Influence d'un fossé sur les écoulements rapides au sein d'un versant

V. Adamiade

▶ **To cite this version:**

V. Adamiade. Influence d'un fossé sur les écoulements rapides au sein d'un versant. Sciences de l'environnement. Université Pierre et Marie Curie, Spécialité Géosciences et Ressources Naturelles, Paris VI, 2004. Français. NNT : . tel-02583265

HAL Id: tel-02583265
https://hal.inrae.fr/tel-02583265

Submitted on 14 May 2020

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

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

THESE
présentée par
Corneliu Victor ADAMIADE
Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie
Spécialité Géosciences et Ressources Naturelles
Mention : Hydrologie

Influence d'un fossé sur les écoulements rapides au sein d'un versant

Soutenance le 15 mars 2004

Devant le jury composé de :

M. Frédéric DELAY	Professeur, Université de Poitiers	Rapporteur
M. Roger MOUSSA	CR1, I.N.R.A.	Rapporteur
M. Jean-Michel GRESILLON	Professeur des Universités, *Cemagref*	Examinateur
M. Alain TABBAGH	Professeur, Université Pierre et Marie Curie	Examinateur
M. Jean-Marie BODET	Ingénieur, ARVALIS	Examinateur
M. Ghislain de MARSILY	Professeur, Université Pierre et Marie Curie	Directeur de thèse
Mme. Nadia CARLUER	IGREF, *Cemagref*	Codirecteur de thèse

A la mémoire de ma mère

Remerciements

Ce travail de thèse a été réalisé au sein de l'unité Qualité des Eaux et Préventions des Pollutions du Cemagref de Lyon qui a financé avec le soutien de la direction générale du Cemagref, les travaux et ma bourse. Les travaux expérimentaux ont eu lieu à la Jaillière sur la ferme expérimentale d'Arvalis en Loire Atlantique.

J'exprime ma gratitude à Nadia Carluer, mon encadrante au Cemagref qui n'a pas hésité à faire confiance à un étudiant roumain, malgré toutes les difficultés supplémentaires inhérentes. Je tiens à la remercier pour sa patience à mon égard durant les étapes de cette thèse, pour ses conseils et son soutien permanent. J'ai apprécié également son aide précieuse pour les problèmes administratifs ou matériels pendant mon séjour en France.

J'ai eu l'honneur d'avoir comme directeur de thèse Monsieur Ghislain De Marsily. Je lui suis très reconnaissant d'avoir partagé avec moi son énorme expérience, pour ses conseils et son soutien.

Je remercie Messieurs Frédéric Delay et Roger Moussa d'avoir accepté de rapporter ce travail ainsi que Messieurs Jean-Michel Gresillon, Alain Tabbagh et Jean Marie Bodet d'avoir fait partie du Jury.

Je remercie Jean-Joël Gril, ancien responsable de l'Unité Qualité des Eaux et Prévention des Pollutions de m'avoir accueilli. Mes remerciements se dirigent également vers Pascal Boistard, l'actuel responsable de QEPP pour son soutien et ses encouragements dans la partie finale de ma thèse, ainsi que pour son aide efficace sur le plan administrativo-financier. Je suis également reconnaissant aux membres de la Direction Générale du Cemagref, notamment à Philippe Duchène et Sandrine Andreani.

De même je suis reconnaissant à Jean Paul Gillet, responsable du site d'expérimentation « Pratiques Culturales » à la Jaillière pour avoir accepté l'installation de mon dispositif expérimental sur le domaine d'Arvalis.

Ma reconnaissance va également à Véronique Gouy et à Bernard Chastan qui ont participé à l'encadrement de ma thèse au cours de différentes étapes.

Cette thèse, qui a un important volet expérimental, n'aurait pas pu voir le jour sans un fort appui technique :

Deux objecteurs de conscience Guillaume Dramais et Baptiste Barrère m'ont apporté une aide formidable en assurant le rôle de technicien expérimenté, inexistant dans notre équipe à cette époque. Je me rappellerai toujours avec plaisir les merveilleux moments passés ensemble sur le terrain. Je les remercie du fond du cœur pour leur soutien et leur amitié.

Sur le site de la Jaillière, j'ai bénéficié du support technique et de la bonne humeur d'Alain Dutertre, ainsi que de ses conseils pendant toute la durée de la thèse. Je lui en suis fort reconnaissant. Je remercie également les nombreux stagiaires d'Arvalis qui m'ont aidé durant ces années.

J'ai pu apprécier l'efficacité de Cédric Chaumont, Assistant Ingénieur au Cemagref d'Antony, pour résoudre les problèmes techniques liés à la centrale d'acquisition et aux capteurs de pression. Je lui exprime toute ma reconnaissance.

Au cours de mes travaux à Lyon, pour la conception d'une partie du dispositif expérimental j'ai reçu également l'appui technique valeureux de Jean Pierre Laskowski. Je le remercie pour sa disponibilité permanente et ses observations toujours pertinentes.

Mes pensées vont également à Rachel Barrier, Céline Boudard, et à Pascal Roger qui m'ont apporté leur aide dans les différentes parties de cette thèse.

J'ai bénéficié des conseils techniques de Jean-Luc Beckert, José Ribot-Bruno et Thierry Fournier. Qu'ils en soient remerciés

Nombreuses sont les personnes qui tout aux long de ces quatre années m'ont aidé à répondre aux innombrables questions soulevées par une thèse. Ainsi, je tiens à remercier Marie-B Albert, Flora Branger, Gilles Galea, Etienne Leblois, Claude Souiller, Jean-Guillaume Lacas, Eric Sauquet, et Jérôme Molenat.

Etre thésard étranger a entraîné nombre de démarches administratives supplémentaires qui ont été résolues avec efficacité par Mesdames Chantal Joubert et Noëlle Morand. J'ai également apprécié l'aide de Mesdames Hélène Faurant et Anne Eicholz. Qu'elles en soient remerciées. Mes remerciements vont également à Marie-B. Albert et à Philippe Ramez pour leur soutien dans mes démarches administratives.

Au cours de ces années de thèse, j'ai également reçu l'aide de l'équipe informatique, notamment de Gaëlle Boissy, Bruno Bidermann et Philippe Guillemard. Je leur en suis reconnaissant.

Je ne peux oublier les gens avec lesquels j'ai partagé de merveilleux moments en dehors de la thèse et avec lesquels j'ai noué une forte amitié : Erwann et Céline, Guillaume, Baptiste, Pascal R., José, Sébastien, Sandrine, Christine, Cécile, Pascal M., Jean-Guillaume, Eric, Franck, Boris et Karim. Je leur dis un grand merci pour les moments passés ensemble et aussi pour leur soutien durant tous les moments difficiles.

Ce succès d'aujourd'hui, je le dois également à mes professeurs, de mon école de DEA et de mon université de Bucarest. Qu'ils en soient tous remerciés.

Je remercie mes parents pour tout ce qu'ils ont fait pour moi et l'éducation que j'ai reçue de leur part.

Je tiens à remercier tout spécialement Naty, ma femme, pour son soutien et sa compréhension si importants pour moi.

Si par mégarde j'ai oublié quelqu'un, qu'il me pardonne et qu'il soit remercié pour tout.

Table des Matières

Introduction…….. 3

Chapitre I : Etude bibliographique……... 8

1.1. Introduction…… 8

1.2. Produits phytosanitaires…….. 8

1.3. Présentation des propriétés du sol et de l'écoulement de l'eau à l'échelle locale…… 10

1.3.1. Généralités sur le sol…… 10

1.3.2. Texture, structure et porosité…… 11

1.3.3. L'eau dans le sol…… 12

1.3.4. Ecoulement de l'eau en milieu saturé…… 16

1.3.5. Ecoulement de l'eau en milieu non saturé…… 17

1.4. Présentation des principaux phénomènes hydrologiques au niveau d'un bassin versant…… 19

1.4.1. Apports et perte d'eau à la surface…… 20

1.4.2. Infiltration dans le sol et ruissellement à la surface du sol…… 21

1.4.3. Ecoulement subsurfacique…… 24

1.4.4. Effet piston…… 25

1.4.5. Intumescence de la nappe…… 25

1.4.6. Ecoulement par macropores…… 26

1.4.7. Ecoulement dans un réseau de drains…… 27

1.5. L'influence d'un fossé sur l'hydrologie d'un versant…… 27

1.5.1. Généralités sur les fossés. Ecoulements interceptés par un fossé…… 28

1.5.2. Drainage de la nappe et/ou infiltration vers la nappe…… 29

1.5.3. Modèles utilisés pour décrire l'écoulement de l'eau dans un profil de sol drainé par un fossé ou un drain…… 33

1.6. Conclusion de l'étude bibliographique…… 43

Chapitre II : Présentation du site expérimental……... 45

Introduction…… 45

2.1. Présentation de la ferme expérimentale d'ARVALIS à la Jaillière…… 45

2.1.1. Contexte climatique…… 46

2.1.2. Caractérisation géologique et pédologique…… 46

2.1.3. Caractérisation hydrogéologique…… 49

2.2. Présentation du versant expérimental supportant le fossé en travers de la pente 50

2.2.1. Protocole expérimental du fossé en travers de la pente…… 54

2.2.2. Creusement du fossé…… 54

2.2.3. Mesure du débit drainé par le fossé…… 56

2.2.4. Mesures du débit ruisselé à l'amont du fossé… 59

2.2.5. Piézomètrie..... 61
2.2.6. Tensiomètrie..... 64
2.2.7. Mesure du niveau d'eau dans le ruisseau..... 65
2.2.8. Présentations des mesures d'infiltrométrie effectuées sur le versant expérimental..... 66
2.3. Présentation du fossé parallèle à la ligne de plus grande pente..... 78
2.3.1. Caractérisation géologique..... 78
2.3.2. Dispositif expérimental..... 80
2.4. Conclusions du chapitre II..... 83

Chapitre III : Analyse des données à l'échelle annuelle..... 86
3.1. Introduction 86
3.2. Analyse des données de l'année agricole septembre 2000-août 2001 87
3.2.1. Précipitations et ETP..... 87
3.2.2. Ruissellement..... 88
3.2.3. Drainage en parcelle drainée..... 89
3.2.4. Variation du niveau piézométrique de la nappe superficielle et profonde..... 91
3.2.5. Conclusions de l'analyse des données 2000-2001 101
3.3. Analyse des données de l'année agricole septembre 2001-août 2002 102
3.3.1. Précipitations et ETP..... 102
3.3.2. Ruissellement..... 103
3.3.3. Drainage en parcelle drainée..... 103
3.3.4. Variation du niveau piézométrique des nappes superficielle et profonde..... 104
3.4. Analyse des données de la période septembre 2002 -avril 2003..... 105
3.4.1. Précipitations et ETP..... 105
3.4.2. Ruissellement..... 107
3.4.3. Drainage en parcelle drainée, de septembre 2002 à avril 2003..... 107
3.4.4. Variation du niveau piézométrique de la nappe superficielle et profonde..... 108
3.4.5. Traçage au bromure..... 108
3.5. Conclusions du chapitre III..... 112

Chapitre IV : Modélisation en milieu saturé 116
4.1. Introduction..... 116
4.2. Analyse des données à l'échelle de l'épisode pluvieux..... 117
4.2.1. Analyse de la période du 15 au 31 mars 2002. Hautes eaux..... 117
4.2.2. Analyse de la période du 27 février au 3 mars 2002. Hautes eaux..... 127
4.2.3. Analyse de la période du 25 septembre au 3 octobre 2001. Basses eaux..... 132
4.2.4. Conclusion de l'analyse des données à l'échelle de l'épisode pluvieux..... 137

4.3. Présentation de MODFLOW..... 139
4.3.1. Choix du modèle..... 139
4.3.2. Méthode de résolution : Méthode des gradients conjugués préconditionnés..... 140
4.3.3. Présentation des principales fonctions du logiciel..... 144
4.4. Présentation du domaine à modéliser..... 149
4.4.1. Discrétisation spatiale..... 150
4.4.2. Discrétisation du temps..... 151
4.4.3. Conditions imposées aux limites du domaine..... 151
4.5. Modélisation à l'échelle d'un épisode pluvieux du 15 au 31 mars 2002. 155
4.5.1. Modélisation en régime permanent du 15 au 16 mars 2002..... 155
4.5.2. Modélisation en régime transitoire du 15 au 31 mars 2002..... 161
4.5.3. Conclusion sur la modélisation de la période du 15 au 31 mars 2002..... 175
4.6. Validation du modèle (du 27 février au 3 mars 2002)..... 176
4.6.1. Modélisation en régime permanent du 27 au 28 février 2002..... 176
4.6.2. Modélisation en régime transitoire du 27 février au 3 mars 2002..... 177
4.6.3. Conclusions sur la modélisation du 27 février au 3 mars 2002..... 182
4.7. Modélisation « basses eaux »..... 182
4.7.1. Essais de modélisation de l'épisode pluvieux du 25 septembre au 3 octobre 2001..... 182
4.8. Conclusion à la modélisation en milieu saturé..... 183

Chapitre V : Modélisation du fossé en travers de la pente en milieu variablement saturé..... 187
5.1. Introduction..... 187
5.2. Présentation du modèle..... 188
5.2.1. Equations considérées..... 188
5.2.2. Méthode de résolution..... 189
5.2.3. Bilan de masse et incertitudes..... 189
5.2.4. Paramètres, variables d'entrée, variables de sortie..... 190
5.2.5. Conditions aux limites et conditions initiales 191
5.2.6. Résultats fournis par la simulation..... 191
5.3. Présentation de la modélisation effectuée..... 192
5.3.1. Choix du domaine à modéliser et constitution du maillage..... 192
5.3.2. Paramètres hydrodynamiques..... 193

5.3.3. Conditions aux limites…… 195
5.3.4. Conditions initiales…… 196
5.3.5. Modélisation de l'épisode pluvieux du 15 au 31 mars 2002…… 196
5.4. Conclusions…… 202

Conclusions générales et perspectives…… 205

Références bibliographiques……... 210

Annexes…….. 216

Liste des figures

Chapitre I

Figure I-1 : Diagramme des potentiels d'un système en équilibre hydrostatique……. 13
Figure I-2 : La colonne de sable de Gillham (1984)……. 14
Figure I-3 : Les courbes de rétention pour un sable moyen à fin, d'après Gillham (1984)……... 14
Figure I-4 : Les courbes de rétention pour des sols ayant une texture différente, d'après Gillham (1984)……..……. 15
Figure I-5 : Variation de la conductivité hydraulique K avec la teneur en eau……. 17
Figure I-6 : Les directions des flux (d'après Mermoud, 1996)……. 19
Figure I-7 : Principaux processus d'écoulement, d'après Ambroise (1998)……..…….. 20
Figure I-8 : Profil de pression au-dessus d'une nappe superficielle de niveau fixe en régime d'infiltration permanent (d'après Kao et al, 2001)……. 22
Figure I-9 : (a) Section au long d'un versant et (b) la réponse possible de la nappe, d'après Gillham (1984)…….. 26
Figure I-10 : Fonctionnement hydrologique d'un fossé, a (fossé qui infiltre), b (fossé qui intercepte), c (fossé qui draine) et d (fossé qui transfère)……. 28
Figure I-11 : Schémas de fonctionnement du drainage enterré, d'après Lesaffre (1988). 31
Figure I-12 : Nappe drainée par un fossé, d'après Kao (2001)……. 32
Figure I-13 : Ecoulement saturé unidimensionnel……. 34
Figure I-14 : Ecoulement saturé bi-dimensionnel……. 35
Figure I-15 : Ecoulement en milieu variablement saturé en 2D…… 36
Figure I-16 : Calcul de la surface phréatique d'après Clement et al (1996)……..….... 37
Figure I-17 : Vitesse d'écoulement correspondant au modèle saturé- non saturé. D'après Clement et al 1996)……. 38
Figure I-18 : Fossé d'interception dans un sol homogène surmontant une couche imperméable de pente uniforme (d'après Van Hoorn et Van Der Molen, 1973)…….. 39
Figure I-19 : a - Schéma de principe des drains dans le sens de la plus grande pente ; b- Orientation de l'écoulement (vue de dessus lorsque les drains sont installés dans la plus grande pente d'après Lesaffre, (1988) …….. 42

Chapitre II

Figure II-1 : Carte de la résistivité apparente du site d'étude…… 47
Figure II-2 : Emplacement des forages à l'amont du fossé……... 48
Figure II-3 : Profils de sols de la Jaillière, d'après Kao, (1994)…….. 49
Figure II-4 : Vue globale du domaine ARVALIS de la Jaillière…….. 50
Figure II-5 : Ferme expérimentale d'ARVALIS à la Jaillière, avec les parcelles et les ruisseaux……... 51
Figure II-6 : Piège à ruissellent autour de la parcelle P6, d'après Kao, (1994)…..……... 52
Figure II-7 : Versant d'expérimental de la Jaillière…….. 53
Figure II-8 : a - Toit du fossé, et b - Détail du système d'évacuation de l'eau pluviale…..……... 55
Figure II-9 : Détail du dispositif expérimental autour du fossé en travers de la pente…… 55
Figure II-10 : Schéma du bac-déversoir d'après Chaumont (1999)……. 57

Figure II-11 : Image des systèmes de mesures des débits drainé et ruisselé et du toit du fossé……. 57
Figure II-12 : Courbe de tarage du bac-déversoir…….. 59
Figure II-13 : Aires de drainage en fonction des différentes hypothèses……. 60
Figure II-14 : Collecteur du ruissellement et les profilés qui captent l'eau ruisselée…. 61
Figure II-15 : Schéma d'installation d'un piézomètre et système de mesure du niveau d'eau…….. 62
Figure II-16 : Détail de l'emplacement des piézomètres sur la moitié aval du versant…… 63
Figure II-17 : Système de mesure du niveau d'eau dans le ruisseau……. 65
Figure II-18 : Infiltromètre à double cylindre……..…… 67
Figure II-19 : Valeurs de Ksat obtenues par la méthode des cylindres MUNTZ…….. 67
Figure II-20 : Courbe K(ψ)……...……... 70
Figure II-21 : Courbes de conductivité hydraulique aux différentes profondeurs…… 71
Figure II-22 : Image (a) et schéma (b) du dispositif de mesure Muntz modifié…… 72
Figure II-23 : Valeurs de Ksat des parois du fossé en travers de la pente……. 73
Figure II-24 : Schéma du choc hydraulique en nappe captive en pompage…….. 74
Figure II-25 : Graphique de la courbe $\Delta h(t)/\Delta h_0 = f(T_r)$ pour différentes valeurs de α d'après Dégallier et Marsily (1977)…… 76
Figure II-26 : Carte du site du fossé parallèle à la ligne de plus grande pente …… 79
Figure II-27 : Vue du fond du fossé, fortement végétalisé……. 80
Figure II-28 : Schéma du dispositif expérimental du fossé en long de la pente…… 80
Figure II-29 : Prise de pression pour la mesure du niveau d'eau…….. 81
Figure II-30 : Schéma du canal jaugeur à col trapézoïdal, vue d'en haut (au dessus), coupe longitudinale (au-dessous)……... 82
Figure II-31 : Canal jaugeur aval…….. 83
Figure II-32 : Canal jaugeur amont……... 83

Chapitre III

Figure III-1 : Précipitations moyennes inter-annuelles (1982-2000), précipitations et ETP de septembre 2000 à août 2001……... 88
Figure III-2 : Précipitations horaires et débit ruisselé, 2000-2001…… 88
Figure III-3 : Dates de débuts et de fins de la saison de drainage intense par la méthode des doubles cumuls, 2000-2001…….. 90
Figure III-4 : Profils de la nappe profonde sur le transect au long de la plus grande pente, minimum et maximum, 2000-2001…….. 92
Figure III-5 : Profils de la nappe profonde sur le transect au long de la parcelle, minimum et maximum, 2000-2001……. 93
Figure III-6 : Découpage du versant en zones homogènes…… 94
Figure III-7 : Profondeurs de la nappe profonde (en F9 et F10) et de la nappe superficielle (en S29), zone du plateau, 2000 – 2001……..... 95
Figure III-8 : Profondeur de la nappe profonde (F11) et superficielle (S30), versant 2000-2001…… 96
Figure III-9 : Profondeur de la nappe profonde (F12), versant, 2000-2001 …...……. 96
Figure III-10 : Profondeur de la nappe superficielle en S16 et profonde en PF15, versant, 2000-2001……..…….…. 96
Figure III-11 : Profondeur de la nappe superficielle en S14 et profonde en F13, versant, 2000 –2001…...…… 96

Figure III-12 : Profondeurs de la nappe superficielle (S19 et S21) et profonde (F20), aval du versant, 2000-2001 97
Figure III-13 : Gradient hydraulique vertical entre la nappe superficielle (en S19 et S21) et la nappe profonde (F20), amont du ruisseau, 2000-2001……. 98
Figure III-14 : Tirant d'eau dans le ruisseau, présent à l'aval de la parcelle d'étude, 2000-2001…….. 98
Figure III-15 : Gradient hydraulique horizontal entre ruisseau et NS (en S19) et NP (en F20), 2000-2001..…… 99
Figure III-16 : Profondeur de la nappe superficielle en S18 et nappe profonde en F17, voisinage du fossé, 2000-2001……..…… 99
Figure III-17 : Profondeurs nappe superficielle (S27) et profonde (F25), amont du fossé, 2000-2001…… 99
Figure III-18 : Profondeurs nappe superficielle (S23) et profonde (F22), aval du fossé……. 99
Figure III-19 : Gradient hydraulique entre la nappe superficielle et celle profonde au voisinage du fossé, 2000-2001……. 100
Figure III-20 : Précipitations et ETP 2001-2002. Précipitations moyennes mensuelles 1982-2000…… 102
Figure III-21 : Précipitations horaires et débit ruisselé, 2001-2002…….. 102
Figure III-22 : Dates de débuts et de fins de la saison de drainage intense par la méthode des doubles cumuls, 2001-2002……. 103
Figure III-23 : Profondeur de la NP en F9 et F10 et de la NS en S29 ; zone plateau…… 105
Figure III-24 : Profondeurs nappe superficielle (PS21 et PS19) et profonde (PF20), aval du versant, 2001-2002…….. 105
Figure III-25 : Profondeurs de la nappe superficielle en PS27 et de la nappe profonde en F25, à l'amont du fossé, 2001-2002……. 105
Figure III-26 : Comparaison pluviométrie Beaucouzé – La Jaillière, d'après Branger (2003)……. 106
Figure III-27 : Précipitations et ETP, 2002-2003, Précipitations moyenne mensuelles 1982-2000…….. 106
Figure III-28 : Précipitations horaires et débit ruisselé, de septembre 2002 à avril 2003. 106
Figure III-29 : Dates de débuts et de fins de la saison de drainage intense, 2002-2003……. 107
Figure III-30 : Profondeurs de nappe superficielle (S29) et profonde (F9 et F10) zone du plateau de sept. 2002 –à avril 2003……..…… 108
Figure III-31 : Profondeurs nappe superficielle (PS19) et profonde (PF20), aval du versant de sept. 2002 –à avril 2003…….. 108
Figure III-32 : Profondeurs de la nappe superficielle (S27) et de la nappe profonde (F25), à l'amont du fossé, de sept.-2002 à avril 2003……... 108
Figure III-33 : Concentrations en bromure en boîtes PS14…….. 109
Figure III-34 : Concentrations en bromure en boîtes PS28…….. 110
Figure III-35 : Concentrations en bromure en boîtes PS27……... 111
Figure III-36 : Concentrations en bromure en boîtes PS18…….. 112

Chapitre IV

Figure IV-1 : Profondeur de l'eau en F25 et S28 du 26 février au 19 mars 2002. P-ETP quotidiennes …… 118
Figure IV-2 : Précipitations horaires du 15 au 31 mars 2002…… 118

Figure IV-3 : Différence entre précipitations et l'évapotranspiration potentielle quotidiennes du 15 au 31 mars 2002……... 118
Figure IV-4 : Ruissellement sur la parcelle d'étude (PE), sur la parcelle P6 et sur la parcelle témoin (P1) du 15 au 31 mars 2002 ……. 119
Figure IV-5 : Lame drainée en parcelle drainée (P5 et P6) du 15 au 31 mars 2002……. 120
Figure IV-6 : Débit drainé par le fossé du 15 au 31 mars 2002…… 121
Figure IV-7 : Variation du niveau de nappe superficielle (S26, S27 et S28) et de la nappe profonde (F25), amont du fossé, du 15 au 31 mars 2002……. 122
Figure IV-8 : Variation du niveau de la nappe superficielle (S23, S24) et de la nappe profonde (F22), aval du fossé, du 15 au 31 mars 2002……... 123
Figure IV-9 : Gradients hydrauliques entre NS et NP au voisinage du fossé du 15 au 31 mars 2002…….…….. 123
Figure IV-10 : Profils de la nappe profonde et superficielle sur le transect au long de la plus grande pente, du 13 au 29 mars 2002…….……... 125
Figure IV-11 : Profils de la nappe profonde et superficielle sur le transect au long de la parcelle, du 13 au 29 mars 2002…… 126
Figure IV-12 : Profondeurs en F25 et S28 du 20 février au 2 mars 2002. P-ETP quotidiennes…….. 127
Figure IV-13 : Précipitations horaires du 27 février 2002 au 3 mars 2002……... 128
Figure IV-14 : Différence entre précipitations et l'évapotranspiration potentielle quotidiennes du 27 février 2002 au 3 mars 2002…….. 128
Figure IV-15 : Lame ruisselée, du 27 février au 3 mars 2002……... 128
Figure IV-16 : Lame drainée en parcelles drainées (P5 et P6) du 27 février au 3 mars 2002……... 129
Figure IV-17 : Débit drainé par le fossé, du 27 février au 3 mars 2002…… 130
Figure IV-18 : Profondeurs de la nappe profonde, de la nappe superficielle du 27 février au 3 mars 2002……... 131
Figure IV-19 : Oscillations de niveau piézométrique de la nappe profonde en relation avec la pression atmosphérique……. 133
Figure IV-20 : Précipitations horaires du 14 septembre au 3 octobre 2001…….. 133
Figure IV-21 : Différence entre précipitations et l'évapotranspiration potentielle quotidiennes du 14 septembre au 3 octobre 2001…….. 133
Figure IV-22 : Profondeur en PF25 et PS28 du 14 au 29 septembre 2001. P-ETP quotidiennes…….. 133
Figure IV-23 : Profondeurs de la nappe profonde et de la nappe superficielle par rapport aux précipitations du 25 septembre au 3 octobre 2001……..….. 135
Figure IV-24 : Profils de la nappe profonde et superficielle sur le transect au long de la plus grande pente, du 14 septembre au 3 octobre 2001……. 136
Figure IV-25 : Profils de la nappe profonde et superficielle sur le transect au long de la parcelle, du 14 septembre au 3 octobre 01…… 136
Figure IV-26 : Schéma des écoulements pendant la saison humide, avant et après une forte pluie……... 138
Figure IV-27 : Discrétisation spatiale d'un système d'aquifères…….. 141
Figure IV-28 : Cellule i, j, k et les indices pour les six cellules adjacentes.……. 141
Figure IV-29 : Ecoulement dans la cellule i, j, k provenant de la cellule i, j-1, k……. 141
Figure IV-30 : Schéma conceptuel de l'interaction aquifère -rivière (McDonald et Harbaugh, 1988)…… 144
Figure IV-31 : Schématisation de la fonction « RIVIERE » (a et b) et la relation entre le débit infiltré, niveau de la nappe et niveau de l'eau dans la rivière (c). 145
Figure IV-32 : Relation entre l'évapotranspiration et la profondeur d'extraction …… 147

Figure IV-33 : Détail du versant à modéliser (en blanc), topographie et emplacement du fossé et des parcelles…… 149
Figure IV-34 : Coupe à travers le domaine modélisé avec les conditions aux limites….. 152
Figure IV-35 : Détail des conditions imposées à la limite aval du système…….. 153
Figure IV-36 : Emplacement des parcelles drainées et des aires de drainage fictives.… 154
Figure IV-37 : Recharges appliquées sur le versant…….. 154
Figure IV-38 : Conductivités hydrauliques dans une coupe transversale amont / aval. Valeurs issues du calibrage…… 157
Figure IV-39 : Les conductivités hydrauliques de la couche de schiste altéré (le bleu-amont 2e-7 m/s et le vert-aval 2e-8 m/s)…….. 158
Figure IV-40 : Diagramme des charges simulées et des charges mesurées pour le régime permanent du 15 au 16 mars 2002……. 160
Figure IV-41 : Courbes piézométriques de la nappe profonde. Charge mesurée (rouge) du 13 mars 2002 et simulée (bleue) du 15 mars 2002……... 161
Figure IV-42 : Porosité de drainage (Sy) et coefficient d'emmagasinement (Ss)……. 162
Figure IV-43 : Charges simulées / mesurées de la nappe superficielle (en S14 et S16) sur le versant, du 15 au 31 mars 2002……... 163
Figure IV-44 : Charge simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S18) et de la nappe profonde (en F17) en latéral amont du fossé, du 15 au 31 mars 2002……... 164
Figure IV-45 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S28, S27 et S26) et de la nappe profonde (en F25) en amont du fossé, du 15 au 31 mars 2002……. 164
Figure IV-46 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S23 et S24) et de la nappe profonde (en F22) à l'aval du fossé, du 15 au 31 mars 2002 165
Figure IV-47 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S19 et S21) et de la nappe profonde (en F20) à l'aval du versant, du 15 au 31 mars 2002……... 166
Figure IV-48 : Courbes piézométriques de la nappe profonde du 22 mars 2002, charge mesurée (rouge) et simulée (bleu)……. 167
Figure IV-49 : Débit drainé mesuré / simulé et la simulation de la contribution du sol au débit drainé du 15 au 31 mars 2002…….. 168
Figure IV-50 : Contribution du schiste altéré au débit drainé par le fossé, du 15 au 31 mars 2002……. 169
Figure IV-51 : Débit drainé simulé / mesuré de la parcelle P5 et P6 du 15 au 31 mars 2002 ……. 170
Figure IV-52 : Lame ruisselée simulée par la fonction «aire de drainage »……. 171
Figure IV-53 : Evapotranspiration potentielle et évapotranspiration simulée du 15 au 31 mars 2002……. 171
Figure IV-54 : Différence entre les débits descendant et ascendant, plateau…… 172
Figure IV-55 : Différence entre les débits descendant et ascendant, zone versant…… 172
Figure IV-56 : Différence entre le débit descendant et ascendant, voisinage fossé…….. 173
Figure IV-57 : Gradients hydrauliques entre la nappe superficielle (NS) et la nappe profonde (NP) du 15 au 31 mars 2002…….. 174
Figure IV-58 : Diagramme des charges simulées / mesurées pour le régime permanent du 27 au 28 février 2002…….. 177
Figure IV-59 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S16 et S14) sur le versant, du 27 février au 3 mars 2002…….. 178

Figure IV-60 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S18) et de la nappe profonde (en F17) en latéral du fossé, du 27 février au 3 mars 2002……... 178
Figure IV-61 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S28, S27 et S26) et de la nappe profonde (en F25) à l'amont du fossé, du 27 février au 3 mars 2002…….. 178

Figure IV-62 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S23, S24) et de la nappe profonde (en F22) à l'aval du fossé, du 27 février au 3 mars 2002…….. 179
Figure IV-63 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S19 et S21) et de la nappe profonde (en F20) à l'amont du ruisseau, du 27 février au 3 mars 2002 ……. 179
Figure IV-64 : Différence entre les débits descendant et ascendant, plateau, du 27 février au 3 mars 2002…….. 180
Figure IV-65 : Différence entre les débits descendant et ascendant, zone versant, du 27 février au 3 mars 2002…….. 180
Figure IV-66 : Différence entre les débits descendant et ascendant, voisinage fossé, du 27 février au 3 mars 2002……. 181

Chapitre IV

Figure V-1 : Maillage triangulaire en éléments finis du système « fossé ».……. 193
Figure V-2 : Courbes de rétentions pour le sol et la couche de schiste altéré…….. 194
Figure V-3 : Calage des paramètres A et B……... 196
Figure V-4 : Conditions utilisées dans la modélisation sous Hydrus…… 198
Figure V-5 : Condition de drainage profond……. 198
Figure V-6 : Flux sortant à l'aval du domaine…….. 199
Figure V-7 : Distribution des vitesses (m/h) le 19 mars 2002 à 2h00……... 199
Figure V-8 : Débit drainé mesuré / simulé avec Hydrus et MODFLOW……. 200
Figure V-9 : Pressions simulées aux différents points…….. 201
Figure V-10 : Charges mesurée et simulée avec Hydrus et MODFLOW……. 201
Figure V-11 : Charge mesurée et simulée avec Hydrus et MODFLOW…….. 202

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau I-1 : Echelle texturale du LCPC……... 11
Tableau I-2 : Conductivités hydrauliques à saturation pour différents matériaux, d'après De Marsily (1981)…..…… 17
Tableau I-3 : Débit drainé par un fosse en travers de la pente sur un terrain en pente….. 41

Chapitre II

Tableau II-1 : Caractéristiques du fossé en travers de la pente……. 55
Tableau II-2 : Caractéristiques des piézomètres…….…….. 64
Tableau II-3 : Emplacement des tensiomètres…….. 64
Tableau II-4 : Mesures effectuées sur le versant expérimental……. 66
Tableau II-5 : Synthèse des 11 mesures d'infiltrométrie MUNTZ……... 67
Tableau II-6 : Conductivité hydraulique à plusieurs succions et profondeurs…….. 71
Tableau II-7 : Valeurs de conductivité hydraulique à saturation des parois du fossé en travers de la pente…….. 73
Tableau II-8 : Estimation de la conductivité hydraulique par la méthode du choc hydraulique……. 77
Tableau II-9 : Caractéristiques géométriques du fossé parallèle à la ligne de plus grande pente ……..…… 79

Chapitre III

Tableau III-1 : Précipitations moyennes entre septembre 2000 et août 2001 et comparaison avec les moyennes mensuelles inter-annuelle 1982- 2000.. 87
Tableau III-2 : Caractéristiques de la saison de drainage intense pour les parcelles P5 et P6, 2000-2001…… 90
Tableau III-3 : Bilan hydrique des parcelles P5 et P6 de septembre 2000 à août 2001… 90
Tableau III-4 : Précipitations et ETP, 2001-2002. Précipitations moyennes mensuelles 1982-2000……. 102
Tableau III-5 : Caractéristiques de la saison de drainage intense pour les parcelles P5 et P6, 2001-2002…… 103
Tableau III-6 : Bilan hydrique des parcelles P5 et P6 de septembre 2001 à août 2002… 104
Tableau III-7 : Précipitations et ETP, 2002-2003. Précipitations moyennes mensuelles 1982-2000…….. 106
Tableau III-8 : Caractéristiques de la saison de drainage intense pour les parcelles P5 et P6, 2002-2003…….. 107
Tableau III-9 : Bilan hydrique des parcelles P5 et P6 de septembre 2001 à avril 2002… 107
Tableau III-10 : Synthèse des trois années agricoles……. 112

Chapitre IV

Tableau IV-1 : Le bilan hydrique des parcelles P5 et P6 du 15 au 31 mars 2002……. 120
Tableau IV-2 : Mesures manuelles de charge hydraulique/profondeurs du 13 au 31 mars 2002……. 121
Tableau IV-3 : Bilan hydrique des parcelles P5 et P6 du 27 février au 3 mars 2002... 129
Tableau IV-4 : Mesures manuelles de profondeur de l'eau dans les piézomètres sans capteurs, le 21 février 2002……... 130
Tableau IV-5 : Mesures manuelles de profondeur de l'eau dans les piézomètres sans capteurs, du 25 septembre au 3 octobre 2001…… 134
Tableau IV-6 : Paramètres initiaux pour le calage en régime permanent du 15 au 16 mars 2002……... 156
Tableau IV-7 : Valeurs de conductance déterminées par calage…….. 158
Tableau IV-8 : Emplacement des zones de contrôle……. 159
Tableau IV-9 : Valeurs initiales des paramètres de calage en régime transitoire du 15 au 31 mars 2002…… 162
Tableau IV-10 : Valeurs des débits maximaux et volumes cumulés du 15 au 31 mars 2002 ……... 168
Tableau IV-11 : Lame drainée mesurée/simulée des parcelles drainées P5 et P6 du 15 au 31 mars 2002…….. 170
Tableau IV-12 : Volume descendant-ascendant, zone plateau du 15 au 21 mars 2002… 173
Tableau IV-13 : Volume descendant-ascendant, zone versant (sans voisinage fossé), du 15 au 21 mars 2002..……. 173
Tableau IV-14 : Volume descendant-ascendant, zone plateau du 27 février au 3 mars 2002…… 181
Tableau IV-15 : Volume descendant-ascendant, zone versant (sans voisinage fossé), du 27 février au 3 mars 2002……... 181

Chapitre V

Tableau V-1 : Les valeurs des paramètres choisies……... 194
Tableau V-2 : Valeurs des débits maximaux et volumes cumulés…… 200

RESUME

Le travail de thèse concerne l'étude des fossés en tant que discontinuité hydrologique et leur influence (drainage, infiltration, écoulement vers l'aval) sur les transferts de produits phytosanitaires entre la parcelle agricole et le réseau hydrographique. Les fossés agricoles peuvent avoir des fonctionnements différents en fonction de la pente du terrain et surtout du niveau de la nappe par rapport au niveau de l'eau du fossé (fonction drainage/infiltration). Les connaissances sur le fonctionnement des fossés en régime transitoire actuellement disponibles ne concernent guère que les fossés situés en fond de talweg, c'est à dire en première approche ceux pour lesquels on peut supposer une limite à flux nul sous leur lit. Tel n'est pas le cas des fossés situés sur les versants, pourtant déterminants pour le transferts de polluants et donc pour la qualité de l'eau en milieu agricole.

Deux fossés de caractéristiques bien différentes ont été instrumentés sur le site expérimental de La Jaillière, (géré par Arvalis, en Loire Atlantique) : un fossé en travers de la pente, qui maximise l'interception des écoulements venant de l'amont, et un fossé situé dans le sens de la pente, pour lequel le rôle de transfert de l'eau collectée est prépondérant. Une caractérisation hydrodynamique des sols du versant supportant le fossé en travers (où l'étude est concentrée) a été effectuée. Le site présente deux nappes interconnectées, dont il a fallu étudier la dynamique propre, ainsi que les interactions, à l'échelle saisonnière et événementielle. L'analyse des données (de septembre 2000 à avril 2003) nous a permis d'identifier trois zones au comportement bien typé, et de distinguer trois périodes à l'échelle annuelle où la dynamique des nappes est différente (amorce/hautes eaux/tarissement).

Une modélisation en milieu saturé a été mise en œuvre avec le logiciel MODFLOW à l'échelle du versant. Celle-ci nous a permis de quantifier les flux échangés entre les deux nappes, la validation des hypothèses de fonctionnement proposées et l'identification des conditions aux limites du système fossé. Une fois le système fossé isolé, nous avons entrepris dans le cadre du DEA de F. Branger une modélisation avec le logiciel Hydrus 2D en milieu variablement saturé. Cela nous a permis d'améliorer la modélisation du comportement local de la nappe superficielle et du fonctionnement du fossé. En ce qui concerne les conditions aux limites, les données fournies par MODFLOW se sont révélées très satisfaisantes. Cependant les paramètres hydrodynamiques issus de MODFLOW, notamment la conductivité hydraulique à saturation se sont révélés inadaptés pour Hydrus 2D sans doute en raison du changement d'échelle induit.

Ce travail a permis de comprendre la dynamique couplée des deux nappes présentes sur le versant d'étude et d'estimer l'influence d'un fossé en travers de la pente sur leur comportement local. Des ordres de grandeurs du débit drainé par le fossé en fonction des périodes considérées ont été obtenus.

Mots clés :
Produits phytosanitaires, Modélisation hydrologique, La Jaillière, Sols, Nappes, Fossés, Drainage, Ruissellement, Infiltromètrie, Hydrus-2D, ModFlow.

ABSTRACT :

The subject of this thesis is related to ditches as hydrological discontinuities and to their influence (drainage, infiltration, flow towards the downstream) on pesticide transfers between the agricultural field and surface waters. Ditches can have different behaviours according to the slope and especially to the compared levels of groundwater and water in the ditch (drainage or infiltration function). So far, most knowledge about the behaviour of ditches in transient flow is dedicated to structures located at the bottom of talwegs : for these ditches, one can suppose a no flux boundary under their bed.. This is not the case for ditches located in slopes, which have however a significant influence on the transfer of pollutants and thus on the quality of water in agricultural environment.

Two ditches of quite different characteristics were instrumented on the experimental site of La Jaillière, (managed by Arvalis, North-West of France) : a ditch perpendicular to the slope, which maximizes the interception of the flow coming from the upstream, and a ditch located in the direction of slope, for which the transfer of collected water is the dominating role. A hydrodynamic characterization of the soils supporting the ditch across the slope transversely (where the study is concentrated) was carried out. The site is characterized by two inter-connected aquifers, whose dynamics and interactions were studied, on a seasonal scale and on an event scale. Data analysis (from September 2000 to April 2003) allowed us to identify three zones with well typified behaviours, and to distinguish three periods on an annual scale, where the dynamics of the aquifers are different (start period / high waters period / recession period).

A fully saturated flow modelisation was developed with the software VisualMODFLOW on the scale of the slope. This enabled us to quantify the flow exchanges between the two aquifers, to validate the assumptions of suggested behaviours and to identify the boundary conditions of the ditch system. Once the ditch system was isolated, we undertook in the framework of the DEA of F Branger a variably saturated flow modelisation with the software Hydrus 2D. That enabled us to improve the modelisation of the local behaviour of the surface aquifer and of the ditch. With regard to the boundary conditions, the data provided by MODFLOW appeared very satisfactory. However the hydrodynamic parameters resulting from MODFLOW, in particular the saturated hydraulic conductivity, appeared unsuited for Hydrus-2D, undoubtedly due to the changing scale.

This work allowed us to understand the coupled dynamics of both the aquifers on the experimental slope and to estimate the influence of a ditch perpendicular to the slope on their local behaviour. Orders of flow magnitude drained by the ditch, according to the considered periods were obtained.

Keywords *:* Pesticides, hydrologic modelisation, La Jaillière, Soils, Aquifers, ditches, Drainage, runoff, Infiltration tests, Hydrus-2D, ModFlow.

Introduction

Malgré les règles strictes qui sont imposées lors de la fabrication, du stockage et de l'utilisation des produits phytosanitaires, on constate une pollution chronique des milieux aquatiques à des concentrations dépassant les seuils imposés par l'Union Européenne pour l'eau potable. La directive n°80/778/CEE fixe en effet la concentration maximale admissible dans les eaux potables à 0,1 µg/l pour une seule substance et à 0,5 µg/l la teneur totale des produits phytosanitaires. L'utilisation de ces produits est pourtant nécessaire pour assurer la sécurité alimentaire de notre société. Il convient donc de limiter au mieux les impacts que peuvent avoir ces produits sur l'écosystème, tout en permettant leur usage raisonné.

