

École Doctorale Science de la Terre,
de l'Univers et de l'Environnement

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

Discipline : Sciences de la terre et de l'univers

Présentée par

Sana OUNAÏES

**Modélisation du transfert hydrique dans l'aquifère alluvial du
polder d'Erstein (Bas-Rhin)**

Soutenue le 25 Mai 2012

Membres du Jury

Directeur de thèse :	M. G. SCHÄFER,	Professeur, Université de Strasbourg
Directeur de thèse :	Mme M. TREMOLIERES	Professeur, Université de Strasbourg
Rapporteur interne :	M. P. ACKERER,	Directeur de Recherche, LHYGES Strasbourg
Rapporteur externe :	M. M. VANCLOOSTER,	Professeur, Université Catholique de Louvain
Rapporteur externe :	M. J.M. SANCHEZ PEREZ,	Directeur de Recherche, ENSAT Toulouse
Examinatrice :	Mme. I. COUSIN,	Chargé de Recherche, INRA Orléans
Invité :	M. M.LEBEAU	Ingénieur, VNF Strasbourg

Louange à Dieu Tout puissant

À mon père

À ma mère

À ma sœur

À mes frères

À mon beau frère

À mes belles sœurs

À mes princes

À ma princesse

Remerciements

Enfin après de longues années, je délivre mon expérience et je commence par un remerciement. Alors j'adresse un grand Merci aux personnes qui ont cru en moi et qui m'ont encouragée pour arriver au bout de cette thèse.

Sans vouloir faire l'apologie de ses qualités, je voudrais saluer l'encadrement charismatique et humain de mon directeur de thèse, *Gerhard Schäfer*, professeur des universités, ses conseils avisés et son soutien moral régulier m'ont été très précieux.

Je tiens également à remercier ma co-directrice de thèse, *Michèles Trémolières*, professeur des universités, Sa compétence et sa rigueur scientifique m'ont beaucoup appris.

J'exprime toute ma reconnaissance aux personnes qui ont accepté d'être membres du jury : MM. *Philippe Ackerer*, directeur de recherches au LHyGeS Strasbourg ; *Marnik Vanclooster* Professeur à l'Université Catholique de Louvain et *José Miguel Sanchèz Pérès* directeur de recherches à l'ENSAT Toulouse ont accepté d'être les rapporteurs de cette thèse, et je les en remercie, de même que pour leur participation au Jury. Ils ont également contribué par leurs nombreuses remarques et suggestions à l'amélioration de la qualité de ce mémoire, et je leur en suis très reconnaissante. Je remercie également Madame *Isabelle Cousin chargé de recherches à l'INRA Orléans*, de vouloir être l'examinatrice de cette thèse et Monsieur *Marc Lebeau*, Ingénieur VNF Strasbourg en tant que membre invité.

Je remercie tous ceux sans qui cette thèse ne serait pas ce qu'elle est : aussi bien par les discussions que j'ai eu la chance d'avoir avec eux, leurs suggestions ou contributions. Je pense ici en particulier à *Rapahël Di Chiara*, qui m'a beaucoup aidée et soutenue dans les moments les plus difficiles, *Anis Younès*, *François Lehmann*, *Benjamin Belfort*, *Sylvain Weil*, *Frédérique Delay* (et sa parole inoubliable « d'une piscine sur un pot de fleur »), et *Joëlle Duplay*. Je penserai également à *Stéphane Defraeye*, que je remercie pour les discussions fructueuses que nous avons eu et pour toutes les données que nous avons partagé.

J'ai pu travailler dans un cadre particulièrement agréable, grâce à l'ensemble des jeunes collègues : *Elodie Maillard*, *Lauriane Schneider*, *Marie lefrancq*, *Morgane Mey*, *Omniea Azzèm*, *Solenn Cotel*, *Ali Zidane*, *Ivan Toloni*, *Marwan Fahs*, *Nicolas Trottier* et *Simon Lecluse*, Merci à tous pour votre bonne humeur, pour tous ces moments de rires et de sourires, et pour toutes ces discussions autour d'un café ou dans les couloirs... Que ceux que je n'ai pas cités ne m'en veulent pas. Comment t'oublier mon ami de chemin *Fanilo Ramasomanana*, Merci pour tous les moments passés ensemblece fût une belle expérience humaine avec toi.

Je remercie également toutes les personnes qui m'ont soutenue et avec qui j'ai eu d'agréables discussions, une pensée spéciale à *Joelle Jelaca*....

Je pense particulièrement à *Oras Abbas* (mon amie, merci pour ta disponibilité, ton soutien sans faille, et ta compréhension), à *Emna Errais*, *Inès Mrabèt*, *Salsabil Marzougui*, *Hanène Othmani*, *Myriam Louhibi*, *Noura Fajraoui* et *Samia Chiban* (merci pour votre amitié et pour

les merveilleux moments passés ensemble). Je remercie aussi tous mes amis spécialement *Saber Gueddida* (Merci pour toute ta gentillesse et ton précieuse aide avec mon frère).

Je remercie vivement ma famille strasbourgeoise, qui m'a prise en charge dès mes premiers pas à Strasbourg, sans eux ma vie n'aurait pas été pareille, un très grand Merci à *Brigitte et André*. Je remercie également ma cousine *Sonia* sans qui je n'aurais pu commencer cette aventure à Strasbourg.

La thèse a parfois été un moment difficile pour mes proches. Elle est très preneuse de temps et je me suis investie dans ce travail au détriment du temps que je devais consacrer à ma famille. Ma sœur et idole *Sihem*, je te remercie pour tes encouragements et ton soutien. Malgré la période difficile que nous avons traversé, tu as toujours été disponible et compréhensive. J'ai également pu compter sur l'aide de mes parents, mes frères, mes belles sœurs et mon beau frère. Ils ont toujours cru en moi et j'espère être toujours à leur hauteur de leur espérance. Un remerciement spécial pour mon grand frère, sans qui, je n'aurais jamais eu l'opportunité de continuer mes études en France et effectuer cette thèse.

RÉSUMÉ

Les aménagements hydrauliques du Rhin ont fortement modifié le fonctionnement hydrologique des zones alluviales et provoqué la déconnexion de la plupart des bras du Rhin et des forêts alluviales. Des opérations de ré-inondation des secteurs déconnectés du fleuve ont été menées dans un objectif à la fois de rétention de crue et de submersion écologique qui devraient permettre à ces zones de retrouver tout ou partie de leur fonctionnalité.

Le polder d'Erstein est un secteur forestier expérimental pour le suivi de l'impact des ré-inondations des zones alluviales. Les inondations du polder par les eaux de Rhin sont susceptibles d'en modifier le fonctionnement hydrologique (écoulements de surface, échanges nappe-rivière, recharge de la nappe ...). L'objectif général de ces recherches est l'analyse et la quantification des transferts hydriques dans un aquifère poreux dans un contexte de ré-inondation. Pour ce faire nous avons réalisé des simulations numériques de l'écoulement à l'aide du code de calcul Feflow (**F**inite **e**lement subsurface **flow** system), qui ont été validées par les données hydrogéologiques mesurées in situ.

Ce travail est organisé en cinq volets. Le point de départ est un état de l'art du fonctionnement, de la structure des zones alluviales et des mécanismes du transfert hydrique dans ces zones. La deuxième partie, fournit une présentation détaillée du site expérimental sur lequel une mission de suivi scientifique a débuté en 2003 et ainsi fourni une importante base de données hydrologiques (eaux de surface et eaux souterraines). Ces données ont servi à caractériser les écoulements d'eau en zone non saturée. La troisième partie est consacrée à la construction du modèle hydrodynamique. Compte tenu de l'importance du réseau des anciens bras du Rhin alimentées par la nappe existant à l'intérieur du polder, la question des échanges cours d'eau-nappe a été abordée. Hormis la recharge de la nappe par les cours d'eau, une part importante de l'infiltration d'eau depuis la surface du sol lors des inondations contribue à la recharge. Pour quantifier cette part, nous avons développé une approche pédologique originale afin de caractériser les hétérogénéités des sols par des paramètres hydrodynamiques. Ces hétérogénéités qui varient spatialement sur le polder ont une influence significative sur les flux verticaux et les temps de résidence de l'eau dans la zone non saturée. Les résultats obtenus en 1D ont ensuite été appliqués à toute la superficie du polder d'Erstein avec l'objectif de quantifier l'ensemble des écoulements à cette échelle. Différents scénarios d'hétérogénéité proposés se fondent sur une complexification de la structure de l'aquifère poreux, afin d'évaluer l'impact des hétérogénéités du sol sur le transfert hydrique dans le polder d'Erstein.

Mots clés : aquifère alluvial, transferts hydriques, hétérogénéités de la zone non saturée, approche pédologique.

ABSTRACT

The hydraulic management of the Rhine has drastically modified the hydrological functioning of alluvial zones and caused the disconnection of most side-channels of the Rhine and alluvial forests. The re-flooding restoration works of the disconnected sectors are planned with objective of both the retention of flood and of ecological flooding which should allow these zones to recover all or part of their functionality.

The Erstein polder is a forested experimental area for monitoring the impact of the alluvial zones re-flooding. The flooding of the Rhine plain may modify its hydrological functioning in terms of runoff, groundwater-river exchanges and groundwater recharge. Our general objective is to analyze and quantify water flux in an unsaturated porous aquifer. Therefore, based on the given hydraulic and hydrogeological conditions of the study site, we performed numerical flow simulations using the finite element model Feflow 5.3.

This work is structured in five chapters. The starting point is a state of the art about the functioning and the structure of alluvial zones and the mechanisms of water flux in these areas. The second chapter presents the experimental site. A scientific monitoring mission has been implemented on the polder site and an extensive data base of hydrological measurements (surface and groundwater) was created. This data base was used to characterize the water flux in the unsaturated zone. The third chapter is devoted to the construction of the hydrodynamic model. Given the importance of the side channels network supplied by the existing groundwater inside the polder, the water exchange between surface water and groundwater was discussed. Apart from the groundwater recharge by streams, a significant infiltration of water from the soil surface during flooding contributes to groundwater recharge. To quantify this part, we developed an original approach in order to characterize the heterogeneities of soils using hydrodynamic model parameters. These heterogeneities that vary spatially on the polder have a significant influence on the vertical flow and the residence time of water from the ground surface to the groundwater. The results obtained in 1D were then used to model the influence of soil heterogeneities of the entire area of the study site on water infiltration during inundation event and groundwater recharge. Different scenarios of heterogeneity were used to render the structure of the porous aquifer progressively more complex in order to evaluate the impact of the heterogeneities on water flux in the vadose zone of the Erstein polder.

Key words: alluvial aquifer, water flux, soil heterogeneities of vadose zone, pedological approach.

Liste des Figures

Chapitre 1

Figure 1 : Zonation de la dimension longitudinale des systèmes fluviaux (Amoros et Petts, 1993).....	12
Figure 2 : Schématisation des flux bidirectionnels selon les dimensions transversale et verticale (Amoros et Petts, 1993).....	13
Figure 3 : Principaux sols alluviaux de la plaine alluviale (Guénat et al., dans Piégay et al., 2003). ...	14
Figure 4 : Principaux sols hydromorphes de la plaine alluviale (Guénat et al., dans Piégay et al., 2003).	15
Figure 5: Niveaux de végétation d'une zone alluviale (Pautou, 1984).	17
Figure 6 : Connexions permanentes ou épisodiques dans une plaine alluviale (Amoros et Petts, 1993).	19
Figure 7 : Localisation des échanges entre le Rhin et la nappe d'eau souterraine (Trémolières et al., 1993).....	21
Figure 8: Schéma du processus d'échange nappe-cours d'eau (Trémolières et al., 1993).....	22

Chapitre 2

Figure 9 : Le bassin du Rhin et les aménagements du Rhin supérieur (Schmitt et al., 2009).	36
Figure 10 : Evolution du cours du Rhin dans le secteur du polder d'Erstein de 1838 (à gauche) à 1872 (à droite) (Dillmann, 1995).	37
Figure 11 : Plan des épis correcteurs de la régularisation du Rhin. (Document SNS dans Descombes, 1990).....	38
Figure 12 : Evolution diachronique du site du polder d'Erstein depuis 1827 (Dillmann, 1995).....	39
Figure 13 : Situation du polder d'Erstein (Schmitt et al., 2009).	42
Figure 14 : Modèle numérique du terrain du polder d'Erstein (VNF, 2004).	44
Figure 15 : Aménagements du polder d'Erstein (VNF, 2004).	46
Figure 16 : Modalités de gestion du fonctionnement hydrologique de polder, (à droite) la redynamisation des Giessen, (à gauche) l'écêtement des crues ; Les lignes noires schématisent la sectorisation du polder en 4 zones au fonctionnement et structure distincts (VNF-SNS, 2000).....	50
Figure 17 : Emplacement des différents Giessen dans le polder d'Erstein.	51
Figure 18 : Carte d'hydromorphie des sols du polder d'Erstein (Sol Conseil 1026, 2003).	55
Figure 19 : Localisation des piézomètres dans le polder avec des profils transversaux et longitudinaux (PT : profil transversal, PL : profil longitudinal) (Trémolières, 2009).....	57
Figure 20 : Localisation des stations de mesures à l'intérieur du polder d'Erstein (Weiss, 2006).....	58
Figure 21 : Localisation des profils pédologiques réalisés sur le polder d'Erstein (Sol-Conseil, 2003).	59
Figure 22 : Emplacement des points de mesure sur le polder d'Erstein.....	63
Figure 23: (a) Schéma d'implantation des sites de contrôle, (b) exemple d'implantation sur le terrain et réalisation des profils pédologiques.	64
Figure 24 : Triangle textural des sols prélevés du site 39A.....	66

Chapitre 3

Figure 25 : Secteur modélisé (coordonnées en UTM 32).....	76
Figure 26 : Maillage initial du secteur modélisé.	77
Figure 27 : Définition des points d'intersection déduits des piézomètres avoisinants pour l'interpolation linéaire des conditions aux limites.....	80

Figure 28 : Discrétisation spatiale du domaine à modéliser avec les zones saturée et non saturée de l'aquifère alluvial du polder d'Erstein.....	81
Figure 29 : Affinement du maillage au niveau des cours d'eau à l'extérieur du polder d'Erstein.	82
Figure 30 : Variation de la cote du fond du cours d'eau de la rive droite vers la rive gauche.	84
Figure 31 : Approche de modélisation des Giessen (a) réalité, (b) configuration simplifiée implémentée dans FeFlow (l et L sont les profondeurs et largeurs respectives du cours d'eau).	85
Figure 32 : Affinement du maillage des talus des cours d'eau.....	85
Figure 33 : Géométrie du domaine proposé pour simuler les échanges nappe-cours d'eau avec les conductivités hydrauliques attribuées sur l'horizontale (en plan horizontal x, y).	86
Figure 34 : Méthode d'estimation des paramètres hydrodynamiques à partir de courbes granulométriques du laboratoire.....	88
Figure 35 : Courbe de rétention d'eau pour un échantillon de sol du site 39A.	92
Figure 36 : Organigramme du processus d'optimisation des paramètres de Van Genuchten.	94
Figure 37 : Exemple de confrontation des courbes expérimentales avec la courbe calculée par l'approche inverse de Levenberg Marquardt.....	95
Figure 38 : Principe des polygones de Thiessen.	97
Figure 39 : Carte pédologique obtenue pour l'horizon 1 du polder d'Erstein.....	98
Figure 40 : Classification des classes texturales au niveau de la surface du polder d'Erstein sur six horizons de la zone non saturée.....	100

Chapitre 4

Figure 41: Terrace, Channel, 230 and 39A sampling locations and the pedological points used in the Erstein polder.	108
Figure 42: Diagrams used for the soil descriptions: (a) the GEPPA method (Baize, 1995) and (b) the AISNE method (Moeyes, 2007).	114
Figure 43: Water content measured at different depths at the sampling locations.	118
Figure 44: Capillary pressure-saturation curves and relative hydraulic conductivity-saturation curves obtained for the 3 methods at the first horizon: (a) in the case of sampling location Terrace (T), (b) in the case of sampling location Channel (C).	119
Figure 45 : (a) The inundation event recorded at piezometer PWa, (b) a schematic outline of the position of the Channel and Terrace during the inundation event, (c) hydraulic head applied at the sampling points during the inundation event.....	123
Figure 46: Calculated moisture content profiles during water infiltration at the soil surface for the Channel sampling location (C) based on soil parameters of (a) method 1, (b) method 3, (c) method 2a and (d) method 2b.	125
Figure 47: Calculated moisture content profiles during water infiltration at the soil surface for the Terrace sampling location (T) based on soil parameters of (a) method 1, (b) method 3, (c) method 2a and (d) method 2b.	126
Figure 48: Calculated zeroth spatial moments M_0 and vertical locations of the centre of mass z_c as functions of time for the Terrace and Channel locations.	128
Figure 49 : Differences in water content $\theta_{diff,i}$ calculated at $t=10$ d using the soil parameters calculated from the three methods.....	129
Figure 50: Calculated zeroth spatial moments M_0 and vertical locations of the centre of mass z_c as functions of time for locations 39A and 230.	130
Figure 51 : Spatial variance of moisture content for the four sampling locations.....	131
Figure 52 : Velocities of the centre of mass of moisture content distribution for the four locations. .	132
Figure 53: Calculated velocities of water infiltrating at the soil surface for each method as functions of time at (a) the Terrace location and (b) the Channel location.	133
Figure 54: Comparison of the water discharge at the water table for the Terrace (T) and Channel (C) locations.	135

Figure 55: Water pressure profiles measured and calculated at Channel location on (a) January 8th , (b) January 19th, (c) January 23rd , and (d) January 27th 2004.....	138
Figure 56: Water pressure profiles measured and calculated at Terrace location on (a) January 8th, (b) January 17th, (c) January 23rd , and (d) January 27th 2004.	139

Chapitre 5

Figure 57 : Approche numérique de l'inondation (à gauche) avec les limites de la surface inondée (en bleu) appliquée sur le modèle numérique tridimensionnel et la charge hydraulique en fonction du temps appliquée sur la surface inondée (à droite).	145
Figure 58 : Champ de charges hydrauliques initiales appliquées à la première phase de simulation.	147
Figure 59 : Conditions aux limites appliquées sur les limites du domaine à modéliser (les points en bleu correspondent aux conditions aux limites de Dirichlet, les points en noir indiquent les conditions aux limites de Cauchy, et les points ont rouge représentent les conditions des puits).	149
Figure 60 : Localisation des limnimètres et des tronçons des Giessen sans information limnimétrique.	150
Figure 61 : Variation des hauteurs d'eau construites sur les échelles limnimétriques interpolées pour l'année 2003.	151
Figure 62 : Evolution de la piézométrie observée (a) et simulée (b) du polder d'Erstein suite à l'évènement d'inondation de janvier 2004.....	154
Figure 63 : Carte de délimitation des zones chenai et terrasse du polder d'Erstein.	156
Figure 64 : Emplacement des points d'observation et des piézomètres sur le polder d'Erstein.	158
Figure 65: Saturation en eau calculée lors des trois phases de simulation au point D à la cote $Z = 147.43$ m.....	158
Figure 66: Comparaison des charges hydrauliques observées et simulées aux différents points d'observation du modèle numérique localisés à proximité des piézomètres peu profonds du polder d'Erstein.	159
Figure 67: Modèle simplifié des flux d'eau dans une coupe verticale à travers le site d'étude (en rouge) est montré l'échange d'eau schématique avec la nappe et (en vert) le transfert hydrique depuis la surface du sol vers la nappe.....	161
Figure 68 : Niveaux piézométriques calculés et observés lors de la phase de décrue.	165
Figure 69 : Comparaison des hauteurs d'eau simulées par le scénario 3 avec les charges piézométriques réelles, après l'augmentation de la valeur du paramètre de Van Genuchten α .	167

Liste des Tableaux

Chapitre 1

Tableau 1 : Exemples de paramètres pour sols limoneux/argileux	29
--	----

Chapitre 2

Tableau 2: Nombre et durées (nombre de jours) des mises en eau du polder d’Erstein de janvier 2004 à septembre 2008 (VNF-SNS, 2000)	51
Tableau 3: Désignation des classes texturales obtenues	62
Tableau 4: Répartition des classes texturales par horizon	62
Tableau 5: Propriétés pédologiques des horizons prélevés pour chaque site de contrôle	65
Tableau 6: Valeurs de la mesure de la conductivité hydraulique à saturation (les numéros correspondent aux horizons de chaque échantillon)	68

Chapitre 3

Tableau 7: Aperçu des courbes de rétention disponibles	91
--	----

Chapitre 4

Table 8: Characteristics of the core sampling locations	108
Table 9: Soil characterisation of point 42	113
Table 10: Soil parameters obtained with various approaches for the soil layers at sampling locations Channel (C), Terrace (T), 39A and 230	116

Chapitre 5

Tableau 11 : Appellation et numérotation des limnimètres installés sur le polder d’Erstein	151
Tableau 12 : Paramètres hydrodynamiques retenus pour la modélisation de la zone non saturée du domaine homogène	152
Tableau 13 : Paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée du deuxième scénario	157
Tableau 14 : Flux d’eau calculés pendant les phases 1 et 2 au niveau de la surface du sol (terrasse) et du secteur aval du Kaltergiessen (chenal)	161
Tableau 15 : Paramètres hydrodynamiques estimés par approche pédologique	163
Tableau 16 : Flux d’eau calculés pendant les trois phases de simulation au niveau de la surface du sol (terrasse) et du secteur aval du Kaltergiessen (chenal)	168

Sommaire

Remerciements	iii
RÉSUMÉ	vi
ABSTRACT	viii
Liste des figures	x
Liste des tableaux	xiii
Table des matières	viv
Introduction générale	1
Chapitre 1 : Modélisation des transferts hydriques dans les zones alluviales	7
1.1. Transfert hydrique dans les zones alluviales	11
1.1.1. Structure des zones alluviales	11
1.1.1.1. Géomorphologie de la zone alluviale.....	11
1.1.1.2. Pédologie de la zone alluviale	14
1.1.1.3. Ecologie de la zone alluviale	16
1.1.1.4. Synthèse	18
1.1.2. Fonctionnement hydrogéologique des zones alluviales	19
1.1.2.1. Echanges nappe-cours d'eau	19
1.1.2.2. Dynamique des crues	22
1.2. Hydrodynamique des milieux poreux non saturés.....	23
1.2.1. Equation de conservation de la masse	24
1.2.2. Loi de Darcy généralisée	24
1.2.3. Equation générale des écoulements en milieu non saturé	25
1.2.4. Les relations constitutives	26
1.2.4.1. Courbe de rétention d'eau.....	27
1.2.4.2. Conductivité relative	28

1.3. Approches de modélisation et codes de calcul	29
1.3.1. Paramétrisation de l'hétérogénéité	29
1.3.2. Outils numériques existants	30
1.4. Conclusion.....	32
 Chapitre 2 : Présentation du site d'étude	 33
2.1. Contexte du site d'étude	36
2.1.1. Le Rhin et ses aménagements	37
2.1.2. Concilier écrêtement des crues et restauration de l'hydrosystème.....	40
2.2. Choix du site du polder d'Erstein.....	41
2.3. Caractérisation du site du polder d'Erstein	43
2.3.1. Propriétés hydrologiques.....	43
2.3.1.1. <i>Caractéristiques techniques des aménagements du polder d'Erstein.....</i>	<i>44</i>
2.3.1.2. <i>Modalités de gestion du polder d'Erstein</i>	<i>47</i>
2.3.1.3. <i>Ecoulements dans les Giessen.....</i>	<i>51</i>
2.3.2. Propriétés géologiques	53
2.3.3. Propriétés pédologiques	54
2.3.4. Données disponibles pour les études de transfert hydrique	56
2.3.4.1. <i>Données du réseau de mesures hydrologiques</i>	<i>56</i>
2.3.4.2. <i>Données pédologiques disponibles</i>	<i>59</i>
2.3.4.3. <i>Données expérimentales sur des sites de contrôle</i>	<i>63</i>
a) <i>Analyse granulométrique</i>	<i>63</i>
b) <i>Mesure de la conductivité hydraulique à saturation par la méthode de perméamètre à charge constante</i>	<i>67</i>
c) <i>Mesure de la courbe de rétention hydrique</i>	<i>68</i>
2.4. Conclusion.....	70
 Chapitre 3 : Construction du modèle numérique du polder d'Erstein	 71
3.1. Modèle hydrodynamique de la zone saturée	74
3.1.1. Données issues des modélisations antérieures	74
3.1.2. Représentation et géométrie de l'aquifère.....	75
3.1.3. Conditions initiales et conditions aux limites du domaine modélisé	76
3.1.4. Conductivité hydraulique	77
3.2. Modifications apportées au modèle d'écoulement	78

3.3. Intégration de la zone non saturée.....	79
3.3.1. Discrétisation verticale de la zone non saturée	79
3.3.2. Affinement du maillage.....	81
3.3.3. Modélisation des échanges nappe-cours d'eau	82
3.3.3.1. <i>Approche de simplification des cours d'eau</i>	82
3.3.3.2. <i>Approche de modélisation des cours d'eau</i>	84
3.4. Paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée	86
3.4.1. Estimation des paramètres hydrodynamiques par approche granulométrique	86
3.4.2. Estimation des paramètres hydrodynamiques par approche inverse indirecte.....	88
3.4.3. Estimation des paramètres hydrodynamiques par approche pédologique.....	94
3.4.4. Carte pédologique établie par horizon	95
3.4.5. Paramétrisation horizontale et verticale des unités texturales au niveau du polder d'Erstein	97
3.5. Conclusion.....	100
 Chapitre 4 : Quantification of vertical water fluxes in the vadose zone using particle-size distribution and pedology-based approaches to model soil heterogeneities 101	
4.1. Introduction	105
4.2. Materials and methods	107
4.2.1. Study site survey and measurements.....	107
4.2.2. Numerical tool.....	109
4.2.3. Estimation of soil parameters	110
4.2.4. Spatial moments	114
4.3. Results of estimation of hydrodynamic parameters of the unsaturated zone	115
4.3.1. Comparison of soil parameters obtained with the three methods	115
4.3.2. Constitutive relationships $K_r = f(S)$ and $p_c = f(S)$	118
4.4. Characteristics of numerical case studies	119
4.4.1. Setup of case studies	119
4.4.2. Upper boundary conditions	120
4.4.2.1. <i>Channel and Terrace sampling locations</i>	120
4.4.2.2. <i>Sampling locations 230 and 39A</i>	121
4.5. Results of case studies and discussion	123

4.5.1. Time-dependent moisture content.....	123
4.5.2. Spatial moments of the moisture content distribution.....	126
4.5.3. Quantity of infiltrated water	133
4.6. Modelling of water pressure profiles measured at Channel and Terrace locations	135
4.6.1. Setup of the flow model	135
4.6.2. Comparison of numerical results and observations.....	136
4.6.2.1. <i>Channel location</i>	136
4.6.2.2. <i>Terrace location</i>	137
4.6.3. Concluding remarks	138
4.7. Conclusions	139
Chapitre 5 : Simulation numérique tridimensionnelle des écoulements de l'aquifère alluvial du polder d'Erstein	141
5.1. Objectifs	144
5.2. Inondation contrôlée du polder d'Erstein lors de l'évènement du janvier 2004.....	144
5.3. Modélisation des écoulements mise en oeuvre.....	145
5.3.1. Paramétrisation du modèle numérique tridimensionnel.....	146
5.3.1.1. <i>Conditions initiales</i>	147
5.3.1.2. <i>Conditions aux limites</i>	148
5.3.2. Scénario 1 : Distribution homogène des paramètres	150
5.3.2.1. <i>Charges hydrauliques des cours d'eau</i>	150
5.3.2.2. <i>Paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée</i>	152
5.3.2.3. <i>Résultats</i>	152
5.3.3. Scénario 2 : Distribution de paramètres hétérogène au niveau des zones chenal et terrasse.....	155
5.3.3.1. <i>Propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée</i>	156
5.3.3.2. <i>Résultats</i>	157
5.3.4. Scénario 3 : Distribution hétérogène des paramètres	162
5.3.4.1. <i>Mise en oeuvre de la méthode d'estimation des paramètres et son impact sur la recharge de la nappe</i>	162
5.3.4.2. <i>Résultats</i>	163
5.4. Conclusion.....	169
Conclusion générale et perspectives	171
Bibliographie	177

Introduction générale

De l'Europe orientale à l'Europe atlantique, les fleuves offrent de grandes étendues de paysages originaux associant le fleuve lui-même, sa plaine d'inondation et une nappe alluviale. Avec les aménagements hydrauliques de la plupart des grands fleuves européens, ces paysages fluviaux ont été fortement modifiés depuis plus d'un siècle dans leurs formes mais aussi dans leur fonctionnement. Ainsi la recharge des nappes alluviales a été fortement limitée voire annulée du fait de la suppression des inondations (Sanchez Pérez *et al.*, 2003). Toutefois des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines existent encore en fonction de la perméabilité des substrats. Ainsi, dans la plaine alluviale du Rhin supérieur déconnectée pour la plus grande partie de ses surfaces inondables, la nappe d'environ 300.10^9 m^3 (50 Km^3 pour la plaine d'Alsace) proche de la surface du sol, bénéficie encore d'importants échanges via le fond du lit et les berges et de ce fait reste très vulnérable aux pollutions véhiculées par le cours d'eau (Trémolières *et al.*, 1991, Carbiener et Trémolières 2003).

Les échanges nappe-cours d'eau ont fait l'objet de nombreuses études, entre autres de modélisation dans des contextes géologiques et géomorphologiques différents. Ainsi Carlier et De Marsily (2004) ont étudié l'impact de chenaux artificiels drainant la nappe dans un bassin versant sur la qualité des eaux souterraines. Ils ont montré que ces chenaux favorisent la rétention des polluants et ainsi leur biodégradation potentielle avant infiltration. Les échanges dépendent de la position de la nappe par rapport à la surface du sol. Ainsi la réponse d'une nappe située à une très grande profondeur à la suite d'une recharge est plus lente qu'une nappe à une profondeur moins importante (Wilson *et al.*, 2000). Ces réponses dépendent aussi fortement de la nature de la zone non saturée située au dessus du toit de la nappe ; la zone non saturée constitue un facteur de régulation des échanges hydriques (Vauclin *et al.*, 1979 ; Estèves, 1994 ; Fox et Durnford, 2003).

Étudier les écoulements souterrains et les échanges avec les eaux de surface, nécessite de développer des outils de modélisation. Dans un contexte alluvial, les modèles doivent prendre en compte la zone non saturée et intégrer les fluctuations des niveaux de la nappe. De tels modèles couplés eaux de surface-eaux souterraines existent (Krause *et al.*, 2007 ; Korkmaz *et*

al., 2009 ; O'Driscoll *et al.*, 2010). Il a également été testé des solutions analytiques en utilisant des paramètres hydrauliques tels que la conductivité hydraulique et le volume de recharge (Serrano et Workman, 1998 ; Barlow *et al.*, 2000). Les variations de température de l'eau souterraine ont été également utilisées aux fins d'indiquer et de localiser les zones d'échanges entre le cours d'eau et les eaux souterraines (Poulin, 1981). Tous ces modèles, essaient de se rapprocher le plus possible des conditions naturelles d'un site réel. Ils se fondent sur une conductivité hydraulique souvent estimée et différente de la réalité ou sur des contextes idéalisés par le modélisateur. Des recherches de nouveaux modèles ou d'amélioration de modèles sont nécessaires pour quantifier les échanges hydriques dans un système réel. Le modèle que nous souhaitons développer dans ce travail de thèse s'est orienté vers un rapprochement le plus près possible des conditions réelles du milieu. Pour ce faire, une première étape s'est focalisée sur la caractérisation hydrodynamique de la zone non saturée, susceptible d'influencer le transfert hydrique suite à un évènement hydrologique.

La question de l'hétérogénéité et de la génération des paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée a déjà été largement posée dans la littérature (Van Genuchten, 1980; Abdallah et Masrouri, 2002 ; Twarakavi *et al.*, 2008 ; Segal *et al.*, 2008). La modélisation de l'équation de Richards à petites échelles ainsi que les relations constitutives qui la caractérisent sont souvent utilisées pour la paramétrisation du modèle mathématique (Nützmann *et al.*, 1998). D'autres approches utilisent des données de granulométrie du sol (Zammit, 1999 ; Nasta *et al.*, 2009) ou des courbes de rétention d'eau (Twarakavi *et al.*, 2008) pour caractériser les paramètres hydrodynamiques. Ces modèles sont souvent appliqués à des emplacements précis là où ces informations sont ponctuelles et ne peuvent pas être transposées ou généralisées.

Notre travail s'est donné pour objectif la construction d'un modèle numérique en 3D d'une zone alluviale permettant d'analyser et de quantifier le transfert hydrique en milieu alluvial en se fondant sur la détermination des paramètres hydrodynamiques au plus près de la « réalité ». Plus précisément il s'agit au travers de cette modélisation de décrire la migration de l'eau au cours de l'infiltration, de préciser la localisation et l'intensité des échanges nappes-cours d'eau et d'analyser le rôle des inondations sur ce processus. La modélisation du transfert hydrique depuis la surface du sol, à travers la zone non saturée, vers la nappe d'eau souterraine est une première étape indispensable à la connaissance et la compréhension du transport chimique qui permettront d'évaluer la capacité épuratoire du site d'étude et de

vérifier l'impact des eaux infiltrées sur la qualité des eaux de nappe. Comme site test pour valider le modèle, nous avons retenu le site du polder d'Erstein pour lequel nous disposons de données précises de piézométrie et de caractérisation des sols, données obtenues dans le cadre du suivi scientifique mené entre 2003 et 2008 sur le polder (Denny et Trémolières, 2003-2008) et des travaux d'une thèse non publiée (Defraeye, 2003). La modélisation des écoulements dans l'hydrosystème souterrain du polder d'Erstein permettra alors de mieux comprendre le fonctionnement hydrique du polder d'Erstein en période normale et en période d'inondation, prenant en compte l'hétérogénéité spatiale et verticale qui caractérise le plus souvent les milieux alluviaux.

La quantification de la variation du profil de la teneur en eau, du flux hydrique, de la vitesse de percolation et du volume d'eau infiltré dans la zone non saturée en fonction des hétérogénéités du sol représente un réel verrou scientifique. La non-linéarité de l'écoulement de l'eau et la variabilité des paramètres hydrodynamiques dans la zone non saturée, sur une grande échelle rendent l'étude du transfert hydrique difficile.

Le modèle développé dans ce travail repose sur la nécessité de caractériser la totalité de la superficie du milieu poreux naturel par des paramètres hydrodynamiques hétérogènes. Ainsi une nouvelle approche basée sur des données pédologiques qualitatives de la zone non saturée (notée « approche pédologique ») est proposée afin de spatialiser ces paramètres à des échelles de l'ordre de quelques centaines d'hectares.

Les questions scientifiques de recherche auxquelles nous souhaitons répondre dans ce travail sont les suivantes:

- Peut-on et comment mesurer l'influence de l'hétérogénéité de la zone non saturée sur le transfert hydrique lors des inondations contrôlées à la surface du sol du polder d'Erstein ;
- l'approche pédologique aux conditions réelles permet-elle de prendre en compte de façon appropriée l'hétérogénéité spatiale du milieu naturel.

Des questions plus concrètes peuvent être posées. Au travers du ou des modèles développés dans cette thèse:

- Peut-on évaluer le temps de séjour des molécules d'eau depuis la surface du sol jusqu'à l'arrivée au toit de la nappe, et le temps nécessaire pour revenir à l'état initial ;
- Peut-on localiser les tronçons de cours d'eau du polder infiltrants ou exfiltrants ;

- Peut-on quantifier la recharge de la nappe à partir d'un évènement d'inondation ;
- Enfin peut-on déterminer la part de l'eau rechargeant la nappe qui provient des infiltrations de surface de celle qui résulte des échanges nappe-cours d'eau.

Des travaux préliminaires ont permis l'élaboration des modèles d'écoulement en zone saturée à l'échelle du polder d'Erstein, en utilisant le code de calcul Modflow (Léger, 2006 ; Samie, 2007). Ces travaux se sont appuyés sur les modèles du projet régional LIFE (LfU-Région Alsace, 1996). Ce travail de thèse s'inscrit dans la poursuite de ces études et l'amélioration de ces modèles, il utilisera le code de calcul Feflow permettant une simulation intégrale de la partie saturée et non saturée de l'aquifère alluvial dont nous justifierons l'utilisation par la suite (chapitre 3) .

Ce mémoire s'organise en cinq chapitres.

- *le premier chapitre* présente l'état actuel des connaissances concernant les zones alluviales, les aquifères associés et les transferts hydriques dans un hydrosystème fluvial. Cette synthèse bibliographique débouchera sur la démarche mise en œuvre ;
- *le second chapitre* présente le polder d'Erstein, qui a servi de cadre à cette étude, les dispositifs expérimentaux mis en place, et les données existantes. Nous insisterons sur les données pédologiques qui serviront à établir une carte pédologique du polder (dans les plans horizontal et vertical) et à estimer des données hydrodynamiques servant à la modélisation des écoulements tridimensionnels ;
- *le troisième chapitre* démontre toutes les étapes qui ont servi à la construction du modèle numérique du polder d'Erstein. La construction de la zone saturée sera établie dans un premier temps. Une fois, notre zone saturée est construite, nous intégrons la zone non saturée avec toutes ses données. Parmi ces données, se présente l'étape d'estimation des paramètres hydrodynamiques par différentes approches sera présentée;
- *le quatrième chapitre* est consacré à la modélisation fine du transfert hydrique vertical dans la zone non saturée du site du polder, en tenant compte des hétérogénéités du sol. Il s'agit d'un cas d'étude modélisant une colonne de sol hétérogène sur quatre sites de contrôle pour quantifier la quantité d'eau qui rejoint la nappe suite à l'évènement d'inondation survenu en janvier 2004 ;
- *le cinquième chapitre* aborde la modélisation numérique tridimensionnelle de l'écoulement d'eau à l'échelle de l'aquifère alluvial, en intégrant les infiltrations d'eau engendrées par l'évènement d'inondation de janvier 2004. Plusieurs étapes de modélisation de l'écoulement en zone non saturée sont proposées : (a) le sous-sol est considéré comme un milieu homogène, (b) les propriétés hydrodynamiques du sous-sol tiennent compte d'une hétérogénéité horizontale avec deux zones contrastées (chenal et terrasse) et la stratification verticale est supposée être homogène, (c) le sous-sol est représenté par un champ hétérogène 3D de paramètres hydrodynamiques. Nous analyserons la difficulté de prendre en compte les hétérogénéités sur la verticale de l'aquifère alluvial.

Chapitre 1

Modélisation des transferts hydriques dans les zones alluviales

Chapitre 1 : Modélisation des transferts hydriques dans les zones alluviales

1.1. Transfert hydrique dans les zones alluviales.....	11
1.2. Hydrodynamique des milieux poreux non saturés	23
1.3. Approches de modélisation et codes de calcul.....	29
1.4. Conclusion.....	32

Ce chapitre est une revue bibliographique qui vise à résumer les connaissances actuelles relatives aux caractéristiques et au fonctionnement hydrogéologique et écologique des zones alluviales, à la description et la quantification du transfert hydrique ainsi qu'à la modélisation mathématique de l'écoulement de l'eau en zone non saturée d'un aquifère poreux. Le sujet de la thèse et son contexte alluvial tend à orienter la recherche bibliographique plus précisément vers l'étude des échanges hydriques entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

Ce chapitre est scindé en deux parties. La première présente l'état des connaissances sur le fonctionnement et la structure des zones alluviales. La seconde partie est consacrée à l'hydrodynamique des milieux poreux non saturés, les approches de modélisation du transfert en zone non saturée ainsi que les différents codes de calcul permettant de modéliser les écoulements depuis la surface du sol jusqu'à la nappe et de prévoir l'effet d'une inondation sur la recharge de la nappe.

1.1. Transfert hydrique dans les zones alluviales

1.1.1. Structure des zones alluviales

1.1.1.1. Géomorphologie de la zone alluviale

Le gradient géomorphologique d'un cours d'eau évolue de l'amont vers l'aval. La taille du lit majeur est en général corrélée au débit du cours d'eau. La dimension longitudinale permet de distinguer trois zones. La première correspond à des petits cours d'eau qui introduisent l'eau et les sédiments dans le système fluvial à partir des bassins versants : elle est appelée zone de production. Cette zone est caractérisée par une forte pente, une largeur réduite et un courant fort. Plus en aval, la pente et la vitesse diminuent, les fonds des cours d'eau sont formés par des galets de graviers. Cette partie intermédiaire constitue la zone de transfert de l'eau et des sédiments vers l'aval. Dans les plaines de faible pente, une grande partie des matériaux transportés peut s'y déposer en formant de larges plaines alluviales inondables, qui constituent ainsi des zones de stockage (Figure 1).

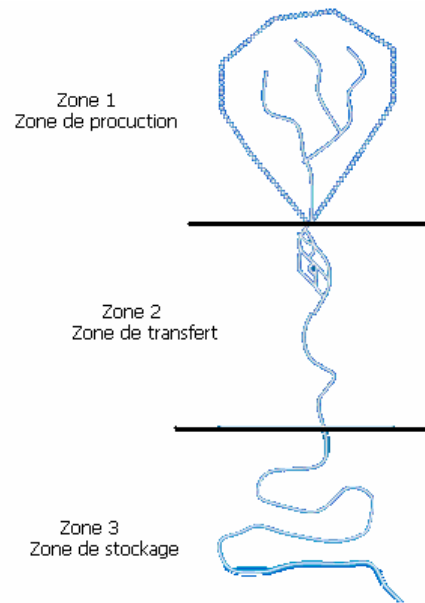


Figure 1 : Zonation de la dimension longitudinale des systèmes fluviaux (Amoros et Petts, 1993).

La plaine alluviale et l'aquifère associé des zones 2 et 3 ont été formés par accumulation de sédiments transportés puis déposés par le cours d'eau. Le dépôt s'est réalisé à partir d'un flux en provenance du lit mineur. Les sédiments sont repris par l'érosion et entraînés par le fleuve, le flux de ces matériaux s'oriente alors de la plaine vers le cours d'eau. Lors des crues, l'eau inonde la plaine alluviale et peut être retenue dans des marais ou des dépressions. La trajectoire de ces flux est bidirectionnelle. Lors du retrait des eaux le transfert hydrique ne se limite pas à la dimension horizontale, de la plaine alluviale vers le fleuve mais concerne aussi la dimension verticale, lorsque les eaux s'infiltrent à travers les alluvions (Figure 2). La prise en compte des flux bidirectionnels dans ces deux dimensions de l'eau, des matériaux minéraux et organiques et des organismes vivants, définit le concept d'hydrosystème fluvial (Amoros et Petts, 1993).

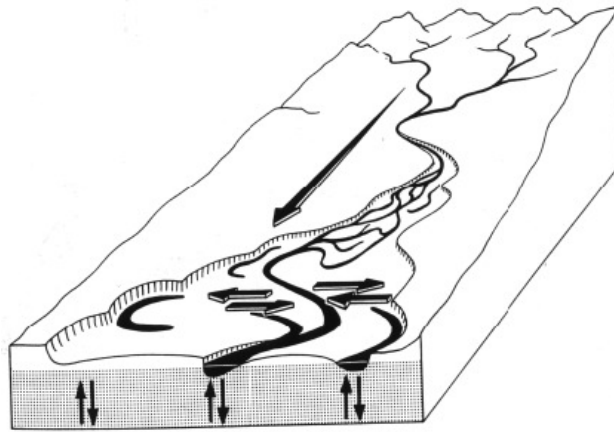


Figure 2 : Schématisation des flux bidirectionnels selon les dimensions transversale et verticale (Amoros et Petts, 1993).

En résumé, le concept d' hydrosystème fluvial intègre les trois dimensions spatiales :

- la dimension longitudinale où les flux sont unidirectionnels dans un gradient amont-aval ;
- la dimension transversale qui intègre les interactions horizontales des écosystèmes aquatiques et terrestres ;
- la dimension verticale traduisant la superposition des écosystèmes superficiels et souterrains et leurs échanges, auxquelles se rajoute la dimension temporelle. Celle-ci se manifeste par des évènements brefs ou des événements de faible fréquence mais de forte intensité et de courte durée. La structure et le fonctionnement hydrologique des zones alluviales dépendent directement de ces évènements.

Dans la zone de transfert, le style fluvial mis en place par le cours d'eau est souvent un système de tressage. Le tressage se développe lorsque le régime hydrologique est caractérisé par de forts pics de crues et une charge sédimentaire importante. Les cours d'eau tressés sont à chenaux multiples, mobiles et enserrant des bancs de gravier. Le système tressé est parfois associé à la mise en place d'anastomoses, bras latéraux plus larges, à faible dynamique. Ce style est celui observé dans la plaine alluviale du Rhin supérieur sur laquelle porte notre étude. Ce type de système autorise la mise en place d'une grande diversité d'habitats qui associent les chenaux de tressage et d'anastomoses, des bancs de galets ou de graviers, des dépressions ou marais-marécages, mais aussi des terrasses. Celles-ci sont formées par des anciennes plaines alluviales abandonnées par l'enfoncement du cours d'eau à des altitudes où la fréquence de l'inondation est réduite. Elles se trouvent à quelques mètres au dessus du

niveau du cours d'eau et peuvent subir l'inondation des grandes crues, de fort débit et de moindre fréquence (Amoros et Petts, 1993).

1.1.1.2. Pédologie de la zone alluviale

La genèse des sols alluviaux est sous l'influence de la dynamique de l'eau, du matériel fluvatile et des organismes vivants. Les sols alluviaux sont considérés comme des sols jeunes présentant une altération peu poussée et qui dépendent du temps de stabilisation et de l'influence de la dynamique fluviale des crues (Guénat *et al.*, dans Piégay *et al.*, 2003).

Les sols alluviaux sont marqués par les inondations et la présence d'une nappe alluviale à fortes oscillations. Ces sols sont peu différenciés à cause de leur altération de courte durée. Ils possèdent les mêmes propriétés physiques que celles des alluvions dont ils dérivent. Le profil simple est de type « AC » (Figure 3). Des processus de brunification (sols alluviaux brunifiés) ou d'apparition de caractères hydromorphes lorsque la nappe est proche de la surface du sol et sature le sol (sols alluviaux hydromorphes), permettent l'apparition d'un horizon d'altération (horizon B). L'horizon organique deviendra de plus en plus épais au cours de la succession végétale suite à l'augmentation des quantités de litière apportées par les végétaux qui se diversifient. Cependant, quand ces processus évolutifs deviennent prédominants, ce sol n'est plus un sol alluvial mais appartiendra alors à d'autres classes et le caractère alluvial apparaîtra comme secondaire.

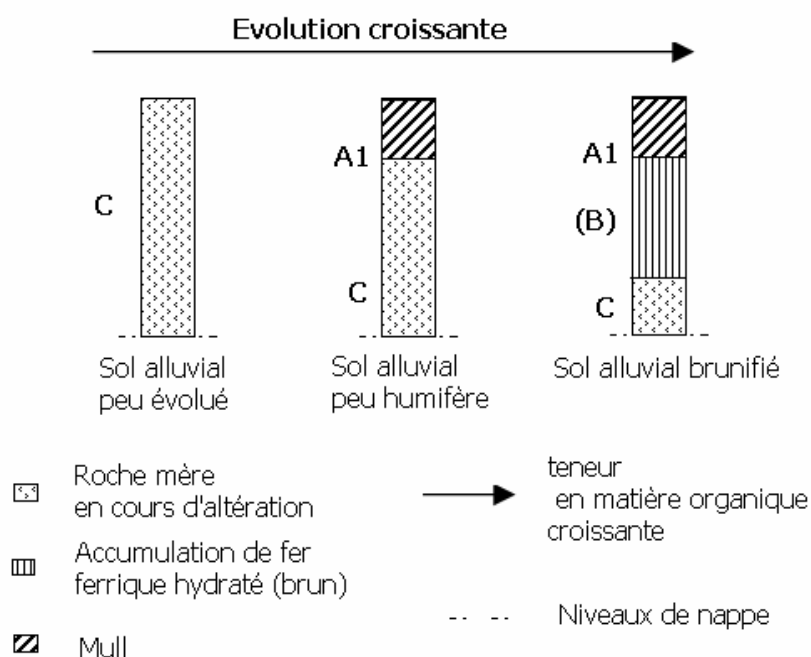


Figure 3 : Principaux sols alluviaux de la plaine alluviale (Guénat *et al.*, dans Piégay *et al.*, 2003).

La genèse des sols hydromorphes est liée à un engorgement d'eau plus ou moins long. La profondeur de la nappe phréatique, l'amplitude et la périodicité de ses battements sont les principales caractéristiques de ces sols. En présence d'une nappe à oscillations moyennes, nous pouvons distinguer de bas en haut 3 horizons (Figure 4):

- horizon minéral, noté Gr (Gley réduit) : couleur gris bleuâtre uniforme et correspond à la zone profonde où la nappe est présente en permanence ;
- horizon minéral, noté Go (Gley oxydé) : tacheté de gris et de rouille suite au battement de la nappe entre saturation et non saturation ;
- horizon organo-minéral, noté A de couleur brune qui correspond à la zone superficielle.

Cet horizon A peut ne pas être touché par les battements de nappe et sera un humus de type mull. Quand il est touché par les remontées capillaires, des taches de rouille peuvent être observées, il correspond alors à un humus hydromorphe (hydromull).

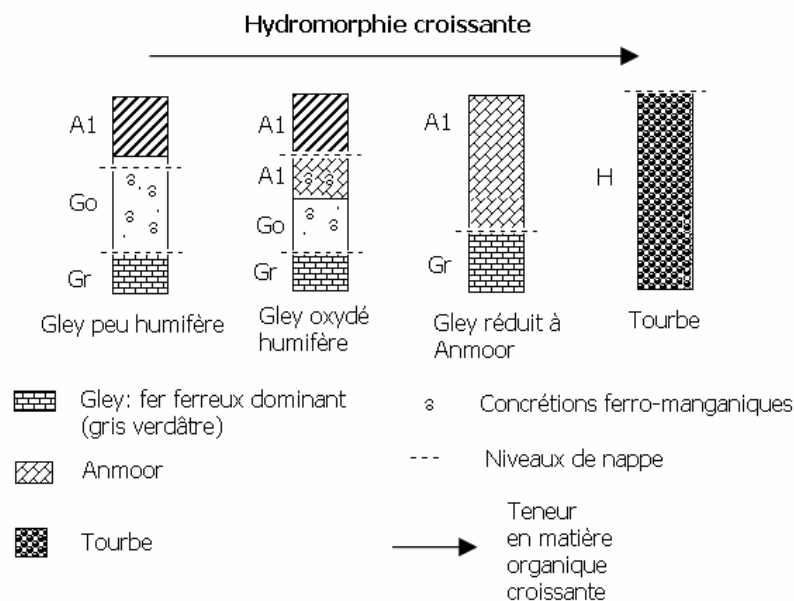


Figure 4 : Principaux sols hydromorphes de la plaine alluviale (Guénat et al., dans Piégay et al., 2003).

De manière générale, les sols alluviaux et les sols hydromorphes coexistent dans les plaines alluviales. Il faut noter que les sols de la plaine alluviale présentent une distribution spatiale et verticale complexe, de l'amont vers l'aval et du cours d'eau vers la nappe

(Bornand, 1972), ce qui explique l'hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée que nous verrons plus loin (cf chapitre 3).

1.1.1.3. Ecologie de la zone alluviale

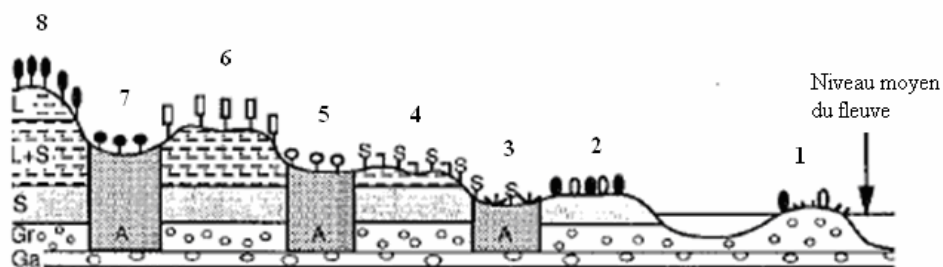
La zone alluviale se situe à l'interface entre les eaux courantes (le cours d'eau) et la « terre ferme » (les zones hors du champ d'inondation). En période de hautes eaux, dans un secteur tressé, le cours d'eau change de localisation ; de nouveaux bancs de gravier naissent alors que d'autres, colonisés par une végétation pionnière, disparaissent. Ces caractéristiques dynamiques en font des abris et des habitats privilégiés pour une faune et une flore particulièrement riches et variées. Il en résulte une forte hétérogénéité spatiale caractérisée par un paysage en mosaïque avec la juxtaposition de :

- bras secondaires dont la faible profondeur et l'étroitesse les différencient du cours d'eau principal ;
- bras morts aux eaux calmes, plus ou moins fermés à leur extrémité amont mais en communication permanente avec les eaux courantes par leur extrémité aval ;
- petits plans d'eau, peu profonds plus ou moins envahis par la végétation aquatique, établis sur d'anciens chenaux en cours de comblement ;
- grands plans d'eau, profonds, allongés en forme de croissants, désignés souvent sous le nom de lacs dépourvus de végétation macroscopique au moins dans leur partie centrale. Ils résultent du recoupement et de l'abandon de boucles de méandres ;
- marais, dont certains peuvent être en cours de colonisation par des formations arbustives ;
- forêts humides établies sur des sols tourbeux gorgés d'eau et inondés pendant une grande partie de l'année ;
- forêts à bois dur, établies sur des sols bien drainants constitués de limons ou de limons sableux déposés sur les parties les plus hautes des berges et des îles ;
- fourrés de saules colonisant les parties moyennes des berges en pentes douces et des îles ;

- formations herbacées occupant les parties les plus basses des bancs de sables et des graviers ;
- bancs de graviers et galets dépourvus de végétation ;
- et enfin tous les milieux aquatiques ou terrestres créés ou fortement modifiés par les activités humaines (déboisement, pâtures, etc...) (Amoros et Petts, 1993).

En milieu souterrain, l'hétérogénéité qui se traduit par des biocénoses qualitativement et quantitativement différentes, résulte de la diversité des matériaux alluvionnaires (galets, graviers, sables ou limons déposés sous forme de bancs, limons argileux, sédiments organiques ou tourbeux constituant le remplissage des anciens chenaux) et de l'origine de l'eau souterraine (sous-écoulement alimenté par les eaux d'infiltration des cours d'eau ou des nappes phréatiques régionales pénétrant par les marges de la plaine).

Dans la plaine du Rhône il est décrit jusqu'à huit groupements végétaux (Figure 5), reliés à la profondeur de la nappe et aussi à la fréquence et l'intensité des inondations. Parmi les facteurs responsables de la différenciation entre les communautés figure la teneur en matière organique des sols. Cette teneur est faible dans les sables limoneux et n'atteint pas les 5 % dans les parties hautes de la plaine, en revanche les sols des anciens méandres en contiennent plus de 80 % (Pautou, 1984).



Ga : galets ; Gr : graviers ; S : sables ; L+S : limons et sables ; L : limons et A : limons argileux.

Figure 5: Niveaux de végétation d'une zone alluviale (Pautou, 1984).

En fonction de la fréquence et de la durée de l'inondation, nous observons le long d'un gradient altitudinal (Figure 5) :

- une augmentation des espèces ligneuses

- des espèces herbacées sur le lit principal du cours d'eau peuvent se développer dans l'espace libéré en fonction de l'intensité des eaux, jusqu'à l'arrivée d'une nouvelle vague d'eau ;
- des espèces à bois tendre dans les espaces soumis aux crues (annuelles), mais à un niveau suffisamment élevé pour ne pas être touchés par les petites fluctuations du cours d'eau;
- des espèces à bois dur dans les parties hautes, où seules les fluctuations de la nappe phréatique influencent les espèces du milieu (Stäuble, 2004).

Ces communautés ont également été décrites dans la plaine alluviale du Rhin Supérieur (Schnitzler *et al.*, 2003, Carbiener & Trémolières 2003). Avec les aménagements hydrauliques la diversité de ces communautés a diminué à cause notamment de la régression des communautés pionnières à bois tendre les communautés à bois dur tendent actuellement à dominer dans la plaine alluviale (telle est la situation du polder d'Erstein).

1.1.1.4. Synthèse

Les zones alluviales, de par les communications qu'elles établissent entre les eaux de surface et les eaux souterraines, présentent un fonctionnement caractéristique et original. Ces zones alluviales constituent ainsi des zones de transition et de régulation des flux de matière et d'énergie entre le cours d'eau et les zones adjacentes et entre les eaux de surface et les eaux souterraines (Peterjohn et Correl, 1984). Ces échanges physiques intègrent des connexions permanentes ou épisodiques entre les différentes unités. La Figure 6 illustre ces différents échanges. Au sein de ces zones, la connectivité locale et instantanée varie. Cette connectivité peut être appréciée à travers l'amplitude et la dynamique des variations du niveau de la nappe (Standford et Ward, 1993). Ainsi les zones fortement connectées aux cours d'eau ont des hiétoigrammes de profils similaires à celui du cours d'eau. A contrario, dans les zones les moins connectées, le niveau de nappe ne varie pas ou la variation est décalée dans le temps (Weng *et al.*, 2003). La connectivité est ainsi un paramètre d'organisation et d'hétérogénéité de systèmes complexes (Amoros et Petts, 1993).

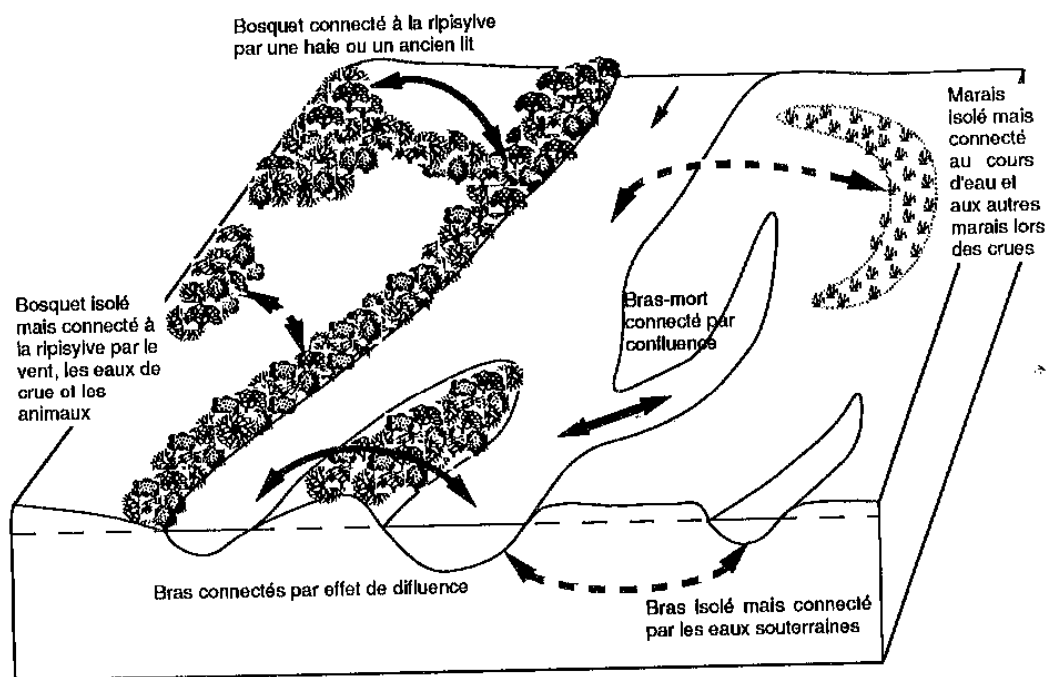


Figure 6 : Connexions permanentes ou épisodiques dans une plaine alluviale (Amoros et Petts, 1993).

