

Université du Québec
Institut national de la recherche scientifique
Centre Eau Terre Environnement

**MODÉLISATION HYDROLOGIQUE
D'UN MICRO-BASSIN AGRICOLE DRAINÉ :
ANALYSE DES PERFORMANCES DE MODÈLES COUPLANT
EAUX DE SURFACE ET EAUX SOUTERRAINES**

Par

Mushombe Muma

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Philosophiae Doctor (Ph.D.) en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Examinatrice interne et présidente de jury	Christine Rivard, chercheure Commission Géologique du Canada
Examineur externe	Stéphane Godbout, chercheur IRDA
Examineur externe	Mauro Sulis, chercheur Université de Bonn
Codirecteur de recherche	Silvio J. Gumiere, professeur Université Laval
Directeur de recherche	Alain N. Rousseau, professeur INRS-ETE

Août 2015

Aux enfants de l'humanité, croupissant dans la misère la plus terne orchestrée par des guerres du sprint aux ressources ..., dans l'espoir que les Femmes et les Hommes de demain fabriqueront plus des « missiles » à distribuer de l'eau potable que des missiles à clochardiser d'autres peuples.

REMERCIEMENTS

Savoir dire merci, exprimer sa gratitude, pourrait être la voie royale vers le bonheur. Cependant, exprimer sa reconnaissance n'est pas toujours facile. Parfois les mots nous manquent et l'émotion nous paralyse. Comme « *il n'y a pas d'hiver sans neige, de printemps sans soleil, et de joie sans être partagée* » (proverbe serbe) et qu' « *il faut tout un village pour éduquer une personne humaine* » (proverbe africain), je vais essayer d'exprimer ma profonde gratitude en quelques mots à toutes les personnes m'ayant – directement ou indirectement, scientifiquement, matériellement et/ou moralement, de loin ou de près – aidé tout au long de mes travaux de thèse.

Mes vifs remerciements vont en tout premier lieu à mon directeur Alain N. Rousseau pour m'avoir encadré, soutenu et fait partagé sa passion pour la recherche. Sa confiance en moi et son professionnalisme ont été pour beaucoup dans l'accomplissement de ce cheminement. C'est vrai qu' « *un homme ne découvre jamais mieux son caractère qu'en traçant celui d'autrui* » (Jean-Paul Sartre). À l'exemple d'Épicure et de son école qui pratiquaient entre autres le souvenir de belles choses comme exercice spirituel, je reste persuadé qu'au-delà de ses qualités scientifiques, ses encouragements, conseils avisés et qualités humaines resteront à jamais gravés dans mon fort intérieur.

Je remercie chaleureusement mon co-directeur Silvio José Gumiere de m'avoir guidé et communiqué sa rigueur scientifique. « *Tous les hommes pensent que le bonheur se trouve au sommet de la montagne, alors qu'il réside dans la façon de la gravir* » disait Confucius. Merci à “ Grand Maître ” Silvio de m'avoir aidé à gravir la montagne!

Je suis profondément reconnaissant pour l'honneur que Stéphane Godbout, Mauro Sulis et Christine Rivard m'ont fait en acceptant de participer au jury, et surtout pour le temps consacré à la lecture et au jugement de cette thèse. Leurs commentaires ont contribué à son enrichissement.

En revenant au moment où tout avait commencé, je tiens à remercier Sylvain Weill pour m'avoir initié à utiliser le modèle hydrologique CATHY et François Birgand, professeur à North Carolina State University, pour les directives fournies afin d'accéder au code et au manuel du modèle DRAINMOD. Je transmets également mes remerciements à Sara Bonetti, Asma Chemingui et Carlotta Scudeler pour l'un ou l'autre de nos partages sur CATHY.

Un grand merci au Professeur Claudio Paniconi pour la richesse des échanges scientifiques au cours de nos rencontres sur CATHY. De mes deux voyages en Italie, j'ai eu l'occasion de connaître sa face plus humaine qui se cache derrière l'équation tridimensionnelle de Richard.

Je transmets mes sentiments de reconnaissance à Daniel Paradis pour son aide à mes travaux de terrain. Je remercie également Dennis W. Hallema et Patrick Gagnon pour nos échanges d'ordre scientifique. Pour ce qui est de l'indispensable soutien informatique et/ou technique, je remercie Sébastien Tremblay et Stéphane Savary.

J'adresse également mes remerciements à mes camarades de bureau, singulièrement le nordiste Gwenael Carrer, Jihen Ben Khaled, Fatima Laanaya et Anas El Alem; de qui j'ai réalisé qu'un simple sourire en début de journée constituait une bonne dose pour bien commencer les activités journalières. Je ne manquerais point de leur signifier que « *l'inoubliable, c'est la beauté d'un visage souriant et serein* » et qu' « *il faut garder quelques sourires pour se moquer des jours*

sans joie » ont respectivement dit Marcel Jouhandeau et Charles Trenet. Aux un(e)s et aux autres, bonne carrière pour n’oser dire bonne route!

Je souhaite remercier Éric van Bochove, Georges Thériault, Catherine Bossé, Geneviève Montminy, Michel Nolin, Luc Lamontagne, et Mario Deschênes d’Agriculture et Agro-alimentaire Canada (AAC) pour les données fournies. Des remerciements particuliers à Brook Harker et David Kiely d’AAC pour leur coordination du projet EPBH (Évaluation des Pratiques de gestion Bénéfique à l’échelle des bassins Hydrographiques). Ce projet a bénéficié du support financier d’AAC (A.N. Rousseau, investigateur principal du projet « Modélisation hydrologique-économique de l’impact de pratiques de gestion bénéfiques sur la qualité de l’eau d’un bassin versant agricole ») et d’OMAFRA (Ontario Ministry of Agriculture, Food and Rural Affairs) (Wanhong Yang de l’University of Guelph, investigateur principal du projet « Evaluating the Cost Effectiveness of Multiple Best Management Practices in Agricultural Watersheds »).

Je témoigne toute ma profonde reconnaissance à mon feu père Kabika Édouard Muma, qui n’a pas ménagé ses efforts afin de m’assurer une scolarité de base réussie, en m’inculquant le goût et l’exigence du travail bien fait.

Au professeur Ali Arkamose Assani (UQTR), aux familles Mwenda Seremba et Katchelewa Shimbi Kamba, à Béatrice Njamiko, Matendo Bikumbania, Fanus Namutereza, et à toutes les personnes de la famille Buguma à Québec, dont les noms ne sont pas repris ici, j’exprime ma sincère gratitude pour leur chaleur humaine qui m’a été tout au long de mes travaux de recherche, comme un ballon d’oxygène au sommet de l’Himalaya.

À mon petit-frère Muma Nyongolo Joseph, mes amis Nturubika Kavumu Kaskyl Adrien, Mudoya Sébastien wa Bunduki, Nduta Ilunga Kapukulo Vincent, mes compatriotes de *jocol* (à Bukavu) Nakahuga Kwigwasa Gérard et Masumbuko Narugano, prière de garder à l’esprit que : *« les deux guerriers les plus puissants sont la patience et le temps. N’oubliez pas que les grandes réalisations prennent du temps et qu’il n’y a pas de succès du jour au lendemain (Léon Tolstoï) »*.

J’exprimerai à jamais ma reconnaissance et ma gratitude envers le bien que le feu Père Georges Defour, missionnaire africain, avait apporté sur le sentier de ma lutte pour l’existence à l’ISP-Bukavu. Merci pour cette amitié ... et que son âme repose en paix!

À mes enfants Ndugu-Mushombe Bakary, Undugu-Mali Yal’Omba, Bitisho Matumaini et Anna Apolina que je n’ai pas revus depuis plus de huit ans, à Consolata Kaniki, Furahisha Djoulia et Shoukran M’linzi-Raia : ma plus grande préoccupation n’est pas de savoir quelle planète vais-je leur léguer mais bien plutôt celle de savoir quel genre d’enfants vais-je laisser à la planète.

Enfin, à côté de toutes ces années consacrées à la science, j’ai aussi trouvé celle qui continuera à m’accompagner sur les sentiers de la vie, il s’agit de Julie Anakoyi Kalonda. Au moment où j’étais abandonné à moi-même, elle m’a appris à voguer pendant la nuit sur une mer agitée. Je la remercie pour sa persévérance, son dévouement, son amour, et surtout pour son soutien et réconfort pendant les moments les moins intéressants de l’existence.

Muma, Mushombe

RÉSUMÉ

Dans leur forte connexion à l'eau, les humains ne cessent d'améliorer leur compréhension des processus hydrologiques afin de mieux planifier, développer et gérer les ressources en eau. L'atteinte de ces objectifs nécessite une bonne compréhension du fonctionnement des systèmes hydrologiques.

Le but ultime de cette recherche était d'analyser l'impact des drains souterrains agricoles sur le fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant au moyen d'une modélisation hydrologique tridimensionnelle (3D) sous deux aspects. Le premier aspect a concerné la modélisation des processus hydrologiques à l'échelle du micro-bassin et le second a été celui de simuler les débits écoulés à la sortie d'un système de drainage souterrain artificiel à l'échelle d'une parcelle.

Étant donné que le modèle tridimensionnel est complexe (caractérisé par plusieurs paramètres), une analyse de sensibilité globale du modèle hydrologique CATHY a été réalisée afin d'identifier les propriétés hydrodynamiques (paramètres) du sol qui influencent le plus l'écoulement aux systèmes de drainage souterrain agricole et celui sortant du micro-bassin. Cette analyse, constituant le premier objectif de la thèse, a été menée avant la modélisation des processus hydrologiques du micro-bassin (deuxième objectif). Afin d'atteindre le premier objectif, deux méthodes d'analyse de sensibilité globale fondées sur le principe de décomposition de la variance, à savoir les méthodes FAST99 et Sobol2002, ont été utilisées. Les résultats obtenus ont permis d'observer que la conductivité hydraulique horizontale à saturation dans les couches sous les drains était la propriété hydrodynamique la plus influente sur les variables de sortie. Cette étude a ainsi démontré que des efforts devraient être mis sur la caractérisation de l'anisotropie du sol, car celle-ci n'est pas à négliger lors d'une modélisation hydrologique tridimensionnelle.

Le deuxième objectif, qui abordait les processus hydrologiques à l'échelle du micro-bassin au moyen du modèle CATHY, a permis de vérifier si ce modèle pouvait reproduire les effets du drainage souterrain sur les écoulements et d'utiliser le modèle pour mieux comprendre l'impact des propriétés hydrodynamiques des sols sur l'hydrologie du micro-bassin du Bras d'Henri (Québec). Les écoulements simulés par CATHY corroboraient bien les approches traditionnelles de design du drainage souterrain. Ils étaient aussi fidèles aux écoulements mesurés à l'exutoire du micro-bassin pour des années aux précipitations élevées.

Du fait que dans la version originale du modèle CATHY, le prélèvement de l'eau du sol par l'évapotranspiration se fait uniquement à la surface du milieu poreux, avant d'aborder le second aspect de cette thèse qui consiste à comparer la simulation des débits écoulés à un système de drainage par les modèles CATHY et DRAINMOD (modèle à base physique unidimensionnel largement utilisé à travers le monde pour simuler l'hydrologie des sols artificiellement drainés, équipé du processus d'évapotranspiration), un module racinaire d'extraction de l'eau dans le modèle CATHY a été introduit afin d'y améliorer la représentation du processus d'évapotranspiration (troisième objectif). Pour ce faire, quatre modèles empiriques verticaux de distribution de densité racinaire, appliqués à deux cultures annuelles (maïs, *Zea mays*, et soja, *Glycine max*) très souvent en alternance sur un champ sélectionné dans le micro-bassin, ont été étudiés. Ceci a permis d'évaluer l'effet d'extraction de l'eau du sol par des cultures sur la variation du volume emmagasiné cumulé, le volume net cumulé à la limite du domaine

d'écoulement et aux systèmes de drainage souterrain. Les résultats ont révélé que le module racinaire d'extraction de l'eau du sol induisait entre autres la réduction de la quantité d'eau sortant à la limite du domaine d'écoulement et de celle aux réseaux de drainage, et l'augmentation de celle sortant du milieu poreux.

Enfin, le quatrième objectif de la thèse visait à évaluer la capacité du modèle CATHY à simuler les écoulements mesurés à la sortie d'un réseau de drainage agricole d'une parcelle du micro-bassin. Ce modèle a été évalué et comparé au modèle DRAINMOD. Les résultats ont montré que les performances de deux modèles étaient faibles au cours des périodes aux écoulements mesurés faibles. Une bonne performance a été observée pour des périodes aux écoulements mesurés plus élevés, et sans nul doute, DRAINMOD a produit des meilleurs résultats. L'analyse de l'impact de la conductivité hydraulique à saturation latérale de chaque couche sur l'écoulement sortant du système de drainage a montré que la couche de sol sous les drains souterrains était la plus influente aux deux modèles.

Mots clés : *Modélisation hydrologique, modèle CATHY, analyse de sensibilité, FAST99, Sobol2002, drainage souterrain, couplage des eaux de surface et eaux souterraines, domaine d'écoulement, transpiration des cultures, modèle de distribution de densité racinaire, modèle DRAINMOD*

ABSTRACT

In their strong connection to water, humans continue to improve their understanding of hydrological processes to better plan, develop and manage water resources. Achieving these goals requires a good understanding of hydrological systems dynamic.

The ultimate goal of this research was to analyze the impact of agricultural tile drainage on the hydrological functioning of a small watershed using a three-dimensional hydrologic modeling (3D) in two aspects. The first one concerned the hydrological processes modeling at the micro-watershed scale and the second one was to simulate the tile-drain flows at a plot scale.

Given that the 3D model is complex (involvement of several parameters), a global sensitivity analysis of CATHY hydrological model was conducted to identify soil hydrodynamic properties (parameters) that influence mostly: the tile-drain flows from agricultural subsurface drainage systems and the edge-of-micro-watershed flows. As first objective of the thesis, this analysis was done prior to micro-watershed hydrological processes modeling (second objective). To achieve the first objective, two global sensitivity analysis variance-based methods, namely FAST99 Sobol2002, were used. The results indicated that the lateral saturated hydraulic conductivity of the layers underlying the tile drainage systems was the most influential parameter with respect to output variables. Thus, characterization of soil anisotropy should not be neglected when applying a three-dimensional hydrological model.

The second objective which got into the micro-watershed hydrological processes using CATHY model allowed checking whether the model could reproduce the effects of the subsurface agricultural drainage on streamflows and further to use the model for a better understand of the impact of soil hydrodynamic properties on the micro-watershed hydrology. Streamflows simulated by CATHY were consistent with the traditional subsurface drainage approaches. They corroborated as well as with the measured streamflows at the edge-of-micro-watershed.

Due to the fact that in its original form, the process of evapotranspiration in CATHY model is represented as a boundary condition at the soil surface, before embarking into the second aspect of this thesis, which consisted to compare CATHY and DRAINMOD (one-dimensional physically-based model widely used around the world to simulate the hydrology of artificially drained soils, equipped with the evapotranspiration process) to simulate tile-drain flows of a plot within the micro-watershed, the approach was to introduce a root water uptake module in the CATHY model to improve the representation of evapotranspiration process (third objective) . To accomplish this objective, four empirical vertical root density distribution models, applied to two common annual crops very often alternately on a selected field in the micro-watershed (corn, *Zea mays* and soybean, *Glycine max*) were used. This allowed the evaluation of the effect of soil water uptake by crops on the cumulative volume of storage change, and the cumulative net flow volume at the flow domain boundary and to the tile-drain systems. The results revealed that the root water uptake module decreased the amount of water at the flow domain boundary and to the tile-drain systems, and increased the amount of water leaving the porous media among others.

Finally, the fourth objective of the thesis was to evaluate the ability of CATHY to simulate tile-drain flows of a plot in the agricultural micro-watershed. This hydrological model was evaluated and compared to DRAINMOD. The results showed that the performances of both models were low during periods with low measured tile-drain flows. A good performance was observed for

periods of higher measured tile-drain flows, and undoubtedly DRAINMOD produced better results. The analysis of the impact of the lateral saturated hydraulic conductivity of each soil layer on the tile-drain system flow confirmed that the soil layer underlying the tile-drain system was the most influential for both models.

Keywords : *Hydrological modeling, CATHY model, sensibility analysis, FAST99, Sobol2002, subsurface drainage, surface water et groundwater coupling, flow domain, crops transpiration, root density distribution model, DRAINMOD model.*

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	iii
REMERCIEMENTS	v
RÉSUMÉ.....	vii
ABSTRACT	ix
TABLE DES MATIÈRES	xi
Liste des figures.....	xv
Liste des tableaux.....	xxi
Liste des annexes.....	xxiii
Liste des symboles et sigles	xxv
CHAPITRE 1	
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1.1. Contexte général.....	1
1.2. Objectifs de la thèse.....	3
1.3. Structure de la thèse.....	5
CHAPITRE 2	
GÉNÉRALITÉS SUR LES PROCESSUS HYDROLOGIQUES	9
2.1. Résumé	9
2.2. Cycle de l'eau	10
2.2.1. Termes du bilan hydrique sur un bassin versant	10
2.2.2. Processus d'infiltration.....	11
2.2.3. Processus d'écoulement dans le cycle de l'eau	12
2.3. Modélisation hydrologique.....	14
2.4. Concept de drainage agricole	15
2.4.1. Théories	15
2.4.2. Approches de modélisation du système de drainage	19
CHAPITRE 3	
PRÉSENTATION DU SITE ET DESCRIPTION DES MODÈLES HYDROLOGIQUES	23
3.1. Résumé	23
3.2. Présentation du site d'étude.....	23
3.3. Source de données	28
3.4. Description du modèle hydrologique CATHY.....	28
3.5. Description du modèle DRAINMOD.....	30
3.5.1. Bilan hydrique	31
3.5.2. Évapotranspiration.....	32
3.5.3. Infiltration.....	32
3.5.4. Drainage souterrain.....	34

3.6. Principaux écoulements simulés par les deux modèles	34
3.7. Variables analysées	35
3.8. Échelles spatiales étudiées et usages respectifs des modèles	36
3.9. Mesure d'évaluation de performance des modèles	37

CHAPITRE 4

ANALYSE DE SENSIBILITÉ GLOBALE DU MODÈLE CATHY AUX PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DU SOL D'UN MICRO-BASSIN SOUS INFLUENCE DES DRAINS SOUTERRAINS AGRICOLES	41
4.1. Résumé	41
4.2. Introduction	42
4.3. Description des méthodes d'analyse de sensibilité globale utilisées.....	45
4.3.1. Indices de sensibilité : Définitions	46
4.3.2. Interprétation	47
4.3.3. Méthode FAST99	48
4.3.4. Méthode Sobol2002.....	49
4.4. Méthodologie.....	51
4.4.1. Développement du modèle dans CATHY pour le micro-bassin Bras d'Henri	51
4.4.2. Les paramètres évalués.....	52
4.4.3. Conditions limites, période d'étude et conditions initiales d'humidité dans le sol	54
4.4.4. Structure de modélisation : Couplage du modèle CATHY et les outils SENSAN et R.....	55
4.4.5. Variables de sortie cibles et conditions limites aux drains.....	56
4.5. Résultats	57
4.5.1. Volume cumulatif net d'eau sortant du micro-bassin : Méthode FAST99.....	57
4.5.2. Volume cumulatif net d'eau sortant du micro-bassin : Méthode Sobol2002	60
4.5.3. Volume cumulatif aux drains : Méthode FAST99	61
4.5.4. Volume cumulatif aux drains : Méthode Sobol2002.....	63
4.6. Discussion et conclusions.....	66

CHAPITRE 5

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DU MICRO-BASSIN SOUS INFLUENCE DES DRAINS SOUTERRAINS AGRICOLES	69
5.1. Résumé	69
5.2. Introduction	71
5.2.1. Contexte	71
5.2.2. Objectif.....	72
5.3. Matériels et méthodes	73
5.3.1. Simulation de l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin et analyse de l'effet du drainage souterrain sur la variation d'emmagasinement	73
5.3.2. Impact du drainage agricole et des sols sur l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin ..	74

5.3.3. Impact du drainage souterrain et des sols sur le couplage des eaux de surface et eaux souterraines, et le ruissellement ou sur l'hydrogramme de l'écoulement à l'exutoire	77
5.3.4. Effet des propriétés du sol et des réseaux de drainage sur la résolution numérique de CATHY	78
5.3.5. Impact de l'isotropie et anisotropie des groupes de couches sur l'écoulement à l'exutoire et aux drains	78
5.3.6. Conditions limites et conditions initiales d'humidité dans le sol	79
5.3.7. Évaluation de la performance du modèle CATHY	82
5.4. Résultats et discussion	83
5.4.1. Rappel	83
5.4.2. Simulation de l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin et analyse de l'effet du drainage souterrain sur la variation d'emmagasinement	84
5.4.3. Impact des réseaux de drainage et du sol sur l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin	91
5.4.4. Impact des réseaux de drainage et du sol sur les eaux ruisselées, infiltrées, et exfiltrées	103
5.4.5. Impact des réseaux de drainage et des sols sur l'hydrogramme de l'écoulement à l'exutoire	106
5.4.6. Effet du sol et des réseaux de drainage sur la résolution numérique du modèle CATHY	108
5.4.7. Effet de l'isotropie de chaque groupe de couches sur l'écoulement à l'exutoire et aux réseaux de drainage	111
5.5. Conclusion	116

CHAPITRE 6

INTRODUCTION D'UN MODULE D'EXTRACTION DE L'EAU DU SOL DANS LE MODÈLE CATHY : COMPARAISON DE QUATRE MODÈLES EMPIRIQUES DE DISTRIBUTION DE DENSITÉ RACINAIRE	119
6.1. Résumé	119
6.2. Introduction	121
6.3. Problématique et Objectifs	123
6.4. Méthodologie.....	125
6.4.1. Modèles racinaires d'extraction de l'eau	125
6.4.2. Paramétrage du modèle CATHY au site d'étude et conditions initiales de simulation	127
6.4.3. Conditions limites à la surface et transpiration potentielle.....	130
6.4.4. Sensibilité du MREE à l'humidité de la surface du sol	131
6.5. Résultats et discussion.....	132
6.5.1. Sensibilité du MREE à l'humidité de la surface du sol	132
6.5.2. Impact des quatre MDDR sur la variation de l'emmagasinement cumulé	133
6.5.3. Impact des quatre MDDR sur les ratios: transpiration totale simulée <i>versus</i> transpiration potentielle totale, transpiration totale simulée <i>versus</i> évapotranspiration potentielle totale, et évapotranspiration totale simulée <i>versus</i> précipitation totale	135

6.5.4. Impact des quatre MDDR sur le volume net cumulé à la limite du domaine d'écoulement et aux systèmes de drainage souterrain	136
6.5.5. Impact du modèle de distribution de densité racinaire 1 (MDDR-1) sur le volume cumulé net à la limite du milieu poreux et aux systèmes de drainage souterrain	139
6.5.6. Impact de la profondeur racinaire maximale sur le volume net cumulé à la limite du milieu poreux et aux drains souterrains	140
6.5.7. Impact des réseaux de drainage sur le volume net cumulé à la limite du milieu poreux	142
6.5.8. Impact du module racinaire d'extraction de l'eau sur le profil d'humidité	143
6.6. Conclusion.....	145
CHAPITRE 7	
MODÉLISATION DU RÉSEAU DE DRAINAGE SOUTERRAIN: COMPARAISON DE LA PERFORMANCE DES MODÈLES CATHY ET DRAINMOD.....	
7.1. Résumé	147
7.2. Introduction : Contexte et Objectifs	148
7.3. Principales différences entre les modèles CATHY et DRAINMOD	150
7.3.1. Écoulement de surface	150
7.3.2. Infiltration	151
7.3.2. Écoulement souterrain.....	151
7.3.3. Écoulement aux drains	153
7.3.4. Principales données d'entrée des deux modèles	153
7.4. Étude de la dynamique de l'eau dans le sol par les deux modèles	154
7.5. Paramétrage des modèles CATHY et DRAINMOD au site d'étude	159
7.5.1. Propriétés de sols	159
7.5.2. Paramètres de conception des drains	162
7.5.3. Données climatiques	163
7.5.4. Calage et validation des modèles	163
7.5.5. Sensibilité de l'écoulement aux drains à la conductivité hydraulique à saturation	164
7.6. Résultats et Discussion	165
7.6.1. Comparaison de volumes aux drains estimés par DRAINMOD et CATHY	165
7.6.2. Impact de la conductivité hydraulique à saturation sur l'écoulement aux drains	171
7.7. Conclusion.....	173
CHAPITRE 8	
CONCLUSION GÉNÉRALE	
8.1. Synthèse générale	176
8.2. Contribution et perspectives d'avenir.....	181
RÉFÉRENCES.....	185
ANNEXES	209

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Représentation schématique de la structure générale de la thèse	6
Figure 2.1 : Positionnement du chapitre 2 (généralités sur les processus hydrologiques) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse	10
Figure 2.2 : Concept du niveau de la nappe avec ou sans drainage (Guyomard, 2009)	16
Figure 3.1 : Positionnement de la présentation du site et description des modèles hydrologiques dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse	23
Figure 3.2 : Localisation du micro-bassin Bras d'Henri	24
Figure 3.3 : Carte de la distribution spatiale des sols (Agriculture & Agroalimentaire Canada, 2013).....	25
Figure 3.4 : Localisation des réseaux de drainage dans le micro-bassin (couleur bleue = réseau hydrographique, couleur rouge = piézomètres et autres couleurs = réseaux de drainage, l'étoile indique l'exutoire du micro-bassin) (Agriculture & Agroalimentaire Canada, 2013).....	26
Figure 3.5 : Carte de l'occupation du sol (Agriculture & Agroalimentaire Canada, 2013)	27
Figure 3.6 : Composantes hydrologiques principales du drainage souterrain du modèle DRAINMOD (b : profondeur de la surface du sol au drain, L : distance entre les drains, r_e : rayon effectif du drain, h : distance réelle de la surface du sol à la couche imperméable, s_m : stockage maximum dans les dépressions, s_l : profondeur de Kirkham d'écoulement aux drains, w : profondeur initiale de la nappe) (adapté de Skaags, 1978)	31
Figure 3.7 : Schématisation d'un front d'infiltration pour la définition des termes de l'équation de Green et Ampt (adapté de Green & Ampt, 1911)	33
Figure 3.8 : Schémas de la nappe au cours de l'écoulement aux drains en régime permanent (adapté de Skaggs <i>et al.</i> 2006)	34
Figure 3.9 : Principaux écoulements simulés par DRAINMOD	35
Figure 3.10 : Principaux écoulements simulés par CATHY	35
Figure 3.11 : Schématisation de variables ayant été étudiées dans cette thèse	36
Figure 3.12 : Échelles des sites faisant l'objet des études (A) de l'introduction d'un module racinaire d'extraction de l'eau et (B) du système de drainage souterrain artificiel ..	37
Figure 4.1 : Positionnement de l'étude de l'analyse de sensibilité générale (ASG) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse	42
Figure 4.2 : Principe de la méthode FAST appliqué à l'analyse de sensibilité d'un modèle hydrologique (adapté de Mara <i>et al.</i> 2002)	48
Figure 4.3 : Génération des matrices C_i et D_i à partir des matrices A et B	50

Figure 4.4 : Groupes des paramètres d'entrée choisis pour l'analyse de sensibilité. Les traits brisés entre les 7 ^{ième} et 8 ^{ième} couches indiquent l'emplacement des nœuds de réseaux de drainage dans les parcelles drainées	52
Figure 4.5 : Données de pluviométrie et de température lors de l'analyse de sensibilité.....	54
Figure 4.6 : Schémas de modélisation avec CATHY couplé à R et SENSAN.....	56
Figure 4.7 : Résultats de la méthode FAST99 avec le volume cumulatif total net d'eau sortant du micro-bassin comme variable de sortie	58
Figure 4.8 : Courbes de tendance du volume cumulatif sortant du micro-bassin (SORTIE) résultant de chaque paramètre d'entrée par la méthode FAST99.....	59
Figure 4.9 : Résultats de la méthode Sobol2002 avec le volume cumulatif total net d'eau sortant du micro-bassin comme variable de sortie	60
Figure 4.10 : Courbe de tendance du volume cumulatif sortant du micro-bassin (SORTIE) induite par chaque paramètre d'entrée par la méthode Sobol2002	61
Figure 4.11 : Résultats de la méthode FAST99 avec le volume cumulatif aux drains comme variable de sortie.....	62
Figure 4.12 : Tendance du volume cumulatif aux drains (SORTIE) vis-à-vis de chaque paramètre d'entrée par la méthode FAST99	63
Figure 4.13 : Résultats de la méthode Sobol2002 avec le volume cumulatif aux drains comme variable de sortie.....	64
Figure 4.14 : Tendance du volume cumulatif aux drains (SORTIE) vis-à-vis de chaque paramètre d'entrée par la méthode Sobol2002.....	65
Figure 5.1 : Positionnement de l'étude de la modélisation des processus hydrologiques (MPH) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse	70
Figure 5.2 : Courbes de précipitation cumulées des périodes de calage et de validation du modèle	80
Figure 5.3 : Données de précipitation efficace des périodes du calage et de la validation du modèle CATHY.....	80
Figure 5.4 : Illustration de la notion d'une boîte à moustaches	84
Figure 5.5 : Courbes des débits mesurés et simulés (exprimés en mm/j) pendant les périodes de calage et de validation du modèle CATHY	86
Figure 5.6 : Courbes d'écoulements cumulés simulés et mesurés et leur écart pendant les périodes de calage et de validation du modèle CATHY	87
Figure 5.7 : Débits observés et simulés, et la bande d'incertitude de $\pm 20\%$ sur les valeurs observées (en gris) dans l'intervalle de confiance $30\% - 70\%$	88
Figure 5.8 : Effet du drainage souterrain artificiel sur la variation d'emmagasinement moyen cumulé dans le micro-bassin aux périodes de calage (2006) et validation (2007, 2008 et 2009)	91

Figure 5.9 : Écoulement à l'exutoire du micro-bassin des scénarios 1 à 3 : (a) courbes d'écoulement cumulé, (b) écoulement total, avec les lettres « sd » et « d » signifiant respectivement simulations sans et avec systèmes de drainage, (c) variation d'écoulement total avec drainage par rapport à celui sans drainage, et (d) variation d'écoulement des scénarios 2 et 3 par rapport au scénario 1	93
Figure 5.10 : Écoulements : (a) moyens journaliers sous forme logarithmique et leurs valeurs (b) maximales, et (c) minimales à l'exutoire du micro-bassin (« sd » et « d » signifiant respectivement sans et avec drainage souterrain) des scénarios 1, 2 et 3	94
Figure 5.11 : Écoulement à l'exutoire du micro-bassin des scénarios 1 et 4 à 6 : (a) courbes d'écoulement cumulé, (b) écoulement total, avec les lettres « sd » et « d » signifiant respectivement simulations sans et avec systèmes de drainage, (c) variation d'écoulement total avec drainage par rapport à celui sans drainage, et (d) variation d'écoulement des scénarios 4 à 6 par rapport au scénario 1.....	95
Figure 5.12 : Écoulements : (a) moyens journaliers sous forme logarithmique et leurs valeurs (b) maximales, et (c) minimales à l'exutoire du micro-bassin (« sd » et « d » signifiant respectivement sans et avec drainage souterrain) des scénarios 1 et 4 à 6	96
Figure 5.13 : Écoulement à l'exutoire du micro-bassin des scénarios 1 et 7 à 10 : (a) courbes d'écoulement cumulé, (b) écoulement total, avec les lettres « sd » et « d » signifiant respectivement simulations sans et avec systèmes de drainage, (c) variation d'écoulement total avec drainage par rapport à celui sans drainage, et (d) variation d'écoulement des scénarios 7 à 10 par rapport au scénario 1	98
Figure 5.14 : Écoulements : (a) moyens journaliers sous forme logarithmique et leurs valeurs (b) maximales, et (c) minimales à l'exutoire du micro-bassin (« sd » et « d » signifiant respectivement sans et avec drainage souterrain) des scénarios 1 et 7 à 10	99
Figure 5.15 : Écoulement à l'exutoire du micro-bassin des scénarios 1, 11 et 12 : (a) courbes d'écoulement cumulé, (b) écoulement total, avec les lettres « sd » et « d » signifiant respectivement simulations sans et avec systèmes de drainage, (c) variation d'écoulement total avec drainage par rapport à celui sans drainage, et (d) variation d'écoulement des scénarios 11 et 12 par rapport au scénario 1	100
Figure 5.16 : Écoulements : (a) moyens journaliers sous forme logarithmique et leurs valeurs (b) maximales, et (c) minimales à l'exutoire du micro-bassin (« sd » et « d » signifiant respectivement sans et avec drainage souterrain) des scénarios 1, 11 et 12	101
Figure 5.17 : Incidence des réseaux de drainage et du sol sur l'exfiltration, l'infiltration et le ruissellement (simulations sans et avec drainage souterrain dans le micro-bassin) des scénarios 1, 2, 5, 7 et 11	104
Figure 5.18 : Variation de l'écoulement moyen total due (a) aux réseaux de drainage (scénarios 1, 2, 5, 7 et 11) et (b) aux propriétés de sols (comparaison scénarios 2, 5, 7 et 11 par rapport au scénario 1)	105
Figure 5.19 : Hydrogramme de l'écoulement moyen journalier à l'exutoire du micro-bassin du scénario 1 et ses différentes composantes	107

Figure 5.20 : Courbes de l'écoulement cumulé à l'exutoire (O) et ses différentes composantes (exfiltration : E , drains : D et ruissellement : R), et les rapports entre ces dernières et l'écoulement à l'exutoire des scénarios (Sc) 1, 2, 5, 7 et 11	108
Figure 5.21 : Représentation du nombre des pas de temps journaliers en fonction du temps : (a) scénario 1, (b) scénario 11 et (c) scénario 12	109
Figure 5.22 : Pas de temps maximal et minimal journaliers en fonction du temps : (a) et (d) scénario 1, (b) et (e) scénario 11, et (c) et (f) scénario 12	110
Figure 5.23 : Influence de l'isotropie de chaque groupe de couches sur l'écoulement à l'exutoire vis-à-vis de : (a) l'isotropie 1, et (b) l'isotropie 2	113
Figure 5.24 : Influence de l'isotropie de chaque groupe de couches sur l'écoulement aux réseaux de drainage à cause de (a) l'isotropie 1, et de (b) l'isotropie 2	114
Figure 6.1 : Positionnement de l'étude sur le module racinaire d'extraction de l'eau (MREE) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse	120
Figure 6.2 : Schématisation de la condition limite à la surface du sol dans la forme originale du modèle CATHY	123
Figure 6.3 : Schématisation de la condition limite à la surface du sol et la prise en compte du processus de transpiration dans le modèle CATHY (avec EP : évaporation potentielle et TP : transpiration potentielle)	124
Figure 6.4 : Forme générale de la fonction de réduction simulant le stress hydrique en fonction du potentiel de pression (ψ) dans le sol (Feddes <i>et al.</i> , 1978).....	126
Figure 6.5 : Représentation de quatre modèles de distribution de densité racinaire (adapté de Hao <i>et al.</i> 2005; Vrugt <i>et al.</i> 2001)	127
Figure 6.6 : Localisation du site étudié (double ligne en traits interrompus à l'intérieur du quadrilatère pointillé) dans le micro-bassin Bras d'Henri (étoile rouge, points verts, points rouges et lignes magenta sont respectivement l'exutoire du champ, les sorties des réseaux de drainage, les piézomètres et les systèmes de drainage).....	128
Figure 6.7 : Conditions limites à la surface du sol et transpiration potentielle journalières	129
Figure 6.8 : Courbes de DVTS en fonction de ψ_{min} pour la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m sous la surface du sol	133
Figure 6.9 : Courbes de la variation d'emmagasinement cumulé due à l'extraction de l'eau du sol par le maïs (<i>Zea mays</i>) : (a) nappe (ic) à 0.35 m, (b) nappe à 0.70 m	134
Figure 6.10 : Ratios de TTS vs TPTC, TTS vs ETPT, ETTS vs PCPT pour les quatre MRDD avec la hauteur initiale de la nappe (ic) à : (a) 0.35 m et (b) 0.70 m	136
Figure 6.11 : Impact du MREE sur le VTOT des quatre MRDD appliqués au maïs (<i>Zea mays</i>) avec la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m	137
Figure 6.12 : VTOT _D avec et sans le MREE utilisant les quatre MRDD appliqués au maïs (<i>Zea mays</i>) et la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m.....	139
Figure 6.13 : Courbes de (a) VTOT _D et (b) VTOT du MRDD-1 appliqué au maïs (<i>Zea mays</i>) et soja (<i>Glycine max</i>) aux hauteurs initiales de la nappe à 0.35 et 0.70 m	140

Figure 6.14 : Courbes de (a) $VTOT_D$ et (b) $VTOT$ du MRDD-1 appliqué au maïs (<i>Zea mays</i>) et aux profondeurs racinaires maximales de 0.75 et 1.00 m et aux hauteurs initiales de la nappe à 0.35 et 0.70 m.....	141
Figure 6.15 : Courbes de $VTOT$ du MRDD-1 appliqué au maïs (<i>Zea mays</i>) avec (d) et sans (sd) les systèmes de drainage souterrain, la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m, et la profondeur racinaire maximale à 1.00 m	143
Figure 6.16 : Courbes de profil d'humidité des simulations avec et sans le MREE aux trois nœuds de surface : 316, 317 et 318, et au temps correspondant au 205 ^e Jour Julien	144
Figure 7.1 : Positionnement de l'étude de modélisation du réseau de drainage souterrain (DRAINS) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse	148
Figure 7.2 : Schémas du système de gestion hydrique avec les drains souterrains utilisé pour le drainage (adapté de Skaggs, 1980).....	152
Figure 7.3 : Configurations de Ks_{XY} dans le profil du sol de différents scénarios.....	155
Figure 7.4 : Écoulement moyen journalier simulé par les modèles DRAINMOD et CATHY au réseau de drainage	158
Figure 7.5 : Croquis du milieu poreux montrant la répartition des différentes couches et les profondeurs auxquelles sont localisés les drains et la nappe (toutes les mesures sont en mètres)	160
Figure 7.6 : Schématisation du milieu poreux et du système de drainage souterrain (toutes les mesures sont en mètres).....	161
Figure 7.7 : Comparaison des écoulements mesurés et simulés aux drains par DRAINMOD et CATHY durant les périodes de calage	167
Figure 7.8 : Courbes des écoulements mesurés et simulés aux drains par DRAINMOD et CATHY au cours des périodes de validation	169
Figure 7.9 : Écoulements aux drains simulés par DRAINMOD et CATHY, et la plage d'incertitude avec une erreur de $\pm 20\%$ sur les valeurs observées (en gris)	170
Figure 7.10 : Impact de la variation de la conductivité hydraulique à saturation latérale dans chaque couche à la fois du milieu poreux : (a) $1/10Ks_{XY}$ – DRAINMOD; (b) $10Ks_{XY}$ – DRAINMOD; (c) $1/10Ks_{XY}$ – CATHY; et (d) $10Ks_{XY}$ – CATHY	172
Figure 8.1 : Positionnement de la conclusion générale dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse.....	175

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Effet du drainage agricole souterrain sur le rendement de cinq cultures (Colwell, 1978)	16
Tableau 2.2 : Effets positifs et négatifs du drainage souterrain sur l'environnement (adapté de S.A.G.E Scarpe Aval, 2006)	18
Tableau 3.1 : Quelques caractéristiques des sols dans le micro-bassin.....	25
Tableau 3.2 : Statistiques d'évaluation de la performance des modèles	39
Tableau 4.1 : Plages de valeurs des paramètres d'entrée évalués par rapport au volume total net sortant du micro-bassin (le préfixe chiffré réfère au groupe de couches)	53
Tableau 4.2 : Plages de valeurs des paramètres d'entrée évalués par rapport au volume cumulatif aux drains (le préfixe chiffré réfère au groupe de couches)	53
Tableau 4.3 : Nombre de simulations (N) par méthode d'analyse de sensibilité pour chaque variable de sortie.....	57
Tableau 4.4 : Coefficients de corrélation du volume cumulatif total net sortant du micro-bassin et des paramètres du modèle.....	58
Tableau 5.1 : Propriétés hydrauliques des sols dans le milieu poreux	74
Tableau 5.2 : Scénarios établis pour analyser l'impact de la discrétisation des couches, de l'isotropie et de l'anisotropie du sol sur les écoulements	77
Tableau 5.3 : Valeurs de conductivité hydraulique à saturation (en m/s) dans le milieu poreux après introduction de l'isotropie 1 dans chaque groupe de couches à la fois (cellules en gris)	78
Tableau 5.4 : Valeurs de conductivité hydraulique à saturation (en m/s) dans le milieu poreux après introduction de l'isotropie 2 dans chaque groupe de couches à la fois (cellules en gris)	79
Tableau 5.5 : Quelques statistiques des valeurs régionales de précipitation efficace (mm) des quarante dernières années (1971-2010) pour la période du 1 ^{er} mai au 31 octobre..	81
Tableau 5.6 : Valeurs des coefficients de régression de la courbe de tarage	82
Tableau 5.7 : Quelques statistiques descriptives de débits mesurés et simulés, et critères de performance du modèle à simuler les écoulements à l'exutoire du micro-bassin ...	85
Tableau 5.8 : Variation du nombre total d'itérations due au sol et aux réseaux de drainage.....	111
Tableau 6.1 : Coefficient de réduction d'absorption de l'eau par les racines γ en fonction du potentiel de pression (ψ) du maïs (<i>Zea mays</i>) et du soja (<i>Glycine max</i>)	126
Tableau 6.2 : Différents modèles de fonction de distribution de la densité racinaire	126
Tableau 6.3 : Données des propriétés hydrauliques des sols dans le milieu poreux.....	128
Tableau 6.4 : Distribution temporelle de la profondeur racinaire des cultures	130

Tableau 6.5 : VTS avec et sans MREE et les DVTS correspondantes pour la hauteur initiale de nappe à 0.35 m	132
Tableau 6.6 : VTS avec et sans MREE et les DVTS correspondantes pour la hauteur initiale de nappe à 0.70 m	133
Tableau 6.7 : Valeurs de TTS, ETTS, TPTC, ETPT et PCPT, et leurs différents ratios (TTS vs TPT, TTS vs ETPT, et ETTS vs PCPT) des quatre MDDR	135
Tableau 6.8 : Valeurs de VTOT _D et VTOT (en mm) et leurs variations induites par l'extraction de l'eau du sol par le maïs (<i>Zea mays</i>) en utilisant le MDDR-1 avec la profondeur racinaire maximale (L_r) à 1.00 et 0.70 m, et la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m	142
Tableau 6.9 : Valeurs de VTOT à la fin des simulations et leurs variations induites par le MDDR-1 du maïs (<i>Zea mays</i>) avec la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m, la profondeur racinaire maximale à 1.00 m, et avec et sans les systèmes de drainage souterrain	143
Tableau 7.1 : Résumé de données d'entrée des deux modèles	154
Tableau 7.2 : Scénarios de $KsXY$ établis pour l'étude théorique de comparaison de modèles DRAINMOD et CATHY	155
Tableau 7.3 : Critères d'évaluation de la dynamique de l'eau dans le sol par CATHY et DRAINMOD	156
Tableau 7.4 : Écoulements moyens maximal et total simulés par DRAINMOD et CATHY et leurs valeurs correspondantes de PEP et PEV	157
Tableau 7.5 : Paramètres hydrauliques du milieu poreux - CATHY	159
Tableau 7.6 : Données d'entrée du sol – DRAINMOD	161
Tableau 7.7 : Valeurs de conductivité hydraulique à saturation mesurée et de calage des modèles DRAINMOD et CATHY	162
Tableau 7.8 : Liste de valeurs des paramètres de conception	162
Tableau 7.9 : Périodes des procédures de calage et validation	164
Tableau 7.10 : $KsXY$ (cm.h ⁻¹) dans les différentes couches de sol pour le modèle DRAINMOD	165
Tableau 7.11 : $KsXY$ (cm.h ⁻¹) dans les différentes couches de sol pour le modèle CATHY	165
Tableau 7.12 : Mesures statistiques entre les écoulements observés et simulés pour les périodes de calage	167
Tableau 7.13 : Mesures statistiques entre les écoulements observés et simulés pour les périodes de validation	169
Tableau 7.14 : Performance des modèles DRAINMOD et CATHY en termes de NSE_m	170

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE I VALEURS DE CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUES À SATURATION DÉTERMINÉES À PARTIR DES ESSAIS DE SUCCION (AAC)	209
ANNEXE II DÉTERMINATION DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE PAR LA MÉTHODE DE SLUG TEST	211
ANNEXE III VALEURS DE HAUTEURS DE LA NAPPE MESURÉES AUX PIÉZOMÈTRES EN DATE DU 29 JUIN DANS LE MICRO-BASSIN BRAS D’HENRI	217
ANNEXE IV ANALYSE DE SENSIBILITÉ DU MODÈLE CATHY AUX PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DU SOL D’UN MICRO-BASSIN AGRICOLE SOUS INFLUENCE DE DRAINS SOUTERRAINS	219
ANNEXE V CODE DU MODULE RACINAIRE D’EXTRACTION D’EAU PAR LES CULTURES ANNUELLES IMPLANTÉ DANS LE MODÈLE CATHY	253
ANNEXE VI PLAN DES RÉSEAUX DE DRAINAGE DANS LES PARCELLES NF106-1 ET NF106-2 LOCALISÉS DANS LE MICRO-BASSIN BRAS D’HENRI	259

LISTE DES SYMBOLES ET SIGLES

a) Principaux symboles

Symbole	Définition	Unité
B	Écoulement de base	[L]
D	Volume d'eau évacué par le drainage	[L ³ /L ²]
DLS	Percolation profonde et latérale	[L]
d	Indice d'accord	[-]
d_e	Distance équivalente du substratum fictif au drain	[L]
d_h/d_x	Gradient hydraulique	[-]
$DVTS$	Différence entre les VTS normalisée	[-]
ΔR	Changement des réserves en eau dans le bassin	[L]
ΔV_a	Variation du volume d'air dans le sol	[L]
ΔS	Variation de l'emmagasinement	[L ³ /L ²]
E	Volume d'eau exfiltré	[L ³ /L ²]
EP	Évaporation potentielle	[L]
ET	Volume d'eau évacué par l'évapotranspiration	[L]
ET_o	Évapotranspiration de référence	[L/T]
ETM	Écoulement total mesuré	[L ³ /L ²]
ETP	Évapotranspiration potentielle	[L]
$ETPT$	Évapotranspiration potentielle totale	[L]
ETS	Écoulement total simulé	[L ³ /L ²]
$ETTS$	Évapotranspiration totale simulée	[L]
F	Infiltration	[L]
HE	Écoulement moyen journalier	[L]
I	Volume d'eau infiltré	[L ³ /L ²]
ic	Condition ou hauteur initiale de la nappe	[L]
K_s	Conductivité hydraulique à saturation	[L/T]
K_{sXY_i}	Conductivité hydraulique à saturation horizontale (l'indice i symbolise le groupe de couche)	[L/T]
K_{sZ_i}	Conductivité hydraulique à saturation verticale (l'indice i symbolise le groupe de couche)	[L/T]
L	Distance entre les drains	
$\chi(\psi)$	Fonction de réduction simulant le stress hydrique	[-]

Symbole	Définition	Unité
ψ_1	Potentiel de pression en dessous de laquelle les racines commencent à extraire l'eau du sol	[L]
ψ_2	Potentiel de pression en dessous de laquelle les racines commencent à extraire l'eau du sol à un taux maximal	[L]
ψ_3	Potentiel de pression en dessous de laquelle les racines ne peuvent plus extraire l'eau du sol à un taux maximal	[L]
ψ_4	Potentiel de pression en dessous de laquelle les racines cessent d'extraire l'eau du sol (correspond au point de flétrissement)	[L]
ψ_{min}	Potentiel de pression seuil à la surface du sol	[L]
<i>NRMSE</i>	Erreur quadratique moyenne normalisée	[-]
<i>NSE</i>	Coefficient de Nash	[-]
<i>NSE_m</i>	Coefficient de Nash modifié	[-]
<i>P</i> ou <i>PCP</i>	Précipitation	[L]
<i>PCPT</i>	Précipitation totale mesurée	[L]
<i>Por_i</i> ou ϕ	Porosité à saturation (l'indice <i>i</i> symbolise le groupe de couche)	[-]
<i>PEP</i>	Pourcentage d'erreur en débit de pointe	%
<i>PEV</i>	Pourcentage d'erreur en écoulement total	%
<i>Q</i> ou <i>O</i>	Ruissellement total ou écoulement à l'exutoire	[L]
<i>q</i>	Flux	[L/T]
<i>r</i>	Rayon des drains	[L]
<i>R²</i>	Coefficient de détermination	[-]
<i>RE</i>	Erreur relative en débits	[-]
<i>Rh</i>	Ruissellement hypodermique	[L]
<i>RMSE</i>	Erreur quadratique moyenne	[L]
<i>R</i> ou <i>Rs</i>	Ruissellement de surface	[L]
<i>S_i</i>	Indice de sensibilité de premier ordre (principal)	[-]
<i>Ss_i</i>	Coefficient d'emmagasinement spécifique (l'indice <i>i</i> symbolise le groupe de couche)	[-]
<i>S_{Ti}</i>	Indice de sensibilité total	[-]
<i>TP</i>	Transpiration potentielle	[L]
<i>TPT</i>	Transpiration potentielle totale calculée	[L]
<i>TTS</i>	Transpiration totale simulée	[L]
<i>VGN</i>	Paramètre de forme de van Genuchten	[-]
<i>VGPSAT</i>	Potentiel de pression d'entrée de l'air	[L]

Symbole	Définition	Unité
<i>VGRMC</i>	Teneur en eau résiduelle	[-]
<i>VSC</i>	Variation de l'emmagasinement cumulé	[L ³ /L ²]
<i>VTOT</i>	Volume net cumulé à la limite du domaine d'écoulement	[L ³ /L ²]
<i>VTOT_D</i>	Volume net cumulé aux réseaux de drainage	[L ³ /L ²]
<i>VTs</i>	Volume total emmagasiné	[L ³]

b) Sigles

Acronyme	Définition
1D et 3D	Unidimensionnel et tridimensionnel
AAC	Agriculture et Agroalimentaire Canada
ASG (GSA)	Analyse de sensibilité globale (<i>Global sensitivity analysis</i>)
CATHY	<i>Catchment Hydrology</i>
CLSS	Conditions limites à la surface du sol
C _i	Couche i (i symbolise le numéro de la couche)
C-V	Processus du calage ou de la validation
d	Simulation avec systèmes de drainage
EPBH	Évaluation des pratiques de gestion bénéfiques à l'échelle des bassins hydrographiques
FAST	<i>Fourrier Amplitude Sensitivity Test</i>
LSA	Analyse de sensibilité locale
MAPAQ	Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Agriculture du Québec
MNA	Modèle numérique d'altitude
MPH	Modélisation des processus hydrologiques
MDDR	Modèle de distribution de densité racinaire
MREE	Module racinaire d'extraction de l'eau
N	Nombre de simulations ou de jours sur toute la période de simulation
PEST	<i>Parameter Estimation</i>
PGB	Pratiques de gestion bénéfiques
Q1	Premier quartile
Q2	Deuxième quartile ou médiane
Q3	Troisième quartile
Q3-Q1	Écart interquartile
Sc	Scénario
sd	Simulation sans systèmes de drainage
SENSAN	<i>Sensitivity Analysis</i>

Chapitre 1

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1. Contexte général

La vie des humains est profondément dépendante des ressources hydriques; c'est-à-dire que l'eau est essentielle à toutes les formes de vie et, sous une forme ou une autre, elle est utilisée dans tous les secteurs d'activités économiques et humaines. Les débits des cours d'eau et les niveaux des nappes d'eaux souterraines soutiennent les écosystèmes et les populations. L'eau demeure un facteur essentiel de production en agriculture tant pour la production végétale que pour la production animale. Les activités agricoles modifient fortement la qualité et la dynamique de l'eau dans le milieu. Par son emprise spatiale (transformation du couvert végétal), par les modifications qu'elle génère à la surface du sol (travail du sol) et par les éléments organiques et minéraux (apport de fertilisants et de pesticides) qu'elle y introduit, l'agriculture altère le cycle naturel de l'eau, du carbone et de l'azote, de l'échelle locale à l'échelle globale (Laurent, 2012; Nature Québec, 2011).

Les impacts de l'agriculture sur la quantité et la qualité de l'eau de surface ne sont plus à démontrer. L'agriculture, en modifiant localement le taux de couverture végétale des sols, participe directement aux bilans hydrologiques locaux ou régionaux et a donc un impact sur le renouvellement des ressources hydriques qui peuvent être disponibles pour l'ensemble des activités humaines. Les cultures annuelles, principalement celles à grande interligne comme le maïs (*Zea mays*), le soja (*Glycine max*) et la pomme de terre (*Solanum tuberosum*) sont notamment exigeantes en nutriments (utilisation abondante de fertilisants) et laissent une grande partie du sol à nu, exposé aux vents et au ruissellement de l'eau. L'augmentation des charges de phosphore dans les rivières est d'ailleurs fortement corrélée à la superficie de cultures à grande interligne dans un bassin versant donné (Gangbazo, 2005).

La production agricole requiert souvent un investissement dans des installations de drainage souterrain pour contrôler la hausse du niveau et de la salinisation de la nappe souterraine. Ce drainage améliore les conditions du sol pour la croissance des cultures, il facilite l'accès aux

terres par les machines agricoles et il augmente la superficie des terres productives pour l'agriculture (Conseil des académies canadiennes, 2013). Néanmoins, il a des conséquences possibles sur les débits de crues, la résistance à la sécheresse et la qualité de l'eau.

La disponibilité de l'eau dans un bassin versant est déterminée par les précipitations (neige ou pluie) qui tombent directement sur les terres agricoles et l'échange de l'eau entre le sol et l'atmosphère par les phénomènes d'évapotranspiration et de ruissellement. La précipitation et le ruissellement sont les composants visibles du cycle hydrologique. Les autres composantes telles que l'évaporation, l'infiltration, la transpiration, la recharge et la résurgence (ou émergence) des eaux souterraines sont les autres mécanismes de ce cycle. La disponibilité de l'eau est affectée par les saisons parce que la consommation d'eau agricole survient principalement durant l'été alors que les cours d'eau et les nappes phréatiques sont au plus bas, et que l'alimentation en eau est répartie sur toute l'année. Par conséquent, cette disponibilité dépend de l'humidité présente dans le sol au cours de l'été, des eaux de surface et des eaux souterraines (Conseil des académies canadiennes, 2013).

Dans leur forte connexion à l'eau, les humains ne cessent d'améliorer leur compréhension des processus hydrologiques afin de mieux planifier, développer et gérer les ressources en eau. Une gestion rationnelle et efficace de ces ressources nécessite une bonne connaissance du fonctionnement des systèmes hydrologiques. L'étude hydrologique d'un bassin versant ou d'une de ses parties exige très souvent une approche par modélisation. Elle constitue l'une des principales méthodes permettant de répondre aux enjeux liés à la prédétermination des variables hydrologiques ou à leur prévision (Hingray *et al.* 2009). Elle permet d'anticiper l'ampleur des conséquences sur les ressources en eau et les rendements des cultures. Elle offre donc à la fois un moyen de compréhension des phénomènes en jeu en fonction des caractéristiques locales et un moyen d'accompagner les prises de décision souvent lourdes de conséquences sur le fonctionnement des exploitations et sur l'emploi de fonds publics (Laurent, 2012). Ainsi, la modélisation des phénomènes physiques qui gouvernent la réponse d'un bassin au forçage météorologique représente un défi de taille étant donné la complexité et la variabilité dans le temps et dans l'espace des processus et des éléments impliqués dans la transformation de la précipitation en ruissellement (Lastoria, 2008). Elle offre un moyen de compréhension des processus et des interactions dynamiques entre les variables de forçage météorologique, les propriétés hydriques et les caractéristiques topographiques du bassin. En plus de fournir

l'information hydrologique nécessaire, par exemple, au dimensionnement d'ouvrages hydrauliques (barrages, réseaux de drainage) et de protection contre les crues (endiguement), la modélisation permet d'anticiper l'ampleur des conséquences sur les ressources en eau et sur le rendement des cultures d'une parcelle ou d'un bassin versant agricole. Pour ce faire, les modèles hydrologiques sont des outils très utilisés pour reproduire le comportement hydrologique d'un bassin dans le but d'accompagner les prises de décision.

Les modèles numériques hydrologiques sont des systèmes simplifiés pour quantifier les processus du cycle hydrologique dans un bassin versant. Ils sont basés sur un ensemble d'équations inter-reliées visant à convertir des lois physiques, qui gouvernent des phénomènes naturels extrêmement complexes, en formulations mathématiques simplifiées. Ils représentent des outils essentiels à la compréhension des processus et des interactions dynamiques entre les paramètres environnementaux et physiographiques qui interviennent dans un hydrosystème. De manière générale, les modèles hydrologiques représentent quelques aspects considérés les plus pertinents au détriment d'autres considérés d'importance secondaire.

C'est ainsi que le besoin de protéger judicieusement et de bien gérer les ressources en eau est devenu une des motivations premières de la modélisation hydrologique des petits bassins versants agricoles, et ce afin de prédire l'écoulement et le transport des contaminants dans le sol sous divers usages ou pratiques de gestion. C'est dans ce contexte que s'inscrit cette étude qui faisait partie d'un large programme national (canadien) appelé Évaluation des Pratiques de gestion Bénéfiques à l'échelle des bassins hydrographiques (EPBH) (Yang *et al.* 2007). Ce projet d'Agriculture et Agroalimentaire Canada (AAC) visait à mesurer les impacts environnementaux et économiques de certaines pratiques de gestion bénéfiques (PGB) sur la qualité de l'eau dans sept micro-bassins hydrographiques du Canada (2004-2013). Le micro-bassin Bras d'Henri, objet de cette étude, était l'un de ces sites (Agriculture & Agri-food Canada, 2004a, b, c).

1.2. Objectifs de la thèse

Le but de cette étude est de caractériser quantitativement l'impact du drainage souterrain et des propriétés du sol sur le comportement hydrologique du micro-bassin versant d'intervention de 2,4 km² du bassin de la rivière Bras d'Henri (150 km²) localisé dans le bassin de la rivière Chaudière (Québec). Le bassin de la rivière Bras d'Henri est le site d'une des plus fortes concentrations

d'animaux d'élevage au Québec et dont les deux tiers de la superficie sont cultivées. Une exploitation agricole intensive des cultures annuelles telles que le maïs-grain (*Zea mays*) ou le soya (*Glycine max*) y est pratiquée sous drainage souterrain. Pour ce faire, cette étude poursuit les quatre objectifs suivants :

(1) Contribuer à la compréhension des interactions entre les eaux de surface et eaux souterraines en présence des drains souterrains avec un accent spécial mis sur le rôle de propriétés des sols : Quelles sont les propriétés des sols influençant le plus l'écoulement aux systèmes de drainage et celui à la sortie du micro-bassin? L'approche adoptée est d'explorer la sensibilité du modèle CATHY (Camporese *et al.* 2010), un modèle hydrologique tridimensionnel, aux propriétés hydrodynamiques du sol vis-à-vis les volumes cumulatifs simulés aux réseaux de drainage et les volumes cumulatifs nets sortant du micro-bassin.

(2) Réaliser la modélisation hydrologique du micro-bassin agricole Bras d'Henri en utilisant le modèle CATHY afin d'analyser l'impact de drains agricoles souterrains sur les écoulements à la sortie du micro-bassin et le couplage des eaux de surface et des eaux souterraines; et l'influence des propriétés du sol sur les écoulements à la sortie du micro-bassin et au réseau de drainage artificiel.

(3) Introduire une sous-routine dans le code du modèle CATHY pour prendre en compte le processus de transpiration des cultures sur un champ agricole drainé car le prélèvement de l'eau du sol par l'évapotranspiration se faisait, jusqu'à maintenant, uniquement à la surface du milieu poreux dans ce modèle.

(4) Évaluer la capacité du modèle CATHY (modèle tridimensionnel) à simuler les écoulements à la sortie d'un système de drainage d'une parcelle agricole. Dans cette évaluation, les résultats de ce modèle ont été comparés au modèle DRAINMOD (modèle unidimensionnel largement utilisé à travers le monde pour simuler les sols artificiellement drainés) (Skaggs *et al.* 2012).

1.3. Structure de la thèse

Incluant l'introduction (chapitre 1), cette thèse comprend huit chapitres (Figure 1.1).

Le chapitre 2 est une revue des connaissances hydrologiques de base utiles à la compréhension des processus d'écoulement intervenant dans le cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant. Les concepts de drainage et de modélisation hydrologique y ont été aussi abordés.

Au chapitre 3 sont présentés les sites d'étude, à savoir le micro-bassin Bras d'Henri, le champ et la parcelle drainés choisis. Les modèles hydrologiques sont décrits ainsi que leur échelle spatiale d'utilisation.

Le chapitre 4 aborde l'étude de l'Analyse de Sensibilité Globale (ASG) du modèle CATHY, à l'échelle du micro-bassin, au moyen de deux méthodes basées sur la décomposition de la variance. Il s'agit des méthodes FAST99 (Saltelli *et al.* 1999) et Sobol2002 (Saltelli, 2002). Ce chapitre et l'annexe IV ont constitué un article publié au *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques* : « Muma M, Gumiere SJ et Rousseau AN (2014) Analyses de sensibilité globale du modèle CATHY aux propriétés hydrodynamiques du sol d'un micro-bassin agricole drainé. *Hydrological Sciences Journal*, 59(8): 1606-1623. »

Au chapitre 5 est traitée la Modélisation des Processus Hydrologiques (MPH) à l'échelle du micro-bassin afin d'analyser l'influence des systèmes de drainage agricole souterrain sur les écoulements à l'exutoire du micro-bassin et sur le couplage des eaux de surface et souterraines; et l'impact de la conductivité hydraulique à saturation sur les écoulements à la sortie du micro-bassin de même que sur ceux des réseaux de drainage artificiel. Les résultats de ce chapitre ont été soumis au *Journal des Sciences Hydrologiques* : « Muma M, Rousseau AN and Gumiere SJ (2015) Modeling of subsurface agricultural drainage using two hydrological model with different conceptual approaches, and dimensional and spatial scales. »

Le chapitre 6 aborde l'implantation d'un Module Racinaire d'Extraction de l'Eau (MREE) dans le modèle CATHY qui est appliquée à l'échelle d'un champ drainé sélectionné dans le micro-bassin Bras d'Henri. Ceci était un préalable au chapitre suivant dans le but de pouvoir comparer les résultats avec ceux du modèle DRAINMOD qui modélise explicitement l'évapotranspiration. Les résultats préliminaires de cette étude ont été publiés dans *Procedia Environmental Sciences* : « Mushombe Muma, Silvio J. Gumiere, Alain N. Rousseau, Carlotta Scudeler, and Claudio

Paniconi. 2013. Implementation of a root water extraction module in CATHY: Comparison of four empirical root-density distribution models. *Procedia Environmental Sciences* 19: 57-66. ».

Les résultats présentés dans ce chapitre seront publiés ultérieurement sous le titre : « Impact of the root water uptake modeling on the storage and net flow volumes ».

Le chapitre 7 est consacré à l'évaluation du modèle CATHY à simuler le fonctionnement des drains souterrains agricoles (DRAINS) à l'échelle d'une parcelle sélectionnée. Il a été évalué et comparé au modèle DRAINMOD, considéré comme modèle étalon par la communauté des ingénieurs et chercheurs. Les résultats obtenus de cette analyse ont été soumis au *Canadian Water Resources Journal*: « Muma M, Rousseau AN and Gumiere SJ (2015) Modeling of subsurface agricultural drainage using two hydrological models with different conceptual approaches, and dimensional and spatial scales. »

Enfin, le chapitre 8 présente la conclusion générale de l'ensemble des différents points abordés, la contribution de ces travaux à l'avancement de nos connaissances et les perspectives d'avenir.

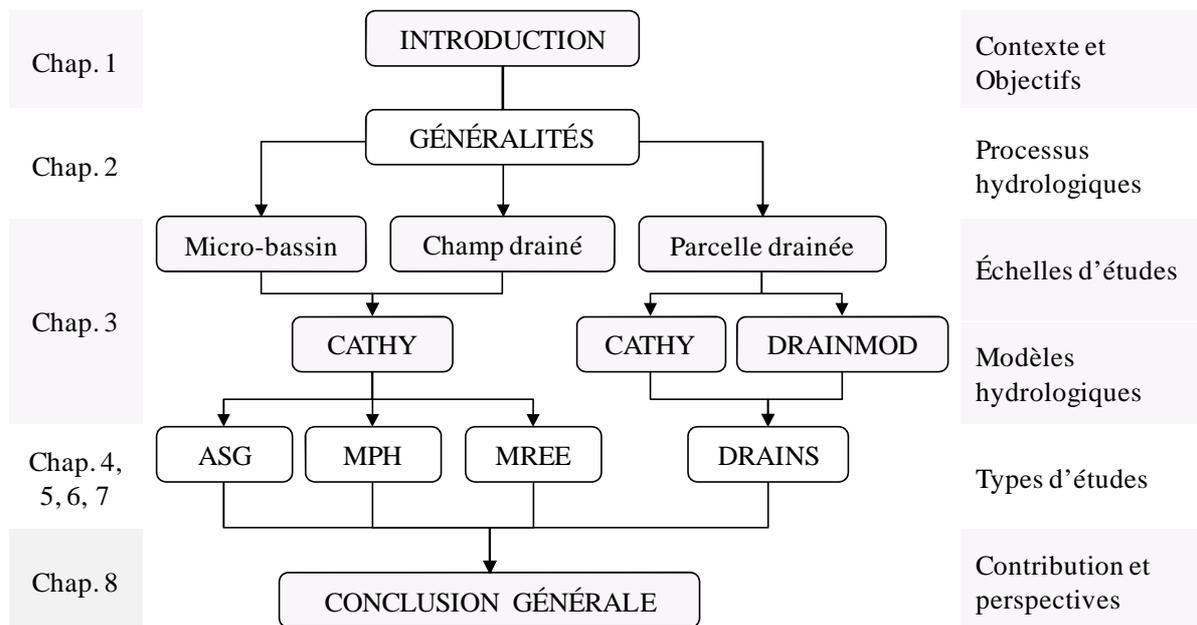


Figure 1.1 : Représentation schématique de la structure générale de la thèse

Le manuscrit est complété par six annexes. L'Annexe I présente les valeurs de conductivité hydraulique à saturation, des sols de la surface jusqu'à 1.25 m de profondeurs, déterminées à partir des essais de succion par AAC. L'Annexe II contient une brève théorie et une technique de

détermination de la conductivité hydraulique par la méthode d'essai de perméabilité (*Slug test*). L'Annexe III présente les hauteurs de la nappe mesurées aux piézomètres en date du 29 juin 2006 dans le micro-bassin. L'Annexe IV comprend une étude d'analyse de sensibilité du modèle CATHY par la méthode Morris (Morris, 1991; Saltelli *et al.* 2000a). L'Annexe V est la sous-routine du MREE par les plantes annuelles implantée dans le code du modèle CATHY. Et l'Annexe VI montre le plan des réseaux de drainage dans les parcelles NF106-1 et NF106-2.

CHAPITRE 2

GÉNÉRALITÉS SUR LES PROCESSUS HYDROLOGIQUES

« J'ai rencontré moins de difficultés dans la découverte du mouvement des corps célestes, en dépit de leur surprenant éloignement, que dans les recherches sur le mouvement de l'eau vive, qui pourtant coule sous nos yeux. » (Galilée, 1564-1642)

2.1. Résumé

Le chemin pris par l'eau sous ses trois formes (vapeur, liquide et solide) dans l'environnement est représenté par le cycle hydrologique. Ce dernier décrit le mouvement continu de l'eau liquide, vapeur et/ou solide dans l'atmosphère, sur le sol et les surfaces des végétaux et à travers le sol et les cours d'eau, lacs et océans. Les différentes composantes du cycle hydrologique, interagissant avec le sol, sont fortement influencées par les activités humaines, entre autres l'agriculture. À son tour, l'agriculture est fortement influencée par des changements dans l'hydrologie du sol aussi bien que par des changements de pratiques culturales. Ainsi, la compréhension de l'interaction complexe entre l'hydrologie, l'utilisation du sol et la gestion agricole constitue une étape déterminante pour gérer les ressources en eau et assurer leur protection.

Parmi les différentes modifications que l'homme apporte à la structure du milieu poral, on retrouve le drainage souterrain artificiel. Suite à l'installation des drains souterrains, le niveau et la dynamique de la nappe ne sont plus contrôlés par seulement les propriétés du sol, mais aussi par la profondeur et l'espacement des drains; ainsi des discontinuités sont générées dans la distribution spatiale des propriétés hydrauliques du sol.

De nos jours, il est difficile d'imaginer un problème environnemental ou hydrique dont la solution n'implique pas l'application d'un modèle hydrologique. En effet, les modèles hydrologiques sont devenus des outils de première ligne pour aborder un large spectre d'études environnementales et quantitatives des ressources hydriques, incluant la planification et la gestion des ressources en eau. Ceux-ci sont utilisés pour quantifier les impacts des stratégies de gestion

du bassin versant liant les activités humaines dans le bassin à la quantité et à la qualité de l'eau d'une rivière ou lac récepteur (Mankin *et al.* 1999; Rudra *et al.* 1999; Rousseau *et al.* 2013) pour la protection de l'environnement et des ressources en eau.

Ce chapitre tel qu'illustré à la figure 2.1 a pour objet d'effectuer, à travers une synthèse bibliographique, une revue des connaissances de base utiles à la compréhension de la transformation de la pluie en débit ou des processus hydrologiques sur un bassin versant. Pour ce faire, les notions du cycle de l'eau, du concept de drainage souterrain et de la théorie de la modélisation hydrologique sont brièvement abordées.

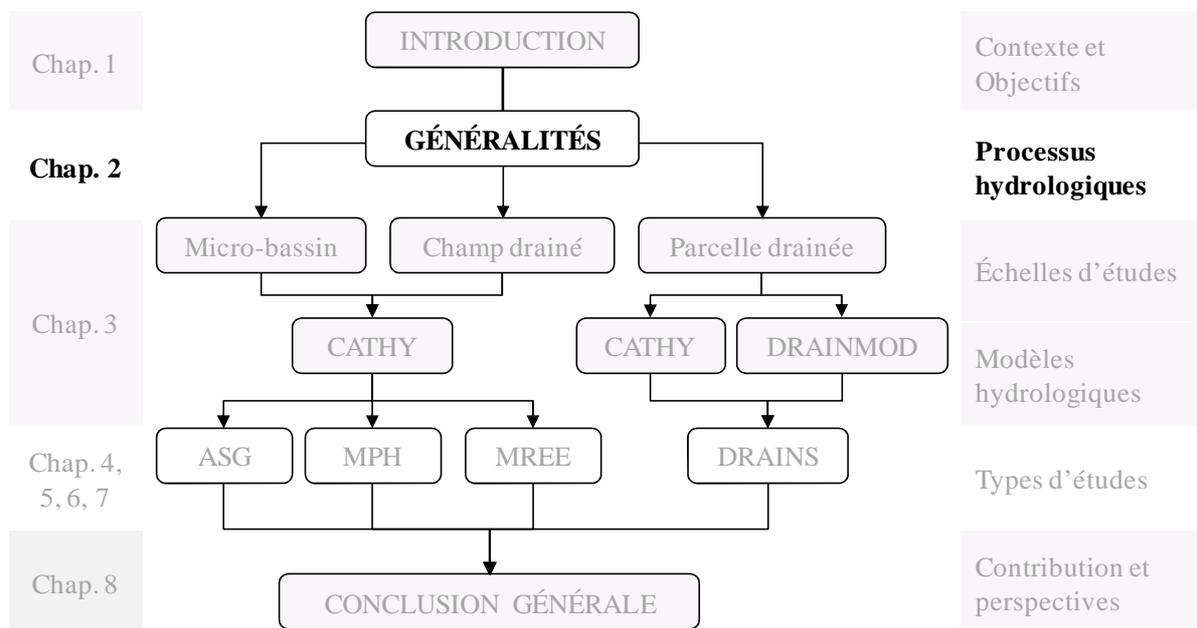


Figure 2.1 : Positionnement du chapitre 2 (généralités sur les processus hydrologiques) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse

2.2. Cycle de l'eau

2.2.1. Termes du bilan hydrique sur un bassin versant

Excluant les océans, les différents chemins de circulation suivis par l'eau caractérisent les échanges entre les différents réservoirs d'eau que sont l'atmosphère, la partie superficielle du sol (zone non saturée), la nappe (zone saturée), et le réseau hydrographique. Le cycle hydrologique est donc un échange continu des flux verticaux et horizontaux de l'eau entre trois principaux

éléments : la surface du sol, le sous-sol et l'atmosphère. Bien que les mécanismes du cycle hydrologique soient relativement simples à schématiser, l'interaction entre ceux-ci, et en particulier le mouvement de l'eau souterraine, n'est pas facile à représenter quantitativement. D'une manière simple, on peut dire que les eaux de pluie sont collectées par un bassin versant et transformées en écoulement jusqu'à son exutoire. Cette transformation implique des pertes qui sont dépendantes à la fois des conditions météorologiques et des caractéristiques physiques régnant dans le bassin. À l'instar des sols et de la couverture végétale, la morphologie d'un bassin influence également la distribution dans le temps de l'écoulement à l'exutoire. Ainsi, le bilan hydrologique du bassin, dans lequel la précipitation (P) est répartie entre les écoulements (Q), l'évapotranspiration (ET) et le changement des réserves en eau (ΔR) dans le bassin, peut s'écrire sur un pas de temps donné comme suit:

$$P = Q + ET + \Delta R \quad (2.4)$$

Dans la zone non saturée, appelée également zone vadose ou zone d'aération, l'eau et l'air sont tous deux contenus dans les espaces vides entre les particules de sol. À la base de cette zone, l'eau est maintenue par les forces capillaires (frange capillaire) et ne peut pas s'écouler par gravité. On représente généralement l'écoulement dans la zone vadose de façon verticale. Dans la zone saturée, les vides sont complètement remplis d'eau, appelée eau souterraine, et l'écoulement se fait à l'horizontal.

2.2.2. Processus d'infiltration

La quantité d'eau pénétrant à la surface du sol par l'entremise du processus d'infiltration est liée à la teneur en eau et aux propriétés physiques du sol telles que la texture, la structure. Elle dépend surtout de l'intensité, de la durée et de la nature des précipitations, des conditions de la surface du sol (la pente, la densité du couvert végétal) et de la teneur en eau. La végétation s'oppose au ruissellement et favorise l'infiltration car les racines augmentent la perméabilité du sol.

La modification de l'infiltration de l'eau dans le sol résulte de deux causes principales : le compactage et la suppression de la litière de surface (matière organique non incorporée au sol). L'utilisation de la machinerie lourde pendant la préparation de la terre et l'empatement animal sur les fermes causent la compaction du sol et réduisent l'infiltration de l'eau (Hölscher *et al.* 2005; Horn *et al.* 2003; Richard *et al.* 2001). Le labour réorganise la structure du sol, modifiant

ainsi les propriétés hydrodynamiques en surface ainsi que la rugosité du sol (Leonard & Andrieux, 1998; Richard *et al.* 1999). On note une augmentation de l'infiltration juste après le labour (Papy *et al.* 1988), alors que le passage d'engins peut engendrer une compaction localisée au niveau des traces de roues et réduire l'infiltration (Richard *et al.* 1999). En effet, les surfaces compactées ou décapées font diminuer le taux d'infiltration de l'eau dans le sol. Cela favorise le ruissellement de surface, qui peut accélérer l'écoulement de l'eau vers le réseau hydrographique (Langevin, 2004). Toute réduction d'infiltration après un changement dans le couvert du sol occasionne une augmentation du débit de surface pendant la saison pluvieuse (Siriwardena *et al.* 2006).

L'histoire ou l'antécédent hydrique du sol (*i.e.*, teneur en eau initiale) intervient également : un sol saturé par une précipitation antérieure ne pourra laisser infiltrer la précipitation suivante de la même façon. L'épaisseur perméable du sol joue aussi un rôle : un sol peu épais sur une unité imperméable entraînera plus de ruissellement.

2.2.3. Processus d'écoulement dans le cycle de l'eau

Le processus d'écoulement au sein du cycle hydrologique est souvent classé en écoulement de surface, hypodermique et souterrain (Rallison, 1982). L'écoulement (Q) est composé du ruissellement de surface (R_s), de l'écoulement hypodermique (R_h) et du débit de base (B). Les écoulements de surface et hypodermique constituent la majeure portion de Q qui a lieu juste après un événement pluvieux tandis que B est la principale source de Q entre des événements pluvieux et pendant les périodes d'étiages.

L'écoulement ou le ruissellement de surface est provoqué par : (1) un dépassement de la capacité d'infiltration de surface (ruissellement de type Hortonien : l'intensité des précipitations est supérieure à la capacité d'infiltration du sol), (2) l'évolution spatiale et temporelle des teneurs en eau de la zone initialement saturée (ruissellement sur surface saturée), et (3) une résurgence ou un suintement dans un versant.

Dans le premier cas, les sols soumis au ruissellement Hortonien sont des sols qui se déstructurent facilement sous l'effet de fortes intensités de pluie. Les pores superficiels sont obstrués et les vitesses d'infiltration diminuent sans que pour autant le sol soit saturé en dessous de la couche superficielle. L'eau qui ne s'infiltré pas ruisselle ensuite en surface. Des intensités de pluies

importantes sur une certaine durée, une couche de battance (croûte qui a pour origine un processus mécanique et chimique de déstructuration et de compaction de la couche de surface sous l'effet des fortes pluies) et une absence de végétation sont des conditions donnant naissance au ruissellement de type Hortonien.

Dans le second cas, l'état de surface du sol n'est plus limitant. L'eau de pluie s'infiltré tant que le profil local du sol n'est pas saturé. Une fois qu'il est saturé, c'est le ruissellement total. Le ruissellement sur surface saturée correspond généralement à une saturation locale par l'eau de pluie (Dunne & Black, 1970) sur des sols peu épais sur substratum imperméable (Cosandey, 1994).

Une nappe perchée, causée par la stratification de couches de perméabilités variables, constitue une zone d'écoulement préférentiel qui peut plus ou moins donner lieu à une zone de résurgence sur un versant – ce qui est le troisième cas de ruissellement de surface (Hewlett, 1974).

Le ruissellement de l'eau de pluie à la surface d'un bassin versant est influencé par quatre facteurs principaux : l'intensité des précipitations, la rugosité de la surface du champ, la capacité d'infiltration du sol et la profondeur de la nappe d'eau dans le sol. Pour une même intensité de pluie, un sol moins perméable atteindra un état de saturation plus rapidement et engendrera un ruissellement plus abondant. Une surface du sol plus rugueuse retardera cependant le phénomène, car elle peut retenir un volume d'eau plus important avant que le ruissellement ne se déclenche. Une position élevée de la nappe d'eau contribuera également au déclenchement hâtif du ruissellement. C'est généralement le cas au printemps, alors que le sol est saturé en eau et que la fonte des neiges contribue à un fort apport d'eau en surface.

La valeur de la pente conditionne la vitesse d'écoulement de l'eau en surface ; sa magnitude favorise des débits importants et la concentration des filets d'eau.

L'écoulement hypodermique ou de sous-surface a lieu dans l'horizon superficiel du sol, à savoir dans l'humus et la zone racinaire d'un bassin versant. L'eau s'infiltré sous la surface du sol et circule latéralement à travers les horizons supérieurs du sol vers la rivière (Rallison, 1982). Il est un processus essentiel de contribution d'eau souterraine au débit de crues. Les zones favorables à l'écoulement hypodermique sont des versants où le profil du sol est caractérisé par une infiltrabilité élevée en surface et une forte décroissance de cette capacité d'infiltration avec la profondeur.

L'écoulement souterrain correspond à l'eau qui circule latéralement dans la zone saturée. L'écoulement dans la matrice poreuse est gouverné par la conductivité hydraulique du sol et le gradient hydraulique. En fonction des conditions, la vitesse d'écoulement peut être de quelques mm/an à plusieurs milliers de mm/an.

À l'opposé, l'écoulement de surface est rapide : il est présent pendant une averse et peu de temps après qu'elle cesse (quelques minutes à quelques jours). L'écoulement hypodermique se déplace un peu plus lentement que l'écoulement de surface et apparaît donc dans la rivière en temps différé par rapport à l'écoulement de surface.

2.3. Modélisation hydrologique

Comprendre les processus de transfert d'eau dans les bassins versants est encore aujourd'hui une question clé de l'hydrologie. Cette dernière est une science qui permet de répondre à deux questions fondamentales : « *Qu'arrive-t-il à l'eau des pluies ?* » (Penman, 1963) et « *D'où provient l'eau des ruisseaux ?* » (Hewlett, 1961). Entre le moment où il pleut et celui où l'eau atteint les rivières, toute une série de phénomènes vont intervenir le long du trajet de l'eau : interception partielle de la pluie par la végétation, retour de l'eau de pluie vers l'atmosphère à partir du sol (évaporation) et des plantes (transpiration), transfert de l'eau de la surface vers le sol (infiltration), ruissellement à la surface généré lorsque l'infiltration de l'eau dans le sol est inférieure à l'apport de pluie nette, écoulement latéral dans le sol (ruissellement hypodermique), percolation de l'eau des premières couches vers la nappe pour constituer les réserves d'eau souterraine du bassin, écoulement latéral lent qui alimente les rivières (débit de base des rivières).

L'étude hydrologique d'un bassin versant se réalise très souvent en utilisant des modèles numériques. La modélisation hydrologique est une discipline qui tente de décrire quantitativement la phase terrestre des processus du cycle hydrologique (Singh & Woolhiser, 2002).

Les données d'entrée du modèle hydrologique comprennent des séries chroniques météorologiques, aussi appelées données de forçage, comme la précipitation, la neige, la température et les heures d'ensoleillement, aussi bien que les paramètres du système hydrologique représenté, qui quantifient ses propriétés physiques. Les paramètres d'un modèle sont divisés en paramètres géométriques ou physiographiques (par exemple la superficie du

bassin versant, les pentes de la surface du sol) et les propriétés décrivant les caractéristiques comme la conductivité hydraulique, la porosité. Les sorties sont définies en fonction du système étudié. Elles peuvent être, par exemple, l'écoulement de surface ou l'écoulement souterrain ou l'élévation de nappe.

2.4. Concept de drainage agricole

2.4.1. Théories

Sous notre climat, des conditions de nappes d'eau plus élevées ou d'humidité excessive du sol sont fréquentes au printemps, à l'automne et à la suite de périodes de pluies prolongées au cours de l'été. De plus, certains terrains présentent des nappes d'eau élevées tout au long de l'année à cause de leur configuration soit au bas d'une pente, soit dans une dépression ou lorsque les sols sont fins. Si la baisse naturelle de la nappe n'est pas suffisamment rapide pour libérer la zone des racines en deux ou trois jours, il faut considérer l'amélioration du drainage par des moyens artificiels, notamment l'installation d'un système de drainage souterrain (Beaulieu, 2001).

Dans les régions où les précipitations sont insuffisantes ou marginales, l'irrigation joue un rôle essentiel dans le développement de l'agriculture. Elle requiert souvent un investissement dans les installations des systèmes de drainage pour contrôler la hausse du niveau et de la salinisation de la nappe d'eau souterraine.

Le drainage souterrain est une opération qui consiste à favoriser l'évacuation de l'eau gravitaire de la zone racinaire vers un cours d'eau à la suite d'une précipitation. Il a pour but d'assurer des conditions favorables au développement ou à la croissance des cultures, de faciliter les pratiques culturales (Figure 2.2). Il régularise et sécurise ainsi la production tout en améliorant les conditions d'accès aux champs et de travail (labour, semis, traitements et récolte).

