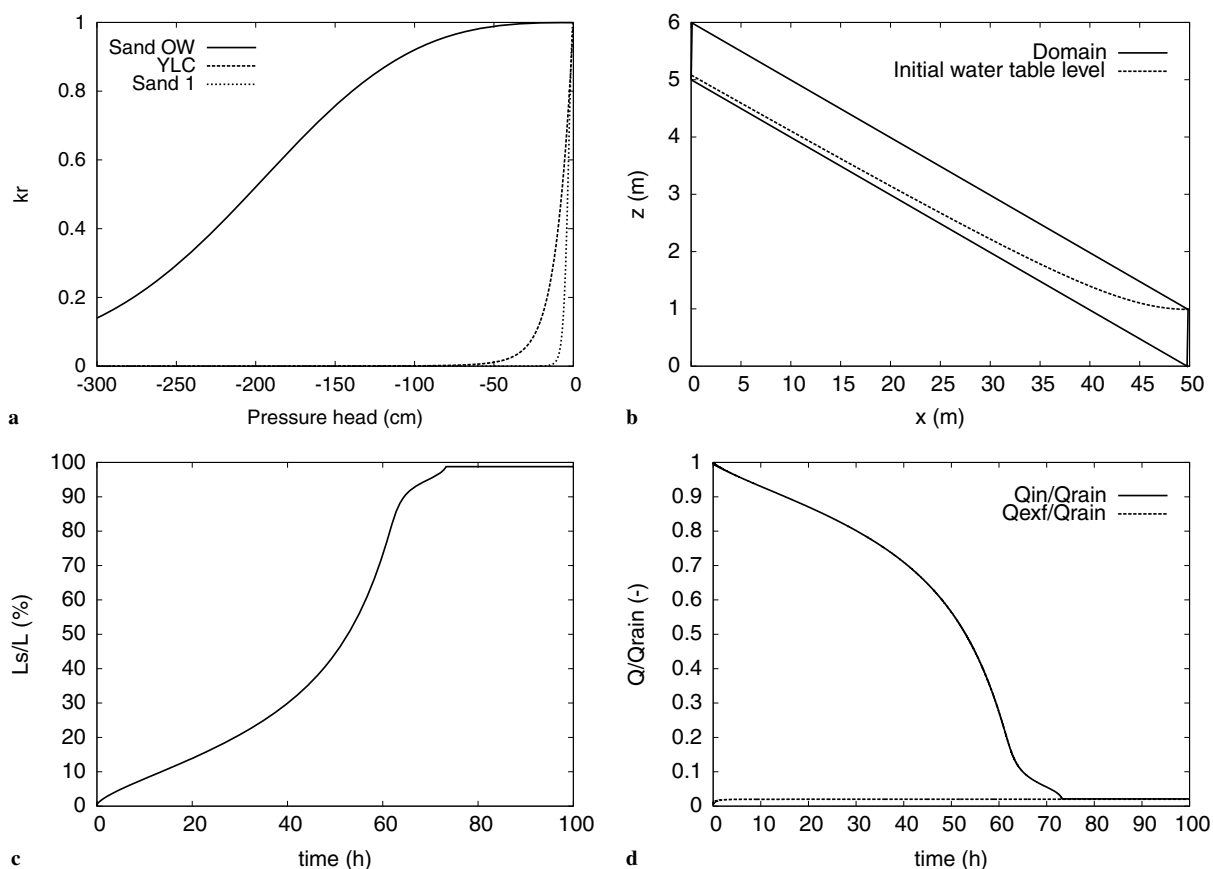


Figure 12 (a) Relative hydraulic conductivity for Sand 1, YLC, and Sand OW. (b) YLC initial water table level (not in scale). Time evolution of (c) the saturated ground fraction for YLC and (d) the relative infiltration and exfiltration fluxes.

One advantage of the diffusive wave approximation is to reduce the shallow water equations to a single partial differential equation. However, by doing so, the differential order of the equation is increased, and it is now necessary to supply two boundary conditions for Eq. (23). The condition $y=0$ is imposed on $\partial\Omega_t^-$ and expresses the fact that the overland flow only exists on $\partial\Omega_t^+$ where it flows downhill. At the hillslope outlet, another simplification, the so-called kinematic wave approximation, i.e., $\partial y/\partial x=0$, is made. In other models like MODHMS (Panday and Huyakorn, 2004) and HydroGeoSphere, based on earlier work of Therrien and Sudicky (1996), it is possible to choose between the Chezy and the Manning–Strickler formula.

The CSOFM is formulated as follows. On $\partial\Omega_t^+$, the boundary condition for the Richards equation becomes $y=\psi$. This condition expresses the fact that the vertical pressure profile in the overland flow is hydrostatic. Moreover, the source term w in Eq. (23) is evaluated from the rainfall and exfiltration fluxes in the form $w=v_r \cdot n - v(\psi) \cdot n$. More details on the computational method used to approximate the CSOFM are given in the appendix.

Since the CSOFM assumes the relation $y=\psi$, this model does not account for changes in water storage and flow area due to micro-topographic depressions and/or obstructions as proposed in more general models such as MODHMS, HydroGeoSphere, and InHM. Since the coupling between the overland and subsurface flows relies on the continuity of the hydraulic head, only one pressure value is defined

at each node of the ground surface. On the contrary, MODHMS, HydroGeoSphere, and InHM allow for a discontinuity of the pressure field at the ground surface nodes. Then, an evaluation of the exchanged flux from the overland flow to the subsurface flow is needed (Gerke and van Genuchten, 1993).

Numerical results

This section compares the numerical results obtained with the OTM and the CSOFM at the metric and hectometric scales.

Metric-scale problem

The dynamics of the water table are studied for Sand 1 using both BC1 and BC2. Here, and in subsequent results, the Strickler coefficient of roughness K_S is set to $10 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$. The geometry is that described in ‘Metric-scale problem’ section. The initial condition is a horizontal water table located at 0.8 m (the toe of the slope) and a hydrostatic pressure profile. Figs. 13 and 14 present the time evolution of the saturated ground fraction and of the relative infiltration and exfiltration fluxes, respectively. The OTM and the CSOFM yield similar results for both boundary conditions. Both models predict that the final water table position is lower with BC2 than with BC1. This is related to the fact that BC1 and BC2 yield different flow velocity fields near

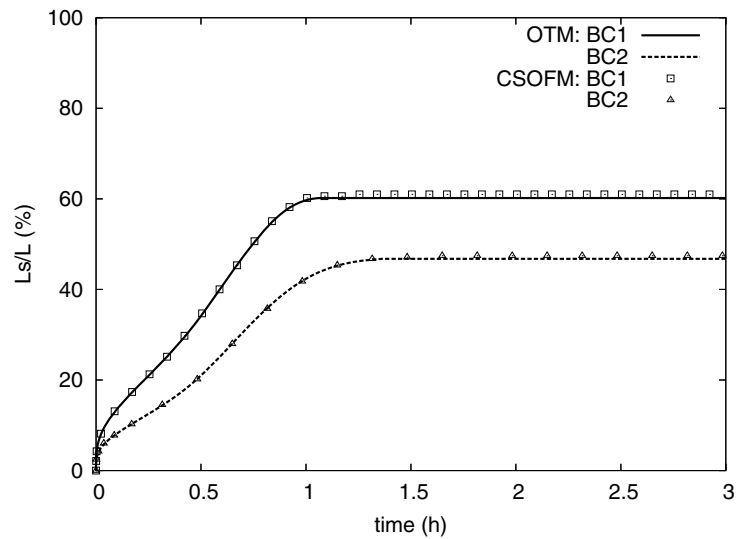


Figure 13 Comparison at the metric scale of OTM and CSOFM predictions for the time evolution of the saturated ground fraction using BC1 or BC2 for Sand 1.

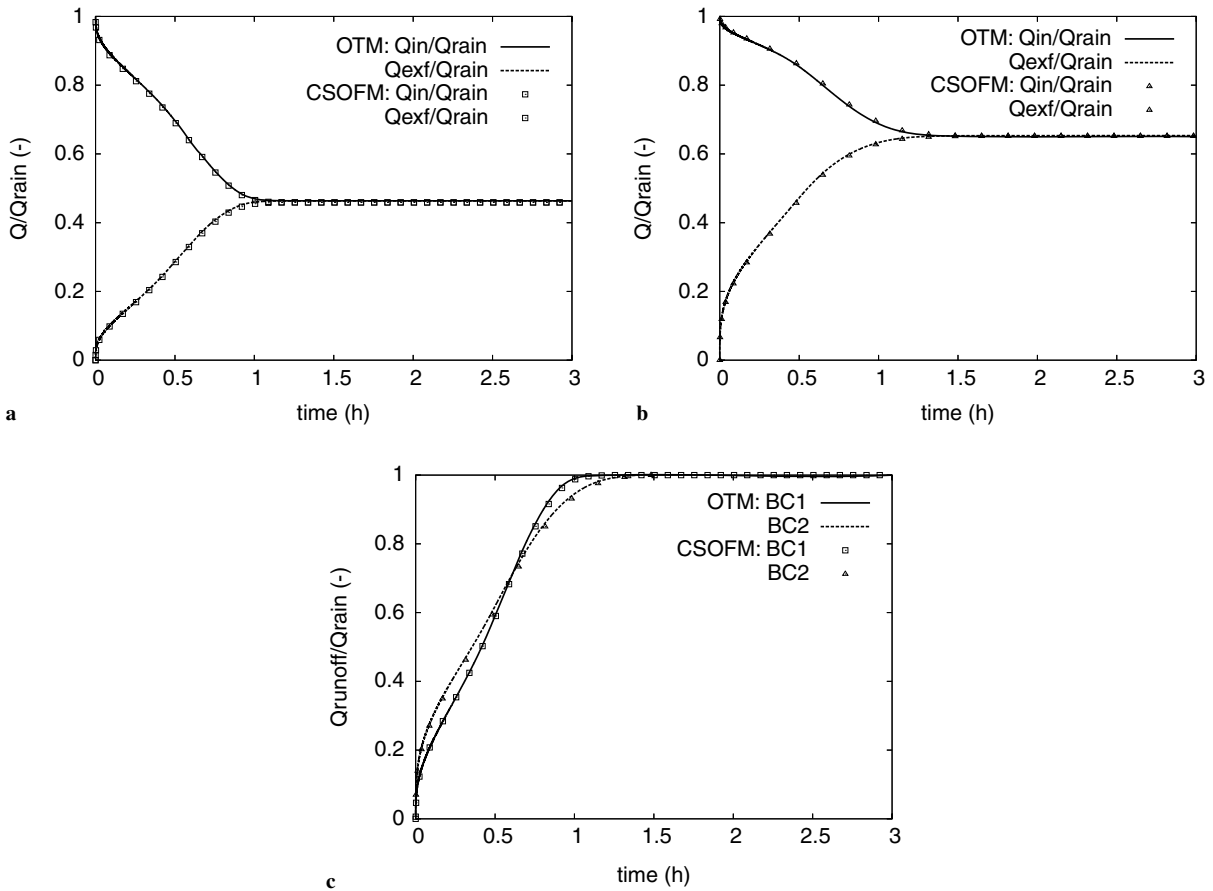


Figure 14 Sand 1: comparison of OTM and CSOFM predictions for the relative infiltration flux and exfiltration fluxes using (a) BC1 or (b) BC2. (c) Comparison of OTM and CSOFM predictions for the relative runoff flux using BC1 or BC2.

the right boundary: with BC2, the velocity vectors on the saturated zone are nearly tangent to the surface so that most of the exfiltration occurs through the right surface. Fig. 14c presents the time evolution of the relative runoff

flux for the two models and the two boundary conditions. At this space scale, the boundary condition clearly affects the dynamics of runoff. Again, both models yield similar results.

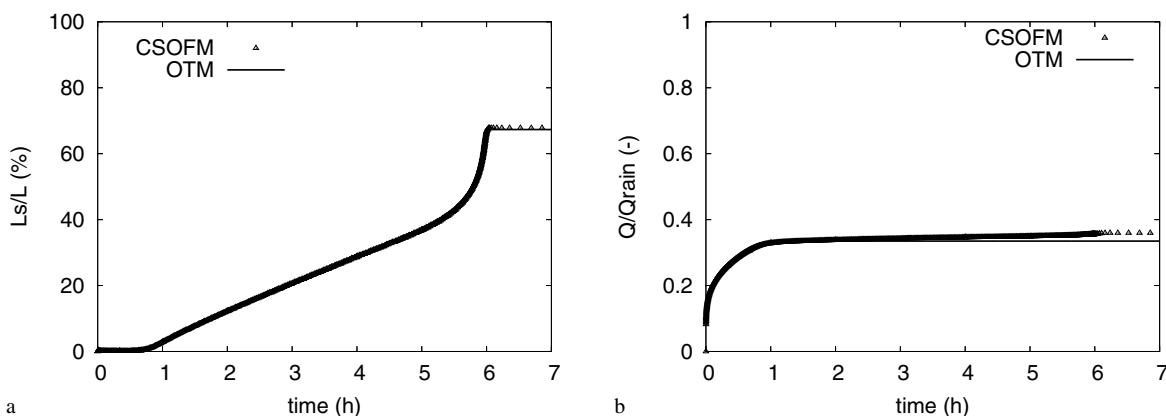


Figure 15 Comparison at the hectometric scale of the two models for the BC2 boundary condition. Time evolution of (a) the saturated ground fraction and (b) the relative exfiltration flux.

Hectometric-scale problem

We consider the geometry of Ogden and Watts described in 'Hectometric-scale problem' section. The initial condition is a horizontal water table located at the toe of the slope and a hydrostatic pressure profile. Simulations are run with a constant rainfall intensity such that $i = 30$ mm/h, and BC2 is imposed at the right surface. Fig. 15 compares the results obtained with the two models on Geometry 1. Under the present conditions, both models yield similar results with the exception of a slight difference in the steady-state values predicted for the exfiltration flux. This is related to the fact that because the pressure takes slightly larger values along the top boundary when predicted with the CSOFM, its normal derivative is larger, and, hence, the exfiltration flux is also larger.

Conclusions

The Richards equation combined with different models for hydraulic functions [BCM model (Brooks and Corey, 1964); original (van Genuchten, 1980) and modified (Vogel et al., 2001) VGM model] has been discretized by finite elements in space. The nonlinearities induced by the soil hydraulic functions can be efficiently handled by Newton's method. From a numerical viewpoint, the soil labelled SCL is the most difficult to deal with because of its strong nonlinear behavior especially near saturation. A second nonlinearity stems from the fact that the movement of the water table induces a changing character of the surface boundary condition for the Richards equation. This yields a unsteady obstacle-type problem for which a robust solution procedure based on a fixed-point iteration has been proposed.

The obstacle-type model has been used to investigate the hydraulic behavior of virtual hillslopes under constant rainfall conditions. Results on the small-scale geometry have shown that the rainfall intensity has a significant influence on the spatial extension of the saturated area of the hillslope and on the exfiltration flux. For a fixed value of the ratio i/k_s , the structure of the soil, characterized by the van Genuchten hydraulic parameters, strongly affects the dynamic response of the system, whereas the steady-state values remain fairly identical. For the three soils addressed in the metric-scale problem, exfiltration occurs as

soon as runoff does; this means that at any time, water exiting the system will have roughly the same origin, either from direct runoff or through subsurface flow. In addition, a driving parameter for the time evolution of the saturated ground fraction and of the relative exfiltration flux appears to be the exponent n in the VGM model. Further investigations should be performed to determine whether its influence expresses itself through the relative hydraulic conductivity or the soil water capacity or both functions. Furthermore, results similar to those of Vogel et al. (2001) for infiltration in very dry soils are observed with the modified VGM model, especially for fine-textured soils where the introduction of a minimum capillary height has a significant influence on runoff and exfiltration genesis. Based on the above findings, a sensitivity analysis can be conducted as the next step to achieve a better understanding of the parameters conditioning surface runoff in hillslopes.

On the hectometric-scale problem, the numerical results are in very good agreement with the simple closed formulas derived by Ogden and Watts. Moreover, at this space scale, boundary conditions on the right surface have a marginal impact on the solution. This medium-scale problem also underlines the importance of initial conditions in virtual hillslope simulations.