L'eau est l'élément déterminant dans les échanges entre les différentes unités de l'hydrosystème, aussi bien selon la dimension longitudinale que transversale et verticale. Ces transferts hydriques dépendent des paramètres physiques du sol qui règlent le stockage et la circulation de l'eau et de leur hétérogénéité. Nous décrivons de manière plus détaillée dans la partie suivante les échanges d'eau entre les eaux souterraines et les eaux superficielles.

1.1.2. Fonctionnement hydrogéologique des zones alluviales

1.1.2.1. Echanges nappe-cours d'eau

Les échanges se font essentiellement dans la zone critique où les eaux de surface et les eaux souterraines se rencontrent.

Suite à un événement d'inondation dans une plaine dans le nord de l'Allemagne, il a été montré que les contributions des eaux souterraines à partir de certains tronçons du fleuve ne représentent que 1% du débit annuel total dans la rivière mais cet impact est beaucoup plus élevé dans des conditions de faible débit en été (Krause *et al.*, 2007 ; Intaraprasong et Zhan, 2009). L'échange hydrique est conditionné généralement par la conductivité hydraulique du lit du cours d'eau (Genereux *et al.*, 2008 ; JinXi *et al.*, 2010). Des mesures de la granulométrie du fond de la rivière ont montré que les sables dominent sur l'axe du cours

reléguées d'eau. Une zone de colmatage de texture plus compacte en fonction de la sédimentation est ainsi formée. Cette zone de colmatage peut réduire de façon significative les échanges hydriques entre la nappe et le cours d'eau (JinXi *et al.*, 2010).

Le cours d'eau et la nappe, au vu de leur déconnexion physique, ont été souvent modélisées comme deux systèmes séparés et analysés indépendamment (Estèves, 1994 ; Liang *et al.*, 2007). Il est désormais reconnu que les modèles couplés associant le cours d'eau et la nappe permettent une meilleure compréhension de l'hydrodynamique des hydrosystèmes (Gunduz et Aral, 2005). Ils ont été utilisés dans plusieurs études (Hu *et al.*, 2009, Ebel *et al.*, 2009). Des analyses statistiques ont permis de quantifier cet échange hydrique (Lewandowski *et al.*, 2009) tandis que des modèles mathématiques ont été utilisés pour simuler cette interaction dans une nappe libre à partir de l'équation de Boussinesq linéarisée (Workman *et al.*, 1997).

S'intéressant à la nappe alluviale de la Garonne, Peyrard *et al.*, (2008) ont montré la forte liaison entre la Garonne et son aquifère par des mesures concomitantes des fluctuations du niveau d'eau dans la rivière et des niveaux piézométriques. L'évaluation des échanges dans la Garonne a été faite suite à un évènement d'inondation qui se produit une fois par an en utilisant l'outil de calcul couplé COMSOL. Dans le secteur du Ried Centre Alsace, la proximité de la nappe (profondeur moyenne entre 1 et 2 m) favorise l'existence de relations intenses entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Le code de calcul CANARI a été utilisé comme modèle de simulation des échanges entre la nappe et le cours d'eau en régime permanent dans cette zone (Estèves, 1994), et les résultats ont montré qu'en période de basses eaux l'aquifère assure une bonne partie de l'alimentation des cours d'eau, alors qu'en période de hautes eaux, les flux s'inversent et l'aquifère lamine une partie des débits de crue.

Dans les années 90, une étude approfondie a été menée pour caractériser les transferts des polluants à travers les berges et le fond du lit du Rhin vers l'aquifère alluvial de la plaine d'Alsace (Carbiener et Trémolières, 1990). Les résultats ont montré que les échanges des micropolluants ont été influencés par les travaux hydrauliques qui ont engendré la suppression des inondations dans cette plaine. Une comparaison avec le fonctionnement du champ d'inondation de l'Ill inondé tous les ans a montré que l'existence des crues débordantes permet une auto-épuration efficace par les systèmes racinaires de la forêt alluviale. En revanche, les eaux souterraines dans l'ancien champ d'inondation du Rhin sont affectées par un transfert direct des polluants (Carbiener et Trémolières, 1990, Trémolières *et al.*, 1993). La

Figure 7 illustre la localisation des échanges entre le cours d'eau et la nappe dans le cas d'un contact direct et naturel depuis le Rhin et entre le Rhin et la nappe (Trémolières *et al.*, 1993). Il a été démontré que les micropolluants phosphate et mercure ont été retenus par les sédiments fins déposés à l'amont des barrages de régulation du cours d'eau. Identifier les tronçons qui infiltrent l'eau dans la nappe par rapport à ceux qui drainent la nappe et quantifier les débits associés sont donc deux éléments clefs pour la modélisation de l'hydrosystème souterrain.

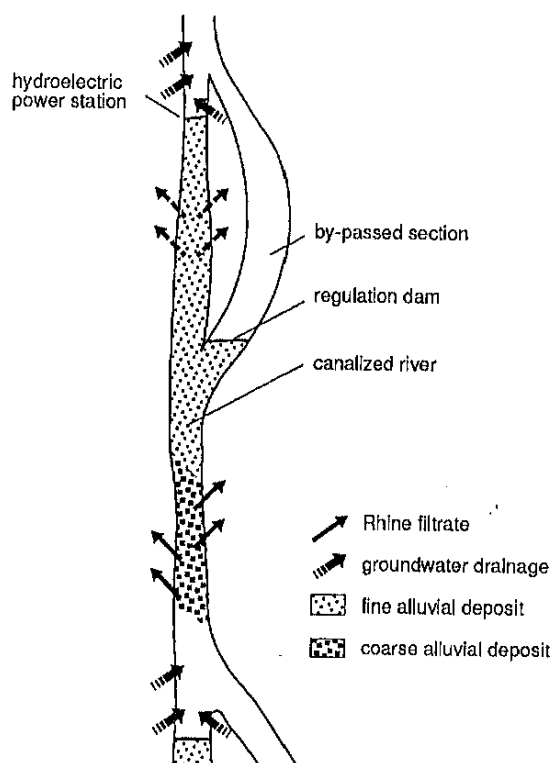


Figure 7 : Localisation des échanges entre le Rhin et la nappe d'eau souterraine (Trémolières *et al.*, 1993).

Les échanges peuvent se faire de manière ponctuelle, via des sources ou des pertes, ou de manière diffuse à travers les berges et le fond du lit. Les caractéristiques de ces échanges présentent une grande hétérogénéité spatiale et temporelle. Le sens comme l'intensité des échanges peuvent varier dans l'espace et ce de l'amont à l'aval d'un même cours d'eau (suivant la nature des terrains encaissants et le degré de colmatage des berges) et dans le temps (suivant l'état de recharge de la nappe, la position de la ligne d'eau, les précipitations, etc...) (Weiss, 2006).

La Figure 8 présente ce processus d'échange en fonction des positions relatives de la ligne d'eau et du toit de la nappe.

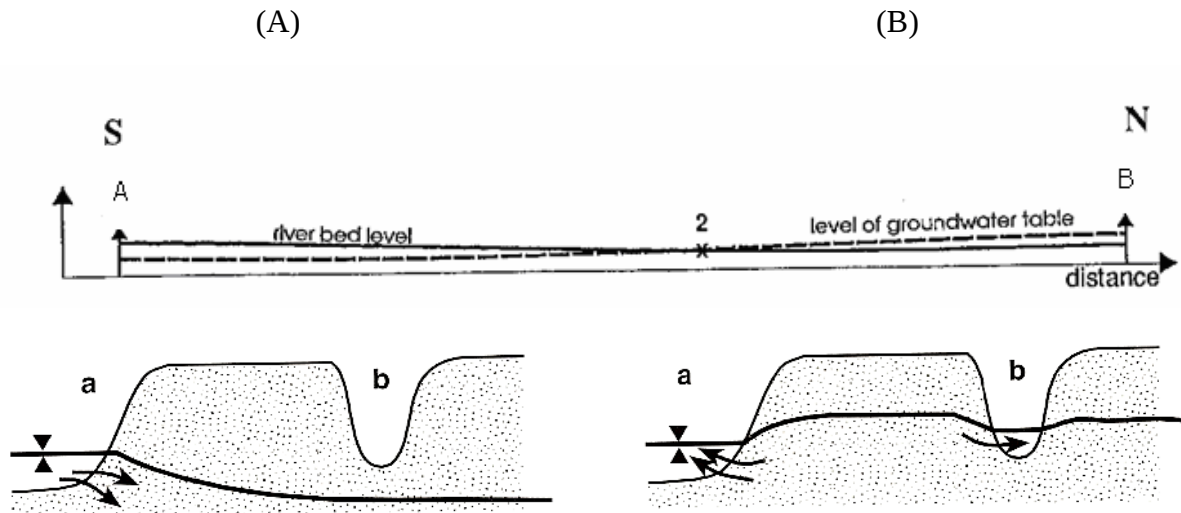


Figure 8: Schéma du processus d'échange nappe-cours d'eau (Trémolières et al. ,1993).

Lorsque le niveau de la ligne d'eau de la rivière est supérieur au niveau du toit de la nappe comme dans le cas A, les eaux superficielles s'infiltrent vers les eaux souterraines à travers le lit et les berges du cours d'eau. Si, par contre, le niveau de la ligne d'eau est en dessous du niveau du toit de la nappe, comme dans le cas B, la nappe est drainée par le cours d'eau.

La majorité des échanges est observée sous l'influence d'une inondation sur la plaine alluviale. C'est pour cela que nous nous intéressons dans la partie suivante à une caractérisation générale des crues ainsi qu'à leur influence sur l'hydrosystème fluvial.

1.1.2.2. Dynamique des crues

Une inondation est une submersion plus ou moins rapide d'une zone, avec des hauteurs d'eau variables. Elle est due à une augmentation du débit d'un cours d'eau ou à la remontée de la nappe provoquée par des pluies importantes et /ou de longue durée. L'augmentation du débit d'un cours d'eau entraîne l'augmentation de la vitesse d'écoulement et de la hauteur du plan d'eau au point considéré. Grâce à l'analyse des crues historiques (dates, secteurs concernés, débits, etc...), une classification des crues en fonction de leur fréquence est établie et le retour des crues de forte amplitude est également mis en évidence. L'observation statistique permet de classer les crues suivant l'importance de leur débit et leur fréquence.

L'intensité, la durée et la fréquence des inondations, affectent les variations spatiales et temporelles des propriétés physiques, chimiques et biologiques de l'hydrosystème (Junk et al., 1989; Neiff, 1990). Ainsi la variation de l'intensité des inondations détermine le degré de

connectivité entre la rivière et sa plaine d'inondation. Elle module également le transfert de la matière organique, des nutriments (Tockner *et al.*, 1999) et des organismes vivants (Amoros et Roux, 1988) aux échelles du paysage. La durée de l'inondation sur la plaine dicte la répartition des espèces végétales en fonction de leur tolérance aux inondations ou de leur exigence vis-à-vis d'une immersion prolongée (Cunha et Junk, 2001). Ainsi l'inondation est un pilote des caractéristiques écologiques des zones inondables, assurant par exemple la connectivité hydrologique entre la rivière et sa plaine inondable. De plus les inondations jouent un rôle très important pour le maintien de la fertilité des sols qu'elles assurent pour certaines espèces végétales (Mougougou *et al.*, 1998 ; Carbiener et Trémolières 2001 dans Piégay *et al.*, 2003). Au niveau de la plaine du Rhin, Sanchez Pérès et Trémolières (2003) ont montré que la suppression des inondations a fortement modifié le comportement du transfert des nutriments, notamment de l'azote, une des causes probables étant la réduction du processus de dénitrification.

Compte tenu de l'importance des inondations au niveau des plaines alluviales, nous nous intéressons à la date d'application et à la durée de ces événements sur le polder d'Erstein afin de garantir la recharge de la nappe ainsi que la préservation de la qualité des eaux souterraines. Dans la section suivante nous traitons l'hydrodynamique des milieux poreux non saturés en vue de la modélisation numérique des écoulements.

1.2. Hydrodynamique des milieux poreux non saturés

Un milieu poreux est défini par un ensemble de grains solides autour desquels existent des espaces vides pouvant ou ne pouvant pas communiquer les uns avec les autres. Ces espaces constituant ce que l'on appelle espace poral, peuvent être occupés par de l'eau ou un autre fluide. A tout instant, l'état hydrique d'un milieu poreux non saturé en eau peut être défini par ses variables d'état : sa teneur en eau volumique θ (cm^3/cm^3 ou %) et sa pression capillaire h (cm). Ces variables expriment l'effet des phénomènes capillaires aux interfaces eau-air et celui des forces de liaison entre l'eau et le milieu. Dans la zone non saturée, la pression de l'eau est négative. Au niveau du formalisme, nous nous plaçons à l'échelle d'un volume élémentaire représentatif (VER) et le milieu poreux est alors considéré continu (Hillel, 1988). La description mathématique de l'écoulement de l'eau en milieu non saturé repose sur la loi de conservation de masse et complète la forme macroscopique du bilan de quantité de mouvement : la loi de Darcy généralisée.

1.2.1. Equation de conservation de la masse

L'équation de la conservation de masse à l'échelle macroscopique d'un milieu poreux s'écrit :

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = -\text{div}(\rho\mathbf{q}) \quad (1.1)$$

Où θ [$\text{L}^3.\text{L}^{-3}$] est la teneur en eau volumique, $\mathbf{q}$ [$\text{L}.\text{T}^{-1}$] le vecteur vitesse de filtration et ρ [$\text{M}.\text{L}^{-3}$] est la masse volumique.

1.2.2. Loi de Darcy généralisée

La première des relations hydrodynamiques, proposée par Darcy (1856) pour les milieux saturés et étendue aux milieux non saturés, traduit la proportionnalité entre les flux d'eau et le gradient de charge hydraulique. En milieu saturé homogène et isotrope, elle s'exprime sous forme vectorielle par :

$$\mathbf{q} = -\mathbf{K}\nabla h \quad (1.2)$$

$\mathbf{K}$ étant le tenseur de la conductivité hydraulique à la limite de la saturation. Il représente la valeur limite du taux d'infiltration si le sol est saturé et homogène donc sa capacité maximale à transmettre l'eau. Pour un même fluide, il varie d'un sol à un autre. Du point de vue représentation graphique, pour chaque type de sol, la loi de Darcy est représentée par une droite de pente $\mathbf{K}$ liant le flux au gradient hydraulique (Bear, 1972).

Cette loi a été étendue au milieu non saturé, à celle de Darcy-Buckingham (1907) (Narasimhan, 2004) :

$$\mathbf{q} = -K_r \mathbf{K} \nabla h \quad (1.3)$$

Où K_r est la conductivité relative, elle exprime la capacité du sol à transmettre l'eau suivant son état de saturation, elle est maximale à saturation et vaut 1.

La charge hydraulique au point considéré s'exprime par $h = \psi + z$ où $\psi = \frac{p}{\rho g}$ est la pression capillaire de l'eau mesurée relativement à la pression atmosphérique et exprimée en hauteur

de colonne d'eau ; z est la cote du point considéré. En condition non saturée, à mesure que l'on s'éloigne de la saturation maximale, K_r et ψ diminuent (Musy et Soutter, 1991).

1.2.3. Equation générale des écoulements en milieu non saturé

Le mouvement de l'eau dans un milieu non saturé est décrit par l'équation générale des écoulements. Cette équation découle de la combinaison de la loi de Darcy-Buckingham et de l'équation de conservation de la masse. Généralement, l'eau est considérée comme étant incompressible dans l'espace et le temps. Sa viscosité dynamique et sa masse volumique sont constantes. L'écoulement étant à trois dimensions, l'équation peut être formulée selon les divers termes dont elle est composée comme la pression capillaire ou la teneur en eau. L'équation de Richards peut être exprimée selon trois formes, en termes de pression ψ et de teneur en eau θ , ou uniquement en terme de pression ψ ou bien uniquement en terme de teneur en eau θ .

Pour la modélisation des écoulements saturés-non saturés, plusieurs alternatives existent pour une résolution numérique des équations de base avec leurs relations constitutives non linéaires. L'équation de Darcy et l'équation de conservation de masse forment la base physique. Dans le contexte non saturé, la formulation de base met en œuvre la pression du fluide ψ et la saturation S comme des variables inconnues. Pour ces deux variables inconnues, seule l'équation de Richards est adéquate. Pour résoudre ce modèle mathématique, nous avons besoin d'une relation constitutive qui permet la conversion d'une variable en une autre et vice versa. En conséquence, le modélisateur doit décider du choix des variables primaires et secondaires.

Trois formes d'équation d'écoulement non saturé peuvent être tirées :

- (1) pression (ψ) où la variable primaire est la pression ou la charge hydraulique ;
- (2) saturation (S) où la saturation ou la teneur en eau θ sont choisies comme variables primaires ;
- (3) la forme mixte ($\psi - S$) où les deux variables sont employées et au moment de la résolution de l'équation, la pression est utilisée comme variable primaire.

Chacune de ces formes présente des avantages et des inconvénients. La forme ψ peut être utilisée dans les sols saturés et non saturés sachant que la pression est unique et continue. Les

modèles de ce type ont été largement utilisées dans plusieurs applications (Haverkamp *et al.*, 1977 ; Frind and Verge, 1978). Quelques difficultés ont été palliées en utilisant la forme mixte, qui respecte d'avantage les solutions de l'équation de conservation de masse. Celia *et al.* (1990) ont résolu cette forme mixte par un schéma d'itération Picard modifié. Par cette procédure, la pression est utilisée comme variable primaire pour la solution à un nouveau pas de temps. Lehmann et Ackerer, (1998) ont obtenu de meilleurs résultats pour le cas monodimensionnel où la forme mixte a été combinée avec le Picard modifié et la méthode de Newton. Notons que la saturation est une variable discontinue. Par ailleurs, des études numériques ont montré que la forme S donne des résultats plus performants que la forme ψ surtout pour les sols très secs (Hills *et al.*, 1989)

Nous avons choisi pour notre étude la formulation en ψ , donnée dans l'équation 4.

$$\phi S \frac{\partial \psi}{\partial t} + \varepsilon \frac{\partial S}{\partial t} - \nabla \cdot [K_r \mathbf{K} \nabla (\psi + z)] = Q \quad (1.4)$$

Où ϕ [L^{-1}] est le coefficient d'emmagasinement qui tient compte de la compressibilité de la matrice poreuse et de l'eau, ε [-] est la porosité et Q [T^{-1}] est le terme puits/source.

1.2.4. Les relations constitutives

Généralement les relations entre les variables d'état sont souvent décrites par les relations constitutives ou fonctionnelles traditionnellement réparties en deux groupes (Raats, 2001) :

- le premier groupe comporte des fonctionnelles permettant de linéariser l'équation de transfert et d'autoriser une résolution analytique de l'écoulement. Les modèles de Green Ampt (fonction échelon) et Brooks et Corey (fonction puissance) représentent ce groupe. Les modèles de Gardner traduisant une relation exponentielle entre la conductivité et la pression sont également utilisés ;
- le second groupe est le plus utilisé dans les études numériques. La démarche constitutive consiste à définir un modèle de la courbe de rétention d'eau qui exprime la relation entre la teneur en eau et la pression. La distribution de la taille des pores permet de calculer la conductivité relative. Les modèles de Mualem Van Genuchten et Mualem Brooks et Corey sont les plus utilisés.

Le grand avantage du modèle Van Genuchten est la simplicité de ses équations, notamment au niveau de la modélisation et des calculs analytiques. Rawls *et al.*, (1982) et Carsel et Parrish (1998) ont réalisé des études sur un nombre important de sols afin de connaître les paramètres de ce modèle pour les douze plus importants types de sols suivant la classification de l'*US Department of Agriculture*. L'étude a démontré que pour plusieurs types de sols ayant des caractéristiques différentes, ce modèle fournit le meilleur ajustement et la meilleure performance. Dans le cadre de notre étude, le modèle de Van Genuchten est retenu.

Afin de résoudre l'équation d'écoulement de Richards, deux relations fondamentales doivent être déterminées à savoir $p_c(S)$ et $K_r(S)$. Dans ces relations interviennent des paramètres hydrodynamiques caractérisant le milieu poreux de la zone non saturée. Certains paramètres sont physiquement mesurables tandis que d'autres ne le sont pas directement. Une plage de données ou un nuage de valeurs expérimentales sont généralement données par des mesures de terrain ou des analyses effectuées au laboratoire. Un aspect plus précis est exigé par les modèles capables d'ajuster ces paramètres hydrodynamiques en vue d'une modélisation des écoulements. Plusieurs modèles permettent de quantifier ces paramètres à partir de la distribution de la taille des grains (Arya et Paris, 1981), de la connectivité des réseaux de pores (Tuller et Or, 2002) ou des fonctions de pédotransferts (Wösten, 2001, Cousin, 2010).

Les relations constitutives à savoir la courbe de rétention d'eau et la courbe de perméabilité relative seront énoncées dans la partie suivante.

1.2.4.1. Courbe de rétention d'eau

Le modèle standard de Van Genuchten (1980) sera utilisé pour décrire la relation entre la pression et la saturation de l'eau:

$$p_c = \frac{1}{\alpha} \left(S_e^{\frac{n}{1-n}} - 1 \right)^{\frac{1}{n}} \quad (1.5)$$

Où, p_c [L] est la pression capillaire entre l'air et l'eau sachant que $p_c = -\psi$, α [L⁻¹] est le paramètre de forme de Van Genuchten et n [-] est le paramètre lié à la distribution des tailles de pores.

La teneur en eau réduite ou saturation effective S_e est généralement exprimée par :

$$S_e = \frac{S - S_r}{S_s - S_r} = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1.6)$$

Où S_e [-] est la saturation d'eau effective, S_r [-] est la saturation résiduelle, S_s [-] est la saturation maximale égale à 1, θ [-] est la teneur en eau volumétrique et θ_r et θ_s [-] représentent respectivement la teneur en eau résiduelle et à saturation (c'est-à-dire lorsque la pression devient positive ou nulle).

Plusieurs modèles peuvent décrire la courbe de rétention d'eau. Ces relations empiriques ont été explicitées théoriquement à partir de la distribution des tailles de pores par Fredlund et Xing (1994).

1.2.4.2. Conductivité relative

La conductivité relative est une mesure de l'aptitude du milieu poreux à transmettre l'eau qu'il contient en fonction de son état de saturation. Les modèles conceptuels liant cette conductivité hydraulique à la géométrie du milieu poreux sont fondés sur l'identification de deux équations qui sont i) la loi de Hagen Poiseuille (à l'échelle microscopique et qui pour un écoulement laminaire donne la vitesse moyenne d'écoulement) et ii) la loi de Darcy Buckingham généralisée.

Le modèle de Mualem (1976) a été choisi ici pour décrire la relation constitutive entre la conductivité relative et la saturation, conduisant au modèle de Van Genuchten, (1980) :

$$K_r = S_e^{1/2} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{n}{1-n}} \right)^{\frac{n-1}{n}} \right]^2 \quad (1.7)$$

Les différents paramètres qui apparaissent dans les relations constitutives, sont donnés dans la littérature selon les différents types de sols. A titre d'exemple, ci-après un tableau donnant la valeur des paramètres selon le type de sol.

Tableau 1: Exemples de paramètres pour sols limoneux/argileux

	<i>Huang et al. (1996)</i>		<i>Hills et al. (1989)</i>	
Type de sol	Limoneux	Argileux	Limoneux	Argileux
Paramètres				
θ_r (-)	0.0001	0.0001	0.0286	0.106
θ_s (-)	0.339	0.399	0.3658	0.4686
α (cm ⁻¹)	0.0139	0.0174	0.028	0.0104
n (-)	1.6024	1.3757	2.239	1.3954
K ($\times 10^{-4}$ cm.s ⁻¹)	5.25	3.45	62.6	1.52

1.3. Approches de modélisation et codes de calcul

1.3.1. Paramétrisation de l'hétérogénéité

Dans cette partie, nous discutons les approches numériques ou expérimentales qui ont été utilisées dans la littérature pour intégrer l'hétérogénéité des sols dans les modèles d'écoulement de l'eau en zone non saturée. Nous savons que le sol est formé par plusieurs horizons qui possèdent des paramètres hydrodynamiques différents. Ce schéma est plus réaliste que de supposer que le sol est homogène. Quantifier le transfert hydrique à travers ces différents horizons présente sans doute un verrou scientifique, car l'évaluation appropriée de la variation spatiale de leurs paramètres hydrodynamiques est difficile. Différentes approches existent dans la littérature s'appuyant soit sur des modèles numériques ou des relations analytiques (Romano *et al.*, 1996 ; Corradini *et al.*, 2000) soit sur des méthodes expérimentales (Stauffer et Dracos, 1986 ; Yang *et al.*, 2006). En effet, nous rappelons que le processus de l'infiltration de l'eau est complexe à cause de la non linéarité des relations constitutives qui décrivent l'écoulement dans le milieu poreux.

Les paramètres hydrodynamiques sont déterminés plus facilement par des approches expérimentales telles que la courbe de rétention des eaux ou l'analyse granulométrique, réalisées au laboratoire. La courbe de rétention d'eau peut être prédite à partir des données de texture du sol et de densité apparente (Nasta *et al.*, 2009). Elle est obtenue également à partir des expériences réalisées sur des échantillons de sols non perturbés (Assouline et Tartakovsky, 2001). La conductivité hydraulique des différents horizons a été largement prédite en utilisant soit des propriétés de sol (Zhuang *et al.*, 2001), soit des fonctions de pédotransfert (Wagner *et al.*, 2001).

Les méthodes expérimentales en général ne permettent pas de quantifier directement les paramètres hydrodynamiques des sols. Des méthodes inverses sont alors utilisées pour la prédiction des paramètres hydrodynamiques à partir de la courbe de rétention de l'eau (Nützmann *et al.*, 1998). Le module des neurones Rosetta implémenté dans le code numérique Hydrus est largement utilisé pour la prédiction de ces paramètres (Schaap *et al.*, 2001).

Les méthodes numériques utilisées pour l'évaluation des paramètres hydrodynamiques des études d'infiltration mono et bidimensionnelles ne sont pas adaptées pour décrire le transfert hydrique à l'échelle tridimensionnelle du polder d'Erstein. En fait, elles deviennent insuffisantes étant donné la difficulté de spatialiser ces paramètres hydrodynamiques pour la totalité de la zone d'étude sur le plan horizontal et vertical. Une approche nouvelle basée sur des données pédologiques du sous-sol couvrant le polder d'Erstein, est proposée dans ce travail de thèse pour la prédiction des paramètres hydrodynamiques requis et sera précisée dans le chapitre 3. Cette approche nous permettra de modéliser les écoulements en 3D sur le polder d'Erstein.

1.3.2. Outils numériques existants

Pour modéliser ces écoulements, un modèle numérique est l'outil qui peut reproduire le comportement d'un ensemble physique choisi à savoir le polder d'Erstein. L'utilisation d'un modèle ainsi que l'interprétation des résultats pourraient s'appeler : simulation sur modèles. La modélisation hydrologique permet l'analyse des problèmes d'eau souterraine en améliorant notre connaissance sur le comportement des systèmes aquifères. Il y a un grand nombre de types de modèle en eau souterraine parmi lesquels on peut distinguer quatre grands groupes.

Le premier groupe comporte les modèles basés sur l'utilisation des formes analytiques. Dans certains cas simples, il suffit juste de bien connaître la physique du sol ainsi que l'application des formules analytiques pour obtenir la solution recherchée. Les modèles analogiques constituent le deuxième groupe. Ils étaient employés dans les années 1960 et 70. Leur principe est la similitude entre les expressions qui décrivent le mouvement dans un champ physique déterminé (un courant électrique dans un champ conducteur par exemple) et les expressions qui régissent l'écoulement d'un liquide dans un milieu poreux. Les modèles physiques utilisés depuis bien longtemps forment le troisième groupe. Ils consistent à représenter le milieu poreux à simuler, par un milieu réduit prototype. Nous nous rappelons ici les expériences historiques de Henri Darcy en 1856. De nos jours, de nombreux outils

numériques sont utilisés pour la résolution des problèmes liés aux écoulements de l'eau ou au transport des solutés dans un milieu non saturé en eau à partir de l'équation de Richards couplée à l'équation de convection-dispersion. La résolution de ces équations est obtenue en les discrétisant dans le temps et dans l'espace par un schéma numérique de différences finies, d'éléments finis, ou volumes finis. Une grande partie des modélisateurs font encore cette résolution par des codes de calculs codifiés sur des logiciels de programmation de type Matlab et Fortran. D'autres modèles à interface libre et comportant les différentes équations ont été utilisés. Ces modèles peuvent être à une, deux ou trois dimensions. Une approche 1D est souvent utilisée lorsque nous souhaitons décrire le transfert hydrique dans une colonne de sol (nous pouvons utiliser dans ce cas par exemple, Hydrus 1D (Schaap *et al.*, 2001)). Dans le cadre de notre étude, il s'agit de tenir compte de l'effet de l'inondation sur la distribution des flux dans le sol. C'est pourquoi, une approche multidimensionnelle semble la plus appropriée, nécessitant des modèles à deux ou trois dimensions.

Une multitude de modèles hydrogéologiques existent mais il est difficile de faire une classification unique de ces modèles au vu de la variabilité et des différentes combinaisons entre les options de chacun. Selon les besoins scientifiques de l'étude, le choix du modèle doit être fait selon plusieurs critères à savoir l'équation d'écoulement, la formulation, la dimension du problème, l'hétérogénéité, la discrétisation spatiale et les solveurs (Al-Bitar, 2007). Parmi plusieurs outils numériques, nous nous intéressons ici plus particulièrement à ModFlow sachant que les études antérieures réalisées sur le polder d'Erstein ont mis en œuvre ce code de calcul. Il permet de simuler l'effet de puits, des cours d'eau, de la recharge et l'évapotranspiration sur l'écoulement de la nappe phréatique. L'addition de modules spécifiques permet de simuler le transport des solutés dans la zone saturée de l'aquifère. Généralement, ModFlow permet de résoudre l'équation de l'écoulement en zone saturée afin de déterminer la distribution des charges piézométriques, des vitesses et des débits dans l'espace et dans le temps. Il faut noter que ce logiciel est basé sur la discrétisation spatiale des différences finies et permet uniquement la simulation de la zone saturée ; la recharge de la nappe est prise en compte à travers un terme source. En plus, ModFlow utilise un maillage rectangulaire régulier qui ne peut pas s'adapter aux formes complexes des bassins versants. Ce logiciel présente des inconvénients par rapport à notre objectif de modélisation en ne permettant pas de simuler les transferts hydriques dans la zone non saturée.

L'utilité et la performance du modèle FeFlow ont été soulignées par plusieurs auteurs, dans des contextes hydrogéologiques très différents : i) simulation du phénomène d'intrusion marine (Kumar *et al.*, 2007 ; Al-Bitar, 2007 ; Kerrou, 2008), ii) modélisation des flux thermo-hydrauliques (Dupasquier, 2000), iii) quantification du transfert des ions de potassium et nitrates (Sansoulet, 2007) et iv) modélisation de l'irrigation dans des bassins versants (Sarwar et Eggers, 2006).

FeFlow présente plusieurs avantages par rapport à ModFlow. Il est basé sur la méthode des éléments finis. Ceci donnera à l'utilisateur une flexibilité dans la discrétisation spatiale (limites irrégulières, discrétisation grossière et affinement du maillage). Les éléments peuvent être ajustés à la géométrie du domaine d'étude et permettent un meilleur contrôle des erreurs numériques. L'utilisation de ce logiciel permet de simuler la totalité de l'aquifère alluvial du polder d'Erstein, c'est-à-dire de tenir compte de la zone non saturée depuis la surface du sol jusqu'à la nappe. D'un point de vue plus technique, FeFlow contient un bon nombre d'options d'interfaçage de *pré-* et *postprocessing* facilitant les tâches de l'utilisateur et offre en plus la possibilité des interfaces ouvertes pour que l'utilisateur puisse ajouter des fonctionnalités supplémentaires dans le modèle.

1.4. Conclusion

Les zones alluviales sont des systèmes complexes. Les caractéristiques géomorphologiques, pédologiques et écologiques permettent de décrire les systèmes terrestre et aquatique et leurs interactions au travers des échanges nappe-cours d'eau et de la dynamique des crues. Pour prendre en compte toutes ces caractéristiques, nous avons retenu l'outil numérique FeFlow par rapport aux autres codes de calcul. Les recherches porteront sur la modélisation des écoulements depuis la surface du sol jusqu'à la nappe, objectif primordial de ce travail de thèse. L'hydrodynamique de ces milieux sous ce code numérique va être résolue par l'intermédiaire de l'équation de Richards, basée sur la loi de Van Genuchten.

Dans le deuxième chapitre nous présentons le site d'étude exemple d'un milieu alluvial complexe ainsi que les données disponibles sur ce site.

Chapitre 2

Présentation du site d'étude

Chapitre 2 : Présentation du site d'étude

2.1. Contexte du site d'étude.....	36
2.2. Choix du site du polder d'Erstein.....	41
2.3. Caractérisation du site du polder d'Erstein	43
2.4. Conclusion.....	70

2.1. Contexte du site d'étude

Le Rhin s'écoule sur une longueur de 1325 km dans un bassin versant de 185 000 km². Il se forme en Suisse par la réunion de l'Hinterrhein et du Vorderrhein qui prennent leur source dans les Alpes et rejoint la Mer du Nord après avoir traversé la Suisse, la France, l'Allemagne et les Pays-Bas. Le régime hydrologique est de type nivo-glaciaire sur le linéaire de la frontière franco-allemande, les mois de hautes eaux étant centrés sur juin et juillet. Cependant, des crues hivernales peuvent se produire. Le module interannuel est de 1030 m³/s à Bâle (130 km au sud d'Erstein pour la période de 1808-1980) et de 1210 m³/s à Maxau (90 km au nord d'Erstein pour la période de 1931-1980) (cité par Schmitt *et al.*, 2009). Le Rhin a subi de nombreux aménagements depuis le début du 19^{ème} siècle qui ont largement modifié son fonctionnement hydraulique et hydrologique (Figure 9).

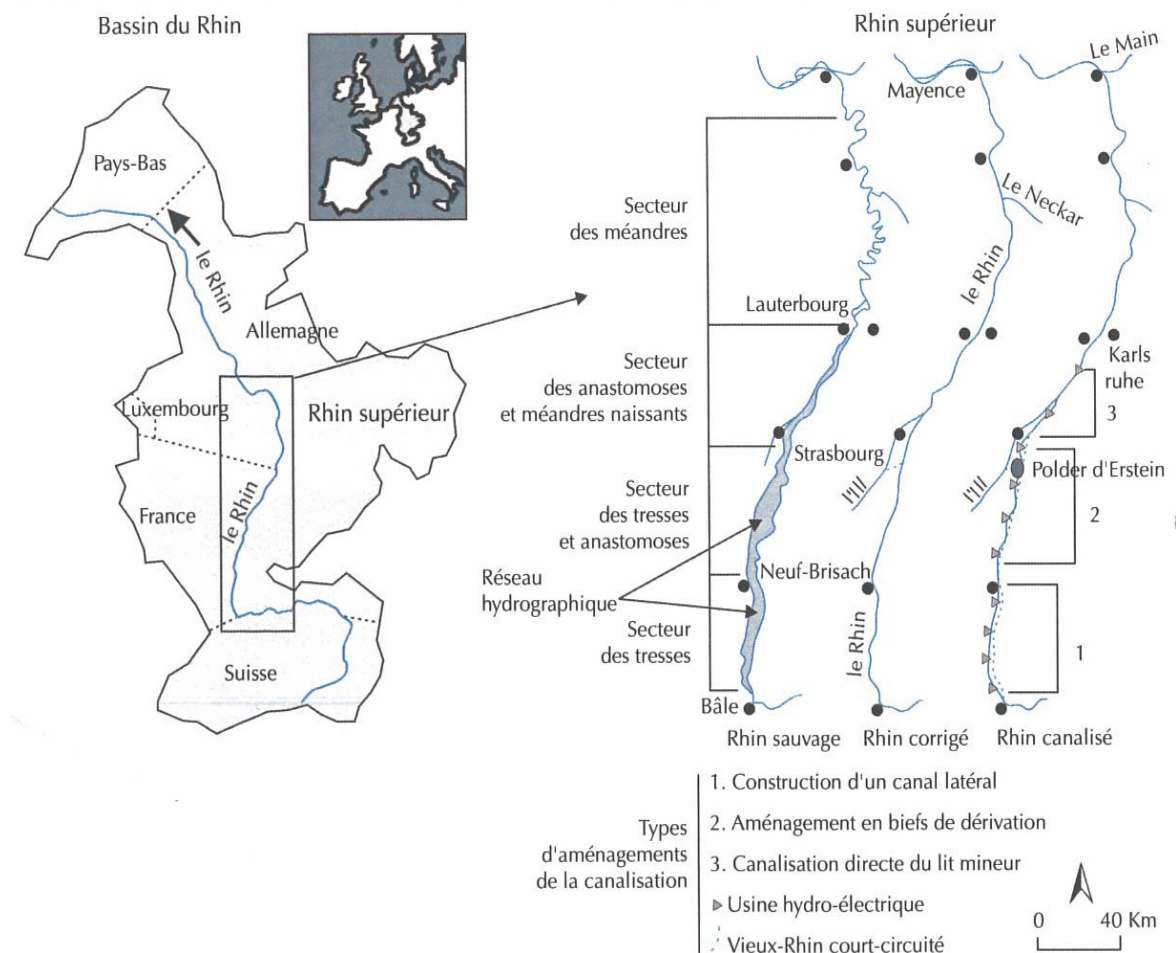


Figure 9 : Le bassin du Rhin et les aménagements du Rhin supérieur (Schmitt *et al.*, 2009).

2.1.1. Le Rhin et ses aménagements

La nécessité continue de correctifs, de réglages et de réadaptations face à certaines conséquences néfastes de l'aménagement, s'est imposée au cours du temps (Maire et Sanchez Pérez, 1994). L'aménagement sur le Rhin s'est fait en plusieurs étapes dont la première concerne le Rhin sauvage. Le fleuve avant les premiers travaux de rectification s'étalait sur plusieurs kilomètres de largeur en développant de multiples bras, enserrant des îles et presqu'îles dont la topographie changeait à chaque crue (Descombes et Humbert, 1985) (Figure 10).

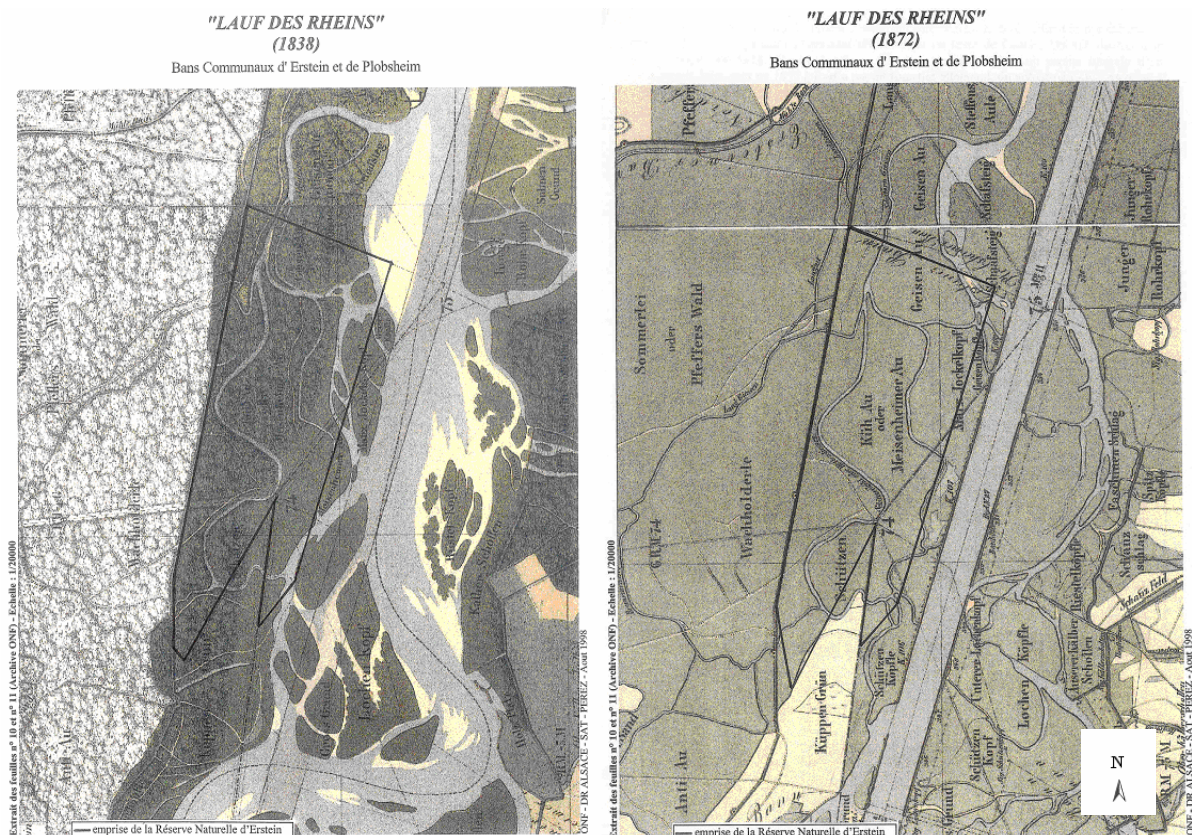


Figure 10 : Evolution du cours du Rhin dans le secteur du polder d'Erstein de 1838 (à gauche) à 1872 (à droite) (Dillmann, 1995).

C'est en 1840 en suivant le projet du colonel von Tulla que le Rhin a subi sa première phase d'aménagement appelée phase de correction qui a consisté en la construction d'une digue des hautes eaux réduisant le lit majeur à une largeur de 2 km. Le lit mineur large de 200-250 m prend un tracé rectiligne, bordé de berges enrochées (Figure 10). Cette phase de travaux a entraîné le raccourcissement du chenal de 14% de son cours d'eau entre Bâle et Lauterbourg, ce qui a eu pour conséquence d'augmenter la pente et donc la vitesse

d'écoulement et du transport de matériaux vers l'aval (Descombes et Humbert, 1985). L'accroissement de la vitesse du fleuve et le déplacement des bancs de graviers ont rendu la navigation presque impossible (Descombes et Humbert, 1985). Le port de Strasbourg fut complètement déserté. Cette situation a obligé les pays frontaliers du Rhin à trouver une solution pour augmenter la navigabilité du cours d'eau.

La solution proposée au problème de navigabilité visait à créer un chenal sinusoïdal d'une largeur de 75 à 90 m et d'une profondeur minimale de 1.70 m, en utilisant les capacités d'auto-curage du fleuve. Par la création d'épis transversaux et de seuils de fond concentrant le débit, le fleuve est contraint à inciser les hauts-fonds et à entretenir un chenal régulier (Figure 11).

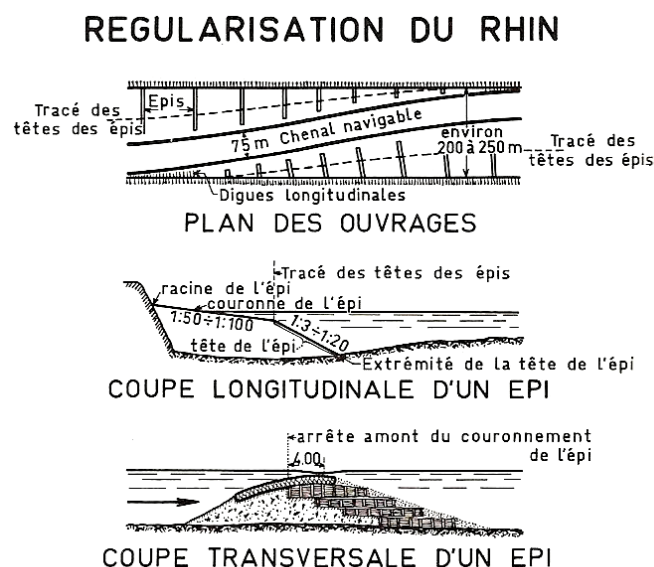


Figure 11 : Plan des épis correcteurs de la régularisation du Rhin. (Document SNS dans Descombes, 1990).

Les travaux furent réalisés entre 1906 et 1924 au nord de Strasbourg et les conséquences bénéfiques pour la navigation ne se firent pas attendre. Ils se poursuivirent en amont de Strasbourg à partir de 1930 et se terminèrent en 1960 pour la partie française au nord de Strasbourg.

Parallèlement, des travaux de canalisation ont démarré en 1928 (Figure 12). Ce projet vise à assurer la protection contre les crues, à utiliser la force motrice du fleuve et à améliorer les conditions de navigation. Un canal latéral est construit parallèlement au Rhin. Des usines hydroélectriques ont été construites sur ce canal, celui-ci ne laissant au Rhin naturel qu'un

débit réservé de 20 m³/s ; l'Allemagne s'est retrouvée privée d'accès industriel au fleuve et l'alimentation de la nappe phréatique a été fortement réduite. La canalisation du Rhin a été réalisée selon trois types d'aménagement de l'amont vers l'aval : le premier a consisté en la construction d'un canal latéral unique d'une longueur de 52 km au sud entre Bâle et Neuf-Brisach, puis un aménagement en biefs et enfin le troisième a concerné l'aval de Strasbourg avec une implantation des chutes dans le lit mineur. Cet aménagement s'est effectué au fil de l'eau et concerne les chutes de Gamsheim (1974) et d'Iffezheim (1977) construites suite à la convention franco-allemande du 4 juillet 1969.

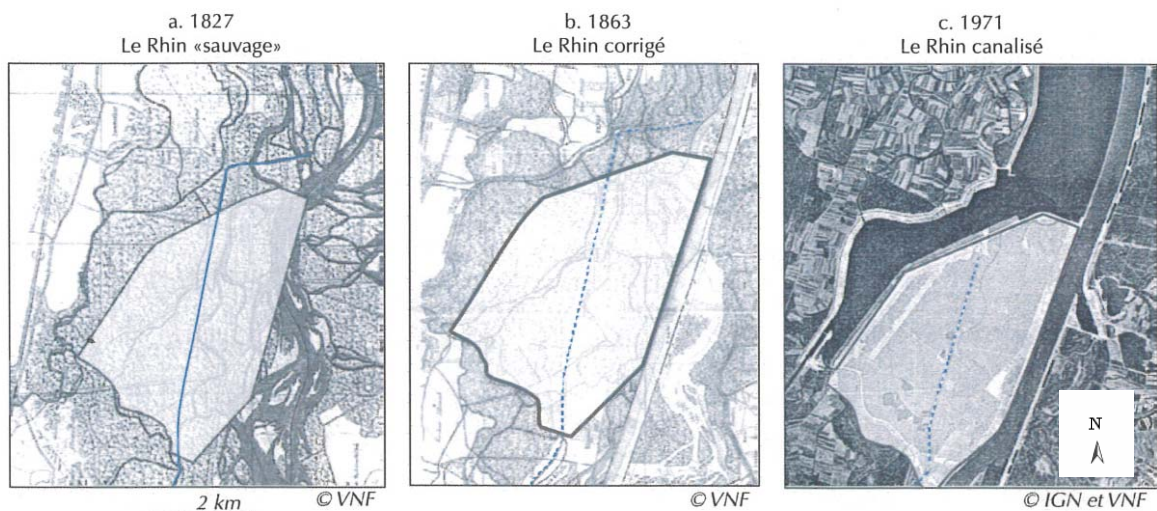


Figure 12 : Evolution diachronique du site du polder d'Erstein depuis 1827 (Dillmann, 1995).

Les objectifs de ces aménagements ont été globalement atteints : les populations sont protégées contre les inondations, les conditions de navigation sont satisfaisantes et les potentialités énergétiques sont exploitées. Néanmoins, ces travaux ont entraîné de nombreux impacts négatifs sur le milieu naturel. La nappe phréatique a été très touchée par la diminution des surfaces inondables : l'incision générale du Rhin et la faiblesse du débit réservé s'écoulant dans le vieux Rhin ont provoqué un abaissement du niveau piézométrique et une diminution des battements du toit de la nappe. La canalisation du fleuve a également provoqué une accélération de l'onde de crue et une élévation des pics de crue à l'aval du secteur canalisé mais aussi une disparition du phénomène de tressage et une déconnexion quasi-totale des Giessen, avec comme conséquence un assèchement des Giessen et des milieux terrestres (Commission internationale de l'hydrologie du bassin du Rhin, 1977 ; Carbiener, 1983 ; Dister, 1992 ; Schmitt, 1995). La richesse spécifique et la productivité des écosystèmes

forestiers diminuent avec la suppression des apports fertilisants déposés lors des inondations (Carbiener et Dilmann, 1992, Trémolières *et al.*, 1998). La forte pression anthropique dans la région du Rhin supérieur a influencé considérablement la qualité des eaux du Rhin.

Ce risque accru d'inondation à l'aval du secteur canalisé dans le Rhin, d'une part, et les impacts écologiques d'autre part, ont incité les politiques des différents états riverains du Rhin à une concertation internationale pour la protection contre les crues et la restauration du milieu alluvial rhénan. En 1982 une convention franco allemande relative à l'aménagement du Rhin entre Kehl/ Strasbourg et Neuburgweier /Lauterbourg a été signée mettant en œuvre la mise en place des polders le long du Rhin. Un projet nommé « Projet Rhin 2020 » associe les mesures de protection contre les inondations et la restauration des écosystèmes rhénans, en reconnectant au Rhin les espaces de l'ancienne plaine alluviale isolés par les digues. Ces écosystèmes sont capables de survivre à des inondations plus ou moins régulières.

2.1.2. Concilier écrêtement des crues et restauration de l'hydrosystème

Le programme de rétention des crues du Rhin supérieur devrait permettre la rétention d'un volume de 153 millions de m³ (alors qu'il en faudrait 270 millions de m³) et ce par la mise en place des zones de rétention des deux cotés français (rive gauche) et allemand (rive droite). Sur la rive droite, un aménagement de 16 polders a été établi dont celui d'Altenheim proche de Strasbourg qui met en oeuvre les inondations écologiques à partir d'un débit du Rhin de 1550 m³/s, et celui de Söllingen qui inondera à partir de 1100 m³/s pour contenir globalement 140 millions de m³. Sur la rive gauche, les travaux ont concerné la réalisation de deux polders d'une capacité de 13.2 Mm³ : le polder de la Moder au nord de Strasbourg, opérationnel depuis 1992 et capable de retenir 5.6 Mm³ sur 240 hectares, et le polder d'Erstein au sud de Strasbourg pouvant retenir 7 à 8 Mm³ (VNF, 2004).

Les impacts environnementaux des aménagements et la valeur du patrimoine écologique de l'hydrosystème rhénan ont fait évoluer les objectifs de gestion d'une approche purement hydrologique vers une approche écologique. Le polder d'Erstein construit sur la rive française présente ce double objectif : conçu pour écrêter les crues exceptionnelles, il a aussi pour fonction de restaurer autant que possible le fonctionnement hydro-écologique de l'hydrosystème fluvial du Rhin supérieur.

2.2. Choix du site du polder d'Erstein

Peu de sites conviennent à l'implantation d'un polder au vu de l'occupation humaine dans la plaine du Rhin supérieur. La presque île d'Erstein a été sélectionnée pour plusieurs raisons : la position stratégique le long du Rhin, la présence de digues minimisant les aménagements à effectuer et la couverture végétale quasi entièrement forestière. Sa situation hydro-géomorphologique au sein du système alluvial rhénan lui confère une topographie et une dynamique des échanges nappe-cours d'eau particulières. De plus le remarquable intérêt écologique du site (Carbiener, 1970) a justifié la mise en place de plusieurs mesures de protection. Une réserve naturelle a été créée en 1989 sur 180 ha. En 2008, les deux rives du Rhin supérieur/ Oberrhein entre Bâle et Karlsruhe ont été inscrites sur la liste RAMSAR des zones humides d'importance internationale.

Le polder d'Erstein situé à environ 20 km au sud de Strasbourg, occupe 600 ha dont 540 ha recouverts de forêt, sur les communes d'Erstein, Nordhouse et Plobsheim, à l'aval du barrage hydroélectrique de Gerstheim. Il s'étend sur 3,8 km du nord au sud et sur 2,4 km de l'est à l'ouest. Situé au dessous du niveau du Rhin et du plan d'eau de Plobsheim, ces deux derniers maintiennent un niveau élevé de la nappe phréatique ce qui favorise les phénomènes de phréatisation au sein du polder (Dillmann, 1995). Il offre une capacité de stockage de 7,8 Mm³. Le site est suffisamment éloigné des zones habitées. Il est entièrement ceinturé d'eau et protégé par un système de digues mis en place lors de l'aménagement de la chute de Strasbourg en 1970. Le polder est ainsi ceinturé au nord et à l'ouest par la digue du bassin de compensation de Plobsheim (Figure 13), à l'est par la digue de canalisation du Rhin et au sud et au sud-ouest par l'ancien canal d'alimentation de l'Ill. L'existence de ces ouvrages présente maints avantages : il a suffi pour aménager le polder d'adapter les digues pré-existantes et de les compléter pour ceinturer le site du polder dans sa partie sud et sud-ouest. Notons que la digue insubmersible des hautes eaux construite en 1786 sépare le polder en deux parties : le secteur externe (à l'ouest) qui n'est plus inondé depuis près de deux cents ans et le secteur interne (à l'est) qui était encore inondé jusqu'à la canalisation (Figure 13).

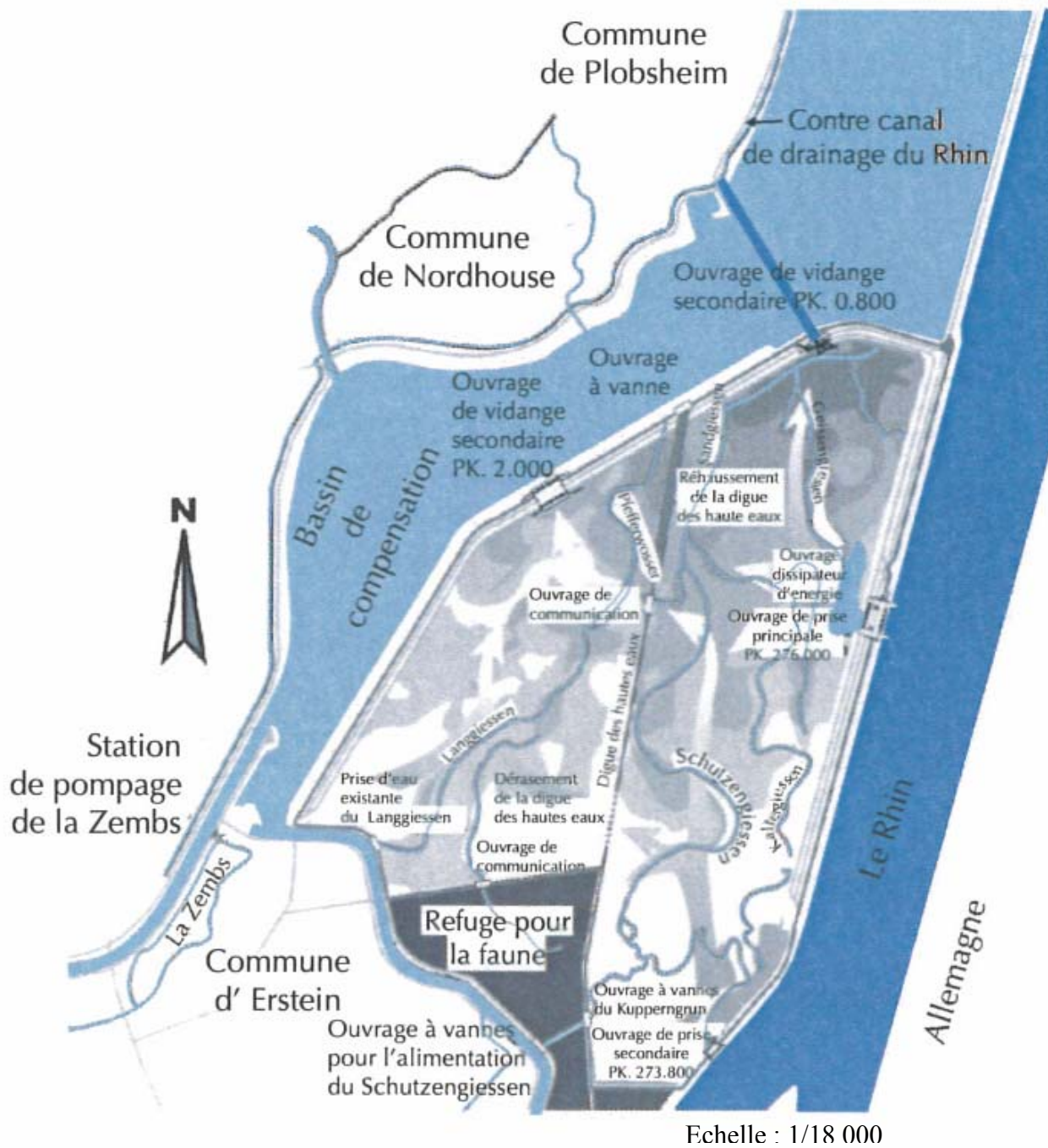


Figure 13 : Situation du polder d'Erstein (Schmitt et al., 2009).

Cordonné par Trémolières et Denny Consultant, (2006) un suivi scientifique pour vérifier l'efficacité de la restauration écologique a été mis en place sur une période de six ans de 2003 à 2009 et a nécessité l'intervention de plusieurs partenaires : laboratoires de recherche, associations naturalistes et bureaux d'études. Il a permis de collecter un grand nombre de données couvrant plusieurs axes de recherche scientifique aussi bien hydrologique, hydrogéologique, hydromorphologique, chimique et biologique. Ce suivi s'est déroulé en deux phases, une phase initiale qui correspond à la définition de l'état zéro avant ré-inondation et une phase de suivi durant cinq ans, à partir de la mise en fonction du polder. Le suivi scientifique nous a permis de collecter des informations concernant deux volets. Le premier volet concerne la description du site d'étude : i) les propriétés hydrologiques, essentiellement les écoulements, ii) les propriétés géologiques et la caractérisation des sols. Le deuxième volet comprend un état des données disponibles pour les études de transfert hydrique.