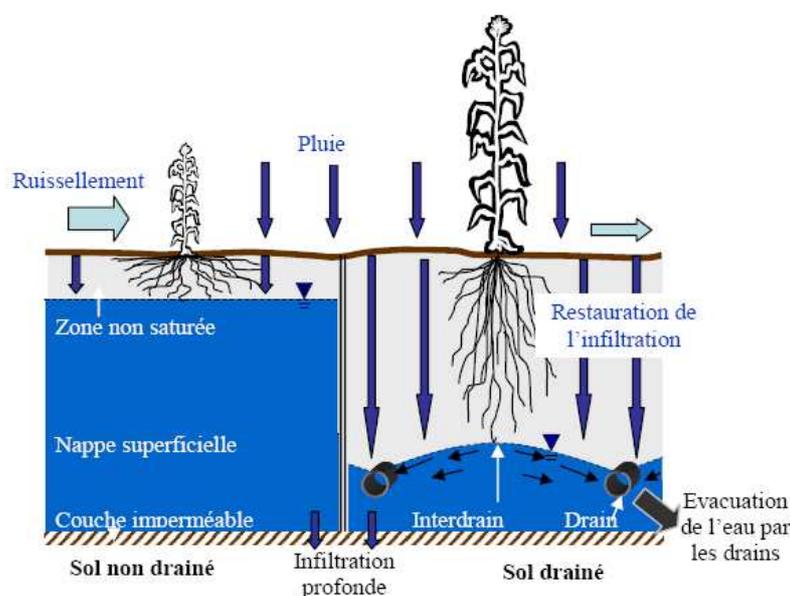


Figure 2.2 : Concept du niveau de la nappe avec ou sans drainage (Guyomard, 2009)

Sans nul doute, les impacts positifs du drainage sur les sols peuvent se résumer en sa forte amélioration du potentiel agricole : l'évolution des caractéristiques fonctionnelles du sol (aération, régime thermique, activité biologique); l'amélioration de la structure du sol, de la capacité d'infiltration et de la circulation de l'eau; la réduction des contraintes d'exploitation (accès aux champs, diversification des cultures) et diminution des risques de salinisation afin d'augmenter le rendement des cultures (Tableau 2.1).

Tableau 2.1 : Effet du drainage agricole souterrain sur le rendement de cinq cultures (Colwell, 1978)

Culture		Maïs-grain	Soja	Blé	Avoine	Foin
Rendement moyen avant drainage	tonne/ha	4.14	1.96	1.77	1.60	4.10
Rendement moyen après drainage	tonne/ha	5.58	2.59	2.61	2.35	5.20
Augmentation de rendement	tonne/ha	1.44	0.63	0.84	0.75	1.10
	%	34.8	32.1	47.5	46.9	26.8

Les réseaux de drainage artificiel ont tendance à réagir rapidement aux événements climatiques comme les précipitations et la fonte des neiges ainsi qu'à l'épandage de lisier de ferme (Frey *et al.* 2012). Lors d'épandage de lisier, des concentrations élevées de contaminants sont souvent transportées de la surface vers les systèmes de drainage et donc vers les cours d'eau. Cela représente une menace pour la qualité des eaux de surface et influe sur la santé du milieu aquatique récepteur situé en aval (Agriculture & Agroalimentaire Canada, 2010).

Les réseaux de drainage ont un impact quantitatif sur les eaux de surface. D'une part, ils augmentent la capacité d'infiltration du sol et réduisent le ruissellement (Baker & Johnson, 1976; Thomas *et al.* 1995; Watelet & Johnson, 1999); d'où, la diminution des débits de crue (Larson & Moore, 1980; Skaggs & Broadhead, 1982). Dans certaines conditions (sols plus perméables), ils peuvent accélérer le transfert des eaux souterraines vers l'émissaire, ce qui résulte au renforcement des débits de crue (Robinson, 1990; Wiskow & van der Ploeg, 2003).

L'influence du rejet des eaux de drainage est fonction : (a) de caractéristiques hydrologiques du bassin versant, (b) du rapport de la surface drainée versus la surface totale du bassin versant et (c) de la nature des matériaux dans lesquels les drains sont installés.

Suite à la diminution du ruissellement et du transport solide à la surface du sol, on observe une réduction des exportations des pesticides vers la nappe (eau souterraine) (Bastien *et al.* 1990; Muir & Baker, 1976). Plusieurs études ont été menées pour examiner l'importance d'une variété de facteurs dans le mouvement des pesticides à travers le sol. Comme le climat et les saisons (Bastien *et al.* 1990; Traub-Eberhard *et al.* 1995), le type de sol (Novak *et al.* 2001; Traub-Eberhard *et al.* 1995), l'écoulement préférentiel dans les macropores de sol (Kladivko *et al.* 1999) et les pratiques culturales (Elliot *et al.* 2000). Il est important de noter que le drainage souterrain agricole peut améliorer la résistance des cultures aux maladies (Colwell, 1978).

Les impacts du drainage agricole souterrain sur l'environnement sont nombreux et variés. Le tableau 2.2 résume quelques-uns de ses effets positifs et négatifs.

Tableau 2.2 : Effets positifs et négatifs du drainage souterrain sur l'environnement (adapté de S.A.G.E Scarpe Aval, 2006)

Effets positifs	Effets négatifs
↘ ruissellement	↘ stockage naturel en surface
↘ érosion	↘ recharge des nappes
↘ débit de pointe	↘ des zones tampons naturelles (zones humides)
↗ infiltration	↘ rôle épuratoire du terrain
↗ tamponnement des crues	↘ alimentation de la nappe souterraine
↘ transport des sédiments, plus ou moins chargés en polluants, vers les cours d'eau	↗ quantité des polluants lessivés vers les cours d'eau en cas d'orage
↗ rendement des cultures	↗ impact à la sécheresse
↗ qualité texture du sol	
↗ efficacité du matériel agricole	
↗ périodes d'accès à la parcelle	

(↗ : augmente, ↘ : diminue)

En fonction de l'utilisation du sol, des propriétés du sol entre autres, il existe trois catégories de drainage qui peuvent être implantées sur un terrain agricole ayant des problèmes de drainage : drainage de surface, drainage souterrain et puits verticaux.

Aux fins de cette étude, notre attention a porté uniquement sur les systèmes de drainage souterrain. La présence de ce dernier induit des écoulements préférentiels dans l'horizon de labour, puis par la tranchée de drainage, généralement plus perméable que le sol en place, vers le drain (Soutter *et al.* 2007).

En absence de drains souterrains artificiels, les eaux dans les dépressions (de surface) et le profil du sol peuvent être évaporées; transpirées à travers la végétation, ou s'infiltrées profondément dans le sol. L'eau dans les dépressions et celle libre ou gravitaire dans le profil du sol sont considérées comme un stockage de rétention à long terme par le fait qu'il n'y a pas de chemin de drainage permettant à ces eaux de contribuer aux flux en aval (BTSAC, 2012).

En présences de drains souterrains artificiels, la fraction d'eau gravitaire dans le profil de sol est convertie au stockage de détention à court terme en la soustrayant du système sur une période d'heures, des jours, ou des semaines, en fonction du nombre de variables comprenant entre autres la taille du drain, la profondeur et l'espacement, le type du sol, la précipitation ou la fonte de neige. Quand l'eau gravitaire est éliminée du profil de sol, l'infiltration peut avoir lieu suite à l'espace poral disponible dans le sol permettant à l'eau qui pouvait être emmagasinée dans les

dépressions de s'infiltrer à avoir un chemin direct à l'écoulement en aval (*via* les drains souterrains) (BTSAC, 2012).

Convertir le stockage de la dépression et du profil de sol de la rétention à la détention, à l'échelle du champ, paraît être bénéfique (*i.e.*, réduction de pointes, retardement du ruissellement de surface, amélioration de l'accessibilité au champ lors de semis et récolte, et augmentation de la productivité agricole). À l'échelle du bassin versant, convertir la rétention à la détention du stockage de la dépression et du profil de sol peut avoir des effets bénéfiques ou préjudiciables aux débits de crue dépendant de la localisation du champ dans le bassin versant (BTSAC, 2012).

2.4.2. Approches de modélisation du système de drainage

Plusieurs approches de conception du système de drainage souterrain agricole existent, différentes les unes des autres par le but visé et le mode de description des processus. Le développement des équations d'écoulement en régime permanent, pour faciliter la conception de systèmes de drainage parallèles dans un champ, a commencé au milieu du vingtième siècle. Une équation de drainage en régime permanent pour des sols homogènes avec deux couches distinctes a été présentée par Hooghoudt (1940). Dans ce cas, la couche supérieure est très perméable alors que la couche inférieure est peu perméable. Ernst (1962) dériva une équation pour des sols avec une couche peu perméable au-dessus d'une couche très perméable et une version modifiée d'un cas avec deux couches perméables sous le niveau du drain. Les approches de Hooghoudt (1940) et Ernst (1962) furent combinées en une équation unique applicable à tous les cas présentés (Ernst, 1975). Les dérivations de principes des équations de Hooghoudt et Ernst ont été présentées par van Beers (1976). D'autres approches de modélisation de drainage souterrain ont été proposées comme l'équation de Kirkham (Kirkham, 1958) et les équations de Laplace ou Boussinesq (Bouarfa et Zimmer, 2000). Ces approches ont été intégrées dans plusieurs modèles conceptuels et distribués. Les équations de Kirkham et Hooghoudt sont utilisées, par exemple, dans le modèle DRAINMOD (Skaggs, 1980), tandis que le modèle MACRO (Larsbo et Jarvis, 2003) utilise celle de Hooghoudt. Dans le modèle SWAP (Kroes *et al.* 2008), l'utilisateur peut choisir entre l'option de l'équation de Hooghoudt et les équations d'Ernst selon le problème à l'étude.

Dans la modélisation d'écoulements en régime variablement saturé, les drains sont généralement simulés d'une façon plus simple que dans les approches en régime permanent par le fait que les couches de sol et les distributions de pression sont prises en compte par le modèle. Fipps *et al.* (1986) ont testé quatre différentes méthodes de représentation des drains souterrains dans une solution numérique par éléments finis de l'équation de Richard en deux dimensions : (1) approche de trou (ouverture) comme modèle de drain, (2) approche d'un point nodal avec flux imposé ou spécifié, (3) approche de pression imposée et (4) approche d'ajustement de la résistance. Dans cette dernière méthode, la conductivité aux drains est ajustée par un facteur déterminé par le rapport entre le rayon effectif du drain et la taille des éléments entourant le nœud du drain. Le problème avec les méthodes (1) et (3) est qu'un grand nombre de nœuds est nécessaire au voisinage du drain pour des résultats plus réalistes, tandis que les méthodes (2) et (4) sont mises en œuvre avec des grilles grossières. Dans le modèle HYDRUS (Simunek *et al.* 2006), les drains peuvent être simulés par l'ajustement de la conductivité hydraulique des éléments entourant les points nodaux des drains. Le système de drainage est basé sur le réseau de résistance électrique ou considéré comme des faces de suintement (*seepage*) sur leur périmètre.

Karvonen (1988) a fait une comparaison approfondie entre (a) une approche basée sur les éléments finis en deux dimensions avec une grille plus dense progressivement autour du drain, (b) un modèle analytique et (c) une approximation en une dimension. Il conclut qu'il n'y a pas de bénéfice majeur à gagner par la modélisation compliquée de la géométrie du drain comparée aux approches plus simples suite à l'incertitude des données de terrain disponibles.

Pour les grilles en trois dimensions où il y a un nombre de drains dans le domaine, la discrétisation extrêmement fine requise pour représenter les petites ouvertures (drains) est coûteuse en temps de calculs (Fipps *et al.* 1986). Afin d'obtenir une solution au problème d'écoulement, une condition aux limites de Dirichlet (pression hydraulique imposée) ou celle de Neumann (flux imposé) est généralement appliquée aux nœuds qui représentent les drains. L'une de ces deux conditions peut être intégrée dans le modèle CATHY (Camporese *et al.* 2010) pour simuler le réseau de drainage souterrain. L'utilisation de la condition de Dirichlet implique que le potentiel aux drains reste constant tout au long de la simulation et l'écoulement dans les drains n'est pas affecté par des facteurs comme la section transversale de drains (MacQuarrie et Sudicky, 1996). Afin de simuler le système de drainage dans le maillage tridimensionnel de la matrice poreuse, où l'écoulement souterrain est gouverné par l'équation de Richard, on peut

distinguer entre autres les trois approches suivantes. Premièrement, une équation unidimensionnelle d'écoulement au drain y est introduite. C'est le cas du modèle HydroGeoSphere (Brunner et Simmons, 2012; MacQuarrie et Sudicky, 1996; Therrien *et al.* 2007), où elle est basée sur l'équation de continuité de l'écoulement en canal ouvert. Ensuite, l'écoulement sortant du système de drainage dépend de la hauteur de la nappe au-dessus du niveau de drain et d'une constante de temps imposée qui est calculée selon le concept de réservoir linéaire. Ceci concerne le modèle MIKE-SHE (DHI, 2007). Et enfin, on peut recourir à la représentation équivalente des drains enterrés dans le profil du sol en utilisant un milieu poreux homogène anisotrope (Carlier *et al.* 2007). Cette dernière approche, comparée à d'autres qui représentent les drains souterrains utilisant le code SWMS 3D (Simunek *et al.* 1995), avait donné des résultats satisfaisants en termes de débits et d'élévation moyenne de la nappe.

De tous les modèles hydrologiques ci-haut cités, il est à noter que, d'une part, très peu ou presque pas d'études réalisées par le modèle CATHY se sont penchées sur la modélisation du drainage agricole souterrain. D'autre part, le modèle DRAINMOD est celui qui est largement utilisé à travers le monde pour décrire l'hydrologie des sols mal drainés ou artificiellement drainés. Ceci explique le choix de ces deux modèles pour l'une ou l'autre étude des travaux de cette recherche.

CHAPITRE 3

PRÉSENTATION DU SITE ET DESCRIPTION DES MODÈLES HYDROLOGIQUES

3.1. Résumé

Le but de ce chapitre (Figure 3.1) est de présenter le site à l'étude, les deux modèles hydrologiques (CATHY et DRAINMOD) utilisés pour faire les simulations et les différentes échelles spatiales (micro-bassin, champ et parcelle artificiellement drainés) ayant fait l'objet de cette recherche. Les critères d'évaluation de la performance des modèles sont aussi décrits.

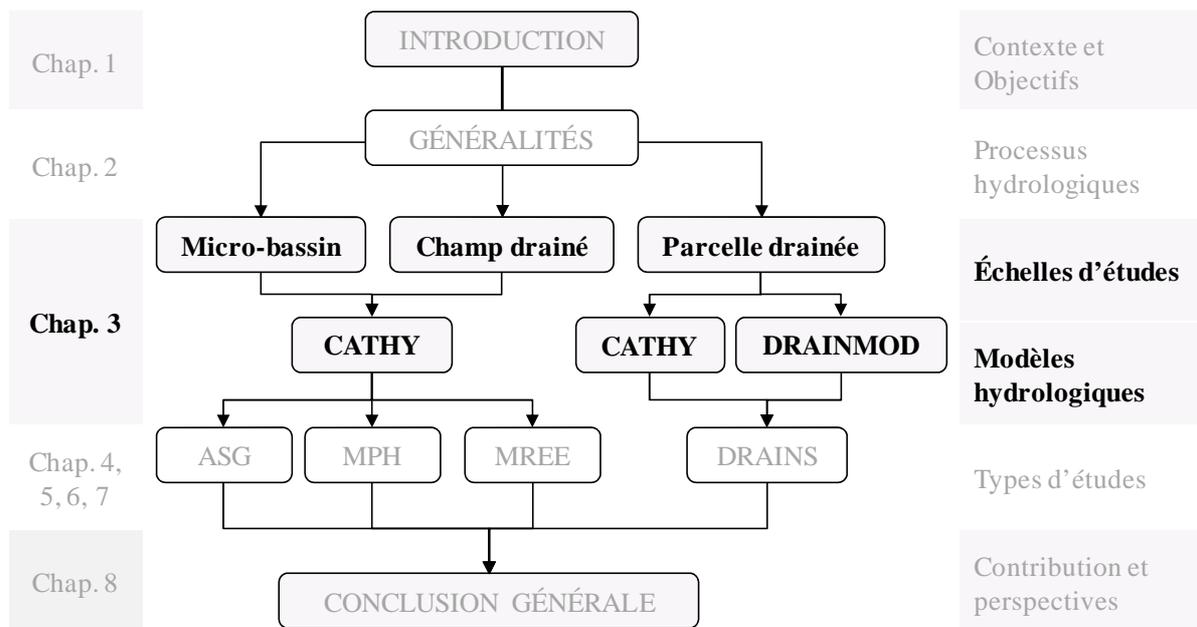


Figure 3.1 : Positionnement de la présentation du site et description des modèles hydrologiques dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse

3.2. Présentation du site d'étude

Le site à l'étude est un micro-bassin de 2.4 km² localisé dans le bassin versant de la rivière Bras d'Henri d'environ 167 km² à environ 30 km au sud-est de la ville de Québec sur la rive sud du

fleuve Saint-Laurent dans le secteur de la région agro-climatique de Chaudière-Appalaches (Figure 3.2). Les deux tiers de cette aire de drainage sont consacrés aujourd'hui à l'agriculture (grandes cultures, pâturages, etc.) et le reste est demeuré en milieu naturel, constitué de boisés et de terres humides.

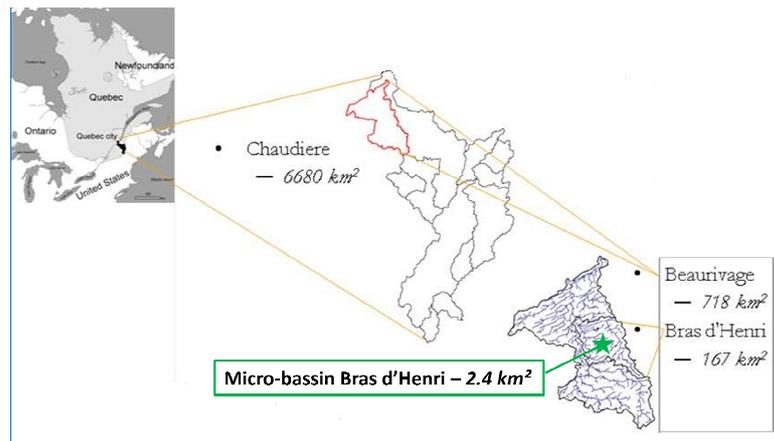


Figure 3.2 : Localisation du micro-bassin Bras d'Henri

Cette région est caractérisée par des hivers longs et froids, des étés courts et frais, et d'importantes précipitations annuelles, environ 1150 mm, dont le tiers s'accumule sous forme de neige. Au cours de l'été, les précipitations sont généralement plus grandes que l'eau évapotranspirée et donc aucun déficit hydrique au niveau des sols n'est observé, si ce n'est qu'une faible possibilité pour certains secteurs très localisés de sols grossiers (sable avec gravier et cailloux) qui sont bien à très rapidement drainés durant le mois de juillet (Lamontagne *et al.* 2010). Ce site s'inscrit dans le cadre du projet national « Évaluation des Pratiques de gestion Bénéfique à l'échelle des bassins Hydrographiques (EPBH) », lancé en 2004 et dirigé par Agriculture et Agroalimentaire Canada (AAC) visant à mesurer les impacts environnementaux et économiques de certaines Pratiques de Gestion Bénéfiques (PGB) sur la qualité de l'eau dans sept micro-bassins hydrographiques du Canada (Agriculture & Agri-food Canada, 2004a, b, c).

Localisé dans les Appalaches québécoises, le micro-bassin Bras d'Henri est caractérisé par un relief de 150 à 170 m au-dessus du niveau de la mer. Les matériaux géologiques de surface ont été déposés pendant la présence de la mer Champlain et sont constitués de minces (< 10 m) sédiments littoraux recouvrant des diamictons glaciaux argileux (Gadd, 1974). Ces diamictons

atteignent généralement une épaisseur de 1.0 à 1.5 m, mais ne sont pas présents partout dans le micro-bassin. La Figure 3.3 présente la distribution spatiale des sols et au Tableau 3.1 sont consignées quelques-unes de leurs propriétés. Les couches pédologiques sont principalement constituées de plus de dix catégories de sols regroupées en trois grandes familles : les sols sableux, loameux et loameux grossiers où les pourcentages de sable et d'argile varient respectivement de 7 à 97 % et de 1 à 32 % (Lamontagne *et al.* 2010). Les pentes dans le micro-bassin varient généralement de 0 à 3 %.

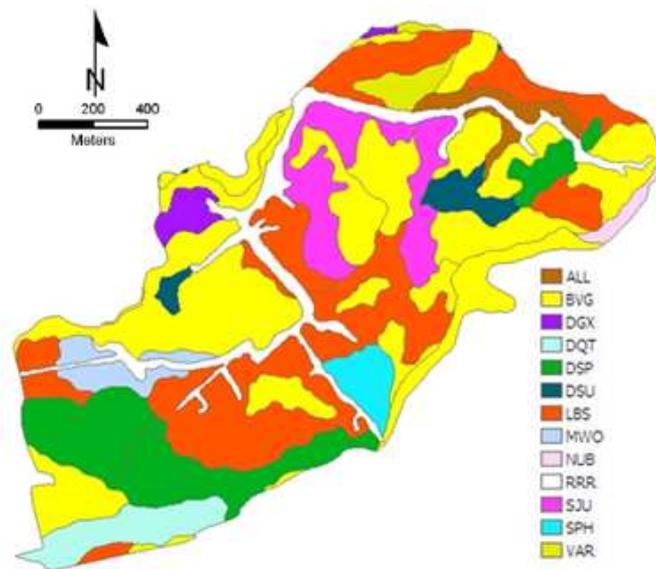


Figure 3.3 : Carte de la distribution spatiale des sols (Agriculture & Agroalimentaire Canada, 2013)

Tableau 3.1 : Quelques caractéristiques des sols dans le micro-bassin

Code du sol	Famille	% sable	% argile	Drainage
ALL	Loameux	5-12	5-12	Mal drainé
BVG	Sableux	67-97	1-13	Imparfaitement drainé
DGX	Loameux grossier	29-59	5-13	Imparfaitement drainé
DQT	Loameux grossier	62-84	9-20	Imparfaitement drainé
DSP	Loameux grossier	52-58	6-10	Mal drainé
DSU	Loameux grossier	45-62	5-12	Mal drainé
LBS	Loameux	7-30	12-23	Mal drainé
MWO	Loameux grossier	57-84	6-17	Mal drainé
NUB	Loameux	8-60	7-32	Mal drainé
RRR	Non classifié	59-82	0-8	Non classifié
SJU	Sableux	68-94	1-4	Imparfaitement drainé
SPH	Sableux	55-76	2-5	Mal drainé
VAR	Sableux	73-97	1-6	Imparfaitement drainé

L'emplacement des systèmes de drainage (localisés à une profondeur de 1.20 m) et l'occupation du sol dans le micro-bassin sont présentés respectivement aux Figures 3.4 et 3.5. Ce site est caractérisé par une intense production agricole constituée principalement par les fourrages (53.1 %), le maïs-grain (*Zea mays*, 27.8 %) et le soya (*Glycine max*, 8.1 %)

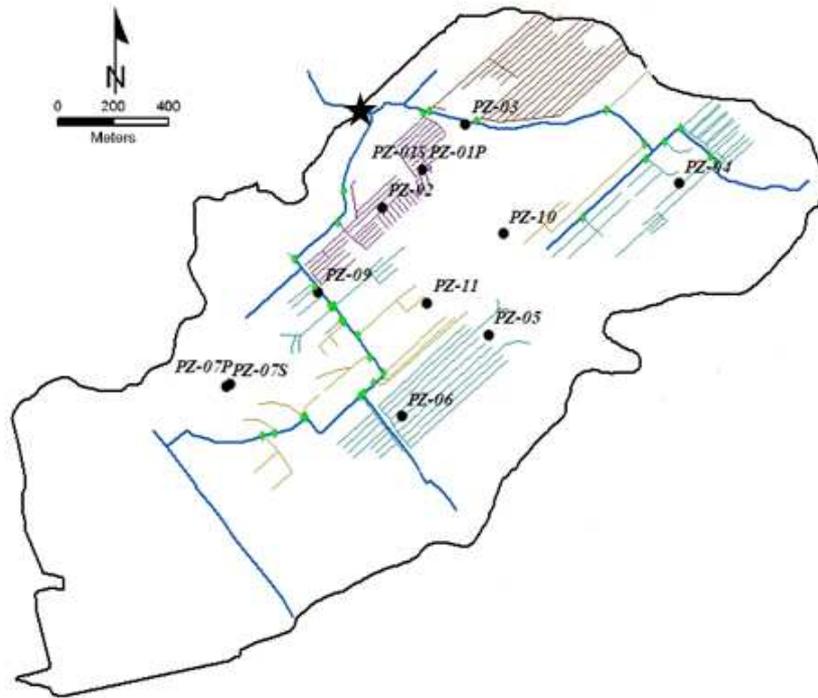


Figure 3.4 : Localisation des réseaux de drainage dans le micro-bassin (couleur bleue = réseau hydrographique, ronds noirs = piézomètres et autres couleurs = réseaux de drainage, l'étoile indique l'exutoire du micro-bassin) (Agriculture et Agroalimentaire Canada, 2013)

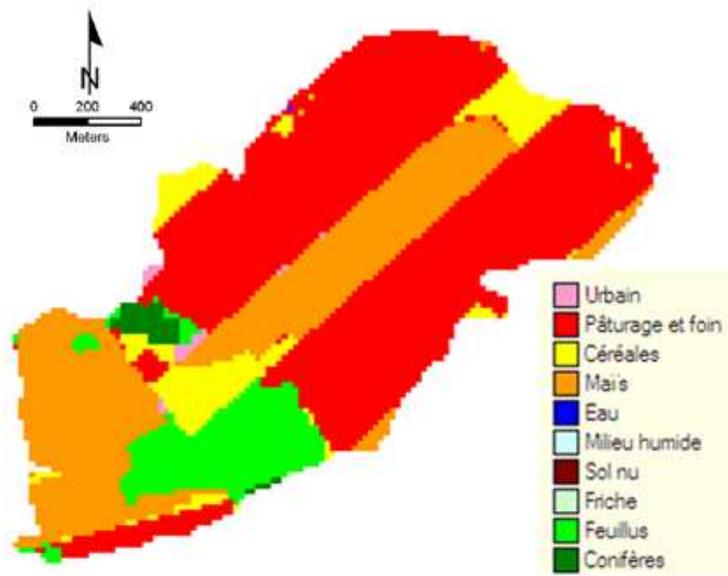


Figure 3.5 : Carte de l'occupation du sol (Agriculture et Agroalimentaire Canada, 2013)

3.3. Source de données

La base de données, fournie par AAC, inclut les données météorologiques (température moyenne de l'air, humidité relative, pression de vapeur saturée, vitesse du vent à 2 m d'altitude, radiation nette, précipitation, ...), les conductivités hydrauliques des sols non saturés jusqu'à une profondeur de 1.25 m obtenues à partir des essais de succion (Annexe I), et les données de débits à l'exutoire du micro-bassin. Ces dernières ont été obtenues au moyen de la courbe de tarage (relation reliant le débit à la hauteur d'eau) établie par Ratté-Fortin (2014). Nous avons obtenu les conductivités hydrauliques à saturation du sol à une profondeur supérieure à 1.25 m à partir des essais de perméabilité (*slug-test*) (cette méthode d'évaluation de la conductivité hydraulique est brièvement décrite à l'annexe II).

3.4. Description du modèle hydrologique CATHY

À l'échelle du micro-bassin versant, la modélisation hydrologique a été effectuée au moyen du modèle CATHY (Camporese *et al.* 2010). C'est un modèle à base physique spatialement distribué intégrant les processus d'écoulements de surface et souterrain.

L'écoulement de surface (en rigoles et en cours d'eau) est classiquement formulé par l'équation de Saint Venant :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C_k \frac{\partial Q}{\partial s} = D_h \frac{\partial^2 Q}{\partial s^2} + C_k q_s \quad (3.1)$$

Cette équation est numériquement résolue par la méthode des différences finies. Étant donné que le modèle CATHY est basée sur l'écoulement en rigoles (*rill flow-based model*), elle est représentée dans un système de coordonnées en une dimension (1D) s [L] pour décrire chaque élément de la lame d'eau, où Q est le débit le long du cours d'eau [L^3/T], C_k est la vitesse cinématique [L/T], D_h est la diffusivité hydraulique [L^2/T], et q_s est le débit entrant (positif) dans le milieu ou sortant (négatif) [L^3/LT].

L'équation de Richard en 3D (équation 3.2), qui décrit l'écoulement dans un domaine variablement saturé (écoulement souterrain), est résolue numériquement par la méthode des éléments finis de Galerkin dans l'espace au moyen d'éléments tétraédriques. Les termes de

stockage et de conductivité hydraulique dépendant fortement de la pression, l'équation (3.2) est largement non linéaire et par conséquent, elle est linéarisée dans le code par les méthodes itératives de Picard ou Newton (Paniconi & Putti, 1994). Ainsi, l'équation aux dérivées partielles décrivant mathématiquement l'écoulement en milieu poreux est :

$$S_w S_s \frac{\partial \psi}{\partial t} + \phi \frac{\partial S_w}{\partial t} = \nabla \cdot [K_s K_r (\nabla \psi + \eta_z)] + q_{ss} \quad (3.2)$$

où $S_w = \theta/\theta_s$ est le degré de saturation, θ est la teneur en eau volumétrique [-], θ_s est la teneur en eau saturée (généralement égale à la porosité ϕ), S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique [L^{-1}], ψ est le potentiel matriciel [L], t est le temps [T], ∇ est l'opérateur gradient, K_s est le tenseur de conductivité hydraulique [L/T], $K_r(\psi)$ est la fonction de conductivité relative [-], $\eta_z = (0,0,1)^T$, z est la coordonnée verticale orientée vers le haut [L], q_{ss} représente le terme source (positif) ou puits (négatif) [L^3/L^3T].

Les expressions (3.3) et (3.4) de van Genuchten et Nielsen (1985) sont utilisées afin de spécifier les caractéristiques non linéaires de $K_r(\psi)$ et $S_w(\psi) = \theta(\psi)/\theta_s$:

$$\theta(\psi) = \begin{cases} VGRMC + (\theta_s - VGRMC)[1 + \beta]^{-m} & \psi < 0 \\ \theta_s & \psi \geq 0 \end{cases} \quad (3.3)$$

$$K_r(\psi) = \begin{cases} (1 + \beta)^{-5m/2} [(1 + \beta)^m - \beta^m]^2 & \psi < 0 \\ 1 & \psi \geq 0 \end{cases} \quad (3.4)$$

où $\theta(\psi)$ est la teneur en eau volumétrique, θ_s est la teneur en eau à saturation, $VGRMC$ est la teneur en eau résiduelle, $\beta = (\psi/VGPSAT)^{VGN}$, où $VGPSAT$ est le potentiel de pression capillaire, $m = 1 - \left(\frac{1}{VGN}\right)$ où VGN est une constante empirique variant de 1.25 à 10.4.

En fonction du choix de l'utilisateur, les équations de Brooks & Corey (1964, 1966), et Huyakorn *et al.* (1984, 1986) peuvent aussi être utilisées pour la spécification des caractéristiques non linéaires de la conductivité hydraulique relative et du degré de saturation effective.

Dans la phase de prétraitement (*pre-processing*), les données topographiques lues à partir d'un modèle numérique d'altitude (MNA) et les caractéristiques du bassin (paramètres structuraux, d'analyse du terrain et du réseau des rigoles et du chenal) sont analysées. Cette étape met en place la discrétisation de la surface à partir de laquelle une grille du milieu souterrain est automatiquement générée et produit les fichiers de routage de l'eau en surface (largeur du chenal

et rigoles servant au calcul de vitesse de surface et diffusivité hydraulique, rugosité k , pente, directions de drainage, ...). Les cellules du MNA sont ordonnancées et traitées dans l'ordre descendant d'élévation : l'eau est acheminée de cellules les plus élevées vers les cellules les plus basses en altitude.

Les paramètres de l'aquifère (conductivité hydraulique à saturation, porosité et coefficient spécifique d'emménagement), des relations caractéristiques de la courbe de rétention hydrique et conductivité hydraulique, de maillage, des conditions initiales, les paramètres numériques (type de simulation, pas de temps, types de sorties, ...) et les conditions aux limites atmosphériques sont les données principales d'entrée du modèle. Le système de drainage souterrain est représenté par des nœuds auxquels peut être assigné un potentiel de pression (condition limite de Dirichlet) ou un flux sortant du système (condition limite de Neumann).

Les données de sortie incluent les lames d'eau à la surface, le débit ruisselé, le potentiel de pression souterraine, la teneur en humidité du sol, et les vitesses de l'eau souterraine. De nombreuses autres variables peuvent être déduites de ces principales données de sortie comme par exemple la recharge de l'aquifère, la saturation du bassin et les débits. Les contributions de la surface et du milieu poreux à l'écoulement peuvent être calculées à n'importe quel nœud spécifique de surface dans le bassin, et aussi par défaut à la sortie du bassin, représentant l'écoulement total.

3.5. Description du modèle DRAINMOD

Largement utilisé à travers le monde étant donnée sa facilité d'utilisation, DRAINMOD (Skaggs, 1978) est un modèle 1-D à base physique composé de deux modules : le premier s'occupe de l'hydrologie (bilan d'eau à la surface du sol et dans le milieu poreux) et le second du transport de l'azote (ce module ne fait pas l'objet de cette étude).

DRAINMOD a été développé pour être utilisé à l'échelle du champ afin de décrire l'hydrologie des sols mal drainés ou artificiellement drainés. Ce modèle peut aussi être utilisé pour simuler l'hydrologie des sols sans drains regorgeant des zones humides. Les variables hydrologiques (infiltration, drainage souterrain, ruissellement de surface, évapotranspiration, percolation verticale et écoulement hypodermique, profondeur de la nappe, ...) sont prédites et les sommaires

de sorties sont disponibles sur base journalière, mensuelle ou annuelle selon l'option de l'utilisateur.

3.5.1. Bilan hydrique

Les processus pris en compte pour une section de sol d'une unité de superficie s'étendant de la couche imperméable à la surface du sol et localisée à mi-chemin entre des drains parallèles sont les précipitations, l'infiltration, le drainage, le ruissellement, l'évapotranspiration, le stockage de l'eau à la surface et la drainance (infiltration à travers une couche quasi imperméable, en anglais *deep seepage*) (Figure 3.6). Le module hydrologie se base sur la relation suivante :

$$\Delta V = D + ET + DS - F \quad (3.5)$$

où ΔV représente la variation du volume d'eau dans le sol, D le volume évacué par le drainage, ET le volume évacué par l'évapotranspiration (évaporation du sol et transpiration des plantes), DS la drainance et F l'infiltration. Chaque composante du bilan d'eau est évaluée en termes de la hauteur d'eau et de la teneur en eau du sol à un point milieu entre des drains parallèles.

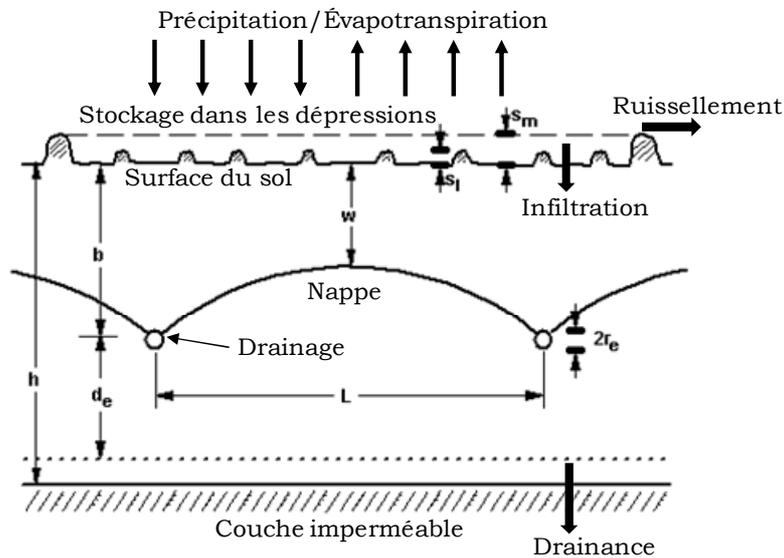


Figure 3.6 : Composantes hydrologiques principales du drainage souterrain du modèle DRAINMOD (b : profondeur de la surface du sol au drain, L : distance entre les drains, r_e : rayon effectif du drain, h distance réelle de la surface du sol à la couche imperméable, d_e : distance équivalente du drain à la couche imperméable, s_m : stockage maximum dans les dépressions, s_l : profondeur de Kirkham d'écoulement aux drains, w : profondeur initiale de la nappe) (adapté de Skaggs, 1978)

Un bilan d'eau est aussi calculé à la surface du sol et peut être écrit :

$$P = F + \Delta S + RO \quad (3.6)$$

où P est la précipitation, F est l'infiltration, RO est le ruissellement et ΔS la variation du volume de l'eau stockée à la surface du sol (en effet, qu'elle soit labourée ou non, la surface du sol n'est pas lisse; elle présente des irrégularités où l'eau s'accumule lors d'une pluie; elle y est stockée jusqu'à ce qu'elle se soit infiltrée). Toutes les composantes de ce bilan sont exprimées en [cm]. L'incrément de temps de base utilisé dans les deux équations est l'heure. Cependant, lorsque la précipitation n'a pas lieu et les taux de drainage et d'évapotranspiration sont lents à tel point que la position de la nappe se déplace lentement avec le temps, un incrément de temps d'un jour est utilisé dans l'équation (2.5). Inversement, les incréments de temps de 0.05 heure sont utilisés pour calculer F quand le taux de précipitation dépasse la capacité d'infiltration.

3.5.2. Évapotranspiration

Dans le modèle DRAINMOD, la détermination de l'évapotranspiration (ET) se fait en deux étapes. Tout d'abord, l'évapotranspiration potentielle (ETP) journalière est déterminée et distribuée sur une base horaire. Elle représente la quantité d'eau extraite du système sol-plante par ET lorsque la quantité d'eau dans le sol n'est pas limitante. Après que ETP soit calculée, des vérifications sont faites pour déterminer si ET est limitée par la disponibilité de l'eau dans le sol. Si non, ET est égale à ETP , autrement, ET est égale à la plus petite quantité pouvant être retirée du sol.

L' ETP dépend de données météorologiques (radiation nette, température, humidité relative et vitesse du vent). L' ETP journalière peut être déterminée par la méthode du choix de l'utilisateur et lue directement dans le modèle comme donnée d'entrée. L' ETP peut être aussi calculée par DRAINMOD en utilisant la méthode basée sur la température de Thornthwaite (1948). Cette méthode donne des estimations fiables avec les facteurs mensuels de correction (Amatya *et al.* 1995).

3.5.3. Infiltration

L'infiltration est un processus complexe dépendant de plusieurs facteurs, comme des paramètres du sol (la conductivité hydraulique, la teneur en eau initiale, la compaction, la texture du sol), des

paramètres liés aux cultures (la profondeur racinaire, le stade de croissance de la culture, ...) et des paramètres climatiques (l'intensité et la durée de la pluie, la viscosité par l'intermédiaire de la température, ...). Elle revêt une grande importance car c'est elle qui contrôle plusieurs processus en hydrologie comme le ruissellement, l'humidification des sols et la percolation profonde.

La capacité maximale d'infiltration est calculée dans DRAINMOD en utilisant l'équation de Green & Ampt (1911). L'infiltration est représentée par un front qui progresse à partir de la surface dans un sol supposé homogène. Le sol est totalement saturé entre la surface et le bas du front d'infiltration (Figure 3.7). Dans le reste de la couche, l'humidité est fixée à une valeur initiale constante θ_i . L'apport en eau est considéré suffisant pour alimenter le front, avec une certaine hauteur d'eau H_o en surface.

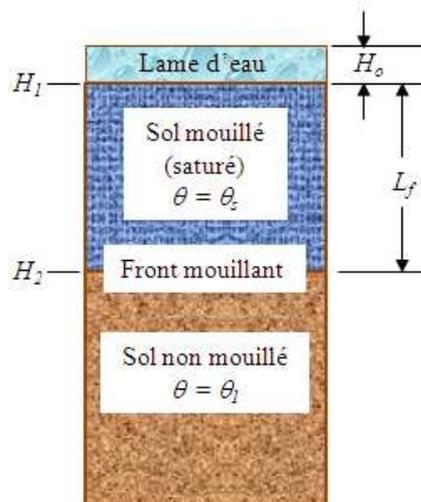


Figure 3.7 : Schématisation d'un front d'infiltration pour la définition des termes de l'équation de Green et Ampt (adapté de Green & Ampt, 1911)

Sur base d'une représentation physique simplifiée et utilisant l'équation de Darcy, la capacité d'infiltration qui correspond au flux d'eau entrant à la surface du sol peut s'écrire:

$$f = -K_s \frac{H_2 - H_1}{L_f} \quad (3.7)$$

où f est le taux d'infiltration qui est égal au flux vers le bas [L/T], K_s est la conductivité hydraulique de la zone mouillée ou de transmission [L/T], H_2 est la charge hydraulique du front mouillant [L], H_1 charge hydraulique à la surface du sol [L] et L_f longueur de la zone mouillée (saturée) dans le sol ou du front mouillant [L].

3.5.4. Drainage souterrain

Entre deux drains parallèles, le toit de la nappe n'est pas une surface rectiligne, mais plutôt de forme ellipsoïdale. Compte tenu de la faible épaisseur de la zone saturée par rapport à l'écartement des drains, on fait l'hypothèse que les écoulements sont uniquement horizontaux (hypothèse de Dupuit-Forchheimer). L'équation de Hooghoudt en régime permanent (Bouwer & van Schilfgarde, 1963) est ensuite utilisée pour déterminer le flux vers les drains (Figure 3.8):

$$q = 4K_e m \frac{2d_e + m}{L^2} \quad (3.8)$$

où q est le taux de drainage [L/T], m est la hauteur de la nappe à l'interdrain [L], K_e est la conductivité hydraulique équivalente déterminée par la moyenne pondérée des conductivités hydrauliques de différentes couches [L/T], d_e est la profondeur équivalente de l'unité imperméable par rapport aux drains [L] et L est la distance entre les drains [L].

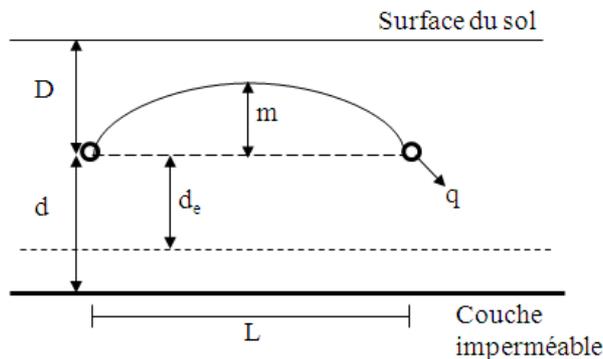


Figure 3.8 : Schéma de la nappe au cours de l'écoulement aux drains en régime permanent (adapté de Skaggs *et al.* 2006)

3.6. Principaux écoulements simulés par les deux modèles

Les principales variables simulées par les modèles DRAINMOD et CATHY sont présentées respectivement aux Figures 3.9 et 3.10. Les deux modèles simulent l'évapotranspiration, le ruissellement (surface), le débit aux drains et l'infiltration. Par contre, en plus de simuler le ruissellement à n'importe quel nœud de surface, le modèle CATHY simule aussi l'écoulement de surface, qui rassemble aussi les eaux qui s'écoulent du milieu poreux vers la surface (exfiltration)

ou qui suintent à travers les berges (*seepage*). La percolation profonde simulée par DRAINMOD n'est autre que le suintement se faisant à travers la couche imperméable.

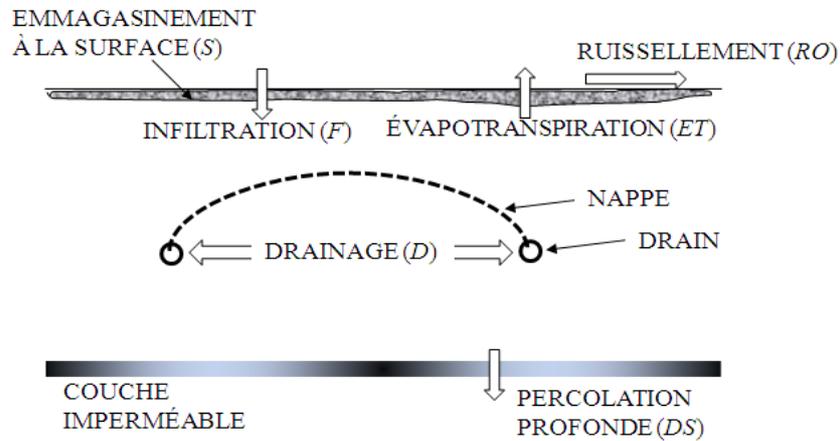


Figure 3.9 : Principaux écoulements simulés par DRAINMOD

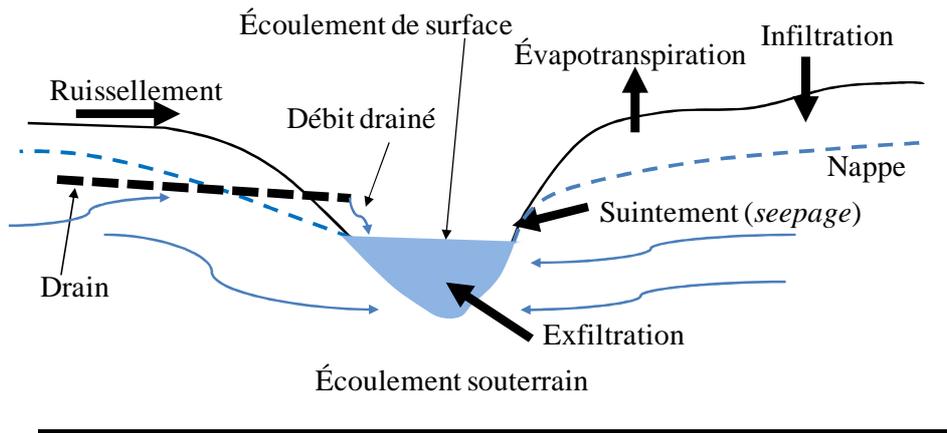


Figure 3.10 : Principaux écoulements simulés par CATHY

3.7. Variables analysées

En fonction du type d'étude, les variables suivantes ont été analysées : l'écoulement aux drains et à l'exutoire du micro-bassin, la variation d'emménagement, le ruissellement, l'infiltration, l'exfiltration telles que représentées à la Figure 3.11. Le volume net cumulé à la limite du domaine d'écoulement ou aux drains est la somme du volume entrant et celui sortant à la limite du milieu poreux ou aux drains ($VTOT = V_{in} + V_{out}$).

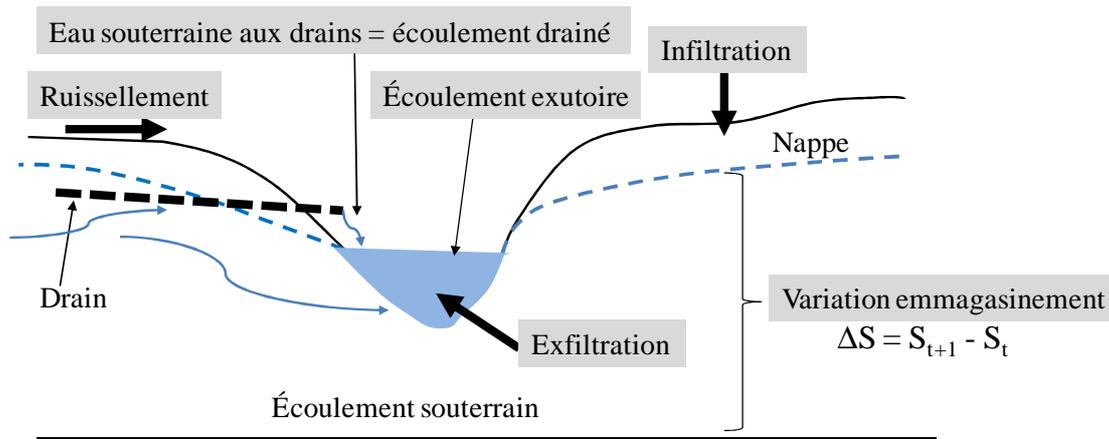


Figure 3.11 : Schématisation de variables ayant été analysées dans cette étude

3.8. Échelles spatiales étudiées et usages respectifs des modèles

Les échelles étudiées correspondent à la superficie du micro-bassin versant (1^{ère} échelle), du champ drainé (2^e échelle) et de la parcelle drainée (3^e échelle). L'étude de l'analyse de sensibilité globale, la modélisation hydrologique au niveau de la première échelle et l'impact d'introduction d'un module racinaire d'extraction de l'eau à la deuxième échelle ont été réalisées au moyen du modèle CATHY. À l'échelle de la parcelle drainée, il s'agit essentiellement d'une étude comparative de deux modèles, à savoir CATHY et DRAINMOD. Les Figures 3.12(A) et (B) montrent la localisation des sites correspondant aux échelles respectivement du champ et de la parcelle drainés.

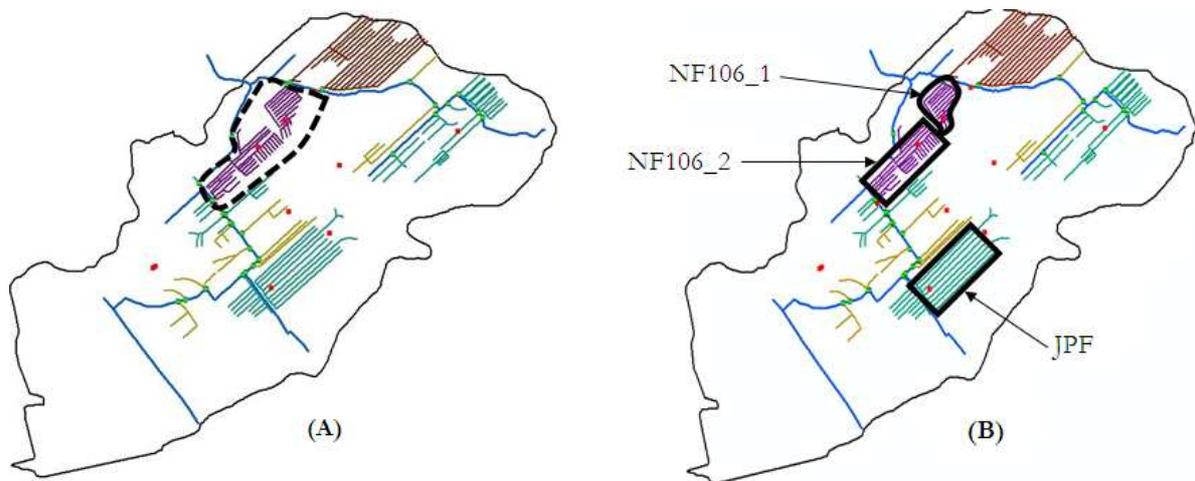


Figure 3.12 : Échelles des sites faisant l'objet des études (A) de l'introduction d'un module racinaire d'extraction de l'eau et (B) du système de drainage souterrain artificiel

Initialement, trois parcelles drainées avaient été sélectionnées pour mener l'étude de l'impact des réseaux de drainage artificiel souterrain sur le cycle hydrologique. La sortie du système de drainage de la parcelle NF106-2 était toujours sous le niveau du ruisseau si bien qu'il n'a pas été possible d'y mesurer manuellement le débit aux drains. Quant à la parcelle JPF, la sortie de son réseau de drainage est demeurée introuvable. Pour ce faire, seule la parcelle NF106-1, d'une superficie de 2.44 hectares, a été utilisée pour mener cette étude.

3.9. Mesure d'évaluation de performance des modèles

L'évaluation de la performance des modèles hydrologiques est communément faite au moyen de la comparaison des critères d'efficacité entre valeurs simulées ou prédites et valeurs mesurées ou observées des variables. Les critères d'efficacité sont définis comme des mesures mathématiques ou statistiques montrant comment la simulation d'un modèle s'accorde aux observations disponibles (Beven, 2001). Il existe plusieurs critères d'évaluation pour quantifier la différence entre les valeurs observées et prédites ou juger la performance d'un modèle. Il n'y a pas de critère idéal ou unique qui permette cette évaluation (Green & Stephenson, 1986; Weglarczyk, 1998). Le choix d'un ou l'autre critère parmi la grande diversité des formulations existantes résulte en général du choix subjectif de l'utilisateur du modèle.

On distingue deux principaux types de critères : les critères qualitatifs et les critères quantitatifs. Les critères qualitatifs sont généralement basés sur l'interprétation visuelle des hydrogrammes. Ce type d'évaluation est fréquemment utilisé pour comparer deux simulations l'une par rapport à l'autre (Seibert, 1999). Cependant, étant subjective, la comparaison graphique n'est pas pratique lorsqu'il s'agit de comparer un grand nombre de simulations d'un modèle ou de modèles différents. Les critères quantitatifs sont généralement adimensionnels pour permettre de comparer différentes simulations ou différents modèles.

Pour déterminer l'exactitude des débits prédits par les modèles, nous avons utilisé en premier lieu les sept critères de performance repris au Tableau 3.2, soient : l'erreur quadratique moyenne normalisée (*NRMSE*), l'erreur relative en débits (*RE*), l'erreur en débit de pointe (*EP*), l'erreur en volume (*EV*), le coefficient de détermination (*R²*), le coefficient de Nash (*NSE*), et l'indice d'accord (*d*).

Par la suite, afin de prendre en compte les erreurs sur les débits observés depuis la mesure des hauteurs d'eau jusqu'à l'établissement de la courbe de tarage pour les débits, un critère de Nash modifié a été aussi utilisé en admettant une erreur de $\pm 20\%$ sur les valeurs observées. Il est défini par :

$$NSE_m = 1 - J \quad (3.9)$$

où NSE_m est le critère de Nash modifié et J est défini comme suit (Bessiere, 2008) :

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{si } P_i < 0.8O_i \quad \text{alors} \quad J = \frac{\sum_i^N (0.8O_i - P_i)^2}{\sum_i^N (O_i - \bar{O})^2} \\ \text{si } P_i > 1.2O_i \quad \text{alors} \quad J = \frac{\sum_i^N (1.2O_i - P_i)^2}{\sum_i^N (O_i - \bar{O})^2} \end{array} \right. \quad (3.10)$$

J est similaire au critère de Nash ; seuls les intervalles de leurs variations diffèrent. J est une fonction décroissante, qui prend une valeur nulle si les débits simulés sont confondus avec les débits observés, contrairement au critère de Nash qui est une fonction croissante qui prend la valeur maximale de 1.

Tableau 3.2 : Statistiques d'évaluation de la performance des modèles

Critère	Approche statistique	Gamme de variation	Meilleure valeur	But et interprétation
Erreur quadratique moyenne normalisée	$NRMSE = \frac{RMSE}{(O_{\max} - O_{\min})}$ avec $RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}$	-1 à +∞	0	Minimiser la valeur du critère Faible valeur (absolue) : meilleure performance, c'est-à-dire simulation plus précise. 0 indique qu'il n'y a aucune différence entre les valeurs prédites et observées.
Erreur relative en débits	$RE = \frac{\sum_{i=1}^n P_i - \sum_{i=1}^n O_i}{\sum_{i=1}^n O_i}$			
Erreur en débits de pointe	$EP = \left[\frac{\max(O) - \max(P)}{\max(O)} \right]_{i=1}^n$			
Erreur en volume	$EV = \frac{V(O) - V(P)}{V(O)}$	-∞ à 1		
Coefficient de Nash	$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$		1	Maximiser la valeur du critère 1 signifie que le modèle est parfait : les valeurs simulées s'accordent parfaitement à celles observées.
Coefficient de détermination	$R^2 = \frac{\left(\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P}) \right)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}$	0 à 1		
Indice d'accord	$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O} + O_i - \bar{O})^2}$			

Note : n est le nombre de valeurs à comparer, O est la valeur observée (mesurée), P est la valeur prédite (simulée), \bar{O} est la moyenne arithmétique des valeurs observées, \bar{P} est la moyenne arithmétique des valeurs prédites.

CHAPITRE 4

ANALYSE DE SENSIBILITÉ GLOBALE DU MODÈLE CATHY AUX PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DU SOL D'UN MICRO-BASSIN SOUS INFLUENCE DES DRAINS SOUTERRAINS AGRICOLES¹

4.1. Résumé

Les modèles hydrologiques jouent un rôle clé dans la compréhension des processus hydrologiques et la gestion de l'eau dans un bassin versant. Ces modèles n'étant que des simplifications des systèmes réels étudiés, les hypothèses et les données d'entrée des modèles peuvent être inexactes à différents niveaux en fonction de la variabilité associée aux paramètres d'entrée. D'où, la fiabilité des résultats fournis par un modèle est fonction de la justesse et de la représentativité des paramètres de même que des hypothèses utilisés. L'utilisateur d'un modèle doit chercher à savoir comment réagit son modèle aux paramètres d'entrée. Dans cette optique, ce chapitre est consacré à identifier les paramètres les plus sensibles (influent) durant l'opération de calage d'une modélisation des processus hydrologiques dans un sous-bassin versant agricole drainé. Le modèle utilisé est un logiciel couplé surface-souterrain 3-D (appelé CATHY). L'intérêt s'est porté sur deux variables de sortie du modèle : les débits dans les drains et ceux à l'exutoire du micro-bassin. L'identification des paramètres les plus sensibles à ces deux variables a été effectuée au moyen de l'analyse de sensibilité globale (ASG) (Figure 4.1) en utilisant deux méthodes basées sur la décomposition de la variance (FAST99 et Sobol2002). Huit et neuf paramètres avaient préalablement été sélectionnés respectivement pour les débits à la sortie du micro-bassin et aux drains lors d'une étude antérieure d'analyse de sensibilité par la méthode Morris. Les résultats ont montré que la conductivité hydraulique horizontale à saturation dans les couches sous les réseaux de drainage souterrain agricole était le paramètre le plus influent sur les deux variables de sortie pour les deux méthodes d'analyse de sensibilité. En fonction de la

¹ Ce chapitre représente une version légèrement différente de l'Article suivant : Muma M, SJ Gumiere et Rousseau AN, 2014. Analyses de sensibilité globale du modèle CATHY aux propriétés hydrodynamiques du sol d'un micro-bassin agricole drainé. *Hydrologique Sciences Journal*, 59 (8), 1606-1623. <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2013.843778>.

méthode d'analyse de sensibilité utilisée pour étudier les débits aux drains, la conductivité hydraulique verticale à saturation dans les deux couches de surface, la conductivité hydraulique tant verticale que latérale à saturation dans les couches où sont localisés les systèmes de drainage souterrain et le potentiel de pression d'entrée de l'air ont une influence sur les variables de sortie suite à leur forte interaction avec d'autres paramètres. Ces résultats démontrent que des efforts devraient être mis sur la caractérisation de l'anisotropie du sol, car cette dernière n'est pas à négliger.

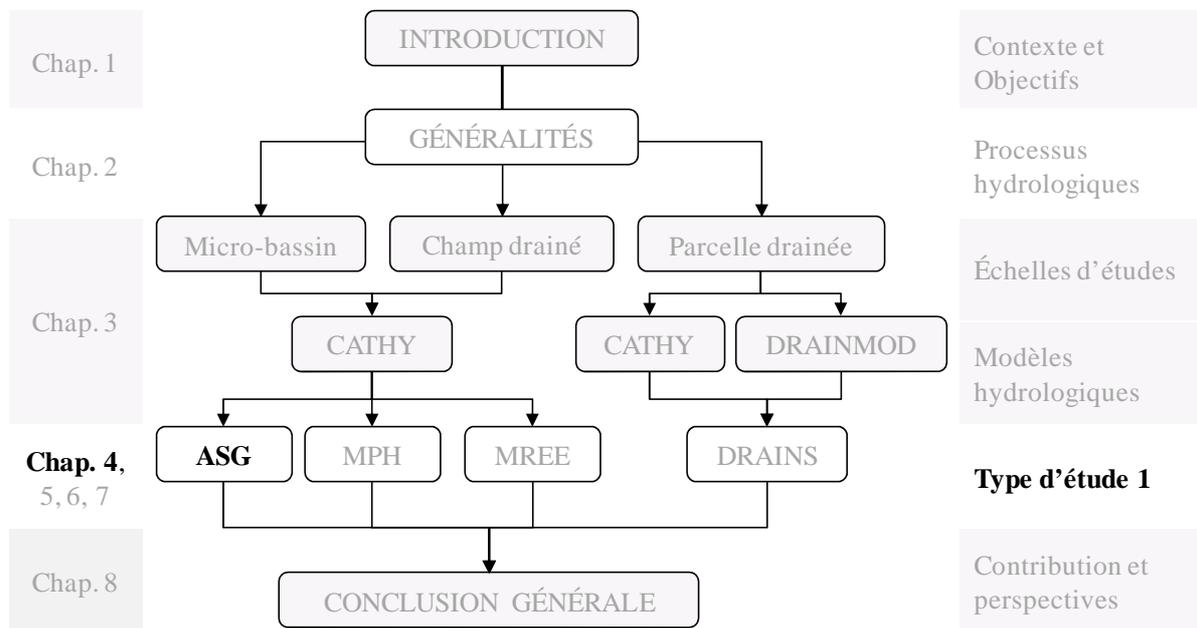


Figure 4.1 : Positionnement de l'étude de l'analyse de sensibilité générale (ASG) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse

4.2. Introduction

L'agriculture est une activité humaine essentielle qui façonne le paysage, modifie l'environnement et altère les cycles naturels de l'eau. Elle est souvent identifiée comme cause majeure de la pollution de l'eau (Giroux *et al.* 1996; Simard *et al.* 1995; Tabi *et al.* 1990). Dans des bassins avec des champs ou parcelles artificiellement drainés, où les réseaux de drainage s'ajoutent à la complexité de l'écoulement souterrain, la modélisation des écoulements devient critique. Les drains souterrains agricoles réduisent le ruissellement et augmentent l'infiltration de des précipitations. En fonction de facteurs tels que le type de sol, les caractéristiques de

l'événement pluvieux et de la topographie, les drains souterrains peuvent augmenter ou diminuer les débits de pointe (Stillman *et al.* 2006). La compréhension des effets du drainage souterrain artificiel est importante si on considère que l'écoulement des polluants du drainage artificiel souterrain est différent de celui de la percolation normale de l'eau souterraine vers la nappe, puis les cours d'eau. On sait par exemple que les nitrates et certains pesticides, à cause de leur mobilité dans les sols, se retrouvent fréquemment dans les eaux de drainage souterrain (ex. : Brown & Zucker, 1998; Skaggs & Brevé, 1992). Les réseaux de drainage agricole, pouvant accélérer les processus de transfert d'eau et des polluants des zones agricoles vers les rivières, ont une incidence sur le taux et la qualité de l'eau quittant un bassin versant (Arlot, 1999; Cambardella *et al.* 1999; Evans *et al.* 1989; Northcott *et al.* 2001). Muir & Baker (1976) ont observé des concentrations d'atrazine dans les eaux de drainage dans la gamme de 0.20 à 3.85 µg/L dans des champs de maïs au Québec. À plusieurs reprises, des concentrations supérieures à la limite admise par l'Agence de Protection Environnementale Américaine (USEPA) qui est de 3 µg/L ont été trouvées. Arjoon *et al.* (1993) ont illustré que le lessivage de l'herbicide *prometryn* dans les eaux des parcelles artificiellement drainées était plus rapide que dans des parcelles sans système de drainage souterrain dans un sol organique. La qualité des eaux de surface et souterraines dépend donc des choix de gestion des sols. Il est en conséquence nécessaire de bien comprendre l'influence des propriétés des sols et du système de drainage sur l'hydrologie d'un bassin versant pour faire une saine gestion des ressources hydriques.

Les modèles hydrologiques, en tant que simplifications ou approximations de systèmes réels qu'on étudie (ex. : Dassargues, 1991; Hingray *et al.* 2009; Payraudeau, 2002), sont devenus des outils indispensables dans les processus de prise de décision, de gestion et de protection des ressources hydriques au niveau des bassins versants agricoles. Les informations tirées de ces modèles sont cependant sensibles à la complexité et à la grande variabilité des systèmes naturels (données ou paramètres de calage des modèles), à l'échelle d'étude, aux hypothèses et aux conditions limites des modèles (ex. : Beven, 1989; Luis & McLaughlin, 1992). Dès lors, les gestionnaires ont besoin de savoir s'ils peuvent se fier à l'information fournie par le modèle est fiable. Pour ce faire, la fiabilité des résultats fournis par le modèle est fonction de la justesse et de la représentativité des paramètres ainsi que des hypothèses simplificatrices utilisés (ex. : Duchemin & Lachance, 2002). Ainsi, il est impératif pour l'utilisateur d'un modèle de chercher à savoir comment ce dernier réagit par rapport aux variables d'entrée, aux paramètres et conditions

limites du modèle (Saltelli *et al.* 1999). Cette démarche ne peut se faire que par le biais d'une analyse de sensibilité du modèle.

Selon Saltelli *et al.* (2000a), l'analyse de sensibilité est une étude de la relation entre les sorties et les entrées d'un modèle, c'est-à-dire de l'impact de la variation des intrants d'un modèle sur les extrants. Elle permet d'améliorer la compréhension du système et la cohérence entre le modèle et le système qu'il représente. Elle aide à prédire l'effet de chaque paramètre sur les résultats du modèle et à les classer suivant leur degré de sensibilité et à évaluer la robustesse de la modélisation en examinant la façon dont les résultats de l'analyse varient lorsque les valeurs des paramètres clés sont modifiées dans un intervalle déterminé (Nearing *et al.* 1990). Meier *et al.* (1971) soulignent que l'analyse de sensibilité est souvent utilisée pour évaluer l'importance relative des efforts à fournir pour recueillir et préparer les données nécessaires au fonctionnement d'un modèle. Ainsi, en fournissant une meilleure compréhension de l'impact des sorties vis-à-vis des changements des données d'entrée, l'analyse de sensibilité augmente notre confiance vis-à-vis les modèles et leurs prévisions (Tarantola & Saltelli, 2003).

Il existe différentes méthodes pour effectuer l'analyse de sensibilité d'un modèle mathématique. Ces méthodes peuvent être divisées en deux catégories principales (Saltelli *et al.* 2000b) : les méthodes d'analyse de sensibilité locale (*Local Sensitivity Analysis, LSA*) et les méthodes de sensibilité globale (*Global Sensitivity Analysis, GSA*). Les *LSA* s'intéressent à la réponse locale des sorties en modifiant les paramètres d'entrée un à la fois pendant que les autres paramètres sont maintenus constants (Favis-Mortlock & Smith, 1990; Jolicoeur, 2002; Turanyi & Rabitz, 2000; Turanyi, 1990). Le terme " global " est utilisé pour caractériser les méthodes possédant deux propriétés fondamentales (Saltelli *et al.* 2000a) : (i) tous les paramètres sont simultanément variés et (ii) la sensibilité est mesurée sur toute la plage (gamme) de variation de chaque paramètre d'entrée. Pour ce faire, les *GSA* s'intéressent à la variabilité de la sortie du modèle dans son domaine de variation (Jacques, 2005). Par rapport aux *LSA*, les *GSA* permettent de déterminer les variables qui interagissent avec les autres variables. Elles examinent comment la variabilité des paramètres d'entrée se répercute sur celle des données de sortie et déterminent quelle part de variance de la sortie est due à telles entrées ou tel ensemble d'entrées. (Saltelli *et al.* 2004). Ceci dit, elles sont beaucoup plus gourmandes en temps de calculs. Parmi les méthodes de sensibilité globales les plus souvent utilisées, on peut identifier trois classes principales : les

méthodes de criblage ou *screening*, les méthodes basées sur la régression et celles basées sur la variance (Confalonieri *et al.* 2010).

L'objectif de ce chapitre est d'explorer la sensibilité globale du modèle CATHY (Camporese *et al.* 2010), un modèle hydrologique tridimensionnel couplant eaux de surface et eaux souterraines : (i) aux propriétés hydrodynamiques du sol (*i.e.*, paramètre de forme de van Genuchten, la teneur en eau résiduelle et le potentiel de pression capillaire ou d'entrée de l'air, les conductivités hydrauliques saturées latérales et verticales, le coefficient d'emménagement spécifique et la porosité dans les différentes couches du milieu poreux) et (ii) à la profondeur initiale de la nappe. Cette analyse est faite en examinant le comportement des volumes d'eau simulés à la sortie des systèmes de drainage souterrain et à l'exutoire du petit bassin agricole où se trouvent ces systèmes de drainage, le micro-bassin Bras d'Henri localisé dans la région agro-climatique Chaudière-Appalaches dans le sud du Québec, Canada. Il s'agit d'identifier les paramètres qui influencent le plus ces deux variables de sortie. Notamment, quels sont les paramètres les plus importants pour obtenir une bonne représentation du système de drainage qui permettra de représenter adéquatement les différents processus hydrologiques à l'intérieur du bassin versant.

4.3. Description des méthodes d'analyse de sensibilité globale utilisées

Nous nous intéressons à deux méthodes d'analyse de sensibilité globale, fondées sur le principe de décomposition de la variance, qui calculent des indices de sensibilité globale pour quantifier l'influence des paramètres. Il s'agit des méthodes FAST99 (méthode basée sur le transport d'information dans le domaine spectral) et Sobol2002 (méthode définie à partir d'un échantillonnage des paramètres de type Monte Carlo). Elles consistent à déterminer quelle part de la variance de la réponse d'un modèle est attribuable à la variation de chaque paramètre d'entrée ou d'un groupe de paramètres d'entrée. Ces méthodes ne font aucune hypothèse sur le modèle.

4.3.1. Indices de sensibilité : Définitions

Considérons le modèle suivant :

$$Y = f(X_1, X_2, \dots, X_p) \quad (4.1)$$

où les paramètres X_1, X_2, \dots, X_p sont considérés chacun de façon indépendante. La fonction f modélise le lien entre les paramètres X_i et la sortie Y . Les X_i sont les paramètres d'entrée du modèle, f est le code numérique, p définit le nombre total des paramètres et Y est le résultat ou la sortie du code numérique (réponse du modèle).

La variance totale de Y , $V(Y)$, est partitionnée comme suit :

$$V(Y) = \sum_1^p V_i + \sum_{1 \leq i < j \leq p} V_{ij} + \dots + V_{1,2,3,\dots,p} \quad (4.2)$$

où $V(Y)$ est la variance totale de la variable de sortie Y induite par les p paramètres, $V_i = V[E(Y|X_i)]$ mesure l'effet principal du paramètre X_i , $i = 1, \dots, p$, et les autres termes mesurent les effets d'interactions. Dans cette étude, V_i mesure la part de la variance des débits simulés due à l'effet du paramètre i ; V_{ij} est la part de la variance des débits simulés due à la variation des paramètres i et j .

La décomposition de l'expression (4.2) est utilisée pour dériver deux types d'indices de sensibilité définis par :

$$S_i = \frac{V_i}{V(Y)} \quad (4.3)$$

$$S_{Ti} = \frac{V(Y) - V_{-i}}{V(Y)} \quad (4.4)$$

où V_{-i} est la somme de tous les termes de la variance qui n'incluent pas l'indice i (les termes de la variance considérés sont ceux qui contiennent l'indice i). S_i est l'indice de sensibilité de premier ordre, également appelé effet principal ou marginal, du i ème paramètre. Cet indice quantifie la part de la variance de Y due au paramètre X_i , c'est-à-dire l'effet principal du paramètre X_i sur la variable de sortie Y . En d'autres mots, il mesure la réduction de variance qui serait obtenue en fixant (ou en réduisant la gamme de) ce paramètre. Les valeurs de S_i , $i = 1, \dots, p$, peuvent être utilisées pour identifier les paramètres qui méritent une estimation exacte. Ceci s'appelle la mise en priorisation des paramètres (*Factor Prioritisation setting*) par Saltelli *et al.* (2004). S_{Ti} est l'indice de sensibilité total, encore appelé effet total, défini comme la somme de tous les indices

de sensibilité (somme des effets de premier ordre et d'ordres supérieurs) impliquant le paramètre X_i . S_{Ti} prend en compte les interactions du paramètre X_i et les autres paramètres. S_{Ti} peut être utilisé à des fins de réduction du nombre de paramètres dans le modèle; quand un paramètre n'a à la fois ni d'effet individuel ni d'effet d'interaction avec les autres paramètres, il peut être considéré comme non influent et peut être, par conséquent, fixé à n'importe quelle valeur dans sa gamme d'incertitude. Ceci s'appelle fixation de paramètres (*Factor Fixing setting*) par Saltelli *et al.* (2004).

4.3.2. Interprétation

La somme des indices de sensibilité de premier ordre et d'ordre supérieur est égale à 1 (découle de la décomposition de la variance) et étant donné que tous ces indices sont positifs, leur interprétation devient facile. Pour un indice i donné :

a) Si l'indice de sensibilité de premier ordre S_i est grand alors le paramètre d'entrée X_i à lui seul influence fortement la variabilité de la donnée de sortie Y .

b) Si l'indice de sensibilité totale est petit, alors le paramètre d'entrée X_i n'influence que peu la variabilité de l'extrait Y même en prenant en compte la présence des autres paramètres d'entrée.

c) Si les deux indices de sensibilité de premier ordre et totale d'un paramètre d'entrée X_i sont égaux, alors les interactions entre X_i et les autres paramètres d'entrée n'influencent pas la variation de la sortie.

Deux paramètres interagissent entre eux si leur effet total sur la sortie est supérieur à la somme de leurs effets du premier ordre (Confalonieri *et al.* 2010). Un paramètre ayant un indice de sensibilité de premier ordre faible mais possédant un indice de sensibilité totale élevé a essentiellement un impact sur la sortie du modèle à travers ses interactions avec les autres paramètres. Un modèle sans interaction est additif (ex. : un modèle linéaire). La somme de tous les effets, c'est-à-dire de tous les ordres pour un paramètre donné est appelée effet total.

4.3.3. Méthode FAST99

La méthode FAST99 (FAST acronyme pour *Fourrier Amplitude Sensitivity Test*, proposée initialement par Cukier *et al.* (1973; 1978), met en place la méthode *extended-FAST* (Saltelli *et al.* 1999). Elle utilise l'analyse spectrale pour étudier l'influence des entrées sur la sortie d'un modèle. Ceci repose sur la propagation d'informations dans le modèle via les entrées. Ainsi, si l'information associée à un paramètre se retrouve dans la sortie du modèle alors celui-ci est jugé influent. L'information qui semble la plus simple à associer à un paramètre est une fréquence. Autrement dit, en faisant varier chaque paramètre selon une sinusoïde à une fréquence distincte, il est facile de le retrouver dans la sortie du modèle par l'analyse de son spectre (transformée de Fourier). Les p paramètres sélectionnés sont variés, les autres paramètres (C_m) sont gardés constants et le nombre total de simulations N est égal à la fréquence totale d'échantillonnage (Figure 4.2). Chaque facteur est échantillonné de la façon suivante :

$$X_{ki} = X_{0i} + \alpha_i \sin(\varpi_i s_k) \quad (4.5)$$

où $S_k = 2\pi k / N$ et N est le nombre de simulations, ϖ_i est la fréquence associée au paramètre X_i , $k \in [1, N]$ et α_i son taux de variation (en %) autour de X_{0i} , la valeur de base du paramètre. Pour une revue détaillée de ces notions, le lecteur pourra se référer à Cukier *et al.* (1973, 1978), Saltelli *et al.* (1999), et Mara *et al.* (2002).

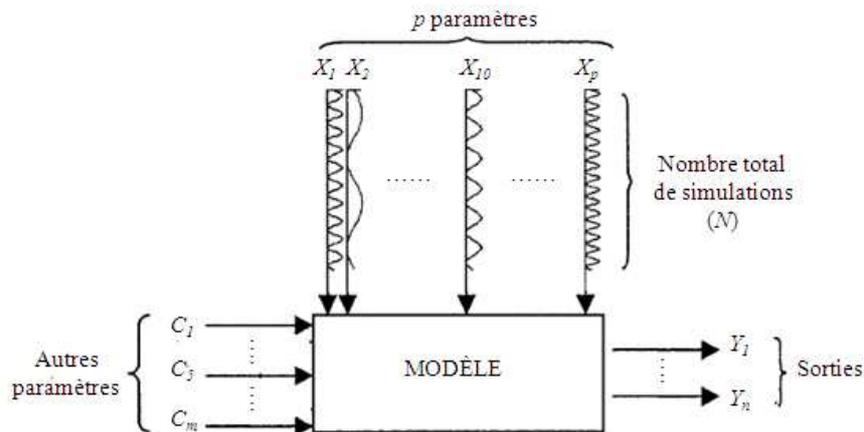


Figure 4.2 : Principe de la méthode FAST appliqué à l'analyse de sensibilité d'un modèle hydrologique (adapté de Mara *et al.* 2002)

L'effet principal d'un paramètre est calculé en considérant sa fréquence associée ainsi que ses harmoniques sur le spectre de la sortie considérée. Les p paramètres d'un modèle sont définis à partir de l'expression (4.6). L'effet principal se calcule suivant l'expression (4.7).

$$X_i(s) = g_i(\sin(w_i s)) \quad \text{pour } i = 1, \dots, p \quad (4.6)$$

avec g_i des fonctions à déterminer, w_i les fréquences entières associées aux paramètres X_i et s une fonction définie dans l'espace des réels.

$$S_i = \frac{\sum_{m=1}^M (A_m^2 \omega_i + B_m^2 \omega_i)}{\sum_{k=1}^M (A_k^2 + B_k^2)} \quad (4.7)$$

où A et B sont les coefficients de la transformée de Fourier de Y en *cosinus* et *sinus* respectivement, M harmoniques (coefficients d'interférence ≤ 6) sont utilisées (dans la plupart des analyses de sensibilité M est fixé à 4 (Saltelli, 2000)), $k \in [1, N]$, N étant le nombre total de simulations.

L'indice de sensibilité totale est donnée par :

$$S_{Ti} = 1 - \frac{\sum_{m=1}^M (A_m^2 \omega_{\sim i} + B_m^2 \omega_{\sim i})}{\sum_{k=1}^M (A_k^2 + B_k^2)} \quad (4.8)$$

où $\omega_{\sim i}$ signifie toutes les fréquences sauf celle associée au paramètre i .

4.3.4. Méthode Sobol2002

La méthode Sobol2002 (Saltelli, 2002), version améliorée de la méthode Sobol (Sobol, 1993), estime les indices de sensibilité par l'évaluation des intégrales multidimensionnelles en utilisant une technique d'intégration numérique par la méthode de Monte Carlo.

La méthode Sobol fournit une formule appropriée pour estimer les termes dans la décomposition de la variance totale de la variable de sortie Y (voire équation 4.2). Une stratégie possible de calculs de la méthode Sobol est la suivante :

- Choisir un échantillon de référence de taille N ;
- Générer un échantillon Monte Carlo de paramètres d'entrée (dimension $2N$) et définir deux matrices de données (A et B), chacune contenant la moitié de l'échantillon (ordonné par colonne);

- Définir une matrice D_i formée par toutes les colonnes de A , à l'exception de la i ème colonne, qui est prise de la matrice B , et une matrice C_i formée par toutes les colonnes de B avec la i ème colonne provenant de la matrice A (Figure 4.3).

Le calcul de la sortie du modèle pour toutes les données d'entrée dans les matrices A , B , C_i et D_i conduit à l'obtention de quatre vecteurs de sorties du modèle de dimension $N \times 1$:

$$\mathbf{y}_A = f(A), \mathbf{y}_B = f(B), \mathbf{y}_{C_i} = f(C_i), \mathbf{y}_{D_i} = f(D_i) \quad (4.9)$$

La méthode Sobol estime les indices de sensibilité de premier ordre comme suit :

$$S_i = \frac{v_i}{V} = \frac{V_{X_i}[E_{X_{-i}}(Y|X_i)]}{V} = \frac{\mathbf{y}_A \cdot \mathbf{y}_{C_i} - f_o^2}{\mathbf{y}_A \cdot \mathbf{y}_A - f_o^2} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N y_A^{(j)} y_{C_i}^{(j)} - f_o^2}{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (y_A^{(j)})^2 - f_o^2} \quad (4.10)$$

où

$$f_o^2 = \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N y_A^{(j)} \right)^2 \quad (\text{la moyenne}), \text{ et} \quad (4.11)$$

$E_{X_{-i}}$ est la valeur attendue obtenue en considérant tous les paramètres sauf X_i .

De même, la méthode estime les indices d'effet total par :

$$S_{T_i} = 1 - \frac{v_{-i}}{V} = 1 - \frac{V_{X_{-i}}[E_{X_i}(Y|X_{-i})]}{V} = 1 - \frac{\mathbf{y}_A \cdot \mathbf{y}_{D_i} - f_o^2}{\mathbf{y}_A \cdot \mathbf{y}_A - f_o^2} = 1 - \frac{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N y_A^{(j)} y_{D_i}^{(j)} - f_o^2}{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (y_A^{(j)})^2 - f_o^2} \quad (4.12)$$

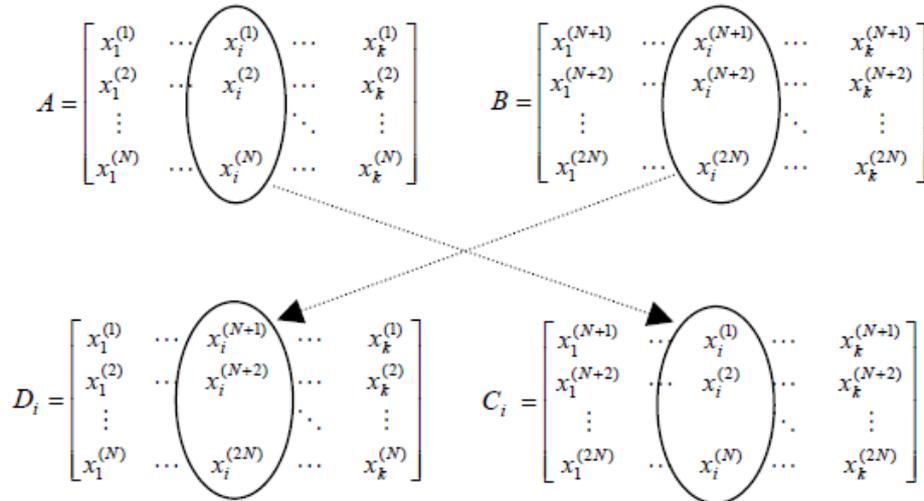


Figure 4.3 : Génération des matrices C_i et D_i à partir des matrices A et B

4.4. Méthodologie

4.4.1. Développement du modèle dans CATHY pour le micro-bassin Bras d'Henri

Le modèle CATHY du micro-bassin a été construit à partir d'un modèle numérique d'altitude (MNA) de 20 m de résolution horizontale. Le milieu poreux a été discrétisé en 15 couches avec les couches moins épaisses à la surface et aux alentours des nœuds localisés plus près des réseaux de drainage à 1.20 m de profondeur (entre les 7^{ème} et 8^{ème} couches) afin de bien prendre en compte les interactions entre les eaux de surface et souterraines et l'influence de drains à l'écoulement (Figure 3.3). Le maillage contient 6 148 cellules qui ont été divisées en 2 triangles chacune, produisant ainsi 12 296 cellules (connectées par 6 391 nœuds). Ces dernières projetées verticalement entre les couches donnent lieu à 3 tétraèdres chacune. Le domaine du milieu poreux est alors discrétisé en 553 320 ($12\ 296 \times 3 \times 15$) éléments tétraédriques connectés par 102 256 nœuds ($6\ 391 \times (15 + 1)$).

Les couches sont subdivisées en cinq groupes tel que montré à la Figure 4.4. Les deux premières couches ou couches surfaciques constituent le premier groupe. La troisième et la quatrième couches forment respectivement les deuxième et troisième groupes de couches. De la cinquième couche à la huitième couche, on a le quatrième groupe. Le cinquième groupe va de la neuvième couche à la quinzième couche.