Les enjeux sous-jacents sont importants : à côté des préjudices possibles en matière d'usage de l'eau (alimentation en eau potable, pisciculture, tourisme, industrie …), on souligne les incidences potentielles sur la qualité environnementale et écologique des milieux, mise en exergue dans la nouvelle directive cadre européenne dans le domaine de l'eau. Dans ce contexte, où l'opinion publique exerce, par ailleurs, une pression croissante, le monde agricole est confronté à de nouvelles contraintes qui l'incitent à poser les bases d'une agriculture durable. De façon plus générale, les Etats Membres sont appelés à mobiliser tous les acteurs susceptibles de développer ou mettre en œuvre des outils et méthodes en vue d'une gestion intégrée des systèmes aquatiques, agricoles et forestiers pour un développement durable, de manière à transposer la Directive cadre en droit national, à établir des plans de gestion des districts hydrographiques dans les six ans suivants, et à obtenir des eaux de qualité "bonne" dans tous ces districts d'ici fin 2015. Dans ce contexte, la lutte contre la contamination des eaux par les produits phytosanitaires passe par trois types de solutions, complémentaires et impliquant les différents acteurs concernés au fil de la conception, de l'homologation et de l'utilisation de ces produits :

- La mise au point par l'industrie phytopharmaceutique de nouvelles molécules, efficaces à moindre dose et potentiellement plus respectueuses du milieu (mobilité et durée de vie réduites notamment).
- Le respect de pratiques agricoles limitant au mieux les risques de départ des produits depuis la parcelle où ils ont été appliqués : doses et dates d'applications, réglages des pulvérisateurs, choix de l'assolement, type de travail du sol etc.
- La mise en oeuvre de solutions correctives destinées à abattre les flux et concentrations de produits quittant la parcelle vers le milieu aquatique. En effet, malgré les précautions prises au niveau des deux points précédents, le risque de transfert des produits vers la ressource en eau ne peut être nul, et il faut donc envisager le recours à des mesures compensatrices.

C'est sur ce dernier point que se concentrent les activités de l'équipe Pollutions Diffuses de l'Unité de Recherche Qualité de l'Eau et Préventions des Pollutions du *CEMAGREF* au sein de laquelle a été effectué ce travail de thèse. Cette équipe travaille en effet à mettre au point une méthode et un outil de diagnostic du risque de contamination des eaux par les produits phytosanitaires à l'échelle du petit bassin versant rural, afin de permettre la préconisation de solutions correctives pertinentes. Elle s'attache plus particulièrement à comprendre et quantifier le rôle que peuvent avoir les discontinuités hydrologiques telles que les dispositifs enherbés et boisés ou les fossés dans le devenir des phytosanitaires et leur transfert vers la ressource en eau superficielle.

En effet, des travaux initiés au début des années 1990 pour les dispositifs enherbés et à la fin de cette décennie pour les fossés, ont montré de façon qualitative l'influence que peuvent avoir ces structures dans le devenir des phytosanitaires, compte tenu de la capacité particulière qu'ont ces produits à interagir avec le milieu qu'ils traversent (adsorption sur les particules du sol ou la matière organique en décomposition, dégradation biotique ou abiotique). Les fossés notamment, selon leurs caractéristiques (pente, niveau de la nappe environnante, rugosité, encombrement et nature du substrat) peuvent agir comme des freins au transfert de phytosanitaires vers les eaux de surface ou au contraire jouer le rôle de court circuits entre la parcelle agricole et le réseau hydrographique.

Les phénomènes en jeu sont connus de façon qualitative, reste à les quantifier et à comprendre leurs interactions de façon plus déterministe pour aboutir in fine à des règles d'aménagement et de gestion de ces structures.

Dans ce contexte, l'équipe Pollutions Diffuses a initié deux thèses complémentaires sur les fossés, l'une portant essentiellement sur la rétention des phytosanitaires dans les fossés (Margoum, 2003) et l'autre sur le rôle de collecte, stockage et transfert de l'eau dans les fossés, qui constitue l'objet de ce mémoire. Les apports conjoints de ces deux thèses doivent permettre d'appréhender de façon quantitative l'influence des fossés sur le transfert et la dissipation de phytosanitaires entre la parcelle agricole où ils sont épandus et le milieu aquatique.

Les questions qui se posent quant au fonctionnement hydrologique des fossés dans le contexte du devenir des phytosanitaires qui nous intéresse, compte tenu du vecteur principal que constitue l'eau pour ces molécules au sein de ces structures, sont essentiellement de deux ordres :

- quelles sont les composantes de l'écoulement interceptées par un fossé sur un versant, et en quelles proportions ? En effet, la composition chimique de l'eau drainée dépendra du type d'écoulement : ruissellement, écoulement subsurfacique, drainage de la nappe par un réseau de tuyaux enterrés, etc…
- quel est le devenir de l'eau ainsi collectée : infiltration, stockage (puis évaporation ou infiltration), transfert vers l'aval. Quels sont les différents temps de transfert relatifs à ces processus ?

La démarche adoptée au cours de ce travail de thèse pour répondre à ces questions a concilié deux approches, expérimentale et de modélisation. La première a pour but de fournir des ordres de grandeur et des éléments de compréhension des processus en jeu, la deuxième de formaliser et systématiser les connaissances ainsi acquises.

Le travail a été mis en œuvre sur le site expérimental ARVALIS-Institut du végétal (ex ITCF, Institut Technique des Céréales et Fourrages) de la Jaillière, en Loire atlantique. Ce site, consacré depuis une vingtaine d'années à l'étude de l'influence des pratiques agricoles (notamment du drainage) sur la qualité de l'eau, a déjà servi de support à de nombreuses

études, notamment en partenariat avec le Cemagref, ce qui assure une relative compréhension de son fonctionnement et la disponibilité de nombreuses données. Il s'agit d'un site développé sur schiste, aux sols peu profonds et souvent hydromorphes, représentatif du fonctionnement d'une grande partie du Grand Ouest de la France, où la ressource en eau est essentiellement superficielle, et sensible aux pollutions : le travail présenté ici se concentre donc sur les eaux de surface.

Il a été décidé d'y instrumenter deux fossés aux caractéristiques bien tranchées, permettant a priori d'étudier l'essentiel des processus en jeu :

- Un fossé perpendiculaire à la ligne de plus grande pente, pour maximiser le rôle d'interception des écoulements venant de l'amont,
- Un fossé situé dans un talweg peu marqué, où les rôles de rabattement latéral de la nappe et de transfert des écoulements seront dominants.

Dans ce contexte pédoclimatique, de nappe perchée se développant en hiver sur une couche de schiste altérée peu perméable, et d'événements pluvieux longs mais le plus souvent peu intenses, le rôle d'infiltration des fossés apparaît a priori secondaire, au contraire de contextes où les événements pluvieux peuvent être violents, par exemple en milieu méditerranéen (Marofi, 1998). L'étude du fossé de fond de talweg permettra toutefois de tester cette hypothèse.

Le plan de ce mémoire, constitué de cinq chapitres, reprend les grandes étapes du travail tel qu'il s'est déroulé :

- Le premier chapitre comporte l'état de l'art sur le sujet qui nous intéresse : après avoir présenté les caractéristiques essentielles des produits phytosanitaires et les processus hydrologiques majeurs, en lien avec la physique du sol, nous abordons les connaissances disponibles sur le fonctionnement des fossés. Comme les connaissances sur le fonctionnement de ces structures en régime transitoire sont encore assez limitées, un détour est fait par le fonctionnement du drainage par tuyaux enterrés. Enfin, un rapide tour d'horizon des modèles mathématiques existant dans ce domaine est effectué.
- Le site expérimental d'ARVALIS à la Jaillière (Loire-Atlantique) est présenté dans le deuxième chapitre, avec une synthèse des connaissances climatiques, pédologiques, géologiques et hydrogéologiques disponibles en lien avec notre sujet. Le chapitre se poursuit par la description des dispositifs expérimentaux constitués par le fossé perpendiculaire à la pente et le versant qui le supporte d'une part, et le fossé de fond de talweg d'autre part. Les résultats des caractérisations hydrodynamiques des sols du site que nous avons effectuées sont également présentées.
- Le troisième chapitre aborde l'analyse à l'échelle saisonnière des chroniques piézométriques acquises sur le versant supportant le fossé en travers de la pente. Cette analyse permet de caractériser les grandes tendances du fonctionnement du versant, que ce soit au niveau spatial ou temporel, et notamment de mettre en évidence la dynamique d'échanges entre les nappes perchée et régionale présentes sur ce même versant.
- La modélisation saturée tridimensionnelle (Modflow) effectuée dans le quatrième chapitre permet de tester les hypothèses de fonctionnement du versant auxquelles aboutit l'interprétation des données expérimentales, et d'étudier plus finement le comportement de l'ensemble [versant + fossé en travers de la pente] pendant des épisodes pluvieux advenant à différentes périodes de l'année. Elle permet aussi de

tenter une quantification des flux échangés entre les deux nappes, selon la zone du versant et la période de l'année (hautes eaux, basses eaux, recharge de la nappe) considérées.

- Dans le cinquième chapitre enfin, une modélisation saturée/non saturée (Hydrus 2D) d'un transect perpendiculaire au fossé est menée afin d'analyser plus spécifiquement la réponse du fossé perpendiculaire à la ligne de plus grande pente aux événements pluvieux. Cette étape, qui suppose l'utilisation de conditions aux limites fournies par la modélisation saturée mise en oeuvre au chapitre précédent, est suivie d'une discussion en guise de conclusion sur les résultats croisés de ces deux types de modélisation et sur l'implication en termes d'influence d'un fossé en travers de la pente sur les écoulements

Chapitre I : Etude bibliographique

1.1. Introduction

Nous allons dans ce chapitre présenter les principales caractéristiques des produits phytosanitaires, et notamment leur capacité à être dégradés ou retenus au cours de leur transfert entre la parcelle où ils sont appliqués et le milieu aquatique. Ce constat implique la nécessité de s'attacher à la répartition des composantes de l'écoulement sur un bassin versant, et notamment des composantes rapides, puisque les principaux épisodes de contamination des eaux de surface par les phytosanitaires sont provoqués par les événements pluvieux suivant de près l'application des produits.
Dans ce contexte, la prise en compte du rôle des fossés sur la collecte et le transfert des eaux semble nécessaire, puisque ces structures peuvent accélérer ou au contraire retarder les écoulements au sein d'un versant, et avoir ainsi un rôle significatif sur la qualité de l'eau au sein d'un bassin versant.
Nous présentons donc tour à tour les principaux processus hydrologiques puis les phénomènes gouvernant le comportement hydrologique des fossés.

1.2. Produits phytosanitaires

Les produits phytosanitaires sont des substances utilisées pour lutter contre les parasites des plantes, animaux ou végétaux, qui perturbent l'activité humaine, principalement en agriculture (Gouy, 1993).
Leur composition chimique est très diverse, allant des composés minéraux aux composés organiques de synthèse, et plusieurs milliers de spécialités commerciales existent sur le marché. Ces produits sont appliqués sur ou dans le sol ou sur le feuillage. Ils sont par nature toxiques, agissant sur les plantes ou sur les animaux selon leur type, et peuvent provoquer pour certains organismes des troubles de comportement, de reproduction, de croissance, pouvant entraîner leur mort. Ils peuvent de surcroît s'accumuler dans les organismes vivants, avec une concentration qui croît au fil de la chaîne trophique.

Les produits phytosanitaires se classent en trois principales classes en fonction de leurs cibles, chaque classe comportant une grande variété de familles chimiques :

a) Les herbicides, agissant sur les végétaux non désirés,

b) Les insecticides, dont la cible est constituée par les insectes et autres animaux prédateurs des cultures,
c) Les fongicides, agissant contre les champignons, bactéries, virus ou mycoplasmes.

Les produits phytosanitaires peuvent être appliqués par voie aérienne, recouvrant le sol et les cultures présentes ou par incorporation dans le sol (le cas des granulés). La forme d'application conditionne la disponibilité du produit au transfert (Gouy, 1993) par évaporation ou lessivage pour les produits à l'état liquide, entraînement par vent dans le cas des poudres et départ par ruissellement dans le cas de poudres mouillables.

Une fois épandus, les produits phytosanitaires peuvent subir :

- des phénomènes de transfert : volatilisation, lessivage des plantes, ruissellement, érosion, entraînement dans la phase liquide (ruissellement, écoulement subsurfacique)
- des phénomènes physico-chimiques et biologiques : dégradation abiotique ou non, adsorption/désorption – résidus liés.

a. Phénomènes de transfert

Les précipitations, en générant le lessivage et le ruissellement, induisent le transfert des phytosanitaires vers les nappes phréatiques et/ou les eaux de surface. L'écoulement latéral sub-surfacique peut également transporter vers les eaux de surface des produits phytosanitaires qui se trouvent dans le sol à de faibles profondeurs.

b. Dégradation

La dissipation d'un produit peut être estimée par sa demi-vie, qui correspond au temps nécessaire à la disparition de la moitié de la quantité appliquée. Cette grandeur varie énormément en fonction des conditions auxquelles la molécule est soumise (pédoclimat, activité biologique, météorologie) et il est donc plus réaliste de fournir une fourchette de valeurs qu'une valeur unique (souvent déterminée en conditions contrôlées) pour la demi-vie. Les produits résultant de la dégradation sont en général moins toxiques que les composés parents.

c. Adsorption et désorption

Les produits phytosanitaires peuvent être retenus dans la couche superficielle du sol par adsorption (ou fixation) sur les constituants du sol. L'adsorption représente le phénomène majeur d'immobilisation de ces produits dans le sol.
Lors d'une pluie, l'érosion entraîne les particules solides et les produits adsorbés vers le réseau hydrographique. Les produits adsorbés peuvent également se désorber et redevenir disponibles pour la dégradation, le lessivage ou l'absorption par les plantes.

Les processus auxquels sont soumis les produits phytosanitaires sont relativement bien décrits individuellement. Par contre, leur quantification, et la compréhension des interactions entre ces phénomènes souvent hautement non linéaires est plus problématique.
Ce rapide survol des phénomènes intervenant dans le devenir des phytosanitaires met en évidence le rôle essentiel de la répartition des différentes composantes de l'écoulement, qui influe tant sur leur temps de transfert que sur leur capacité à être ou non dégradés et/ou adsorbés entre la parcelle où ils sont épandus et le milieu aquatique. Dans ce contexte, pour mieux comprendre et maîtriser le risque de contamination des eaux par les phytosanitaires, il apparaît essentiel de s'attacher à bien décrire et quantifier les différentes composantes de l'écoulement, notamment les composantes rapides, puisque c'est après les premiers épisodes

pluvieux suivant les applications de produits que les concentrations en phytosanitaires mesurées dans les eaux de surface sont les plus importantes.
Nous allons donc dans les paragraphes suivants présenter les processus hydrologiques qui peuvent advenir sur un versant, en nous attachant tout particulièrement aux rôles des fossés sur ces écoulements et aux modèles disponibles pour représenter leur influence sur les écoulements.

1.3. Présentation des propriétés du sol et de l'écoulement de l'eau à l'échelle locale

Dans cette partie nous allons présenter les propriétés du sol et la façon dont elles influencent la dynamique de l'eau du sol à l'échelle locale.

1.3.1. Généralités sur le sol

Il existe plusieurs définitions du sol en fonction du domaine d'intérêt (pédologie, géologie, agronomie, physique du sol). Musy et Soutter (1991) donnent une définition globale du sol qui est « le produit remanié et organisé, de l'altération de la couche superficielle de la croûte terrestre, essentiellement sous l'action d'agents climatiques et biologiques ».

Les composants du sol se présentent en général sous les trois phases gazeuse, liquide et solide. Chaque phase a sa masse et son volume, et l'ensemble donne la masse et le volume total apparent du sol.

On définit la masse volumique réelle ρ_s comme une caractéristique intrinsèque du sol :

$$\rho_s = M_s/V_s \qquad [kg/m^3] \qquad \text{Eq. I-1}$$

où

M_s est la masse de la partie solide ;
V_s est le volume de la partie solide (pour un sol remanié et sec).

Chaque phase occupe une partie du volume total du sol :

$$\theta_{els} = V_s/V_t, \quad \theta = \theta_w = V_w/V_t, \quad \theta_a = V_a/V_t \qquad [m^3/m^3] \qquad \text{Eq. I-2}$$

où

θ_{els} est la teneur en éléments solides ;
θ_w est la teneur en eau
θ_a est la teneur en air
V_s est le volume des éléments solides
V_w ,V_a et V_t sont le volume de l'eau, le volume de l'air et le volume total non remanié du sol, avec $V_t = V_w + V_a + V_s$

Un critère très utile pour différencier les sols est représenté par la masse volumique apparente sèche θ_{as}, qui est définie comme :

$$\theta_{as} = M_s/V_t \qquad [kg/m^3] \qquad \text{Eq. I-3}$$

La masse volumique apparente sèche d'un sol est inférieure à sa masse volumique réelle parce que la masse solide de la première se rapporte au volume total tandis que celle de la deuxième se rapporte au volume solide.
La teneur en eau θ_w et la teneur en air θ_a peuvent changer et représentent des caractéristiques relatives du sol.

La phase solide est composée d'une partie minérale et d'une partie organique. Pour une échelle de temps réduite, on peut considérer que la composition de la phase solide reste stable.

La phase liquide est une solution qui contient diverses substances dissoutes. Sa composition change dans le temps et l'espace. Du point de vue quantitatif, la phase liquide est assimilée en général à de l'eau pure.
La phase gazeuse est un mélange de composition variable, assez proche de la composition de l'air atmosphérique. Sa composition varie dans l'espace et dans le temps, selon notamment l'activité biologique se produisant dans le sol.

Quand la phase gazeuse disparaît ou est très réduite, le sol est dit saturé. En fait, en condition de saturation naturelle, il reste toujours dans le sol des poches gazeuses.

1.3.2. Texture, structure et porosité

On définit la texture d'un sol par la répartition des particules élémentaires en fonction de leur taille. La texture permet la différentiation et la classification des sols. Il y a plusieurs échelles de classification : LCPC (Laboratoire Central des Ponts et Chaussées), Atterberg, USDA etc. Nous présentons l'échelle du LCPC dans le Tableau I-1.

Tableau I-1 : Echelle texturale du LCPC

Classe texturale	Diamètre des particules(mm)
Cailloux	$\phi > 20$
Gravier	$2 < \phi \leq 20$
Sable grossier	$0,2 < \phi \leq 2$
Sable fin	$0,02 < \phi \leq 0,2$
Limon	$0,002 < \phi \leq 0,02$
Argile	$0,0002 < \phi \leq 0,002$
Ultrargile	$0,0002 \leq \phi$

La structure est la conséquence de la distribution granulométrique et de l'existence de forces de nature électrostatique dues aux minéraux argileux et à l'humus (Musy et Soutter, 1991).
Zida, 1998, définit la structure d'un horizon comme étant la façon selon laquelle s'arrangent naturellement et durablement les particules élémentaires (sables, limons, argiles, matières organiques) en formant où non des volumes élémentaires macroscopiques appelés agrégats. A ce niveau d'organisation de l'horizon, on parle de macro-structure du sol.

Une autre caractéristique importante du sol est représentée par la porosité (p). On définit la porosité comme le rapport entre le volume de vides et le volume total apparent du sol (non remanié) :

$$p = 1 - \theta_{els} \qquad [-] \qquad \text{Eq. I-4}$$

Les valeurs usuelles de la porosité pour les sols varient entre 30-60%.

1.3.3. L'eau dans le sol

L'étude de l'eau du sol doit être abordée à la fois du point de vue quantitatif et du point de vue énergétique. Pour un sol en conditions naturelles, la teneur en eau volumique varie entre une valeur minimale, la teneur en eau résiduelle θ_r et une valeur maximale, la teneur en eau à saturation θ_s. On doit distinguer la teneur en eau à saturation naturelle et la teneur en eau à saturation totale. Gillham (1984) a en effet montré qu'il y a une différence entre ces deux indices, expliquée par les poches d'air piégées dans le sol.

La teneur en eau du sol peut s'exprimer aussi en termes massiques :

$$w = M_w / M_s \qquad [\text{kg/kg}] \qquad \text{Eq. I-5}$$

où :

M_w est la masse de l'eau

Les teneurs en eau volumique et massique sont liées par la relation :

$$w = \theta * \rho_w / \rho_{as} \qquad \text{Eq. I-6}$$

où :

ρ_w est la densité de l'eau [kg/m^3]

L'eau du sol est également caractérisée par son état d'énergie. Le potentiel énergétique total de l'eau du sol résulte de l'addition des forces qui agissent sur elle. Comme la vitesse de l'eau dans le sol est faible, le terme d'énergie cinétique de la relation d'énergie totale est négligé. Ainsi on peut écrire :

$$H = h(z) + z \qquad [\text{m}] \qquad \text{Eq. I-7}$$

où :

H est le potentiel total ou la charge hydraulique totale
h est le potentiel matriciel ou de pression
z est le potentiel gravitaire (sa valeur dépend du choix de la position du plan de référence)

Le potentiel matriciel ou de pression est une conséquence des forces de capillarité et d'absorption dues à la matrice solide qui attirent et lient la phase solide dans le sol.
Zida (1998) en citant Bear (1972) montre que l'espace poral du sol peut être assimilé à un faisceau de tubes capillaires. Ainsi, la pression de l'eau dans un tube capillaire de rayon *r* est donnée par la formule suivante :

$$h = \frac{2*\sigma*\cos\alpha}{\rho_w * g * r} \qquad [\text{m}] \qquad \text{Eq. I-8}$$

où :

σ est la tension superficielle de l'eau à l'interface eau-air [N/m]
α est l'angle de contact entre eau et le tube
g est l'accélération de la pesanteur [m/s^2]
r est le rayon du tube capillaire [m].

Le potentiel matriciel est défini comme étant positif si sa valeur est supérieure à la pression atmosphérique et négatif dans le cas contraire. Le premier cas est rencontré dans un milieu saturé, et le deuxième dans un milieu non saturé.

La Figure I-1 montre le diagramme des potentiels d'un système en équilibre hydrostatique. Notons que ce cas n'a lieu que très rarement, car l'eau en milieu non saturé est toujours sous l'influence de l'infiltration ou l'évapotranspiration.

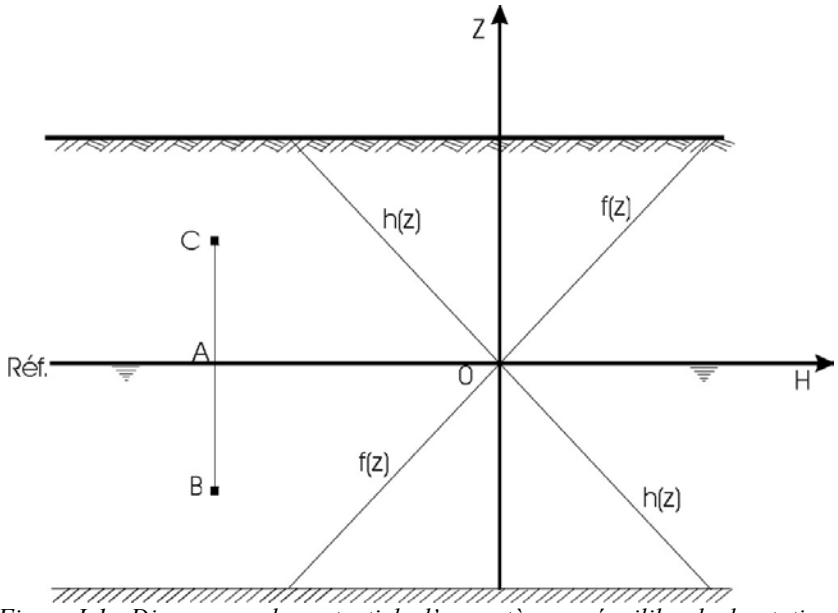


Figure I-1 : Diagramme des potentiels d'un système en équilibre hydrostatique

Si le plan de référence est situé à la surface de l'eau, la charge hydraulique totale (H) pour les points A, B et C est nulle (f(z) est la charge gravitationnelle).

$$\begin{cases} H_A = h_A + z_A = 0 \Rightarrow h_A = z_A = 0 & \text{à la surface de l'eau} \\ H_B = h_B + z_B = 0 \Rightarrow h_B = -z_B & \text{à la profondeur } z_B \text{ dans milieu saturé} \\ H_C = h_C + z_C = 0 \Rightarrow h_C = -z_C & \text{à la profondeur } z_C \text{ dans milieu non - saturé} \end{cases} \quad \text{Eq. I-9}$$

a. Courbe de rétention et frange capillaire

La relation entre la teneur en eau et le potentiel de pression est spécifique à chaque type de sol et sa représentation graphique s'appelle la courbe de rétention. La teneur en eau correspondant à une pression donnée dépend à la fois de la texture et de la structure du sol.

Comme les transferts d'eau et donc de produits phytosanitaires ont plutôt lieu dans des états proches de la saturation ou à saturation, nous allons plutôt nous intéresser à la zone de la courbe de rétention correspondant à ces états.

b. Etude expérimentale de la courbe de rétention

Gillham (1984) a étudié expérimentalement la courbe de rétention dans un état proche de la saturation. Son dispositif expérimental était composé d'une colonne uniformément remplie de sable (Figure I-2), munie d'un système de réglage de la hauteur d'évacuation (un tube d'évacuation connecté au fond de la colonne de l'eau, qui peut être positionné verticalement).

La colonne de sable (moyen à fin) est soumise à 5 pressions imposées (correspondant aux 5 positions du tuyau d'évacuation) de +15 cm à –35 cm.

La Figure I-3 montre la courbe de rétention obtenue (celle du drainage initial) après le passage d'une pression positive (position I) à une pression négative (position V). L'auteur définit la teneur en eau à saturation à h = 0 comme étant la teneur en eau à saturation totale, quand tous les pores sont pleins d'eau. Nous notons que ce cas ne peut être que rarement rencontré dans des conditions naturelles.

La pression à laquelle le premier pore est drainé est appelée la pression d'entrée d'air « h_a » pour le milieu poreux, et la zone entre h = 0 et h = h_a est appelée la **zone de saturation sous tension** et correspond à la **frange capillaire**.

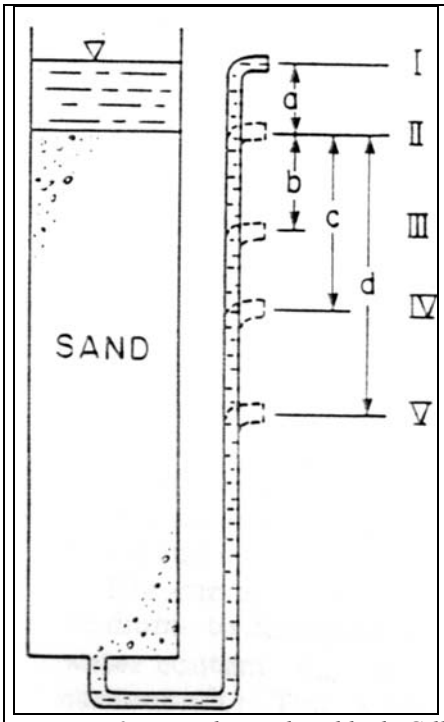


Figure I-2 : La colonne de sable de Gillham (1984)

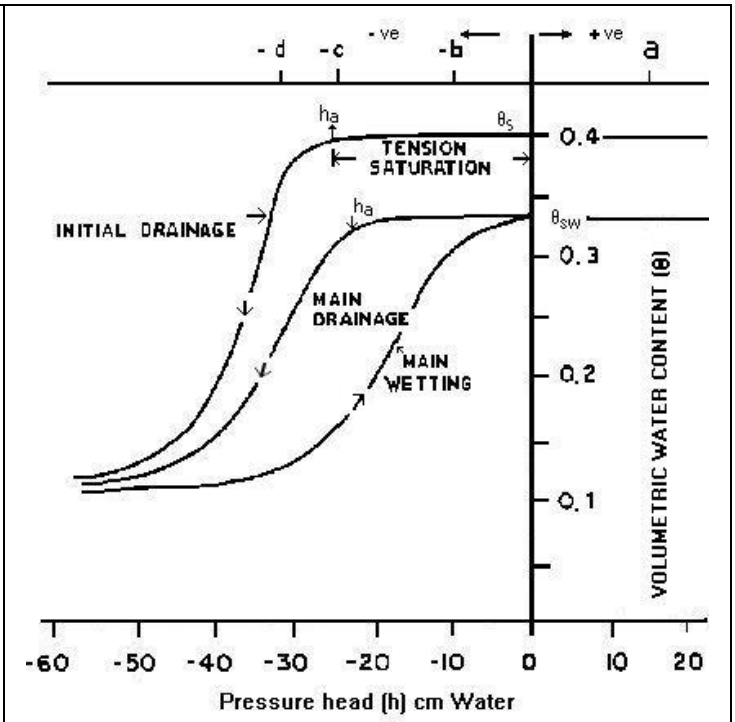


Figure I-3: Les courbes de rétention pour un sable moyen à fin, d'après Gillham (1984)

Ensuite, à partir de la position 5, en ré-appliquant une pression nulle (position II), on obtient une courbe appelée celle de l'humidification principale (Figure I-3). Dans cette phase de ré-humidification, la teneur en eau à saturation θ_{sw} à h = 0 est plus faible de 8% que la teneur en eau à saturation initiale θ_s. Cela est le résultat du piégeage de l'air dans les pores pendant le processus d'humidification. Lors des essais d'infiltration sur un sol lessivé dégradé à pseudogley, Zimmer (1988) trouve des teneurs en air piégé comprises entre 0,06 et 0,13 cm^3/cm^3 pour des profondeurs allant de 70 cm à 10 cm. Ainsi, la teneur en air piégé dans la zone saturée est fonction de la teneur en eau du matériau au démarrage du processus d'infiltration.

En réduisant de nouveau la pression à partir du point (h=0, $\theta = \theta_{sw}$) on obtient la courbe principale de drainage.

Les formes des trois courbes de rétention de la Figure I-3 diffèrent visiblement avec une zone saturée sous tension pour la courbe de drainage initial, celle du drainage principal, et celle de

l'humidification principale, ayant des valeurs respectivement de 26, 20 et 5 cm. Ainsi, il apparaît que, pour un sol donné, la zone sous tension- saturée, dépend dans une mesure significative des dernières humidifications et drainages de la colonne de sol. Par ailleurs, l'extension de la zone saturée sous-tension est très dépendante de la texture et de la structure du sol.

c. Type de courbes de rétention en fonction de la texture

A titre d'exemple, la Figure I-4 représente les courbes de rétention dans la phase de drainage pour trois types de sols ayant des textures différentes : limon-argileux (silt loam), argile (rideau clay) et sable (moyen à fin). Nous y observons que le limon-argileux peut présenter une frange capillaire importante, à la différence du sable ; cela est dû à la texture plus fine du limon-argileux. Bien que l'argile ait une texture encore plus fine, sa frange capillaire peu étendue est due à une grande porosité inter-agrégats.

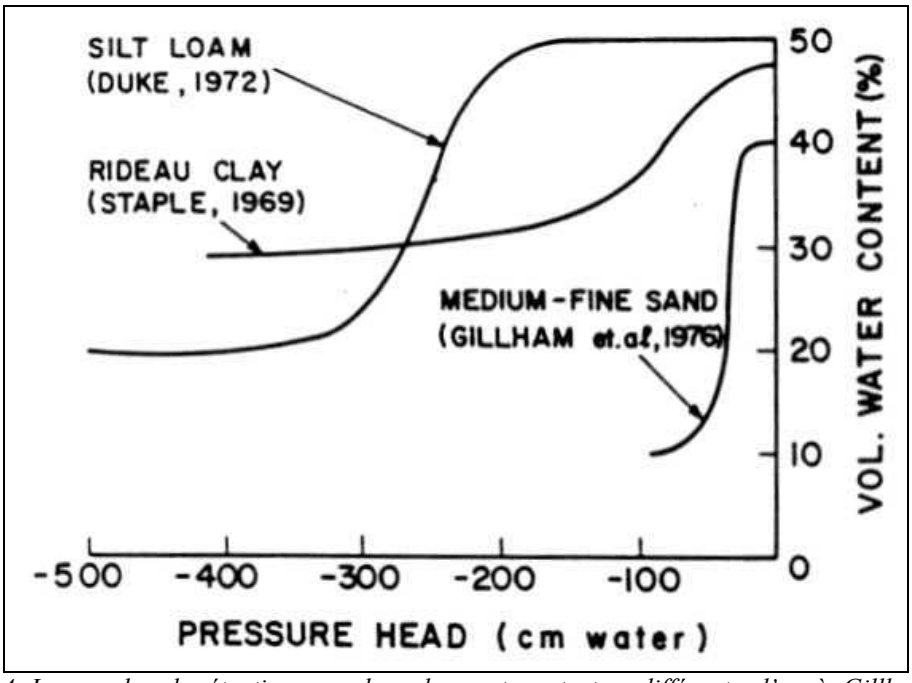


Figure I-4: Les courbes de rétention pour des sols ayant une texture différente, d'après Gillham (1984)

Les dimensions des grains, la structure et la compressibilité peuvent avoir un effet important sur la forme de la pente de drainage et ainsi sur la zone saturée sous –tension. Zimmer (1988) après avoir soumis un échantillon de sol non perturbé à une dépression très faible de –1 à –2 cm et observé qu'aussitôt les plus gros pores (de 1 à 5 mm) se vident estime que le matériau ne présente pas de frange capillaire. Sa conclusion est qu'il faut transposer avec prudence les résultats obtenus au laboratoire sur sol remanié au terrain.

d. Porosité de drainage

Nous avons défini la teneur en eau à saturation comme celle d'un sol dont tous les pores (ou la plus part en conditions naturelles) sont pleins. On définit également la teneur en eau à la **capacité au champ**, ou à la capacité de rétention, comme l'humidité du sol après élimination de l'eau gravitaire, c'est-à-dire l'eau qui se déplace sous l'influence de la gravité. L'eau qui reste est retenue par le potentiel matriciel. On estime que cela a lieu à une succion proche de 330 cm.

La **porosité de drainage** peut alors être définie en première approche comme la quantité d'eau « gravitaire » perdue par drainage naturel par un volume unitaire de milieu poreux quand le taux d'humidité descend de la saturation jusqu'à la capacité au champ. La porosité de drainage est en fait le rapport entre la hauteur d'eau infiltrée/drainée et la variation de hauteur de nappe correspondante.

Zimmer (1988), en citant le travail de Taylor (1960) montre que :
- Pour un matériau homogène, la porosité de drainage est une fonction de la profondeur de la nappe ;
- La porosité de drainage est fonction des conditions dans lesquelles s'effectue le tarissement : en particulier le vidange d'un massif poreux par équilibres successifs conduit à une porosité de drainage différente de la vidange en continu.

L'air piégé joue un rôle important dans le fonctionnement hydrique du sol. Une diminution de la teneur en air du matériau à une pression donnée induit à la fois une augmentation de conductivité hydraulique et de sa porosité de drainage.
Zimmer (1988) conclut que le concept de porosité de drainage n'a de sens que par rapport au domaine constitué par la zone saturée du sol, et pour la cinétique de tarissement du terrain. La porosité de drainage n'est donc pas une propriété intrinsèque à un milieu poreux donné, et sa mesure doit être effectuée dans les conditions imposées par le système drainant (dans le contexte dans lequel travaille Zimmer de drainage par tuyaux enterrés).

La porosité de drainage reste malgré tout un concept utilisé dans sa définition de base, compte tenu de la difficulté de mesurer plusieurs porosités en fonction de la dynamique de la nappe.

1.3.4. Ecoulement de l'eau en milieu saturé

La loi dynamique qui décrit l'écoulement dans le milieu saturé est la loi de Darcy. En milieu homogène et anisotrope, et pour un fluide incompressible, cette loi s'écrit:

$$\vec{q} = -\overline{\overline{K}} * \overrightarrow{\text{grad}\, H} \qquad \text{Eq. I-10}$$

où :

$\vec{q}$ = flux d'eau (m/s)

$\overline{\overline{K}}$ = le tenseur de conductivité hydraulique (m/s)

$\overrightarrow{gradH}$ grad H = le gradient de la charge hydraulique (-)

La conductivité hydraulique représente la constante de proportionnalité entre le débit et le gradient hydraulique dans la loi de Darcy. Elle représente l'effet de la résistance à l'écoulement de l'eau dû aux forces de frottement.

Lorsque le sol est homogène et anisotrope, les valeurs de la conductivité hydraulique varient selon chaque axe dans un système référentiel Oxyz et on l'exprime par un tenseur d'ordre 2 symétrique :

$$\overline{\overline{K}} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \qquad \text{Eq. I-11}$$

Lorsque les directions principales d'anisotropie sont les mêmes que les axes du référentiel Oxyz, les termes $K_{ij}=K_{ji}$ sont nuls et le tenseur de la conductivité hydraulique devient diagonal.

Le Tableau I-2 illustre la conductivité hydraulique de plusieurs matériaux en fonction de leur texture (De Marsily, 1981). La distinction entre le domaine perméable et imperméable est fixée à 10^{-9} m/s.

Tableau I-2 : Conductivités hydrauliques à saturation pour différents matériaux, d'après De Marsily (1981)

Texture	**Conductivité hydraulique à saturation (m/s)**
Graviers sans éléments fins	10^{-2}
Sables non argileux et graviers	10^{-2} à 10^{-5}
Sables fins et argileux	10^{-5} à 10^{-9}
Argiles franches	10^{-9} à 10^{-13}

La conductivité hydraulique est un paramètre qui présente une forte hétérogénéité spatiale dans les sols.

1.3.5. Ecoulement de l'eau en milieu non saturé

L'équation générale des écoulements en milieu non saturé provient de la combinaison d'une loi dynamique et de l'équation de continuité.

La conductivité hydraulique d'un sol non saturé n'est plus une valeur constante, elle varie en fonction de la teneur en eau du sol ou de la pression de l'eau du sol, entre une valeur maximale, quand le sol est à saturation (la conductivité hydraulique à saturation), et une valeur nulle, quand la teneur en eau diminue jusqu'au coefficient d'hygroscopicité (θ_r), où l'eau n'est plus mobile (Figure I-5)

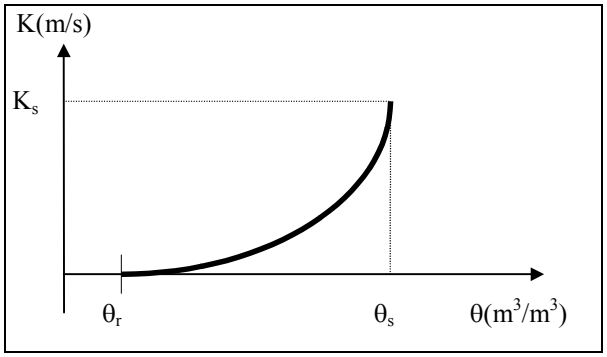


Figure I-5: Variation de la conductivité hydraulique K avec la teneur en eau

L'équation de continuité s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -div\vec{q} = -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \qquad \text{Eq. I-12}$$

La loi dynamique s'écrit de façon analogue à la loi de Darcy, mais avec une conductivité qui varie en fonction de la teneur en eau du milieu. Elle s'écrit :

$$q_x = -K(\theta)\frac{\partial H}{\partial x} = -K(\theta)\left(\frac{1}{c(\theta)} * \frac{\partial \theta}{\partial x}\right) = -D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial x} \qquad \text{Eq. I-13}$$

$$q_y = -K(\theta)\frac{\partial H}{\partial y} = -K(\theta)\left(\frac{1}{c(\theta)} * \frac{\partial \theta}{\partial y}\right) = -D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial y} \qquad \text{Eq. I-14}$$

$$q_z = -K(\theta)\frac{\partial H}{\partial z} = -K(\theta)\left(\frac{1}{c(\theta)} * \frac{\partial \theta}{\partial z} + 1\right) = -D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \qquad \text{Eq. I-15}$$

où :

D(θ) est la diffusivité apparente du sol, définie comme le rapport de la conductivité hydraulique K(θ) et de sa capacité capillaire c(θ) :

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{c(\theta)} \qquad (m^2/s) \qquad \text{Eq. I-16}$$

où :

c(θ) est définie par c(h)=dθ/dh [m^{-1}]et représente la variation de teneur en eau par unité de variation de charge de pression. Sa valeur est donnée par la pente de la relation θ(h).

En combinant l'équation de continuité et l'équation dynamique, on obtient l'équation générale aux dérivées partielles de l'écoulement non saturé, appelée **équation de Richards** :

$$\frac{\partial \Theta(\psi)}{\partial t} = div\left(K[\Theta(\psi)]\vec{\nabla}\Phi\right) \qquad \text{Eq. I-17}$$

Où :

Φ le potentiel hydraulique (Φ = z + ψ).

Sens du flux hydrique

Mermoud (1998) analysant l'équation de Darcy dans le cas d'un écoulement vertical (Eq. I-17) en fonction de la forme et de la pente des profils de charge totale détermine la direction des écoulements (Figure I-6).

Quatre cas sont possibles :

- dH/dz =0, Le potentiel total ne varie pas avec la profondeur =>flux nul
- dH/dz >0, le potentiel total diminue avec la profondeur = > flux descendant
- dH/dz <0, le potentiel total augmente avec la profondeur => flux ascendant
- dH/dz <0 dans la partie supérieure et dH/dz >0 dans la partie inférieure. Dans ce cas, la courbe du potentiel total présente un minimum à la cote z =z0 avec un flux nul. L'écoulement est ascendant au-dessus du plan de flux nul et descendant au-dessous. Ce cas peut avoir lieu après un apport d'eau en surface, quand l'évapotranspiration provoque un écoulement vers la surface, mais qu'en profondeur le front d'humidité progresse. En absence d'un apport d'eau, le plan de flux nul se déplace vers le bas .