2.3. Caractérisation du site du polder d'Erstein

2.3.1. Propriétés hydrologiques

Le réseau hydrographique du polder d'Erstein correspond à l'ancien système de tresses et anastomoses, avec :

- les bras les plus externes, les «Muhlbach», ils sont plus éloignés du Rhin et stables géomorphologiquement ;
- des bras de tressage, localisés à l'est du polder, avant les aménagements nombreux et instables, enserrant des îlots dépourvus de végétation ou simplement colonisés par une végétation pionnière en raison de la fréquence des remaniements;
- entre ces deux secteurs, des bras relativement éloignés du cours principal du fleuve mais encore inclus dans son lit majeur décennal (avant la canalisation).

La forêt d'Erstein, après la canalisation et avant la construction du polder est alimentée en eau par une prise située sur l'ancien canal d'alimentation de l'Ill (Figure 13), drainant principalement des eaux phréatiques depuis 1967, date de construction du barrage hydraulique de Gerstheim (Klein *et al.*, 1992). Cette prise d'eau alimente directement le Langgiessen, un des Giessen localisé à l'ouest de la zone d'étude. Les autres Giessen parcourant le polder sont alimentés uniquement par des apports phréatiques permanents (Carbiener, 1983).

Le Modèle Numérique de Terrain (Figure 14) révèle l'altitude du site, comprise entre 154.7 m au sud et 143.9 m au nord. Le terrain naturel présente une pente longitudinale légèrement supérieure à celle du Rhin canalisé dans ce secteur : 0.9 ‰ contre 0.7 ‰ (Carbiener, 1983). Il est en revanche relativement plat d'est en ouest. Nous observons non pas une diminution régulière de la pente mais une pente quasi nulle à l'amont puis une pente plus forte du Schützengiessen à l'amont de la passerelle Fuchs (sa localisation dans la Figure 13), de l'ordre de 1 ‰.

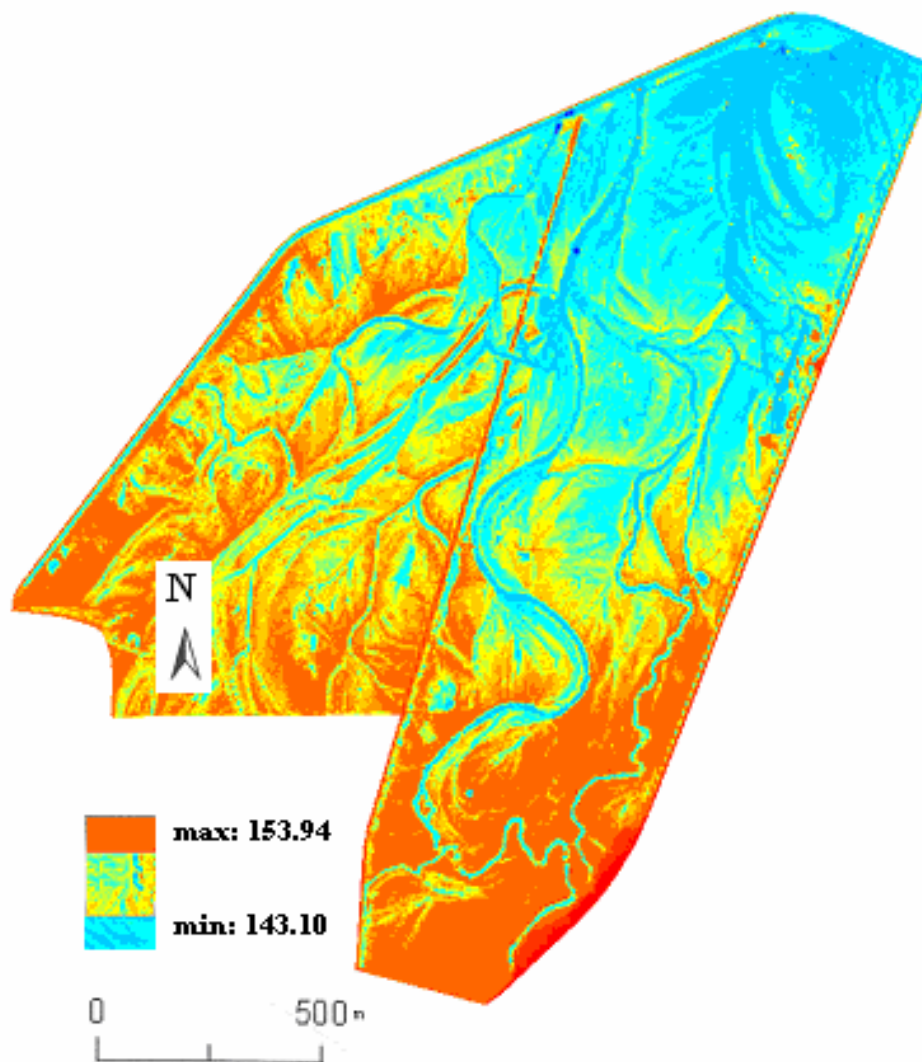


Figure 14 : Modèle numérique du terrain du polder d'Erstein (VNF, 2004).

2.3.1.1. Caractéristiques techniques des aménagements du polder d'Erstein

Les aménagements réalisés sur le polder d'Erstein ont démarré en 1997 après 10 ans d'études et se sont achevés en 2003. Les Voies Navigables de France ont assuré la maîtrise

d'ouvrage et la maîtrise d'œuvre du polder. Les travaux ont abouti i) à la construction des prises d'eau et d'un ouvrage de vidange secondaire, ii) à l'adaptation de l'ouvrage de vidange principal à des débits importants d'évacuation des eaux et iii) à l'amélioration du réseau de drainage. Le réseau des digues existantes a aussi été renforcé et complété.

La mise en eau du polder se fait par les deux ouvrages de prise situés dans la digue du Rhin canalisé, leurs capacités maximales étant de 30 m³/s (prise secondaire) et 220 m³/s (prise principale). La dissipation de l'énergie à la sortie des ouvrages est assurée par des bassins plus grands, creusés spécifiquement et destinés à éviter que les eaux entrent trop violemment dans le polder et provoquent un phénomène d'érosion.

Le réseau hydrographique a été pour partie remis en état pour permettre un écoulement optimal des eaux au sein du polder. Il s'agit du creusement du chenal du Kuppengiessen permettant l'alimentation du Schützengiessen à partir du canal d'alimentation de l'Ill et la suppression des bouchons existant sur la partie amont du Kaltergiessen. Deux prises d'eau situées sur le canal d'alimentation de l'Ill assurent l'alimentation en continu du Langgiessen et depuis 2002 celle du Schützengiessen (le chenal de connexion entre la prise et le Schutzengiessen est nommé Kuppengiessen).

La vidange du polder est assurée par deux ouvrages (Figure 15) :

- l'ouvrage de vidange principal, permet d'évacuer les eaux à raison de 15 m³/s à travers deux buses de 800 m de long passant sous le plan d'eau de Plobsheim et se déversant dans le contre canal de drainage au nord du plan d'eau. Le rejet dans le Rhin s'effectue dans le port de Strasbourg, à une dizaine de kilomètres au nord du polder d'Erstein. Un linéaire de 3 km du contre canal a dû être recalibré afin d'écarter tout risque d'inondation par remontée phréatique au droit du port autonome de Strasbourg lors des vidanges du polder ;
- l'ouvrage de vidange secondaire n'est utilisé que lorsque le polder est rempli à sa capacité maximale. Il permet d'évacuer les eaux gravitairement, directement dans le plan d'eau de Plobsheim jusqu'à l'équilibre des niveaux entre le site du polder et le plan d'eau de Plobsheim. Quand le niveau d'eau du polder passe sous celui du plan d'eau, l'ouvrage de vidange secondaire est fermé et les eaux continuent de s'évacuer par l'ouvrage de vidange principal.

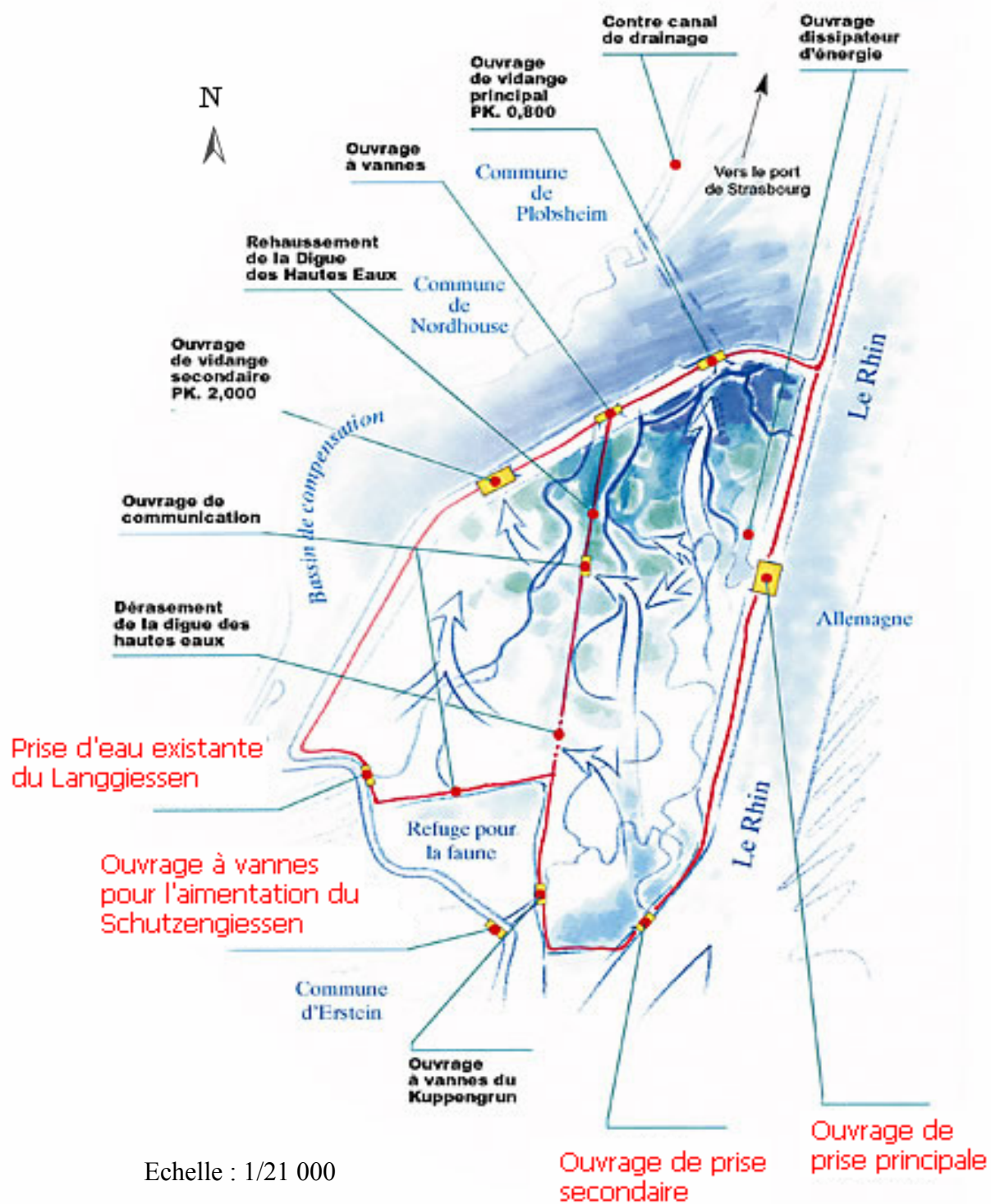


Figure 15 : Aménagements du polder d'Erstein (VNF, 2004).

Certaines digues sur le polder ont été élargies ou rehaussées pour améliorer leur stabilité. L'ancien canal d'alimentation de l'Ill, le plan d'eau de Plobsheim et la digue du Rhin canalisé sur 300 m dans sa partie nord, ont été renforcés par des palplanches de longueur adaptée. Une partie de l'ancienne digue des hautes eaux de la correction a également été arasée pour permettre la propagation des eaux dans le compartiment ouest du polder. Ce système a été complété, au sud et au sud-ouest du site par des digues de faible hauteur pour le boucler.

Comme les mises en eau sont susceptibles de provoquer des remontées du toit de la nappe phréatique, y compris dans les zones habitées de Plobsheim et Krafft situées à l'ouest du polder, il a été décidé d'écarter tout risque d'inondation en favorisant le drainage de la nappe par deux cours d'eau situés entre le polder et les habitations, la Zembs et le Feldgraben. Ce drainage a été augmenté par des travaux de désenvasement des cours d'eau et de la construction d'une station de relevage d'une capacité maximale de 3 m³/s. Cette station évacue les eaux de la Zembs vers le plan d'eau de Plobsheim. Des îlots ont été également créés pour servir de refuge à la grande faune lors de la montée des eaux. Des mares et des fossés ont été aménagés pour l'accueil de la faune batrachologique.

2.3.1.2. Modalités de gestion du polder d'Erstein

Conformément à la convention franco-allemande de 1982, le rôle principal du polder d'Erstein est de participer à la rétention des crues du Rhin, prévu une fois tous les dix ans en moyenne. Des études environnementales ont montré que des mises en eau plus fréquentes et plus limitées en hauteur peuvent contribuer à restaurer les écosystèmes alluviaux fonctionnels du Rhin. Aux modalités de gestion définies pour l'écêtement des crues s'ajouteront celles d'une gestion écologique.

- Rétention de crue

En cas de crue importante du Rhin, nécessitant de réaliser un écêtement de la pointe de crue, l'ouverture des ouvrages de prise situés sur l'endiguement du Rhin permet le remplissage du polder jusqu'à une cote moyenne déterminée. Un débit transitant dans le polder pendant la période de rétention assure le renouvellement de l'eau stockée. Le polder est vidangé dès que les débits du Rhin le permettent lors de la décrue. Compte tenu de la complexité de la gestion de tout le dispositif de protection contre les crues le long du Rhin et des sécurités à prévoir, il faut retenir une mise à contribution du site pour une crue d'une

période de retour d'une dizaine d'années. La manœuvre des ouvrages pour le remplissage, la circulation d'eau pendant le stockage puis la vidange se déroulent de la façon suivante :

- fermeture des vannes de l'ouvrage sur la digue des hautes eaux (ouvrages à vanne du Kuppengrunn à l'origine de la dépression ouest du Schützengiessen) et de l'ouvrage de communication sur la digue sud-ouest pour isoler la zone refuge de la zone inondable ;
- ouverture progressive de l'ouvrage de prise principal du Rhin dont le débit moyen est d'environ $160 \text{ m}^3/\text{s}$, l'ouvrage de prise secondaire (amont) débite quant à lui jusqu'à un maximum de $30 \text{ m}^3/\text{s}$ environ ;
- remplissage du polder jusqu'à la cote 148.6 m environ de façon à stocker un volume d'eau d'au moins 6.5 Mm^3 . Cette opération doit se faire en un temps réduit pour que l'écrêtement de la pointe de crue soit efficace ;
- poursuite du remplissage à un débit plus faible à l'aide des deux ouvrages de prise et ouverture progressive de l'ouvrage de vidange secondaire situé dans la digue du bassin de compensation de Plobsheim. Il s'établit alors une circulation d'eau dans le polder atteignant dans la quasi-totalité des cas 60 à $70 \text{ m}^3/\text{s}$ avec un débit minimum d'environ $20 \text{ m}^3/\text{s}$ (le débit dépend en effet des cotes dans le polder et dans le bassin de compensation de Plobsheim). La phase de rétention dite dynamique a une durée variable selon les crues allant de 1 jour jusqu'à 5 à 6 jours pour des crues plus que bicentennales. Dans ces conditions le volume d'eau total dans le polder peut atteindre 7.8 Mm^3 ;
- vidange du polder à raison de $85 \text{ Mm}^3/\text{s}$ maximum environ en début de vidange ($15 \text{ m}^3/\text{s}$ par les canalisations passant sous le bassin de compensation de Plobsheim et $70 \text{ m}^3/\text{s}$ par l'ouvrage de vidange secondaire situé dans la digue du bassin de compensation, par surverse en début de vidange si le niveau d'eau du bassin de compensation le permet). Ce débit diminue progressivement et la fin de la vidange s'effectue par les seules canalisations. La durée de la vidange est de l'ordre de 4 à 5.5 jours.

- Submersion écologique

Le site du polder n'avait pas été inondé depuis 1970. Pour que la faune et la flore se réhabituent dans de bonnes conditions aux événements de rétention des crues, et pour restaurer autant que possible la fonctionnalité des écosystèmes, le polder est mis partiellement en eau avec une hauteur moyenne d'eau de l'ordre de 75 cm. Ce type de mise en eau est appelé submersion écologique et peut être déclenché pendant les mois de juin et de juillet, une

fois par an lorsque le débit du Rhin dépasse 2000 m³/s, pour une durée totale n'excédant pas 15 jours. Ces modalités ont été modifiées par un arrêté préfectoral de 2011. Le débit passe à 1800 m³/s pour une crue pouvant se produire à n'importe quelle période de l'année.

- Reconnexion des Giessen

Un troisième type de mise en eau est prévu pour la reconnexion des Giessen et ainsi l'amélioration du fonctionnement des milieux aquatiques. Cette redynamisation (ou réalimentation) du réseau hydrographique interne du polder d'Erstein s'effectue, sans restriction ni de période ni de durée, dès que le débit du Rhin dépasse 1550 m³/s. Ce débit est atteint par le Rhin 60 jours par an en moyenne. Les Giessen sont réalimentés sans que les terrains adjacents ne soient inondés à l'exception de débordements localisés. Redynamisés, ils doivent retrouver un mode de fonctionnement proche de celui qui existait avant la canalisation du Rhin (Carbiener, 1983), c'est-à-dire une alimentation phréatique en période de basses eaux et une alimentation à partir du fleuve en période de hautes eaux.

Le polder d'Erstein a pu bénéficier en relativement peu d'années de tous les modes de gestion prévus pour son utilisation. La première mise en en eau a été effectuée en janvier 2004.

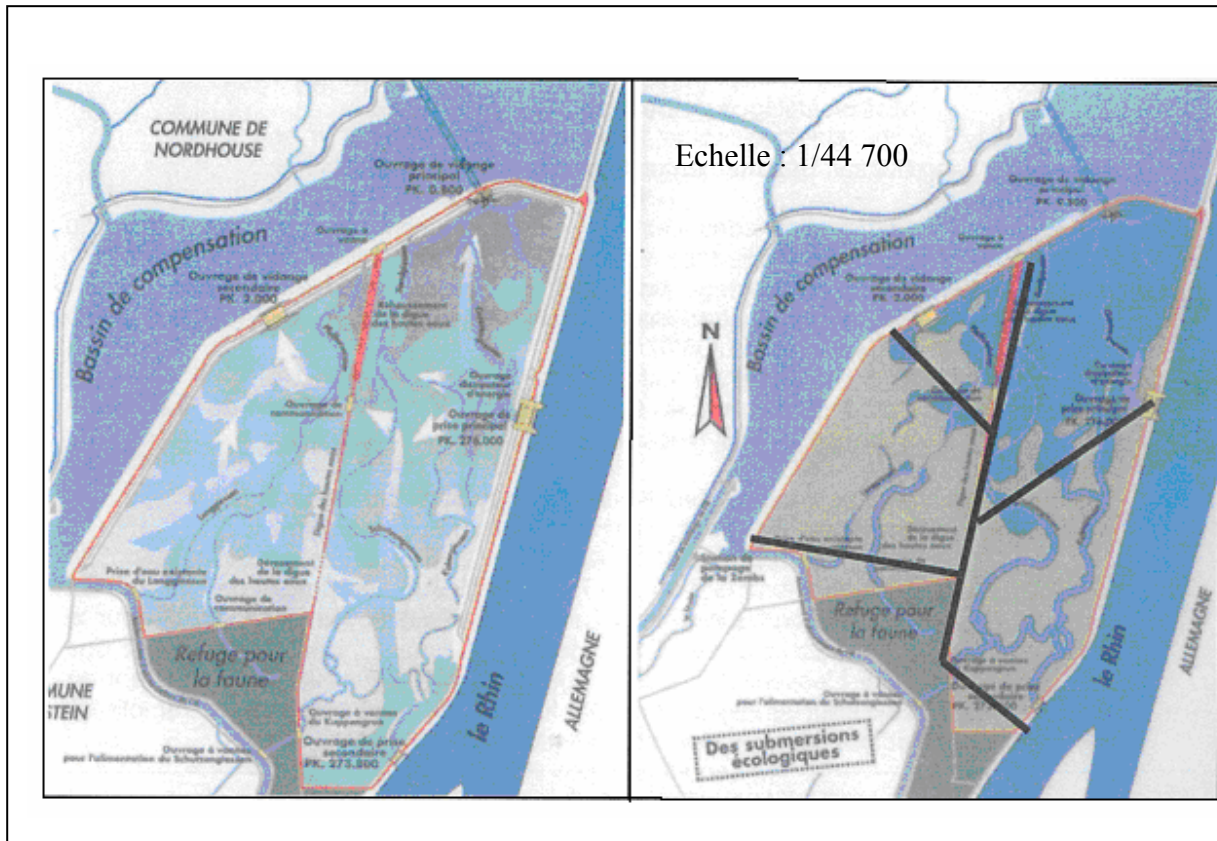


Figure 16 : Modalités de gestion du fonctionnement hydrologique de polder, (à droite) la redynamisation des Giessen, (à gauche) l'écrêtement des crues ; Les lignes noires schématisent la sectorisation du polder en 4 zones au fonctionnement et structure distincts (VNF-SNS, 2000).

En fait, ces modalités sont mises en place à des dates dépendant du débit du Rhin et des périodes d'étiage. Pour l'écrêtement des crues une phase de mise en eau est prévue ainsi qu'une phase de vidange, tandis que pour la redynamisation des Giessen, la phase de vidange n'existe pas. Les mises en eau effectuées pendant les années de suivi scientifique de janvier 2004 à septembre 2008 sont synthétisées dans le Tableau 2.

Tableau 2: Nombre et durées (nombre de jours) des mises en eau du polder d'Erstein de janvier 2004 à septembre 2008 (VNF-SNS, 2000)

	2004	2005	2006	2007	2008 (<septembre)
Rétention de crues	1 (2)			1 (2)	
Submersions écologiques		1 (12)	1 (6)		
Redynamisations des Giessen	1 (4)	4 (5)	9 (79)	10 (53)	8 (42)

2.3.1.3. Ecoulements dans les Giessen

L'emplacement des différents Giessen du polder d'Erstein est illustré sur la Figure 17.

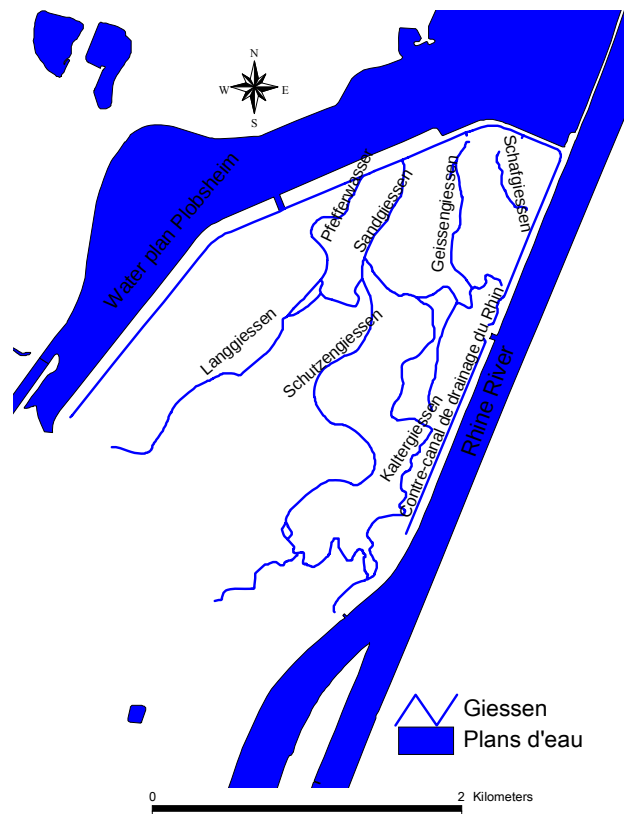


Figure 17 : Emplacement des différents Giessen dans le polder d'Erstein.

- Le Langgiessen coule à l'est de la digue des hautes eaux (DHE) dans la forêt de Sommerley puis se sépare en 2 bras dont l'un se jette au nord dans la rivière de Krafft. Ce bras a été coupé par le plan d'eau de Plobsheim et nommé Pfefferwasser dans le polder, en référence au lieu dit Pfefferwald. L'autre bras conflue toujours vers l'est avec le Schützengiessen en traversant la DHE. Il est peu sinueux avec une largeur à l'amont de 10 m qui est ensuite réduite à 6 m à l'aval. Le profil transversal est peu évasé, peu profond et

régulier avec une pente de 1‰ engendrant un écoulement fluvial avec peu de zones turbulentes. Le débit ordinaire est de 1 à 2.1 m³/s, mesuré en 2003 et modulé par la vanne de la prise sur le canal d'alimentation de l'Ill (3 m³/s en maximum). Le lit du Langgiessen est caractérisé par des dépôts importants de sédiments très fins : argiles, limons et des vases issues de la décomposition de débris végétaux forestiers. Le bras 'est' considéré déjà comme étant le Sandgiessen a les mêmes caractéristiques que la partie amont tandis que le Pfefferwasser partie aval du Langgiessen présente un profil transversal plus encaissé et plus étroit (6 m de large) et un peu plus sinueux ;

- Le Schützengiessen, drain principal du polder est alimenté par la nappe phréatique et par des apports d'eau de l'ancien canal d'alimentation via la reconnexion du Kuppengiessen. Les débits entrants du Kuppengiessen sont relativement constants de l'ordre de 0.35 à 0.5 m³/s. Un bras transversal faisant le lien entre le Kaltergiessen et le Schützengiessen présente une pente quasi nulle qui cause un écoulement dans un sens ou un autre en fonction des débits provenant soit du Kuppengiessen, soit de la prise secondaire sur le Rhin, ainsi que de la localisation d'éventuels embâcles pouvant entraîner la formation de remous hydrauliques. Le tracé du Schützengiessen est sinueux avec une succession de seuils naturels et de mouilles. A l'amont de la passerelle Fuchs, la pente passe brusquement à 2‰ créant une accélération locale du courant dans ce secteur, des apports phréatiques importants y étant générés. A l'aval, la pente s'atténue progressivement et le cours d'eau devient plus profond en s'enrichissant en sédiments fins. Le débit moyen mesuré est de 1.2 m³/s. Le dernier tronçon du réseau hydrographique, appelé Sandgiessen, possède un lit de 20 à 30 m de largeur et une profondeur de plus de 2 m avec des berges abruptes. Il est fortement envasé avec des épaisseurs de vase atteignant 1.4 m. La pente de la ligne d'eau s'annule vers la fin du cours d'eau et la vitesse du courant d'eau devient très faible jusqu'à la jonction avec le CCD qui longe le plan d'eau de Plobsheim. Le fort drainage dans le cours médian du Schützengiessen pourrait s'expliquer par une différence d'altitude de 0.5 m entre le toit de la nappe et le fond du lit du cours d'eau ;

- Le Kaltergiessen est le cours d'eau le plus proche du talweg du Rhin. Sa largeur est plus faible que celle du Schützengiessen ; il se perd sous le couvert des arbres dès la correction du Rhin, mais les données historiques montrent qu'il constituait le drain principal avant les travaux de canalisation du Rhin. En dehors des périodes de redynamisation pendant lesquelles il est reconnecté au Rhin, il est uniquement alimenté par la nappe phréatique. Le cours d'eau présente une alternance de mouilles et de seuils. Ses eaux sont stagnantes lorsque

le niveau piézométrique est bas. La pente du fond du cours d'eau est généralement faible de l'ordre de 0.52 ‰ (Maire et Sanchez, 1994), d'où un courant faible à nul ne donnant suite à aucun écoulement ;

- Le Geissengiessen se jette dans une ancienne boucle du Schützengiessen, tronquée par le bassin de compensation de Plobsheim. Les eaux sont limpides et fraîches, essentiellement phréatiques et influencées par les redynamisations via une connexion avec le Kaltergiessen. Les écoulements sont très faibles de l'ordre de 200 l/s.

La topographie et le réseau hydrographique du polder d'Erstein sont hérités des différentes caractéristiques des Giessen. Lors des crues du Rhin, ils drainent de grandes quantités d'eau ce qui leur confèrent des caractéristiques géomorphologiques particulières : rives concaves subverticales avec affouillement et rives convexes à pentes douces avec atterrissement, le fond du lit présentant une succession de mouilles et de seuils (Schmitt, 1995). Les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines étaient dynamiques dans ce secteur. En fonction de la position de la surface piézométrique par rapport à la ligne d'eau, il pouvait y avoir du drainage ou de l'infiltration (Migayrou, 1990).

2.3.2. Propriétés géologiques

Une série de sondages a permis de définir la structure globale des sols sur environ 10 m de profondeur et de préciser la nature et les épaisseurs des terrains de recouvrement. Ces terrains de recouvrement correspondant aux premiers horizons du sol, ont une épaisseur variant de 0.50 à 1.50 m et reposent sur un soubassement de gravier et de petits galets. Des particules de sable se sont déposées tout au long du profil mais les pourcentages les plus élevés sont relevés à 6 et 7 m de profondeur (Dillmann, 1995). Les terrains de recouvrement peuvent être caractérisés comme suit :

- terre végétale entre 0 et 0.30 m ;
- sable argileux au limon plus au moins argileux : de 0.40 à 1.5 m ;
- sable fin : de 0 à 1 m (sur quelques points seulement).

Les terrains de recouvrement font apparaître une épaisseur minimale de moins de 1 m le long du Rhin et à l'ouest immédiat de la digue des hautes eaux ainsi qu'une épaisseur maximale de plus de 1.5 m au lieu dit Sommerley et le long du Kaltergiessen.

Dix points de mesure installés sur toute la profondeur des terrains de recouvrement, ont permis de définir une conductivité hydraulique variant de 10^{-6} à 5×10^{-5} m/s. Un profil de conductivité complémentaire établi dans le secteur sud-ouest confirme la grande conductivité des graviers sous les terrains de recouvrement (la conductivité horizontale K_h variant de 10^{-4} à 10^{-3} m/s) avec une valeur maximale supérieure à 10^{-3} m/s dans les huit premiers mètres. A noter qu'au moment des sondages, le toit de la nappe phréatique situé à 2 m de profondeur n'atteint pas les terrains de recouvrement (Dillmann, 1995).

2.3.3. Propriétés pédologiques

Les zones alluviales sont souvent peu cartographiées du point de vue pédologique. Ceci implique le manque des renseignements importants, à la fois sur le type de sol de la zone étudiée et sur les conditions hydrologiques qui règnent dans le site (Schnitzler *et al.*, 2003). En l'absence de documents cartographiques couvrant le polder d'Erstein, il fallait rechercher sur le terrain les indices permettant de caractériser la zone sur le plan pédologique. La recherche des indices de l'hydromorphie du sol peut aller de la simple observation des propriétés morphologiques qui se développent dans le profil du sol jusqu'à des analyses plus complexes à mettre en œuvre et nécessitant des techniques parfois lourdes. Dans les prairies inondables, où l'eau stagne durant une partie importante de l'année, nous observons en surface des débris végétaux peu décomposés (feuilles, tiges, etc...) formant un horizon organique de couleur noire. La hauteur de cet horizon dépend de l'importance du couvert de la végétation qui dépend de la durée de l'inondation, de la saturation et des conditions climatiques. L'observation des caractéristiques du profil du sol (couleur, composition, etc...) nécessite la réalisation de fosses ou de profils pédologiques.

Les fosses pédologiques sont certes le meilleur moyen pour observer et décrire le profil d'un sol. Cependant, leur réalisation nécessite des moyens d'excavation importants. Par contre, l'utilisation de la tarière pédologique est un moyen plus facile pour prélever des échantillons de sol à différentes profondeurs. Les prélèvements sont faits tous les 20 cm afin d'avoir une bonne description du profil du sol. La profondeur du profil dépend de la présence de la grave et varie de l'ordre du mètre dans la partie nord du polder à 2 et 2.5 m dans la partie sud. Selon la durée et la fréquence de l'inondation ou de la saturation, les éléments constitutifs des différents horizons des sols hydromorphes vont montrer des couleurs spécifiques et des textures différentes permettant de caractériser les conditions hydrologiques de l'évolution du

sol. Ainsi les horizons à Gley, qui sont une des caractéristiques importantes des sols hydromorphes, sont de deux types:

- les horizons à Gley réduit, indiquent une hydromorphie permanente. Ils sont caractérisés par une couleur uniforme bleuâtre ou verdâtre ;
- les horizons à Gley oxydé, correspondent à la zone d'oscillation de la nappe. Ils sont caractérisés par la présence de taches rouille.

Ces couleurs, caractères distinctifs de certains types de sols, ont été codifiées et référencées par les pédologues dans la Charte Couleur *Munsell*, largement utilisée à travers le monde. C'est à travers ces caractéristiques qu'une carte d'hydromorphie du polder d'Erstein a été établie (Figure 18).

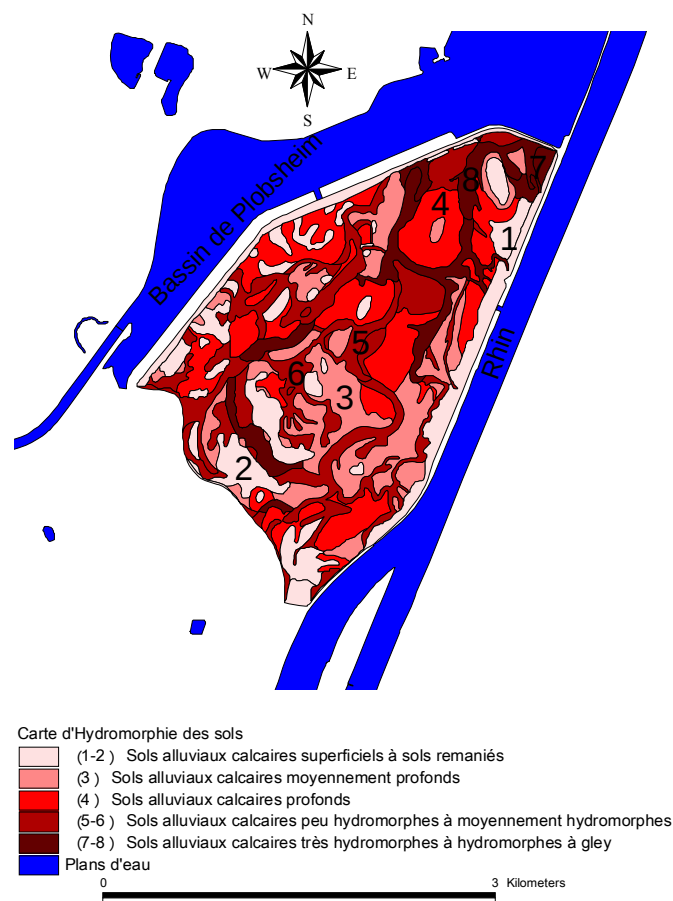


Figure 18 : Carte d'hydromorphie des sols du polder d'Erstein (Sol Conseil 1026, 2003).

Nous remarquons sur cette carte la présence de huit familles de sols hydromorphes ; ce sont tous des sols alluviaux calcaires, mais le degré d'hydromorphie varie d'une famille à l'autre. La première famille est souvent regroupée avec la deuxième : ce sont des sols anthropisés ou remaniés et des sols superficiels de type SL-LS, leur profondeur est faible et inférieure à 50 cm. La troisième famille est formée par les sols moyennement profonds de 50 à 100 cm, tandis que la quatrième famille comprend les sols profonds avec une profondeur supérieure à 100 cm. Les cinquième et sixième familles présentent des sols peu hydromorphes à moyennement hydromorphes de profondeur inférieure à 80 cm et entre 50 à 80 cm respectivement. Les familles 7 et 8 sont respectivement très hydromorphes à gley oxydé caractérisés par la présence de taches rouille et hydromorphes à gley de couleur uniforme bleuâtre ou verdâtre. Ces derniers sont des sols saturés en eau.

Cette carte d'hydromorphie fournit des informations sur les propriétés de la zone non saturée à savoir la couleur, l'état de saturation et la texture de ces sols. Cette information n'est cependant pas suffisante pour nous permettre de conclure sur la nature de sols alluviaux et prédire leurs propriétés hydrodynamiques. Cinq profils de sols établis sur la surface du polder ont été identifiés mais bien qu'ayant enrichi la base de données, ne permettent pas de construire une carte pédologique.

2.3.4. Données disponibles pour les études de transfert hydrique

2.3.4.1. Données du réseau de mesures hydrologiques

Sur l'ensemble de la zone d'étude du polder d'Erstein, nous disposons de :

- 37 piézomètres dont 19 à l'intérieur du polder (7 piézomètres dans le secteur externe et 12 dans le secteur interne). A l'exception du piézomètre F, tous les piézomètres sont équipés d'enregistreurs automatiques des hauteurs d'eau. La valeur piézométrique est enregistrée d'une façon très hétérogène selon l'emplacement du piézomètre et la facilité d'accès, nous avons donc des enregistrements journaliers et mensuels. La disposition méridienne permet d'observer l'évolution du niveau piézométrique de l'amont à l'aval du polder. Les piézomètres sont répartis sans orientation privilégiée, cependant leur positionnement permet de tracer deux profils piézométriques longitudinaux (nord/sud) et quatre profils transversaux (est-ouest) (Figure 19).

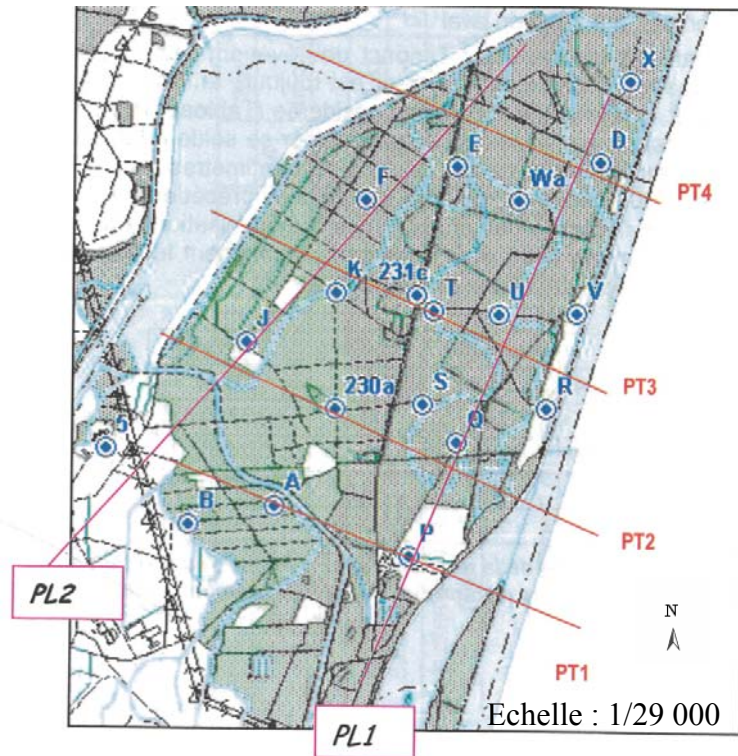


Figure 19 : Localisation des piézomètres dans le polder avec des profils transversaux et longitudinaux (PT : profil transversal, PL : profil longitudinal) (Trémolières, 2009).

- deux piézomètres dans le polder nommés S et X et quatre à l'extérieur ont été spécialement conçus pour l'analyse des micropolluants ;
- quatre stations d'enregistrement des hauteurs d'eau en continu, localisées à l'ouvrage de prise sur le Langgiessen, l'ouvrage de prise sur le Kuppengiessen, en aval de l'ouvrage de vidange principal et au pont des capucins sur le Schützengiessen. Ces quatre stations ont été jaugées mensuellement afin d'établir des courbes de tarage ;
- quatre stations de jaugeage mensuel, réparties sur les différents Giessen ;

La localisation de ces réseaux de mesure dans le polder d'Erstein est illustrée sur la Figure 20.

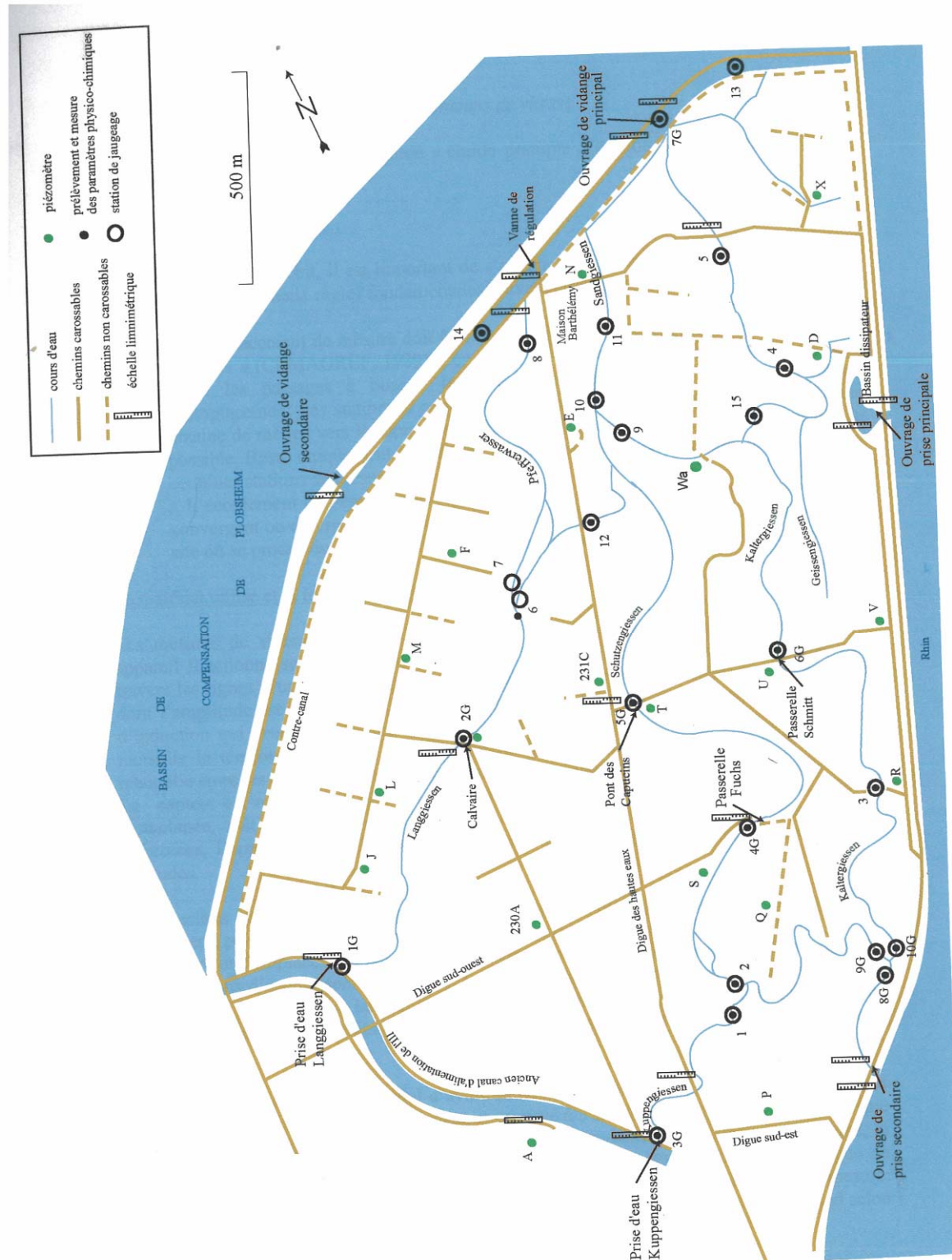


Figure 20 : Localisation des stations de mesures à l'intérieur du polder d'Erstein (Weiss, 2006).

En résumé, ce réseau de mesure a servi à construire une grande base de données pour caractériser les écoulements d'eau en surface, en zone saturée et non saturée à travers les

jaugeages mensuels en continu, les enregistrements des hauteurs d'eau, et les mesures des niveaux de nappe. En plus, des campagnes d'analyse ont été également faites afin de relever les traces d'hydromorphie en relation avec les variations des niveaux de nappe occasionnées par les mises en eau. Des analyses complémentaires de micropolluants ont été réalisées sur les sédiments dans les cours d'eau et dans les quatre dépressions topographiques du polder. Ces analyses sont faites sur les dépôts de crue recueillis sur des plaques en polyéthylène après la première inondation de janvier 2004 et sur des bryophytes aquatiques prélevés 2 mois après la vidange du polder.

2.3.4.2. Données pédologiques disponibles

Nous avons utilisé les 84 relevés pédologiques (Figure 21) effectués par deux pédologues couvrant la totalité du polder d'Erstein (Sol-Conseil, 2003). Ces relevés pédologiques donnent une information qualitative concernant la texture du sol à savoir une désignation symbolique de la texture : LSA, LS, SaL, etc.... Cette information est obtenue en examinant le sol au toucher et à l'observation visuelle des pédologues.

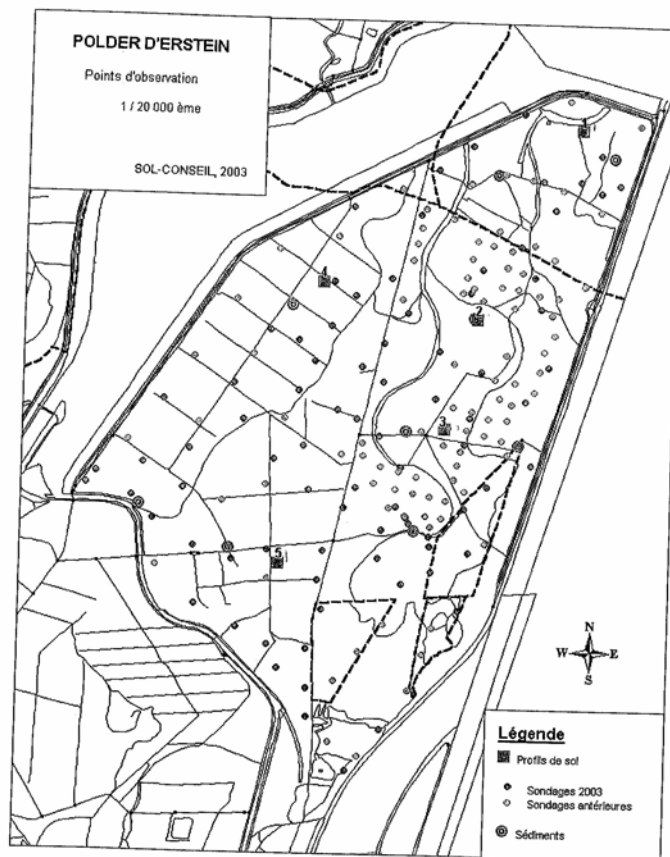


Figure 21 : Localisation des profils pédologiques réalisés sur le polder d'Erstein (Sol-Conseil, 2003).

Les profils de sol comprennent normalement 4 horizons A, B, C et D. Cette classification est basée sur la mesure d'infiltration des échantillons de sols pendant la période d'une humectation prolongée. Par contre, au niveau du polder d'Erstein, nous avons affaire à des sols relativement homogènes, des sols calcaires, et donc la différenciation entre les horizons A, B, C et D n'a pas trop d'importance. Dans ce cas, la description morphologique des profils est donnée pour chacun des profils. Nous observons une différence de propriétés de sol d'un profil à un autre selon son emplacement et sa dénomination. Notre objectif est d'établir une carte pédologique qui regroupe toutes les catégories de classes de sols représentant les mêmes propriétés de sol à partir de ces relevés.

Après examen des données d'observation fournies sur papier des pédologues, nous obtenons plusieurs combinaisons de texture possibles : i) simple avec trois caractères de type LSA, LSa, ii) double avec trois caractères LSA/LaS, Sa/SAL, iii) double avec deux caractères de type LS/SL, Sa/S et au final iv) simple avec deux caractères de type SL, SCx, Dans notre étude, bien que la combinaison LSA et LSa présente les mêmes lettres, les proportions d'argile et de sable y sont différentes. Généralement quand la lettre est majuscule, ceci implique un pourcentage plus important que celui d'une lettre minuscule. La nomenclature peut passer de limon sable argileux à limon sablo-argileux. En effet, si nous notons 'As' ceci implique une argile sableuse, c'est une argile qui contient un peu de sable et en cas de 'AS' ceci veut dire argilo sableuse où les pourcentages d'argile et de sable sont proches.

Ces détails restent un peu ambigus et la différence de caractères reste très difficile à évaluer, c'est pour cela que, dans un premier temps, nous allons continuer à limiter les 84 points à un nombre minimal de classes texturales et dans un deuxième temps, nous aurons recours à des triangles de texture pour identifier les nomenclatures à notre disposition dans ces triangles.

L'utilisation des triangles de texture va nous permettre i) d'identifier les différentes désignations texturales ou combinaisons en pourcentages et ii) de transformer ces désignations en pourcentages de sable, argile et limon. Il existe de nombreux modèles de compositions granulométriques, mais le principe est toujours le même. Dans le triangle équilatéral ou rectangle, une composition granulométrique est positionnée selon 2 ou 3 fractions (la troisième, égale au complément à 100%). Différents diagrammes sont proposés selon les pays (Belgique, Suisse, Etats Unis,...) et chacun de ces diagrammes présente un nombre de classes différent (Baize, 2000).

Nous avons retenu deux triangles classiquement utilisés en France: celui de Jamagne, (1967) utilisé pour répondre aux problèmes posés par la cartographie des sols dans l'Aisne et qui comporte 15 classes et celui de GEPPA (Groupe d'Etude pour les Problèmes de Pédologie Appliquée) publié en 1963 et qui en comporte 17. Le choix de ces deux triangles de texture est fait compte tenu du grand nombre de combinaisons d'appellations texturales données par les pédologues.

Une fois les triangles choisis, notre travail a consisté à l'identification des classes et l'attribution des nomenclatures selon les références bibliographiques mixtes des triangles de l'Aisne et GEPPA. Nous avons simplifié parfois la combinaison lorsqu'elle ne correspondait pas à la gamme des données de l'un des triangles. En fait, le triangle de l'Aisne ne présente que des appellations en majuscule, les lettres minuscules quant à elles ne sont pas prises en compte alors que le triangle de GEPPA prend en compte les lettres majuscules et minuscules. Nous avons finalement obtenu 35 classes texturales (Tableau 3) pour lesquelles nous avons attribué une désignation.

La répartition de ces classes texturales par horizon au niveau du polder d'Erstein est résumée dans le Tableau 4. Nous constatons que les couches intermédiaires présentent le plus d'hétérogénéités tandis qu'au niveau des horizons proches de la nappe, la texture sableuse devient dominante et l'horizon est marqué par la présence des gros cailloux et des graviers.

Tableau 3: Désignation des classes texturales obtenues

Numéro	Classe	Désignation
1	LSA	limon/sable/argile
2	LSa	limon/sable argileux
3	LaS	limon argileux/sable
4	LAS	limon/argile/sable
5	SAL	sable/argile/limon
6	LSA/LaS	limon/sable/argile // limon-argileux/sable
7	LAS/ALS	limon/argile/sable // argile/limon/sable
8	LSa/SAL	Limon/sable-argileux // sable/argile/limon
9	LAS/LaS	limon/argile/sable // limon argileux/sable
10	LSa/LaS	limon/sable argileux // limon argileux/sable
11	LSa/LAS	limon/sable -argileux // limon/argile/sable
12	LAS/LSA	limon/argile/sable // limon/sable/argile
13	SAL/SA	sable/argile/limon // sable /argile
14	Sa/SaL	sable-argileux // sable-argileux/limon
15	Sa/SAL	sable-argileux // sable/argile/limon
16	LS/SL	limon-sableux/ sable-limoneux
17	SL/LS	sable-limoneux/ limon-sableux
18	LS/Ls	limon-sableux/ limon-sableux
19	Ls/LS	limon-sableux/ limon-sableux
20	SL/S	sable-limoneux / sable
21	S/SL	sable/sable-limoneux
22	S/Sa	sable/sale-argileux
23	Sa/S	sable-argileux/ sable
24	SL	sable-limoneux
25	LS	limon-sableux
26	S	sable
27	Sa	sable-argileux
28	La	limon-argileux
29	SL/Sg	sable-limoneux/ sable graveleux
30	Sg/LS	sable graveleux/ sable-limoneux
31	LSCx	sable-limoneux caillouteux
32	SCx	sable caillouteux
33	SCa	sable calcaire
34	Cx	cailloux
35	Sg	sable graveleux

Tableau 4: Répartition des classes texturales par horizon

Horizon	Nombre de classes	Texture
1	8	1-2-3-4-6-7-16-25
2	15	1-2-3-4-8-9-10-12-16-18-21-24-25-32-35
3	18	2-4-8-13-14-16-17-19-20-21-24-25-26-27-30-31-32-35
4	19	1-4-5-8-15-16-17-20-21-23-24-25-26-28-29-32-33-34-35
5	7	11-16-21-22-26-32-35
6	3	16-32-34

2.3.4.3. Données expérimentales sur des sites de contrôle

Sur le site du polder d'Erstein, en plus du réseau de mesure déjà présenté, nous disposons de quatre sites de contrôle nommés 39A, chenal, terrasse et 230 et mis en place par Defraeye 2003-2008. Ils ont été choisis suivant une directive ancienne relative au polder d'Erstein. Cette directive vise à suivre les caractéristiques hydrologiques et pédologiques du polder d'Erstein. La Figure 22 montre l'emplacement de ces quatre points : le site 230 est situé à l'amont du polder, le site 39A dans le secteur externe à l'ouest du polder, les sites chenal et terrasse espacés de 5 m représentent deux entités hydrauliques différentes : le cours d'eau est matérialisé par le chenal et la berge de ce cours d'eau est nommée terrasse.

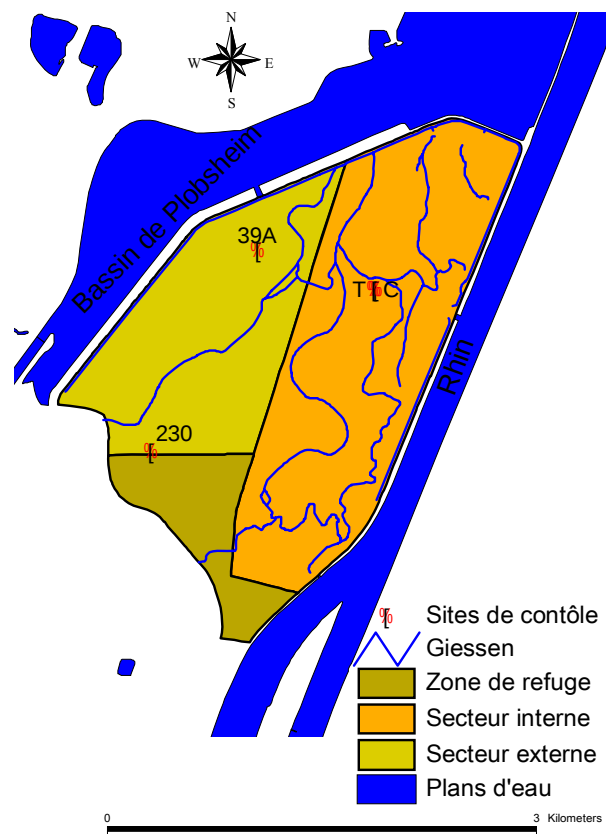


Figure 22 : Emplacement des points de mesure sur le polder d'Erstein.

Des parcelles de carottage ont été implantées au niveau des quatre emplacements des sites de contrôle, ils sont délimités par des piquets en bois. Composée de trois casiers élémentaires de 1 m², chacune de ces parcelles permet de prélever des échantillons de sol en triples exemplaires. Ces casiers adjacents, numérotés 1, 2 et 3, sont disposés en forme de V sur la terrasse alluviale et dans le secteur externe du polder d'Erstein. En raison de la

géomorphologie des chenaux d'évacuation des eaux de crue, ils sont alignés sur l'axe du thalweg à proximité du site du chenal, soit des parcelles de 3 m² (1 x 3) (Figure 23). Au niveau de ces casiers, plusieurs paramètres physico-chimiques ont été mesurés sur les échantillons de sols prélevés. La technique de prélèvement utilisée est le carottage. La carotte prélevée est qualifiée d'échantillon stratigraphiquement représentatif, donc non perturbé.

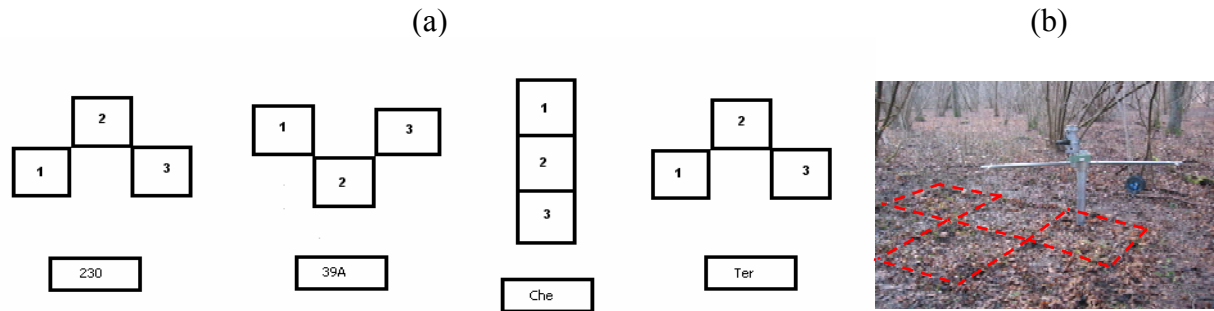


Figure 23: (a) Schéma d'implantation des sites de contrôle, (b) exemple d'implantation sur le terrain et réalisation des profils pédologiques.

Quatre coupes de sol ont été obtenues sur les stations expérimentales du polder d'Erstein. Tout d'abord, les horizons ont été décrits selon leur i) nombre, ii) épaisseur, iii) couleur, iv) texture et v) hydromorphie (Tableau 5). Des échantillons de sol non remaniés ont ensuite été prélevés en triple exemplaires au milieu de chaque horizon à l'aide de cylindres métalliques battus verticalement d'une hauteur de 5 cm et d'un volume de 250 cm³. Un des trois exemplaires a été utilisé pour la détermination des courbes granulométriques, le deuxième pour les mesures de la conductivité hydraulique à saturation et le troisième pour la détermination des courbes de rétention d'eau.