Finally, we have compared the obstacle-type model with a coupled subsurface/overland flow model in which the dynamics of the overland flow are governed by the shallow water equations in the diffusive wave approximation. Both models yield similar results for the present test cases, both at the metric and hectometric scales, because the mechanisms leading to saturation are mainly controlled by subsurface flows and, more specifically, by the hydraulic properties of the soil. In other words, neglecting the feedback of surface runoff on the water table dynamics leads altogether to reliable results for the present test cases. Subsequent work should also consider models including re-infiltration processes under different rainfall conditions to further investigate the impact of overland flow on the genesis of surface runoff. Some preliminary test cases involving multiple seepage faces have been run. More realistic situations involving heterogeneous soil conductivity are being investigated to study the performance of the OTM code when dealing with perched water tables.

Acknowledgements

This work has been supported by INRIA under the Cooperative Research Project DYNAS (<http://www-rocq.inria.fr/estime/DYNAS>). We thank our colleagues from the Estime project at INRIA for stimulating discussions. We also thank the referees for their careful reading of the manuscript and their suggestions.

Appendix. CSOFM

This appendix briefly describes the computational method used to approximate the CSOFM. After time-discretization with the implicit Euler scheme, the subsurface flow problem consists of seeking $\psi^{k+1} \in H^1(\Omega)$ such that for all $\phi \in H^1(\Omega)$

$$\frac{1}{\delta t} \int_{\Omega} (\theta(\psi^{k+1}) - \theta(\psi^k)) \phi + a_{(\partial\Omega_t^+)^{k+1}}(\psi^{k+1}, \phi) = R(\psi^k, \psi^{k+1}, \phi). \quad (24)$$

Eq. (23) and the boundary condition $y = \psi$ on $\partial\Omega_t^+$ are used to approximate the right-hand side as follows:

$$R(\psi^k, \psi^{k+1}, \phi) = - \int_{\partial\Omega_t^+} \left(\frac{\psi^{k+1} - \psi^k}{\delta t} \phi + \frac{\partial}{\partial x} q(\psi^{k+1}) \phi \right). \quad (25)$$

Mass lumping is used for the unsteady term, i.e., for the vertex N_i located on $\partial\Omega_t^+$

$$\int_{\partial\Omega_t^+} \left(\frac{\psi^{k+1} - \psi^k}{\delta t} \right) \phi \approx \frac{\psi^{k+1}(N_i) - \psi^k(N_i)}{\delta t} L_i, \quad (26)$$

where L_i is the distance separating the midpoints of the boundary cells on the left and on the right of the vertex N_i . An upwind scheme is used to approximate the spatial derivative in the right-hand side of Eq. (25). Assuming that the nodes on $\partial\Omega_t^+$ are numbered downwards and defining the numerical flux

$$Q_{i-1,j}^{k+1} = K_s(\psi^{k+1}(N_{i-1}))^{5/3} \frac{S - \frac{\psi^{k+1}(N_i) - \psi^{k+1}(N_{i-1})}{L_{i-1/2}}}{\left| S - \frac{\psi^{k+1}(N_i) - \psi^{k+1}(N_{i-1})}{L_{i-1/2}} \right|^{1/2}}, \quad (27)$$

where $L_{i-1/2}$ denotes the distance between N_{i-1} and N_i , we set

$$\int_{\partial\Omega_t^+} \frac{\partial}{\partial x} q(y) \phi \approx Q_{i,i+1}^{k+1} - Q_{i-1,i}^{k+1}. \quad (28)$$

Eq. (28) is used for all nodes in the interior of $\partial\Omega_t^+$. At the outlet node, say N_{i_0} , we set

$$Q_{i_0,i_0+1}^{k+1} = K_s(\psi^{k+1}(N_{i_0}))^{5/3} S^{1/2}.$$

With this choice, the boundary condition $\partial y / \partial x = 0$ is weakly enforced at the hillslope outlet.

Considering BC2 amounts to enforce a constant total hydraulic head along the right boundary. At each time t , this value can be evaluated using the node located at the toe of the slope.

References

Abdul, A.S., Gillham, R.W., 1984. Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resour. Res.* 20 (6), 691–708.

- Barros, A.P., Knapton, D., Wang, M.C., Kuo, C.Y., 1999. Runoff in shallow soils under laboratory conditions. *J. Hydraul. Eng.* 4 (1), 28–37.
- Bastian, P., 2003. Higher order discontinuous Galerkin methods for flow and transport in porous media: challenges in scientific computing – CISC 2002. In: Baensch, E. (Ed.), *Oxford Texts in Applied Engineering and Mathematics*, vol. 35. Springer, Berlin, pp. 1–22.
- Bause, M., Knabner, P., 2004. Computation of variably saturated subsurface flow by adaptive mixed hybrid finite element methods. *Adv. Water Resour.* 27, 565–581.
- Beaugendre, H., Ern, A., Esclaffer, T., Gaume, E., 2004. Numerical investigation of surface runoff in hillslopes with variably saturated flows. In: *Proceedings of the European Congress on Computational Methods in Applied Sciences and Engineering (ECCOMAS 2004)*, Jyväskylä, Finland, July 2004.
- Beauquillon, C., 1978. Propagation des écoulements transitoires intermittents dans les systèmes hydrauliques à surfaces libres. *Rapport technique*, Université Montpellier II, Laboratoire d'Hydrologie Mathématique, Montpellier.
- Betsun, R.P., 1964. What is watershed runoff? *J. Geophys. Res.* 69 (8), 1541–1551.
- Beven, K., 1977. Hillslope hydrographs by the finite element method. *Earth Surface Proc.* 2, 13–28.
- Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap.*, Colo. State Univ., Fort Collins 3, 27.
- Cappus, P., 1960. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision de débits. Bassin expérimental de l'Alrance. *La Houille Blanche* A, 493–520.
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T., Zarba, R.L., 1990. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.* 26 (7), 1483–1496.
- Cloke, H.L., Renaud, J.-P., Claxton, A.J., McDonnell, J.J., Anderson, M.G., Blake, J.R., Bates, P.D., 2003. The effect of model configuration on modelled hillslope–riparian interactions. *J. Hydrol.* 279, 167–181.
- Cloke, H.L., Anderson, M.G., McDonnell, J.J., Renaud, J.-P., 2006. Using numerical modelling to evaluate the capillary fringe groundwater ridging hypothesis of streamflow generation. *J. Hydrol.* 316, 141–162.
- Daluz-Vieira, J.-H., 1983. Conditions governing the use of approximations for the Saint-Venant equations for shallow surface water flow. *J. Hydrol.* 60, 43–58.
- Discacciati, M., Miglio, E., Quarteroni, A., 2002. Mathematical and numerical models for coupling surface and groundwater flows. *Appl. Numer. Math.* 43, 57–74.
- Dunne, T., Black, R.D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.* 6, 1296–1311.
- Esclaffer, T., 2003. Etude théorique de la formation des débits de crues à l'échelle des versants. *Rapport de stage de DEA*, Université de Paris 12, ENGREF, ENPC-CEREVE.
- Esteves, M., Faucher, X., Galle, S., Vauclin, M., 2000. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. *J. Hydrol.* 228, 265–282.
- Fagherazzi, S., Furbish, D.J., Rasetarinera, P., Hussaini, M.Y., 2004. Application of the discontinuous spectral Galerkin method to groundwater flow. *Adv. Water Resour.* 27, 129–140.
- Gerke, H.H., van Genuchten, M.T., 1993. A dual-porosity model for simulating the preferential flow movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.* 29 (2), 305–319.
- Ginzburg, I., Carlier, J.-P., Kao, C., 2004. Lattice Boltzmann approach to Richards' equation. In: *Proceedings of the Computational Methods in Water Resources (CMWR 2004) International Conference*, June 2004, Chapel Hill, NC, USA. Elsevier, p. 12.

- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos Trans. AGU* 14, 446–460.
- Iorgulescu, I., 1997. Analyse du comportement hydrologique par une approche intégrée à l'échelle du versant, application au bassin de la Haute Mentue. Ph.D. Thesis, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Kao, C., Bouarfa, S., Zimmer, D., 2001. Steady state analysis of unsaturated flow above a shallow water-table aquifer drained by ditches. *J. Hydrol.* 250, 122–133.
- Knabner, P., Schneid, E., 2002. Adaptive hybrid mixed finite element discretization of instationary variably saturated flow in porous media. In: Breuer, M. et al. (Eds.), *High Performance Scientific and Engineering Computing*. Springer, Berlin, pp. 37–44.
- Liu, Y.B., Gebremeskel, S., De Smedt, F., Hoffmann, L., Pfister, L., 2003. A diffusive transport approach for flow routing in GIS-based flood modeling. *J. Hydrol.* 283, 91–106.
- Loye-Pilot, M.-D., Jusserand, C., 1990. Décomposition chimique et isotopique d'un hydrogramme de crue d'un torrent méditerranéen montagnard. *Réflexions méthodologiques. Revue des Sciences de l'Eau* 3, 211–231.
- Manzini, G., Ferraris, S., 2004. Mass-conservative finite volume methods on 2-D unstructured grids for the Richards' equation. *Adv. Water Resour.* 27, 1199–1215.
- Marc, V., Didon-Lescot, J.-F., Michael, C., 2001. Investigation of the hydrological processes using chemical and isotopic tracers in a small Mediterranean forested catchment during autumn recharge. *J. Hydrol.* 247, 215–229.
- McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., 2003. Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff. *Water Resour. Res.* 39 (11), 1310.
- Miglio, E., Quarteroni, A., Saleri, F., 2003. Coupling of free surface and groundwater flows. *Comput. Fluids* 32, 73–83.
- Moussa, R., Bocquillon, C., 1996. Criteria for the choice of flood routing methods in natural channels. *J. Hydrol.* 186, 1–30.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513–522.
- Neuman, S.P., 1973. Saturated-unsaturated seepage by finite elements. *J. Hydraul. Div.* 99 (HY2), 2233–2250.
- Ogden, F.L., Watts, B.A., 2000. Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils: A numerical investigation. *Water Resour. Res.* 36 (7), 1795–1804.
- Panday, S., Huyakorn, P.S., 2004. A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Adv. Water Resour.* 27 (4), 361–382.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1, 318–333.
- Rulon, J.J., Rodway, R., Freeze, R.A., 1985. The development of multiple seepage faces on layered slopes. *Water Resour. Res.* 21 (11), 1625–1636.
- Therrien, R., Sudicky, E.A., 1996. Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media. *J. Contam. Hydrol.* 23, 1–44.
- VanderKwaak, J.E., 1999. Numerical simulation of flow and chemical transport in surface–subsurface hydrologic systems. Ph.D. Thesis, Department of earth sciences, University of Waterloo, Ontario, Canada.
- VanderKwaak, J.E., Loague, K., 2001. Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with comprehensive physics-based model. *Water Resour. Res.* 37 (4), 999–1013.
- van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am.* 44, 892–898.
- Viollet, P.-L., Chabard, J.-P., Esposito, P., Laurence, D., 1998. *Mécanique des fluides appliquée*. Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris.
- Vogel, T., van Genuchten, M.Th., Cislérova, M., 2001. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Adv. Water Resour.* 24 (6), 133–144.
- Weiler, M., McDonnell, J., 2004. Virtual experiments: a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology. *J. Hydrol.* 285, 3–18.
- Woodward, C.S., Dawson, C.N., 2000. Analysis of expanded mixed finite element methods for a nonlinear parabolic equation modeling flow into variably saturated porous media. *SIAM J. Numer. Anal.* 23, 517–530.
- Zhang, W., Cundy, T., 1989. Modeling of two-dimensional overland flow. *Water Resour. Res.* 25 (9), 2019–2035.

Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drained soil affected by surface crusting: A field investigation

Bénédicte Augéard ^{a,*}, Cyril Kao ^a, Cédric Chaumont ^a, Michel Vauclin ^b

^a Cemagref, HBAN Research Unit, BP 44, 92163 Antony cedex, France

^b Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF), BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

Received 26 July 2004; received in revised form 12 November 2004

Abstract

Artificial drainage has been subject to widespread criticism because of its impact on water quality and because there is suspicion that it may have detrimental effects on flood genesis. The present work aims at a better understanding of the mechanisms controlling infiltration and surface runoff genesis, particularly in soils with artificial drainage and affected by surface crusting.

A field experiment was conducted during one drainage season (November 2003–March 2004) in the Brie region (80 km east of Paris, France) on a subsurface drained silty soil. Water table elevation and surface runoff were monitored above the drain and at midpoint between drains. Soil water pressure head was measured at various depths and locations between the midpoint and the drain. Soil surface characteristics (microtopography and degree of structural and sedimentary crust development) were recorded regularly on the experimental site and on other plots of various drainage intensities.

The results show that the first surface runoff events were induced by high water table. However, runoff was higher at midpoint between the drains because water table reached the soil surface at that point, thus considerably reducing infiltration capacity compared to that above the drain. Comparing different plots, the area with older drainage installation (1948) yielded the most surface runoff. Wider drain spacing, smaller drain depth and possible plugging may have led to a greater area of saturated soil between drains.

During the winter period, the impact of raindrops induced the formation of a structural crust on the soil surface. Furthermore, the development of the sedimentary crust, which was favored by water actually flowing on the soil surface during the high water table periods could be correlated with surface runoff volume. The formation of this crust had a significant impact on runoff occurrence at the end of the winter. Therefore, poorly drained fields presented more favorable conditions for both Horton type runoff and saturation excess runoff. Drainage effectively reduces surface runoff occurrences not only by lowering the water table in winter but also by limiting soil surface sealing.

© 2005 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Subsurface drainage; Surface runoff; Soil surface crusting; Silty soil; Aggregate stability; Orgeval catchment

1. Introduction

An accurate understanding of hydrological processes occurring at the agricultural plot-scale is essential for the

improvement of management practices to control water pollution, soil erosion and flood genesis. With a trend toward a more intensive agriculture, tile drainage has become a widespread practice in many poorly drained soil areas, particularly in North America and Europe. Artificial subsurface drainage is usually designed to secure production factors by improving soil trafficability and by protecting crops from high water tables during

* Corresponding author. Tel.: +33 140966260; fax: +33 140966270.
E-mail address: benedicte.augéard@cemagref.fr (B. Augéard).

the growing season. The hydrological studies dealing with subsurface drainage have received quite a lot of attention in the second part of the 20th century. The earliest works focused on predicting flow to drains or ditches, as reviewed by Van der Ploeg et al. (1999) and Youngs (1999). More recent works have addressed the complex watershed scale hydrologic integration of subsurface drained systems (Kim et al., 1999; Jin and Sands, 2003). Despite its decisive role in sustaining agricultural activity, subsurface drainage is increasingly perceived in terms of detrimental impacts on downstream hydrology and water quality (Skaggs et al., 1994), although the actual importance of these impacts continues to spawn much debate (Robinson and Rycroft, 1999). Among the positive effects of drainage, a reduction in saturation excess surface runoff has been highlighted through the reduction of erosion (Skaggs et al., 1982). Subsurface drainage lowers the shallow water table, increases the storage volume prior to rainfall events and then reduces surface runoff (Lowery et al., 1982; Istok and Kling, 1983; Enright and Madramootoo, 1994; Kao et al., 1998).

However, beside saturation excess, surface runoff may occur due to lowered infiltration capacity, especially on soils prone to surface crusting. Indeed, crust formation leads to a decrease in the soil hydraulic conductivity of the top layer, depending on rainfall intensities, duration and kinetic energy (drop size) (McIntyre, 1958a; Hillel and Gardner, 1970; Morin et al., 1981; Baumhardt et al., 1990; Fohrer et al., 1999). More generally, soil surface characteristics (SSCs), such as crust type, vegetation cover and microtopography, which are controlled by dynamic interactions between climate, land use and soil physical properties are correlated with the runoff contributing area (Auzet et al., 1995; Leonard and Andrieux, 1998; Malet et al., 2003).