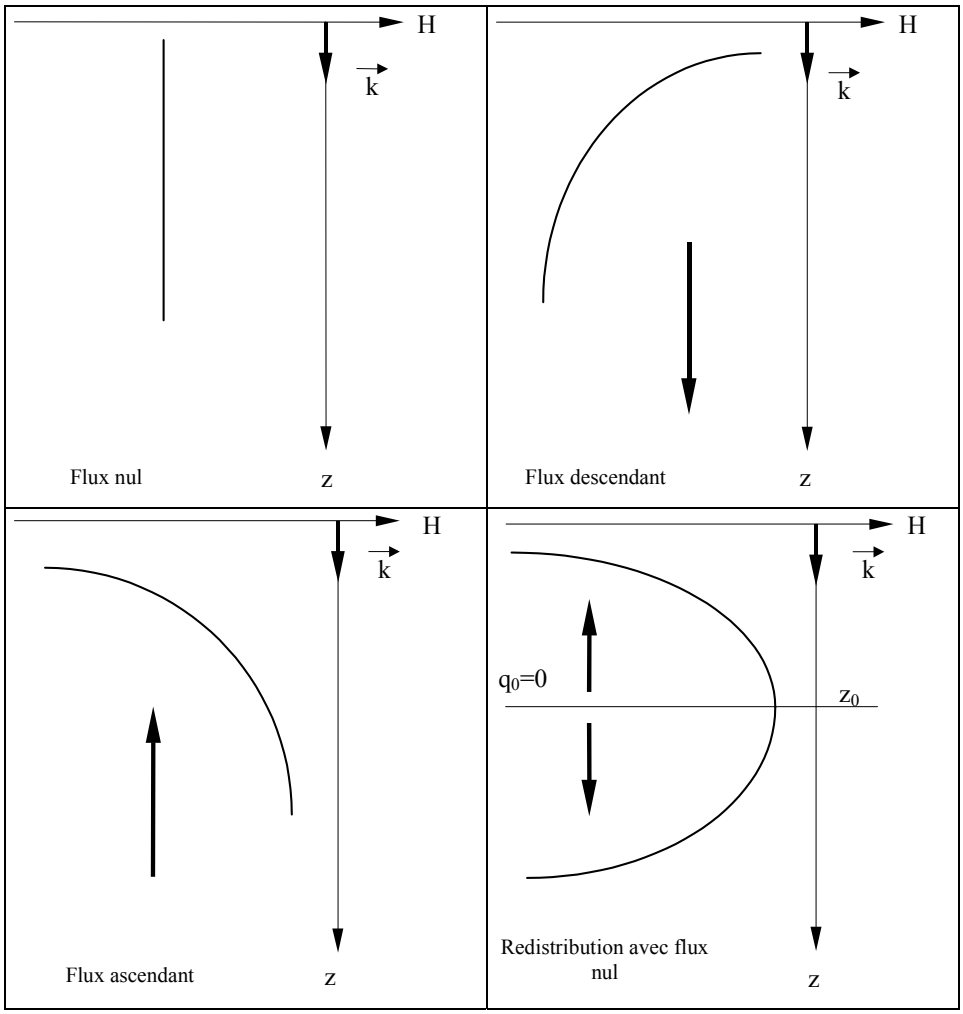


Figure I-6 : Les directions des flux (d'après Mermoud, 1996)

1.4. Présentation des principaux phénomènes hydrologiques au niveau d'un bassin versant

Dans cette partie, nous allons présenter les principaux processus d'écoulement intervenant dans un bassin versant. Comme chaque processus peut avoir un rôle dans le devenir des produits phytosanitaires, l'étude de l'influence de chacun de ces phénomènes et de leurs interactions s'avère nécessaire, une approche globale à l'échelle du versant ou du bassin versant étant insuffisante.

La Figure I-7 présente les principaux processus d'écoulement au sein d'un bassin versant, (d'après Ambroise, 1998). Nous allons détailler chaque processus d'écoulement.

1.4.1. Apports et perte d'eau à la surface

Les précipitations atmosphériques solides ou liquides constituent le principal apport d'eau pour la surface d'un bassin versant. Ambroise (1998) indique que les autres types de précipitation (brouillard, rosée, givre, etc.) dans certaines conditions peuvent amener un apport non négligeable pour le bassin. Dans l'ouest de la France, la rosée représente un faible pourcentage, au voisinage du 0,015% du total annuel (communication personnelle Météo France).

La végétation intercepte et retient une partie des précipitations et le reste arrive à la surface du sol ou directement au réseau hydrographique.

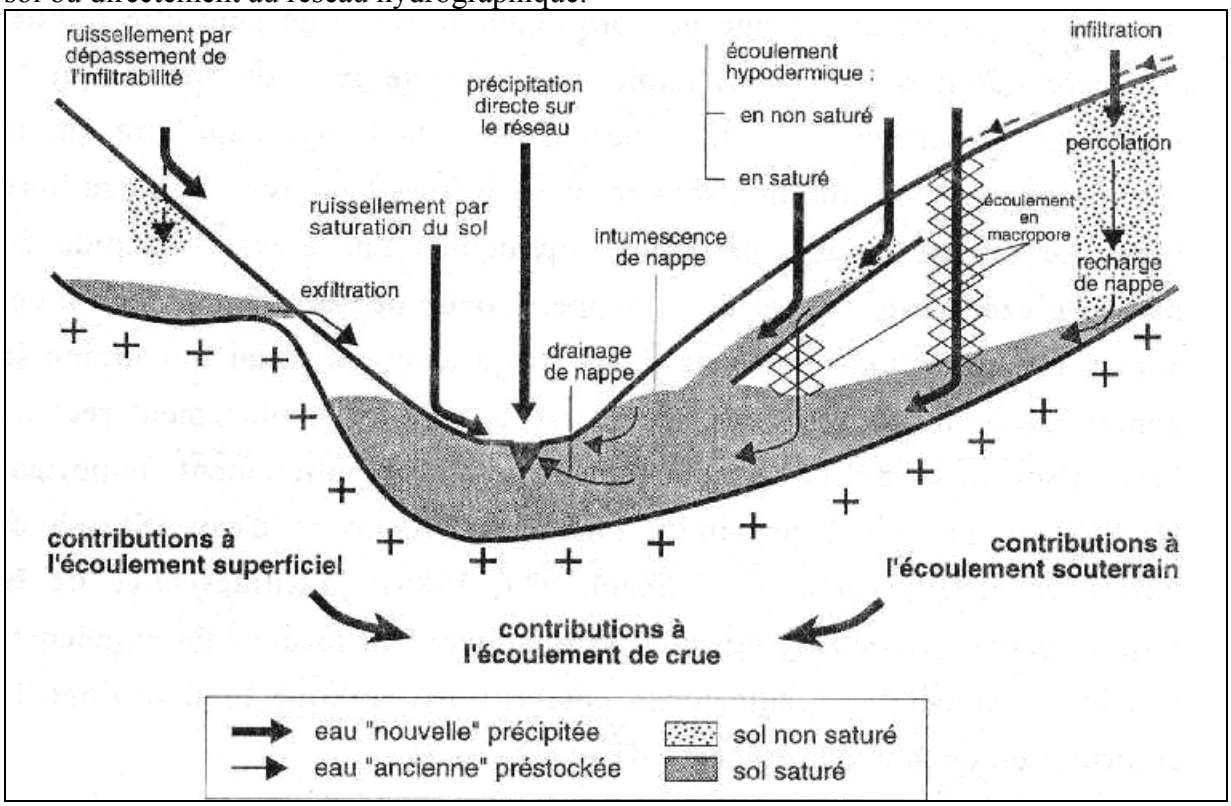


Figure I-7: Principaux processus d'écoulement, d'après Ambroise (1998)

Le terme de perte à la surface du sol est représenté par l'évaporation depuis le sol et la transpiration de la couverture végétale. L'eau évaporée provient d'une zone de faible épaisseur en-dessous de la surface, alors que l'eau transpirée provient d'une zone qui dépend de la profondeur du système racinaire de la couverture végétale. On définit l'évapotranspiration potentielle « ETP » comme la quantité totale de l'eau extraite d'un sol recouvert par du gazon, dans des conditions climatiques données et lorsque l'humidité du sol n'est pas un facteur limitant (à la capacité au champ). Un autre concept utile est celui de l'évapotranspiration réelle, qui correspond à la perte en eau du sol quand le taux d'humidité du sol peut devenir un facteur limitant, dans des conditions climatiques réelles. Ce concept s'applique à une espèce de plante à un stade de développement spécifique.

Il existe plusieurs formules de calcul de l'ETP à partir des mesures climatologiques (température de l'air, ensoleillement, vitesse du vent) : Thornthwaite, Turc, et Penman-Monteith. Nous présentons à titre d'exemple la formule de Penman-Monteith :

$$ETP = \frac{(R_n - \Delta S)\Delta + (\rho_a * c_{pa} * \Delta p_{va} / r_a)}{\lambda\left[\Delta + \gamma\left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)\right]} \quad \text{Eq. I-18}$$

Où :

R_n est la radiation nette [W/m^2],

ΔS est la part d'énergie radiative convertie en chaleur et emmagasinée dans le système [W/m^2]

Δ est la pente de la courbe de la fonction reliant la pression de vapeur saturante et la température [Pa/K],

ρ_a est la masse volumique de l'air [kg/m^3],

c_{pa} est la capacité thermique massique isobare [J/K],

Δp_{va} est le déficit de pression de vapeur à la température de l'air [Pa],

r_a est la résistance aérodynamique [s/m],

λ est chaleur latente de vaporisation [J/kg],

γ est la constante psychrométrique, [Pa/K],

r_c est la résistance spécifique [s/m].

On considère que le prélèvement par évapotranspiration d'une nappe devient nul quand la nappe se trouve à plus de 10 - 15 m profondeur (De Marsily, 1981). Zimmer (1988) considère que l'évapotranspiration journalière est approximativement répartie de manière sinusoïdale entre 9 et 21 heures en règle générale.

1.4.2. Infiltration dans le sol et ruissellement à la surface du sol

a. Infiltration

Quand l'eau arrive à la surface du sol, elle tend à pénétrer dans le sol par infiltration. Le flux infiltré est limité par l'infiltrabilité locale de la surface (Ambroise, 1998). L'eau entre dans le sol soit par l'effet de la gravité, soit par l'effet du gradient de pression si le sol n'est pas saturé. L'infiltrabilité, ou la capacité d'infiltration du sol, est proportionnelle au gradient hydraulique total et à la conductivité hydraulique au potentiel hydrique considéré.

Si le sol n'est pas à la saturation au début d'une pluie, la capacité d'infiltration, très forte au début, décroît jusqu'à la saturation du profil de sol, où la capacité d'infiltration tend vers une valeur fixe : la conductivité hydraulique à saturation. Cette décroissance s'explique par la diminution du gradient de pression moyen, due à l'augmentation de la distance sur laquelle se répartit la différence globale de charge hydraulique.

L'équation générale des écoulements non saturés (Eq. I-17) peut s'appliquer aussi au processus d'infiltration dans le cas d'un écoulement vertical.

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\theta)\frac{\partial H}{\partial z}\right) = \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\theta)\frac{\partial h}{\partial z}\right) + \frac{\partial}{\partial z}K(\theta) \quad \text{Eq. I-19}$$

Où :

- θ est la teneur en eau du sol (m^3/m^3)
- $K(\theta)$ est la conductivité hydraulique verticale en fonction de la teneur en eau du sol (m/s)
- H est la charge hydraulique totale (m)
- h est la pression de l'eau du sol, positive en milieu saturé et négative en milieu non saturé

L'infiltration dans le sol peut aussi être estimée à partir de certains modèles d'infiltration : Kostiakov (modèle empirique, 1932), Green et Ampt, (1911) qui est une simplification de la loi de Darcy qui donne une relation entre le flux d'eau et la différence de potentiel dans le sol et suppose que l'infiltration se fait à travers un front d'humectation d'extension horizontale séparant les parties supérieures du sol saturées et inférieures non saturées.

b. Infiltration sans dépassement de l'infiltrabilité et profil de pression

Kao et al. (2001) ont analysé expérimentalement l'infiltration en régime permanent dans une colonne de sol verticale avec des propriétés uniformes vers une nappe située à une profondeur fixe. Le taux d'infiltration est inférieur à K_s sans production de ruissellement.

Pour un type de sol donné, une nappe de profondeur fixe et un taux d'infiltration en régime permanent, le profil de succion est unique et peut être divisé en deux parties (Figure I-8) :

1. De la surface de la nappe z_0 jusqu'à une hauteur z_γ, la succion varie de 0 à h_γ.
2. Au-dessus de z_γ, la succion est constante et égale à h_γ

La zone entre la surface de la nappe et z_γ où la succion est variable, est définie comme « zone de Transition » . Les auteurs définissent z_γ comme la hauteur au-dessus de la surface de la nappe où la succion $h(z_\gamma)=0,99*h_\gamma$. Dans la zone où la succion est constante et égale à h_γ, le gradient hydraulique vertical est égal à 1.

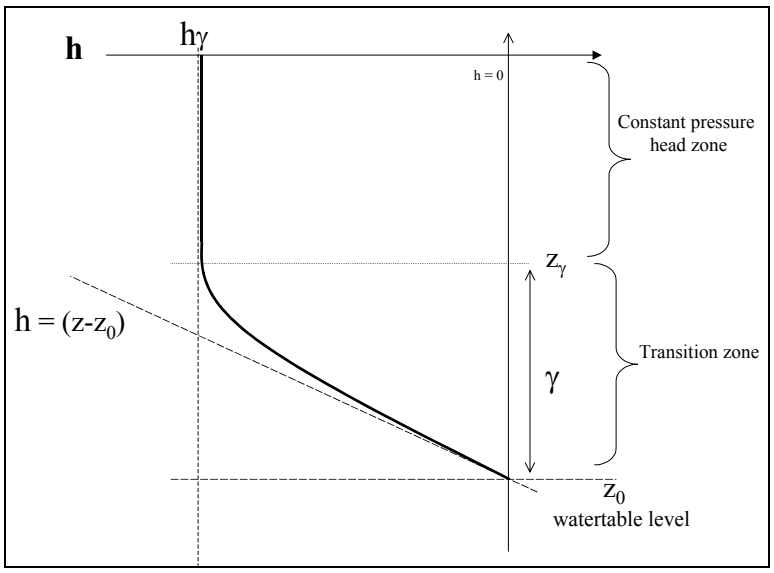


Figure I-8: Profil de pression au-dessus d'une nappe superficielle de niveau fixe en régime d'infiltration permanent (d'après Kao et al., 2001).

Pour un sol donné, la valeur de h_γ est complètement définie par la relation K(h_γ) = |q_{in}| où q_{in} est le flux imposé en surface. La hauteur γ dépend de la fonction K(h) entre 0 et h_γ.

Les auteurs montrent que la zone de transition γ est différente de la frange capillaire. La différence consiste dans le fait que la hauteur de la zone de transition γ est définie pour un taux d'infiltration donné et ne dépend pas seulement des propriétés du sol.

c. Ruissellement

La partie des précipitations qui ne peut s'infiltrer dans le sol ruisselle, c'est-à-dire qu'elle s'écoule à la surface du sol. On distingue deux types de ruissellement :

- Le ruissellement hortonien, quand l'intensité des précipitations dépasse la capacité d'infiltration du sol
- Le ruissellement sur surface saturée, qui se produit quand le sol est gorgé d'eau, la nappe phréatique affleurant à la surface du sol. Toute eau qui arrive à la surface du sol ruisselle alors.

Le processus de ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration est couplé à celui de la réinfiltration. L'eau qui ruisselle peut se ré-infiltrer dans une zone où la capacité d'infiltration le permet.
Les deux types de ruissellement peuvent se produire sur un même site pendant un épisode pluvieux (Figure I-7).

d. Facteurs qui influencent le ruissellement et l'infiltration

Le transport rapide des produits phytosanitaires vers les eaux de surface étant dû majoritairement au ruissellement, nous sommes intéressés par les facteurs qui interviennent dans le déclenchement du ruissellement. Une partie de ces facteurs est d'origine naturelle, mais le facteur anthropique peut également jouer un rôle important.

Nous pouvons citer :

- L'état d'humidité antérieur aux précipitations : Plus le sol est humide, plus il atteint rapidement l'état de saturation.
- Les caractéristiques du sol, notamment sa capacité d'infiltration : Une faible capacité d'infiltration implique qu'une grande partie de l'eau ruisselle.
- La pente du terrain. Plus elle est forte, plus la vitesse de ruissellement est élevée et moins l'eau s'infiltre dans le sol.
- L'état de surface du sol : Les traces de labour, le tassement du sol, la présence d'une croûte de battance (notamment pour les sols limoneux) sont autant de facteurs qui peuvent favoriser le ruissellement au détriment de l'infiltration. Une surface du sol moins rugueuse favorise le ruissellement.
- Des obstacles au ruissellement : Les haies et les talus représentent des barrières au ruissellement avec un effet épurateur supposé vis-à-vis des produits phytosanitaires (Carluer, 1998).
- La couverture végétale : Plus le sol est couvert par la végétation plus la quantité de l'eau retenue est importante. Les deux exemples extrêmes sont représentés par : une zone couverte par une herbe dense et un sol nu.

- La rugosité du sol peut jouer un rôle important dans la rétention de l'eau et le déclenchement du ruissellement. Le Filleul (2000) définit la rugosité du sol comme étant la profondeur maximale théorique des flaques avant le déclenchement du ruissellement, c'est-à-dire la hauteur entre le fond des microdépressions et le point de débordement. Quand la direction des traces de labour ne coïncide pas à la direction de la plus grande pente, le ruissellement suit une double orientation : une orientation imposée par la plus grande pente du terrain et l'autre par le sens du labour. Le même auteur spécifie l'existence d'une « rugosité parallèle » au sens du labour et une « rugosité perpendiculaire » au sens de la plus grande pente. C'est la rugosité parallèle du sol qui retarde le ruissellement par le stockage de l'eau dans les microdépressions. Plus la surface du sol est rugueuse, plus l'eau est retenue en surface en favorisant son infiltration.

1.4.3. Ecoulement subsurfacique

Quelques définitions sont nécessaires pour ce domaine ; par exemple, les écoulements hypodermiques ne concernent pas la même tranche de sol, selon que l'on a affaire à des pédologues ou des hydrogéologues.
Carluer (1998) a défini l'écoulement subsurfacique comme l'écoulement qui se développe latéralement sous la surface du sol dans la couche pédologique. Cette définition fait une distinction entre l'écoulement subsurfacique et l'écoulement souterrain de la nappe phréatique. Un écoulement subsurfacique peut notamment se développer dans la partie supérieure de l'horizon labouré (où la macroporosité est importante) ou sur la semelle de labour, à cause de sa conductivité hydraulique très réduite (Zida, 1998; Adamiade, 1998).

Le même auteur définit l'écoulement hypodermique comme l'écoulement latéral qui a lieu dans les premiers centimètres de sol (1-5 cm) en l'intégrant dans l'écoulement de subsurface. Il est parfois difficile du point de vue expérimental de faire le partage entre le ruissellement et l'écoulement hypodermique. Une condition nécessaire pour le développement d'un écoulement subsurfacique significatif est un sol anisotrope, ayant des valeurs de conductivité hydraulique horizontale nettement supérieures à la conductivité verticale (Musy, 1998). Dans ce cas, l'eau s'écoule latéralement dans la zone non saturée, ou dans la zone saturée, par la formation d'une nappe perchée.
Le Meillour (1996) a étudié expérimentalement les écoulements subsurfaciques saturés sur le bassin versant de Réal Collobrier (sol sableux) en contexte méditerranéen.

L'auteur a mis au point un dispositif de mesure de l'écoulement subsurfacique. Il s'agit d'une plaque métallique (20 x 20 cm) qu'on enfonce parallèlement à la surface du sol à quelques centimètres de profondeur. La plaque est alimentée en amont par l'intermédiaire d'une petite rampe d'arrosage. A l'aval un canal collecteur permet de recueillir et mesurer les écoulements. Après l'établissement d'un régime permanent, la vitesse d'écoulement est déterminée à l'aide d'un colorant. Les mesures ont été faites dans la litière à 2 cm de profondeur et dans la couche de sol sous-jacente.
L'écoulement dans la litière avait lieu dans une végétation herbeuse et dense où le système racinaire assurait une porosité très élevée. Les écoulements dans la litière végétale présentaient des caractéristiques d'écoulements turbulents à surface libre, qui obéissent à une loi de Manning. Les valeurs des coefficients de Strickler associées sont très faibles, ce qui montre des écoulements très lents. Les valeurs extrêmes des vitesses mesurées (de 22,3 à 86 m/h avec un débit d'écoulement imposé variant de 9 à 115 l/h*m) seraient liées à la charge imposée à l'amont.

Pour les écoulements en milieux poreux, les essais ont été effectués à 5 et 10 cm de profondeur, où la porosité mesurée était respectivement de 0,56 et 0,48. La hauteur d'eau s'est avérée proportionnelle au débit avec un nombre de Reynolds inférieur à 1, c'est-à-dire des écoulements qui suivent la loi de Darcy. A ces profondeurs, les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation latérale sont de l'ordre de 100 m/h, ce qui est au moins de deux ordres de grandeurs supérieurs aux valeurs de conductivité hydraulique verticale obtenues par l'utilisation des appareils classiques (infiltromètre Muntz ou perméamètre de Guelph) sur le même site. Même s'il est fort probable que l'écoulement se fait à travers les macropores, la loi de Darcy est respectée. La valeur forte de la conductivité hydraulique horizontale montre l'existence d'une forte anisotropie.

1.4.4. Effet piston

Ce phénomène est invoqué pour expliquer la forte proportion d'eau ancienne (l'eau qui se trouvait dans le sol avant le début de l'épisode pluvieux) dans l'hydrogramme de crue. Ce mécanisme implique la transmission quasi instantanée d'une onde de pression. L'eau qui arrive à la surface du sol donne une impulsion qui est transmise par une onde de pression vers l'aval, provoquant une exfiltration immédiate en bas de versant. Il faut distinguer la vitesse réelle de l'eau dans le sol, qui est lente, et la vitesse de propagation de l'onde de pression, qui peut être estimée par la vitesse de réaction du bassin versant (Musy, 1998). On peut faire l'analogie avec le courant électrique : la vitesse de déplacement des électrons est très réduite par rapport à la vitesse de déplacement du champ électrique.

1.4.5. Intumescence de la nappe

Gillham (1984) a étudié les effets de la frange capillaire sur le comportement d'une nappe et son rôle sur la genèse de l'écoulement dans les ruisseaux.
En additionnant une petite quantité d'eau, la tension dans les capillaires du sol se réduit. La succion à la surface peut alors s'annuler : la nappe monte alors jusqu'à la surface du sol. Si le système est totalement incompressible et qu'il n'y a pas de flux verticaux descendants, la réponse de la nappe est alors instantanée, et peut avoir lieu pour l'addition de moins de un mm d'eau. Cependant, la perte d'une petite quantité d'eau par drainage ou évapotranspiration entraîne un retour rapide de la surface de la nappe vers sa position initiale.

Genèse de l'écoulement dans les ruisseaux
En utilisant des isotopes pour séparer les composantes de l'hydrogramme, les études antérieures ont montré que l'eau de la nappe participe dans une proportion plus importante à l'écoulement que ne le prédit l'utilisation de la méthode graphique de séparation de l'hydrogramme. Il n'est encore pas totalement élucidé comment la nappe, qui a un écoulement très lent, peut répondre si vite à un évènement pluvieux.

Gillham (1984) suppose que la frange capillaire pourrait expliquer en partie la réponse rapide de la nappe à un événement pluvieux. La Figure I-9 a montre une section longitudinale d'un versant, avec une nappe de pente uniforme et une frange capillaire qui intersecte la surface du sol à une certaine distance en amont de la rivière. La Figure I-9 b montre la réponse possible du système à un épisode pluvieux. En théorie, le toit de la nappe peut monter rapidement au voisinage de la rivière, compte tenu du développement de la frange capillaire. Les lignes d'écoulement montrent une forte concentration des lignes d'écoulement entrant dans la rivière, comme résultat de la montée de la nappe, et ainsi une réponse rapide de la nappe à l'épisode pluvieux.

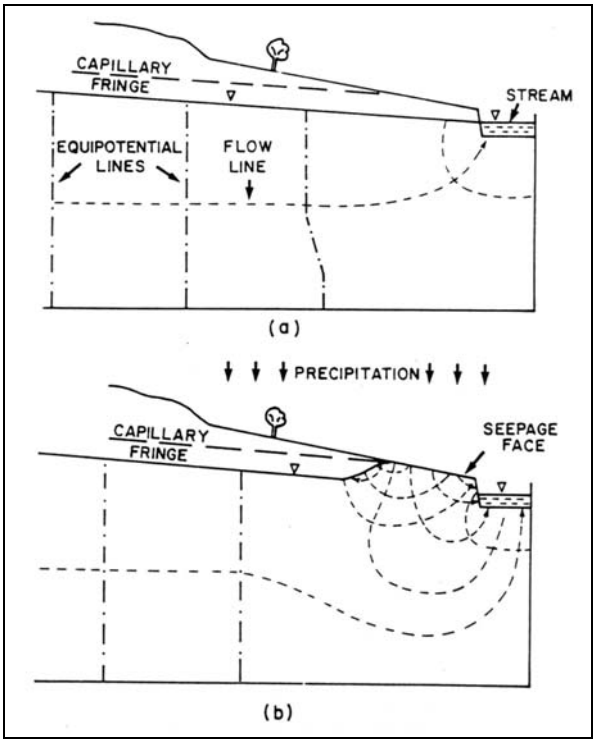


Figure I-9 (a) Section au long d'un versant et (b) la réponse possible de la nappe, d'après Gillham (1984)

1.4.6. Ecoulement par macropores

Avant d'analyser ce type d'écoulement subsurfacique, nous devons définir un macropore.

Musy (1998) en citant Corey (1977) définit un macropore comme un pore pour lequel les phénomènes de capillarité sont inexistants, c'est-à-dire, dans lequel l'écoulement est gravitaire. Carluer (1998) indique qu'un tel macropore peut avoir un diamètre de 0.03 mm, correspondant à une hauteur d'ascension capillaire de un mètre, dimensions qui permettent le transport des particules argileuses. Sur le plan fonctionnel on peut distinguer les macropores connectés (qui participent à l'écoulement) et les macropores non connectés.

Zida (1998) a effectué des mesures d'infiltrométrie en conditions non saturées proches de la saturation sur le bassin versant de Naizin (Morbihan), afin d'estimer pour chaque succion les pores concernés par l'écoulement. En assimilant l'espace poral du sol à un faisceau de tubes capillaires, et en utilisant l'Eq. I-8, nous obtenons le rayon équivalent d'un tube capillaire. Ainsi en appliquant les succions de 0,006, 0,03, 0,06 et 0,12 m, on exclut du processus d'infiltration respectivement les pores de rayon équivalent supérieur à 2,5, 0,5, 0,25 et 0,125 mm.
Zida (1998) en citant Luxmore (1981) classifie la porosité en trois classes suivant les diamètres équivalents :

- macroporosité - diamètre équivalent >1000 μm ,
- mésoporosité - diamètres équivalents compris entre 10 et 1000 μm ,
- porosité fine - diamètre équivalent < 10 μm

Les macropores et les mésopores sont liés à la structure du sol et à son activité biologique, et présentent une forte hétérogénéité spatiale.

Les résultats de l'infiltrométrie montrent que pour la macroporosité, qui occupe 0,006 à 0,01% du volume de sol, seule 0,0002 à 0,001 % est fonctionnelle et contribue pourtant de 20 à 70 % du flux total. Pour la mésoporosité, qui occupe 0,004 à 0,06% du volume du sol, seule 0,0006 à 0,002% est fonctionnelle et participe à l'écoulement de 14 à 24 % du flux total. Dans la porosité plus fine (<0,125 mm de rayon équivalent) qui represente l'essentiel de la porosité volumique, les pores fonctionnels drainent moins de 50% du flux total.

Fonctionnement d'un macropore
Les macropores peuvent fonctionner comme des courts-circuits, permettant le transfert d'eau rapide de la surface du sol jusqu'à la nappe ou au réseau hydrographique, constituant un écoulement rapide au sein d'un versant. Ils accélèrent le drainage du sol. Leur importance est évidente pour le transfert potentiel de produits phytosanitaire. Musy et Soutter (1991) montrent que la loi de Darcy n'est plus valable pour un sol présentant une forte macroporosité. La modélisation de l'écoulement dans un tel type de sol peut se faire par un couplage entre l'équation de Richards qui peut décrire le flux au sein de la matrice solide microporale et une équation qui décrit l'écoulement gravitaire dans les macropores, souvent via une onde cinématique (Germann et Beven, 1985).

1.4.7. Ecoulement dans un réseau de drains

Les réseaux de drains enterrés constituent des cheminements préférentiels permettant un transfert rapide de l'eau de la parcelle jusqu'au réseau hydrographique. Le fonctionnement d'un réseau drainé est caractérisé par des débits de pointes très brefs, suivis par des phases de tarissement de longue durée (Zimmer 1988, Lesaffre 1988). Les systèmes de drainage fonctionnent pendant les saisons humides quand une nappe perchée se développe dans la proche subsurface, ou que le niveau phréatique monte au-dessus du niveau des drains.

La présence d'un système de drains enterrés dans une parcelle implique l'augmentation de la capacité d'infiltration et réduit les chances que l'eau ruisselle. Par contre, la parcelle drainée est connectée directement avec le réseau hydrographique. Ainsi, les produits phytosanitaires transportés vers le réseau hydrographique proviennent du sol et pas de la surface.

1.5. L'influence d'un fossé sur l'hydrologie d'un versant

Dans le paragraphe précédant, nous avons montré les principaux phénomènes hydrologiques qui se produisent sur un bassin versant et peuvent avoir une influence sur le devenir des produits phytosanitaires.
Ce paragraphe présente plus particulièrement l'influence d'un fossé sur les écoulements : les processus advenant autour ou dans un fossé, et les modèles qui décrivent ces phénomènes. En effet, ces structures nous semblent pouvoir avoir une influence significative sur la collecte et le transfert des écoulements de surface, et donc sur le devenir des phytosanitaires.

1.5.1. Généralités sur les fossés. Ecoulements interceptés par un fossé

La vocation première des réseaux de fossés est le drainage de surface, l'interception et l'évacuation de l'eau en excès. Après la mise en place du drainage par drains enterrés, le rôle des fossés est essentiellement d'évacuer vers l'aval les eaux collectées par le réseau de drainage. Les fonctions premières subsistent toutefois, à la marge en termes quantitatifs mais pouvant avoir une importance significative en termes qualitatifs, comme nous le verrons plus loin.

La Figure I-10 montre les quatre types de fonctionnement hydrologique d'un fossé. En fonction de leur orientation par rapport à la plus grande pente du terrain, les fossés ont des rôles différents :

- Pour un fossé en travers de la pente, la collecte du ruissellement et des écoulements subsurfaciques prédomine,
- Pour un fossé parallèle à la ligne de plus grande de la pente, c'est le rabattement latéral de la nappe et le transfert vers l'aval qui l'emportent.

L'interception des écoulements subsurfaciques et souterrains (nappe) est fonction :

- des profondeurs relatives du fond du fossé et du toit de la nappe.
- de l'existence et du développement des écoulements subsurfaciques : hypodermique, sur la semelle de labour, interception de macropores fonctionnels, de galeries d'animaux etc.

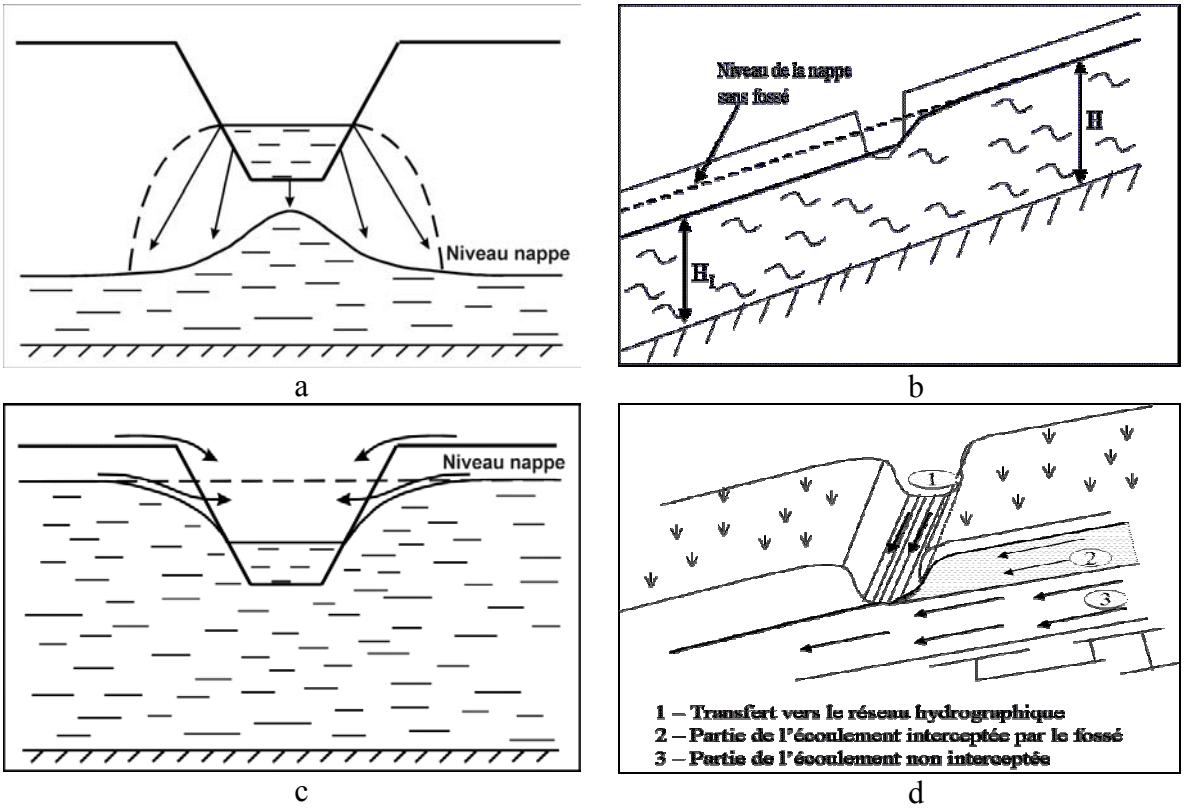


Figure I-10 :Fonctionnement hydrologique d'un fossé, a (fossé qui infiltre), b (fossé qui intercepte), c (fossé qui draine) et d (fossé qui transfère)

Compte tenu de ces deux premiers points, l'emplacement du fossé par rapport au versant importe : un fossé en bas de versant a plus de chance d'intercepter les écoulements latéraux qu'un fossé en haut du versant, le toit de la nappe étant en général plus proche de la surface.

Les études concernant les écoulements vers les fossés concernent essentiellement le régime permanent. Pour le régime transitoire, nous nous appuierons donc sur les travaux relatifs aux réseaux de drainages enterrés, la seule référence dont nous disposons pour un réseau de fossés en régime transitoire étant Marofi (1999).

1.5.2. Drainage de la nappe et/ou infiltration vers la nappe

a. Fonctionnement à l'échelle annuelle de l'ensemble nappe - fossé

L'analyse à l'échelle annuelle du fonctionnement global des nappes et des volumes écoulés à l'entrée et à la sortie des différents tronçons de fossés permet d'identifier les principaux mécanismes d'échanges entre nappes et fossés (Marofi, 1999) :

1. La présence d'un fossé influence très fortement la dynamique de la nappe ; le rabattement de la nappe s'opère beaucoup plus rapidement (3 fois plus vite) lorsque l'écoulement dans le fossé s'arrête,
2. les fossés sont partagés en trois classes selon leur fonctionnement :
    - fossés drainants ;
    - fossés infiltrant ;
    - fossés drainants et infiltrants alternativement .
3. La classification d'un segment de fossé dans l'une ou l'autre des trois catégories dépend de la profondeur du fossé par rapport aux niveaux d'eau de la nappe.

En contexte méditerranéen, à l'échelle annuelle, Marofi (1999), identifie trois phases pour le comportement du réseau de fossés, pendant lesquelles les pertes d'eau dans les fossés varient dans des gammes de valeurs assez tranchées:

- Pour les crues hivernales 19-52%,
- En périodes estivales à 86-93%,
- Pour les crues des saisons intermédiaires (recharge de la nappe en automne notamment) à 62-80%,

Pendant les périodes de tarissement : l'écoulement dans les fossés provient des nappes.

b. Estimation du débit drainé ou infiltré par un fossé

Pour calculer localement le débit drainé et/ou infiltré, il faut connaître la conductivité hydraulique des parois du fossé et le gradient hydraulique entre la nappe et le fossé, au voisinage du fossé.

Conductivité hydraulique des parois du fossé

Pour avoir une idée de l'ordre de grandeur de la conductivité hydraulique des parois des fossés on peut citer Marofi (1999), qui a réalisé des mesures d'infiltrabilité sur les parois des fossés, sur le bassin versant de Roujan (milieu méditerranéen viticole). Le dispositif utilisé pour mesurer les infiltrations sur les parois des fossés est du type MUNTZ modifié. Il s'agit d'un système comportant deux doubles plaques, permettant de barrer le fossé sur une courte distance. Les deux plaques intérieures, entre lesquelles est effectuée la mesure, sont

positionnées à une distance de 60 cm environ. Les deux autres plaques sont placées à une vingtaine de cm à l'extérieur. Elles sont enfoncées d'une dizaine de cm dans les parois et le fond du fossé. Les mesures ont été réalisées à un débit constant, grâce à un système de flotteur de type chasse d'eau. Un niveau d'eau identique a été maintenu entre les plaques intérieures et extérieures durant toute la mesure. Après stabilisation des écoulements, le volume d'eau infiltré a été mesuré pendant une période de temps qui variait entre 5 et 15 minutes en fonction de la vitesse d'infiltration des parois du fossé.

Dans le cas étudié, l'infiltrabilité augmente quand la hauteur d'eau dans le fossé augmente, ce qui peut s'expliquer par le fait que la perméabilité des parois verticales est supérieure à celle du fond de fossés. Trois types de parois sont distingués :

1. les fossés avec infiltration forte (> 170mm/h) ont des parois en sol sableux
2. les fossés avec infiltration moyenne (120-170 mm/h) ont des parois constituées des sols argilo -sableux
3. les fossés avec infiltration faible (<120mm/h) sont creusés dans un sol argilo-caillouteux.

L'auteur conclut que l'infiltrabilité dans les fossés peut être de deux à vingt fois supérieure à l'infiltrabilité du sol et il estime que malgré la petite surface mouillée représentée par les fossés, la quantité d'eau infiltrée peut être très importante par rapport aux quantités infiltrées dans le sol.

Gradient hydraulique

La connaissance du gradient hydraulique entre la nappe et le fossé au voisinage du fossé est importante, car elle joue un rôle primordial dans le calcul des flux échangés. Sur le bassin de Roujan, au cours d'un même événement de crue, pour un segment de fossé, ce gradient peut changer de signe, entraînant la succession de phases d'infiltration et de drainage. De même, pour certains tronçons, (Marofi, 1999) observe simultanément un gradient positif (drainage de la nappe) ou négatif (infiltration). Au même instant, un même fossé peut donc être drainant en un endroit et infiltrant en un autre.

Sur le bassin de Roujan, les gradients hydrauliques les plus forts à un mètre du fossé atteignent 0,5. Le rayon d'action d'un fossé sur la nappe est plus important en phase de drainage (de l'ordre de 50 m) qu'en phase d'infiltration (max. 30m).

c. Débit drainé/infiltré par un système de drainage par tuyaux enterrés

Sur le site de la Jaillière (ARVALIS –ex ITCF- ; Loire Atlantique), Arlot (1999) montre que le fonctionnement du drainage est caractérisé par des débits de pointes élevés qui peuvent atteindre pour un sol brun hydromorphe à texture limono-argileuse des valeurs de 3,6 mm/h (10 l/s/ha), valeurs élevées en comparaison des valeurs d'intensité pluviométrique généralement faibles (< 3-4 mm/h). De même, Lesaffre (1988) montre que dans un système de drainage (drains enterrés) les débits de pointe peuvent atteindre des valeurs de plusieurs millimètres / heure dans des sols dont la conductivité hydraulique saturée est nettement inférieure au millimètre/heure.

Deux théories s'affrontent pour expliquer ces débits de pointe importants (Figure I-11) :

- L'hypothèse de Flodkvist suppose (plutôt pour des sols argileux et limoneux) que ces débits de pointe importants observés en sortie des réseaux de drainage sont dus à l'interception par la tranchée de drainage, beaucoup plus perméable, des flux d'eau ruisselant à la surface du sol ou circulant sur la base de l'horizon labouré sous l'effet

de la pente du terrain. Les valeurs élevées de la conductivité hydraulique à saturation horizontale déterminées par Le Meillour (1996) iraient dans ce sens.

- Dans un autre contexte par contre (sols lessivés dégradés à pseudogley) Lesaffre (1988), analysant des gradients horizontaux pendant une phase de débits de pointe dans une parcelle drainée par des drains enterrés, ne met en évidence aucun écoulement horizontal au sein de l'horizon labouré, où le potentiel total reste constant. De plus, compte tenu d'une intensité assez faible de la pluie (< 1 mm/h) aucun ruissellement n'apparaît. Dans ce cas l'hypothèse de Flodkvist n'est pas vérifiée.

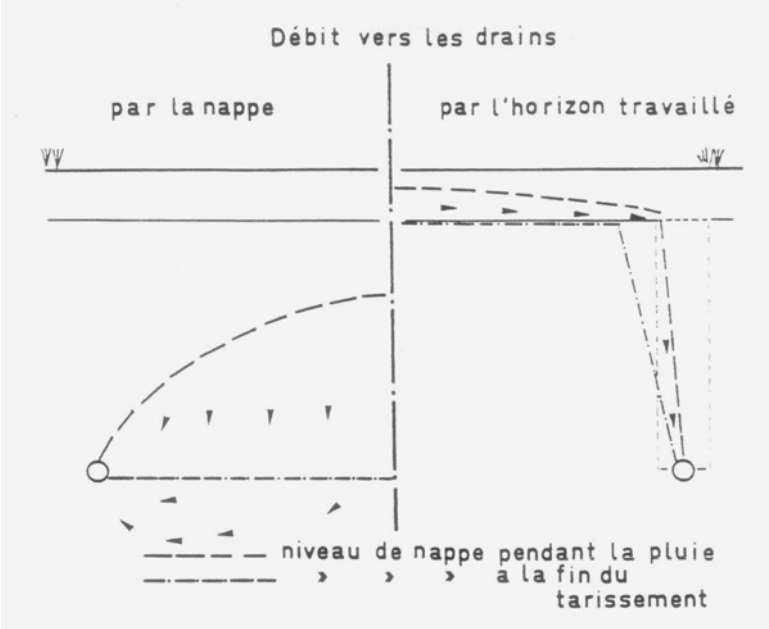


Figure I-11 : Schémas de fonctionnement du drainage enterré, d'après Lesaffre (1988)

Il semble en fait que la validité de l'un ou l'autre de ces schémas de fonctionnement dépende du type de sols dans lequel est installé le réseau de drainage.

d. Etude du profil de pression au-dessus d'une nappe drainée par un fossé

Dans une démarche de description et de quantification fine des processus en jeu, Kao et al (2001) ont étudié le profil de pression au-dessus d'une nappe drainée par un fossé. Ils ont considéré le cas d'une nappe drainée par un fossé pendant une pluie en régime permanent (Figure I-12). Le fossé repose sur la couche imperméable. Le système est bidimensionnel et le sol est homogène et isotrope.