Tableau 5: Propriétés pédologiques des horizons prélevés pour chaque site de contrôle

Horizons	Propriétés pédologiques des horizons			
	230	39A	Chenal	Terrasse
Horizon 1	Noir (très organique)	Brun foncé (organique)	Noir (très organique)	Brun foncé (organique)
Horizon 2	Brun foncé (organique)	Horizon de transition	Brun clair avec tâches orange de fer	Horizon de transition
Horizon 3	-	Brun clair, limono-sableux avec lentilles de sable	Teinte bleutée avec des tâches orange de fer et H ₂ S	Brun clair, limono-argileux
Horizon 4	-	Très sableux	Teinte grise sans tâches orange de fer, plus sableux et H ₂ S fort	Brun clair de plus en plus sableux

a) Analyse granulométrique

La granulométrie laser par diffraction et diffusion est la technique la plus récente et la plus pratique. Elle vient en remplacement des techniques telles que la microscopie et la sédimentation (Trautmann, 2012). Le modèle LS230 est utilisé au laboratoire pour l'analyse des sols et des formations superficielles. L'analyse granulométrique a pour but de donner la composition élémentaire du sol en classant les particules minérales constituant les agrégats dans un certain nombre de fractions (ou classes) de taille, et en dosant la quantité de particules appartenant à chacune d'elles. Cette opération nécessite au préalable la destruction des agrégats par dispersion des colloïdes floculés. La dispersion est obtenue par la destruction de la matière organique collant les particules les unes aux autres, par addition d'une solution dispersante de pyrophosphate de sodium, et par agitation mécanique. Les groupes de diamètre supérieur à 0.05 mm sont séparés à l'aide de tamis d'ouverture de mailles différentes et pesés. Pour les particules de diamètre inférieur à 0.05 mm, les tamis ne sont plus efficaces. Leur séparation est basée sur la différence de vitesse de dépôt dans l'eau des particules de diamètres différents. Le granulomètre laser LS230 module fluide *Coulter*, couplé à un sedigraph de type 5000 ET a été utilisé pour séparer les limons et les argiles. L'analyse a été réalisée au laboratoire d'analyse des sols et des formations superficielles de l'Université de Strasbourg.

La préparation de l'échantillon avant son passage au granulomètre laser nécessite une grande attention, l'opération étant de défloculer au maximum l'échantillon afin qu'il n'y ait plus d'agrégat. Le seul moyen pour en être absolument certain est d'effectuer une vérification au microscope électronique à balayage. Le principe de mesure consiste à ce qu'un faisceau

laser à l'arséniure de gallium émette une lumière rouge de faible puissance. Les particules qui doivent être mesurées sont d'abord mises en suspension puis en circulation dans une cellule appropriée. La quantité de lumière déviée et l'importance de l'angle de déviation permettent de mesurer avec précision la taille des particules.

Les intensités reçues aux différents angles par 116 détecteurs sont numérisées puis analysées par calcul sur des matrices inverses. De nouveaux points de mesure sont intégrés au calcul matriciel pour fournir une distribution granulométrique sur une plage unique de 0.04 μm à 2000 μm . Le résultat de ce calcul est représenté sous forme d'histogramme ou de courbe cumulative.

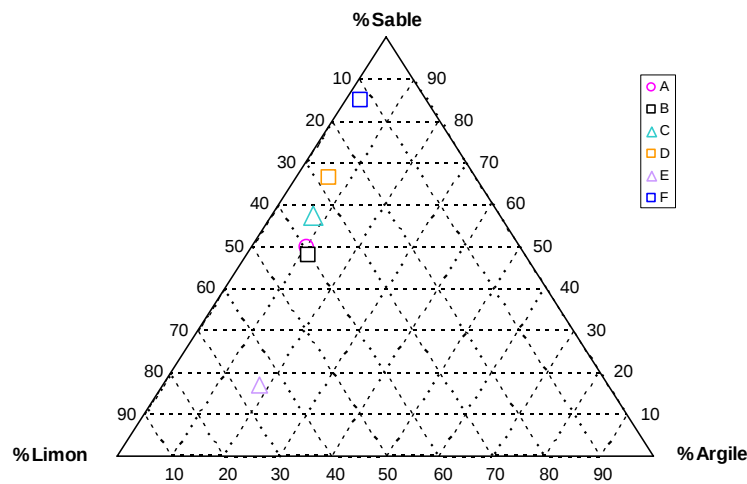


Figure 24 : Triangle textural des sols prélevés du site 39A.

Les courbes granulométriques obtenues ont servi pour évaluer les paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée du polder d'Erstein.

L'outil de calcul basé sur l'approche de neurones *Rosetta DLL (Dynamically Linked Library)*, implanté dans Hydrus 1D a été utilisé pour estimer les paramètres de Van-Genuchten (Simunek *et al.*, 2005). Rosetta met en œuvre une multitude des fonctions de pédotransfert qui estiment les paramètres de rétention d'eau et la conductivité hydraulique à saturation (K) de manière hiérarchique à partir des informations du sol telles que la classe texturale, la distribution de texture du sol et la densité apparente.

b) Mesure de la conductivité hydraulique à saturation par la méthode de perméamètre à charge constante

Le principe de cette méthode repose sur la loi de Darcy qui exprime la proportionnalité entre le flux hydrique et le gradient de charge qui le provoque. La conductivité hydraulique à saturation K mesure l'aptitude du milieu poreux à transmettre l'eau qu'il contient pour un état de saturation donné. Les échantillons utilisés sont non remaniés donc à structure conservée. Ils sont prélevés dans des cylindres en acier inoxydable dont les caractéristiques sont les suivantes : la hauteur $L = 5$ cm; le diamètre $D = 8$ cm et le volume $V = 250$ cm³.

Après avoir prélevé sur le terrain les échantillons dans les cylindres de 250 cm³, l'échantillon est transporté au laboratoire dans des conditions de protection rigoureuses puis une fois posé sur la grille, il est recouvert d'eau qui s'écoule doucement, on laisse l'eau percoler pendant 3 à 4 jours pour atteindre un régime de transfert permanent.

Le volume d'eau percolé à travers l'échantillon saturé V a été mesuré pendant un intervalle de temps dt [T] sous une charge constante dH [L]. La conductivité hydraulique à saturation est calculée par la formule:

$$K = \frac{V(t)}{A} \frac{L}{dt dH} \quad (1.1)$$

où A [L²] correspond à l'aire de la section du cylindre.

Six essais de mesure de conductivité hydraulique à saturation ont été faites pour chacun des échantillons représentatifs des sites de contrôle terrasse, chenal, 39A et 230A. Des simplifications ont eu lieu en écartant la valeur extrême, cette valeur a été obtenue pour le premier essai. Le Tableau 6 donne les résultats pour tous les échantillons de sol non remanié.

Tableau 6: Valeurs de la mesure de la conductivité hydraulique à saturation (les numéros correspondent aux horizons de chaque échantillon)

Echantillon	K moyen (tous les essais) cm/h	K moyen (sans essai 1) cm/h	K moyen (sans essai 1) m/s
39A-1	19.98	14.03	3.89E-5
39A-2	1.85	1.82	5.08 E-6
39A-3	1.14	1.14	3.18 E-6
39A-4	4.26	3.83	1.06 E-5
39A-5	0.32	0.30	8.43 E-7
39A-6	7.66	6.36	1.76 E-5
CHE-1	8.48	7.19	1.99 E-5
CHE-2	3.67	2.95	8.19 E-6
CHE-3	6.34	4.26	1.18 E-5
230-1	9.49	7.03	1.95 E-5
230-2	10.66	8.13	2.25 E-5
230-3	43.16	25.80	7.16 E-5
TER-1	10.75	8.36	2.32 E-5
TER-2	2.30	2.15	5.99 E-6
TER-3	20.78	19.37	5.38 E-5
TER-4	3.78	3.16	8.78 E-6

c) Mesure de la courbe de rétention hydrique

Le fonctionnement hydrodynamique d'un sol est contrôlé par deux caractéristiques macroscopiques dépendant à la fois de sa texture et de sa structure :

- la courbe de rétention hydrique $\theta(h)$ qui relie la teneur en eau volumique θ à la pression capillaire h et qui exprime la capacité du sol à retenir l'eau en fonction de son état énergétique ;
- la courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$ ou $K(h)$, qui exprime la capacité du sol à transmettre l'eau en fonction de son état de saturation mesuré par θ ou h .

Ces deux caractéristiques varient beaucoup d'un point à l'autre, tant verticalement que latéralement, d'un type de sol à l'autre mais aussi à l'intérieur d'une même unité pédologique. Il est donc nécessaire de disposer de méthodes permettant de déterminer ces caractéristiques en un grand nombre de points pour en analyser statistiquement la variabilité. La méthode du bac à sable et Kaolin est retenue pour la détermination de la rétention hydrique. Elle permet des mesures en série simples, fiables et peu coûteuses à partir d'échantillons non remaniés de 250 cm³ de sol.

Le principe de cette méthode consiste à placer les échantillons dans un bac rempli d'un milieu poreux spécialement calibré, la pression capillaire dans les échantillons est imposée par l'intermédiaire du milieu poreux par le niveau de l'eau dans une ampoule connectée au

système de drainage du bac, une fois l'équilibre atteint, les échantillons sont pesés pour en déduire leur teneur en eau à chaque pression capillaire.

La courbe de rétention d'eau de cette étude a été déterminée au laboratoire de sols de l'Université de Strasbourg pour chacun des échantillons pour des pressions capillaires différentes. Pour chacun des sites de contrôle installés sur le polder d'Erstein, plusieurs échantillons représentant le même sol ont été analysés pour avoir une valeur moyenne par casier de sol défini.

2.4. Conclusion

Le choix du polder d'Erstein comme site d'étude a été justifié par les aménagements hydrauliques qui permettent d'écarter les crues exceptionnelles et surtout de restaurer le fonctionnement hydro-écologique d'un écosystème alluvial dans le Rhin supérieur. Afin de vérifier l'atteinte de ces objectifs, une mission de suivi scientifique sur le polder a été mise en place et dans ce cadre un réseau important de mesures hydrologiques (eaux de surface et eaux souterraines) a été créé. Ce réseau a servi à caractériser les écoulements d'eau en zone saturée. Nous avons présenté dans ce chapitre les propriétés hydrologiques, géologiques et pédologiques du polder d'Erstein ainsi que les données disponibles pour les études du transfert hydrique.

Chapitre 3

Construction du modèle numérique du polder d'Erstein

Chapitre 3 : Construction du modèle numérique du polder d’Erstein

3.1. Modèle hydrodynamique de la zone saturée	74
3.2. Modifications apportées au modèle d’écoulement.....	78
3.3. Intégration de la zone non saturée	79
3.4. Paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée	86
3.5. Conclusion.....	100

Le code numérique FeFlow (Finite element subsurface Flow system) (Diersch, 2006) a été choisi pour la construction du modèle hydrodynamique du polder d'Erstein. Dans ce chapitre, nous allons aborder les différentes étapes de paramétrisation de notre modèle.

3.1. Modèle hydrodynamique de la zone saturée

3.1.1. Données issues des modélisations antérieures

Le domaine modélisé dans le cadre de cette étude n'était pas limité au polder d'Erstein, mais étendu à un domaine plus grand pour tenir compte de l'effet des cours d'eau avoisinants (Ill, Andlau et Scheer) sur les écoulements du polder.

La spatialisation de certains paramètres a été nécessaire pour la construction du modèle d'écoulement. Par conséquent, un travail important de collecte et de traitement des données a été indispensable. Les données nécessaires au modèle polder ont été recherchées auprès de différents organismes :

- les informations techniques des divers ouvrages hydrauliques situés dans le secteur modélisé (source : BGRM et LUBW) ;
- les données géologiques telles que coupes géologiques, analyses granulométriques, cote du substratum de la nappe alluviale (source : BRGM) ;
- les niveaux piézométriques relevés par différents organismes français ou allemands (source : base de données ADES (APRONA, Agence de l'Eau Rhin-Meuse, Ginger Environnement et LUBW) ;

Pour compléter la base des données, de façon complémentaire, les coefficients de conductivité hydraulique (horizontaux et verticaux) de l'aquifère et les caractéristiques des cours d'eau ont été extraites du modèle d'écoulement régional LIFE (LfU-région Alsace, 1996) issu du programme européen INTEREG II. Nous mentionnons alors par modèle régional, le modèle extrait du projet LIFE. Nous utilisons toutes ces données expérimentales et numériques collectées pour la construction du modèle numérique par l'intermédiaire du code de calcul FeFlow.

3.1.2. Représentation et géométrie de l'aquifère

Le secteur modélisé a fait l'objet de plusieurs études scientifiques qui se sont intéressées à la quantification des écoulements dans la nappe phréatique du polder d'Erstein. Tandis que l'aquifère alluvial a été discrétisé en quatre couches dans le modèle d'écoulement LIFE, ce nombre de couches s'est avéré insuffisant pour pouvoir tenir compte de tous les piézomètres ainsi que des différents cours d'eau existants sur le polder. La discrétisation spatiale de l'aquifère a été redéfinie en 15 couches, sur l'ensemble de son épaisseur en mettant en œuvre l'outil de calcul numérique ModFlow (Samie, 2007), sa limite inférieure étant représentée par un substratum marneux imperméable. Nos travaux ont porté sur la modélisation de l'écoulement dans ce secteur.

Le modèle tient compte dans sa limite ouest de la présence du dôme de Blaesheim.

La surface du domaine modélisé est de $18 \text{ km} \times 12.5 \text{ km}$. Le modèle est défini par le système de projection UTM 32 et par le système de nivellement NN. Les coordonnées du modèle en UTM 32 sont données dans la Figure 25.

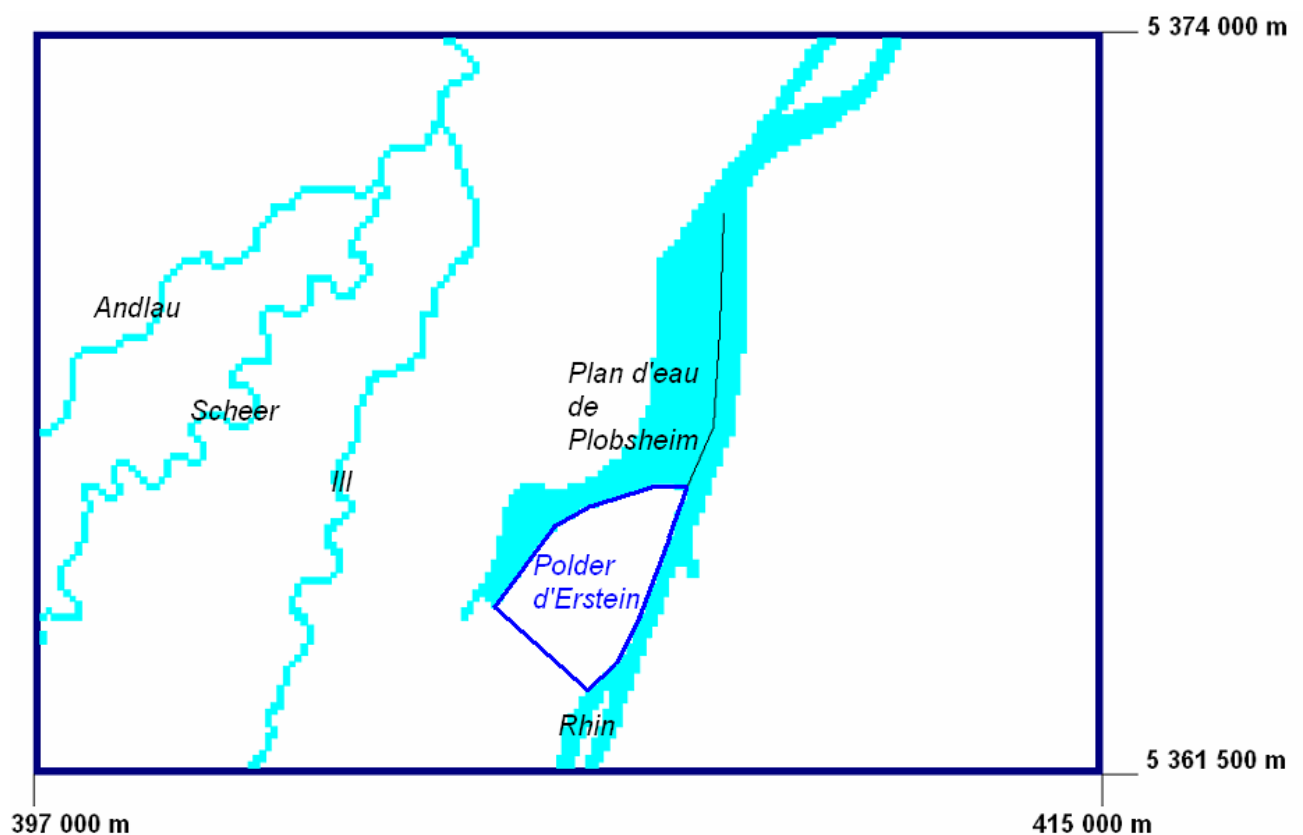


Figure 25 : Secteur modélisé (coordonnées en UTM 32).

3.1.3. Conditions initiales et conditions aux limites du domaine modélisé

Un maillage triangulaire a été choisi afin de contrôler finement les échanges pouvant avoir lieu entre les cours d'eau et la nappe (Figure 26).

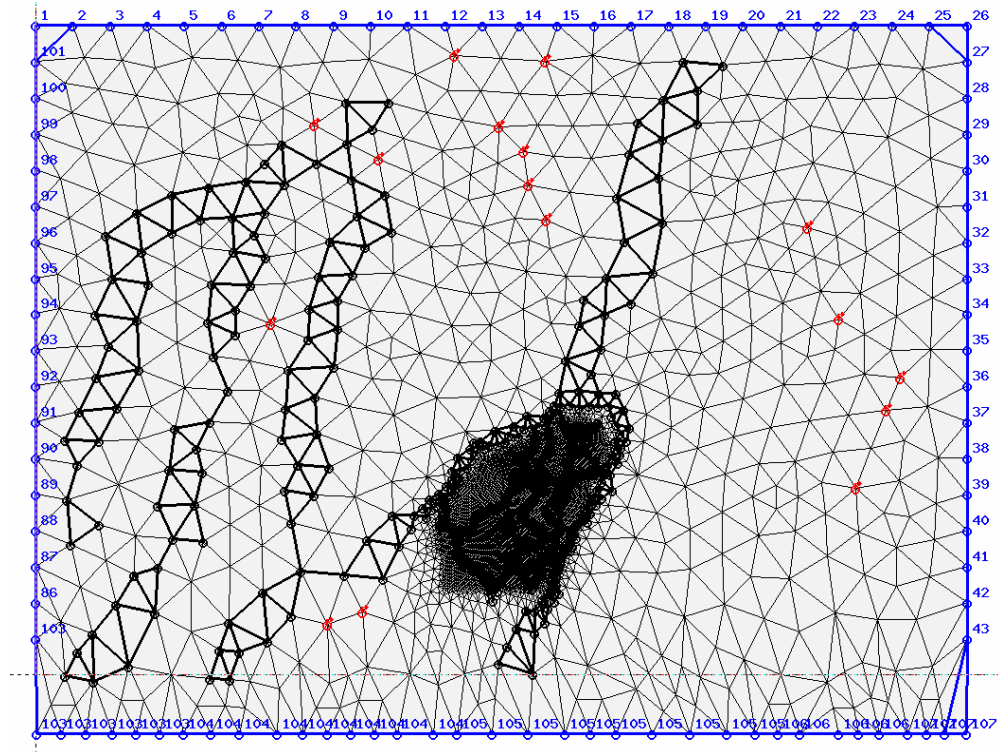


Figure 26 : Maillage initial du secteur modélisé.

Les caractéristiques principales de la zone saturée modélisée sont les suivantes :

- l'épaisseur de la nappe est de l'ordre de 300 m ;
- le maillage est grossier de 100 m $\times$ 100 m à l'extérieur du polder et beaucoup plus fin de l'ordre d'une dizaine de mètres au niveau du polder d'Erstein, situé au milieu du domaine à modéliser. Il comporte en tout 36 606 nœuds et 60 525 triangles ;
- les conditions initiales exportées de ModFlow ont été recalculées à partir de la simulation numérique du régime permanent d'un état moyen sur le dernier trimestre de l'année 2003 ;
- les conditions imposées aux limites sont également importées de ModFlow. De plus, nous avons introduit sur chacun des nœuds une valeur moyenne calculée d'une charge hydraulique variant mensuellement.

Afin de rendre les données extraites de ModFlow compatibles pour une modélisation via FeFlow, d'autres paramètres hydrauliques ont été aussi importés :

- les cotes de chaque couche, permettant de renseigner les différentes altitudes sur le plan vertical du domaine ;
- le champ de conductivité hydraulique ;
- la recharge de la nappe par les infiltrations efficace de pluie ;
- les échanges nappe-rivière (le Rhin, l'Ill, l'Andlau et le Scheer) ;
- les débits d'exploitation de la nappe alluviale.

Ces paramètres sont difficiles à estimer par mesures en laboratoire ou essais sur terrain, parce que leur estimation nécessite des connaissances précises sur la géologie de l'aquifère. Afin de spatialiser les différents paramètres et variables d'état du modèle nous avons extrait ces données du modèle d'écoulement régional établi pour le site.

3.1.4. Conductivité hydraulique

Les données de conductivité hydraulique sont locales à l'égard de la structure de l'aquifère qui est fortement hétérogène. La conductivité hydraulique est de l'ordre de 10^{-2} m/s pour les milieux les plus conducteurs et de 10^{-9} m/s pour les milieux les moins perméables (Risler *et al.*, 2006). Dans un milieu poreux anisotrope, la conductivité hydraulique verticale est différente de celle en plan horizontal. Nous précisons que dans notre modèle nous avons supposé que les conductivités selon l'axe x sont égales à celles suivant l'axe y . En ce qui concerne la conductivité hydraulique verticale, elle est généralement déterminée à partir de la conductivité hydraulique horizontale (K_h) et d'un facteur d'anisotropie verticale (f_a), selon la formule suivante :

$$K_v = K_h \times f_a \quad (3.1)$$

En tenant compte d'un facteur d'anisotropie de 0.1, les résultats obtenus n'étant pas cohérents par rapport aux valeurs de conductivités horizontales précisées. Les conductivités hydrauliques verticales ont été redéfinies par l'intermédiaire de plusieurs opérations : i) le calage (Samie, 2007), ii) les valeurs du coefficient de drainance issues du modèle d'écoulement LIFE, iii) les valeurs de conductivités hydrauliques horizontales déjà définies et iv) les caractéristiques géométriques du modèle LIFE. Ensuite, les conductivités hydrauliques

(horizontales et verticales) ont été extraites de ModFlow et intégrées dans FeFlow en utilisant la fonction d'interpolation pour affecter une valeur à chaque triangle.

3.2. Modifications apportées au modèle d'écoulement

Une modification importante a été apportée au modèle d'écoulement: la position de la limite sud par rapport au polder d'Erstein a été décalée. Afin de mieux analyser l'impact des scénarii d'inondations sur les apports d'eau à la nappe, il semblait important de décaler la limite sud du domaine à modéliser d'environ 1 km vers l'amont hydraulique. La modification consiste en l'ajout d'une bande du côté sud du polder tenant compte des cours d'eau Zembs, Mulbach et Feldgraben. La surface du domaine modélisé devient : 18 km × 13.5 km. Par l'ajout de cette bande, les conditions aux limites du côté sud du domaine ont été changées. Il fallait donc redéfinir les charges imposées pour les différents nœuds situés non seulement sur cette limite sud mais aussi sur les limites ouest et est. Pour cela nous avons procédé à une recherche de données piézométriques sur les sites Internet de LUBW pour des piézomètres du côté allemand et APRONA pour les piézomètres du côté français.

A partir des niveaux piézométriques mensuels disponibles sur les piézomètres localisés à proximité des limites est, sud et ouest, nous avons appliqué la méthode des triangles pour calculer les hauteurs piézométriques sur huit points déduits de l'intersection des piézomètres ajoutés. Sur chaque point une charge hydraulique a été obtenue pour chaque mois (Figure 27). Malheureusement, cette méthode n'a pas donné des résultats satisfaisants. Nous avons donc eu recours à la méthode d'interpolation Akima, qui est plus performante (Akima, 1970). Elle utilise les fonctions « *spline* », qui sont dérivables de façon continue et construites à partir de polynômes d'ordre 3. L'interpolateur Akima est représenté par un polynôme de deux variables d'espace (x, y) . La détermination des coefficients du polynôme est basée sur une interpolation de Hermite. Cette méthode est particulièrement puissante lorsque les données sont irrégulièrement distribuées dans l'espace, ce qui était le cas de notre étude. Les charges hydrauliques ont été estimées sur tous les nœuds de la nouvelle limite du domaine d'étude. Par ailleurs, le régime transitoire dans ce modèle se traduit par des conditions aux limites variables en fonction du temps durant l'année de simulation. Plusieurs difficultés ont été rencontrées lors de cette étape d'étude. La préparation des fichiers sous FeFlow a nécessité l'acquisition de deux formats de données (*.trp et *.pow). De plus, les niveaux d'eau pour ces piézomètres ont été relevés 4 ou 5 fois par mois. Une moyenne mensuelle a été calculée et affectée au 15^{ème} jour du mois.

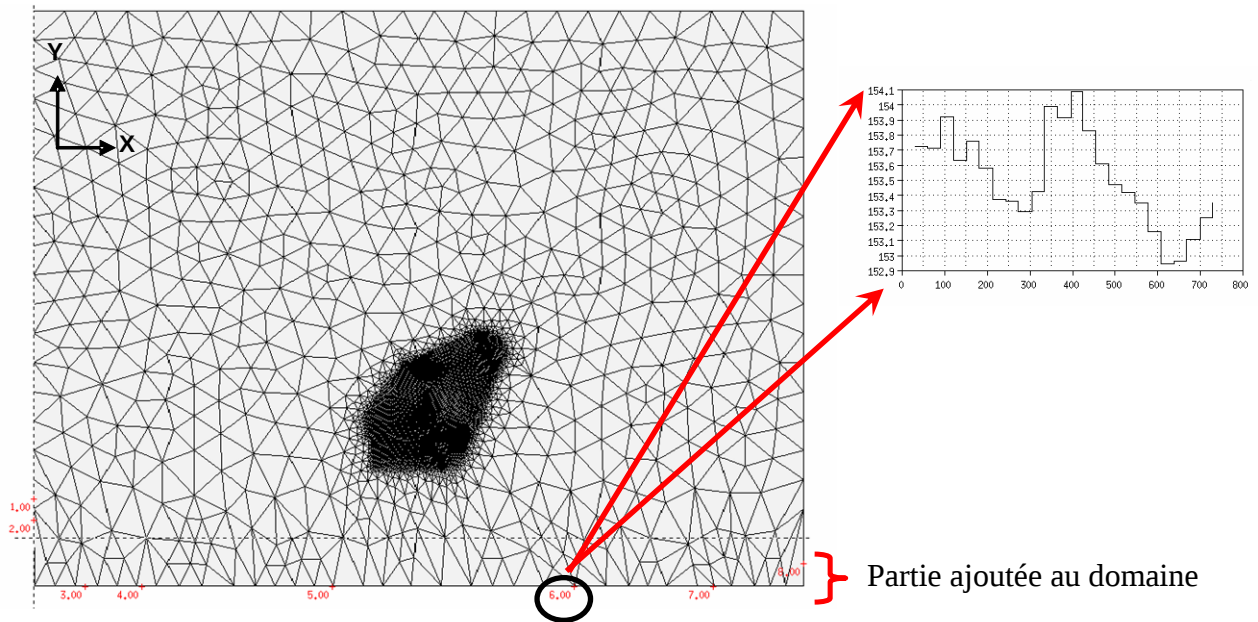


Figure 27 : Définition des points d'intersection déduits des piézomètres avoisinants pour l'interpolation linéaire des conditions aux limites.

3.3. Intégration de la zone non saturée

En général, les processus de circulation de l'eau dans le sol et dans la zone racinaire des plantes se déroulent dans des conditions de sols non saturés. Des variations de l'état et de la teneur en eau du sol pendant l'écoulement dans ces sols rendent les processus d'écoulement non saturé compliqués et difficiles à décrire quantitativement. Ces variations impliquent des relations complexes entre la teneur en eau, la succion et la conductivité. Par la suite, nous abordons deux étapes de travail nécessaires pour intégrer la zone non saturée dans le modèle d'écoulement : (i) la discrétisation verticale de la zone non saturée et affinement du maillage, et (ii) la modélisation des échanges d'eau entre le milieu poreux et les cours d'eau.

3.3.1. Discrétisation verticale de la zone non saturée

Nous avons gardé les couches choisies dans la zone saturée et nous avons rajouté des couches supplémentaires dans la première couche « saturée » de la version initiale du modèle hydrodynamique, où est définie la zone non saturée. En effet, la prise en compte de la zone non saturée dans le code de calcul FeFlow a consisté à subdiviser la première couche de la zone saturée en un nombre bien défini de couches non saturées tout en attribuant des épaisseurs précisées en fonction de l'épaisseur totale de la zone non saturée d'une part et de l'épaisseur choisie pour chacun des horizons lors des expérimentations sur le terrain (mesure de tensiométrie). Le choix approprié de l'épaisseur de chaque horizon de la zone non saturée

est crucial puisque l'épaisseur d'horizon dépend essentiellement des expériences réalisées sur les quatre sites de contrôle installées sur le polder d'Erstein. Des fosses ont été creusées sur chacun de ses quatre sites. Lors de ces travaux, des horizons d'épaisseur et de nature différente ont été identifiés et utilisés pour déterminer l'épaisseur de chaque couche du modèle numérique. La Figure 28 illustre le domaine d'étude établi avec toutes les couches relatives à la zone saturée matérialisées par la couleur rouge et celles de la zone non saturée par la couleur verte. Nous avons ajouté 8 couches non saturées d'épaisseur 25 cm.

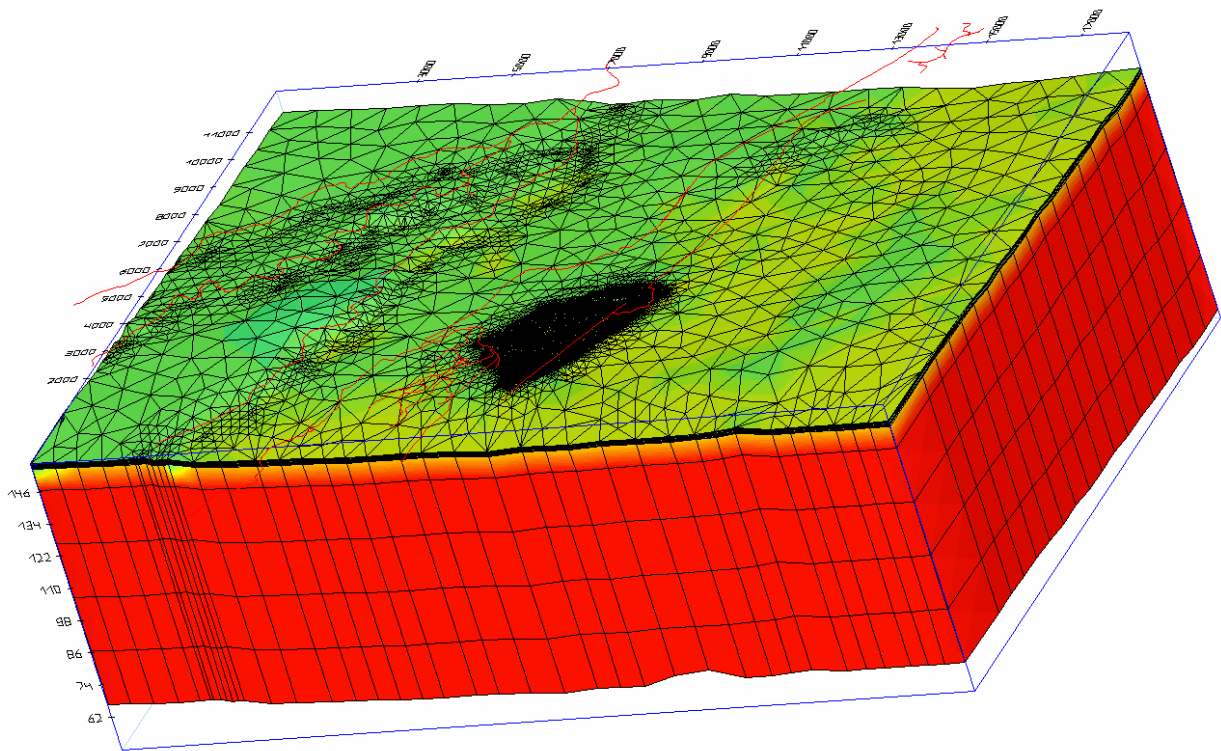


Figure 28 : Discretisation spatiale du domaine à modéliser avec les zones saturée et non saturée de l'aquifère alluvial du polder d'Erstein.

L'implémentation des couches non saturées dans le modèle numérique FeFlow n'était pas aussi évidente sachant que les textures du sous-sol ne sont pas homogènes sur l'étendue du domaine à modéliser. Les couches de la nappe d'eau souterraine restant inchangées, la couche supérieure a été divisée en plusieurs épaisseurs plus petites laissant la place à la zone non saturée. Si nous importons les données relatives aux élévations de chaque couche du modèle numérique, celle-ci suit le niveau topographique indiqué.

3.3.2. Affinement du maillage

Au niveau du domaine à modéliser, un maillage grossier a été généré au départ. Au vu de l'intérêt porté dans cette étude aux écoulements dans le polder d'Erstein, un affinement a été réalisé en suivant le tracé des différents cours d'eau, essentiellement le Rhin, et évidemment à l'intérieur du polder atteignant les 25 m de largeur de maille. (Figure 29).

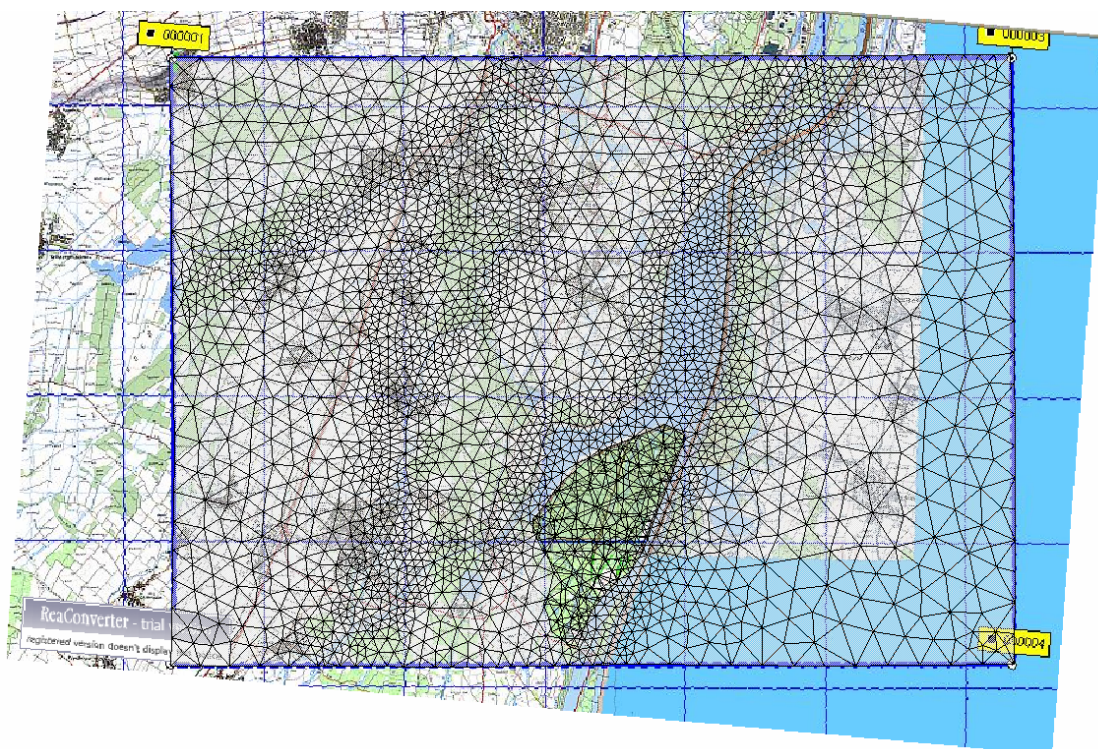


Figure 29 : Affinement du maillage au niveau des cours d'eau à l'extérieur du polder d'Erstein.

La carte topographique en fond du maillage réalisé est un extrait 1/25 000 de la carte qui couvre la partie française du domaine à modéliser. Cette information est manquante pour la partie allemande, du domaine d'où les carreaux bleus sur la carte.

A ce stade, notre modèle numérique est construit pour la totalité de l'aquifère alluvial du polder d'Erstein. La zone non saturée est bien riche en données permettant une modélisation préliminaire. Nous complétons notre modèle par des données concernant les échanges ayant lieu entre les différents cours d'eau et la nappe.

3.3.3. Modélisation des échanges nappe-cours d'eau

3.3.3.1. Approche de simplification des cours d'eau

Le polder d'Erstein présente plusieurs cours d'eau. Nous analysons dans cette section les différentes simplifications géométriques des cours d'eau pour leur implémentation dans le modèle d'écoulement ainsi que les approches de modélisation utilisées.

Pour la mise en évidence des phénomènes d'échanges entre la nappe et les eaux superficielles, les informations concernant la hauteur d'eau et la position du lit du cours d'eau sont indispensables. Nous disposons pour cela des données des échelles limnimétriques installées sur les cours d'eau. Les informations concernant la largeur et la profondeur de ces cours d'eau sont également importantes dans la construction du modèle numérique. Les relevés topographiques effectués par Ginger Environnement et VNF ont été analysés sur les différents tronçons des trois principaux cours d'eau sur le polder : le Kaltergiessen, le Schutzengiessen et le Langgiessen. Sur chacun de ces cours d'eau, les points de mesure sont au nombre de 13, 21 et 10 respectivement. Les relevés topographiques nous renseignent par rapport à la cote du fond du cours d'eau en allant de la rive droite vers la rive gauche comme illustré sur la Figure 30. Les points de mesure ont été répartis de manière uniforme sur ces cours d'eau et positionnés dans des secteurs particuliers, comme les secteurs concaves ou convexes des Giessen et en amont ou aval des courbes importantes. Le Schutzengiessen possède en général un profil transversal peu évasé, généralement profond avec une moyenne sur tous les tronçons de 2.6 m environ. Nous pouvons également noter une faible modification des profondeurs sur le linéaire sauf sur quelques tronçons du milieu. En termes de largeur, le lit mineur atteint des valeurs comprises entre 20 et 30 m dans sa partie aval. Le Kaltergiessen a pu être considéré comme une deuxième branche du Schützengiessen, résultat des travaux de raccordement entre le Schutzengiessen et le Kaltergiessen. Ce dernier est une succession de fosses et de zones atterries ; il contient de l'eau uniquement lorsque la nappe est en position haute. Son lit mineur est très encombré par des débris végétaux et une végétation active. Le Langgiessen quant à lui possède en général un profil transversal peu évasé, et peu profond (entre 2 m en amont et 1 m en aval). Son niveau d'eau est considéré régulier vu les faibles variations de profondeur d'eau.

A partir des 44 points de mesures, nous avons calculé la largeur entre les deux rives du cours d'eau ainsi que sa profondeur moyenne. Ces deux informations ont été intégrées dans le modèle numérique pour tenir compte des propriétés géométriques des cours d'eau. Nous

avons du effectuer un certain nombre de simplifications et schématisations de la géométrie des cours d'eau afin de pouvoir les intégrer dans le modèle numérique. Par exemple, les cours d'eau dont la largeur dépasse les 30 m ont été discrétisés avec deux mailles et ceux dont la largeur est inférieure à 30 m, ont été discrétisés par une seule maille.

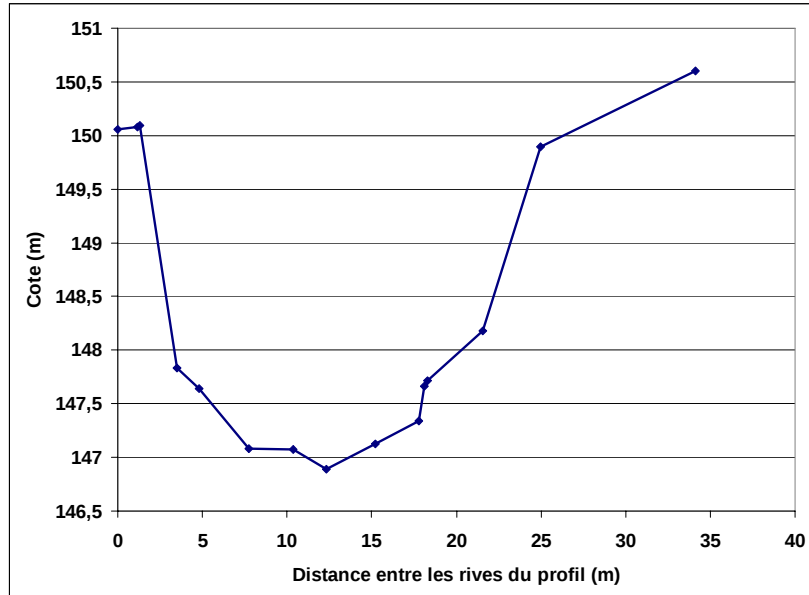


Figure 30 : Variation de la cote du fond du cours d'eau de la rive droite vers la rive gauche.

Un travail fastidieux a été requis pour la discrétisation spatiale des différents cours d'eau et essentiellement pour l'affinement des mailles des cours d'eau dont la largeur est inférieure à 30 m. De plus, pour chaque noeud associé à un cours d'eau, une hauteur d'eau a été attribuée. Pour faciliter l'implémentation des cours d'eau dans le modèle numérique, nous avons utilisé une carte topographique comme fond de carte. Les valeurs des hauteurs limnimétriques sur les autres noeuds du tracé du cours d'eau ont été interpolées linéairement entre les deux valeurs existantes aux extrémités.

La discrétisation des mailles des cours d'eau en profondeur s'est avérée laborieuse, car chaque profil présente une géométrie très différente des autres. Par ailleurs, dans le modèle numérique, nous rappelons qu'un affinement des mailles a été effectué en suivant le tracé des lignes d'eau des cours d'eau externes au polder tels que le Rhin, l'Ill, l'Andlau et la Sheer.

A l'intérieur du polder, nous avons essayé de nous rapprocher au plus près de la réalité et d'assimiler la section du cours d'eau naturel à une section rectangulaire avec une aire équivalente. La Figure 31 illustre l'approche adoptée pour représenter physiquement les Giessen.

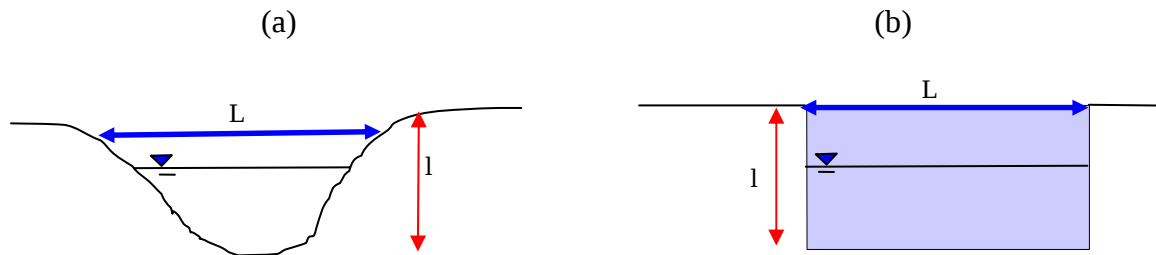


Figure 31 : Approche de modélisation des Giessen (a) réalité, (b) configuration simplifiée implémentée dans FeFlow (l et L sont les profondeurs et largeurs respectives du cours d'eau).

Parallèlement, nous avons élaboré un travail minutieux pour affiner le maillage de FeFlow le long des berges des cours d'eau (Figure 32) afin de faire la distinction entre le cours d'eau lui-même et le sol qui forme ses berges. Nous n'avons pas tenu compte dans notre modèle de la différence de la conductivité entre le cours d'eau et ses berges. En fait, nous ne nous sommes pas intéressés dans notre travail au coefficient de colmatage du fond et des berges des cours d'eau du polder d'Erstein, car nous ne disposons pas de données expérimentales décrivant les propriétés des dépôts dans ce cours d'eau.

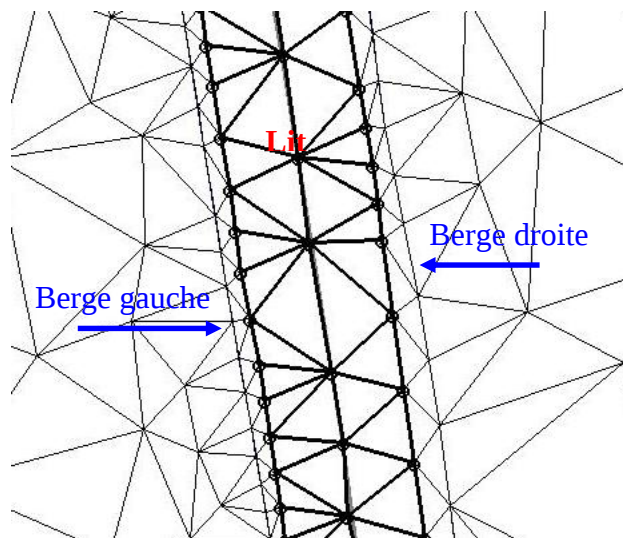


Figure 32 : Affinement du maillage des talus des cours d'eau.

3.3.3.2. Approche de modélisation des cours d'eau

Après introduction du tracé des cours d'eau dans FeFlow, nous avons choisi des conditions physiques pour étudier les échanges d'eau. Différents cas tests ont été réalisés pour choisir la solution appropriée de simulation des échanges d'eau entre la zone non saturée et les cours d'eau. Dans une première approche, les cours d'eau ont été représentés par une

condition de Dirichlet. La seconde s'est basée sur l'approche classique de Cauchy (en utilisant les données extraites du modèle Life). Le domaine modélisé est de forme parallélépipédique ($30 \text{ m} \times 14 \text{ m} \times 3 \text{ m}$), et le cours d'eau passe par le milieu avec un affinement sur les berges droite et gauche (Figure 33). Nous avons affecté des valeurs de conductivités différentes dans le domaine, très grande à l'intérieur du cours d'eau, moins importante sur les berges et beaucoup plus faible sur le reste du domaine. Cette configuration a permis de créer une différence de conductivité significative afin de simuler les échanges nappe-cours d'eau. Le domaine a été discrétisé en quatre couches dont l'épaisseur de chacune est de 1 m. Il a été initialisé avec des pressions qui justifient un schéma de pression hydrostatique intégrant les zones saturées et les zones non saturées. Les conditions aux limites ont été selon le cas soit exprimés en conditions de premier ordre en renseignant sur les noeuds du cours d'eau une charge hydraulique constante, soit de troisième ordre en renseignant à la fois une hauteur d'eau dans le cours d'eau et un coefficient d'échange favorisant i) l'exfiltration des eaux de la nappe vers le cours d'eau et ii) l'infiltration depuis le cours d'eau. Ces conditions aux limites ont été déclarées au niveau des deux premières tranches du domaine. Les deux dernières tranches représentant la zone saturée ont été délimitées des côtés est et ouest avec une charge hydraulique constante.

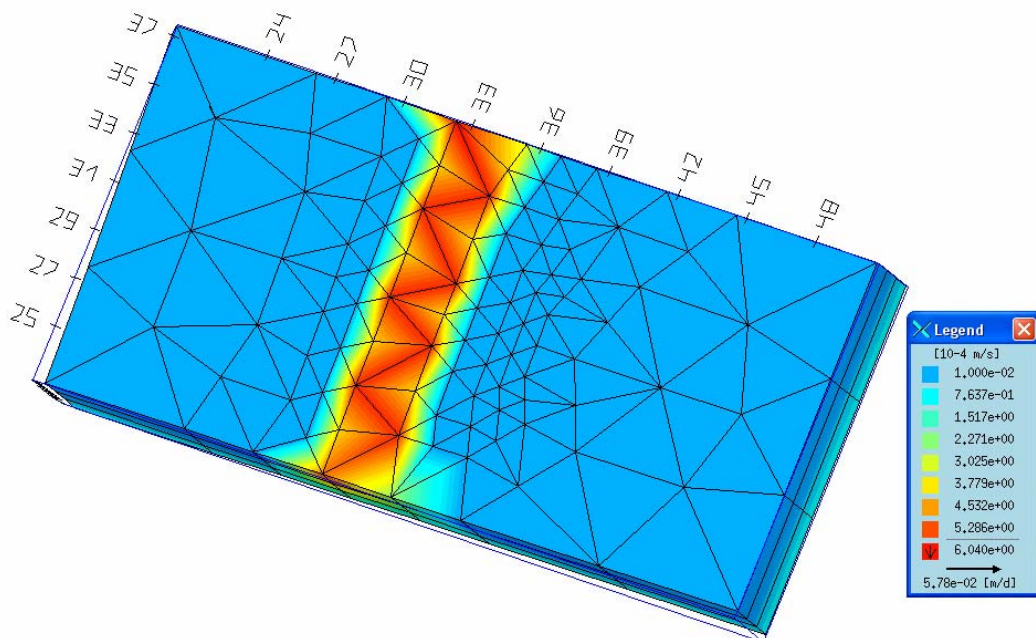


Figure 33 : Géométrie du domaine proposé pour simuler les échanges nappe-cours d'eau avec les conductivités hydrauliques attribuées sur l'horizontale (en plan horizontal x, y).

Les tests de simulation ont montré que la condition de Cauchy présente un grand inconvénient, celui du coefficient de transfert entre la couche de colmatage du fond du cours d'eau et l'aquifère poreux favorisant soit l'infiltration soit l'exfiltration des eaux. Ce paramètre est difficile à estimer et représente un verrou scientifique. De plus, en vue de l'objectif de simuler finement le transfert de l'eau entre le cours d'eau et la zone non saturée, il s'est avéré difficile de réaliser la simulation avec la condition de Cauchy. La condition de Dirichlet est plus commode car il suffit de renseigner une charge hydraulique imposée sur les nœuds du cours d'eau. Par cette approche nous pouvons tenir compte des différentes géométries complexes des cours d'eau et des échanges d'eau latéraux à travers les deux berges.

3.4. Paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée

Les paramètres hydrodynamiques de l'équation de Richards doivent être estimés en fonction des hétérogénéités de la zone non saturée. Ces paramètres varient d'un horizon à un autre en fonction de la profondeur.

Des approches expérimentales et théoriques existent pour la détermination de la relation entre la pression hydraulique, la teneur en eau et les paramètres du modèle de Van Genuchten. Dans cette partie, nous utilisons trois approches pour l'estimation des paramètres hydrodynamiques par i) approche granulométrique, ii) approche inverse et iii) approche pédologique.

3.4.1. Estimation des paramètres hydrodynamiques par approche granulométrique

Pour l'étude des transferts dans la zone non saturée, le sol est considéré comme un sol poreux rempli partiellement d'eau (phase liquide) et d'air. La phase solide est constituée des particules minérales agrégées de différentes tailles. Les proportions des différentes tailles de particules d'un sol en déterminent sa texture. En effet, les sols peuvent être définis de manière générale comme le produit remanié, de l'altération de la couche superficielle de la croûte terrestre, essentiellement sous l'action d'agents climatiques et biologiques. Plusieurs processus physiques y participent, essentiellement les écoulements de l'eau (Ugalde, 2003).

Le sol est donc classé en fonction de la proportion des grains appartenant à trois classes principales : sable, limon et argile. La représentation graphique des résultats de l'analyse granulométrique peut se faire par plusieurs méthodes. La plus connue et la plus utilisée est la

représentation en coordonnées trilineaires : le triangle textural. Les constituants sont regroupés en trois fractions principales et chaque zone obtenue sur le triangle (diagramme granulométrique) sert à déterminer l'unité texturale correspondante d'après la proportion de chacune des trois fractions. Le point caractéristique d'un sol donné est le point de concours de trois droites parallèles aux côtés, obtenues en portant sur chaque côté les valeurs en pourcentage de l'argile, des limons et des sables.

A partir des différentes courbes granulométriques relatives aux quatre sites de contrôle prédéfinis sur le polder d'Erstein, des triangles texturaux de Jamagne (Jamagne, 1967) ont été établis. Les paramètres hydrodynamiques des sols non saturés peuvent être obtenus à partir de ces triangles texturaux en mettant en œuvre le module Rosetta de Hydrus 1D (Figure 34). Rosetta est basé sur une base de données qui intègre toutes les possibilités de composition granulométrique. Nous avons utilisé deux options de prédiction de paramètres : la première ne tient pas compte de la densité apparente (SSC) et la deuxième prend en considération la densité apparente ($SSCBD$), obtenue en laboratoire pour chacun des horizons de chaque site de contrôle.

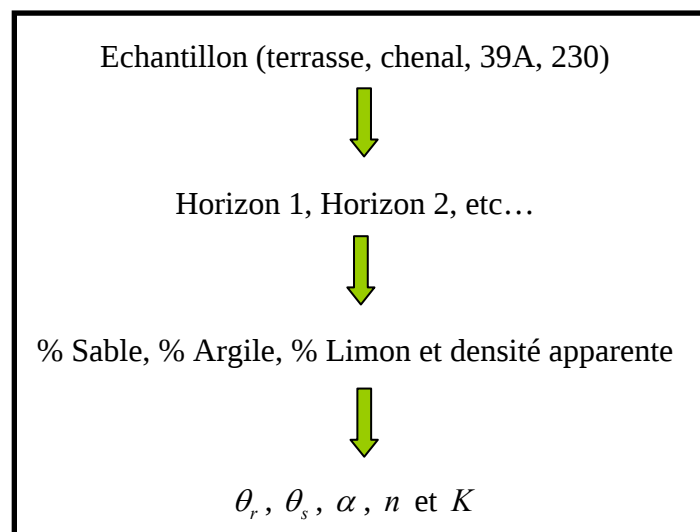


Figure 34 : Méthode d'estimation des paramètres hydrodynamiques à partir de courbes granulométriques du laboratoire.

La densité apparente est déterminée à partir du poids à l'état sec et humide des différents échantillons de sol. Les échantillons ont été prélevés dans des cylindres de volume identique (Defraeye, 2010). Ensuite, la densité apparente a été calculée à l'aide de l'équation 3.7.

$$d_a = \frac{\text{masse de l'échantillon sec en grammes}}{\text{volume du cylindre}} \quad (3.2)$$

Notons que sur le même site de contrôle et dans le même horizon, une large gamme de valeurs des paramètres hydrodynamiques est prédite par les deux méthodes (avec ou sans densité apparente). Généralement les paramètres θ_r , θ_s , α et n ont été du même ordre de grandeur, mais souvent avec des légères différences atteignant les 2 % entre les deux valeurs prédites. Les conductivités hydrauliques à saturation obtenues varient fortement. Elles peuvent être du même ordre de grandeur ou alors 15 fois plus grande, notamment pour le site 230 sur tous ses horizons. Ceci peut s'expliquer par le fait que le site 230 se situe à l'amont du polder avec des sols principalement sableux résultant d'une texture grossière et d'une perméabilité élevée.

3.4.2. Estimation des paramètres hydrodynamiques par approche inverse indirecte

L'estimation des paramètres hydrodynamiques s'est effectuée ici par la mise en oeuvre d'une formulation indirecte du problème d'estimation des paramètres hydrodynamiques du sol (paramètres de Mualem-Van-Genuchten). Cette méthode se base sur les données d'une expérience d'infiltration sous succion. Elle permet d'accéder à des mesures non invasives réalisées in situ et donc à l'estimation des paramètres à l'aide d'une expérience unique qui aboutit en principe à un jeu cohérent de paramètres. Différents scénarii d'inversion ont été testés en utilisant l'algorithme de Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963). Quatre paramètres hydrodynamiques ont été inversés lors de cette étude numérique (θ_r , θ_s , α et n), pour différentes textures de sol (sol sableux, limoneux, et argileux). Les paramètres hydrodynamiques obtenus par cette approche inverse ont été ensuite utilisés pour la caractérisation de la zone non saturée du modèle régional du polder d'Erstein, afin de simuler le transfert hydrique dans l'aquifère poreux avec FeFlow.

Certains paramètres hydrodynamiques comme la conductivité hydraulique peuvent être directement quantifiés. En revanche l'estimation des paramètres α et n du modèle de Van-Genuchten reste difficile et revêt donc une importance majeure. Des méthodes conventionnelles pour déterminer la courbe de rétention d'eau existent. Cette courbe est construite à partir des mesures de succion et de teneur en eau sous une condition d'équilibre hydrostatique (Klute, 1986).

Notre approche inverse s'appuie sur le modèle analytique de Van-Genuchten et de données issues des courbes de succion. Le problème d'identification des paramètres a consisté à trouver le vecteur de paramètres, à savoir θ_r , θ_s , α et n , qui minimise les différences entre les observations et les prédictions. Ces différences sont définies au sein d'une fonction objectif χ^2 qui somme pour chaque jeu de données le carré de l'écart normalisé entre les valeurs observées et prédites :

$$\chi^2(\mathbf{a}) = \sum_{i=1}^N \left[\frac{y_i - y(x_i; \mathbf{a})}{\sigma_i} \right]^2 \quad (3.3)$$

avec : $\mathbf{a}$ est le vecteur de paramètres à optimiser, y_i sont les valeurs expérimentales (à savoir la pression capillaire), x_i sont les teneurs en eau et σ_i est l'écart type sur une valeur.

Ici, la fonction $y(x_i, \mathbf{a})$ désigne la pression capillaire (p_c) calculée à partir d'une série de teneurs en eau choisie. Pour les besoins du modèle, les données expérimentales en succion ont été ré-écrites en pression capillaire en utilisant la formule suivante :

$$p_c = \rho g h \quad (3.4)$$

L'algorithme d'optimisation non-linéaire pour l'estimation de paramètres a été adapté des travaux de thèse de Di Chiara (2009). En fait, la méthode consiste à interpoler l'algorithme de Gauss-Newton et la méthode de descente du gradient. Cet algorithme d'optimisation non-linéaire utilise un facteur d'amortissement pour basculer, au fur et à mesure du calcul de la solution numérique de la méthode de descente du gradient à l'algorithme de Gauss-Newton. En effet, vers la fin de l'optimisation, lorsque la solution navigue dans une vallée étroite, la méthode de descente du gradient est inefficace. L'algorithme de Levenberg-Marquardt fonctionne très bien en pratique, il est devenu un algorithme standard des méthodes des moindres carrés non linéaires (Press *et al.*, 1986). Nous cherchons le vecteur de paramètre qui satisfait la relation suivante :

$$y = y(x; \mathbf{a}) \quad (3.5)$$

Le gradient de χ^2 est calculé en dérivant la fonction objectif suivant chacun des paramètres constituant le vecteur $\mathbf{a}$ (matrice jacobienne). Lorsque χ^2 est minimale, le gradient est nul et les paramètres recherchés sont alors optimaux « au sens de Marquardt ». La dérivée seconde est aussi calculée (matrice hessienne). En initialisant l'optimisation avec des valeurs initiales et des paramètres à estimer, l'algorithme va calculer pour chacune des itérations la valeur de $\chi^2(\mathbf{a})$. Cette valeur sera confrontée à la tolérance que nous avons fixée dans le code.