Even so, few detailed studies have considered the potential combined effect of soil surface crusting and drainage in subsurface drained areas precisely. Lowery et al. (1982) assumed that overland flow production occasionally results from soil surface sealing without demonstrating it. High water content conditions—as in subsurface drained fields in winter—may have direct consequences on crust formation dynamics (Le Bissonnais et al., 1998; Amezketa, 1999). Many cultivated areas in Northern Europe are particularly prone to surface crusting (Le Bissonnais et al., 1998) and a significant part of them are potentially waterlogged during the rainy winter period and have been subsurface drained for agricultural production as a consequence. In the Seine River watershed in France, pipes drain 10% of the whole agricultural area. This ratio reaches 80% in the headwater agricultural catchments that are located in the loessian central part named “Brie” area.

In this context, one major question to address concerns the combined effect of soil surface sealing and sub-

surface drainage on flood genesis. The aim of this paper is to examine the mechanisms of surface runoff generation on a subsurface drained area potentially affected by soil crusting. In that case, both types of overland flow, namely saturation excess and infiltration excess may occur and interact. Experiments were carried out at the plot-scale during the drainage season in 2003–2004 (November–March) to investigate the relationship between surface runoff, water table fluctuations controlled by the drainage system and evolution of some soil surface characteristics such as crust and roughness.

2. Material and methods

2.1. Study site

The study was conducted in an agricultural field (Fig. 1a) at the “Orgeval” Cemagref experimental catchment (Mélarchez sub-catchment, 7 km²) in the Brie area (80 km east from Paris, France; latitude 48°51' N, longitude 3°13' E; altitude 175 m above mean sea level). This relatively flat area (mean slope less than 1%) is mainly used for production of cereals, 50% of the agricultural area being cultivated with wheat. The average annual air temperature is 9.7 °C, the annual mean rainfall is 706 mm and the annual mean potential evaporation is 592 mm (measurement period: 1962–2004).

Soil profiles have been described in previous studies (Bartoli et al., 1995; Roque, 2003). The silty glossic leached brown soil (Typic Haplustalf) developed from Quaternary wind which brought silty (loess) materials (Table 1).

The clay Btg-illuvial horizon (from 0.25 to 0.5 m to at least 3 m depth) causes a perched water table to appear in winter. All the agricultural fields in the catchment are also drained by pipes and many were installed more than 40 years ago. The depth (50–70 cm), the spacing (10 m) and the possible plugging of these old pipes often lead to an inefficient drainage. Slow water table recession is one of the evidence of the system failure (Madramootoo, 1999). More recently, new drains were installed in some fields improving drainage efficiency (8 m spacing and 80–100 cm depth). The experiment was conducted on a recently drained area. Some soil surface characteristics described in Section 2.3 were monitored on both recently drained areas and areas with older drainage systems.

In the fields under investigation, a reduced tillage system has been used for more than 10 years. Before the beginning of the study (November 2003), a disk cultivator was used a first time to harrow straw after the summer harvest and a second time to eliminate weeds in September and again in December (except near the experimental setup for the last one). Tillage is oriented parallel to the main slope.

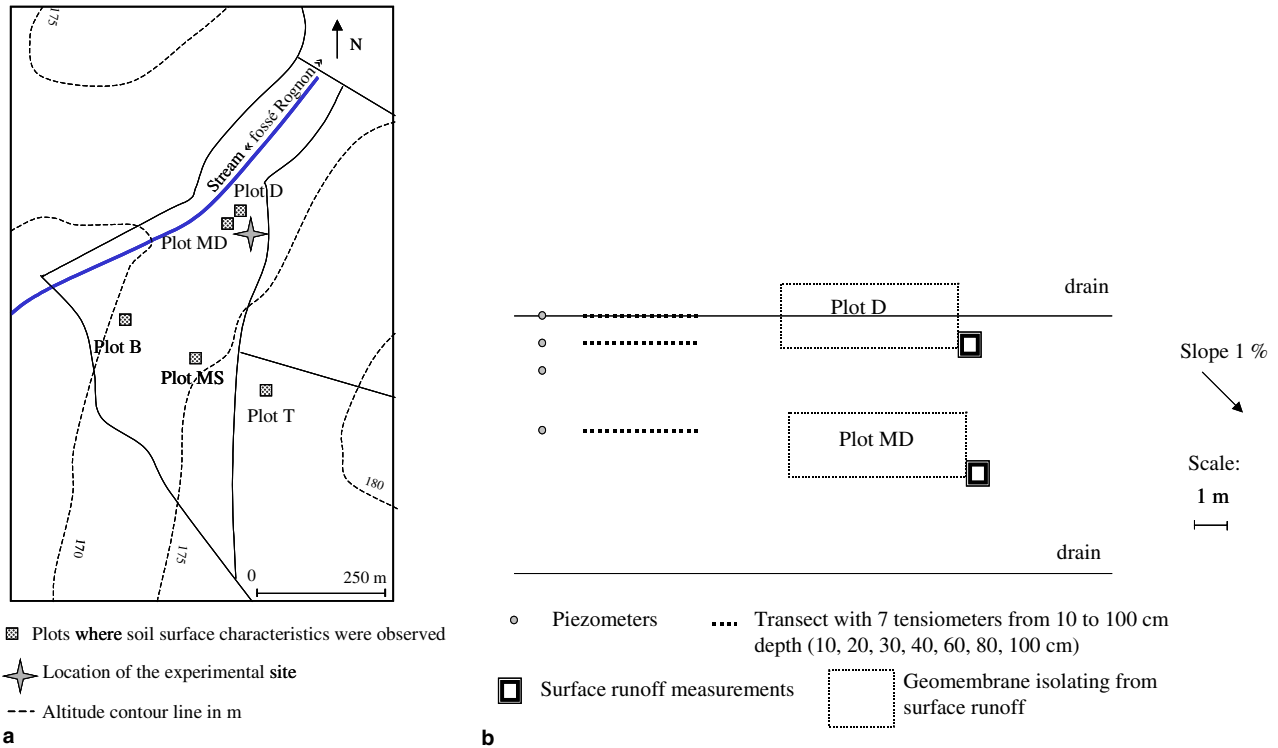


Fig. 1. Map of the study area (a) and the experimental site (b).

Table 1
Some characteristics of the field sites

Label of the plots	Localization	Organic matter content (%)	Clay (%)	Silt (%)	Sand (%)
Plot D	Experimental site, above drain	2.5	18	79	3
Plot MD	Experimental site, midrain	2.5	18	78	4
Plot T	Top of the slope, poorly drained area	1.8	16	74	10
Plot MS	Midslope	2.2	16	78	6
Plot B	Bottom of the slope	2.0	22	72	6

2.2. Experimental setup

From November 2003 to March 2004 (the “intensive drainage season”), rainfall amount and intensities were monitored using an automatic rain-gauge. Each tip is recorded at the real time.

A set of four piezometers and 21 tensiometers were installed at various depths and locations as shown in Fig. 1b. The piezometers were located 0, 1, 2 and 4 m away from the drain. Water table elevation was recorded on a bi-hourly basis. Three transects were equipped with seven tensiometers vertically implemented (10, 20, 30, 40, 60, 80 and 100 cm depth) at the vertical of the drain, at 1 m and at the midpoint between drains. Soil water pressure head (h) was recorded hourly. Corresponding values of hydraulic head were calculated as

$$H = h + z \quad (1)$$

where z (cm) is the depth oriented positively upward, the origin being the soil surface.

In Eq. (1), H and h are expressed in cm of water.

Two $5 \times 2 \text{ m}^2$ plots were hydraulically isolated using a geomembrane coated with bentonite to collect surface runoff. One was located above the drain (plot D), one at the midpoint between drains (plot MD). Surface runoff was monitored using an automatic rain gauge.

2.3. Observations of the soil surface characteristics

The SSC description was carried out using a set of indicators of the surface conditions reflecting the main processes and factors involved in infiltration/runoff partition (Auzet, 2000; Cerdan et al., 2001; Malet et al., 2003). The selected indicators are relevant with the experimental conditions which were encountered: no cracks appeared except at the end of the observation period, the vegetation cover was not developed during the studied period and neither stone nor moss were observed on the soil surface.

Table 2

Indicators of the soil surface characteristics: structural crust (STR), sedimentary crust (SED) and microrelief

	Name of the variable	Description of the variable	Modalities
Soil structure	STR	Soil surface with aggregates totally embedded into the soil matrix	Percentage of the area
	SED	Soil surface with sedimentary crust	Percentage of the area
	Total crust	STR + SED	–
Microrelief	Microrelief	Mean height of small passes on the runoff bed	In mm

As presented in Table 2, the observations were focused on the top soil structure: crust formation dynamics, structural and sedimentary crust as described by Bresson and Boiffin (1990), and the microrelief, represented by the mean height of the small passes on the runoff bed (Malet et al., 2003). This last indicator reflects both the mean depth of ponds in the depression and the roughness along the runoff direction. Runoff occurrence brings the indicator of microrelief down by eroding the passes and filling the depressions with sediments.

The percentage of sedimentary crust (SED) area was estimated by direct observations and the microrelief was measured with a ruler. We arbitrarily chose to represent the structural crust (STR) formation by the surface percentage of soil matrix (i.e. initial aggregates are embedded into the soil surface and sedimentary crust is not formed yet). An aggregate was considered as totally embedded into the matrix when the diameter of the contact area between the soil and the aggregate is lower than the diameter of the aggregate itself.

During the structural crust formation, aggregates are first sealed into the soil surface and then mixed within the soil matrix. Their dynamics is related not only to the interstitial plugging process caused by splashing (McIntyre, 1958b; Le Bissonnais, 1996) but also to the gradual coalescence of the initial aggregates induced by compaction under plastic conditions (Bresson and Boiffin, 1990). In order to quantify the coalescence of both the soil surface and the harrowed horizon, soil surface bulk density was measured near the experimental plot by taking undisturbed samples of 5 cm depth and 8 cm in diameter after the first disk harrowing (September 2003) and before sowing (March 2004).

Observations of the SSCs were made twice a month on five selected $1 \times 1 \text{ m}^2$ plots. The SSCs of plots D and MD were monitored to compare surface characteristics evolution with surface runoff occurrence at the experimental site. Three other plots were selected at the top, the middle and the bottom part of an hillslope located 300 m south of the site. These plots are labeled T, MS and B, respectively (Fig. 1a). Plots MS and B are located in the same field as the experimental site and plot T is in another field farmed with the same agricultural practices and crops. These observations provide information about the influence of (i) the age of the drainage network, and (ii) the changes in soil texture due to the topographic position on the SSC evolution.

The drainage system for these three plots is rather old (1948 for plot T, 1978 for plots MS and B) and particularly inefficient at the top of the hillslope according to the farmer (the duration of soil drying after rainfall is much higher than in other fields). Soil texture of the five plots is presented in Table 1. Clay content of plot B is higher than the others, probably due to a thinner Ap horizon (Bartoli et al., 1995).

Aggregate stability of monitored plot soils was measured according to the method proposed by Le Bissonnais (1996) and tested by Amezketta et al. (1996), Le Bissonnais et al. (2002) and Legout et al. (2005). In this method, three treatments are applied to aggregates (diameter 3–5 mm) in order to distinguish between mechanisms of breakdown: (i) slaking due to fast wetting (fast-wetting treatment) occurring, for example, during heavy storms on initially dry soils; (ii) micro-cracking due to slow-wetting (slow-wetting treatment), which corresponds to aggregate behaviour during low-intensity rain; and (iii) mechanical breakdown by the stirring of pre-wetted aggregates (stirring treatment) which might occur during continuously wet periods. Each treatment was replicated three times for each plot. Fragment size distributions were expressed using the mean weighted diameter (MWD) of post-treatment aggregates, which is the sum of the mass percentage of each size fraction multiplied by the mean size of the fraction. Thus, the aggregate stability measurements give an index, which integrates all the temporal and chemical parameters involved in the aggregate breakdown which occurs especially during the structural crust formation.

3. Results and discussion

3.1. Rainfall characteristics

Daily rainfall amount and cumulative rainfall from the beginning of the experiment for the winter 2003–2004 are presented in Fig. 2.

Rainfall data recorded 500 m away from the experimental site were available from 1972 (for daily amounts) and from 1994 (for the hourly ones). Compared to these data, no extreme events occurred during the 2003–2004 winter: both the daily maximum (17.3 mm on January 13th, event 4) and the hourly maximum (5.8 mm on December 27th, event 3) have a one-year time return

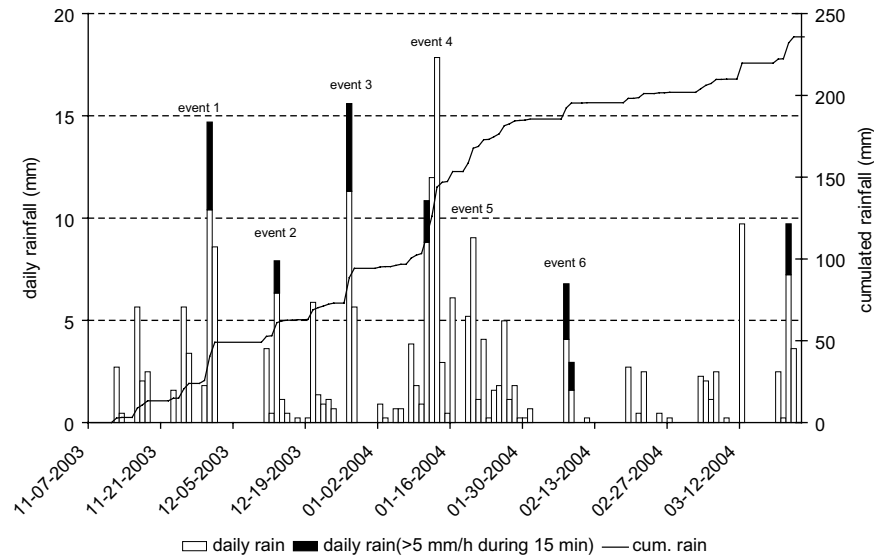


Fig. 2. Rainfall characteristics for winter 2003–2004. Daily rain amount (histogram) and cumulative rainfall (continuous line).

and the distribution of the hourly (and daily) amount of rainfall during this winter, as shown in Fig. 3a and b respectively, is nearly identical to that related to the 1972–2002 (1994–2002) period.

The total rainfall amount for the drainage season studied (November to March) was 234 mm, slightly below the 1972–2002 average amount (270 mm). The period under study can be considered as a representative series of rainfall events for the winter season for the eastern Parisian Basin.

3.2. Surface runoff occurrences

Experimental results dealing with the six main rainfall events of the winter 2003–2004 are presented here. Their main characteristics are given in Table 3.

Unfortunately, after event 6, some cracks in the soil appeared in front of the surface runoff measurement device preventing water from flowing through the gauge. Consequently, the last rainfall events occurring at the end of March were not retained in the analysis.

Table 3 shows that surface runoff was observed during events 4, 5 and 6. Surface runoff rate is small (maximum 7% of the rainfall amount), which confirms the high infiltration capacity of subsurface drained soils (Kao et al., 1998). Both plots D and MD produced runoff during events 4 and 5, but the volume was considerably smaller on plot D (0.1% and 10% of the measured volume on plot MD during events 4 and 5, respectively). Surface runoff occurred only on plot MD during event 6. Comparing these data with the water table depths recorded at MD shows that during the events 1, 3, 4 and 5 the water table nearly reached the soil surface, whereas it was not the case for the events 2 and 6, which exhibit a lower rainfall amount (Fig. 4a–f). So, in the following they are analysed separately.

3.2.1. High water table elevation situations (events 1, 3, 4, 5)

It is first noticeable that even during surface runoff events, water table elevation never reached the soil surface (Fig. 4e), which could suggest that the measurement was not performed exactly at midpoint between the drains and that the water table benefits from lateral drainage (Bouwer, 1959). Measurement positions were in fact deduced from the drainage system setup scheme and the actual position of only one drain was confirmed by the piezometer right above this drain. Piezometric data are consistent with the tensiometer readings.