		Paramètres				Couches			
SOL		VGN	VGRMC	VGPSAT	n°	ΔZ (m)	Groupe	Profondeur (m)	
		<i>KsXY1</i>	<i>KsZ1</i>	<i>Ss1</i>	<i>Por1</i>	01	0.10	1	
					02	0.15			0.25
		<i>KsXY2</i>	<i>KsZ2</i>	<i>Ss2</i>	<i>Por2</i>	03	0.25	2	0.50
		<i>KsXY3</i>	<i>KsZ3</i>	<i>Ss3</i>	<i>Por3</i>	04	0.25	3	0.75
					05	0.25			
		<i>KsXY4</i>	<i>KsZ4</i>	<i>Ss4</i>	<i>Por4</i>	06	0.10	4	
					07	0.10			
					08	0.10			1.30
					09	0.30			
					10	0.45			
		<i>KsXY5</i>	<i>KsZ5</i>	<i>Ss5</i>	<i>Por5</i>	11	0.50	5	
					12	0.61			
					13	0.64			
					14	0.70			
				15	0.85		5.45		
IC	WTHEIGHT								

Figure 4.4 : Groupes des paramètres d'entrée choisis pour l'analyse de sensibilité. Les traits brisés entre les 7^e et 8^e couches indiquent l'emplacement des nœuds de réseaux de drainage dans les parcelles drainées

4.4.2. Les paramètres évalués

Les paramètres testés dans le modèle CATHY ont été sélectionnés à partir d'une étude antérieure d'analyse de sensibilité réalisée avec la méthode Morris (Morris, 1991; Saltelli *et al*, 2000a). Des vingt-quatre paramètres testés dans cette étude, huit paramètres dans un cas et neuf dans l'autre se sont avérés être les plus influents vis-à-vis respectivement du volume cumulé net sortant du micro-bassin et du volume cumulé aux drains (la Figure 3.4 illustre la sortie du micro-bassin et l'espace occupé par les réseaux de drainage souterrain). Ces paramètres sont : (i) le paramètre de forme de van Genuchten (*VGN*), la teneur en eau résiduelle (*VGRMC*), le potentiel de pression d'entrée de l'air (*VGPSAT*); (ii) les conductivités hydrauliques horizontale (*KsXY*) et verticale (*KsZ*) à saturation; et la porosité (*Por*) avec le préfixe chiffré indiquant le groupe de couches du milieu poreux. Aux Tableaux 4.1 et 4.2 sont consignées les valeurs limites et nominales de chacun de ces paramètres. Le lecteur peut se référer à l'annexe II afin de connaître la manière selon laquelle ces valeurs ont été dérivées.

Tableau 4.1 : Plages de valeurs des paramètres d'entrée évalués par rapport au volume total net sortant du micro-bassin (le préfixe chiffré réfère au groupe de couches)

Variable	Limite inférieure	Valeur nominale	Limite supérieure
<i>VGRMC</i> (-)	0.07	0.10	0.22
<i>KsZI</i> (m/s)	1.39×10^{-7}	6.04×10^{-6}	1.31×10^{-4}
<i>PorI</i> (-)	0.45	0.52	0.69
<i>KsXY2</i> (m/s)	9.50×10^{-7}	1.16×10^{-5}	1.25×10^{-4}
<i>KsXY3</i> (m/s)	8.33×10^{-7}	7.07×10^{-6}	2.95×10^{-5}
<i>KsXY4</i> (m/s)	2.77×10^{-7}	3.51×10^{-6}	2.67×10^{-5}
<i>KsZ4</i> (m/s)	2.77×10^{-8}	3.51×10^{-6}	2.67×10^{-4}
<i>KsXY5</i> (m/s)	1.05×10^{-6}	1.05×10^{-5}	1.05×10^{-4}

Tableau 4.2 : Plages de valeurs des paramètres d'entrée évalués par rapport au volume cumulatif aux drains (le préfixe chiffré réfère au groupe de couches)

Variable	Limite inférieure	Valeur nominale	Limite supérieure
<i>VGN</i> (-)	3.00	4.50	6.35
<i>VGPSAT</i> (m)	-0.25	-0.50	-0.70
<i>KsZI</i> (m/s)	1.39×10^{-7}	6.04×10^{-6}	1.31×10^{-4}
<i>SsI</i> (1/m)	1.00×10^{-4}	4.75×10^{-4}	2.00×10^{-3}
<i>KsXY3</i> (m/s)	8.33×10^{-7}	7.07×10^{-6}	2.95×10^{-5}
<i>KsZ3</i> (m/s)	8.33×10^{-8}	7.07×10^{-6}	2.95×10^{-4}
<i>KsXY4</i> (m/s)	2.77×10^{-7}	3.51×10^{-6}	2.67×10^{-5}
<i>KsZ4</i> (m/s)	2.77×10^{-8}	3.51×10^{-6}	2.67×10^{-4}
<i>KsXY5</i> (m/s)	1.05×10^{-6}	1.05×10^{-5}	1.05×10^{-4}

Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation obtenues par essais de perméabilité (*slug test*), à partir de la profondeur de 1.25 m sous la surface du sol jusqu'à la couche imperméable, ont été presque similaires à six des sept piézomètres où ces essais ont été effectués. Pour ce faire, les couches C09 à C15 ont été considérées comme étant identiques du point de vue caractéristique hydraulique. Elles forment ainsi un ensemble de couches ayant une plus grande épaisseur. La discrétisation verticale des couches comprises entre la surface du sol et la profondeur de 1.25 m a été réalisée selon les valeurs de conductivité hydraulique à saturation (obtenues à partir des essais de succion), fournies par AAC.

4.4.3. Conditions limites, période d'étude et conditions initiales d'humidité dans le sol

Les conditions limites à la surface du micro-bassin sont données par la précipitation efficace, c'est-à-dire la précipitation réelle soustraite de l'évapotranspiration potentielle. Cette dernière a été calculée par l'approche de Penman-Monteith recommandée non seulement par la FAO (Allen *et al.* 1998) mais aussi par d'autres organisations (Walter *et al.* 2005) comme méthode privilégiée d'estimation d'évapotranspiration de référence du gazon pondérée par des coefficients culturaux (Pereira *et al.* 2006).

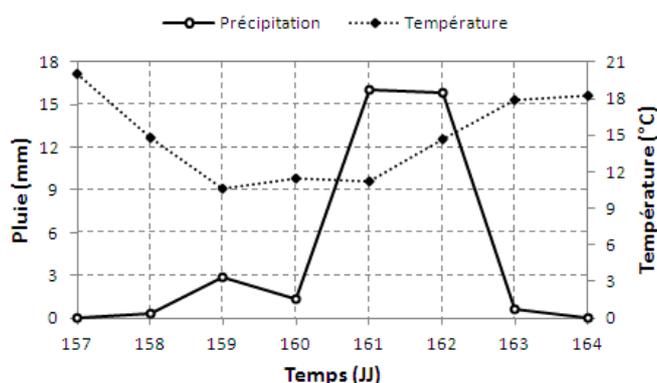


Figure 4.5 : Données de pluviométrie et de température pour la période de simulation

La période de simulation s'étale du 6 (157 JJ, JJ étant jour julien) au 13 juin (164 JJ) 2006 avec des températures variant entre 11 et 20°C et des précipitations totales d'environ 37 mm, dont 32 mm sur deux jours seulement (Figure 4.5). Cette période est une petite portion de la saison de croissance végétative débutant fin avril à début mai pour se terminer au début octobre (MAPAQ, 2007).

Cette période de simulation choisie correspond au moment où le printemps tire à sa fin dans la vallée du Saint-Laurent au Québec. Pendant cette période, l'eau accumulée à la surface du sol dans les dépressions lors du dégel du sol s'infiltre et rejoint la nappe, ce qui la fait remonter près de la surface du sol dans la plaine du Saint-Laurent (Lagacé, 2012). La nappe est généralement près de la surface tôt au printemps et tard à l'automne et descend considérablement au cours des mois d'été (Savoie, 2009). Étant donné que la moyenne des niveaux de la nappe par rapport à la surface du sol mesurés en date du 29 juin 2016 aux piézomètres était de 1.42 m. (Annexe III), le niveau initial de la nappe au début de la période de simulation a été fixé à 20 cm sous la surface

du sol. Ainsi, au début ou au premier pas de temps de chaque simulation, la condition initiale d'humidité dans le sol est donnée par cette valeur de hauteur de la nappe. En ayant une telle hauteur de nappe, on s'assure que les systèmes de drainage jouent pleinement leur rôle.

4.4.4. Structure de modélisation : Couplage du modèle CATHY avec les outils SENSAN et R

SENSAN (*SENSitivity ANalysis*) est un outil de calage permettant d'estimer des paramètres qui fait partie du logiciel PEST (*Parameter ESTimation*) (Doherty, 2004; Moore & Doherty, 2005). Il peut être utilisé pour estimer les paramètres de n'importe quel modèle informatique même si l'utilisateur n'a pas accès au code source du modèle. Il est capable de « prendre le contrôle » d'un modèle, assurer son exécution autant de fois que c'est nécessaire tout en ajustant ses paramètres jusqu'à ce que les écarts entre les sorties du modèle sélectionné et un ensemble des mesures de laboratoire ou du terrain soient réduits à un minimum au sens des moindres carrés pondérés. La gamme, les valeurs initiales et les incréments ou accroissements des paramètres sont fournis par l'utilisateur. Les bibliothèques *sensitivity*, *rgl* et *fOptions* du logiciel R (Crawley, 2007) ont été utilisées.

Les deux méthodes d'analyse de sensibilité (FAST99 et Sobol2002) sont incluses dans le module d'analyses de sensibilité du logiciel R (Crawley, 2007). À partir des valeurs limites (inférieures et supérieures) et nominales des paramètres d'entrée sélectionnées du modèle CATHY, R produit ou écrit le tableau (fichier) de leurs variations pour chaque méthode d'analyse de sensibilité. Seuls les paramètres sont variés et non la topologie (géométrie) du micro-bassin. Ce tableau est fourni à l'outil SENSAN qui contribue à l'exécution du modèle CATHY en lui fournissant successivement chaque ligne du tableau (produit par R) au début de chaque simulation, permettant ainsi d'exécuter de manière automatique un grand nombre de simulations. Les sorties ou résultats de simulations sont enregistrés par SENSAN et sont passés à R pour analyse : calcul des indices de sensibilité, production des graphiques (Figure 4.6).

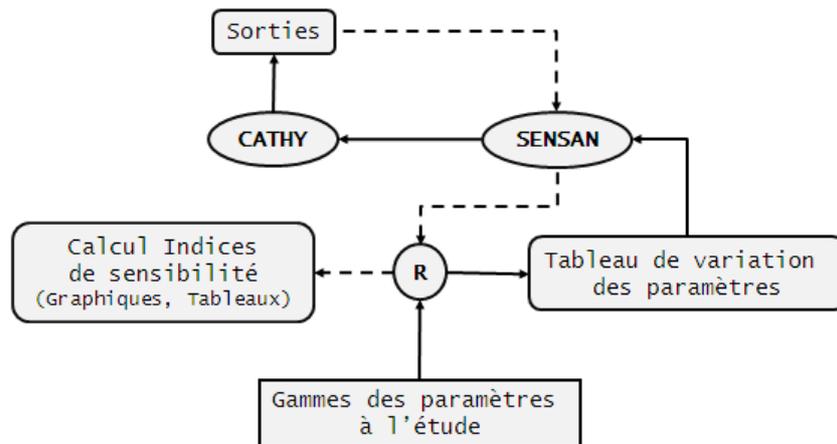


Figure 4.6 : Schémas de modélisation avec CATHY couplé à R et SENSAN

4.4.5. Variables de sortie cibles et conditions limites aux drains

La sensibilité des paramètres a été calculée sur deux variables de sortie pour toute la période de simulation (8 jours). Il s'agit du volume cumulé sortant du micro-bassin (sortie 1) et le volume cumulé aux drains (sortie 2). Ceci correspond à l'intégrale de la variable donnée en fonction du temps entre les limites des temps final et initial.

Ce sont les conditions limites définissant les interactions des drains et le milieu poreux qui distinguent ces deux analyses. Étant donné que les drains sont localisés dans une zone saturée, des valeurs de conditions limites constantes ont été appliquées aux nœuds qui représentent les drains souterrains dans le milieu poreux. Pour la première variable de sortie, la condition de Neumann ou condition de flux imposé a été assignée aux nœuds des réseaux de drainage. Un flux constant basé sur un coefficient de drainage moyen de 10 mm/j a été appliqué. Ce flux étant constant durant toute la durée de simulation, produit le même volume cumulé aux drains pour toutes les simulations. Cette condition limite ne pouvait donc pas permettre l'étude de sensibilité du volume cumulé aux drains vis-à-vis des paramètres considérés. Une condition limite aux nœuds des drains de type Dirichlet ou condition de potentiel a donc été imposée. Le potentiel de pression y est égal à zéro. À chaque simulation correspond un volume cumulé aux drains. Ces deux conditions ont été considérées afin de voir si cela conduirait à des résultats différents dans la réponse du modèle.

Soient q le nombre de paramètres sélectionnés pour l'analyse de sensibilité *via* la méthode de Morris (le lecteur pourra se référer à l'Annexe IV pour savoir comment ces paramètres ont été sélectionnés), n la taille de l'échantillon, à savoir l'étendue de discrétisation de l'espace-s (Cukier *et al.* 1978) pour la méthode FAST99 et m le nombre de points d'échantillonnage pour la méthode Sobol2002. Le nombre de simulations (N) réalisées pour la méthode FAST99 et la méthode Sobol2002 est donné respectivement par :

$$N = n \times q \quad (4.12)$$

$$N = (q + 2) \times m \quad (4.13)$$

Au tableau 4.3 est consigné le nombre de simulations réalisées pour chaque sortie et chaque méthode d'analyse de sensibilité.

Tableau 4.3 : Nombre de simulations (N) par méthode d'analyse de sensibilité pour chaque variable de sortie

Facteur	FAST99		Sobo2002	
	Sortie 1	Sortie 2	Sortie 1	Sortie 2
q	8	9	8	9
n	150		-	-
m	-	-	1200	1350
N	1200	1350	12000	14850

4.5. Résultats

4.5.1. Volume cumulatif net d'eau sortant du micro-bassin : Méthode FAST99

La sensibilité de huit paramètres au volume cumulatif total net d'eau sortant du micro-bassin est montrée à la Figure 4.7. Le paramètre $KsXY5$ est le plus sensible. Son indice de sensibilité total est à peu près égal à 1.0 et son effet principal (indice de premier ordre) est nettement plus élevé que ses effets d'interactions (indice des ordres plus élevés). Pour tous les autres paramètres, avec faible ou très faible sensibilité, ce sont les effets d'interaction qui dominent les effets principaux. En d'autres termes, $KsXY5$ est le paramètre le plus corrélé à la sortie du modèle (Tableau 4.4). Ses effets d'interaction proviennent essentiellement de $VGRMC$, $KsXY4$ et de $Por1$.

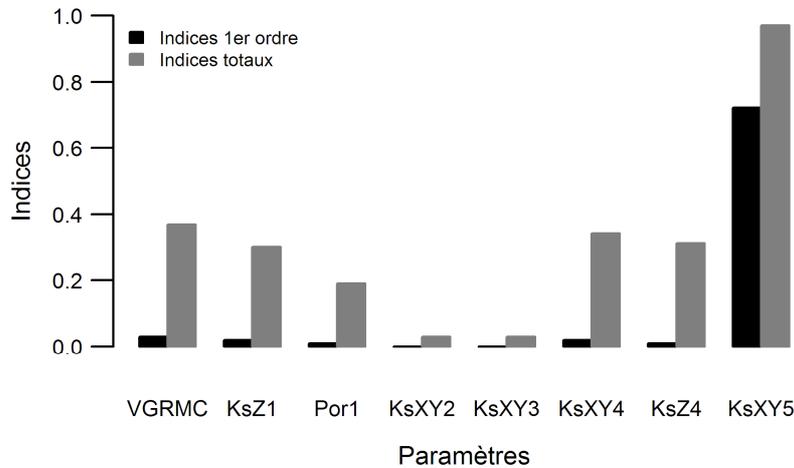


Figure 4.7 : Résultats de la méthode FAST99 avec le volume cumulatif total net d'eau sortant du micro-bassin comme variable de sortie

Tableau 4.4 : Coefficients de corrélation du volume cumulatif total net sortant du micro-bassin et des paramètres du modèle

	Sortie	VGRMC	KsZ1	Por1	KsXY2	KsXY3	KsXY4	KsZ4	KsXY5
Sortie	1.00								
VGRMC	0.59	1.00							
KsZ1	0.12	0.00	1.00						
Por1	0.38	0.63	0.00	1.00					
KsXY2	0.34	0.25	0.63	0.00	1.00				
KsXY3	0.20	0.38	0.25	0.63	0.00	1.00			
KsXY4	0.55	0.50	0.38	0.25	0.63	0.00	1.00		
KsZ4	0.02	0.13	0.50	0.38	0.25	0.63	0.00	1.00	
KsXY5	0.81	0.75	0.13	0.50	0.38	0.25	0.63	0.00	1.00

La Figure 4.8 présente les courbes de tendance du volume cumulatif net sortant du micro-bassin vis-à-vis des paramètres d'entrée. Par exemple : *KsXY5* a un indice de sensibilité de premier ordre plus élevé, *VGRMC* a un faible indice de sensibilité de premier ordre, *KsXY2* a un indice de sensibilité de premier ordre quasiment nul. On observe que la tendance du volume cumulatif net sortant du micro-bassin est plus forte avec *KsXY5* : plus cette dernière est élevée plus le volume s'écoulant du micro-bassin est élevé. Cette tendance est presque nulle avec *KsXY2*. Quant à ce qui concerne *VGRMC*, un patron de tendance du volume cumulatif sortant du micro-bassin peut être observé. De façon générale, lorsque l'indice d'effet principal d'un paramètre est élevé, on observe la présence d'un patron de tendance.

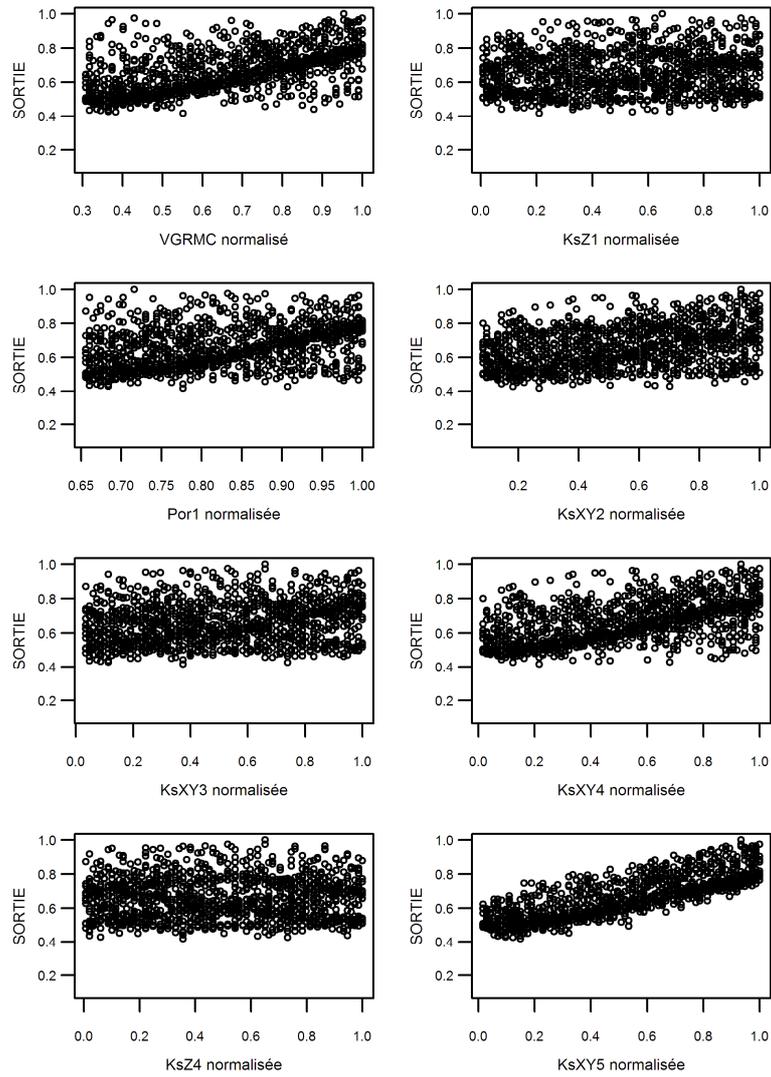


Figure 4.8 : Courbes de tendance du volume cumulé sortant du micro-bassin (SORTIE) résultant de chaque paramètre d'entrée par la méthode FAST99

4.5.2. Volume cumulatif net d'eau sortant du micro-bassin : Méthode Sobol2002

Des huit paramètres sensibles au volume cumulatif total net d'eau sortant du micro-bassin, le paramètre *KsXY5* est le plus sensible avec son effet principal plus élevé que ses effets d'interaction. La sensibilité de tous les autres paramètres est grandement dominée par les effets d'interaction faibles (Figure 4.9). Ainsi, d'une part les paramètres *VGRMC*, *KsXY4* et *KsZ4* ont un indice de sensibilité total proche de 0.4 caractérisé à 100 % par des effets d'interaction avec d'autres paramètres. Ces paramètres n'ont aucun effet direct sur la variable de sortie en considération. Et d'autre part, les paramètres *KsZ1*, *Por1*, *KsXY2* et *KsXY3* ont un indice de sensibilité total inférieur à 0.3 où les effets principaux ne dépassent pas 0.1. Ceci signifie que leurs effets d'interaction sont plus élevés que leur effet principal; par conséquent, ils ont un effet direct faible sur la sortie considérée.

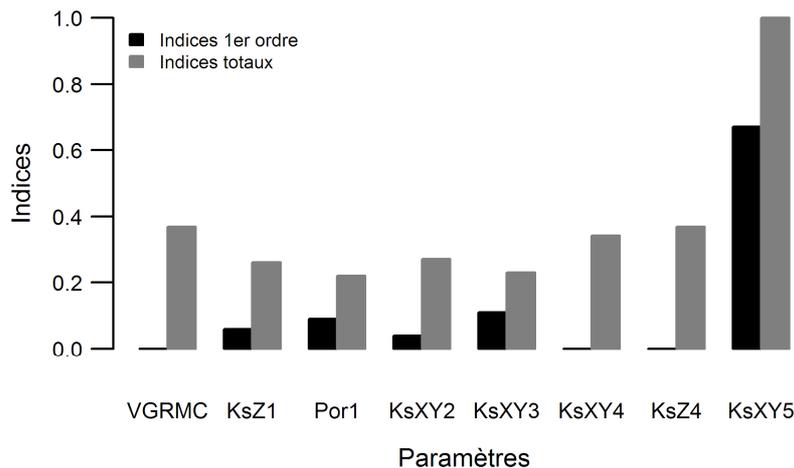


Figure 4.9 : Résultats de la méthode Sobol2002 avec le volume cumulatif total net d'eau sortant du micro-bassin comme variable de sortie

La Figure 4.10 montre les courbes de tendance du volume cumulatif sortant du micro-bassin en présence des paramètres d'entrée. Le premier paramètre, ayant un effet principal plus élevé dépassant de loin ses effets d'interaction, a une forte tendance avec la variable de sortie : on remarque que le volume cumulatif augmente avec *KsXY5*. Tous les autres paramètres à indice de sensibilité de premier ordre faible ou nul n'ont impliqué aucune tendance de la variable de sortie.

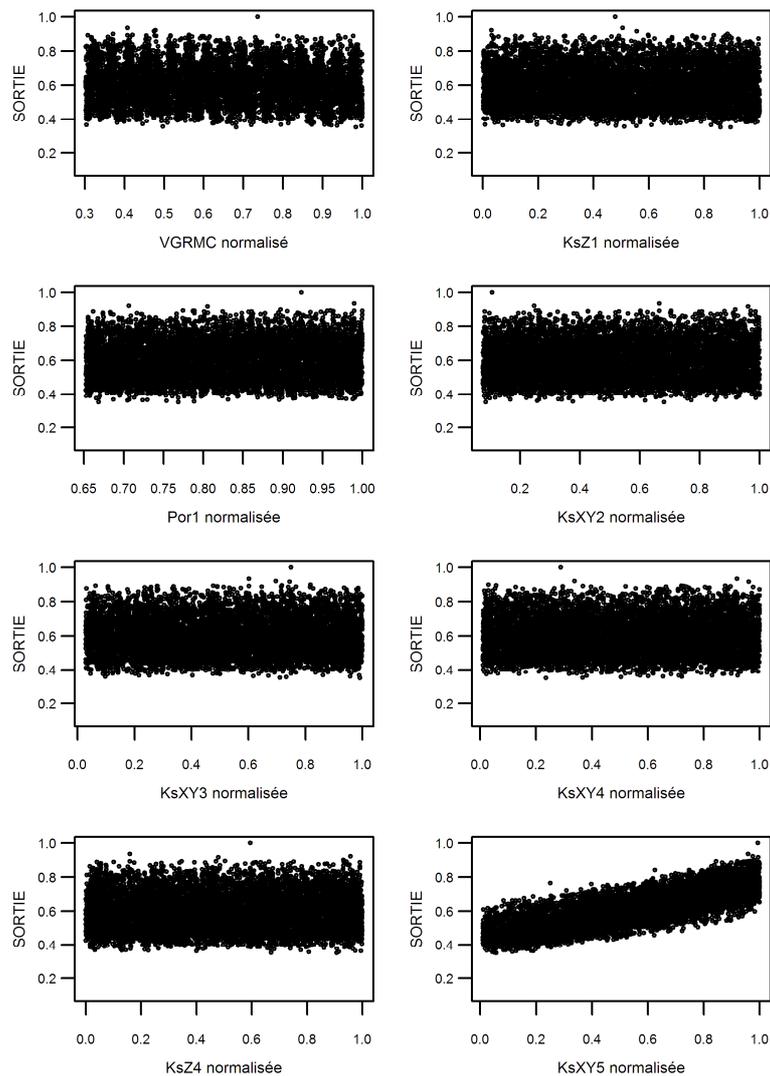


Figure 4.10 : Courbe de tendance du volume cumulatif sortant du micro-bassin (SORTIE) induite par chaque paramètre d'entrée par la méthode Sobol2002

4.5.3. Volume cumulatif aux drains : Méthode FAST99

Les résultats de la méthode FAST99 avec le volume cumulatif aux drains comme variable de sortie sont présentés à la Figure 4.11. Il s'en suit que les paramètres les plus sensibles sont $KsZ1$, $KsXY4$, $KsZ4$ et $KsXY5$. À part ce dernier paramètre dont l'effet principal est légèrement plus élevé que ses interactions, la sensibilité des autres paramètres est nettement dominée par des effets d'interaction. Pour ce faire, le paramètre $KsXY5$ est le seul qui ait un effet direct plus important au volume cumulatif aux drains. Tous les autres paramètres, avec un effet principal

faible ou quasiment nul, ont un impact faible sur la variable de sortie suite à leurs effets d'interactions.

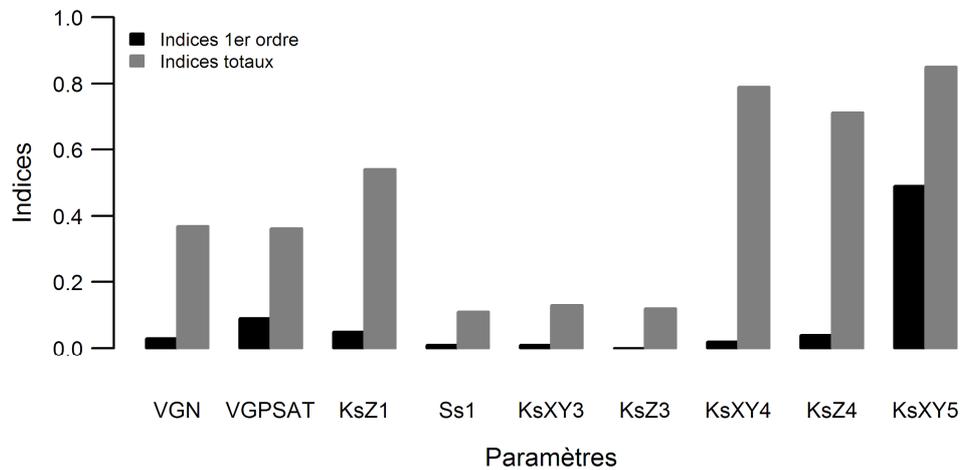


Figure 4.11 : Résultats de la méthode FAST99 avec le volume cumulatif aux drains comme variable de sortie

De la Figure 4.12, la courbe de tendance du volume cumulatif aux drains avec *KsXY5* démontre un patron de tendance plus clair. Une fois de plus, cela s'explique par le fait que *KsXY5* a un indice de sensibilité de premier ordre plus élevé que ses effets d'interactions. Les paramètres *VGPSAT* et *KsXY4*, ayant respectivement le deuxième indice de premier ordre le plus élevé après *KsXY5* et l'indice des effets d'interactions le plus élevé (ses effets d'interactions valent à peu près 0.8), présentent tendance moins forte que celle de *KsXY5*. Le paramètre *KsZ3*, ayant des effets d'interactions faibles et ainsi que des effets principaux très faibles, a un patron de tendance quasiment nul. Les courbes de tendance du volume cumulatif aux drains vis-à-vis des paramètres *VGN*, *KsZ1*, *KsZ4* présentent des patrons de tendance moins évidents dans certaines zones de leurs valeurs.

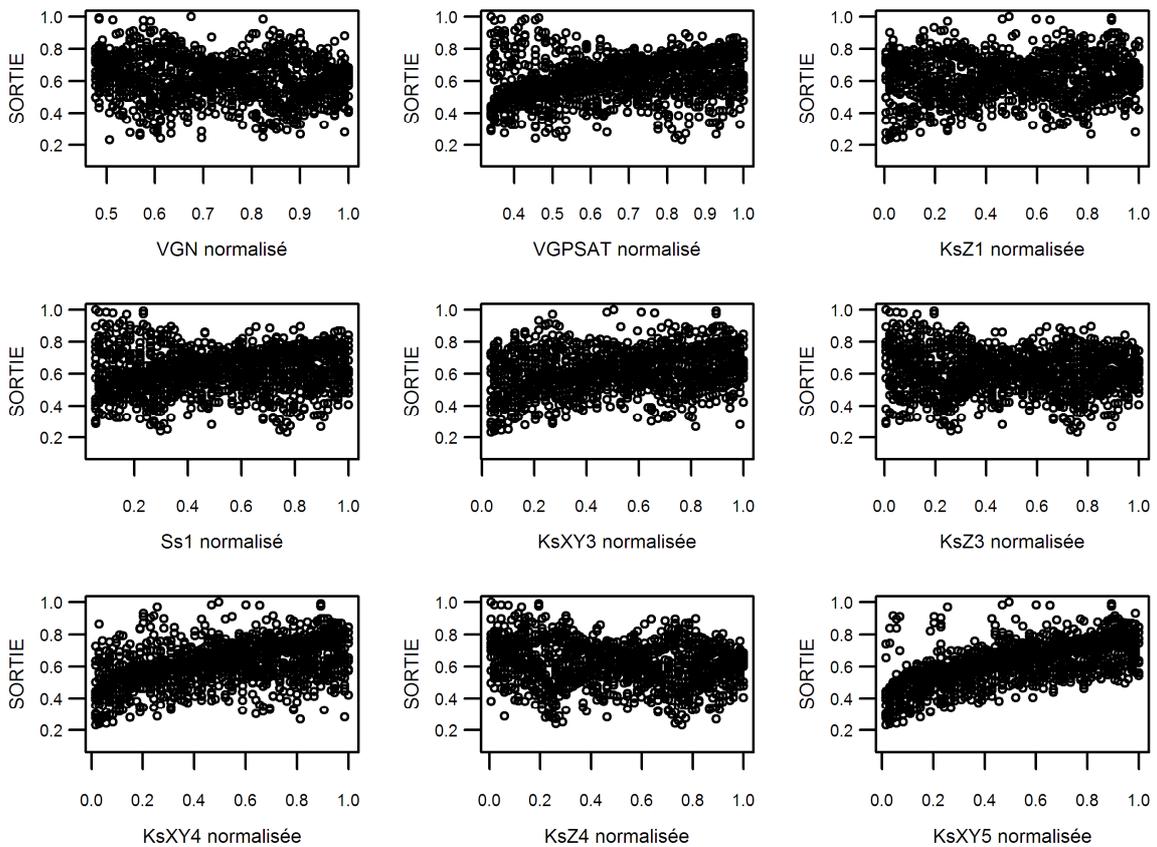


Figure 4.12 : Tendance du volume cumulé aux drains (SORTIE) vis-à-vis de chaque paramètre d'entrée par la méthode FAST99

4.5.4. Volume cumulé aux drains : Méthode Sobol2002

De la Figure 4.13 où sont montrés les résultats de la méthode Sobol2002 avec comme variable de sortie le volume cumulé aux drains, il découle que *VGPSAT* et *KsXY5* sont les paramètres les plus sensibles; pour le premier l'influence ne pouvant être expliquée que par ses effets d'interaction (ces derniers sont de loin plus grands que son effet principal) tandis que pour le second, les effets d'interaction sont à peu près égaux à l'effet principal. Tous les autres paramètres, ayant une faible sensibilité, sont dominés par des effets d'interaction.

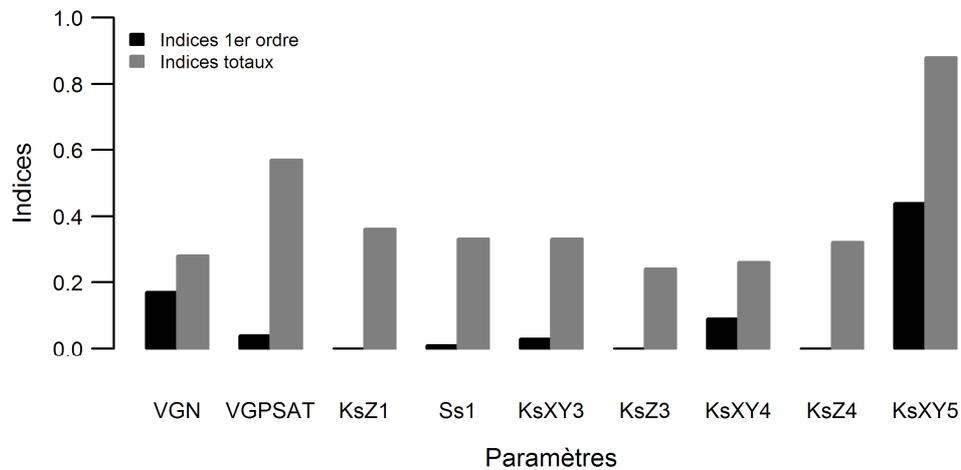


Figure 4.13 : Résultats de la méthode Sobol2002 avec le volume cumulatif aux drains comme variable de sortie

La tendance du volume cumulatif aux drains vis-à-vis des paramètres par la méthode Sobol2002 est présentée à la Figure 4.14. On observe que le volume cumulatif aux drains augmente avec *KsXY5* (effet principal et indice de sensibilité total plus élevés), Les paramètres *VGN* et *VGPSAT*, ayant respectivement un indice principal plus élevé du groupe après celui de *KsXY5* et un indice des effets d'interaction plus élevé de tous les paramètres, ont induit une faible tendance du volume cumulatif aux drains vers la borne de ses valeurs élevées. Pour tous les six autres paramètres, aucune tendance claire n'est décelée.

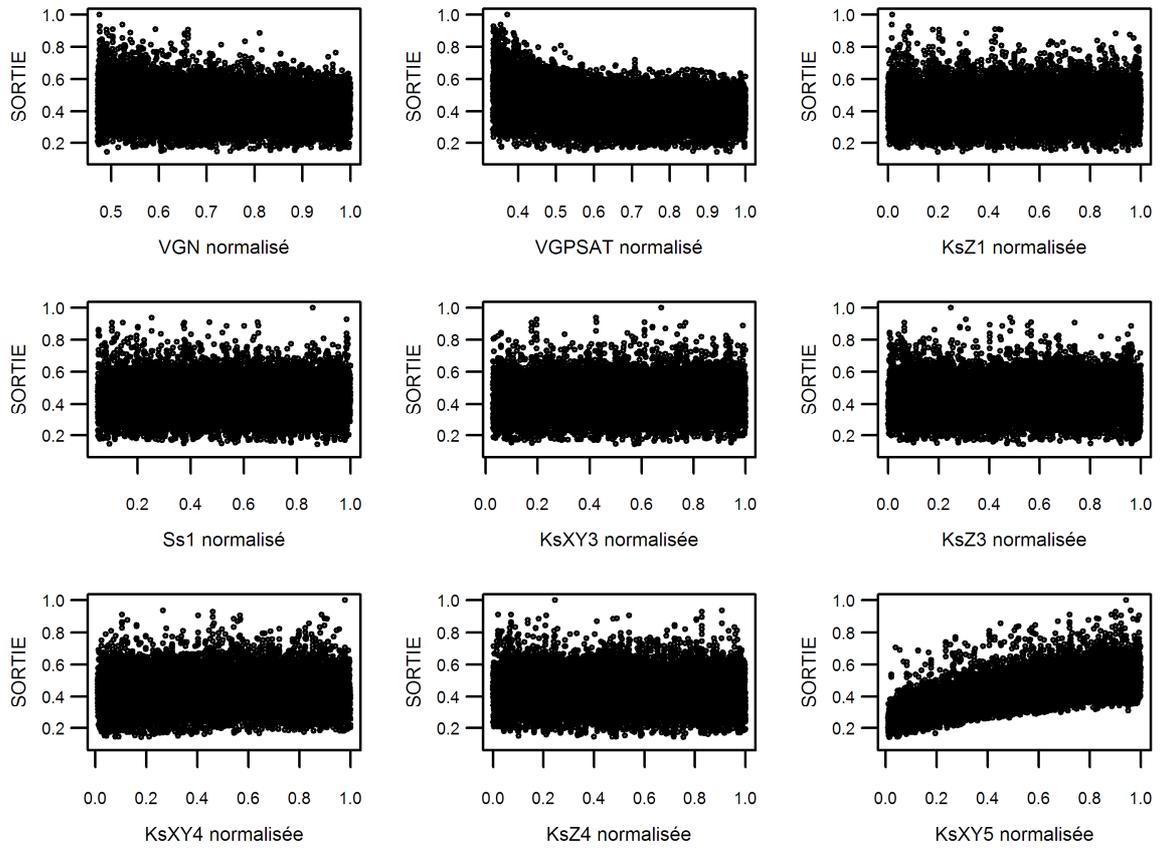


Figure 4.14 : Tendance du volume cumulé aux drains (SORTIE) vis-à-vis de chaque paramètre d'entrée par la méthode Sobol2002

4.6. Discussion et conclusions

Xevi *et al.* (1997) dans leur étude sur le calage, la validation et l'analyse de sensibilité du modèle MIKE_SHE (Abbott *et al.* 1986a,b) ont conclu que la conductivité hydraulique horizontale dans la zone saturée influençait grandement les écoulements de base ainsi que les débits de pointe, résultant en une augmentation considérable de l'écoulement cumulatif total dans la rivière et que les flux à travers la surface du sol ou dans la zone vadose sont fonction de la conductivité hydraulique verticale à saturation : ses faibles valeurs ont pour effet d'augmenter le ruissellement, diminuant ainsi la contribution à l'aquifère et aux drains à l'hydrogramme d'écoulement global.

Cuo *et al.* (2011) ont analysé la sensibilité des paramètres du Modèle Distribué Hydrologie-Sol-Végétation (DHSVM version 2.0) (Wigmosta *et al.* 1994, 2002) dans deux environnements contrastés. Ils constatèrent que peu importe le bassin versant (tropical *versus* tempéré) ou le scénario de couverture de sol (forêt *versus* prairie), la conductivité hydraulique latérale à saturation figure dans la liste des paramètres auxquelles une attention spéciale devrait être accordée lors du calage du modèle.

De par la théorie sur le drainage en régime permanent, on sait que dans le modèle de Hooghoudt développé à partir des hypothèses de Dupuit-Forcheimer, l'écoulement aux drains provient des couches localisées au-dessus (l'étendue saturée entre deux drains) et au-dessous du niveau des drains (Ritzema, 1994). L'écoulement des eaux souterraines vers les drains dans un aquifère non confiné intermédiaire (couche imperméable localisée à des profondeurs de 2 à 10 m sous la surface du sol (Oosterbaan et Nijland, 1994)) est d'une part horizontal et d'autre part radial. Pour de tels aquifères, il est important de connaître la conductivité hydraulique horizontale au-dessus et en-dessous du niveau des drains ainsi que celle dans la direction radiale vers les drains en-dessous du niveau de ces derniers. Quoiqu'il y ait aussi un écoulement vertical, la résistance hydraulique correspondante est généralement petite, et par conséquent, ce dernier écoulement ne peut pas être pris en considération (Oosterbaan et Nijland, 1994). La valeur de la conductivité hydraulique pour l'écoulement radial est souvent calculée par la moyenne géométrique ou logarithmique des conductivités hydrauliques verticale et horizontales. En ne prenant pas en compte l'écoulement vertical, l'écoulement radial vers les drains est quasiment régi par

l'écoulement horizontal (Boumans, 1976). D'où au final, l'écoulement aux drains en régime permanent est gouverné par la conductivité hydraulique à saturation horizontale.

La présente étude confirme de manière significative les observations auxquelles sont arrivées les études de Xevi *et al.* (1997), Cuo *et al.* (2011) et Boumans (1976) : les écoulements à la sortie du micro-bassin et celui aux drains sont influencés par la conductivité hydraulique horizontale à saturation dans les couches sous les réseaux de drainage. Ce groupe de couches possède à la fois la conductivité hydraulique à saturation horizontale la plus élevée et la plus grande épaisseur dans le milieu poreux.

Et l'influence de ce dernier paramètre s'impose sans nul doute peu importe, non seulement la méthode d'analyse de sensibilité mais aussi la variable de sortie considérée. Ainsi, cela permet de dire que l'écoulement à la sortie du micro-bassin est grandement influencé par le débit de base étant donné que le micro-bassin est artificiellement drainé sur près de 30 % de sa superficie.

Par ailleurs, la conductivité hydraulique verticale à saturation dans les deux couches de surface, la conductivité hydraulique tant verticale que latérale à saturation dans les couches où sont localisés les drains et le potentiel de pression d'entrée de l'air méritent une attention particulière à cause de leur forte interaction avec d'autres paramètres vis-à-vis des flux aux drains. Avec les données pluviométriques utilisées, six jours sur les huit constituant la durée de simulation ont soit aucune ou une très faible précipitation. Ceci suggère qu'une grande partie du volume d'eau écoulé aux drains proviendrait des couches dans lesquelles les drains sont localisés et des couches sous-jacentes; c'est-à-dire du ruissellement de sous-surface. Les deux couches de surface montrent que la quantité d'eau s'infiltrant dans le milieu et pouvant arriver aux drains dépend largement de la perméabilité de surface. Elles déterminent la répartition entre ruissellement et infiltration; c'est-à-dire qu'à la surface du sol se joue la répartition de la lame d'eau pluviométrique entre eaux superficielles et souterraines. D'où, une meilleure connaissance des interactions entre la couverture pédologique et la zone vadose ou les différentes composantes du cycle hydrologique est requise pour la gestion durable des ressources hydriques.

Le fait saillant ressortant de cette étude est que des efforts devraient être mis sur l'anisotropie du sol, c'est-à-dire que cette propriété devrait être considérée au sérieux pour une meilleure compréhension des processus hydrologiques sur ce bassin versant. L'anisotropie joue un rôle important dans la pratique de drainage des sols du fait que l'écoulement des eaux souterraines

vers les drains peut le long de son cheminement changer de vertical à horizontal (Oosterbaan et Nijland, 1994).

Les résultats de cette étude représentent un premier pas vers le développement d'un calage automatique du modèle CATHY qui prendrait en compte les différentes valeurs de sensibilité des paramètres liées aux processus hydrologiques modélisés dans le micro-bassin agricole Bras d'Henri. Ainsi, ce genre d'étude pourrait permettre de savoir à quelles profondeurs ou dans quelles couches de sols l'effort de caractérisation devait être concentré.

Outre l'étude d'impact des modèles numériques de terrain (MNA) de différentes résolutions sur la modélisation hydrologique avec le modèle CATHY réalisée par Sulis *et al.* (2011a), Lefrancq *et al.* (2008) ont étudié l'influence de la conductivité hydraulique, du coefficient d'emménagement, du type de sol (paramètres de van Genuchten), du coefficient de Manning, de la base et la porosité, des conditions initiales et des drains sur l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin Bras d'Henri d'une manière très succincte (milieu poreux homogène et un paramètre à la fois). Ainsi, cette étude contribue de manière significative et objective à la compréhension du fonctionnement du modèle CATHY.

CHAPITRE 5

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DU MICRO-BASSIN SOUS INFLUENCE DES DRAINS SOUTERRAINS AGRICOLES²

5.1. Résumé

Ce chapitre de la thèse concerne la modélisation des processus hydrologiques (MPH) d'un petit bassin versant en utilisant le modèle CATHY (Figure 5.1) afin de vérifier si ce modèle pouvait reproduire les observations terrain des expérimentalistes à l'égard des effets du drainage souterrain sur les écoulements à l'exutoire et de l'utiliser pour mieux comprendre l'impact des propriétés hydrodynamiques des sols sur l'hydrologie du micro-bassin du Bras d'Henri (Québec).

En considérant le scénario de référence (constitué à partir des valeurs de conductivité hydraulique à saturation mesurées), il a été constaté que les écoulements simulés par le modèle CATHY corroboraient bien les approches traditionnelles de design de drainage souterrain ainsi que les écoulements mesurés à l'exutoire du micro-bassin pour des années aux précipitations élevées lors des processus ou périodes du calage et de la validation.

Les analyses de la variation d'emménagement temporelle de simulations avec et sans réseaux de drainage ont fait ressortir des comportements dépendant non seulement de la quantité des précipitations mais aussi de leur répartition au cours de l'année. En évacuant plus vite les eaux de pluie vers l'exutoire, les drains agricoles souterrains augmentaient l'écoulement total à l'exutoire du micro-bassin.

À l'aide de scénarios de différentes configurations de conductivité hydraulique à saturation dans le milieu poreux, constitués à partir de la référence, il a été observé que la présence des drains agricoles souterrains: (a) augmentait les écoulements de base et totaux, et diminuait ceux de pointe; (b) induisait une augmentation de l'infiltration et des diminutions de l'exfiltration et du ruissellement de surface; et (c) augmentait non seulement le nombre d'itérations lorsque le milieu poreux était moins conducteur dans la direction latérale mais celui de pas de temps des

² De ce chapitre, un article a été soumis à *Hydrological Sciences Journal* : « Muma M, Rousseau AN and Gumiere SJ (2015) Modeling of subsurface agricultural drainage using two hydrological model with different conceptual approaches, and dimensional and spatial scales ».

simulations, et aux nombres de pas de temps plus élevés correspondaient les pas de temps plus courts. Des composantes de l'hydrogramme d'écoulement à l'exutoire, il a été noté que l'exfiltration était le processus le plus dominant, les pointes de l'hydrogramme étaient largement dominées par le ruissellement de surface et les variations d'écoulement aux drains étaient faibles.

En analysant l'impact de l'isotropie de la conductivité hydraulique à saturation dans chaque groupe de couches à la fois du milieu poreux sur l'écoulement à l'exutoire par rapport à la référence, les variations les plus élevées de l'écoulement à l'exutoire viennent, de façon générale, des couches sous-adjacentes à celles dans lesquelles sont localisés les drains.

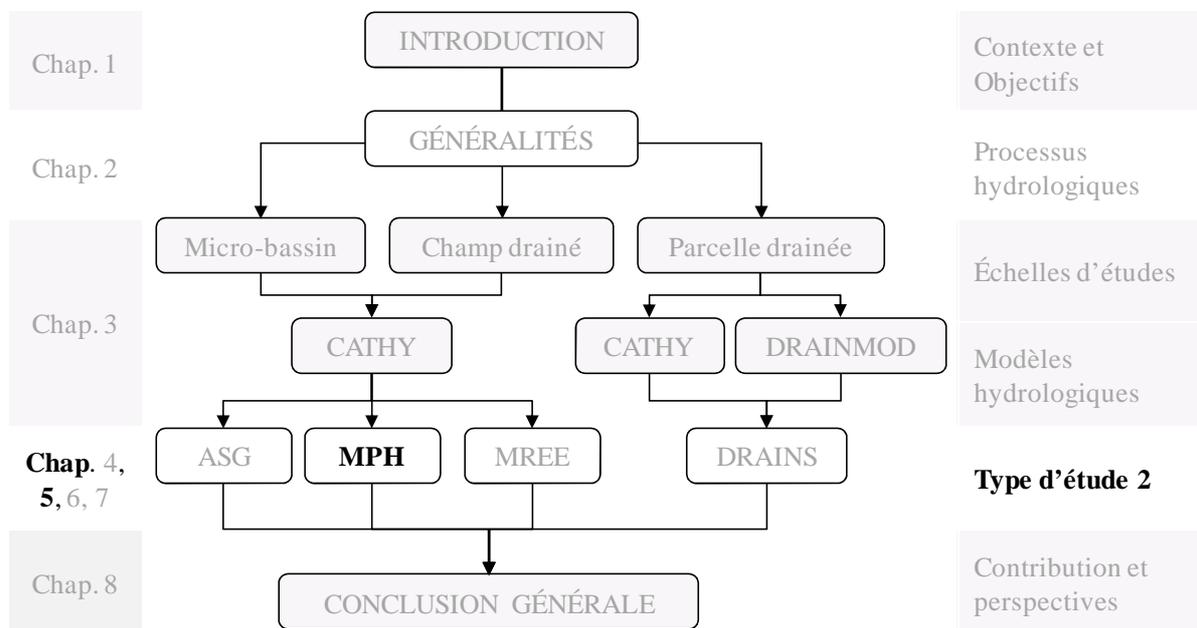


Figure 5.1 : Positionnement de l'étude de la modélisation des processus hydrologiques (MPH) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse

5.2. Introduction

5.2.1. Contexte

La gestion durable des ressources hydriques constitue une préoccupation qui ne cesse de grandir. Les événements extrêmes induits par les changements climatiques montrent toute la nécessité d'une meilleure compréhension des processus liés au cycle hydrologique afin de mettre en place une gestion efficace et rationnelle des ressources. Les modèles hydrologiques représentent des outils puissants pouvant aider à y arriver. Dans le domaine de l'agriculture, la recherche sur les ressources hydriques s'intéresse à la modélisation afin de caractériser le fonctionnement des systèmes dans une perspective de gestion de la production agricole et de la protection des ressources en eaux de surface et eaux souterraines.

Le milieu agricole se distingue par des caractéristiques hydrologiques propres dues aux aménagements, tels que les fossés, les drains, les haies, le réseau des routes et les pratiques culturales, qui influencent le transfert de l'eau des pluies vers les rivières. Les aménagements influencent l'écoulement de l'eau dans un bassin versant jusqu'à son exutoire. Notre attention s'est portée sur un de ces aménagements : les drains agricoles souterrains.

Dans des bassins versants agricoles artificiellement drainés où les réseaux de drainage s'ajoutent à la complexité du milieu poreux souterrain, la modélisation de ceux-ci devient critique. De manière générale, les drains souterrains réduisent le ruissellement en augmentant l'infiltration. En fonction de facteurs tels que le type de sol, les caractéristiques de l'événement pluvieux et la topographie, les drains souterrains peuvent augmenter ou diminuer les débits de pointe (Stillman *et al.* 2006). La compréhension des effets du drainage souterrain artificiel est particulièrement importante si on considère que l'écoulement des polluants *via* cette voie est différent de la percolation normale de l'eau souterraine vers les cours d'eau.

La modélisation des écoulements pour connaître les débits à l'exutoire d'un bassin versant est souhaitable, voire nécessaire ou plus indispensable pour de nombreuses applications d'ingénierie et pour la gestion des ressources en eau, telles que la prédiction des débits de crue et ou d'étiage (dimensionnement d'ouvrages et de réservoirs ou autres types d'aménagements dans le lit du cours d'eau). Ce cadre de travail est d'autant plus propice à l'évaluation des risques d'inondation ou de mise en place d'une gestion particulière de la ressource afin d'assurer l'approvisionnement

en eau et d'anticiper l'influence des changements dans la réponse du bassin suite à des modifications d'origine humaine ou à des changements environnementaux.

Les modèles étant des représentations simplifiées des systèmes réels, la qualité de leur réponse dépend des paramètres utilisés, des hypothèses formulées, ainsi que de la méthode de calcul utilisée, dont les pas d'espace et de temps. Ce dernier exprime le temps entre deux calculs successifs de l'état d'un système. Certains modèles utilisent un pas de temps variable, c'est-à-dire que le pas de temps s'adapte à la dynamique des grandeurs simulées et ce afin de bien représenter les processus physiques ou de respecter des conditions de stabilité numérique.

5.2.2. Objectif

L'objectif de cette étude est de réaliser la modélisation hydrologique du micro-bassin agricole Bras d'Henri en utilisant le modèle CATHY, un modèle hydrologique tridimensionnel couplant les eaux de surface et les eaux souterraines afin de :

- (a) Simuler l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin et analyser l'effet du drainage souterrain sur la variation d'emmagasinement ;
- (b) Analyser l'impact des réseaux de drainage et des sols sur l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin ;
- (c) Analyser l'impact des réseaux de drainage et des sols sur le couplage des eaux de surface et eaux souterraines, et le ruissellement ;
- (d) Analyser l'impact des réseaux de drainage et des sols sur l'hydrogramme de l'écoulement à l'exutoire ;
- (e) Analyser l'effet des propriétés du sol et des réseaux de drainage sur la résolution numérique du modèle CATHY ; et
- (f) Comparer l'utilisation de conductivités hydrauliques anisotropes et isotropes sur l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin et aux drains.

5.3. Matériels et méthodes

5.3.1. Simulation de l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin et analyse de l'effet du drainage souterrain sur la variation d'emménagement

L'application du modèle CATHY a été développée sur le micro-bassin à partir d'un modèle numérique d'altitude (MNA) de 20 m de résolution. Le milieu poreux a été discrétisé en 15 couches avec les couches moins épaisses à la surface et aux alentours des nœuds situés plus proches des réseaux de drainage localisés à 1.20 m de profondeur (interface des 7^e et 8^e couches) afin de bien prendre en compte les interactions entre les eaux de surface et eaux souterraines, et l'influence des drains.

De la discrétisation de la surface du micro-bassin à partir du MNA résultent 6 148 cellules, qui sont divisées en 2 triangles chacune produisant ainsi 12 296 cellules (connectées par 6 391 nœuds). Ces dernières sont projetées verticalement sur les 15 couches avec chaque triangle donnant lieu à 3 tétraèdres. Le milieu poreux est alors représenté par 553 320 (12 296 x 3 x 15) éléments tétraédriques connectés par 102 256 nœuds (6 391 x (15 + 1)).

Les valeurs des propriétés hydrodynamiques de chaque couche du modèle ont été considérées homogènes avec une valeur correspondant à la moyenne géométrique des valeurs disponibles. Les valeurs de ces propriétés, à savoir la conductivité hydraulique à saturation dans les directions horizontale (en X et Y , soit K_{sXY}) et verticale (K_{sZ}), le coefficient d'emménagement spécifique (S_s), la porosité (n), qui sont associées à chaque couche du milieu poreux sont introduites au Tableau 5.1.

Dans la configuration du milieu, on a cinq groupes de couches : le premier groupe inclut les couches 1 et 2, le deuxième groupe est composé par la couche 3, le troisième groupe est égal à la couche 4, le quatrième groupe englobe les couches 5 à 8, et le cinquième groupe est l'ensemble des couches 9 à 15. Les deux premières couches constituent la couche supérieure, dite de surface où s'effectue le partage de l'eau disponible (précipitation) en eau de surface et en infiltration, ainsi que le transfert superficiel. Dans les deux directions, le deuxième groupe de couche et le cinquième groupe de couches ont une conductivité hydraulique plus respectivement élevée que les deux couches de surface et le quatrième groupe de couches où sont localisés les réseaux de drainage. Cette différence et celle entre la direction verticale et la direction horizontale est d'un

ordre de grandeur, la conductivité hydraulique dans la direction horizontale étant la plus élevée. Les propriétés hydrodynamiques du sol ont été décrites par les relations de van Genuchten & Nielsen (1985) où *VGN*, *VGRMC* et *VGPSAT* sont respectivement le paramètre de forme, la teneur en eau résiduelle et le potentiel de pression d'entrée de l'air.

Tableau 5.1 : Propriétés hydrauliques des sols dans le milieu poreux

Couche	Épaisseur (m)	Profondeur au bas de la couche (m)	K_{sXY} (m/s)	K_{sZ} (m/s)	S_s (m^{-1})	n (-)																																																			
1	0.10	0.10	6.06×10^{-5}	6.06×10^{-6}	3.75×10^{-3}	0.52																																																			
2	0.15	0.25					3	0.25	0.50	3.80×10^{-4}	3.80×10^{-5}	1.15×10^{-3}	0.47	4	0.25	0.75	4.04×10^{-5}	4.04×10^{-6}	3.75×10^{-3}	0.37	5	0.25	1.00	6.06×10^{-5}	6.06×10^{-6}	3.75×10^{-3}	0.48	6	0.10	1.10	7	0.10	1.20	8	0.10	1.30	9	0.30	1.60	4.20×10^{-4}	4.20×10^{-5}	1.15×10^{-3}	0.50	10	0.45	2.05	11	0.60	2.65	12	0.61	3.26	13	0.64	3.90	14	0.70
3	0.25	0.50	3.80×10^{-4}	3.80×10^{-5}	1.15×10^{-3}	0.47																																																			
4	0.25	0.75	4.04×10^{-5}	4.04×10^{-6}	3.75×10^{-3}	0.37																																																			
5	0.25	1.00	6.06×10^{-5}	6.06×10^{-6}	3.75×10^{-3}	0.48																																																			
6	0.10	1.10																																																							
7	0.10	1.20																																																							
8	0.10	1.30																																																							
9	0.30	1.60	4.20×10^{-4}	4.20×10^{-5}	1.15×10^{-3}	0.50																																																			
10	0.45	2.05																																																							
11	0.60	2.65																																																							
12	0.61	3.26																																																							
13	0.64	3.90																																																							
14	0.70	4.60																																																							
15	0.85	5.45																																																							

Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation au Tableau 5.1 ont servi au calage et à la validation du modèle CATHY. Elles sont anisotropes dans chaque groupe de couches et constituent le scénario 1 représentant le système à l'étude ou scénario de référence.

5.3.2. Impact du drainage agricole et des sols sur l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin

Dans le but d'analyser l'impact des réseaux de drainage et des sols sur l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin, onze scénarios ou nouvelles considérations de valeurs de conductivité hydraulique à saturation ont été prises en compte (voir Tableau 5.2). De ces onze scénarios, neuf (du scénario 2 au scénario 10) ont été constitués à partir des trois paramètres de conductivité hydraulique à saturation les plus influents en termes d'indice de premier ordre et/ou d'indice des

ordres supérieurs (effets d'interaction) obtenus par l'analyse de sensibilité (chapitre 4). Ces paramètres sont : K_{sXY4} (6.06×10^{-5} m/s), K_{sZ4} (6.06×10^{-6} m/s) et K_{sXY5} (4.20×10^{-4} m/s). Les deux autres scénarios (11 et 12) ont été directement déduits du scénario 1.

Étant donné le scénario de référence, quel est l'impact sur le régime hydrologique du micro-bassin si :

- (i) Tout le profil du sol était homogène et isotrope (un seul groupe de couches) avec une conductivité hydraulique respectivement égale à K_{sZ4} et K_{sXY4} (valeurs des couches du quatrième groupe);
- (ii) Tout le profil du sol était homogène et anisotrope (un seul groupe de couches) avec des conductivités hydrauliques respectivement égales à K_{sZ4} , K_{sXY4} et K_{sXY5} dans la direction horizontale, et K_{sXY4} , K_{sZ4} et $10K_{sXY5}$ dans la direction verticale;
- (iii) Le profil du sol avait deux entités de couches isotropes (deux groupes de couches), chaque entité étant homogène (la première entité va de la surface du sol jusqu'aux couches où sont localisés les systèmes de drainage (couches 1 à 8) et la seconde entité inclut les couches en dessous de systèmes de drainage (couches 9 à 15)) avec K_{sZ4} et K_{sXY4} respectivement dans les deux directions de la première entité, et K_{sXY5} et $10K_{sXY5}$ respectivement dans les deux directions de la seconde entité;
- (iv) Chacun de cinq groupes de couches du milieu poreux, au lieu d'être anisotrope tel que décrit par le scénario 1, devenait isotrope avec une conductivité hydraulique dans les deux directions respectivement égale à K_{sXY} et K_{sZ} du scénario 1. On a K_{sXY} au scénario 11 et K_{sZ} au scénario 12 qui sont d'un ordre de grandeur respectivement moins élevé et plus élevé qu'au scénario 1, K_{sZ} au scénario 11 et K_{sXY} au scénario 12 gardent les mêmes valeurs qu'au scénario 1.

Pour apporter une réponse à ces questions, les scénarios 2 à 12, décrits au Tableau 5.2, ont été constitués. Les scénarios 2 et 3 concernent la question (i); les scénarios 4 à 6 s'intéressent à la question (ii), les scénarios 7 à 10 examinent la question (iii) et les scénarios 11 et 12 s'occupent de la question (iv). Tous ces scénarios ont été appliqués uniquement à la période de calage (année 2006) pour analyser, en premier lieu, l'impact des drains agricoles souterrains et des propriétés du sol sur l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin.

Pour des raisons de simplicité ou de clarté, la différence des propriétés hydrauliques des scénarios vis-à-vis du scénario de référence a été principalement faite à partir des valeurs de conductivité hydraulique à saturation horizontale de couches dans lesquelles sont localisés les drains ($KsXY4$) et de celles se trouvant en-dessous de ces derniers ($KsXY5$). Elles représentent les deux premiers paramètres les plus sensibles à l'écoulement aux réseaux de drainage et à l'exutoire du micro-bassin.

Afin d'analyser les résultats entre les onze scénarios et celui de référence, les écoulements moyens journaliers maximal, minimal et total ont été analysés entre autres. Ils représentent respectivement la hauteur d'eau moyenne journalière (HE), les hauteurs d'eau moyennes maximale (HE_{max}), minimale (HE_{min}), totale (HE_{tot}) à l'exutoire du micro-bassin, qui sont définies de la façon suivante :

$$HE = \frac{1}{n} \sum_{m=1}^n he_m \quad (5.1)$$

$$HE_{max} = [\max(HE_i)]_{i=1}^N \quad (5.2)$$

$$HE_{min} = [\min(HE_i)]_{i=1}^N \quad (5.3)$$

$$HE_{tot} = \sum_{i=1}^N HE_i \quad (5.4)$$

où n est le nombre de pas de temps dans une journée, he est la hauteur d'eau associée à chaque pas de temps et N est le nombre de jours sur toute la période de simulation.

Tableau 5.2 : Scénarios* établis pour analyser l'impact de la discrétisation des couches, de l'isotropie et de l'anisotropie du sol sur les écoulements

Couches	1 et 2	3	4	5 à 8	9 à 15
Scénario 1	$6.06 \times 10^{-5} / 6.06 \times 10^{-6}$	$3.80 \times 10^{-4} / 3.80 \times 10^{-5}$	$4.04 \times 10^{-5} / 4.04 \times 10^{-6}$	$6.06 \times 10^{-5} / 6.06 \times 10^{-6}$	$4.20 \times 10^{-4} / 4.20 \times 10^{-5}$
Scénario 2			$6.06 \times 10^{-6} / 6.06 \times 10^{-6}$		
Scénario 3			$6.06 \times 10^{-5} / 6.06 \times 10^{-5}$		
Scénario 4			$6.06 \times 10^{-6} / 6.06 \times 10^{-5}$		
Scénario 5			$6.06 \times 10^{-5} / 6.06 \times 10^{-6}$		
Scénario 6			$4.20 \times 10^{-4} / 4.20 \times 10^{-5}$		
Scénario 7		$6.06 \times 10^{-5} / 6.06 \times 10^{-5}$			$4.20 \times 10^{-4} / 4.20 \times 10^{-4}$
Scénario 8		$6.06 \times 10^{-6} / 6.06 \times 10^{-6}$			$4.20 \times 10^{-4} / 4.20 \times 10^{-4}$
Scénario 9		$6.06 \times 10^{-6} / 6.06 \times 10^{-6}$			$4.20 \times 10^{-5} / 4.20 \times 10^{-5}$
Scénario 10		$6.06 \times 10^{-5} / 6.06 \times 10^{-5}$			$4.20 \times 10^{-5} / 4.20 \times 10^{-5}$
Scénario 11	$6.06 \times 10^{-6} / 6.06 \times 10^{-6}$	$3.80 \times 10^{-5} / 3.80 \times 10^{-5}$	$4.04 \times 10^{-6} / 4.04 \times 10^{-6}$	$6.06 \times 10^{-6} / 6.06 \times 10^{-6}$	$4.20 \times 10^{-5} / 4.20 \times 10^{-5}$
Scénario 12	$6.06 \times 10^{-5} / 6.06 \times 10^{-5}$	$3.80 \times 10^{-4} / 3.80 \times 10^{-4}$	$4.04 \times 10^{-5} / 4.04 \times 10^{-5}$	$6.06 \times 10^{-5} / 6.06 \times 10^{-5}$	$4.20 \times 10^{-4} / 4.20 \times 10^{-4}$

*Toutes les valeurs de conductivité hydraulique sont exprimées en m/s. Dans chaque colonne, la valeur à gauche de la barre désigne la conductivité hydraulique dans la direction horizontale (en X et Y) tandis que celle à droite désigne la conductivité hydraulique dans la direction verticale (en Z).

5.3.3. Impact du drainage souterrain et des sols sur le couplage des eaux de surface et eaux souterraines, et le ruissellement ou sur l'hydrogramme de l'écoulement à l'exutoire

En deuxième lieu, afin d'analyser l'impact des réseaux de drainage et du sol sur le couplage des eaux de surface et eaux souterraines, et le ruissellement ou sur l'hydrogramme de l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin, en plus du scénario de référence, quatre scénarios ont été sélectionnés; il s'agit des scénarios 2, 5, 7 et 11. Ils correspondent respectivement à un des scénarios des questions (i), (ii), (iii) et (iv).

Par couplage des eaux de surface et eaux souterraines, on entend d'une part la contribution de l'eau de surface à l'écoulement souterrain et d'autre part, la contribution de l'eau souterraine à l'écoulement de surface par l'entremise respectivement de l'infiltration et de l'exfiltration.

5.3.4. Effet des propriétés du sol et des réseaux de drainage sur la résolution numérique de CATHY

En troisième lieu, l'analyse de l'effet de l'isotropie du sol sur la résolution numérique du modèle CATHY a été faite en utilisant les scénarios 1, 11 et 12; pour lesquels les propriétés hydrauliques sont réparties selon une même discrétisation verticale du milieu poreux.

5.3.5. Impact de l'isotropie et anisotropie des groupes de couches sur l'écoulement à l'exutoire et aux drains

Enfin, l'impact de l'isotropie de chaque groupe de couches sur l'écoulement à l'exutoire et aux réseaux de drainage a été analysé à partir du scénario 1. Dans les deux directions d'un des cinq groupes de couches, la conductivité hydraulique à saturation est identique (isotrope) tandis que tous les autres groupe de couches gardent l'anisotropie du scénario 1. On parle ainsi de l'isotropie 1 et de l'isotropie 2 si le groupe de couches considéré prend respectivement KsZ et $KsXY$ du scénario 1 dans les deux directions. Ainsi, $KsXY$ devient moins élevée dans le premier cas et KsZ devient plus élevée dans le second cas dans un groupe de couches donné en comparaison avec le scénario 1. À chaque colonne de ces tableaux correspond une simulation de l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin; d'où, chaque isotropie implique cinq simulations correspondant aux cinq groupes de couches (Tableaux 5.3 et 5.4).

Tableau 5.3 : Valeurs de conductivité hydraulique à saturation (en m/s) dans le milieu poreux après introduction de l'isotropie 1 dans chaque groupe de couches à la fois (cellules en gris)

Groupe de couches	Simulations : isotropie 1 appliquée au groupe de couches				
	1	2	3	4	5
1	6.06x10 ⁻⁶ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶
2	3.80x10 ⁻⁴ /3.80x10 ⁻⁵	3.80x10 ⁻⁵ /3.80x10 ⁻⁵	3.80x10 ⁻⁴ /3.80x10 ⁻⁵	3.80x10 ⁻⁴ /3.80x10 ⁻⁵	3.80x10 ⁻⁴ /3.80x10 ⁻⁵
3	4.04x10 ⁻⁵ /4.04x10 ⁻⁶	4.04x10 ⁻⁵ /4.04x10 ⁻⁶	4.04x10 ⁻⁶ /4.04x10 ⁻⁶	4.04x10 ⁻⁵ /4.04x10 ⁻⁶	4.04x10 ⁻⁵ /4.04x10 ⁻⁶
4	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁶ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶
5	4.20x10 ⁻⁴ /4.20x10 ⁻⁵	4.20x10 ⁻⁴ /4.20x10 ⁻⁵	4.20x10 ⁻⁴ /4.20x10 ⁻⁵	4.20x10 ⁻⁴ /4.20x10 ⁻⁵	4.20x10 ⁻⁵ /4.20x10 ⁻⁵

Tableau 5.4 : Valeurs de conductivité hydraulique à saturation (en m/s) dans le milieu poreux après introduction de l'isotropie 2 dans chaque groupe de couches à la fois (cellules en gris)

Groupe de couches	Simulations : isotropie 2 appliquée au groupe de couches				
	1	2	3	4	5
1	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁵	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶			
2	3.80x10 ⁻⁴ /3.80x10 ⁻⁵	3.80x10 ⁻⁴ /3.80x10 ⁻⁴	3.80x10 ⁻⁴ /3.80x10 ⁻⁵	3.80x10 ⁻⁴ /3.80x10 ⁻⁵	3.80x10 ⁻⁴ /3.80x10 ⁻⁵
3	4.04x10 ⁻⁵ /4.04x10 ⁻⁶	4.04x10 ⁻⁵ /4.04x10 ⁻⁶	4.04x10 ⁻⁵ /4.04x10 ⁻⁵	4.04x10 ⁻⁵ /4.04x10 ⁻⁶	4.04x10 ⁻⁵ /4.04x10 ⁻⁶
4	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁵	6.06x10 ⁻⁵ /6.06x10 ⁻⁶
5	4.20x10 ⁻⁴ /4.20x10 ⁻⁵	4.20x10 ⁻⁴ /4.20x10 ⁻⁵	4.20x10 ⁻⁴ /4.20x10 ⁻⁵	4.20x10 ⁻⁴ /4.20x10 ⁻⁵	4.20x10 ⁻⁴ /4.20x10 ⁻⁴

5.3.6. Conditions limites et conditions initiales d'humidité dans le sol

La période d'étude s'étale du 1^{er} mai (121 JJ, Jour Julien) au 31 octobre (304 JJ) des années 2006, 2007, 2008 et 2009. Cette période d'étude qui correspond à la saison de croissance végétative (MAPAQ, 2007), est caractérisée par du ruissellement de surface, de l'infiltration, de l'évapotranspiration et des intenses activités agricoles sur le micro-bassin.

Les conditions limites à la surface du micro-bassin sont données par la précipitation efficace, c'est-à-dire la précipitation réelle soustraite de l'évapotranspiration potentielle. Cette dernière a été calculée par l'approche de Penman-Monteith recommandée non seulement par la FAO (Allen *et al.* 1998) mais aussi par d'autres organisations (Walter *et al.* 2005) comme méthode privilégiée d'estimation d'évapotranspiration de référence du gazon pondérée par des coefficients culturaux (Pereira *et al.* 2006).

Les courbes de valeurs cumulées et d'intensité de précipitation efficace durant la période des activités agricoles de chaque année sont présentées respectivement aux Figures 5.2 et 5.3, tout en spécifiant l'année ayant servi au calage et celles de la validation du modèle. Les valeurs de pluie efficace totale sont de 343, 212, 337 et 382 mm respectivement en 2006, 2007, 2008 et 2009. Ces courbes démontrent quatre comportements distincts. On observe que pour l'année 2006, la précipitation a été abondante principalement vers la fin de la période de simulation, c'est-à-dire vers la mi-automne. L'année 2007 est caractérisée par des faibles précipitations où leur manque est constaté sur une grande partie du printemps et de l'été. L'année 2008 a été la plus humide en été. Avec de fortes précipitations au printemps, l'année 2009 présente un manque de précipitation en été.

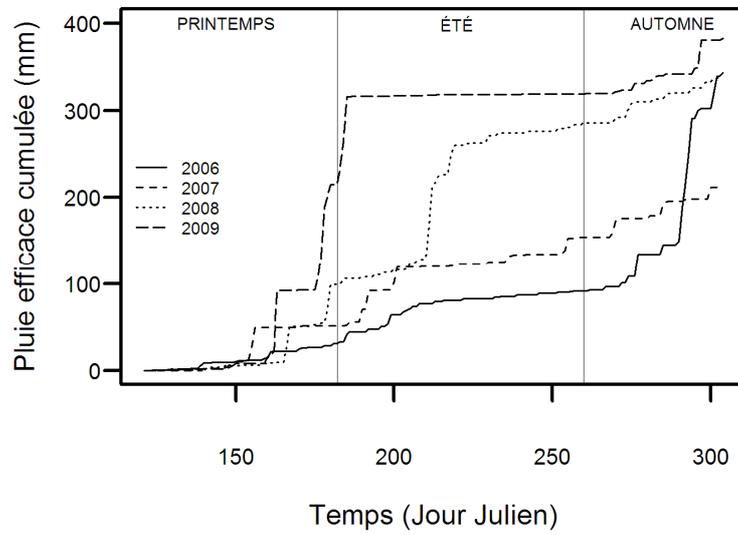


Figure 5.2 : Courbes de précipitation cumulées des périodes de calage et de validation du modèle

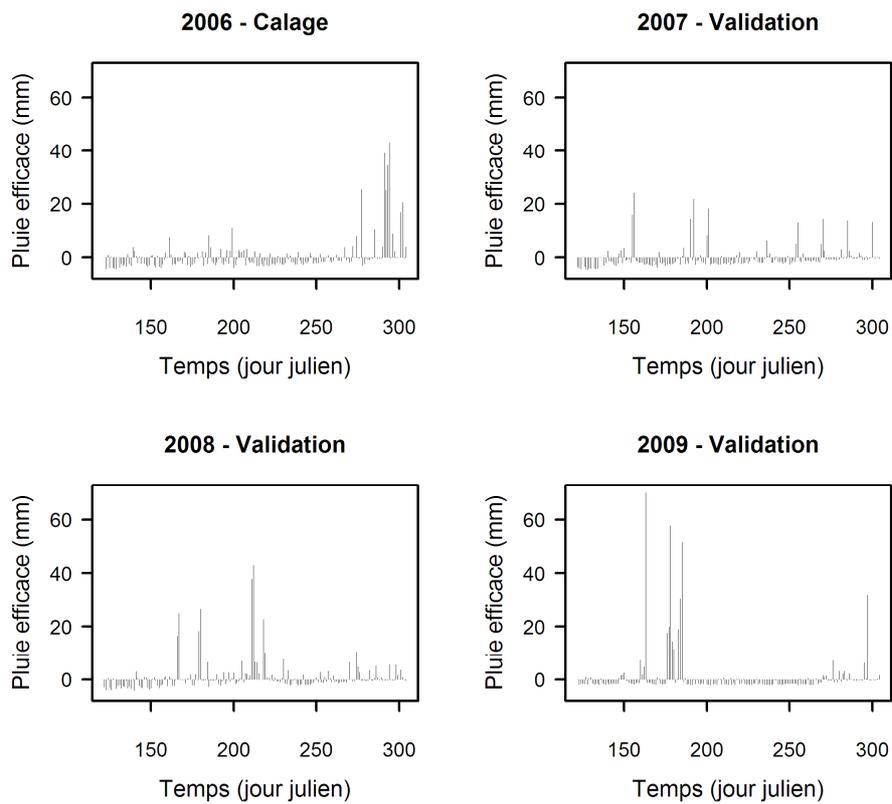


Figure 5.3 : Données de précipitation efficace des périodes du calage et de la validation du modèle

Les valeurs régionales de précipitation efficace moyenne, médiane et des percentiles 25 et 75 % des quarante dernières années (1971 à 2010) pour la période du 1^{er} mai au 31 octobre sont consignées au Tableau 5.5. Ces valeurs régionales ont été déterminées à partir de données météorologiques de la base de données du modèle HYDROTEL (Fortin *et al.* 1995, 2001a, 2001b) d'une application sur le bassin de la Beaurivage (Rousseau *et al.* 2013). Dans cette dernière application, les précipitations et les températures sont les moyennes pondérées de trois stations les plus proches au site d'étude et l'évapotranspiration potentielle a été calculée par l'équation développée à Hydro-Québec. On observe que seul le percentile 25 % est inférieur à toutes les valeurs de précipitation efficace de toutes les années à l'étude. Vis-à-vis des trois autres mesures statistiques (moyenne, médiane et percentile 75 %) de précipitation efficace; par contre, seule l'année 2007 présente une valeur inférieure. Ceci vérifie une fois de plus que non seulement l'année 2007 a été la moins humide des années à l'étude mais aussi elle l'a été à l'échelle régionale au cours des quarante dernières années.

Tableau 5.5 : Quelques statistiques des valeurs régionales de précipitation efficace (mm) des quarante dernières années (1971-2010) pour la période du 1^{er} mai au 31 octobre

Moyenne	Médiane	Percentile 25 %	Percentile 75 %
242.47	220.74	145.78	328.74

Au début ou au premier pas de temps de chaque simulation, les conditions initiales d'humidité dans le sol sont données par la hauteur de la nappe fixée à 20 cm sous la surface du sol. Ce choix s'explique par le fait que le début des simulations coïncide avec la saison du printemps correspondant à la période de dégel du sol. On sait que lorsque le dégel se termine, l'eau accumulée à la surface du sol dans les dépressions s'infiltrer et rejoint la nappe pour la faire remonter près de la surface du sol dans la plaine du Saint-Laurent (Lagacé, 2012). La nappe est généralement près de la surface tôt au printemps et tard à l'automne et descend considérablement au cours des mois d'été (Savoie, 2009). Par ailleurs, en ayant une telle hauteur initiale de nappe, on s'assure que les systèmes de drainage jouent pleinement leur rôle.

Les réseaux de drainage souterrain, localisés à 1.20 m de la surface du sol (à l'interface des 7^e et 8^e couches), sont représentés par des nœuds auxquels a été assigné un potentiel de pression nulle, c'est-à-dire ils sont à la pression atmosphérique (condition de Dirichlet).

5.3.7. Évaluation de la performance du modèle CATHY

La performance du modèle CATHY a été évaluée sur la base des débits simulés et mesurés à l'exutoire du micro-bassin. Ces derniers ont été obtenus au moyen d'une courbe de tarage (relation débit *versus* hauteur d'eau) établie par Ratté-Fortin (2014) pour les quatre années visées par cette évaluation. Elle est donnée par :

$$\ln(Q) = \beta_0 + \beta_1 \ln(h) \quad (5.5)$$

où Q est le débit (L/s), h est la hauteur d'eau (m), β_0 et β_1 sont les coefficients de la régression donnés au Tableau 5.6.

Dans le cadre des travaux de Ratté-Fortin (2014), l'incertitude reliée à la courbe de tarage, plus particulièrement celle associée aux paramètres de l'équation de régression, a été estimée par une méthode de simulation de style Monte Carlo qui inclut un terme d'erreur aléatoire, ε . Ce dernier terme est basé sur la variance des résidus de la régression. Puisque les résidus sont obtenus à partir de la méthode des moindres carrés, leur distribution de probabilité correspond à une loi normale de moyenne 0 et d'écart-type σ_ε . Les résultats de 10 000 simulations des paramètres obtenus du modèle avec les données ponctuelles log-transformées de débit et de hauteur d'eau ont permis de générer divers intervalles de confiance. Dans le cadre de ce chapitre, on a utilisé un intervalle de confiance 30% -70% afin de refléter une erreur de prédiction sur les débits de plus ou moins 20%. Ainsi, on juge acceptable un débit simulé qui se retrouve à l'intérieur de cet intervalle de confiance.

Tableau 5.6 : Valeurs des coefficients de régression de la courbe de tarage

Coefficient	Années			
	2006	2007	2008	2009
β_0	8.273838	7.391663	9.632249	7.931716
β_1	3.504016	3.566259	4.377871	3.719334

En plus de quelques statistiques descriptives (maximum, minimum, plage et moyenne des débits), cinq critères d'évaluation de la performance du modèle CATHY ont été utilisés pour quantifier l'écart entre les valeurs simulées et celles observées. Il s'agit de l'erreur quadratique moyenne normalisée (*NRMSE*), l'erreur en débit de pointe (*EP*), le coefficient de détermination (R^2), le

coefficient de Nash (NSE), l'indice d'accord (d) et le coefficient de Nash modifié (NSE_m). Pour ce dernier coefficient, la variable J est définie comme suit :

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{si } P_i < O_{i30} \text{ alors } J_{i30} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{i30}} (O_{i30} - P_i)^2}{\sum_{i=1}^{N_{i30}} (O_i - \bar{O})^2} \\ \text{si } P_i > O_{i70} \text{ alors } J_{i70} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{i70}} (O_{i70} - P_i)^2}{\sum_{i=1}^{N_{i70}} (O_i - \bar{O})^2} \end{array} \right. \quad (5.6)$$

où P_i représente la variable simulée au jour j , ici le débit. Tel qu'indiqué au paragraphe précédent, si le débit simulé est inclus dans les N_{i30-70} valeurs (pour celles incluses entre O_{i30} et O_{i70}), on juge qu'il est satisfaisant et de facto les valeurs du numérateur et J_{i30-70} sont nulles par définition. Ainsi, le NSE_m n'est rien d'autre que la somme des J_{i30} et J_{i70} .

5.4. Résultats et discussion

5.4.1. Rappel

Certaines analyses ont été réalisées au moyen de boîte à moustaches (Figure 5.4). On repère sur cette dernière : (a) la valeur du premier quartile Q1 (25% des effectifs), correspondant au trait inférieur de la boîte; (b) la valeur du deuxième quartile Q2 ou médiane (50% des effectifs), représentée par un trait horizontal à l'intérieur de la boîte; (c) la valeur du troisième quartile Q3 (75% des effectifs), correspondant au trait supérieur de la boîte; (d) les deux moustaches inférieure et supérieure, représentées par les petits rectangles de part et d'autre de la boîte, délimitent les valeurs dites adjacentes, déterminées à partir de l'écart interquartile (Q3-Q1); (e) les valeurs extrêmes, atypiques ou exceptionnelles individualisées, situées au-delà des valeurs adjacentes. L'extrémité de la moustache inférieure, valeur minimale dans les données, est supérieure à la frontière basse : $Q1 - 1.5 * (Q3 - Q1)$. L'extrémité de la moustache supérieure, valeur maximale dans les données, est inférieure à la valeur frontière haute : $Q3 + 1.5 * (Q3 - Q1)$. Lorsqu'il y a absence des valeurs extrêmes, les valeurs adjacentes indiquent le minimum et le maximum.

En plus de montrer l'emplacement et la dispersion des données, les boîtes à moustaches indiquent l'asymétrie dans l'étendue des parties supérieure et basse de la boîte.

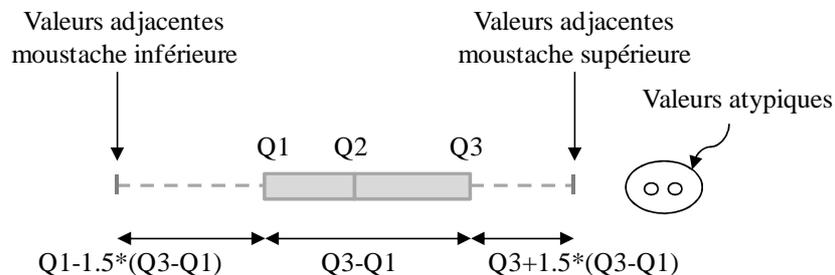


Figure 5.4 : Illustration de la notion d'une boîte à moustaches

5.4.2. Simulation de l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin et analyse de l'effet du drainage souterrain sur la variation d'emménagement

1°) Calage et Validation du modèle : Débits à la sortie du micro-bassin

Le Tableau 5.7 introduit quelques valeurs descriptives des débits et critères de performance du modèle à simuler les écoulements alors que la Figure 5.5 présente les courbes des débits mesurés et simulés en termes de hauteur d'eau par jour à l'exutoire du micro-bassin pour la période de calage (année 2006) et les périodes de validation (années 2007 à 2009). L'année 2006 ayant la plus faible différence entre les débits moyens mesurés et simulés, démontre un bel accord visuel entre les débits mesurés et simulés et de ce fait, elle donne la plus faible valeur d' EP (0.16). Avec des valeurs de R^2 , NSE et d respectivement de 0.71, 0.71 et 0.91, les débits prédits se sont bien accordés aux débits observés durant cette période de calage.