Peu d'études basées sur des expériences in situ ont abouti à des résultats satisfaisants pour l'estimation des paramètres hydrodynamiques à partir des données brutes de la courbe de rétention de l'eau. La solution obtenue n'était pas unique ; Toorman *et al.*, (1992) ont montré l'avantage d'ajouter plusieurs mesures de pression capillaire sur une colonne de sol. Par ailleurs, Schneider (2008) a estimé uniquement les paramètres K , α et n en plus d'un paramètre de résistivité électrique pour deux textures (limoneuse et sablo-limoneuse) à partir des données non invasives réalisées in situ. Les résultats ont montré que cette approche est adaptée à la détermination des paramètres hydrodynamiques de Van-Genuchten mais que les paramètres pétrophysiques ne peuvent pas être inversés correctement.

L'avantage de notre approche est l'estimation d'un plus grand nombre de paramètres hydrodynamiques. De plus, les courbes de rétention utilisées ont été obtenues sur des échantillons de sols représentatifs des quatre sites de contrôle de texture très hétérogène.

Les courbes de rétention obtenues expérimentalement sur les différents échantillons de sols prélevés ont été ajustées sur la base du modèle de Van-Genuchten. Les valeurs de succion (exprimées en colonne d'eau) balayent un large intervalle de valeurs allant de 0 cm à 500 cm (Defraeye, 2010). Les analyses expérimentales faites sur les bacs à saturation à sable et à Kaolin d'un même échantillon ont été multipliées afin de limiter les erreurs qui peuvent être produites au moment des analyses. Les courbes de succion ont été échantillonnées sur les quatre sites pour différentes périodes de l'année. Sur la base du modèle de Van-Genuchten et après estimation par approche inverse, elles ont permis de caractériser la zone non saturée du sol à travers des relations constitutives ($p_c = f(S)$ et $K_r = f(S)$) afin de pouvoir construire un modèle d'écoulement du site.

La Figure 35 présente un exemple de courbe de rétention d'eau pour le premier horizon du site 39A.

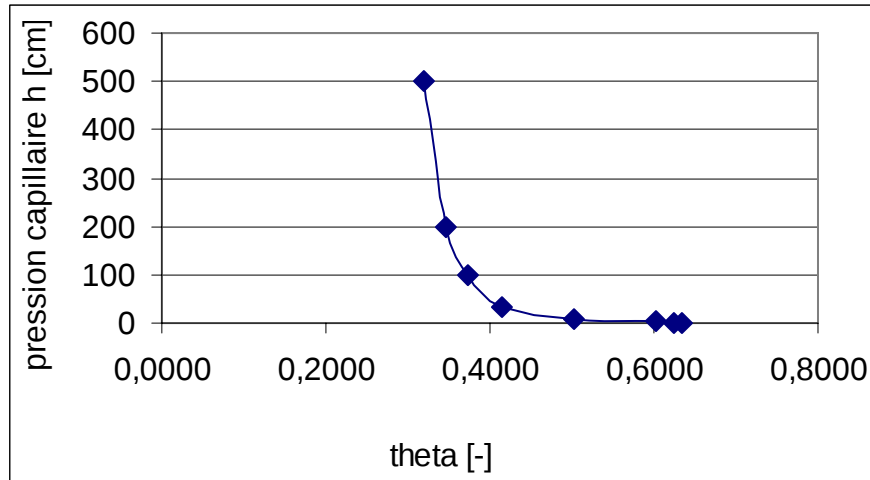


Figure 35 : Courbe de rétention d'eau pour un échantillon de sol du site 39A.

Le Tableau 7 résume le nombre de courbes de rétention disponible : 32 séries de données relatives aux quatre échantillons, sachant que chaque horizon a été doublé. Ces séries représentent les valeurs expérimentales qui vont servir comme référence du modèle inverse pour l'estimation des paramètres. Le principe de l'approche inverse est d'établir une courbe de pression capillaire qui se rapproche le mieux de la courbe de rétention expérimentale. Si la topologie de la fonction objectif avec 4 paramètres à optimiser est complexe, notamment à cause de la présence de nombreux minimums locaux, il est utile, voire nécessaire, que nous ayons une idée a priori du domaine de la solution (bornes sur chaque paramètre), afin d'éviter une convergence des calculs vers un minimum local. L'idée majeure a été de proposer une valeur de pression capillaire assez grande pour le code numérique afin d'avoir en retour la valeur de θ_r satisfaisante au regard des observations.

Tableau 7: Aperçu des courbes de rétention disponibles

Echantillon	Terrasse	Chenal	39A	230
Nombre d'horizons	4	3	6	3
Nombre de série de données	8	6	12	6

Le fait d'initialiser le modèle avec un ou deux de ces paramètres a permis de faciliter la convergence vers la solution optimale (minimum global). Il a été possible de diminuer le nombre de paramètres à chercher (de 4 à 2), ainsi que de « *switcher* » vers un modèle dit « *loggé* » permettant, dans certains cas d'améliorer la convergence. Les paramètres α et m sont toujours estimés. Le nombre de valeurs brutes correspond aux données de la série expérimentale disponible pour chacun des échantillons. Le facteur de *fitting* est fixé à 1 dans notre cas car nous ne générons pas de données supplémentaires par interpolation de *splines*

cubiques. Le coefficient de tolérance a été estimé à 10^{-10} . Les simulations ont été réalisées en plusieurs essais numériques successifs afin d'atteindre la convergence du modèle : ces essais ont été désignés de A à G et mentionnés sur l'organigramme de la Figure 36. La première simulation A se fait en ne renseignant aucun paramètre pour permettre au code de générer un premier jeu de paramètres hydrodynamiques qui correspond à la convergence du modèle. Ces paramètres ont été utilisés pour l'établissement de la courbe calculée qui sera confrontée à la courbe expérimentale. Si les deux courbes sont proches, les paramètres hydrodynamiques sont retenus, sinon nous passons à la deuxième simulation B. Au cours de cette simulation, nous avons ensuite renseigné la vraie valeur de la teneur en eau à saturation θ_s à partir de la courbe des données expérimentales. Les simulations se sont enchaînées, en changeant d'une simulation à l'autre les paramètres initiaux afin de faire converger le modèle numérique et avoir des paramètres hydrodynamiques de Van-Genuchten réels. La simulation D qui consiste en un passage au « *log-model* » a permis de montrer un changement de l'allure de la courbe de pression capillaire (plus régulière, sigmoïde inverse). La fonction objectif a été ainsi mieux représentée dans l'espace des paramètres et a facilité ainsi le calage de la courbe. Notons que lors de ce travail d'optimisation des paramètres hydrodynamiques, 18 séries de données ont convergé avec la première simulation A, une grande partie des séries l'ont été au bout de la deuxième et la troisième simulation B et C, et uniquement deux séries ont requis le passage à la simulation D en « *log-model* ».

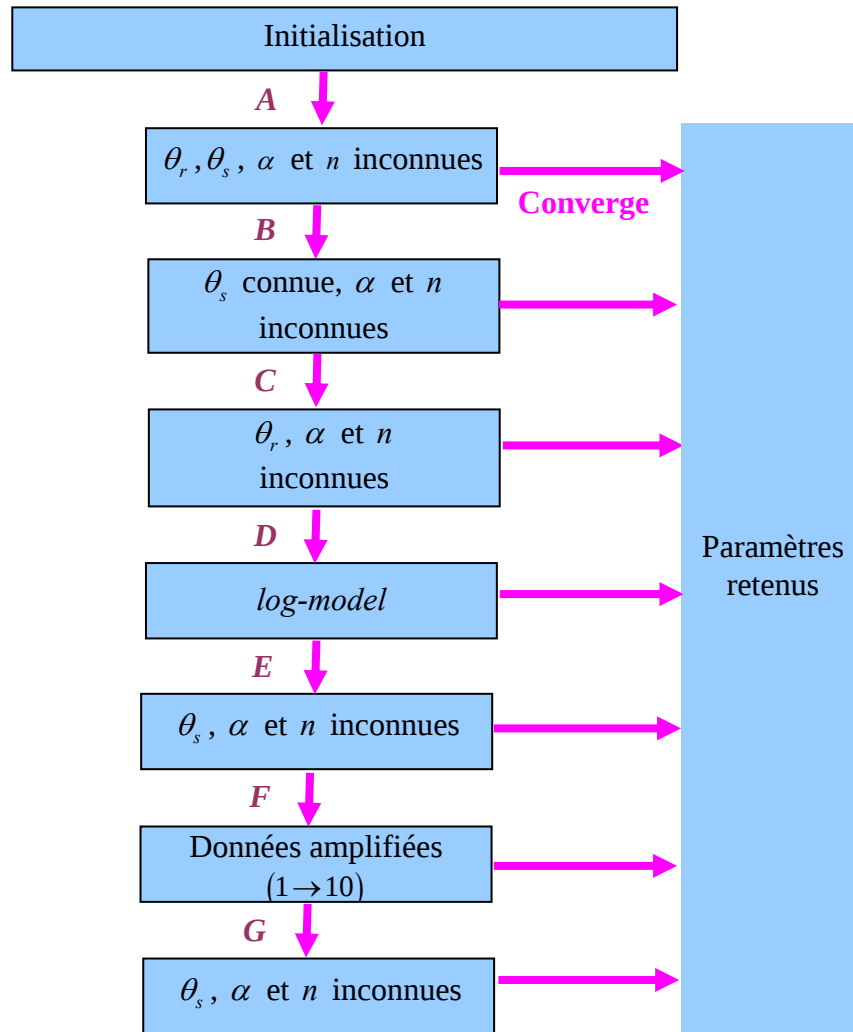


Figure 36 : Organigramme du processus d'optimisation des paramètres de Van-Genuchten.

La Figure 37 montre un exemple de confrontation des courbes calculées par l'estimation des paramètres hydrodynamiques avec la courbe expérimentale. Les points en vert représentent les données initiales expérimentales et la courbe en rouge est celle obtenue à partir des paramètres estimés. Nous remarquons une parfaite adéquation entre les deux courbes, ce qui nous a permis de valider notre méthode inverse sur la totalité des séries de données proposées.

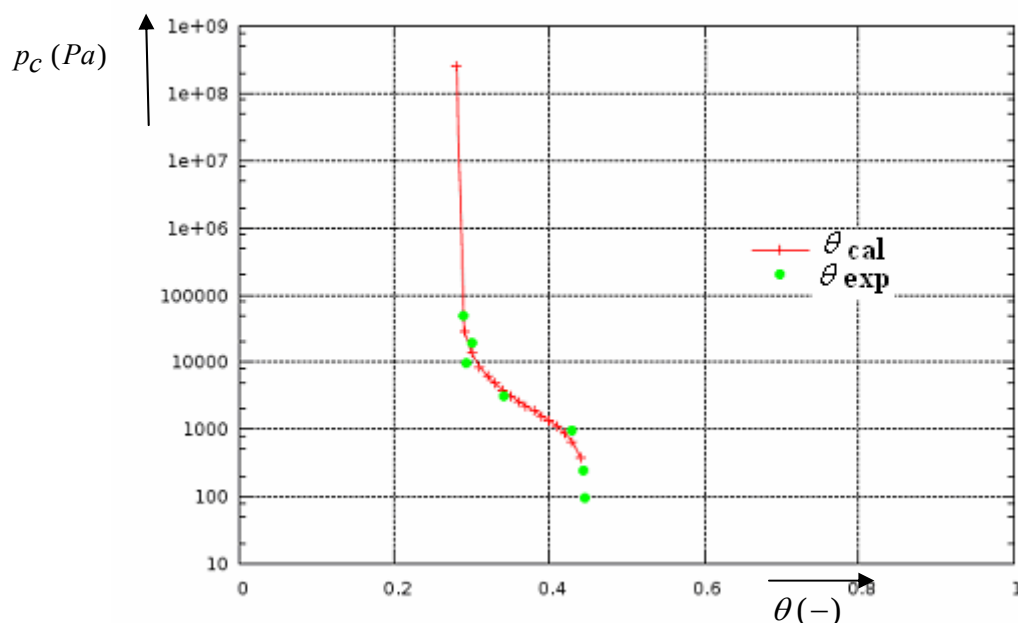


Figure 37 : Exemple de confrontation des courbes expérimentales avec la courbe calculée par l'approche inverse de Levenberg Marquardt.

Les données disponibles pour l'optimisation des paramètres hydrodynamiques par approche inverse concernaient uniquement les données expérimentales ponctuelles réalisées sur les quatre sites de contrôle. Or l'objectif majeur de notre recherche est de pouvoir modéliser le transfert hydrique sur la totalité du polder d'Erstein. Cet objectif nous a poussé à mettre en oeuvre la troisième approche de détermination des paramètres hydrodynamiques.

3.4.3. Estimation des paramètres hydrodynamiques par approche pédologique

Dans la littérature, plusieurs auteurs ont travaillé sur l'identification de zones homogènes ou plus généralement d'unités paysagères homogènes. Les objectifs de cette identification sont très variés. En hydrologie, cette approche est souvent utilisée dans une démarche de spatialisation des modèles « Pluie/Débit ». Ainsi, certains auteurs ont travaillé sur la détermination "d'ensembles paysagers fonctionnels en hydrologie" (Loyer *et al.*, 1997) grâce à une approche typologique des facteurs régissant le ruissellement. Vine (1997) dans son étude sur l'apport de la télédétection pour l'étude des zones contributives aux écoulements, a défini des objets hydrologiques (qui sont des facteurs du milieu naturel) qui ont permis de délimiter des zones homogènes. Ces procédures d'identification de zones homogènes sont aussi utilisées dans d'autres disciplines des sciences environnementales. C'est notamment le cas en agronomie pour la délimitation des agro-paysages (Yongchalmchai, 1993), en écologie pour la délimitation des écorégions (Bergen *et al.*, 2005) ou pour la délimitation

d'éco-zones à une plus grande échelle. En pédologie, cette procédure est utilisée pour la définition des pédopaysages (Bornand *et al.*, 1989; Robbez-Masson, 1994; Lagacherie *et al.*, 2001) et en foresterie pour la reconnaissance des peuplements forestiers (Bonin, 1999).

Nous avons élaboré la carte pédologique qui consiste en des zones homogènes construites à partir des relevés pédologiques. Nous nous intéressons par la suite à la procédure de détermination des pourcentages de sables, d'argiles et de limons. Afin de rendre l'étude plus pratique, les 35 classes obtenues ont été simplifiées à 15 classes de pourcentages différents. Une nouvelle carte de pourcentages texturaux homogènes a été construite. Cette carte permet alors la construction d'une tierce carte des entités présentant les mêmes paramètres hydrodynamiques. Cette dernière sera utilisée lors de la simulation numérique de l'écoulement dans l'aquifère hétérogène du polder d'Erstein.

La question qui se pose est : comment peut-on transformer ces désignations qualitatives en données quantitatives : pourcentages de sable, argile et limon ? Les fonctions de pédotransfert sont utilisées pour traduire l'hétérogénéité du sous-sol, (Cazemier *et al.*, 2001 ; Cousin, 2010) mais ces études se placent dans un contexte très local relativement aux sols analysés. Elles prennent en compte des analyses de centaines d'échantillons relatifs à ce milieu et prédisent des propriétés texturales. Par ailleurs, ces fonctions ne peuvent pas être appliquées dans le cas du polder, compte tenu de la différence de constitution des sous-sols.

Nous nous sommes servis dans notre étude des triangles de l'Aisne et de GEPPA. Nous avons dans un premier temps identifié chacune des désignations dans l'un des triangles texturaux. Puis, dans un deuxième temps nous avons extrait les pourcentages de sable, argile et limon associés. Nous avons toujours choisi les centres des parallépipèdes sur les triangles matérialisant chacune des classes. Sous cette forme, ces données peuvent être analysées par le modèle des neurones Rosetta afin de prédire des paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée nécessaires pour la simulation numérique du polder d'Erstein (cf. chapitre 4).

3.4.4. Carte pédologique établie par horizon

Notre objectif, une fois les classes texturales identifiées, a été de les numériser dans une base de données et de créer des entités homogènes de classes texturales. Ces entités présenteront ainsi les mêmes propriétés de sol. Ce travail est effectué en utilisant l'outil des polygones de Thiessen intégré dans le système d'information géographique ArcView 3.1. Le principe de cette méthode permet de convertir ces points en des polygones regroupant tous les

points d'une même classe (Figure 38). Les polygones de Thiessen ont une propriété unique : chaque polygone contient seulement un point de saisie et n'importe quel emplacement dans un polygone est plus proche de son point associé que du point d'un autre polygone.

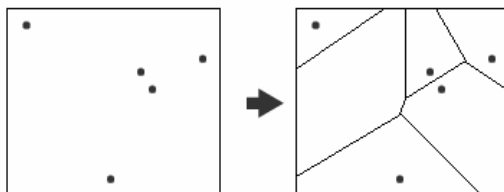


Figure 38 : Principe des polygones de Thiessen.

En effet, tous les points sont triangulés dans un réseau triangulaire irrégulier (TIN) qui respecte le critère de Delaunay. Les bissectrices perpendiculaires pour chaque bord de triangle sont générées, formant les bords des polygones de Thiessen. Le point où les bissectrices se croisent détermine les emplacements des sommets de polygones de Thiessen. La frontière extérieure des polygones de Thiessen est la mesure des points utilisés plus 10 % supplémentaires. Si l'environnement de mesure est mis à un jeu spécifique de valeurs, l'outil de création des polygones de Thiessen utilisera l'environnement pour mettre sa frontière extérieure.

En examinant les tables attributaires créées pour chacune des classes texturales, nous avons remarqué qu'une classe peut contenir une seule valeur dans un horizon, donc nous avons simplifié ces cas. Nous nous sommes également basés sur la carte d'hydromorphie existante sur le polder avec ses huit familles réparties en 5 classes texturales. Toutes ces hypothèses ont mené finalement à l'élaboration de la carte pédologique par horizon sur le polder d'Erstein. Les classes des horizons intermédiaires 3 et 4 ont été réduites respectivement à 11 et 12 classes pour des raisons de simplification des données du modèle numérique. Nous choisissons à titre d'exemple de présenter la carte pédologique obtenue pour le premier horizon (Figure 39).

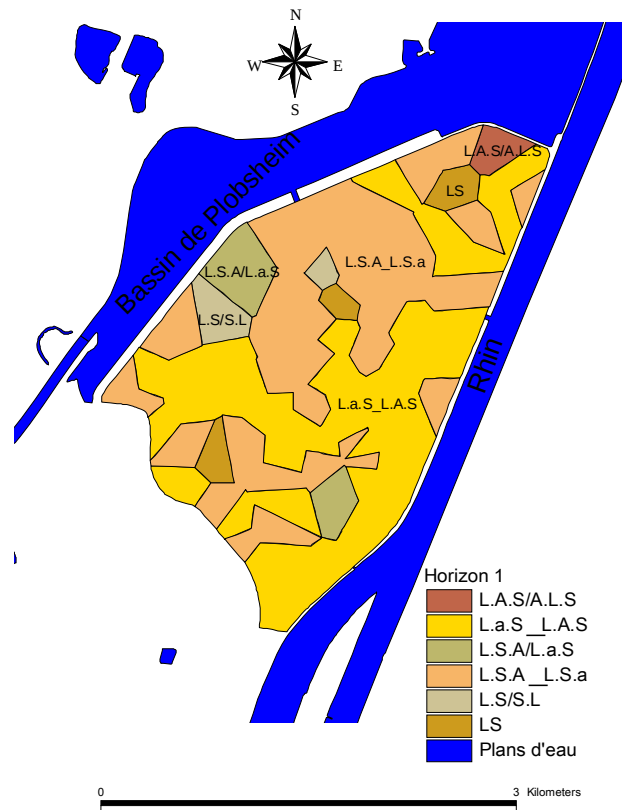


Figure 39 : Carte pédologique obtenue pour l'horizon 1 du polder d'Erstein.

Le défi de construction d'une carte pédologique avec des classes texturales réparties par horizons sur toute la zone non saturée du polder d'Erstein est réalisé. Cette carte nous servira plus tard à la transformation de ces différentes classes en pourcentages de sable, argile et limon. Ces pourcentages mèneront à la détermination des paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée.

3.4.5. Paramétrisation horizontale et verticale des unités texturales au niveau du polder d'Erstein

Les classes texturales sont réparties sur tous les horizons du sol formant le site d'étude du polder d'Erstein. Nous avons créé des unités homogènes représentant chacune des classes à partir des points de mesure. Nous avons relevé un défi, en réalisant le passage des unités homogènes représentées par des classes pédologiques en des unités représentées par des paramètres hydrodynamiques. Le système d'information géographique ArcView a été choisi pour transférer plus facilement les données vers le code de calcul FeFlow et pour établir un lien avec une meilleure représentation du modèle local. En effet, nous avons attribué les

paramètres hydrodynamiques dans une base de données et établi un lien numérique facilement exploitable sous FeFlow. Nous constatons que cette interaction entre les deux outils a été très efficace pour notre étude tridimensionnelle. Les cartes représentant les horizons de la zone non saturée sont illustrées dans la Figure 40.

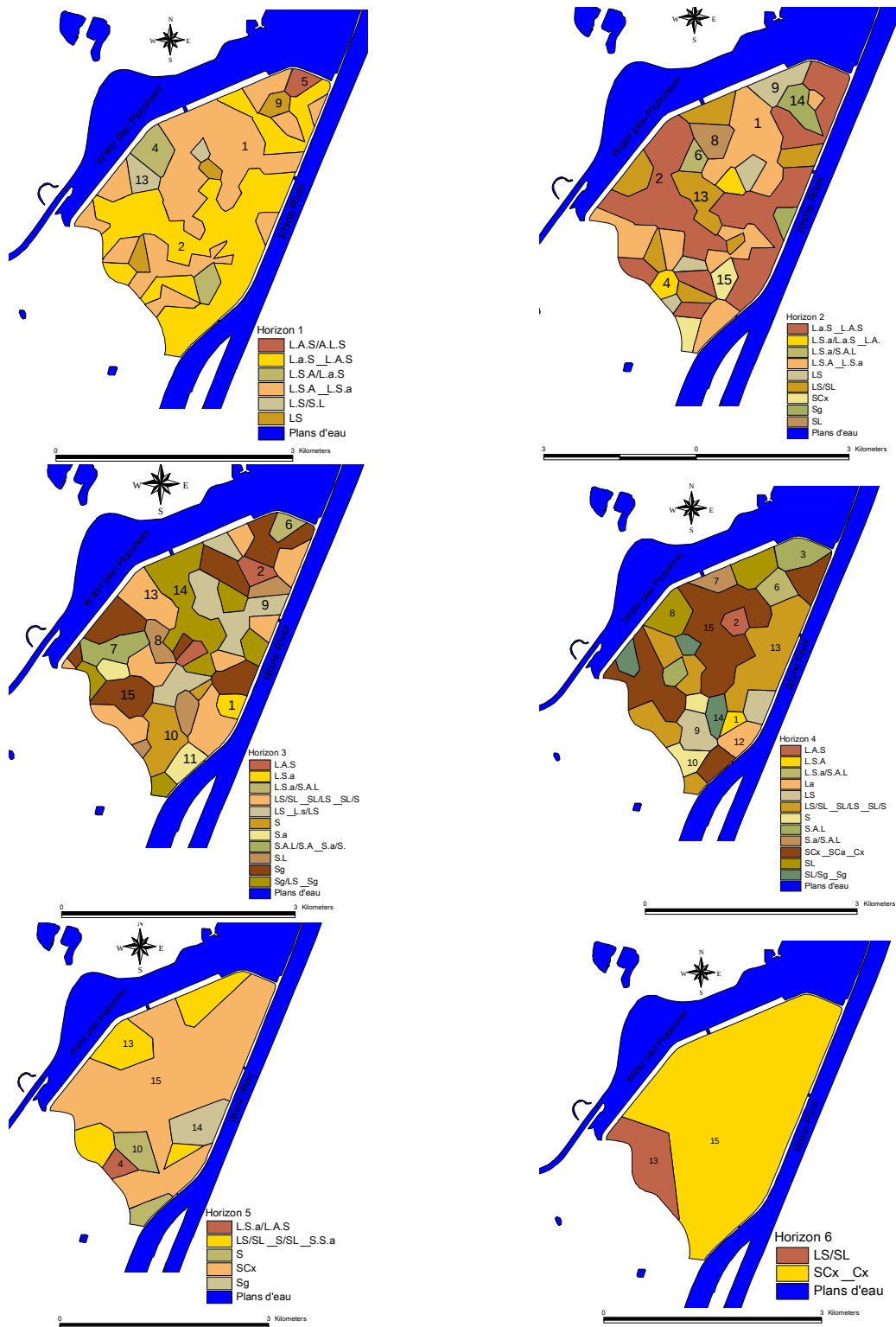


Figure 40 : Classification des classes texturales au niveau de la surface du polder d'Erstein sur six horizons de la zone non saturée.

Nous rappelons ici que la détermination de la texture des classes texturales au toucher est une estimation, sur le terrain, de la granulométrie de la «terre fine». Elle donne la part

respective, selon leur taille, de ses trois constituants majeurs. Même si nous pouvons en première approximation déduire des valeurs chiffrées des estimations de texture, il faut avoir conscience que cette appréciation au toucher sur le terrain de la différence entre A, L et S ne peut être une mesure exacte de la granulométrie (mesure des teneurs en A, L et S au laboratoire). Dans le premier cas, nous avons une estimation hiérarchique (en aucun cas une valeur chiffrée), qui peut être faussée par un certain nombre de variables : teneur en eau, en carbonates, en matières organiques et appréciation personnelle de l'opérateur. Dans le second cas, nous avons une mesure chiffrée dépendante cependant du mode de transformation utilisé avec le module Rosetta.

Nous observons au niveau du polder d'Erstein des sols en surface (de 10 à 25 cm) limono-sableux, avec une fraction sableuse plus importante au centre du site. A un niveau plus profond (de 25 à 55 cm), les sols présentent une fraction sableuse plus importante, et ce sur toute la surface du site. Le gravier est présent sous un matelas de matériaux (limons/sables) à une profondeur variant entre 50 cm et 80 cm en moyenne. Sur certaines parties du polder, les profondeurs d'apparition du gravier peuvent atteindre 80 à 150 cm. Les zones où les graviers sont affleurants ou en surface sont rares. Nous ne pouvons pas dégager un profil type des alluvions à partir de ces mesures, mais nous pouvons dire que les sols prélevés sont fortement marqués par le caractère sablo-limoneux.

3.5. Conclusion

Afin de simuler numériquement les niveaux de la nappe en période d'inondation et aussi hors inondation du site du polder d'Erstein, un modèle numérique d'écoulement tridimensionnel a été construit. S'appuyant sur le code de calcul FeFlow nous avons construit le modèle hydrodynamique du site du polder d'Erstein en commençant par la zone saturée et ses paramètres, puis nous avons intégré la zone non saturée en décrivant les différents horizons par des paramètres hydrodynamiques relatifs à la relation de Van Genuchten.

L'estimation des paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée est faite selon trois approches différentes. Leur comparaison et leur influence sur les écoulements verticaux dans la zone non saturée seront étudiées dans le chapitre suivant.

Chapitre 4

**Quantification of vertical water fluxes in the vadose zone
using particle-size distribution and pedology-based
approaches to model soil heterogeneities**

Chapitre 4: Quantification of vertical water fluxes in the vadose zone using particle-size distribution and pedology-based approaches to model soil heterogeneities

4.1. Introduction	105
4.2. Materials and methods	107
4.3. Results of estimation of hydrodynamic parameters of the unsaturated zone	115
4.4. Characteristics of numerical case studies.....	119
4.5. Results of case studies and discussion	123
4.6. Modelling of water pressure profiles measured at Channel and Terrace locations	135
4.7. Conclusions	139

Ce chapitre propose une étude numérique monodimensionnelle menée sur les sites de contrôle chenal, terrasse, 230 et 39A. Des objectifs spécifiques ont orienté le travail mené : i) la comparaison des différences des paramètres hydrodynamiques estimés par une approche expérimentale et par deux approches numériques, ii) l'influence des paramètres hydrodynamiques sur les quantités d'eaux infiltrées à la nappe et sur les temps d'arrivées du front d'eau et enfin iii) la pertinence de l'approche pédologique pour modéliser les hétérogénéités des sols et pour représenter les caractéristiques de l'écoulement vertical à petite échelle. En effet, les trois approches testées afin d'estimer les paramètres hydrodynamiques du sol sont fondées sur (1) des données expérimentales, (2) une distribution granulométrique et (3) des descriptions pédologiques des sols.

Ce chapitre est présenté sous forme d'un article scientifique apparu à la revue scientifique *Hydrological Processes Journal* (DOI : 10.1002/hyp.9365) intitulé « *Quantification of vertical water fluxes in the vadose zone using particle size distribution and pedology-based approaches to model soil heterogeneities* ».

4.1. Introduction

Soil moisture is a key variable in hydrological processes. The amount of water that infiltrates and recharges the groundwater depends on the soil moisture content (Bashford *et al.*, 2002; Vereecken *et al.*, 2008; Zhao *et al.*, 2010). Given the importance of soil moisture to earth system processes, the quantification of its multi-scale spatial and temporal behaviour has been receiving increased attention from the hydrological community (Grayson *et al.*, 1997; Famiglietti *et al.*, 1998). Many experimental and numerical studies have been conducted in the past to model and predict water infiltration in porous media (e.g. Stauffer and Dracos (1986), Yeh (1989), Bauters *et al.*, (2000), Siemens and Bathurst (2010), Ying *et al.* (2010), Mohammadi and Vanclooster (2011)). Its quantification is not a trivial task because soil moisture exhibits a high degree of variability in time and space. Hydrological models that are able to simulate soil moisture content profiles using the Richards (1931) equation require two soil hydraulic functions: the soil water retention curve (also called capillary pressure-saturation curve) and the relative hydraulic conductivity curve.

Soil parameters often vary over orders of magnitude, and their heterogeneity may cause complex flow behaviour in the unsaturated zone. When flow in the unsaturated zone is modelled using the Richards equation (e.g. Nützmann *et al.*, 1998; Zhang *et al.*, 2000; Schaap *et al.*; 2001; Mertens *et al.*, 2004; Xuefeng and Marino, 2005; Varado *et al.*, 2006; Damodhara *et al.*, 2006; Chowdary *et al.*, 2006; Ying *et al.*, 2010; Lee *et al.*, 2011; Rucker, 2011), soil heterogeneity cannot be solved in detail due to restrictions on the numerical resolution and because the detailed spatial distribution of the two soil hydraulic functions is typically unknown. The necessary soil hydraulic functions are significantly influenced by the soil texture but also by the structure (Vasin *et al.*, 2008).

For numerical simulations, two types of constitutive relationship (or soil hydraulic functions) are typically used: the Van Genuchten-Mualem model (Van Genuchten, 1980; Mualem, 1976) and the Brooks-Corey model (Brooks and Corey, 1964). The parameters used in these functions can be estimated either by analysing soil cores in the laboratory or from in situ measurements. More recently, other parametric models have been developed. A comprehensive overview is given in Kosugi *et al.* (2002).

Many field-scale experiments showed that small-scale heterogeneities have a strong influence on flow processes (Roth *et al.*, 1991; Forrer *et al.*, 1999). As soil cores are not always available to determine locally the soil hydraulic functions, empirical relationships and

conceptual models such as the neural network theory (Schaap et al., 2001) are often used to predict hydraulic parameters from soil textural data. Changes in texture or particle-size distribution can be readily observed across the landscape and may hold the key to elucidating the spatial variability of hydraulic parameters.

The overall aim of the present study is to quantify the time-dependent moisture distribution, water flux and water volume infiltrated in the unsaturated zone of the alluvial Erstein site as a function of soil heterogeneity during a five-day-long flooding event. Quantifying water flow across larger areas of the vadose zone has applications in water resources management and climate modelling. However, before doing any large-scale modelling of vertical water fluxes in the vadose zone of the heterogeneous aquifers (on the study site), the influence of small-scale heterogeneities on the flow processes needs being studied in detail. Therefore, based on the given hydraulic and hydrogeological conditions of the study site, a detailed numerical study of one-dimensional water infiltration has been conducted using FeFlow 5.3 (Diersch, 2006) to simulate moisture content and water flux in heterogeneous porous media. The flow simulation was based on the Richards equation and soil parameters obtained from four sampling locations within the study site.

A sensitivity analysis of Van Genuchten parameters is used to evaluate their impact on the modelling of the infiltration process from the soil surface, across the unsaturated zone, to the water table. Therefore, a particle-size distribution based method and a pedology-based approach were used to model soil heterogeneities in terms of soil hydraulic functions and hydraulic conductivities and compared to the laboratory experiment-based data (section 3).

The numerical case studies focus on the differences in the quantity of infiltrated water and water flux calculated from the two modelling approaches, compared to those of the experiment-based values, and how these differences may affect the arrival time of the water front and its velocity near the water table at different locations in the study site (sections 4 and 5). Furthermore, at two specific locations in two topographical levels, we compared water pressures calculated and measured 3 and 7 days after the flooding event (section 6). It permits to check the capacity of both the laboratory experiment-based data (method 1) and the pedology-based approach (method 3) to model small-scale soil heterogeneities and to represent the observed characteristics of vertical water flow.

4.2. Materials and methods

4.2.1. Study site survey and measurements

The Erstein forest is a ~600 ha research site located in the upper Rhine Valley, 30 km south of the town of Strasbourg, France. It is a former alluvial floodplain divided into two sectors, one which was unflooded for two centuries in the sector outside the highwater dam (external sector) and the other unflooded since 1970 within the highwater dam (internal sector Figure 41). This site named nowadays « Erstein polder » is a pilot site for flood retention and ecological flooding depending on Rhine discharge, in order to restore functioning of alluvial ecosystems.

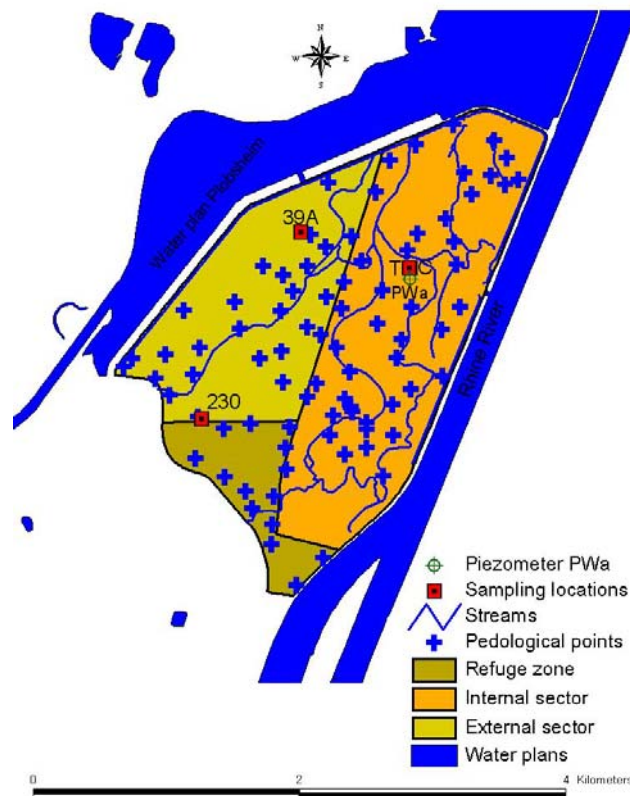


Figure 41: Terrace, Channel, 230 and 39A sampling locations and the pedological points used in the Erstein polder.

The topography is complex and is highlighted by the presence of former side channels which were disconnected from the main channel by the Rhine embankment and canalisation. It is composed of alluvial formations with variable thicknesses and soil textures, which are underlain by gravels. The area is equipped with a large number of measuring probes (e.g.,

gauging stations and piezometers at the polder scale), permitting the study of water ponding during floods of the Rhine River. Complementary equipment with suction cups and tensiometers are installed at four sampling locations (Figure 41): Terrace (T) and Channel (C) in the internal sector, 230 and 39A in the external sector. Water pressure was measured using tensiometers at different depths for each location. For example, at the Terrace location, water pressure was monitored at depths of 35, 50, 95 and 125 cm and at the Channel location at depths of 15, 25, 35 and 70 cm. Soil cores were extracted from these points using metallic cylinders that are 5 cm tall and 10 cm in diameter. Cylinders were extracted manually along the soil profile to obtain undisturbed soil core samples for laboratory analysis.

The water infiltration was analysed at each of the four locations. The soil texture, the depth and the global location of each profile are given in Table 8. The case study focuses on the response of each location to an inundation event. The flooding event has a different impact at each point: the Channel and Terrace points were exposed to a greater water depth than location 39A, which is less frequently flooded. Location 230 is upstream of the study site and is only flooded when the polder is completely filled by floodwater and when the discharge of the Rhine River is higher than $3600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Table 8: Characteristics of the core sampling locations

230		39A		Terrace		Channel	
soil depth (cm)	remarks	soil depth (cm)	remarks	soil depth (cm)	remarks	soil depth (cm)	remarks
0-3	forest litter	0-6	-	0-16	-	0-25	-
3-23	-	6-20	-	16-45	-	25-42	many spots of oxidation and grey matrix
23-35	-	20-40	sandy transition horizon	45-90	-	42-75	persistent oxidation spots and blue matrix
35-80	gravels	40-70	yellow-beige loamy sand	90-150	top of water at 1.40 m, capillary fringe		
		70-90	compact with lenses of grey-white sand				
		90-150	sandy grey-white, gravels at 1.50 m				

The particle-size distribution, bulk density, hydraulic conductivity and water retention curves were measured for each soil core from each location. Based on these data, each horizon was characterised using hydrodynamic parameters to run the numerical simulations of water infiltration. This method has been commonly applied in many other studies, but our approach is original, as it is based on both the soil particle-size distribution and the pedological characterisation of the soil heterogeneity to determine hydrodynamic parameters.

The obtained results are then compared to those derived from laboratory experiments (section 2.3), and the sensitivity of the infiltration characteristics is studied.

4.2.2. Numerical tool

FeFlow 5.3 (Diersch, 2006) is a commercial finite-element model that is able to address the characteristics of the Erstein study site, including its complex topography and structure with a shallow water table. The governing flow equation is solved by applying the prescribed water heads at the top and bottom of the soil profiles. For each soil profile, the elevation datum of the water table is considered to be the reference datum ($z = 0$ m). The hydraulic head is set to zero as an initial condition for the entire column. The relative hydraulic conductivity and water content are calculated at each finite element based on the constitutive relationships given by the user for each horizon.

The 1D vertical water flow in variably saturated porous media, including the effects of specific storage, is given by the Richards equation, which is a combination of Darcy's law and the mass conservation equation:

$$\phi S \frac{\partial \psi}{\partial t} + \varepsilon \frac{\partial S}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left[K_r K \frac{\partial}{\partial z} (\psi + z) \right] = Q \quad (4.1)$$

where ϕ [L^{-1}] is the specific storage due to fluid and medium compressibility, ψ [L] is the pressure head, S [-] is the water saturation, ε [-] is the porosity, K_r [-] is the relative hydraulic conductivity, K [LT^{-1}] is the hydraulic conductivity of saturated porous media, z [L] is the elevation above a reference datum and Q [T^{-1}] is the specific water mass supply.

To mathematically describe variably saturated flow, the interdependencies of the primary variable pressure head and the relative hydraulic conductivity with the water saturation must be characterised using constitutive relations. The standard Van Genuchten model (1980) was used for the capillary pressure-saturation relationship as follows:

$$p_c = \frac{1}{\alpha} \left(S_e^{\frac{n}{1-n}} - 1 \right) \quad (4.2)$$

where, p_c [L] is the capillary pressure head between air and water knowing that $p_c = -\psi$ and $p_c \geq 0$, α [L^{-1}] is a Van Genuchten curve-fitting parameter to scale the capillary pressure

head ($\alpha > 0$), and n [-] is the pore-size distribution index, which is a Van Genuchten curve-fitting exponent reflecting the uniformity of the pore size distribution with $n > 1$. Note that α can be approximately estimated to the inverse of the capillary pressure head where the soil water retention curve becomes the steepest (Van Genuchten, 1980). S_e [-] is the effective water saturation defined as:

$$S_e = \frac{S - S_r}{1 - S_r} = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4.3)$$

where S_r [-] is the residual water saturation, θ [-] is the volumetric moisture content and θ_r and θ_s [-] represent the residual and saturated moisture content, respectively.

Mualem's model (1976) was chosen for the relative hydraulic conductivity-saturation relationship, leading to the following (Van Genuchten, 1980):

$$K_r = S_e^{1/2} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{n}{1-n}} \right)^{\frac{n-1}{n}} \right]^2 \quad (4.4)$$

4.2.3. Estimation of soil parameters

The secondary variables, such as the relative hydraulic conductivity and capillary pressure, appearing in Richards's equation must be estimated based on general information about the heterogeneous soil parameter fields. Once fixed for a given soil horizon, these hydrodynamic parameters will vary over depth; in a transient flow simulation, the initial conditions of each secondary variable must be fixed for a chosen water saturation.

There are some laboratory and field methods that can be used to determine the relationship between the pressure head ψ , water content θ and soil parameters given by the Mualem-Van Genuchten model. Direct steady state methods are typically used for the determination of these highly non-linear functions. But since the mid-nineties, transient experimental methods coupled with inverse modelling techniques have become more popular (e.g., Nützmann et al, 1998). This parameter identification technique involves the numerical solution of the water flow equation for unsaturated and saturated porous media.

Three methods for determining the soil parameters defined in the constitutive relationship of Eqs. (4.2) and (4.4) are used here: (1) an inverse modelling approach using experimental data from soil core measurements in the laboratory, (2) a grain size distribution method based on a neural network and (3) a pedology-based approach using estimates of sample weight percentages of sand, silt and clay from soil samples.

- Method 1: Experimental data-based method using an inverse model

This method is based on the water retention curves obtained in experimental studies conducted in the soil laboratory. Water content variations in the sample were measured under quasi-static drainage conditions as a function of applied soil suction. The so-called “hanging water column technique” (Dane and Hopmans, 2002) was applied to determine the water retention of the soil sample. In the drainage experiment, the pressure drop over the soil sample was changed slowly by keeping the atmospheric pressure at the inlet section, while gradually lowering an open reservoir connected to the model outlet by a tube fully filled with water: this imposes a pressure drop relative to the atmospheric pressure called soil suction. The reservoir was displaced vertically by small increments, and kept at rest between two successive increments until water is not flowing anymore. Between two successive increments, drained water volume was measured at the outlet of the reservoir and used to quantify the actual water content of the soil sample.

The water retention curves were available for each core sample taken at different horizons of the four sampling locations in the study site.

Using a Levenberg-Marquart scheme-based inverse model, the a priori unknown soil parameters were determined by minimising the objective function containing the sum of the squared deviations between the observed and predicted soil suction (or pressure head ψ) for a given water saturation. This method is aimed at finding the soil parameters that yield the best fit to the water retention curve with some goodness of fit criteria.

- Method 2: Particle-size distribution based on neural network theory

This method involves the particle-size distribution of soil samples taken at the study site. The soil samples were analysed to obtain the weight percentages of sand, silt and clay for each sampling point. The technique used was the neural network theory available in the

Rosetta program (Schaap *et al.*, 2001). The Rosetta program implements five hierarchical pedotransfer functions for the estimation of water retention as well as the saturated and unsaturated hydraulic conductivities. Rosetta is based on neural network analysis combined with the bootstrap method, thus allowing the program to provide uncertainty estimates of the predicted hydraulic parameters. Two types of input data for the Rosetta program were used in this study: (1) soil particle-size distribution (method 2a) and (2) soil particle-size distribution with bulk density (method 2b).

- Method 3: Pedological approach

Since the four sampling locations cannot be completely representative of the spatial variation of soil heterogeneity, additional sampling would be costly, time consuming and laborious. As the upcoming large-scale flow modelling needs to take into account spatially distributed soil parameters within the vadose zone, method 3 might help create a more complete picture of the heterogeneity of soil parameters at the scale of the study site.

The proposed approach is based on an estimate of sample weight percentages of sand, silt and clay derived from the information available from a qualitative description of soil classes, e.g., LSA (sandy clay loam), LS (sandy loam), Sg (sand with gravels), or SCx (sand with stones). This description is obtained from a manual touch characterisation of the soil collected with an auger hole. The thickness of each horizon in each soil core sample was also determined. This type of description has been used infrequently in other studies because of the difficulty of handling this qualitative information and treating it quantitatively. Approximately 84 pedological profiles were taken with auger holes at the study site (Figure 41). Two soil scientists conducted the soil sampling campaign: one of them was involved in the study of the internal sector, the other one was in charge of the external sector of the Erstein polder. These points are used individually to determine the spatial distribution of soil properties. Figure 41 shows the points explored by (Sol-Conseil, 2003), and Table 9 summarises the colour, depth and soil classification (or texture) determined at point 42. The vertical distribution of soil heterogeneity was obtained using up to six horizons, as the elevation of both water table and soil surface vary in space. At some locations, the water table is very close to the soil surface, while the vadose zone is thicker at other locations. The different soil classes were then converted into sample weight percentages of clay, sand and silt. Several assumptions were made to simplify the writing of the soil classes of the given

quite heterogeneous soil samples. In fact we found soil classes containing capital letters and small letters. When soil samples contain all the three soil classes: sand, loam and clay (e.g. classes LSA, LSa, LaS, Lsa or SLa), the terminology of each soil class using capital or small letters was applied. But in the case of soil samples where only one or two classes were present (e.g., classes LS, Ls, L or S), we did not distinguish between capital and small letters of soil classes.

Table 9: Soil characterisation of point 42

	depth (cm)	colour	texture
horizon 1	0-20	black-brown	LSA ¹
horizon 2	20-30	yellowish beige	LSa ²
horizon 3	30-40	greyish	SCx ³
horizon 4	>40		Cx ⁴

The method of conversion was based on diagrams of detailed classification of textures: the diagrams of Geppa (Baize, 1995) and Aisne (Moeyes, 2007) (Figure 42). After the qualitative information was transformed into sample weight percentages of soil classes, the Rosetta program was used to predict the soil parameters of the Mualem-Van Genuchten model and the hydraulic conductivity.

The qualitative information was transformed into averages of weight percentages sand, clay and silt using the two pedological triangles common in France (see Figure 47).

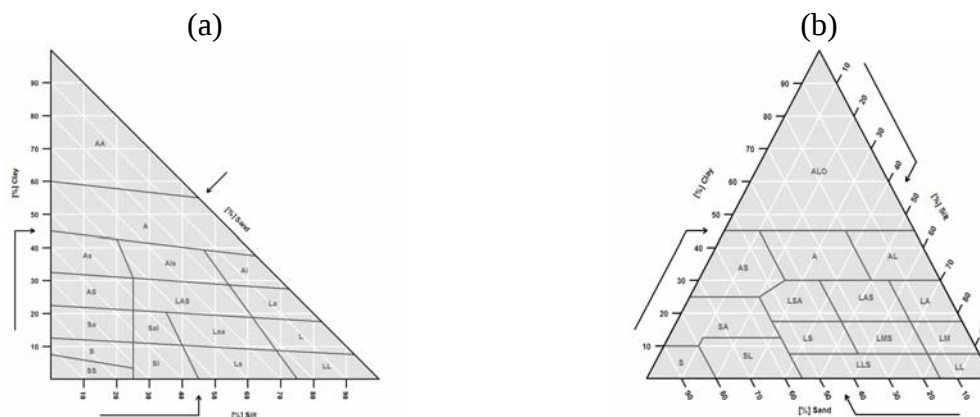


Figure 42: Diagrams used for the soil descriptions: (a) the GEPPA method (Baize, 1995) and (b) the AISNE method (Moeyes, 2007).

4.2.4. Spatial moments

Spatial moments have been widely used for quantifying the migration and spread of a solute plume. The spatial moment approach has been used recently to quantify the migration and spread of a moisture plume (Ye *et al.*, 2005). Spatial moments allow a simple, physically meaningful description of overall plume behaviour and moments can be predicted with less uncertainty than in state-variable models. The moisture plume can be characterised by its zeroth, first and second moments in the principle direction of flow (Gee and Ward, 2001).

The 1D spatial moments for the moisture content distribution M can be defined from the 3D spatial moments given by Yeh *et al* (2005), where the integrals are approximated as follows:

$$\begin{aligned} M_0 &= \int \theta_{diff} dz \approx \sum_{i=1}^{i=n} (\theta_{diff,i} \Delta z_i) \\ M_1 &= \int \theta_{diff} z dz \approx \sum_{i=1}^{i=n} (\theta_{diff,i} z_i \Delta z_i) \text{ with } \theta_{diff,i} = \theta_{z,i} - \theta_{ini,i} \\ M_2 &= \int \theta_{diff} z^2 dz \approx \sum_{i=1}^{i=n} (\theta_{diff,i} z_i^2 \Delta z_i) \end{aligned} \quad (4.5)$$

where $\theta_{z,i}$ is the water content at a given time at location z_i , $\theta_{ini,i}$ is the initial water content at location z_i , and Δz_i [L] is the soil thickness at location z_i . The initial water content is chosen at static equilibrium. The zeroth moment is unique and equal to the volume of water per unit surface area applied to the soil column. The first moment is used to calculate the location of the centre of the moisture content distribution. The second moment M_2 is used to calculate the spreading about its mean position.

The abscissa of the centre of mass in the z -direction z_c [L] and the spreading of the plume about its centre described by the spatial variance in the z -direction σ_z^2 [L²] are given by the following:

$$z_c = \frac{M_1}{M_0} \quad (4.6)$$

$$\sigma_z^2 = \frac{M_2}{M_0} - z_c^2 \quad (4.7)$$

where σ_z is the standard deviation in the vertical direction.

Knowing the abscissa of the centre of mass in the z -direction, the vertical velocity of the wetting front V_c [LT^{-1}] can be evaluated as follows (Broadbridge and White, 1988):

$$V_c = \frac{dz_c}{dt} \quad (4.8)$$

In section 5, the spatial moment analysis is used to quantify the volume of infiltrated water, the location of the centre of mass and the variance of the moisture content distribution in the chosen numerical case studies.

4.3. Results of estimation of hydrodynamic parameters of the unsaturated zone

4.3.1. Comparison of soil parameters obtained with the three methods

Table 10 summarises the soil parameters for each soil horizon of the four sampling locations determined through the different approaches (see section 2.3).

For the comparison, some assumptions and simplifications are needed. The pedological approach (method 3) uses more soil horizons than the other methods because it is manually performed using an auger hole. To compare the three methods, the number of horizons was reduced in method 3 with an arithmetic average of the soil properties of the first two horizons (see Table 10).

Table 10: Soil parameters obtained with various approaches for the soil layers at sampling locations Channel (C), Terrace (T), 39A and 230

	soil layer	method	θ_r [-]	θ_s [-]	α [m ⁻¹]	n [-]	K_s [10 ⁻⁶ m/s]
Terrace T	horizon 1	1	0.2978	0.5772	8.95	1.21	23.2
		2a	0.0751	0.4353	0.66	1.55	1.50
		2b	0.0807	0.4892	0.66	1.59	5.80
		3	0.0703	0.4191	0.91	1.49	1.20
	horizon 2	1	0.2799	0.4468	7.22	1.92	5.99
		2a	0.0551	0.4014	0.76	1.54	1.90
		2b	0.0552	0.399	0.76	1.58	2.70
		3	0.0703	0.4191	0.91	1.49	1.20
	horizon 3	1	0.0611	0.4764	6.13	1.97	53.8
		2a	0.0350	0.3897	4.16	1.50	7.80
		2b	0.0388	0.4278	3.73	1.51	17.0
		3	0.0829	0.4527	0.7	1.53	1.40
	horizon 4	1	0.1628	0.4510	4.64	1.68	8.78
		2a	0.0378	0.3930	1.75	1.44	4.20
		2b	0.0393	0.3939	1.54	1.47	7.10
		3	0.0342	0.3907	4.58	1.72	12.0
Channel C	horizon 1	1	0.3733	0.6246	40.14	1.25	19.9
		2a	0.0686	0.436	0.48	1.65	1.83
		2b	0.0801	0.5348	0.46	1.69	2.40
		3	0.0683	0.4064	1.55	1.41	1.00
	horizon 2	1	0.1010	0.4596	17.47	1.08	8.19
		2a	0.0729	0.4572	0.58	1.63	1.76
		2b	0.0707	0.4302	0.55	1.64	1.90
		3	0.0631	0.4068	0.78	1.53	1.60
	horizon 3	1	0.3858	0.5048	53.33	1.25	11.8
		2a	0.0804	0.4688	0.70	1.58	1.16
		2b	0.0817	0.4877	0.60	1.63	2.40
		3	0.0342	0.3907	4.58	1.72	12.5
39A	horizon 1	1	0.2694	0.6376	24.25	1.41	38.9
		2a	0.0430	0.3928	1.29	1.47	2.80
		2b	0.0567	0.5365	0.74	1.53	32.0
		3	0.0703	0.4191	0.91	1.49	1.20
	horizon 2	1	0.3355	0.5520	4.48	1.83	5.08
		2a	0.0456	0.3932	1.17	1.48	2.40
		2b	0.0512	0.4472	0.81	1.55	10.6
		3	0.0357	0.3913	3.56	1.42	6.14
	horizon 3	1	0.2035	0.4608	6.37	1.52	3.18
		2a	0.0375	0.3912	2.10	1.42	4.60
		2b	0.0392	0.3971	1.83	1.46	7.62
		3	0.0631	0.4068	0.78	1.53	1.60
	horizon 4	1	0.0748	0.4424	5.66	1.47	10.6
		2a	0.0346	0.3903	3.40	1.42	6.26
		2b	0.0378	0.4099	2.96	1.45	11.3
		3	0.0342	0.3907	4.58	1.72	12.5
	horizon 5	1	0.2149	0.4076	6.50	1.40	0.84
		2a	0.0679	0.4377	0.47	1.65	1.90
		2b	0.0679	0.4248	0.50	1.67	2.80
		3	0.0342	0.3907	4.58	1.72	12.5
	horizon 6	1	0.0231	0.4516	8.40	1.83	17.6
		2a	0.0402	0.3868	4.21	2.05	20.0
		2b	0.0424	0.4522	4.49	1.84	40.3
		3	0.0342	0.3907	4.58	1.72	12.5
	horizon 7	3	0.0342	0.3907	4.58	1.72	12.5
230	horizon 1	1	0.2471	0.6868	36.83	1.47	19.5
		2a	0.0511	0.3906	1.78	1.42	2.40
		2b	0.0643	0.6001	1.09	1.45	36.0
		3	0.0703	0.4191	0.91	1.49	1.20
	horizon 2	1	0.2593	0.6306	30.00	1.47	22.5
		2a	0.0462	0.3870	2.47	1.39	3.40
		2b	0.0565	0.5312	1.51	1.42	26.0
		3	0.0703	0.41911	0.91	1.49	1.20
	horizon 3	1	0.2650	0.5919	15.78	1.60	71.6
		2a	0.0553	0.3967	1.15	1.47	1.44
		2b	0.0651	0.5062	0.77	1.55	14.7
		3	0.0829	0.4527	0.70	1.53	1.44
	horizon 4	3	0.0342	0.3907	4.58	1.72	12.5
	horizon 5	3	0.0410	0.3917	2.01	1.42	3.85

The hydraulic conductivities obtained from all three methods are in the range of 10^{-5} to 10^{-6} ms^{-1} , which classifies the given soils as permeable fine sands and silts (Musy and Soutter, 1991). At the Channel location, the experiment-based (method 1) values of the saturated volumetric water content are approximately 0.6 and are higher than those determined by the Rosetta program. While these high values may be surprising, they are justified by in situ measurements of the water content from two different soil samples in December 2004. Figure 43 shows the measured water content as a function of depth at a given time for the four locations.

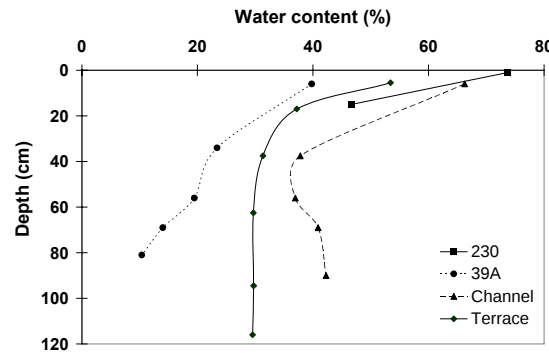


Figure 43: Water content measured at different depths at the sampling locations.

The calculated saturated hydraulic conductivity for the Channel location is always higher using the first method for the upper horizons. At the deepest horizon, the difference between methods 1 and 3 is small. The Van Genuchten parameter α obtained with method 1 is very high compared to when using the other methods of estimation. However, the obtained pore-size index parameter n is very similar for all methods.

For the first horizon at the Terrace location, the residual water content calculated using method 1 is approximately 0.29, but it is only approximately 0.07 based on the other methods. This difference significantly affects the calculated constitutive relationship and groundwater recharge. At deeper horizons, the observed difference between the method-specific residual water contents is within 0.03.

The soil parameters determined by methods 2a and 2b are similar to each other, but are different from those determined using the two other methods. Because we are specifically interested in method 3 and because the parameter n does not vary significantly, the Van Genuchten parameter α is crucial. As for the Channel location, the Van Genuchten parameter α obtained with method 1 is high compared to that obtained with the other methods of

estimation. The values of α obtained with methods 2 and 3 do not generally differ significantly, but when there are large differences, the value of α determined with method 3 is closer to that of method 1 than that of method 2.

4.3.2. Constitutive relationships $K_r = f(S)$ and $p_c = f(S)$

Using the parameters given in Table 10, the model parameters of each vadose zone layer were used as input data in the case studies using FeFlow.

Figure 44 shows the constitutive relationships obtained for the three horizons of the Channel sampling point based on soil parameters from the three methods: the experiment-based method (1), the soil particle-size-distribution-based method without bulk density (2a) and with bulk density (2b), and the pedological approach (3).