Fig. 5 shows the mean hydraulic head profiles at the plots MD and D during these high water table periods. At the expected drain midpoint, the soil profile is entirely saturated; the vertical hydraulic head gradient at the soil surface is close to 1 (indicating from Darcy's law a gravity flow) and it decreases with depth but remains positive. Above the drain, the soil profile is also close to saturation but the hydraulic head gradient remains equal to 1. These profiles seem to be very representative of those obtained in drained soils (Lesaffre and Zimmer, 1988). On plot D, water flow is vertical whereas on plot MD flows are mainly vertical near the soil surface and mainly horizontal at depths of more than about 30 cm.

During events 1 and 3, the main rainfall volume and highest intensity occurred before the water table rose. Rainfall intensities never exceeded maximum infiltration rates and no runoff occurred. During events 4 and 5, maximal soil water storage capacity was reached. Following water table rise to the surface, maximum infiltration rates decreased (to near drainage intensity) below rainfall intensity, which caused runoff. Indeed, during high water table periods, infiltration capacity (f) right above the drain (D) is equal to the vertical hydraulic conductivity

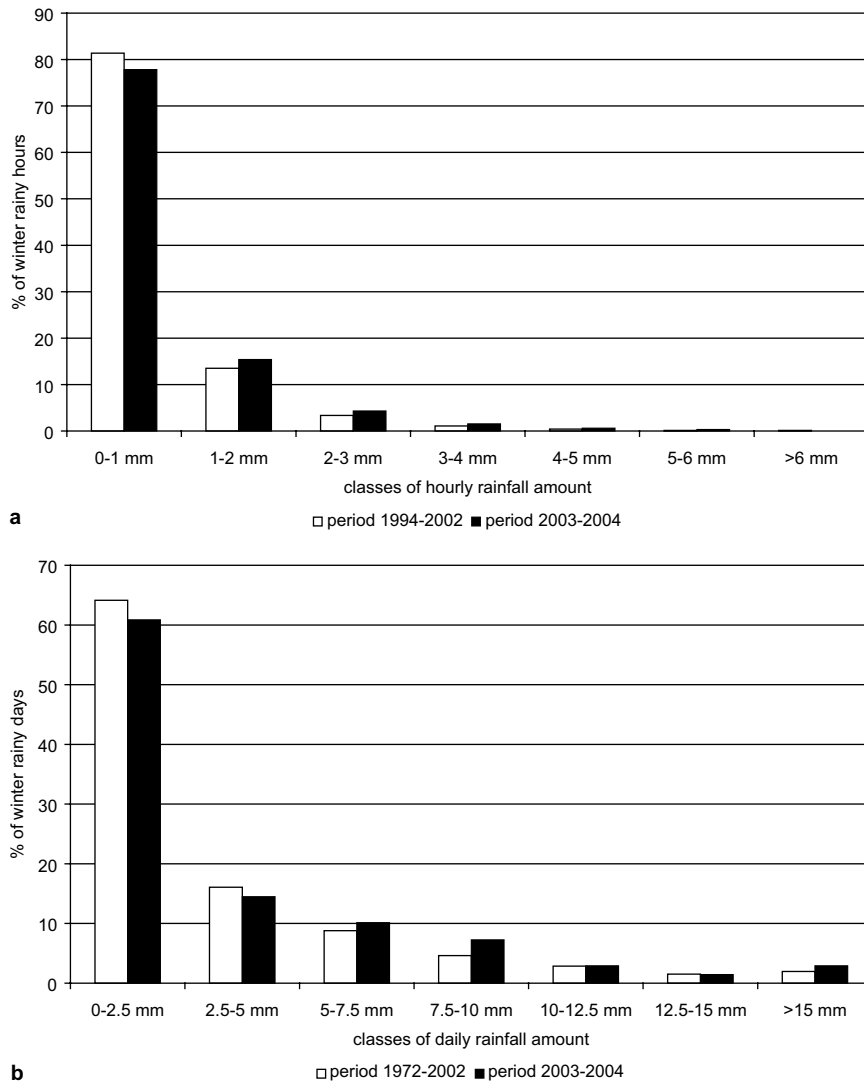


Fig. 3. Distribution of the winter rainfall: hourly (a) and daily (b) values.

Table 3

Rainfall events and corresponding surface runoff amounts measured on plots located at midpoint between drains (MD) and right above drain (D)

Event	Date	Rainfall ^a (mm)	Surface runoff ^b (mm)	
			Plot MD	Plot D
Event 1	from 11-30-2003 to 12-01-2003	24.58	0	0
Event 2	from 12-13-2003 to 12-14-2003	8.12	0	0
Event 3	from 12-27-2003 to 12-28-2003	21.20	0	0
Event 4	from 01-11-2004 to 01-13-2004	39.92	2.773	0.028
Event 5	01-20-2004	13.56	0.139	0.013
Event 6	from 02-07-2004 to 02-08-2004	9.72	0.052	0

^a Raingauge is calibrated for a 0.226 ± 0.002 mm tip.

^b Raingauge is calibrated for a 0.00217 ± 0.00003 mm tip.

as the vertical hydraulic head gradient was equal to one. On MD, infiltration capacity f depends on the drainage system (drain spacing, $L = 8$ m and depth, $H = 1$ m). Assuming soil isotropy and drain pipes lying on an impervious soil layer, f can be estimated by using the Hooghoudt equation (Van der Ploeg et al., 1999)

$$f = 4KH^2/L^2 \tag{2}$$

where K is the horizontal equivalent hydraulic conductivity.

In our case, the ratio between infiltration capacity right above the drain and at midpoint is then 1/16 [-].

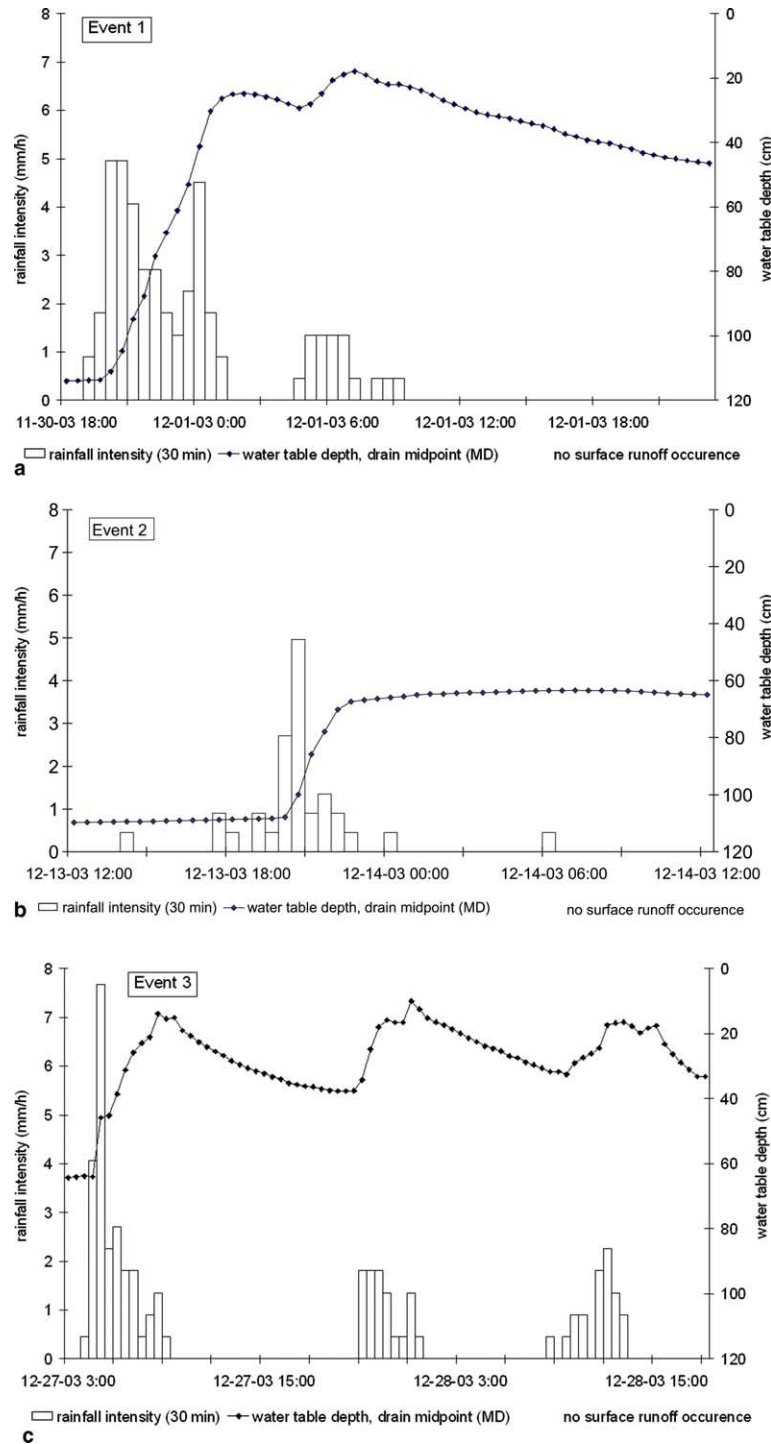


Fig. 4. Rainfall intensity and water table elevation for events 1 (a), 2 (b), 3 (c), 4 (d), 5 (e) and 6 (f).

Surface runoff volume at midpoint is therefore much higher than above the drain.

3.2.2. Low water table elevation situations (events 2 and 6)

During event 2, the low initial water table elevation and the relatively small rainfall amount did not induce any surface runoff (Fig. 4b). Unfortunately, the water

pressure head measurements were missing during that period because of desaturation of the tensiometer device.

Conditions leading to surface runoff on plot MD during event 6 were different from the other surface runoff events. The water table remained relatively deep (60–70 cm depth, Fig. 4f). Surface runoff was therefore linked to a reduction of infiltration at the soil surface.

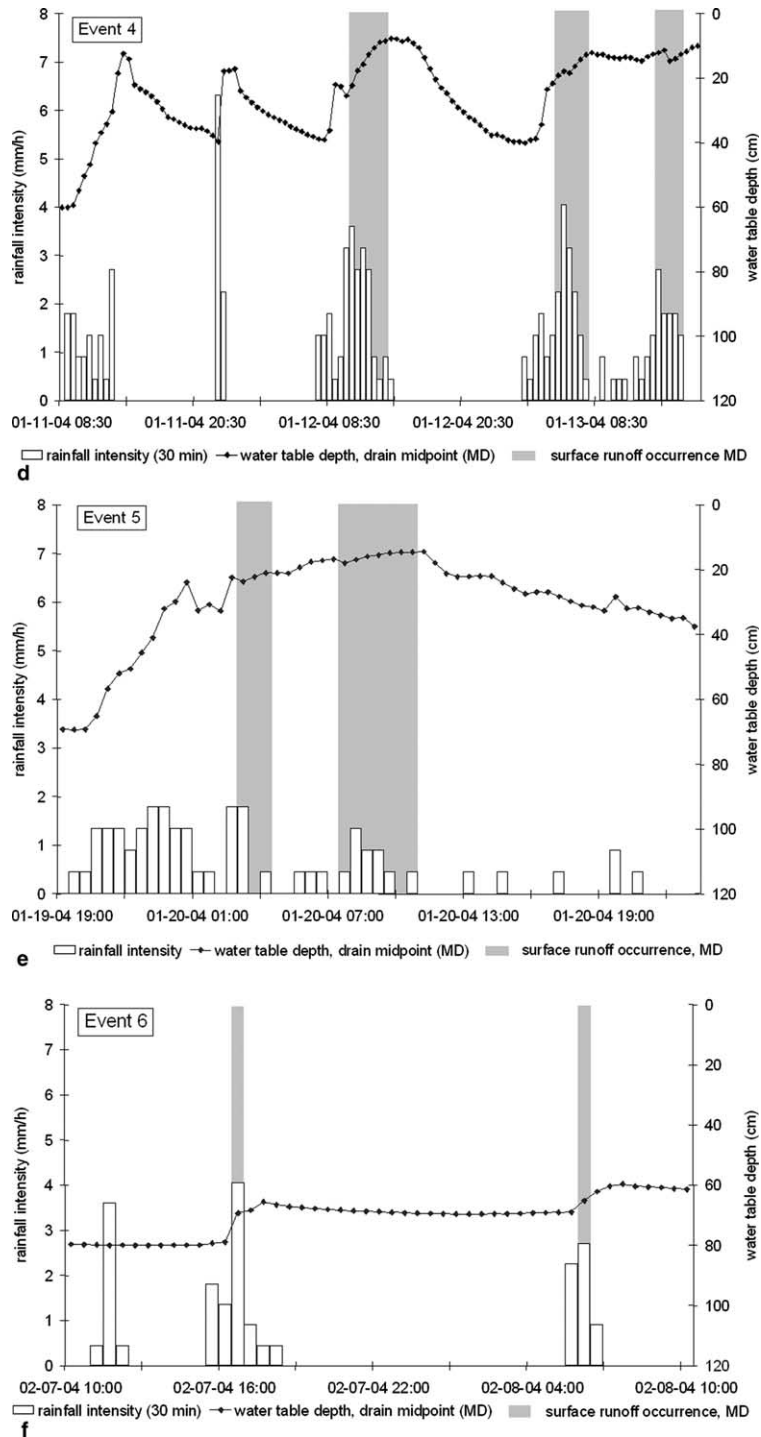


Fig. 4 (continued)

Fig. 6 shows the hydraulic head profiles measured on D and MD plots during the surface runoff occurrence of event 6. On plot MD, the pressure head at 10 cm depth became positive whereas it remained negative between 30 and 60 cm. Infiltration was then characterized by a wetting front, which was not very steep because the pressures were close to zero in the unsaturated zone. On plot D, a wetting front was also observed, but did not imply

water saturation since the initial value of hydraulic head was lower. This explains why no surface runoff occurred at this location.

A similar wetting front infiltration can be observed at the beginning of event 3 (Figs. 4c and Fig. 6): the initial water table was 60 cm deep and the rainfall intensity was relatively high (7.6 mm/h for 1/2 h). The hydraulic head profile on MD (Fig. 6) shows a steep gradient near

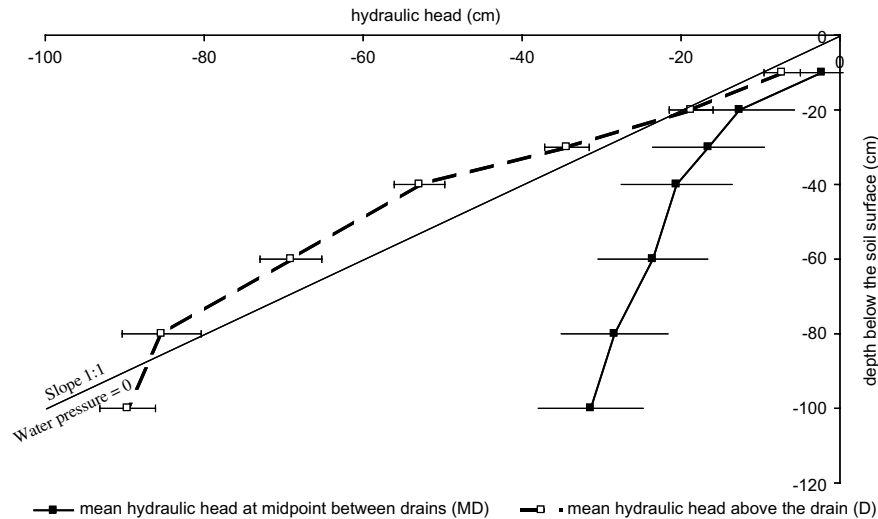


Fig. 5. Mean hydraulic head profiles measured right above the drain (D) and at the midpoint between drains (MD) during 11 periods of high level of water table. Horizontal bars correspond to \pm one standard deviation.