Une modélisation avec HYDRUS 2D (Simunek et al., 1996, logiciel résolvant l'équation de Richards par un schéma aux éléments finis) a été effectuée pour quantifier la part de l'écoulement horizontal non saturé au-dessus d'une nappe drainée par un fossé vide pour trois types de sol : sableux (SAND), limoneux (YLC) et argileux (SCL).

La simulation montre que la part de l'infiltration qui participe à l'écoulement horizontal non saturé au-dessus de la nappe dépend de la distribution de la charge hydraulique dans la zone non saturée. Cette distribution dépend elle-même étroitement de la capacité de drainage du système et des propriétés du sol à l'approche de la saturation.

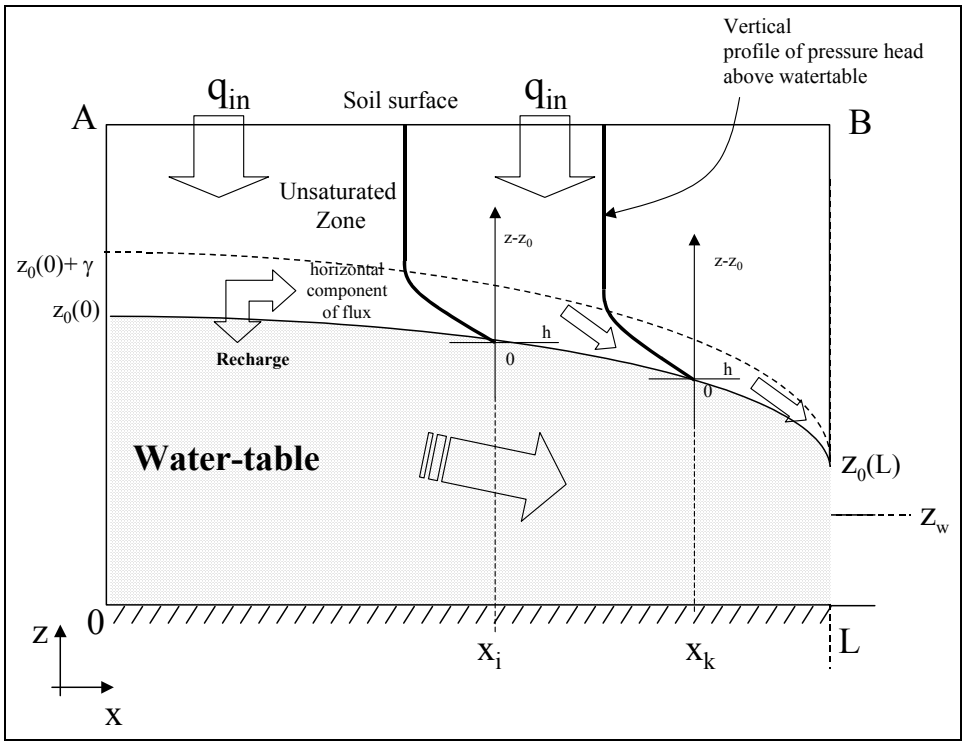


Figure I-12 : Nappe drainée par un fossé, d'après Kao (2001)

Le profil vertical de la succion au-dessus de la nappe est similaire à celui obtenu en 1D (voir Figure I-8). A proximité des parois du fossé, le profil est toutefois légèrement différent à cause d'une pente locale plus importante, mais la valeur h_γ asymptotique reste la même.

L'auteur a calculé le rapport (R_{US}) entre les débits des écoulements horizontaux non saturé pour les trois types de sol, pour différents régimes d'infiltration, sur certaines verticales de la section de sol modélisée selon le type de sol et la flux d'infiltration. Une partie importante de l'écoulement horizontal total a lieu au-dessus de la nappe.

Pour une infiltration $|q_{in}|/K_s = 0.05$, le R_{US} présente des valeurs entre 9 et 22% pour le sable, entre 4 et 14% pour limon (YLC) et entre 3 et 7% pour argile (SCL).

R_{US} croit dans le sens de l'écoulement par suite de la croissance de la pente de la surface libre de la nappe, qui croît également. La pente de la surface libre de la nappe contrôle en effet le gradient horizontal dans la zone de transition et génère l'écoulement horizontal non saturé.

Dans tous les cas, pour un taux d'infiltration donné, le sol sableux, qui a la plus petite zone de transition, a le rapport R_{US} le plus grand. Cela suggère que la distribution verticale dans la zone de transition n'est pas homogène et qu'une petite partie de la zone de transition est plus efficace pour transférer un écoulement non saturé plus important au-dessus de la nappe. Pour une verticale et un type de sol donné, R_{US} croît quand le taux d'infiltration décroît.
Pour le sol YLC et un taux d'infiltration $|q_{in}|/K_s = 0.001$, la plus grande partie de l'écoulement total horizontal a lieu dans la zone de transition au-dessus de la surface de la nappe.

Les résultats montrent que la distribution verticale de l'écoulement horizontal non saturé à une abscisse donnée n'est pas homogène : la plus grande partie de l'écoulement horizontal non saturé serait localisée à proximité immédiate de la surface de la nappe, où K(h) est très proche de Ks. Pour un sol de type YLC, 90% de l'écoulement horizontal non saturé a lieu dans moins de 40% de la zone de transition. Pour toute abscisse, l'écoulement horizontal non

saturé total a lieu dans la zone de transition. La distribution verticale de l'écoulement non saturé est hétérogène.

Grâce aux simulations avec HYDRUS –2D, l'auteur a déterminé la distribution verticale de la proportion cumulative de l'écoulement horizontal non saturé dans l'écoulement horizontal non saturé total.

Les résultas de cette étude peuvent être utilisés pour l'évaluation des erreurs faites dans l'utilisation des modèles saturés qui considèrent que la recharge de la nappe est homogène et égale à la pluie efficace. Cette erreur dépend du type de sol, mais aussi du taux d'infiltration. Pour un système de grande extension latérale (c'est-à-dire où la pente de la surface de la nappe est petite) et pour des taux d'infiltration élevés $|q_{in}|/K_s>0.1$, on peut considérer que la différence entre l'infiltration et la recharge de la nappe est négligeable.

1.5.3. Modèles utilisés pour décrire l'écoulement de l'eau dans un profil de sol drainé par un fossé ou un drain

Un modèle est une description plus ou moins fidèle d'un phénomène naturel. On peut classer les modèles selon le nombre de dimensions (1D, 2D, 3D), le type d'écoulement (saturé ou saturé/ non - saturé) et le régime d'écoulement (permanent ou transitoire) qu'ils représentent. Chacun de ces modèles a ses avantages et inconvénients. La bonne description, et implicitement la complexité, augmentent avec le nombre de dimensions, avec la prise en compte de l'écoulement non-saturé et/ou du régime variable. Dère (2000) a fait une synthèse de ces modèles de nappe que nous allons présenter.

a. Ecoulement saturé unidimensionnel : hypothèse de Dupuit – Forcheimer et équation de Boussinesq

L'hypothèse de Dupuit-Forchheimer (D-F) suppose que l'écoulement à surface libre est unidimensionnel, les composantes transversales de l'écoulement pouvant être négligées. Les lignes de courant sont donc parallèles entre elles, les plans des équipotentielles étant perpendiculaires à la direction d'écoulement (Figure I-13).

Dupuit a considéré que :
- Pour de faibles pentes de la surface d'écoulement, les lignes de courants peuvent être considérées horizontales dans chaque section verticale, les équipotentielles étant verticales.
- La vitesse d'écoulement est proportionnelle à la pente de la surface libre de l'eau et le gradient de la charge hydraulique peut être assimilé à la pente de la surface libre.

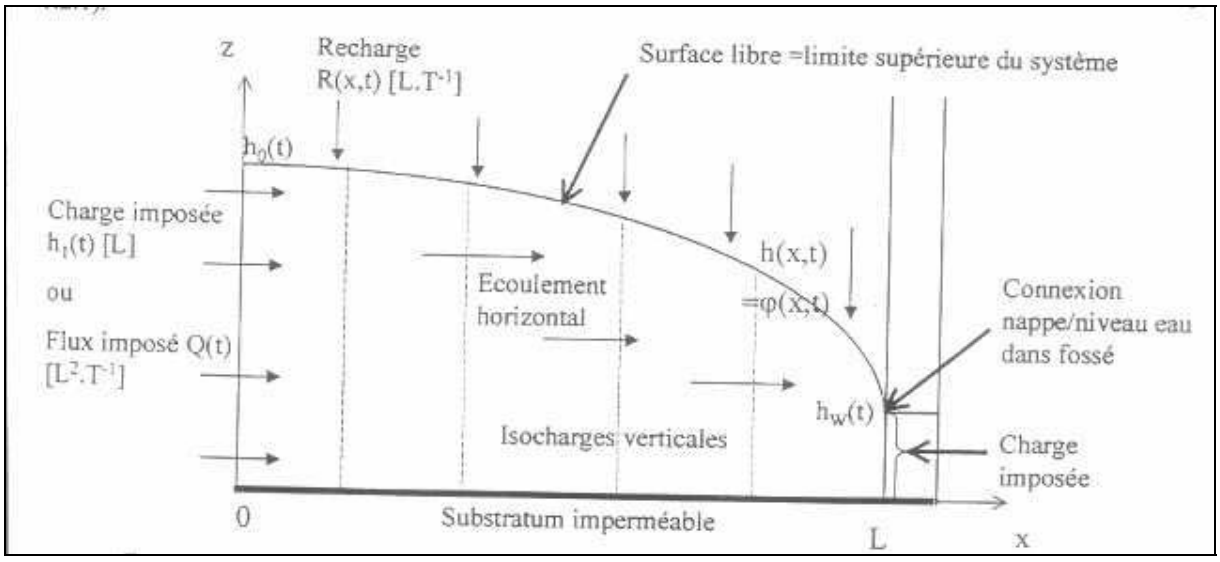


Figure I-13 : Ecoulement saturé unidimensionnel

Dans la Figure I-13 nous avons :

$\varphi(x,t)$ est la charge hydraulique [m],

h(x,t) est la hauteur de la nappe [m],

$h_w(t)$ est la hauteur d'eau dans le fossé aval,

$h_0(t)$ est la hauteur de la nappe à l'intradrain [m].

Lesaffre (1988) montre que dans le cas d'un rapport élevé entre les conductivités hydrauliques verticale et horizontale, l'hypothèse Dupuit - Forchheimer (D-F) est valide.

L'inconvénient de l'hypothèse D-F est que la perte de charge due à la convergence des lignes de courants près du fossé ou du drain, n'est pas prise en compte et qu'il n'y a pas de perte de charge verticale. Ceci implique que la surface libre de la nappe soit connectée au niveau d'eau dans le fossé, donc l'impossibilité de décrire une hauteur de suintement. De plus, l'écoulement non saturé est négligé. Vauclin et al (1976) montrent qu'il existe un flux d'eau qui peut être non négligeable, au-dessus de la nappe dans la zone non-saturée, comme l'ont montré Kao et al. (2001).

L'équation de Boussinesq (Eq. I-20), basée notamment sur l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer, permet de décrire les écoulements saturés dans un sol. Elle suppose valides les hypothèses suivantes:

- L'horizon imperméable est horizontal;
- L'écoulement vertical est nul à travers l'horizon imperméable ;
- Le flux horizontal à l'interdrain est nul (dans le cas d'un système drainé par tuyaux enterrés)
- L'hypothèse de Dupuit est valide;
- La conductivité hydraulique est homogène et isotrope.
- La porosité de drainage est homogène horizontalement et verticalement.

Elle s'écrit alors :

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{K}{\mu}\frac{\partial}{\partial x}\left(H\frac{\partial H}{\partial x}\right) \qquad \text{Eq. I-20}$$

où:

H (x,t) est la charge hydraulique [m] comptée au dessus du substratum (z=0);
K est la conductivité hydraulique à saturation [m/s]
μ est la porosité de drainage [-]

Compte tenu des hypothèses effectuées, le modèle de Boussinesq ne prend pas en compte la zone non-saturée et en considérant l'écoulement unidimensionnel - horizontal, néglige toujours les pertes de charges verticales et implicitement la hauteur de suintement (Dère, 2000). Cependant, c'est le modèle le plus utilisé dans les problèmes d'ingénierie parce qu'il admet des solutions analytiques simples en régime permanent et qu'il n'utilise que deux paramètres, qui ont de surcroît un sens physique.

b. Ecoulement saturé bidimensionnel : équation de Laplace

Pour décrire l'écoulement saturé de façon bi ou tridimensionnelle, il est nécessaire de combiner la loi de Darcy avec l'équation de continuité. La Figure I-14 schématise une nappe en deux dimensions.

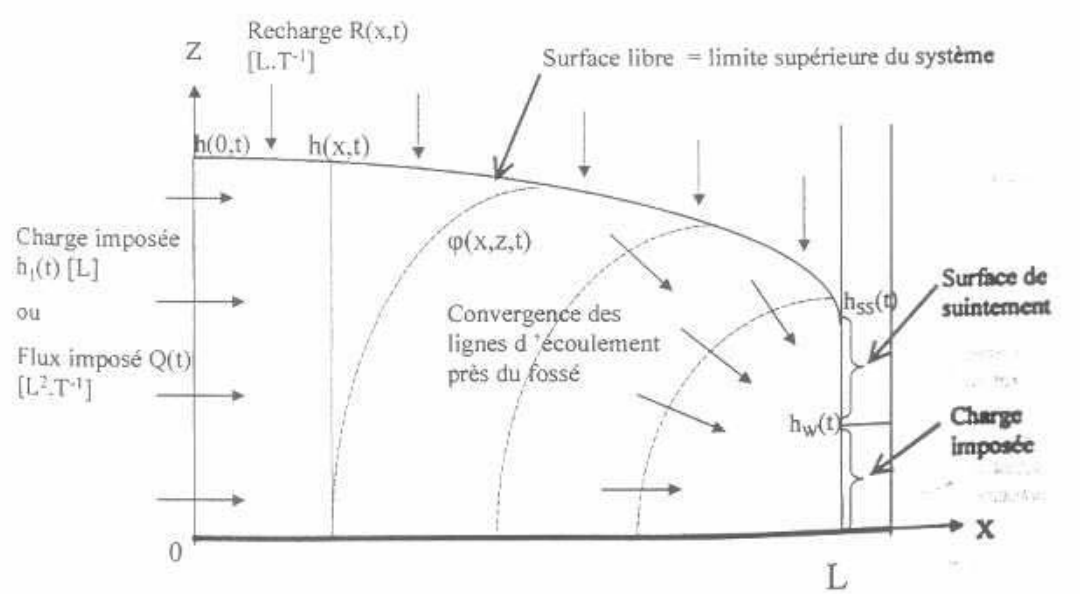


Figure I-14 : Ecoulement saturé bi-dimensionnel. $h_{ss}(t)$ représente la hauteur de la surface de suintement

Dans le cas d'un écoulement bidimensionnel saturé nous obtenons :

$$\frac{\partial\left(K_x \frac{\partial H}{\partial x}\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(K_y \frac{\partial H}{\partial y}\right)}{\partial y} = 0 \qquad \text{Eq. I-21}$$

c'est-à-dire l'équation de Laplace, où H (x, y) est la charge hydraulique [m]

L'avantage de cette équation par rapport aux précédentes est que l'écoulement étant bidimensionnel, on peut prendre en compte la surface de suintement, mais l'écoulement non saturé est toujours négligé et le niveau de la surface de la nappe surestimé.

c. Ecoulement saturé et non saturé : équation de Richards

La Figure I-15 présente le schéma de l'écoulement en milieu variablement saturé en 2D. La prise en compte à la fois des écoulements saturés et non saturés passe par l'utilisation de l'équation de Richards (1931), déjà présentée :

$$\mathrm{div}\left(K(\theta)\overrightarrow{\mathrm{grad}H}\right)=\frac{\partial\theta}{\partial t} \qquad \text{Eq. I-22}$$

où :

- $H(\theta) = h(\theta) + z$ est la charge hydraulique [m];
- $h(\theta)$ est la pression de l'eau du sol [m];
- θ est la teneur en eau volumique du sol [m^3/m^3]

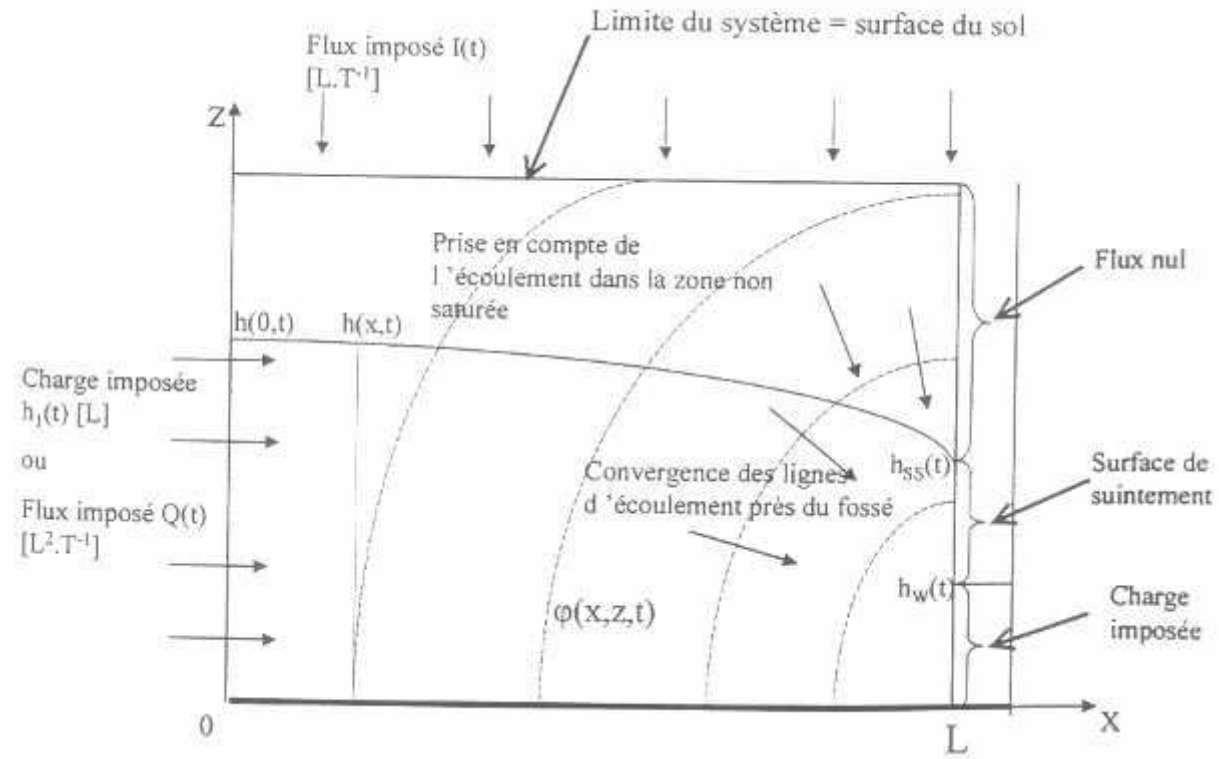


Figure I-15 : Ecoulement en milieu variablement saturé en 2D

Cette équation présente l'avantage d'une description complète des écoulements saturés et non saturés dans le sol, sans imposer des hypothèses très limitatrices, si ce n'est qu'elle ne permet pas de rendre compte des écoulements dans les macropores, par exemple. Elle peut être écrite pour une, deux ou trois dimensions. Par contre, son utilisation implique la connaissance de la courbe de rétention (succion- teneur en eau) et de la courbe de la variation de la conductivité hydraulique avec la succion ou la teneur en eau.

d. Comparaison entre différents modèles d'écoulement de l'eau

Clement et al. (1996) ont comparé les performances de ces trois modèles pour différents types de sol, pour des systèmes ayant des dimensions différentes et des géométries de l'écoulement différentes. Les bases de comparaison de ces modèles ont été :

- la prédiction de la surface libre de la nappe,
- la hauteur de suintement,
- le flux sortant du système.

Pour certains types de problèmes plutôt pratiques, le modèle simple Dupuit –Forchherimer peut donner des résultats satisfaisants en estimant le débit avec 1-2% de différence par rapport aux valeurs expérimentales ; ce modèle ne donne par contre pas une bonne estimation de la localisation de la surface phréatique.

Pour des systèmes ayant des dimensions importantes, le modèle saturé peut être suffisant, compte tenu du fait que l'influence de la zone non saturée diminue beaucoup.
Le modèle qui prend en compte la zone saturée et la zone non saturée est le modèle qui décrit le mieux l'écoulement de l'eau mais il demande beaucoup de paramètres. Pour des sols avec de larges pores, le modèle saturé- non saturé s'approche du modèle saturé.

L'auteur a notamment étudié l'écoulement de l'eau en régime permanent dans un système rectangulaire drainé en aval par un fossé :

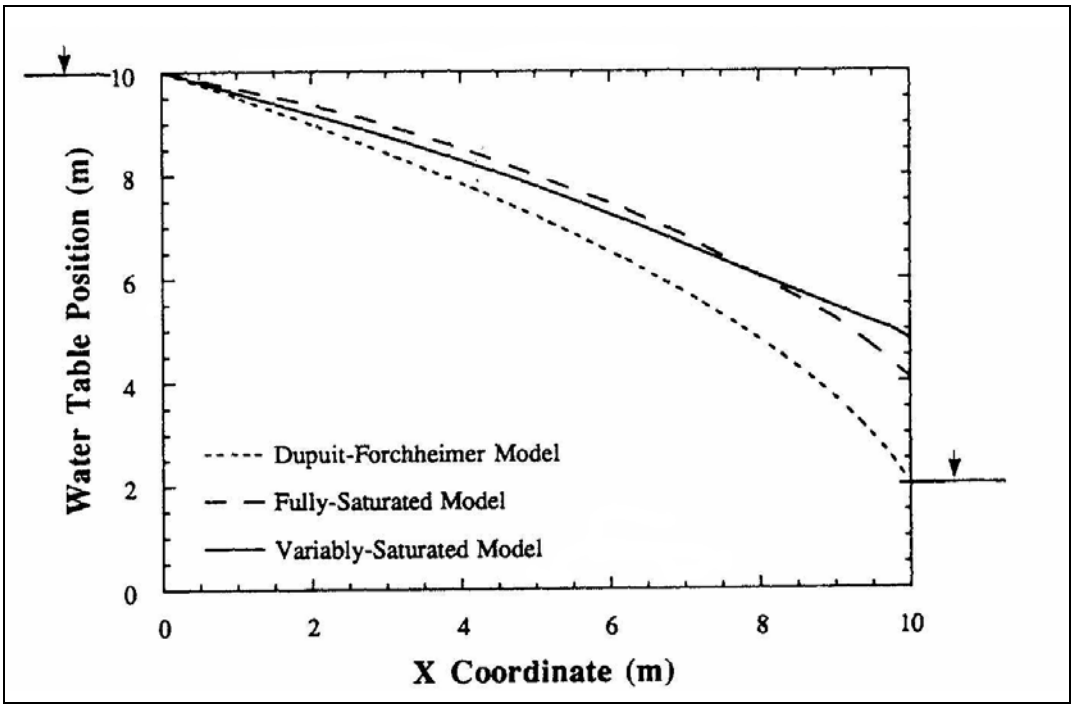


Figure I-16 Calcul de la surface phréatique d'après Clement et al (1996).

Le calcul de la surface phréatique est montré dans la Figure I-16 pour les trois modèles.

- Le modèle « saturé » sous-estime la hauteur de suintement et le débit sortant par rapport au modèle « saturé –non saturé ».
- Le modèle « saturé » et D-F donnent le même débit. La différence de débit entre les deux premiers modèles et le modèle saturé – non saturé est due à la zone non saturée.
- Comme le modèle D-F néglige la résistance à l'écoulement vertical, la position de la surface phréatique est en continuité avec la surface libre de l'eau du fossé aval.
- Le modèle D-F ne donne pas une bonne estimation de la surface de la nappe.
- A partir de la limite gauche, le modèle saturé surestime la localisation de la surface phréatique par rapport au modèle variablement saturé, parce que tout l'écoulement a lieu au-dessous de la surface phréatique. Par contre, vers le voisinage de l'exutoire, l'eau de la zone non saturée se dirige vers la zone saturée et la tendance s'inverse.

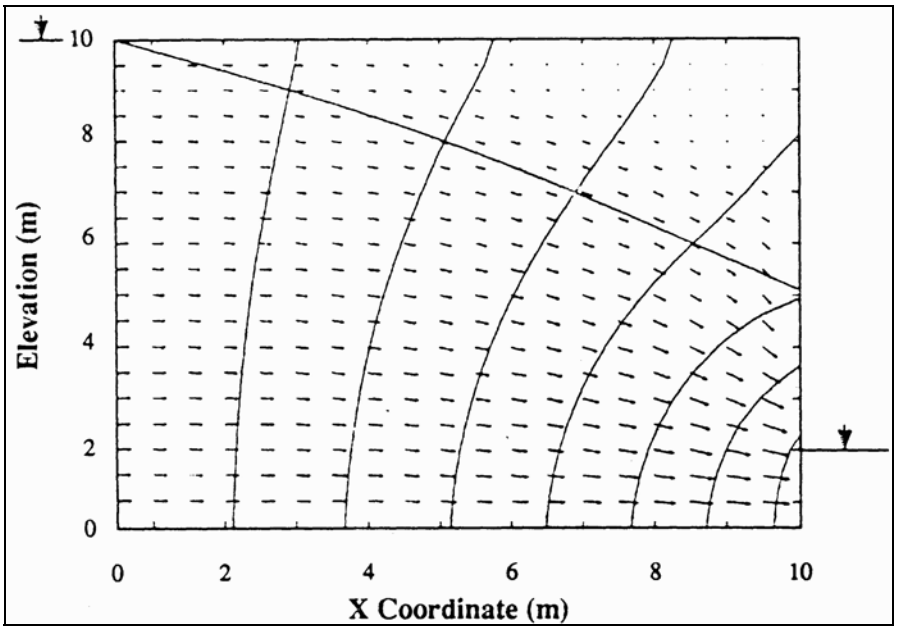


Figure I-17: Vitesse d'écoulement correspondant au modèle saturé- non saturé. D'après Clement et al (1996).

On peut voir vers la limite gauche du système que le flux horizontal intersecte la surface phréatique. Dans le voisinage de l'exutoire, l'eau de la zone non saturée rentre dans la zone saturée (Figure I-17)

e. Influence du changement d'échelle

L'auteur a analysé l'évolution de la hauteur de la surface de suintement dans plusieurs domaines rectangulaires ayant différentes dimensions (de 10x10m à 100x100m) pour le modèle variablement saturé. Clement et al (1996), en citant Cooley (1983), montrent que l'extension de la surface de suintement ne varie pas de façon proportionnelle aux dimensions du système. Pour le modèle de Laplace pourtant, la hauteur de suintement et le débit drainé croissent de façon proportionelle aux dimensions du système, puisque l'équation de Laplace est linéaire dans le domaine d'écoulement.

Pour le modèle saturé – non saturé par contre, l'écoulement est gouverné par une équation aux dérivées partielles fortement non-linéaire, et la hauteur de suintement et les dimensions du système ne croissent pas de façon proportionnelle. On explique cette différence par le fait que le rapport entre l'écoulement dans la zone non saturée et l'écoulement total est plus grand pour un petit système que pour un grand système.

Les différences entre le modèle saturé et celui saturé –non saturé sont donc plus importantes pour un système ayant des petites dimensions. En variant la hauteur de l'eau du fossé aval, et pour différents rapports entre la longueur du système et sa hauteur, l'auteur trouve que :

- Pour un système carré (rapport 1 entre la longueur et la largeur) la hauteur de la surface de suintement décroît avec la croissance du niveau d'eau dans le fossé aval, cela est dû à une diminution du gradient hydraulique.
- Pour un système « haut », ayant une hauteur beaucoup plus grande que la longueur, la position de la surface phréatique est presque insensible à la variation de la hauteur de l'eau du fossé aval.
- Pour un système « long » ayant une longueur beaucoup plus grande que la hauteur, la hauteur de suintement tend vers zéro (dans l'absolu). Dans ce cas, le modèle D-F peut être appliqué sans introduire trop d'erreurs.

Dans le cas du régime permanent, la surface phréatique et la hauteur de suintement ne varient pas avec la conductivité hydraulique ; le débit drainé, lui, est directement proportionnel à la conductivité hydraulique à saturation.

Les auteurs concluent qu'en ignorant la zone non saturée, un modèle saturé donne une sous - estimation de la surface de suintement et du débit drainé par le système. En faisant une modélisation « saturée » dans un système à petite échelle cela peut induire des erreurs assez importantes.

f. Fossé en travers de la pente sur un terrain en pente

Carluer (1998) en analysant l'article de Van Horn et Van Der Molen, 1973, a analysé le drainage en régime permanent d'un terrain en pente drainé par un fossé en travers de la pente.

Le système suppose un sol homogène, qui présente une pente constante où l'hypothèse Dupuit –Forcheimer est appliquée. La couche imperméable et la surface initiale de l'eau ont la même pente tan α (Figure I-18).

Le système d'axes de coordonnées est choisi afin que l'axe des abscisses soit à la limite de la couche imperméable et que l'axe des ordonnées passe par le milieu du fossé. Les coordonnées du milieu du fossé sont : $D_0(x = 0; h = D_0)$.

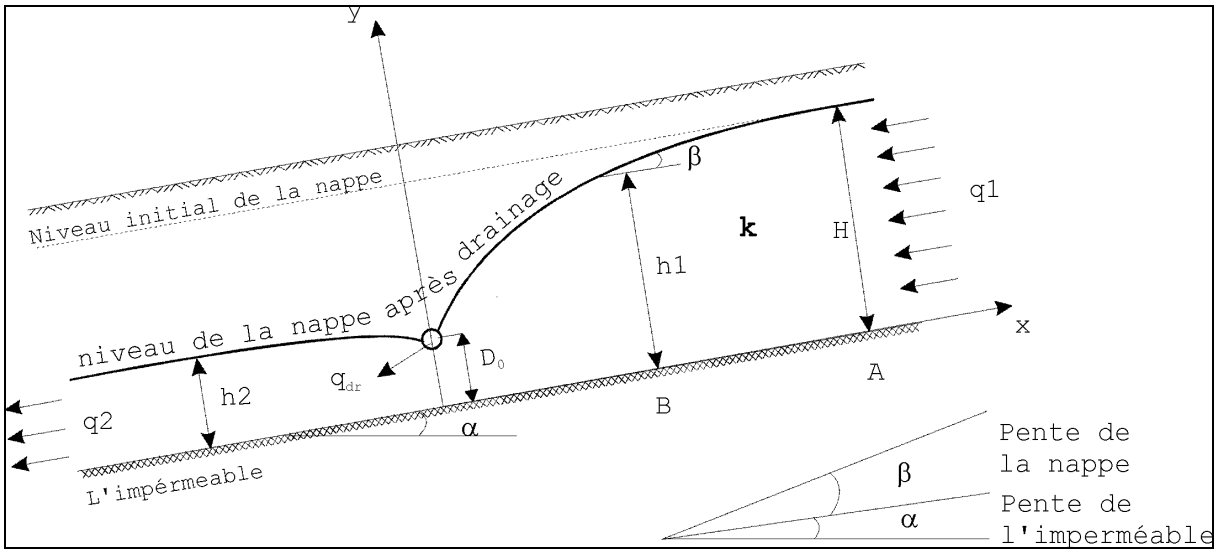


Figure I-18 : Fossé d'interception dans un sol homogène surmontant une couche imperméable de pente uniforme (d'après Van Hoorn et Van Der Molen, 1973)

Le débit unitaire par la section transversale A résulte par l'application de la loi de Darcy :

$$q_1 = K * H * \tan \alpha \qquad \text{Eq. I-23}$$

Et par la section B :

$$q_1 = K * h_1 * \tan (\alpha + \beta) \qquad \text{Eq. I-24}$$

où :

- q_1 est le débit unitaire (m^2/s);
- K est la conductivité hydraulique à saturation (m/s);
- H est l'épaisseur de la couche saturée non influencée par le drain (m);

- h_1 est la hauteur de la nappe au-dessus de la couche imperméable (m);
- α est l'angle de la couche imperméable par rapport au plan horizontal (°);
- β est l'angle entre le toit de la nappe de et la couche imperméable (°);

Pour des valeurs petites des angles α et β on peut écrire approximativement :

$$tan(\alpha + \beta) \cong tan\ \alpha + tan\ \beta = tan\ \alpha + dh/dx \qquad \text{Eq. I-25}$$

Des équations Eq. I-24 et Eq. I-25 nous obtenons :

$$q_1 = K\, h_1\, (tan\ \alpha + dh/dx) \qquad \text{Eq. I-26}$$

En égalant l'équation (Eq. I-23) et (Eq. I-26) et en remplaçant h_1 avec h on obtient :

$$tan\alpha\ dx = \frac{h}{H - h} dh \qquad \text{Eq. I-27}$$

Cette équation peut être intégrée pour les conditions aux limites, x = 0, h= D_0 :

$$x = \frac{1}{tan\alpha}\left[H * ln\left(\frac{H - D_0}{H - h} \right) - \left(h - D_0\right) \right] \qquad \text{Eq. I-28}$$

On observe que pour h = H on obtient la valeur de l'influence du drain à l'infini (x = ∞). On considère que pour h = 0,9 H on obtient la distance effective sur laquelle le drain exerce une baisse significative du niveau de la nappe.

En posant $D_0 = aH$ on obtient :

$$x_{eff} = \frac{H}{\tan\alpha} * \left[\ln\left(\frac{1-a}{0,1} \right) - (0,9-a) \right] = \frac{H}{\tan\alpha} * b \qquad \text{Eq. I-29}$$

où : $b = \left[\ln\left(\frac{1-a}{0,1} \right) - (0,9-a) \right]$

Pour différentes valeurs du coefficient "a" on calcule les valeurs suivantes pour b.

a	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
b	1,4	1,4	1,38	1,35	1,29	1,21	1,09	0,9	0,59	0

Prenons le cas d'un fossé en travers de la pente d'une profondeur de 0,8 m. Si nous considérons la couche imperméable à 1 mètre de profondeur et la nappe affleurant on obtient: a = 0,2 et b = 1,38. Pour une pente de 3,2%, il résulte une longueur d'influence du fossé de 43 m. Nous observons que la longueur de l'influence varie de façon inversement proportionnelle à la pente. Plus la pente est faible, plus elle est élevée et inversement. Le débit unitaire drainé par un tel fossé sera :

$$q_{dr} = q_1 - q_2 = \frac{H - h_2}{H} q_1 \qquad \text{Eq. I-30}$$

où

q_1 est le débit unitaire amont [m^2/s]

h_2 est la hauteur de la nappe aval [m]
$q_2 = K\ h_2 \tan \alpha$, est le débit unitaire aval [m^2/s].

Si on considère que h_2 est égal à D_0 on obtient :

$$q_{dr} = \frac{H - D_0}{H} K\ \mathrm{H} \tan \alpha = (1 - a)\ K\ H \tan \alpha \qquad \text{Eq. I-31}$$

La conductivité hydraulique verticale moyenne des sols du site étudié (voir chapitre II) est de K_{sv}=5,6 m/s. Pour différentes valeurs de conductivité hydraulique à saturation horizontale (K_{sh}) par rapport à la conductivité hydraulique à saturation verticale (K_{sv}), il en résulte les valeurs suivantes de débits drainés, en régime permanent :

Tableau I-3: Débit drainé par un fossé en travers de la pente sur un terrain en pente

Ksh (m/s)	Débit drainé unitaire q_{dr} (m^2/s)	Débit drainé unitaire q_{dr} (l/s/m)
Ksh = Ksv = $5.6*10^{-6}$	$1.43*10^{-7}$	$1.43*10^{-4}$
Ksh = 10 * Ksv = $5.6*10^{-5}$	$1.43*10^{-6}$	$1.43*10^{-3}$
Ksh = 100* Ksv = $5.6*10^{-4}$	$1.43*10^{-5}$	$1.43*10^{-2}$

Pour un tronçon de fossé de 10 m de long, le débit drainé peur varier entre $1,43*10^{-3}$ l/s et $1,43*10^{-1}$ l/s. Ces valeurs sont valables pour le régime permanent.

g. Fossé parallèle à la pente

Lesaffre (1998) a étudié le drainage par des fossés parallèles à la pente ayant un écartement constant (Figure I-19 a). Le sol est considéré uniforme, et la surface fait dans le sens de la plus grande pente, un angle constant α avec le plan horizontal. Les drains sont posés dans le sens de la pente, l'écartement est égal à 2 l, leur profondeur est constante et égale à h.

Lorsque le sol est horizontal, on peut définir le gradient hydraulique moyen de l'écoulement comme le rapport entre, d'une part, la charge disponible à l'interdrain et d'autre part, la distance entre le sommet de la nappe et le drain. Le gradient hydraulique est représenté par la distance AD lorsque la nappe affleure.

Le gradient hydraulique local est supposé de valeur constante égale à celle du gradient moyen. Autrement dit, d'une part, l'écoulement est composé de trajectoires rectilignes invariantes par translation parallèlement à la plus grande pente.

Dans ce système, le sens d'écoulement est tel que la longueur du trajet hydraulique est minimale, à charge hydraulique donnée ou encore que la valeur du gradient hydraulique est maximale. On définit *i* l'angle entre le plan vertical où se situe l'écoulement avec le plan vertical ABD perpendiculaire au sens de la plus grande pente.

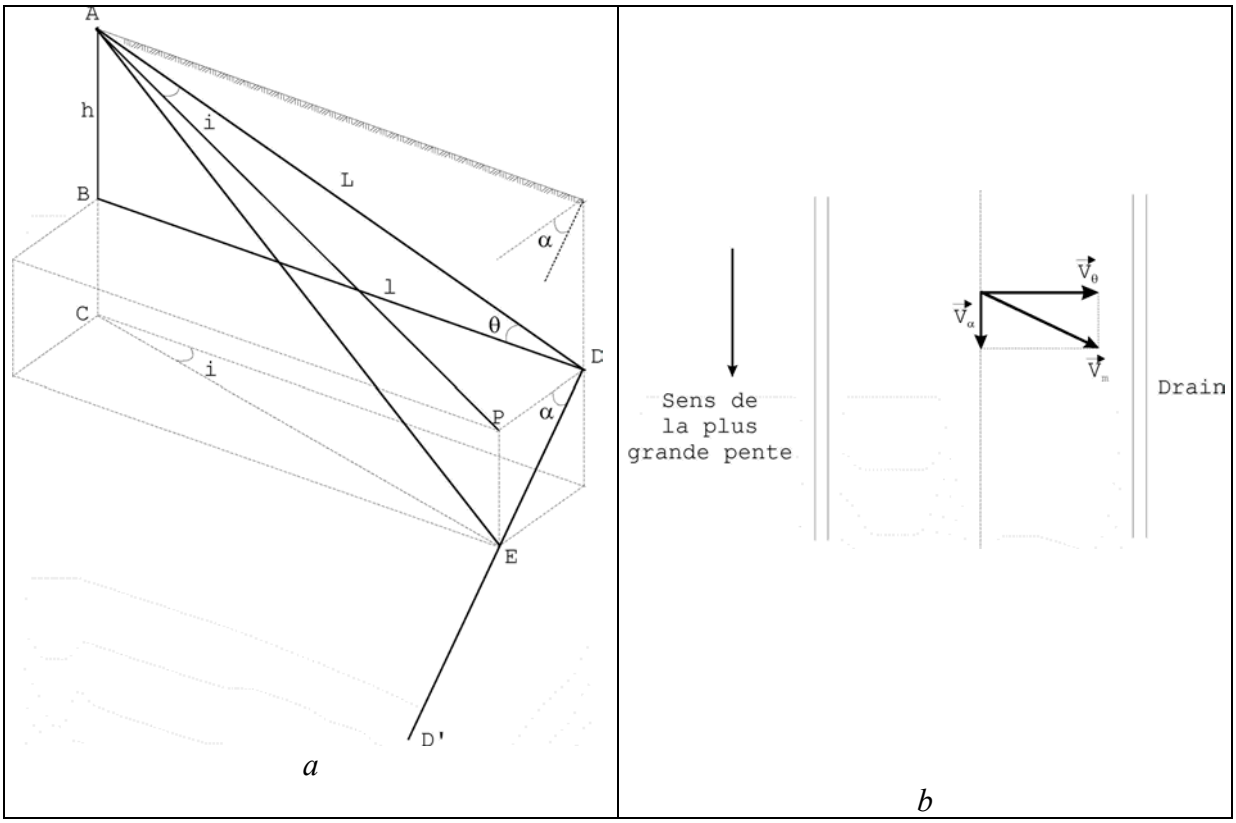


Figure I-19 : a - Schéma de principe des drains dans le sens de la plus grande pente, DD'= drain, b- Orientation de l'écoulement (vue de dessus lorsque les drains sont installés dans la plus grande pente d'après Lesaffre, (1988)

Lesaffre (1988) après quelques développements mathématiques trouve la valeur de l'angle i pour laquelle le gradient est maximal et la valeur maximale (Eq. I-32) pour le gradient hydraulique (Eq. I-33) :

$$tan\ i = \frac{cos^2\theta}{sin\theta} tan\alpha \qquad \text{Eq. I-32}$$

$$p = \sqrt{\frac{tan^2\theta + tan^2\alpha}{1 + tan^2\theta + tan^2\alpha}} \qquad \text{Eq. I-33}$$

Où :
θ est l'arc tangente du rapport entre h/L
p est le gradient

Pour les valeurs d'angle α de 0 on retrouve la définition du gradient hydraulique en terrain horizontal. Pour α qui tend vers $\pi/2$, c'est-à-dire une pente très forte, le gradient devient égal à tan α et l'écoulement se fait dans le sens de la pente.

Pour des valeurs faibles de θ et α (inférieurs à 10 degrés) les Eq. I-32 et Eq. I-33 deviennent :

$$tan\ i \cong \frac{tan\alpha}{tan\theta} \qquad \text{Eq. I-34}$$

$$p \cong tan^2\alpha + tan^2\theta \qquad \text{Eq. I-35}$$

Carluer (1998) montre que pour un réseau de drains enterré à 1 m profondeur, un écartement de 20 m et situés sur une pente de 2%, l'angle *i* est de 11° ce qui peut être négligeable. Au contraire, un réseau des fossés moins profonds (50 cm), plus écartés (100m), conduit à des angles de θ moins élevés qui accroît l'influence de la pente. Pour une pente de 2%, l'angle i est de 63%, ce qui n'est plus négligeable.

h. Conclusions

Cette brève présentation des connaissances disponibles sur le rôle des fossés sur les écoulements montre qu'elles concernent essentiellement le fonctionnement de ces structures en régime permanent, ou, si l'on assimile les tuyaux de drainage à des fossés, des systèmes rendus plus simples par une limite à flux nul (à l'interdrain). Les études de modélisation que nous avons rencontrées se bornent pour la plupart à des exercices numériques, et sont au mieux validées sur des maquettes de laboratoire.