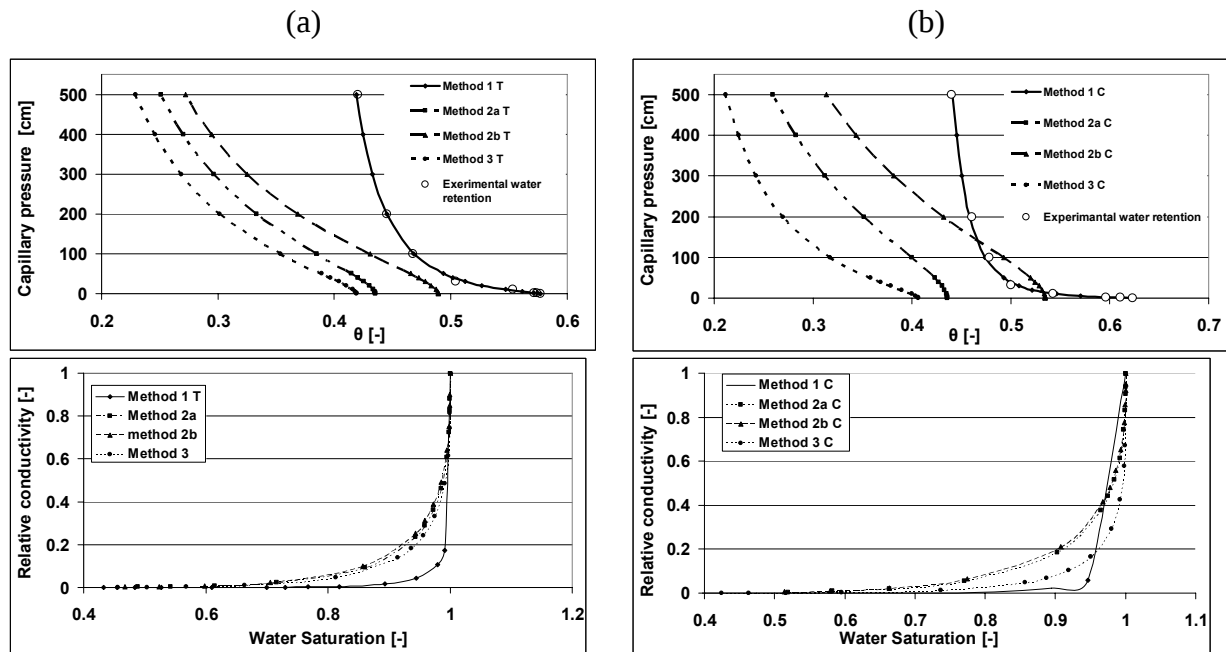


Figure 44: Capillary pressure-saturation curves and relative hydraulic conductivity-saturation curves obtained for the 3 methods at the first horizon: (a) in the case of sampling location Terrace (T), (b) in the case of sampling location Channel (C).

The capillary pressure (p_c) - water saturation (S) curve was calculated for each of the three horizons at the Channel location. A large variety of capillary pressure/saturation curves are obtained for the same soil, depending on the chosen hydrodynamic parameters and the horizon. Method 1 gives higher values of volumetric water content, up to 0.62 for the first horizon and 0.50 for the third horizon. The difference between methods 2a and 2b decreases

from 0.10 for the first horizon to 0.03 for the second horizon and is only 0.02 for the third horizon. Using method 3, textures vary from LSA to LS to SCx. The water content for a low capillary pressure is approximately 0.4 and is almost the same for the three horizons. However, for the highest value of 500 cm, the water content decreases significantly from 0.21 at the first horizon to 0.07 at the third horizon. The other methods give nearly the same values for high capillary pressures. This difference may be explained by the high α of 4.58 m^{-1} , leading to a curve that is very different from those predicted by the other methods. Note that $\alpha = 4.58 \text{ m}^{-1}$ is equivalent to a value of $\alpha = 0.0458 \text{ cm}^{-1}$ which typically corresponds to a sand clay loam according to the USDA classification scheme as estimated by Carsel and Parrish (1988). The pedological method also gives very low residual water contents.

The relative hydraulic conductivity of the soil samples can be calculated based on the given effective water saturation. Figure 44 shows the relative hydraulic conductivity-saturation curve for the first horizon at the Channel location obtained using the three methods. As the estimated method-specific Van Genuchten parameter n does not vary significantly (see Table 10), the relative hydraulic conductivities calculated using methods 1 and 2 agree reasonably well with that of method 3.

Comparison of the methods may give insight on the influence of uncertainty in soil heterogeneity on the vertical water flux using numerical case studies (section 4). To extrapolate the conclusions drawn from these local studies based on vertical variations of soil heterogeneity to a future large-scale modelling of spatially distributed heterogeneities, we must compare the modelled flow results using the pedological approach with those from the experiment-based method. As the soil parameters resulting from the pedology-based approach are very different from those of the experiment-based method, it would be interesting to know if the computed water fluxes and recharge of groundwater over- or underestimate those calculated using the soil data and the experiment-based method. The latter values are the reference results in this study.

4.4. Characteristics of numerical case studies

4.4.1. Setup of case studies

To quantify the spatial variation of vertical water fluxes within the vadose zone of the Erstein polder, a partially saturated 1D finite-element flow model was set up using FeFlow. Four columns of porous media with a constant transverse section of 1 m^2 were modelled to

represent the characteristics of the four sampling locations: Channel (C), Terrace (T), 230 and 39A.

For each location, a vertical grid discretisation of $\Delta z = 0.01$ m was chosen. The overall thickness of the modelled vadose zone is specific to each sampling location (0.75 m for Channel, 1.50 m for Terrace, 0.80 m for 230, and 2.25 m for 39A), as the elevation of the soil surface and the water table depend on their location in the study site. For the Channel location, three layers representing the observed soil horizons were chosen. The Terrace case study is based on a column of porous medium divided into four soil layers. For locations 230 and 39A, the vertical soil heterogeneity was modelled with 5 and 7 layers, respectively, representing the soil horizons.

For each sampling location, the hydrodynamic properties of each model layer were built using the soil parameters given in Table 10 (see section 3).

The porous media were modelled with a wide range of soil materials, including clays, fine, medium-size and coarse sands, gravels, and various mixtures of these materials. Generally, the mean grain size of the heterogeneous medium gradually decreases from very fine material near the soil surface to coarser material close to the water table.

The initial conditions of the flow model are based on the hydrostatic conditions of the soil water profile. As the pressure head was chosen as a primary variable, hydraulic heads h ($h = \psi + z$) at time $t=0$ d were defined to be zero throughout the column of porous medium, with z as the elevation above the reference datum of the sampling point-specific water table.

The flow boundaries at the top and bottom of each porous medium were modelled with prescribed head boundaries. While the prescribed hydraulic head at the bottom of the porous medium was fixed at zero at all times, the hydraulic heads at the upper boundary varied over time to represent a simplification of the 15 January 2004 inundation event and were different for each sampling location (see section 4.2). The total flow simulation time was 20 days.

4.4.2. Upper boundary conditions

4.4.2.1. Channel and Terrace sampling locations

During the January 2004 inundation event, the only piezometer that automatically recorded the water table levels was PWA (Trémolières and Denny, 2006), which is near the

Terrace and Channel points (Figure 45). Note that the Terrace and Channel points are only approximately 5 m away from each other. As shown in Figure 45, the average groundwater level prior to inundation was 147.01 m. The water reached an elevation of 148.61 m on 16 January ($t=2$ d), corresponding to an increase of 1.6 m above the initial water table and a water height of 0.88 m above the soil surface. The hydraulic head measured at piezometer PWa likely shows the actual level of the water column above soil surface, as floodwater could have entered the upper part of the tube that was situated only 0.46 m above the soil surface. On 23 January ($t=8$ d), the water was completely removed from the study site and the level of the water table at PWa was at its initial level.

The soil surface is 146.97 m elevation at the Channel location and 147.73 m at the Terrace location. In all flow simulations, the upper boundary condition is prescribed as a function of time (Figure 45c). The maximum hydraulic head the Channel location was fixed at 2.35 m, assuming a water column height of 1.6 m above the soil surface. The signal lasts seven days (Figure 45c) and then returns to the original boundary condition. The boundary condition for the Terrace sampling location was defined similarly, and the maximum hydraulic head was fixed at 2.38 m, assuming a water column height of 0.88 m above the soil surface.

4.4.2.2. *Sampling locations 230 and 39A*

Locations 230 and 39A are 1904 and 840 m from the Terrace and Channel locations, respectively. Location 230 is upstream of the Erstein study site and 39A is in the external sector. During the inundation event, the water heights at their soil surfaces are much smaller than those at the Terrace and Channel locations. The elevation of the soil surface at sampling point 230 is 148.37 m, the calculated maximum water level is 0.24 m above the soil surface and the water table is 0.80 m below the soil surface. The corresponding maximum hydraulic head achieved during the inundation event was set to 1.04 m (Figure 45c).

For sampling point 39A, the maximum water level is assumed to be approximately 0.10 m above the soil surface and the maximum hydraulic head was fixed at 2.35 m (Figure 45c).

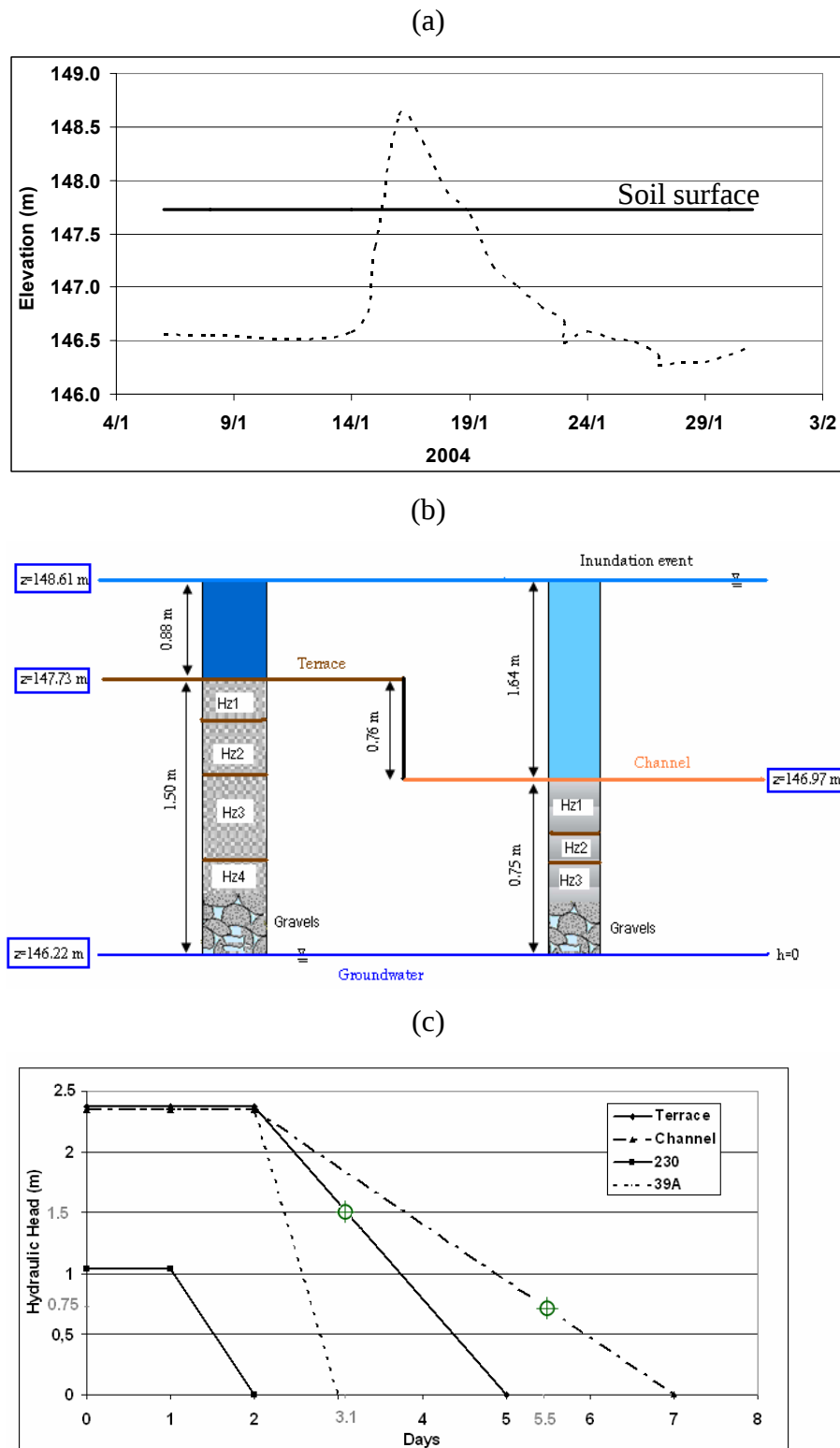


Figure 45 : (a) The inundation event recorded at piezometer PWa, (b) a schematic outline of the position of the Channel and Terrace during the inundation event, (c) hydraulic head applied at the sampling points during the inundation event.

Note that for both sampling locations, the water table is overlain by a gravel horizon of 0.40 m in thickness at location 230 and 0.75 m in thickness at location 39A. For sampling location 39A, the hydrodynamic parameters of the 7th horizon were obtained using the pedological method (method 3), as neither experiment-based data nor soil particle-size distribution were available for these horizons (see Table 10). The parameters for the 4th and 5th horizon of sampling location 230 were obtained similarly.

4.5. Results of case studies and discussion

In this section, the results of various flow simulations are presented and discussed. At each sampling location, the various horizons are described by the different method-specific hydrodynamic parameters as summarised in Table 10. Here, the obtained numerical results are analysed with respect to the moisture content distribution, velocity of the water front, quantity of infiltrated water and residence times. The detailed analysis of flow simulation results mainly focuses on the Channel and Terrace locations because they were the most affected by the flooding event. Sampling locations 230 and 39A were less affected by the January 2004 inundation event, as only a small free layer of water above the soil surface was observed there.

4.5.1. Time-dependent moisture content

Until $t=2$ d, the maximum water pressure of the inundation event is constant and is prescribed at the upper boundary of the porous medium (see Figure 46). The inlet section of the soil column remains water-saturated until the water level is at the elevation of the soil surface at that location. This part of flow simulation represents the water infiltration phase, when all columns of porous media are completely water-saturated. For example, the soil column at the Channel location is completely water-saturated approximately 10 minutes after beginning of the flooding event, while 2 hours is needed at the Terrace location for complete saturation (see section 4.2). The second phase of flow simulation corresponds to the redistribution of water within the soil, which starts when the prescribed hydraulic heads at the upper boundary of the soil columns are at the elevation of the soil surface. For all later times, the prescribed upper boundary corresponds to negative water pressures or capillary pressures between zero and an initial value at $t=0$ d. Times $t=5$ d and 7 d correspond to the times when the pressure head at the soil surface returns to its initial value at the Terrace and Channel locations, respectively. Note that the Channel location has 3 soil horizons with thicknesses of 25 cm for the first horizon, 17 cm for the second and 33 cm for the third horizon. At the

Terrace location, the various soil horizons are 16, 29, 45 and 60 cm thick. Descriptions of the other locations are given in Table 8.

Figures 46 and 47 illustrate the calculated water content profiles at three times. All profiles are characterised by a discontinuous distribution of water content at the interfaces between the soil horizons. This results directly from the continuity of the capillary pressure (or negative water pressure) along the soil profile that leads to a jump in water saturation between two soils as the capillary pressure-saturation curves vary among soils.

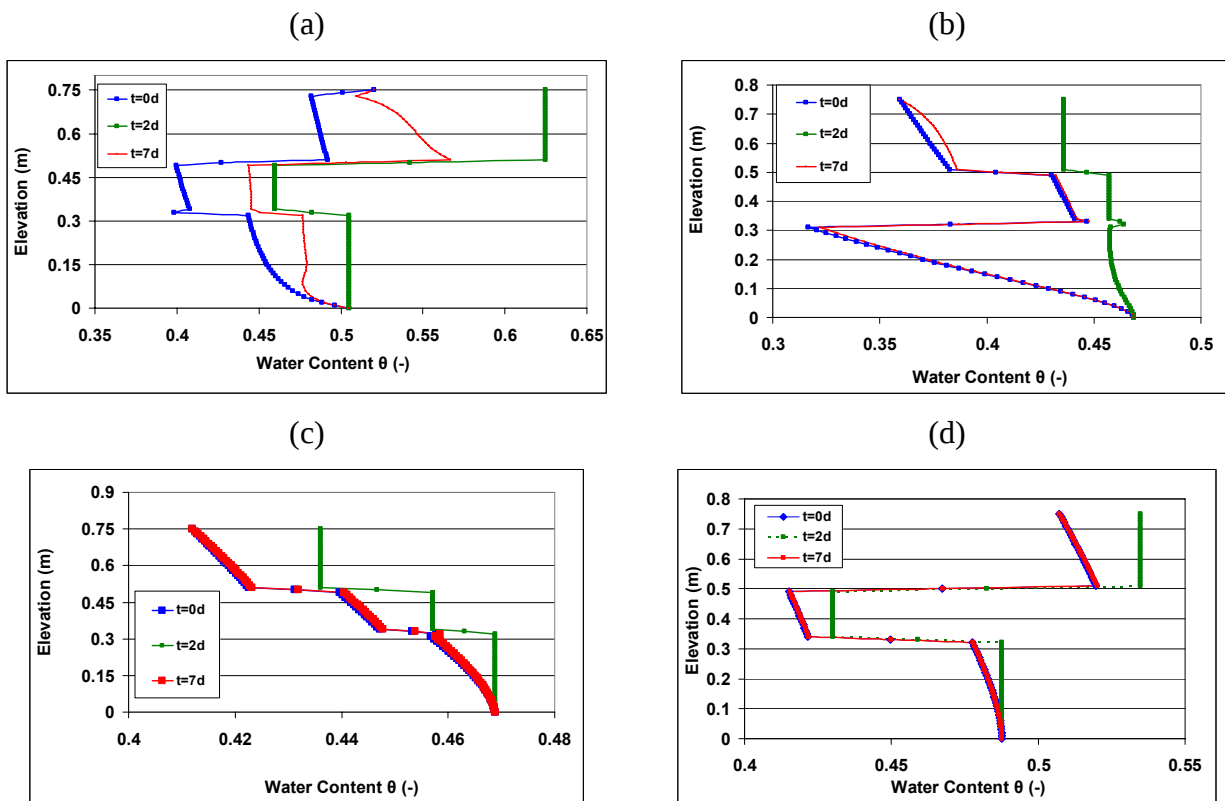


Figure 46: Calculated moisture content profiles during water infiltration at the soil surface for the Channel sampling location (C) based on soil parameters of (a) method 1, (b) method 3, (c) method 2a and (d) method 2b.

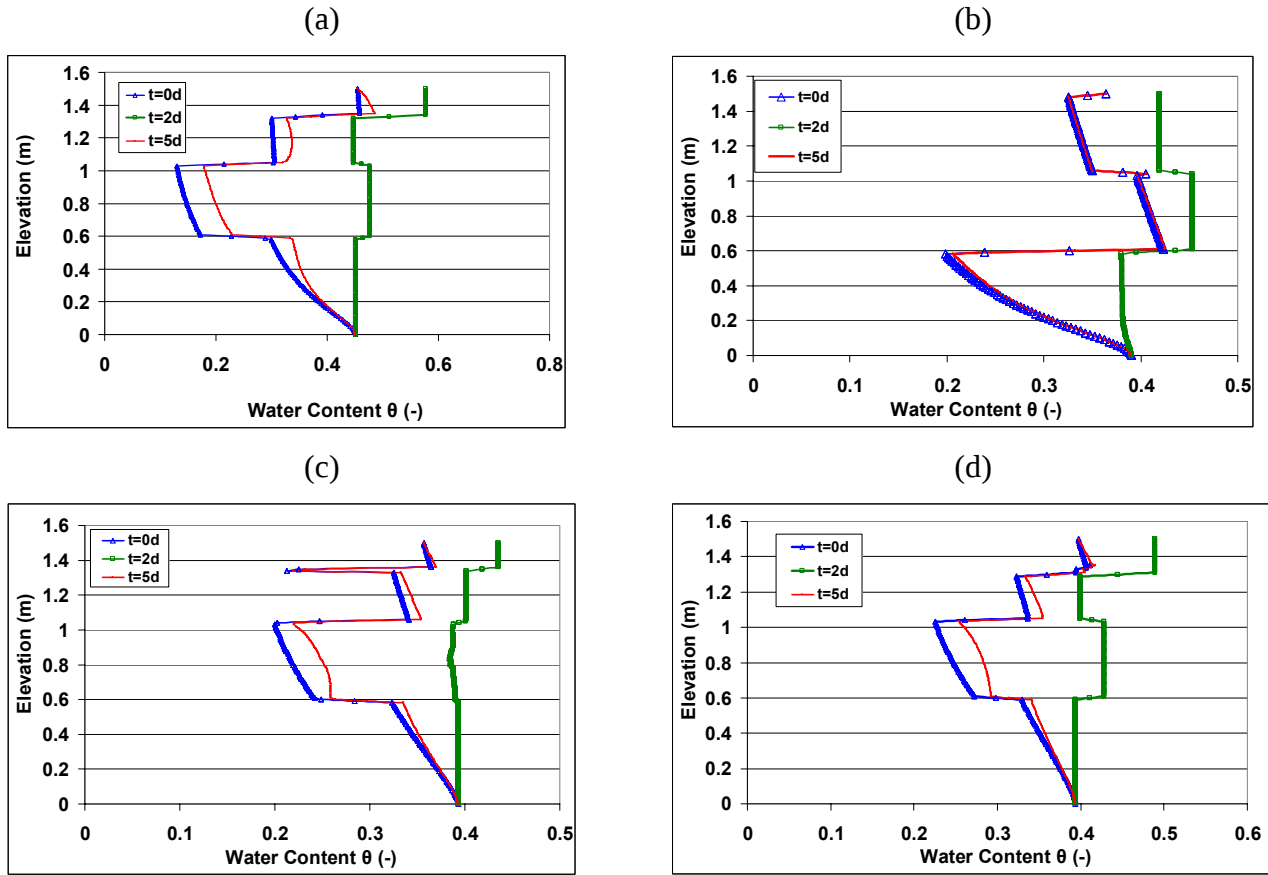


Figure 47: Calculated moisture content profiles during water infiltration at the soil surface for the Terrace sampling location (T) based on soil parameters of (a) method 1, (b) method 3, (c) method 2a and (d) method 2b.

During water infiltration, the variation of moisture content is studied from the top of the soil to the water table for various inhomogeneous porous media composed of the soil parameters for the three methods. The initial water content (at $t=0$ d) strongly depends on both the texture of each soil horizon and the method used to determine the soil parameters. In general, the moisture content of the soil increases during water infiltration. Here, large differences in water content change are observed between $t=0$ d and $t=2$ d. This observation is valid for each simulation case conducted at the Terrace and Channel locations.

At $t=2$ d at the Channel location, the moisture content increase calculated at the top of the column is approximately 0.10 for method 1 and 0.08 for method 3; similar values are observed for the other horizons. Moisture content distributions in soil horizons near the soil surface obtained using soil parameters from methods 2a and 2b show only very small increases in water content of approximately 0.03 for method 2b and less than 0.01 for method

2a. At $t=7$ d, the differences between the calculated water contents and the initial values at $t=0$ d become small for methods 2a and 2b. For methods 1 and 3, it takes more than 7 days for the column to return to its initial water content.

At the Terrace location, the highest increase in water content is obtained with soil parameters from method 1 with a maximum increase of 0.12. The flow simulations based on methods 2a and 2b show an increase in water content of 0.08 and 0.09, respectively. The water content profiles calculated via the pedological method are characterised by small increases of 0.05 at the top of the soil column. The calculated moisture content varies significantly in the different soil horizons. Flow simulations based on methods 1, 2a and 2b show that it takes more than 5 days to return to the initial static water content profile. However, for simulations using soil parameters from method 3, only small differences in water content between the fifth day and the end of the simulation ($t=20$ d) are observed.

For both sampling locations, method 1 gives the highest variation in moisture content, and those calculated with soil parameters from method 3 are about half of those obtained via method 1. Flow simulation based on soil parameters from method 1 predicts complete saturation of the soil profile sooner than using method 3. The time required to completely saturate the soil at the Channel location is very short compared to the Terrace location. Analysis of the spatial moments of the moisture content distribution will help to quantify the displacement of the water front along the soil profile and the residence times of water particles during the inundation event.

4.5.2. Spatial moments of the moisture content distribution

The flow simulation can be divided into two main parts. The first part concerns the simulation of the inundation event. The second part is related to the redistribution of water in the subsurface that takes place when the relative water pressure prescribed at the soil surface becomes zero after the inundation event. Note that the two succeeding flow simulation phases result from the time-dependent hydraulic head prescribed at the upper boundary (see Figure 45c).

Figure 48 shows the calculated zeroth spatial moment M_0 of the moisture content distribution and the location of the centre of mass z_c at the Terrace (T) and Channel (C) sampling locations for the different flow simulations (methods 1, 2, and 3) as functions of

time. Starting at the inundation event, M_0 increases rapidly. At the top of the soil column, water is forced to enter into the vadose zone, and it rapidly saturates the porous medium, reaching steady-state flow with a constant “plateau” value of M_0 . Once the inundation event stops, M_0 decreases as the soil column is drained.

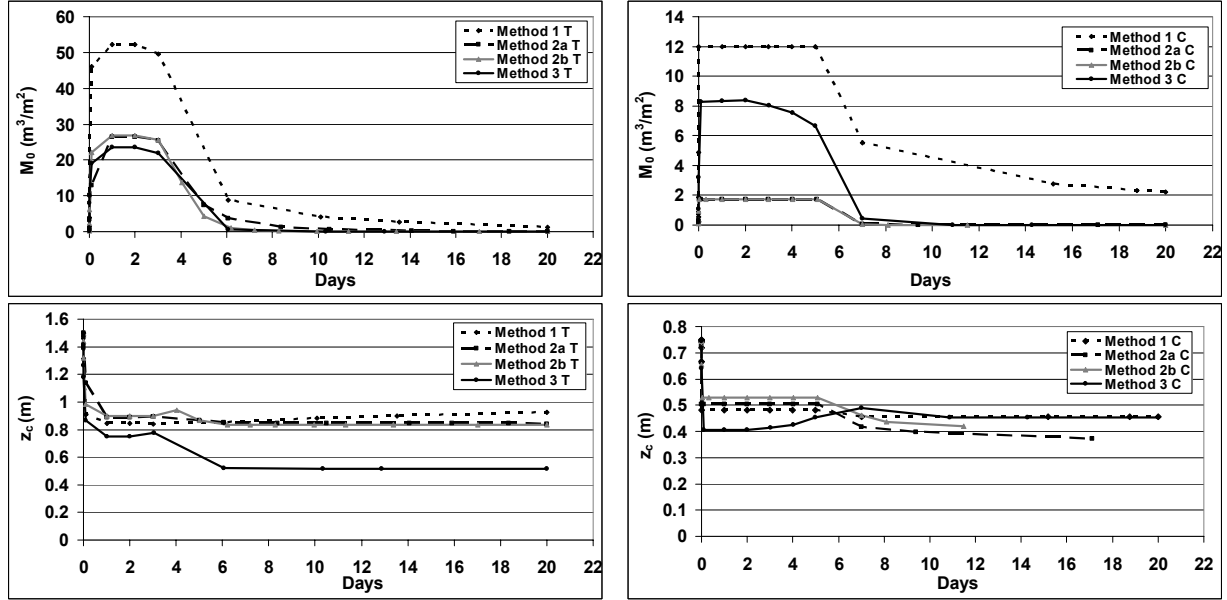


Figure 48: Calculated zeroth spatial moments M_0 and vertical locations of the centre of mass z_c as functions of time for the Terrace and Channel locations.

Because of both the differences in hydraulic soil properties and the geometric dimensions of the inhomogeneous porous medium, the time needed to infiltrate water from the soil surface to the water table under steady-state flow conditions (see M_0 , Figure 48) varies from less than 10 minutes for the Channel location to 2.17 hours for the Terrace location.

The location of the centre of mass z_c is tracked for 20 days, starting with the inundation event and continuing through the redistribution of moisture content. The centre of mass initially moves downward very rapidly and gradually slows as water penetrates in the soil profile. After several hours, the location of the centre of mass using all four methods is very similar (0.75 m to 0.85 m) and is constant for up to 4 days.

After this time, the centre of mass moves up or down, depending on the chosen soil parameter data set. The differences in soil parameters lead to different water retention

capacities of the various soil horizons. As confirmed by the z_c value at the Terrace location, the soil with the lowest retention capacity has the lowest final z_c .

The lowest value of z_c is obtained in the flow simulations using soil parameters from method 3 (Figure 48). Note that at $t=10$ d, the differences in water content $\theta_{diff,i}$ (see Figure 49) calculated at different depths are very low for all methods. For methods 1, 2a and 2b, the moisture content distribution calculated at $t=10$ d is symmetric and its centre of mass is near 0.8 m. However, the centre of mass obtained with method 3 is only 0.45 m.

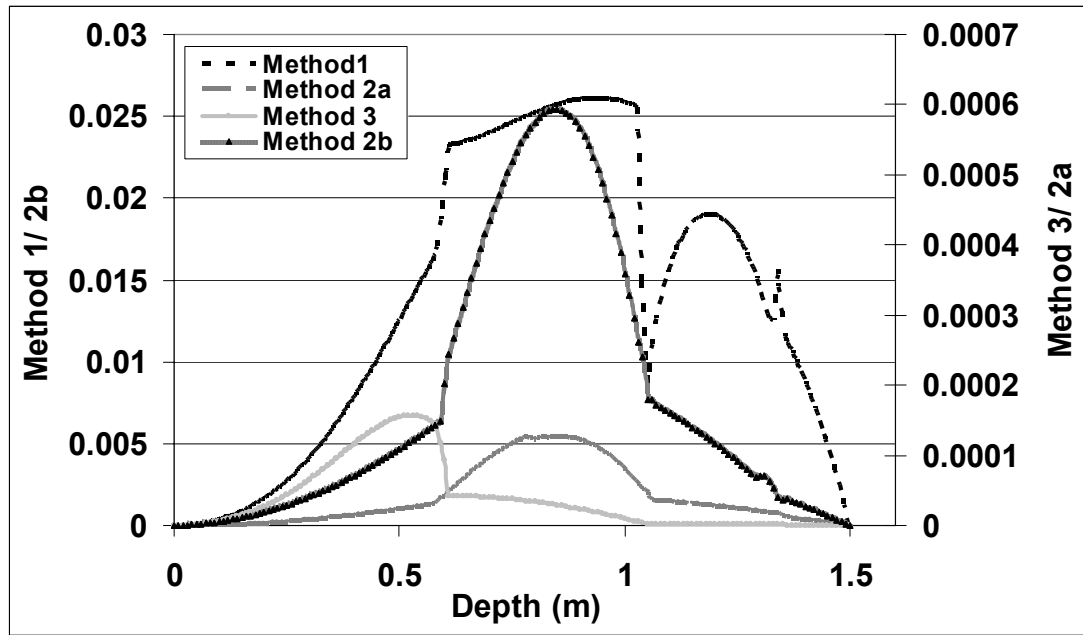


Figure 49 : Differences in water content $\theta_{diff,i}$ calculated at $t=10$ d using the soil parameters calculated from the three methods.

Figure 50 shows the calculated zeroth spatial moments M_0 and the vertical positions of centres of mass as functions of time for locations 230 and 39A.

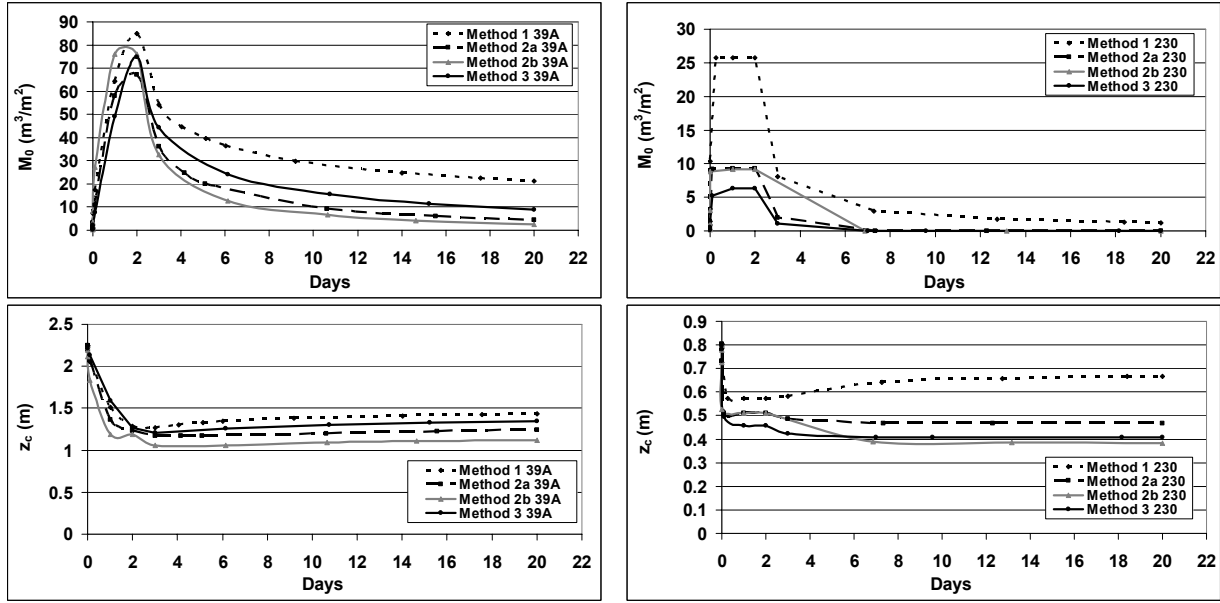


Figure 50: Calculated zeroth spatial moments M_0 and vertical locations of the centre of mass z_c as functions of time for locations 39A and 230.

At location 230, flow simulations based on soil parameters from method 1 lead to higher volumes of infiltrated water per unit surface area of the soil column than those based on the two other methods. The lowest value of M_0 is provided using method 3. The calculated location of the centre of mass of the moisture content strongly depends on the method used; the centre of the moisture content computed with soil properties from method 1 reaches a minimum z_c of 0.65 m, whereas in the flow simulation using data from method 3, the centre of mass stops at a soil depth of 0.40 m.

The results at location 39A are similar to those at the other locations. The highest M_0 is obtained using method 1. However, the differences between the results using the various methods are smaller at location 39A. Methods 2b and 2a result in zeroth moments that are 8 and 17 m^3m^{-2} smaller than method 1, respectively. The M_0 quantified using soil parameters from method 3 underestimates the reference value of method 1 by 10 m^3m^{-2} . The centres of mass calculated in the various flow simulations do not differ significantly; they vary from 1.10 m to 1.40 m for methods 2b and 1, respectively.

The spread of the plume about its centre of mass in the z -direction is described by the spatial variance σ_z (see Eq. (4.7)) for all four locations (Figure 51). The spatial variance of the plume increases with time, reaching a maximum value after 2 days; this indicates a continuous spreading of the plume around its centre of mass in the z -direction during the

flooding event. During the redistribution of moisture content, the spatial variances decrease and reach a constant value.

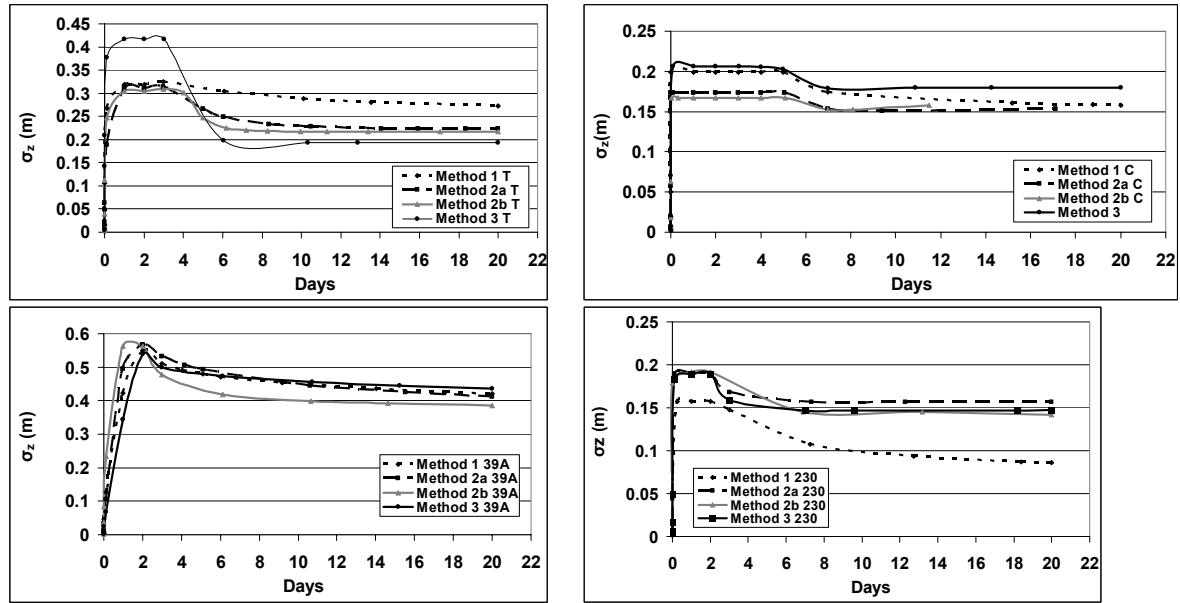


Figure 51 : Spatial variance of moisture content for the four sampling locations.

Here, two types of velocities are studied: the velocity of the centre of mass of the moisture content (V_c) and the velocity of infiltrating water at the soil surface (V).

Based on Eq. (4.8) using a first-order approach to quantify numerically the time derivative of z_c , the vertical velocities of the centre of mass of the moisture content distribution (V_c) were calculated. Figure 52 illustrates the velocities at the four locations tracked for 20 days. During the infiltration event, V_c is negative as the centre of the moisture content moves down and not constant, as the column of porous medium is still unsaturated. When the centre of mass reaches a constant value (see Figure 47), its velocity is zero, corresponding to a completely water-saturated porous medium. Once the soil column is completely water-saturated, corresponding to the time when the zeroth spatial moment is at its maximum, the water front velocity is zero, as all pore space is occupied by water (see Figure 52). Afterwards, during the phase of redistribution of moisture content in the soil column, V_c is negative or positive, depending on the chosen soil parameter data set.

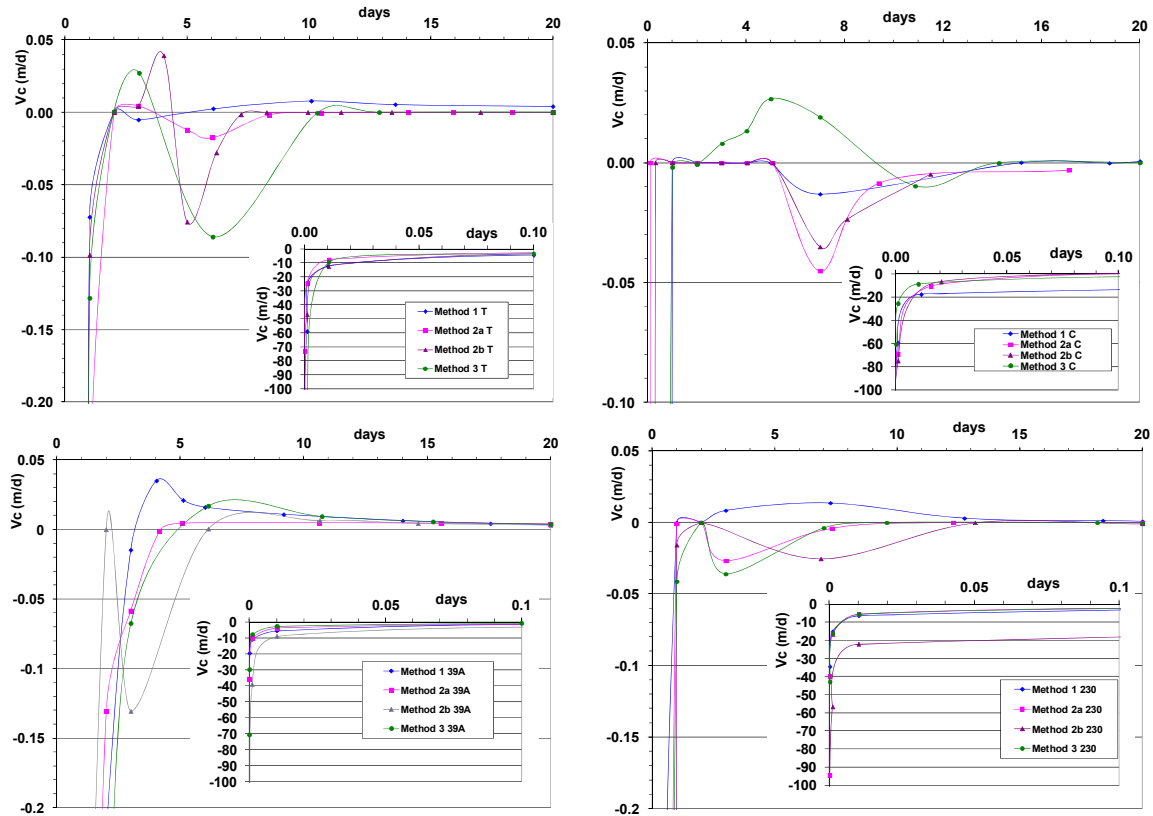


Figure 52 : Velocities of the centre of mass of moisture content distribution for the four locations.

The calculated velocities of the infiltrating water are very high (>10 m/d) at the beginning of flow simulation and become constant (e.g., 3.31 m/d for method 1 at the Channel location). The later velocities are obtained under steady-state flow conditions once the porous media columns are water saturated. Figure 53 shows the velocities at the soil surface at Terrace and Channel locations for the different methods of parameter estimation.

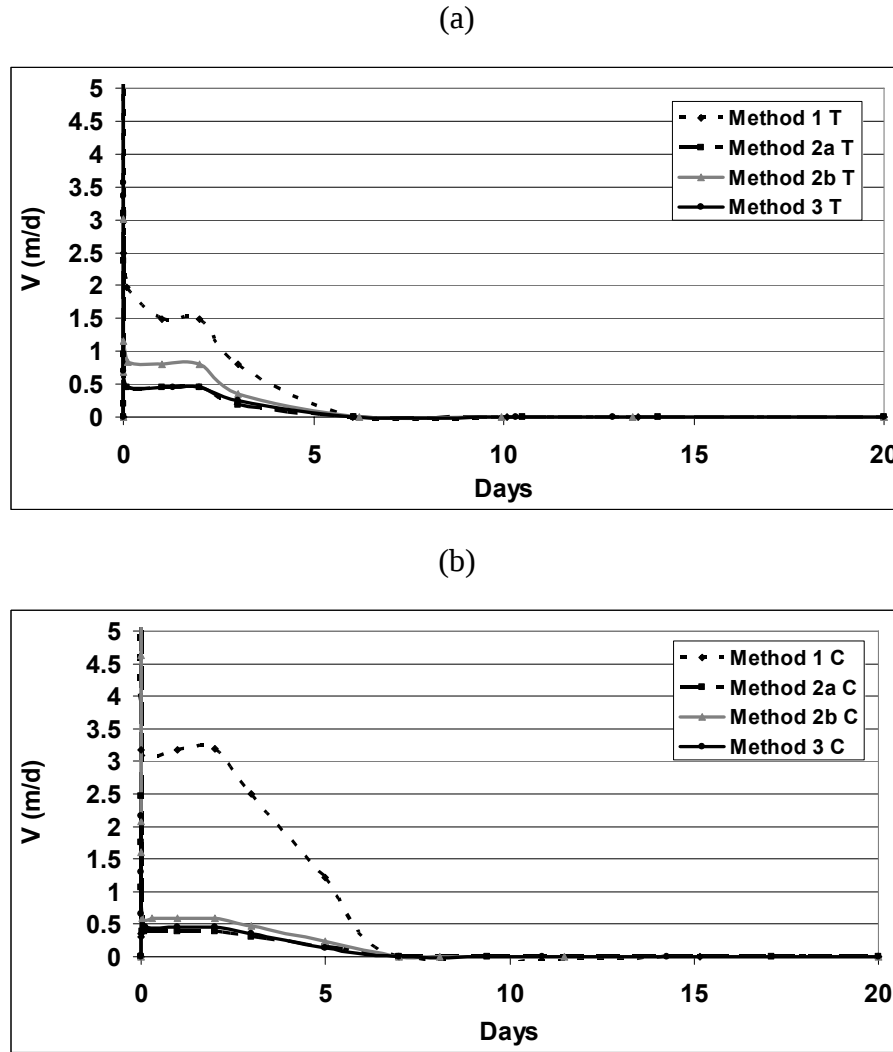


Figure 53: Calculated velocities of water infiltrating at the soil surface for each method as functions of time at (a) the Terrace location and (b) the Channel location.

Method 1 gives higher velocities than methods 2 and 3 within the first several minutes, reaching 269 m/d for the Channel location and 334 m/d for the Terrace location. This may be explained by the higher predicted hydraulic conductivities. The maximum velocity calculated for the Terrace location using method 3 is also very high compared to the Channel location. During the flooding event, water infiltrates quickly at high water front velocities at the top of the columns, rapidly leading to a nearly water-saturated soil column. This intermediate state is characterised by a constant infiltrating water velocity in the first soil horizon. Once the entire column of porous medium is water-saturated, the water velocity is constant at all depths.

In the following section, the arrival time of water particles at the water table and the recharge of groundwater are discussed.

4.5.3. Quantity of infiltrated water

The goal of quantifying the total volume of infiltrated water is to predict the groundwater recharge using each of the three methods and to obtain quantitative information on how methods 2 and 3 estimate the reference value compared to experiment-based method 1.

Water breakthrough near the water table was quantified for each method to analyse the influence on the quantity of water flow at the top of the water table. The fluid flux analyser of FeFlow 5.3 was used to evaluate the water discharge at the top of the water table. Based on the traverse area of the soil column, the numerically calculated water fluxes are expressed in $\text{m}^3\text{d}^{-1}\text{m}^{-2}$, corresponding to the local flow velocity near the water table. The simulation time was 20 days, which gives sufficient time to for redistribution of water in the soil profile after the prescribed hydraulic head at the soil surface returns to its initial value of $h = 0$.

At the Terrace location, the first water particles arrive at the water table a short time after the inundation event (Figure 54). After two days, the maximum discharge is $1.5 \text{ m}^3\text{d}^{-1}\text{m}^{-2}$ for method 1. While the maximum value occurs at the same time for all methods, the values themselves are very different. Methods 2 and 3 underestimate the maximum discharge in comparison to experiment-based method 1. Integrating the breakthrough curve of water discharge over time shows that the recharges predicted with methods 1 and 2b are 4500 mm and 2400 mm, respectively. The recharges calculated using methods 2a and 3 are 1341 and 1377 mm, respectively. They are lower than those using methods 1 and 2b, although compared to the natural recharge of groundwater, they are still quite high.

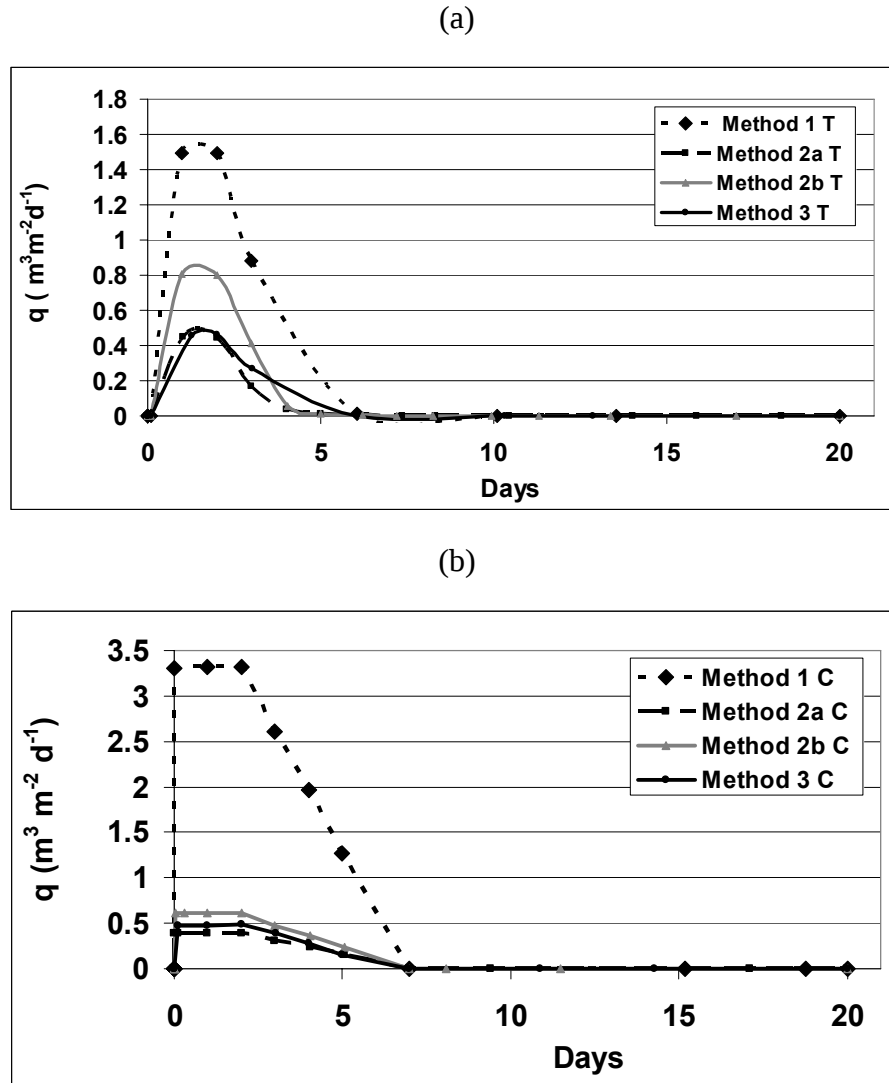


Figure 54: Comparison of the water discharge at the water table for the Terrace (T) and Channel (C) locations.

At the Channel location, the increase of the water flux reflects the hydraulic head imposed at the soil surface. The arrival time of the first water particles at the water table is very short compared to that observed at the Terrace. This is principally due to the short height of the soil column and the high prescribed hydraulic head. The results based on methods 2 and 3 give similar maximum water discharges at the water table. The maximum water flux using method 1 is approximately 7 times higher than using other methods. The pedology and soil particle-size distribution based methods generally underestimate the groundwater recharge, based on integration of the given breakthrough curves. The highest recharge calculated is 9300 mm, for method 1. Methods 2a, 2b and 3 give values that are one-fifth those of method 1.

For location 230, the greatest groundwater recharge is 2667 mm, obtained with method 1. Method 2b predicts a recharge of 2559 mm, method 2a predicts 972 mm and method 3 predicts 567 mm. These values are consistent with the calculated harmonic averages of hydraulic conductivities: the highest value is $8 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$, obtained with method 1, and the lowest value is predicted is approximately $2 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$, obtained with method 3.

However, for location 39A, the results based on methods 1 and 3 give similar groundwater recharges of approximately 690 mm, smaller than the 1962 mm obtained using method 2b.

These high values of groundwater recharge are reasonable knowing that the flooded area of the Erstein study site is subject to a real flooding event, when the discharge of the Rhine exceeds $2000 \text{ m}^3/\text{s}$. In this case, an overall volume of approximately 4 million m^3 of water is distributed over two thirds of the study site.

4.6. Modelling of water pressure profiles measured at Channel and Terrace locations

4.6.1. Setup of the flow model

Geometry and hydrodynamic properties of the two modelled soil columns are the same as in the numerical case studies discussed in section 4. The initial conditions of the flow model are based on the soil water pressure measured on January 8th 2004, on the tensiometers of Channel and Terrace locations. The chosen pressure profiles were obtained by interpolating and extrapolating linearly the experimental data (Figures 55 and 56).

Flow boundaries at the top and bottom of each porous medium were modelled with prescribed head boundaries. As in the numerical case studies, the prescribed hydraulic head at the bottom of the porous medium was fixed at zero at all times. However, during the inundation event, the hydraulic heads at the upper boundary were chosen slightly different from those of the numerical case studies (see Figure 51): at the Terrace location and Channel location, the prescribed head boundaries were kept only active until from $t=0 \text{ d}$ to $t=3.1 \text{ d}$ (corresponding to a hydraulic head $h = 1.5 \text{ m}$) and $t=0$ to $t=5.5 \text{ d}$ (corresponding to $h = 0.75 \text{ m}$), respectively. These modifications represent more appropriately the real situation of flooding as the chosen end of inundation corresponds to a disappeared water film at the soil surface.

Flow simulations were composed of three periods. The first period started on January 8th 2004 ($t=-6d$) without any prescribed hydraulic head at the upper boundary representing thus the given situation before inundation event. Then, for Terrace location respectively Channel location, a time-variant hydraulic head was prescribed at the soil surface during 3.1 days and 5.5 days, respectively. The third flow period corresponded to the field situation where the redistribution of moisture content took place in the soil column. The total flow simulation time was 70 days.

4.6.2. Comparison of numerical results and observations

Figures 55 and 56 show water pressure measured and calculated at Channel and Terrace locations as function of elevation z at different times.

4.6.2.1. Channel location

At the end of inundation ($t=5.5$ d), the pressure profile calculated using soil parameters of the experimental data based method (method 1) was very different from that obtained with parameters from the pedology-based approach (method 3). Moreover, results of additional numerical studies showed that a chosen initial hydrostatic pressure profile does not modify significantly the final pressure profile obtained with both methods at $t=5.5$ d.

Method 3 always provides a water pressure profile with negative values, except at the soil surface, which underlines the high capacity of the soil column to infiltrate water without completely saturating the soil profile. As already shown in the numerical case studies of section 4, this is not the case of method 1: positive pressure values reflect clearly a soil profile that is completely water saturated due to the water flooding at the soil surface. Four days after the end of inundation, at $t=9$ d, the observed pressure profile always shows positive values. While method 3 almost predicts a hydrostatic pressure profile, corresponding to water flow more or less at rest, calculated water pressures based on soil parameters of method 1 do not correctly represent the observed positive pressures, but are much closer to the field data than method 3. The variation of the observed pressure profiles from January 24th to January 27th (Figures 55c and 55d) indicates a significant water displacement downwards to the water table, which is qualitatively only represented in the flow simulation with soil parameters of method 1. From a physical point of view, several hydrodynamic parameters might be responsible for. However, based on results of an additional parameter study, we concluded that α is the most sensitive parameter. In the upper horizons of channel location, the estimated

Van Genuchten parameters α are always very high compared to those of method 3. Large values of α lead to capillary pressure-saturation curves which are characterized by a high variation of saturation for a given increase of capillary pressure during draining process, and thus result in a large water volume to be drained. This explains why the soil water profile simulated with parameters of method 1 is still draining at $t = 9$ d, contrarily to the results of flow simulation with method 3.

On January 27th 2004, the measured negative pressure values are located between the two simulated pressure profiles (see Figure 55d).

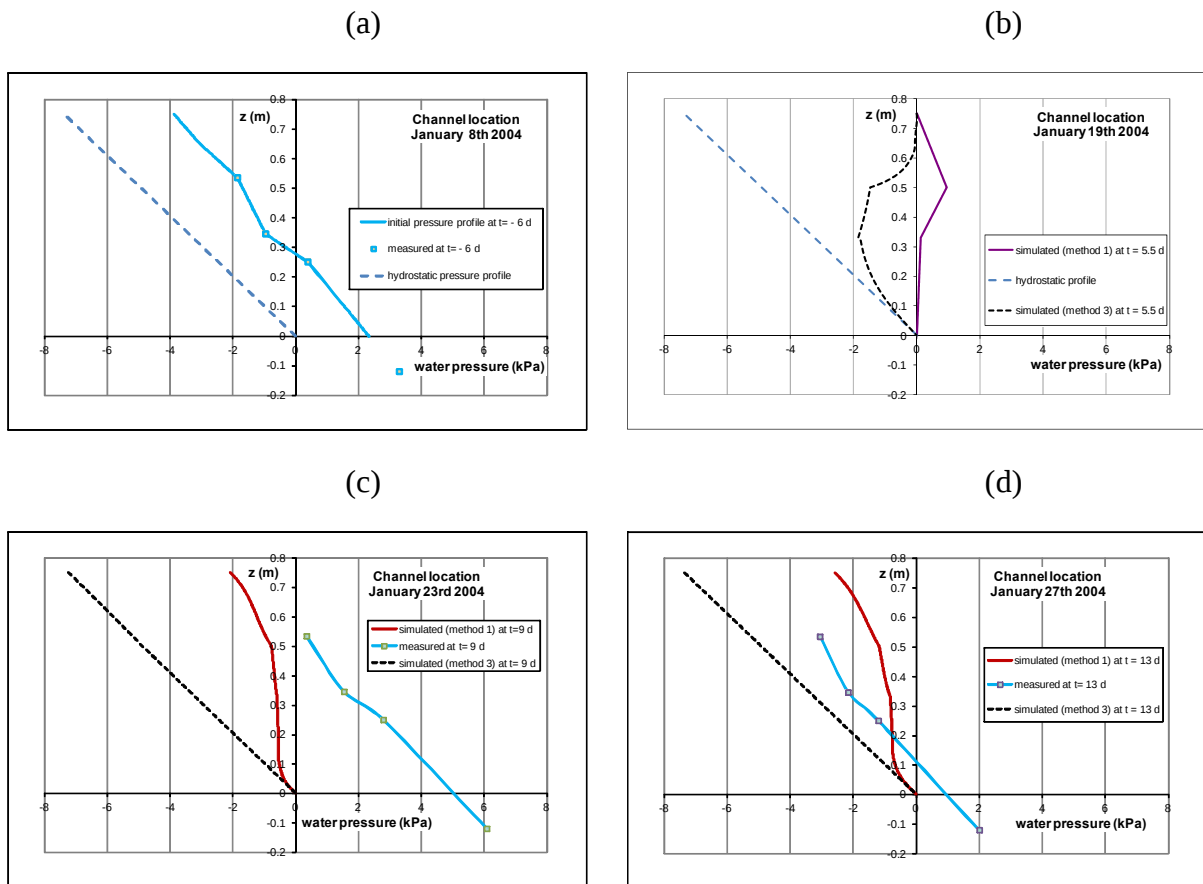


Figure 55: Water pressure profiles measured and calculated at Channel location on (a) January 8th, (b) January 19th, (c) January 23rd, and (d) January 27th 2004.

4.6.2.2. Terrace location

At the end of the inundation event, at $t = 3.1$ d, the pressure profiles calculated with methods 1 and 3 contain both negative and positive pressure values. Here, the soil column is completely water saturated at the soil horizons close to the soil surface. Contrarily to the

Channel location, method 3 predicts positive water pressures over about two thirds of the soil column height. Six days later, at $t=9$ d, the pressure profile calculated with soil parameters of method 3 is already close to hydrostatic pressure profile. It corresponds, as mentioned for the Channel location, to a moisture profile at equilibrium state. The draining of the soil column is here enhanced by the rather low values of Van Genuchten parameter α . However, the simulated pressure profiles of method 1 obtained at $t=9$ d (Figure 56c) and $t=13$ d (Figure 56d) do represent qualitatively the field data: at soil horizons close to water table, soil water pressures are close to the hydrostatic pressure profile, whereas at upper soil horizons water suction is decreasing with increasing elevation z .