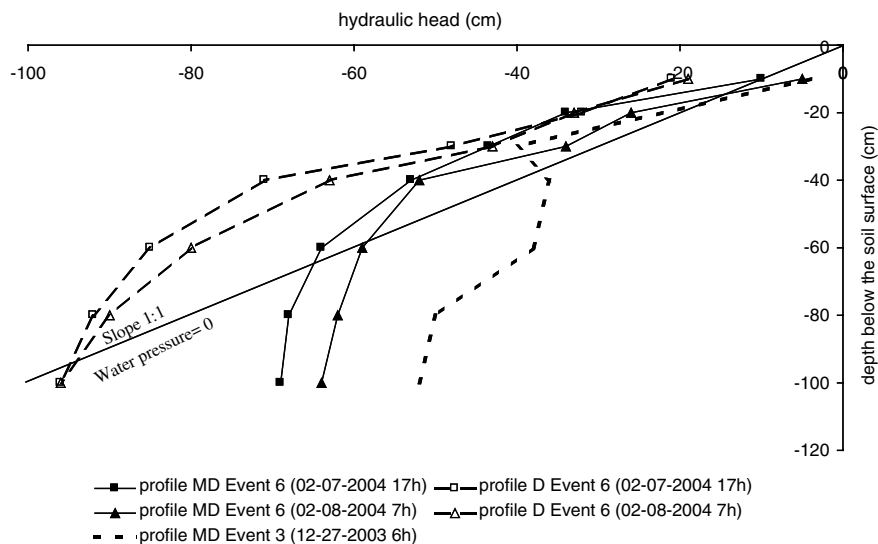


Fig. 6. Hydraulic head profiles measured above the drain (D) and at the midpoint between drains (MD) during the runoff occurrences of the event 6. Profiles recorded at the midpoint between drains during high rainfall intensity of the event 3 are also reported for comparison purposes.

the soil surface during event 6, while no surface runoff occurred. These differences indicate a change in soil surface hydraulic conductivity and/or storage capacity between the two events, which may be related to SSCs, namely to crust formation for the soil conductivity and to microrelief for the surface water storage capacity.

3.3. Surface condition evolution

The development of crusting, represented by the total crust indicator as detailed in Table 2, and cumulative rainfall for the winter 2003–2004 are shown in Fig. 7a and b for the five plots.

Initial surface conditions were the same for all the plots (harrowing in September 2003). Plots T, MS and B (Fig. 7b) benefited from another harrowing in December 2003.

The aggregate stability obtained by the three treatments (Str, SW, and FW) is significantly higher on the plot B than on the other ones (Fig. 8). It is due to the highest clay content of that plot (Table 2) which improves the soil stability (Amezket, 1999). The difference is maximal after slow wetting test which corresponds to a low intensity rain such as in winter. The other plots exhibit a similar sealing susceptibility (no significant difference between the mean weighted diameters can be observed). Thus, it is thought that variations in crust

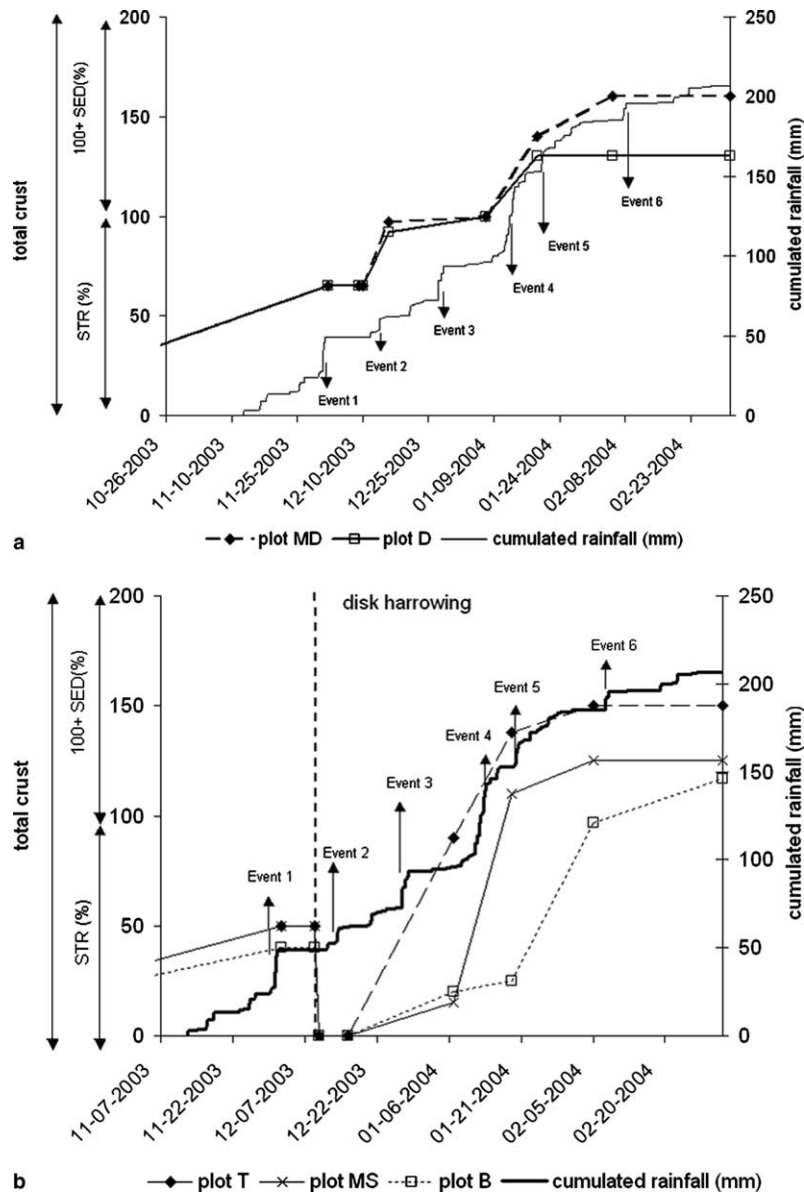


Fig. 7. Evolution of soil surface crusting according to the cumulative rainfall amount for plots D and MD (a) and plots T, MS, B (b).

formation must be related to other factors like surface runoff occurrence or initial soil moisture content.

3.3.1. *Experimental site: plots D and MD*

Sealing formation was nearly the same for both plots D and MD until event 4 (Fig. 7a): the structural crust (STR) was well formed in relation to the low aggregate stability (Table 2) (Amezketá, 1999). After event 4, a sedimentary crust (SED) appeared on the two plots. It covered a larger surface on plot MD, which is consistent with the differences in surface runoff measurements (Table 3).

Table 4 gives the microrelief evolution observed on both plots. After event 4, the microrelief mean height decreased on plots D and MD as the sedimentary crust ap-

peared: original roughness was smoothed out due to the infilling of depressions by sediments detached from the mounds. Since surface runoff occurrence and volume were different between the two plots (see Section 3.2), the microrelief of plot MD was smoother than on plot D at the end of the winter. This difference in crust formation was noted only on plots D and MD and not around the experimental site because these plots were isolated from surface runoff coming from the hillslope upstream. Even if the runoff generation was localized at the mid-point between drains, runoff made sedimentary crust homogeneous between the drain and midpoint.

Dry bulk density measurements (Table 5) near the experimental site reflect the consolidation of the

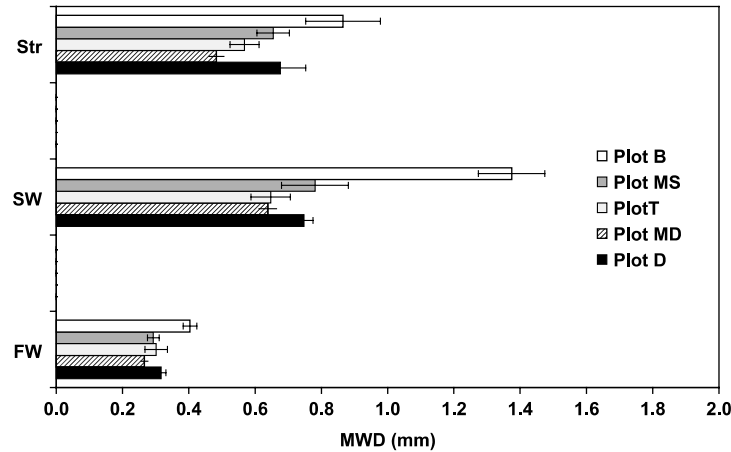


Fig. 8. Aggregate stability of the five plots expressed as mean weighted diameters (MWD) according to the three experimental tests: Str (Stirring), SW (Slow Wetting) and FW (Fast Wetting). Horizontal bars are standard deviations.

Table 4

Time evolution of microrelief measured on the five plots: middrain (MD), above drain (D), top (T), middle (MS) and bottom (B) of an hillslope

Observation date		Microrelief (mean height, mm)				
		Plot MD	Plot D	Plot T	Plot MS	Plot B
12/02/2003	Between events 1 and 2	10	10	20	20	20
12/16/2003	Between events 2 and 3	8	10	20	20	20
01/07/2004	Between events 3 and 4	7	10	20	20	18
01/19/2004	Between events 4 and 5	5	5	2	10	10
02/05/2004	Between events 5 and 6	3	5	2	5	10
03/03/2004	After event 6	3	5	2	5	5

Table 5

Mean dry bulk density (standard deviation) of the soil surface (0–5 cm) at the beginning and at the end of the experiment and of the underlying soil

	Soil surface		Underlying soil
	September (10 samples)	March (4 samples)	Oct, Jan, Feb (9 samples)
Dry bulk density (g/cm ³)	1.10 (0.060)	1.23 (0.054)	1.48 (0.040)

harrowed soil horizon (5 cm depth): the bulk density increased from 1.1 to 1.23 g/cm³ and remained lower than the underlying soil (1.48 g/cm³).

This time evolution contributed to the decrease in soil hydraulic conductivity and water storage capacity during winter by changing soil porosity and structure (Roulier et al., 2002).

Surface runoff occurrences during event 6 can be linked to the change in surface condition. Comparing with event 3 (higher rainfall intensity without measured surface runoff), we observed only structural crust before event 2 and structural and sedimentary crust before event 6. It was suggested by several authors that sedimentary crust permeability is lower than that of a structural one (Fox et al., 1998; Roulier et al., 2002). Moreover, microtopography was rougher before event 3, limiting surface runoff transfer.

At the local scale, surface runoff was first induced by high water table elevation limiting infiltration on the

MD plot (events 4 and 5). The evolution in SSCs (formation of sedimentary crust and increase in bulk density) influenced infiltration during late winter rainfall.

3.3.2. Monitored hillslope: plots T, MS and B

The degradation of the soil surface was faster on plot T and slower on plot B (Fig. 7b). The decrease in microrelief confirmed that difference (Table 4).

As suggested by the aggregate stability measurements (Fig. 8), plot B presents a higher stability and, therefore, the structural crust was only formed at the end of the recorded period and a small-formed sedimentary crust was observed.

On the contrary, on plot T, the structural crust was well formed, before event 4. As the sealing susceptibilities of plots MS and T are fairly similar (Fig. 8), the difference in structural crust formation may be related to soil moisture conditions (higher water content on plot T because of a less efficient drainage). After this event,

sedimentary crust was developing on plot T, suggesting that surface runoff occurred on this area, which was confirmed by visual observations made on the field during the event 4. Surface runoff was observed in wheel tracks and furrows on plot T but not on plots MS and B. So, it may be assumed that during this event, the inefficient drainage on plot T led to important saturation excess runoff. Note that sedimentary crust did not exceed 50% of the area because it developed only on the runoff pathway in the soil cultivation depressions. Moreover surface runoff concentrated in the thalweg nearby following wheel tracks and did not influence the SSCs of plots MS and B. Plots MS and B, which benefited from a more effective drainage installation, produced less surface runoff even on a crust-sensitive soil (plot MS).

4. Conclusion

Surface runoff rate on the experimental subsurface drained field is small (maximum 7% of the rainfall amount), which confirms the high infiltration capacity of such soils (Kao et al., 1998). After autumn harrowing, surface runoff occurred mainly at the midpoint between drains when rainfall intensity exceeded soil infiltration capacity controlled by the water table depth. Surface runoff propagation over the area above the drain depended on the drainage efficiency (depth, spacing, possibly plugging). On the field with older drainage (plot T), surface runoff volume was much greater than on the other plots under investigation, as emphasized by the evolution of the Soil Surface Characteristics (SSCs): microtopography became smooth and a sedimentary crust was well developed at the end of the winter. Drainage effectively reduces surface runoff occurrences not only by lowering the water table in winter, but also by limiting soil surface sealing as represented by the SSC evolution.

Further experiments on the old drained field (i.e. around plot T) will be carried out to confirm the frequent runoff occurrences during the winter period and to validate the use of the SSC evolution as an indicator of surface runoff. Hydrological modeling will also be used to simulate surface runoff and pressure heads in order to quantify the effects of water table and SSC evolution on infiltration. The corresponding results will be reported in a forthcoming paper.

Acknowledgements

This study was partly funded by the RIDES project, “Ruissellement, Infiltration et Dynamique des Etats de Surface” (Surface Runoff, Infiltration and Dynamics of Soil Surface Characteristics), a PNRH project (Programme National de Recherches en Hydrologie, France)

and by the French Ministry of Agriculture (DGFAR). Authors are grateful to P. Ansart and A. V. Auzet for participating in field measurements and to H. Gaillard for the laboratory measurements. Acknowledgments to F. Birgand for his precious advices in the preparation of the manuscript. Authors also thank the two anonymous reviewers for their contributions of the improvement of the manuscript.

References

- Amezketta, E., 1999. Soil aggregate stability: a review. *Journal of Sustainable Agriculture* 14 (2–3).
- Amezketta, E., Singer, M.J., Le Bissonnais, Y., 1996. Testing a new procedure for measuring water-stable aggregation. *Soil Science Society of America Journal* 60 (3), 888–894.
- Auzet, A.V., 2000. Ruissellement, érosion et conditions de surface des sols à l'échelle de versants et petits bassins versants. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches. Université Louis Pasteur Strasbourg, France.
- Auzet, A.V., Boiffin, J., Ludwig, B., 1995. Concentrated flow erosion in cultivated catchments: influence of soil surface state. *Earth Surface Processes and Landforms* 20 (8), 759–767.
- Bartoli, F., Burtin, G., Royer, J.J., Gury, M., Gomendy, V., Philipp, R., Leviandier, T., Gafrej, R., 1995. Spatial variability of topsoil characteristics within one silty soil type—effects on clay migration. *Geoderma* 68 (4), 279–300.
- Baumhardt, R.L., Römkens, M.J.D., Whisler, F.D., Parlange, J.-Y., 1990. Modeling infiltration into a sealing soil. *Water Resources Research* 26 (10), 2497–2505.
- Bouwer, H., 1959. Theoretical aspects of flow above the water table in tile drainage of shallow homogeneous soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, pp. 260–263.
- Bresson, L.M., Boiffin, J., 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma* 47 (3–4), 301–325.
- Cerdan, O., Souchere, V., Lecomte, V., Couturier, A., Le Bissonnais, Y., 2001. Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: sealing and transfer by runoff and erosion related to agricultural management. *Catena* 46 (2–3), 189–205.
- Enright, P., Madramootoo, C.A., 1994. Hydrologic response of surface and subsurface drained agricultural fields. *Canadian Agricultural Engineering* 36 (1), 15–24.
- Fohrer, N., Berkenhagen, J., Hecker, J.M., Rudolph, A., 1999. Changing soil and surface conditions during rainfall—single rainstorm/subsequent rainstorms. *Catena* 37 (3–4), 355–375.
- Fox, D.M., Le Bissonnais, Y., Quetin, P., 1998. The implications of spatial variability in surface seal hydraulic resistance for infiltration in a mound and depression microtopography. *Catena* 32 (2), 101–114.
- Hillel, D., Gardner, W.R., 1970. Transient infiltration into crust-topped profiles. *Soil Science* 109 (2), 69–76.
- Istok, J.D., Kling, G.F., 1983. Effect of subsurface drainage on runoff and sediment yield from an agricultural watershed in western Oregon, USA. *Journal of Hydrology* 65, 279–291.
- Jin, C.X., Sands, G.R., 2003. The long-term field-scale hydrology of subsurface drainage systems in a cold climate. *Transactions of the ASAE* 46 (4), 1011–1021.
- Kao, C., Nedelec, Y., Zimmer, D., 1998. Surface runoff mechanisms and modeling in subsurface drained fields. In: Brown, L.C. (Ed.), *Proc. of the 7th International Drainage Symp. Drainage in the 21st century: Food Production and the Environment*. ASAE, Orlando Florida, USA, pp. 258–266.