En ce qui concerne les périodes de validation, trois aspects ressortent : premièrement, l'année 2007 est dominée par des débits mesurés et simulés (maximaux et minimaux) très faibles; ensuite, l'année 2008 a des valeurs (maximales et minimales) élevées de débits mesurés et observés; et enfin pour l'année 2009, seul le débit minimal mesuré est très faible. Étant donné que les débits minimaux mesurés des années 2007 et 2009 sont très faibles, on remarque que le modèle ne simule pas bien les débits mesurés de faible amplitude. En termes de la différence entre les valeurs maximales de débits simulés et observés, l'année 2007 (0.65 mm/j) a la plus faible valeur vis-à-vis des années 2008 (3.75) et 2009 (5.35). Elle a ainsi une valeur d' EP plus

faible (0.26) que les années 2008 (0.36) et 2009 (0.42). Avec des valeurs élevées d'*EP* au cours des années 2008 et 2009, le modèle n'a pas aussi fidèlement simulé les débits de pointe. Elles ont respectivement des valeurs élevées de R^2 (0.85 et 0.89) et d (0.88 et 0.89), et des faibles valeurs de *NRMSE* (0.07 et 0.05) comparativement à l'année 2007 (0.51, 0.74 et 0.14). La valeur *NSE* de l'année 2008 (0.72) est plus élevée que celle de l'année 2009 (0.67). Ceci s'explique par leurs valeurs d'*EP*, celle de l'année 2008 est plus faible que celle de 2009; et la différence entre leurs débits moyens mesurés et simulés, elle vaut 0.09 et 0.61 mm/j respectivement pour 2008 et 2009.

Dans l'ensemble de résultats des périodes de calage et de validation, il est observé que aux trois années avec des précipitations ou débits mesurés plus élevés (2006, 2008 et 2009), la différence entre les débits maximal et minimal simulés (plage) est à peu près la même : elle vaut 11 mm/j. Les bonnes valeurs de *NSE* (> 0.70) ont été obtenues au cours des années 2006 et 2008.

Tableau 5.7 : Quelques statistiques descriptives de débits mesurés et simulés, et critères de performance du modèle à simuler les écoulements à l'exutoire du micro-bassin

Période	Calage		Validation					
	2006		2007		2008		2009	
Année	Mesuré	Simulé	Mesuré	Simulé	Mesuré	Simulé	Mesuré	Simulé
Débit maximal (mm/j)	10.85	11.97	2.54	1.89	16.11	12.36	17.65	12.30
Débit minimal (mm/j)	0.74	0.93	0.26	0.40	0.68	0.96	0.25	0.86
Plage (mm/j)	10.11	11.04	2.28	1.48	15.44	11.40	17.40	11.44
Débit moyen (mm/j)	1.41	1.46	0.61	0.81	1.65	1.74	0.83	1.44
<i>EP</i>	0.16		0.26		0.36		0.42	
R^2	0.71		0.51		0.85		0.89	
<i>NRMSE</i>	0.06		0.14		0.07		0.05	
<i>NSE</i>	0.71		0.17		0.72		0.67	
d	0.91		0.74		0.88		0.89	
NSE_m	0.89		0.69		0.91		0.81	

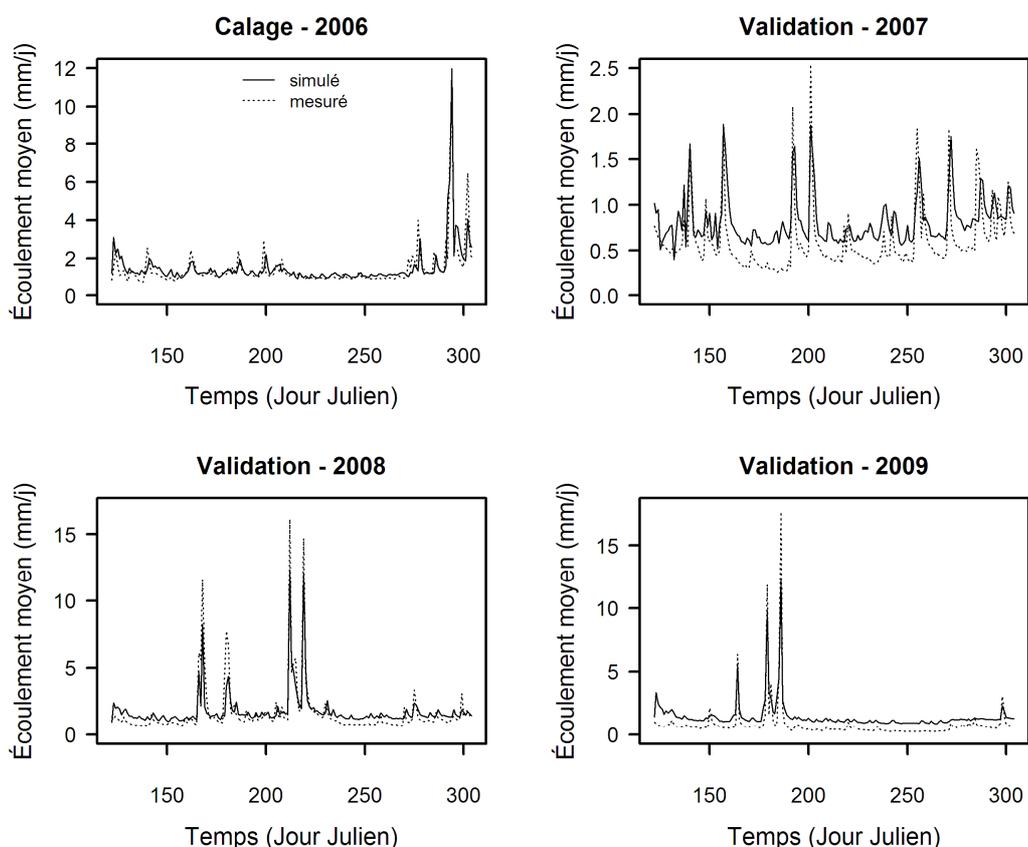


Figure 5.5 : Courbes des débits mesurés et simulés (exprimés en mm/j) pendant les périodes de calage et de validation du modèle CATHY

Les courbes d'écoulements cumulés mesurés et simulés ainsi que les écarts entre les écoulements mesurés et simulés des années analysées sont montrés à la Figure 5.6. Les écoulements simulés des années 2006 et 2008 s'étant bien accordés à ceux mesurés en termes de *NSE*, il a été observé que pour ces deux années les valeurs d'écoulements cumulés mesurés et simulés sont plus proches. L'année 2007 avec les plus faibles écoulements tant mesurés que simulés, les courbes de ces valeurs cumulées sont plus rapprochées que l'année 2009. Le modèle n'ayant pas bien simulé les écoulements les plus faibles et ceux de pointe aux années 2008 et 2009, on note à ces dernières des écarts plus élevés entre les valeurs d'écoulements mesurés et simulés. Cependant, en considérant la somme des écarts, cette dernière vaut -10.65, -37.14, -16.16, et -111.74 mm respectivement pour les années 2006, 2007, 2008 et 2009.

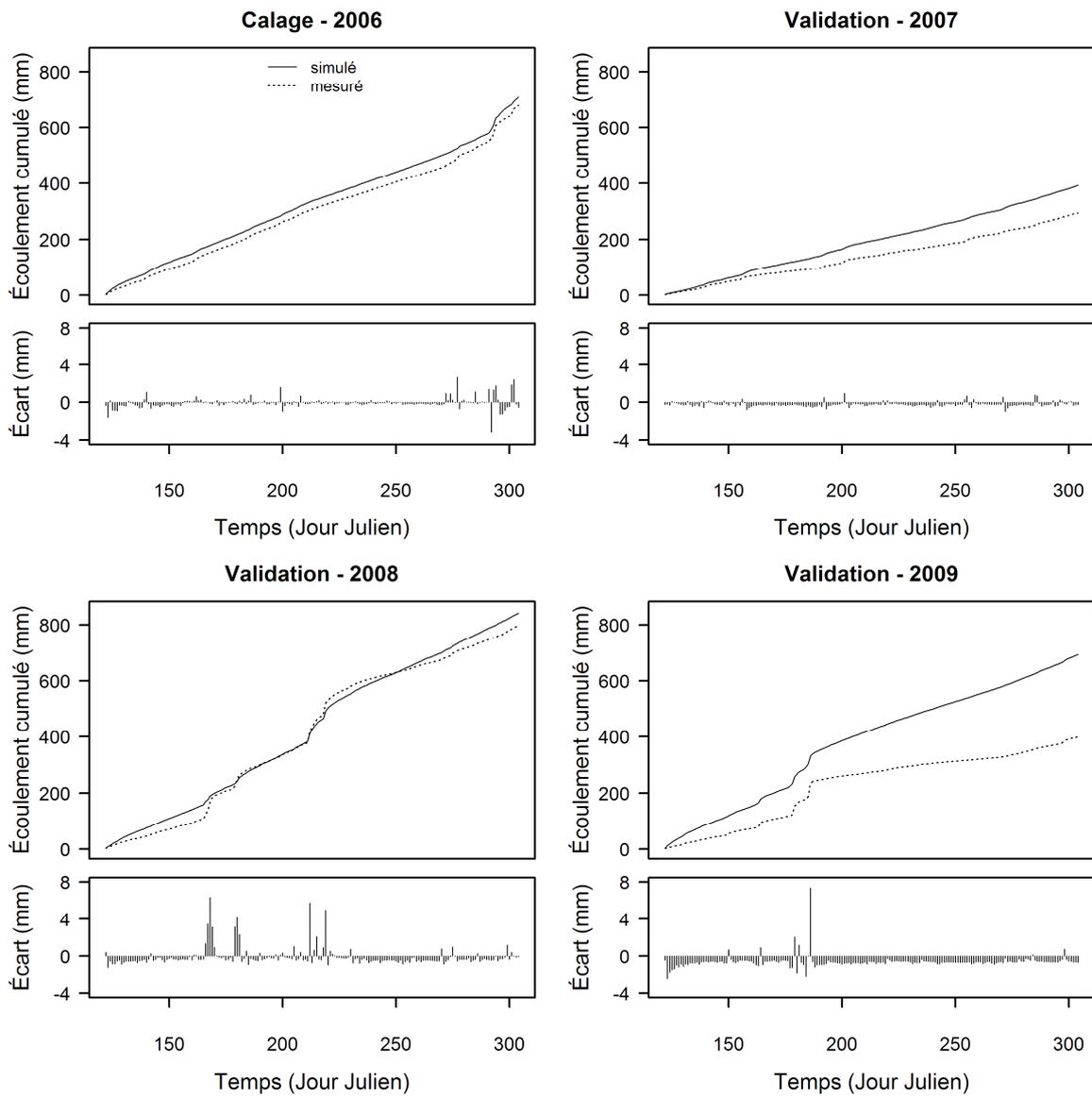


Figure 5.6 : Courbes d'écoulements cumulés simulés et mesurés et leur écart pendant les périodes de calage et de validation du modèle CATHY

La Figure 5.7 présente les débits simulés et observés, et la bande d'incertitude de $\pm 20\%$ sur les débits observés en utilisant l'intervalle de confiance 30 % - 70 %. Les années 2006 et 2008 sont celles où on observe que la courbe de débits simulés est plus ou moins à l'intérieur de la plage d'incertitude. Au niveau des faibles débits mesurés, la courbe de débits prédits est généralement à l'extérieur des valeurs définies par la plage d'incertitude surtout pour les années 2007 et 2009. Ainsi les valeurs de NSE sont passées de 0.71, 0.17, 0.72 et 0.67 à 0.89, 0.62, 0.91 et 0.81 en termes de NSE_m (Tableau 5.7) respectivement pour les années 2006, 2007, 2008, 2009. De manière générale, ce critère modifié de Nash, plus permissif, permet de quantifier la performance du modèle selon l'erreur sur la mesure et ainsi de moins discréditer les valeurs simulées à toutes les années.

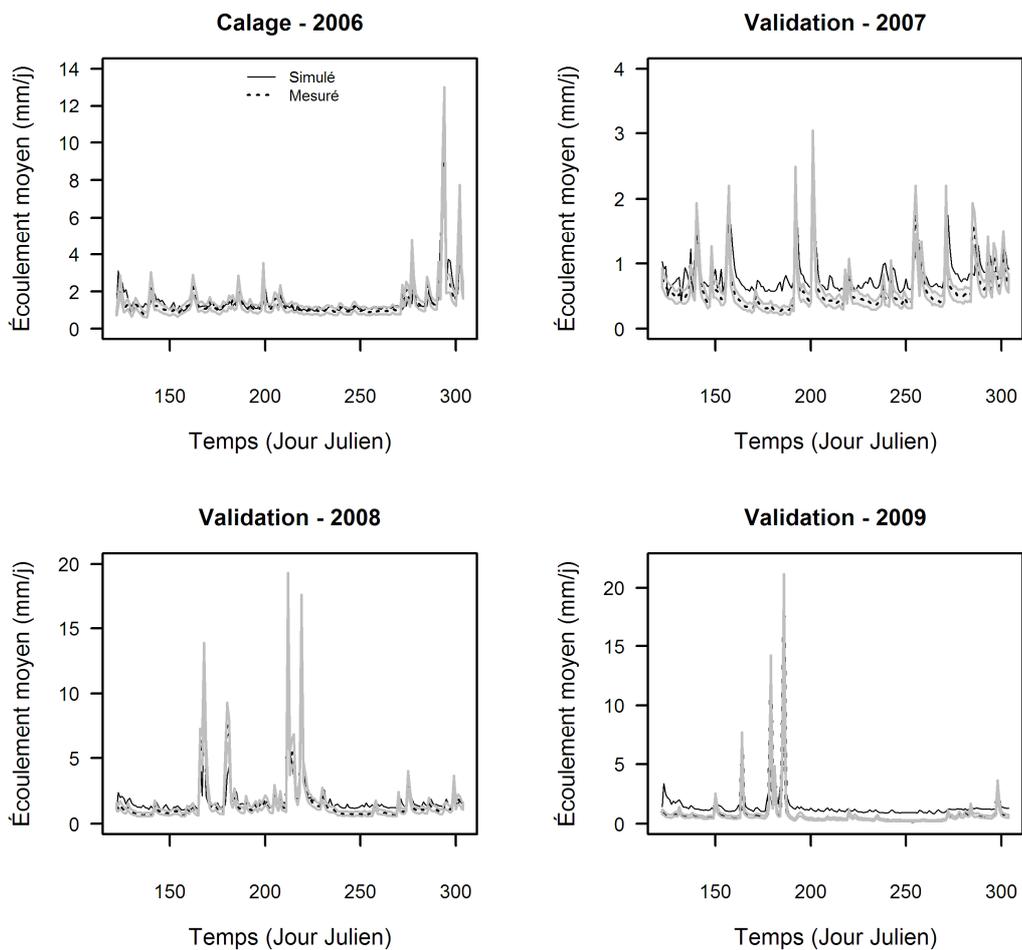


Figure 5.7 : Débits observés et simulés et la bande d'incertitude de $\pm 20\%$ sur les valeurs observées (en gris) dans l'intervalle de confiance 30 % - 70 %

À la lumière de tous ces résultats, nous pouvons dire que la performance du modèle CATHY vis-à-vis de la modélisation des processus hydrologiques du micro-bassin d'intervention Bras d'Henri a été satisfaisante. Par conséquent, elle nous a permis de l'utiliser afin de répondre aux objectifs visés par cette étude. Étant donné que les débits s'écoulant de tous les réseaux de drainage souterrain n'ont pas été mesurés tout au long des périodes de simulation, le modèle a été calé par rapport aux débits observés à l'exutoire du micro-bassin. Il aurait été avantageux qu'il soit aussi calé vis-à-vis des débits artificiellement drainés. Cependant, seuls les débits drainés observés à un des réseaux de drainage ont été manuellement mesurés pendant un temps court, d'environ une quinzaine de jours, au cours des années 2010 à 2012. Cela étant, ces débits mesurés aux drains seront mis à contribution dans l'étude présentée au chapitre 7 ayant fait l'objet de l'évaluation de la capacité des modèles CATHY et DRAINMOD (Skaggs *et al.* 2012) à simuler une portion artificiellement drainée du micro-bassin.

2°) *Effet du drainage souterrain sur la variation d'emménagement*

Les courbes de la variation d'emménagement (ΔS) moyen cumulé en fonction du temps dans le milieu poreux avec et sans système de drainage de chaque année et celles de précipitation efficace sont illustrées à la Figure 5.8. D'une part, on y note deux comportements distincts. Le premier comportement concerne les années 2006, 2007 et 2009. Ces années, de faibles pluviométries estivales, ont des courbes de variation d'emménagement moyen cumulé avec et sans systèmes de drainage qui se coupent dans la seconde moitié de la période de simulation. À gauche de ce point d'intersection, la courbe de variation d'emménagement moyen cumulé sans systèmes de drainage est au-dessus de celle avec systèmes de drainage. À droite de ce point d'intersection, la situation s'inverse : la courbe de variation d'emménagement moyen cumulé sans système de drainage passe en-dessous de celle avec systèmes de drainage. Ce phénomène s'explique par le fait qu'il y a eu peu de précipitation pendant la période estivale; d'où absence d'écoulement au niveau des réseaux de drainage. Étant donné que les drains réduisent les débits d'étiage, ces derniers se retrouvent plus élevés dans la situation sans drainage. D'où au final, l'inversion de ces deux courbes. Le deuxième comportement vient de l'année 2008 qui est la seule à avoir enregistré plus des précipitations en été. Les deux courbes de la variation d'emménagement moyen cumulé, avec et sans systèmes de drainage, sont restées presque

parallèles sur toute la période de simulation; la seconde courbe restant toujours au-dessus de la première.

D'autre part, considérant la surface entre les deux courbes de la portion où la courbe avec systèmes de drainage est en-dessous de celle sans drainage, l'année 2008 est celle pendant laquelle les réseaux de drainage ont écoulé une hauteur plus élevée tandis que l'année 2007 est celle où la hauteur d'eau écoulée aux drains est la plus faible compte tenu de ses faibles précipitations particulièrement en été.

En considérant une variation donnée d'emménagement moyen cumulé dans les intervalles de temps où la courbe de variation d'emménagement moyen cumulé avec systèmes de drainage est en-dessous de celle sans systèmes de drainage, on observe que le temps correspondant à la première courbe est inférieur à celui de la deuxième courbe. D'où, les réseaux de drainage évacuent plus vite les eaux de pluie vers l'exutoire d'un bassin versant. L'implantation d'un réseau des drains entraîne généralement une diminution de temps de réponse des parcelles agricoles (Bailey & Bree, 1981; Rycroft & Massey, 1975).

De même, en considérant un temps donné, on remarque que la courbe de la variation d'emménagement cumulé avec systèmes de drainage est en-dessous de celle sans systèmes de drainage. Ceci signifie que les drains souterrains augmentent les hauteurs d'eau s'écoulant du sol vers l'exutoire d'un bassin en diminuant le contenu en eau du sol. La présence du drainage souterrain produit une augmentation de l'écoulement total dans un bassin versant (Larson et Moore, 1980). Konyha *et al*, (1992) ont trouvé que l'écoulement total sortant d'un champ drainé avait augmenté de 10 %.

Étant donné que les drains acheminent plus vite vers la surface (exutoire) une portion d'écoulement souterrain, ceci a comme conséquence la diminution d'emménagement du milieu poreux et une augmentation de l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin.

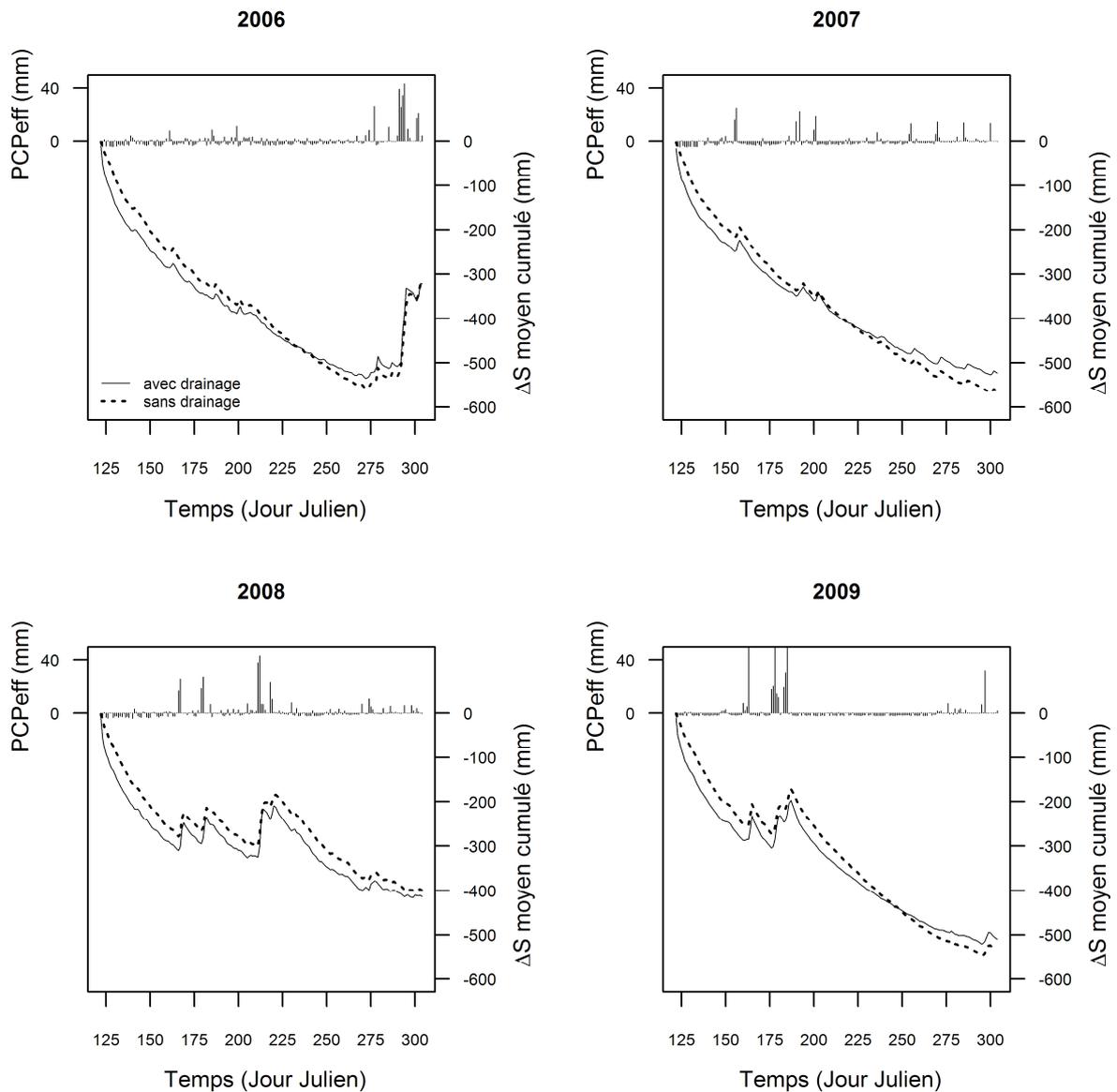


Figure 5.8 : Effet du drainage souterrain artificiel sur la variation d’emmagasinement moyen cumulé dans le micro-bassin aux périodes de calage (2006) et validation (2007, 2008 et 2009)

5.4.3. Impact des réseaux de drainage et du sol sur l’écoulement à l’exutoire du micro-bassin

a) Question i

Cette question considère le sol homogène et isotrope avec K_{sXY4} et K_{sXY5} respectivement dix et cent fois plus faibles au scénario 2, et égale et dix fois plus faible au scénario 3 par rapport au

scénario 1. L'ordre décroissant de conductivités hydrauliques à saturation est ainsi: scénario 1, scénario 3, scénario 2.

Les courbes et les valeurs d'écoulement respectivement cumulé et total à l'exutoire avec et sans systèmes de drainage souterrain sont présentées à la Figure 5.9(a) et (b). On note que : (1) l'écoulement à l'exutoire avec la présence des drains est plus élevé que celui en absence de ces derniers pour les trois scénarios, (2) plus les conductivités hydrauliques à saturation sont faibles, plus les écoulements (avec et sans drains souterrains) à l'exutoire sont aussi faibles, et (3) l'écart ou la différence entre la courbe d'écoulement avec drainage et celle sans drainage augmente lorsque les conductivités hydrauliques à saturations sont plus élevées. Ce faisant, l'écoulement total à l'exutoire avec drainage augmente d'environ 12.5 %, 2 % et 8 % respectivement aux scénarios 1, 2 et 3 (Figure 5.9(c)). Les écoulements des scénarios 2 et 3, comparés à ceux du scénario 1, ont diminué respectivement aux alentours de 80 % et 60 %; les diminutions d'écoulement avec drainage étant plus élevées que celles d'écoulement sans drainage (Figure 5.9(d)).

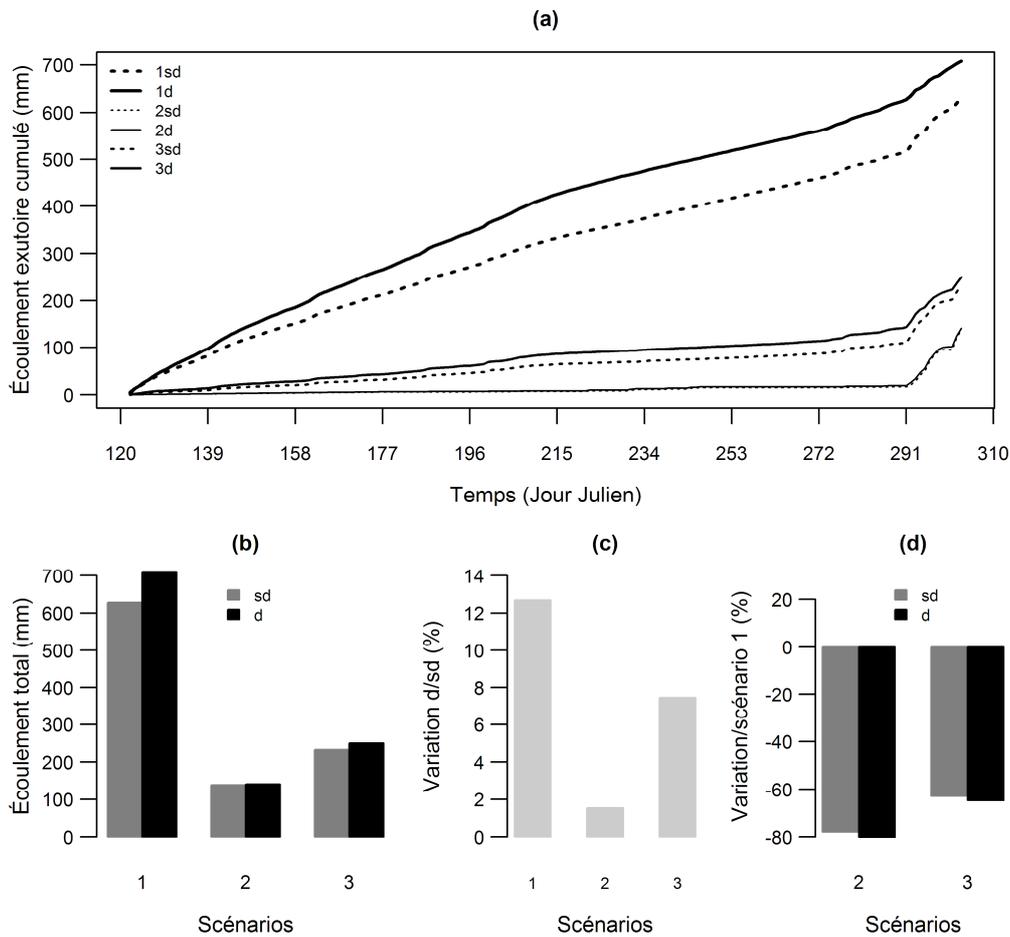


Figure 5.9 : Écoulement à l'exutoire du micro-bassin des scénarios 1 à 3 : (a) courbes d'écoulement cumulé, (b) écoulement total, avec les lettres « sd » et « d » signifiant respectivement simulations sans et avec systèmes de drainage, (c) variation d'écoulement total avec drainage par rapport à celui sans drainage, et (d) variation d'écoulement des scénarios 2 et 3 par rapport au scénario 1.

La Figure 5.10 présente les écoulements (a) moyens journaliers en valeurs logarithmiques sous forme de boîtes à moustaches, (b) maximaux, et (c) minimaux des scénarios 1, 2 et 3. Pour tous ces scénarios, on observe de manière générale que l'écoulement maximal sans drainage est plus élevé que celui avec drainage tandis que l'inverse est observé pour les écoulements minimaux : l'écoulement minimal sans drainage est moins élevé que celui avec drainage. Pareillement aux écoulements totaux, il est aussi observé que la différence entre les écoulements extrêmes (maximaux et minimaux avec et sans drainage) est plus élevée lorsque le sol est plus conducteur.

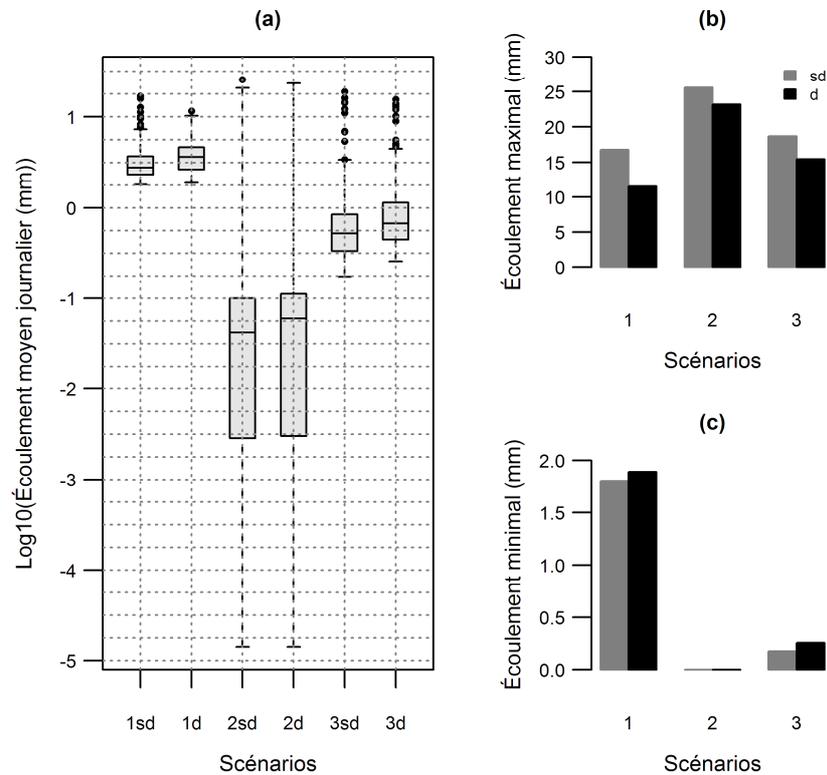


Figure 5.10 : Écoulements : (a) moyens journaliers sous forme logarithmique et leurs valeurs (b) maximales, et (c) minimales à l'exutoire du micro-bassin (« sd » et « d » signifiant respectivement sans et avec drainage souterrain) des scénarios 1, 2 et 3.

b) Question ii

La question ii considère le sol homogène et anisotrope avec K_{sXY4} et K_{sXY5} respectivement dix et cent fois plus faibles au scénario 4, égale et dix fois plus faible au scénario 5, dix fois plus élevée et égale au scénario 6 par rapport au scénario 1. Étant données ces configurations, les conductivités hydrauliques à saturation sont plus élevées dans l'ordre décroissant des scénarios 6, 1, 5 et 4.

La Figure 5.11 présente (a) les courbes d'écoulement cumulé et (b) les valeurs d'écoulement total à l'exutoire des scénarios 1, 4, 5 et 6. Pour tous ces scénarios, on remarque que : (1) l'écoulement à l'exutoire avec drainage est plus élevé que celui sans drainage, (2) l'écart entre ces deux écoulements (avec et sans drainage souterrain) est plus important lorsque les conductivités hydrauliques à saturation sont plus élevées, et (3) les sols à faible conductivités hydrauliques conduisent à des faibles écoulements à l'exutoire. De la Figure 5.11(c), on observe que l'écoulement à l'exutoire avec drains souterrains a augmenté de 12.5, 3, 4.5, et 23.5 %

respectivement aux scénarios 1, 4, 5 et 6. Vis-à-vis du scénario 1, les écoulements à l'exutoire ont diminué d'environ 80 et 60 % respectivement aux scénarios 4 et 5 au moment où ils ont augmenté jusqu'à plus de 10 % au scénario 6; la diminution de l'écoulement avec drainage étant plus élevée que celle de l'écoulement sans drainage (Figure 5.11(d)).

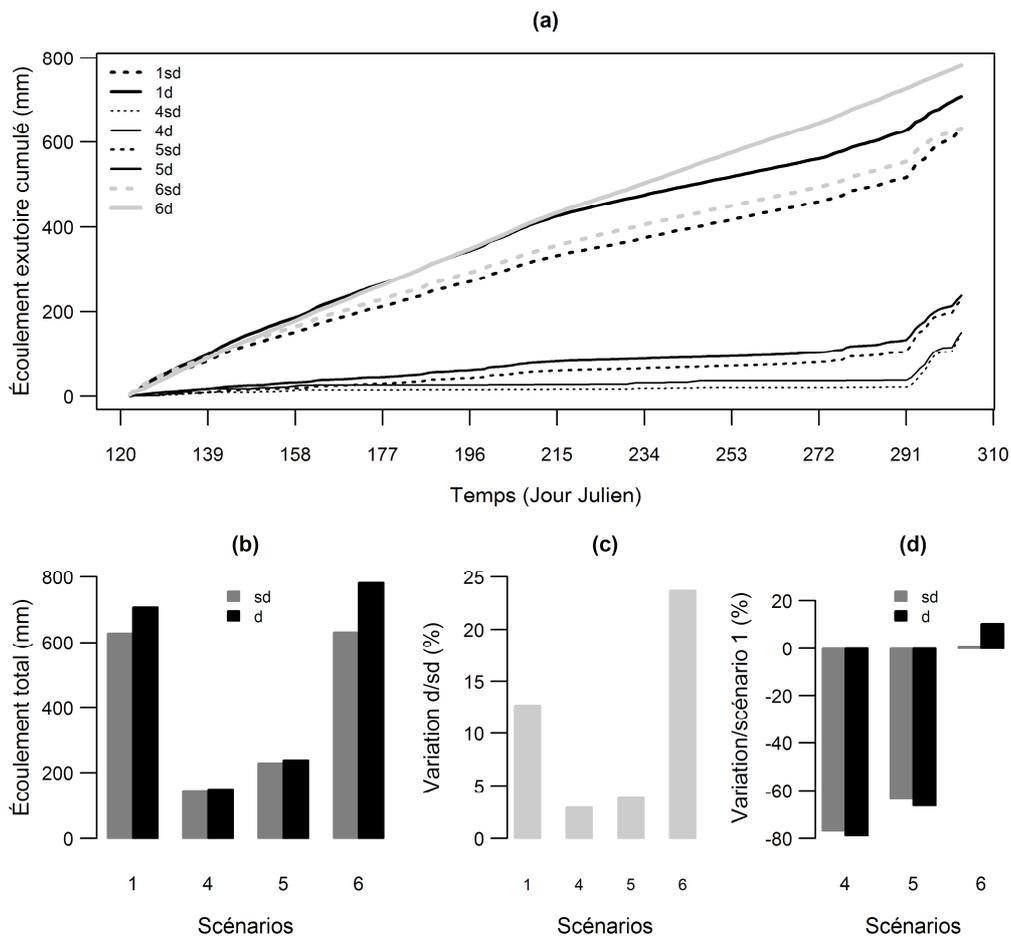


Figure 5.11 : Écoulement à l'exutoire du micro-bassin des scénarios 1 et 4 à 6 : (a) courbes d'écoulement cumulé, (b) écoulement total, avec les lettres « sd » et « d » signifiant respectivement simulations sans et avec systèmes de drainage, (c) variation d'écoulement total avec drainage par rapport à celui sans drainage, et (d) variation d'écoulement des scénarios 4 à 6 par rapport au scénario 1.

Les écoulements (a) moyens journaliers en valeurs logarithmiques sous forme de boîtes à moustaches, (b) maximaux, et (c) minimaux des scénarios 1 et 4 à 6 sont présentés à la Figure 5.12. On remarque que d'une part l'écoulement maximal sans drainage est plus élevé que celui avec drainage et d'autre part, l'écoulement minimal sans drainage est moins élevé que celui avec drainage peu importe le scénario. Par ailleurs, on note que les scénarios aux plus faibles conductivités hydrauliques ont induit les écoulements maximaux les plus élevés et les écoulements minimaux les moins élevés. L'écart entre les écoulements (maximaux et minimaux avec et sans drains souterrains) est plus élevé lorsque les conductivités hydrauliques sont plus élevées.

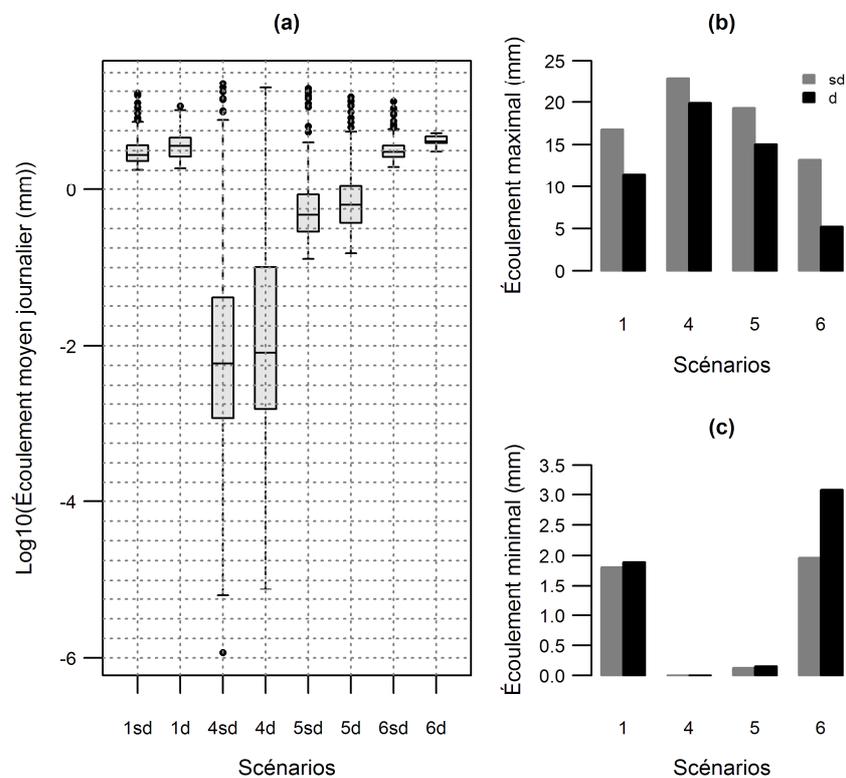


Figure 5.12 : Écoulements : (a) moyens journaliers sous forme logarithmique et leurs valeurs (b) maximales, et (c) minimales à l'exutoire du micro-bassin (« sd » et « d » : signifiant respectivement sans et avec drainage souterrain) des scénarios 1 et 4 à 6.

c) Question iii

Cette question examine les scénarios 7 à 10 où le profil du sol est formé de deux entités de couches isotropes dont chacune est homogène. Comparativement au scénario 1, la valeur de

$KsXY4$ est égale aux scénarios 7 et 10 et dix fois moins élevée aux scénarios 8 et 9; tandis que celle de $KsXY5$ est égale aux scénarios 7 et 8 et dix fois moins élevée aux scénarios 9 et 10. De ces configurations, il s'ensuit que l'ordre décroissant des conductivités hydrauliques à saturation dans le sol est 7, 1, 8, 10 et 9.

Les courbes de l'écoulement cumulé et les valeurs de l'écoulement total à l'exutoire sont présentées respectivement à la Figure 5.13(a) et (b). De ces résultats, on observe que : (1) l'écoulement à l'exutoire avec drainage souterrain est plus élevé que celui sans drainage, (2) l'écart entre les écoulements est plus élevé au scénario ayant les conductivités hydrauliques les plus élevées, et (3) plus le sol est conducteur, le scénario conduit aux écoulements plus élevés. De la variation de l'écoulement à l'exutoire avec drains souterrains par rapport à celui sans systèmes de drainage, on observe que l'écoulement a augmenté de 12.5, 22, 10, 2.5 et 7.5 % respectivement aux scénarios 1, 7, 8, 9 et 10 (Figure 5.13(c)). Comparés au scénario 1, les écoulements à l'exutoire ont augmenté jusqu'à 10 % au scénario 7 tandis qu'ils ont diminué jusqu'à 10 % au scénario 8, et diminué entre 60 et 80 % aux scénarios 9 et 10 avec les diminutions ou augmentations avec systèmes de drainage étant plus élevées que celles sans drains souterrains (Figure 5.13(d)).

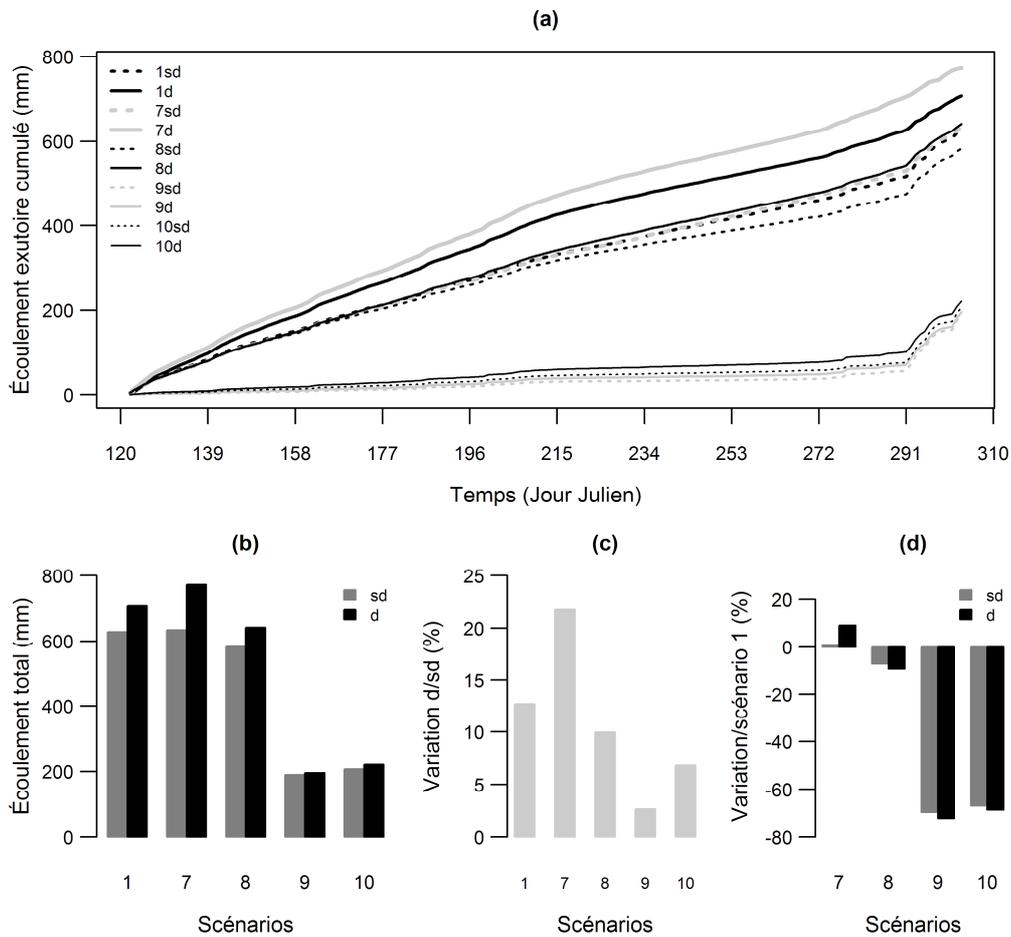


Figure 5.13 : Écoulement à l'exutoire du micro-bassin des scénarios 1 et 7 à 10 : (a) courbes d'écoulement cumulé, (b) écoulement total, avec les lettres « sd » et « d » signifiant respectivement simulations sans et avec systèmes de drainage, (c) variation d'écoulement total avec drainage par rapport à celui sans drainage, et (d) variation d'écoulement des scénarios 7 à 10 par rapport au scénario 1.

La Figure 5.14 présente les écoulements (a) moyens journaliers en valeurs logarithmiques sous forme de boîtes à moustaches, (b) maximaux, et (c) minimaux à l'exutoire des scénarios 1 et 7 à 10. Il est observé que pour tous les scénarios, l'écoulement maximal sans drainage et l'écoulement minimal avec drainage sont plus élevés que ceux respectivement avec et sans drains souterrains. Plus les conductivités hydrauliques du sol deviennent faibles, plus l'écoulement maximal est élevé et le minimal est moins élevé. L'écart entre ces écoulements extrêmes (maximaux et minimaux avec et sans drainage) est moins élevé lorsque les conductivités hydrauliques sont plus faibles.

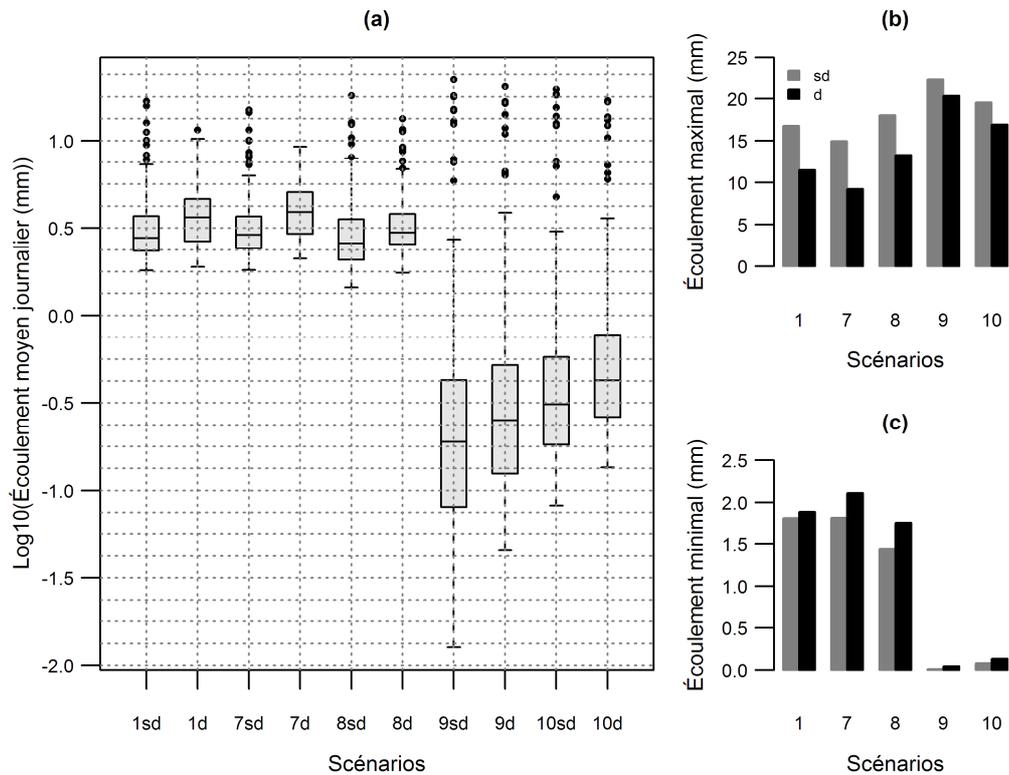


Figure 5.14 : Écoulements : (a) moyens journaliers sous forme logarithmique et leurs valeurs (b) maximales, et (c) minimales à l'exutoire du micro-bassin (« sd » et « d » signifiant respectivement sans et avec drainage souterrain) des scénarios 1 et 7 à 10.

d) Question iv

À cette question iv, les valeurs de Ks_{XY4} et Ks_{XY5} sont anisotropes au scénario 1 tandis qu'elles deviennent isotropes aux scénarios 11 et 12. Pour ce faire, elles sont dix fois moins élevées et égales respectivement aux scénarios 11 et 12. La différence entre les scénarios 1 et 12 réside dans le fait que Ks_{Z4} (conductivité hydraulique à saturation dans la direction verticale du groupe de couches dans lequel sont localisés les systèmes de drainage souterrain) est dix fois plus élevée au scénario 12.

La Figure 5.15(a) et (b) présente respectivement les courbes de l'écoulement moyen journalier cumulé et les valeurs des écoulements maximal et minimal à l'exutoire du micro-bassin des scénarios 1, 11 et 12. Les conductivités hydrauliques étant plus faibles et plus élevées respectivement aux scénarios 11 et 12, elles ont en conséquence induit des écoulements plus faibles et plus élevés par rapport au scénario 1. L'écart entre les courbes d'écoulement cumulé ou

les valeurs d'écoulement total avec et sans drainage est moindre lorsque le sol devient moins conducteur, les écoulements avec drainage étant plus élevés que ceux sans drainage souterrain. La variation de l'écoulement total avec drainage par rapport à celui sans drainage est de 12.5, 3 et 22 % respectivement aux scénarios 1, 11 et 12 (Figure 5.15(c)). Les écoulements extrêmes des scénarios 11 et 12 ont respectivement diminué entre 60 et 70 % et augmenté jusqu'à 10 % par rapport à ceux du scénario 1 (Figure 5.15(d)).

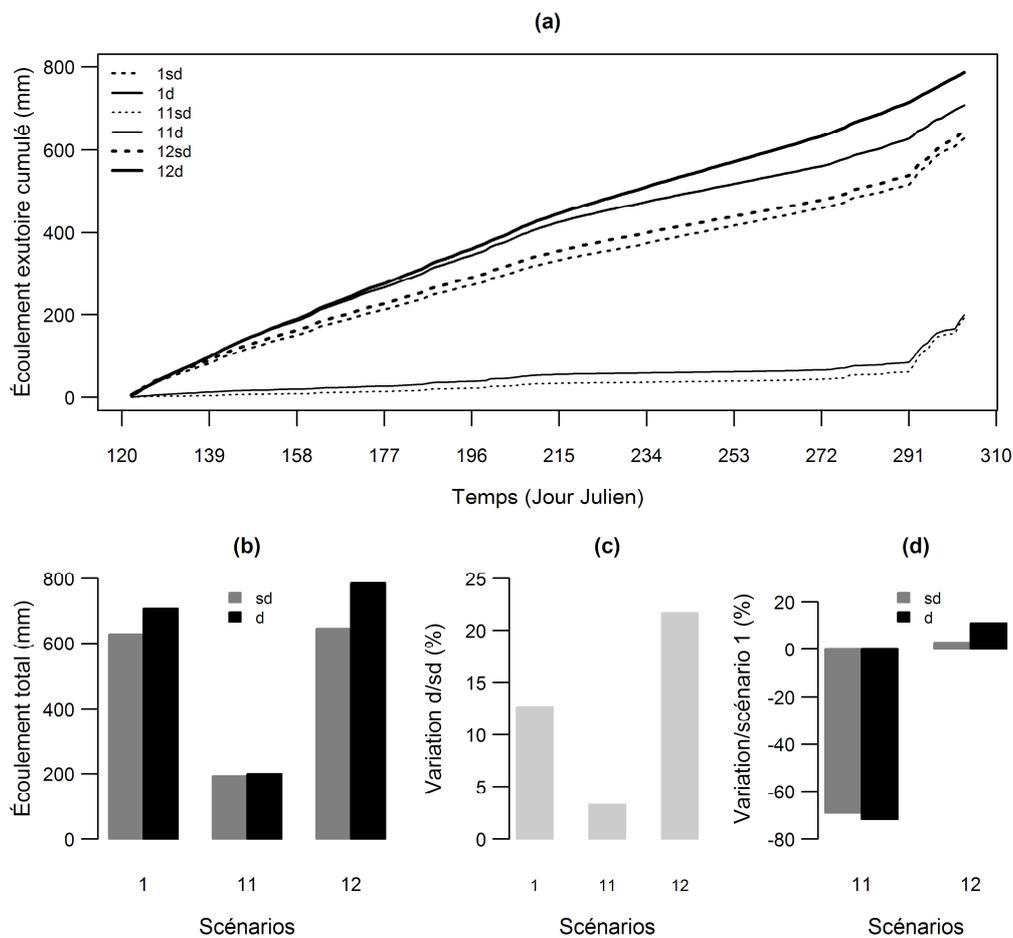


Figure 5.15 : Écoulement à l'exutoire du micro-bassin des scénarios 1, 11 et 12 : (a) courbes d'écoulement cumulé, (b) écoulement total, avec les lettres « sd » et « d » signifiant respectivement simulations sans et avec systèmes de drainage, (c) variation d'écoulement total avec drainage par rapport à celui sans drainage, et (d) variation d'écoulement des scénarios 11 et 12 par rapport au scénario 1.

Les écoulements (a) moyens journaliers en valeurs logarithmiques sous forme de boîtes à moustaches, (b) maximaux, et (c) minimaux à l'exutoire des scénarios 1, 11 et 12 sont présentés à la Figure 5.16. L'écoulement maximal sans drainage et l'écoulement minimal avec drainage à l'exutoire sont respectivement plus élevés que le maximal avec drainage et le minimal sans drainage à chaque scénario. On observe que plus le sol est conducteur, moins les écoulements maximaux et plus les écoulements minimaux sont élevés et leurs écarts sont ainsi plus élevés.

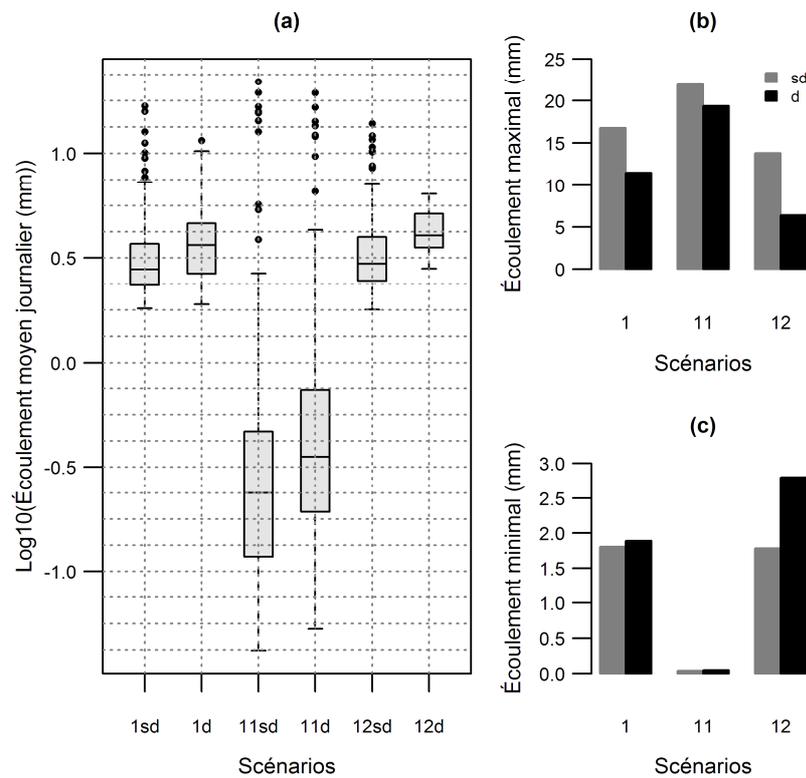


Figure 5.16 : Écoulements : (a) moyens journaliers sous forme logarithmique et leurs valeurs (b) maximales, et (c) minimales à l'exutoire du micro-bassin (« sd » et « d » signifiant respectivement sans et avec drainage souterrain) des scénarios 1, 11 et 12.

De tous ces résultats qui précèdent, il a été observé de manière générale que lorsque K_{sXY4} était supérieure ou égale à 10^{-5} (m/s) et K_{sXY5} était égale à 10^{-4} (m/s), les écoulements à l'exutoire du micro-bassin augmentaient par rapport au scénario de référence : c'est le cas des scénarios 6, 7 et 12. Cette différence est due aux nombres de groupes des couches considérés pour ces derniers scénarios et/ou à l'anisotropie prise en compte au scénario de référence. Lorsque les valeurs de ces conductivités hydrauliques à saturation étaient inférieures respectivement à 10^{-5} et 10^{-4} , les écoulements à l'exutoire diminuaient énormément par rapport à la référence; ceci concerne tous les autres scénarios.

La présence de drains souterrains dans le milieu poreux induit une augmentation de la capacité de drainage du sol et cela a un impact direct sur l'écoulement maximal ou de pointe, l'écoulement minimal ou d'étiage et l'écoulement ou volume total s'écoulant d'un bassin versant.

Lorsque le sol, suite à l'augmentation de sa capacité de drainage due aux drains, permet à plus d'eau de s'infiltrer, il agit comme un tampon vis-à-vis de la précipitation et étale l'écoulement sur une longue période de temps (Gardner *et al.* 1994; Larson *et al.* 1980; Mason & Rost, 1951). L'eau circule dans le sol (circulation lente) et donc ne ruisselle pas. Stillman *et al.* (2006) ont noté qu'en fonction des facteurs tels que le type de sol, les caractéristiques de l'orage et la topographie, les drains peuvent augmenter ou diminuer les débits de pointe dans un bassin versant.

Skaggs et Broadhead (1982) ont établi que les conditions de l'humidité du sol antérieures à la précipitation affectaient la magnitude des débits de pointe en présence du drainage souterrain artificiel. Si le sol était très humide avant une précipitation, les débits de pointe étaient réduits de 20 %, mais lorsque les conditions antérieures à la précipitation étaient très sèches, une réduction jusqu'à 87 % était observée. Lorsque Mclean et Schwab (1982) ont rassemblé les données d'une parcelle sous quatre régimes différents de drainage, les débits de pointe étaient réduits en moyenne de 32 %, les taux de variation allant de 7 à 77 %. Ces énoncés corroborent avec les résultats de cette étude, puisqu'il a été observé quel que soit le scénario de sol considéré, les drains agricoles ont induit une diminution de l'écoulement maximal ou de pointe.

L'effet du drainage souterrain agricole est aussi celui d'augmenter l'écoulement de base à l'exutoire du bassin versant (Robinson, 1990; Schilling et Libra, 2003). Cet écoulement est directement dû à la proportion de la précipitation non seulement ne s'écoulant pas à la surface du

sol mais aussi qui n'est ni évaporée ni transpirée, mais qui est rapidement transmise aux systèmes de drainage artificiel souterrain. En baissant la nappe, les drains peuvent baisser le niveau de base des écoulements souterrains (Leopold, 1968; Skaggs *et al.* 2005). En effet, les drains agricoles font que l'eau qui pouvait circuler lentement à travers la matrice poreuse vers l'exutoire atteigne ce dernier plus rapidement; ce qui a pour conséquence l'augmentation de la quantité d'eau écoulée à l'exutoire.

5.4.4. Impact des réseaux de drainage et du sol sur les eaux ruisselées, infiltrées, et exfiltrées

La Figure 5.17 présente les écoulements moyens journaliers (les valeurs atypiques ayant été omises pour raison de clarté): exfiltrés, infiltrés et ruisselés dans le micro-bassin sous forme de boîte à moustaches des scénarios 1 (référence : Ks_{XY} et Ks_Z anisotropes dans les cinq groupes de couches), 2 (question i : profil homogène et isotrope, un seul groupe de couches), 5 (question ii : profil homogène et anisotrope, un seul groupe de couches), 7 (question iii : deux entités de couches isotropes, chaque entité étant homogène; présence de deux groupes de couches) et 11 (question iv : mêmes groupes de couches de sol qu'au scénario 1 avec l'anisotropie remplacée par l'isotropie) des simulations sans et avec drainage.

De ces résultats, il s'avère que de manière générale les écoulements exfiltrés et ruisselés dans le cas sans drainage sont plus élevés que ceux des simulations avec drainage. Un constat inverse s'observe en ce qui concerne les écoulements infiltrés : ils sont plus élevés dans le cas avec drainage que celui sans drainage.

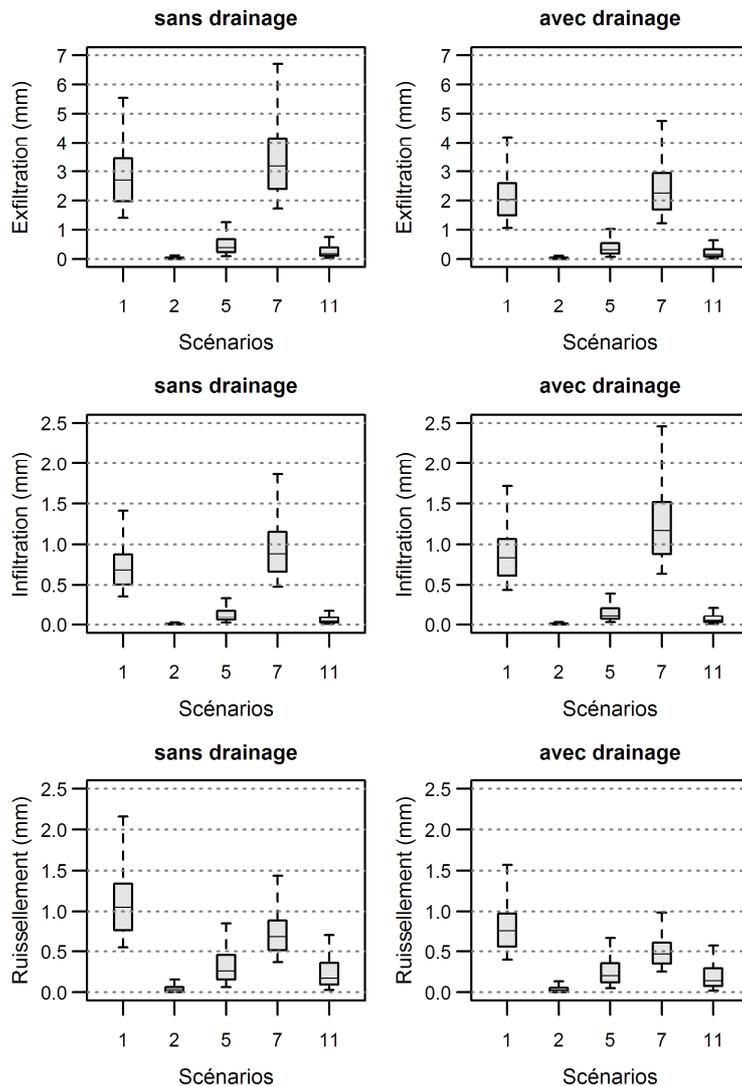


Figure 5.17 : Incidence des réseaux de drainage et du sol sur l'exfiltration, l'infiltration et le ruissellement (simulations sans et avec drainage souterrain dans le micro-bassin) des scénarios 1, 2, 5, 7 et 11

La Figure 5.18 montre les variations de valeurs totales de l'exfiltration, de l'infiltration et du ruissellement induites par : (a) la présence des drains souterrains aux scénarios 1, 2, 5, 7 et 11, et (b) les propriétés du sol (scénarios 2, 5, 7 et 11 par rapport au scénario 1). De manière générale, les scénarios peuvent être rangés par ordre décroissant des diminutions de l'exfiltration et du ruissellement, et des augmentations de l'infiltration comme suit : 7, 1, 5, 11 et 2. Avec un sol plus conducteur, le scénario 7 est celui qui a occasionné les plus fortes variations de ces écoulements. Étant donné que le scénario 2 possède les plus faibles valeurs de conductivité hydraulique dans tout le profil du sol, c'est à lui que revient aussi les plus faibles variations de l'exfiltration, de

l'infiltration et de ruissellement. On observe en plus que les scénarios ayant des groupes de couches isotropes, à savoir les scénarios 2, 7 et 11, ont des valeurs égales de l'infiltration et du ruissellement.

L'exfiltration, l'infiltration et le ruissellement ont diminué tout au moins de 60 % aux scénarios 2, 5 et 11 par rapport au scénario 1. Par contre, au scénario 7, ayant des conductivités hydrauliques plus élevées, l'exfiltration et l'infiltration ont augmenté et le ruissellement a diminué vis-à-vis du scénario 1.

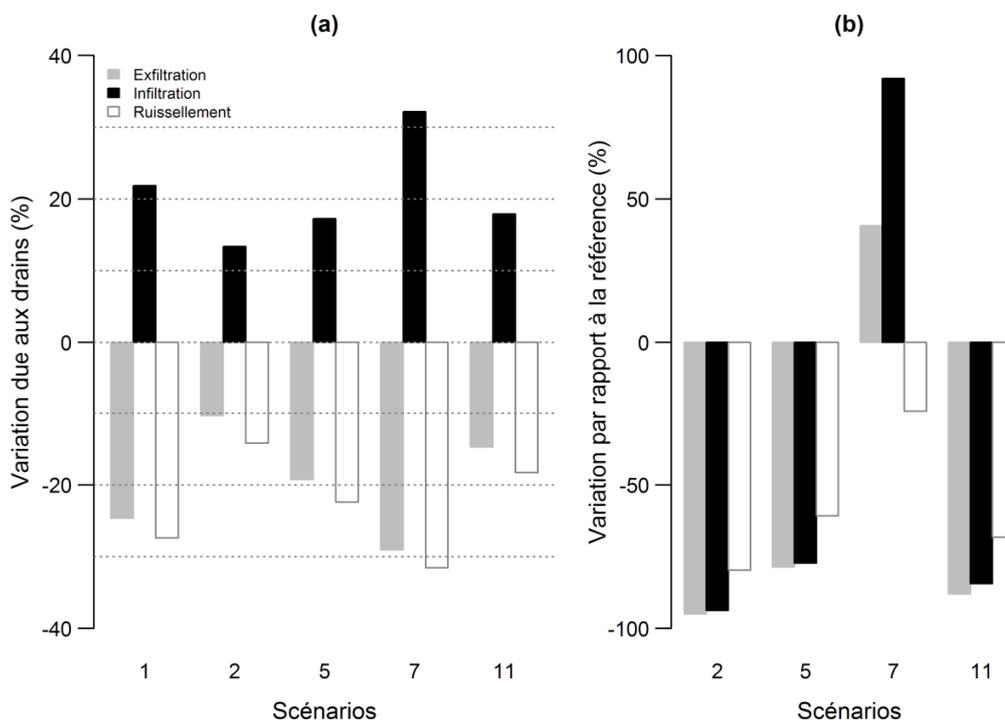


Figure 5.18 : Variation de l'écoulement moyen total due (a) aux réseaux de drainage (scénarios 1, 2, 5, 7 et 11) et (b) aux propriétés de sols (comparaison scénarios 2, 5, 7 et 11 par rapport au scénario 1)

Plusieurs études ont traité de l'impact du drainage agricole souterrain sur l'hydrologie des champs et bassins versants. L'implantation d'un réseau de drains entraîne généralement une diminution du ruissellement de surface en augmentant l'infiltration de la précipitation (Hill, 1976; Irwin & Whitely, 1983; Thomas *et al.* 1995; Watelet & Johnson, 1999). Istok & Kling (1983) ont observé que lorsque les drains étaient installés dans un bassin versant à dominance limon-loam avec des pentes variant de 0 à 15 %, le ruissellement de surface était réduit de 65 %. Les études réalisées par Southwick *et al.* (1992, 1995, 1997) et Kladvko *et al.* (1999) ont indiqué

que le drainage souterrain pouvait soustraire 6 à 63 % de la précipitation incidente sur le site et autant que 40 à 50 % de la précipitation efficace selon Rausch *et al.* (1990) et Logan *et al.* (1994).

Les résultats obtenus dans notre étude confirment ces constatations. Vis-à-vis du scénario de référence (calage), le ruissellement a été réduit jusqu'à 60 % et l'infiltration augmentée de 48 %.

Les changements associés au drainage souterrain agricole, en fonction des propriétés de sols, ont une incidence sur le bilan hydrique en altérant notamment l'eau souterraine qui s'écoule à la surface (exutoire) par exfiltration. Ce faisant, les propriétés de sols, particulièrement la conductivité hydraulique, peuvent affecter l'ampleur à laquelle le drainage souterrain peut influencer sur l'écoulement souterrain (Hill, 1976).

La plupart des formations géologiques sont hétérogènes et anisotropes, c'est-à-dire que les propriétés hydrauliques varient spatialement et sont plus élevées dans une direction donnée (Kasenow, 2010). En considérant l'isotropie et l'anisotropie dans les groupes de couches du sol, on remarque que ces propriétés jouent un rôle important sur les eaux exfiltrées, ruisselées et infiltrées, et par conséquent sur les écoulements (maximal, minimal et total) à l'exutoire du micro-bassin.

5.4.5. Impact des réseaux de drainage et des sols sur l'hydrogramme de l'écoulement à l'exutoire

L'hydrogramme de l'écoulement moyen journalier à l'exutoire du micro-bassin et ses différentes composantes du scénario de référence sont présentés à la Figure 5.19. Il est observé que : (1) l'exfiltration est le processus le plus dominant de l'hydrogramme d'écoulement à l'exutoire, (2) les pointes de l'hydrogramme sont largement dominées par le ruissellement, et (3) les variations de l'écoulement aux drains sont faibles; et ce dernier tend vers zéro au cours de la période pendant laquelle il y a eu de très faibles précipitations.

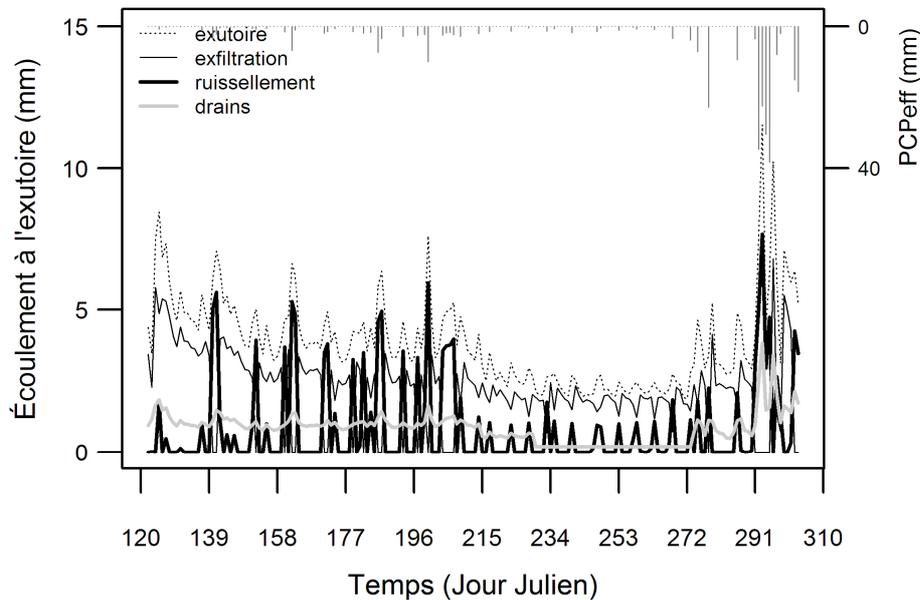


Figure 5.19 : Hydrogramme de l'écoulement moyen journalier à l'exutoire du micro-bassin du scénario 1 et ses différentes composantes

L'écoulement cumulé à l'exutoire et ses différentes composantes, et les rapports entre ces dernières et l'écoulement à l'exutoire des scénarios 1, 2, 5, 7 et 11, sont montrés à la Figure 5.20. Il ressort de ces courbes que l'exfiltration, l'écoulement aux drains et le ruissellement représentent respectivement 56, 23 et 21 % de l'écoulement cumulé à l'exutoire du micro-bassin au scénario 1. Étant donné que le micro-bassin est artificiellement drainé sur 30 % de sa superficie, il est noté que la part des drains dans l'écoulement à l'exutoire est significative.

Vis-à-vis des rapports E/S et D/S en ordre décroissant, les scénarios peuvent être rangés comme suit : 7, 1, 5, 11 et 2. Par ailleurs, ils peuvent être rangés dans l'ordre 2, 11, 5, 1 et 7 quand le regard est porté à la décroissance du rapport R/S . On observe ainsi que plus le sol est conducteur, l'écoulement exfiltré et celui aux drains sont plus élevés; par contre celui ruisselé est plus faible.

Lorsqu'on analyse les deux derniers écoulements, à savoir aux drains et ruisselé, on note qu'au scénario 1, l'écoulement drainé est presque supérieur à celui ruisselé. Au scénario 7, dont le sol est plus conducteur que celui du scénario 1, l'écoulement aux drains est nettement plus élevé que celui ruisselé. Aux scénarios 2, 5 et 11, ayant des sols moins conducteurs que le scénario 1, l'écoulement ruisselé est plus élevé que celui aux drains.

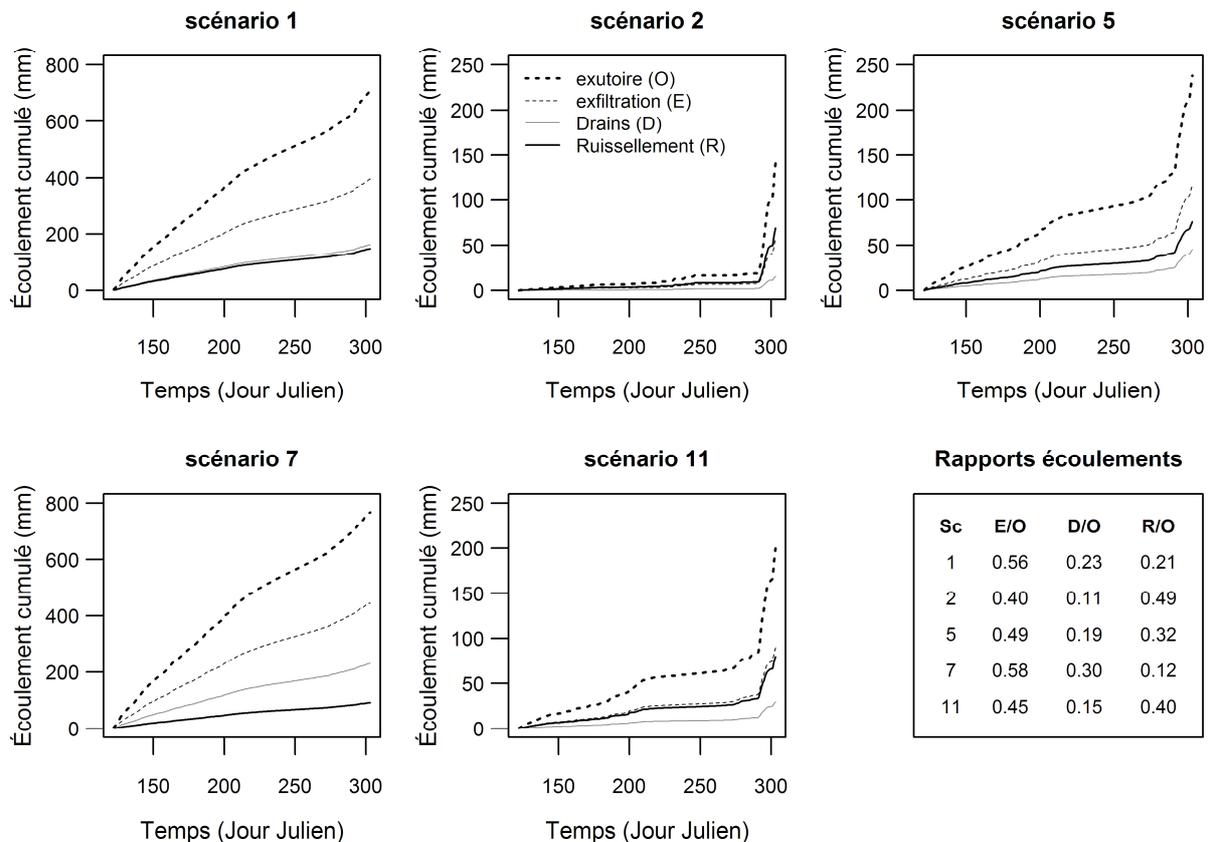


Figure 5.20 : Courbes de l'écoulement cumulé à l'exutoire (O) et ses différentes composantes (exfiltration : E, drains : D et ruissellement : R), et les rapports entre ces dernières et l'écoulement à l'exutoire des scénarios (Sc) 1, 2, 5, 7 et 11

5.4.6. Effet du sol et des réseaux de drainage sur la résolution numérique du modèle CATHY

Les paramètres imposés sur le sol et les systèmes de drainage ont une incidence sur la résolution numérique des simulations. Les nombres de pas de temps (transformés en logarithme) moyens journaliers de scénarios 1, 11 et 12 sont montrés à la Figure 5.21. On peut visualiser que le comportement des simulations avec drainage est différent de celui sans systèmes de drainage en certains moments de la période de simulation. Les deux premiers scénarios, ayant la même KsZ , présentent des nombres de pas de temps plus élevés vers la fin de la période de simulation où sont notées des précipitations plus abondantes. Le scénario 11, cependant, avec une faible $KsXY$ (faible écoulement d'eau à l'exutoire *via* les drains) par rapport au scénario 1 a induit des nombres de pas de temps plus élevés surtout à la simulation avec drainage. Le scénario 12, avec

une KsZ plus élevée vis-à-vis des deux autres scénarios, se comporte de façon différente en termes de pas temps plus élevés. Ces derniers ont lieu au début de la période de simulation. Lorsque l'eau dans le sous-sol s'écoule facilement vers l'exutoire *via* les drains, conduisant ainsi à une augmentation du nombre de pas de temps vers le début de la période de simulation et par la suite, l'effet des précipitations plus abondantes vers la fin de la période de simulation se trouve ainsi tamponné.

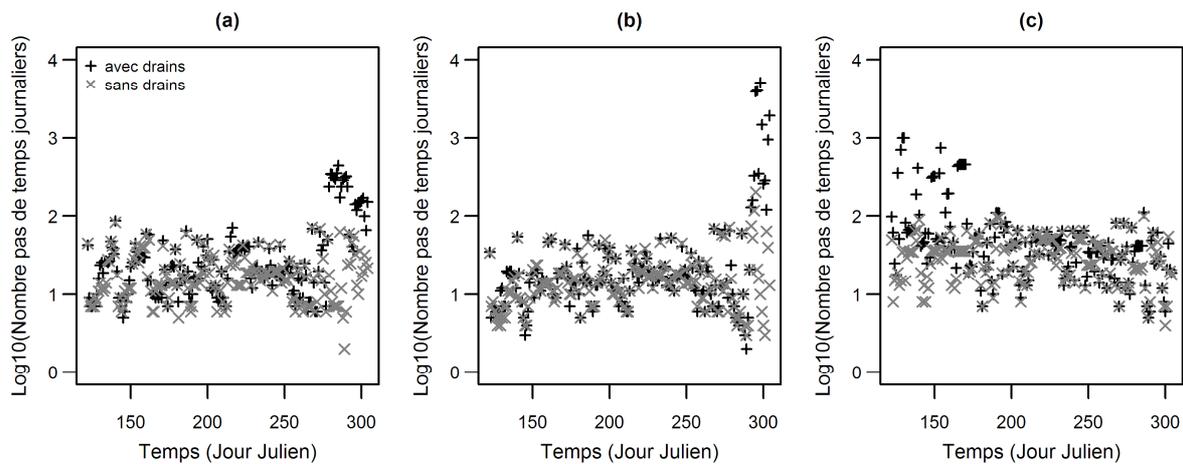


Figure 5.21 : Représentation du nombre de pas de temps journaliers en fonction du temps : (a) scénario 1, (b) scénario 11 et (c) scénario 12

La Figure 5.22 présente les plus grands et les plus petits pas de temps journaliers (transformés en logarithme) de scénarios 1, 11 et 12. De manière générale, il est observé que vers la fin de la période de simulation des scénarios 1 et 11, et vers le début de la période de simulation du scénario 12, les simulations avec réseaux drainage ont des pas de temps maximal et minimal moins élevés que ceux des simulations sans systèmes de drainage. Ces intervalles de temps correspondent aux moments où beaucoup plus d'eau s'écoule (scénario 1 et 11) ou ne s'écoule pas (scénario 11) aux drains; c'est-à-dire aux moments où le milieu poreux perd ou pas plus d'eau *via* les drains. On observe, en outre, que l'étalement de pas temps minimal est plus grand que celui de pas temps maximal. En liaison avec les nombres de pas de temps, il est à noter que dans la portion de l'intervalle de temps de simulation où ces derniers augmentent, les pas de temps diminuent et vice-versa.

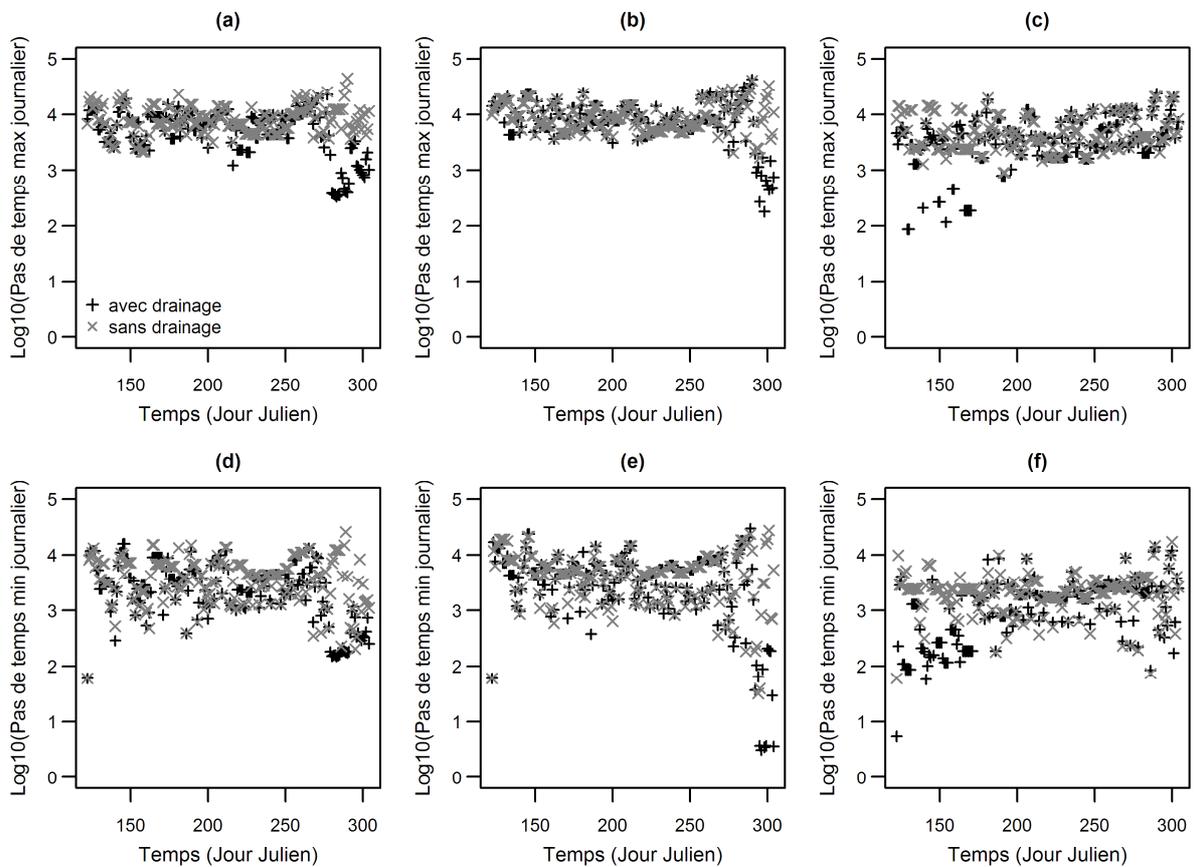


Figure 5.22 : Pas de temps maximal et minimal journaliers en fonction du temps : (a) et (d) scénario 1, (b) et (e) scénario 11, et (c) et (f) scénario 12

Les nombres d'itérations pour chaque scénario, la variation en % du nombre total d'itérations linéaires de la simulation avec drainage par rapport à celle sans systèmes de drainage et la variation en % du nombre d'itérations des scénarios 11 et 12 comparés au scénario 1 (les simulations de même nature étant comparées entre elles) sont présentés au Tableau 5.8. La présence des drains a augmenté le nombre d'itérations de 65 %, 334 % et 56 % respectivement pour les scénarios 1, 11 et 12. Vis-à-vis des scénarios sans systèmes de drainage, le nombre d'itérations des scénarios 11 et 12 a respectivement diminué de 59 % et augmenté de 8 % par rapport au scénario 1. En ce qui concerne les simulations avec systèmes de drainage, le nombre d'itérations a augmenté de 5 % et 2 % respectivement pour les scénarios 11 et 12, comparés au scénario 1. Prises en valeurs absolues, les variations du nombre d'itérations du scénario 11 par rapport au premier scénario sont plus élevées lorsqu'on les compare à celles du scénario 12 par rapport au scénario 1.