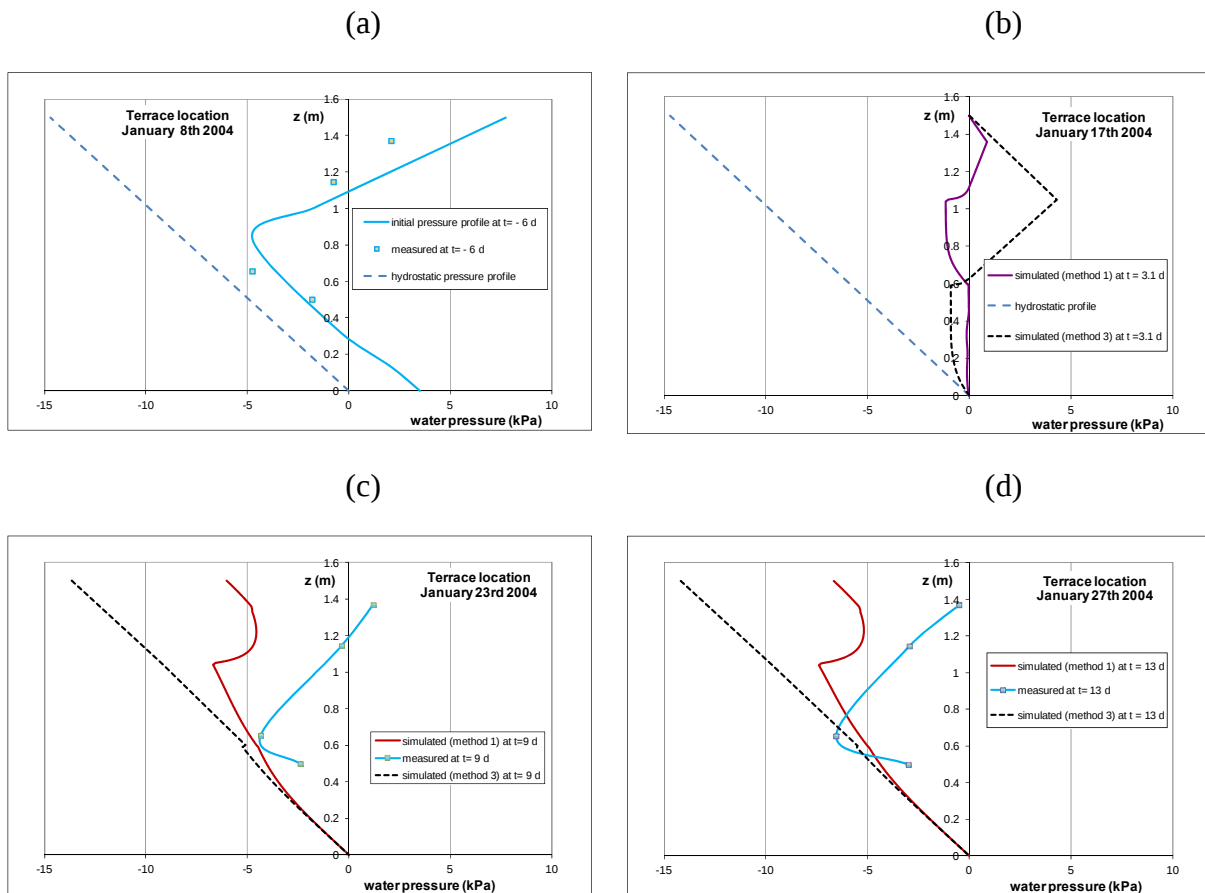


Figure 56: Water pressure profiles measured and calculated at Terrace location on (a) January 8th, (b) January 17th, (c) January 23rd, and (d) January 27th 2004.

4.6.3. Concluding remarks

As expected, the experimental data based method (method 1) simulates better the field conditions of water redistribution after a flooding event than the pedology-based approach

(method 3) that underestimates largely (by a factor of about 10) the time needed to achieve a moisture content profile at equilibrium state.

To get numerical results of method 1 closer to the measured pressure data, a fitting procedure might be needed. However, this was not the target of the conducted flow simulations. They were carried out to qualify the capacity of method 1 and 3 to represent physically the vertical water flow in the inhomogeneous soil columns of Channel and Terrace locations.

4.7. Conclusions

Floodwater infiltration and groundwater recharge at four sampling locations (Terrace, Channel, 39A and 230) were studied at the Erstein polder. The infiltration and the transient moisture content distribution were monitored in the vadose zone, while water fluxes were monitored above the water table.

One-dimensional flow simulations were conducted at four sampling locations using different method-specific hydrodynamic parameters of the soil columns. Overall, the Van Genuchten parameters n obtained from the pedology-based approach (method 3) were close to those of the experiment-based method (method 1). The underestimate of Van Genuchten parameter α was found to be the critical point of the use of method 3. Based on this, the novel pedological approach gives only satisfying physical results when predicting the relative hydraulic permeability of the soil as function of water saturation.

Major differences in water fluxes and infiltrated water volume were found between the various methods of estimation of soil parameters. In all study cases, flow simulations using soil data from the experiment-based method show the highest infiltrating water velocities at the soil surface and the largest volume of water infiltrated into the groundwater, but they result in the deepest centres of mass of the moisture content distribution.

The calculated high flow rates and total volumes result from the equivalent hydraulic conductivities of the soil profiles: the harmonic averages of measured hydraulic conductivities of the different soil profiles are 6 to 8 times higher than those predicted using methods 2 and 3. The experimental data might also overestimate the real in situ hydraulic conductivities of the soil horizons, as soil sampling and settling of the sample in the laboratory may have

introduced artificial preferential flow paths. Further studies using field data are needed to clearly prove the high values of hydraulic conductivities measured in the laboratory.

Based on the flow simulations, the results obtained using soil data based on the pedological method are similar to those calculated using soil parameters based on the soil particle-size distribution of extracted soil samples, which is a common method of parameter estimation in field applications. As parameter estimation method 3 gives satisfying results compared to the soil particle-size method (method 2a, 2b) at the four sampling locations, this approach may therefore be used to determine the spatial heterogeneities in soil at the Erstein study site by interpolating the vertical variations in soil pedology at the ~84 locations within the site. This may be a promising approach to create a 3D unsaturated-saturated flow model for the entire Erstein study site using a heterogeneous field of the estimated hydrodynamic parameters. However, caution should be used when applying the pedology-based method to estimate the soil parameters. As shown in the comparison of numerical results with field data at the Channel and Terrace locations, Van Genuchten parameter α seems to be systematically underestimated and may thus significantly influence the water pressure profile during water redistribution in the unsaturated soil after a flooding event.

An improved characterisation of the observed water pressures would be possible based on soil parameters derived from the experimental based method by modifying slightly the estimated parameters. This could be part of further numerical studies.

As shown in the numerical simulations, the flooding event at the Erstein study site contributed to a high recharge of the natural groundwater. However, the calculated recharges overestimate the actual water table discharge because the lower boundary condition of the numerical flow model was fixed at a given vertical location and thus did not account for the observed rise of the groundwater level.

Chapitre 5

Simulation numérique tridimensionnelle des écoulements de l'aquifère alluvial du polder d'Erstein

Chapitre 5: Simulation numérique tridimensionnelle des écoulements de l'aquifère alluvial du polder d'Erstein

5.1. Objectifs	144
5.2. Inondation contrôlée du polder d'Erstein lors de l'évènement du janvier 2004	144
5.3. Modélisation des écoulements mise en oeuvre	145
5.4. Conclusion.....	169

5.1. Objectifs

L'information recueillie grâce à la caractérisation hydrodynamique de la zone non saturée est utilisée à des fins de modélisation des flux à l'échelle du polder d'Erstein. Plusieurs analyses numériques spécifiques sont réalisées. L'objectif est d'étudier l'effet de l'hétérogénéité des sols sur la distribution des flux hydriques, en appliquant l'approche pédologique, suite à sa validation dans le chapitre précédent.

Ce chapitre synthétise toutes les phases préliminaires pour aboutir à la modélisation numérique tridimensionnelle. Il permet ainsi de comprendre les principaux processus requis pour chacun des scénarios que nous allons présenter et qui prennent en compte l'hétérogénéité progressive de la zone non saturée. Les conditions aux limites et les paramètres affectés à chaque horizon de la zone non saturée seront discutées. En effet, l'élaboration du modèle tridimensionnel a intégré les différentes altitudes du terrain naturel, les caractéristiques hydrodynamiques des différentes couches formant la zone non saturée ainsi que les conditions hydrologiques de recharge de la nappe à partir des eaux d'inondations de la surface du sol et des échanges entre les cours d'eau et la nappe.

Nous précisons que nous ne tenons pas compte dans notre étude des écoulements en surface à savoir le ruissellement ou l'évaporation des eaux, nous nous intéressons uniquement à l'infiltration des eaux dans le milieu poreux.

5.2. Inondation contrôlée du polder d'Erstein lors de l'évènement du janvier 2004

L'évènement d'inondation de janvier 2004 est également simulé dans ce chapitre. Les simulations numériques via le code de calcul FeFlow comportent trois phases différentes en se référant aux manœuvres pratiquées lors de l'inondation, au niveau des ouvrages hydrauliques :

- la première phase ou période de simulation correspond à une initialisation du domaine, cette période est assez longue et dure du 01 janvier 2003 au 14 janvier 2004 et correspond à un état moyen des eaux (cf. chapitre 3) ;
- la deuxième phase de simulation s'intéresse à la modélisation du pic de la hauteur d'eau dans le polder, la lame d'eau atteint les 148.6 m. Cette cote est maintenue pendant 2 jours, puis le niveau d'eau baisse. Cette valeur a été récupérée au niveau du piézomètre PWa, qui était fonctionnel pendant cette phase d'inondation (cf. chapitre 4). La baisse du niveau

d'eau correspond à une vidange débutée le 20 janvier. Elle sera arrêtée quand la lame d'eau disparaît sur la quasi-totalité de la surface du polder et rejoint la cote topographique du sol ;

- la troisième phase est un état de drainage naturel sans évènement hydrologique appliqué à la surface du sol du modèle numérique tridimensionnel. Cette phase permet à l'eau piégée dans le sol d'atteindre la nappe, d'où un retour à l'état initial d'équilibre au niveau de la zone non saturée.

Conformément à la délimitation des surfaces inondées maximales faite par VNF (2004) et à l'analyse des photos aériennes prises lors de l'évènement, nous observons que seuls les deux tiers du polder étaient inondés et ceci résulte du fait que l'inondation était très rapide en terme de durée. La lame d'eau disparaît suite à l'opération de vidange et seuls les anciens chemins où l'élévation est importante sont encore inondés. Nous avons numérisé cette limite pour l'exploiter dans le modèle numérique tridimensionnel. La zone en bleu de la Figure 57 présente alors tous les nœuds inondés. De plus, nous avons appliqué une chronique de charge hydraulique variable en fonction des modalités de fonctionnement pour représenter cet évènement d'inondation. Cette fonction est illustrée dans la courbe de la Figure 57.

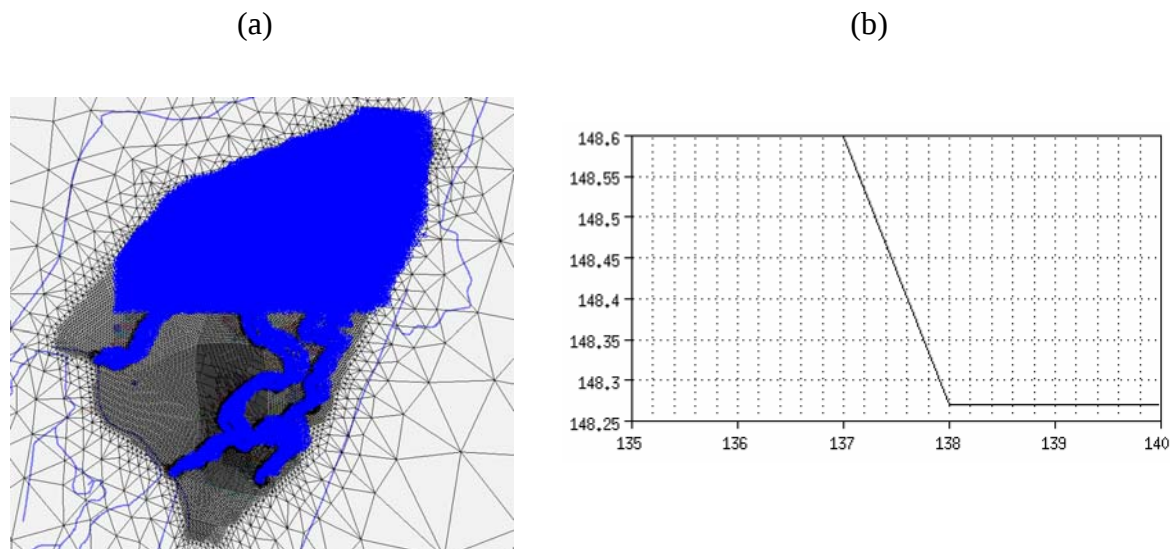


Figure 57 : Approche numérique de l'inondation (à gauche) avec les limites de la surface inondée (en bleu) appliquée sur le modèle numérique tridimensionnel et la charge hydraulique en fonction du temps appliquée sur la surface inondée (à droite).

5.3. Modélisation des écoulements mise en oeuvre

La démarche mise en oeuvre pour la modélisation des écoulements dans le polder d'Erstein repose sur trois scénarios différents. Nous appliquons pour chaque scénario les trois phases de simulation mentionnées ci-dessus.

- le premier scénario aborde l'influence des paramètres hydrodynamiques homogènes en surface et en profondeur sur les écoulements du polder d'Erstein;
- le deuxième scénario prend en compte deux zones hydrologiques de spatialisation horizontale et verticale : le chenal et la terrasse. Les paramètres hydrodynamiques de ces deux zones seront déduits des sites de contrôle installés. Les deux zones se trouvent à des cotes topographiques différentes (cf. chapitre 2) ;
- le troisième scénario prend en compte de l'hétérogénéité verticale et spatiale selon les zones de paramètres homogènes réalisées à partir des cartes pédologiques. Ces zones diffèrent d'un horizon à l'autre dans la zone non saturée selon la texture des sols.

Le modèle numérique présente plusieurs contraintes que nous pouvons regrouper en trois catégories : i) la représentation fiable de l'inondation en terme d'étendue en surface et en profondeur ; ii) la nécessité d'attribuer aux Giessen une charge hydraulique relative à l'inondation et iii) la méthode d'interpolation linéaire pour l'attribution des charges hydrauliques sur les tronçons des Giessen pour lesquels nous ne disposons pas d'information sur les hauteurs d'eau.

Un travail de numérisation par l'intermédiaire d'un système d'information géographique a été effectué afin de préciser les tracés linéaires « shp » (*shapefile*) des différents tronçons manquants. Plusieurs cas tests numériques ont été établis afin de trouver la meilleure solution permettant de trouver des hauteurs hydrauliques sur les différents tronçons. Cette hauteur hydraulique est variable en fonction du temps et n'est pas renseignée au moment de l'inondation. La méthode d'interpolation 1D s'avère efficace ici car elle consiste à générer des fonctions pour tous les nœuds non renseignés, Chacun des points interpolés sera approché à partir de son nœud le plus proche.

5.3.1. Paramétrisation du modèle numérique tridimensionnel

Afin de mener une modélisation fine du transfert hydrique, la surface du polder elle-même a subi plusieurs étapes d'affinement au niveau du maillage. La première étape consiste en un affinement global sur toute la superficie, puis en un affinement suivant le tracé des Giessen afin de suivre les échanges hydriques avec la nappe. Les cours d'eau externes ont également été affinés. Nous présentons dans la section suivante, les conditions aux limites et les

conditions initiales qui seront appliquées pour les trois scénarios numériques que nous allons réaliser.

5.3.1.1. Conditions initiales

Les conditions initiales sont exprimées en terme de charge hydraulique variant entre 140 m au nord-est et 153 m au sud-ouest du site d'étude. La première phase de simulation qui correspond à une période sans évènement hydrologique exceptionnel a été réalisée afin d'obtenir un équilibre hydrostatique dans la nappe comme dans la zone non saturée. Les champs de charge hydraulique obtenus à l'issue de chaque phase de simulation (cf. section 5.2) sont supposés comme conditions initiales de la phase qui suit.

En plus des charges hydrauliques extraites du modèle régional, nous avons aussi recalculé certaines conditions correspondant aux opérations d'ajout de la bande au sud du domaine et de changement d'échelle du global au local, sur tout le système de projection. Le champ des charges hydrauliques initiales est illustré dans la Figure 58.

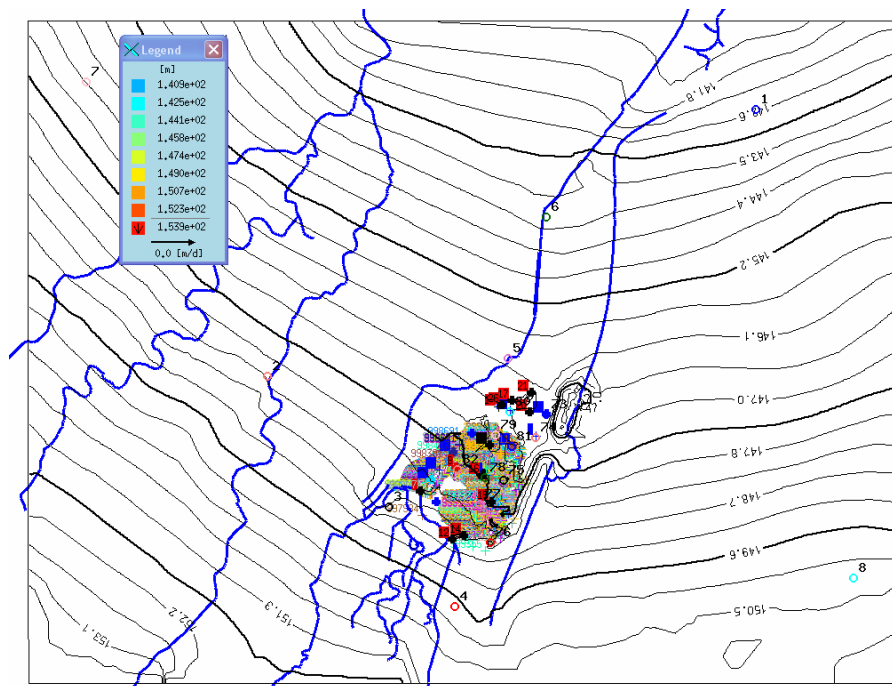


Figure 58 : Champ de charges hydrauliques initiales appliquées à la première phase de simulation.

Les conditions initiales de la zone non saturée sont exprimées en termes de pression de l'eau. En effet, un profil hydrique hydrostatique a été calculé en fonction de l'épaisseur de la zone non saturée et de la position du toit de la nappe phréatique.

5.3.1.2. Conditions aux limites

Les conditions aux limites appliquées sont les suivantes :

- **Condition de type Dirichlet :**
 - ❖ **au niveau de tous les nœuds des quatre limites du domaine** (nord, sud, est et ouest), nous rappelons que ces conditions sont variables en fonction du temps et varient également d'un nœud à un autre. Ces conditions sont appliquées sur les tranches de la zone saturée du domaine ;
 - ❖ - **au niveau des cours d'eau internes au polder (Giessen)**, une charge hydraulique correspondant à la hauteur d'eau du Giessen;
 - ❖ - **au niveau des nœuds de la surface inondée**, et ce, lors de l'inondation, une charge hydraulique variable traduisant la mise en eau du polder.
- **Condition de type Cauchy au niveau des cours d'eau externes au polder :** la condition de transfert est appliquée au niveau du Rhin, l'Ill, l'Andlau et la Scheer. Nous supposons que le coefficient de transfert est nul afin de ne pas surestimer ou sous-estimer l'infiltration ou l'exfiltration des eaux. Cette condition est appliquée au niveau de la tranche précédant celle du toit de la nappe. Cette hypothèse est due au rapprochement du niveau du lit des cours d'eau de celui de la nappe ;
- **Condition de type puits :** cette condition est variable selon la répartition des puits sur chacune des tranches. Les puits sont des puits de pompage ou d'injection avec un débit variable dans le temps. Nous avons en totalité 30 puits dont la majorité sont peu profonds et captent les premières tranches de notre domaine.

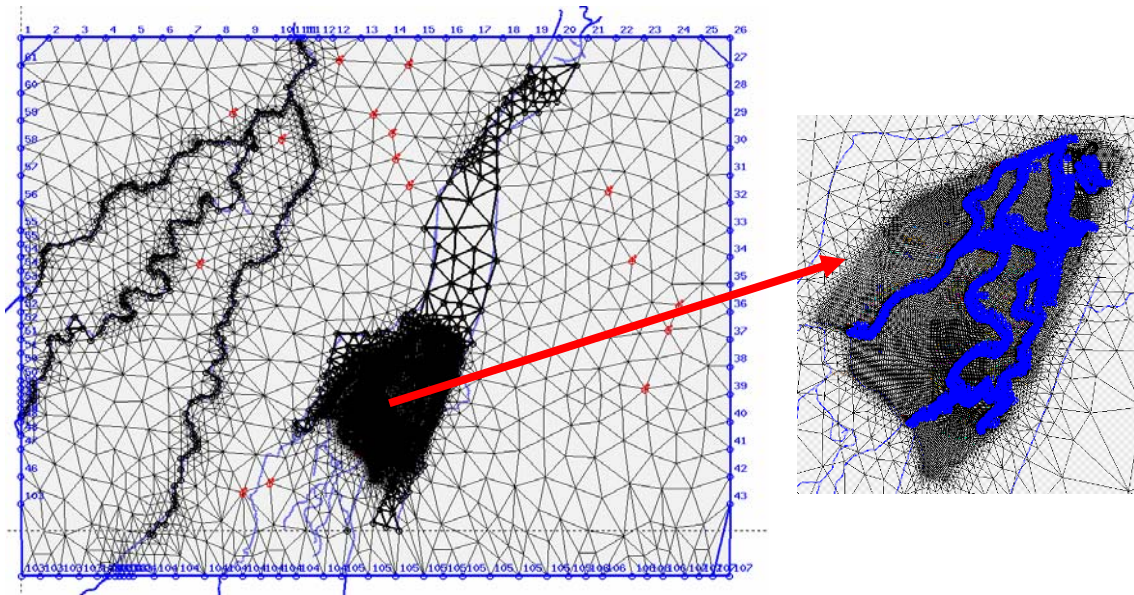


Figure 59 : Conditions aux limites appliquées sur les limites du domaine à modéliser (les points en bleu correspondent aux conditions aux limites de Dirichlet, les points en noir indiquent les conditions aux limites de Cauchy, et les points en rouge représentent les conditions des puits).

Une difficulté a été rencontrée au niveau de l'attribution des conditions aux limites de Dirichlet au niveau des Giessen à l'intérieur du polder. Tous les tronçons qui sont délimités des deux côtés par une station limnimétrique ont été interpolés linéairement entre ces deux limites afin d'affecter des valeurs pour tous les nœuds intermédiaires. Des fonctions interpolées sont ainsi créées.

Par contre, sur certains autres tronçons reliant les différents Giessen, nous ne disposons pas de mesure limnimétrique indiquant la hauteur de l'eau. Ceci est observé essentiellement au niveau de quatre zones (Figure 60):

- au niveau du Geissengiessen situé à l'est du polder et sur tous les tronçons qui naissent depuis la confluence du Kaltergiessen située en face de l'ouvrage de prise principale (cercle rouge);
- au niveau du tronçon reliant le Schützengiessen au Pfefferwasser, or, nous n'avons à cet endroit que deux échelles limnimétriques à savoir les échelles 9 et 10, situées en plein milieu de la zone et très rapprochées (cercle bleu) ;
- au niveau du tronçon Schaffgiessen, ce dernier est une continuation du cours d'eau qui forme l'exutoire à l'aval du polder d'Erstein (cercle jaune) ;
- au niveau du tronçon reliant le Kuppengiessen au Kaltergiessen à l'amont du polder (cercle vert).

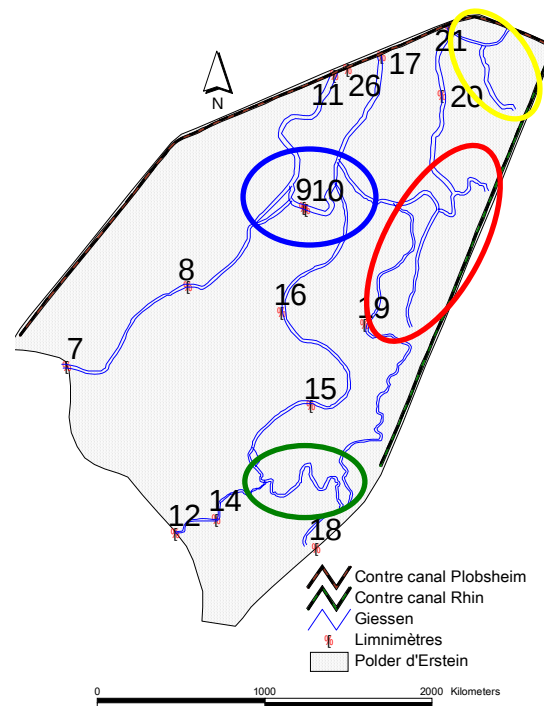


Figure 60 : Localisation des limnimètres et des tronçons des Giessen sans information limnimétrique.

Des séries de charge hydraulique variables en fonction du temps ont été étendues depuis le limnimètre jusqu'à l'intersection avec le tronçon suivant, et ce pour les tronçons qui ont une pente quasi nulle. En effet, la pente au niveau du Geissengiessen est de l'ordre de 0,4 ‰ (Defraeye, 2010). En se basant sur cette information, nous avons estimé que les données du plus proche limnimètre seront appliquées sur le tronçon en question.

5.3.2. Scénario 1 : Distribution homogène des paramètres

5.3.2.1. Charges hydrauliques des cours d'eau

Sur les quinze limnimètres installés au niveau des tronçons des principaux cours d'eau à l'intérieur du polder d'Erstein, onze sont fonctionnels et ont servi à établir une variation des hauteurs d'eau. Leurs noms et leur numérotation sont mentionnés dans le Tableau 11. Face à un manque de données sur plusieurs mois, nous avons calculé les conditions aux limites des Giessen dans le polder d'Erstein, par interpolation 1D à partir des données enregistrées sur ces limnimètres. Des séries de données ont été complétées à partir des données de l'année 2005.

Les séries de données construites pour les douze mois de l'année 2003 ont été approchées pour la totalité des limnimètres (Figure 61).

Tableau 11 : Appellation et numérotation des limnimètres installés sur le polder d'Erstein

<i>Nom du limnimètre</i>	<i>Numéro</i>
Langgiessen-amont	7
Langgiessen-calvaire	8
Langgiessen-vanne de communication amont	9
Langgiessen-vanne de communication aval	10
Pfefferwasser-aval	11
Kuppengiessen-prise du Kuppengiessen	12
Kuppengiesse-prise du Kuppengrund	14
Schützensiessen-passerelle Fuchs	15
Schützensiessen-pont des capucins	16
Sandgiessen-aval	17
Kaltermiessen-prise secondaire	18
Kaltermiessen-passerelle Schmidt	19
Geissengiessen-aval	20
Bassin collecteur-buse ouest	21
Contre canal du bassin de Plobsheim-vanne de régulation amont	26

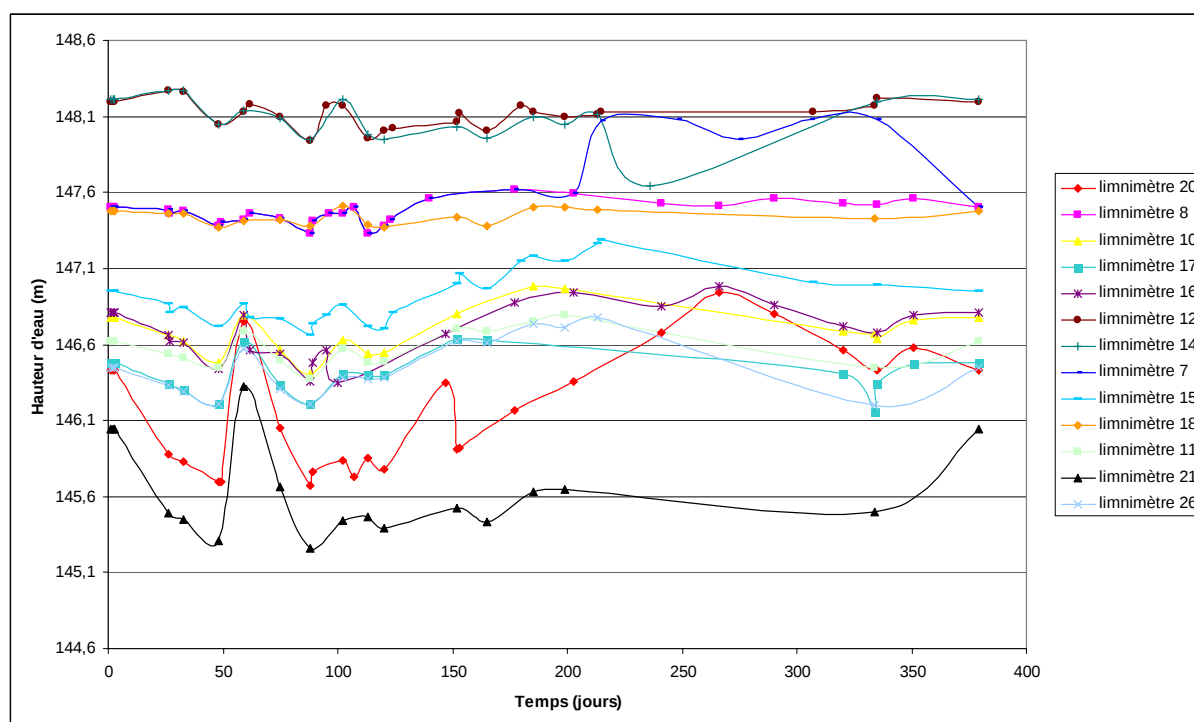


Figure 61 : Variation des hauteurs d'eau construites sur les échelles limnimétriques interpolées pour l'année 2003.

Les courbes des hauteurs d'eau relevées au niveau des limnimètres en fonction du temps nous montrent que les limnimètres situés à l'amont du polder, à savoir le 12 et le 14, affichent les hauteurs d'eau les plus élevées de l'ordre de 148.1 m, tandis que les limnimètres à l'aval

du polder à savoir le 20, 21 et 26 présentent les plus basses hauteurs d'eau. Nous constatons un pic au niveau des limnimètres 20 et 21, au mois de février, qui s'estompe en remontant vers l'amont. Ceci confirme bien l'écoulement de la nappe au niveau du polder d'Erstein se fait du sud vers le nord).

5.3.2.2. Paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée

Les conductivités hydrauliques sont considérées homogènes et isotropes dans les couches de la zone non saturée $K_{xx} = K_{yy} = K_{zz} = K$. D'après les données des terrains de recouvrement, la conductivité a été prise pour une moyenne représentative de l'ordre de 10^{-5} m.s^{-1} . Dans un premier temps, nous avons pris des valeurs données par défaut dans le code de calcul pour les paramètres hydrodynamiques. Ces paramètres sont identiques pour cette simulation sur les différentes couches de la zone non saturée du modèle numérique (Tableau 12).

Tableau 12 : Paramètres hydrodynamiques retenus pour la modélisation de la zone non saturée du domaine homogène

Paramètres hydrodynamiques					
S_r	S_s	α	n	ε	K
(cm^3/cm^3)	(cm^3/cm^3)	(m^{-1})	(-)	(-)	(m/s)
0.0025	1	0.041	1.964	0.3	10^{-5}

5.3.2.3. Résultats

Une simulation numérique intégrant toutes les conditions initiales et aux limites du modèle tridimensionnel a été effectuée pour les trois phases de simulation. Nous nous sommes focalisés sur la fiabilité de la modélisation numérique des écoulements dans l'ensemble de l'aquifère du polder par l'analyse de sa piézométrie.

Nous avons analysé les isopièzes relatives à chacune des phases de simulation. Ils traduisent la variation des niveaux piézométriques, essentiellement au niveau du polder. Nous constatons un état initial correspondant à la phase d'avant inondation où les isopièzes maintiennent un écoulement du sud-ouest vers le nord-est. La phase d'inondation a considérablement impacté l'écoulement dans les limites du domaine mais l'a fait essentiellement au niveau du polder d'Erstein. Les courbes piézométriques montrent une

infiltration des eaux de la surface du sol vers la nappe. De plus, les hauteurs piézométriques ont augmenté dans le polder, en allant dans le sens de l'écoulement. Au bout de 30 jours, les courbes piézométriques reviennent progressivement à leur état initial.

À l'intérieur des deux secteurs inondés, la surélévation moyenne du niveau piézométrique varie ainsi de 10 à 20 cm. En 2004, de la même manière, les amplitudes de battement de nappe varient de 1.5 à 2.7 m. L'amplitude maximale mesurée à l'extrémité aval du secteur interne est ainsi évaluée à 1.25 m. Il apparaît en outre que les amplitudes de battement de nappe du secteur interne restent nettement supérieures à celles du secteur externe. La différence est approximativement comprise entre 25 et 30 cm. Ce résultat s'explique par la localisation des Giessen redynamisés et traduit l'existence de processus d'infiltration des eaux de redynamisation vers la nappe libre sous-jacente.

La Figure 62 montre la variation des hauteurs piézométriques observées et simulées. Les résultats de la deuxième phase montrent bien un pic suite à l'inondation survenue en janvier 2004. Nous précisons que les piézomètres d'observation nommés X, D, U, S, T, E, N, PWa et K sont comparés avec les points dans le modèle numérique numérotés respectivement 83, 84, 85, 87, 88, 89, 90, 91 et 92. Ces points sont choisis à proximité des piézomètres.

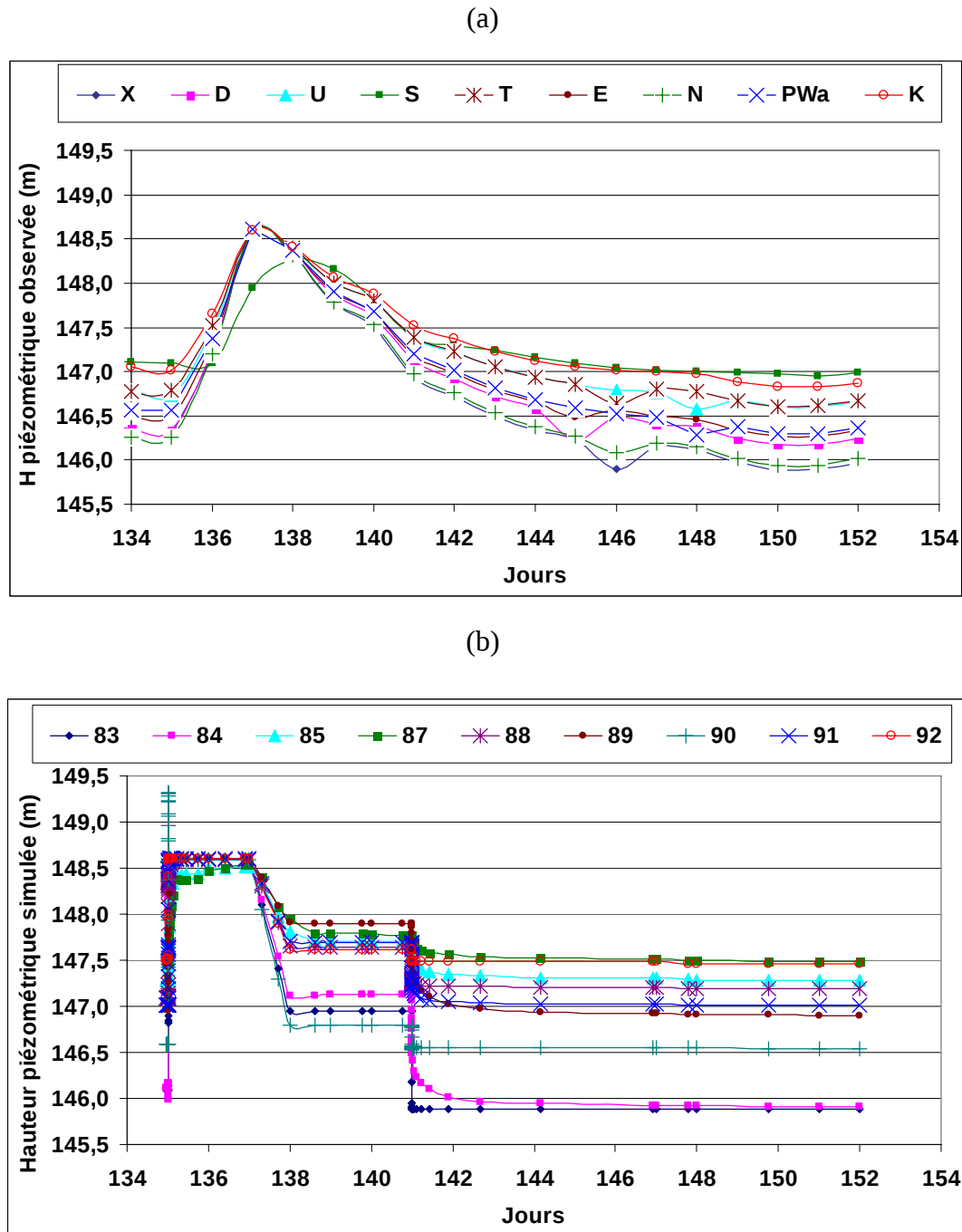


Figure 62 : Evolution de la piézométrie observée (a) et simulée (b) du polder d'Erstein suite à l'évènement d'inondation de janvier 2004

Sur le modèle numérique tridimensionnel, en nous intéressant aux tranches du modèle numérique, nous observons que la première tranche de la zone non saturée représentant la surface du sol réelle du domaine a été touchée sur sa quasi-totalité par de l'eau. La deuxième tranche a montré que les cours d'eau infiltrent de l'eau vers la nappe. Suite à la connexion des Giessen, ces derniers sont influencés par la présence de l'eau dans les autres tronçons d'où

leur tendance à transférer l'eau, à l'exception de quelques tronçons à l'aval du polder d'Erstein.

En réalité, ce premier scénario nous a servi à tester la fiabilité de notre modèle tridimensionnel. Le fait de mener une simulation avec des paramètres hydrodynamiques par défaut n'a pas eu de perspective et n'est surtout pas assez suffisant pour une éventuelle comparaison avec des données réelles du site d'étude. De plus, l'idée de complexifier progressivement le modèle, fort des enseignements de chacune des étapes, semble nous mener à des résultats plus conformes aux résultats expérimentaux. Les modifications suivantes ont porté sur l'hétérogénéité progressive au niveau des sols du polder. Nous tenons compte dans la partie qui suit de deux zones hydrologiques différentes à savoir le chenal et la terrasse.

5.3.3. Scénario 2 : Distribution de paramètres hétérogène au niveau des zones chenal et terrasse

Afin de limiter les temps de simulation et faciliter la paramétrisation, le domaine de modélisation est supposé isotrope et partiellement homogène. Nous avons constaté lors de la modélisation du deuxième scénario que le fait de prendre en compte l'hétérogénéité des matériaux constituant le sol conduisait d'une part à accroître les temps de calcul de la simulation numérique et amenait d'autre part à des difficultés numériques lorsque les propriétés sont contrastées.

La Figure 63 montre la carte de délimitation des zones chenal et terrasse du polder d'Erstein choisie dans ce deuxième scénario. Elle tient notamment compte de la distinction paramétrique entre la terrasse pour représenter le sol et le chenal pour les cours d'eau et leurs proximités. Le reste du domaine autour du polder est défini en tant que terrasse. Il faut noter que cette hypothèse est préliminaire et nous a permis de simplifier notre système afin de simuler ces deux zones et déduire leur contribution spécifique à la recharge de la nappe. Pour ce faire, un travail de numérisation de ces deux zones hydrologiques a été réalisé par le moyen d'un système d'information géographique (cf. Figure 63). Nous ne tenons pas compte dans l'unité chenal du contre canal de Plobsheim et du contre canal de drainage du Rhin car ils ont déjà été pris en charge par la condition de Cauchy au niveau des cours d'eau externes au polder. En effet, nous ne nous intéressons pas, dans notre étude, à l'interaction éventuelle entre le Rhin ou le canal de Plobsheim avec la zone non saturée du polder d'Erstein. Ce

scénario numérique comprend également les trois phases de modélisation, avant, pendant et après les inondations de janvier 2004.

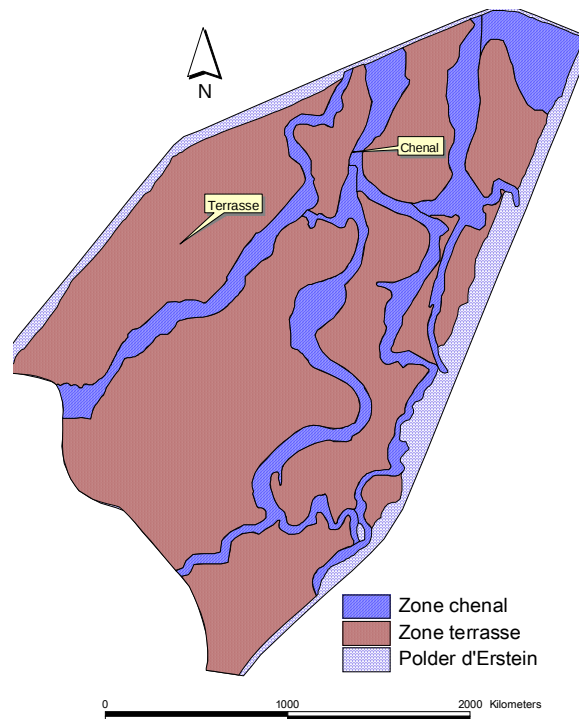


Figure 63 : Carte de délimitation des zones chenai et terrasse du polder d'Erstein.

5.3.3.1. Propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée

Basés sur l'équation de Richards et sur les relations constitutives de Van-Genuchten constituées de cinq paramètres hydrodynamiques, à savoir K , θ_r , θ_s , α et n , nous avons attribué aux deux zones des valeurs numériques différentes. Nous avons choisi comme paramètres hydrodynamiques pour les deux zones chenai et terrasse les paramètres du premier horizon respectivement estimés par l'approche inverse de Levenberg Marquardt (Tableau 13). Cette paramétrisation partielle a été appliquée sur tous les horizons de la zone non saturée du modèle numérique. Finalement le sol est supposé verticalement homogène mais horizontalement hétérogène.

Tableau 13 : Paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée du deuxième scénario

	θ_s [-]	θ_r [-]	α [1/m]	n [-]	K [10^{-6} m/s]
Terrasse	0.5772	0.2978	8.95	1.21	23.2
Chenal	0.6246	0.3733	40.14	1.24	19.9

5.3.3.2. Résultats

La cohérence des résultats numériques avec les observations a été testée en comparant l'évolution des niveaux de nappe mesurés et simulés en des points présentant des conditions initiales de nappe et de proximité des deux unités hydrologiques terrasse et chenal. La prise en compte uniquement de ces deux zones n'est pas représentative de la réalité. Pour ceci, il n'est pas possible d'effectuer des comparaisons au niveau de tous les piézomètres installés sur le site. Seules quelques configurations ont été analysées. Pour les données issues de la modélisation, deux courbes ont été proposées pour la comparaison des dynamiques de la nappe enregistrée sur les piézomètres affectés par l'évènement d'inondation. L'emplacement des points d'observation ou de contrôle choisis à proximité des différents piézomètres pour la validation des résultats numériques est représenté dans la Figure 64. Nous disposons, sur la plupart des piézomètres du domaine étudié de mesures qui couvrent les trois phases, généralement au pas de temps journalier. Il est nécessaire d'étudier en détail ces mesures qui constituent la référence la plus importante pour la validation de notre modèle local du polder d'Erstein.

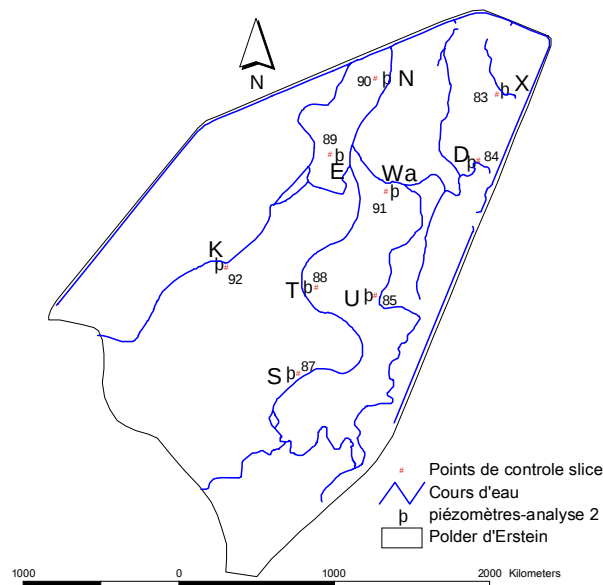


Figure 64 : Emplacement des points d'observation et des piézomètres sur le polder d'Erstein.

Nous avons suivi dans un premier temps l'évolution de la saturation dans le modèle en fonction du temps. La Figure 65 présente la variation de la saturation au point D, situé à

proximité du piézomètre 84, à la cote $z = 147.43$ m du modèle numérique. C'est une variation de la saturation en fonction des trois phases de simulation.

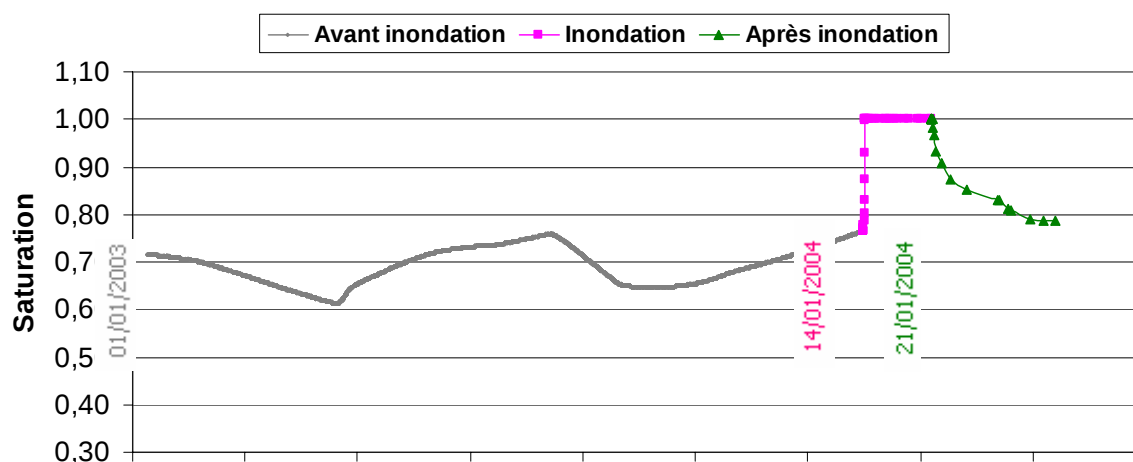


Figure 65: Saturation en eau calculée lors des trois phases de simulation au point D à la cote $z = 147.43$ m

Bien qu'elle soit élevée pour la première simulation (de l'ordre de 0.6 à 0.7), la saturation subit une augmentation abrupte en moins d'un jour après le début de l'inondation. La saturation maximale du sol proche de la surface est donc atteinte très rapidement et maintenue pendant les cinq jours d'inondation. En revanche, la dessaturation du milieu poreux à partir du 20 janvier s'effectue sur une durée plus longue pour s'approcher lentement du niveau de saturation initial. Cette dissymétrie du processus d'imbibition et de drainage confirme les résultats de simulation obtenus sur les cas de simulation 1D vertical (cf. chapitre 4).

La hausse de saturation en eau se traduit ensuite par une arrivée d'eau à la nappe impliquant une augmentation de sa charge hydraulique de la nappe. La Figure 66 montre la comparaison des charges hydrauliques observées et simulées aux différents points d'observation choisis dans le modèle numérique à proximité immédiate des piézomètres.

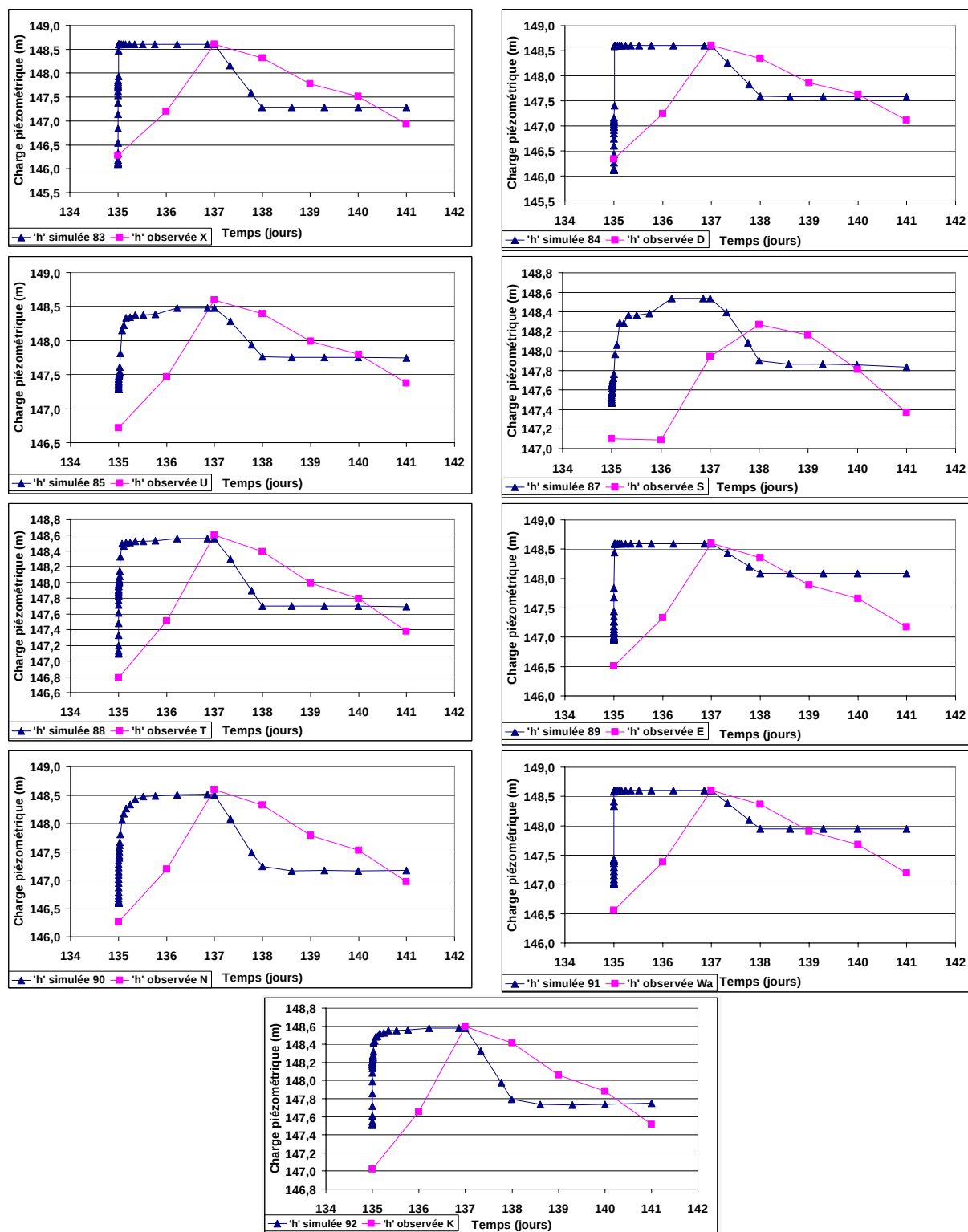


Figure 66: Comparaison des charges hydrauliques observées et simulées aux différents points d'observation du modèle numérique localisés à proximité des piézomètres peu profonds du polder d'Erstein.

La Figure 66 montre, sur la totalité des comparaisons, une similitude relative entre les variations des niveaux piézométriques mesurées et simulées. Ces résultats confortent l'approche de simulation menée, malgré les différences observées dues probablement aux très fortes simplifications. Nous constatons que le modèle simule correctement les variations des niveaux de la nappe en réponse à sa recharge par les inondations. Il existe néanmoins des écarts notables, notamment au niveau de la montées plus abruptes de la charge hydraulique simulée par rapport à celle observée. Ces écarts peuvent s'expliquer essentiellement par le fait que le champ des paramètres hydrodynamiques introduit dans le modèle d'écoulement (K , θ_r , α , n et ε) ne tient compte ni d'une variation verticale de ces paramètres, ni d'une variation dans un plan horizontal. De plus, nous supposons que la fonction d'inondation dans le modèle numérique est la même sur la toute la surface inondée, ce qui ne peut pas être représentatif de la réalité, qui est influée par les niveaux du sol et par la différence de la lame d'eau en surface. Une autre cause pourrait être la dynamique de la nappe alluviale qui semble être sur-estimée par le modèle. En effet nous supposons que toute la zone non saturée du domaine est en équilibre hydrostatique à l'état initial de l'écoulement. Or, en réalité, la zone non saturée pourrait être en « déficit » en eau, avec des pressions capillaires initiales plus élevées que dans le modèle numérique. Ceci pourrait notamment expliquer pourquoi notre modèle réagit beaucoup plus vite avec une montée prononcée des niveaux piézométriques de l'aquifère du polder d'Erstein suite à l'évènement d'inondation. Selon le modèle numérique, la zone non saturée se sature donc très rapidement. Une particule d'eau met en moyenne 2 jours pour atteindre le toit de la nappe. Il est évident que le transfert hydrique de la zone non saturée est fortement influencé par les valeurs numériques estimées pour les différents paramètres hydrodynamiques. C'est dans cette perspective de mieux approcher ces paramètres par rapport à la réalité que notre troisième scénario prend de l'intérêt en complexifiant le milieu poreux avec une hétérogénéité horizontale et verticale très proche de la réalité.

Avant de passer au troisième scénario, nous avons mené une comparaison des quantités d'eau infiltrées depuis la surface du sol avec celles provenant des cours d'eau du polder d'Erstein. L'objectif de cette partie est de savoir quelle est la part la plus importante d'eau infiltrée par ces deux systèmes hydrologiques différents (Figure 67).

Dans le cadre de notre travail, nous avons tenu compte de plusieurs hypothèses concernant les cours d'eau. Si la largeur du cours d'eau dépassait les 30 m, il serait discrétisé avec deux

mailles, sinon avec une seule maille. Ceci est dû au fait que le cours d'eau est toujours plus petit que les mailles d'un modèle régional comme le confirme Rushton, (2007).

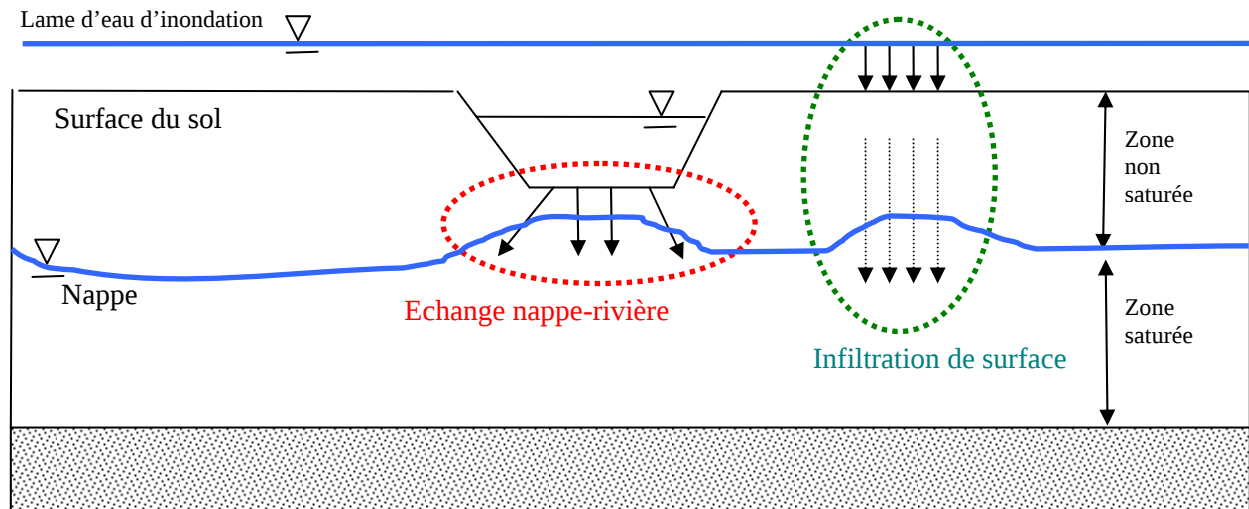


Figure 67: Modèle simplifié des flux d'eau dans une coupe verticale à travers le site d'étude (en rouge) est montré l'échange d'eau schématisé avec la nappe et (en vert) le transfert hydrique depuis la surface du sol vers la nappe.

Nous avons analysé les flux verticaux de chacune des zones dans la couche (tranche) qui est située juste en dessus du toit de la nappe phréatique. Ce choix est fait afin de quantifier la quantité d'eau reçue par la nappe. Les résultats numériques sont présentés dans le Tableau 14 pendant les phases : de l'inondation (phase 1) et de l'après inondation (phase 2).

Tableau 14 : Flux d'eau calculés pendant les phases 1 et 2 au niveau de la surface du sol (terrasse) et du secteur aval du Kaltergiessen (chenal)

	Flux total [$10^{-4} \text{ m}^3/\text{j}/\text{m}^2$]
Phase 1 au 14 janvier 2004	
Chenal	380
Terrasse	8
Phase 2 au 20 janvier 2004	
Chenal	840
Terrasse	504

Les résultats du Tableau 14 montrent que les flux d'eau varient pour la même unité hydrologique chenal et terrasse au fil des deux phases. En effet, l'évènement d'inondation engendre une recharge de la nappe, d'où l'augmentation des flux totaux calculés. Par ailleurs, une différence significative est observée au niveau des flux du chenal et de la terrasse. Le chenal exprime une infiltration beaucoup plus importante que la terrasse. Nous pouvons conclure que la part d'eau infiltrée par les cours d'eau est plus importante que celle qui

s'infiltrer à travers le sol en passant par tous les horizons qui le forment. La nappe alluviale du polder d'Erstein étant peu profonde et située environ à 2 m en dessus du sol, elle favorise plutôt l'infiltration engendrée par le cours d'eau.

5.3.4. Scénario 3 : Distribution hétérogène des paramètres

Nous étudions dans cette partie un schéma d'hétérogénéité complet sur le polder d'Erstein. Ce travail propose la mise au point et l'application d'une méthode originale d'estimation de paramètres hydrodynamiques s'intégrant complètement dans la démarche de modélisation des aquifères alluviaux. La technique de paramétrisation mise en œuvre dans le cadre de ce travail a été détaillée dans le chapitre 3 et nous présentons dans cette partie les résultats au niveau du modèle tridimensionnel. Cette méthode dite pédologique repose sur une description du domaine étudié par une succession de couches représentant la zone non saturée du modèle numérique. Cette description permet de décrire le sol composé de textures différentes par des paramètres hydrodynamiques estimés. Nous aboutissons finalement au développement complet d'un outil de modélisation intégrant toute hétérogénéité spatiale et verticale au niveau de la zone non saturée de l'aquifère alluvial.

5.3.4.1. Mise en oeuvre de la méthode d'estimation des paramètres et son impact sur la recharge de la nappe

L'objectif de cette partie est d'étudier l'impact de ces paramètres estimés sur les hauteurs d'eau calculées. Ces données sont confrontées aux hauteurs piézométriques observées sur le site d'étude et aux quantités d'eau arrivées à la nappe suite à l'infiltration des eaux d'inondations depuis la surface du sol. Ainsi, le modèle est complet et se rapproche essentiellement de la réalité par son caractère tridimensionnel. L'ensemble des paramètres, indépendant du temps, est estimé par une approche pédologique. L'application de cette démarche à ce cas réel montre le caractère opérationnel et l'intérêt qu'elle présente pour l'analyse des systèmes naturels complexes.