1.6. Conclusion de l'étude bibliographique

Nous avons dans ce chapitre présenté tout d'abord rapidement les caractéristiques essentielles des produits phytosanitaires, puis les principaux processus qui gouvernent la réponse hydrologique d'un versant ou d'un bassin versant, en étudiant tout particulièrement les phénomènes qui régissent le comportement des fossés agricoles.
En effet, ces derniers nous semblent pouvoir avoir une influence notable sur la qualité de l'eau à l'exutoire d'un bassin, même si leur influence en termes quantitatifs est sans doute moins significative. Il importe donc d'être à même de décrire et quantifier les rôles de collecte, transfert et stockage de ces structures.
Or l'étude bibliographique a montré que peu de données de terrain étaient disponibles à ce sujet, et que l'essentiel des exercices de modélisation qui ont été effectués concernent le régime permanent et n'ont le plus souvent été validés que sur des maquettes de laboratoire.
Il nous semble donc nécessaire, à l'issue de cette synthèse bibliographique, de construire un système expérimental permettant d'acquérir des connaissances sur le fonctionnement réel de telles structures, et de disposer de données pour asseoir une modélisation, y compris en régime transitoire.

Chapitre II : Présentation du site expérimental

Introduction

Comme l'a montré la synthèse bibliographique, les connaissances sur le fonctionnement des fossés en régime transitoire actuellement disponibles ne concernent guère que les fossés situés en fond de talweg, c'est-à-dire en première approche ceux pour lesquels on peut supposer une limite à flux nul sous leur lit. Tel n'est pas le cas des fossés situés sur les versants, dont on pense pourtant qu'ils peuvent avoir une influence significative sur la qualité de l'eau en milieu agricole.
Nous avons donc décidé d'instrumenter de tels fossés pour pouvoir étudier l'influence qu'ils ont sur les écoulements au sein d'un versant de façon quantitative, et de fournir des éléments à une démarche de modélisation de leur fonctionnement hydrologique et hydraulique.

Ce chapitre présente le site expérimental que nous avons choisi, la ferme de La Jaillière, gérée par Arvalis, en Loire Atlantique, et les deux fossés que nous avons choisis d'instrumenter, pour leurs caractéristiques bien tranchées : un fossé en travers de la pente, qui maximisera plutôt l'interception des écoulements venant de l'amont, et un fossé situé dans le sens de la pente, pour lequel le rôle de transfert de l'eau collectée est prépondérant.

2.1. Présentation de la ferme expérimentale d'ARVALIS à la Jaillière

Lors du choix d'un site pour la mise en place du dispositif expérimental, la ferme expérimentale de la Jaillière, située en Loire –Atlantique et gérée par ARVALIS Institut du Végétal (ex-ITCF), a retenu notre attention, grâce à ses avantages tant scientifiques que pratiques :

- les sols peu profonds développés sur un socle peu perméable en font un site sensible aux pollutions diffuses et représentatif de la situation du Grand Ouest de la France ;

- le site expérimental « Pratiques Culturales » de cette ferme a déjà servi de support à de nombreuses recherches sur les comportements hydrologiques, et les transferts de l'azote et des produits phytosanitaires en parcelles drainées par drains enterrés (Kao, 1994, Arlot, 1999) ;
- une collaboration est déjà bien établie entre le *CEMAGREF* et ARVALIS. En effet, depuis 1987 les deux organismes collaborent dans le domaine de l'incidence des pratiques culturales sur la qualité des eaux, notamment en parcelle drainée ;
- un local et une assistance technique sont disponibles lors de nos déplacements sur le site, et surtout lors de nos absences.

Le site se situe à la limite Sud-Est du Massif Armoricain, entre Nantes et Angers. Kao (1994) et Arlot (1999) ont fait une synthèse des connaissances disponibles sur le site de la Jaillière que nous allons présenter pour l'essentiel ici, complétée par certaines de nos données.

2.1.1.Contexte climatique

Le climat est océanique, avec de faibles intensités pluviométriques. Les précipitations moyennes inter-annuelles pour la période climatique de référence (1961-1990) sont de 617 mm/an avec une répartition régulière dans l'année : 10 à 16 jours pluvieux par mois. Le climat est doux (11°C) avec un minimum moyen de 5,3°C en janvier et un maximum moyen de 18,8°C. L'évapotranspiration potentielle moyenne est de 610 mm/an (valeur comparable à la pluviométrie) ce qui entraîne un déficit hydrique à partir d'avril jusqu'à fin septembre.
Le déficit estival atteint 214 mm alors que l'excédent hivernal est de 207 mm. La saison de drainage intense commence en général au mois de décembre et continue jusqu'au mois de février (Kao, 1994).

2.1.2. Caractérisation géologique et pédologique

Le site est localisé sur la série sédimentaire de Saint Georges sur Loire : alternance de schistes et de grès avec intercalations de phtanites. Les sols sont bruns hydromorphes à texture limono- argileuse développés sur des formations d'altérites de schistes. L'horizon d'altération du schiste est considéré comme quasi-imperméable. Il est de profondeur et qualité variables (entre 1,2 m et 2,5 m pour les forages effectués lors de la mise en place de l'expérimentation, et que nous détaillerons plus loin) et permet le développement d'une nappe superficielle dans la couche de sol sous-jacente pendant la saison humide, en général d'octobre à avril.

La profondeur de la couche de schiste sain n'est pas connue. Au niveau régional, il est fait état d'une couche pouvant avoir plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (BRGM, 1970). Au niveau local, sur le site de La Jaillière, aucun ordre de grandeur n'est disponible. Il est vraisemblable que la couche n'est pas aquifère sur toute sa profondeur, mais l'épaisseur de cette nappe « profonde » n'est pas connue.

Une étude géophysique a été réalisée en 1994 (GEOSCOP, 1994) sur la partie en plateau du site de la Jaillière pour étudier la variabilité pédologique et géologique et dépister la présence d'éventuelles discontinuités géologiques. Les mesures ont été faites par un dispositif de RMT (Radio Magnéto Tellurie), présentant une profondeur d'investigation de l'ordre de 2 m, et complétées par la réalisation de panneaux de résistivité (injection de courant continu, dispositif dipôle – dipôle) présentant une profondeur d'investigation variable de 1 à 5 m. Les

variations de résistivité électrique s'organisent en bandes allongées (Figure II-1), orientées WNW-ESE, dans la direction des structures géologiques régionales sud- armoricaines. Ces bandes sont incluses dans une grande zone, de résistivité moyenne, assez homogène. Aucune structure majeure, faille ou zone broyée, n'a pu être identifiée par les mesures géophysiques. L'étude distingue essentiellement des zones à dominante schisteuse qui présentent un schiste assez fortement altéré et des zones plus caillouteuses correspondant à des schistes moins altérés et des passées gréseuses. Ce dernier ensemble constitue des zones de conductivité hydraulique plus élevée que les zones de schistes altérés. L'observation des fosses pédologiques ouvertes à l'occasion de l'étude géophysique a bien confirmé l'existence de zones de schistes plus ou moins altérés. Des passages schisteux structurés verticalement et remontant dans les premiers centimètres du sol ont été mis en évidence.

La parcelle d'étude que nous présenterons plus loin, et qui supporte le fossé en travers de la pente, se situe majoritairement dans une zone de résistivité homogène entre 80-120 Ohms*m sauf dans la partie amont, où la résistivité augmente dans une zone à 120-160 Ohms*m pour diminuer ensuite vers l'amont à 40-80 Ohms*m (une résistivité forte indique une conductivité hydraulique forte, favorable à l'infiltration).

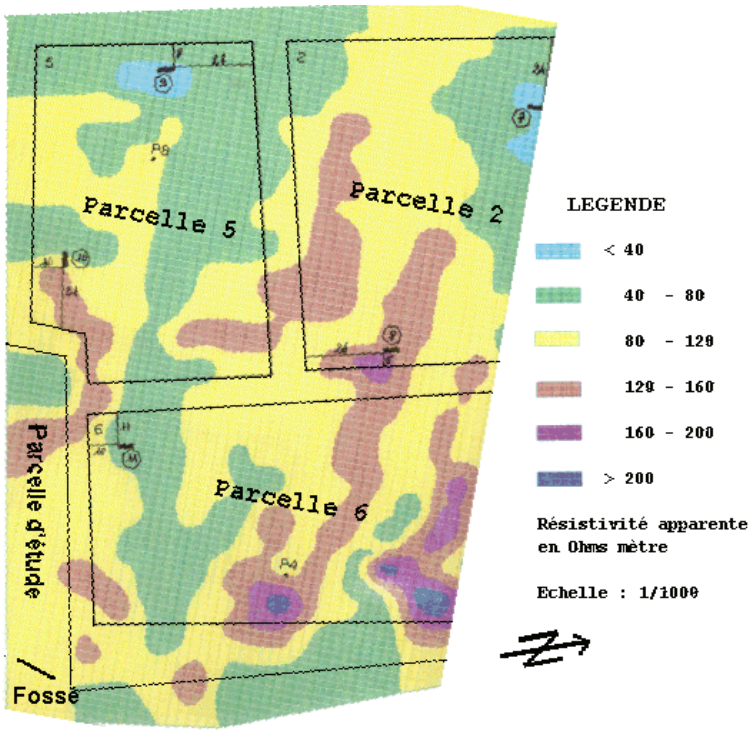


Figure II-1: Carte de la résistivité apparente du site d'étude (fossé en travers de la pente)

Pour compléter les informations obtenues par la méthode RMT, en juin 2001, nous avons creusé sur notre versant expérimental principal quatre forages (qui ont également servi à l'installation de boîtes de prélèvement des eaux souterraines) dans le voisinage amont du fossé en travers de la pente, que nous présenterons plus loin (Figure II-2). Les forages avaient 4 mètres de profondeur et 14 cm en diamètre. Les coupes lithologiques sont présentées dans l'annexe 1.

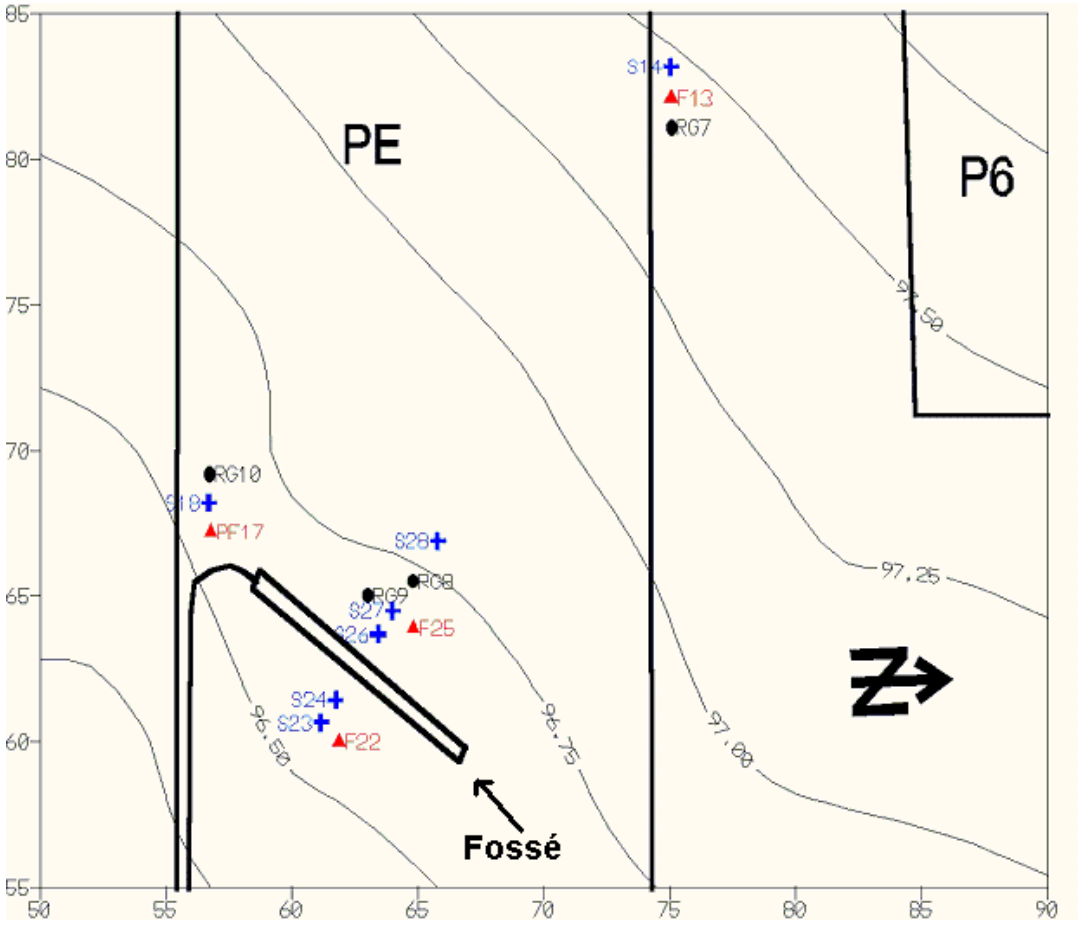


Figure II-2 : Emplacement des forages à l'amont du fossé (en croix-bleu les piézomètres de surface, en triangles-rouge les piézomètres profond et en cercles noirs les forages)

Les sondages ont mis en évidence (Fondasol, 2001) :
- entre 0 et 0,4 à 0,6 m de la terre végétale et du limon,
- entre 0,4 à 0,6 m et 2,20 à 2,50 m du schiste décomposé et du schiste altéré (gris, marron),
- entre 2,20 à 2,50 m et 4 m au moins du schiste sain (gris, gris -marron, gris –jaune).

Les sols, bruns hydromorphes à texture limono-argileuse (Figure II-3) ont une profondeur variant entre 40 et 60 cm. L'horizon de surface est constitué d'un limon moyen sableux (16-22% d'argile). Il contient par endroits des galets roulés qui suggèrent une origine colluviale. L'horizon sous-jacent, d'épaisseur variable, est plus riche en argile (30%, texture argilo-limoneuse). La profondeur d'apparition de la roche mère est très variable, à l'intérieur même d'une parcelle. L'hydromorphie est marquée sur l'ensemble du profil et se manifeste dès la surface par des traces de pseudo-gley. Des essais de pompage ont donné une conductivité hydraulique moyenne de $5{,}21*10^{-6}$ m/s et une porosité de drainage de 6% (Arlot, 1999). L'unité de sol 8 se trouve au Nord, et l'unité 12 est prédominante sur le versant Sud-Est (Figure II-1).

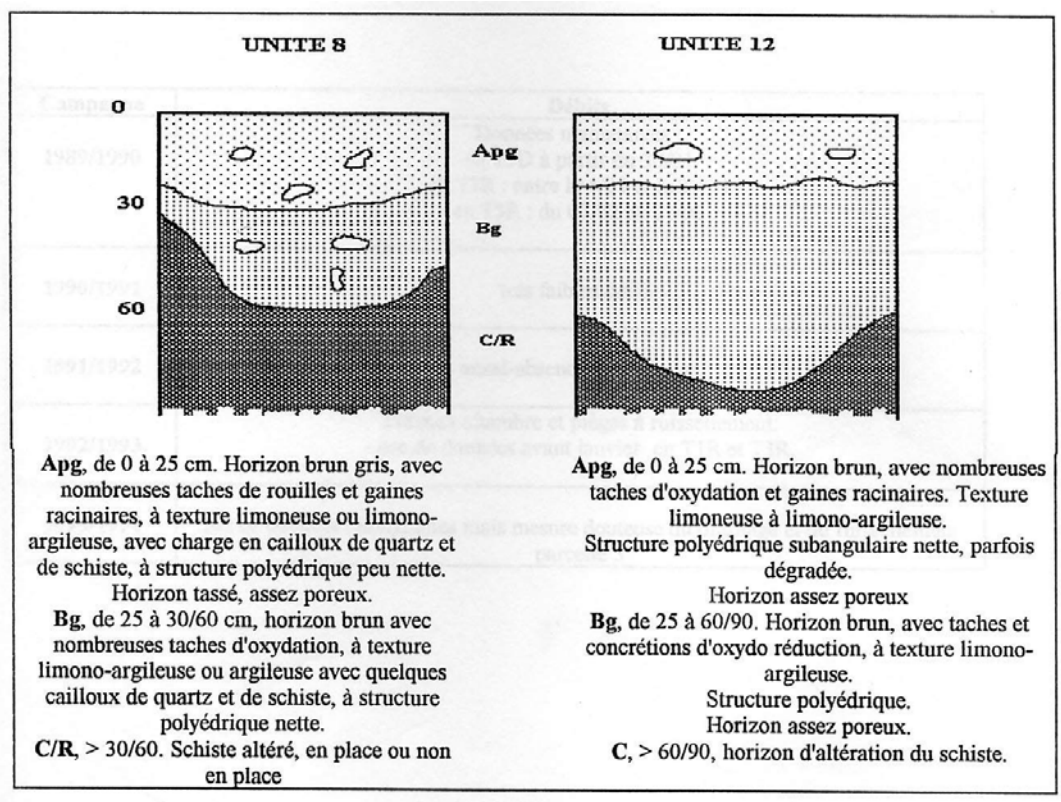


Figure II-3 : Profils de sols de la Jaillière, d'après Kao, (1994)

2.1.3. Caractérisation hydrogéologique.

Sur le site du fossé en travers de la pente que nous présenterons plus loin, les études effectuées (Arlot, 1999) ont mis en évidence l'existence de deux nappes :

- une nappe superficielle, qui se développe pendant la saison humide sur l'horizon de schiste altéré considéré comme semi-imperméable, et qui disparaît pendant la saison sèche. C'est a priori la dynamique de cette nappe qui a une influence déterminante sur les transferts de produits phytosanitaires dans la subsurface et le réseau de drains ;
- une nappe plus profonde, permanente et supposée régionale.

La nappe profonde se trouve à une profondeur de 2 à 4 m pendant la saison sèche, alors que lors de la saison humide son niveau piézométrique monte, en se comportant comme une nappe captive, voir artésienne. Les travaux antérieurs ont mis en évidence une alimentation de la nappe superficielle par la nappe profonde (Arlot, 1999), au moins sur une partie du versant.

2.2. Présentation du versant expérimental supportant le fossé en travers de la pente

La Figure II-4 présente un schéma de l'ensemble du domaine de la ferme expérimentale. Le site expérimental « pratiques culturales » comporte une douzaine de parcelles, drainées ou non, pour la plupart isolées hydrauliquement entre elles, et dont les lames drainées et/ou ruisselées sont captées et analysées (débits horaires, concentrations en nitrates et en phytosanitaires) afin de juger de l'impact des pratiques culturales (occupation et travail du sol, itinéraires techniques) sur les volumes et la qualité de l'eau exportés. La plupart de ces parcelles sont implantées sur un ensemble de deux versants reliés par un plateau, à l'est du domaine.

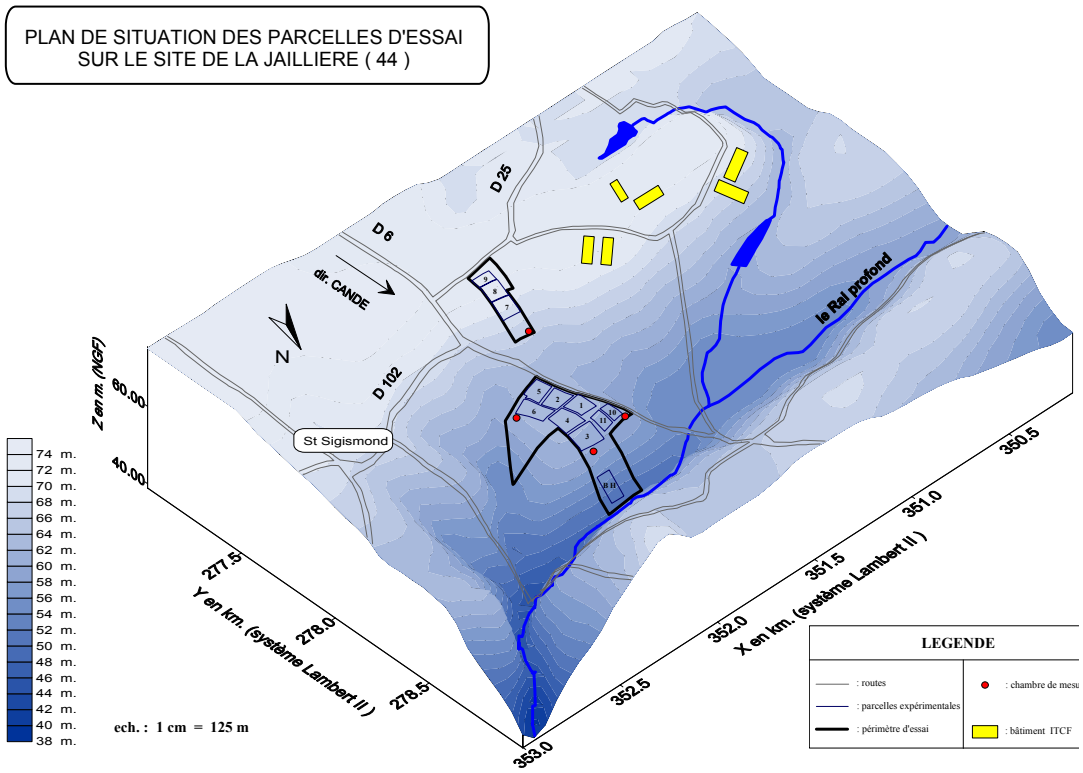


Figure II-4 : Vue globale du domaine ARVALIS de la Jaillière

Des tranchées d'isolement hydraulique ont été mises en place pour limiter les flux latéraux entre les parcelles. Elles sont installées entre les parcelles, dans les allées enherbées ; il s'agit de drains situés à un mètre de profondeur, la tranchée étant ensuite remplie de gravillons. On verra que ces isolations ne remplissent pas complètement leur rôle, compte tenu de la dynamique de la nappe profonde sous jacente.

Les parcelles drainées ont un système de drains enterrés, espacés de 10 m et placés à 80 cm de profondeur. Les drains sont liés à un drain collecteur qui transporte l'eau vers une chambre de mesure puis vers le ruisseau.

Certaines parcelles sont munies d'un système de captage du ruissellement. Au fil du temps, plusieurs systèmes de captage ont été testés : tranchées gravillonnées plastifiées, gouttières en PVC ou béton, et profilés en acier galvanisé. Malgré l'amélioration du système de captage, la mesure des eaux ruisselées reste difficile à réussir (Arlot, 1999).

Le choix du versant sur lequel installer le fossé en travers de la pente devait respecter deux contraintes :

- il devait s'agir d'un versant non perturbé par un système de drainage et/ou d'isolation hydraulique ;
- une nappe superficielle devait être présente une partie de l'année, afin d'assurer que le fossé capte bien de l'eau.

Initialement nous avions choisi le versant nord du site pratique culturales qui est bien plan et n'est pas perturbé par des ouvrages de drainage (Figure II-5). Une visite sur place, au mois de mars 2000, ne nous a toutefois pas permis d'y mettre en évidence une nappe superficielle lors de nos forages à la tarière, les sols étant sur ce versant relativement sains et non hydromorphes. Notre choix s'est alors porté sur une parcelle du versant sud-est.

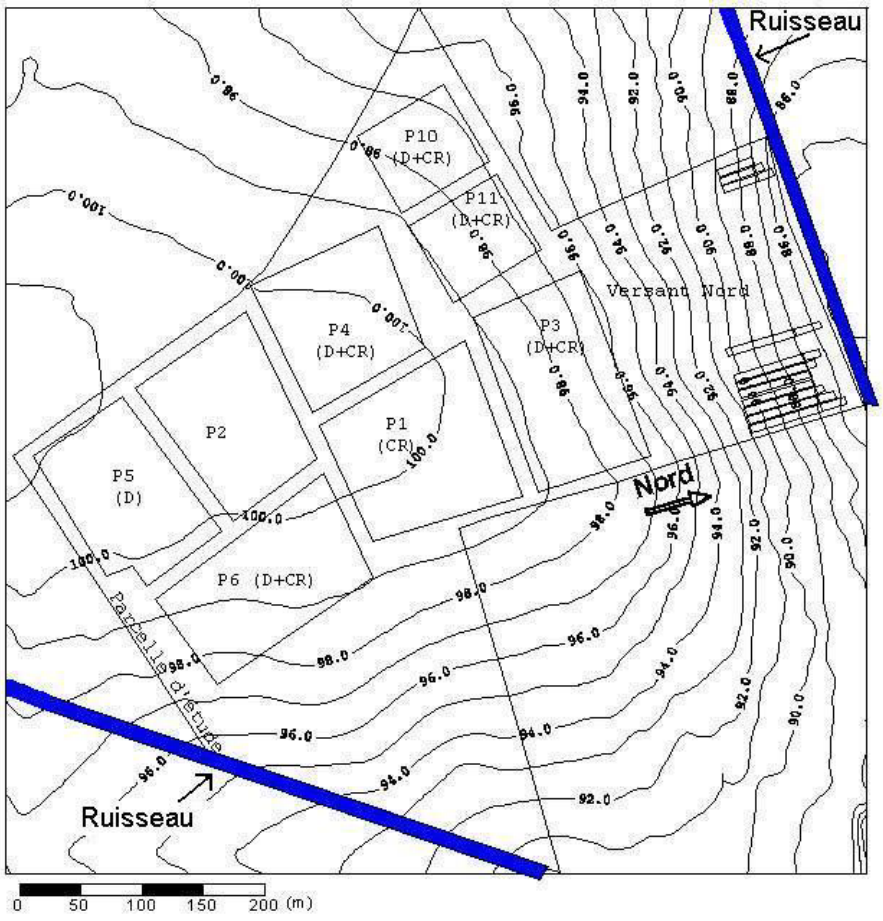


Figure II-5 : Ferme expérimentale d'ARVALIS à la Jaillière, avec notre parcelle expérimentale, les parcelles, et les ruisseaux (D =drainage, CR = captage du ruissellement)

La parcelle expérimentale choisie (*PE*) est voisine en amont d'une allée enherbée et de la parcelle P5 (drainée), à droite d'une allée enherbée et de la parcelle P6 (drainée et prévue avec un système de mesure de ruissellement) et à gauche d'une autre parcelle non drainée extérieure au domaine d'ARVALIS. Le piège à ruissellement autour de la parcelle P6 est

composé d'une tranchée bâchée et gravillonnée (largeur 0,20 m et profondeur de 0,35 m) munie d'un drain collecteur à sa base (Figure II-6).

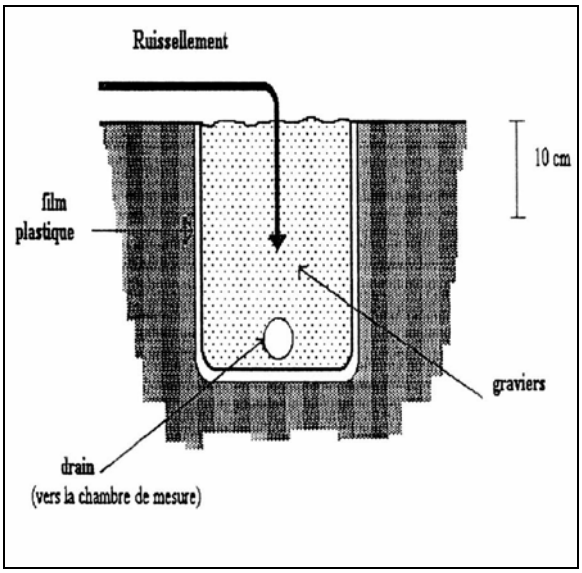


Figure II-6 : Piège à ruissellent autour de la parcelle P6, d'après Kao, (1994)

En aval se trouve un ruisseau d'une profondeur de 2 m et d'une largeur de 3 m fortement végétalisé (Figure II-5).

Les caractéristiques de la parcelle expérimentale sont :

- Longueur de la parcelle : 140 m ;
- Largeur de la parcelle : 20 m ;
- L'altitude de la parcelle est comprise entre 99,75 m et 95,25 m (la berge du ruisseau), soit une différence d'altitude de 4,5 m ;
- L'angle entre la parcelle et la direction de la plus grande pente est de 30°.
- La pente topographique est de 3,2%, mais la pente dans le sens du labour (et de la plus grande dimension de la parcelle) est de 2,5%.

La Figure II-7 présente de façon plus détaillée la carte topographique du versant et l'emplacement des parcelles et du fossé (les tranchées d'isolement hydraulique sont représentées en ligne épaisse et les tranchées de captage du ruissellement sont représentées en ligne pointillée).

Le versant expérimental est délimité à l'amont par une route départementale et à l'aval par un ruisseau. Il présente dans la partie amont une zone de plateau, avec une faible pente (~1%) orientée vers l'est, suivie par une zone où la pente est plus prononcée (jusqu'à 3,6%).

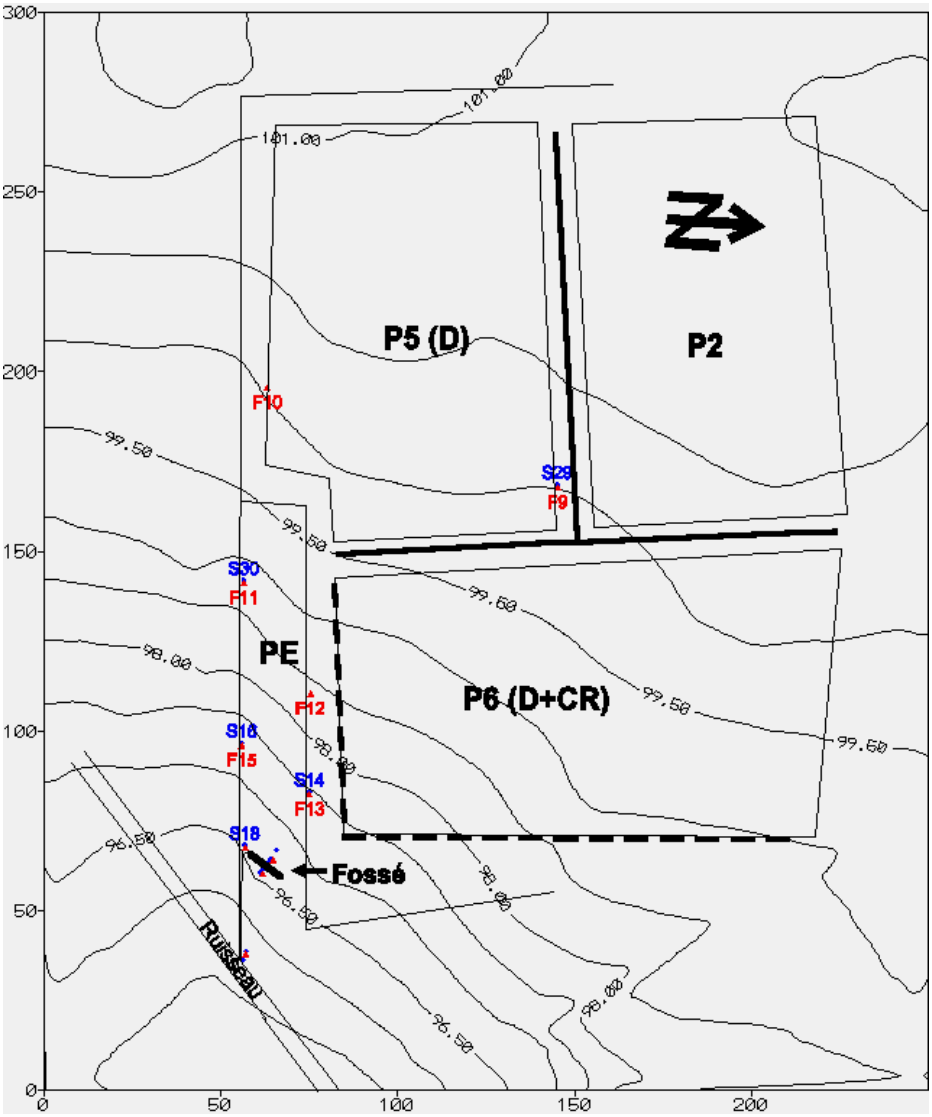


Figure II-7 : Versant expérimental de la Jaillière. La ligne en continue représente l'isolement hydraulique et la ligne en pointille représente le captage du ruissellement. Les S_x représente les piézomètres de surface et les F_y représente les piézomètres profonds.

Le versant est composé de quatre parcelles :

- sur le plateau se trouvent la parcelle P5 drainée, et isolée hydrauliquement au nord et à l'est par une tranchée gravillonnée descendant à un mètre de profondeur et la parcelle P2 (parcelle témoin) non drainée ;
- à l'aval se trouve la parcelle P6 drainée, isolée hydrauliquement à l'amont et pourvue d'une tranchée bâchée et gravillonnée (largeur 0,2 m et profondeur 0,35 m) pour le captage du ruissellement ;
- au sud de P6, se situe notre parcelle expérimentale, sur laquelle nous avons installé le fossé en travers de la pente. Cette parcelle est délimitée d'un côté par le système de captage du ruissellement du P6 et de l'autre côté par une clôture qui démarque le domaine d'ARVALIS.

Des allées enherbées larges de 10 m séparent les parcelles afin de permettre le passage des engins agricoles. Le calendrier des travaux agricoles de chaque parcelle est présenté dans l'Annexe 2. Nous sommes intéressés par l'état de la surface du sol, qui influence la genèse du ruissellement et la direction de l'écoulement.

2.2.1. Protocole expérimental du fossé en travers de la pente

Comme nous l'avons exposé au début de ce chapitre, nous avons décidé d'instrumenter deux types de fossés aux caractéristiques bien tranchées. Le fossé en travers de la pente doit permettre d'étudier l'interception des écoulements venant de l'amont, et le rôle de drainage/infiltration d'un tel fossé, en fonction de la position de la nappe, des conductivités hydrauliques des parois et de la hauteur d'eau dans le fossé, mais aussi en fonction de la période d'étude.

Nous avons conçu notre dispositif expérimental pour qu'il réponde à ces objectifs. En conséquence notre dispositif expérimental contient :

- Un fossé creusé en bas du versant, autour duquel nous avons installé l'essentiel de notre dispositif expérimental, notamment un réseau dense de piézomètres de surface (0-0,9 m) et profonds (0-4 m) pour suivre l'influence du fossé sur les deux nappes présentes sur le site. Nous avons construit un toit au-dessus du fossé pour empêcher l'intrusion de l'eau pluviale dans celui-ci ;
- Un système de mesure du débit drainé par le fossé ;
- Un système qui capte et mesure le débit ruisselé à l'amont du fossé, pour permettre de distinguer la nature superficielle ou subsurfacique des lames interceptées par un tel fossé ;
- des batteries de tensiomètres à l'amont et à l'aval du fossé pour connaître le profil hydrique induit à proximité du fossé.
- Des piézomètres profonds (0-4 m) et de surface (0-0,9 m) répartis sur le versant pour mesurer les niveaux piézométriques des nappes profonde et superficielle (Figure II-7). Ces mesures sont nécessaires à l'analyse des dynamiques des nappes au niveau du versant, afin de resituer le fonctionnement du fossé dans son contexte et de bien maîtriser la connaissance des conditions aux limites sur notre objet d'étude.
- Pour la même raison, le tirant d'eau dans le ruisseau à l'aval du versant est également mesuré.

Les précipitations et les données nécessaires au calcul de l'ETP (par la formule de Penmann) sont mesurées par une station météo sur la ferme expérimentale.

En parallèle à la mise en place du dispositif expérimental, nous avons effectué des mesures d'infiltrométrie à la surface du sol, à différentes profondeurs et sur les parois du fossé. Des chocs hydrauliques dans la nappe profonde ont également été exécutés afin de déterminer la conductivité dans la couche de schiste sain.

Nous allons détailler chaque partie du dispositif expérimental et les mesures effectuées.

2.2.2. Creusement du fossé

En avril 2000, nous avons creusé le fossé et installé les piézomètres profonds et les piézomètres de surface (0,8 – 1 m). Sur la Figure II-7 nous voyons le versant d'étude avec l'emplacement du fossé en travers de la pente.

Nous avons couvert le fossé par un toit pour empêcher l'accumulation de l'eau de pluie et des feuilles mortes. La Figure II-8 a - nous montre une vue d'ensemble parcelle – fossé couvert par le toit et la Figure II-8 b un détail du système d'évacuation d'eau pluviale vers une fosse

d'évacuation. Les axes du fossé et de la fosse d'évacuation forment un angle de 90°. L'eau qui arrive dans la fosse d'évacuation est évacuée vers le ruisseau aval par un drain collecteur non perforé, pour ne pas perturber la nappe.

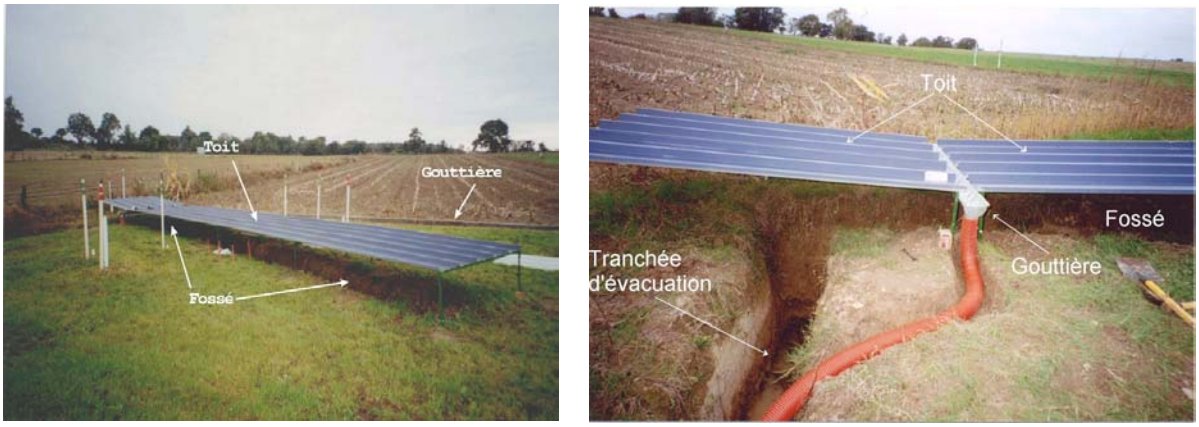


Figure II-8 : a - Toit du fossé, et b - Détail du système d'évacuation de l'eau pluviale.

Le voisinage du fossé est enherbé. La parcelle amont est cultivée, comme la parcelle P5, selon une rotation maïs (années paires)- blé (années impaires). Les caractéristiques géométriques du fossé sont présentées dans le Tableau II-1.

Tableau II-1 : Caractéristiques du fossé en travers de la pente.

Section	Trapézoïdale
Profondeur min/max	0,80/0,90 m
Largeur fond	0,5m
Longueur	10,1 m
Pente longitudinale	1%
Fruit des berges	0,2

La Figure II-9 montre le voisinage du fossé en travers de la pente avec l'emplacement des piézomètres, tensiomètres et des systèmes de mesure du débit ruisselé et drainé par le fossé.

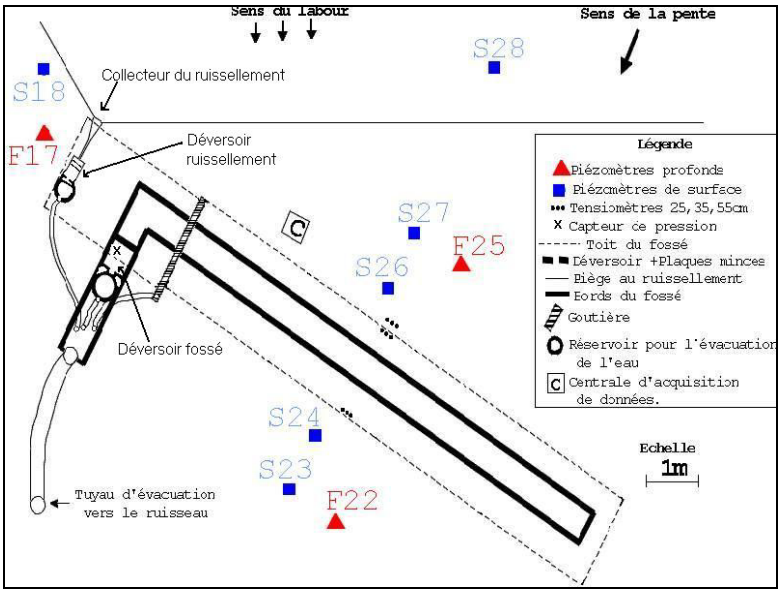


Figure II-9: Détail du dispositif expérimental autour du fossé en travers de la pente.

2.2.3. Mesure du débit drainé par le fossé

a. Estimation du débit drainé par le fossé

Afin de dimensionner un système de mesure du débit drainé par le fossé, nous avons essayé d'estimer ce débit. Les données à prendre en compte sont :

- une pente de 3,2% ;
- une conductivité hydraulique à saturation du sol de $5,6*10^{-6}$ m/s (plus forte valeur mentionnée par Arlot, 1999) ;
- une longueur du fossé de 10,1 m ;

Les méthodes analytiques disponibles ne traitent que du régime permanent, et nous ne pouvons donc estimer un débit que dans ce seul cas.

En supposant une anisotropie de la conductivité hydraulique (conductivité latérale supérieure d'un facteur 10 à 100 à la conductivité verticale) et en faisant varier les valeurs des gradients hydrauliques nappe/fossé, nous aboutissons à des valeurs de débit drainé comprises entre $1,97*10^{-4}$ l/s et $2,89*10^{-1}$ l/s.

Ces estimations ne concernent toutefois que le régime permanent. En faisant l'analogie entre le fonctionnement d'un tel fossé et celui d'un système de drain, et en considérant les débits de pointe mesurés sur la Jaillière (10 l/s*ha pour une densité de drain de 10 drains/ha) nous aboutissons à un débit de 0,1 l/s pour 10 m de fossé.

Enfin, si nous considérons les mesures effectuées par Marofi (1999) dans un autre contexte pédoclimatique, ou les simulations effectuées par Carluer (1998), il nous semble prudent, pour ne pas risquer de sous-dimensionner notre système, de retenir une valeur de débit de dimensionnement de ***2 l/s***.