Tableau 5.8 : Variation du nombre total d'itérations due au sol et aux réseaux de drainage

Scénario	Simulation	Nombre d'itérations	Variation du nombre d'itérations de simulation avec drainage par rapport à celle sans drainage (%)	Variation du nombre d'itérations des scénarios 11 et 12 par rapport au scénario 1 (%)
1	sans drainage	81719		
	avec drainage	135112	+65.33	
11	sans drainage	32837		- 59.39
	avec drainage	142398	+333.65	+5.39
12	sans drainage	88497		+8.29
	avec drainage	138309	+56.28	+2.37

La convergence des méthodes numériques dans le modèle CATHY dépend de plusieurs paramètres parmi lesquels on retrouve les pas de temps initial, minimal et maximal, le nombre maximal d'itérations, la tolérance de convergence, les facteurs d'amplification et de réduction de pas de temps entre autres. Lorsqu'il y a beaucoup plus d'eau dans le milieu poreux, la convergence est difficile, on assiste à une réduction du pas de temps. Cette réduction de pas de temps augmente le nombre total d'itérations nécessaires à la convergence. À l'opposé, lorsque le milieu regorge moins d'eau, la convergence est facile; d'où, il y a augmentation de pas de temps. Ceci conduit à une diminution du nombre total d'itérations.

5.4.7. Effet de l'isotropie de chaque groupe de couches sur l'écoulement à l'exutoire et aux réseaux de drainage

Cette section cherche à répondre à la question portant sur l'impact de considérer une conductivité hydraulique à saturation plus ou moins élevée dans un groupe donné de couches par rapport au scénario 1 sur l'écoulement à l'exutoire du micro-bassin et aux systèmes de drainage souterrain.

Rappelons que le milieu poreux est constitué de cinq (5) groupes de couches : le premier groupe contient les deux premières couches, le second et le troisième groupes correspondent respectivement aux troisième et quatrième couches, les couches cinq à huit constituent le quatrième groupe tandis que le cinquième groupe est formé des couches neuf à quinze. Cette analyse résulte des simulations du scénario 1 où l'anisotropie a été remplacée par l'isotropie dans un groupe donné de couches; ainsi, la conductivité hydraulique à saturation a été considérée identique dans les deux directions dans un groupe de couches à la fois. En d'autres termes, dans

un groupe donné de couches, la conductivité hydraulique à saturation dans les deux directions est la même, prenant K_{sZ} ou K_{sXY} du scénario 1, tous les autres groupes de couches dans le milieu poreux gardent les conductivités hydrauliques à saturation en conditions anisotropes telles que définies au scénario 1. Par exemple : lorsque l'isotropie résultant de K_{sZ} du scénario 1 est appliquée au groupe de couches 1 (les deux premières couches à la surface), K_{sXY} et K_{sZ} de ces deux couches prennent la valeur K_{sZ} du scénario 1. Les quatre autres groupes de couches gardent les mêmes valeurs de conductivité hydraulique à saturation que celles définies par l'anisotropie du scénario 1. De même, quand l'isotropie résulte de l'application de K_{sXY} du scénario 1 au groupe de couches 1, ses deux couches prennent K_{sXY} du scénario 1 dans les deux directions. Tous les autres groupes de couches gardent la même structure que le scénario 1. En passant au groupe de couche 2, l'isotropie est successivement appliquée à la troisième couche et les groupes de couches 1 et de 3 à 5, gardent l'anisotropie telle que définie par le scénario 1; et ainsi de suite. L'isotropie dans chaque groupe de couches résultant de K_{sZ} forme l'isotropie 1 tandis que celle provenant de K_{sXY} constitue l'isotropie 2.

Étant donné qu'avec le scénario de calage le milieu poreux est plus conducteur dans la direction horizontale que verticale, lorsqu'on introduit l'isotropie 1 dans un groupe donné de couches, le sol devient moins conducteur dans la direction horizontale de ce groupe de couches par rapport au scénario de calage. En introduisant l'isotropie 2 dans un groupe donné de couches, le sol devient plus conducteur dans la direction verticale de ce groupe de couches par rapport au scénario de calage.

La Figure 5.23 montre les variations d'écoulements total, maximal et minimal à l'exutoire du micro-bassin dues aux isotropies 1 et 2 par rapport au scénario de calage. En ce qui concerne l'isotropie 1, on note des très faibles variations d'écoulements occasionnées par les groupes de couches 1 à 4 tandis qu'une augmentation de 34 % et des diminutions de 71 % et 94 % respectives d'écoulements maximal, total et minimal sont notées lorsqu'il s'agit du groupe de couches 5. Dans le cas de l'isotropie 2, c'est le groupe de couches 4 qui a conduit à une augmentation de plus de 10 % d'écoulements total et minimal; et au groupe de couches 5, il a été noté une diminution de plus de 10 % en termes de l'écoulement maximal.

D'une part, sachant que ces constatations dérivent du cas où la conductivité hydraulique à saturation dans la direction horizontale du sol devient plus faible dans un groupe de couches au

même titre que la composante verticale de la conductivité hydraulique, il y a diminution d'écoulement souterrain vers la surface (exutoire). Cela implique directement la diminution d'écoulements minimal et total. Par contre, l'écoulement maximal, qui dépend largement de périodes pluvieuses (pointes), est favorisée par des faibles conductivités hydrauliques à saturation; d'où, son augmentation.

D'autre part, le sol, devenant plus conducteur dans la direction verticale au même titre que dans la direction horizontale, favorise plus de percolation dans les groupes de couches les plus profonds où a lieu l'écoulement souterrain. Ce qui a pour conséquence la diminution de l'écoulement maximal et l'augmentation d'écoulements minimal et total à l'exutoire.

En comparant les résultats des isotropies 1 et 2 du groupe de couches 5 sur l'écoulement à l'exutoire, on remarque qu'il y a inversion d'écoulements : le maximal augmente face à l'isotropie 1 au moment où il diminue à l'isotropie 2, les écoulements total et minimal diminuent dans le cas de l'isotropie 1 tandis qu'elles augmentent dans le cas de l'isotropie 2.

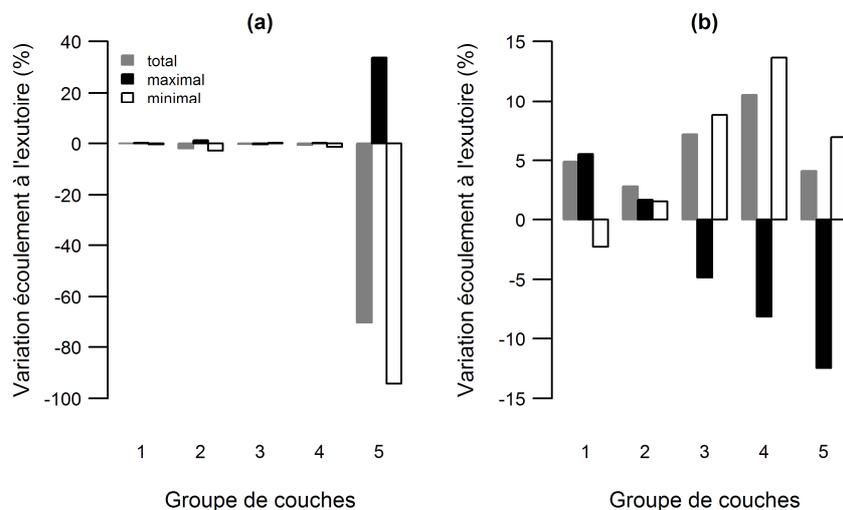


Figure 5.23 : Influence de l'isotropie de chaque groupe de couches sur l'écoulement à l'exutoire vis-à-vis de : (a) l'isotropie 1, et (b) l'isotropie 2

Les variations d'écoulements total, maximal et minimal aux réseaux de drainage suite aux isotropies 1 et 2 par rapport au scénario 1 sont montrées à la Figure 5.24. Seul le groupe de couches 5 a induit des diminutions respectives de 48 % et de 75 % d'écoulements minimal et total aux drains à l'isotropie 1. Quant à l'isotropie 2, ce sont les groupes des couches 1, 3, 4 et 5

qui ont occasionné des augmentations respectives de 55, 48, 114 et 117 % de l'écoulement minimal aux réseaux de drainage.

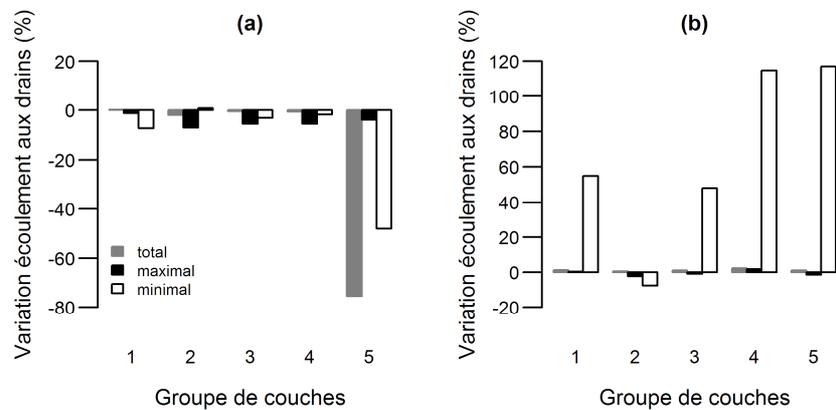


Figure 5.24 : Influence de l'isotropie de chaque groupe de couches sur l'écoulement aux réseaux de drainage à cause de (a) l'isotropie 1 et de (b) l'isotropie 2

De manière générale, ce sont les couches sous les réseaux de drainage (groupe des couches 5) qui ont induit des fortes variations d'écoulements total, maximal et minimal tant à l'exutoire qu'aux drains. Ceci confirme les résultats obtenus au chapitre 4 (Analyse de sensibilité globale du modèle CATHY aux propriétés hydrodynamiques du sol d'un micro-bassin sous influence des drains souterrains agricoles). C'est la conductivité hydraulique à saturation dans le groupe des couches 5 qui a été plus influente aux écoulements à l'exutoire et aux drains.

Lorsque la conductivité hydraulique latérale à saturation est faible, l'écoulement maximal augmente à l'exutoire (favorisée par le ruissellement de surface) et diminue quand la conductivité hydraulique à saturation augmente. Aux réseaux de drainage, les écoulements total et minimal diminuent lorsque le sol devient moins conducteur dans la direction latérale. Quand dans cette direction, le sol devient plus conducteur, c'est l'écoulement minimal qui augmente énormément. Les variations de l'écoulement à l'exutoire produites par la diminution de la conductivité hydraulique latérale à saturation sont plus élevées que celles induites par l'augmentation de la conductivité hydraulique verticale à saturation. De ce fait, c'est la conductivité hydraulique latérale dans la zone saturée qui influence les écoulements à l'exutoire d'un bassin versant (Xevi *et al.* 1997).

Par ailleurs, les variations d'écoulements à l'exutoire, faibles vis-à-vis des isotropies de groupes des couches 1, 2 et 3 (entre -5 et +10 %) et non négligeables à l'égard des isotropies du groupe des couches 4 (entre -10 et +15 %) résultent ainsi de faibles indices de sensibilité de leurs paramètres ($KsZ1$, $KsXY2$, $KsXY3$, $KsXY4$ et $KsZ4$) essentiellement dominés par des effets d'interaction avec d'autres paramètres. En ce qui concerne les augmentations de plus de 20 % de l'écoulement minimal aux drains dues aux isotropies des groupes de couches 1, 3 et 4, elles découlent des indices de sensibilité aux effets d'interaction plus élevés des paramètres $KsZ1$, $KsXY3$, $KsZ3$, $KsXY4$ et $KsZ4$ (chapitre 4).

5.5. Conclusion

Les simulations réalisées lors du calage et de la validation du modèle CATHY diffèrent d'une année à l'autre par les conditions limites ou forçages atmosphériques à la surface du sol. Il s'agit de la précipitation efficace, c'est-à-dire la précipitation soustraite de l'évapotranspiration. De manière générale, pour une année donnée, plus la précipitation efficace nette est élevée, plus le modèle a bien simulé les débits à la sortie du micro-bassin. Considérant une variation d'emmagasinement et un temps donnés, les drains souterrains agricoles évacuent plus vite les eaux de pluie vers l'exutoire du micro-bassin augmentant ainsi la hauteur d'eau s'écoulant du milieu poreux vers la surface.

En augmentant la capacité de drainage du sol, les drains agricoles diminuent les hauteurs d'eau maximales, minimales et totales de la contribution de l'écoulement souterrain vers l'exutoire. Par rapport au scénario de référence, ils peuvent diminuer ou augmenter ces hauteurs d'eau. Ainsi, lorsque :

- (i) tout le profil du sol est homogène et isotrope avec des conductivités respectives du quatrième groupe des couches, les hauteurs d'eau diminuent;
- (ii) tout le profil du sol est homogène et anisotrope, les hauteurs d'eau diminuent quand les conductivités hydrauliques à saturation horizontales dans les couches profondes sont faibles et elles augmentent quand ces conductivités hydrauliques sont plus élevées;
- (iii) le profil du sol a deux entités de couches isotropes, chaque entité étant homogène, les hauteurs d'eau augmentent quand les valeurs de conductivité hydraulique à saturation horizontale dans les couches plus profondes sont plus élevées et elles diminuent quand ces valeurs de conductivité hydraulique sont plus faibles;
- (iv) l'anisotropie dans chaque groupe des couches du scénario de référence est remplacée par l'isotropie, les hauteurs d'eau diminuent quand les valeurs de conductivité hydraulique sont plus faibles et elles augmentent quand ces conductivités sont plus élevées.

Dans le couplage des eaux de surface et eaux souterraines ou la répartition des eaux de pluie en ruissellement et infiltration, les drains souterrains ont diminué l'exfiltration et le ruissellement de surface tandis qu'ils ont favorisé l'infiltration. Dépendamment de la conductivité hydraulique à

saturation horizontale dans les couches superficielles et plus profondes, l'exfiltration, le ruissellement et l'infiltration ont diminué ou augmenté par rapport au scénario de référence.

De l'hydrogramme d'écoulement à l'exutoire, l'exfiltration était le processus le plus dominant, les pointes étaient largement dominées par le ruissellement de surface et les variations d'écoulement aux drains étaient faibles.

La présence des drains dans le milieu poreux augmentent considérablement le nombre d'itérations : lorsque le milieu est moins conducteur dans la direction latérale, le nombre d'itérations augmente encore davantage. Même pour les simulations sans drainage, c'est lorsque le milieu est moins conducteur dans la direction latérale que l'augmentation du nombre d'itérations est la plus élevée. Les pas de temps et leur nombre ont démontré des comportements opposés suite à la présence des drains : aux nombres des pas de temps plus élevés correspondent les pas de temps moins élevés.

En remplaçant l'anisotropie par l'isotropie dans chaque groupe de couches à la fois, c'est le groupe de couches sous les réseaux de drainage qui a un fort impact sur l'écoulement souterrain apparaissant à l'exutoire et celui aux drains. Ceci confirme les résultats obtenus lors de l'analyse de sensibilité du modèle CATHY : ce sont les couches plus profondes (sous les drains) qui ont été plus influentes au volume à l'exutoire du micro-bassin et aux systèmes de drainage.

CHAPITRE 6

INTRODUCTION D'UN MODULE D'EXTRACTION DE L'EAU DU SOL DANS LE MODÈLE CATHY : COMPARAISON DE QUATRE MODÈLES EMPIRIQUES DE DISTRIBUTION DE DENSITÉ RACINAIRE³

6.1. Résumé

L'absorption de l'eau par les plantes est un processus clé pour la croissance et le contrôle non seulement de la distribution de l'eau dans le système sol-plante mais aussi des flux vers l'atmosphère et les eaux souterraines. Afin de bien estimer le mouvement de l'eau dans le système sol-plante, il est nécessaire de bien comprendre les schémas d'absorption de l'eau par les systèmes racinaires. Cette estimation est essentielle pour la compréhension des flux d'eau et des solutés dans le sol, l'évaluation de l'efficacité de l'irrigation et du risque de la contamination de l'eau liée aux activités agricoles.

Dans cette étude, un module racinaire d'extraction de l'eau a été introduit dans le modèle hydrologique CATHY afin de prendre en compte l'effet de la transpiration des cultures annuelles (Figure 6.1). En premier lieu, un des quatre modèles empiriques de distribution de densité racinaire testés a été utilisé pour évaluer le potentiel de pression seuil à la surface du sol (ψ_{min}) auquel le module racinaire d'extraction de l'eau appliqué au maïs (*Zea mays*) extrayait plus d'eau du milieu poreux (domaine d'écoulement) à deux différentes hauteurs initiales de la nappe. La valeur de ψ_{min} sélectionnée pour chaque hauteur initiale de nappe était ensuite utilisée pour évaluer l'effet des modèles de distribution de densité racinaire sur la variation du volume

³ Les résultats de ce chapitre seront publiés ultérieurement sous le titre: « Impact of the root water uptake modeling on the storage and net flow volumes ».

Les travaux préliminaires de ce chapitre ont été publiés dans un compte-rendu de conférence: « Muma, M., S.J. Gumiere, A.N. Rousseau, C. Scudeler & C. Paniconi (2013) Implementation of a root water extraction module in CATHY: Comparison of four empirical root-density distribution models. *Four Decades of Progress in Monitoring and Modeling of Processes in the Soil-Plant-Atmosphere System: Applications and Challenges*, 19-21 June, Naples, Italy, *Procedia Environmental Sciences*, 19: 57-66 ».

emmagasiné cumulé, le volume de l'écoulement net cumulé à la limite du domaine d'écoulement et aux systèmes de drainage souterrain. Enfin, le modèle de distribution de densité racinaire qui a produit des ratios de la transpiration totale simulée *versus* l'évapotranspiration potentielle totale ou l'évapotranspiration totale simulée *versus* la précipitation totale proches de ceux trouvés dans la littérature, a été utilisé pour analyser l'impact de l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*) et/ou soja (*Glycine max*) sur le volume de l'écoulement net cumulé à la limite du domaine d'écoulement et aux systèmes de drainage souterrain, le profil d'humidité, entre autres. Les observations résultant de l'introduction du module racinaire d'extraction de l'eau dans le modèle CATHY incluaient la réduction de la quantité d'eau sortant à la limite du domaine d'écoulement et de celle aux systèmes de drainage souterrain, de l'humidité dans le sol, et l'augmentation de la quantité d'eau sortant du milieu poreux. Il a été aussi noté que la réduction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*) était plus élevée que celle du soja (*Glycine max*) à la limite du domaine d'écoulement.

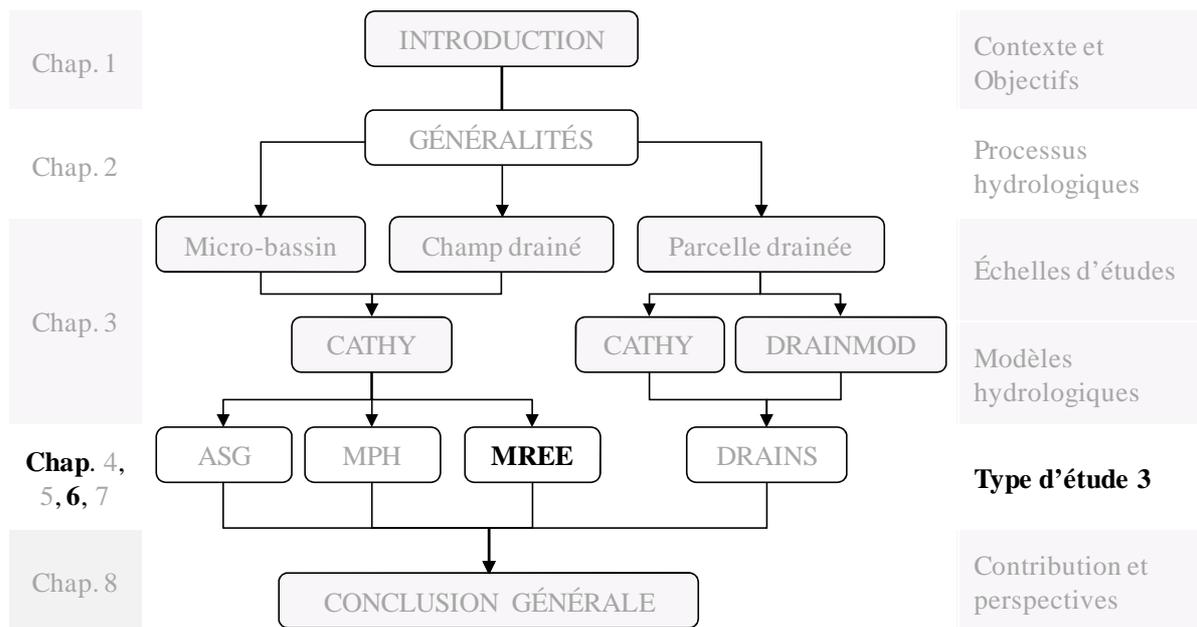


Figure 6.1 : Positionnement de l'étude sur le module racinaire d'extraction de l'eau (MREE) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse

6.2. Introduction

L'extraction de l'eau par les racines est l'un des processus clés influençant le transport de l'eau et des produits chimiques dans le système sol-plante. Ce processus de transport a des effets critiques sur le rendement des cultures ainsi bien que la qualité et la quantité de la recharge des eaux souterraines des terres cultivées (Wallach, 1990). L'absorption de l'eau par les racines contrôle le partitionnement de la précipitation qui s'infiltré en évaporation, transpiration et percolation. Elle est l'une des conséquences des interactions éco-physiologiques entre les processus souterrains et aériens (Zhuang *et al.* 2000), et est grandement affectée par la distribution du système racinaire, les propriétés hydrauliques du sol et les conditions climatiques (Jackson *et al.* 2000; Wang & Smith, 2004; Zhuang *et al.* 2001).

Les racines des plantes sont « les grands démenageurs de l'eau et des produits chimiques » dans la zone vadose (Clothier & Green, 1997). Tout processus de transpiration commence par l'extraction de l'eau du sol par les racines. Par conséquent, la limite entre le sol et le système racinaire est une interface hydrologique majeure à travers laquelle plus de 50 % de l'évapotranspiration se manifeste (Luo *et al.* 2003). Ce n'est pas étonnant que la consommation de l'eau par les plantes représente une part significative dans le bilan hydrique du sol (Merta *et al.* 2001).

Des bonnes estimations de distributions temporelles et spatiales d'extraction de l'eau des racines sont essentielles pour comprendre les flux d'eau et de solutés dans les profils de sol, et l'efficacité de l'irrigation et évaluer le risque de contamination de l'eau par les pratiques culturales (Hao *et al.* 2005). Ainsi, une description quantitative d'absorption de l'eau par les racines représente une composante importante lors de la modélisation hydrologique des terres cultivées (Li *et al.* 2001). Généralement, deux catégories d'approches sont utilisées pour simuler l'extraction de l'eau par les racines (Molz, 1981; Wu *et al.* 1999). La première catégorie, l'approche microscopique, focalise sur l'écoulement radial de l'eau à une racine unique (Gardner, 1960). Cette approche nécessite une information détaillée concernant la géométrie du système racinaire, qui est pratiquement impossible à obtenir. La seconde catégorie comprend une approche macroscopique, dans laquelle l'extraction de l'eau par les racines de plantes est traitée comme un terme « puits » distribué spatialement et introduit dans l'équation de Richards (Jury *et al.* 1991).

Les modèles macroscopiques d'extraction de l'eau peuvent également être divisés en deux groupes. Le premier groupe contient des paramètres comme le potentiel hydrique de racines des plantes, le potentiel de pression à l'interface sol-racine, et la résistance hydraulique de la racine et du sol à l'écoulement de l'eau, qui sont difficiles à mesurer, et souvent déterminés par essai et erreur avec l'aide de données de terrain (Kramer & Boyer, 1995; Molz, 1981). Dans le second groupe, le taux d'extraction de l'eau par les racines est calculé à partir du taux de transpiration, de la profondeur racinaire et du potentiel de l'eau dans le sol (Feddes *et al.* 1974, 1978; Gardner, 1983; Raats, 1976). Pour ce dernier groupe, les modèles n'ont pas besoin d'informations sur le processus physique d'extraction de l'eau par les racines et les paramètres sont relativement faciles à obtenir. Pour cette raison, cette approche a été mise en application dans plusieurs modèles numériques (Simunek *et al.* 1992; Vogel *et al.* 1996). Ces derniers utilisent différentes fonctions pour décrire la distribution de densité en fonction de la longueur racinaire qui incluent : (i) une distribution uniforme pour toute la zone racinaire, c'est-à-dire qu'on ne considère aucune variation de distribution des racines avec la profondeur (Feddes *et al.* 1978); (ii) une fonction linéaire caractérisant la configuration avec les densités racinaires maximale et minimale respectivement en haut et en bas des systèmes racinaires (Prasad, 1988); (iii) des modèles non linéaires variés (Li *et al.* 2001; Wu *et al.* 1999); des fonctions généralisées linéaires et non linéaires de la distribution de densité de la longueur racinaire (Zuo *et al.* 2004); et des modèles multidimensionnels d'absorption d'eau par les racines (Vrugt *et al.* 2001).

Camporese *et al.* (2014) ont exploré la possibilité offerte par le modèle hydrologique CATHY de pouvoir utiliser la procédure de commutation de la condition limite contrôlée par un seul paramètre, à savoir le potentiel de pression seuil à la surface du milieu poreux, pour reproduire l'évapotranspiration réelle dans la modélisation numérique d'un bassin versant. Dans cette étude, l'approche utilisée est celle des modèles macroscopiques d'extraction de l'eau du second groupe.

6.3. Problématique et Objectifs

Le processus d'évapotranspiration dans la forme originale du modèle CATHY est représenté par une condition limite à la surface du sol (CLSS) tel que schématisé à la figure 6.2. Cette condition limite est donnée par la différence entre la précipitation (P) arrivant au sol et l'évapotranspiration potentielle (ETP).

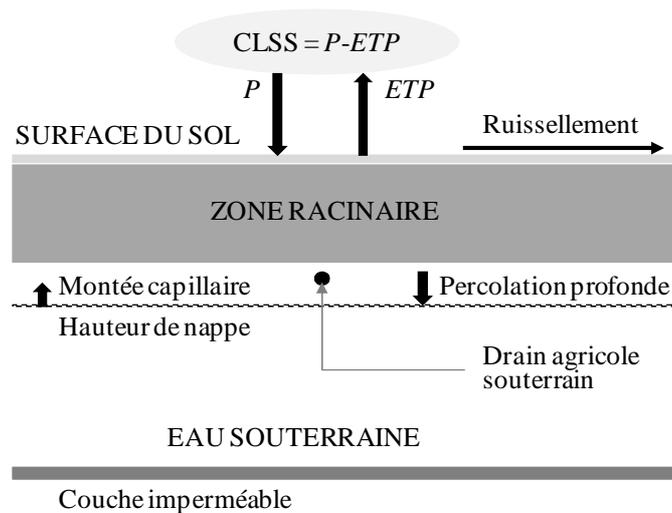


Figure 6.2 : Schématisation de la condition limite à la surface du sol dans la forme originale du modèle CATHY

Il est nécessaire de garder à l'esprit que la valeur totale d'évapotranspiration vient de la contribution de ses deux composantes : l'évaporation (EP) à partir des plans d'eau et la transpiration (TP) des plantes. Pour les plantes cultivées, la majorité de l'eau absorbée est perdue par transpiration (Hopkins, 1999). Et sur un sol couvert de végétation, la part de l'eau libérée du sol vers l'atmosphère *via* les plantes représente 2/3 à 3/4 de l'évapotranspiration totale (Lösch, 2001).

À la lumière de ce qui précède, le but de cette étude était d'introduire un module racinaire d'extraction de l'eau (MREE) dans le modèle hydrologique CATHY afin de prendre en considération la transpiration des cultures annuelles (Figure 6.3). Ce MREE a été introduit en tant que terme puits dans l'équation de Richard (Annexe V).

Quatre modèles ou fonctions empiriques de distribution de densité racinaire verticale (MDDR) ont été ensuite utilisés pour évaluer l'effet de l'extraction de l'eau du sol par deux cultures

annuelles, le maïs (*Zea mays*) et/ou le soya (*Glycine max*). Il convient de retenir par ici que pour des cultures spatialement uniformes, il a été suggéré que les modèles unidimensionnels de distribution de densité racinaire peuvent suffire (Vrugt *et al.* 2001).

Les variables analysées sont : la variation du volume emmagasiné cumulé, le volume de l'écoulement net cumulé à la limite du domaine d'écoulement et aux systèmes de drainage souterrain. Les résultats de simulations avec et sans le MREE étaient alors comparés.

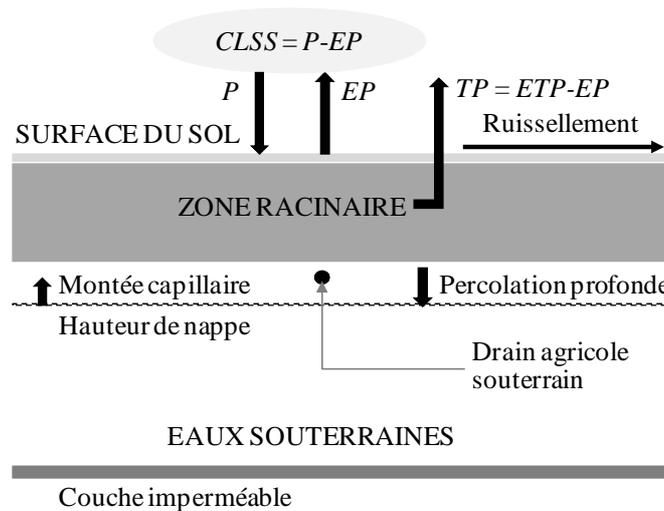


Figure 6.3 : Schématisation de la condition limite à la surface du sol et la prise en compte du processus de transpiration dans le modèle CATHY (avec EP : évaporation potentielle et TP : transpiration potentielle)

Afin d'atteindre ce but, cette étude poursuit les objectifs suivants :

(a) Évaluer la valeur de ψ_{min} , à la surface du sol, à laquelle le MREE extrait plus d'eau du domaine d'écoulement utilisant l'un des quatre MDDR, à savoir le MDDR-1, vis-à-vis du volume total emmagasiné à la fin des simulations;

(b) Comparer les quatre MDDR d'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*) vis-à-vis de la variation de l'emmagasinement cumulé; des ratios entre la transpiration totale simulée et la transpiration potentielle totale, la transpiration totale simulée et l'évapotranspiration potentielle totale, l'évapotranspiration totale simulée et la précipitation totale; de l'écoulement net cumulé à la limite du domaine d'écoulement et aux systèmes de drainage souterrain;

(c) Analyser l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*) et le soja (*Glycine max*) sur l'écoulement net cumulé à la limite du domaine d'écoulement et aux systèmes de drainage souterrain en utilisant le MDDR-1;

(d) Évaluer l'impact de la profondeur racinaire maximale et des systèmes de drainage souterrain sur l'écoulement net cumulé à la limite du domaine d'écoulement et/ou aux systèmes de drainage souterrain, et l'effet du MREE sur le profil d'humidité utilisant MDDR-1 sous l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*).

6.4. Méthodologie

6.4.1. Modèle racinaire d'extraction de l'eau

L'extraction de l'eau par les racines des cultures annuelles dépend de la transpiration potentielle, de la canopée, de la teneur en eau du sol, et de la densité racinaire. Le terme q_{ss} de l'équation de Richard (équation 3.2) est représenté par $S(z, t)$, le terme puits ou taux d'absorption de l'eau par les racines et peut être défini par :

$$S(z, t) = \gamma(\psi)S_{max}(z, t) = \gamma(\psi) \frac{TP}{L_r} L_{nrd}(z_r) \quad (6.1)$$

où z_r (z/L_r) est la profondeur racinaire normalisée allant de 0 à 1, L_r indique la profondeur racinaire maximale et z est la profondeur racinaire au nième jour, $S_{max}(z, t)$ est le taux maximal spécifique d'extraction de l'eau sous des conditions optimales de l'eau dans le sol [T^{-1}], L_{nrd} est la distribution de la densité racinaire normalisée, TP est la transpiration potentielle [LT^{-1}], $\gamma(\psi)$ est une fonction adimensionnelle d'absorption simulant le stress hydrique (Figure 6.4); elle réduit l'absorption de l'eau par les racines dans des conditions humides (trop d'eau) ou sèches (pas assez d'eau) défavorables et est définie par :

$$\gamma(\psi) = 0 \quad \text{pour } \psi \geq \psi_1 \text{ ou } \psi \leq \psi_4 \quad (6.2a)$$

$$\gamma(\psi) = \frac{\psi - \psi_1}{\psi_2 - \psi_1} \quad \text{pour } \psi_1 > \psi > \psi_2 \quad (6.2b)$$

$$\gamma(\psi) = 1 \quad \text{pour } \psi_2 \geq \psi \geq \psi_3 \quad (6.2c)$$

$$\gamma(\psi) = 1 - \frac{\psi - \psi_4}{\psi_4 - \psi_3} \quad \text{pour } \psi_3 > \psi > \psi_4 \quad (6.2d)$$

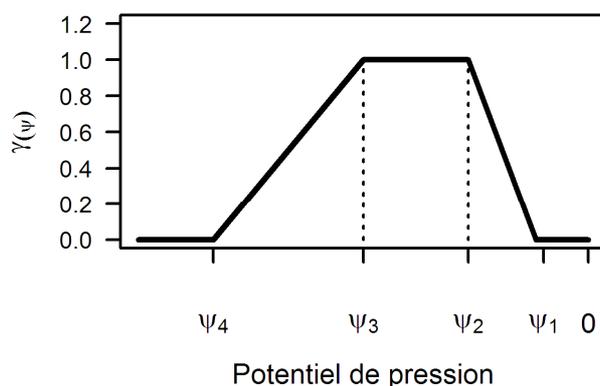


Figure 6.4 : Forme générale de la fonction de réduction simulant le stress hydrique en fonction du potentiel de pression (ψ) dans le sol (Feddes *et al.* 1978)

L'absorption de l'eau par les racines est optimale entre ψ_2 et ψ_3 . Entre ψ_3 et le point de flétrissement, ψ_4 , elle se réduit graduellement à zéro. La réduction a lieu près de la saturation (entre ψ_2 et ψ_1) où la teneur en oxygène du sol limite l'activité racinaire. Aux potentiels de pression supérieurs à ψ_1 , l'absorption de l'eau par les racines est zéro. Le Tableau 6.1 donne les valeurs caractéristiques de potentiel de pression du maïs (*Zea mays*) et de soja (*Glycine max*).

Tableau 6.1 : Coefficient de réduction d'absorption de l'eau par les racines γ en fonction du potentiel de pression (ψ) du maïs (*Zea mays*) et du soja (*Glycine max*)

Culture	ψ_1	ψ_2	ψ_3	ψ_4	Référence
Maïs (<i>Zea mays</i>)	-0.15	-0.30	-5.00	-80.00	Wesseling <i>et al.</i> 1991
Soja (<i>Glycine max</i>)	-0.10	-0.25	-8.00	-160.00	Clemente <i>et al.</i> 1994

Au tableau 6.2 et à la Figure 6.5 sont respectivement énumérées et présentées les fonctions de distribution de densité racinaire normalisée (L_{nrd}) de quatre modèles empiriques verticaux utilisés dans cette étude.

Tableau 6.2 : Différents modèles de fonctions de distribution de la densité racinaire

Modèle	Forme de distribution	$L_{nrd}(z_r)$	Référence
MDDR-1	Uniforme	1	Feddes <i>et al.</i> 1978
MDDR-2	Non linéaire	$2.15 - 1.67z_r - 2.36z_r^2 + 1.88z_r^3$	Wu <i>et al.</i> 1999
MDDR-3	Exponentielle	$(1 - Z_r) \exp(-1.0 0.6 - Z_r)$	Vrugt <i>et al.</i> 2001
MDDR-4		$(1 - Z_r) \exp(-10.0 0.6 - Z_r)$	

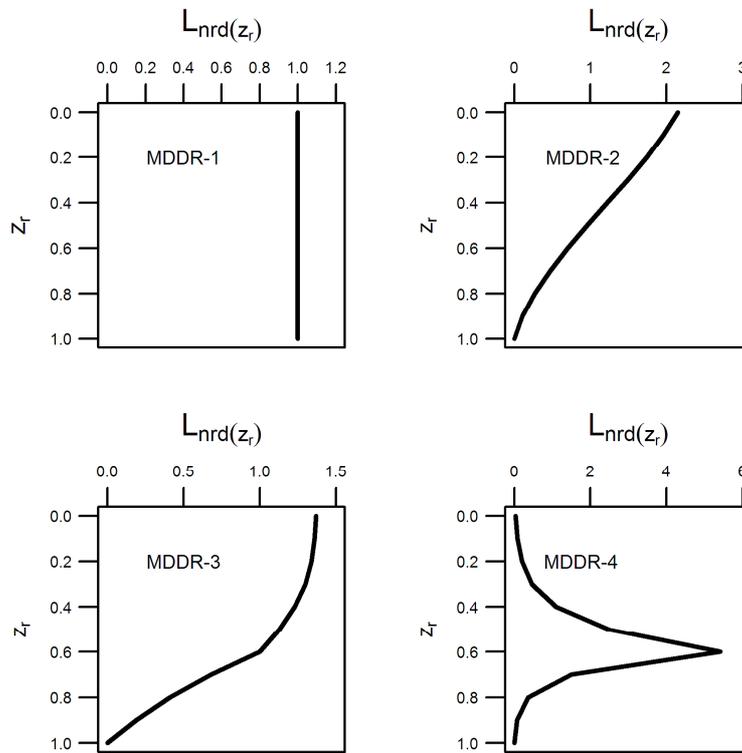


Figure 6.5 : Représentation graphique de quatre modèles de distribution de densité racinaire (adapté de Hao *et al.* 2005; Vrugt *et al.* 2001).

6.4.2. Paramétrage du modèle CATHY au site d'étude et conditions initiales de simulation

Le site modélisé représente un champ artificiellement drainé de 17.04 hectares de superficie localisé dans le micro-bassin bras d'Henri (Figure 6.6). Le modèle 3D a été construit à partir d'un modèle numérique d'altitude (MNA) de 20 m de résolution. Chaque cellule du MNA était subdivisée en deux triangles. Le maillage 2D à la surface du sol donnant 483 nœuds, parmi lesquels 155 nœuds sont situés au-dessus du réseau de drainage souterrain, a été utilisé pour subdiviser le milieu de 5.45 m de profondeur en quinze couches. Les nœuds représentant le réseau de drainage souterrain sont localisés à l'interface des huitième et neuvième couches à 1.15 m sous la surface du sol. Les couches les plus minces étaient placées à la surface du sol et aux alentours du réseau de drainage pour une résolution plus précise du partitionnement de la précipitation en ruissellement et infiltration ou pour mieux capter les interactions entre les eaux de surface et souterraines, et de bien prendre en compte l'influence du système de drainage sur

l'écoulement souterrain. La grille 3D résultante contient 7728 nœuds et 38340 éléments tétraédriques.

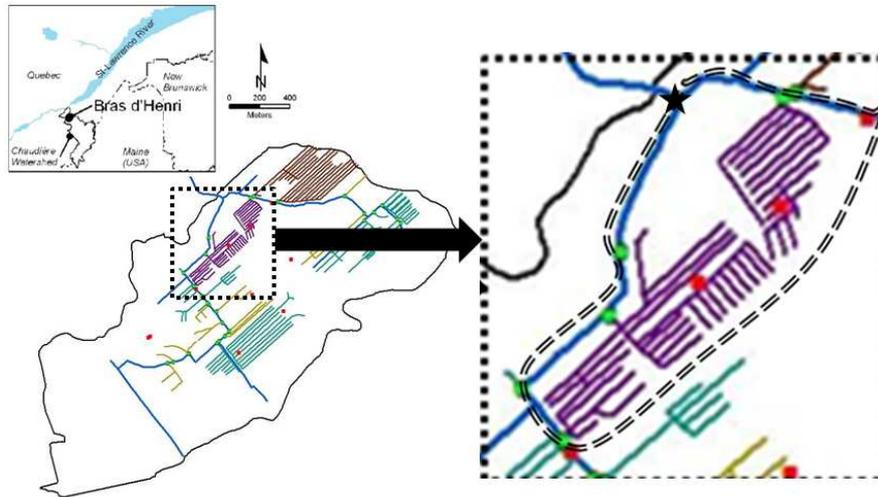


Figure 6.6 : Localisation du site étudié (double ligne en traits interrompus à l'intérieur du quadrilatère pointillé) dans le micro-bassin Bras d'Henri (étoile noire, points verts, points rouges et lignes magenta sont respectivement l'exutoire du champ, les sorties des réseaux de drainage, les piézomètres et les systèmes de drainage)

Le Tableau 6.3 résume les valeurs de propriétés physiques associées à chaque couche dans le milieu poreux, c'est-à-dire la conductivité hydraulique à saturation dans les directions horizontale (Ks_{XY}) et verticale (Ks_Z), l'emmagasinement spécifique (Ss), et la porosité (ϕ). Les propriétés hydrauliques du sol sont décrites par les relations de van Genuchten et Nielsen (1985), à savoir, le paramètre de forme (VGN), la teneur en eau résiduelle ($VGRMC$) et le potentiel de pression d'entrée de l'air ($VGPSAT$).

Tableau 6.3 : Données des propriétés hydrauliques des sols dans le milieu poreux

Couches	Épaisseur (m)	Ks_{XY} (m/s)	Ks_Z (m/s)	Ss (m^{-1})	ϕ (-)
1-3	0.25	4.52×10^{-5}	4.52×10^{-6}	5.0×10^{-3}	0.48
4-5	0.50	4.52×10^{-4}	4.52×10^{-5}	1.8×10^{-3}	0.48
6-10	0.50	1.51×10^{-5}	1.51×10^{-6}	5.0×10^{-3}	0.41
11-15	4.20	1.44×10^{-4}	1.44×10^{-5}	1.8×10^{-3}	0.45
VGN (-): 2.85		$VGRMC$ (-): 0.105		$VGPSAT$ (m): -0.35	

La précipitation effective et la transpiration potentielle journalières du 17 mai (137 JJ) au 15 novembre (319 JJ) de l'année 2010 (Figure 6.7) ont été utilisées pour les différentes simulations.

Cette période de l'année correspond à la période végétative et est caractérisée par le ruissellement de surface et l'infiltration, et des activités agricoles intenses sur le site. Précisons ici qu'au plus tard vers la mi-octobre, la transpiration de la culture est nulle sur le champ, car elle est récoltée. La culture présente sur le champ pendant la période de simulation était le maïs (*Zea mays*). Pour des raisons de comparaison, les mêmes données climatiques ont été utilisées pour le soja (*Glycine max*). En ce qui concerne les simulations sans le MREE, l'évapotranspiration a été appliquée à la surface du sol tandis que pour les simulations avec le MREE, l'évaporation et la transpiration ont été appliquées respectivement à la surface du sol et dans le milieu poreux aux profondeurs correspondant à celles des racines.

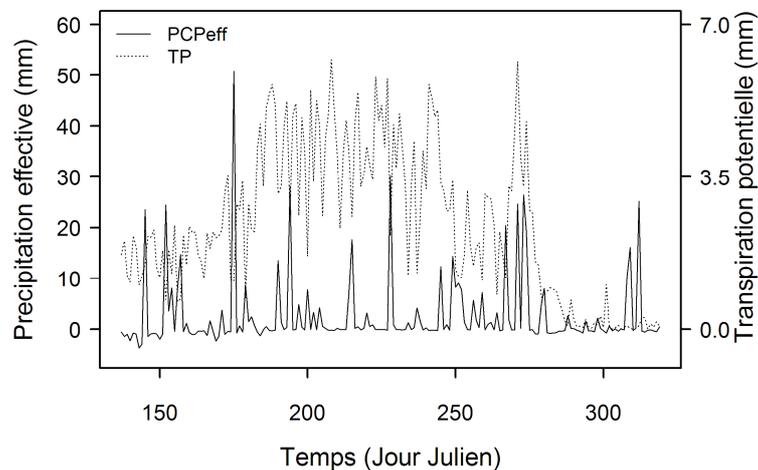


Figure 6.7 : Conditions limites à la surface du sol et transpiration potentielle journalières.

La condition initiale au début de chaque simulation était donnée par la hauteur de la nappe. Ainsi, deux hauteurs de nappe ont été utilisées : 0.35 et 0.70 m sous la surface du sol.

Étant donné que les nœuds qui représentent le réseau de drainage souterrain se situent à 1.15 m sous la surface du sol et sachant qu'en fonction du climat et du sol, le maïs (*Zea mays*) ou le soja (*Glycine max*) peuvent atteindre des profondeurs maximales d'enracinement variant respectivement entre 0.75-1.60 m et 0.60-1.25 m (Irrigation Québec, 2004), pour cette étude, la profondeur racinaire maximale a été fixée à 1.00 m pour le maïs (*Zea mays*) et 0.75 m pour le soja (*Glycine max*) sous la surface du sol. La distribution temporelle de la profondeur racinaire des cultures est donnée au Tableau 6.4.

Tableau 6.4: Distribution temporelle de la profondeur racinaire des cultures (adapté de Allen, 2008; Allen *et al.* 1998)

Mois	Jour	Soja (<i>Glycine max</i>) (m)	Corn (<i>Zea mays</i>) (m)
Mai	17	0.05	0.05
	27	0.10	0.15
Juin	13	0.25	0.35
	30	0.40	0.50
Juillet	17	0.75	1.00
Août	05	0.35	0.45
Septembre	10	0.20	0.35
Octobre	04	0.00	0.20
Novembre	01	-	0.00

6.4.3. Conditions limites à la surface et transpiration potentielle

La condition limite à la surface du champ dans CATHY, après l'introduction du MREE, est donnée par la précipitation effective, qui est la précipitation moins l'évaporation potentielle (EP) évaluée à partir de l'évaporation de référence (E_o) pondérée par les coefficients de l'évaporation du sol (K_e). Ces coefficients ont été déterminés à partir de la relation :

$$K_e = K_c - K_{cb} \quad (6.3)$$

où K_c est le coefficient cultural et K_{cb} est le coefficient de transpiration de la culture (Allen *et al.* 1998).

Utilisant l'approche de transfert de masse (équation de type Dalton), l'évaporation de référence E_o (m/j) est :

$$E_o = (1.26 \times 10^{-3})V_a(e_s - e_a) \quad (6.4)$$

où V_a est la vitesse du vent (m/s), e_s et e_a sont respectivement la pression de vapeur à saturation à la surface du sol et la pression de vapeur à la hauteur de référence (kPa). Ainsi, l'évaporation potentielle est donnée par :

$$EP = K_e E_o \quad (6.5)$$

Le taux de transpiration potentielle (TP) est l'extraction maximale de l'eau possible par les racines et est calculé en utilisant l'évapotranspiration potentielle (ETP) due à la surface du sol et aux plantes, et l'évaporation potentielle à la surface du sol comme suit :

$$TP = ETP - EP \quad (6.6)$$

où ETP est évaluée à partir de l'approche ou la formule universelle FAO Penman-Monteith pour calculer l'évapotranspiration de référence (ET_o) pondérée par les coefficients culturaux (K_c) (Allen *et al.* 1998; Pereira *et al.*, 2006).

Aux limites latérales et profonde, le flux est zéro. La pression atmosphérique (ou potentielle de pression nulle) est appliquée aux nœuds décrivant les réseaux de drainage souterrain artificiel.

6.4.4. Sensibilité du MREE à l'humidité de la surface du sol

Entre deux périodes pluvieuses, le flux ascendant d'évapotranspiration dépend de la distribution spatiale de l'humidité à la surface du sol (Famiglietti *et al.* 1992), qui peut être paramétrée par le niveau de son potentiel de pression correspondant, ψ_{min} , lorsque la surface du sol atteint un déficit seuil d'humidité (Camporese *et al.* 2010). Dans ce contexte, une analyse de sensibilité *ad-hoc* du MREE à ψ_{min} vis-à-vis du volume total emmagasiné à la fin de simulations a été réalisée. Pour ce faire, des valeurs de ψ_{min} de -2.5, -5.0, -7.5, -10.0, -12.5, -15.0, -17.5, -20.0, -30.0, et -40.0 m ont été considérées aux simulations avec et sans MREE utilisant le MDDR-1 sous l'effet de l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*).

6.5. Résultats et discussion

6.5.1. Sensibilité du MREE à l'humidité de la surface du sol

Le potentiel de pression (ψ_{min}) et le volume total emmagasiné (VTS) à la fin de simulations correspondant et la différence entre les VTS avec et sans MREE normalisée par la valeur la plus élevée de différence (DVTS) résultant des simulations avec le MDDR-1 sous l'effet de l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*) sont donnés aux Tableau 6.5 et 6.6 tandis que la Figure 6.8 illustre le graphique des courbes de DVTS en fonction de ψ_{min} . Les valeurs de DVTS sont plus élevées à ψ_{min} égale à -5.0 et -12.5 m considérant la hauteur initiale de la nappe respectivement à 0.35 et 0.70 m sous la surface du sol. De ces résultats, il est aussi observé que les DVTS avec la nappe à 0.35 m sont moins élevées que celles de la nappe à 0.70 m, à l'exception de ψ_{min} où DVTS est égale à 1.0. À des valeurs de ψ_{min} plus élevées à -17.5 et -30.0 m avec la nappe respectivement à 0.35 et 0.70 m, les DVTS restent constantes.

Étant donnés ces résultats, les valeurs de -5.0 et -12.5 m de ψ_{min} avec la hauteur initiale de la nappe respectivement à 0.35 et 0.70 m ont été sélectionnées pour l'exécution des simulations, car à ces deux valeurs de ψ_{min} , le MREE extrait plus d'eau du domaine d'écoulement.

Tableau 6.5: VTS avec et sans MREE et les DVTS correspondantes pour la hauteur initiale de nappe à 0.35 m

ψ_{min} (m)	VTS sans MREE (m ³) (1)	VTS avec MREE (m ³) (2)	(1)-(2)* (m ³)	DVTS (-)
-2.5	376122	373084	3038	0.84
-5.0	376186	372569	3617	1.00
-7.5	375895	373038	2857	0.79
-10.0	375894	373941	1953	0.54
-12.5	375831	373335	2496	0.69
-15.0	375885	373136	2749	0.76
-17.5	376161	373123	3038	0.84
-20.0	376161	373123	3038	0.84
-30.0	376161	373123	3038	0.84
-40.0	376161	373123	3038	0.84

*Différence entre VTS avec et sans MREE

Tableau 6.6: VTS avec et sans MREE et les DVTS correspondantes pour la hauteur initiale de nappe à 0.70 m

ψ_{min} (m)	VTS sans MREE (m ³) (1)	VTS avec MREE (m ³) (2)	(1)-(2)* (m ³)	DVTS (-)
-2.5	375784	373610	2174	0.74
-5.0	375987	373225	2762	0.94
-7.5	375953	373103	2850	0.97
-10.0	375810	373371	2439	0.83
-12.5	375994	373056	2938	1.00
-15.0	375920	373393	2527	0.86
-17.5	375934	373143	2791	0.95
-20.0	376002	373240	2762	0.94
-30.0	375931	373375	2556	0.87
-40.0	375931	373375	2556	0.87

*Différence entre VTS avec et sans MREE

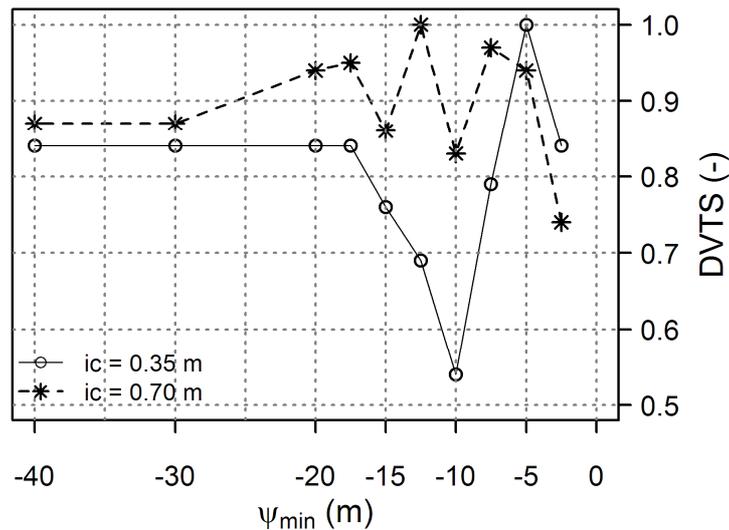


Figure 6.8 : Courbes de DVTS en fonction de ψ_{min} pour la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m sous la surface du sol

6.5.2. Impact des quatre MDDR sur la variation de l’emménagement cumulé

Les courbes de la variation de l’emménagement cumulé (VSC) dans le milieu poreux (exprimée en hauteur d’eau) sans et avec le MREE utilisant les quatre MDDR et le maïs comme culture (*Zea mays*) pour les deux configurations de la nappe à 0.35 et 0.70 m sont illustrées respectivement à la Figure 6.9(a) et (b). Il est observé que l’effet du MREE a débuté autour du

170^e Jour Julien. Cette période correspond à la fin de la saison printanière. Avant cette date, le processus d'évapotranspiration est largement dominé par l'évaporation du sol, étant donné que les cultures sont encore à l'étape initiale de croissance; par conséquent, l'extraction de l'eau du sol par les racines est très faible. Toutes les courbes de VSC (avec et sans MREE) sont confondues.

Après la saison printanière, les quatre courbes de VSC (avec MREE) ont divergé de celle sans MREE; la courbe de MDDR-1 ayant produit l'écart le plus grand. Les courbes de la hauteur initiale de nappe à 0.35 m avaient des valeurs plus élevées de VSC par rapport à celles de la hauteur initiale de nappe à 0.70 m, mais les écarts les plus élevés entre les courbes avec et sans MREE sont venus de la hauteur initiale de nappe la plus élevée. Ceci signifie que le milieu poreux perd beaucoup plus d'eau lorsque la nappe est plus élevée; et plus ce dernière s'éloigne de la surface du sol, plus le MREE extrait de l'eau du milieu poreux ou domaine d'écoulement.

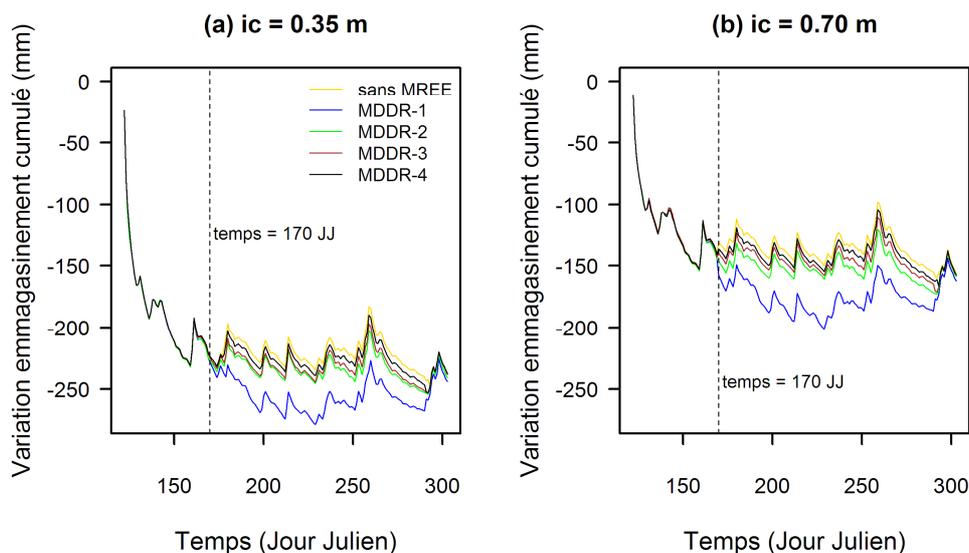


Figure 6.9: Courbes de la variation d'emménagement cumulé due à l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*): (a) nappe (ic) à 0.35 m, (b) nappe à 0.70 m.

Peu importe l'écart entre les simulations avec et sans le MREE, l'extraction de l'eau du sol par les racines contribue à augmenter la quantité d'eau sortant du domaine d'écoulement.

6.5.3. Impact des quatre MDDR sur les ratios : transpiration totale simulée *versus* transpiration potentielle totale, transpiration totale simulée *versus* évapotranspiration potentielle totale, et évapotranspiration totale simulée *versus* précipitation totale

Le Tableau 6.7 présente les valeurs de la transpiration totale simulée (TTS), de l'évapotranspiration totale simulée (ETTS), de la transpiration potentielle totale calculée (TPT), de l'évapotranspiration potentielle totale (ETPT), de la précipitation totale mesurée (PCPT), et leurs différents ratios correspondant (TTS *vs* TPT, TTS *vs* ETPT, ETTS *vs* PCPT) aux quatre MDDR sont présentés à la Figure 6.10. La valeur simulée de transpiration (TTS) est la différence ou l'écart entre la courbe de simulations sans MREE et celle avec un MDDR donné. Il a été observé que les ratios de MDDR-1 étaient les plus élevés, généralement supérieurs à 65 % au moment où ceux de tous les autres MDDR étaient moins de 45 %.

Table 6.7: Valeurs de TTS, ETTS, TPTC, ETPT et PCPT, et leurs différents ratios (TTS *vs* TPT, TTS *vs* ETPT, et ETTS *vs* PCPT) des quatre MDDR

Modèle	MDDR-1		MDDR-2		MDDR-3		MDDR-4	
Hauteur initiale nappe (m)	0.35	0.70	0.35	0.70	0.35	0.70	0.35	0.70
TTS (mm)	347.5	385.8	174.5	192.6	123.1	133.1	65.5	71.8
ETTS (mm)	412.7	451.0	239.7	257.8	188.3	186.3	130.7	137.0
TPT (mm)				446.4				
ETPT (mm)				508.7				
PCPT (mm)				599.7				
TTS <i>vs</i> TPT (-)	0.78	0.86	0.39	0.43	0.28	0.30	0.15	0.16
TTS <i>vs</i> ETPT (-)	0.68	0.76	0.34	0.38	0.24	0.26	0.13	0.14
ETTS <i>vs</i> PCPT (-)	0.69	0.75	0.40	0.43	0.31	0.31	0.22	0.23

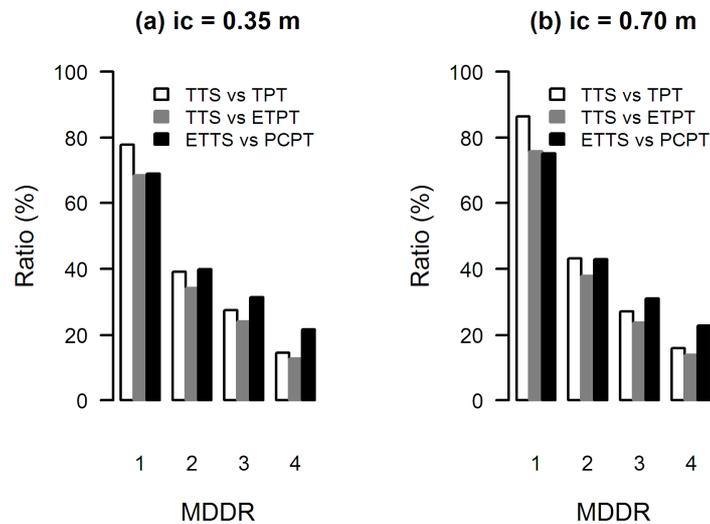


Figure 6.10 : Ratios de TTS vs TPT, TTS vs ETPT, ETTS vs PCPT pour les quatre MDDR avec la hauteur initiale de la nappe (i_c) à : (a) 0.35 m et (b) 0.70 m

Des ratios TTS vs ETPT (68 et 76 % pour la hauteur initiale de la nappe respectivement à 0.35 et 0.70 m) et ETPT vs PCPT (69 et 75 % avec la hauteur initiale de la nappe respectivement à 0.35 et 0.70 m) en ce qui concerne le MDDR-1, on peut dire que : (1) plus de 50 % de l'eau perdue par évapotranspiration passe à travers la transpiration, tel que souligné par Luo *et al.* (2003), et (b) la consommation de l'eau par les plantes représente une part significative du bilan hydrique dans un bassin versant (Merta *et al.* 2001) et Musy *et al.* (2004) ont noté que l'évapotranspiration compte pour plus de 55 % de la précipitation incidente à l'échelle du bassin versant sous le climat tempéré. Étant donné que la précipitation est restée plus élevée que l'évapotranspiration, il y a coïncidence avec le fait qu'aucun déficit hydrique n'était observé dans le micro-bassin Bras d'Henri (Lamontagne *et al.* 2010).

6.5.4. Impact des quatre MDDR sur le volume net cumulé à la limite du domaine d'écoulement et aux systèmes de drainage souterrain

La figure 6.11(a) et (b) présente les courbes du volume net cumulé (exprimé en hauteur d'eau) à la limite du domaine d'écoulement (VTOT) avec et sans le MREE des quatre MDDR appliqués au maïs (*Zea mays*) et aux deux configurations de hauteur initiale de la nappe, à 0.35 et 0.70 m sous la surface du sol. Comme observé ci-dessus, toutes les courbes de VTOT restent confondues avant le 170^e Jour Julien. Ceci signifie qu'aucune extraction d'eau du sol par les racines ne s'était

produite depuis le commencement de simulations jusqu'à ce temps par le fait que le processus d'évapotranspiration est largement dominé par l'évaporation du sol. Après ce point, les simulations avec le MREE commencèrent à diverger de celle sans le MREE. Il a été noté que la courbe du MDDR-1 a beaucoup plus divergé de celle sans le MREE en présence des autres MDDR.

Les taux de diminution de VTOT des simulations avec MDDR par rapport à celle sans le MREE pour les deux configurations de hauteur initiale de la nappe sont illustrés à la Figure 8(c). Le MDDR-1 a induit une diminution de 40 et plus de 50 % de VTOT pour la hauteur initiale de la nappe respectivement à 0.35 et 0.70 m, au moment où tous les autres MDDR ont conduit à une diminution inférieure ou égale à 10 et 15 % de VTOT pour la hauteur initiale de la nappe respectivement à 0.35 et 0.70 m.

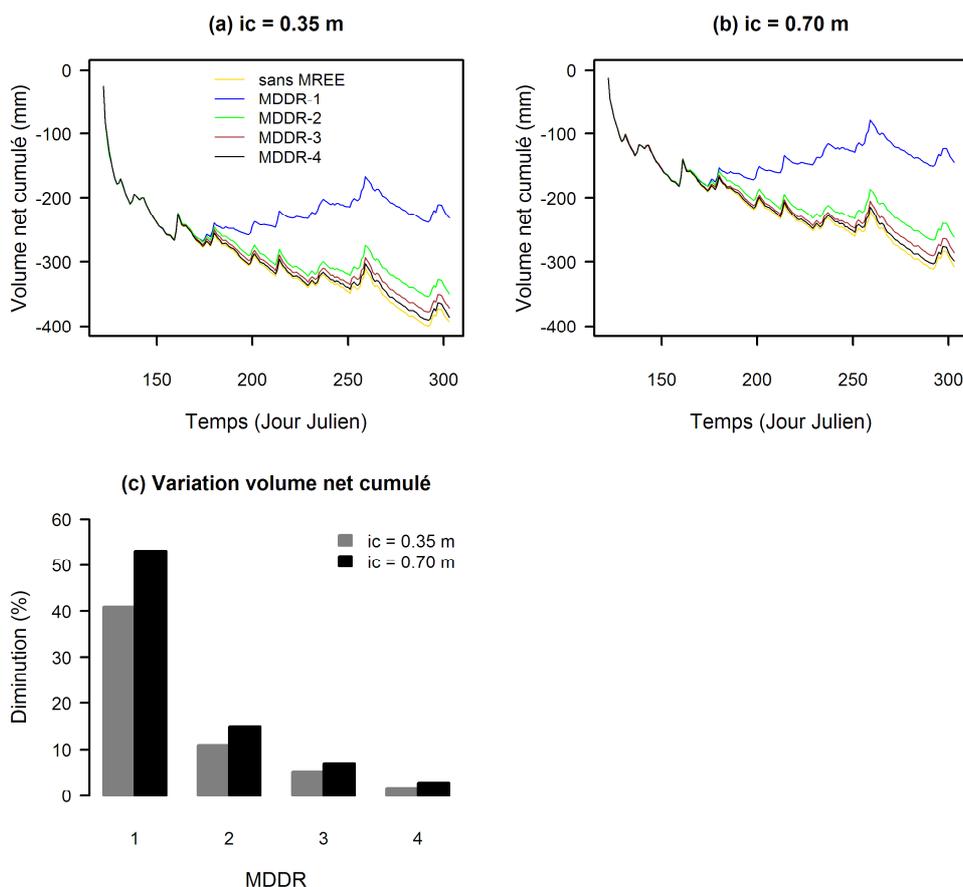


Figure 6.11 : Impact du MREE sur le VTOT des quatre MDDR appliqués au maïs (*Zea mays*) avec la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m.

Contrairement aux courbes de VSC, l'extraction de l'eau du sol par les racines en termes de VTOT diminue la quantité d'eau sortant à la limite du domaine d'écoulement. Ceci signifie que l'eau qui revient dans l'atmosphère à travers les cultures ne passe pas par la limite du domaine d'écoulement.

Les courbes du volume net cumulé (exprimé sous forme de hauteur d'eau) aux systèmes de drainage souterrain ($VTOT_D$) des quatre MDDR appliqués au maïs (*Zea mays*) et celle sans le MREE pour les deux configurations de hauteur initiale de la nappe sont illustrées à la Figure 6.12(a) et (b). Tel que observé précédemment : (1) les courbes de $VTOT_D$ des quatre MDDR avec celle sans le MREE son confondues avant le 170^e Jour Julien, (2) Après cette date, les courbes du $VTOT_D$ des quatre MDDR divergent de celle sans le MREE, and (3) l'écart entre la courbe sans le MREE et celle du MDDR-1 est le plus large par rapport aux trois autres MDDR.

La Figure 6.12(c) montre les taux de diminution du $VTOT_D$ des quatre MDDR par rapport à celui sans le MREE. Le MDDR-1 a produit une diminution de 38 et 50 % du $VTOT_D$ pour la hauteur initiale de la nappe respectivement à 0.35 et 0.70 m. Tous les autres MDDR ont fait ressortir des diminutions du $VTOT_D$ inférieures à 12 %.

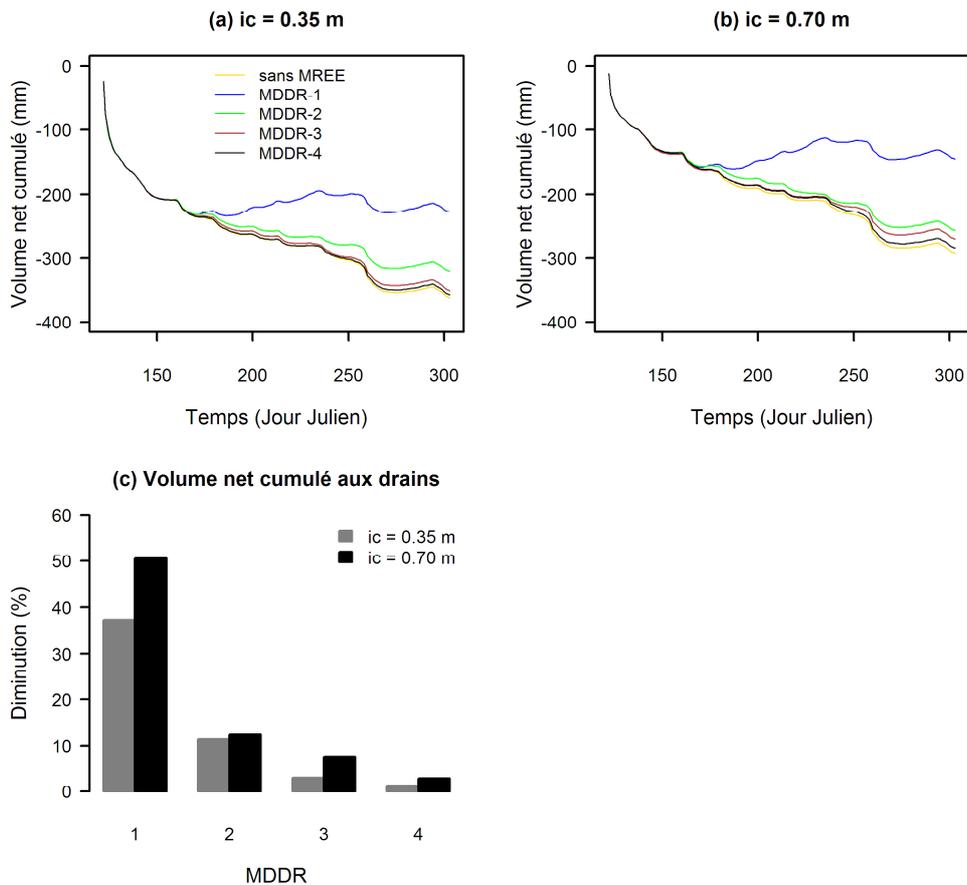


Figure 6.12 : $VTOT_D$ avec et sans le MREE utilisant les quatre MRDD appliqués au maïs (*Zea mays*) et la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m.

Pareillement à l'extraction de l'eau du sol par les racines en termes de VTOT, le MREE a diminué la quantité d'eau (dans le milieu poreux) qui devait passer à travers les systèmes de drainage souterrain artificiel ($VTOT_D$).

6.5.5. Impact du modèle de distribution de densité racinaire 1 (MDDR-1) sur le volume cumulé net à la limite du milieu poreux et aux systèmes de drainage souterrain

L'impact du MREE utilisant le MDDR-1 sur le VTOT et $VTOT_D$ pour le maïs (*Zea mays*) et le soja (*Glycine max*) avec la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m est présenté respectivement à la Figure 6.13(a) et (b). Comme indiqué précédemment, durant la période où le processus d'évapotranspiration est largement gouverné par l'évaporation du sol, les courbes de

VTOT et VTOT_D de deux cultures sont confondues. Quand l'extraction de l'eau du sol par les racines a eu lieu, les courbes du maïs (*Zea mays*) et celles du soja (*Glycine max*) commencèrent à diverger jusqu'à la fin de simulations. Les courbes du maïs (*Zea mays*) sont restées au-dessus de celles du soja (*Glycine max*) pour les deux types d'écoulement (à la limite du domaine d'écoulement et aux systèmes de drainage souterrain) et les deux hauteurs initiales de la nappe. Étant donné que le MREE a réduit la quantité d'eau sortant à la limite du milieu poreux, la réduction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*) est plus élevée que celle du soja (*Glycine max*). Ceci reflète le fait que : (a) la profondeur racinaire maximale du maïs (*Zea mays*) est plus élevée que celle du soja (*Glycine max*), (b) les valeurs de potentiel de pression (paramètres de Feddes) du maïs (*Zea mays*), de son extraction optimale d'eau du sol jusqu'à son point de point flétrissement sont plus faibles que celles du soja (*Glycine max*), et (c) la période de croissance de ce dernier est plus courte que celle du maïs (*Zea mays*).

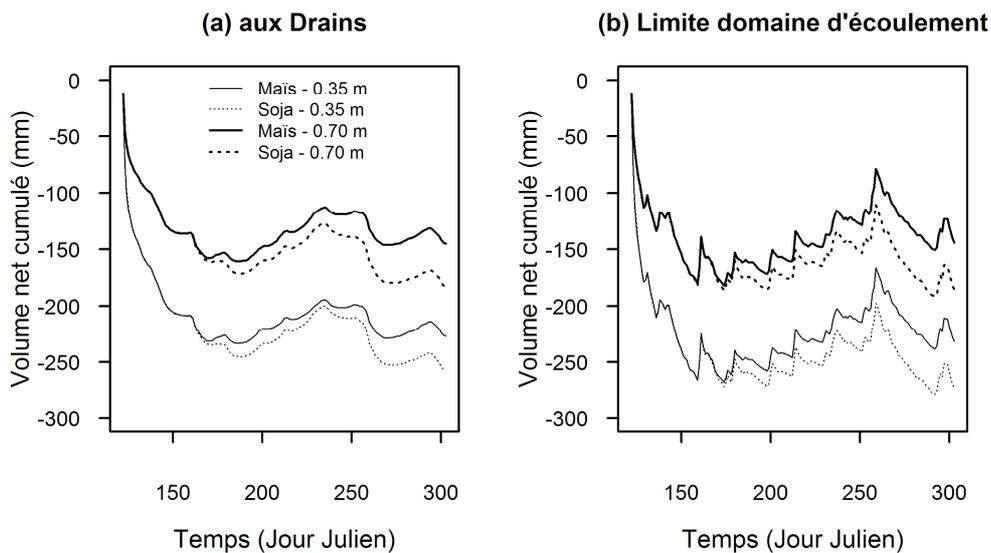


Figure 6.13 : Courbes de (a) VTOT_D et (b) VTOT sans et avec le MREE utilisant le MDDR-1 appliqué aux maïs (*Zea mays*) et soja (*Glycine max*) aux hauteurs initiales de la nappe à 0.35 et 0.70 m.

6.5.6. Impact de la profondeur racinaire maximale sur le volume net cumulé à la limite du milieu poreux et aux drains souterrains

Les courbes du VTOT et VTOT_D (exprimés en hauteur d'eau) et leurs variations induites par l'absorption de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*) en utilisant le MDDR-1 lorsque la profondeur racinaire maximale varie de 1.00 m à 0.75 m avec la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m

sont respectivement illustrées à la Figure 6.14 et consignées au Tableau 6.8. À partir du moment où le MREE a commencé à extraire de l'eau du sol, les courbes de VTOT et VTOT_D dont la profondeur racinaire maximale est de 0.75 m sont passées au-dessus de celles dont la profondeur racinaire maximale est de 1.00 m. Le VTOT_D a diminué jusqu'à 10 et 15 % pour la hauteur initiale de nappe respectivement à 0.70 m et 0.35m; au moment où le VTOT a diminué jusqu'à 12 et 19 % aux hauteurs initiales de la nappe respectives à 0.35 et 0.70 m. Il ressort de ces résultats qu'en diminuant la profondeur racinaire maximale du maïs (*Zea mays*) de 1.00 m à 0.75 m, le MREE a diminué la quantité d'eau sortant à la limite du milieu poreux et aux systèmes de drainage souterrain. Quand la hauteur initiale de la nappe est à 0.35 m, la variation de VTOT_D est plus élevée que celle de VTOT. Inversement, lorsque la hauteur initiale de la nappe est à 0.70 m, la variation de VTOT_D est plus faible que celle de VTOT. Ceci signifie que dans le premier cas où la hauteur de nappe est plus élevée (0.35 m sous la surface du sol), il y avait beaucoup plus d'eau au-dessus du niveau des drains dans le milieu poreux, qui fait que le MREE a eu plus d'impact sur le VTOT_D que sur le VTOT. Et dans le second cas (nappe plus profonde), en ayant plus de potentiel de pression qui a augmenté des conditions beaucoup plus favorables à l'absorption de l'eau du sol, et par le fait que la quantité d'eau pouvant être artificiellement drainé a diminué, le MREE a eu plus d'effet sur le VTOT que sur le VTOT_D.

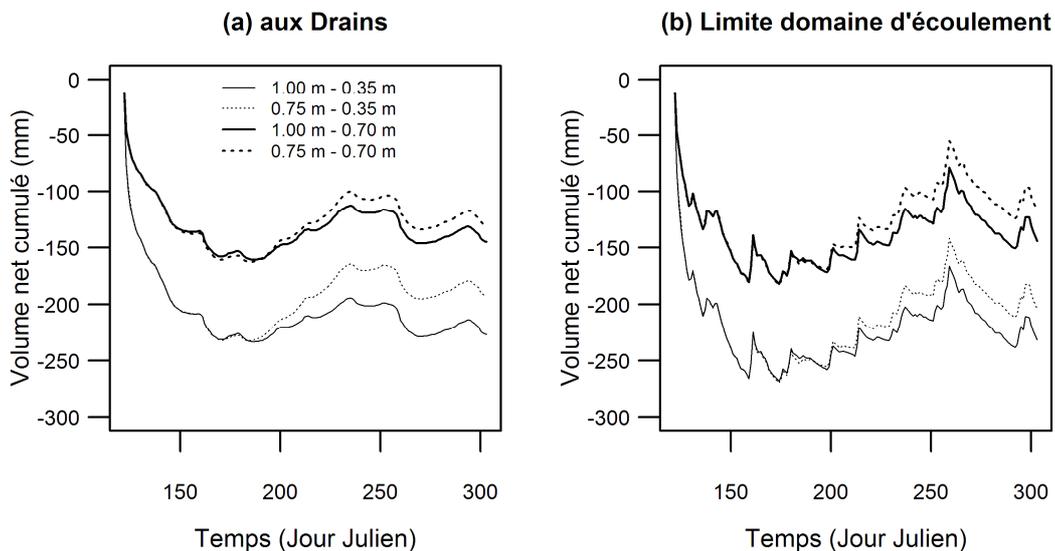


Figure 6.14 : Courbes de (a) VTOT_D et (b) VTOT du MDDR-1 appliqué au maïs (*Zea mays*) aux profondeurs racinaires maximales de 0.75 et 1.00 m et hauteurs initiales de la nappe à 0.35 et 0.70m.

Tableau 6.8 : Valeurs de VTOT_D et VTOT (mm) et leurs variations induites par l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*) en utilisant le MDDR-1 avec la profondeur racinaire maximale (L_r) à 1.00 et 0.75 m, et la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m.

Hauteur initiale de la nappe (m)	L_r à 1.00 m		L_r à 0.75 m		Variation (%)	
	VTOT _D	VTOT	VTOT _D	VTOT	VTOT _D	VTOT
0.35	-226.9	-231.8	-192.5	-204.3	15.2	11.9
0.70	-145.0	-144.3	-130.3	-117.0	10.1	18.9

6.5.7. Impact des systèmes de drainage sur le volume net cumulé à la limite du milieu poreux

La Figure 6.15 et le Tableau 6.9 présentent respectivement les courbes du VTOT (exprimé sous forme de la hauteur d'eau) et leurs variations suite à l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*) en utilisant le MDDR-1 en présence et en absence des drains souterrains artificiels, avec la profondeur racinaire maximale considérée à 1.00 m et la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m. Avant la date à laquelle l'extraction de l'eau du sol avait débuté, les courbes VTOT sans les systèmes de drainage souterrain étaient au-dessus de celles avec drainage souterrain artificiel. Cet intervalle de temps correspond à la période où l'évapotranspiration est entièrement gouvernée par l'évaporation du sol. Et tel qu'observé par Muma *et al.* (2015), à une valeur donnée de VTOT, la courbe avec les drains souterrains a lieu avant celle sans les systèmes de drainage souterrain; et à un temps donné, la valeur de VTOT en présence des drains est plus élevée que celle en absence de ces derniers. De ces faits, il découle que les drains souterrains, en augmentant la capacité de drainage du sol, ils diminuent la quantité d'eau s'écoulant du milieu poreux à la limite du domaine d'écoulement.

À la date où l'absorption de l'eau du sol par maïs (*Zea mays*) avait débuté, les courbes de VTOT avec les systèmes de drainage sont passées au-dessus de celles sans le drainage souterrain; c'est-à-dire, à un temps donné, la valeur de VTOT est plus élevée (en valeur absolue) lorsqu'il n'y a pas de drains souterrains dans le milieu poreux. En augmentant les conditions favorables de l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*), les systèmes de drainage souterrain ont eu une influence sur la diminution de la quantité d'eau sortant à la limite du domaine d'écoulement.

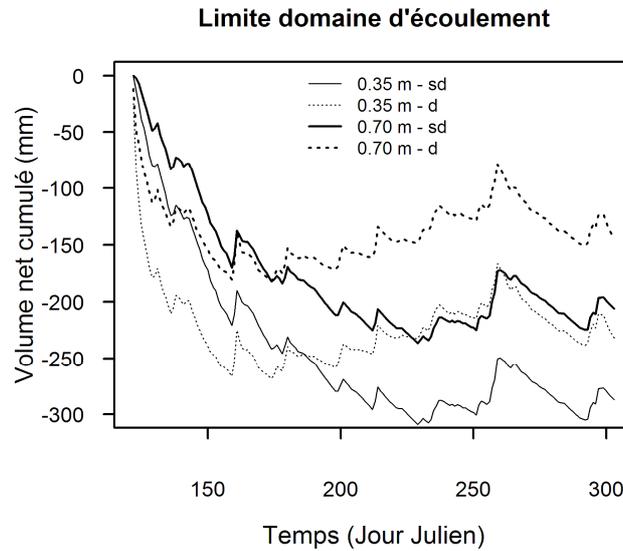


Figure 6.15 : Courbes de VTOT du MDDR-1 appliqué au maïs (*Zea mays*) avec (d) et sans (sd) les systèmes de drainage souterrain, la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m, et la profondeur racinaire maximale à 1.00 m.

Tableau 6.9 : Valeurs de VTOT à la fin des simulations et leurs variations induites par le MDDR-1 du maïs (*Zea mays*) avec la hauteur initiale de la nappe à 0.35 et 0.70 m, la profondeur racinaire maximale à 1.00 m, et avec et sans les systèmes de drainage souterrain.

Hauteur initiale de la nappe (m)	VTOT (mm)		Variation (%)
	Sans les drains souterrains	Avec les drains souterrains	
0.35	-286.9	-231.8	19.2
0.70	-206.2	-144.3	30.0

6.5.8. Impact du module racinaire d'extraction de l'eau sur le profil d'humidité

La Figure 6.16 illustre les courbes du profil d'humidité des simulations avec et sans le MREE aux trois nœuds de surface : 316, 317 et 318, au temps correspondant au 205^e Jour Julien. Le nœud 316 est situé au-dessus d'un nœud appartenant aux réseaux de drainage souterrain. Le MDDR-1 a été appliqué au maïs (*Zea mays*) et la hauteur initiale de nappe considérée à (a) 0.35 et (b) 0.70 m sous la surface du sol. Dans les deux cas, il a été noté que le MREE diminuait l'humidité dans le milieu poreux : les courbes de profil d'humidité des simulations sont à gauche de celles sans le MREE jusqu'à une profondeur dépassant 2.0 m. L'écart entre les courbes de profil d'humidité de ces deux catégories de simulations est plus élevé dans le cas de la hauteur initiale de la nappe à 0.70 m. Les courbes de profil d'humidité correspondant au 316^e nœud sont à

droite de celles de deux autres nœuds tandis que celles du 317^e nœud sont aussi à droite de celles du 318^e nœud.

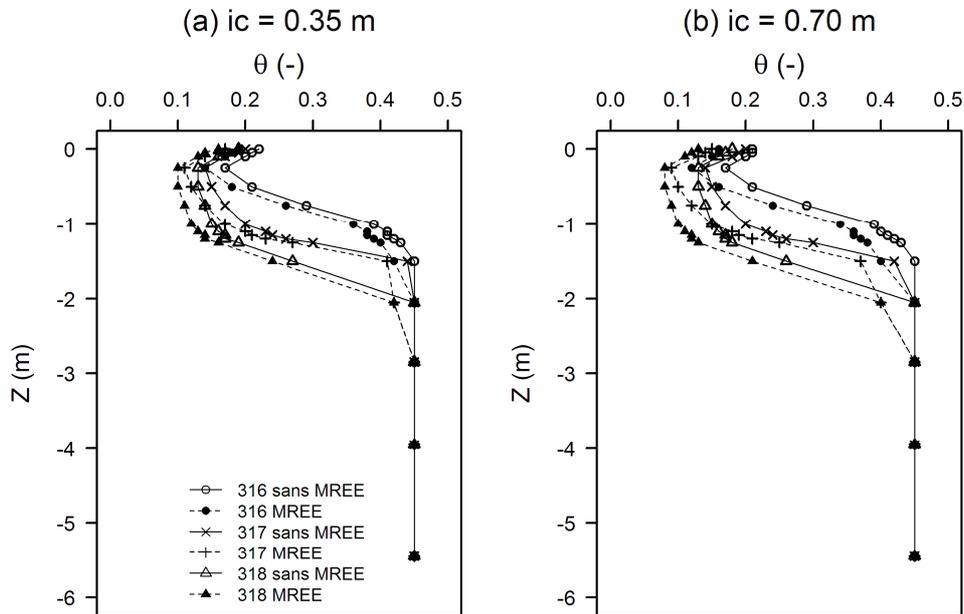


Figure 6.16 : Courbes de profil d'humidité des simulations avec et sans le MREE aux trois nœuds de surface : 316, 317 et 318, et au temps correspondant au 205^e Jour Julien.