- Kim, S., Delleur, J.W., Mitchell, J.K., Engel, B.E., Walker, S.E., 1999. Simulation of runoff in agricultural watersheds with tile drains using an extended TOPMODEL. *Transactions of the ASAE* 42 (3), 639–650.
- Le Bissonnais, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science* 47 (4), 425–437.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D., Daroussin, J., 1998. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil and Tillage Research* 46 (1–2), 69–80.
- Le Bissonnais, Y., Cros-Cayot, S., Gascuel-Oudou, C., 2002. Topographic dependence of aggregate stability, overland flow and sediment transport. *Agronomie* 22 (5), 489–501.
- Legout, C., Leguedois, S., Le Bissonnais, Y., 2005. Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared to aggregate stability measurements. *European Journal of Soil Science* 56 (2), 225–237.
- Leonard, J., Andrieux, P., 1998. Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in southern France. *Catena* 32 (3–4), 209–223.
- Lesaffre, B., Zimmer, D., 1988. Subsurface drainage peak flows in shallow soil. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 114 (3), 387–406.
- Lowery, B., Kling, G.F., Vomocil, J.A., 1982. Overland flow from sloping land : effects of perched water tables and subsurface drains. *Soil Science Society of America Journal* 46, 93–99.
- Madramootoo, C.A., 1999. Planning and design of drainage systems. In: Skaags, R.W., van Shilgaarde, J. (Eds.), *Agricultural Drainage*. Madison, Wisconsin, USA.
- Malet, J.P., Auzet, A.V., Maquaire, O., Ambroise, B., Descroix, L., Esteves, M., Vandervaere, J.P., Truchet, E., 2003. Soil surface characteristics influence on infiltration in black marls: application to the super-sauze earthflow (southern Alps, France). *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (5), 547–564.
- McIntyre, 1958a. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science* 85 (4), 185–189.
- McIntyre, 1958b. Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. *Soil Science* 85 (5), 261–266.
- Morin, J., Benyamini, Y., Michaeli, A., 1981. The effect of rain-drop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. *Journal of Hydrology* 52, 321–335.
- Robinson, M., Rycroft, D.W., 1999. The impact of drainage on streamflow. In: Skaags, R.W., van Shilgaarde, J. (Eds.), *Agricultural Drainage*. Madison, Wisconsin, USA.
- Roque, J., 2003. *Référentiel régional pédologique de l'Ile de France à 1/250000*. INRA, Orléans, France.
- Roulier, S., Angulo-Jaramillo, R., Bresson, L.M., Auzet, A.V., Gaudet, J.P., Bariac, T., 2002. Water transfer and mobile water content measurement in a cultivated crusted soil. *Soil Science* 167 (3), 201–210.
- Skaggs, R.W., Brevé, M.A., Gilliam, J.W., 1994. Hydrology and water quality impacts of agricultural drainage. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology* 24 (1), 1–32.
- Skaggs, R.W., Nassehzadeh-Tabrizi, A., Foster, G.R., 1982. Subsurface drainage effects on erosion. *Journal of Soil and Water Conservation* 37, 167–172.
- Van der Ploeg, R.R., Horton, R., Kirkham, D., 1999. Steady flow to drains and wells. In: Skaags, R.W., van Shilgaarde, J. (Eds.), *Agricultural Drainage*. Madison, Wisconsin, USA.
- Youngs, E.G., 1999. Non-steady flow to drains. In: Skaags, R.W., van Shilgaarde, J. (Eds.), *Agricultural Drainage*. Madison, Wisconsin, USA.

Adaptation of the STICS model to subsurface drained soils

Julien TOURNEBIZE^{a*}, Cyril KAO^a, Nenad NIKOLIC^a, Daniel ZIMMER^b

^a Cemagref, Drainage and Barrier Engineering Research Unit, Parc de Tourvoie, BP 44, 92163 Antony Cedex, France

^b World Water Council, Les Docks de la Joliette, Atrium 10.3, 10 place de la Joliette, 13002 Marseille, France

(Received 16 July 2003; accepted 17 November 2003)

Abstract – The generic crop model STICS was modified to take into account shallow water-table fluctuations and subsurface drainage in the context of French waterlogged soils. This was accomplished by incorporating a subsurface drainage component into STICS code. The SIDRA (Simulation du Drainage) model was adapted to a daily time-step. For the dimensional aspect, the passage from two-dimensional drainage functioning to STICS one-dimensional conceptualization is done by taking an average water elevation between drain and mid-drain spacing. Simulation performances of the new STICS were evaluated by comparing its predictions with six years (1979–1983 and 1985–1986) of measured data from the field experiment of Arrou, located in northern France. Comparisons of STICS predictions with the measurements of drain-flow rates, total drained volumes and depths to water table for different crops and drain spacings were satisfactory. Nevertheless, the performances were better for drain spacings of less than 20 m and for winter crops or covers.

subsurface drainage / Hooghoudt's equation / crop water model / flow / water table

1. INTRODUCTION

In temperate climates, many shallow soils suffer from temporary waterlogging during humid seasons. In most cases, this waterlogging is a consequence of an accumulation of infiltrated rainwater above a geological or pedological “impervious” layer located close to the soil surface. Soil waterlogging is detrimental to crop yield and constitutes a major constraint for the management of 30% of French agricultural areas [17] (artificially drained land in France is about 3 million hectares [8]). In French waterlogged-soil areas, the waterlogging period occurs from the end of fall to the beginning of spring. By reducing climate and soil constraints, agricultural drainage contributes to increasing crop yield and optimizing soil tillage. Artificial drainage efficiency depends on drainage density, i.e. the depth of the drain base and drain spacing (about 0.9 m and 10 m, respectively, in the French context). It is commonly accepted that agricultural drainage strongly influences shallow water-table functioning.

Estimation of drain-flow rates and drained volumes are crucial in order to quantify water and solute fluxes and to assess agricultural and environmental impacts [2, 19]. Existing drainage models traditionally follow various approaches. Each kind of model is developed to satisfy specific objectives, which determine the nature of the model (conceptual, deterministic, etc.), and the particular assumptions used. Lorre and Lesaffre [15] distinguish four different model types on the plot scale: (1) saturated flow models; (2) unsaturated flow models; (3) satu-

rated and unsaturated flow models, i.e. complete models, and (4) water balance models. In model classes 1, 2 and 3, the modeling is deterministic and based on physical local equations. Generally in water balance models (class 4), the modeling is more conceptual. Model resolution is based on analytical or semi-analytical equations or based on a numerical scheme for steady state or unsteady state. These equations are derived from the solution of Laplace or Boussinesq's equation, using appropriate assumptions. In many drainage models, a steady state relationship between water-table elevation at drain mid-spacing (H) and drain-flow rate (Q) is assumed to be valid regardless of the possible effects of the time-dependent recharge on this relationship. For instance, in models such as DRAINMOD [23], EPIC-WT [20], GLEAMS-SWAT [18] or RZWQM [22], drain-flow rates are predicted by Hooghoudt's equation. In models such as SWACROP [10] or SWAP [24], Ernst's equation is used. In AGRIFLUX [1] the Bouver and van Schilgaarde equation is solved.

Among them, a comparison has been done by El-Sadek et al. [7] between two different models including different approaches: SWAP and DRAINMOD. SWAP is a one-dimensional, physically-based and daily time-step model for water, heat and solute transport in the saturated and unsaturated zones, and also includes modules for simulating irrigation practices and crop growth. SWAP takes into account hysteresis for soil hydrodynamic properties and can simulate preferential flow [21]. The water transport module in SWAP calculates water flux in the soil profile by solving Richards' equation based on Darcy's law

* Corresponding author: julien.tournebize@cemagref.fr

and by using hydraulic functions for each horizon. Drain-flow rates are calculated by applying Hooghoudt's or Ernst's equation. Moreover, SWAP distinguishes the drain-flow rate above the drain and the drain-flow rate of all the plots at the bottom profile. This is why SWAP is usually considered as a quasi-two-dimensional model [21]. On the other hand, the DRAINMOD model is based on the water balance of a thin section of soil located midway between the drains and extending from the impermeable layer to the soil surface. The percolation rate of water into the unsaturated zone from the soil surface to the top of the water table is calculated by Green and Ampt's equation. The method used to derive drainage rates is based on the assumption that lateral water movement occurs mainly in the saturated region. The drain-flow rate is also calculated by Hooghoudt's equation in steady state. When the water table rises to the surface and the surface is ponded, the DRAINMOD model switches to Kirkham's equation. The model can use different time-steps (hourly and daily). Water movements into the soil profile are vertical and depend on system depth and time. The soil profile is a succession of 10-cm horizontal layers in which water content is determined from water redistribution. In spite of the different approaches, the authors conclude that in their conditions the two models perform equally well.

Despite a few coupling attempts [e.g. 18, 20–22], drainage models are not really crop models. Inversely, most crop models do not correctly predict subsurface drainage rates. Nevertheless, taking subsurface drainage into account in crop models is a good and inexpensive way to test new management practices and to elaborate on agricultural recommendations. With the increasing application of crop models, these tools are beginning to be used as technical aids for decision-making in the areas of agronomy and the environment [5]. In an agricultural context where inputs are limited (for reasons concerning the environment, product quality, etc.) it is difficult to explain the interaction between basic processes without the help of an integrated model. STICS (Simulateur multIdisciplinaire pour les Cultures Standard) thereby appears, like many other crop models, to be useful for research on cropping systems and for assessing their agronomic or environmental impacts. STICS is a generic crop growth model constructed as a simulation tool capable of simulating agronomical variables under realistic agricultural conditions. The model is described in detail in Brisson et al. [3, 5]. It simulates crop growth as well as soil water and nitrogen balances driven by daily climatic data. It predicts both agricultural variables (yield and input consumption) and environmental variables (water and nitrogen losses). The formalism used in STICS and the parameter values are largely inspired by the existing literature. This has the advantage of being able to rely on equations that have been validated independently from each other [5].

Two main requirements must be followed to incorporate a subsurface drainage module into the new STICS version 5, as advised by the model designers: (i) the use of simple concepts and introduction of a minimum of new parameters, and (ii) the robustness of the module structure to facilitate subsequent developments.

The objective of this study is to adapt a classical drain-flow model (SIDRA, SIMulation du DRAINage, [2, 12]), to the particular water balance scheme of STICS. The modified STICS version 5 was tested against experimental data from a set of

agricultural plots in France. This paper focuses on hydraulic aspects rather than cropping management and solute transfers.

2. THEORY

2.1. STICS (version 4) water balance concept in soil

STICS is a soil-plant-atmosphere model with an atmospheric upper boundary (characterized by standard climatic variables: net radiation, minimum and maximum temperatures, precipitations, reference evapotranspiration or eventually wind and air moisture) and with a soil/subsoil lower boundary. This dynamic model operates on a daily timescale and simulates carbon, nitrogen and water balances of the soil-plant-atmosphere system for various agricultural cases. Data required to run the model relate to climate, soil (water and nitrogen initial profiles and permanent soil features) and crop management.

The soil is described as a vertical succession of layers. Each layer is characterized by water quantity, organic matter and nitrogen content. The model uses the concept of field capacity and introduces two porosity classes. Description of soil includes four compartments: microporosity (or textural porosity), macroporosity (or structural porosity), cracks (in the case of swelling clay soils) and stones. The soil is divided into five horizons but calculations in the microporosity are done per 1-cm-thick layer. Water transport in soil micropores is calculated for each 1-cm layer using a tipping bucket approach. Parameters concerning soil hydrodynamic properties are provided for each horizon: field capacity, permanent wilting point, bulk density, stone content and type of stone and infiltrability. Water supplies cascade down, filling up the layers up to field capacity. The permanent features of the 1-cm layers (field capacity, permanent wilting point and bulk density), as well as initial water content, are deduced from those of the 5 horizons describing the soil. The macroporosity and the crack compartments play a role in drainage and run-off processes. For each horizon, a daily infiltration parameter is defined that can limit the amount of infiltrated water, thereby filling up the macropores in the horizon. For non-swelling soils, macroporosity is calculated as usual on the basis of the total porosity (a function of bulk density) and field capacity. Water thereby reaching the horizon above can be used to supply the micropores, before filling the macropores. In those conditions, the STICS version 4 water balance module does not predict subsurface drainage flow.

2.2. Coupling and adapting the agricultural drainage module

2.2.1. SIDRA

The SIDRA model uses an original approach combining analytical and numerical resolution techniques. An analytical approach leads to spatial integration of Boussinesq's equation. It is based on the assumption of either a constant water table shape allowing the separation of the variables in the Laplace equation, or a time-dependent water table shape. The final differential equation, providing the water table elevation midway between drains, depends only on time and is solved by a simple numerical technique (the Runge-Kutta method). Due to its original approach, the SIDRA model has in addition the advantage

of accurately simulating peak flows. The model uses hydrometeorological data (rainfall and potential evapotranspiration) as input data and provides the hourly midpoint water table level and drain-flow rate as output data. Depth-dependent soil properties are taken into account by the model. SIDRA introduces the drainable porosity concept that takes into account interactions of the water table with the unsaturated zone. The drainable porosity (μ) is defined as the ratio between the volume of water released or stored as the water table moves by unit distance and the volume of drained material affected by the water-table movement.

SIDRA uses net recharge for each time-step and calculates water-table elevation fluctuations at the drain mid-spacing and drain-flow rates. The net recharge is defined as the difference between rainfall and evapotranspiration. The assumption that the net recharge of the water table is equal to the infiltrated rainfall is in generally realistic for wet periods [11]. Drainage design is characterized by a constant spacing between the parallel drains and by the tile depth. The differential equation is derived from Boussinesq's equation and can be written as [2]:

$$C \cdot \mu \cdot \frac{dH(t)}{dt} = R(t) - J(H) - H(t) \cdot \mu \cdot \frac{dC}{dt} \quad (1)$$

where C is a water-table shape factor [-], μ drainable porosity [-], $H(t)$ water-table elevation at drain mid-spacing for the time t [L], $R(t)$ net recharge for the time t [$L \cdot T^{-1}$], $J(H)$ Hooghoudt's function and corresponds to the drain-flow rate in steady state [$L \cdot T^{-1}$]. For more details on the water-table shape factor, see [9].

Hooghoudt's formulation in the case of a drain lying on the impervious barrier, is defined as:

$$J(H) = \frac{K \cdot H(t)^2}{L^2} \quad (2)$$

with K , saturated hydraulic conductivity [$L \cdot T^{-1}$] and $2L$, drain spacing [L].

2.2.2. Boussinesq's equation simplification

The right term of equation (1) shows that the drain-flow rate can be expressed as the sum of three components. The first term represents the recharge contribution. The second term represents the water-table contribution. The third term corresponds to contribution due to water storage affected by changes in the water-table shape. The relative weight of these three components depends on the drained system properties and on the simulation time-step. Concerning the drained system, Bouarfa and Zimmer [2] showed that a particular combination of parameters determines the relative weight of the three components. Indeed, this factor (called σ) determines how peaky the response of a drainage system is. It is defined as:

$$\sigma = K / (\mu^2 \cdot L^2) \quad [L^{-1} \cdot T^{-1}]. \quad (3)$$

Most French drained soils are usually characterized by a factor σ greater than 1: they are called "nervous" and the changes in water-table shape occur very quickly. As a consequence, it can be assumed that water-table deformations have minimal impact on simulations even at the hourly time-step. Thereby in the case of the daily STICS model, the third component on the right-

hand side of the equation (1) can be neglected. Hence equation (1) is rewritten as:

$$C \cdot \mu \cdot \frac{dH(t)}{dt} = R(t) - J(H). \quad (4)$$

After this first step, the second right-hand term of the right equation (4) is tested. A study of time-step sensibility was done to assess its influence on drain-flow calculation. The simplified approach is compared with the complete model based on the SIDRA model (Eq. (1)). The complete model [2] is based on numerical computation of Boussinesq's equation and calculates the three components of drain flow. The complete model can simulate drain-flow rates for different time-steps: 1 hour, 4 h, 8 h, 16 h, 24 h and 48 h. In comparison, drain-flow rates are computed by different simplified approaches including the two-component equation (5 derived from 4) and the one-component ($J(H)$) equation (6 simplified from 5):

$$Q(t) = A \cdot J(H) + (1 - A) \cdot R(t) = A \cdot \frac{K \cdot H^2}{L^2} + (1 - A) \cdot R(t) \quad (5)$$

$$Q(t) = J(H) = \frac{K \cdot H^2}{L^2} \quad (6)$$

where $Q(t)$ is drain-flow rate [$L \cdot T^{-1}$]; A is a dimensionless water-table shape factor defined as the ratio of the first water-table shape factor B by C , the second water-table shape factor [-]; $R(t)$ net recharge [$L \cdot T^{-1}$].