Nous avons également essayé d'estimer le débit drainé par des simulations avec le logiciel SeepW (Geo-Slope, 1998), -en milieu variablement saturé- en phase de récession et de pluie. Mais, comme nous ne disposions pas des conditions aux limites amont et aval, les résultats ont donné des débits vraisemblablement sous-estimés.

b. Présentation du système de mesure et de sa mise en place

Le choix du système de mesure s'est porté sur un déversoir triangulaire à plaque mince. Ce système présente l'avantage que les débits les plus faibles sont mesurés et l'inconvénient d'une sur-élévation de la ligne d'eau. Afin de ne pas perturber la ligne d'eau, nous aurions pu utiliser un canal venturi. Cette solution n'était toutefois pas satisfaisante à cause d'une hauteur minimale d'eau requise par ce système.

Le système de mesure et d'évacuation du débit drainé est présenté sur la Figure II-10. Il s'agit d'un bac-déversoir qui a été fabriqué par nos soins au Cemagref de Lyon, d'après la norme AFNOR NFX10-311. Le bac-déversoir est un canal en PVC (long de 1 m avec une section rectangulaire de 27 x 27 cm). Pour tranquilliser l'écoulement et empêcher l'intrusion des sédiments, nous avons installé une plaque percée à l'amont du bac. La hauteur d'eau dans le canal est mesurée avec un capteur de pression piézorésistif (DRUCK 1830) qui est lié à une centrale d'acquisition de données.

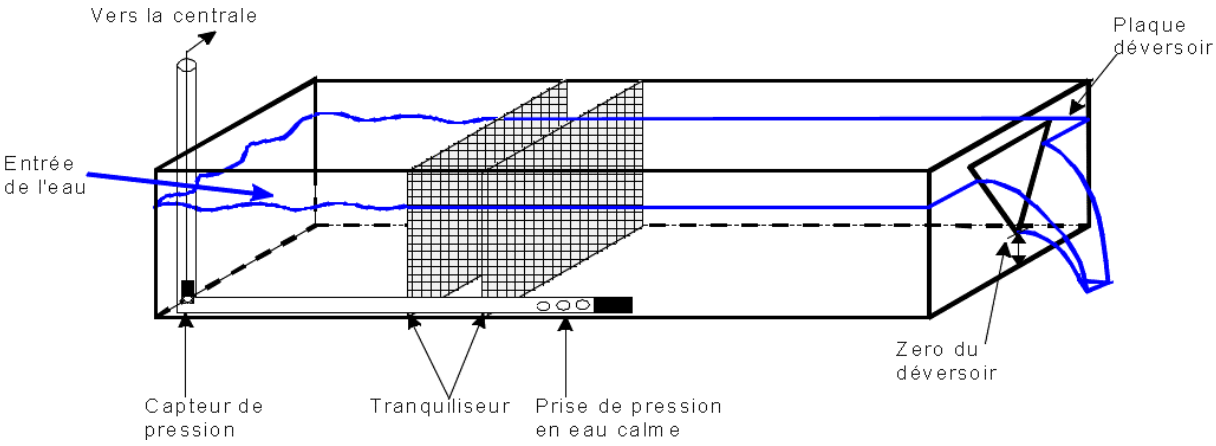


Figure II-10 : Schéma du bac-déversoir d'après Chaumont, (1999)

Le bac-déversoir a été installé dans la fosse d'évacuation d'eau, à 50 cm à l'aval du fossé (Figure II-9). A l'amont du bac- déversoir et perpendiculairement à celui-ci, nous avons enfoncé dans le sol une plaque en forme de « U » d'une largeur uniforme de 10 cm. Cette plaque a pour rôle d'empêcher les fuites d'eau en dessous et par les côtés. Les parties latérales entre le bac et la tranchée ont été rebouchées avec de la terre pour une meilleure stabilité.

A l'aval du bac (Figure II-11), l'eau s'écoule par un déversoir triangulaire d'une ouverture de 10° et d'une hauteur de 27 cm (plaque mince en inox coupée au LASER offerte par le Cemagref d'Antony, ayant une gamme de mesure de 0 à 4,5 l/s). Cette plaque est vissée au bac, ce qui permettrait son changement pour une plaque avec un angle supérieur, si le débit drainé dépassait la capacité du déversoir.

Figure II-11 : Image des systèmes de mesures des débits drainé et ruisselé et du toit du fossé.

Un réservoir d'évacuation d'eau se trouve à l'aval du déversoir. Le fond de ce réservoir est abaissé de 20 cm par rapport au point zéro du déversoir. Ce réservoir :

- assure un écoulement non-noyé pour le bon fonctionnement du déversoir ;
- assure le captage de l'écoulement par le déversoir et son évacuation vers le drain collecteur non perforé qui conduit l'eau au ruisseau sans influence du niveau de la nappe ;
- empêche l'érosion à l'aval du bac déversoir.

Du mois de décembre 2000 au mois de juin 2001, le système d'évacuation de l'eau drainée n'a pas fonctionné : la pente de la tranchée d'évacuation était trop faible. L'écoulement à l'aval du bac-déversoir était noyé, ce qui rendait impossible les mesures de débit. Dès que les conditions d'humidité l'ont permis (juin 2001), nous avons fait creuser le fond de la tranchée pour assurer une évacuation gravitaire de l'eau. Pour transférer les eaux vers le ruisseau sans perturber la nappe de surface, nous avons mis un drain collecteur au fond de la tranchée avant de la recouvrir.

c. Courbe de tarage et le calcul des erreurs

Compte tenu des difficultés techniques sur le site d'étude (impossibilité de disposer d'une source d'eau assez important, risques de perturber le site et de compromettre la stabilité du fossé), nous n'avons pas pu déterminer la courbe de tarage réelle du bac-déversoir après son installation dans la fosse d'évacuation. En conséquence, nous avons estimé les paramètres de la formule de Kindsvater-Shen (Eq. II-1) qui donne le débit en fonction de la charge au déversoir (conforme à la norme AFNOR NFX10-311) :

$$Q = C_e \frac{8}{15} tg\frac{\alpha}{2}\sqrt{2g}h_e^{2.5} \qquad \text{Eq. II-1}$$

où :

C_e est le coefficient de débit,
α est l'angle du déversoir triangulaire
h_e est la charge effective.

Le coefficient de débit C_e, indiqué dans la norme AFNOR citée ci-dessus (déterminé par expérience par les auteurs) comme étant la fonction de trois variables selon la formule :

$$C_e = f\left(\frac{h}{p}, \frac{p}{B}, \alpha\right) \qquad \text{Eq. II-2}$$

où :

p est la distance entre le sommet de l'échancrure et le fond du chenal d'approche
B est la largeur du chenal d'approche
h_e est défini par la formule :

$$h_e = h + k_h \qquad \text{Eq. II-3}$$

où

k_h est une grandeur déterminée expérimentalement, en mètres, qui compense les influences combinées de la tension superficielle et de la viscosité.

Pour les échancrures qui sont petites par rapport à la surface du chenal d'approche, la vitesse d'approche est négligeable et les effets de h/p et de p/B sont également négligeables. Pour une condition de déversoir totalement contractée, nous obtenons un C_e de 0.6 et un k_h de 3.5 mm. La courbe de tarage ainsi obtenue est présentée dans la Figure II-12.

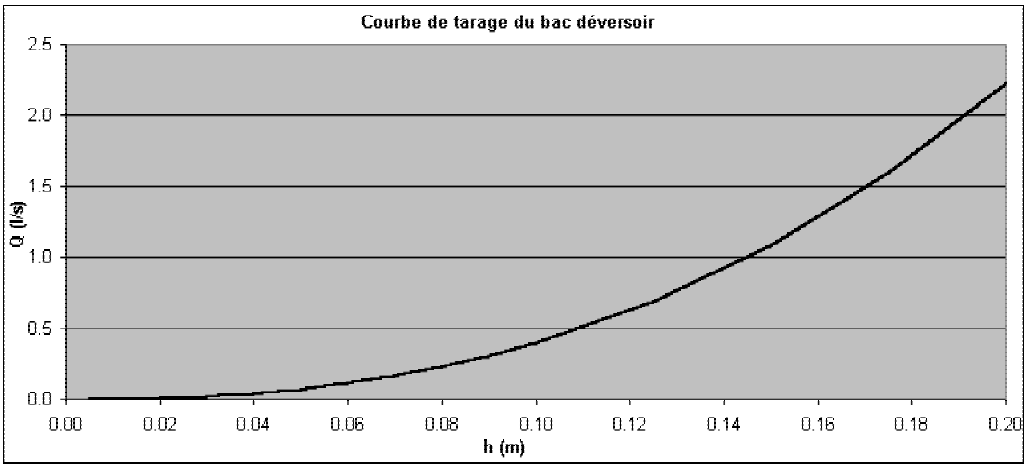


Figure II-12 : Courbe de tarage du bac-déversoir

L'analyse des erreurs globales sur le débit en fonction des différents paramètres est présentée dans l'annexe 3. Ainsi, l'erreur globale faite sur le débit varie entre 50% pour les plus petits débits et 2% pour un débit de 2 l/s. Lors de l'analyse des données des volumes drainés à l'échelle d'un épisode pluvieux (chapitres IV), nous calculerons l'incertitude sur les volumes d'eau écoulés.

2.2.4. Mesures du débit ruisselé à l'amont du fossé

a. Estimation du débit ruisselé

Si nous prenons en compte l'effet combiné de la topographie et des lignes de labour, la surface drainée par le fossé est celle présentée sur la Figure II-13 par un trait mixte. Cette surface a été délimitée :

- à l'amont, par un fossé de la route départementale ;
- à gauche, par la limite qui longe la clôture qui délimite le domaine d'ARVALIS (la clôture longe une faible montée de terre) ;
- à droite, sur le plateau, par la perpendiculaire aux courbes de niveaux, et sur le versant, par le coté gauche de la parcelle P6 (à cause de la tranchée de captage du ruissellement) ;
- à l'aval, par le fossé en travers.

Compte tenu de la faible différence entre la plus grande pente (3,2%) et la pente de la parcelle (2,5%) nous considérons qu'après le labour, quand les traces sont encore visibles, l'eau qui ruisselle peut suivre ces traces (Nédélec, 1999). Dans ce cas, la surface correspondante est de 5200 m^2 (la surface hachurée de la Figure II-13) dont 30 % sur la parcelle drainée P5. Si nous prenons en compte uniquement l'effet de la topographie, la surface drainée est celle doublement hachurée (Figure II-13), qui recouvre 850 m^2.
Pour estimer le débit de ruissellement maximal, nous avons pris en compte le premier cas, quand l'effet de l'état de surface prédomine sur l'effet de la topographie. Les débits maximaux de ruissellement enregistrés sur les parcelles de la Jaillières sont de 9,8 l/s/ha pour une parcelle non-drainée P1 (Figure II-5) et de 3,4 l/s/ha pour une parcelle drainée (P6). En prenant en compte l'aire de chaque surface (drainée/non drainée) nous obtenons un débit maximal ruisselé de 4,4 l/s (***$4{,}4*10^{-3}$ m^3/s***). C'est la valeur qui a été retenue pour le

dimensionnement du bac déversoir réceptionnant les eaux ruisselées à l'amont du fossé en travers. Nous verrons qu'elle n'a pour l'instant jamais été approchée, la surface captée pour le ruissellement ayant l'air, pour les événements suivis jusqu'alors, d'être plutôt celle correspondant aux seuls critères topographiques, soit 850 m².

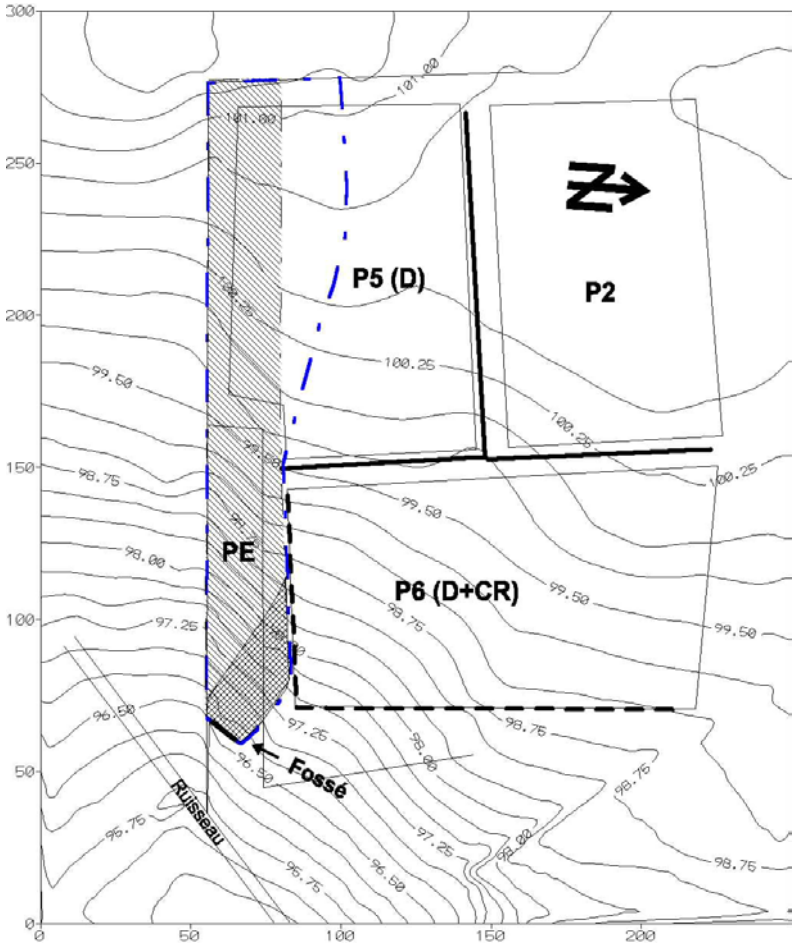


Figure II-13 : Aires de drainage en fonction des différentes hypothèses.

b. Présentation du système de mesure et de sa mise en place

Le ruissellement est capté par un système de piège déjà utilisé par ARVALIS à la Jaillière : un profilé en acier galvanisé est placé perpendiculairement au sens du labour du sol (voir schéma présenté dans la Figure II-9). Ce piège collecte le ruissellement qui arriverait sinon dans le fossé, plus un tube de courant de 1 m de large vers la clôture pour boucler cette partie de parcelle. Le profilé est lié à un collecteur (Figure II-14) qui dirige l'eau vers un bac-déversoir. Ce bac-déversoir est similaire à celui installé dans le fossé (Figure II-10).

Pour tranquilliser l'écoulement et empêcher l'intrusion des sédiments, nous avons installé à l'amont du bac deux grilles (pendant un orage le ruissellement capté provoque sans doute un écoulement turbulent à l'entrée du bac). L'eau s'écoulant de ce bac-déversoir est évacuée de la même façon que l'eau drainée par le fossé. La plaque déversoir présente, elle aussi, un angle d'ouverture de 10°. Elle pourrait être changée, si la capacité de décharge du déversoir était dépassée.

Figure II-14 : Collecteur du ruissellement et les profilés qui captent l'eau ruisselée.

En mars 2001, nous avons observé que la surface devant le collecteur était légèrement colmatée, et que l'eau était redirigée en dehors du système de captage. Pour remédier à cela, nous avons allongé le profilé pour capter l'eau redirigée par colmatage. En septembre 2001, nous avons abaissé le collecteur de ruissellement pour assurer une hauteur d'eau dans le bac – déversoir plus grande.

c. Courbe de tarage et calcul des erreurs

Le bac-déversoir qui mesure le ruissellement a la même courbe de tarage que celui qui mesure le débit drainé. L'analyse des erreurs globales sur le ruissellement est présentée dans l'annexe 3.

2.2.5. Piézométrie

Afin de permettre le suivi des dynamiques couplées des nappes profonde et de surface, nous avons installé des piézomètres ; certains sont munis de capteurs de pression, les autres font l'objet d'une mesure manuelle hebdomadaire ou bi-mensuelle.

Le schéma d'installation d'un piézomètre est présenté dans la Figure II-15 et la répartition spatiale des piézomètres est reportée sur la Figure II-7 et un détail sur la Figure II-16. Nous effectuons d'abord un forage dans la terre jusqu'à la profondeur désirée et de diamètre légèrement supérieur au diamètre du tuyau. Le tuyau du piézomètre est crépiné sur la profondeur que l'on veut prospecter. Le piézomètre ne mesure pas la charge hydraulique en un point, il mesure la charge moyenne sur toute la longueur crépinée (Lesaffre, 1988). La zone crépinée doit être entourée d'un filtre en géotextile pour empêcher l'entrée de sédiments dans le tuyau. Comme il était prévu à l'origine que les piézomètres servent aussi pour des

prélèvements d'eau en vue de mesurer les concentrations des produits phytosanitaires, nous avons utilisé du sable grossier. Le sable est moins efficace comme filtre que les géotextiles, mais sans effet sur la rétention de produits phytosanitaires. Pour éliminer les écoulements préférentiels le long du tuyau, de la surface vers la nappe, nous avons mis un "bouchon" imperméable avec de la bentonite sur la partie supérieure du piézomètre. La bentonite est une argile qui gonfle beaucoup en présence d'eau et devient alors très peu perméable. Une rondelle de géotextile sépare la bentonite et le sable (l'argile agit aussi sur la rétention des produits phytosanitaires de manière plus importante que le géotextile). Les piézomètres « profonds » sont crépinés entre 3 et 4 mètres de profondeur, les piézomètres de surface l'étant sur toute leur longueur, c'est-à-dire approximativement un mètre.

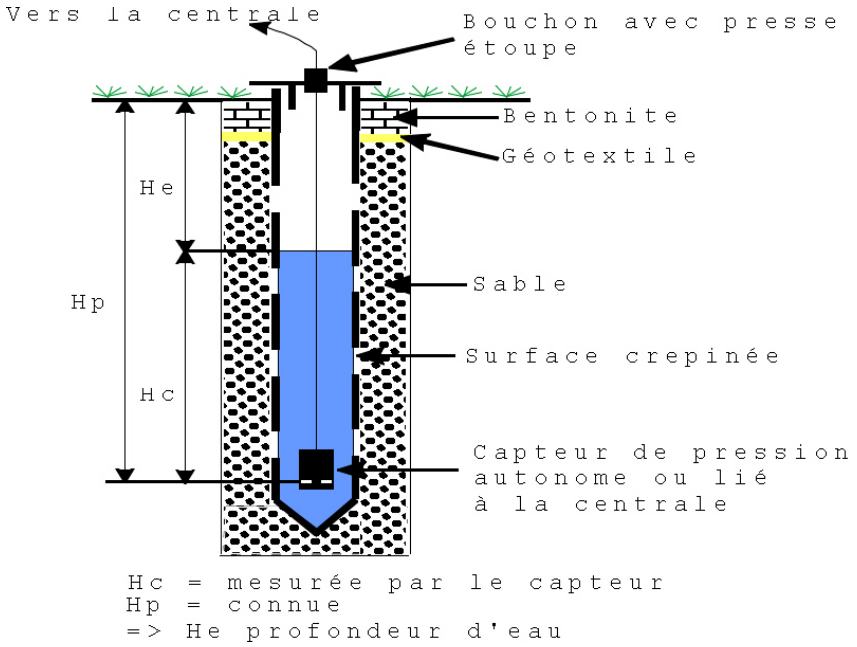


Figure II-15 : Schéma d'installation d'un piézomètre et système de mesure du niveau d'eau.

Les capteurs des piézomètres autour du fossé sont connectés à une centrale d'acquisition de données CR10X fabriquée par CAMPBELL. La centrale a été programmée pour diminuer le pas de temps d'enregistrement des données lors d'un épisode pluvieux en gardant un pas de temps raisonnable le reste du temps. Ainsi, nous avons programmé la centrale pour faire des mesures toutes les dix minutes. La valeur enregistrée était la moyenne de ces mesures pendant 30 minutes ou 60 minutes. Le pas de temps d'enregistrement était décidé par une variable d'asservissement : les capteurs de pressions du bac de ruissellement et du fossé étaient déclarés comme capteurs d'asservissement, étant ceux qui sont susceptibles de répondre le plus vite à un épisode pluvieux. Si la somme des différences entre deux mesures successives dans ces capteurs était supérieure à un seuil, la centrale diminuait le pas de temps d'enregistrement.

Les mesures dans le reste des piézomètres ont été faites soit par des capteurs de pression munis d'une centrale autonome de type DIVER (fabriqués par la société hollandaise Van Essen), soit manuellement avec une mire visuelle. Les capteurs DIVER mesurent la pression absolue. Pour obtenir le niveau d'eau, nous avions donc besoin de connaître la pression atmosphérique. La station météo de la Jaillière n'étant pas équipée d'un baromètre, nous avons acheté les données horaires de pression atmosphérique à la Station MétéoFrance de

Beaucouze (près d'Angers), que nous corrigions en tenant compte de la différence d'altitude entre les deux sites.

Au total, sur le versant expérimental (Figure II-7 et Figure II-16), nous avons installé 12 piézomètres de surface (S) et 10 piézomètres profonds (F). On distingue deux transects :

- l'un suit la ligne de plus grande pente, avec une implantation des piézomètres plus dense aux alentours du fossé, et permet d'évaluer l'influence du fossé sur les écoulements. Il présente toutefois l'inconvénient de traverser la parcelle P6 (drainée et en partie isolée hydrauliquement) à son amont. Le transect est composé par F9, F12, S14, F13, S28, S27, F25, S26, S24, S23, F22, S21, F20, et S19 ;
- l'autre, longeant la limite de la parcelle expérimentale, n'est pas perturbé par des ouvrages hydrauliques. Il ne suit pas exactement la ligne de plus grande pente, le fait d'être situé à la limite du domaine ARVALIS ne l'autorisant pas. Le transect est composé par F10, S30, F11, S16, F15, S18, F17, S21, et S19.

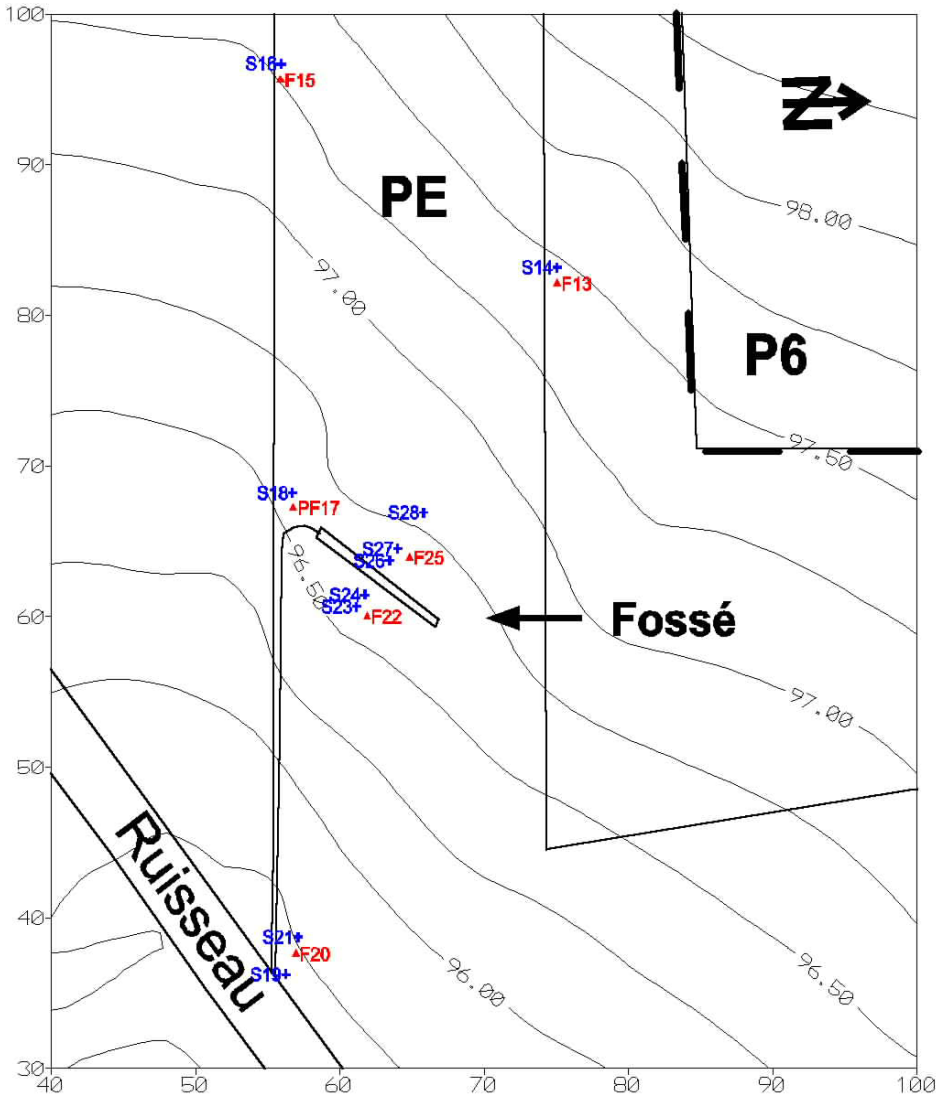


Figure II-16 : Détail de l'emplacement des piézomètres sur la moitié aval du versant

La plupart des piézomètres ont été installés pendant l'automne 2000, sauf S29 et S30 qui ont été installés en mars 2001, afin de compléter pour la surface les données obtenues pour la profondeur par F9 et F11.

Les caractéristiques de l'ensemble des piézomètres sont rassemblées dans le Tableau II-2.

Tableau II-2: Caractéristiques des piézomètres.

N°	Longueur totale (cm)	Longueur hors sol (cm)	Zone crépinée	Fréquence des mesures prévue	Type de capteur	Type de mesure	Plage de mesure
F9	412.5	54	De 3 à 4 m	2 fois/mois	Mire visuelle	Manuel	25 m
S29	104.5	5	De 0 à 1 m	2 fois/mois	Mire visuelle	Manuel	25 m
F10	396	64	De 3 à 4 m	2 fois/mois	Mire visuelle	Manuel	25 m
F11	413.5	43	De 3 à 4 m	2 fois/mois	Mire visuelle	Manuel	25 m
S30	104.5	5	De 0 à 1 m	2 fois/mois	Mire visuelle	Manuel	25 m
F12	397	59	De 3 à 4 m	2 fois/mois	Mire visuelle	Manuel	25 m
F13	406.5	30	De 3 à 4 m	2 fois/mois	Mire visuelle	Manuel	5 m
S14	104.5	15	De 0 à 1 m	1 heure	D-Diver	Autonome	5 m
F15	396	22	De 3 à 4 m	2 fois/mois	Mire visuelle	Manuel	25 m
S16	104.5	15	De 0 à 1 m	1 heure	D-Diver	Autonome	5 m
F17	405	35	De 3 à 4 m	1 heure (valeur moyenne)	PDCR1830	Lié à la centrale	357 cm
S18	104.5	25	De 0 à 1 m	1 heure (valeur moyenne)	PDCR1830	Lié à la centrale	153 cm
S19	104.5	13	De 0 à 1 m	1 heure	D-Diver	Autonome	5 m
F20	404.5	60	De 3 à 4 m	1 heure	D-Diver	Manuel	25 m
S21	104.5	10	De 0 à 1 m	1 heure	D-Diver	Autonome	5 m
F22	405	69	De 3 à 4 m	1 heure (valeur moyenne)	PDCR1830	Lié à la centrale	357 cm
S23	101	10	De 0 à 1 m	1 heure (valeur moyenne)	PDCR1830	Lié à la centrale	157 cm
S24	104.5	3	De 0 à 1 m	1 heure (valeur moyenne)	PDCR1830	Lié à la centrale	157 cm
F25	404.5	30	De 3 à 4 m	1 heure (valeur moyenne)	PDCR1830	Lié à la centrale	357 cm
S26	104.5	14	De 0 à 1 m	1 heure (valeur moyenne)	PDCR1830	Lié à la centrale	153 cm
S27	104.5	11	De 0 à 1 m	1 heure (valeur moyenne)	PDCR1830	Lié à la centrale	153 cm
S28	104.5	5	De 0 à 1 m	1 heure (valeur moyenne)	PDCR1830	Lié à la centrale	153 cm

L'analyse des erreurs faites sur la mesure de la charge hydraulique dans les piézomètres, en fonction du type de mesure, est présentée dans l'annexe 3. L'erreur globale sur la charge hydraulique varie de 10,7 mm à 12,7 mm.

2.2.6. Tensiométrie

Les tensiomètres permettent de mesurer la pression de l'eau du sol en milieu variablement saturé. Deux batteries de tensiomètres sont installées en amont et une en aval près du centre du fossé (Figure II-9), afin de comprendre la dynamique des écoulements aux environs immédiats du fossé avec plus de précision que ne le permettent les piézomètres. Leurs caractéristiques se trouvent dans le Tableau II-3.

Tableau II-3: Emplacement des tensiomètres.

Emplacement	Distance par rapport au fossé (cm)	Profondeur (cm)		
Amont	40	25	35	55
	80	25	35	55
Aval	40	25	35	55

Il s'agit de tensiomètres piézorésistifs, de type T4, fabriqués par la société allemande UMS. Ces tensiomètres sont liés à la centrale d'acquisition de données CR10X et mesurent la pression de l'eau du sol. Le capteur est situé au niveau de la bougie poreuse, limitant les risques de « décrochage » des tensiomètres et les rendant théoriquement plus robustes. La programmation de la centrale permet une fréquence de mesure variable, inférieure à une heure, et le stockage d'une moyenne des mesures effectuées pendant une heure.

L'analyse des erreurs faites sur la mesure de la charge hydraulique par les tensiomètres est également présentée dans l'annexe 3.

A noter que les données fournies par ces tensiomètres se sont finalement révélées difficilement utilisables à cause d'oscillation liée à la température. Zimmer (1988) a observé des oscillations concomitantes de variations de température. L'auteur exclut une défaillance de son système de mesure et il considère que les oscillations peuvent être dues à :

- l'activité racinaire,
- l'évaporation préférentielle de l'eau à proximité des pores les plus gros du sol qui a comme conséquence une avancée brutale du front de dessèchement. Pendant la nuit, quand l'évapotranspiration est faible, l'eau est redistribuée dans le sol

Dans notre cas, nous supposons un fonctionnement défaillant des tensiomètres. Deux faits peuvent expliquer cela. Premièrement, la centrale de mesure CAMPBELL ne fournit que 2,5 V, alors que la tension d'alimentation nécessaire pour les tensiomètres était de 12 V. Nous avons re-calibré les tensiomètres avant leur mise en place, mais peut-être la tension était trop faible. La deuxième explication possible peut être due au mauvais fonctionnement du système de remplissage des tensiomètres (les tensiomètres type T4 sont pourvus d'un système de remplissage dans le cas d'un vidange du réservoir d'eau).

2.2.7. Mesure du niveau d'eau dans le ruisseau

La connaissance de la condition à la limite aval de l'ensemble parcelle-fossé suppose la mesure du niveau d'eau dans le ruisseau qui se trouve en aval du versant expérimental (voir Figure II-7). Nous avons utilisé à cet effet un système de mesure composé d'un tube crépiné et d'un capteur de pression autonome D-DIVER (Figure II-17).

Figure II-17: Système de mesure du niveau d'eau dans le ruisseau

Le tuyau a 2 m de hauteur. Il est enfoncé de 20 cm dans le fond du fossé et est maintenu vertical par une tige métallique ancrée sur les deux berges. Sur toute la hauteur, le tuyau est crépiné et, à la base, il est entouré par un géotextile pour empêcher l'entrée des sédiments à l'intérieur. Le capteur est introduit par la partie supérieure du tuyau jusqu'au fond du ruisseau. Un bouchon et un fil en inox le soutiennent. Le capteur de pression est de type autonome D-Diver du même type que ceux qui équipent certains piézomètres. Le pas de temps de mesure est d'une heure.
Le calcul des erreurs faites lors des mesures du niveau d'eau est identique à celui des erreurs sur la charge hydraulique dans les piézomètres munis d'un capteur DIVER (annexe 3).

2.2.8. Mesures d'infiltrométrie sur le versant expérimental

Afin de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques du milieu étudié, nous avons effectué quatre types de mesures, selon le type de variable recherché et la zone (emplacement, profondeur) investiguée :

Tableau II-4 : Mesures effectuées sur le versant expérimental

Mesure	Emplacement	Appareil	Méthode
Ksat	Surface	MUNTZ	Gradient unitaire
K(h) proche saturation (h= 6-120 mm)	5, 35, 75 cm	TRIMS	Multipotentiels
Ksat	Parois du fossé	MUNTZ modifié	Gradient unitaire
Ksat	2-4 m	Pompe submersible et capteur de pression	Choc hydraulique

a. Infiltromètrie à double cylindre

Cette méthode permet de déterminer la conductivité hydraulique à saturation à différentes profondeurs. L'appareil est constitué de deux cylindres concentriques qui s'introduisent dans le sol à quelques centimètres (Figure II-18).

La mesure, qui se fait à charge constante, est effectuée dans le cylindre central. La présence d'un cylindre externe est nécessaire pour limiter la diffusion latérale de l'eau qui s'infiltre dans le cylindre intérieur.

Chaque cylindre est connecté à un système qui maintient une hauteur d'eau constante. Un tel système est composé d'un réservoir d'eau étanche et de deux tuyaux connectés entre le réservoir et à l'intérieur du cylindre au même niveau. Un tuyau permet l'accès à l'air dans le réservoir et l'autre à l'écoulement de l'eau du réservoir au cylindre. Après le remplissage, quand le niveau d'eau commence à baisser, le tuyau d'accès d'air se trouve dénoyé et permet l'accès de l'air dans le réservoir, ce qui permet à son tour un écoulement de l'eau du réservoir au cylindre.

La mesure du flux infiltré se fait sur la graduation du réservoir du cylindre intérieur. Après l'obtention d'un régime d'écoulement permanent ou quasi-permanent, la mesure est arrêtée. La conductivité hydraulique à saturation est le résultat du rapport entre le flux d'infiltration et la surface du cylindre intérieur quand on se trouve en régime permanent, en supposant que le gradient hydraulique vertical est unitaire. Nous avons effectué 11 mesures autour du fossé en

travers de la pente. La synthèse des mesures et les valeurs obtenues sont présentées dans le Tableau II-5 et la Figure II-19.

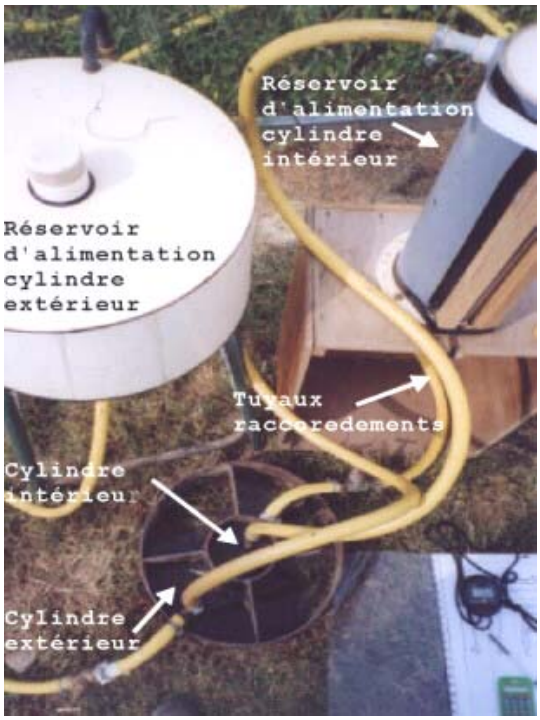


Figure II-18: Infiltromètre à double cylindre

Tableau II-5 : Synthèse des onze mesures d'infiltrométrie MUNTZ

No essai	Emplacement	Profondeur	Ksat estimée (m/s)	Ln(Ksat)	Moyenne Ln(Ksat)	Ksat (m/s)
1	entre PF28, PF25 et PS27, voisinage amont du fossé	Surface enherbée	4,44E-05	-10,0	-11,80	7,509E-06
2	à l'amont du fossé (2m), près de la centrale Campbell	Surface enherbée	3,39E-06	-12,59		
3	Près de la gouttière, surface enherbée	Surface enherbée	4,52E-06	-12,31		
4	à 2 m amont du bord amont du fossé	Surface enherbée	4,67E-06	-12,27		
5	Parcelle amont, à 5 m de la gouttière	Surface fragmentée	1,69E-05	-10,99	-11,47	1,046E-05
6	Parcelle, à 10 m amont du fossé, sur la médiatrice du fossé	Surface fragmentée	2,52E-05	-10,59		
7	Parcelle, a 5 m amont de la gouttière	Surface fragmentée	2,69E-06	-12,82		
8	A 1,5 m aval du fossé, au centre du fossé	Surface enherbée	1,70E-05	-10,98	-11,78	7,684E-06
9	à 2 m aval du fossé	Surface enherbée	2,59E-06	-12,86		
10	à 5 m latéral du fossé dans la direction de la cabane de drainage	Surface enherbée	1,03E-05	-11,49		
11	à l'amont de la fosse, à 5 m latéral du fossé dans la direction de la cabane de drainage	5 cm profondeur	1,13E-06	-13,69	-13,69	1,130E-06

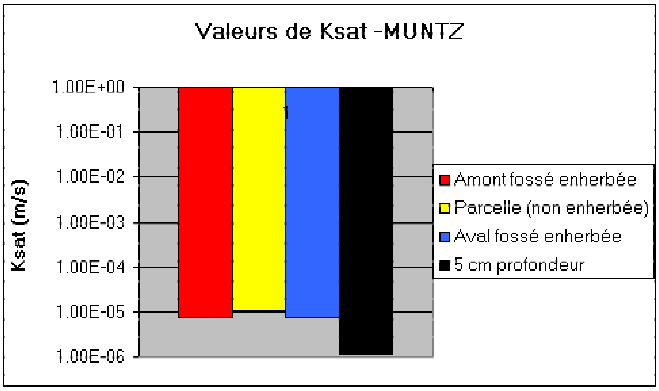


Figure II-19 : Valeurs de Ksat obtenues par la méthode des cylindres MUNTZ

Parfois, si les mesures se prolongeaient, le flux infiltré diminuait beaucoup, voire s'annulait. Cela pouvait être dû au fait que le bulbe d'infiltration atteignait des couches moins conductrices. Dans ce cas, nous avons considéré comme valeurs de flux constant les valeurs obtenues avant la diminution forte de l'écoulement.

Les valeurs de Ksat obtenues par nos mesures sont cohérentes avec celle indiquée par Arlot (1999) de $5.6*10^{-6}$ m/s. De plus, l'unité Environnement et Grandes Cultures de l'INRA de Grignon, qui a effectué des mesures du même type sur le versant nord (Figure II-5) aboutit à des valeurs moyennes de Ksat qui varient de $5.6*10^{-6}$ à $6.75*10^{-5}$ m/s (Souiller et al. 2002).

b. Infiltromètrie en milieu non saturé.

Méthode de calcul des conductivités hydrauliques

Nous avons utilisé un infiltromètre qui permet l'infiltration de l'eau dans le sol à des succions proches de la saturation de –6 mm à –120 mm. L'appareil et le mode opératoire sont présentés dans l'annexe 4.

La littérature propose plusieurs méthodes de calcul, comme celle de Ankeny et al. (1991) nommée méthode multipotentiel, la méthode de White et Sully (1987) qui est la méthode du monopotentiel ou celle d'Haverkamp et al. (1994), en régime transitoire. Coquet et al. (2000) ont fait une comparaison entre ces trois méthodes et concluent, comme Zida (1998) que la méthode multipotentiel fournit la meilleure précision. Nous allons donc utiliser cette méthode pour nos calculs.

Dans cette methode, Ankeny et al. (1991) proposent un calcul de la conductivité hydraulique à partir des mesures des flux d'infiltration en régime permanent ou quasi-permanent, à plusieurs potentiels, sur une seule surface d'infiltration.

Cette méthode est basée sur une expression analytique simple proposée par Wooding (1968). Celui-ci a montré que, dans le cas d'un apport d'eau provenant d'une source circulaire de rayon r placée à la surface du sol, sous une pression effective h_0 (négative, nulle ou positive), le flux surfacique d'infiltration en régime permanent q_∞ peut s'exprimer par l'expression suivante :

$$q_\infty(h_0) = K(h_0) + \frac{4\phi(h_0)}{\pi r} \qquad \text{Eq. II-4}$$

Où :

- q_∞ est le flux d'infiltration en régime permanent à la surface du sol, [m/s]
- $K(h_0)$ est la conductivité hydraulique à la pression d'infiltration h_0 [m/s]
- r est le rayon du disque d'alimentation [m]
- $\phi(h_0)$ est le potentiel d'écoulement défini par Gardner (1958) [m^2/s] :

$$\phi(h) = \int_{h_i}^{h0} K(h)dh \;;\; -\infty < h_i \le h \le h_0 \qquad \text{Eq. II-5}$$

Où :

h_0 et h_i représente la pression finale, respective initiale de l'eau du sol. [m].

L'utilisation de l'équation Eq. II-4 suppose un sol homogène et isotrope et une humidité initiale uniforme.

La solution de Wooding (1968) est basée sur une fonction K(h) de forme exponentielle (Gardner, 1958) :

$$K(h) = K_{sat} \exp(Ah) \;; \qquad 0 < A < \infty \;; \qquad -\infty < h \leq 0 \qquad \text{Eq. II-6}$$

où :

K_{sat} est la conductivité hydraulique à saturation [m/s] ;
A est un paramètre dépendant de la texture et de la structure du sol [1/m]

En mesurant les débits $Q(h_1)$ et $Q(h_2)$ à deux potentiels (h_1 et h_2), on obtient deux équations avec quatre inconnues :

$$Q(h_1) = \pi r^2 K(h_1) + 4r\phi(h_1) \qquad \text{Eq. II-7}$$
$$Q(h_2) = \pi r^2 K(h_2) + 4r\phi(h_2) \qquad \text{Eq. II-8}$$

En exprimant K(h) de l'Eq. II-6 dans l'Eq. II-5, nous obtenons l'équation suivante :

$$\phi_i = \frac{1}{A}\left[K(h_0) - K(h_i)\right] \qquad \textit{Eq. II-9}$$

Zida (1998) en citant White et Perroux (1989) montre que dans le cas d'une pression $h_i \geq -0{,}15$ m appliquée sur des sols plus sec l'Eq. II-9 peut être approximée :

$$\phi_i = \frac{K(h_0)}{A} \qquad \textit{Eq. II-10}$$

On obtient une troisième équation en supposant constant le rapport $K(h)/\phi(h)$ pour un intervalle de pression $[h_1, h_2]$.

$$A = \frac{K(h)}{\phi(h)} = \text{constante}\left[L^{-1}\right] \text{ et} \qquad \text{Eq. II-11}$$

Les équations Eq. II-7 et Eq. II-8 peuvent être réécrites :

$$Q(h_1) = \left[\pi r^2 + \frac{4r}{A}\right] K(h_1) \qquad \text{Eq. II-12}$$

$$Q(h_2) = \left[\pi r^2 + \frac{4r}{A}\right] K(h_2) \qquad \text{Eq. II-13}$$

Les équations Eq. II-11 et Eq. II-12 contiennent trois inconnues. $\phi(h_1)$ est représentée sur la Figure II-20 par la surface hachurée entre l'axe OY et la courbe $\phi(h)$, et $\phi(h_2)$ par la surface doublement hachurée.