De ces observations, il ressort que : (1) l'humidité à un nœud de surface qui est situé directement au-dessus d'un nœud appartenant aux systèmes de drainage souterrain était plus élevée que celle des nœuds sous lesquels il n'y avait pas de drain souterrain, par le fait qu'à un nœud appartenant aux systèmes des drains, le potentiel de pression est maintenu à zéro tout au long des simulations; (2) plus un nœud de surface donné était loin de celui sous lequel était situé un nœud de drainage souterrain, plus l'humidité correspondante diminuait.

6.6. Conclusion

D'un module racinaire d'extraction de l'eau, quatre modèles empiriques 1-D de la densité de distribution racinaire ont été incorporés dans le modèle hydrologique CATHY afin de prendre en compte l'extraction de l'eau du sol par les racines de deux cultures annuelles. Ce module racinaire d'extraction de l'eau a été évalué par rapport à la variation du volume emmagasiné cumulé, au volume net cumulé à la limite du milieu poreux et aux systèmes de drainage souterrain. La comparaison des résultats de simulations avec et sans le module racinaire d'extraction de l'eau a indiqué que : (1) le modèle de la densité de distribution racinaire uniforme a donné des ratios entre la transpiration totale simulée et l'évapotranspiration potentielle totale, et entre l'évapotranspiration totale simulée et la précipitation totale (mesurée) proches de ceux trouvés dans la littérature; (2) le module racinaire d'extraction de l'eau a diminué la quantité d'eau sortant à la limite du milieu poreux et celle qui passait à travers les systèmes de drains souterrains, et a augmenté la quantité d'eau sortant du milieu poreux (domaine d'écoulement).

Par ailleurs, les résultats ont révélé que : (1) l'absorption de l'eau par le maïs (*Zea mays*) était plus élevée que celle du soja (*Glycine max*) à la limite du domaine d'écoulement; (2) la présence des systèmes de drainage souterrain a contribué à augmenter les conditions favorables à la diminution de la quantité de l'eau sortant à la surface du domaine d'écoulement suite à l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*); (3) plus un nœud de surface était éloigné d'un autre nœud de surface sous lequel se trouvait un nœud appartenant aux systèmes de drainage souterrain, plus l'humidité correspondante diminuait, et (4) en diminuant la profondeur racinaire maximale du maïs (*Zea mays*) de 1.00 m à 0.75 m, le module racinaire d'extraction de l'eau a diminué la quantité de l'eau sortant à la limite du domaine d'écoulement et à travers les réseaux de drains artificiels.

Cette étude pourrait bénéficier de mesures spécifiques de terrain en utilisant des lysimètres comme un moyen de valider davantage les taux d'absorption d'eau du sol par les racines des cultures qui ont été simulés. Il est largement reconnu que la demande de transpiration des cultures est un sujet d'études intensives spécialement dans les régions arides et semi-arides et même dans les régions tempérées où l'augmentation des températures due au changement climatique pourrait accroître le besoin d'irrigation. Ces types d'études sont nécessaires pour consolider nos capacités ou connaissances de gérer les ressources hydriques sous des pressions grandissantes.

CHAPITRE 7

MODÉLISATION DU RÉSEAU DE DRAINAGE SOUTERRAIN: COMPARAISON DE LA PERFORMANCE DES MODÈLES CATHY ET DRAINMOD⁴

7.1. Résumé

Dans les régions où les sols sont saisonnièrement ou perpétuellement humides, le drainage souterrain agricole représente une pratique essentielle de gestion de l'eau. Deux modèles hydrologiques avec différentes approches de modélisation ainsi que différentes échelles dimensionnelles et spatiales, DRAINMOD (1D, localisé, et à l'échelle du champ) et CATHY (3D, spatialement distribué et à l'échelle du bassin versant), ont été comparés en termes de leur performance pour prédire les débits sortant d'un système de drainage souterrain (DRAINS) dans des conditions de terrain tel qu'illustré à la Figure 7.1.

Deux mesures ou critères ont été définies pour évaluer la capacité des modèles à évaluer la dynamique de l'eau dans le sol: l'erreur relative à simuler le débit de pointe (EP) et le volume de drainage (EV). Ce faisant, différents scénarios de conductivité hydraulique ont été utilisés afin de déterminer celui pour lequel les deux modèles ont fourni des résultats similaires. Vis-à-vis de la comparaison d'écoulement total drainé simulé/observé, les deux modèles ont donné des résultats très similaires. En termes du coefficient de détermination (R^2), du coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE) et de l'indice d'accord (d), leurs performances ont été faibles en simulant l'écoulement aux drains souterrains pendant les périodes sèches (faible débit observé aux drains souterrains). Pendant les périodes d'écoulement observé aux drains plus élevé, la performance des deux modèles était aussi plus élevée ($R^2 > 0.75$, NSE généralement > 0.60 , et $d > 0.80$), mais DRAINMOD ayant produit de meilleurs résultats que CATHY. En ce qui concerne l'impact de la conductivité hydraulique de chaque couche de sol sur l'écoulement sortant de drains souterrains,

⁴ Ce chapitre a fait l'objet d'un article soumis au *Canadian Water Resources Journal*: « Muma M, Rousseau AN and Gumiere SJ (2015) Modeling of subsurface agricultural drainage using two hydrological models with different conceptual approaches, and dimensional and spatial scales. »

cette étude a montré que la couche de sol sous le système des drains souterrains était la plus influente pour les deux modèles.

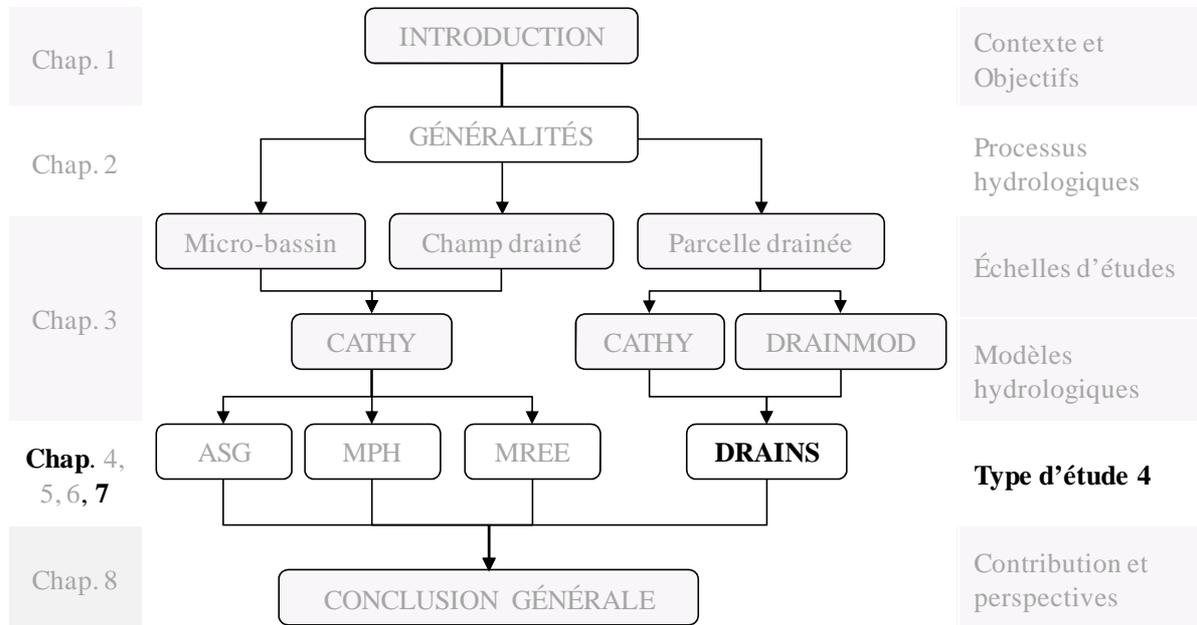


Figure 7.1 : Positionnement de l'étude de modélisation du réseau de drainage souterrain (DRAINS) dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse

7.2. Introduction : Contexte et Objectifs

Un système de drainage agricole souterrain est installé pour deux principales raisons :

a) Celui-ci augmente généralement le rendement des cultures dans des sols mal drainés en assurant un meilleur environnement à la croissance des plantes dans les régions humides;

b) Celui-ci facilite les conditions de travail lors du labour, de l'ensemencement et de la récolte.

Quoique le drainage agricole soit bénéfique pour la production agricole dans plusieurs régions et pays, des préoccupations existent concernant ses impacts environnementaux potentiels. Un changement hydrologique d'un site survient en effet lorsque la végétation naturelle est remplacée par une production agricole, qui peut être artificiellement drainée. Ainsi, des impacts à la fois positifs et négatifs sur la qualité de l'eau peuvent être observés (Istok & Kling, 1983; Skaggs *et al.* 1994).

Brown et Zucker (1998) ont trouvé dans le *Midwest* américain que le système de drainage souterrain réduisait le ruissellement de surface de 29 à 65 % et les débits de pointe de 15 à 30 %, et avait un faible impact sur l'écoulement annuel total à l'échelle du bassin versant. Ils ont également conclu que le pourcentage des précipitations tombant sur un site ayant un drainage souterrain et quittant ce site à travers le système de drainage souterrain pouvait atteindre jusqu'à 63 %. En diminuant le ruissellement de surface et les débits de pointe, le drainage souterrain peut réduire les pertes de sédiments de 16 à 65 % et les pertes en phosphore jusqu'à 45 % (Brown & Zucker, 1998). Le principal souci de la qualité de l'eau suscité par le drainage souterrain est l'augmentation de pertes en nitrates et autres constituants solubles qui peuvent se déplacer à travers le milieu poreux jusqu'aux systèmes de drainage et atteindre une rivière à proximité. Une bonne gestion des eaux de drainage associée à une sélection d'une pratique de gestion bénéfique pour le site permet de réduire cette perte potentielle (Brown & Zucker, 1998).

La réponse hydrologique d'un système de drainage sera le résultat de séries d'interactions complexes entre les précipitations, les caractéristiques du sol et du couvert végétal, et le système de drainage. L'infiltration dépend des conditions du sol au moment de la précipitation, qui sont contrôlées par les conditions antérieures, la végétation, la rugosité et la compacité de la surface, qui influenceront les contributions aux systèmes de drainage.

Les modèles sont des outils utiles pour la gestion : ils permettent la comparaison de différentes stratégies, la suggestion des solutions et la prédiction des conséquences du moyen à long terme (Borin *et al.* 2000). L'évaluation et la comparaison des modèles a fait l'objet de nombreuses études hydrologiques. Aucun modèle ne peut être identifié comme idéal pour une large gamme des situations hydrologiques (Marshall *et al.* 2005). Le choix d'un modèle est donc un élément important de la modélisation hydrologique (Refsgaard, 1997). Il nous appartient de comprendre le problème pour lequel un modèle est utilisé et d'être en mesure d'évaluer ou de comprendre ses limites pour un objectif donné.

Des études locales sont nécessaires pour bien comprendre l'impact que le drainage agricole souterrain peut avoir à l'échelle du champ (de la parcelle) aussi bien qu'à l'échelle du bassin versant. Les objectifs de cette étude étaient : (1) d'investiguer la dynamique de l'eau dans le sol en utilisant deux modèles hydrologiques, DRAINMOD (Skaggs 1978; Skaggs *et al.* 2012), un modèle à 1-D, localisé et à l'échelle parcellaire, et CATHY (Camporese *et al.* 2010), un modèle à

3-D, spatialement distribué et à l'échelle de bassin versant; (2) d'évaluer la capacité de CATHY à simuler l'écoulement à la sortie d'un système de drainage agricole souterrain en le comparant à DRAINMOD; et (3) d'évaluer l'impact de la conductivité hydraulique à saturation de chaque couche de sol sur l'écoulement simulé sortant du système de drainage souterrain.

7.3. Principales différences entre les modèles CATHY et DRAINMOD

CATHY est un modèle 3-D à base physique spatialement distribué couplant les processus d'écoulements de surface et souterrain. Largement utilisé à travers le monde, étant donnée sa réputation d'avoir une bonne performance, DRAINMOD est un modèle 1-D à base physique composé de deux modules : le module hydrologie (bilan d'eau à la surface du sol et dans le milieu poreux) et le module de transport de l'azote (ce module ne fait pas objet de cette étude).

Bien que cela ait été fait au chapitre 2 de cette thèse, les paragraphes ci-dessous visent à rappeler quelques différences entre les deux modèles en ce qui a trait aux principes des écoulements de surface et souterrain, et aux principales données d'entrée. Une description détaillée du modèle DRAINMOD peut être trouvée dans Skaggs (1978) tandis que pour celle de CATHY, le lecteur peut se référer à Camporese *et al.* (2010) et Bixio *et al.* (2000).

7.3.1. Écoulement de surface

À chaque incrément de temps Δt , DRAINMOD calcule le ruissellement (RO) [L] en utilisant l'approche de bilan hydrique:

$$RO = P - (F + \Delta S) \quad (7.1)$$

où P est la précipitation [L], F est l'infiltration [L], ΔS est la variation du volume de l'eau emmagasinée à la surface [L]. Il n'y a pas de processus de routage de l'écoulement à la surface du sol.

Pour CATHY, l'eau disponible pour l'écoulement de surface, calculée par l'approche de bilan hydrique, est acheminée par l'équation de l'onde de diffusion décrivant la propagation de l'écoulement sur les versants et dans le chenal identifiés par la topographie du terrain et le concept de la géométrie hydraulique, à savoir :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c_k \frac{\partial Q}{\partial s} = D_h \frac{\partial^2 Q}{\partial s^2} + C_k q_s \quad (7.2)$$

où Q est le débit le long du chenal [L^3/T], C_k est la vitesse cinématique [L/T], D_h est la diffusivité hydraulique [L^2/T], s le système de coordonnées en 1-D [L] décrivant chaque élément du réseau de drainage et q_s est le débit entrant (positif) dans le milieu ou sortant (négatif) du souterrain vers la surface [L^3/LT].

7.3.2. Infiltration

Dans le modèle DRAINMOD, le taux d'infiltration est régi par l'équation de Green-Ampt (1911) (dérivée de l'application directe de la loi de Darcy). Lorsque l'eau pénètre dans le sol, une ligne nette, appelée front mouillant, sépare une zone qui a été mouillée (teneur en eau égale à la porosité du sol) d'une autre qui est totalement non infiltrée (teneur en eau initiale). Ce modèle est souvent appelé profil de déplacement du piston ou écoulement piston. Le taux d'infiltration est alors fonction de la conductivité hydraulique de la zone de transmission, de l'épaisseur de la lame d'eau à la surface du sol, de la succion effective au front mouillant et de la distance de la surface du sol au front mouillant (Hillel, 1998).

Dans le modèle CATHY, l'infiltration résulte du processus de changement de la condition limite qui transforme le flux atmosphérique potentiel en flux réel à travers la surface du sol. La condition limite pour un nœud donné de surface peut changer entre une condition de Dirichlet et une condition de Neumann en fonction de son état de saturation (ou de pression). Une condition limite de Neumann (flux spécifié ou imposé) correspond à l'infiltration contrôlée par l'atmosphère, avec un flux égal au taux de précipitation résultant de données d'entrée atmosphériques. Quand, pendant des périodes d'intenses précipitations, un nœud de surface atteint un niveau seuil de saturation, la condition limite change à celle de Dirichlet (potentiel spécifié ou imposé), et le processus d'infiltration est limité par le sol.

7.3.3. Écoulement souterrain

L'écoulement souterrain dans le modèle DRAINMOD est basé sur un bilan hydrique pour une section de sol d'une unité de surface localisée à mi-chemin entre les drains et s'étendant de la

couche imperméable à la surface (Figure 7.2). Pour un incrément de temps Δt , le bilan d'eau peut s'écrire :

$$\Delta V_a = D + ET + DSL - F \quad (7.3)$$

où ΔV_a est la variation du volume d'air dans le sol [L], D le volume d'eau évacué par le drainage [L], ET le volume d'eau évacué par l'évapotranspiration [L], DSL la percolation profonde et latérale [L] et F l'infiltration [L].

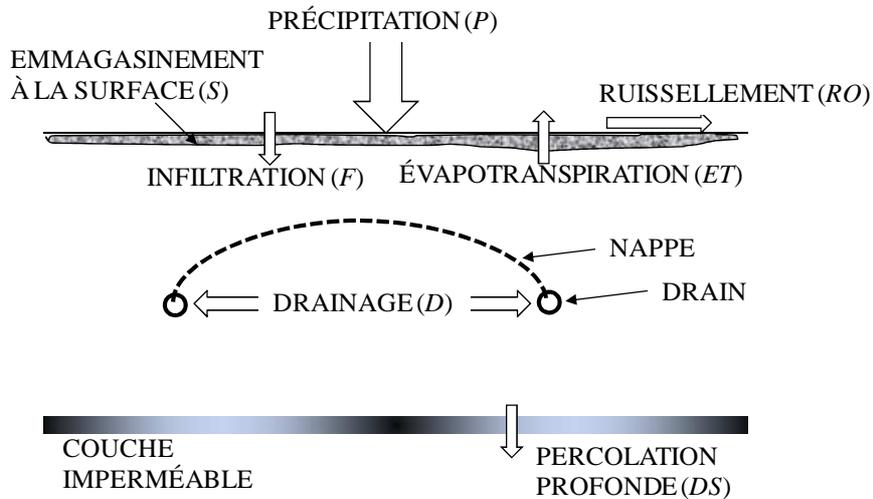


Figure 7.2 : Schémas du système de gestion hydrique avec les drains souterrains utilisé pour le drainage (adapté de Skaggs, 1980)

L'écoulement souterrain dans le modèle CATHY est régi par l'équation de Richard en trois dimensions qui est résolue par la méthode des éléments finis.

$$S_w S_s \frac{\partial \psi}{\partial t} + \phi \frac{\partial S_w}{\partial t} = \nabla \cdot [K_s K_r(\psi)(\nabla \psi + \eta_z)] + q_{ss} \quad (7.4)$$

où $S_w = \theta/\theta_s$ est le degré de saturation, θ est la teneur en eau volumétrique [-], θ_s est la teneur en eau saturée (généralement égale à la porosité ϕ), S_s est le coefficient d'emménagement spécifique [L^{-1}], ψ est le potentiel matriciel [L], t est le temps [T], ∇ est l'opérateur gradient, K_s est le tenseur de la conductivité hydraulique [L/T], $K_r(\psi)$ est la fonction de conductivité relative [-], $\eta_z = (0,0,1)^T$, z est la coordonnée verticale orientée vers le haut [L], q_{ss} représente le terme source (positif) ou puits (négatif) [L^3/L^3T].

7.3.4. Écoulement aux drains

Pour DRAINMOD, les flux de drainage sont calculés au moyen de l'équation en régime permanent de Hooghout (Bouwer & van Schilfgaarde, 1963), qui est basée sur les hypothèses de Dupuit-Forchheimer :

$$q = \frac{4K_e m(2d_e + m)}{L^2} \quad (7.5)$$

où q est le taux de drainage [L/T], m est la hauteur de la nappe à l'inter-drain [L], K_e est la conductivité hydraulique équivalente du profil [L/T], d_e est la profondeur équivalente de la couche imperméable par rapport aux drains [L], et L est la distance entre les drains [L].

L'écoulement aux drains dans le modèle CATHY est dû à la considération du potentiel de pression nul (pression atmosphérique) aux nœuds représentant le réseau de drainage agricole souterrain dans le milieu poreux.

7.3.5. Principales données d'entrée des deux modèles

Les principales données d'entrée de chaque modèle sont montrées au Tableau 7.1. La différence majeure entre les deux modèles est que DRAINMOD est un modèle en une dimension. Ce qui veut dire que le modèle numérique d'altitude et la taille du maillage de surface ne s'appliquent pas. CATHY est un modèle en trois dimensions qui (dans sa forme actuelle) ne prend pas en compte le rayon effectif du drain et le coefficient de drainage dans l'évaluation de l'écoulement aux drains.

Tableau 7.1 : Résumé de données d'entrée des deux modèles (✓ s'applique, - ne s'applique pas)

Données d'entrée	DRAINMOD	CATHY
<i>Modèle numérique d'altitude (MNA)</i>		
- Taille de la grille	-	✓
<i>Paramètres climatiques</i>		
- Précipitation	✓	✓
- Évapotranspiration potentielle	✓	✓
<i>Paramètres de la conception du drainage</i>		
- Profondeur des drains	✓	✓
- Rayon effectif	✓	-
- Coefficient de drainage	✓	-
- Distance entre les drains	✓	✓
- Profondeur de l'unité imperméable	✓	✓
<i>Propriétés hydrauliques du sol</i>		
- Courbe de rétention	✓	✓
- Conductivité hydraulique à saturation	1D	3D
<i>Paramètre des cultures</i>		
- Profondeurs racinaires	✓	✓

7.4. Évaluation de la dynamique de l'eau dans le sol par les deux modèles

Cette section vise à identifier les valeurs de conductivité hydraulique latérale à saturation (Ks_{XY}) dans le milieu poreux à partir desquelles les deux modèles fournissent des résultats similaires d'écoulement aux drains. Le Tableau 7.2 et la Figure 7.3 présentent neuf configurations de Ks_{XY} dans le profil du sol donnant lieu à neuf scénarios utilisés. Les valeurs de Ks_{XY} du scénario 1 (Sc. 1) correspondent aux valeurs mesurées dans la parcelle drainée. Elles seront maintenues constantes pour tous les scénarios dans la direction verticale en ce qui concerne le modèle CATHY.

Tel que décrit à la section suivante, le milieu poreux est discrétisé en 3, 2, 5 et 5 couches respectivement de la surface du sol à 0.25 m, de 0.25 à 0.75 m, de 0.75 à 1.25 m et de 1.25 à 5.45 m de profondeur pour le modèle CATHY. Ces quatre groupes de couches (pour CATHY) correspondent aux quatre couches pour le modèle DRAINMOD.

Tableau 7.2 : Scénarios de Ks_{XY} établis pour l'étude théorique de comparaison des modèles DRAINMOD et CATHY

Profondeur (m)	Sc. 1	Sc. 2	Sc. 3	Sc. 4	Sc. 5	Sc. 6	Sc. 7	Sc. 8	Sc. 9
0.00 – 0.25	10^{-6}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-7}	10^{-7}
0.25 – 0.75	10^{-5}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-6}
0.75 – 1.25	10^{-6}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-7}	10^{-6}
1.25 – 5.45	10^{-5}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-4}	10^{-6}	10^{-6}

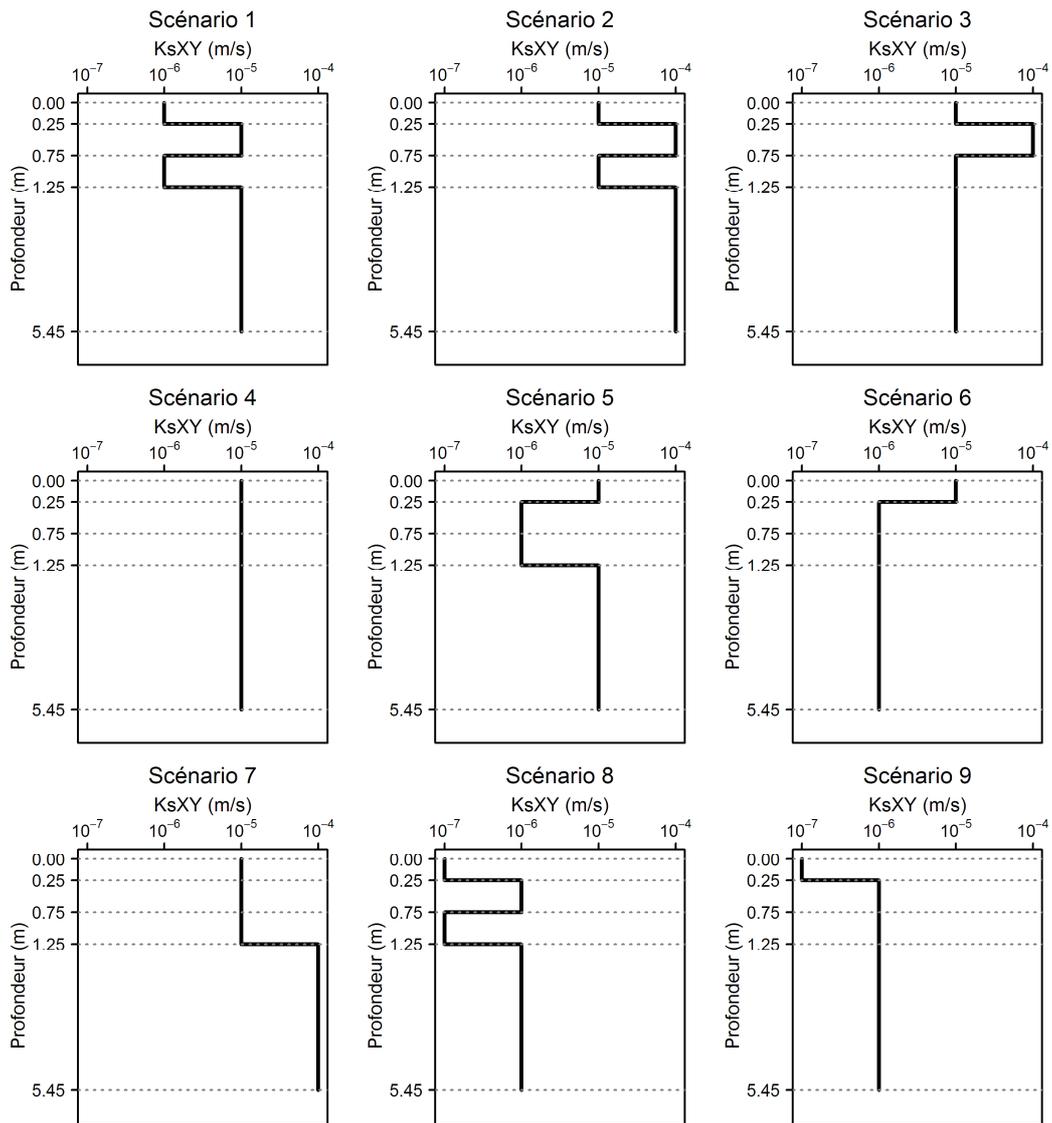


Figure 7.3 : Configurations de Ks_{XY} dans le profil du sol de différents scénarios

La simulation de ces scénarios a été faite au moyen de données de forçage climatique de l'année 2012. Étant donné que le calage et la validation de ces deux modèles ont été réalisés sur des périodes courtes de quinze (15) jours pendant lesquels les mesures de débits à la sortie du réseau de drainage ont été manuellement prises, cette étude de comparaison théorique de DRAINMOD et CATHY se limite aussi à une quinzaine de jours d'automne de l'année 2012, à savoir du 292^e au 307^e Jour Julien.

Afin de comparer les réponses fournies par les deux modèles, les critères *EP* et *EV* du Tableau 3.2 ont été adaptées comme suit (Tableau 7.3):

Tableau 7.3 : Critères d'évaluation de la dynamique de l'eau dans le sol par CATHY et DRAINMOD

Critère (unité)	Symbole et expression
Pourcentage d'erreur en débit de pointe (%)	$PEP = \left[\frac{\max(CATHY) - \max(DRAINMOD)}{\max(DRAINMOD)} \right]_{i=1}^n$
Pourcentage d'erreur en écoulement total (%)	$PEV = \frac{\sum_{i=1}^n P_i(CATHY) - \sum_{i=1}^n P_i(DRAINMOD)}{\sum_{i=1}^n P_i(DRAINMOD)}$

La Figure 7.4 montre les courbes de l'écoulement moyen journalier au réseau de drainage tandis qu'au Tableau 7.4 sont consignés les écoulements moyen maximal et total simulés par DRAINMOD et CATHY au système de drainage et leurs valeurs respectives de *PEP* et de *PEV* entre les réponses de deux modèles. Le modèle DRAINMOD a produit des écoulements moyens maximaux et totaux similaires à certains couples de scénarios : 1 et 5, 3 et 4, 2 et 7, et 6 et 9. Ce constat s'observe aussi pour le modèle CATHY en ce qui concerne leurs valeurs rapprochées aux scénarios 1 et 5. Le point commun à ces deux scénarios est la conductivité hydraulique à saturation dans le groupe de couches où sont localisés les drains et celui en-dessous de ces derniers.

Les valeurs de l'écoulement moyen journalier aux drains simulées par DRAINMOD étaient plus élevées que celles simulées par CATHY. Elles variaient de 2.9 à 4.9 mm/j et de 19.8 à 40.5 mm pour DRAINMOD; et elles s'étendaient de 0.9 à 2.5 mm/j, et de 6.3 à 16.5 mm pour CATHY en ce qui concerne respectivement les écoulements moyens maximaux et totaux. Cette situation s'explique partialement par le fait que d'une part, DRAINMOD ne considère pas l'*ETP* (elle est

nulle) le jour où il y a précipitation; et d'autre part pour CATHY, peu importe le jour (c'est-à-dire, avec ou sans précipitation), la précipitation est toujours soustraite de l'*ETP*. Ensuite, deux types d'écoulement sont seulement simulés par CATHY, à savoir l'exfiltration (contribution des eaux souterraines à l'écoulement de surface) et la percolation (*seepage*, écoulement de l'eau à travers une zone d'un talus ou d'une berge localisée entre la nappe phréatique et le chenal). Ces écoulements tendent à diminuer la quantité des eaux souterraines qui devait passer par le système de drainage. Et finalement, la distance entre les nœuds représentant les drains et qui sont fournis par le MNA (de 20-m de résolution) pour CATHY, est plus élevée comparativement à la distance réelle entre les drains (18.25 m) utilisée par DRAINMOD.

D'après les valeurs de *PEP* et de *PEV*, qui sont de 19 et 59 %, 75 et 68 %, 16 et 37 %, 71 et 66 %, 27 et 61 %, 83 et 92 %, 50 et 52 %, 49 et 82 %, et 48 et 78 % respectivement du scénario 1 au scénario 9 entre les deux modèles, on note que c'est au scénario 3 (16 et 37 %) que ces derniers ont des valeurs de *PEP* et de *PEV* les plus faibles. Pour ce faire, les valeurs de *KsXY* de ce scénario ont constitué le point de départ dans le processus de calage de ces deux modèles.

Tableau 7.4 : Écoulements moyens maximal et total simulés par DRAINMOD et CATHY et leurs valeurs correspondantes de *PEP* et *PEV*.

Modèle	Scénarios	1	2	3	4	5	6	7	8	9
DRAINMOD	Maximal (mm/j)	3.1	4.9	3.0	3.0	3.1	2.9	4.9	2.4	2.9
	Total (mm)	29.3	19.8	26.3	26.3	29.4	40.5	19.8	38.9	40.5
CATHY	Maximal (mm/j)	2.5	1.2	2.5	0.9	2.2	0.5	2.5	1.4	1.5
	Total (mm)	12.1	6.3	16.5	9.0	11.5	3.4	9.5	7.1	8.7
Critères	<i> PEP </i> (%)	19	75	16	71	27	83	50	49	48
	<i> PEV </i> (%)	59	68	37	68	61	92	52	82	78

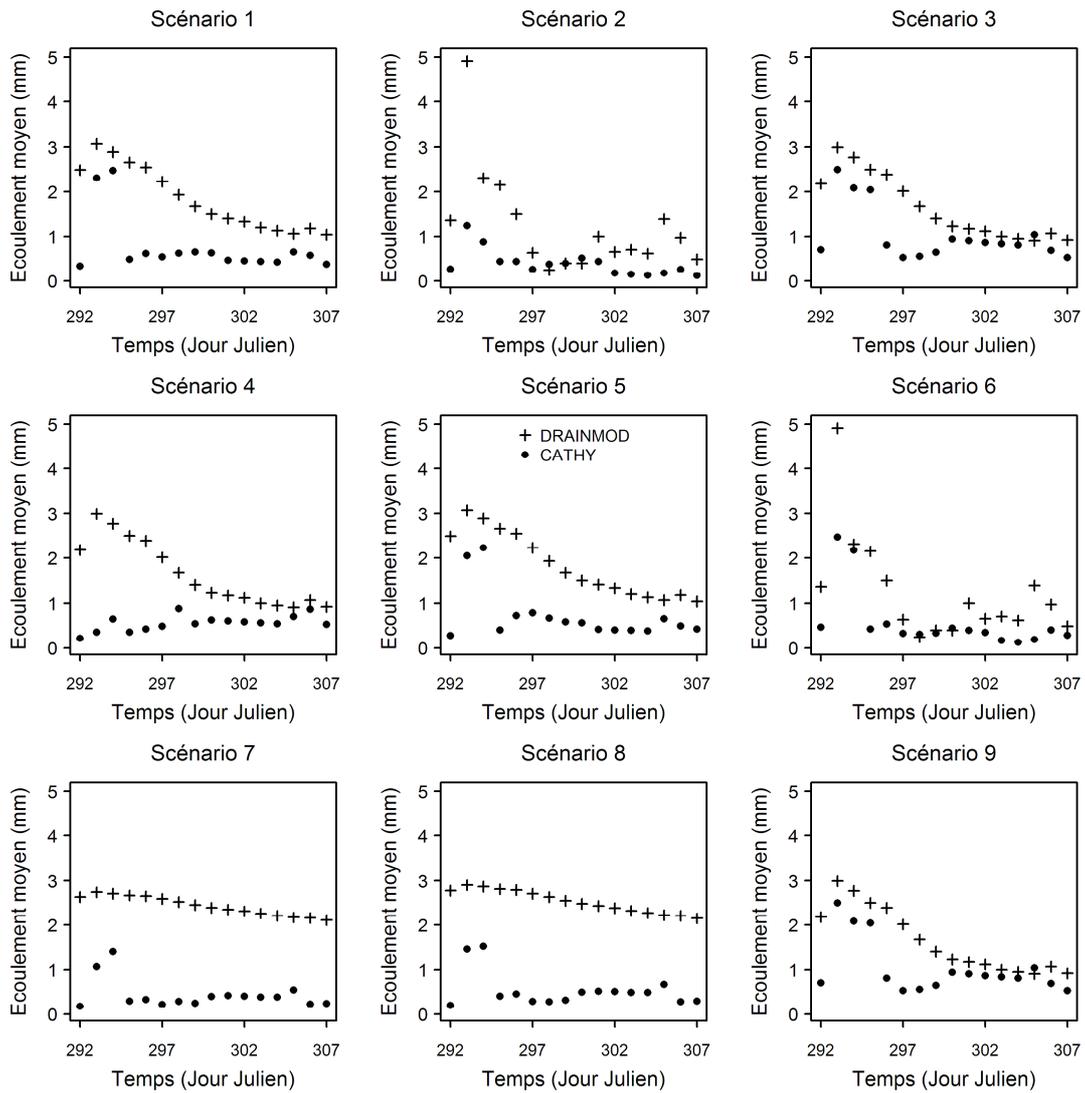


Figure 7.4 : Écoulement moyen journalier simulé par DRAINMOD et CATHY au réseau de drainage

7.5. Paramétrage des modèles CATHY et DRAINMOD au site d'étude

7.5.1. Propriétés de sols

a) CATHY

Le modèle 3D du milieu poreux a été construit sur une parcelle drainée de 4.68 hectares (localisée dans le champ agricole ayant fait l'objet de l'étude présentée au chapitre 6) à partir d'un modèle numérique d'altitude (MNA) de 20 m de résolution, produisant ainsi un maillage 2D à la surface de 140 nœuds qui a ensuite été projeté sur les 15 couches subdivisant verticalement le milieu poreux de 5.45 m de profondeur. Au nombre de 59, les nœuds représentant le système de drainage sont localisés entre les huitième et neuvième couches, à 1.15 m sous la surface du sol. Les couches les moins épaisses sont près de la surface et autour du réseau de drainage afin de bien résoudre le système d'équations pour la répartition de l'eau. Chaque cellule du MNA a été divisée en deux triangles. La grille 3D résultante contient 2240 nœuds et 10530 éléments tétraédriques. Le Tableau 7.5 résume les valeurs des propriétés physiques associées à chacune des couches, à savoir, la conductivité hydraulique à saturation dans les directions horizontale ($KsXY$) et verticale (KsZ), l'emménagement spécifique (Ss), la porosité (ϕ). Les propriétés hydrauliques des sols sont décrites par les paramètres des relations de van Genuchten et Nielsen (1985), qui sont : le paramètre de forme (VGN), la teneur en eau résiduelle ($VGRMC$) et la pression d'entrée de l'air ($VGPSAT$).

Tableau 7.5 : Paramètres hydrauliques du milieu poreux - CATHY

Couches	Épaisseur (m)	$KsXY$ (ms^{-1})	KsZ (ms^{-1})	Ss (m^{-1})	ϕ (-)
1-3	0.25	4.51×10^{-5}	9.03×10^{-6}	6.0×10^{-4}	0.48
4-5	0.50	2.71×10^{-4}	9.03×10^{-5}	1.8×10^{-4}	0.48
6-10	0.50	4.51×10^{-5}	9.03×10^{-6}	6.0×10^{-4}	0.41
11-15	4.20	7.20×10^{-5}	1.44×10^{-5}	3.5×10^{-4}	0.45
VGN (-) : 4.85		$VGRMC$ (-) : 0.105		$VGPSAT$ (-) : -0.25	

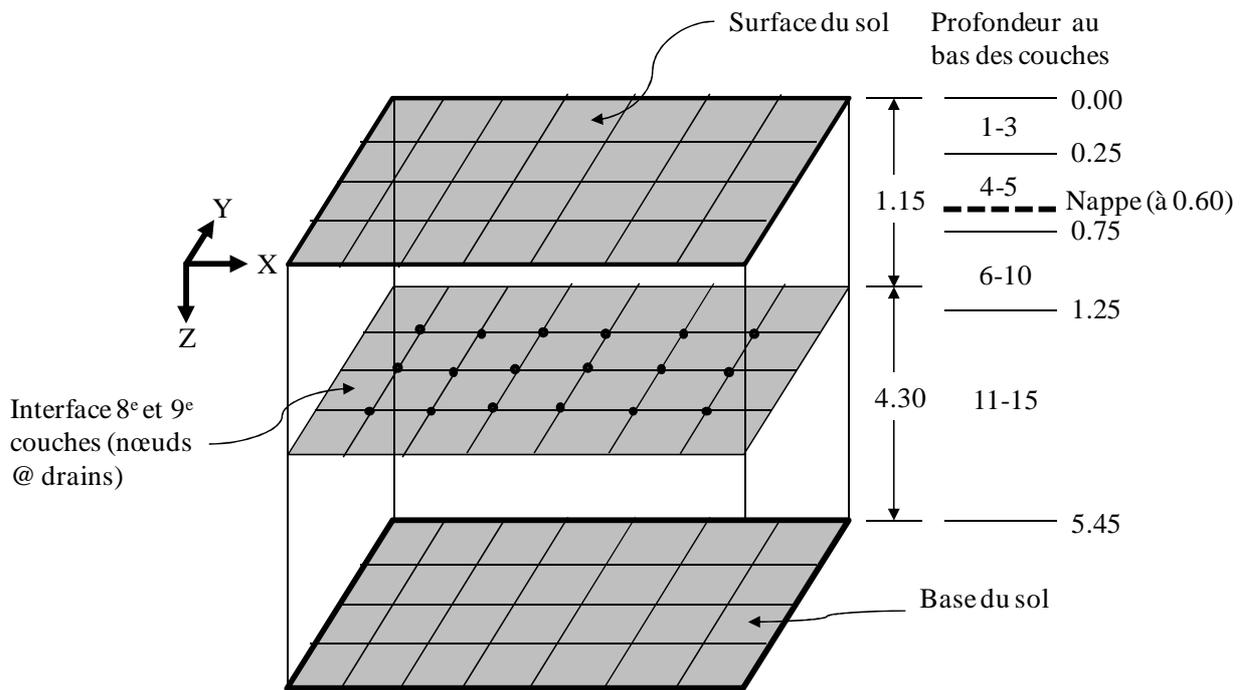


Figure 7.5 : Croquis du milieu poreux montrant la répartition des différentes couches et les profondeurs auxquelles sont localisés les drains et la nappe (toutes les mesures sont en mètres).

b) DRAINMOD

Le profil du sol a été divisé en quatre couches tel que montré au Tableau 7.6 et à la Figure 7.6. En se basant sur propriétés relativement uniformes dans chaque couche, les teneurs en eau volumétrique du sol jusqu'à la profondeur de 1.25 m aux tensions de 0, 10, 50, 100, 333, et 15000 cm ont été obtenues à partir des essais de succion. Celles de profondeur supérieure à 1.25 m ont été estimées à partir d'un sol ayant une conductivité hydraulique à saturation proche de celle de cette portion du milieu poreux. Les conductivités hydrauliques non saturées, le volume drainé, le flux ascendant, et les paramètres de la relation d'infiltration de Green-Ampt en fonction du niveau de la nappe ont été estimés par le modèle DRAINMOD à partir des données d'entrée requises telles que la courbe caractéristique de rétention hydrique et la conductivité hydraulique à saturation de chaque couche du milieu poreux.

Tableau 7.6 : Données d'entrée du sol – DRAINMOD

Profondeur du bas de la couche (cm)	K_s (cm/h)	Tension (cm)					
		0	5	10	33	100	15000
Teneur en eau volumétrique (cm ³ /cm ³)							
25	16.25	0.494	0.365	0.326	0.296	0.287	0.132
75	162.7	0.442	0.237	0.204	0.181	0.170	0.072
125	16.25	0.494	0.365	0.326	0.296	0.287	0.132
545	6.47	0.475	0.361	0.347	0.320	0.295	0.147

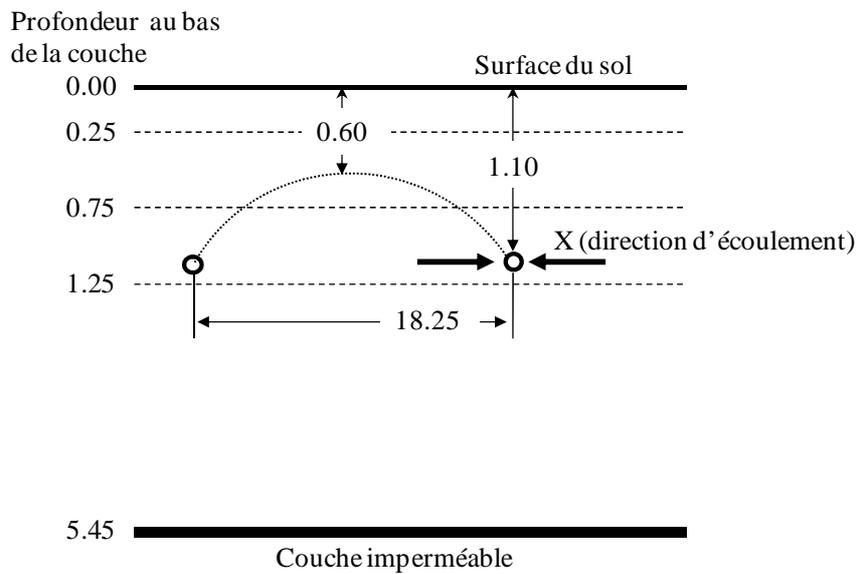


Figure 7.6 : Schématisation du milieu poreux et du système de drainage souterrain (toutes les mesures sont en mètres)

c) Comparaison de la conductivité hydraulique à saturation mesurée et de calage

Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation mesurée et ayant servi au calage des deux modèles sont reprises dans le Tableau 7.7. Les conductivités hydrauliques jusqu'à la profondeur de 125 cm fournies aux modèles ont été déduites à partir de conductivités verticales (essai de succion). En comparant les rapports des valeurs de conductivité hydraulique des deux modèles à celles mesurées, on remarque que pour les couches allant d'une part du profil 0 jusqu'à la profondeur de 25 cm (couches surfaciques) et d'autre part, de 75 à 125 cm (couches dans lesquelles est localisé le réseau de drainage), les deux modèles présentent la même valeur de conductivité hydraulique à saturation. Dans le profil 25 à 75 cm (couches à conductivité hydraulique plus élevée), la conductivité hydraulique pour CATHY diminue de 40 % par rapport à celle de DRAINMOD. La différence la plus spectaculaire survient au niveau des couches se

trouvant en dessous de celles qui contiennent le réseau de drainage souterrain : la conductivité hydraulique pour CATHY est de 300 % plus élevée par rapport à celle de DRAINMOD.

Tableau 7.7 : Valeurs de conductivité hydraulique à saturation mesurée et de calage des modèles DRAINMOD et CATHY

Fond de l'épaisseur de couche (cm)	Couches		KsZ mesurée (cm/h)	$KsXY$ calage (cm/h)		Ks modèle/ Ks mesurée	
	DRAINMOD	CATHY		DRAINMOD	CATHY	DRAINMOD	CATHY
25	1	1-3	3.25	16.25	16.24	5.00	5.00
75	2	4-5	32.5	162.7	97.56	5.01	3.00
125	3	6-10	3.25	16.25	16.24	5.00	5.00
545	4	11-15	*5.18	6.47	25.92	1.24	5.00

* Ks mesurée latéralement (*slug-test*)

7.5.2. Paramètres de conception des drains

Les paramètres de conception du système de drainage pour les deux modèles sont présentés au Tableau 7.8. Sur les dix paramètres répertoriés, le modèle CATHY n'en utilise que quatre. Le modèle DRAINMOD est équipé d'un programme pour calculer la distance du drain à la couche imperméable effective et le coefficient de Kirkham, à partir de la distance entre les drains et la distance estimée du drain à la couche imperméable. Le coefficient de drainage, qui est la hauteur d'eau pouvant être drainée du système en 24 heures suite à la capacité hydraulique des drains, a été fixé à 0.63 cm/jour (1.77 litre/s) tel que donné sur le plan de conception (Annexe VI).

Tableau 7.8 : Liste de valeurs des paramètres de conception

Paramètre	DRAINMOD	CATHY
Profondeur de la surface du sol aux drains (cm)	110	115
Distance entre les drains (cm)	1825	2000
Rayon effectif des drains (cm)	1.02	-
Distance réelle de la surface à la couche imperméable (cm)	545	545
Profondeur équivalente de drains à la couche perméable (cm)	111.73	-
Coefficient de drainage (cm/jour)	0.63	-
Coefficient de Kirkham (-)	10.81	-
Profondeur initiale de la nappe (cm)	60	60
Emmagasinement maximum à la surface (cm)	1.50	-
Profondeur de Kirkham de l'écoulement aux drains (cm)	0.25	-

7.5.3. Données climatiques

Le modèle DRAINMOD nécessite des données horaires de précipitation et les températures maximale et minimale journalières. Dans cette étude, les valeurs mesurées à la station météorologique localisée à l'exutoire du micro-bassin d'intervention Bras d'Henri ont été utilisées. L'évapotranspiration potentielle (ETP) journalière a été calculée par DRAINMOD en utilisant la méthode basée sur la température de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948), en se basant sur la latitude de Saint-Narcisse-de-Beaurivage de 46°29' et un indice de chaleur de 88. Des coefficients mensuels d'ajustement ont été utilisés pour corriger les estimations obtenues avec Thornthwaite.

En ce qui concerne le modèle CATHY, les conditions limites à la surface de la parcelle sont données par la précipitation effective, qui est la précipitation réelle soustraite de l'évaporation potentielle. Le taux de transpiration potentielle ou l'extraction maximale possible de l'eau par les racines a été calculé à partir de l'évapotranspiration potentielle issue à la fois des plantes et de la surface du sol moins l'évaporation à la surface du sol. L'évapotranspiration potentielle a été évaluée au moyen de l'approche universelle FAO Penman-Montheith pour calculer l'évapotranspiration de référence et les coefficients de pondération des cultures (Allen *et al.* 1998; Pereira *et al.* 2006).

7.5.4. Calage et validation des modèles

Le calage et la validation de deux modèles ont été réalisés en comparant les données de débits mesurés et simulés au système de drainage. Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation et celles des paramètres de la relation de van Genuchten et Nielsen pour le modèle CATHY; la conductivité hydraulique à saturation latérale et les facteurs mensuels d'ajustement de l'évapotranspiration potentielle pour DRAINMOD ont été les principales données utilisées pour le calage. Les simulations ont été exécutées pendant la saison de croissance ou période végétative débutant vers la mi-mai jusqu'en octobre de chaque année. Cependant, l'intervalle de temps d'intérêt est focalisé sur quinze (15) jours de chaque saison tel qu'indiqué au Tableau 7.9. Ces jours d'intérêt sont les jours pendant lesquels les débits aux drains étaient manuellement mesurés afin de combler l'absence d'un système d'enregistrement automatique de ces débits à l'échelle de

la parcelle. Ces jours ont déterminé les périodes de calage et de validation. La procédure de calage a été réalisée pendant l'été et l'automne 2011 alors que les automnes 2010 et 2012 ont servi à la validation. Signalons qu'à l'exception de la saison d'été 2011, les jours d'intérêt ont coïncidé de façon générale avec la période d'après moisson; d'où, la transpiration des cultures était quasiment nulle.

Les potentiels de pression qui correspondent aux coefficients de réduction d'absorption de l'eau par les racines du maïs (*Zea mays*) et du soja (*Glycine max*) sont donnés au Tableau 6.1. Ceux de l'avoine (*Avena sativa*) sont : -0.15, -0.3, -4 et -80 m respectivement pour ψ_1 , ψ_2 , ψ_3 et ψ_4 (Simunek *et al.* 2008).

Tableau 7.9 : Périodes des procédures de calage et validation

Année	Saison	Jours d'intérêt (Jour Julien)	Culture	Procédure
2010	Automne	18 Octobre – 01 ^{er} Novembre (291 – 305)	Maïs	Validation
2011	Été	04 – 18 Juillet (185 – 199)	Soja	Calage
	Automne	17 – 31 Octobre (290 – 304)		
2012	Automne	19 Octobre – 03 Novembre (292 – 307)	Avoine	Validation

La quantification de la concordance entre les débits aux drains observés et simulés aux processus de calage et de validation a été évaluée par cinq (5) critères ou mesures statistiques, à savoir : le ratio entre l'écoulement total simulé (*ETS*) et celui mesuré (*ETM*) aux drains (*ETS/ETM*), le coefficient de détermination (R^2), le coefficient de Nash-Sutcliffe (*NSE*), l'indice d'accord (*d*) et le coefficient de Nash modifié (*NSE_m*).

7.5.5. Sensibilité de l'écoulement aux drains à la conductivité hydraulique à saturation

Dans la modélisation du mouvement de l'eau dans le sol, la conductivité hydraulique est la propriété la plus importante (Skaggs, 1980). Puisque le drainage artificiel implique l'écoulement latéral vers les drains lorsque ceux-ci sont situés dans la zone saturée, la conductivité hydraulique à saturation latérale de chaque horizon de sol au-dessus de la couche imperméable est une donnée d'entrée importante. Comme cette conductivité hydraulique contrôle le taux du mouvement de l'eau dans le sol et détermine la partition de l'eau entre le sol et le chenal (Cuo *et al.* 2006, 2009, 2011), une analyse *ad-hoc* de sensibilité de l'écoulement aux drains à la conductivité hydraulique

latérale à saturation a été réalisée. Ainsi, la valeur de conductivité hydraulique latérale à saturation, ayant servi au calage ou à la validation (C-V) des modèles, de chaque couche a été considérée dix fois plus élevée ($10 * K_{sXY}$) ou dix fois plus faible ($K_{sXY}/10$) à la fois (Tableaux 7.10 et 7.11) pour les deux modèles hydrologiques en utilisant la période de validation de l'automne 2012. Les épaisseurs des couches C1 à C4 étaient respectivement de 0.00-0.25, 0.25-0.75, 0.75-1.25, et 1.25-5.45 m.

Tableau 7.10: K_{sXY} (cm.h⁻¹) dans les différentes couches de sol pour le modèle DRAINMOD

Couche	K_{sXY}	$\frac{1}{10} K_{sXY}$ appliquée à				$10 * K_{sXY}$ appliquée à			
	C-V	C1	C2	C3	C4	C1	C2	C3	C4
C1	16.25	1.63	16.25	16.25	16.25	162.5	16.25	16.25	16.25
C2	162.70	162.70	16.27	162.70	162.70	162.70	1627.0	162.70	162.70
C3	16.25	16.25	16.25	1.63	16.25	16.25	16.25	162.5	16.25
C4	6.47	6.47	6.47	6.47	0.65	6.47	6.47	6.47	64.7

Tableau 7.11 : K_{sXY} (cm.h⁻¹) dans les différentes couches de sol pour le modèle CATHY

Couche	K_{sXY}	$\frac{1}{10} K_{sXY}$ appliquée à				$10 * K_{sXY}$ appliquée à			
	C-V*	C1	C2	C3	C4	C1	C2	C3	C4
C1	16.25	1.63	16.25	16.25	16.25	162.5	16.25	16.25	16.25
C2	97.56	97.56	9.76	97.56	97.56	97.56	975.6	97.56	97.56
C3	16.25	16.25	16.25	1.63	16.25	16.25	16.25	162.5	16.25
C4	25.92	25.92	25.92	25.92	2.59	25.92	25.92	25.92	259.2

*Ces valeurs de K_{sXY} en cm.h⁻¹ sont égales aux valeurs de K_{sXY} (en m.s⁻¹) données au Tableau 7.5.

7.6. Résultats et Discussion

7.6.1. Comparaison de volumes aux drains estimés par DRAINMOD et CATHY

a) Étape de calage

Les écoulements observés et simulés aux drains par les modèles DRAINMOD et CATHY sont présentés à la Figure 7.7, alors que le Tableau 7.12 présente les statistiques de performance des modèles pendant les périodes de calage (été et automne 2011). Deux comportements différents ont été notés. Pendant l'été, les écoulements simulés aux drains par les deux modèles étaient

généralement de part et d'autre de ceux observés tandis qu'en automne, DRAINMOD surestime et CATHY sous-estime les écoulements drainés.

En ce qui concerne les statistiques de performance, les deux modèles ont globalement présenté une faible performance en termes de R^2 et NSE pendant l'été (0.36 et -0.50 pour DRAINMOD, et 0.02 et -8.32 pour CATHY). Toutefois DRAINMOD a démontré une bonne valeur de d (0.71) comparativement à CATHY (0.22). Durant l'automne, DRAINMOD a une excellente performance pour R^2 (0.96) et d (0.93), et une bonne performance pour NSE (0.67); CATHY avait une bonne performance pour R^2 (0.74), une très bonne performance pour d (0.86) et une faible performance pour NSE (0.34). En termes d' ETM et d' ETS , les deux modèles ont bien performé : les écoulements de 5.66 et 5.28 mm respectivement pour DRAINMOD et CATHY comparés à celui mesuré de 5.85 mm en été, et les écoulements de 12.88 et 10.18 mm respectivement pour DRAINMOD et CATHY vis-à-vis de celui mesuré de 11.52 mm en automne.

Ces résultats nous permettent d'affirmer que les deux modèles ont donné une très bonne performance statistique durant l'automne qu'en été, c'est-à-dire aux valeurs plus élevées d' ETM : 11.52 mm *versus* 5.85 mm, et d' ETS : 12.88 mm *versus* 5.66 mm pour DRAINMOD et 10.18 mm *versus* 5.28 mm pour CATHY (automne *versus* été).

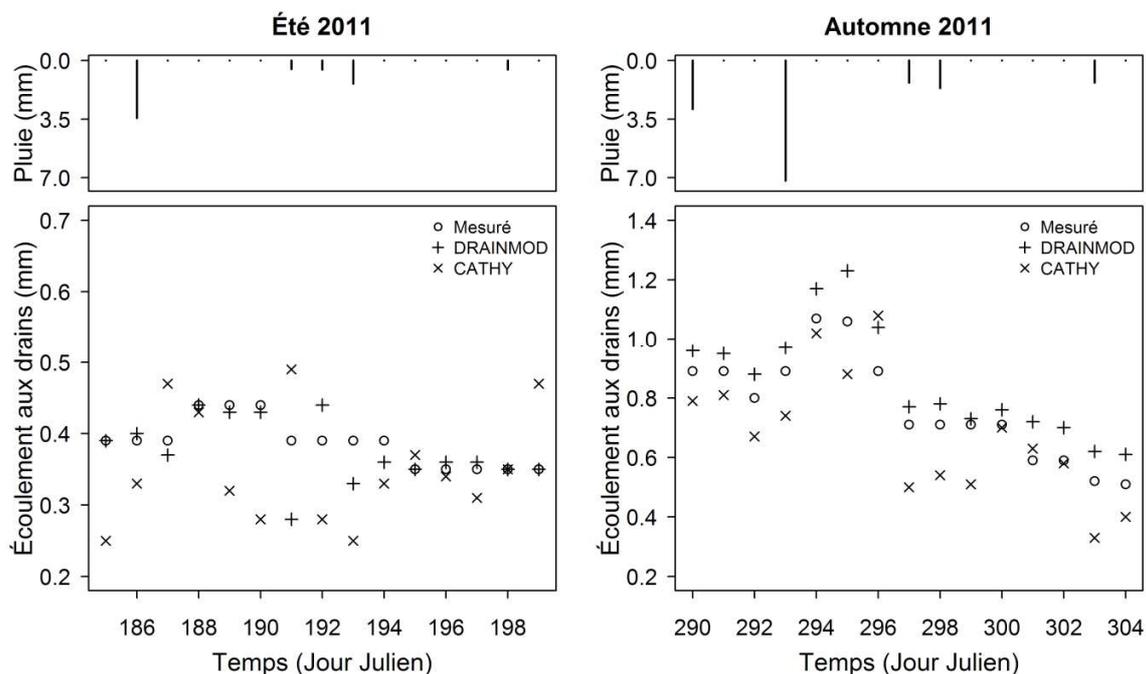


Figure 7.7 : Comparaison des écoulements mesurés et simulés aux drains par DRAINMOD et CATHY durant les périodes de calage : (a) été 2011 et (b) automne 2011

Tableau 7.12 : Mesures statistiques entre les écoulements observés et simulés pour les périodes de calage

Période	<i>ETM</i> (mm)	Model	<i>ETS</i> (mm)	<i>ETS/ETM</i> (-)	R^2 (-)	<i>NSE</i> (-)	<i>d</i> (-)
Été 2011	5.85	DRAINMOD	5.66	0.97	0.36	-0.50	0.71
		CATHY	5.28	0.90	0.02	-8.32	0.22
Automne 2011	11.52	DRAINMOD	12.88	1.12	0.96	0.67	0.93
		CATHY	10.18	0.88	0.76	0.34	0.86

b) Étape de validation

L'allure de courbes des écoulements drainés simulés et mesurés au cours des périodes de la validation (automne 2010 et 2012) est montrée à la Figure 7.8 et leurs critères de performance sont consignés au Tableau 7.13. Tel que signalé ci-haut, les courbes de DRAINMOD et CATHY sont de part et d'autre de la courbe des valeurs observées pendant la première période de validation, et durant la seconde période de validation, DRAINMOD tend à surestimer au moment où CATHY tend à sous-estimer les écoulements aux drains.

Les valeurs de R^2 et *NSE* ont indiqué une faible performance durant l'automne 2010 et une excellente performance durant l'automne 2012 pour les deux modèles. Elles valaient

respectivement 0.31 et -0.25 pour DRAINMOD, et 0.10 et -1.41 pour CATHY en automne 2010; 0.97 et 0.79 pour DRAINMOD, et 0.87 et 0.73 pour CATHY en automne 2012. Une excellente performance à l'égard de R^2 (0.972) et d (0.958), et une bonne performance de NSE (0.794) sont observées pour DRAINMOD à l'automne 2012. En termes de d , DRAINMOD a produit une bonne performance (0.72) et CATHY une performance passable (0.52) en automne 2010; tandis qu'ils ont donné une excellente performance en automne 2012 (0.96 et 0.91). En ce qui concerne les écoulements totaux aux drains simulés, la performance de deux modèles a été bonne; c'est-à-dire quand on compare les valeurs des ETM de 4.29 et 10.46 mm à celles des ETS de 4.47 et 13.67 mm pour DRAINMOD, et 4.21 et 7.67 mm pour CATHY.

À l'exception de la valeur du ratio ETS versus ETM en été 2011 pour DRAINMOD, il a été remarqué que pour ce dernier, ce ratio est supérieur à 1.00 (il vaut 1.12, 1.13 et 1.04 respectivement en automnes 2010, 2011 et 2012) et celui de CATHY est inférieur à 1.00 (0.90, 0.88, 0.73 et 0.98 respectivement en été 2011 et automnes 2010, 2011 et 2012), et leur écart de 1.00 est presque le même. Ces résultats ont révélé les bonnes performances de deux modèles et illustré que DRAINMOD surestime alors que CATHY sous-estime les écoulements simulés au réseau de drainage souterrain.

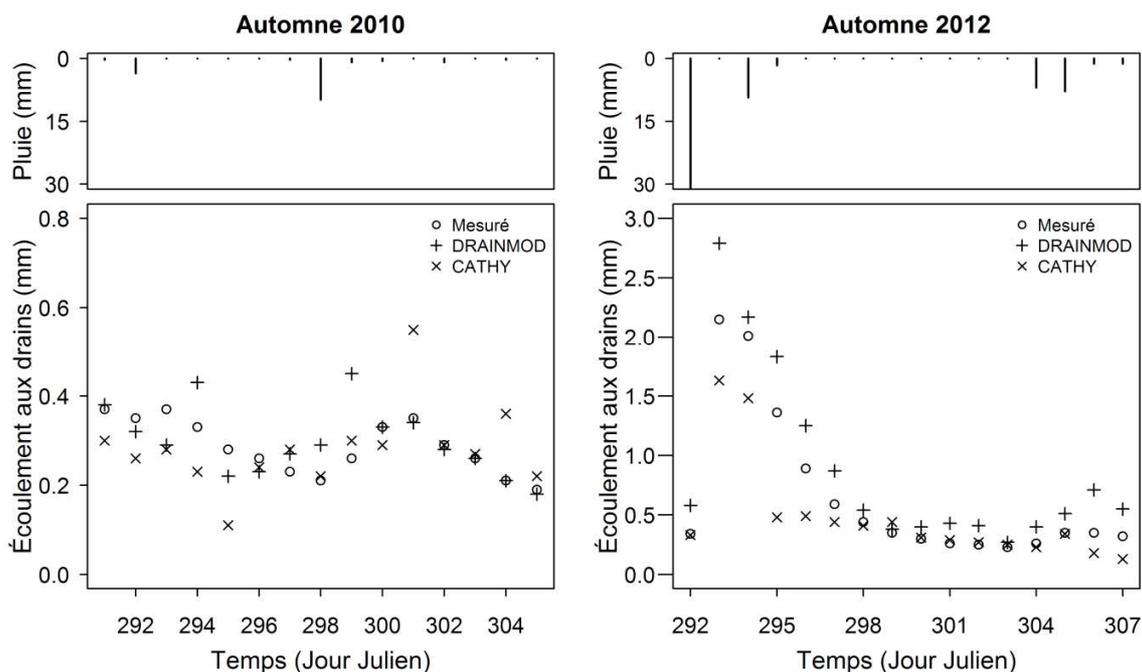


Figure 7.8 : Courbes des écoulements mesurés et simulés aux drains par DRAINMOD et CATHY au cours des périodes de validation : (a) automne 2010 et (b) automne 2012

Tableau 7.13 : Mesures statistiques entre les écoulements observés et simulés pour les périodes de validation

Période	ETM (mm)	Model	ETS (mm)	ETS/ETM (-)	R ² (-)	NSE (-)	d (-)
Automne 2010	4.29	DRAINMOD	4.47	1.04	0.31	-0.25	0.72
		CATHY	4.21	0.98	0.10	-1.41	0.52
Automne 2012	10.46	DRAINMOD	13.67	1.31	0.97	0.79	0.96
		CATHY	7.67	0.73	0.87	0.73	0.91

La Figure 7.9 illustre les écoulements aux drains prédits par DRAINMOD et CATHY, et la plage d'incertitude (en gris) associée à une erreur de $\pm 20\%$ sur les écoulements aux drains mesurés pour toutes les périodes de simulation. Les valeurs correspondantes de NSE_m sont données au Tableau 7.14. Il a été constaté que NSE_m a augmenté la performance des modèles comparé à NSE . Par exemple, les écoulements simulés aux drains par DRAINMOD étaient pratiquement à l'intérieur de la plage d'incertitude, caractérisés par une valeur de NSE_m proche de 1.00 en automne 2011. Les valeurs les plus élevées de NSE_m pour les deux modèles ont été notées en automnes 2011 et 2012; deux périodes correspondant aux écoulements les plus élevés mesurés aux drains. Ainsi, la performance de CATHY était excellente (0.96 et 0.92 au lieu de 0.34 et 0.73 en termes de NSE)

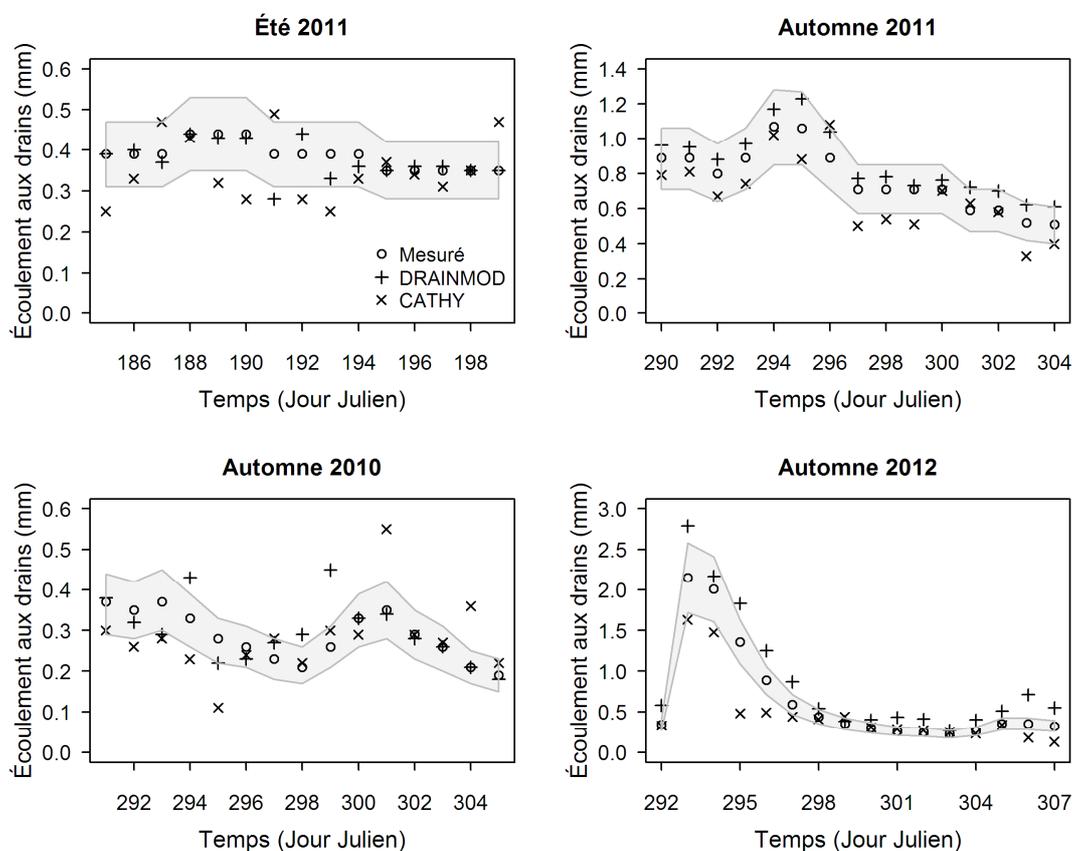


Figure 7.9 : Écoulements aux drains simulés par DRAINMOD et CATHY, et la plage d'incertitude avec une erreur de $\pm 20\%$ sur les valeurs observées (en gris) : (a) été 2011, (b) automne 2011, (c) automne 2010 et (d) automne 2012.

Tableau 7.14 : Performance des modèles DRAINMOD et CATHY en termes de NSE_m .

Processus	Calage		Validation	
	Été 2011	Automne 2011	Automne 2010	Automne 2012
DRAINMOD	0.90	0.99	0.61	0.95
CATHY	-0.32	0.96	0.22	0.92

Il avait été signalé qu'au cours d'une étude d'inter-comparaison de MIKE SHE (un modèle distribué et à échelle bassin versant) et DRAINMOD (un modèle local et à échelle parcellaire) en termes de leurs performances de prédiction des écoulements de surface (somme des écoulements aux drains et du ruissellement de surface), Dai *et al.* (2010) ont observé que les deux modèles ont démontré relativement une grande incertitude en simulant les écoulements de surface pendant les

années les plus sèches. De manière similaire, les résultats de cette étude ont révélé que les performances de DRAINMOD et CATHY étaient faibles durant les périodes à faibles écoulements mesurés aux drains. Ainsi, les deux modèles ont simulé avec succès les écoulements au réseau de drainage souterrain pendant les périodes caractérisées par des valeurs plus élevées d'écoulements mesurés aux drains.

7.6.2. Impact de la conductivité hydraulique à saturation sur l'écoulement aux drains

La variation de Ks_{XY} dans chaque couche à la fois du milieu poreux a affecté différemment l'écoulement aux drains simulés par les deux modèles (Figure 7.10). Comparées à l'écoulement cumulé aux drains issu de Ks_{XY} du calage ou de la validation (C-V), la première couche (C1) et la seconde couche (C2) n'ont généralement pas eu d'impact sur l'écoulement drainé lorsque Ks_{XY} était multipliée ou divisée par dix. Lorsque Ks_{XY} était divisée par dix dans les troisième et quatrième couches (C3 et C4), l'écoulement cumulé aux drains de DRAINMOD et CATHY a respectivement augmenté et diminué légèrement dans le premier cas, et diminué et augmenté légèrement dans le second cas. Il a été noté que pour DRAINMOD, la courbe d'écoulement cumulé aux drains C4 résultant de la multiplication de Ks_{XY} par dix dans la quatrième couche coupe la courbe C-V en un point. Avant ce point, l'écoulement cumulé aux drains augmente. Après ce point, en multipliant Ks_{XY} par dix dans la troisième ou la quatrième couche, l'écoulement cumulé aux drains diminue. Pour CATHY, l'écoulement aux drains a diminué lorsque Ks_{XY} était multipliée par dix dans la troisième ou la quatrième couche; mais la diminution d'écoulement aux drains induite par C4 était plus élevée que celle de C3.

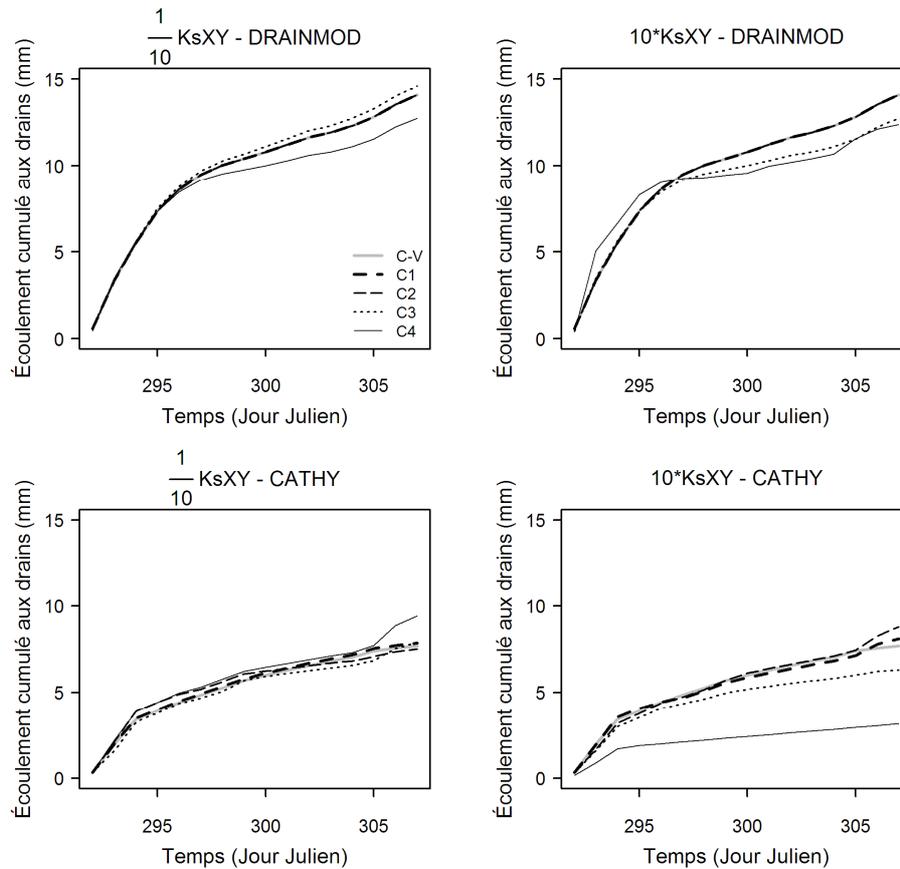


Figure 7.10 : Impact de la variation de la conductivité hydraulique à saturation latérale dans chaque couche à la fois du milieu poreux : (a) $\frac{1}{10} K_{sXY}$ – DRAINMOD; (b) $10 K_{sXY}$ – DRAINMOD; $\frac{1}{10} K_{sXY}$ – CATHY; et $10 K_{sXY}$ – CATHY

En ce qui concerne le modèle CATHY, Muma *et al.* (2014) ont trouvé que le paramètre le plus influent à l'écoulement aux drains et à la sortie du micro-bassin était la valeur de K_{sXY} dans les couches sous celles dans lesquelles se trouvent les systèmes de drainage agricole souterrain. En multipliant ou en divisant par dix la valeur de K_{sXY} dans chaque couche à la fois, cette étude a par ailleurs mis en évidence que la couche de sol sous les systèmes de drainage souterrain avait un impact important sur l'écoulement aux drains simulé par les deux modèles.

7.7. Conclusion

La capacité de deux modèles hydrologiques, DRAINMOD et CATHY, à simuler l'écoulement aux drains a été évaluée et comparée. Du point de vue de la qualité d'ajustement (*Goodness-of-Fit*), les résultats obtenus ont montré que la performance de deux modèles était faible au cours des périodes d'écoulement aux drains mesuré faible. Le calage et la validation des modèles pendant les périodes à écoulement aux drains mesuré plus élevé ont fait ressortir d'une part, que DRAINMOD avait la tendance de surestimer l'écoulement drainé tandis que CATHY avait la tendance opposée, celle de sous-estimer l'écoulement aux drains. D'autre part, en observant les ratios des écoulements totaux aux drains (simulés *versus* mesurés), les deux modèles ont bien performé; et sans nul doute, DRAINMOD a produit des meilleurs résultats que CATHY.

Les différences entre les deux sont liées aux processus simulés ou non par chaque modèle, à savoir les processus d'exfiltration et de percolation (*seepage*), et d'évapotranspiration au cours des jours où il y avait de précipitation.

Pour ce qui est de l'impact de la conductivité hydraulique à saturation horizontale sur l'écoulement aux drains, ce sont les couches les plus profondes qui ont démontré une grande influence. Dans cet ordre d'idées, un effort devrait être surtout focalisé sur la réalisation des mesures additionnelles de la conductivité hydraulique à saturation des couches sous celles où est localisé le système de drainage souterrain.

La validation de CATHY à simuler l'écoulement drainé serait davantage testé en installant un système automatique de mesure de l'écoulement aux drains à la parcelle dans le but d'obtenir des données plus longues d'écoulement drainé mesuré.

Cette étude a démontré que DRAINMOD et CATHY peuvent de manière fiable simuler l'écoulement aux drains pendant les périodes humides, c'est-à-dire quand il est impératif de connaître si un système de drainage souterrain satisfait aux critères de conception. Par ailleurs, cette étude a révélé que même si un modèle est largement appliqué à la conception et à la compréhension des systèmes de drainage artificiel (DRAINMOD), il peut y avoir certaines conditions de terrain sous lesquelles le modèle ne peut pas donner des résultats satisfaisants à cause d'une représentation inadéquate de certains processus hydrologiques principaux.

Entretemps, l'application d'un modèle complexe (CATHY) ne signifie pas une augmentation de la performance des simulations. Par conséquent, l'utilisation ou l'application d'un modèle dépend de la nature du problème ou des objectifs de la modélisation.

CHAPITRE 8

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'étude du bilan hydrique est cruciale pour la gestion durable des bassins versants, spécialement sous les impacts de changements d'utilisation des sols induits par l'homme. Il est important de simuler les composantes principales du bilan hydrologique pour la détermination d'impacts des cultures, la gestion de l'eau et des sols sur la quantité et la qualité de l'eau. De ce fait, la modélisation hydrologique peut jouer un rôle important dans la compréhension, la prévision et l'atténuation de la détérioration de la qualité de l'eau, et la génération des crues et des sécheresses. Les résultats obtenus à l'issue de ces travaux ont permis d'étendre nos connaissances sur les interactions entre les eaux de surface et eaux souterraines avec un accent spécial mis sur le rôle des propriétés de sol et des drains souterrains agricoles sur l'hydrologie d'un micro-bassin. Cette conclusion globale inclut la synthèse de chaque type d'étude, la contribution de ces travaux à l'avancement de nos connaissances et les perspectives d'avenir (Figure 8.1).

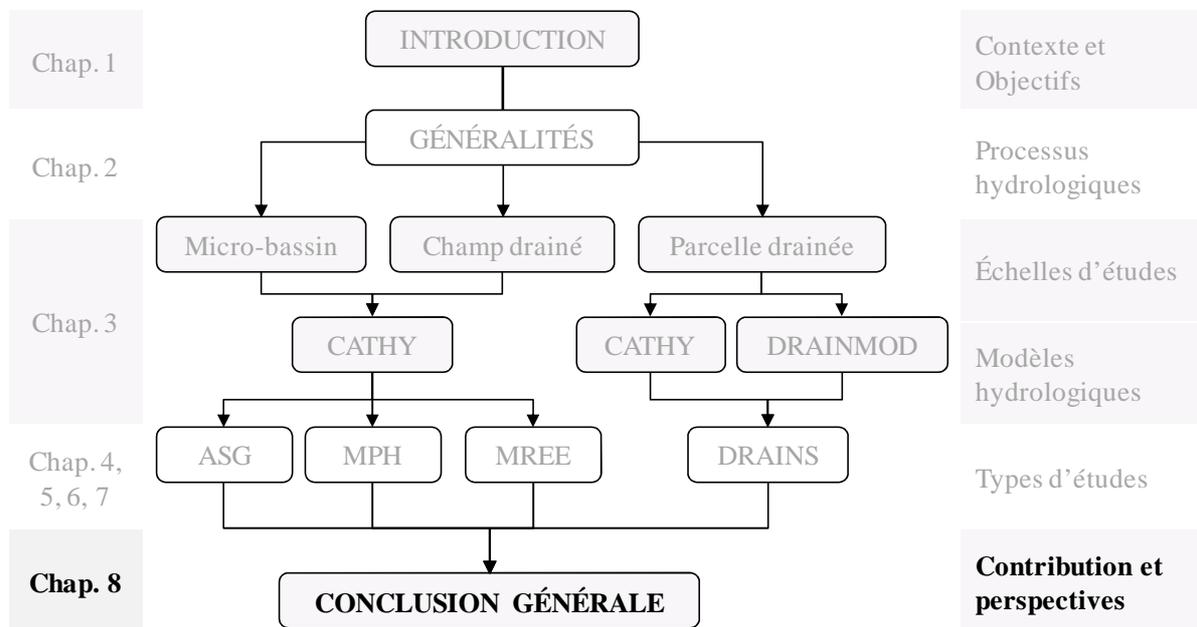


Figure 8.1 : Positionnement de la conclusion générale dans la représentation schématique de la structure générale de la thèse

8.1. Synthèse générale

Les modèles hydrologiques sont conçus afin de répondre à la question de Penman (*où va l'eau des pluies?*). Ils sont utilisés dans la planification, la conception et l'exécution des projets pour la conservation des ressources eau-sol et protéger leur qualité. Ils sont fondamentaux dans la quantification des impacts des stratégies de gestion liant les activités humaines au sein du bassin à la quantité et la qualité de l'eau pour la protection des ressources environnementales et hydriques. L'évaluation des impacts de changements d'utilisation de sol sur les ressources en eau et la productivité agricole est faite au moyen de modèles hydrologiques. Cependant, les informations tirées de ces modèles sont sensibles à la complexité et à la grande variabilité des systèmes naturels (paramètres de calage, échelles d'étude, structures internes, conditions limites). Les travaux de cette thèse ont permis de mener une étude visant à analyser la sensibilité des principaux paramètres d'entrée du modèle CATHY, vis-à-vis de deux variables de sortie. Elle a été réalisée en tout premier lieu afin d'identifier les paramètres clés ou plus influents (chapitre 4).

La pierre angulaire de ces travaux ayant été d'analyser l'impact des drains agricoles souterrains sur le fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant, une étude de modélisation des processus hydrologiques à l'échelle du micro-bassin a été réalisée par l'entremise du modèle CATHY (chapitre 5). Il s'agissait de vérifier si ce modèle pouvait reproduire les effets du drainage souterrain sur les écoulements afin de pouvoir l'utiliser pour mieux comprendre l'impact des propriétés hydrodynamiques des sols sur l'hydrologie du micro-bassin.

Dans le but de comparer l'aptitude du modèle CATHY à simuler les écoulements à un réseau de drainage souterrain à celle de DRAINMOD, l'introduction d'un module racinaire d'extraction de l'eau (MREE) dans le premier modèle s'est avérée primordiale en vue d'une comparaison équilibrée (chapitre 6); étant donné que dans la version originale du modèle CATHY, l'évapotranspiration se faisait uniquement à la surface du milieu poreux contrairement au modèle DRAINMOD qui est équipé d'un module de ce processus.

Le drainage des terres agricoles est une des pratiques majeures de maîtrise de la ressource hydrique. La connexion des nappes avec le réseau hydrographique naturel (rivière) ou anthropique (drainage) détermine fortement le transfert des écoulements de surface et souterrains vers le réseau. C'est ainsi qu'une étude de simulation des écoulements à la sortie d'un système de

drainage souterrain a été menée afin d'évaluer la capacité du modèle CATHY à modéliser les débits drainés (chapitre 7).

Le chapitre 4 a abordé l'étude de l'analyse de sensibilité globale du modèle CATHY afin de contribuer à la compréhension des interactions entre les eaux de surface et eaux souterraines en présence des drains souterrains avec un accent spécial mis sur le rôle de propriétés des sols (premier objectif de la thèse). Elle a consisté à utiliser les méthodes FAST99 et Sobol2002, deux méthodes d'analyse de sensibilité globale fondées sur le principe de décomposition de la variance. Les résultats obtenus ont indiqué que la conductivité hydraulique horizontale à saturation dans les couches de sol sous les drains était le paramètre qui influençait le plus l'écoulement tant aux systèmes de drainage qu'à l'exutoire du micro-bassin. C'est le paramètre pour lequel une simple variation peut entraîner des variations considérables dans les sorties du modèle. En outre, la conductivité hydraulique verticale à saturation dans les deux premières couches de surface, la conductivité hydraulique tant verticale que latérale dans le groupe des couches de sols où sont implantés les drains et le potentiel de pression d'entrée de l'air, grâce à leurs interactions avec d'autres paramètres, étaient influents vis-à-vis de l'écoulement aux drains. L'utilisation et la gestion de l'eau sont au centre des grandes questions de la productivité et la dégradation des sols, et la variabilité des propriétés physiques décrites par l'anisotropie de la conductivité hydraulique à saturation du sol est nécessaire pour expliquer l'hydrologie du bassin versant.