The first and second water-table shape factors B and C are defined analytically in [2], and the third water-table shape factor A is deduced from A and B by the relation: $A = B/C$. For example, in the case of drains lying on the impervious barrier and for steady state the water-table shape is elliptic and $B = \pi/4 = 0.785$, $C = 0.904$ and $A = 0.869$ [24].

Hence, in order to assess the weight of simplification, simplified (Eqs. (5, 6)) drain-flow rates were used to compare the time-step effect on the quality of the simulation considering two different drained systems: a "nervous" system ($\sigma = 1.25 \text{ m}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) and a "slow" system ($\sigma = 0.05 \text{ m}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$). These values correspond to a range of possible values in land drainage. The highest one ($1.25 \text{ m}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) would correspond to large values of K , small values of μ , and small drain spacings (for instance, $K = 1 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$; $\mu = 1.9\%$ and $L = 6 \text{ m}$). The lowest one ($0.05 \text{ m}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) would correspond to small values of K , large values of μ , and larger drain spacings (for instance $K = 0.25 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$; $\mu = 3.6\%$ and $L = 8 \text{ m}$). We compared the efficiency of complete (which is considered as a reference) and simplified simulated drain-flow rates for each time-step and system. For this theoretical approach, one representative set of data is taken from those described in Section 3.

Moreover, the Nash criterion e [16] is used. It is defined as:

$$e = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{b_i} - Q_{s_i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{b_i} - \bar{Q}_b)^2} \quad (7)$$

where Q_{b_i} is the drain-flow rate computed from the complete Boussinesq equation (reference simulation) at time i , Q_b the

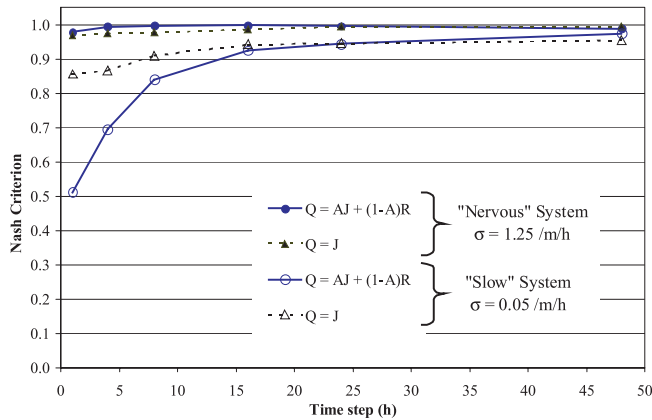


Figure 1. Nash's criterion versus time-step to compare the daily drain-flow rates between the two simplified models and the reference complete model in the case of a "nervous" system and a "slow" system.

corresponding average complete value computed in n time, and Q_{si} the drain-flow rate computed by one of the two simplified models (Eq. (5) or (6)). The greater the consistency between the two simulated sequences (complete and simplified), the higher the Nash criterion would be. It reaches 1 when both sequences are identical.

Figure 1 presents the Nash criterion values versus time-step. The curve of the "slow" response system ($\sigma = 0.05 \text{ m}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) shows two parts. For small time-steps, simplified models differ from the complete model. Calculated Nash criterions are below 0.9. This kind of system does not generate high peak-flow rates. The "net recharge" term in equation (5) and water-table shape changes cannot be neglected for small time-steps. Water-table recharge contributes to inflating the water-table shape and mitigates its effects on the drain-flow rate. Nevertheless, the Nash criterion is improved with increasing time-steps. For 24 h the output data for simplified and complete models are almost the same ($e > 0.94$).

For the "nervous" system, both kinds of calculation are close for each time-step (Nash criterion values between 0.97 and 1). Fast-response systems ($\sigma = 1.25 \text{ m}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) generate high peak flows because of the quick inflating/deflating processes of the water table. In such systems, peak-flow values largely exceed the transient recession stage $A(t)\cdot J(t)$ component. Besides, at a daily time-step, water-table shape changes are fast enough to be neglected in the computations so that drain-flow rates can be evaluated by equation (5) or (6).

We conclude that in both cases (nervous and slow systems) errors due to simplified equations (5) and (6) decrease (e greater than 0.9) when the time-step increases (t greater than 16 h). Concerning STICS adaptation, this daily time-step is supposed to be acceptable and STICS drain-flow rates calculation uses the simplest expression: equation (6).

2.3. Effective incorporation of the drainage module into the STICS model

The previous STICS version 4 did not take into account sub-surface drainage. Water in excess in the soil profile is directly

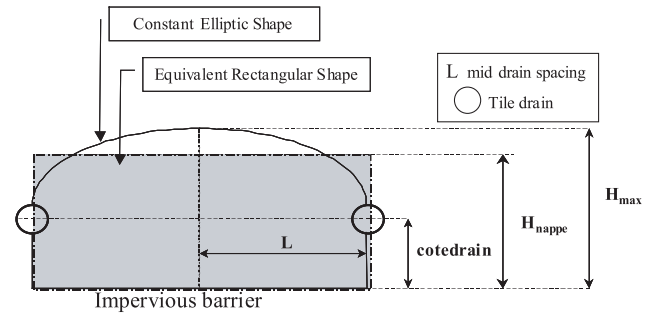


Figure 2. Conceptual scheme of drained shallow water table in soil profile.

evacuated as surface runoff. Our adaptation is based on the calculation of an equivalent drain-flow rate and on integrating this water quantity into a new final water balance. This operation needs two steps: (1) dimensional coupling (to transform the two-dimensional drained system SIDRA model into a one-dimensional plot-scale column system) and (2) time coupling (to transform the hourly SIDRA time-step into the daily STICS time-step) including new concepts. In the following, the variables are those used in STICS.

2.3.1. Dimensional coupling

To transform the 2D drained hydraulic functioning into a 1D column system, the concept of equivalent drainage behavior is introduced by way of an average water table elevation (H_{nappe}), shown in Figure 2. This approach is similar to those developed in the AGRIFLUX model [1]. The general shape of the water-table elevation between drain area and mid-drain spacing could be assumed to be constant. This entails that the shape draws a semi-ellipse (in the case of drains lying on the impervious layer). Considering the first water-table shape factor (B) as constant, the area of the semi-ellipse, in a two-dimensional water-table representation, must be identical to the area of the rectangle in the one-dimensional STICS representation. This average water-table elevation (H_{nappe}) is mathematically linked to the mid-drain spacing water-table elevation (H_{max}) by integrating the water-table elevation function depending on the distance from the mid-drain spacing to the drain, as:

$$H_{max} = \frac{H_{nappe} - \text{cotedrain}}{B_{formnappe}} \quad (8)$$

in which "cotedrain" is the measured tile-drain elevation [L] and $B_{formnappe}$ is the first water-table shape factor ($B = 0.785$, drains lying on the impervious layer) [-].

The dimensional coupling needs to add complementary assumptions. First, the drainable porosity (μ) is supposed to be equal to the macroporosity compartment of the STICS model ("calmacro"). When gravity flows appear after microporosity saturation in the soil, water fills the macroporosity up and defines an equivalent shallow water table. The roof of the water table is equal to the highest level of the layer in which the macroporosity is waterlogged. This height corresponds to the average water table H_{nappe} . Fixing the value of the drainable

porosity (see Sect. 2.3.4), equation (9) allows the calculation of the other water contents (field water capacity hcc):

$$hcc(nh) = \left[\left(\frac{1 - da(nh)}{2.66} \right) - \left(calmacro \cdot \frac{1}{10 \cdot epc(nh)} \right) \right] \cdot \frac{100}{da(nh)} \quad (9)$$

where $epc(nh)$: depth of soil layer of the soil horizon nh [L]; $da(nh)$: bulk density of the soil horizon nh [$M \cdot L^{-3}$].

Secondly, the lower boundary in the last soil horizon is supposed to be an impervious barrier fixing a low value (close to zero) of the hydraulic conductivity ($ksol$).

The average water-table elevation (H_{nappe}) is assimilated to the excess level profile obtained by the STICS model considering water excess that fills and circulates into macroporosity (see Sect. 2.1).

2.3.2. Time coupling

For every daily time-step (Sect. 2.2.2), an average water-table elevation is calculated and maximum water-table elevation at mid-drain spacing (H_{max}) is deduced (Eq. (8)). With the drained system parameters, and H_{max} , a drained water quantity (assimilated to the drain-flow rate) is calculated, eventually including some exchanges between successive horizons according to the following expression (derived from Eq. (6)):

$$q_{drain} = \frac{ksol \cdot H_{max}^2}{ldrain^2} \cdot 10 \quad (10)$$

where q_{drain} : drain-flow rate [$L \cdot T^{-1}$]; $ksol$: hydraulic conductivity [$L \cdot T^{-1}$]; H_{max} : maximal water-table level at mid-drain spacing [L]; $ldrain$: semi-drain spacing [L]; 10: conversion coefficient.

2.3.3. Algorithm

Both couplings were integrated into the STICS algorithm by adding the module to a subroutine, LIXIV.FOR, of the STICS model. The subroutine LIXIV.FOR manages water and nitrogen transport in the soil profile: for each daily time-step, a drain-flow rate is estimated and withdrawn from the soil column. The drained water amount is removed from water contained in the macroporosity. Thereby a new average water-table elevation is determined in the soil profile by redistribution of water moving upwards in the soil profile (Fig. 3).

2.3.4. Parameter determination

Model parameters can either be measured in situ during drainage project planning, or calibrated on experimental drain-flow recession curves, or on experimental drain-flow rates and water-table elevation sequences. Field effective and depth-dependent values of hydraulic conductivity and drainable porosity are seldom available [25]. A few methods are available [14] including Guyon's pumping test [6] that, although lengthy to implement, appears to be the most accurate method. In French subsurface drained soils, drainable porosity ranges generally between 1 and 8%. The order of magnitude of drainable porosity and saturated hydraulic conductivity could be deter-

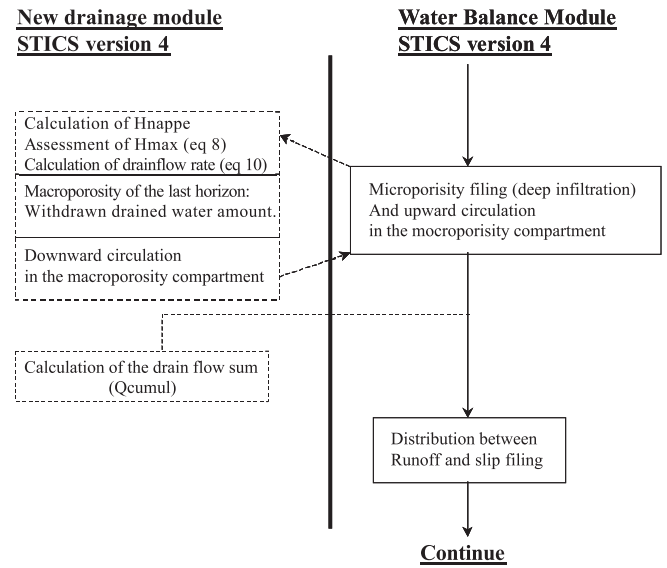


Figure 3. Integration of the drainage module in subroutine LIXIV.FOR (dashed line shows the pathway when drainage module is activated).

mined by the STICS users by taking into account a simplified soil typology and corresponding data available in Table I. Table I gathers soil types that are mainly represented in France.

3. TEST METHODOLOGY: EXPERIMENTAL DATA USED

To assume practical applications of the model, no attempt to calibrate parameters was carried out. Outputs provided by the modified STICS model were compared with water-table depths, drain-flow rates and cumulated drainage volumes measured on a set of experimental plots. In order to test the model, water balances were compared and Nash's criterion was used.

The monitored plots were in the experimental site in Arrou [12], located in the southwest of the "Bassin Parisien". The Arrou site included eight experimental plots of about 2 hectares. Seven of them were equipped with drains with different spacings (see Tab. II), and one undrained control plot. Drained flows in some plots had been measured using calibrated overflow containers (V-notch weirs) in which water height was recorded at hourly time-intervals. Observation wells had been

Table I. Value of drainable porosity and saturated hydraulic conductivity according to mainly French soil textures.

Soil texture	Drainable porosity value	Saturated hydraulic conductivity
Sandy	6–8%	5–10 m·d ⁻¹
Loamy	3–4%	1 m·d ⁻¹
Clay	1–4%	0.01–0.1 m·d ⁻¹

Table II. Characteristics of the measured plots, Arrou, France.

Plot	Surface (ha)	Drain spacing (m)	Year	Crop
1	2.006	10	85–86	Wheat
6	2.004	10	78–79	Wheat
6	2.004	10	79–80	Corn
6	2.004	10	81–82	Wheat
6	2.004	10	82–83	Corn
2	2.006	15	80–81	Rye grass
8	2.004	20	81–82	Wheat
8	2.004	20	82–83	Wheat

set up in the plots and automatically monitored the water-table height. The hourly data were used to obtain the daily values (total daily drain-flow rate, mean daily water-level elevation). The soil is a luvisol with a silty-clayey texture to a depth of 0.50 m and then clayey-silty from 0.50 to 1.30 m. The depth of the impervious layer is considered to be 0.80 m. Soil properties are supposed to be similar for all plots. The values of drainable porosity and mean hydraulic conductivity are, respectively, 3% and $30 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ [13]. Tests were done for several situations (crop and drain spacing over several years) for which data were available. As shown in Table II, the plots were conducted under maize, winter wheat or rye grass. Conventional tillage practices, consisting of a sequence of moldboard plow, harrow and rotary hoe, were adopted in the plots. Comparison was focused on the well-known intensive drainage season. Generally in subdrainage monitoring, four periods are distinguished in the whole drainage season. The first drain-flow

rates correspond to the beginning of the drainage season. The second period is the intensive drainage season (almost all “net recharges” are converted into drain-flow rates). The third period corresponds to the end of the drainage season, and the fourth period corresponds to springtime drainage, which occurs for a few springtime events. The main points to check are the first drainage events (when water soil storage capacity starts to get full) and the total discharge during the intensive drainage season.

4. RESULTS AND DISCUSSION

Table III summarizes the statistical results of the simulations. For the intensive drainage season, the observed amount of precipitations and discharge are shown. In most cases, simulated drain-flow rates agree with the observed data. For each simulation, Nash’s Criterion e was computed from predicted and measured drain-flow rate values, restricted to the intensive drainage season. This method is justified because the simulations are thus independent of the initial conditions and drain-flow rates are generally null the rest of the year. Analysis of Nash’s Criterion e raises two points. With e greater than 0.5 (between 0.56 for plot 6, 1982–1983, and 0.77 for plot 6, 1981–1982), the model shows an acceptable accuracy with the observed drain-flow rate. However, for the large drain spacing (20 m in plot 8), criterion e is less than 0.5 (0.01 and 0.25, respectively, for 1981–1982 and 1982–1983) whereas for plot 6, criterion e is equal to 0.77 and 0.56 for the same years. In this particular case, the model does not predict the drain-flow rate accurately. It is probably due to constant values of the drainage parameters (the water-table shape factor and drainable

Table III. Statistical results of the simulated and observed data for the Arrou survey, 1979–1983 and 1985–1986 (P: precipitation; ΣQ_{obs} : observed cumulative drain-flow rate; ΣQ_{STICS} : simulated cumulative drain-flow rate; $\Sigma \text{ETP}_{\text{STICS}}$: simulated cumulative evapotranspiration; ΣR_{STICS} : simulated cumulative runoff; $\text{WB} = \Sigma Q_{\text{STICS}} + \Sigma \text{ETP}_{\text{STICS}} + \Sigma R_{\text{STICS}}$: simulated water-balance value; error $\text{WB} = \text{P} - \text{WB}$: error between observed precipitation and simulated water balance; error TotalQ (mm and %): error calculated between total observed drain-flow rates and total simulated drain-flow rates, respectively, in mm and in percentage; e_Q : Nash’s criterion e computed on daily drain-flow rates).