Suivant cette approche d'estimation, nous avons transformé les combinaisons des textures de sol en pourcentages de sable, d'argile et de limon. Ces pourcentages ont été intégrés dans le module Rosetta pour générer des paramètres hydrodynamiques relatifs à chacune des classes. Nous avons retenu finalement 15 classes, suite à plusieurs simplifications faites sur ces dernières. En effet, certaines combinaisons, malgré leur différence de nomination, auront des pourcentages de sable argile et limon très proches et seront supposés appartenant à la

même classe. Le Tableau 15 illustre les paramètres hydrodynamiques obtenus pour les 15 classes texturales.

Tableau 15 : Paramètres hydrodynamiques estimés par approche pédologique

Classe texturale	θ_r (cm ³ /cm ³)	θ_s (cm ³ /cm ³)	α (1/m)	n (-)	K (10 ⁻⁶ m/s)
1	0,0684	0,4064	1,56	1,40	1,00
2	0,0730	0,4314	0,63	1,57	1,56
3	0,0594	0,387	2,60	1,3552	2,17
4	0,0703	0,4191	0,91	1,4964	1,28
5	0,0815	0,4469	0,91	1,4797	1,39
6	0,0638	0,3956	2,07	1,3744	1,53
7	0,0591	0,3834	2,81	1,3481	2,34
8	0,0357	0,3913	3,56	1,4235	6,14
9	0,0484	0,3890	0,98	1,5133	2,15
10	0,0492	0,3789	3,46	1,8145	13,6
11	0,0554	0,3789	3,06	1,3786	3,26
12	0,0793	0,4561	0,61	1,5943	1,41
13	0,0416	0,3877	3,27	1,4074	4,78
14	0,0631	0,4068	0,78	1,5346	1,60
15	0,0342	0,3907	4,58	1,7213	12,5

5.3.4.2. Résultats

Nous attribuons les paramètres du Tableau 15 sur toutes les zones existantes par horizon de la zone non saturée. Une comparaison des hauteurs piézométriques observées et calculées a été également menée pour la phase d'inondation. Les résultats ont montré que le modèle a réagi, mais pas d'une façon très différente par rapport au deuxième scénario, excepté pour les points 89 et 91, où nous avons une baisse des niveaux piézométriques de 50 et 30 cm respectivement par rapport au deuxième scénario. Le point 90 a quant à lui affiché une pente de remontée moins abrupte que celle simulée dans le deuxième scénario. Partout ailleurs, nous remarquons que, malgré les faibles différences, l'affectation des paramètres hydrodynamiques a adouci la pente de la courbe de réponse de la nappe suite à l'infiltration des eaux d'inondations. D'où une diminution des vitesses de percolation.

Les différences au niveau des points 89, 90 et 91 peuvent s'expliquer par le fait qu'ils appartiennent à l'aire d'inondation qui touche la partie centrale et l'aval du polder d'Erstein, les autres points sont beaucoup plus en amont et moins touchés par cet évènement.

Nous pouvons en conclure que l'effet des paramètres hydrodynamiques est peu visible pendant la phase d'inondation. La lame d'eau infiltrée est très importante et donc quelque soit la nature de notre sol, le transfert hydrique se fait de la même manière. Un dôme hydraulique

est également observé au niveau de la nappe. La conductivité hydraulique surestimée semble accélérer les vitesses d'écoulements. De plus, nous relevons que les paramètres hydrodynamiques estimés ne sont pas significativement différents d'une classe à une autre. En effet, le paramètre α est du même ordre de grandeur pour toutes les classes texturales variant entre un minimum de 0.61 et un maximum de 4.58. Les résultats du chapitre 4 ont montré que le paramètre α étant sous estimé, influe sur les vitesses d'écoulement et sur le temps de retour du profil de pression à son état initial. Ceci, nous a conduit à analyser les hauteurs piézométriques pendant la période de la décrue. Les résultats sont illustrés dans la Figure 68.

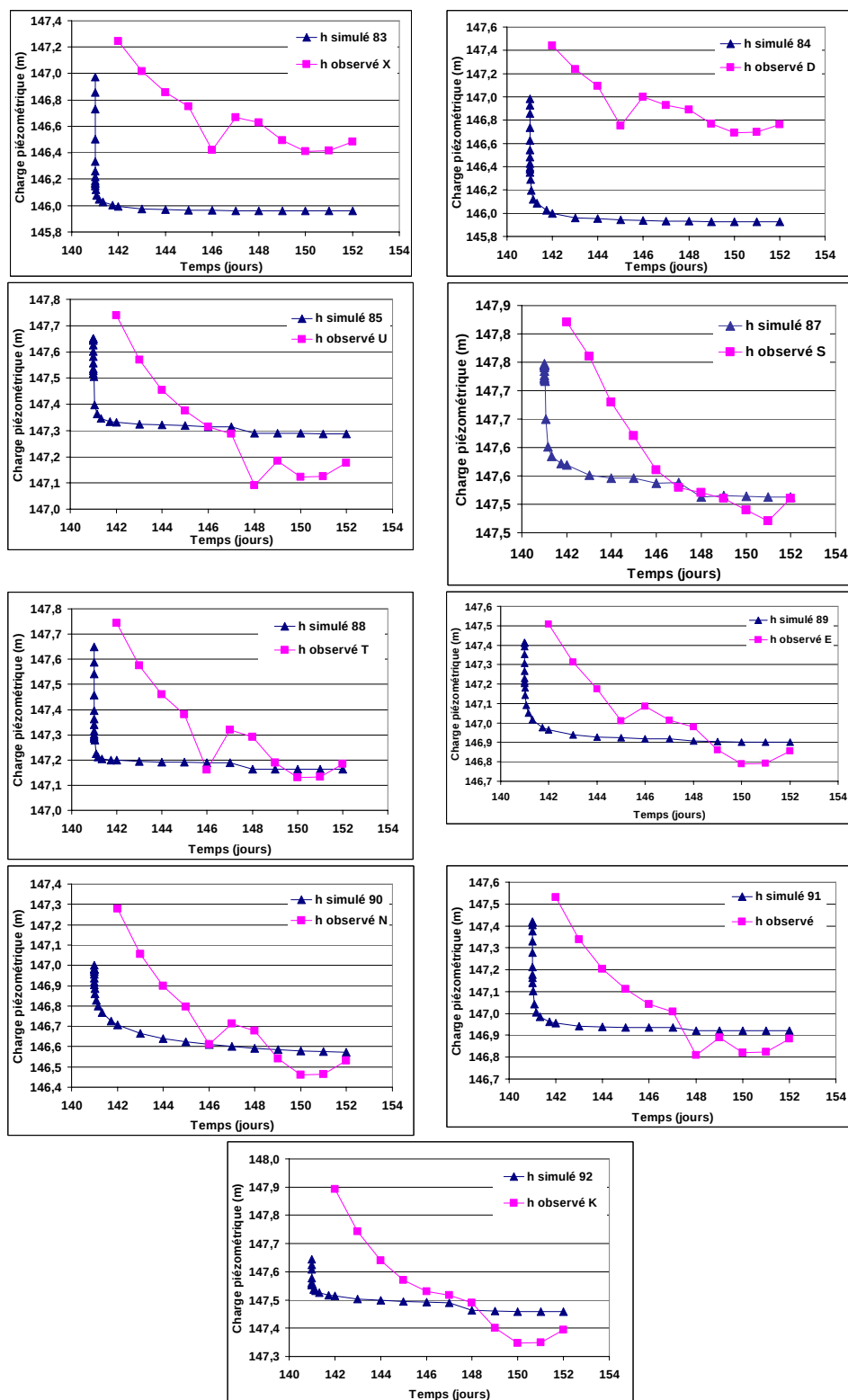


Figure 68 : Niveaux piézométriques calculés et observés lors de la phase de décrue.

Les hauteurs piézométriques simulées montrent un comportement similaire à celui des observations. L'allure de la courbe de décrue est très différente, indiquant que le drainage se fait en réalité beaucoup plus lentement que dans la simulation numérique. Ceci est probablement dû à une surestimation des valeurs numériques des conductivités hydrauliques dans le modèle. Les données piézométriques montrent aussi des fluctuations au bout des 10 jours de décrue. Par ailleurs, le modèle numérique a déjà atteint un état d'équilibre.

Nous analysons deux groupes de piézomètres en détail. Les points 87 et 88, situés sur le même tronçon de cours d'eau, semblent très bien représenter les données piézométriques. Ceci peut être expliqué par leur localisation peu éloignée du cours d'eau et par leur appartenance à la partie aval du site d'étude. Par contre, au niveau des points 83 et 84, la hauteur piézométrique observée est largement en dessus de la hauteur simulée. Ces deux points sont situés à l'aval du polder, à proximité du Rhin et de la petite lagune formée par le bras situé à coté du piézomètre X. Ce bras est alimenté en permanence par la nappe phréatique d'où une zone fortement perméable caractérisée par des niveaux d'eau élevés. L'écart observé peut aussi être expliqué par une perte de charge à travers le lit de ces cours d'eau ainsi que leurs berges. N'ayant pas pris en compte la zone de colmatage matérialisée par une perméabilité moins importante, des études complémentaires pourraient être menées pour analyser en détail ce paramètre.

Afin d'améliorer les résultats numériques, nous avons étudié la sensibilité du modèle en changeant la valeur du paramètre de Van-Genuchten α compte tenu des résultats obtenus au chapitre 4. Une valeur plus grande, constante de l'ordre de 40 m^{-1} et estimée par approche inverse a été appliquée partout dans le modèle. Les résultats des simulations obtenus avec ce nouveau paramètre, pour la phase de décrue sont présentés dans la Figure 69.

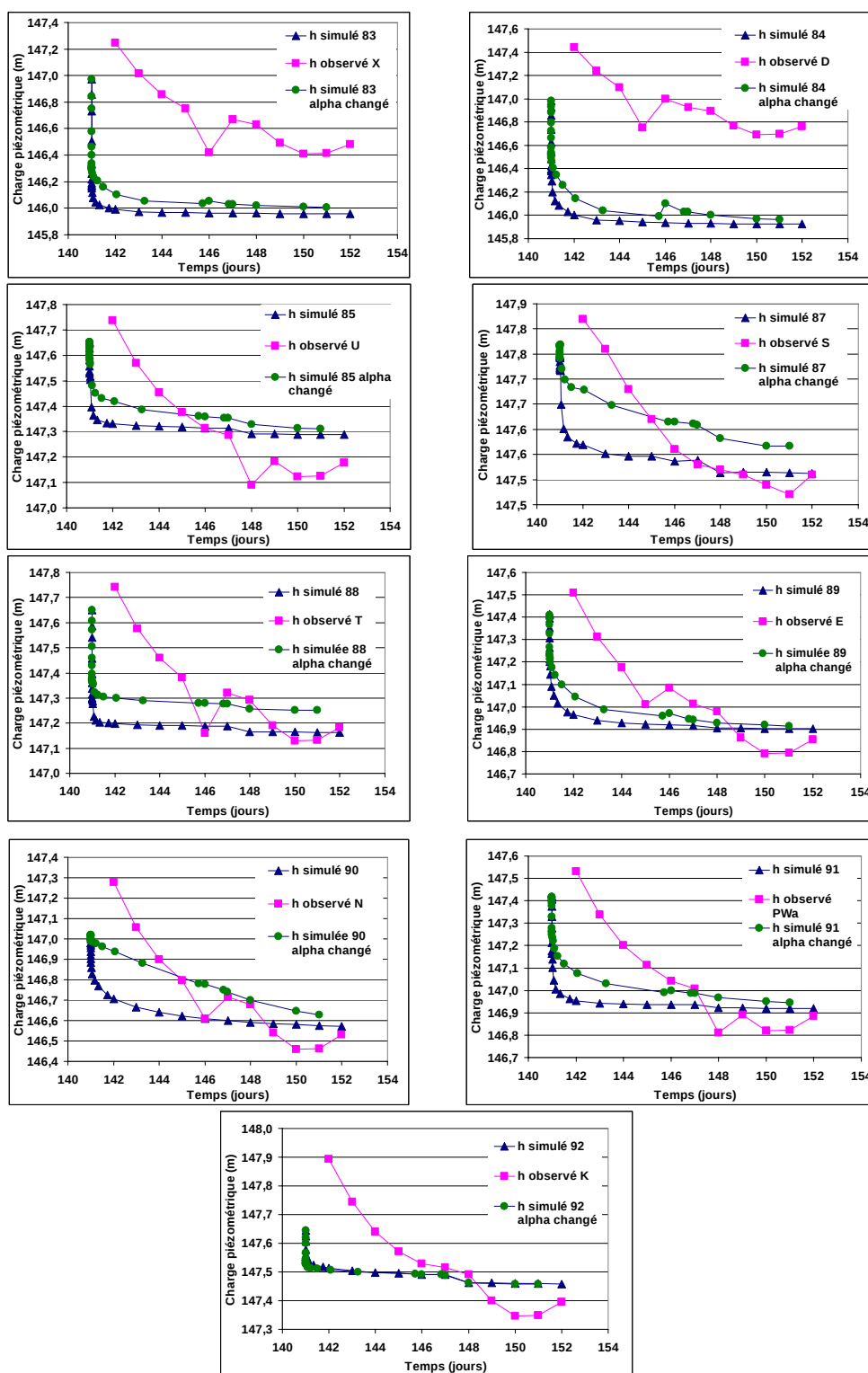


Figure 69 : Comparaison des hauteurs d'eau simulées par le scénario 3 avec les charges piézométriques réelles, après l'augmentation de la valeur du paramètre de Van Genuchten α .

Le changement du paramètre α a un effet sur la réaction du modèle. Les hauteurs d'eau simulées augmentent et se rapprochent nettement plus de la valeur observée, à l'exception de quelques points qui ont déjà montré des anomalies dès le départ. Les niveaux piézométriques simulés au point 87, situé à proximité du piézomètre S, corroborent bien les observations, par contre, un effet moindre est observé pour le piézomètre K où le changement n'a pas modifié la tendance de la courbe.

Finalement, cette analyse de sensibilité semble améliorer les résultats mais nous remarquons que nous pouvons encore parfaire notre paramétrisation en faisant plus d'essais sur les autres paramètres. La zone de colmatage des cours d'eau aura aussi un impact d'amélioration et de rapprochement de la réalité.

Analysons maintenant la part des flux d'eau infiltrés depuis la surface du sol jusqu'à la nappe, pour évaluer l'impact du changement des paramètres hydrodynamiques. Pour la quantification des flux verticaux transitant depuis la surface du sol jusqu'à la nappe et ceux s'infiltrant depuis le cours d'eau, nous avons choisi un polygone de dimension constante. Nous évaluons les flux verticaux traversant ce polygone, une fois placé i) sur le cours d'eau du Kaltergiessen et ii) sur le sol à proximité de ce cours d'eau. Le tronçon de Giessen choisi est à proximité du piézomètre T et du point 88. Les flux d'eau calculés lors des trois phases de simulation sont représentés dans le Tableau 16.

Tableau 16 : Flux d'eau calculés pendant les trois phases de simulation au niveau de la surface du sol (terrasse) et du secteur aval du Kaltergiessen (chenal)

	Flux total [$10^{-4} \text{ m}^3/\text{j}/\text{m}^2$]
Phase avant inondation au 13 janvier 2004	
Chenal	308
Terrasse	5.14
Phase inondation 2 au 20 janvier 2004	
Chenal	230
Terrasse	227
Phase après inondation 3 au 30 janvier 2004	
Chenal	300
Terrasse	5.9

A travers les trois phases de simulation, nous remarquons que les flux, depuis le Kaltergiessen, sont beaucoup plus importants que ceux issus la surface du sol. Pendant la phase d'inondation, les flux sont comparables, montrant très bien que notre milieu est très perméable. Par ailleurs, lors de la décrue, les flux au niveau de la terrasse ont

considérablement diminué montrant que toute l'eau infiltrée a rapidement quitté le profil du sol.

5.4. Conclusion

Nous avons modélisé en 3D, les écoulements dans le site du polder d'Erstein, suite à l'événement exceptionnel d'inondation de janvier 2004. L'étude a porté sur l'influence de la paramétrisation de la zone non saturée en terme de quantités d'eau infiltrées et de niveaux piézométriques observés. Les premiers résultats numériques comparés aux données piézométriques mesurées sont encourageants. La paramétrisation de la zone non saturée par l'approche pédologique est relativement satisfaisante à ce stade de modélisation. Néanmoins quelques améliorations par rapport à certains paramètres semblent justifiées. Il faudrait programmer des études numériques complémentaires pour valider ou invalider quelques hypothèses de travail afin d'améliorer la qualité du modèle d'écoulement développé. La méthode de paramétrisation de la zone non saturée peut être également appliquée lors d'autres événements hydrologiques survenus sur le polder telle que la redynamisation des Giessen.

Conclusion générale et perspectives

Le polder d'Erstein est un secteur expérimental pour le suivi de l'impact des ré-inondations des zones alluviales. Les inondations du polder d'Erstein par les eaux du Rhin sont susceptibles de modifier le fonctionnement hydrologique (écoulements de surface, échanges nappe-cours d'eau, recharge de la nappe...). Notre objectif général étant l'analyse et la quantification des transferts hydriques en aquifère poreux, les recherches entreprises se sont fondées sur trois approches :

- la quantification de l'hydrodynamique en période hydrologique normale et en période d'inondations rétensives et écologiques de la forêt alluviale ;
- l'établissement des bilans de transferts de masse au niveau des sites de contrôle pendant et après les premières inondations de janvier 2004 ;
- la prédiction des transferts hydriques vers la nappe sur l'ensemble du polder d'Erstein, en tenant compte de l'hétérogénéité spatiale et verticale du système alluvial forestier, en fonction de la modalité d'inondation (restauration de la fonctionnalité de zones inondables).

Les simulations numériques du transfert hydrique ont été abordées avec le code de calcul FeFlow (**F**inite **e**lement subsurface **Flow** system) et validées par les données expérimentales mesurées in situ, à deux échelles d'étude différentes :

- à l'échelle locale des sites de contrôle chenal, terrasse, 39A et 230 (chapitre 4), où nous avons constaté l'importance des infiltrations verticales suite à l'événement d'inondation contrôlée de janvier 2004. L'étude simplifiée de l'infiltration sur des colonnes de sol nous a permis de déterminer les processus qu'elle engendre et la pertinence de l'approche pédologique sur l'estimation des paramètres hydrodynamiques ;
- à l'échelle du polder d'Erstein (chapitre 5), où nous avons validé dans *un premier scénario* de modélisation tridimensionnel le schéma de fonctionnement du transfert hydrique depuis la surface du sol jusqu'à la nappe, et ce avec des paramètres hydrodynamiques par défaut. Nous avons ensuite complexifié progressivement la zone non saturée du système dans le deuxième et troisième scénario. Dans le *deuxième*, la complexification se traduit par la

distribution des paramètres au niveau de la terrasse et du chenal. Dans le *troisième*, elle se traduit par une distribution complètement hétérogène sur la verticale et l'horizontale du modèle numérique.

Ces travaux ont permis:

- d'évaluer le temps de séjour des molécules d'eau depuis la surface du sol jusqu'à l'arrivée au toit de la nappe, et le temps nécessaire pour revenir à l'état initial ;
- de quantifier la recharge de la nappe depuis l'évènement d'inondation survenu en janvier 2004 ;
- de déterminer la part d'eau rechargeant la nappe qui provient des infiltrations de surface et ceux qui résultent des échanges nappe-cours d'eau ;
- d'analyser l'influence de l'hétérogénéité du sous-sol sur le transfert hydrique lors des inondations contrôlées à la surface du sol du polder d'Erstein ;
- d'élaborer et valider une approche pédologique à partir de données expérimentales, pour prendre en compte de façon appropriée l'hétérogénéité du milieu naturel.

Les conclusions tirées de nos recherches peuvent être regroupées en quatre points principaux :

- **Modèle hydrodynamique de l'aquifère alluvial**

Le modèle hydrodynamique développé reproduit de façon satisfaisante les caractéristiques de l'aquifère poreux du polder d'Erstein. Les niveaux piézométriques simulés sont proches de ceux observés. Par rapport aux modélisations antérieures, tous les cours d'eau à l'intérieur du polder ont été introduits dans notre modèle d'écoulement en précisant leur niveau d'eau, la cote du lit et un coefficient d'échange. De plus, l'ajout de la bande aux sud du domaine s'est avérée très utile, en tenant compte des cours d'eau extérieurs au polder : Zembs, Muhlbach et Feldgraben. Le choix d'une modélisation des cours d'eau par une condition de Dirichlet a été pertinent, même si l'approche nous a conduit à utiliser une forme géométrique très simplifiée des Giessen, en nous appuyant sur une étude fine de 32 profils longitudinaux et transversaux des différents tronçons des principaux Giessen (Schutzengiessen, Langgiessen et Kaltergiessen).

- **Approche pédologique pour la paramétrisation de l'hétérogénéité des sols**

La mise en œuvre d'une approche pédologique basée sur une description qualitative de la texture des sols du polder s'est avérée indispensable pour parvenir à une modélisation 3D du transfert hydrique en zone non saturée. En nous appuyant sur une étude pédologique antérieure qui disposait de 84 points d'observation, nous avons transformé dans un premier temps cette information qualitative en pourcentages de sable, argile et limon via la combinaison de deux triangles de texture référencés. Dans un second temps, ces pourcentages ont servi à la création de zones homogènes dans le plan horizontal et dans le plan vertical, en suivant les horizons de sol de la zone non saturée. La spatialisation des données s'est effectuée via ArcView 3.1 en utilisant la méthode des polygones de Thiessen pour créer des zones homogènes de paramètres. Cette méthode est originale et n'a pas encore été utilisée dans d'autres études. Les paramètres hydrodynamiques obtenus par cette méthode se sont révélés proches de ceux obtenus par les mesures expérimentales en laboratoire (courbes de rétention d'eau et courbes granulométriques).

- **Influence des hétérogénéités sur les flux verticaux**

Des simulations monodimensionnelles ont été menées sur les quatre sites de contrôle du polder (Terrasse, Chenal, 39A et 230). L'objectif ici est de quantifier la répartition de la teneur en eau en fonction du temps, le flux d'eau et le volume d'eau infiltré dans la zone non saturée en fonction des hétérogénéités du sol, pendant les cinq jours d'inondation de janvier 2004. Trois approches d'estimation des paramètres hydrodynamiques des sols de la zone non saturée ont été testées : (1) approche expérimentale (représentant l'état de référence), (2) approche granulométrique et (3) approche pédologique. Nous avons constaté que les flux d'eau varient fortement dans une gamme très large : au niveau du Chenal, le flux estimé selon la première approche est sept fois plus important que celui estimé selon les approches 2 et 3, qui sont eux du même ordre de grandeur. Au niveau de la Terrasse, la recharge des eaux souterraines calculée en utilisant les paramètres des méthodes 1 et 2 est d'environ 4500 mm et 2400 mm respectivement. Les résultats issus des simulations avec les paramètres de l'approche expérimentale montrent toujours la plus grande vitesse d'infiltration de l'eau depuis la surface du sol et le plus grand volume d'eau infiltré dans la nappe phréatique, mais présente le centre de masse de la distribution de la teneur en eau le plus bas. De manière générale, l'évènement d'inondation de janvier 2004 a contribué à une recharge très importante de la nappe quelle que soit l'approche adoptée.

L'estimation des paramètres hydrodynamiques a montré que la variable de Van-Genuchten n est proche pour les approches 1 et 3. Par contre le paramètre α est systématiquement sous-estimé dans la troisième approche. Ceci permet de conclure que l'approche pédologique est uniquement appropriée pour prédire la perméabilité relative d'un sol en fonction de sa saturation en eau. Par ailleurs, les conductivités hydrauliques harmoniques calculées pour les sites de contrôle surestiment de 6 à 8 fois les conductivités hydrauliques réelles.

Le temps nécessaire pour saturer complètement le sol varie sur le polder d'Erstein. De manière générale, une particule d'eau met en moyenne deux jours pour atteindre le toit de la nappe. Le retour à l'état d'équilibre dans la zone non saturée est simulé d'une façon plus réaliste par l'approche expérimentale que par l'approche pédologique qui sous-estime le temps de retour des particules de sols à l'équilibre d'un facteur de 10. Le paramètre clé pour l'utilisation pratique de l'approche 3 est sans doute le paramètre α , qui s'est révélé être le paramètre hydrodynamique le plus sensible. Des travaux complémentaires sont envisagés pour mener une analyse de sensibilité détaillée.

L'approche pédologique est à notre sens très prometteuse et efficace pour spatialiser les paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée, en prenant en compte les incertitudes possibles, qui se situent notamment au niveau de la description des sols et de la transformation en pourcentages de sables, argile et limon.

- **Scénarios de simulation numérique en 3D**

Trois scénarios de simulation tridimensionnelle ont été testés. Le premier a porté sur un domaine homogène en surface et en profondeur, tandis que le deuxième a porté sur une distribution hétérogène selon les deux zones du chenal et de la terrasse. Les résultats ont montré que le flux infiltré dans le chenal est beaucoup plus important que celui infiltré depuis la terrasse. Les résultats du troisième scénario modélisant un domaine « hétérogène » ont été comparés aux données de la piézométrie et de la succion afin de vérifier la pertinence du modèle d'écoulement développé. Il a été montré que :

- la prise en compte des hétérogénéités par l'approche pédologique conduit à des niveaux piézométriques proches des niveaux simulés ;

- le paramètre de Van-Genuchten α a un effet significatif sur la vitesse de drainage du modèle ;
- la prise en compte de la zone de colmatage au niveau des cours d'eau internes et de leur conductivité hydraulique pourrait améliorer les résultats numériques.

Quelles perspectives pour ce travail ?

En plus des travaux complémentaires cités pour parfaire le modèle hydrodynamique développé, plusieurs pistes de recherches peuvent être envisagées.

Le polder d'Erstein est une ancienne zone inondable forestière du champ d'inondation du Rhin. Coupé de l'influence du Rhin depuis plus de 30 ans, ce site est soumis à des ré-inondations dans un objectif de rétention de crues (crues décennales) et de submersions écologiques (inondations annuelles). Il a été montré que suite à la suppression des inondations, le transfert de l'azote nitrique était profondément modifié, les concentrations dans la nappe ayant augmenté d'un facteur 5 après 2 siècles de non-inondation du secteur. Nous posons alors la question suivante : les ré-inondations peuvent-elles permettre la restauration du cycle naturel de l'azote en zone alluviale, et en particulier la réduction des transferts vers la nappe ?

Les objectifs scientifiques seraient d'établir les bilans de nitrate pour l'évaluation de la capacité épuratoire du site avant et après les premières ré-inondations et de prédire les modifications des transferts d'azote vers la nappe dans un système alluvial forestier en fonction des différentes modalités de ré-inondations (restauration de la fonctionnalité de zones inondables).

Il s'agirait donc, à court terme :

- ✓ de simuler numériquement le transport réactif du nitrate, en particulier sur les années 2003 et 2004 en tenant compte du régime transitoire de l'écoulement tridimensionnel en zones non saturée et saturée de l'aquifère alluvial ;
- ✓ de comparer les concentrations en nitrates et nitrites calculées avec celles mesurées dans les piézomètres et les bougies poreuses du site d'étude.

Puis, à *moyen terme* :

- ❖ de quantifier les processus de dénitrification et de nitrification observés en fonction de l'espace et de la texture du sol par un modèle cinétique de réaction d'ordre 1. Par ailleurs, des essais effectués sur les échantillons de sol prélevés ont confirmé le potentiel de dénitrification des sols à l'intérieur des digues (secteur du chenal) alors que le sol de la zone externe révèle plutôt une absence de potentialité dénitrifiante ;
- ❖ d'identifier dans le bilan de nitrates, le bilan de la sorption et de la dégradation liée à l'activité microbienne, par la modélisation du transport des chlorures considérés comme traceur et qui servira comme référence du transport « réactif ».

Bibliographie

Bibliographie



- Abdallah A et Masrouri F. 2002. Identification des paramètres hydrauliques d'un sol non saturé à partir d'essais d'infiltration in situ. Paramètres de calcul géotechnique. Magnan éditions. Presses de l'ENPC/LCPC, Paris
- Akima H. 1970. A New Method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. *ACM Journal* **17(4)**: 589-602
- Al-Bitar A. 2007. Modélisation des écoulements en milieux poreux hétérogènes 2D/3D avec couplage surface/souterrain et densitaires. Thèse de Doctorat. Institut National Polytechnique de Toulouse. 157 p
- Amoros C et Roux A.L. 1988. Interaction between water bodies within the floodplains of large rivers: function and development of connectivity. Connectivity in Landscape Ecology. Proceedings of the 2nd International Seminar of the "International Association for Landscape Ecology". Münster: 125-130
- Amoros C et Petts G.E. 1993. Hydrosystèmes fluviaux, Collection d'écologie 24, 274 p
- Arya L.M et Paris J.F. 1981. A physico empirical model to predict the soil moisture characteristic from particle size distribution and bulk density data. *Soil science society of America Journal* **45**: 1023-1030
- Assouline S et Tartakovsky D.M. 2001. Unsaturated hydraulic conductivity function based on a soil fragmentation process. *Water Resources Research* **37**: 1309-1312



- Baize D. 1995. Référentiel pédologique. INRA Éditions Paris 332 p
- Baize D. 2000. Guide des analyses en pédologie, 2^{ème} édition revue et augmentée. INRA Editions : techniques et pratiques. 257 p
- Barlow P.M, DeSimone L.A et Moench A.F. 2000. Aquifer response to stream-stage and recharge variations. II. Convolution method and applications. *Journal of Hydrology* **230(3-4)**: 211-229
- Bashford K.E, Beven K et Young P.C. 2002. Observational data and scale dependent parameterizations: explorations using a virtual hydrological reality. *Hydrological Processes* **16**: 293-312
- Bauters T.W.J, DiCarlo D.A, Steenhuis T.S et Parlange J.Y. 2000. Soil water content dependent wetting front characteristics in sands. *Journal of Hydrology* **231-232**: 244-254
- Bear J. 1972. Dynamics of fluids in porous materials, American Elsevier, New York, 764 p
- Bergen K.M, Brown D.G, Rutherford J.F et Gustafson E.J. 2005. Change detection with heterogeneous data using ecoregional stratification, statistical summaries and a land allocation algorithm. *Remote Sensing of Environment* **97(4)**: 434-446

- Bonin M. 1999. Définition et identification d'objets sur une image à haute résolution spatiale: application à la différenciation de types de châtaigneraies avec CLAPAS. Journée de la télédétection à très haute résolution spatiale CEMAGREF. Montpellier :8 p
- Bornand M.B, Arrouays D, Baize D et Jamagne M. 1989. Cadre méthodologique d'une cartographie régionale des sols à l'échelle du 1/250 000. *Science du sol* **27** : 17-20
- Bornand M. 1972. Les sols dans le paysage et leurs aménagements. INRA Ministère de l'Agriculture, SES 175 : 37-53
- Broadbridge P et White I. 1988. Constant rate rainfall infiltration: a versatile nonlinear model 1. Analytical solution. *Water Resources Research* **24**: 145-154
- Brooks R.H et Corey A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology paper* 3. Colorado State University, Fort Collins
- Buckingham E. 1907. Studies on the movement of soil moisture. Bull. No. 38

Г

- Carbiener R. 1970. Un exemple de type forestier exceptionnel pour l'Europe occidentale : la forêt du lit majeur du Rhinau niveau du fossé rhénan (Fraxuni-Ulmetum Oberd 53), Intérêt écologique et biogéographique, Comparaison à d'autres forêts thermophiles. *vegetatio* **(1-4)**: 97-149
- Carbiener R. 1983. Le grand Ried central d'Alsace : écologie et évolution d'une zone humide d'origine fluviale rhénane. *Bulletin d'écologie* **014 (4)**: 249-277
- Carbiener R et Trémolières M. 1990. The Rhine rift valley groundwater-river interactions: Evolution of their susceptibility to pollution. *Research and management* **5**: 375-389
- Carbiener R et Dillmann E. 1992. Cas type de Rhinau-Daubendand : l'évolution du paysage rhénan dans la région de Rhinau au cœur du secteur des Giessen, des Mulbach et Brunnenwasser, Die Auen am Oberrhein, les zones alluviales du Rhin supérieur. Birkhäuser Bâle : 113-136
- Carbiener R et Trémolières M. 2003. La ripisylve du Rhin et ses connexions histoire : évolution naturelle et anthropique, chapitre 12 dans le livre « Les forêts riveraines des cours d'eau. Institut pour le développement forestier, 463 p
- Carluer N et de Marsily G. 2004. Assessment and modelling of the influence of man-made networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management. *Journal of Hydrology*, **285 (1-4)**: 76-95
- Carsel R.F et Parrish R.S. 1988. Developping joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water resources research* **24 (5)**: 755-769
- Cazemier D.R, Lagacherie P et Martin-Clouaire R. 2001. A possibility theory approach for estimating available water capacity from imprecise information contained in soil databases. *Geoderma* **103** : 115-134
- Celia M.A, Bouloutas E.T et Zarba R.L. 1990. A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resources Research* **26 (7)**: 1483-1496
- Chowdary VM, Damodhara R et Jaiswa CS. 2006. Study of infiltration process under different experimental conditions. *Agricultural Water Management Journal* **83**: 69-78

- Commission internationale de l'Hydrologie du bassin du Rhin. 1977. Le bassin du Rhin. Monographie
- Corradini C, Melone F et Smith R.E. 2000. Modeling local infiltration for a two layered soil under complex rainfall patterns. *Journal of Hydrology* **237**: 58-73
- Cousin I. 2010. L'influence de la masse volumique sur les propriétés hydrodynamiques des sols. Position d'une nouvelle fonction de pédotransfert à partir des résultats expérimentaux sur des sols non perturbés. GFHN, Bruxelles
- Cunha N.D et Junk, W.J. 2001. Distribution of woody plant communities along the floodplain gradient in the Pantanal of Poconé, Mato Grosso, Brazil. *International Journal of Ecology and Environmental Sciences* **27 (2)**: 63-70

D

- Damodhara R.M, Raghuwanshi N.S et Singh R. 2006. Development of a physically base 1D infiltration model for irrigated soils. *Agricultural Water Management Journal* **85**: 165-174
- Dane J.H et Hopmans J.W. 2002. Soil Water Retention and Storage - Introduction. IN: Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. (J.H. Dane and G.C. Topp, Eds.). Soil Science Society of America Book Series No. 5. Pages 671-674
- Darcy H. 1856. Les Fontaines Publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris
- Defraeye S. 2003. Mémoire de Master. Impact de la ré-inondation sur le fonctionnement hydrochimique des forêts alluviales. Université de Strasbourg, 60 p
- Descombes R et Humbert J. 1985. Rhin : Encyclopédie e l'Alsace. Publi Total. Strasbourg : 6391-6400
- Descombes R. 1990. L'aménagement du Rhin à val de Strasbourg. LTP. 12 p
- Di Chiara R. 2009. Développement d'un code de calcul multiphasique multiconstituant. Thèse de Doctorat. Université de Strasbourg. 177 p
- Diersch H-JG. 2006. FEFLOW 5.3: Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System. User's manual, WASY GmbH Institute for Water Resources Planning and Systems Research. Berlin; 205
- Dillmann E. 1995. Ecrêtement des crues du Rhin : Polder d'Erstein, Etude d'impact. Voies Navigables de France. Service de la navigation de Strasbourg. 459 p
- Dister E. 1992. La maîtrise des crues par la renaturation des plaines alluviales du Rhin supérieur, Bulletin de la société industrielle de Mulhouse, 1/1992, n°824 « Espaces naturels rhénand : 73-82
- Dupasquier S. 2000. Contribution à l'étude du comportement thermo-hydraulique du stockage saisonnier de chaleur en aquifère. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. 172 p

E

- Ebel B.A, Mirus B.B, Heppner C.S, VanderKwaak J.E et Loague K. 2009. First-order exchange coefficient coupling for simulating surface water-groundwater interactions: parameter sensitivity and consistency with a physics-based approach. *Hydrological Processes* **23**: 1949-1959

Estèves M. 1994. Modélisation des relations entre un aquifère alluvial et une rivière : application au Ried de Colmar (Alsace-France). Congrès National des Sociétés Savantes 113. Strasbourg: 41-61

F

Famiglietti J, Rudnicki J.W et Rodell M. 1998. Variability in soil moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake hill, Texas. *Journal of Hydrology* **210**: 259-281

Fredlund D.G et Xing A. 1994. Equation for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal* **31**: 521-531

Frind E.O et Verge M. 1978. Three dimensional modeling of groundwater flow systems, *Water Resources Research* **14 (5)**: 844-856

Forrer I, Kasteel R, Flury M et Flühler H. 1999. Longitudinal and lateral dispersion in an unsaturated field soil, *Water Resources Research* **35 (3)**: 3049-3060

Fox G.A et Durnford D.S. 2003. Unsaturated hyporheic zone flow in stream/aquifer conjunctive systems, *Advances in Water Resources* **26 (9)**: 989-1000

G

Gee G.W et Ward A.L. 2001. Vadose zone transport field study: FY 2001 Test Plan. Status report, PNNL-13451, Rev. 1, Pacific Northwest National Laboratory, Richland

Genereux D.P, Leahy S, Mitsova H, Kennedy C.D et Corbett R. 2008. Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in west Bear Creek north Carolina USA. *Journal of Hydrology* **358**: 332-353

Grayson R.B, Western A et Chiew F.H.S. 1997. Preferred states in spatial soil moisture patterns: local and non local controls. *Water Resources Research* **12**: 2897-2908

Guénat C, Bureau F et Charnet F. 2003. Genèse, diversité et fonctionnement des sols sous la dépendance d'un cours d'eau, chapitre 2 dans le livre « Les forêts riveraines des cours d'eau. Institut pour le développement forestier, 463 p

Gunduz O et Aral M.M. 2005. River networks and groundwater flow: a simultaneous solution of a coupled system, *Journal of hydrology* **301**: 216-234

H

Haverkamp R, Vauclin M, Touma J, Wierenga P.J et Vauchaud G. 1977. Comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Science American Journal* **41**: 285-294

Hillel D. 1988. L'eau et le sol: Principes et processus physiques. Louvain-la-Neuve, *Academia*, Péda sup 5, 294 p

Hills R.G, Hudson D.B, Porro I et Wierenga P.J. 1989. Modeling one dimensional infiltration into very dry soils: 1 model development and evaluation. *Water Resources Research* **25 (6)**: 1259-1269

Huang K, Mohanty B.P et Van Genuchten M.Th. 1996. A new convergence criterion for the modified Picard iteration method to solve the variably saturated flow equation. *Journal of Hydrology* **178**: 69-91

Hu L.T, Wang Z.J, Tian W et Zhao J.S. 2009. Coupled surface water-groundwater model and its application in the arid Shiang river basin, China. *Hydrological Processes* **23**: 2033-2044

J

Intaraprasong T et Zhan H. 2009. A general framework pf stream-aquifer interaction caused by variable stream stages. *Journal of Hydrology* **373**: 112-121

L

Jamagne M. 1967. Bases et techniques d'une cartographie des sols, *Ann. Agron* **18**, n° hors série. 142 p

JinXi S, Chen X et Wang W. 2010. Spatial variability of specific yield and vertical hydraulic conductivity in a highly permeable alluvial aquifer. *Journal of Hydrology* **388**: 379-388

Junk W.J, Bayley P.B et Sparks R. E. 1989. The flood pulse concept in river-floodplain systems. In Proceedings of the International Large River Symposium (LARS). Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences, Ottawa, Canada: 110-127

K

Kerrou J. 2008. Deterministic and probabilistic numerical modelling towards sustainable groundwater management: Application to seawater intrusion in the Korba aquifer (Tunisia). Thèse de Doctorat. Université de Neuchâtel 203 p

Klein J.P, Carbiener R, Steimer F et Trendel J.M. 1992. Les réserves naturelles des forêts alluviales rhénanes d'Erstein et d'Offendorf: un patrimoine biologique européen. Bulletin Société industrielle Mulhouse n°824: Espaces naturels Rhénans

Klute A. 1986. Water retention: Laboratory methods. In Methods of Soil Analysis, Part 1. ASA, Madison WI. *Agron. Monogr* **9**: 653-661

Korkmaz S, Ledoux E et Önder H. 2009. Application of the coupled model to the Somme river basin. *Journal of Hydrology* **366**: 21-34

Kosugi K., Hopmans J.W et Dane J.H. 2002. Water Retention and Storage - Parametric Models. IN: Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. (J.H Dane and G.C. Topp, Eds). Soil Science Society of America Book Series (5): 739-758

Krause S, Bronstert A et Zehe E. 2007. Groundwater-surface water interactions in a north german lowland floodplain-Implications for the river discharge dynamics and riparian water balance. *Journal of Hydrology* **347**: 404-417

Kumar C.P, Chachadi A.G, Purandra B.K, Kumar S, Varadarajan N et Juyal R. 2007. Modelling of a coastal aquifer using FEFLOW. National Institute of Hydrology, 47 p

L

Lagacherie P, Robbez-Masson J.M, Nguyen N et Barthes J.P. 2001. Mapping of reference area representativity using a mathematical soilscape distance. *Geoderma* **101(3-4)**: 105-118

- Lee M.L, Azman K et Nurly G. 2011. Performances of two instrumental laboratory models for the study of rainfall infiltration into unsaturated soils. *Engineering Geology* **117**:78-79
- Léger M.A. 2006. Influence du retour aux inondations sur le fonctionnement hydrologique du polder d'Erstein: Approche de modélisation. Mémoire de Master. Université Louis Pasteur de Strasbourg, 50 p
- Lehmann F et Ackerer Ph. 1998. Comparison of iterative methods for improved solutions of the fluid flow equation in partially saturated porous media. *Transport in Porous media* **31 (3)**: 275-292
- Lewandowski J, Lischeid G et Nützmann G. 2009. Drivers of water level fluctuations and hydrological exchange between groundwater and surface water at the lowland river spree (Germany) : Field study and statistical analyses. *Hydrological Processes* **23**: 2117-2128
- LfU-Région Alsace. 1996. LIFE : action de démonstration portant sur la protection et la gestion des réserves en eau souterraines dans la partie franco-germano-suisse de la vallée du Rhin supérieur. Rapport final. Rapport LfU. Karlsruhe
- Liang X.H, Mao Y et Ji-mei L. 2007. Changes in groundwater levels and the response of natural vegetation to transfer of water to the lower reaches of the Tarim river. *Journal of environmental sciences* **19**: 1199-1207
- Loyer J.Y, Moriaud S et Descroix L. 1997. Unités de paysage pour l'hydrologie au Nord du Mexique. Water reports 16, FAO, Actes de l'atelier international : Proceedings of the international workshop. LCT - CEMAGREF – ENGREF et ORSTOM
- $\mathcal{M}$
- Maire G et Sanchez-Pérez J.M. 1994. Etude hydrogéomorphologique de la partie orientale du polder d'Erstein. Université de Strasbourg 1. CEREG. 49 p
- Marquardt D.W. 1963. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. SIAM. Journal on Applied mathematics **11(2)**: 431-441
- Mertens J, Madsen H, Feyen L, Jacques D et Feyen J. 2004. Including prior information in the estimation of effective soil parameters in unsaturated zone modelling. *Journal of Hydrology* **294**: 251-269
- Migayrou J. 1990. Quelques aspects des échanges nappe-rivières dans la plaine d'Alsace. Bull. Soc. Ind. Mulhouse n°817 : de l'eau et des hommes
- Moeyes J. 2007. Variabilité spatiale et déterminismes agro-pédologiques du devenir d'un herbicide dans l'horizon de surface – Application au cas de l'isoproturon dans un secteur agricole de Beauce chartraine. Thèse de Doctorat. AgroParisTech Paris. 273 p
- Mougougou A, Trémolières M et Sanchez-Pérez J.M. 1998. Réalité de l'excrétion foliaire en milieu forestier alluvial chez deux espèces ligneuses de la sous strate arborescente. CRAS Sciences de la vie 321, Elsevier Paris : 915-922
- Mohammadi M.H et Vanclooster M. 2011. Predicting the soil moisture characteristic curve from particle size distribution with a simple conceptual model. *Vadose Zone Journal* **10**: 594-602
- Mualem Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* **12 (3)**: 513-521.

Musy A. et Soutter M. 1991, Physique du sol, Presses polytechniques et universitaires romandes, Collection gérer l'environnement, 335 p



Narasimhan N. 2004. Darcy's law and unsaturated flow. *Vadose zone journal* **3** : 1059

Nasta P, Kamai T, Chirico G.B, Hopmans J.W et Romano N. 2009. Scaling soil water retention functions using particle-size distribution. *Journal of Hydrology* **374**: 223-234

Neiff J.J. 1990. Ideas para la interpretacion ecologica del Parana, *Interciencia* **15**:424-441

Nützmann G, Thiele M, Maciejewski S et Joswig K. 1998. Inverse modelling techniques for determining hydraulic properties of coarse-textured porous media by transient outflow methods. *Advances in Water Resources* **22**(3): 273-284



O'Driscoll M, Clinton S, Jefferson A, Manda A et McMillan S. 2010. Urbanization effects on watershed hydrology and in-stream processes in the southern United States. *Water* **2**: 605-648



Pautou G. 1984. L'organisation des forêts alluviales dans l'axe rhodanien entre Genève et Lyon : comparaison avec d'autres systèmes fluviaux. *Doc. Cartogr. Ecol*, **27** : 43-64

Peterjohn W.T et Correll D.L. 1984 Nutrient dynamics in an agricultural watershed: observations on the role of a riparian forest. *Ecology* **65**: 1466-1475

Peyrard D, Sauvage S, Vervier P, Sanchez-Pérez J.M et Quintard M. 2008. A coupled vertically integrated model to describe lateral exchanges between surface and subsurface in large alluvial floodplains with a fully penetrating river. *Hydrological Processes* **22**: 4257-4273

Press W.H, Teukolsky S.A, Vetterling W.T et Flannery B.P. 1986. Numerical recipes in Fortran : The Art of scientific computing. Second edition, University of Cambridge. 935 p

Poulin M. 1988. Modélisation numérique des échanges hydrauliques et thermiques entre rivière et nappe alluviale. *Revue des sciences de l'eau* **1(1-2)** : 107-128



Raats P.A.C. 2001. Developments in soil water physics since the mid 1960s. *Geoderma*, **100** (3-4): 355-387

Rawls W.J, Brakensiek D.L et Saxton K.E. 1982. Estimation of soil water properties. *Transactions of the ASAE* **25** (5): 1316-1320

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

Risler J.J, Elsass P, Kaufmann C et Schäfer G. 2006. Alsace, Vosges dans Aquifères et eaux souterraines en France. BRGM éditions. Tome 1. 479 p

- Robbez-Masson J.M, Borne F et Girard M.C. 1995. Description et segmentation de motifs d'organisation spatiale : Application à l'obtention d'esquisses paysagères. Colloque EPS INRA "étude des phénomènes spatiaux en agriculture". INRA Editions. La Rochelle (France)
- Romano N, Brunone B et Santini A. 1996. Numerical analysis of one dimensional unsaturated flow in layered soils. *Advances in water resources* **21**: 345-324
- Roth K, Jury W.A, Flühler H et Attinger W. 1991. Transport of chloride through an unsaturated field soil. *Water Resources Research* **27** (19): 2533-2541
- Rucker D.F. 2011. Inverse upscaling of hydraulic parameters during constant flux infiltration using borehole radar. *Advances in Water Resources* **34**: 215-226
- Rushton K. 2007. Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers. *Journal of Hydrology* **334**: 262-281



- Samie G. 2007. Modélisation des écoulements dans la nappe du secteur du polder d'Erstein. Mémoire de master. Université Louis Pasteur. Strasbourg. 74 p
- Sanchez-Pérez J.M et Trémolières M. 1997. Groundwater nutrient levels in the Rhine alluvial forest ecosystems depending on the hydrological regime and the soil texture. *Global Ecology and Biogeographical Letters* **6**: 211-217
- Sanchez-Pérez, J.M., Bouey, C., Sauvage, S., Teissier, S., Antigüedad ; I., Vervier, P. 2003 a. A standardized method for measuring in situ denitrification in shallow aquifers : Numerical validation and measurements in riparian wetlands. *Hydrology and the Earth Sciences System* **7(1)**: 87-96
- Sanchez-Pérez J.M et Trémolières M. 2003. Change in groundwater chemistry as a consequence of suppression of floods: The case of the Rhine floodplain. *Journal of Hydrology* **270**: 89-104
- Sansoulet J. 2007. Transferts d'eau et des ions potassium et nitrate dans un sol à capacité d'échange anionique sous un couvert redistributeur de la pluie. Thèse de Doctorat. Institut National Agronomique Paris Grignon, 160 p
- Sarwar A et Eggers H. 2006. Development of a conjunctive use model to evaluate alternative managment options for surface and groundwater resources. *Journal of Hydrogeology* **14**: 1676-1687
- Schaap M.G, Leij F.J et Van Genuchten M.Th. 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology* **251**: 163-176
- Schmitt L. 1995. Approche méthodologique pour une restauration des anciens bras du Rhin. Mémoire de maîtrise à l'Université Louis pasteur. Strasbourg. 70 p
- Schmitt L, Lebeau M, Tremolières M, Defraeye S, Coli C, Denny E, Dillinger M, Beck T, Dor J.C, Gombert P, Gueidan A, Manné S, Party J.P, Perrotey P, Piquette M, Roeck U, Schnitzler A, Sonnet O, Vacher J.P, Vauclin V, Weiss M, Zacher N et Wilms P. 2009. Le Polder d'Erstein : objectifs, aménagements et retour d'expérience sur cinq ans de fonctionnement et de suivi scientifique environnemental (Rhin, France). *Ingénieries et Environnement*, n° spécial : 67-84

- Schneider S. 2008. Estimation des paramètres hydrodynamiques des sols à partir d'une modélisation inverse de données d'infiltration et de résistivité électrique. Thèse de Doctorat. Université Paris Sud 11. 146 p
- Schnitzler A, Gafta D et Cornier T. 2003. Concepts architecturaux et particularités écosystémiques des ripisylves, chapitre 1 dans le livre « Les forêts riveraines des cours d'eau ». Institut pour le développement forestier, 463 p
- Segal E, Bradford S.A, Shouse P, Lazarovitch N et Corwin D. 2008. Integration of hard and soft data to characterize field-scale hydraulic properties for flow and transport studies. *Vadose Zone Journal* **7**: 878–889
- Serrano S.E et Workman S.R. 1998. Modeling transient stream/aquifer interaction with the non-linear Boussinesq equation and its analytical solution. *Journal of Hydrology* **206(3-4)**: 245-255
- Siemens G et Bathurst R.J. 2010. Numerical parametric investigation of infiltration on one-dimensional sand geotextile columns. *Geotextiles and Geomembranes* **28**: 460-474.
- Šimůnek J, Van Genuchten M.Th et Šejna M. 2005. The HYDRUS-1D software package for simulating one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 3.0. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, USA, p 270.
- Sol conseil. 2003. Etude des sols du polder d'Erstein, Mission de suivi scientifique du polder d'Erstein. Fiche 1026, 25 p
- Standford J.A et Ward J.V. 1993. An ecosystem perspective of alluvial rivers: connectivity and hyporheic corridors. *Journal of the North American Benthological Society* **12**: 48-60
- Stäuble S. 2004. Le paysage alluvial de la Sarine hier et aujourd'hui. Mémoire de licence. Université de Lausanne. 204 p
- Stauffer F et Dracos T. 1986. Experimental and numerical study of water and solute infiltration in layered porous media. *Journal of Hydrology* **84**: 9-34



- Trautmann M. 2012. Manuel des analyses au Laboratoires, 50 p
- Trémolières M, Carbiener D, Carbiener R, Eglin L, Robach F, Sanchez-Pérez J.M, Schnitzler A et Weiss D. 1991. Zones inondables, végétation et qualité de l'eau en milieu alluvial rhénan : L'île de Rhinau, un site de recherches intégrées. *Bull. Ecol.* **22 (3-4)** : 317-336
- Trémolières M, Eglin I, Roeck U et Carbiener R. 1993. The exchange process between river and groundwater on the central Alsace floodplain (Eastern France) I. The case of the canalised river Rhine. *Hydrobiologia* **254**: 133-148
- Trémolières M, Sanchez-Pérez J.M, Schnitzler A et Schmitt L. 1998. Impact of river management history on the community structure, species composition and nutrient status in the Rhine alluvial hard wood forest. *Plant Ecology* **135**: 59-78
- Trémolières M et Denny E. 2005. Mission de suivi scientifique, connaissances des facteurs physiques et hydrauliques : Etude des variations des eaux de nappe. Fiche 2011 de l'année 1

- Trémolières M et Denny E. 2006. Synthèse des connaissances, facteurs physiques et hydrauliques. Mission de suivi scientifique du polder d'Erstein. Ginger Environnement. 21 p
- Trémolières M. 2009. Synthèse générale: le polder a-t-il retrouvé la fonctionnalité d'une zone alluviale inondable. Mission de suivi scientifique du polder d'Erstein fiche 2052. 78 p
- Tockner K, Pennetzdorfer R, Reiner N, Schiemer F et Ward J.V. 1999. Hydrologic connectivity and the exchange of organic matter and nutrients in a dynamic river-floodplain system (Danube, Austria). *Freshw. Biol* **41**: 521–535
- Toorman E, Berlamont J., van den Bosch L. 1992. Modeling of fluid mud flow and Effective stress and permeability in consolidating mud. Proceedings of 23rd Int. Conf. on Coastal Engineering. Venice
- Tuller M et Or D. 2002. Hydraulic conductivity of variably saturated porous media—film and corner flow in angular pore space. *Water Resour. Res.* **37** (5): 1257-1276
- Twarakavi N.K.C, Šimůnek J et Seo S. 2008. Evaluating interactions between groundwater and vadose zone using HYDRUS-based flow package for MODFLOW. *Vadose Zone Journal* **7**:757–768

U

- Ugalde J.M. 2003. Identification des paramètres hydrodynamiques du sol par modélisation inverse des flux d'infiltration : Application aux échelles locale et hydrologique. Thèse de Doctorat. INPG. 168 p

V

- Van Genuchten M.Th. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal* **44**: 892-898
- Varado N, Braud I, Ross P.J et Haverkamp R. 2006. Assessment of an efficient numerical solution of the 1D Richards' equation on bare soil. *Journal of Hydrology* **323**: 244-257.
- Vasin M, Lehmann P, Kaestner A, Hassanein R, Nowak W, Helmig R et Neuweiler I. 2008. Drainage in heterogeneous sand columns with different geometric structures. *Advances in Water resources* **31**: 1205-1220
- Vauclin M, Khanji D et Vachaud G. 1979. Experimental and numerical study of a transient, two-dimensional unsaturated water table recharge problem. *Water Resources Research* **15**(5): 1089-1101
- Vereecken H, Huisman JA, Bogaen H, Vanderborght J, Vrugt JA et Hopmans W. 2008. On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: a review. *Water Resources Research* **44**: 1-21
- Vine P. 1997. Identification de l'hétérogénéité spatio-temporelle des comportements hydrologiques, Apports de la télédétection satellitaire, Application aux bassins versants du Réal Collobrier (France) et de la Mare d'Oursi (Burkina-Faso). Thèse de Doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble. 160 p
- VNF-SNS. 2000. Polder d'Erstein : Aménagements des Giessen de la réserve naturelle, comité consultatif sur les modalités de gestion écologique du polder d'Erstein. 15 p

VNF. 2004. Inauguration officielle du polder d'Erstein. Dossier de presse. 12 p

W

Wagner B, Tarnawski V.R, Hennings V, Müller U, Wessolek G et Plagge R. 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma* **102**: 275-297

Weiss M. 2006. Quantification et spatialisation des échanges nappe-rivière en milieu alluvial inondable : Le cas du polder d'Erstein. Mémoire de Master. Université Louis Pasteur Strasbourg, 113 p

Weng P, Sanchez-Pérez J.M, Sauvage S, Vervier P et Giraud F. 2003. Assessment of the quantitative and qualitative buffer function of an alluvial wetland: hydrological modelling of a large floodplain (Garonne River, France). *Hydrological Processes* **17**: 2375-2392

Wilson G.V, Ely D.M, Hokett S.L et Gillespie D.R. 2000. Recharge from a subsidence crater at the Nevada test site. *Soil Science Society of America Journal* **64**(5): 1570-1581

Workman S.R, Serrano S.E et Liberty K. 1997. Development and application of an analytical model of stream aquifer interaction. *Journal of hydrology* **200**: 149-163

Wösten J.H.M, Pachepsky Ya.A et Rawls W.J. 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology* **251**: 123-150

X

Xuefeng C et Marino M.A. 2005. Determination of ponding condition and infiltration into layered soils under unsteady rainfall. *Journal of Hydrology* **313**: 195-207.

Y

Yang H, Rahardjo H et Leong E.C. 2006. Behavior of unsaturated layered soil columns during infiltration. *Journal of Hydrologic Engineering* **11**: 329-337

Ye M, Khaleel R, Yeh T.C.J. 2005. Stochastic analysis of moisture plume dynamics of a field injection experiment. *Water Resources Research* **41**. W03013, DOI: 10.1029/2004WR003735.

Yeh T.C.J. 1989. One dimensional steady state infiltration in heterogeneous soils. *Water Resources Research* **25** (10): 2149-2158.

Yeh T.C.J, Ye M et Khaleel R. 2005. Estimation of effective unsaturated hydraulic conductivity tensor using spatial moment of observed moisture plume. *Water Resources Research* **41**, W03014, DOI:10.1029/2004WR003736.

Ying M, Shaoyuan F, Dongyuan S, Guangyao G et Zailin H. 2010. Modeling water infiltration in a large layered case study with a modified Green-Ampt model and Hydrus 1D. *International Journal of Computers and Electronics in Agriculture* **71S**: S70-S47.

Yongchalermchai C. 1993. Etude d'objets complexes sol/plante, à différents niveaux d'organisation de la parcelle au paysage. Thèse de Doctorat INA-PG. Grignon. 183 p

Z

- Zammit C. 1999. Analyse et évaluation des paramètres des caractéristiques hydrodynamiques des sols. Prédiction par un modèle analytique à base physique à partir de données texturales; Thèse de Doctorat. Université de Grenoble 1
- Zhang J, Jiao J.J et Yang J. 2000. In situ rainfall infiltration studies at a hillslope in Hubei Province, China. *Engineering Geology* **57**: 31-38.
- Zhao Y, Peth S, Wang X.Y, Lin H et Horn R. 2010. Controls of surface soil moisture spatial patterns and their temporal stability in a semi aride steppe. *Hydrological Processes* **24**: 2507-2519.
- Zhuang J, Nakayama K, Yu G.R et Miyazaki T. 2001. Predicting unsaturated hydraulic conductivity of soil based on some basic soil properties. *Soil and Tillage Research* **59**: 143-154