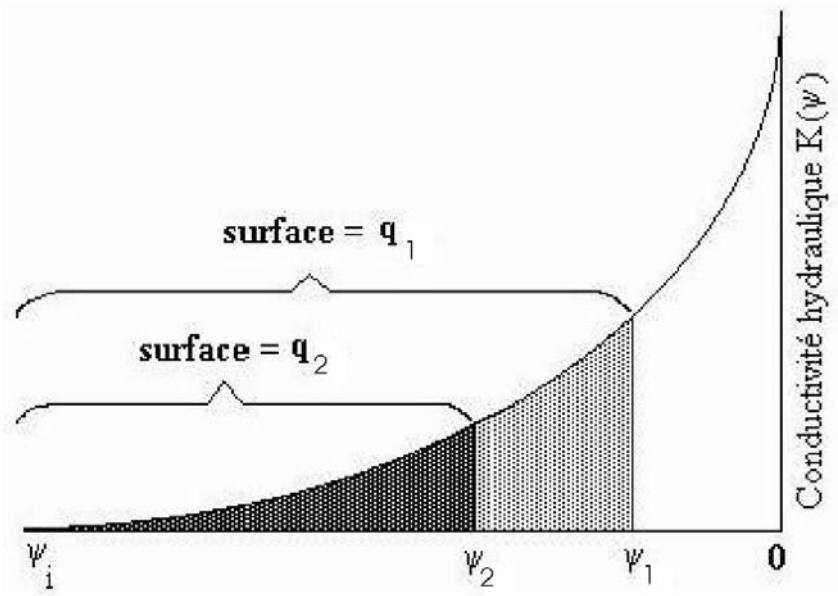


Figure II-20 : Courbe K(ψ)

La différence entre $\phi(h_1)$ et $\phi(h_2)$ est :

$$\phi(h_1)-\phi(h_2)=\frac{\Delta h[K(h_1)+K(h2)]}{2} \qquad \text{Eq. II-14}$$

Où : $\Delta h = h_1 - h_2$.

En substituant Eq. II-11 dans Eq. II-14 on obtient :

$$\frac{[K(h_1)-K(h_2)]}{A}=\frac{\Delta h[K(h_1)+K(h_2)]}{2} \qquad \text{Eq. II-15}$$

Les Eq. II-12, Eq. II-13 et Eq. II-15 forment alors un système d'équations avec trois inconnues ($K(h_1)$, $K(h_2)$ et A) et qui peuvent résolues simultanément pour des paires de conductivités hydrauliques à différentes tensions.

Dans ce cas, nous avons utilisé trois paires de succions : 6-30 mm, 30-60 mm, 60-120 mm. Pour chaque paire, nous avons calculé la constante A et les estimations de conductivités hydrauliques. Nous considérons que la meilleure estimation de K(h) est la moyenne arithmétique pour une paire de succions :

$$K(6)=K(6)_{6-30} \qquad \text{Eq. II-16}$$

$$K(30)=[K(30)_{6-30}+K(30)_{30-60}]/2 \qquad \text{Eq. II-17}$$

$$K(60)=[K(60)_{30-60}+K(60)_{60-120}]/2 \qquad \text{Eq. II-18}$$

$$K(120)=[K(120)_{60-120}] \qquad \text{Eq. II-19}$$

Nous présentons un exemple de calcul de K(h) pour l'horizon labouré à 5 cm de profondeur dans l'annexe 4.

Résultats de l'infiltromètrie en milieu non saturé

Les mesures des conductivités hydrauliques ont été faites sur le site du fossé en travers de la pente, à 5m latéralement par rapport au fossé. Nous avons obtenu des valeurs de la courbe de conductivité hydraulique pour 4 succions : 6, 30, 60 et 120 mm. Les mesures ont été faites à trois profondeurs dans la même fosse pédologique :

- 5 cm de profondeur correspondant à la surface, juste après le décapage de la couche racinaire,
- 33 cm de profondeur, juste en dessous de l'horizon labouré,
- 75 cm de profondeur, juste au dessus de la couche de schiste altéré.

Pour chaque profondeur nous avons effectué trois répétitions de la même mesure, chaque répétition comportant 4 succions.

Dans le Tableau II-6 nous montrons les courbes conductivité hydraulique – succion obtenues et l'écart type associé, et dans la Figure II-21 les courbes obtenues.

Tableau II-6 : Conductivité hydraulique à plusieurs succions et profondeurs

Profondeur	5 cm		35 cm		75 cm	
Succion (mm)	Moyenne	Ecart type	Moyenne	Ecart type	Moyenne	Ecart type
6	**$2,6*10^{-6}$**	$3,9*10^{-8}$	**$6,1*10^{-6}$**	$1,6*10^{-6}$	**$2,5*10^{-6}$**	$1,8*10^{-6}$
30	**$6,1*10^{-7}$**	$1,5*10^{-7}$	**$1,4*10^{-6}$**	$2,1*10^{-7}$	**$3,4*10^{-7}$**	$2,5*10^{-7}$
60	**$1,8*10^{-7}$**	$7,3*10^{-8}$	**$4,1*10^{-7}$**	$1,1*10^{-7}$	**$1,2*10^{-7}$**	$7,4*10^{-7}$
120	**$8,7*10^{-8}$**	$3,8*10^{-8}$	**$1,7*10^{-7}$**	$6,5*10^{-8}$	**$6,3*10^{-8}$**	$2,7*10^{-9}$

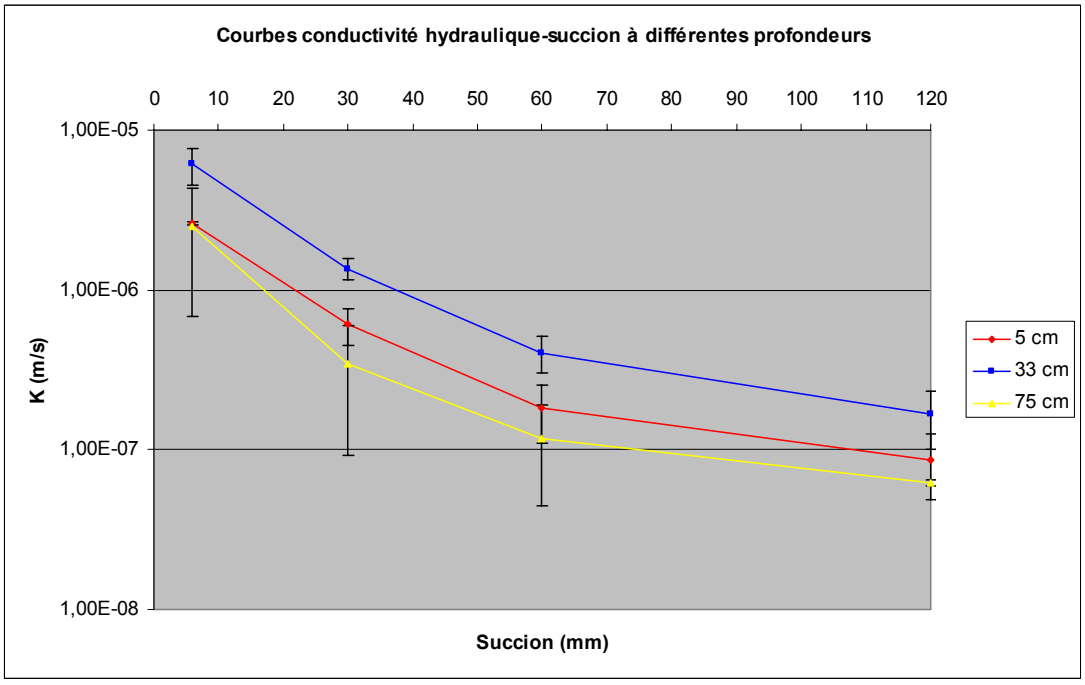


Figure II-21 : Courbes de conductivité hydraulique aux différentes profondeurs

Les valeurs obtenues sont cohérentes entre elles. Au plus proche de la saturation, à 6 mm de succion, la conductivité hydraulique varie entre $2,5*10^{-6}$ et $6,1*10^{-6}$ m/s pour les trois

horizons. A la succion la plus forte appliquée, 120 mm, K varie entre $1.65*10^{-7}$ et $6.27*10^{-8}$m/s. Nous observons cependant que :

- l'horizon de transition entre la couche labourée et le schiste altéré est le plus perméable, et cela pour les 4 succions, ce qui semble surprenant au premier abord,
- il n'y a pas de discontinuité significative entre les conductivités hydrauliques aux trois profondeurs explorées. Nous supposons que cela est dû à un schiste altéré localement plus perméable ou à une discontinuité d'apparition du schiste altéré.

Les valeurs trouvées ne peuvent être considérées représentatives de l'ensemble du versant, car la surface explorée pour chaque profondeur n'était approximativement que de 1 m^2, dans une seule fosse, et que cette grandeur présente une forte variabilité spatiale.

Nous présenterons dans le chapitre V consacré à la modélisation en milieu variablement saturé les paramètres de la fonctionnelle de Van Genuchten choisis pour décrire les sols à chaque profondeur.

c. Infiltromètrie dans les parois du fossé en travers de la pente

La perméabilité des parois du fossé est un paramètre important pour la dynamique des échanges nappe-fossé. Nous avons essayé d'estimer la conductivité hydraulique à saturation des parois du fossé en travers de la pente, selon un protocole expérimental mis au point par Marofi (1999) et qui implique l'utilisation d'un système à double cylindre modifié.
Il s'agit d'un système composé de deux doubles plaques permettant de barrer un tronçon de fossé d'une certaine longueur. Nous pouvons le voir dans la Figure II-22 a et schématiquement dans la Figure II-22 b.

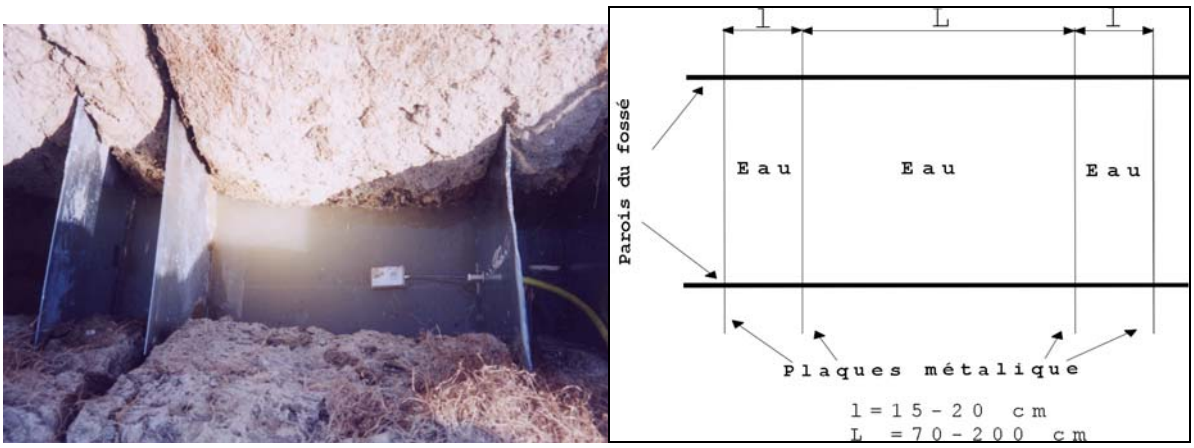


Figure II-22 : Image (a) et schéma (b) du dispositif de mesure Muntz modifié

Les plaques sont enfoncées d'une dizaine de centimètres dans les parois et le fond du fossé. Il en résulte trois compartiments, deux extérieurs et un intérieur. Les compartiments extérieurs permettent d'éliminer les erreurs dues à l'infiltration latérale.

Un niveau d'eau identique est maintenu dans les trois compartiments. Grâce à un système de chasse d'eau, le niveau d'eau est maintenu constant dans le compartiment intérieur. Comme pour le système double anneau, la mesure s'effectue dans le compartiment central. Le volume d'eau qui alimente le compartiment intérieur est mesuré par un compteur d'eau.

Les conditions initiales avant de commencer à apporter de l'eau dans les compartiments étaient :

- Nappe superficielle inexistante,
- Nappe profonde présentant une profondeur moyenne de 120 cm,
- Fond du fossé sec.

Ces mesures ont été effectuées pour deux hauteurs d'eau de 15 cm et environ 30 cm, en deux emplacements du fossé en travers de la pente. L'écoulement se stabilisait après 100-180 minutes. Les résultats sont montrés dans le Tableau II-7 et Figure II-23.

Tableau II-7 : Valeurs de conductivité hydraulique à saturation des parois du fossé en travers de la pente.

No	*Emplacement*	*Hauteur d'eau* (cm)	*Profondeur d'eau Entre (cm)*		*Situation*	K_{sat} (m/s)
1	*Moitié aval*	*15*	*80*	*65*	*Inférieure à*	$1,1*10^{-7}$
2	*Moitié aval*	*35*	*80*	*45*	*Egale à*	$7,1*10^{-6}$
3	*Moitié amont*	*15*	*75*	*60*	*Inférieure à*	$3,0*10^{-8}$
4	*Moitié amont*	*30*	*75*	*45*	*Egale à*	$3,3*10^{-6}$

Nous avons estimé une conductivité hydraulique à saturation moyenne en appliquant la loi de Darcy. Elle est le rapport entre le flux d'infiltration et la surface mouillée, en supposant que le gradient hydraulique est unitaire.

Lors des mesures effectuées à une hauteur d'eau imposée de 15 cm, c'est-à-dire entre 60-80 cm de profondeur, le flux d'eau infiltré était trop faible pour que notre dispositif puisse le mesurer. Ainsi pour ces profondeurs, nous ne pouvons qu'indiquer des valeurs légèrement supérieures aux vraies valeurs de K_{sat} (correspondant à une K_{sat} virtuelle calculée avec le dernier flux mesuré). Les valeurs plus significatives de K_{sat} ont été obtenues pour des niveaux d'eau supérieurs à 60 cm de profondeur. Ces résultats laissent supposer l'apparition d'un horizon peu perméable à partir de 60-65 cm. Ils ne concordent pas avec les résultats des mesures TRIMS, qui ne mettent pas en évidence une différence forte entre la conductivité en surface et à 75 cm de profondeur. L'explication la plus plausible est celle d'une forte hétérogénéité du site, avec une profondeur moindre d'apparition du schiste altéré en dessous du fossé, la fosse des mesures TRIMS se situant à environ 6 mètres du fossé.

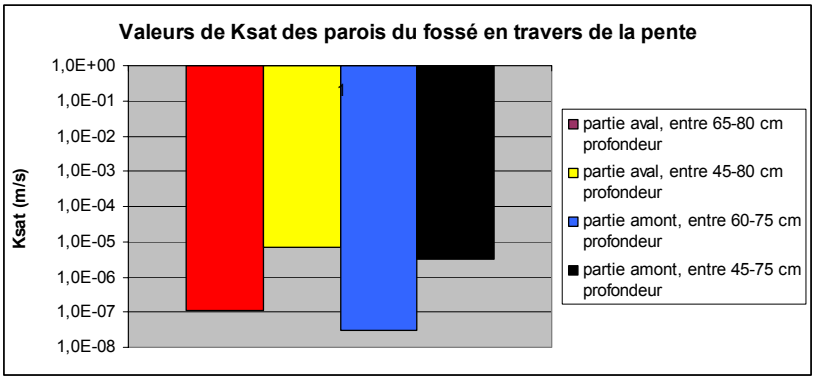


Figure II-23 : Valeurs de Ksat des parois du fossé en travers de la pente

d. Choc hydraulique

Un essai par choc hydraulique permet de définir les caractéristiques hydrodynamiques d'un aquifère souterrain. Cette méthode présente l'avantage d'une mise en œuvre facile, mais l'inconvénient de ne fournir qu'une information localisée de la conductivité hydraulique. C'est une méthode qui se prête bien à des aquifères de faible perméabilité, de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-10} m/s, et que nous avons mise en œuvre sur notre site pour la nappe profonde.

Le principe du choc hydraulique consiste à provoquer dans le puits une variation quasi "instantanée" de la charge hydraulique, et de suivre au cours du temps la relaxation du niveau d'eau dans le piézomètre. La modification de la charge hydraulique peut se faire dans les deux sens : soit par ajout d'eau dans le piézomètre (« SLUG TEST »), soit par pompage à l'aide d'une pompe (« BAIL TEST »), selon notamment le niveau d'eau initial dans le piézomètre testé.

Kirmaier (2001) a déterminé la conductivité hydraulique de la couche de schiste sain dans plusieurs piézomètres profonds situés sur le versant expérimental de la Jaillière. Les données obtenues ont été interprétées par la méthode Hvorslev (1951) et celle de l'abaque (Degallier et De Marsily, 1977). Nous allons présenter ces méthodes.

Méthode de Hvorslev

Hvorslev (1951) a dévéloppé une méthode d'interprétation des essais par choc hydraulique pour les essais réalisés en nappe captive dans un puits complet (la base du piézomètre atteint le substratum de la nappe) ou incomplet. Le schéma d'un choc hydraulique en nappe captive en pompage est montré dans la Figure II-24 :

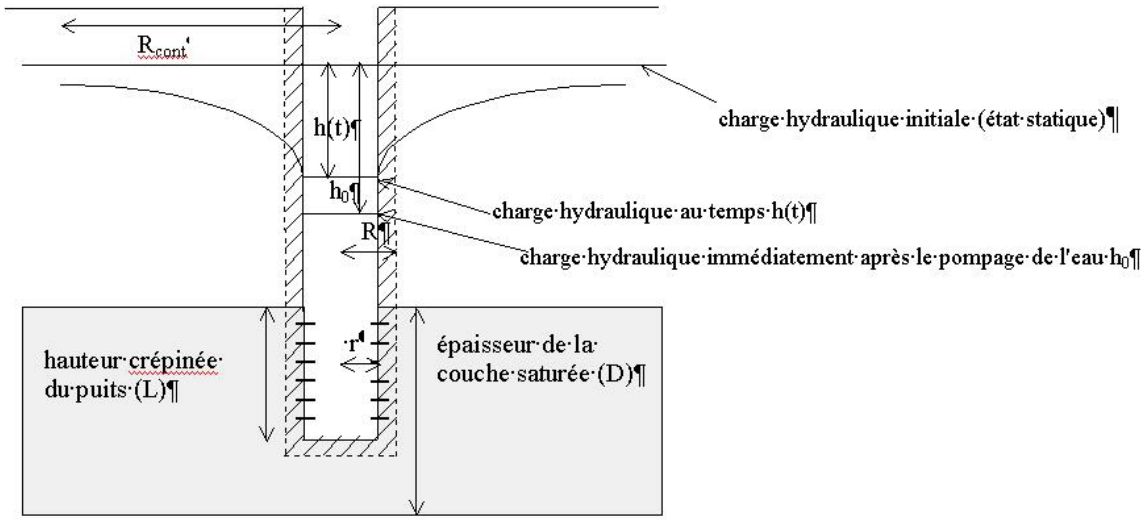


Figure II-24 : Schéma du choc hydraulique en nappe captive en pompage

La forme générale de l'équation de Hvorslev est :

$$K = \frac{r^2 \ln\left(\frac{L}{R}\right)}{2LT_l} \qquad \text{Eq. II-20}$$

où :

K est la conductivité hydraulique du terrain testé [m/s]

r est le rayon intérieur du puits [m]
L est la longueur de la zone crépinée [m]
R est le rayon intérieur du forage du puits [m]
T_1 est le temps quand $h(t)/h_0 = 0{,}37$
où : h(t) est la charge hydraulique variable en temps
h_0 est la charge hydraulique immédiatement après le pompage de l'eau

L'interprétation se fait sur un graphique en coordonnées semi-logarithmiques avec en abscisse le temps et en ordonnée (échelle logarithmique) le rapport $h(t)/h_0$. Une droite d'ajustement est calée sur les valeurs $h(t)/h_0$. On détermine le temps (T_1) où $h(t)/h_0 = 0{,}37$ et nous pouvons alors calculer K d'après l'équation Eq. II-20.

Méthode de l'abaque (méthode graphique)
Degallier et de Marsily (1977) ont présenté les solutions analytiques d'un choc hydraulique réalisé en nappe captive mais pour un piézomètre complet, ce qui n'est pas notre cas. Nous avons cependant estimé la conductivité hydraulique avec cette méthode, afin d'obtenir un ordre de grandeur des conductivités des schistes sains et de disposer de valeurs à comparer à celles obtenues par la méthode précédente.

La relation proposée se présente sous la forme d'une famille de courbes dépendant de deux paramètres décrite par la fonction suivante :

$$\frac{\Delta h(t)}{\Delta h_0} = \frac{4\alpha}{\pi^2}\int_0^{\infty} \frac{\exp\left(\frac{-T.t.u^2}{R^2.S}\right)}{u.F(u)}du \qquad \text{Eq. II-21}$$

Où :

R est le rayon intérieur du forage du puits [m]
r est le rayon intérieur du puits [m]
S est le coefficient d'emmagasinement [-]
T est la transmissivité [m^2/s]

$$\alpha = S(R/r)^2 K \qquad \text{Eq. II-22}$$

$$F(u) = [uJ_0(u) - \alpha J_1(u)]^2 + [uY_0(u) - \alpha Y_1(u)]^2 \qquad \text{Eq. II-23}$$

Jn et Yn sont des fonctions de Bessel de 1ère et 2ème espèce et d'ordre n (fonctions détaillées dans l'annexe 5)

La solution est représentée sur un graphique en coordonnées bilogarithmiques. L'abaque se compose de la famille de courbes $\Delta h(t)/\Delta h_0 = f(T_r)$, avec T_r le temps réduit tel que $T_r = T.t/r^2$ (Figure II-25).

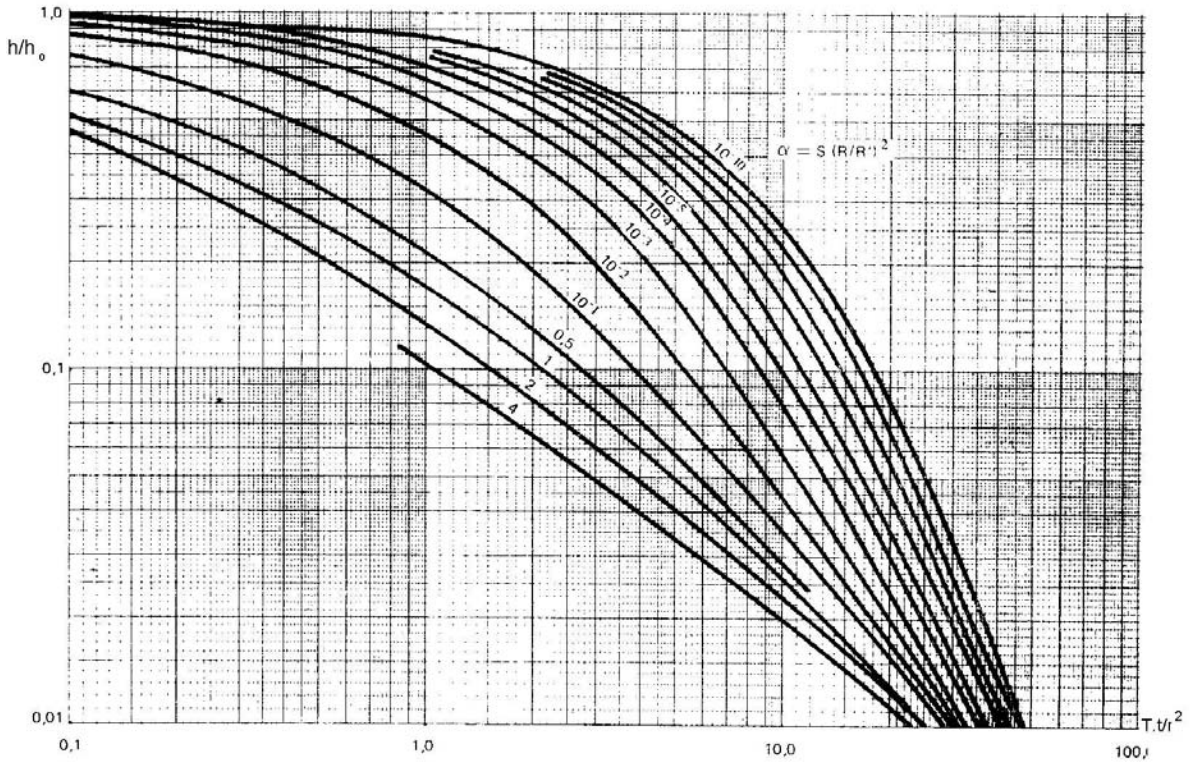


Figure II-25 : Graphique de la courbe $\Delta h(t)/\Delta h_0 = f(T_r)$ *pour différentes valeurs de* α *, d'après Dégallier et Marsily (1977).*

La superposition graphique de la courbe mesurée sur l'abaque permet de déterminer α et la correspondance temps réduits/temps réel. Il en résulte :

$$T = \frac{r^2}{t_i} \quad \text{et} \quad S = \alpha\left(\frac{r}{R}\right)^2$$

où :

t_i est le temps réel coïncidant avec le temps réduit de 1 sur l'abaque.

Nous pouvons dans notre cas assimiler les transmissivités et conductivités hydrauliques pour deux raisons :

- la hauteur crépinée e des piézomètres est 1 m, et donc T= K.e=K,
- la nappe profonde à cette période de l'année est captive, donc le toit de la nappe se confond avec la base de la couche imperméable.

Les résultats des chocs hydrauliques effectués par Kirmaier (2001) sont présentés dans le Tableau II-8.

Les deux méthodes donnent des estimations des conductivités hydrauliques qui se situent dans la gamme des valeurs normales pour les schistes. Cependant, il faut noter une différence systématique d'un ordre de grandeur entre les estimations obtenues par la méthode graphique et celles obtenues par la méthode de Hvorslev.

Tableau II-8 : Estimation de la conductivité hydraulique par la méthode du choc hydraulique (m/s)

Piézomètre	*Abaque* (méthode graphique)	HVORSLEV (méthode simplifiée)	K_{Abaque}/ $K_{HVORSLEY}$
F9	$1,4*10^{-5}$	$7,1*10^{-7}$	20,1
F10	$5,8*10^{-6}$	$3,6*10^{-6}$	1,6
F11	$1,4*10^{-5}$	$5,9*10^{-7}$	24,1
F12	$6,3*10^{-6}$	$5,7*10^{-7}$	11,2
F13	$1,5*10^{-5}$	$3,6*10^{-6}$	4,2
F17	$1,6*10^{-5}$	$1,2*10^{-6}$	13,4
F20	$1,8*10^{-5}$	$1,7*10^{-6}$	10,7
F22	$1,4*10^{-4}$	$1,2*10^{-5}$	11,6
F25	$9,1*10^{-5}$	$4,8*10^{-5}$	21,8

Nous notons par ailleurs les valeurs très fortes de conductivité hydraulique obtenues pour le piézomètre F22, piézomètre qui se trouve juste à l'aval du fossé. Cela est peut-être dû soit à une mauvaise installation du piézomètre, soit à l'existence locale d'un matériel plus perméable. Nous verrons dans les chapitres suivants que ce piézomètre a effectivement un comportement particulier.

e. Conclusions sur les mesures des caractéristiques hydrodynamiques

Nous avons effectué quatre types de mesures pour obtenir les paramètres hydrodynamiques à la surface du sol, à différentes profondeurs, dans la couche de schiste sain et sur les parois du fossé. Pour la couche de schiste altéré nous n'avons pu faire aucune mesure d'infiltrométrie : les piézomètres ne sont pas crépinés à la profondeur correspondante pour faire des chocs hydrauliques, et les infiltromètres utilisés n'étaient pas adaptés à la faible conductivité hydraulique des schistes altérés.

Pour la couche labourée du sol, à la surface et à 5 cm de profondeur, la conductivité hydraulique se situe aux alentours de $5*10^{-6}$ m/s. Les mesures TRIMS n'indiquent pas de fortes différences de conductivité de la surface à 75 cm de profondeur, alors que les mesures effectuées dans le fossé laissent au contraire supposer l'apparition d'un horizon peu perméable à partir de 60-65 cm. La perméabilité des parois du fossé pour des niveaux d'eau supérieurs à 60 cm varie de $3*10^{-6}$ à $7*10^{-6}$ m/s.

Les mesures MUNTZ (saturé) et TRIMS (à 6 mm succion), à 5 cm profondeur indiquent également des valeurs de conductivités hydrauliques du même ordre de grandeur, $1,13*10^{-6}$ m/s pour MUNTZ et $2,61*10^{-6}$ m/s pour TRIMS. Ces données seront utilisées dans le chapitre V lors de la modélisation en milieu variablement saturé.

Les essais de chocs hydrauliques indiquent pour le schiste sain des valeurs de conductivité hydraulique à saturation de 10^{-5} à 10^{-7} m/s, qui varient significativement en fonction de la méthode d'estimation utilisée.

2.3. Présentation du fossé parallèle à la ligne de plus grande pente

Compte tenu des objectifs que nous nous sommes fixés, notamment d'étudier le rôle de transfert d'un fossé, il nous a semblé nécessaire de compléter le dispositif expérimental du fossé en travers de la pente par l'instrumentation d'un deuxième fossé, situé plutôt dans le sens de la pente. Ce fossé a également pour vocation de servir de support à des simulations d'injection de produits phytosanitaires, afin d'estimer la capacité de rétention de ces produits dans les fossés, dans le cadre de la thèse de Christelle Margoum (2003).

Plus précisément, du point de vue hydrologique et hydraulique, les buts de cette étude sont à terme :

- la quantification du rabattement latéral de la nappe superficielle ;
- la quantification des gradients hydrauliques entre la nappe et le fossé (gradient transversal donc), mais aussi des gradients longitudinaux le long du fossé ;
- la détermination du type de fonctionnement : infiltration ou drainage en fonction du niveau de la nappe ;
- l'estimation des lois hydrauliques qui gouvernent l'écoulement dans un tel fossé, où le tirant d'eau est faible et souvent du même ordre de grandeur que la hauteur de la végétation.

Nous avons à cet effet choisi un fossé existant, collecteur d'un réseau de drainage, situé également sur le domaine de la Jaillière (situé sur Figure II-4). Nous avons instrumenté un tronçon d'environ 240 mètres de long, situé entre deux bouches de drainage et entre deux parcelles non drainées, afin que le drainage par tuyaux enterrés n'influence pas son fonctionnement, si ce n'est en contribuant au débit arrivant à l'amont de ce tronçon.

La Figure II-26 illustre la topographie du site. A gauche du fossé, s'étend une zone plane et boisée et à droite, un versant supportant des parcelles cultivées (céréales et pâturage). La pente du terrain varie entre 2 et 4,5%. Sur la partie boisée, les mesures topographiques ont été limitées généralement aux berges du fossé car le site est difficilement accessible.

2.3.1. Caractérisation géologique

La géologie du site est globalement la même que celle du versant expérimental présenté plus haut. On observe néanmoins quelques variations : en juin 2001, lors du creusement des piézomètres profonds, nous avons fait étudier les coupes lithologiques de six forages (Fondasol, 2001). La profondeur des forages est de 6 m. Les coupes lithologiques sont présentées en annexe 1 et résumées ci après.

Pour tous les forages (voir leur répartition spatiale Figure II-26), la profondeur de la terre végétale varie entre 0,4 et 0,6 m. Pour les forages au-dessous de la terre végétale et jusqu'à 1,7 – 2,5 m, se trouvent du limon marron, du limon marron avec des gravillons (supposé être du schiste décomposé), du limon jaunâtre puis parfois du schiste décomposé limoneux et graveleux. A partir de 1,7 - 2,5 m et jusqu'à 6 m de profondeur, l'étude a mis en évidence la présence de schistes (jaunâtre, marron, gris, ocre avec passage grisâtre) à l'exception du LP10

où le schiste altéré descend jusqu'à 4,5 m. Pour LP12, le forage n'a mis en évidence que du schiste altéré marron jusqu'à 6 m, la profondeur maximale de forage.

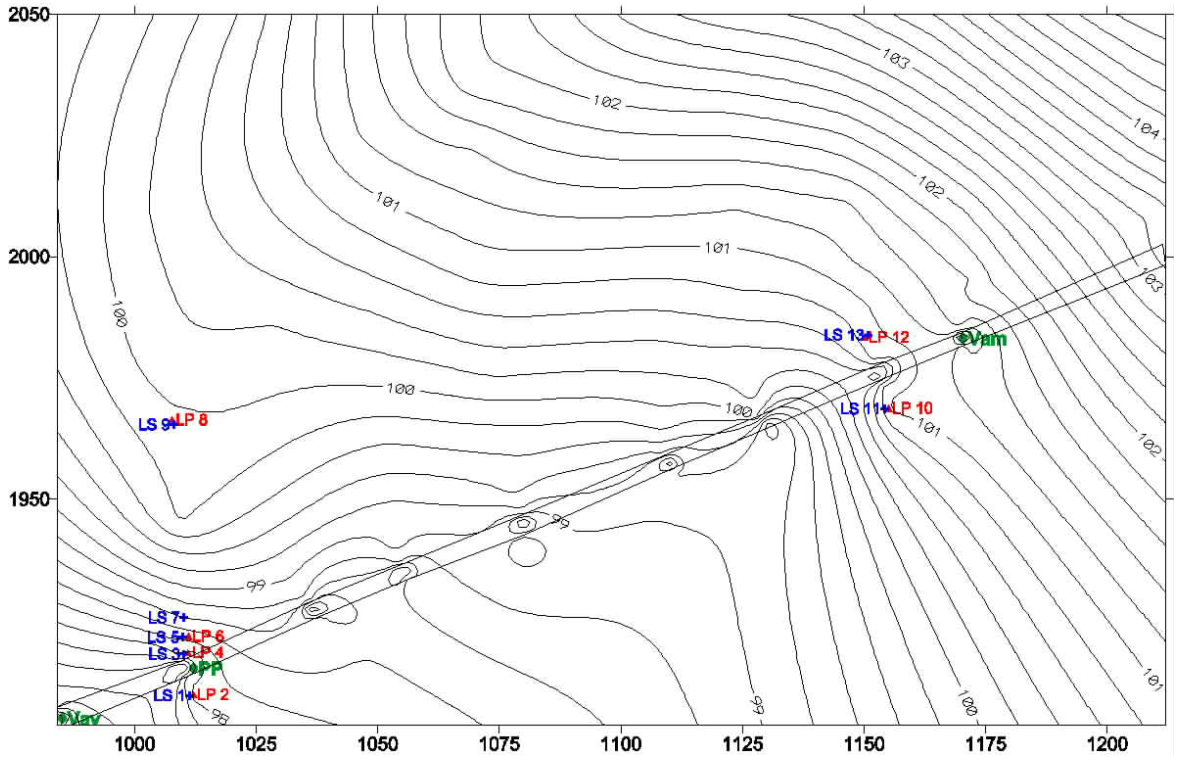


Figure II-26 : Carte du site du fossé parallèle à la ligne de plus grande pente (m)

Nous voyons donc que la succession [sol / schiste altéré / schiste sain] mise en évidence sur le versant du fossé en travers est ici plutôt remplacée par une succession [sol / limon / schiste altéré / schiste sain] où la couche de limon peut être assez épaisse. Reste à voir si cela induit un comportement différent du point de vue hydrogéologique.

Les caractéristiques géométriques du fossé sont présentées dans le Tableau II-9. La section trapézoïdale du fossé est relativement régulière, quoique présentant des déformations locales.

Tableau II-9 : Les caractéristiques géométriques du fossé parallèle à la ligne de plus grande pente

Largeur fond	De 0,2 à 0,4 m
Profondeur	De 1 à 1,20 m
Pente des Talus	De 0,87 à 1,2
Largeur surface	De 2,5 à 2,7 m
Pente du fossé	De 3 à 5%
Longueur	240 m

Le fossé est fortement végétalisé : les parois du fossé sont enherbées et une végétation hydrophile parfois très abondante se développe sur le fond (Figure II-27). Il est fauché régulièrement.

Figure II-27 : Vue du fond du fossé, fortement végétalisé.

2.3.2. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental est présenté schématiquement sur la Figure II-28. Nous allons présenter chacun de ses composantes.

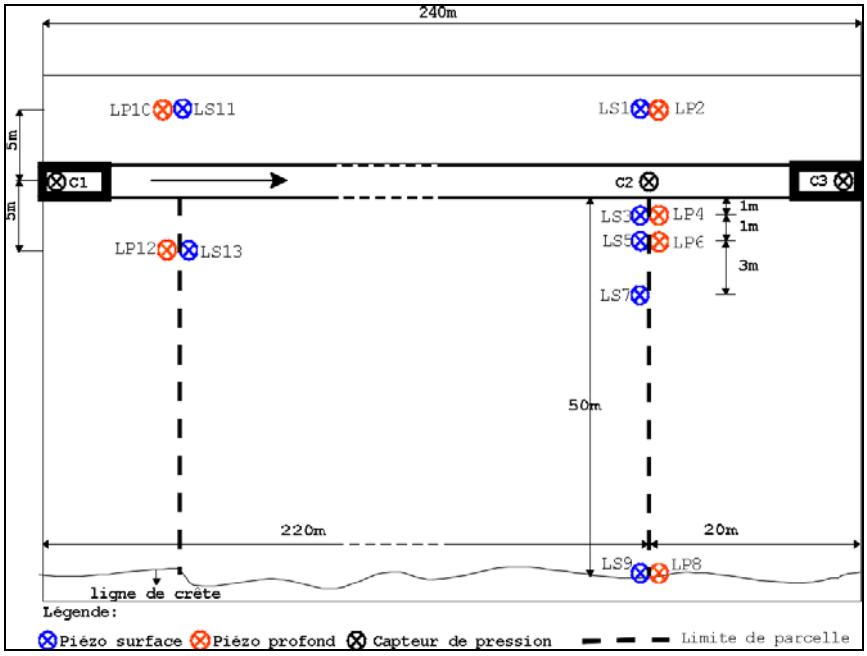


Figure II-28 : Schéma du dispositif expérimental du fossé en long de la pente

a. Piézomètrie

Nous avons installé des piézomètres profonds (LP) et de surfaces (LS) sur deux transects perpendiculaires au fossé (Figure II-28). Le transect amont est composé de LP10, LS11, LP12 et LS13. Le transect aval est composé de : LS1, LP2, LS3, LP4, LS5, LP6, LS7, LS9 et LP8. Les piézomètres de surface descendent à 1 m et sont crépinés sur toute leur longueur. Les piézomètres profonds arrivent à 6 m de profondeur et sont crépinés entre 3 et 6 m. Les mesures sont manuelles, effectuées à l'aide d'une mire piézoélectrique avec un pas de temps hebdomadaire ou bimensuel.

b. Mesure du niveau d'eau dans le fossé

Nous avons installé une prise de pression pour mesurer le tirant d'eau dans le fossé au niveau du transect aval de piézomètres. Le schéma du dispositif est présenté dans la Figure II-29. La prise de pression est composée d'un tuyau en forme de L. L'accès de l'eau se fait à travers une zone crépinée. Le tube vertical permet l'accès d'un capteur de pression. Pour mesurer et stocker les données nous avons utilisé un capteur autonome type DIVER, également utilisé dans le dispositif expérimental du fossé en travers de la pente.

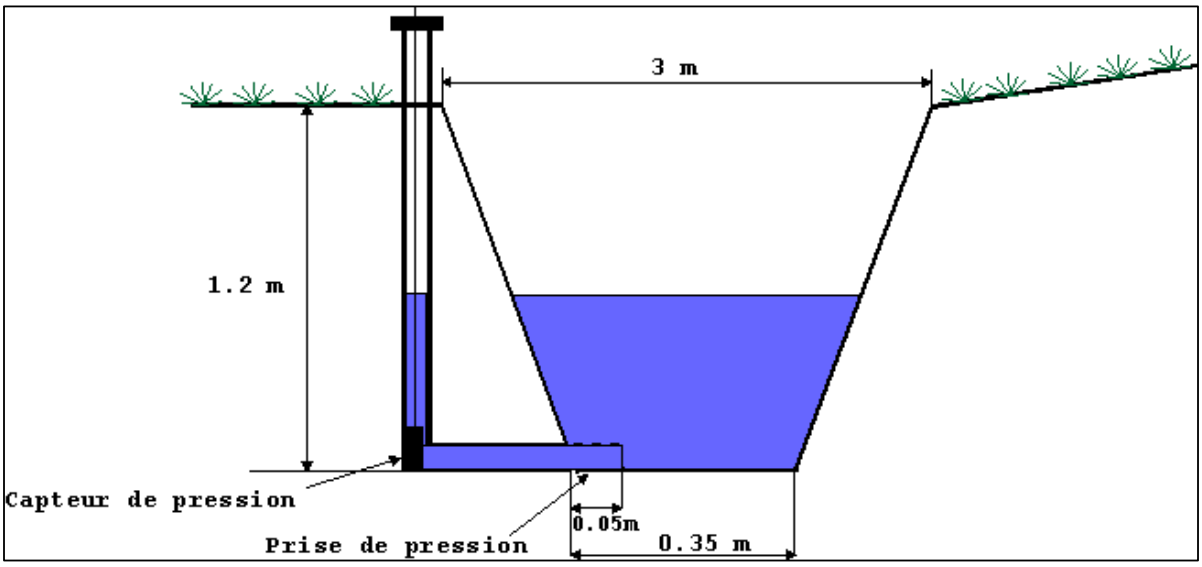


Figure II-29 : Prise de pression pour la mesure du niveau d'eau

c. Estimation et mesure du débit

Le système de mesure de débit à l'amont et à l'aval du tronçon devait répondre à certaines contraintes parfois antagonistes :

- permettre une large gamme de mesure de débits,
- ne pas monter artificiellement la ligne d'eau à son amont,
- assurer une bonne précision, pour un prix raisonnable.

Afin de choisir le type de dispositif le plus adapté, nous avons estimé le débit maximal transité par ce fossé, dans sa section amont et dans sa section aval. Ainsi, en prenant en compte toutes les entrées d'eau à l'amont du fossé (drainage des parcelles à l'amont et ruissellement sur ces parcelles) nous avons estimé le débit d'entrée maximal à 37 l/s. Ensuite, nous avons estimé le débit drainé par le fossé (rabattement latéral) et le ruissellement direct intercepté : ces deux débits ont été ajoutés au débit amont. Le débit aval ainsi estimé est de 59 l/s. Les débits maximaux attendus sont donc relativement importants (car alimentés par des débits de pointe de réseau de drainage) alors que les débits courants sont plutôt de 2 à 3 l/s (Margoum, 2003). La gamme de débits à couvrir est donc importante, et notre choix s'est porté vers des canaux jaugeurs à col trapézoïdal. Un canal jaugeur à col trapézoïdal fonctionne sur le même principe qu'un canal venturi mais présente l'avantage d'une plage de débits mesurés plus large.