Le chapitre 5 a permis de réaliser la modélisation hydrologique en utilisant le modèle CATHY afin de simuler les écoulements à l'exutoire du micro-bassin Bras d'Henri, d'analyser l'impact des drains et des propriétés de sol sur les écoulements à l'exutoire, sur le couplage des eaux de surface et eaux souterraines, sur l'hydrogramme d'écoulement à l'exutoire, sur la résolution numérique du modèle CATHY, et de comparer l'utilisation de conductivités hydrauliques anisotropes et isotropes sur les écoulements aux réseaux de drainage et à l'exutoire du micro-bassin (deuxième objectif de la thèse).

Le modèle a bien simulé les écoulements à la sortie du micro-bassin. L'approche traditionnelle selon laquelle les drains agricoles souterrains évacuent plus vite les eaux de pluie vers l'exutoire a été appuyée par l'analyse de la variation d'emménagement dans le sol. Les drains, en augmentant la capacité de drainage du sol, diminuent les écoulements d'eau du milieu poreux

vers l'exutoire. Cette diminution correspond à la contribution des drains à l'écoulement à l'exutoire. Cependant, par rapport au scénario de référence, les drains souterrains pouvaient augmenter ou diminuer ces écoulements : tout dépendait de la valeur de conductivité hydraulique à saturation dans les couches les plus profondes.

Lors de l'analyse du couplage des eaux de surface et eaux souterraines ou la répartition des eaux de pluie en ruissellement et infiltration, les drains ont diminué l'exfiltration et le ruissellement de surface tandis qu'ils ont augmenté l'infiltration. Les écoulements de ces processus pouvaient augmenter ou diminuer par rapport au scénario de référence.

En analysant l'hydrogramme d'écoulement à l'exutoire, il a été observé que l'exfiltration était le processus le plus dominant, les pointes étaient largement dominées par le ruissellement de surface et les variations d'écoulement aux drains étaient faibles.

De l'impact du sol et des systèmes de drainage agricole souterrain sur le fonctionnement du modèle, il a été observé que le nombre de pas de temps de simulations avec drainage était supérieur à celui des simulations sans drains. Les scénarios avec anisotropie se comportaient différemment de ceux avec isotropie en termes du plus petit et du plus grand pas de temps. Les variations du nombre d'itérations étaient plus élevées lorsque le milieu poreux était moins conducteur dans la direction latérale.

Lorsque l'anisotropie d'un groupe de couches était remplacée à la fois par l'isotropie, seul le cinquième groupe de couches, localisé en dessous de celui regorgeant les réseaux de drainage, s'était différemment comporté par rapport aux autres groupes de couches. Si besoin en est, c'est au cinquième groupe de couches que des études plus élaborées d'échantillonnage des propriétés de sol devraient plus être menées. Cette étude a confirmé celle de l'analyse de sensibilité du modèle CATHY. C'est le groupe des couches le plus profond qui a été plus influent aux écoulements tant aux réseaux de drainage qu'à l'exutoire du micro-bassin.

Le chapitre 6 a permis d'introduire une sous-routine (module) dans le code du modèle CATHY afin de prendre en compte le processus d'extraction de l'eau du sol par les racines de deux cultures annuelles (troisième objectif de la thèse). La variation du volume emmagasiné cumulé, le volume net cumulé à la limite du milieu poreux et aux systèmes de drainage souterrain ont été les variables qui ont été utilisées pour évaluer ce module racinaire d'extraction de l'eau.

Des quatre modèles de distribution de la densité racinaire utilisés (une forme uniforme, une forme non linéaire et deux formes exponentielles), le modèle uniforme a donné des résultats plus proches de ceux trouvés dans la littérature. Le module racinaire d'extraction de l'eau a diminué la quantité d'eau sortant à la limite du milieu poreux et celle qui passait par les systèmes de drainage souterrain, et a augmenté la quantité d'eau sortant du milieu poreux (domaine d'écoulement).

Il a été aussi observé que l'absorption de l'eau par le maïs (*Zea mays*) était plus élevée que celle du soja (*Glycine max*) à la limite du domaine d'écoulement. Les systèmes de drainage souterrain ont induit des conditions favorables à la diminution de la quantité d'eau sortant à la surface du domaine d'écoulement suite à l'extraction de l'eau du sol par le maïs (*Zea mays*). Plus un nœud de surface était éloigné d'un autre nœud de surface sous lequel se trouvait un nœud appartenant aux systèmes de drainage souterrain, plus son humidité diminuait. Lorsque la profondeur racinaire maximale du maïs (*Zea mays*) était diminuait de 1.00 m à 0.75 m, le module racinaire d'extraction de l'eau a diminué la quantité d'eau sortant à la limite du domaine d'écoulement et celle à travers les réseaux de drainage souterrain

Le chapitre 7 a permis d'évaluer la capacité du modèle CATHY (modèle tridimensionnel) à simuler les écoulements à la sortie d'un système de drainage agricole d'une parcelle du micro-bassin en comparant sa performance à celle du modèle DRAINMOD, considéré comme modèle « étalon » (largement utilisé à travers le monde) dans ce type d'étude (quatrième objectif de la thèse). Une analyse succincte de l'impact de la conductivité hydraulique à saturation latérale de chaque couche sur l'écoulement sortant du système de drainage par les deux modèles a été réalisée.

Le point saillant ressorti de cette étude est que la performance de ces deux modèles a été faible au cours des périodes d'écoulement aux drains mesuré faible. Pendant les périodes à écoulement aux drains plus élevé, les deux modèles ont donné une bonne performance. Sans nul doute, DRAINMOD a produit des meilleurs résultats que CATHY. Ceci est lié aux processus simulés ou non par chacun de ces deux modèles. Cette étude a révélé que DRAINMOD avait la tendance de surestimer l'écoulement aux drains au moment où CATHY le sous-estimer.

L'analyse de l'impact de la conductivité hydraulique à saturation latérale de chaque couche ou groupe de couches de sol à la fois sur l'écoulement aux drains a mis en évidence que la couche de

sol sous le réseau de drainage souterrain avait un impact important sur l'écoulement aux drains pour les deux modèles.

8.2. Contribution et perspectives d'avenir

Les processus hydrologiques à la surface du sol et dans ce dernier déterminent entre autres comment la précipitation est partitionnée entre l'infiltration, le ruissellement, l'évapotranspiration et la recharge des eaux souterraines. La modélisation de ces processus à l'échelle d'un bassin versant est nécessaire voire indispensable et se trouve être un préalable pour la quantification des flux de pesticides associés au mouvement de l'eau. Elle permet une meilleure gestion des pratiques agricoles. Cette étude vient contribuer à l'avancement de la compréhension des écoulements sur les terres agricoles artificiellement drainées afin d'orienter les actions visant à réduire les risques de la dégradation de la qualité des eaux superficielles. Elle est une des premières applications du modèle CATHY à la simulation des processus hydrologiques en présence de drains souterrains agricoles et du phénomène de l'extraction de l'eau du sol par des cultures annuelles.

En ce qui concerne l'étude d'analyse de sensibilité de ce modèle, Sulis *et al.* (2011a) ont réalisé l'étude d'impact des modèles numériques de terrain de différentes résolutions sur la modélisation hydrologique du modèle CATHY. Lefrancq *et al.* (2008) ont étudié de manière très succincte (un sol homogène et un paramètre à la fois) l'influence de certains paramètres physiques (la conductivité hydraulique, le coefficient d'emmagasinement, les paramètres de van Genuchten, le coefficient de Manning, la base et la porosité, la condition initiale et les drains) sur la réponse hydrologique du micro-bassin d'intervention Bras d'Henri sans jamais identifier lequel de ces paramètres influençait davantage l'écoulement à l'exutoire et aux systèmes de drainage. L'analyse de sensibilité réalisée dans cette étude a identifié les paramètres les plus sensibles vis-à-vis de l'écoulement aux drains et à celui sortant du micro-bassin. En considérant l'hétérogénéité dans le profil du sol, cette étude permettrait de savoir à quelles profondeurs ou dans quelles couches de sols l'effort de caractérisation devait être concentré.

À notre connaissance, des études relatives au test (évaluation) et à l'application du modèle CATHY qui ont déjà été réalisées (Bixio, 2002; Orlandini, 2002; Paniconi *et al.* 2003; D'Haese *et al.* 2007; Gauthier *et al.* 2009; Sulis *et al.* 2010, 2011a,b; Broda *et al.* 2011; Zanelo, 2011; Dagès *et al.* 2012; Guay *et al.* 2012; Passadore *et al.* 2012; Rivard *et al.* 2014), il n'existait pas encore d'études exhaustives de ce modèle sur les processus hydrologiques sous influence de drains souterrains artificiels, et les effets de l'isotropie et anisotropie de la conductivité

hydraulique à saturation du sol sur les écoulements. De même, aucune étude n'avait abordé l'évaluation de la transpiration des cultures annuelles par le modèle CATHY en utilisant la notion de distribution de densité racinaire et les paramètres de Feddes.

Dans cet ordre d'idée, non seulement cette étude contribue significativement à la compréhension du modèle CATHY mais aussi elle éclaire davantage nos connaissances sur l'impact des drains agricoles souterrains et des propriétés hydrodynamiques sur les écoulements. Elle est la première application d'un modèle à 3D sur un bassin versant en ce qui a trait à l'étude de drainage souterrain agricole.

Les activités humaines ne cessent d'induire des changements drastiques dans l'humidité du sol, la température, la longueur des saisons de croissance, le ruissellement de surface, l'érosion du sol et la dynamique des sédiments. Une étude d'analyse de sensibilité du modèle CATHY à des configurations différentes de précipitation pourrait améliorer davantage notre compréhension des processus hydrologiques.

Étant donné que les drains souterrains ont une forte incidence sur les rejets des polluants agricoles dans les rivières, l'installation d'un système automatisé pour la mesure des débits à la sortie de tous les réseaux de drainage dans le micro-bassin apporterait beaucoup d'information tant pour la modélisation hydrologique que pour celle de la qualité de l'eau. L'étude hydrologique des drains souterrains pourrait alors se faire sur une période plus ou moins longue.

Dans la parcelle drainée qui a fait l'objet de l'étude de comparaison des modèles CATHY et DRAINMOD, si les facteurs techniques le permettent, il faudrait prévoir l'installation d'un piézomètre au milieu du réseau de drainage afin de suivre les fluctuations de la nappe résultant du fonctionnement des drains. Le piézomètre *PS-OIS* se rapportant à cette parcelle drainée est localisé en amont du réseau de drainage et par conséquent, le niveau de l'eau dans ce piézomètre est toujours plus bas par rapport à la profondeur à laquelle se trouvent les drains. Cette opération peut s'étendre aux autres réseaux de drainage souterrain présents dans le micro-bassin.

Afin de permettre une étude beaucoup plus complète de l'introduction du module d'extraction d'eau par les racines dans le modèle CATHY, l'installation des lysimètres permettant de suivre ou d'étudier l'évolution de l'eau dans le sol serait à envisager. Ceci contribuerait à valider les résultats de l'introduction de ce module dans le modèle CATHY. Une étude de l'impact de la

conductivité hydraulique à saturation sur le module d'extraction d'eau par les racines pourrait aussi être réalisée.

RÉFÉRENCES

- Abbott MB, Bathurst JC, Cunge JA, O'Connell PE & Rasmussen J (1986a) An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87(1–2):45-59.
- Abbott MB, Bathurst JC, Cunge JA, O'Connell PE & Rasmussen J (1986b) An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87(1–2):61-77.
- Agriculture & Agri-food Canada (2004a) Greencover Canada.
http://www.agr.gc.ca/env/greencover-verdir/index_e.phtml (Consulté le 20 Mai 2011)
- Agriculture & Agri-food Canada (2004b) Watershed Evaluation of BMPs (WEBs).
http://www.agr.gc.ca/env/greencover-verdir/webs_abstract_e.phtml (Consulté le 20 Mai 2011).
- Agriculture & Agri-food Canada (2004c) Watershed evaluation of BMPs (WEBs).
<http://www.agr.gc.ca/AAFC-AAC/displa-afficher.do?id=1228497657135&lang=eng>
(Consulté le 20 Mai 2011).
- Agriculture & Agroalimentaire Canada (2010) Évaluation des pratiques de gestion bénéfiques à l'échelle des bassins hydrographiques (EPHB) : pour une planification améliorée du paysage agricole - examen quadriennal 2004/5-2007/8, Ottawa, ON.
- Agriculture & Agroalimentaire Canada (2013) Données tirées de l'atlas géographique du projet du Bras d'Henri/Fourchette, Québec (2004-2013) dans le cadre du programme national d'Évaluation des Pratiques de gestion bénéfiques à l'échelle des bassins hydrographiques (ÉPBH). Centre de recherche et de développement sur les sols et les grandes cultures, Sainte-Foy, Québec, Canada.
- Allen RG (2008) Crop coefficients Trimble SW (Auteur) *Encyclopedia of water science, Volume I, Second Edition*. Taylor & Francis Group, New York, pp 117-120.

- Allen RG, Pereira LS, Raes D & Smith M (1998) Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Roma.
- Amatya DM, Skaggs RW & Gregory JD (1995) Comparison of methods for estimating potential evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 121(6):427-453.
- Arjoon D, Prasher SO & Gallichand J (1993) Reducing water pollution from an organic soil. Joint CSCE-ASCE National Conference on Environmental Engineering. ASCE, p 573-580.
- Arlot MP (1999) Nitrate dans les eaux: drainage acteur, drainage témoin? Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, 446 p.
- Bailey AD & Bree T (1981) Effect of improved land drainage on river flood flows. Institution of Civil Engineers *Floods studies report – Five years on*, Thomas Telford, London, p. 131-142.
- Baker JL & Johnson HP (1976) Impact of subsurface drainage on water quality. Proceedings from the 3rd National Drainage Symposium, Chicago, Ill.
- Bastien C, Madramootoo P, Enright P & Caux PY (1990) Pesticide movement on agricultural lands in Quebec. American Society Agricultural Engineers, Conference, paper n° 90-2513, 14 p.
- Beaulieu R (2001) Drainage souterrain - Drainage de surface: des questions d'actualité. Ministère de l'Agriculture, des Pêches et de l'Alimentation du Québec, Québec, 11 p.
- Bessiere H (2008) Assimilation de données variationnelle pour la modélisation hydrologique distribuée des crues à cinétique rapide. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, Institut National Polytechnique de Toulouse, 321 p.
- Beven K (1989) Changing ideas in hydrology — The case of physically-based models. *Journal of Hydrology* 105(1-2):157-172.
- Beven K (2001) *Rainfall-runoff modelling: The Primer*. John Wiley & Sons, Chichester, 360 p.

- Bixio AC, Orlandini S, Paniconi C & Putti M (2000) Physically-based distributed model for coupled surface runoff and subsurface flow simulation at the catchment scale. Bentley LR, Sykes JF, Brebbia CA, Gray WG & Pinder GF (Édit.) *Computational Methods in Water Resources*, Balkema, Rotterdam, the Netherlands, Vol. 2, p 1115-1122.
- Bixio AC, Gambolati G, Paniconi C, Putti M, Shestopalov VM, Bublik VN, Bohuslavsky AS, Kastelteseva NB & Rudenko YF (2002) Modeling groundwater-surface water interactions including effects of morphogenetic depressions in the Chernobyl exclusion zone. *Environmental Geology*, 42(2-3), 162-177.
- Borin M, Morari F, Bonaiti G, Paasch M & Wayne Skaggs R (2000) Analysis of DRAINMOD performances with different detail of soil input data in the Veneto region of Italy. *Agricultural Water Management* 42(3):259-272.
- Bouarfa S & Zimmer D (2000) Water-table shapes and drain flow rates in shallow drainage systems. *Journal of Hydrology* 235(3-4):264-275.
- Boumans JH (1976) Drainage calculations in stratified soils using the anisotropic soil model to simulate hydraulic conductivity conditions. Wesseling J (Édit.) *Proceedings of the international drainage workshop*. ILRI Publication 25, Wageningen, p. 108-123.
- Bouwer H & van Schilfgaarde J (1963) Simplified method of predicting fall of water table in drained land. *Transaction of the ASAE* 6(4):288-291.
- Broda S, Paniconi C & Larocque M (2011) Numerical investigation of leakage in sloping aquifers. *Journal of Hydrology*, 409(1-2):49-61.
- Brooks RH & Corey AT (1964) Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3, Colorado State University, Fort Collins, CO.
- Brooks RH & Core AT (1966) Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of Irrigation and Drainage Division*, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 92(IR2):61-88.

- Brown LC & Zucker LA (Édit.) (1998) *Agriculture drainage: Water quality impacts and subsurface drainage studies in the Midwest*. The Ohio State University, Ohio State University Extension Bulletin 871, 40 p.
- Brunner P & Simmons CT (2012) HydroGeoSphere: A Fully Integrated, Physically Based Hydrological Model. *Ground Water* 50(2): 170-176.
- Brutsaert WH (1982) *Evaporation into atmosphere - Theory, history and applications*. Reidel Publishing Company, Dordrecht (NL).
- Basin Technical and Scientific Advisory Committee (BTSAC) (2012) *Water management options for subsurface drainage: Briefing Paper 2*. <http://www.rrbdin.org/archives/4520> (Consulté le 20 Mai 2014).
- Cambardella CA, Moorman TB, Jaynes DB, Hatfield JL, Parkin TB, Simpkins WW & Karlen DL (1999) Water Quality in Walnut Creek Watershed: Nitrate-Nitrogen in Soils, Subsurface Drainage Water, and Shallow Groundwater. *Journal of Environmental Quality* 28(1):25-34.
- Camporese M, Daly E, Dresel PE & Webb AW (2014) Simplified modeling catchment-scale evapotranspiration via boundary condition switching. *Advances in Water Resources* 69: 95-105.
- Camporese M, Paniconi C, Putti M & Orlandini S (2010) Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resources Research* 46(2):W02512.
- Carlier JP, Kao C & Ginzburg I (2007) Field-scale modeling of subsurface tile-drained soils using an equivalent-medium approach. *Journal of Hydrology* 341(1-2):105-115.
- Clemente RS, Jong RD, Hayhoe HN, Reynolds WD & Hares M (1994) Testing and comparison of three unsaturated soil water flow models. *Agricultural Water Management* 25(2):135-152.

- Clothier BE & Green SR (1997) Roots: the Big Movers of Water and Chemical in Soil. *Soil Science* 162(8):534-543.
- Colwell HTM (1978) The economics of increasing crop productivity in Ontario and Quebec by tile drainage installation. *Canadian Farm Economics* 13(3):1-7.
- Confalonieri R, Bellocchi G, Tarantola S, Acutis M, Donatelli M & Genovese G (2010) Sensitivity analysis of the rice model WARM in Europe: Exploring the effects of different locations, climates and methods of analysis on model sensitivity to crop parameters. *Environmental Modelling & Software* 25(4):479-488.
- Conseil des académies canadiennes (2013) L'eau et l'agriculture au Canada : vers une gestion durable des ressources en eau. Le comité d'experts sur la gestion durable de l'eau des terres agricoles du Canada, Ottawa (ON), 298 p
- Cosandey C (1994) Formation des crues «cévenoles» dans des bassins élémentaires du Mont Lozère. *Revue des sciences de l'eau* 7(4):377-393
- Crawley MJ (2007) *The R Book*. John Wiley & Sons Ltd, West Sussex
- Cukier RI, Fortuin CM, Shuler KE, Petschek AG & Schaibly JH (1973) Study of the sensitivity of coupled reaction systems to uncertainties in rate coefficients: I. Theory. *The Journal of Chemical Physics* 59(8):3873-3878.
- Cukier RI, Levine HB & Shuler KE (1978) Nonlinear sensitivity analysis of multiparameter model systems. *Journal of Computational Physics* 26(1):1-42.
- Cuo L, Giambelluca TW, Ziegler AD & Nullet MA (2006) Use of the distributed hydrology soil vegetation model to study road effects on hydrological processes in Pang Khum Experimental Watershed, northern Thailand. *Forest Ecology and Management* 224(1-2):81-94.
- Cuo L, Lettenmaier DP, Alberti M & Richey JE (2009) Effects of a century of land cover and climate change on the hydrology of the Puget Sound basin. *Hydrological Processes* 23(6):907-933.

- Cuo L, Giambelluca TW & Ziegler AD (2011) Lumped parameter sensitivity analysis of a distributed hydrological model within tropical and temperate catchments. *Hydrological Processes* 25(15):2405-2421.
- Dagès C, Paniconi C & Sulis M (2012) Analysis of coupling errors in a physically-based integrated surface water-groundwater model. *Advances in Water Resources*, 49(0):86-96.
- Dassargues A (1991) Modèles mathématiques en hydrogéologie et paramétrisation. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 113(2):217-229.
- D'Haese CMF, Putti M, Paniconi C & Verhoest NEC (2007) Assessment of adaptive and heuristic time stepping for variably saturated flow. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 53(7) :1173-1193.
- DHI (2007) MIKE-SHE User Manual, Volume 2: Reference Guide. DHI Water and Environment, Danish Hydraulic Institute, Denmark.
- Doherty J (2004) *Model-Independent Parameter Estimation - User Manual*. Watermark Numerical Computing, Brisbane.
- Duchemin M & Lachance M (2002) Analyse de sensibilité du modèle CEQÉROS. *Revue des sciences de l'eau* 15(4):789-807.
- Dunne T & Black RD (1970) Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research* 6(5):1296-1311.
- Elliott JA, Cessna AJ, Nicholaichuk W & Tollefson LC (2000) Leaching Rates and Preferential Flow of Selected Herbicides through Tilled and Untilled Soil. *Journal of Environmental Quality* 29(5):1650-1656.
- Ernst LF (1962) Grondwaterstromingen in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen. Versl. Landbouwk. Onderz. 67.15. PUDOC, Wageningen. 189 p.

- Ernst LF (1975) Formulae for groundwater flow in areas with subirrigation by means of open conduits with a raised water level, Misc. Reprints 178, Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, The Netherlands, 32 p.
- Evans RO, Gilliam JW & Skaggs RW (1989) Effects of agricultural water table management on drainage water quality. Report n°237. Water Resource Research Institute of the University of North Carolina.
- Favis-Mortlock & Smith FR (1990) A sensitivity analysis of EPIC. Sharpley AN & Williams JR (Édit.) *EPIC, Erosion/Productivity Impact Calculator: 1. Model documentation*. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Technical Bulletin n° 1768: 178-190.
- Feddes RA, Bresler E & Neuman SP (1974) Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. *Water Resources Research* 10(6):1199-1206.
- Feddes RA, Kowalik PJ & Zaradny H (Édit.) (1978) Water uptake by plant roots. *Simulation of field water use and crop yield*. John Wiley & Sons, New York, p 16-30.
- Fipps G, Skaggs RW & Nieber JL (1986) Drains as a boundary condition in finite elements. *Water Resources Research* 22(11):1613-1621.
- Famiglietti JS, Wood EF, Sivapalan M & Thongs DJ (1992) A catchment scale water balance model for FIFE. *Journal of Geophysical research*, 97(D17), 18 997-19 007.
- Fortin JP, Moussa R, Bocquillon C & Villeneuve JP (1995) Hydrotel, un model hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 8(1), 97-124.
- Fortin, JP, Turcotte R, Massicotte S, Moussa R, Fitzback J & Villeneuve JP (2001a) A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part 1: Description of the model. *Journal of Hydrologic Engineering - ASCE*, 6(2), 91-99.
- Fortin, JP, Turcotte R, Massicotte S, Moussa R, Fitzback J & Villeneuve JP (2001b) A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part 2:

- Application to the Chaudière Watershed. *Journal of Hydrologic Engineering - ASCE*, 6(2), 100-108.
- Frey SK, Rudolph DL, Lapen DR & Coelho BRB (2012) Viscosity dependant dual-permeability modelling of liquid manure movement in layered, macroporous, tile drained soil. *Water Resource Research* 48, W00L11, doi:1029-2011WR010809.
- Gadd NR (1974) *Surficial geology - Saint-Sylvestre*. Geological Survey of Canada, Ottawa, (1:50000).
- Gangbazo G, Roy J & Le Page J (2005) Capacité de support des activités agricoles par les rivières: le cas du phosphore total. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec, Québec, p 28.
- Gardner WK, Drendel MF & McDonald GK (1994) Effects of subsurface drainage, cultivation and stubble retention on soil porosity and crop growth in a high rainfall area. *Australian Journal of Experimental Agriculture* 34:411-418.
- Gardner WR (1960) Dynamic Aspects of Water Availability to Plants. *Soil Science* 89(2):63-73.
- Gardner WR (1983) Soil properties and efficient water use: A review. Taylor HM, Jordan WR & Sinclair TR (Édit.) *Limitations to efficient water use in crop production*. American Society of Agronomy, Madison, p 45-64.
- Gauthier, M. J., Camporese, M., Rivard, C., Paniconi, C. and Larocque, M., 2009. A modeling study of heterogeneity and surface water-groundwater interactions in the Thomas Brook catchment, Annapolis Valley (Nova Scotia, Canada). *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(9), 1583-1596.
- Giroux M, Carrier D & Beudet P (1996) Problématique et méthode de gestion des charges de phosphore appliquées aux sols agricoles en provenance des engrais de ferme. *Agrosol* 9(1):36-45.
- Green IRA & Stephenson D (1986) Criteria for comparison of single event models. *Hydrological Sciences Journal* 31(3):395-411.

- Green WH & Ampt G (1911) Studies of soil physics: Part 1. *Journal of Agricultural Science* 4(1):1-25.
- Guay C, Nastev M, Paniconi C & Sulis M (2013) Comparison of two modeling approaches for groundwater–surface water interactions. *Hydrological Processes*, 27(16):2258-2270.
- Guyomard M (2009) Amélioration d’un modèle de transfert de pesticides sur bassins versants agricoles drainés: le modèle PESTDRAIN. Cemagref, Centre d’Antony, Rapport de stage, 50 p.
- Hao X, Zhang R & Kravchenko A (2005) Effects of Root Density Distribution Models on Root Water Uptake and Water Flow Under Irrigation. *Soil Science* 170(3):167-174.
- Hewlett JD (1961) Soil Moisture as a Source of Base Flow from Steep Mountain Watersheds. Annual report 1961. U.S. Department of Agriculture, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, NC, p 61-66.
- Hewlett JD (1974) Comments on letters relating to “Role of subsurface flow in generating surface runoff: 2, Upstream source areas” by R. Allan Freeze. *Water Resources Research* 10(3):605-607.
- Hill AR (1976) The environmental impacts of agricultural land drainage. *Journal of Environmental Management* 4:251-274.
- Hillel, D (1998) *Environmental Soil Physics*. Academic Press. San Diego, CA.
- Hingray B, Picouet C & Musy A (2009) *Hydrologie: Une science pour l'ingénieur*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne.
- Hölscher D, Mackensen J & Roberts JM (2005) Forest recovery in the humid tropics: changes in vegetation structure, nutrient pools and the hydrological cycle. Bonell M. & Bruijnzeel LA (Édit.) *Forest, water and people in the humid tropics*. Cambridge University Press, UK, Chap. 25, pp. 622–651.

- Hooghoudt S (1940) Hooghoudt's theory of drainage. Technical report, Institut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, The Netherlands (in Dutch).
- Hopkins WG (1999) Water relations of the whole plant. Hopkins WG (Édit.) *Introduction to plant physiology*, John Wiley & Sons, Inc., New York. p 37-59.
- Horn R, Way T & Rostek J (2003) Effect of repeated tractor wheeling on stress/strain properties and consequences on physical properties in structured arable soils. *Soil and Tillage Research* 73(1-2):101-106.
- Huyakorn PS, Springer EP, Guvanasen V & Wadsworth TD (1986) A three-dimensional finite-element model for simulating water flow in variably saturated porous media. *Water Resources Research* 22(13):1790-1808.
- Huyakorn PS, Thomas SD & Thompson BM (1984) Techniques for Making Finite Elements Competitive in Modeling Flow in Variably Saturated Porous Media. *Water Resources Research* 20(8):1099-1115.
- Irrigation Québec (2004) Cahier d'examen. Sainte-Foy, Québec, 103 p.
- Irwin RW & Whitely HR (1983) Effects of land drainage on stream flow. *Canadian Water Resources Journal* 8(2):88-103.
- Istok JD & Kling GF (1983) Effect of subsurface drainage on runoff and sediment yield from an agricultural watershed in western Oregon, U.S.A. *Journal of Hydrology* 65(4):279-291.
- Jackson RB, Sperry JS & Dawson TE (2000) Root water uptake and transport: using physiological processes in global predictions. *Trends in Plant Science* 5(11):482-488.
- Jacques J (2005) Contributions à l'analyse de sensibilité et à l'analyse discriminante généralisée. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble 1.
- Jolicoeur (2002) Screening designs sensibility of nitrate leaching model (ANIMO) using a one-at-a-time method. USA: State University of New York at Binghamton, 14 p.
- Jury W, Gardner WR & Gardner WH (1991) *Soil physics*. John Wiley & Sons Inc., New York.

- Karvonen T (1988) A model for predicting the effect of drainage on soil moisture, soil temperature and crop yield, Doctoral dissertation, Helsinki University of Technology, 215 p.
- Kasenow M (2010) *Determination of hydraulic conductivity from grain size analysis*. Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, Colorado
- Kirkham D (1958) Seepage of steady rainfall through soil into drains. *Transactions of American Geophysical Union* 39(5):892-908.
- Kladivko EJ, Grochulska J, Turco RF, Van Scoyoc GE & Eigel JD (1999) Pesticide and Nitrate Transport into Subsurface Tile Drains of Different Spacings. *Journal of Environmental Quality* 28(3):997-1004.
- Konyha KD, Skaggs RW & Gilliam JW (1992) Effects of drainage and water management practices on hydrology. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 118(5):13.
- Kramer PJ & Boyer JS (1995) The absorption of water and root and stem pressures. Kramer PJ & Boyer JS (Édit.) *Water relations of plants and soils*. Academic Press, Inc., San Diego. p 167-200.
- Kroes, Van Dam, Groenendijk P, Hendriks RFA & Jacobs CMJ (2008) SWAP version 3.2 Theory description and user manual, Alterrareport, Wageningen, 262 p.
- Lagacé, R., 2012. Infiltration et drainage: GAA-7003, Notes de cours, Chapitre 10: Bilan hydrique au Québec. Département des sols et de génie agroalimentaire, Université Laval, Québec. Disponible au : http://www.grr.ulaval.ca/gaa_7003/Documents/Notes_cours_2012/CH_10_Bilan_QC.pdf [Consulté 12 janvier 2013].
- Lamontagne L, Martin A & Nolin MC (2010) Étude pédologique du bassin versant du Bras d'Henri (Québec). Laboratoires de pédologie et d'agriculture de précision, Centre de recherche et de développement sur les sols et les grandes cultures, Service national d'information sur les terres et les eaux, Direction générale de la recherche, Agriculture et Agroalimentaire Canada, Québec.

- Langevin R (2004) Objectifs de protection ou de mise en valeur des ressources du milieu aquatique : importance au Québec des augmentations des débits de pointe des cours d'eau attribuables à la récolte forestière. Gouvernement du Québec, Québec, 13 p.
- Larsbo M & Jarvis N (2003) MACRO 5.0. A model of water flow and solute transport in macroporous soil. Technical description, Swedish University of Agricultural Sciences, 40 p.
- Larson CL & Moore ID (1980) Hydrologic impact of drainage small depressional watersheds. ASAE Conference, Journal of the Irrigation and Drainage Division, Department of Agricultural Engineering, University of Minnesota.
- Lastoria B (2008) *Hydrological processes on the land surface: a survey of modelling approaches*. Università degli Studi di Trento, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Trento, 56 p.
- Laurent F (2012) Agriculture et pollution de l'eau: modélisation des processus et analyse des dynamiques territoriales. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université du Maine, Le Mans, France, 214 p.
- Lefrancq M, Weill S, Paniconi C & Rousseau AN (2008) Application du modèle hydrologique couplé surface/sous-terrain CATHY au bassin versant du Bras d'Henri. Rapport de stage, été 2008, Institut National de la Recherche Scientifique – Centre Eau, Terre & Environnement, 28 p.
- Leonard J & Andrieux P (1998) Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in Southern France. *CATENA* 32(3–4):209-223.
- Leopold LB (1968) Hydrology for urban land planning: A guidebook on the hydrologic effects of land use. Circular n° 54, U.S. Geological Survey, Reston, VA.
- Li KY, De Jong R & Boisvert JB (2001) An exponential root-water-uptake model with water stress compensation. *Journal of Hydrology* 252(1–4):189-204.

- Logan TJ, Eckert DJ & Beak DG (1994) Tillage, crop and climatic effects on runoff and tile drainage losses of nitrate and four herbicides. *Soil Tillage Research* 30(1):75-103.
- Lösch R (2001) *Wasserhaushalt der Pflanzen*. Quelle und Meyer, Wiebelsheim, Germany.
- Luis SJ & McLaughlin D (1992) A stochastic approach to model validation. *Advances in Water Resources* 15(1):15-32.
- Luo Y, OuYang Z, Yuan G, Tang D & Xie X (2003) Evaluation of macroscopic root water uptake models using lysimeter data. *Transactions of the ASABE* 46(3):625-634.
- MacQuarrie KTB & Sudicky EA (1996) On the incorporation of drains into three-dimensional variably saturated groundwater flow models. *Water Resources Research* 32(2):477-482.
- Mankin KR, Koelliker JK & Kalita PK (1999) Watershed and lake water quality assessment: an integrated modeling approach. *Journal of the American Water Resources Association* 35(5):1069-1080.
- MAPAQ (2007) Profil de la région Chaudière-Appalaches (région 12) - Climat. <http://www.mapaq.gouv.qc.ca/Fr/Regions/chaudiereappalache/vraiprofil/> (Consulté le 26 Juin 2012).
- Mara TA, Boyer H & Garde F (2002) Parametric Sensitivity Analysis of a Test Cell Thermal Model Using Spectral Analysis. *Journal of Solar Energy Engineering* 124(3):237-242.
- Marshall L, Nott D & Sharma A (2005) Hydrological model selection: A Bayesian alternative. *Water Resources Research* 41(10):W10422-10421-W10422-10411.
- Mason PW & Rost CO (1951) Farm drainage-An important conservation practice. *Agricultural Engineering* 32:325-327.
- McLean JJP & Schwab GO (1982) Flood peak plows and subsurface drainage. ASAE, Paper n° 82-2053, St. Joseph, MI.
- Meier WL, Weiss AO, Puentes CD & Moseley JC (1971) Sensitivity analysis: a necessity in water planning. *Journal of the American Water Resources Association* 7(3):529-541.

- Merta M, Sambale C, Seidler C & Peschke G (2001) Suitability of plant physiological methods to estimate the transpiration of agricultural crops. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 164(1):43-48.
- Molz FJ (1981) Models of water transport in the soil-plant system: A review. *Water Resources Research* 17(5):1245-1260.
- Moore C & Doherty J (2005) Role of the calibration process in reducing model predictive error. *Water Resources Research* 41(5):W05020, doi: 10.1029/2004WR003501.
- Moradkhani H & Sorooshian S (2008) General review of rainfall-runoff modeling: model calibration, data assimilation, and uncertainty analysis. Singh VP (Édit.) *Hydrological modelling and the water cycle*, Springer, 291 p.
- Morris M.D., 1991. Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. *Technometrics* 33: 161-174.
- Muir DC & Baker BE (1976) Detection of triazine herbicides and their degradation products in tile-drain water from fields under intensive corn (maize) production. *Journal of Agricultural and Food Chemistry* 24(1):122-125.
- Muma M, Rousseau AN & Gumiere SJ (2015) Modeling of subsurface agricultural drainage using two hydrological models with different conceptual approaches, and dimensional and spatial scales (submitted to *Canadian Water Resources Journal*).
- Musy A & Higy C (2004) *Hydrologie: Une science de la nature*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 314 p.
- Nature Québec (2011) L'agriculture au Québec, un changement de paradigme s'impose. Mémoire présenté à l'Assemblée Nationale du Québec, Commission de l'agriculture, des pêcheries, de l'énergie et des ressources naturelles, dans le cadre de la consultation générale et des auditions publiques sur le livre vert pour une politique bio-alimentaire : « Donner le goût du Québec », Québec (QC), 39 p.

- Nearing AM, Deer-Ascough LA & Laflen JM (1990) Sensitivity analysis of the WEPP hillslope profile erosion model. *Transaction of the ASAE* 33(3):839-849.
- Northcott WJ, Cooke RA, Walker SE, Mitchell JK & Hirschi MC (2001) Application of DRAINMOD-N to fields with irregular drainage systems. *Transaction of the ASABE* 44(2):241-249.
- Novak SM, Portal JM & Schiavon M (2001) Effects of soil type upon metolachlor losses in subsurface drainage. *Chemosphere* 42(3):235-244.
- Oosterbaan RJ & Nijland HJ (1994) Determining the saturated hydraulic conductivity. Ritzema HP (Édit.) *Drainage principles and applications*, ILRI Publication 16, Wageningen, Second Ed. p 435-476.
- Orlandini, S., 2002. On the spatial variation of resistance to flow in upland channel networks. *Water Resources Research*, 38(10), 1197.
- Paniconi C & Putti M (1994) A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems. *Water Resources Research* 30(12):3357-3374.
- Paniconi C, Troch PA, van Loon EE & Hilberts AGJ (2003) Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model. *Water Resources Research*, 39(11), 1317.
- Papy F, Boiffin J & Douyer C (1988) Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré : II. Évaluation des possibilités de maîtrise du phénomène dans les exploitations agricoles. *Agronomie* 8:745-756.
- Passadore G, Monego M, Altissimo L, Sottani A, Putti M & Rinaldo A (2012) Alternative conceptual models and the robustness of groundwater management scenarios in the multi-aquifer system of the Central Veneto Basin, Italy. *Hydrogeology Journal*, 20(3) :419-433.

- Payraudeau S (2002) Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. Thèse de doctorat, École Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, Centre de Montpellier.
- Penman HL (1963) Vegetation and Hydrology. Commonwealth Agricultural Bureaux, Commonwealth Bureau of Soils, Technical Communication n° 53, Farnham Royal, Bucks (UK).
- Pereira LS, Allen RG & Perrier A (2006) Méthode pratique du calcul des besoins en eau. Tiercelin JR & Vidal A (Édit.) *Traité d'irrigation*. Lavoisier, Paris, 2e Ed. p 227-268.
- Prasad R (1988) A linear root water uptake model. *Journal of Hydrology* 99(3–4):297-306.
- Raats PAC (1976) Analytical Solutions of a Simplified Flow Equation. *Transaction of the ASABE* 19(4):683-689.
- Rallison RE (1982) Evaluation and assessment of agricultural impacts on hydrology. *Studies and Reports in Hydrology* Issue 32:345-362.
- Ratté-Fortin C (2014) Développement d'une méthode d'évaluation de l'impact de pratiques de gestion bénéfiques sur les flux de contaminants agricoles : cas du micro-bassin versant d'intervention du Bras d'Henri, Québec, Canada. Mémoire de maîtrise, Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), 182 p.
- Rausch DI, Nelson CJ & Coutts JH (1990) Water management of a claypan soil. *Transactions of the ASAE* 39(1):111-117.
- Refsgaard JC (1997) Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* 198(1–4):69-97.
- Richard G, Boizard H, Roger-Estrade J, Boiffin J & Guérif J (1999) Field study of soil compaction due to traffic in northern France: pore space and morphological analysis of the compacted zones. *Soil and Tillage Research* 51(1–2):151-160.

- Richard G, Cousin I, Sillon JF, Bruand A & Guéris J (2001) Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science* 52(1):49-58.
- Ritzema HP (1994) Subsurface flow to drains. Ritzema HP (Édit.) *Drainage principles and applications*, ILRI Publication 16, Wageningen, Second Ed. p 263-282.
- Rivard C, Paniconi C, Vigneault H & Chaumont D (2014) A watershed-scale study of climate change impacts on groundwater recharge (Annapolis Valley, Nova Scotia, Canada). *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques* 59(8): 1437-1456.
- Robinson M (1990) Impact of improved land drainage on river flows. Report n° 113. Center for Ecology and Hydrology, Institute of Hydrology, Edinburgh, U.K.
- Rudra RP, Dickinson WT, Abedini MJ & Wall GJ (1999) A multi-tier approach for agricultural watershed management. *Journal of the American Water Resources Association* 35(5):1159-1170.
- Rousseau AN, Savary S, Hallema DW, Gumiere SJ & Foulon E (2013) Modeling the effects of agricultural BMPs on sediments, nutrients and water quality of the Beaurivage River watershed (Quebec, Canada). *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 38(2):99-120.
- Rycroft DW & Massey W (1975) The effect of field drainage on the river flood flows. *Technical Bulletin* 75/9. Filed Drainage Experimental Unit, MAFF, London.
- S.A.G.E – Scarpe Aval (2006) Zoom sur le drainage agricole souterrain. Fiche info n° 3, 2 p. http://www.sage-scarpe-aval.fr/IMG/pdf/2006_FICHE_SAGE_No3.pdf (Consulté le 26 Juin 2014)
- Saltelli A, Tarantola S & Chan KPS (1999) A Quantitative Model-Independent Method for Global Sensitivity Analysis of Model Output. *Technometrics* 41(1):39-56.
- Saltelli A (2000) What is sensitivity analysis? Saltelli A, Chan K & Scott EM (Édit.) *Sensitivity analysis*. John Wiley, New York, p 65-80.

- Saltelli A, Chan K & Scott M (2000a) *Sensitivity analysis. Probability and statistics series*. John Wiley & Sons Ltd, New York.
- Saltelli A, Tarantola S & Campolongo F (2000b) Sensitivity Analysis as an Ingredient of Modeling. *Statistical Science* 15(4):377-395.
- Saltelli A (2002) Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices. *Computer Physics Communications* 145(2):280-297.
- Saltelli A, Tarantola S, Campolongo F & Ratto M (2004) *Sensitivity analysis in practice. A guide to assessing scientific models*. John Wiley & Sons Ltd, New York.
- Savoie, V., 2009. Le drainage de surface. Formation OAQ, MAPAQ – Centre du Québec, session 2009-2010, 37 p.
- Schilling KE & Libra RD (2003) Increased baseflow in Iowa over the second half of the 20th century. *Journal of the American Water Resources Association* 39(4):851-860.
- Seibert J (1999) Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences* 4(2):215-224.
- Simard RR, Cluis D, Gangbazo G & Beauchemin S (1995) Phosphorus Status of Forest and Agricultural Soils from a Watershed of High Animal Density. *Journal of Environmental Quality* 24(5):1010-1017.
- Šimůnek J, Vogel T & van Genuchten MT (1992) The SWMS_2D code for simulating water flow and solute transport in two dimensional variably saturated media. Research Report V.1.1, n° 126, U.S. Salinity Lab, ARS USDA, Riverside.
- Šimůnek J, Huang K & van Genuchten MTh (1995) The SWMS_3D code for simulating water flow and solute transport in three-dimensional variably-saturated media. U.S. Salinity Laboratory Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Riverside, California, p. 155.

- Šimůnek J, van Genuchten M & Šejna M (2006) The HYDRUS software package for simulating the two- and three-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media, Technical manual, 241 p.
- Šimůnek J, Sejna M & van Genuchten MTh (2008) HYDRUS-1D, code for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated porous media. Department of environmental sciences, University of California, Riverside.
- Singh VP & Woolhiser DA (2002) Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering* 7(4):270-292.
- Siriwardena L, Finlayson BL & McMahon TA (2006) The impact of land use change on catchment hydrology in large catchments: The Comet River, Central Queensland, Australia. *Journal of Hydrology* 326(1–4):199-214.
- Skaggs RW (1978) A water management model for shallow water table soils. *Technical Report* n° 134. Water Resources Research Institute, North Carolina State University, Raleigh, N.C.
- Skaggs RW (1980) DRAINMOD: Reference report.
http://www.bae.ncsu.edu/soil_water/documents/drainmod/chapter1.pdf (Consulté le 10 Janvier 2012)
- Skaggs RW & Broadhead RG (1982) Drainage strategies and peak flood flows. ASAE Paper, ASAE, St. Joseph, MI.
- Skaggs RW & Brevé MA (1992) Hydrologic and water quality impacts of agricultural drainage. *Pipeline*, Volume 4, March 1992.
- Skaggs RW, Brevé MA & Gilliam JW (1994) Hydrologic and water quality impacts of agricultural drainage. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 24(1):1-32.
- Skaggs RW, Chescheir GM & Phillips BD (2005) Methods to determine lateral effect of drainage ditch on wetland hydrology. *Transaction of the ASABE* 48(2):577-584.

- Skaggs RW, Youssef MA & Chescheir GM (2006) Drainage coefficients for eastern United States. *Agricultural Water Management* 86(1-2):40-49.
- Skaggs RW, Youssef MA & Chescheir GM (2012) DRAINMOD: model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE* 55(4):1509-1522.
- Sobol IM (1993) Sensitivity estimates for nonlinear mathematical models. *Mathematical Modeling and Computational Experiments* 1(4): 407-414.
- Southwick LM, Willis GH & Selim HM (1992) Leaching of atrazine from sugarcane in southern Louisiana. *Journal of Agricultural and Food Chemistry* 40(7):1264-1268.
- Southwick LM, Willis GH, Johnson DC & Selim HM (1995) Leaching of nitrate, atrazine, and metribuzin from sugarcane in southern Louisiana. *Journal of Environmental Quality* 24(4):684-690.
- Southwick LM, Willis GH, Mercado OA & Bengtson RL (1997) Effects of subsurface drains on runoff losses of metolachlor and trifluralin from Mississippi River alluvial soil. *Archives of Environmental Contamination Toxicology* 32(1):106-109.
- Soutter M, Mermoud A & Musy A (2007) *Ingénierie des eaux et du sol. Processus et aménagements*. Lausanne, Presses polytechniques et universitaires romandes, 294p.
- Stillman JS, Haws NW, Govindaraju RS & Suresh C. Rao P (2006) A semi-analytical model for transient flow to a subsurface tile drain. *Journal of Hydrology* 317(1-2):49-62.
- Sulis M, Meyerhoff SB, Paniconi C, Maxwell RM, Putti M & Kollet SJ (2010) A comparison of two physics-based numerical models for simulating surface water-groundwater interactions. *Advances in Water Resources*, 33(4):456-467.
- Sulis M, Paniconi C & Camporese M (2011a) Impact of grid resolution on the integrated and distributed response of a coupled surface-subsurface hydrological model for the des Anglais catchment, Quebec. *Hydrological Processes* 25(12):1853-1865.

- Sulis M, Paniconi C, Rivard C, Harvey R & Chaumont D (2011b) Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface-subsurface interactions and comparison with a land surface model. *Water Resources Research*, 47(1): W01513.
- Tabi M, Tardif L, Carrier D, Laflamme G & Rompré M (1990) Inventaire des problèmes de dégradation des sols au Québec. Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, Québec.
- Tarantola S & Saltelli A (2003) SAMO 2001: methodological advances and innovative applications of sensitivity analysis. *Reliability Engineering & System Safety* 79(2):121-122.
- Therrien R, McLaren RG, Sudicky EA & Panday SM (2007) *HydroGeo-Sphere: A three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport: User manual*. Groundwater Simulation Group, University of Waterloo, Waterloo, ON, Canada.
- Thomas DL, Perry CD, Evans RO, Izuno FT, Stone KC & Gilliam JW (1995) Agricultural drainage effects on water quality in Southeastern U.S. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 121(4):277-282.
- Thornthwaite CW (1948) An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* 38(1):55-94.
- Traub-Eberhard U, Henschel K-P, Kördel W & Klein W (1995) Influence of different field sites on pesticide movement into subsurface drains. *Pesticide Science* 43(2):121-129.
- Turányi T (1990) Sensitivity analysis of complex kinetic systems. Tools and applications. *Journal of Mathematical Chemistry* 5(3):203-248.
- Turanyi T & Rabitz H (2000) Local methods and their applications. Saltelli A, Chan K & Scott EM (Édit.) *Sensitivity Analysis*. John Wiley & Sons Ltd, New York. p 367-383.
- van Beers WFJ (1976) Computing drain spacings, Bull. 15, ILRI, Wageningen, The Netherlands.

- van Es HM (2002) Soil variability. Dane J & Topp C (Édit.) *Methods of Soil Analysis, Part 4: Physical Properties*. SSSA Publication 5, Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, p 1–13.
- van Genuchten MT & Nielsen DR (1985) On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales Geophysicae* 3(5):615-628.
- Vogel T, Huang K, Zhang R & Van Genuchten MT (1996) The HYDRUS code for simulating one-dimensional water flow, solute transport and heat movement in variably saturated media, V.5.0., Document n° 140. U.S. Salinity Lab. ARS USDA, Riverside.
- Vrugt JA, Hopmans JW & Šimunek J (2001) Calibration of a two-dimensional root water uptake model. *Soil Science Society of American Journal* 65(4):1027-1037.
- Wallach R (1990) Soilwater distribution in a nonuniformly irrigated field with root extraction. *Journal of Hydrology* 119(1–4):137-150.
- Walter IA, Allen RG, Elliot R, Jensen ME, Itenfisu D, Mechan B, Howell TA, Snyder R, Brown P, Echings S, Spofford T, Hattendorf M, Cuenca RH, Wright JL & Martin D (2005) The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. <http://www.kimberly.uidaho.edu/water/asceewri/ascestzdetmain2005.pdf> (Consulté le 20 Janvier 2011)
- Wang E & Smith CJ (2004) Modelling the growth and water uptake function of plant root systems: a review. *Australian Journal of Agricultural Research* 55(5):501-523.
- Watelet A & Johnson PG (1999) Hydrology and water quality of the Raisin River: Overview of impacts of recent land and channel changes in Eastern Ontario. *Canadian Journal of Water Quality Research* 34(3):30.
- Weglarczyk S (1998) The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models. *Journal of Hydrology* 206(1–2):98-102.
- Wesseling J.G., Eibers JA, Kabat P & van den Broek BJ (1991) SWATRE: Instructions for input. Internal note, DLO-Winand Staring Centre, Wageningen, the Netherlands.

- Whipkey RZ & Kirkby MJ (1978) Flow within soil. Kirkby MJ (Édit.) *Hillslope Hydrology*, John Wiley & sons, Inc., New York. p 1121-1144.
- Wigmosta MS, Nijssen B & Storck P (2002) The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model. Singh VP & Frevert DK (Édit.) *Mathematical models of small watershed hydrology and applications*. Water Resource Publications, Littleton, CO. p 7-42.
- Wigmosta MS, Vail LW & Lettenmaier DP (1994) A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* 30(6):1665-1679.
- Wiskow E & van der Ploeg RR (2003) Calculation of drain spacing for optimal rainstorm flood control. *Journal of Hydrology* 272(1-4):163-174.
- Wu J, Zhang R & Gui S (1999) Modeling soil water movement with water uptake by roots. *Plant and Soil* 215(1):7-17.
- Xevi E, Christiaens K, Espino A, Sewnandan W, Mallants D, Sørensen H & Feyen J (1997) Calibration, Validation and Sensitivity Analysis of the MIKE-SHE Model Using the Neuenkirchen Catchment as Case Study. *Water Resources Management* 11(3):219-242.
- Yang W, Rousseau AN & Boxall P (2007) An integrated economic-hydrologic modeling framework for the watershed evaluation of beneficial management practices. *Journal of Soil and Water Conservation* 62(6):423-432.
- Zhuang J, Nakayama K, Yu GR & Urushisaki T (2001) Estimation of root water uptake of maize: an ecophysiological perspective. *Field Crops Research* 69(3):201-213.
- Zhuang J, Yu GR, Nakayama K & Urushisaki T (2000) Environmental Dependence of Sap Flow of Maize. *The Technical Bulletin of Faculty of Horticulture, Chiba University* 54:53-64.
- Zanello F, Teatini P, Putti M & Gambolati G (2011) Long term peatland subsidence: Experimental study and modeling scenarios in the Venice coastland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F4):F04002.

Zuo Q, Jie F, Zhang R & Meng L (2004) A Generalized Function of Wheat's Root Length Density Distributions. *Vadose Zone Journal* 3(1):271-277.

ANNEXE I

VALEURS DE CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUES À SATURATION DÉTERMINÉES À PARTIR DES ESSAIS DE SUCCION (AAC)

soil_code	layer_no	udepth	ldepth	tsand	tsilt	tclay	texture	Ksat (cm/h)	kp0	kp10	kp33	kp1500	porosité	bd
BVG	1	0	25	67	27	6	LSF	19.57	54	34	30	12	53.6	1.17
BVG	2	25	50	75	20	5	SL	6.87	44	20	18	7	44.2	1.37
BVG	3	50	75	97	2	1	S	106.22	39	6	6	3	38.7	1.52
BVG	4	75	100	67	28	5	LSF	64.07	37	13	11	2	37.5	1.57
BVG	5	100	125	72	26	2	SFL	64.07	37	13	11	2	37.5	1.57
BVG	1	0	25	70	17	13	LS	10	42	27	21	10	42	1.4
BVG	2	25	50	79	11	10	LS	32.5	41	25	18	9	41	1.45
BVG	3	50	75	93	3	4	SG	50	34	16	10	4	34	1.45
BVG	4	75	100	95	3	2	SG	50	14	6	3	1	14	1.6
BVG	5	100	125	97	2	1	SG	50	14	5	3	1	14	1.6
SJU	1	0	25	68	31	1	LS	3.25	47	19	12	2	47	1.4
SJU	2	25	50	85	11	4	SL	32.5	43	21	14	5	43	1.5
SJU	3	50	75	94	4	2	S	32.5	43	18	10	3	43	1.5
SJU	4	75	100	84	15	1	SFL	3.25	37	15	9	2	37	1.65
SJU	5	100	125	81	16	3	SFL	3.25	37	19	13	5	37	1.65
VAR	1	0	25	73	21	6	SFL	3.03	49	33	30	13	49.3	1.25
VAR	2	25	50	87	10	3	SL	29.2	51	21	18	9	50.4	1.27
VAR	3	50	75	94	4	2	SF	35.1	40	7	5	2	40.3	1.5
VAR	4	75	100	97	2	1	SF	29.19	41	6	5	2	40.6	1.51
VAR	5	100	125	97	2	1	SF	29.19	41	6	5	2	40.6	1.51
SPH	1	0	25	59	36	5	LSTF	19.57	54	34	30	12	45.4	1.17
SPH	2	25	50	66	30	4	LSTF	6.87	44	20	18	9	37.1	1.37
SPH	3	50	75	76	22	2	SFL	106.22	39	6	6	4	39.5	1.52
SPH	4	75	100	55	41	4	LSTF	64.07	37	13	11	3	40.9	1.57
SPH	5	100	125	59	39	2	LSTF	64.07	37	13	11	3	40.9	1.57
DGX	1	0	25	59	34	7	LSF	8.75	56	41	40	13	56.1	1.09
DGX	2	25	50	50	45	5	LS	6.13	48	35	32	15	47.4	1.26
DGX	3	50	75	29	58	13	LLi	0.05	35	33	31	9	35.1	1.75
DGX	4	75	100	30	60	10	LLi	0.05	36	33	32	13	35.5	1.74
DGX	5	100	125	58	37	5	LSF	0.05	36	33	32	13	35.5	1.74
DSU	1	0	25	53	38	9	LSTF	0.05	47	41	40	10	46.8	1.41
DSU	2	25	50	45	43	12	L	0.08	47	40	39	12	46.6	1.36
DSU	3	50	75	57	36	7	LSF	0.05	31	27	26	7	30.9	1.84
DSU	4	75	100	61	33	6	LSF	0.01	28	24	22	13	27.5	1.91
DSU	5	100	125	62	33	5	LSF	0.01	28	24	22	13	27.5	1.91

soil_code	layer_no	udepth	ldepth	tsand	tsilt	tclay	texture	Ksat (cm/h)	kp0	kp10	kp33	kp1500	porosité	bd
NUB	1	0	25	60	33	7	LSF	2	48	35	33	14	47.6	1.36
NUB	2	25	50	24	64	12	LLi	0.51	53	44	40	13	52.7	1.14
NUB	3	50	75	18	54	28	LLiA	0.05	36	33	32	20	35.9	1.64
NUB	4	75	100	8	60	32	LLiA	0.05	38	35	33	20	38	1.59
NUB	5	100	125	16	63	21	LLi	0.05	38	35	33	20	38	1.59
LBS	1	0	25	27	58	15	LLi	0.29	53	46	44	20	53	1.18
LBS	2	25	50	30	58	12	LLi	3.74	33	29	27	9	33.3	1.75
LBS	3	50	75	8	69	23	LLi	0.03	35	32	31	18	34.6	1.74
LBS	4	75	100	7	73	20	LLi	0.05	37	36	35	17	37.4	1.66
LBS	5	100	125	9	70	21	LLi	0.05	37	36	35	17	37.4	1.66
DQT	1	0	25	64	19	17	LSF	47.04	68	35	34	15	68.5	0.92
DQT	2	25	50	62	18	20	LS	44.99	55	25	24	12	54.4	1.21
DQT	3	50	75	78	7	15	LSG	98.25	47	16	15	10	47.4	1.43
DQT	4	75	100	83	8	9	SGL	95.85	46	15	14	6	45.9	1.41
DQT	5	100	125	84	7	9	SGL	95.85	46	15	14	6	45.9	1.41
DSP	1	0	25	56	36	8	LSF	0.11	52	45	44	19	51.8	1.16
DSP	2	25	50	52	42	6	LSF	4.37	60	44	27	14	60.5	0.97
DSP	3	50	75	58	35	7	LSF	0.83	29	21	31	6	29.1	1.75
DSP	4	75	100	55	35	10	LSF	0.16	27	21	35	11	27.1	1.82
DSP	5	100	125	58	33	9	LSF	0.16	27	21	35	11	27.1	1.82
MWO	1	0	25	59	24	17	LSF	21.06	54	35	33	17	53.5	1.26
MWO	2	25	50	57	27	16	LSF	21.63	55	33	32	18	54.9	1.37
MWO	3	50	75	69	20	11	LSG	48.9	46	24	23	17	45.6	1.49
MWO	4	75	100	84	10	6	SL	7.01	48	29	27	10	47.5	1.51
MWO	5	100	125	68	22	10	LSG	7.01	48	29	27	10	47.5	1.51
ALL	1	0	25	53	38	9	LSTF	0.05	47	41	40	10	46.8	1.41
ALL	2	25	50	45	43	12	L	0.08	47	40	39	12	46.6	1.36
ALL	3	50	75	57	36	7	LSF	0.05	31	27	26	7	30.9	1.84
ALL	4	87	100	61	33	6	LSF	0.01	28	24	22	13	27.5	1.91
ALL	5	100	125	62	33	5	LSF	0.01	28	24	22	13	27.5	1.91
RRR	1	0	25	57	36	7	LSF	1	49	29	23	7	49.5	1.35
RRR	2	25	50	82	17	1	SL	1	40	24	19	9	40.6	1.6
RRR	3	45	75	61	31	8	LSF	1	40	26	21	9	40	1.6
RRR	4	75	100	59	39	2	LSF	1	40	21	16	3	40	1.6
RRR	5	100	125	59	39	2	LSF	1	40	21	16	3	40	1.6

ANNEXE II

DÉTERMINATION DE LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE PAR LA MÉTHODE DE SLUG TEST

1. Généralités

La conductivité hydraulique mesure la capacité d'une formation à transmettre de l'eau. Elle représente un des plus importants paramètres à déterminer dans beaucoup d'études reliées à la géotechnique et à l'hydrogéologie. L'estimation de la vitesse d'écoulement ou le rendement des puits, et ou le taux de migration des contaminants sera directement proportionnel à la valeur de la conductivité hydraulique et aux erreurs associées à la détermination de celle-ci.

La conductivité hydraulique peut être déterminée en utilisant quatre options (Pandit & Miner, 1986). La première option est de l'estimer en se basant sur l'expérience du passé, la distribution ou courbe granulométrique et la classification des couches du sol. La seconde option est de mener des essais de perméabilité en laboratoire à partir des échantillons de sol non remaniés. Typiquement, cette option fournit l'estimé de la perméabilité (verticale) d'un spécimen; elle ne représente pas nécessairement la perméabilité (horizontale) *in-situ*. La troisième option est d'effectuer des essais à l'échelle régionale, comme les essais conventionnels de pompage. Ces essais exigent beaucoup de temps et sont très coûteux. Néanmoins, leurs résultats sont représentatifs de la masse du sol dans une région élargie. La quatrième option est de réaliser des essais à des petites échelles, appelés *slug tests*. Les avantages primaires d'utiliser ces tests pour estimer la conductivité hydraulique sont nombreux. D'abord, les estimations se font *in-situ*, évitant ainsi les erreurs encourues lors des essais en laboratoire des échantillons de sol non remaniés. Ensuite, les *slug tests* se réalisent rapidement à des faibles coûts du fait que les puits de pompage et d'observation ne sont pas exigés. Et enfin, la conductivité des petites portions discrètes d'un aquifère peuvent être estimées (par exemple des couches de sable dans l'argile). Pour ces raisons, les *slug tests* dans les puits de surveillance des eaux souterraines constituent la

méthode la plus largement utilisée par l'industrie des consultants en environnement afin de déterminer la conductivité hydraulique à saturation.

2. Méthode

Un *slug test* consiste à varier rapidement ou soudainement le niveau de l'eau dans un puits et la fluctuation résultante est enregistrée dans le temps au moyen d'une sonde piézométrique. Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour produire le changement initial du niveau : injection ou enlèvement soudain de l'eau, insertion rapide ou enlèvement d'un cylindre solide de volume connu (*slug*), ou augmentation ou diminution de la pression de l'air dans le tubage du puits.

Il existe plusieurs techniques différentes pour traiter les données issues des *slug tests*. La méthode appropriée dépend des caractéristiques de l'aquifère dans lequel le test a lieu. Il faut examiner si l'aquifère est confiné, semi confiné ou non confiné et si le puits utilisé se trouve complètement ou partiellement dans l'aquifère. Une des méthodes les plus utilisées est celle développée par Bouwer & Rice (1976). Elle peut être utilisée pour des puits qui se trouvent partiellement ou complètement dans un aquifère non confiné; et également avec des aquifères semi-confinés. Cette méthode suppose que la baisse du niveau de la nappe autour du puits est négligeable et qu'aucune circulation d'eau n'a lieu au-dessus du niveau piézométrique. La géométrie et les symboles utilisés étant donnés à la Figure 1, la conductivité hydraulique s'obtient par :

$$K = \frac{r_c^2 \ln\left(\frac{R_e}{r_w}\right) \ln\left(\frac{y_o}{y_t}\right)}{2Lt} \quad (1)$$

où K est la conductivité hydraulique à saturation (m/s), r_c est le rayon du puits dans lequel l'eau monte (m), R_e est le rayon effectif ou théorique à partir duquel aucune différence piézométrique est mesurée, r_w est la distance radiale entre le centre du puits et l'aquifère non perturbé (m), L est la hauteur du puits sur laquelle l'eau peut circuler (hauteur crépinée) (m), y_o est le niveau d'eau initial par rapport au niveau piézométrique (m), y_t est le niveau d'eau à l'instant t (m), et t est le temps depuis y_o (min).

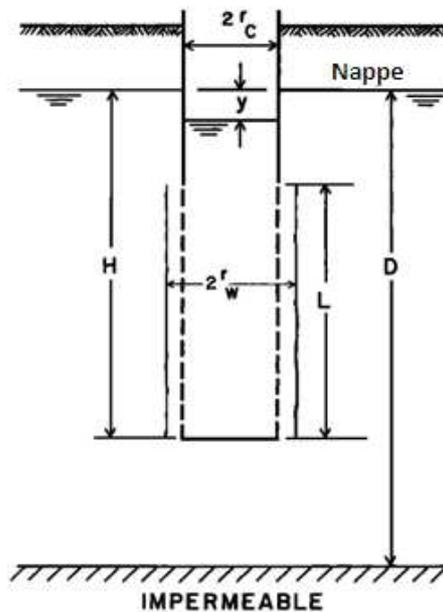


Figure 1 : Géométrie et symboles dans le calcul de la conductivité hydraulique à saturation au moyen de la méthode de Bouwer et Rice (1976)

Pour déterminer les valeurs de $\ln(R_e/r_w)$ de l'équation 1, une de deux équations suivantes doit être utilisée selon que le puits est se trouve complètement ou partiellement dans l'aquifère. Si le puits est partiellement dans l'aquifère, on utilise :

$$\ln(R_e/r_w) = \frac{1}{\frac{1.1}{\ln(H/r_w)} + \frac{A+B \ln[(D-H)/r_w]}{(L/r_w)}} \quad (2)$$

où D est la hauteur saturée (m), H est la profondeur depuis le niveau piézométrique jusqu'au bas du puits (m). A et B sont des coefficients reliés au ratio L/r_w (Figure 2).

Si le puits se trouve complètement dans l'aquifère, la formule à utiliser est :

$$\ln(R_e/r_w) = \frac{1}{\frac{1.1}{\ln(H/r_w)} + \frac{C}{(L/r_w)}} \quad (3)$$

où C est un coefficient relié au ratio L/r_w (Figure 2).

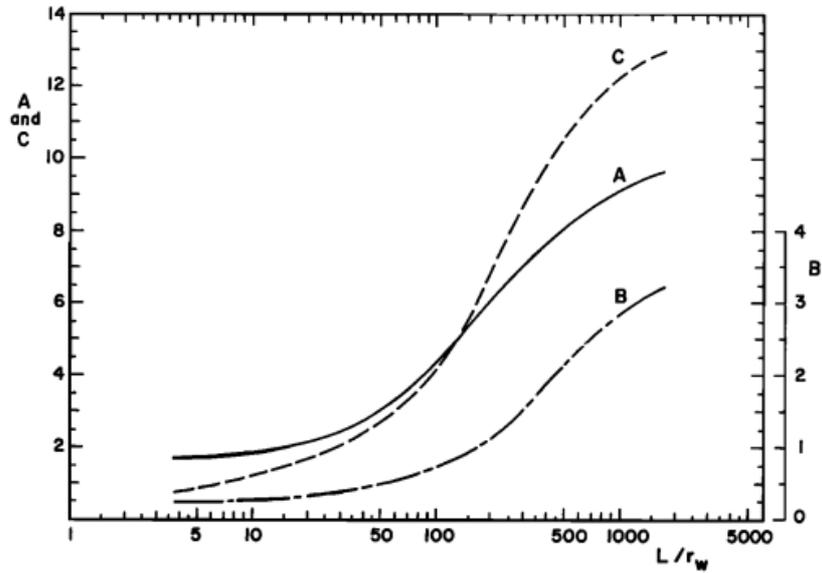


Figure 2 : Abaque servant à déterminer les coefficients A, B et C (Bouwer et Rice, 1976)

Pour réaliser une analyse des données de slug test, la différence de hauteur d'eau y est tracée sur une échelle logarithmique en fonction du temps. La section du graphe qui approxime au mieux une droite est utilisée pour déterminer y_0 , y_1 et t . Lorsque ces trois dernières valeurs plus celle de $\ln(R_e/r_w)$ sont déterminées, elles sont utilisées dans l'équation 1 pour calculer la conductivité hydraulique.

3. Exemple de calculs (piézomètre PZ-2) et résultats

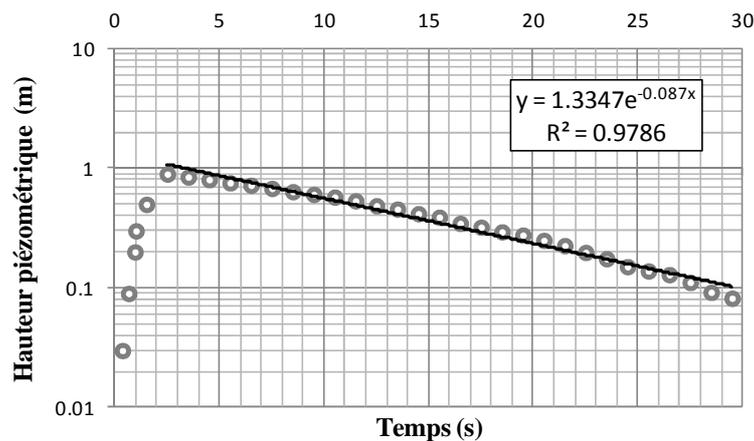


Figure 3 : Section du graphique de hauteur d'eau approxinant une droite du slug test réalisé au piézomètre PZ-2

Tableau 1 : Exemples de Calculs

DESCRIPTION DU TROU					
r_c (m)	0.0191	L/r_w		159.16	
r_w (m)	0.0191	L_w/r_w		86.91	
L (m)	3.0400				
L_w (m)	1.6600	Coefficients A, B, et C			
D (m)	5.2500	$4 < L/r_w < 100$	$100 < L/r_w < 500$		
		<i>A</i>	5.35	5.50	
		<i>B</i>	1.03	1.01	
		<i>C</i>	5.50	5.91	
Si $L_w < D$ (puits partiellement dans l'aquifère)			Si $L_w = D$ (puits complètement dans l'aquifère)		
	<i>A</i>	5.50	<i>C</i>	5.91	
	<i>B</i>	1.01	$\ln(R_e/r_w)$	3.53	
	$\ln(R_e/r_w)$	3.18			
CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE					
$K = \frac{r_c^2 \ln(R_e/r_w) \ln(y_0/y_t)}{2Lt}$					
	y_0	0.244	m	$\ln(R_e/r_w)$	3.18
	y_t	0.049	m	r_c	0.0191 m
	t	20	s	L	3.04 m
$K = 1.53 \times 10^{-5}$ m/s					

Tableau 2 : Résultats de tous les piézomètres

Piézomètre	Conductivité hydraulique à saturation (m/s)
PZ-1S	1.44×10^{-5}
PZ-2	1.53×10^{-5}
PZ-3	1.58×10^{-5}
PZ-4	1.75×10^{-5}
PZ-5	1.37×10^{-5}
PZ-7S	2.08×10^{-5}
PZ-10	3.33×10^{-6}

Références bibliographiques

Bouwer, H & Rice, RC (1976) A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research* 12(3):424-428.

Pandit, NS & Miner, RF (1986) Interpretation of slug test data. *Ground Water* 24(6):743-749.

ANNEXE III

VALEURS DE HAUTEURS DE LA NAPPE MESURÉES AUX PIÉZOMÈTRES EN DATE DU 29 JUIN DANS LE MICRO-BASSIN DU BRAS D'HENRI

Label	Alias	X	Y	BOT_PVC	Margelle	CREPINE	WT/Margelle	WT/sol
PZ3	Julie#1	330187	5150442	6.02	0.3	3.04	2.09	1.79
PZ1P	DrainGage#4	330053	5150315	7.37	0.39	1.52	3.18	2.79
PZ1S	DrainGage#4	330052	5150314	5.76	0.34	1.52	3.09	2.75
PZ2		329925	5150194	5.56	0.3	3.04	3.37	3.07
PZ4		330800	5150259	3.1	0.45	1.52	1.01	0.56
PZ5		330237	5149827	4.25	0.5	3.04	0.73	0.23
PZ6		329984	5149594	3.87	0.42	3.04	0.81	0.39
PZ10	DrainGage#9	330297	5150113	5.83	0.45	3.04	2.29	1.84
PZ11	DrainGage#10	330054	5149916	6.45	0.53	3.04	2.55	2.02
PZ9	Julie#2	329752	5149952	4.54	0.36	1.52	-0.62	-0.98
PZ7S		329458	5149714	4.54	0.45	3.04	1.6	1.15
PZ7P		329460	5149712	9.82	0.48	3.04	1.91	1.43

ANNEXE IV

ANALYSE DE SENSIBILITÉ DU MODÈLE CATHY AUX PROPRIÉTÉS HYDRODYNAMIQUES DU SOL D'UN MICRO-BASSIN AGRICOLE SOUS INFLUENCE DE DRAINS SOUTERRAINS

Résumé

Une étude de sensibilité d'une application du modèle tridimensionnel CATHY (Camporese *et al.*, 2010), couplant eau de surface-eau souterraine de bassin versant, a été réalisée au moyen de la méthode Morris (Morris, 1991) afin d'évaluer les effets élémentaires des paramètres de propriétés physiques des sols et la hauteur de la nappe sur : (i) les volumes cumulés aux drains et (ii) les flux sortant du micro-bassin agricole partiellement drainé Bras d'Henri (2.4 km²) dans le bassin de la rivière Chaudière (Québec). Ces paramètres sont le paramètre de forme de van Genuchten (*VGN*), le potentiel de pression d'entrée de l'air (*VGPSAT*), la teneur en eau résiduelle (*VGRMC*), les conductivités hydrauliques à saturation horizontales (*KsXY*) et verticales (*KsZ*), le coefficient d'emmagasinement (*Ss*), la porosité (*Por*) dans les différentes couches du milieu poreux et la hauteur de la nappe (*WTHEIGHT*).

Des 24 paramètres évalués, la conductivité hydraulique à saturation horizontale dans les couches sous les drains est la propriété hydrodynamique la plus influente sur les deux variables de sortie. Les conductivités hydrauliques à saturation verticale et horizontale dans les couches où sont localisés les drains, la conductivité hydraulique verticale à saturation dans les couches surfaciques et le potentiel de pression d'entrée de l'air ont également démontré des influences élevées vis-à-vis les flux aux drains. Cette étude démontre que des efforts devraient être mis sur la caractérisation de l'anisotropie du sol, car celle-ci n'est pas à négliger lors d'une modélisation hydrologique tridimensionnelle.

Cette évaluation a pour but d'estimer l'importance des paramètres afin de limiter leur nombre pour une étude ultérieure d'analyse de sensibilité avec des méthodes beaucoup plus sophistiquées telles que les méthodes FAST99 (Cukier *et al.*, 1978) et SOBOL2002 (Sobol, 1993; Saltelli *et al.* 2000a).

1. Introduction

Les activités agricoles sont souvent indexées comme cause majeure de la pollution de l'eau (ex. : Tabi *et al.* 1990; Simard *et al.* 1995; Giroux *et al.* 1996). On sait par exemple que les nitrates et certains pesticides, à cause de leur mobilité dans les sols, se retrouvent fréquemment dans les eaux de drainage souterrain (ex. : Brown et Zucker, 1998; Skaggs et Breve, 1992). Les réseaux de drainage, pouvant accélérer les processus de transfert d'eau et des polluants des zones agricoles vers les rivières, ont une incidence sur le taux et la qualité de l'eau quittant un bassin versant (ex. : Evans *et al.* 1989; Arlot, 1999; Cambardella *et al.* 1999; Northcott *et al.* 2001). Muir et Baker (1976) ont observé des concentrations d'atrazine dans les eaux de drainage dans la gamme de 0.20 à 3.85 µg/L dans des champs de maïs au Québec. À plusieurs reprises, ces concentrations étaient trouvées plus élevées que la limite admise par l'Agence de Protection Environnementale Américaine (USEPA) qui est de 3 µg/L. Arjoon *et al.* (1993) ont illustré que le lessivage de l'herbicide *prometryn* dans les eaux des parcelles artificiellement drainées était plus rapide que dans des parcelles sans système de drainage souterrain dans un sol organique. D'où, la qualité des eaux de surface et souterraines dépend de notre aptitude à apprécier le risque du transport des produits polluants en fonction des choix de gestion des sols. Il est donc nécessaire de bien comprendre l'influence des propriétés des sols et du système de drainage sur l'hydrologie d'un bassin versant. Ainsi, pour une meilleure compréhension du fonctionnement des systèmes hydrologiques (quantité et qualité de l'eau) dans un environnement agricole, on a recouru à la technique de modélisation mathématique des processus physiques.

Les modèles hydrologiques, en tant que simplifications ou approximations de systèmes réels qu'on étudie (ex. : Dassargues, 1991; Hingray *et al.* 2009; Payraudeau, 2002), sont devenus des outils indispensables dans les processus de prise de décision, de gestion et de protection des ressources hydriques au niveau des bassins versants agricoles. Dans la pratique des activités agricoles, la recherche sur les ressources hydriques s'intéresse à ces modèles afin de caractériser le fonctionnement des systèmes dans la perspective de gestion de la production agricole et de la protection des ressources en eaux de surface et souterraines. Cependant, les informations tirées de ces modèles sont sensibles à la complexité et à la grande variabilité des systèmes naturels (données ou paramètres de calage des modèles), aux échelles d'étude, aux algorithmes ou structures, aux conditions limites des modèles, ... (ex. : Beven, 1989; Luis et McLaughlin, 1992).

Dès lors, les décideurs ont besoin de savoir si l'information fournie par le modèle est robuste et de qualité acceptable pour le besoin de protéger et de bien gérer les ressources en eau. Pour ce faire, la fiabilité des résultats fournis par le modèle est fonction de la justesse et la représentativité des paramètres utilisés (ex. : Duchemin et Lachance, 2002). Ainsi, il est impératif pour l'utilisateur d'un modèle de chercher à savoir comment ce dernier réagit par rapport aux variables d'entrée et aux paramètres du modèle (Saltelli *et al.* 1999). Cette démarche ne peut se faire que par le biais d'une analyse de sensibilité du modèle.

Selon Saltelli *et al.* (2000a), l'analyse de sensibilité est une étude de la relation entre les sorties et les entrées d'un modèle, c'est-à-dire comment la variation de la sortie d'un modèle peut être attribuée aux variations des différents paramètres. Elle permet d'améliorer la compréhension du modèle, c'est-à-dire comment le modèle va réagir par rapport aux paramètres d'entrée, la cohérence entre le modèle et le système qu'il représente. Elle peut aider à prédire l'effet de chaque paramètre sur les résultats du modèle et à les classer suivant leur degré de sensibilité ou permettre d'évaluer la robustesse de la modélisation en examinant comment les résultats de l'analyse varient lorsque les valeurs des paramètres clés sont modifiées dans un intervalle déterminé (Nearing *et al.* 1990). Meier *et al.* (1971) soulignent que l'analyse de sensibilité est souvent utilisée pour évaluer l'importance relative des efforts à fournir pour recueillir et préparer les données nécessaires au fonctionnement d'un modèle. Ainsi, en fournissant une meilleure compréhension sur la réaction des sorties vis-à-vis des changements des entrées, l'analyse de sensibilité augmente notre confiance vis-à-vis les modèles et leurs prévisions (Tarantola et Saltelli, 2003).

Il existe différentes méthodes pour effectuer l'analyse de sensibilité d'un modèle mathématique. Ces méthodes peuvent être divisées en deux catégories principales (Saltelli *et al.* 2000b) : les méthodes d'analyse de sensibilité locale (*Local Sensitivity Analysis, LSA*) et les méthodes de sensibilité globale (*Global Sensitivity Analysis, GSA*). Les *LSA* s'intéressent à la réponse locale des sorties en modifiant les paramètres d'entrée un à la fois pendant que les autres paramètres sont maintenus à leurs valeurs centrales (Favis-Mortlock et Smith, 1990; Turanyi, 1990; Jolicoeur, 2002; Turanyi et Rabitz, 2000). Le terme global est utilisé pour caractériser les méthodes possédant deux propriétés fondamentales (Saltelli *et al.* 2000a) : (i) tous les paramètres sont simultanément variés et (ii) la sensibilité est mesurée sur toute la plage (gamme) de variation de chaque paramètre d'entrée. Pour ce faire, les *GSA* s'intéressent à la variabilité de la sortie du

modèle dans son domaine de variation (Jacques, 2005). Par rapport aux *LSA*, les *GSA* permettent de déterminer les variables qui interagissent avec les autres variables. Elles examinent comment la variabilité des paramètres d'entrée se répercutent sur celle de la sortie et déterminent quelle part de variance de la sortie est due à telles entrées ou tel ensemble d'entrées. (Saltelli *et al.* 2004). Ceci dit, elles sont beaucoup plus gourmandes en temps de calcul. Parmi les méthodes de sensibilité globales les plus souvent utilisées, on peut identifier trois classes principales : les méthodes de criblage ou *screening*, les méthodes basées sur la régression et celles basées sur la variance (Confalonieri *et al.* 2010).

L'objectif de cette étude est d'explorer la sensibilité du modèle CATHY (Camporese *et al.* 2010), un modèle hydrologique tridimensionnel, (i) aux propriétés hydrodynamiques du sol (*i.e.*, paramètre de forme de van Genuchten, la teneur en eau résiduelle et le potentiel de pression capillaire ou d'entrée de l'air, les conductivités hydrauliques saturées latérales et verticales, le coefficient d'emménagement spécifique et la porosité dans les différentes couches du milieu poreux) et (ii) à la profondeur initiale de la nappe. Cette analyse est faite en examinant le comportement des volumes d'eau simulés à la sortie du système de drainage souterrain et à l'exutoire du petit bassin agricole où sont ces systèmes de drainage, le micro-bassin Bras d'Henri localisé dans la région agro-climatique Chaudière-Appalaches dans le sud du Québec, Canada. Il s'agit de déterminer les paramètres suffisamment informatifs vis-à-vis ces deux variables de sortie. Notamment, quels sont les paramètres les plus importants pour une bonne représentation du système de drainage et de ses impacts sur les processus hydrologiques dans le bassin versant.

2. Matériels et méthodes

Dans le cadre de cette étude, les simulations de l'analyse de sensibilité ont été réalisées en utilisant la méthode Morris (Morris, 1991; Saltelli *et al.* 2000a), qui est la plus utilisée des techniques de criblage. La démarche adoptée a consisté à utiliser le paquet d'analyse de sensibilité du logiciel R (Crawley, 2007) afin de produire ou d'écrire le tableau ou fichier de variations des paramètres d'entrée sélectionnés du modèle CATHY. L'outil SENSAN (Doherty, 2004) du logiciel PEST a contribué à l'exécution du modèle CATHY en lui fournissant successivement chaque ligne du tableau produit par R, permettant ainsi d'exécuter de manière automatique un grand nombre des simulations.

2.1. Analyse de sensibilité : méthode Morris

Rappelons d'abord que les méthodes de criblage ou *screening* analysent qualitativement l'importance des variables d'entrée sur la variabilité de la réponse du modèle (Campolongo & Braddock, 1999). Leur objectif est d'isoler les paramètres très influents sur les sorties afin de réduire le nombre de paramètres à analyser avec des méthodes plus sophistiquées et/ou plus coûteuses. Ces méthodes, n'exigeant que quelques simulations, sont souvent appliquées pour des modèles contenant un nombre considérable des paramètres d'entrée et dont l'interprétation des résultats est simple. Elles sont dites déterministes, c'est-à-dire elles n'utilisent pas de lois de probabilité sur les entrées.

La méthode Morris (Morris, 1991; Saltelli *et al.* 2000a) est une méthode de criblage reposant sur la perturbation des paramètres, offrant un moyen rapide et peu coûteux en terme de calcul pour classer ou ranger les paramètres. Quoique cette méthode soit considérée comme globale, elle est fondée sur le calcul des mesures locales. Elle traite tout l'espace dans lequel les paramètres peuvent varier; d'où le terme global. Les variations correspondantes de sorties du modèle reflètent la sensibilité de la solution par rapport au paramètre varié.

La mesure de sensibilité proposée dans le travail original de Morris et améliorée par Campolongo (ex. : Saltelli *et al.* 2008; Campolongo *et al.* 2007) consiste à calculer pour chaque variable/paramètre d'entrée des dérivés appelés effets élémentaires (*EEs*) sur l'espace des paramètres. L'effet élémentaire d'un paramètre i (EE_i) sur la sortie du modèle est donné par:

$$EE_i = \frac{dy}{dx_i} = \frac{y(x_1, x_2, x_3, x_i + \Delta, \dots, x_p) - y(\mathbf{x})}{\Delta} \quad (3)$$

où x_i est le i ème paramètre du modèle, Δ est le facteur prédéterminé de perturbation de x_i , $y(\mathbf{x})$ est la sortie du modèle évaluée à certaines valeurs nominales des paramètres \mathbf{x} du modèle et $y(x_1, x_2, x_3, x_i + \Delta, \dots, x_p)$ est la sortie du modèle correspondant à une variation Δ (aléatoire à chaque exécution) dans x_i .

Deux mesures de sensibilité sont proposées pour chaque paramètre : la moyenne des valeurs absolues et l'écart-type des effets. La moyenne des valeurs absolues des effets μ_i^* sur r exécutions obtenues par échantillonnage aléatoire est donnée par :

$$\mu_i^* = \frac{1}{r} \sum_{j=1}^r |EE_i^j| \quad (4)$$

L'écart-type des effets σ_i est calculé par :

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{r-1} \sum_{j=1}^r (EE_i^j - \mu)^2 \quad (5)$$

avec $\mu_i = \frac{1}{r} \sum_{j=1}^r EE_i^j$, $i = 1, 2, 3, \dots, p$ paramètres et $j = 1, 2, 3, \dots, r$ exécutions.