Plot	Year	Intensive drainage season	Precipitation mm	ΣQ_{obs} mm	ΣQ_{STICS} mm	$\Sigma \text{ETP}_{\text{STICS}}$ mm	ΣR_{STICS} mm	WB mm	error WB	error TotalQ mm	error TotalQ %	e_Q
6	78	01/19/79–04/10/79	221.3	200.28	184.35	39.3	0	223.65	–1.06%	15.93	7.95%	0.7642
6	79	12/09/79–04/01/80	315.6	206	249.14	55.35	1.44	305.93	3.06%	–43.14	–20.94%	0.6341
6	81	12/15/81–01/21/82	144	138	128	15.8	0	143.8	0.14%	10	7.25%	0.7743
6	82	12/06/82–05/14/83	375	227	277.9	81.9	19.8	295.35	1.21%	–50.9	–22.42%	0.5667
1	85	02/24/86–04/27/86	103.8	44	57.5	42.17	0	99.67	3.98%	–13.5	–30.68%	0.3848
2	80	12/20/80–03/28/81	227	146	171	47.63	6.94	225.57	0.63%	–25	–17.12%	0.6285
8	81	12/15/81–01/26/82	131	61	98.6	15.11	19.9	133.61	–1.99%	–37.6	–61.64%	0.0176
8	82	12/06/82–04/11/83	285	113	161	79.01	56.01	296.02	–3.87%	–48	–42.48%	0.2512

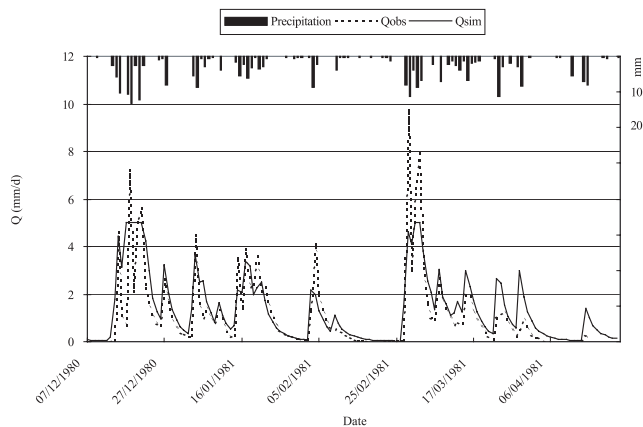


Figure 4. Daily simulated (Q_{sim}) and observed (Q_{obs}) drain-flow rate ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) curves for Plot 2 ($L = 15$ m), 1980–1981, and precipitation curve.

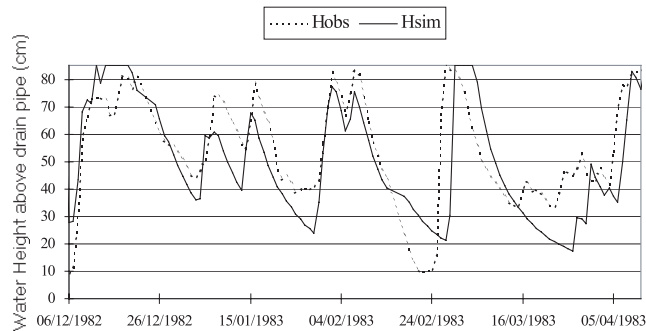


Figure 5. Daily simulated (H_{sim}) and observed (H_{obs}) water-table elevation above drain pipe (85 cm depth) for Plot 8 ($L = 10$ m), 1982–1983.

porosity non-applicable for longer distances) used in the simplified model. As an example, observed and simulated curves for plot 2, year 1980–1982 are reported in Figure 4. The estimated values are very close to the observed ones.

A detailed analysis of Figure 4 reveals that for the whole intensive drainage season, discrepancy between measured and estimated data is greatest for peak flows, and the simulated drain-flow rate cannot exceed a limit, which is determined by the maximum water-storage amount in the soil profile depending on the drainage parameters. For all simulation cases, the model predicts water-level elevation accurately. From a qualitative point of view and in spite of drain volume discrepancy between measured and observed values for plot 8, the simulated water-table elevation above the drain, Figure 5, shows a trend in accordance with the observed data. This point underlines STICS' ability to assess interaction between crop root development and waterlogged conditions. The crop influence is also evaluated for plot 6 [1978 to 1982]. Nash's criterion is higher in the case of winter wheat (0.76 and 0.77, respectively, for 1978 and 1981) than in the case of corn (0.63 and 0.56, respectively, for 1979 and 1982). Before the corn sowing date (in May), there is no cover and the plot soil is assumed to be bare. The error could be attributed to a bad estimation of the soil

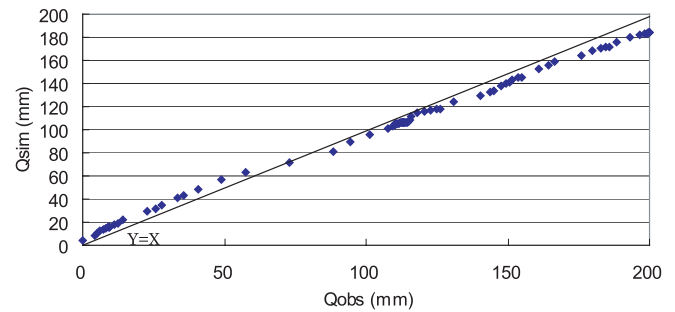


Figure 6. Cumulative simulated drain-flow rate versus cumulative observed drain-flow rate for intensive drainage season of Plot 6 ($L = 10$ m), 1979–1980.

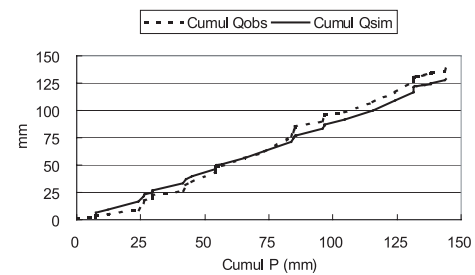


Figure 7. Double cumulative curves: cumulative simulated ($\text{Cumul } Q_{sim}$) and observed ($\text{Cumul } Q_{obs}$) drain flow rates and cumulative precipitation for intensive drainage season of Plot 6 ($L = 5$ m), 1981–1982.

evaporation. Nevertheless, for a bare soil, interactions between the crop and waterlogged conditions do not exist.

Simulated water-balance terms (simulated Runoff, Discharge and ETP) are presented for different situations (plot, crop and year) and the sums are compared with total precipitation for the same period. The error between the simulated water balance and observed precipitation (error WB) is inferior to 4%. Concerning the comparison of cumulative observed and simulated drainage discharge, the double cumulative curve and observed versus simulated curve are used to assess the performance of the simulation (Figs. 6, 7). It confirms that the modified STICS model predicts water balance for subsurface drained soils with an acceptable error.

On the whole, the statistical analysis of simulated and observed data, as shown in Table III, reveals that the model is able to predict observed drain-flow rates with a good accuracy. Excess water input generates drain-flow rates. Recession tails are also well simulated. Initial conditions are crucial to correctly predict first drainage events. Nevertheless, this study highlights three main problems in the model. Peak flows are not well simulated, mainly due to the simplification of equation (6). Otherwise the model reaches its limits in the case of large drain spacings (greater than 20 m). However, in the French context, drain spacing is most of the time between 10 and 15 m. A third drawback of the model concerns spring episodes that are apparently badly simulated. It is generally linked to rainfall intensity, fugacity and other non-drainage parameters. A daily time-step is not appropriate in these cases. The validation study shows

that model performances are linked to the considered crop. We conclude that the modified STICS model presented herein is acceptable for drain spacings of less than 20 m and for a winter crop or cover.

5. CONCLUSION

The new version 5 of STICS needed to adapt the classical approach to integrating a subdrainage module, reaching the objectives of simple, robust and modular formulation. Therefore approximate methods are preferred and used to simulate drain-flow rate to avoid prohibitive computer times for long-term simulations due to the application of numerical solutions to non-linear differential equations. Concerning subsurface drainage, Hooghoudt's equation is widely used to estimate drain-flow rates in steady state: we have shown that for a sufficiently long time-step (greater than 16 h), this simplified equation provides correct prediction of flow rates and water-table heights. The SIDRA model [12] was thus adapted to a daily time-step. Besides introducing agricultural drainage into the STICS model, the main difficulty lies in a realistic water-balance management compatible with subsurface drainage modeling. For the dimensional aspect, the passage from the 2D or pseudo-2D classical approach to STICS conceptualization is done by taking the equivalent water elevation between the drain and mid-drain spacing. Its value depends on a parameter (B or $B_{formnapp}$ in STICS) that is defined as a water-table shape factor and the analogy between the STICS defined macroporosity parameter and the classical drainable porosity (μ). Drain-flow rates are calculated, hence the equivalent water amount is withdrawn from the soil profile, and finally a new water-table elevation is defined. This new original drainage module has been included in the STICS version 4.0 algorithm. This hydraulic aspect leads to the adaptation of STICS including geometrical, water-balance calculation and time discretization aspects.

The STICS approach needs a minimum of new parameters. Drainage parameters were introduced. Geometrical parameters such as drain spacing and depth of drain pipe are obvious input parameters. The conceptual hydraulic parameter B ($B_{formnapp}$) is supposed to be equal to 0.785 (assuming that the drains rest on an impervious layer), [12]. Hydraulic conductivity (K_{sol}) has to be measured in the field or determined from laboratory experiments. Determination of the drainable porosity is indirect. From the value in Table I, a new humidity field capacity is calculated (Eq. (8)).

These theoretical results have been tentatively validated in the field experiment of Arrou (France). The model provides the daily drain-flow rate, daily water-table elevation, and cumulative drain-flow rate. Simulations were conducted between the years 1978 and 1986 under different crops (wheat, corn and rye grass) and different drain spacing (10, 15, 20 m) in plots. On the whole, the simulations are in a good agreement with the observed data. Recession tails are well reproduced. Nash's Criterion confirms the relative accuracy of the model. For the intensive drainage season, the water-balance calculation and cumulative drain-flow rate comparison led to acceptable precision. Moreover, this study underlines the model's limits in

predicting peak-flow events for large drain spacings and bare soils.

Further work should be carried out to extend this concept. Indeed, these results should allow the integration of water-logged consequences on crops (growth and yield). Interaction functions between the water level and crop roots' activities have been introduced in [4] and should be incorporated into STICS version 5.0. These perspectives should take into account water stress on wheat, and solute transport under waterlogged conditions.

Acknowledgements: The authors thank the STICS team (Dr. N. Brisson and D. Ripoche, from INRA) for their help with incorporating the subsurface drainage module into the STICS algorithm.

REFERENCES

- [1] Banton O., Larocque M., AgriFlux 2.0: Manuel d'utilisation. Logiciel d'évaluation des pertes environnementales de nitrates et pesticides agricoles. INRS-Eau, Université du Québec, 1997, 145 p.
- [2] Bouarfa S., Zimmer D., Water-table shapes and drain flow rates in shallow drainage systems, *J. Hydrol.* 235 (2000) 264–275.
- [3] Brisson N., Mary B., Ripoche D., Jeuffroy M.H., Ruget F., Nicoullaud B., Gate P., Devienne-Barret F., Antonioletti R., Durr C., Richard G., Beaudoin N., Recous S., Tayot X., Plenet D., Cellier P., Meynard M., Delécolle R., STICS: a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parametrization applied to wheat and corn, *Agronomie* 18 (1998) 311–346.
- [4] Brisson N., Rebière B., Zimmer D., Renault P., Response of the root system of a winter wheat crop to waterlogging, *Plant Soil* 243 (2002) 43–55.
- [5] Brisson N., Gary C., Justes E., Roche R., Mary B., Ripoche D., Zimmer D., Sierra J., Bertuzzi P., Burger P., An overview of the crop model, *Eur. J. Agron.* 18 (2003) 309–332.
- [6] Dorsey J.D., Ward A.D., Fausey N.R., Bair E.S., A Comparison of 4 Field Methods for Measuring Saturated Hydraulic Conductivity, *Trans. ASAE* 33 (1990) 1925–1931.
- [7] El-Sadek A., Feyen J., Berlamont J., Comparison of models for computing drainage discharge, *J. Irrig. Drain. Eng.* 127 (2001) 363–369.
- [8] French Ministry of Agriculture and Fishery. 2001. Analyse de l'évolution des aménagements hydro-agricoles pour la période 1980–1996, Ed. Cemagref, DERF, MAP, 9 p. + Annexes (in French).
- [9] Hartani T., Zimmer D., Lesaffre B., Drainage of sloping lands with variable recharge: Analytical formulas and model development, *J. Irrig. Drain. Eng.* 127 (2001) 8–15.
- [10] Kabat P., van den Broek J.B., Feddes R.A., WACROP: a water management and crop production simulation model, *I.C.I.D. Bull.* 41 (1992) 61–64.
- [11] Kao C., Bouarfa S., Zimmer D., Steady state analysis of unsaturated flow above a shallow water-table aquifer drained by ditches, *J. Hydrol.* 250 (2001) 122–133.
- [12] Lesaffre B., Zimmer D., Subsurface Drainage Peak Flows in Shallow Soil, *J. Irrig. Drain. Eng.* 114 (1998) 387–406.
- [13] Lesaffre B., Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgés : débits de

- pointe et modèle SIDRA, Ph.D. Thesis, Université Paris VI, 1988, 334 p. (in French).
- [14] Lesaffre B., Field measurement of saturated hydraulic conductivity and drainable porosity using Guyon's pumping test, *Trans. ASAE* 33 (1990) 173–178.
- [15] Lorre E., Lesaffre B., Skaggs R.W., Comparison of Models for Subsurface Drainage in Flat and Sloping Lands, *J. Irrig. Drain. Eng.* 120 (1994) 266–277.
- [16] Nash J.E., Sutcliffe J.V., River flow forecasting through conceptual models, *J. Hydrol.* 10 (1970) 282–290.
- [17] Penel M., Conduites des céréales en conditions d'excès d'eau : l'hydraulicien et l'excès d'eau, *Perspect. Agric.* 126 (1988) 22–30 (in French).
- [18] Reyes M.R., Bengtson R.L., Fouss J.L., GLEAMS-WT hydrology submodel modified to include subsurface drainage, *Trans. ASAE* 37 (1994) 1115–1120.
- [19] Robinson M., Impact of improved land drainage on river flows, Institute of Hydrology Report No. 113, Wallingford UK, 226 p. (1990).
- [20] Sabbagh G.J., Fouss J.L., Bengtson R.L., Comparison of EPIC-WT and DRAINMOD simulated performance of land drainage systems, *Trans. ASAE* 36 (1993) 73–79.
- [21] Sarwar A., Bastiaanssen W.G.M., Boers T.H.M., Van Dam J.C., Evaluating drainage design parameters for the fourth drainage project, Pakistan by using SWAP model: Part I – calibration, *Irrig. Drain. Syst.* 14 (2000) 257–280.
- [22] Singh P., Kanwar R.S., Modification of RZWQM for simulating subsurface drainage by adding a tile flow component, *Trans. ASAE* 38 (1995) 489–498.
- [23] Skaggs R.W., A water management model for artificially drained soils. North Carolina University State, Raleigh, 1980, 54 p.
- [24] van Dam J.C., Huygen J., Wesseling J.G., Feddes R.A., Kabat P., van Walsum P.E.V., Groenendijk P., van Diepen C.A., Theory of SWAP version 2.0; simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil / Water / Atmosphere / Plant environment, Wageningen Agricultural University and DLO Winand Staring Centre, Wageningen, 1997.
- [25] Zimmer D., Lorre E., Lesaffre B., Parameter sensitivity and field evaluation of SIDRA model, *Irrig. Drain. Syst.* 9 (1995) 279–296.