Les résultats de la méthode de Morris sont généralement présentés sur un graphique (figure 1), où l'axe horizontal fait référence à la moyenne des effets calculés (μ_i^*) et l'axe vertical représente l'écart-type des effets (σ_i). La statistique μ_i^* révèle l'influence du paramètre x_i sur la sortie du modèle. Plus cette valeur est grande plus le paramètre x_i a une influence importante sur la sortie et par conséquent, est plus sensible. Une valeur élevée de l'écart-type σ_i , signifiant la présence d'une grande mesure de dispersion, indique que le paramètre a un effet non linéaire sur la sortie et/ou il est impliqué dans l'interaction avec d'autres paramètres. D'où, on distingue trois groupes des paramètres : (i) les paramètres P1 aux effets négligeables, (ii) les paramètres P2 aux effets linéaires et, (iii) les paramètres P3 aux effets non linéaires et/ou avec interactions.

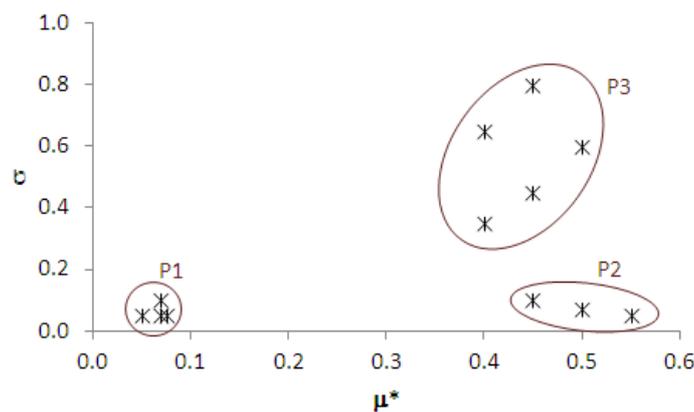


Figure 1 : Exemple du graphique d'interprétation des indices de Morris

2.2. Description du modèle hydrologique CATHY

Cette étude a été réalisée sur le modèle CATHY (*CATchment HYdrology*), un modèle à base physique spatialement distribué intégrant les processus d'écoulement de surface et souterrain (Camporese *et al.* 2010).

L'écoulement de surface (en rigoles et en cours d'eau) est classiquement formulé par l'équation de Saint Venant :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C_k \frac{\partial Q}{\partial s} = D_h \frac{\partial^2 Q}{\partial s^2} + C_k q_s \quad (1)$$

Cette équation est numériquement résolue par la méthode des différences finies. Pour des raisons de simplicité, cette équation est décrite dans un système de coordonnées en une dimension (1D) s [L] pour décrire chaque élément de la lame d'eau. Dans cette équation, Q est le débit le long du cours d'eau [L^3/T], c_k est la vitesse cinématique [L/T], D_h est la diffusivité hydraulique [L^2/T], et q_s est le débit entrant (positif) dans le milieu ou sortant (négatif) du souterrain vers la surface [L^3/LT].

L'équation de Richard en 3D (équation 2), qui décrit l'écoulement variablement saturé dans le milieu poreux (écoulement souterrain), est résolu numériquement par éléments finis Galerkin dans l'espace au moyen des éléments tétraédriques. Les termes de stockage et conductivité dépendant fortement de la pression, l'équation (2) est largement non linéaire et par conséquent, elle est linéarisée dans le code par les méthodes itératives de Picard ou Newton (Paniconi et Putti, 1994). Ainsi, l'équation aux dérivées partielles décrivant mathématiquement l'écoulement souterrain est :

$$S_w S_s \frac{\partial \psi}{\partial t} + \phi \frac{\partial S_w}{\partial t} = \nabla \cdot [K_s K_r (\nabla \psi + \eta_z)] + q_{ss} \quad (2)$$

où $S_w = \theta/\theta_s$ est le degré de saturation, θ est la teneur en eau volumétrique [-], θ_s est la teneur en eau saturée (généralement égale à la porosité ϕ), S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique [L^{-1}], ψ est le potentiel matriciel [L], t est le temps [T], ∇ est l'opérateur gradient, K_s est le tenseur de conductivité hydraulique [L/T], $K_r(\psi)$ est la fonction de conductivité relative [-], $\eta_z = (0,0,1)^T$, z est la coordonnée verticale orientée vers le haut [L], q_{ss} représente le terme source (positive) ou puits (négatif) [L^3/L^3T].

Les expressions (3) et (4) de van Genuchten et Nielsen (1985) sont utilisées afin de spécifier les caractéristiques non linéaires de $K_r(\psi)$ et $S_w(\psi)$:

$$\theta(\psi) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)[1 + \beta]^{-m} & \psi < 0 \\ \theta_s & \psi \geq 0 \end{cases} \quad (3)$$

$$K_r(\psi) = \begin{cases} (1 + \beta)^{-5m/2} [(1 + \beta)^m - \beta^m]^2 & \psi < 0 \\ 1 & \psi \geq 0 \end{cases} \quad (4)$$

où $\theta(\psi)$ est la teneur en eau volumétrique, θ_s est la teneur en eau à saturation, θ_r est la teneur en eau résiduelle, $\beta = (\psi/\psi_s)^n$, où ψ_s est le potentiel de pression capillaire, $m = 1 - 1/n$ où n est une constante empirique variant de 1.25 à 10.40, et $K_r(\psi)$ est la conductivité hydraulique relative. Dépendamment du choix de l'utilisateur, les équations de Brooks et Corey (1964) et Huyakorn *et al.* (1984, 1986) peuvent être aussi utilisées pour la spécification des caractéristiques non linéaires de la conductivité hydraulique relative et du degré de saturation effective

Dans la phase de prétraitement (pre-processing), les données topographiques lues à partir d'un modèle numérique d'altitude (MNA) et les caractéristiques du bassin (paramètres structuraux, d'analyse du terrain et du réseau des rigoles et du chenal) sont analysées. Cette étape met en place la discrétisation de la surface à partir de laquelle une grille du souterrain est automatiquement générée et produit les fichiers de routage de l'eau sur la surface (largeur du chenal et rigoles servant au calcul de célérité de surface et diffusivité hydraulique, rugosité k , pente, directions de drainage, ...). Les cellules du MNA sont rangées et traitées dans l'ordre descendant d'élévation : l'eau est acheminée de cellules les plus élevées vers les cellules les plus basses.

Les paramètres de l'aquifère (conductivité hydraulique à saturation, porosité et coefficient spécifique d'emménagement), des relations caractéristiques de la courbe de rétention hydrique et conductivité hydraulique, de maillage, des conditions initiales, les paramètres numériques (type de simulation, pas de temps, types de sorties, ...) et les conditions aux limites atmosphériques sont les données principales d'entrée du modèle.

Les données de sortie incluent les lames d'eau à la surface, le débit ruisselé, le potentiel de pression souterraine, la teneur d'humidité, et les vitesses de l'eau souterraine. Nombreuses autres variables peuvent être déduites de ces principales données de sortie comme par exemple la recharge de l'aquifère, la saturation du bassin et les débits. Les contributions de surface et du

souterrain à l'écoulement peuvent être calculées à n'importe quel nœud spécifique de surface dans le bassin, et aussi par défaut à la sortie du bassin, représentant l'écoulement total.

2.3. Outils SENSAN et R

SENSAN (*SENSitivity ANalysis*) est un outil ou une librairie d'estimation des paramètres du logiciel PEST (*Parameter ESTimation*) (Doherty, 2004; Moore et Doherty, 2005). Il peut être utilisé pour estimer les paramètres de n'importe quel modèle informatique même si l'utilisateur n'a pas accès au code source du modèle. Il est capable de « prendre le contrôle » d'un modèle, assurer son exécution autant de fois que c'est nécessaire tout en ajustant ses paramètres jusqu'à ce que les écarts entre les sorties du modèle sélectionné et un ensemble des mesures de laboratoire ou du terrain soient réduits à un minimum au sens des moindres carrés pondérés. PEST s'adapte au modèle; le modèle n'a pas besoin d'être adapté à PEST. La gamme, les valeurs initiales et les incréments ou accroissements des paramètres sont fournis par l'utilisateur.

Les librairies *sensitivity*, *rgl* et *fOptions* du logiciel R (Crawley, 2007) ont été utilisées.

2.4. Structure du couplage de R, SENSAN et du modèle CATHY

Les valeurs limites (inférieures et supérieures) et nominales sont fournies à la librairie d'analyse de sensibilité du logiciel R qui met au point un tableau de variations des paramètres. On fait varier seulement les paramètres et non la topologie du bassin. Étant donné p , le nombre de paramètres, et r , le nombre de répétitions ou nombre d'effets élémentaires calculés pour chaque paramètre, ce tableau fournit un nombre de simulations égal à $r*(p+1)$ pour la méthode Morris. Le nombre de paramètres et celui de répétitions étant respectivement de 24 et 20, les simulations réalisées sont au nombre de 500.

Le tableau de variations des paramètres, contrôlé par SENSAN (PEST), est fourni à l'exécution du modèle CATHY. Les fichiers de sorties de CATHY sont pris en charge par SENSAN qui les fournit à la librairie d'analyse de sensibilité du logiciel R pour le calcul des indices de sensibilité et la représentation graphique ou la production du tableau de synthèse des résultats (figure 2).

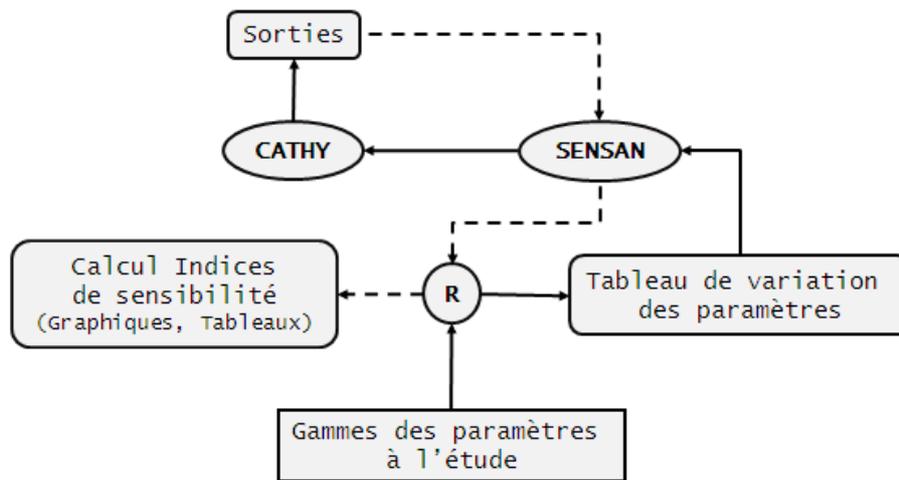


Figure 2 : Schémas de modélisation avec le modèle CATHY couplés aux outils R et SENSAN

2.5. Site d'étude

2.5.1. Localisation et description du site d'étude

Le site d'étude est un micro-bassin de 2.4 km² localisé dans le bassin versant de la rivière Bras d'Henri à environ 30 km au sud-est de la ville de Québec sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent dans le secteur de la région agro-climatique de Chaudière-Appalaches (Figure 3). Ce bassin versant, d'une aire de drainage hydrographique d'environ 167 km² dont environ les deux tiers sont aujourd'hui consacrés à l'agriculture (grandes cultures, pâturages, etc.) et le reste est demeuré en milieu naturel plus ou moins exploité, des boisés ou des terres humides, est régi par un climat du type continental humide, constitué d'hivers longs et froids et d'étés courts et frais, comportant d'importantes et nombreuses précipitations annuelles, environ 1150 mm, dont le tiers s'accumule sous forme de neige. Au cours de l'été, les précipitations sont généralement plus grandes que l'eau évapotranspirée et donc aucun déficit hydrique au niveau des sols n'est observé, si ce n'est qu'une faible possibilité pour certains secteurs de sols grossiers de nature sableuse avec graviers et cailloux et bien à très rapidement drainés de la plaine et cela, exclusivement durant le mois de juillet (Lamontagne *et al.* 2010). Ce site s'inscrit dans le cadre du projet national « Évaluation des Pratiques de gestion Bénéfique à l'échelle des bassins Hydrographiques (EPBH) », lancé en 2004 et dirigé par Agriculture et Agroalimentaire Canada (AAC) visant à mesurer les impacts environnementaux et économiques de certaines Pratiques de

Gestion Bénéfiques (PGB) sur la qualité de l'eau dans sept micro-bassins hydrographiques du Canada (Agriculture & Agri-food Canada, 2004a, b, c).

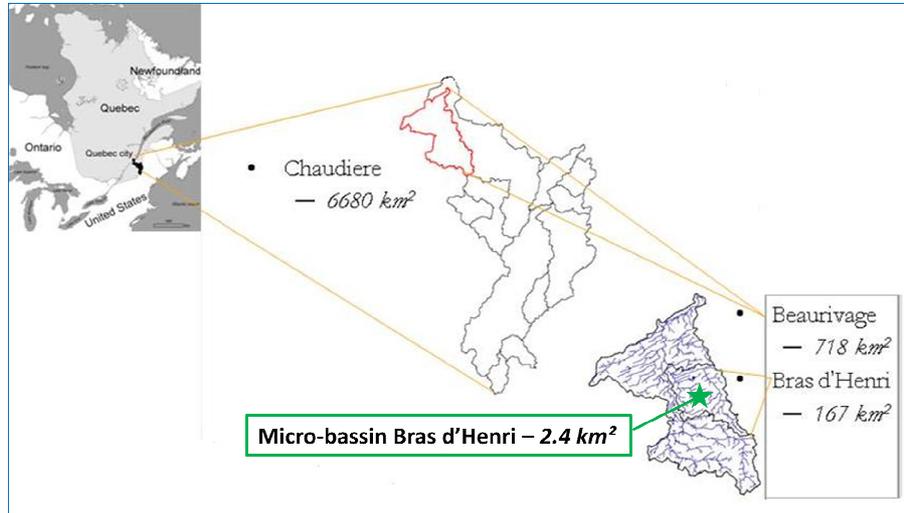


Figure 3 : Localisation du micro-bassin Bras d'Henri

Localisé dans les Appalaches québécoises, le micro-bassin Bras d'Henri est caractérisé un relief de 150 à 170 m au-dessus du niveau de la mer. Les matériaux géologiques de surface ont été déposés pendant la présence de la mer Champlain constitués de minces (< 10 m) sédiments littoraux recouvrant des diamictons glaciaux argileux (Gadd, 1974). Ces diamictons atteignent généralement une épaisseur de 1.0 à 1.5 m, mais ne sont pas présents partout dans le micro-bassin. La figure 4 présente la distribution spatiale des sols et dans le tableau 1 sont consignées quelques-unes de leurs propriétés. Les couches pédologiques sont principalement constituées de plus de dix catégories de sols regroupés en trois grandes familles: loameux ou loameux grossiers mal drainés et de sols sableux ou squelettiques sableux imparfaitement drainés où les pourcentages de sable et d'argile varient respectivement de 7 à 97 % et de 1 à 32 %. Les pentes dans le micro-bassin varient généralement de 0 à 3 % et de 3 à 8 %.

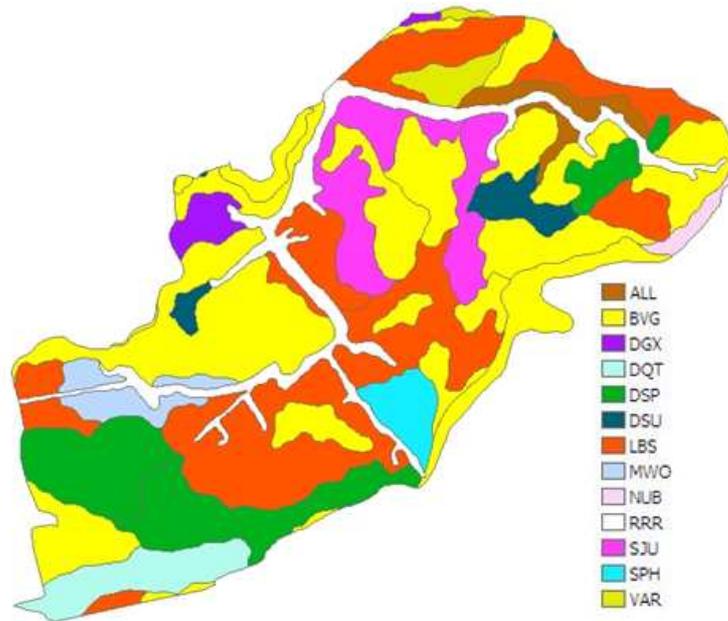


Figure 4 : Carte de la distribution spatiale des sols (Agriculture et Agroalimentaire Canada, 2012)

Tableau 1 : Quelques caractéristiques des sols dans le micro-bassin (Lamontagne *et al.* 2010)

Code du sol	Famille	% sable	% argile	Drainage
ALL	Loameux	5-12	5-12	Mal drainé
BVG	Sableux	67-97	1-13	Imparfaitement drainé
DGX	Loameux grossier	29-59	5-13	Imparfaitement drainé
DQT	Loameux grossier	62-84	9-20	Imparfaitement drainé
DSP	Loameux grossier	52-58	6-10	Mal drainé
DSU	Loameux grossier	45-62	5-12	Mal drainé
LBS	Loameux	7-30	12-23	Mal drainé
MWO	Loameux grossier	57-84	6-17	Mal drainé
NUB	Loameux	8-60	7-32	Mal drainé
RRR	Non classifié	59-82	0-8	Non classifié
SJU	Sableux	68-94	1-4	Imparfaitement drainé
SPH	Sableux	55-76	2-5	Mal drainé
VAR	Sableux	73-97	1-6	Imparfaitement drainé

L'emplacement des systèmes de drainage (localisés à une profondeur de 1.20 m) et l'occupation du sol dans le micro-bassin sont montrés respectivement aux figures 5 et 6. Ce site est caractérisé par une intense production agricole constituée principalement par le foin (53.1 %), maïs-grain (27.8 %) et soya (8.1 %)

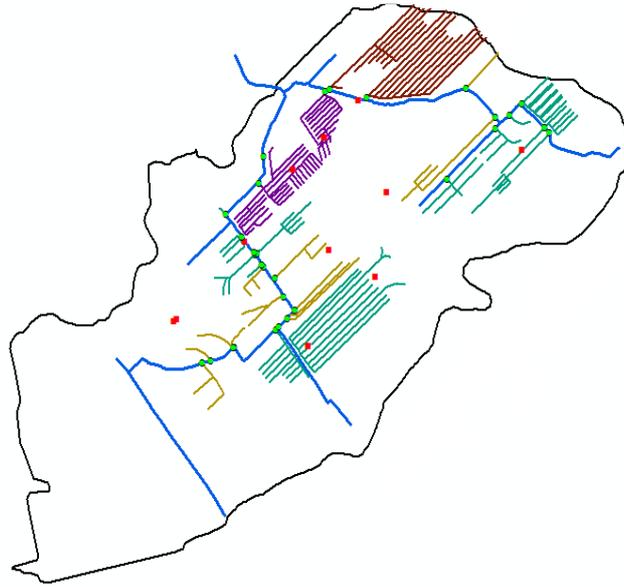


Figure 5 : Localisation des réseaux de drainage dans le micro-bassin (couleur bleue = réseau hydrographique, couleur rouge = piézomètres et autres couleurs = réseaux de drainage) (Agriculture et Agroalimentaire Canada, 2012)

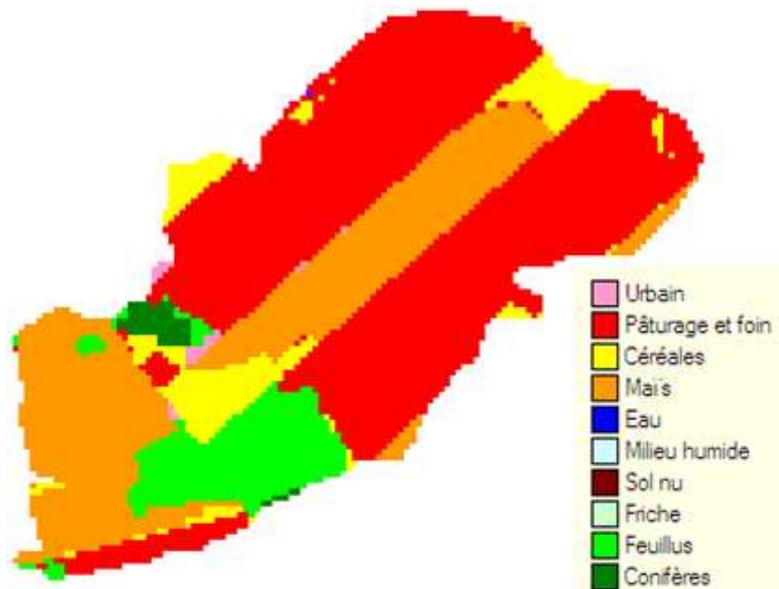


Figure 6 : Carte de l'occupation du sol (Agriculture et Agroalimentaire Canada, 2012)

2.5.2. Source de données et période d'étude

La base de données, fournie par Agriculture et Agroalimentaire Canada, inclut les données météorologiques (température moyenne de l'air, humidité relative, pression de vapeur saturée, vitesse du vent à 2 m d'altitude, radiation nette, ...), les porosités et les conductivités

hydrauliques à saturation, les données des essais de succion du sol jusqu'à une profondeur de 1.25 m, et les données de débits à l'exutoire du micro-bassin mesurées en termes de hauteur. Nous avons obtenu les conductivités hydrauliques à saturation du sol à une profondeur supérieure à 1.25 m à partir des essais de *slug-test*.

La période d'étude s'étale du 6 (157 JJ) au 13 juin 2006 (164 JJ) avec des températures variant entre 11 et 20 degrés Celsius et des précipitations totales d'environ 37 mm où deux jours seulement ont contribué 32 mm (Figure 7). Cette période est une petite portion de la saison de croissance végétative débutant fin avril à début mai pour se terminer au début d'octobre (MAPAQ, 2007). Cette période est caractérisée par du ruissellement de surface et de l'infiltration, et des intenses activités agricoles sur le micro-bassin.

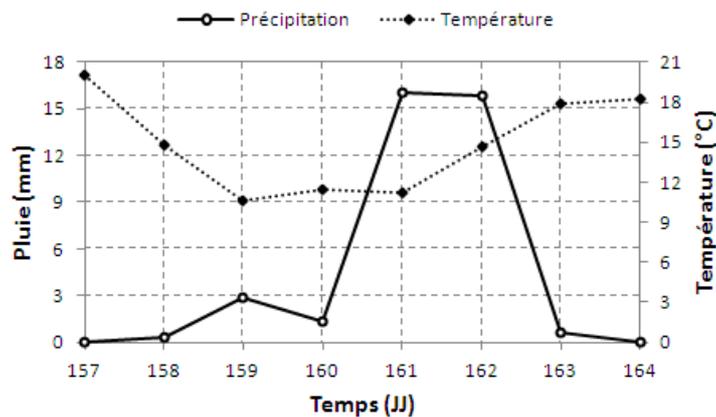


Figure 7 : Données de pluviométrie et de température durant la durée d'analyse de sensibilité (JJ = jour julien)

2.6. Méthode d'analyse

2.6.1. Mise en place du modèle CATHY

Le modèle CATHY a été mise en place sur le micro-bassin à partir d'un modèle numérique d'altitude (MNA) de 20 m de résolution. Le milieu poreux est discrétisé en 15 couches avec les couches moins épaisses à la surface et aux alentours des nœuds localisés plus proches de réseaux de drainage à 1.20 m de profondeur (entre les 6^{ème} et 8^{ème} couches ou du moins dans la 7^{ème} couche) afin de bien prendre en compte les interactions entre les eaux de surface et souterraines et l'influence de drains à l'écoulement (figure 8). De la discrétisation de la surface du micro-

bassin à partir du MNA résultent 6148 cellules qui sont divisées en 2 triangles chacune produisant ainsi 12296 cellules (connectées par 6391 nœuds). Ces dernières projetées verticalement aux 15 couches donnent lieu à 3 tétraèdres chacune. Le domaine du milieu poreux est alors discrétisé en 553320 (12296 x 3 x 15) éléments tétraédriques connectés par 102256 nœuds (6391 x (15 + 1)).

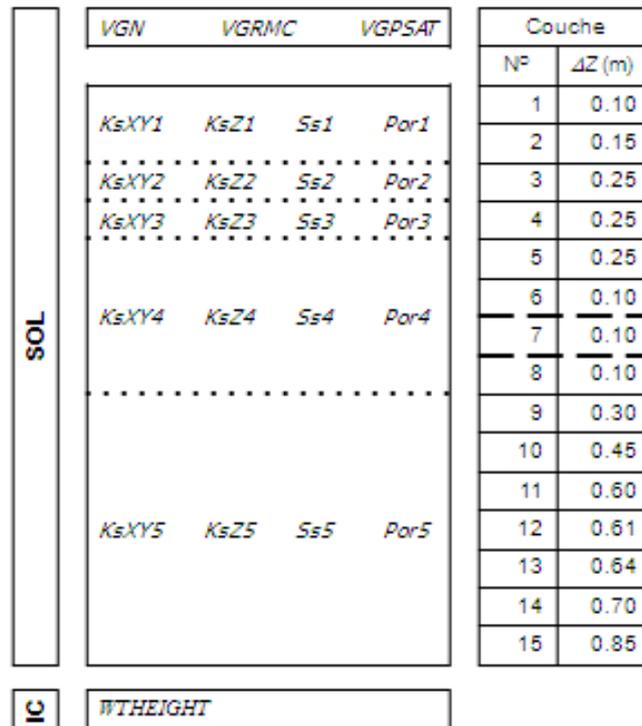


Figure 8 : Groupe des paramètres d'entrée choisis pour l'analyse de sensibilité. Les traits en gras entre d'une part les 6^{ième} et 7^{ième} couches et d'autre part les 7^{ième} et 8^{ième} couches indiquent l'emplacement des réseaux de drainage dans les parcelles drainées.

Compte tenu de ce que l'hétérogénéité spatiale du sol peut engendrer au niveau du nombre de paramètres à tester, il a été décidé de considérer le sol comme étant homogène spatialement. Pour ce faire, la limite inférieure et la supérieure et la valeur nominale de certains paramètres ont été considérées respectivement comme le minimum, le maximum et la moyenne géométrique des valeurs du paramètre.

2.6.2. Paramètres évalués

Les groupes de paramètres testés du modèle CATHY sont les suivants : (i) paramètre de forme de van Genuchten (*VGN*), la teneur en eau à résiduelle (*VGRMC*) et le potentiel de pression d'entrée de l'air (*VGPSAT*), (ii) les conductivités hydrauliques à saturation horizontales (*KsXY*) et verticales (*KsZ*), le coefficient d'emménagement (*Ss*), (v) la porosité (*Por*) dans les différentes couches du milieu poreux et (iii) la hauteur de la nappe (*WTHEIGHT*) tels que représentés à la figure 8. Les 23 premiers paramètres constituent les propriétés hydrodynamiques du sol. Dans le tableau 2 sont consignées les valeurs limites et nominales de chaque paramètre. Les paramètres *VGN*, *VGRMC* et *VGPSAT* correspondent respectivement à n , θ_r et ψ_s dans les équations 9 et 10.

2.6.3. Conditions limites et conditions initiales d'humidité dans le sol

Les conditions limites à la surface du micro-bassin sont données par la précipitation efficace, c'est-à-dire la précipitation réelle soustraite de l'évapotranspiration potentielle (figure 9). Cette dernière a été calculée par l'approche de Penman-Monteith recommandée non seulement par la FAO (Allen *et al.* 1998) mais aussi par d'autres organisations (Walter *et al.* 2000) comme méthode privilégiée d'estimation d'évapotranspiration de référence du gazon pondérée par des coefficients culturaux (Pereira *et al.* 2006).

Au début ou au premier pas de temps de chaque simulation, les conditions initiales d'humidité dans le sol sont données par les valeurs de la plage de hauteur de la nappe, c'est-à-dire le paramètre *WTHEIGHT* du tableau 2. En ayant de telles hauteurs de nappe, on s'assure que les systèmes de drainage jouent leur rôle pleinement.

Tableau 2 : Plages de valeurs des paramètres d'entrée évalués

Variable	Limite inférieure	Valeur nominale	Limite supérieure
<i>VGN</i> (-)	3.00	4.50	6.35
<i>VGRMC</i> (-)	0.07	0.10	0.22
<i>VGPSAT</i> (m)	-0.25	-0.50	-0.70
<i>KsXY1</i> (m/s)	6.95×10^{-7}	6.04×10^{-6}	1.31×10^{-5}
<i>KsZ1</i> (m/s)	1.39×10^{-7}	6.04×10^{-6}	1.31×10^{-4}
<i>Ss1</i> (1/m)	1.00×10^{-4}	4.75×10^{-4}	2.00×10^{-3}
<i>Por1</i> (-)	0.45	0.52	0.69
<i>KsXY2</i> (m/s)	9.50×10^{-7}	1.16×10^{-5}	1.25×10^{-4}
<i>KsZ2</i> (m/s)	2.22×10^{-7}	1.16×10^{-5}	1.25×10^{-4}
<i>Ss2</i> (1/m)	2.50×10^{-4}	9.50×10^{-4}	4.00×10^{-3}
<i>Por2</i> (-)	0.33	0.47	0.61
<i>KsXY3</i> (m/s)	8.33×10^{-7}	7.07×10^{-6}	2.95×10^{-5}
<i>KsZ3</i> (m/s)	8.33×10^{-8}	7.07×10^{-6}	2.95×10^{-4}
<i>Ss3</i> (1/m)	1.00×10^{-4}	4.75×10^{-4}	2.00×10^{-3}
<i>Por3</i> (-)	0.29	0.37	0.47
<i>KsXY4</i> (m/s)	2.77×10^{-7}	3.51×10^{-6}	2.67×10^{-5}
<i>KsZ4</i> (m/s)	2.77×10^{-8}	3.51×10^{-6}	2.67×10^{-4}
<i>Ss4</i> (1/m)	1.00×10^{-4}	4.75×10^{-4}	2.00×10^{-3}
<i>Por4</i> (-)	0.27	0.37	0.48
<i>KsXY5</i> (m/s)	1.05×10^{-6}	1.05×10^{-5}	1.05×10^{-4}
<i>KsZ5</i> (m/s)	1.05×10^{-7}	1.05×10^{-6}	1.05×10^{-5}
<i>Ss5</i> (1/m)	1.00×10^{-4}	4.75×10^{-4}	2.00×10^{-3}
<i>Por5</i> (-)	0.30	0.45	0.59
<i>WTHEIGHT</i> (m)	0.20	0.10	0.00

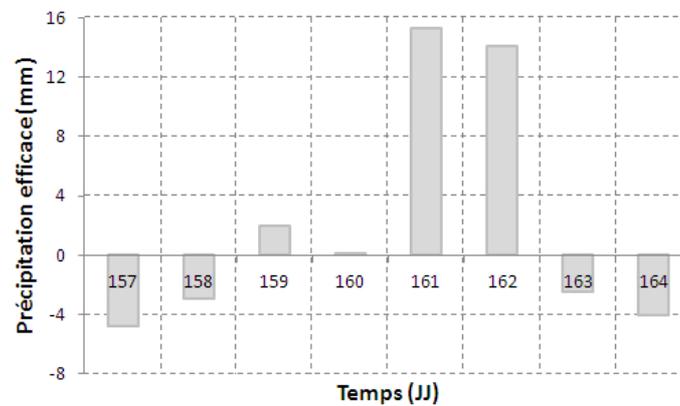


Figure 9 : Données de précipitation efficace à la surface du micro-bassin durant la durée d'analyse de sensibilité (JJ = jour julien)

2.6.4. Variables de sortie cibles et conditions limites aux drains

Deux variables de sortie font objet de cette étude. Il s'agit du volume cumulatif total net d'eau sortant du micro-bassin (sortie_1) et du volume cumulatif aux drains (sortie_2). Ce sont les conditions limites définissant les interactions des drains et le milieu poreux qui distinguent ces deux analyses. Étant donné que les drains sont localisés dans une zone saturée, les valeurs des conditions limites constantes sont appliquées aux nœuds qui représentent les drains souterrains dans le milieu poreux. Pour l'analyse de sensibilité sur le volume cumulatif total net sortant du micro-bassin, les conditions de Neumann (ou conditions de flux imposé) sont assignées aux nœuds du réseau de drainage. Un flux constant basé sur un coefficient de drainage moyen de 10 mm/j y est appliqué. Pour l'analyse de sensibilité sur le volume cumulatif aux drains, les conditions de Dirichlet (ou conditions de potentiel imposé) sont appliquées aux nœuds des drains; c'est-à-dire, le potentiel de pression y est égal à zéro. Le nombre de simulations réalisées pour chaque sortie et chaque méthode est donné dans le tableau 3.

Tableau 3 : Nombre de simulations par méthode d'analyse de sensibilité pour chaque variable de sortie

Variable de sortie	Méthode d'analyse de sensibilité		
	Morris	FAST99	Sobol2002
Sortie_1	500	1200	12000
Sortie_2	500	1350	14850

3. Résultats

3.1. Volume cumulatif total net sortant du micro-bassin

La figure 10 présente pour tous les paramètres la moyenne des valeurs absolues des effets μ_i^* et l'écart-type des effets σ_i des paramètres sur le volume cumulatif total net d'eau sortant du micro-bassin. Il découle de ces résultats que les paramètres les plus sensibles sont K_{sXY2} , K_{sZ1} , K_{sXY3} , $VGRMC$, $Por1$, K_{sXY4} , K_{sZ4} , K_{sXY5} . Ces derniers sont représentés à la figure 11. On observe que les cinq premiers paramètres ont des valeurs d'écart-type des effets (σ_i) plus élevées par rapport à la moyenne des valeurs absolues des effets (μ_i^*). Ceci signifie qu'ils sont beaucoup plus impliqués dans l'interaction avec d'autres paramètres. Les trois derniers paramètres exhibent des

effets beaucoup plus linéaires : les valeurs de μ_i^* sont supérieures à celles de σ_i . D'où, ils ont un impact important sur la sortie.

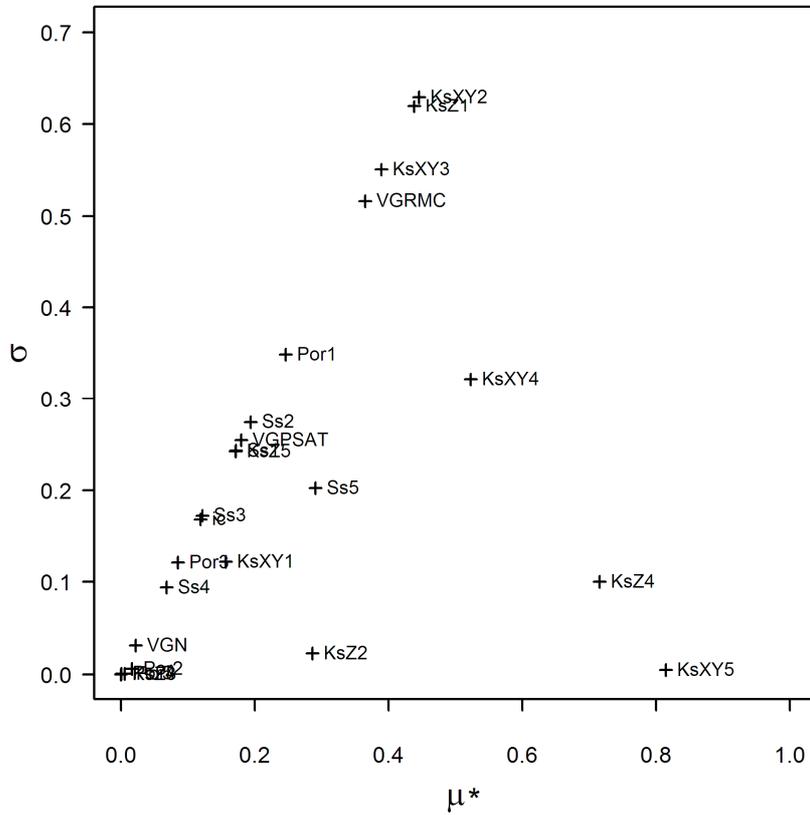


Figure 10 : Indices de Morris de tous les paramètres vis-à-vis du volume cumulé total net sortant du micro-bassin comme variable de sortie

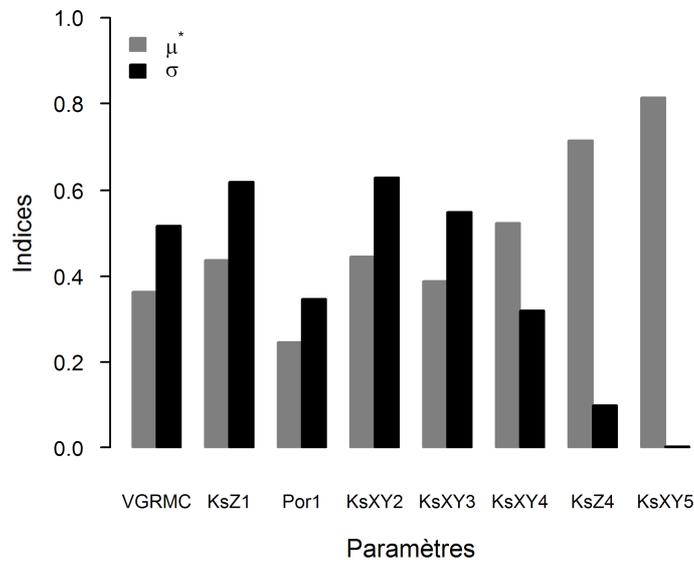


Figure 11 : Indices de Morris de huit paramètres les plus sensibles vis-à-vis du volume cumulatif total net sortant du micro-bassin

Les paramètres les plus sensibles au volume cumulatif total net sortant du micro-bassin dans le milieu poreux sont encadrés (à gauche) avec leurs indices respectifs (à droite) à la figure 12. La conductivité hydraulique à saturation horizontale dans les couches de sol en dessous du système de drainage (*KsXY5*) est le paramètre le plus sensible suite à son effet principal plus élevé. Suivent ensuite les conductivités hydrauliques à saturation verticale et horizontale dans la série des couches où se trouvent localisés les drains. On note aussi que l'écoulement est largement influencé par la conductivité hydraulique à saturation horizontale dans les couches sous les deux couches surfaciques. Une autre remarque à citer est l'épaisseur des couches vis-à-vis des conductivités hydrauliques. Les trois paramètres les plus influents sont localisés dans les ensembles de couches ayant une plus grande épaisseur.

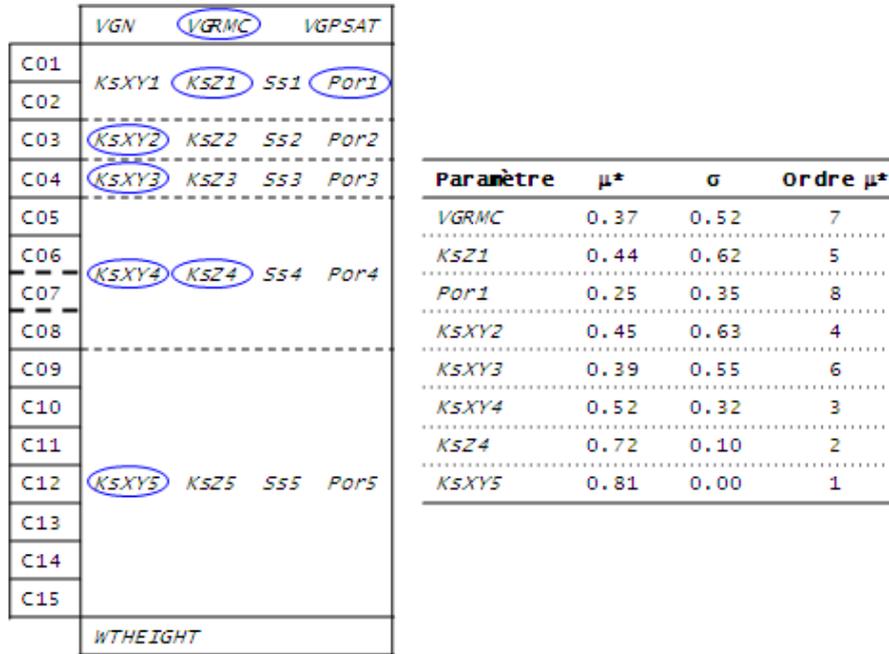


Figure 12 : Synthèse des résultats de la sensibilité des paramètres au volume cumulatif total net sortant du micro-bassin

Cinq des huit paramètres les plus sensibles au volume cumulatif total net d'eau sortant du micro-bassin concernent la conductivité hydraulique à saturation dans le milieu poreux. Sur ces cinq paramètres, quatre sont de la conductivité hydraulique à saturation dans la direction horizontale. Ceci démontre que l'écoulement à la sortie du micro-bassin est grandement influencé de façon générale par la conductivité hydraulique horizontale dans la zone saturée. Ce sont les huit paramètres qui ont été sélectionnés pour les méthodes FAST99 et Sobol2002. Les autres seize (16) paramètres ont été considérés à leur valeur nominale.

3.2. Volume cumulatif aux drains

La moyenne des valeurs absolues des effets μ_i^* et l'écart-type des effets σ_i des paramètres sur le volume cumulatif aux drains sont montrés à la figure 13. Il en ressort que VGN, VGPSAT, KsZ1, Ss1, KsXY3, KsZ3, KsXY4, KsZ4, KsXY5 sont les paramètres les plus sensibles. Ces paramètres sont repris à la figure 14 qui révèle qu'à l'exception des paramètres VGPSAT et KsXY3 qui manifestent un effet linéaire (la moyenne des valeurs absolues des effets est supérieure aux l'écart-types des effets), tous les autres paramètres sont impliqués dans l'interaction avec d'autres paramètres.

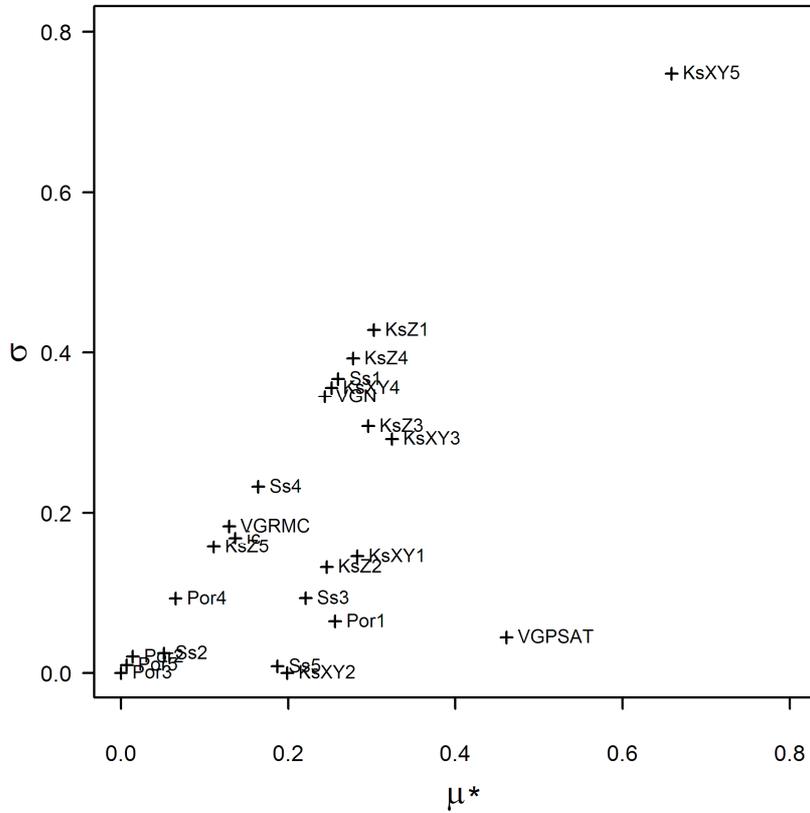


Figure 13 : Indices de Morris de tous les paramètres vis-à-vis du volume cumulé aux drains comme variable de sortie

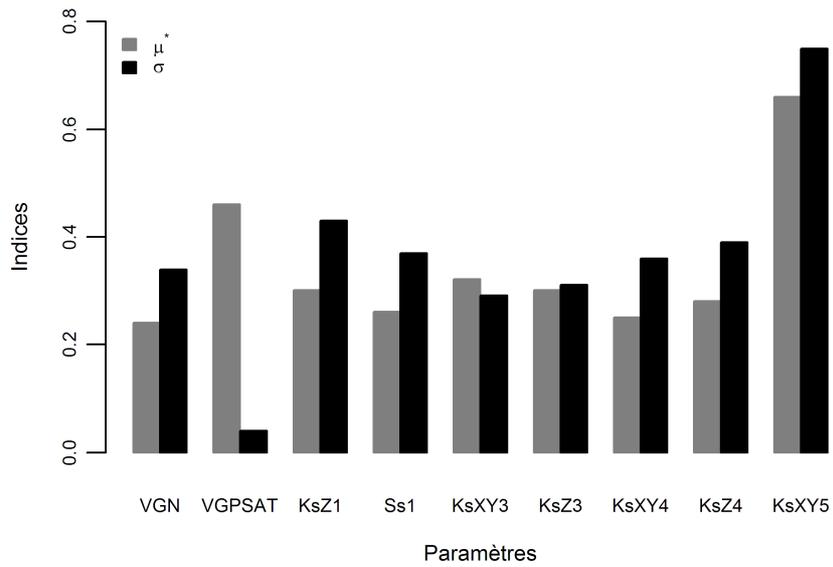


Figure 14 : Indices de Morris de neuf paramètres les plus sensibles vis-à-vis du volume cumulé aux drains.

À la figure 15, les paramètres les plus sensibles au volume cumulatif aux drains dans le milieu poreux sont encerclés (à gauche) et leurs indices respectifs (à droite). *KsXY5* reste le paramètre le plus sensible tant au niveau de son influence qu'à celui de ses interactions avec les autres paramètres. Il est suivi par le potentiel de pression de l'eau du sol à saturation (*VGPSAT*). La conductivité hydraulique à saturation verticale dans les couches C08 à C05, la couche C04 et les deux couches de surface démontrent une importance non moindre. C'est ainsi que les deux couches de surface démontrent que la quantité d'eau s'infiltrant dans le milieu ou du moins arrivant aux drains dépend largement de la perméabilité de surface et de sa capacité de rétention en eau.

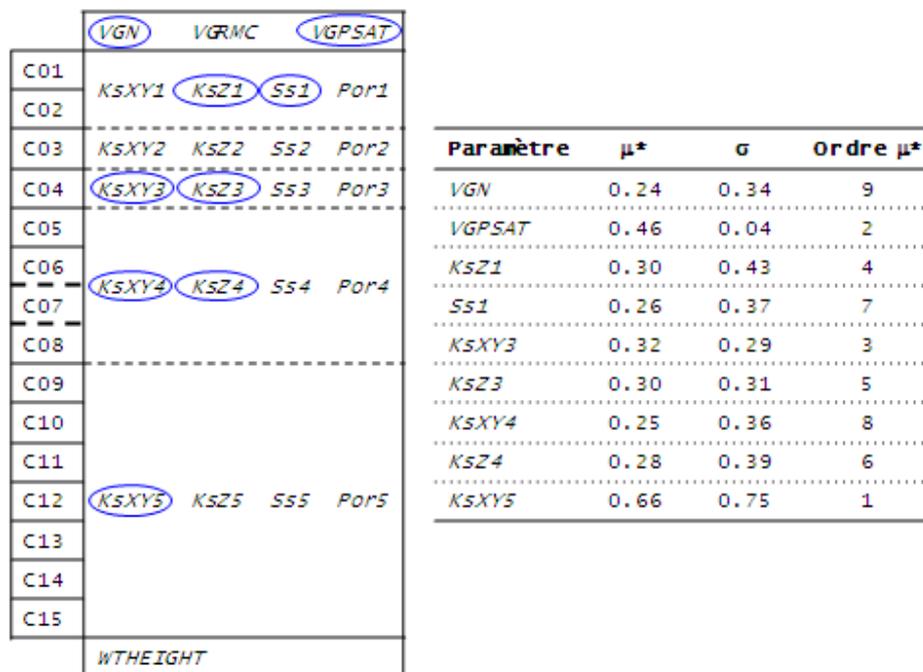


Figure 15 : Synthèse des résultats de la sensibilité des paramètres au volume cumulatif aux drains

De ces résultats, on note que sur les neuf paramètres les plus sensibles au volume cumulatif aux drains, six paramètres sont liés à la conductivité hydraulique à saturation; parmi lesquels trois sont dans la direction horizontale et trois autres dans la direction verticale. On peut en déduire que l'écoulement aux drains dépend généralement des conductivités hydrauliques à saturation dans les deux directions. Les flux traversant la surface de sol résultent de la conductivité hydraulique verticale à saturation. Pour les méthodes FAST99 et Sobol2002, ce sont les neuf

paramètres qui ont été sélectionnés. Tous les quinze (15) autres paramètres ayant été considérés à leur valeur nominale.

3.3. Effet du nombre des simulations sur la mesure de sensibilité μ_i^*

Dans le but de vérifier si le nombre des simulations pouvait jouer sur le classement des paramètres selon leur influence sur les sorties, 1000, 1500 et 2000 simulations supplémentaires ont été réalisées. Étant donné les huit paramètres sensibles au volume cumulé total net sortant du micro-bassin et les neuf paramètres sensibles au volume cumulé aux drains, on observe qu'au nombre des simulations égal à 1000, 1500 et 2000, les valeurs de la mesure de sensibilité μ_i^* diminuent par rapport à 500 et de façon générale elles tendent à se stabiliser et ceci n'affecte en rien l'ordre de classement d'influence des paramètres sur les sorties (figure 16 et annexe 1).

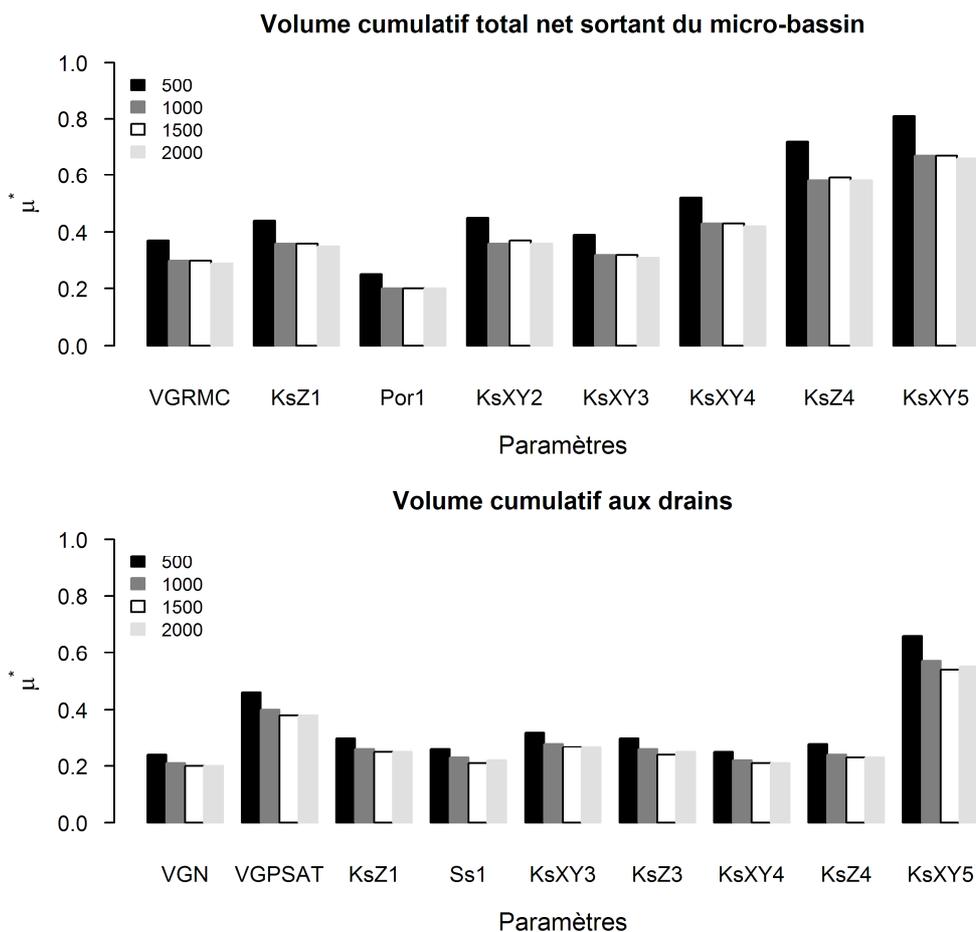


Figure 16 : Effet du nombre des simulations sur la mesure de sensibilité μ_i^*

4. Discussion des résultats et conclusion

Xevi *et al.* (1997) dans leur étude sur le calage, la validation et l'analyse de sensibilité du modèle MIKE_SHE (Abbott *et al.* 1986a,b) sont parvenus à trouver que la conductivité hydraulique horizontale dans la zone saturée influençait les écoulements de base ainsi que les débits de pointe, résultant en une augmentation considérable de l'écoulement cumulatif total dans la rivière et que les flux à travers la surface du sol sont fonction de la conductivité hydraulique verticale à saturation : ses faibles valeurs ont pour effet d'augmenter l'écoulement de surface diminuant ainsi la contribution à l'aquifère et aux drains à l'hydrogramme d'écoulement global.

Cuo *et al.* (2011) ont analysé la sensibilité des paramètres du Modèle Distribué Hydrologie-Sol-Végétation (DHSVM version 2.0) (Wigmosta *et al.* 2002) dans deux environnements contrastants. Ils constatèrent que quelque soit le bassin versant (tropical *versus* tempéré) ou le scénario de couverture de sol (forêt *versus* prairie), la conductivité hydraulique latérale à saturation figure dans la liste des paramètres auxquelles une attention spéciale devrait être accordée lors du calage du modèle.

La présente étude confirme de manière significative les observations auxquelles sont arrivées les études de Xevi *et al.* (1997) et Cuo *et al.* (2011). D'une part la conductivité hydraulique horizontale à saturation influence grandement le volume d'eau écoulé à la sortie du micro-bassin; et d'autre part les flux aux drains dépendent à la fois des conductivités hydrauliques latérales et verticales à saturation sous et au-dessus des drains. Ainsi, on peut dire que l'écoulement à la sortie du micro-bassin est grandement influencé par l'écoulement de base étant donné que le micro-bassin est artificiellement drainé à près de 30 % de sa superficie.

Par ailleurs, la conductivité hydraulique verticale à saturation dans les deux couches de surface, la conductivité hydraulique tant verticale que latérale à saturation dans les couches où sont localisés les drains et le potentiel de pression d'entrée de l'air peuvent mériter une attention particulière suite à leur forte interaction avec d'autres paramètres vis-à-vis des flux aux drains. De par les données pluviométriques, six jours sur les huit constituant la durée de simulation ont soit zéro ou une très faible précipitation. L'écoulement aux drains dépendant entre autre de l'intensité des précipitations, ceci suggère qu'une grande partie de volume d'eau écoulé aux drains proviendrait des couches dans lesquelles ces derniers sont localisés et des couches sous-

jaçentes; c'est-à-dire de l'écoulement souterrain. Les deux couches de surface démontrent que la quantité d'eau s'infiltrant dans le milieu et pouvant arriver aux drains dépend largement de la perméabilité de surface. Elles déterminent la partition entre ruissellement et infiltration; c'est-à-dire qu'à la surface du sol se joue la répartition de la lame d'eau pluviométrique entre eaux superficielles et souterraines. D'où, la maîtrise de la ressource hydrique nécessite que les interactions entre la couverture pédologique et l'eau puissent mieux être connues.

La méthode de criblage de Morris a fourni une compréhension globale de l'importance de chaque paramètre sur les variables de sortie en séparant les paramètres plus sensibles de ceux moins sensibles. Une étude ultérieure d'analyse de sensibilité des paramètres les plus sensibles avec d'autres méthodes beaucoup plus puissantes, à savoir les méthodes FAST99 et SOBOL2002, méthodes beaucoup plus performantes, a conduit à une étude plus détaillée de mesure d'indices de sensibilité.

Cette étude d'analyse de sensibilité indique que le volume cumulatif total net sortant du micro-bassin et le volume cumulatif aux drains sont plus sensibles à la conductivité hydraulique horizontale à saturation dans les couches de sol sous les systèmes de drainage pour les trois méthodes d'analyse de sensibilité utilisées. Il est préférable de bien mesurer ce paramètre afin de bien simuler les effets de drainage et l'écoulement à la sortie du micro-bassin. Le fait saillant ressortant de cette étude est que des efforts devraient être mis sur l'anisotropie du sol, c'est-à-dire que cette propriété n'est pas quelque chose à négliger pour une meilleure compréhension des processus hydrologiques sur ce bassin versant.

Les résultats de cette étude pourraient conduire au développement d'un calage automatique du modèle CATHY en prenant en compte les différentes valeurs de sensibilité des paramètres liées aux processus hydrologiques modélisés dans le micro-bassin agricole Bras d'Henri. Et s'il y a besoin d'obtenir des informations minutieuses sur les propriétés des sols, cette étude permettrait aussi de savoir à quelles profondeurs ou dans quelles couches de sols l'effort devait être concentré. À part l'étude d'impact des modèles numériques de terrain (MNA) de différentes résolutions sur la modélisation hydrologique avec le modèle CATHY réalisée par Sulis *et al.* (2010), il n'y a jamais eu d'analyse de sensibilité sur ce modèle vis-à-vis des propriétés des sols. Ainsi, cette étude contribue de manière significative et objective sur la compréhension du fonctionnement du modèle CATHY.

Bibliographies

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E, and Rasmussen, J., 1986a. An Introduction to the European Hydrological Systems-Systeme Hydrologique Europeen, 'SHE'. 1. History and Philosophy of a Physically Based Distributed Modelling System. *Journal of Hydrology*, 87:45-59.

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E, and Rasmussen, J., 1986b. An Introduction to the European Hydrological Systems-Systeme Hydrologique Europeen, 'SHE'. 2. Structure of a Physically Based Distributed Modelling System. *Journal of Hydrology*, 87:61-77.

Agriculture and Agri-Food Canada, 2004a. Greencover Canada.
http://www.agr.gc.ca/env/greencover-verdir/index_e.phtml.

Agriculture and Agri-Food Canada, 2004b. Watershed Evaluation of BMPs (WEBs)
http://www.agr.gc.ca/env/greencover-verdir/webs_abstract_e.phtml.

Agriculture and Agri-Food Canada, 2004c. Watershed Evaluation of BMPs (WEBs)
<http://www4.agr.gc.ca/AAFC-AAC/displa-afficher.do?id=1228497657135&lang=eng>

Agriculture et Agroalimentaire Canada, 2012. Données tirées de l'Atlas géographique du projet du Bras d'Henri/Fourchette, Québec (2004-2012) dans le cadre du programme national d'Évaluation des Pratiques de gestion bénéfiques à l'échelle des Bassins Hydrographiques (ÉPBH), Centre de recherche et de développement sur les sols et les grandes cultures, Sainte-Foy, Québec, Canada.

Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., and Smith M. 1998. *Crop evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. Irrigation and Drainage, Paper No 56, FAO, Roma, Italy.

Arjoon, D., Prasher, S.O. and Gallichand J., 1993. Reducing water pollution from an organic soil. *Proceedings, 1993 Joint CSCE-ASCE National Conference on Environmental Engineering*, ASCE, 573-580.

- Arlot M.P. 1999. Nitrates dans les eaux. Drainage acteur, drainage témoin? Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, 446p.
- Beven K., 1989. Changing ideas in hydrology – the case of physically-based models. *Journal of Hydrology* **105**: 157-172.
- Brooks R.H., and A. T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3, Colorado State University, Fort Collins, CO.
- Brown L. C., and Zucker L. A., 1998. Agricultural Drainage, Water Quality Impacts and Subsurface Drainage Studies in the Midwest. The Ohio State University Extension Bulletin 871.
- Cambardella, C.A., Moonman, T.B., Jaynes, D.B., Hatfield, J.L., Parkin, T.B., Simpkins, W.W. and Karlen, D.L., 1999. Water quality in Walnut Creek watershed: Nitrate-nitrogen in soils, subsurface drainage water, and shallow groundwater. *Journal of Environmental Quality*, 28: 25-34.
- Campolongo F., Cariboni J., and Saltelli A. 2007. An effective screening design for sensitivity analysis of large models, *Environ. Model. Softw.* **22**: 1509-1518.
- Campolongo F., and Braddock R. 1999. The use of graph theory in the sensibility analysis of the model output; a second-order screening method. *Reliability Engineering and System Safety* **64**: 1-12.
- Camporese M., Paniconi C., Putti M. and Orlandini S. 2010. Surface-subsurface flow modelling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resour. Res.* **46**, W02512, doi: 10.1029/2008WR007536.
- Confalonieri R., Bellocchi G., Tarantola S., Acutis M., Donatelli M., Genovese G. 2010. Sensibility analysis of the rice model WARM in Europe: exploring the effects of different locations, climates and methods of analysis on model sensitivity to crop parameters. *Environ. Model. Softw.* **25**: 479-488.

- Crawley M.J. 2007. *The R Book*. John Wiley & Sons Ltd, West Sussex, England, pp. 942.
- Cukier, R.I., Levine, H.B. And Shuler, K.E., 1978. Nonlinear Sensitivity Analysis of Multiparameter Model Systems. *Journal of Computational Physics* **26**:1-42.
- Cuo, L., Giambelluca, T. W., and Ziegler, A.D., 2011. Lumped parameter sensitivity analysis of a distributed hydrological model within tropical and temperate catchments. *Hydrological Processes*, 25: 2405-2421.
- Dassargues A. 1991. Modèles mathématiques en hydrogéologie et paramétrisation. Annales de la Société Géologique de Belgique, pp. 217-219.
- Doherty J. 2004. *PEST: Model-Independent Parameter Estimation – User Manual*. Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia.
- Duchemin M. et Lachance M. 2002. Analyse de sensibilité du modèle CEQÉROS. *Rev. Sci. Eau* **15**: 789-807.
- Evans, R.O., Gilliam, J.W. and Skaggs R.W., 1989. Effects of Agricultural Water Table Management on Drainage Water Quality. Report 237, Water Resource Research Institute of the University of North Carolina, North Carolina.
- Favis-Mortlock D.T., and Smith F.R. 1990. A sensitivity analysis of EPIC. Sharpley AN & Williams JR (Édit). *EPIC Erosion/Productivity Impact Calculator, 1. Model Documentation*. U.S. Department of Agriculture. Agriculture Technical Bulletin 1768: 178-190.
- Gadd, N.R., 1974. Surficial geology – Saint-Sylvestre. Map 1407A, scale 1:50000, Ottawa, Geological Survey of Canada.
- van Genuchten M.Th., Nielsen D.R. 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Ann. Geophys.* **3**:615–628.

- Giroux, M., Carrier, D., et Beudet, P., 1996. Problématique et méthode de gestion des charges de phosphore appliquées aux sols agricoles en provenance des engrais de ferme. *Agrosol*, 9: 36-45.
- Hingray B., Picouet C., et Musy A. 2009. *Hydrologie : Une science pour l'ingénieur*. Presses polytechniques et universitaires romandes, EPFL, Lausanne.
- Huyakorn P.S., Springer E.P., Guvanasen V., and Wadsworth T.D. 1986. A three-dimensional finite element model for simulating water flow in variably saturated porous media. *Water Resour. Res.* **22**: 1790–1808.
- Huyakorn P.S., Thomas S.D., and B. M. Thompson. 1984. Techniques for making finite elements competitive in modeling flow in variably saturated porous media. *Water Resour. Res.* **20**: 1099–1115.
- Jacques J., 2005. *Contributions à l'analyse de sensibilité et à l'analyse discriminatoire généralisée*. Thèse de l'Université Joseph Fourier.
- Jolicoeur. 2002. Screening designs sensibility of nitrate leaching model (ANIMO) using a one-at-a-time method. USA: State University of New York at Binghamton, 14 p.
- Lamontagne L., Martin A. et Nolin M. C. 2010. Étude pédologique du bassin versant du Bras d'Henri (Québec). Laboratoires de pédologie et d'agriculture de précision, Centre de recherche et de développement sur les sols et les grandes cultures, Service national d'information sur les terres et les eaux, Direction générale de la recherche, Agriculture et Agroalimentaire Canada, Québec, (Québec). 78 pp. + Annexes.
- Luis S.J., McLaughlin D. 1992. A stochastic approach to model validation. *Adv. Water Resour.* **15**: 15-32
- MAPAQ, 2007. Profil de la région Chaudière-Appalaches (région n° 12). Climat www.mapaq.gouv.qc.ca/Fr/Regions/chaudiereappalache/vraiprofil/
- Meier W.L., Weiss A.G., Puentes C.D., and Moseley J.C. 1971. Sensitivity analysis: a necessity in water planning. *Water Resour. Bull.* **7**: 529-541.

- Moore, C., and Doherty, J., 2005. The role of the calibration process in reducing model predictive error. *Water Resour. Res.* **41**, W05050.
- Morris M.D., 1991. Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. *Technometrics* **33**: 161-174.
- Muir, D.C. and Baker, B.E., 1976. Detection of triazine herbicides and their degradation products in tile-drain water from fields under intensive corn (maize) production. *Journal of Agriculture and Food Chemistry*, 24: 122-125
- Nearing A.M., Deer-Ascough L.A., and Laflen J.M. 1990. Sensitivity analysis of the WEPP hillslope profile erosion model. *Trans. ASAE* **33**: 839-849.
- Northcott, W.J., Cooke, R.A., Walker, S.E., Mitchell, J.K. and Hirschi M.C., 2001. Application of DRAINMOD-N to fields with irregular drainage systems. *Transaction ASAE* 44: 241-249.
- Paniconi C., and Putti M. 1994. A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems. *Water Resour. Res.* **30**: 3357–3374.
- Payraudeau S. 2002. Modélisation distribuée des flux sur des petits bassins versants méditerranéens. Thèse: Sciences de l'Eau, UMR Structures et Systèmes Spatiaux, Cemagref-Engref, Engref de Montpellier, France.
- Pereira, L. S., Allen, R., and Perrier, A., 2006. *Méthode pratique du calcul des besoins en eau*. Dans Tiercelin J.-R. & Vidal A. (Eds). *Traité d'irrigation*. Lavoisier, Paris, 2e édition, pp. 227-268.
- Ratto M., Lodi G., and Costa P. 1996. Sensitivity analysis of a fixed bed gas-solid TSA: the problem of design with uncertain models. *Sep. Technol.* **6**: 235-245.
- Saltelli A., Ratto M., Andres T., Campolongo F., Cariboni J., Gatelli D., Saisana M., and Tarantola S. 2008. *Global Sensitivity Analysis*. John Wiley & Sons Ltd, West Sussex, England, pp. 292.

- Saltelli A., Tarantola S., Campolongo F., and Ratto M. 2004. *Sensitivity Analysis in Practice. A Guide to Assessing Scientific Models*, John Wiley & Sons Ltd., New York, NY, USA.
- Saltelli A., Chan K., and Scott M. 2000a. *Sensitivity Analysis. Probability and Statistics Series*. John Wiley & Sons Ltd., New York, NY, USA, pp. 475.
- Saltelli A., Tarantola S., and Campolongo F., 2000b. Sensitivity analysis as an ingredient of modeling. *Statistical Science* **15**: 377-395.
- Saltelli A., Tarantola S., and Chan, K.P.S., 1999. A quantitative model-independent method for global sensitivity analysis of model output. *Technometrics* **41**: 39-56
- Simard, R. R., Cluis, D., Gangbazo, G., and Beauchemin, S., 1995. Phosphorus status of forest and agricultural soils from water shed of high animal density. *Journal of Environmental Quality*, 24: 1010-1017.
- Skaggs, R. W., and Breve, M. A., 1992. Hydrologic and Water Quality Impacts of Agricultural Drainage, Pipeline, Volume 4.
- Sobol, I.M. 1993. Sensitivity Analysis for Nonlinear Mathematical Models. *Mathematical Modeling & Computational Experiment* **1**: 407-414.
- Sulis M., Paniconi C., and Camporese M. 2010. Impact of grid resolution on the integrated and distributed response of a coupled surface-subsurface hydrological model for des Anglais catchment, Quebec. *Hydrological Processes* 25: 1853-1865.
- Tabi, M., Tardif, L., Carrier, D., Laflamme, G., et Rompré, M., 1990. Inventaire de problèmes de dégradation des sols au Québec. Rapport synthèse. Entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement agro-alimentaire. 71p.
- Tarantola S., Saltelli A. 2003. SAMO 2001: methodological advances and innovative applications of sensitivity analysis. *Reliab. Eng. Syst. Saf.* **79**: 121-122.
- Turanyi T., and Rabitz H. 2000. Local methods and their applications, in *Sensitivity Analysis*, edited by Saltelli A., Chan K., and Scott E.M., John Wiley, New York, pp. 367-383.

- Turanyi T., 1990. Sensitivity analysis of complex kinetic system, tools and applications. *Journal of Mathematical Chemistry* **5**: 203-248.
- Walter, I., A., Allen, R. G., Elliot, R., Jensen, M., E., Itenfisu, D., Mechan, B., Howell, T., A., Snyder, R., Brown, P., Echings, S., Spofford, T., Hattendorf, M., Cuenca, R., H., Wright, J., L., and Martin, D. 2000. ASCE's standardized reference evapotranspiration equation. *Proc., Watershed Management and Operations Management 2000*, ASCE, Reston, VA
- Wigmosta, M.S., Nijssen, B., Storck, P., and Lettenmaier, D.P., 2002. The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model, In *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*, Singh, V.P., Frevert, D.K., eds., Water Resource Publications, Littleton, CO., p. 7-42.
- Xevi, E., Christiaens, K., Espino, A., Sewnandan, W., Mallants, D., Sorensen, H., and Feyen J., 1997. Calibration, validation and sensitivity analysis of the MIKE-SHE model using the Neuenkirchen catchment as case study. *Water Resources Management*, 11: 219-242.

Annexe 1 – Effet du nombre des simulations sur la mesure de sensibilité μ_i^*

Variable de sortie	Paramètre	Nombre des simulations				Rang
		500	1000	1500	2000	
Volume cumulatif total net sortant du micro-bassin	<i>KsXY5</i>	0.81	0.67	0.67	0.66	1
	<i>KsZ4</i>	0.72	0.58	0.59	0.58	2
	<i>KsXY4</i>	0.52	0.43	0.43	0.42	3
	<i>KsXY2</i>	0.45	0.36	0.37	0.36	4
	<i>KsZ1</i>	0.44	0.36	0.36	0.35	5
	<i>KsXY3</i>	0.39	0.32	0.32	0.31	6
	<i>VGRMC</i>	0.37	0.30	0.30	0.29	7
	<i>Por1</i>	0.25	0.20	0.20	0.20	8
Volume cumulatif aux drains	<i>KsXY5</i>	0.66	0.57	0.54	0.55	1
	<i>VGPSAT</i>	0.46	0.40	0.38	0.38	2
	<i>KsXY3</i>	0.32	0.28	0.27	0.27	3
	<i>KsZ1</i>	0.30	0.26	0.25	0.25	4
	<i>KsZ3</i>	0.30	0.26	0.24	0.25	5
	<i>KsZ4</i>	0.28	0.24	0.23	0.23	6
	<i>Ss1</i>	0.26	0.23	0.21	0.22	7
	<i>KsXY4</i>	0.25	0.22	0.21	0.21	8
<i>VGN</i>	0.24	0.21	0.20	0.20	9	

ANNEXE V

SOUS-ROUTINE DU MODÈLE RACINAIRE D'EXTRACTION D'EAU PAR LES CULTURES ANNUELLES IMPLANTÉE DANS LE CODE DU MODÈLE CATHY

```
C***** SINK *****
C
C Calculate sink term for root water uptake
C
C*****
C DÉFINITION DES VARIABLES UTILISÉES
C
C TRT1, ..., TRTn : INTERVALLES DE TEMPS DE TRANSPIRATION SUIVANT
C LA COURBE DE DIFFÉRENTES PHASES DE CROISSANCE DES CULTURES
C NSUP, PST1, ..., PSTn : POURCENTAGES DU VOLUME NODAL ASSOCIÉS
C À CHAQUE INTERVALLE DE LA TRANSPIRATION
C SLTH, SLTH1, ..., SLTHn : PROFONDEUR RACINAIRE À CHAQUE INTERVALLE
C DE TEMPS
C MAXRD : PROFONDEUR RACINAIRE MAXIMALE
C NORD : PROFONDEUR RACINAIRE NORMALISÉE
C NRLD : FONCTION DE DISTRIBUTION DE LA DENSITÉ RACINAIRE
C TRANSPIRATION_TIME, TRANSPIRATION_VALUE : VALEURS DE TEMPS ET DE
C TRANSPIRATION POTENTIELLE
C SS1(*) : TAUX D'ABSORPTION DE L'EAU PAR LES RACINES (TERME PUIITS)
C FTRANS(*) : DÉBIT TRANSPIRÉ À CHAQUE NOEUD
C dVAL : PREND LA VALEUR DE TRANSPIRATION POTENTIELLE LUE
C RED(*) : FONCTION D'ABSORPTION SIMULANT LE STRESS HYDRIQUE
C PNEW(*) : POTENTIEL DE PRESSION DANS LE SOL
C Hw, Hr, H1, Hs : PARAMÈTRES DE FEDDES (FEDDES ET AL., 1978) QUI SIMULENT
C RED(*)
C

SUBROUTINE SINK(N,iTemp,TIME,TRANSPIRATION_TIME,VOLNOD,RED,
1     TRANSPIRATION_VALUE,NNOD,PNEW,
2     SS1,ZRATIO,BASE,
3     TRT1,TRT2,TRT3,TRT4,TRT5,TRT6,TRT7,PST1,PST2,
4     PST3,PST4,PST5,PST6,Hw,Hr,H1,Hs,
5     FTRANS1,FTRANS,TRANS_P)
C
C IMPLICIT NONE
C INTEGER I,J
C INTEGER N

C     INTEGER     IDebut
```

```

INTEGER    IFin
INTEGER    iCompteur,NNOD,NTRANS,NNTRANS
REAL*8    TRT1,TRT2,TRT3,TRT4,TRT5,TRT6,TRT7
REAL*8    Hw,Hr,H1,Hs,NSUP,BASE,MAXRD,NORD,NRLD,TRANS_R
REAL*8    SLTH1,SLTH2,SLTH3,SLTH4,SLTH5,SLTH,dval
REAL*8    SS2,SLTH
REAL*8    PST1,PST2,PST3,PST4,PST5,PST6,SLTH6
REAL*8    FTRANS1(*),FTRANS(*),SS1(*)

REAL*8    VOLNOD(*),PNEW(*),RED(*),TRANS_P(*),ZRATIO(*)

REAL*8    TIME
INTEGER    iTemp

REAL*8    TRANSPIRATION_TIME(*)
REAL*8    TRANSPIRATION_VALUE(*)

```

```
INCLUDE 'IUNITS.H'
```

```
C DÉTERMINATION DES DIFFÉRENTES PROFONDEURS SUCCESSIVES AFFECTÉES
C PAR LA TRANSPIRATION
```

```

SLTH1=ZRATIO(1)*BASE
SLTH2=SLTH1+ZRATIO(2)*BASE
SLTH3=SLTH2+ZRATIO(3)*BASE
SLTH4=SLTH3+ZRATIO(4)*BASE
SLTH5=SLTH4+ZRATIO(5)*BASE
SLTH6=SLTH5+ZRATIO(6)*BASE

```

```
C ...
```

```
C DÉTERMINATION DES NOEUDS, DU POURCENTAGE DU VOLUME NODAL ET
C LA PROFONDEUR RACINAIRE PENDANT UN INTERVALLE DE TEMPS DONNÉ
```

```

IF (TIME.GE.TRT1.AND.TIME.LE.TRT2) THEN
  IDebut = NNOD*1+1
  IFin = NNOD * 3
  NSUP=PST1
  SLTH=SLTH2
ELSE
IF (TIME.GT.TRT2.AND.TIME.LE.TRT3) THEN
  IDebut = NNOD*1+1
  IFin = NNOD * 4
  NSUP=PST2
  SLTH=SLTH3
ELSE
IF (TIME.GT.TRT3.AND.TIME.LE.TRT4) THEN
  IDebut = NNOD*1+1
  IFin = NNOD * 5
  NSUP=PST3
  SLTH=SLTH4
ELSE

```

```

IF (TIME.GT.TRT4.AND.TIME.LE.TRT5) THEN
  IDebut = NNOD*1+1
  IFin = NNOD * 6
  NSUP=PST5
  SLTH=SLTH5

ELSE
IF (TIME.GT.TRT5.AND.TIME.LE.TRT6) THEN
  IDebut = NNOD*1+1
  IFin = NNOD * 7
  NSUP=PST5
  SLTH=SLTH6

ELSE
IF (TIME.GT.TRT6.AND.TIME.LE.TRT7) THEN
  IDebut = NNOD*1+1
  IFin = NNOD * 5
  NSUP=PST4
  SLTH=SLTH4

ELSE
  IDebut = 0
  IFin = 0

ENDIF
ENDIF
ENDIF
ENDIF
ENDIF
ENDIF

```

```

C DÉTERMINATION DE LA PROFONDEUR RACINAIRE MAXIMALE ET DE
C LA PROFONDEUR RACINAIRE NORMALISÉE

```

```

  MAXRD=SLTH6
  NORD=SLTH/MAXRD

```

```

C LISTE DE QUATRE MODÈLES EMPIRIQUES DE DISTRIBUTION DE DENSITÉ
C RACINAIRE

```

```

  NRLD=1
  NRLD=2.15-1.67*NORD-2.36*NORD*NORD+1.88*NORD*NORD*NORD
  NRLD=(1-NORD)*EXP(-1.0*ABS(0.6-NORD))
  NRLD=(1-NORD)*EXP(-10.0*ABS(0.6-NORD))

```

```

DO I=1,N
  SS1(I)=0.0D0
  FTRANS(I)=0.0D0
END DO

```

IF (IDebut .NE. 0) THEN

 iCompteur = 1
 DO WHILE (TIME .GE. TRANSPIRATION_TIME(iCompteur))
 iCompteur = iCompteur + 1
 END DO

 dVal = TRANSPIRATION_VALUE(iCompteur)

END IF

DO I=1,N

C AFFECTATION DES VALEURS DE TRANSPIRATION POTENTIELLE AUX NOEUDS

 IF (I.GE.IDebut.AND.I.LE.IFin) THEN
 TRANS_P(I) = dVal
 END IF

C RÉDUCTION DE L'ABSORPTION DE L'EAU PAR LES RACINES DANS DES
C CONDITIONS HUMIDES OU SÈCHES DÉFAVORABLES

 IF(PNEW(I).LT.Hw.OR.PNEW(I).GT.Hs)THEN
 RED(I)=0.0D0
 ELSE
 IF(PNEW(I).LT.Hs.AND.PNEW(I).GT.H1)THEN
 RED(I)=(PNEW(I)-Hs)/(H1-Hs)
 ELSE
 IF(PNEW(I).LT.H1.AND.PNEW(I).GT.Hr)THEN
 RED(I)=1.0D0
 ELSE
 IF(PNEW(I).LT.Hr.AND.PNEW(I).GT.Hw)THEN
 RED(I)=1.0D0-((PNEW(I)-Hr)/(Hw-Hr))
 ELSE
 ENDIF
 ENDIF
 ENDIF
 ENDIF

 IF (IDebut.NE.0.AND.IFin.NE.0) THEN

C CALCUL DU TAUX D'ABSORPTION DE L'EAU PAR LES RACINES

 SS1(I)=SS1(I)+(TRANS_P(I))*(NRLD/MAXRD)*RED(I)
 FTRANS(I)=FTRANS(I)+SS1(I)*VOLNOD(I)*NSUP

C LORSQUE LE MODÈLE CATHY NE SIMULE PAS LA TRANSPIRATION, LA VARIABLE
C CI-DESSUS PREND LA VALEUR NULLE

C FTRANS(I)=0.0D0

END IF

END DO

RETURN
END

ANNEXE VI

PLAN DES RÉSEAUX DE DRAINAGE DANS LES PARCELLES NF106-1 ET NF106-2

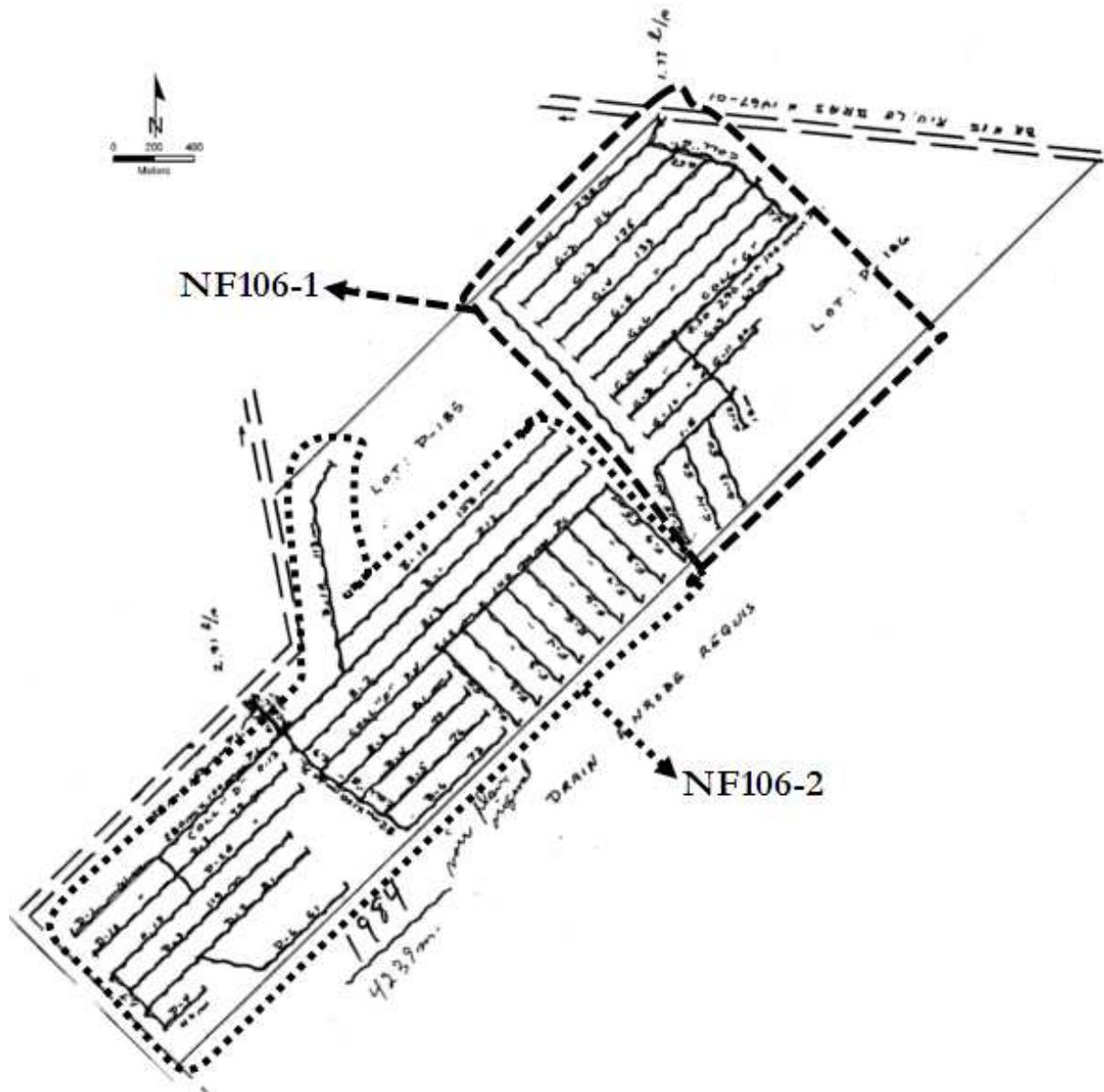


Figure VI.1 : Vue générale des systèmes de drainage installés dans les parcelles NF106-1 et NF106-2



Figure VI.2 : Plan du réseau de drainage dans la parcelle NF106-1 et valeur (encerclée ci-haut) de coefficient de drainage utilisée dans la modélisation avec DRAINMOD.