Le schéma du canal est présenté dans la Figure II-30. Dans la vue de dessus nous avons :

1. un canal d'approche,

2. le plan incliné du seuil. C'est une section de convergence des lignes de courant où la vitesse d'eau augmente,
3. la plate-forme du seuil, où la vitesse augmente encore,
4. la zone de transition qui donne dans une zone divergente. Pour ce type de canal la zone de transition est nulle,
5. le canal de sortie. La cote de son fond assure un écoulement non noyé,
6. Le tube de mesure. La valeur mesurée correspond au tirant d'eau avant le rétrécissement du canal.

Dans la coupe longitudinale (Figure II-30) :

1. P1 est le niveau de référence, (la hauteur du seuil) ;
2. SH1 est la charge au déversoir. Elle est la hauteur de l'eau au-dessus du seuil, avant le rabattement de la ligne d'eau. Dans le tube de mesure, le capteur enregistre SH1 ;
3. SH2 est le niveau d'eau à l'aval du seuil.

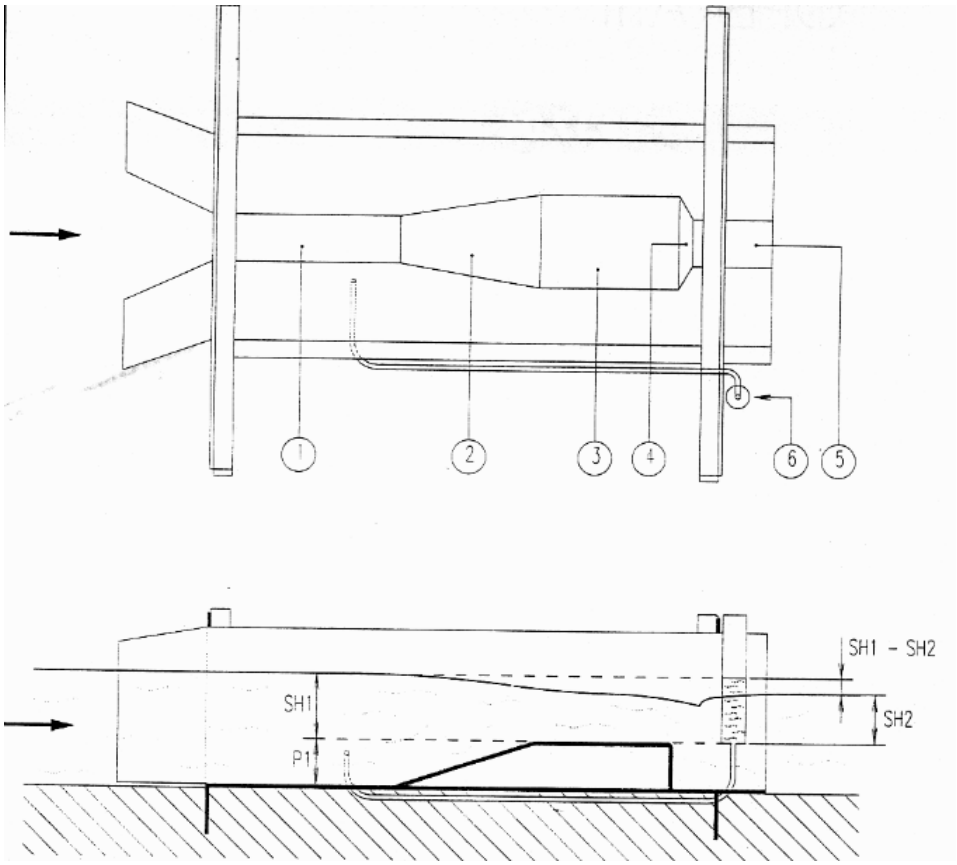


Figure II-30 : Schéma du canal jaugeur à col trapézoïdal, vue d'en haut (au dessus), coupe longitudinale (au-dessous)

Pour avoir une marge de sécurité, nous avons choisi le canal de jaugeage amont dimensionné à 49,5 l/s et l'aval à 89 l/s. Le niveau de l'eau est mesuré avec des capteurs de pression DIVER. La courbe de tarage est fournie par le constructeur (la société hollandaise Eijkelkamp) pour chacun des canaux.

Les Figure II-31 et Figure II-32 nous montrent une image du canal amont et une du canal aval au cours d'un épisode pluvieux important en juillet 2001.

Figure II-31 : Canal jaugeur aval

Figure II-32 : Canal jaugeur amont

La mise en place des canaux a tenu compte des recommandations de la norme AFNOR NFISO 4359, surtout en ce qui concerne le canal d'approche. Pour cela, à l'amont des canaux, nous avons monté des plaques pour assurer la convergence des lignes d'eau. Lors de la mise en place des canaux, nous avons mis en dessous une géogrille souple ayant un maillage serré pour empêcher l'érosion du fond du fossé et le passage de l'eau par-dessous.

2.4. Conclusions

Nous avons dans ce chapitre présenté le site expérimental de la Jaillière, géré par ARVALIS, en Loire Atlantique, sur lequel se situent nos dispositifs expérimentaux : un fossé en travers de la pente et le versant qui le supporte, et un fossé situé dans le sens de la pente, qui collecte et transfère essentiellement des eaux issues de drainage par drains enterrés.
Les différents choix effectués sont présentés et argumentés, compte tenu du but recherché de caractériser au mieux les écoulements sur les versants étudiés, et de déterminer l'influence des fossés sur les écoulements « naturels » du versant.

Dans la suite du mémoire, nous nous concentrerons sur le fossé en travers de la pente, le temps ayant manqué pour analyser les données issues du fossé « en long »

Une caractérisation hydrodynamique des sols du versant supportant le fossé en travers a été effectuée, dont les résultats sont présentés dans ce chapitre : conductivité saturée et non saturée à plusieurs profondeurs et emplacements.

L'étude est compliquée par la coexistence de deux nappes sur le site, dont il conviendra d'étudier pour chacune la dynamique propre, ainsi que leurs interactions, à l'échelle saisonnière mais également événementielle.

Il convient également de noter la difficulté supplémentaire liée à l'inclinaison du fossé en travers de la pente par rapport à la parcelle qui le supporte : cela implique que pour être perpendiculaire à la ligne de plus grande pente, le fossé expérimental n'est pas perpendiculaire à cette parcelle, et draine en partie de l'eau provenant de la parcelle P6. De plus, l'eau parvenant au niveau du fossé par ruissellement n'a pas forcément la même origine, selon qu'elle suive les lignes de labour ou la pente topographique. Ce point compliquera tant l'analyse des données obtenues que notre démarche de modélisation, mais cet emplacement nous a toutefois semblé être celui qui représentait le meilleur compromis entre les différentes contraintes imposées.

Au total nous disposons maintenant d'un dispositif expérimental relativement complet, qui devrait nous permettre d'appréhender la complexité des écoulements souterrains sur le versant expérimental, et l'influence du fossé en travers sur la dynamique de ces écoulements. Une analyse à l'échelle saisonnière des données obtenues est présentée au chapitre suivant, afin d'aboutir à une première formalisation du fonctionnement du versant à l'échelle saisonnière.

Chapitre III: Analyse des données à l'échelle annuelle

3.1. Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté le site expérimental et l'équipement du dispositif expérimental tel que nous l'avons conçu afin qu'il réponde à nos objectifs. Dans ce chapitre, nous allons présenter l'analyse des données obtenues sur le versant expérimental à l'échelle annuelle, afin de cerner dans ses grandes lignes le comportement des deux nappes présentes, selon la position sur le versant et la saison considérée.

Cette étape est un préalable indispensable :

- d'une part à la modélisation à l'échelle du versant que nous mettrons en œuvre au chapitre suivant, afin de quantifier notamment les flux échangés entre les deux nappes. Cette modélisation permettra de surcroît de valider les hypothèses de fonctionnement que nous proposerons ici ;
- d'autre part à l'étude plus fine du comportement du fossé, qui suppose notamment de bien cerner les conditions aux limites auxquelles il est soumis : plus particulièrement, flux provenant de l'amont du versant, nécessité ou non de prendre en compte la dynamique de la nappe profonde pour permettre de rendre compte correctement d'un événement pluvieux à l'échelle du fossé.

L'analyse des données au niveau de l'épisode pluvieux sera présentée dans le chapitre consacré à la modélisation.
Nous rappelons que cette analyse sera menée seulement sur le versant supportant le fossé en travers, le manque de temps et des problèmes métrologiques (capteurs de pression autonomes mal adaptés à la mesure de la hauteur d'eau dans les capteurs Venturi) ne nous ayant pas permis de mener un travail parallèle sur le fossé en long.

Sur le site du fossé en travers de la pente, nous avons pu acquérir des données pour presque trois années agricoles : septembre 2000 – août 2001, septembre 2001 – août 2002, septembre 2002 - avril 2003.

Nous présentons dans un premier temps en détail l'analyse des données relatives à la première année, afin de déterminer les principales zones de comportement homogènes sur le versant, et les différentes périodes de fonctionnement à l'échelle annuelle. Les deux autres années de données seront alors utilisées pour confirmer ou non ces hypothèses de fonctionnement et pointer les différences entre ces années successives.

3.2. Analyse des données de l'année agricole septembre 2000-août 2001

Nous allons analyser les données disponibles pour l'année agricole septembre 2000 – août 2001. Nous rappelons que :

- Pendant toute l'année nous disposons de données de précipitations horaires, d'évapotranspiration journalière, et de données piézométriques avec une fréquence de 7 à 15 jours pour tous les piézomètres (acquisition manuelle),
- A partir du 1er décembre 2000, nous disposons de données horaires pour certains piézomètres équipés des capteurs autonomes ou de capteurs de pression (voir la répartition des capteurs chapitre II, Tableau II-3).

Il est à noter que durant cette première année, le système de mesures du débit drainé par le fossé ne fonctionnait pas correctement, l'écoulement n'étant pas dénoyé, par suite d'un problème d'évacuation (tranchée d'évacuation pas suffisamment pentue). Le fossé fonctionnait donc pendant cette période comme un gros piézomètre. Ce problème a été résolu en juin 2001.
De même, les problèmes liés à la collecte du ruissellement ont été résolus à la même période, et il est très probable que les débits ruisselés mesurés cette première année aient été-sous estimés.

3.2.1. Précipitations et ETP

L'automne 2000 et l'hiver 2000-2001 ont enregistré des quantités importantes de précipitations, la lame cumulée est de 1037,9 mm, 40% de plus que la moyenne inter-annuelle 1982-2000. Les précipitations mensuelles ont été supérieures aux moyennes mensuelles sauf pour février, mai et juin (Tableau III-1).

Tableau III-1 Précipitations moyennes entre septembre 2000 et août 2001 et comparaison avec les moyennes mensuelles inter-annuellse 1982-2000

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Total
Pluie moyenne mensuelle 1982-2000 (mm)	67	72	77	84	77	64	45	63	54	53	50	37	742
Pluie mensuelle 2000-2001 (mm)	87	126	121	95	126	51	127	80	39	25	122	37	1038
ETP mensuelle* 2000-2001 (mm)	59	18	4	6	4	12	29	57	107	130	114	98	636

*ETP est estimée avec la formule de et Penman-Monteith en utilisant les mesurées de la station météorologique de la Jaillière

De septembre à avril, l'ETP est inférieure aux précipitations, de mai à juillet la situation s'inverse. Exceptionnellement, le mois de juillet a enregistré un épisode pluvieux fort qui a fait que la quantité totale de précipitations a dépassé l'ETP (Figure III-1). La parcelle P6 a reçu un apport hydrique par irrigation de 40 mm en juillet 2001.

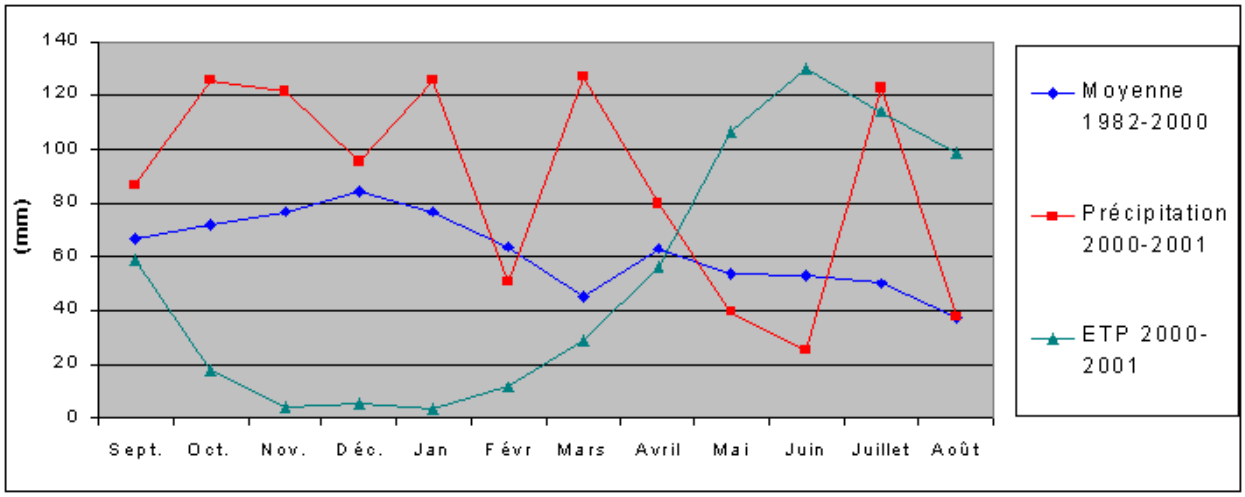


Figure III-1 Précipitations moyennes inter-annuelles (1982-2000), précipitations et ETP de septembre 2000 à août 2001

Dans la Figure III-2, nous pouvons observer la pluviométrie horaire du 01/09/2000 au 31/08/2001. L' intensité horaire moyenne dépasse rarement 4 mm/h ($1{,}11*10^{-6}$ m/s), cependant, on a enregistré des valeurs extrêmes allant jusqu'au 13 mm/h (le 19/09/2000).

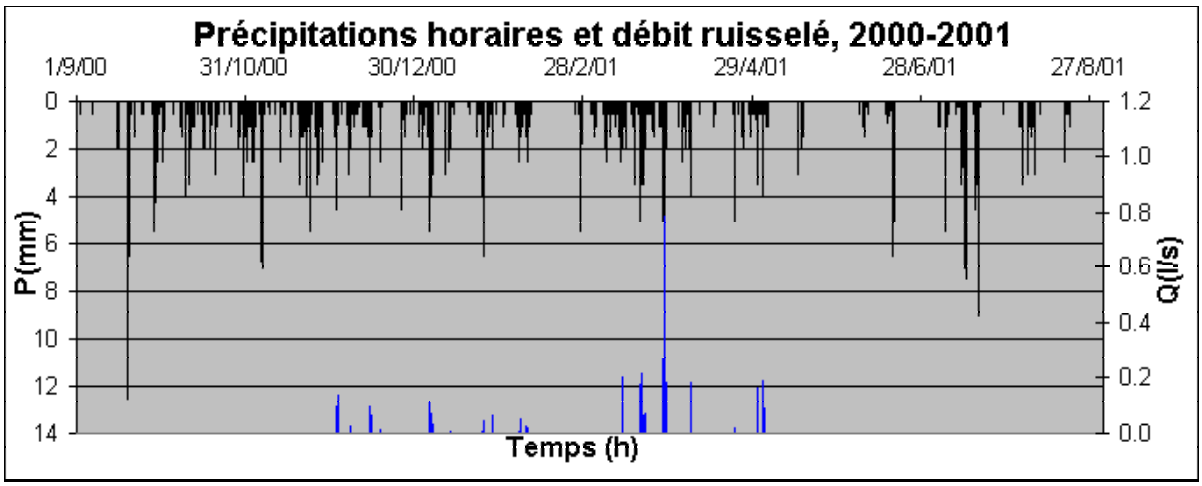


Figure III-2 : Précipitations horaires et débit ruisselé sur la parcelle expérimentale, 2000-2001

3.2.2. Ruissellement.

Même si l'intensité de la pluie est en général inférieure à la conductivité à saturation moyenne de l'horizon labouré ($K=5{,}6*10^{-6}$=20mm/h), le ruissellement existe parfois, dû principalement au refus d'infiltration quand la nappe superficielle affleure à la surface du sol.

Sur la parcelle expérimentale, le débit ruisselé enregistré par le système de mesure a été faible, présentant un maximum de 0,8 l/s (Figure III-2). La surface de ruissellement n'est pas connue exactement, comme nous l'avons exposé au chapitre précédent : elle peut varier entre

850 m^2 (compte tenu du critère topographique) et 5200 m^2 (effet des lignes de labour*)*. Le débit le plus fort (0.8 l/s) a été produit par l'épisode pluvieux du 28 mars 2001. Nous obtenons une lame ruisselée maximale comprise entre 0,55 mm/h et 3,38 mm/h, selon que nous considérons comme surface ruisselante la surface délimitée en prenant en compte l'effet du labour et celle délimitée uniquement par la topographie. La dernière valeur est supérieure à la lame ruisselée maximale de 2,17 mm/h sur la parcelle témoin P1, non drainée (le 12/11/2000). Le rapport entre ces deux estimations de lame ruisselée est de six.

3.2.3. Drainage en parcelle drainée

Lesaffre (1988) et Zimmer (1988) définissent trois saisons de drainage en sols à excès d'eau temporaire sous climat tempéré :

- **la saison d'amorce du drainage** qui s'étend de l'été à la fin de l'automne. Le sol est sec ; à la fin de l'été l'humidité commence à augmenter quand la pluie devient supérieure à l'évapotranspiration. Le système de drainage peut fonctionner épisodiquement lors de pluies fortes. Le coefficient de restitution du système de drainage (rapport entre la hauteur d'eau drainée à la hauteur des précipitations au cours d'une période donnée) reste très faible.
- **La saison de drainage intense** (SDI) couvre la fin de l'automne, l'hiver et le début du printemps. Cette saison débute quand une nappe superficielle est installée : les réponses aux pluies sont très rapides et le coefficient de restitution est proche de 100 %. Sur le site de la Jaillière, en année normale, la saison de drainage intense finit fin-février Kao (1994).
- **La saison de fin de drainage** correspond à la fin du printemps et au début de l'été. Cette saison commence quand l'évapotranspiration devient de manière durable supérieure aux précipitations. Les écoulements sont très faibles jusqu'au tarissement et le coefficient de restitution est également très faible.

La Figure III-3 et le Tableau III-2 montrent les dates de début et de fin de la saison de drainage intense (SDI) estimées par la méthode des doubles cumuls ainsi que les caractéristiques de la SDI, pour les deux parcelles P5 et P6. Si pour la date de fin de la SDI, les deux parcelles indiquent la même date (le 6 mai 2001) il n'en est pas de même pour le début. En effet, sur la parcelle P6 (le 15 octobre 2000) la SDI commence avec 2 semaines d'avance que sur la parcelle P5 (le 29 octobre). Cette différence est due au positionnement sur le versant de la parcelle P6 qui favorise un apport latéral de l'amont pour la nappe profonde qui soutient ainsi la nappe superficielle, alors que la parcelle P5 est située à l'amont sur le plateau. Nous notons de même que le coefficient de restitution pendant la SDI est bien plus fort sur P6 que sur P5.

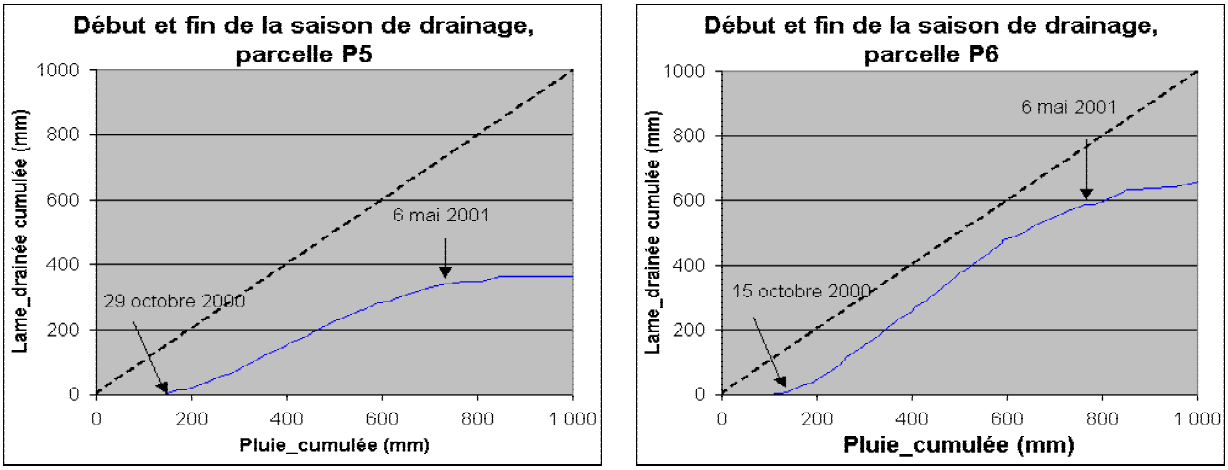


Figure III-3 : Dates de débuts et de fins de la saison de drainage intense par la méthode des doubles cumuls, 2000-2001

Tableau III-2 : Caractéristiques de la saison de drainage intense pour les parcelles P5 et P6, 2000-2001

Parcelle	Lame cumulée de 01 sept 00 à 30 août 01 (mm)	Date de début de la SDI	Date de fin de la SDI	Durée de la SDI (jour)	Lame cumulée pendant SDI (mm)	Pluie cumulée pendant SDI (mm)	Coefficient de restitution de la SDI (%)
P5	363	29 oct 2000	6 mai 2001	190	350	676	52
P6	661	15 oct 2000		204	629	748	84

Zimmer (1988) en citant Chopin, (1988) montre que les infiltrations en profondeur peuvent être estimées en calculant le bilan hydrique sur une période assez longue, en se plaçant entre deux fins de tarissement de sorte que les stocks hydriques du sol soient peu différents. Dans le Tableau III-3 nous avons estimé les termes du bilan hydrique (Eq. III-1) des parcelles P5 et P6 pour l'année agricole 2000 – 2001 en considérant que les stocks hydriques du sol sont les mêmes au début de la période et à sa fin.

$$(P + Ir + Ap) - (ETP + D + R + Ip) = \Delta S \qquad \text{Eq. III-1}$$

où :
P est la pluie (mm)
Ir est l'apport par irrigation (mm)
Ap est l'apport de la nappe profonde vers la nappe superficielle (mm)
ETP est l'évapotranspiration potentielle (mm)
D est la lame drainée (mm)
R est la lame ruisselée (mm)
Ip est l'infiltration profonde de la nappe superficielle vers la nappe profonde (mm)
ΔS est la variation de stock hydrique (mm)

Tableau III-3 : Bilan hydrique des parcelles P5 et P6 de septembre 2000 à août 2001

Parcelle	Pluie (mm)	ETP (mm)	Lame drainée (mm)	Lame ruisselée (mm)	Irrigation (mm)	Apport de la nappe profonde (mm)	Infiltration vers la nappe profonde (mm)
P5	1039	636	363	0	0	-	40
P6			661	77	40	295	-

L'emplacement de la parcelle drainée P5 sur la zone de plateau favorise moins le ruissellement parce que le niveau de la nappe profonde et implicitement celui de la nappe

superficielle sont plus bas. Si pour la parcelle P6, le ruissellement représente 7% des précipitations, sur la parcelle P5, ce pourcentage est inférieur.

Le drainage s'est arrêté complètement le 6 mai sur la parcelle P5 et le 19 août sur la parcelle P6. Cela laisse penser que pendant les mois de mai, juin et août, (quand l'ETP >P), l'erreur due à l'approximation ETP = ETR est plus importante sur la parcelle P5 que sur la parcelle P6. Le reste de l'année, les précipitations étant plus importantes que l'ETP, nous pouvons faire l'approximation que l'ETP = l'ETR.

Dans le Tableau III-3, nous avons estimé l'infiltration profonde de la nappe superficielle vers la nappe profonde de 40 mm. Cette valeur représente le minimum étant donné l'ETR<ETP. Quant à la parcelle P6, nous avons estimé un apport de la nappe profonde vers la nappe superficielle de 295 mm. Nous supposons que l'apport réel est légèrement inférieur à cause de la différence entre ETR et ETP.

L'analyse des bilans de ces deux parcelles à l'échelle annuelle nous permet déjà de distinguer entre la zone de plateau, où la nappe profonde est alimentée par la nappe superficielle, et la zone de versant, où la situation s'inverse, c'est-à-dire que la nappe profonde alimente la nappe superficielle. Dans le paragraphe suivant nous allons voir que l'analyse des niveaux piézométriques confirme ce partage.

3.2.4. Variation du niveau piézométrique de la nappe superficielle et profonde

Pour faciliter l'analyse des données piézométriques, et en nous basant sur la connaissance que nous avons déjà du site et de son fonctionnement, nous avons posé l'hypothèse suivante :
Nous considérons un profil géologique moyennant les différentes profondeurs indiquées par les forages ;

- 0 - 0,5 m : terre végétale,
- 0,5 – 0,9 m : horizon de transition entre la terre végétale et le schiste altéré,
- 0,9 m – 2,4 m : schiste altéré (gris, marron),
- 2,4 – 4 m et plus : schiste sain (gris, gris -marron, gris –jaune),

et nous supposons que ce profil est le même partout sur notre versant.

Conséquemment, les couches géologiques sont parallèles à la surface du sol, et, si le niveau piézométrique de la nappe profonde est supérieur à –2,4 m, la nappe devient captive.

Les Figure III-4 et Figure III-5 présentent l'évolution du profil de la nappe profonde pendant l'année 2000-2001, pour le transect suivant la ligne de plus grande pente et celui suivant la limite de la parcelle expérimentale, respectivement. La zone hachurée représente la zone dans laquelle a évolué la nappe profonde (ou plus exactement la côte piézométrique de son toit) au cours de l'année, la ligne épaisse indique la surface de la terre et les lignes en pointillés désignent le sommet et le bas de la couche schiste altéré.

Le piézomètre F12, bien que proche de la parcelle P6, ne semble pas être influencé par le drainage. Nous observons également le même comportement pour le piézomètre F20 qui se trouve à quelques mètres de la berge amont du ruisseau. Dans ces deux derniers piézomètres, la nappe profonde est artésienne, alors que pour le reste du transect, elle n'est que captive, son niveau piézométrique étant proche de la surface.

En période de basses eaux, la nappe profonde devient libre sur le plateau (en F9) alors qu'elle reste captive sur le versant. Nous notons un niveau particulièrement élevé en F15 et F12.

Nous avons comparé l'évolution des profils de la nappe profonde avec la carte de la résistivité apparente du site d'étude (chapitre II, Figure II-1**:**) afin de tenter d'y déceler des éléments d'explication de ces comportements hétérogènes : peu de corrélations apparaissent. La comparaison n'est de surcroît pas facilitée par le manque de coordonnées sur la carte de résistivité. A titre d'exemple, les piézomètres F13 et F 11 semblent être dans une zone de résistivité de 120-160 Ohms/mètre (avec donc normalement une conductivité hydraulique élevée), alors qu'ils montrent en fait un comportement opposé : (F13, niveau bas ; F11, niveau haut). Ceci étant, on ne peut se contenter d'un raisonnement local : le comportement d'un piézomètre dépend non seulement de la conductivité hydraulique du milieu qui l'entoure, mais aussi des apports du versant à l'amont et de la charge imposée à son aval. Il faudrait donc être en mesure de mener un tel raisonnement à l'échelle du versant pour pouvoir trancher.

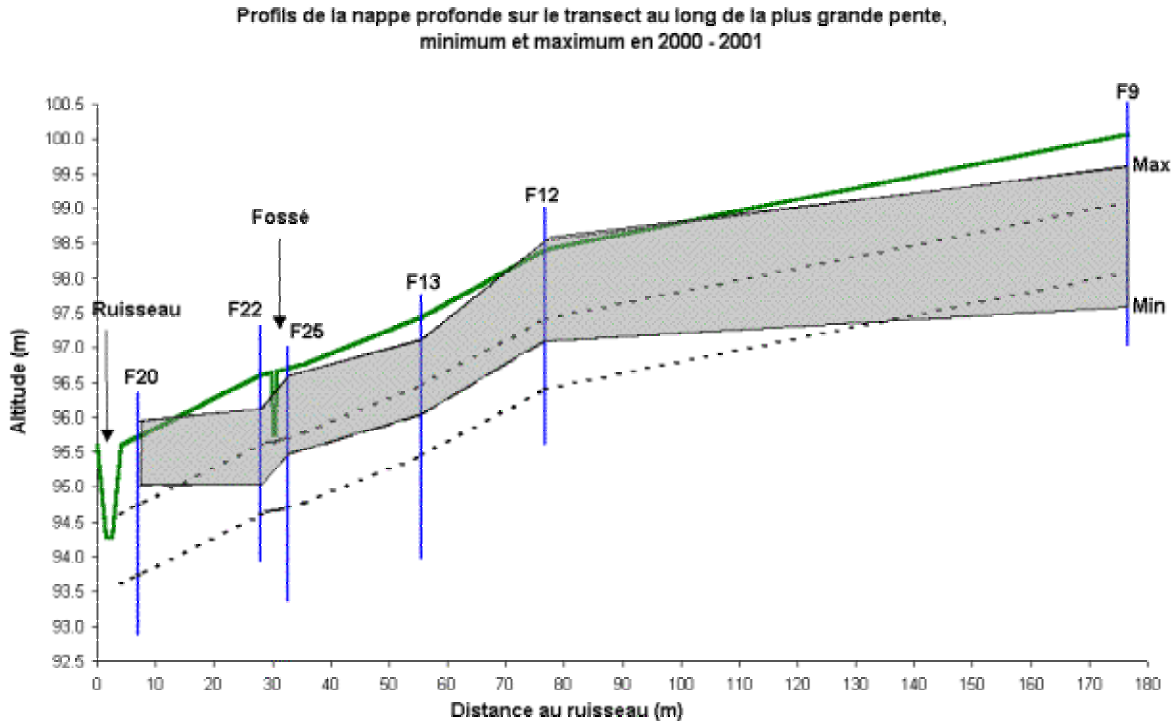


Figure III-4 : Profils de la nappe profonde sur le transect au long de la plus grande pente, minimum et maximum, 2000-2001

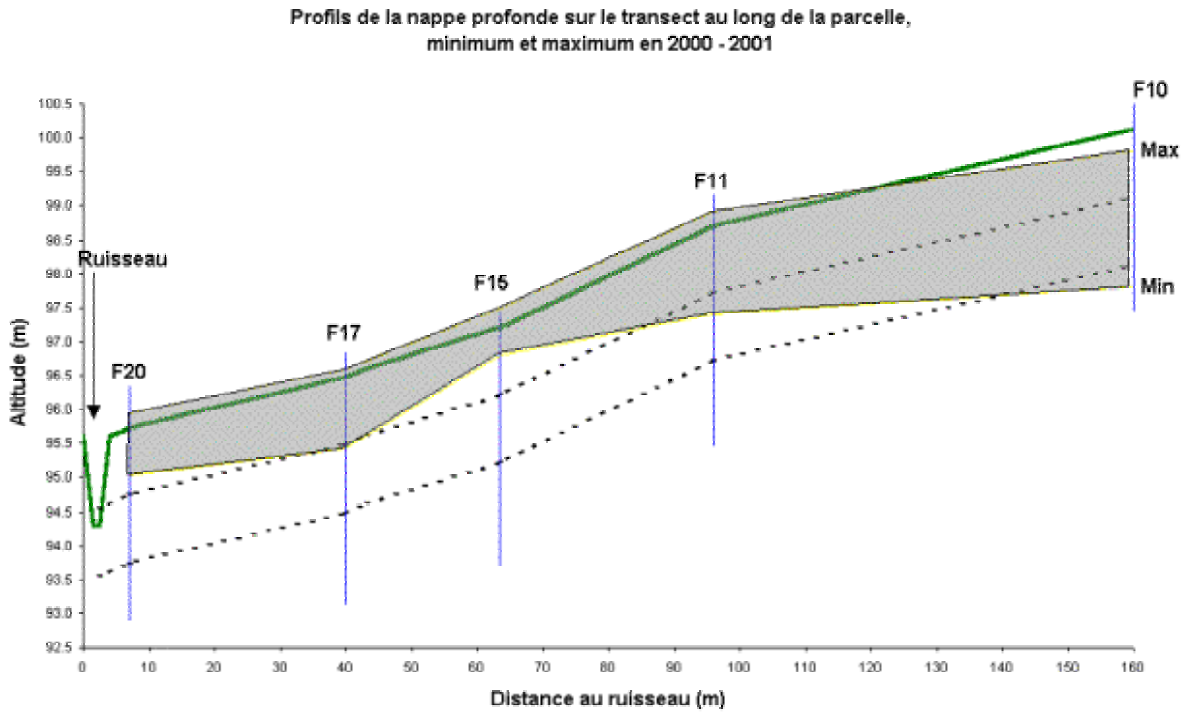


Figure III-5 : Profils de la nappe profonde sur le transect au long de la parcelle, minimum et maximum, 2000-2001

Afin de faciliter l'interprétation, et compte tenu des données disponibles, nous avons partagé le versant en trois zones, en prenant notamment en compte la topographie, la présence des parcelles drainées ou non, et celle du fossé. Ces trois zones, représentées sur les Figure III-6 a et b sont :

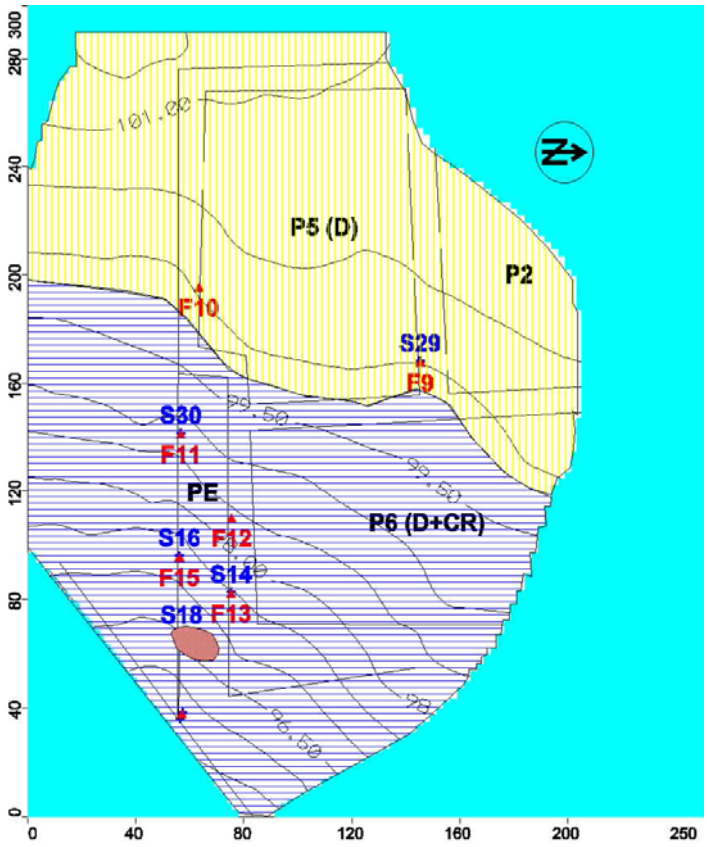
- la zone du plateau (2,1 ha)
- le versant expérimental, excepté le voisinage du fossé (2,3 ha),
- les voisinages amont et aval du fossé (0,013 ha). Nous définissons le voisinage du fossé, comme étant la zone dans laquelle le rabattement de la nappe superficielle est mis en évidence.

Nous faisons l'hypothèse a priori que ces zones ont des comportements hydrologiques différents entre elles mais relativement homogènes au sein de chaque zone. Nous allons analyser chaque zone, et confirmer ou non, cette hypothèse.

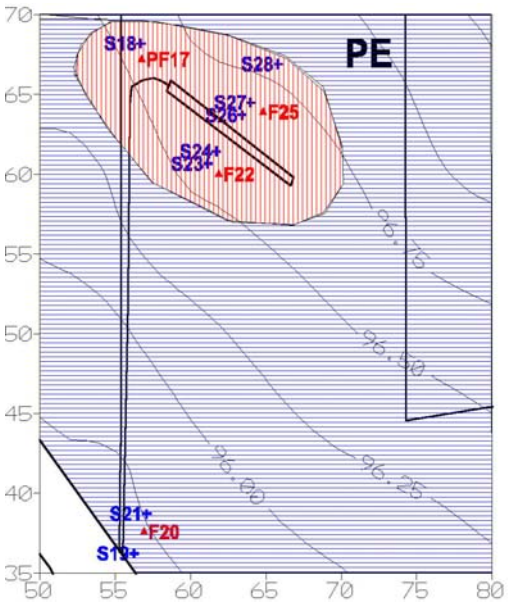
Pour faciliter l'analyse des chroniques de données, nous avons choisi de travailler à un pas de temps hebdomadaire en utilisant :

- les cumuls hebdomadaires pour les précipitations et l'ETP,
- la moyenne hebdomadaire pour les niveaux piézométriques.

Pour les piézomètres sans capteur de pression, les données présentées sont celles mesurées et pas les moyennes hebdomadaires.



a. Découpage en trois zones, avec un comportement hydrologique différent. En jaune la zone de plateau, en bleu le versant, et en rouge le voisinage du fossé.



b. Détail de l'aval du versant. En rouge le voisinage du fossé.

Figure III-6 : Découpage du versant en zones homogènes

a. Zone de plateau

La zone du plateau est composée d'une partie de la parcelle extérieure au domaine d'ARVALIS, de la parcelle P5 (drainée) et d'une partie de P2 et de P6. La pente, très faible, est dirigée vers le SE. Nous y disposons de deux piézomètres profonds F9 et F10 et un de surface S29 (Figure III-6 a). Dans cette zone, nous enregistrons les profondeurs les plus basses de la nappe profonde.

Nappe profonde, zone plateau

Les premières mesures qui datent du 03/10/2000, indiquent que le nappe profonde avait une profondeur de 230-250 cm dans les deux piézomètres F9 et F10. Nous supposons que peu de temps après cette date, la nappe profonde devient captive (Figure III-7), puisque son niveau piézométrique est supérieur au fond du schiste altéré (-2,4m). Cette montée est due aux fortes pluies du mois d'octobre.

Trois semaines plus tard, (le 09/11/2000) le niveau piézométrique de la nappe monte, à -60 cm. Puis, pendant la saison humide, son niveau piézométrique varie entre -85 et –30 cm jusqu'au début de mai. Après cette date, la saison de drainage intense s'arrête (après le maximum de la courbe P-ETP cumulées). A partir de 21/05/2001 le niveau piézométrique descend à plus de 100 cm. La descente est presque continue jusqu'à fin août, sauf une remontée enregistrée entre mi-juillet- début août. Notons que le niveau piézométrique du F10 est légèrement supérieur à celui du F9, cependant les deux piézomètres F9 et F10 montrent la même évolution de la nappe profonde.

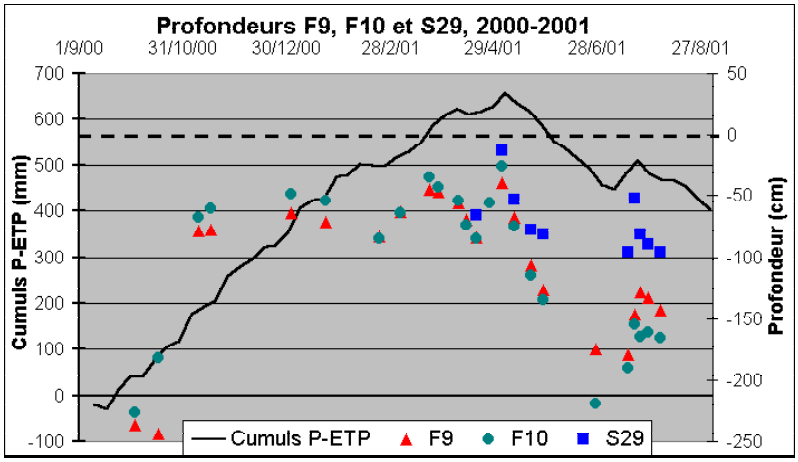


Figure III-7 : Profondeurs de la nappe profonde (en F9 et F10) et de la nappe superficielle (en S29), zone du plateau, 2000 - 2001

Nappe superficielle, zone plateau

Pour permettre de déterminer le sens des échanges avec la nappe profonde, nous avons installé en mars 2001 un piézomètre de surface S29 à 1 m de profondeur près du piézomètre profond F9 (Figure III-6 a). Les mesures y sont effectuées manuellement. Le nombre réduit de mesures effectuées ne permet pas pour cette première année une analyse poussée de son comportement (Figure III-7). Malgré son voisinage avec la parcelle drainée P5, le niveau de la nappe superficielle monte près de la surface atteignant une profondeur minimale de 8 cm le 04/05/01. Le niveau de la nappe se maintient entre –50 et –80 cm jusqu'à la fin de mai, puis baisse jusqu'à la fin d'août.

Interaction entre la nappe superficielle et la nappe profonde, zone plateau

La nappe profonde est certainement alimentée par la nappe superficielle tant que son niveau est inférieur à –90 cm (profondeur moyenne d'apparition du schiste altéré). Les données de niveau de la nappe superficielle nous montrent que malgré l'emplacement de S29 à proximité de la parcelle drainée P5, la nappe superficielle a toujours un niveau supérieur à la nappe profonde sur la période suivie. Nous verrons pour les autres années si cette tendance se confirme, notamment pour l'hiver.

b. Versant (excepté le voisinage du fossé).

Cette zone est délimitée à l'amont par le plateau et à l'aval par le ruisseau. Elle est composée par une partie de la parcelle extérieure au domaine d'ARVALIS, par la parcelle expérimentale, par la parcelle P6 (qui est drainée et entourée d'un piège à ruissellement sur les cotés avals) et la zone avale de P6. La pente est de 2 à 3% dirigée toujours vers le SE. Dans cette zone, nous disposons de cinq piézomètres profonds F11, F12, F13, F15 et F20 et de cinq piézomètres de surface S30, S16, S14, S21 et S19. Nous mesurons aussi le niveau d'eau dans le ruisseau à l'aval du versant. Nous allons dans un premier temps analyser séparément la partie amont et la partie aval du versant : les deux parties ont le même comportement, mais elles sont séparées par le fossé.

Nappe profonde, partie amont du versant

Cette zone du versant est caractérisée par une profondeur moindre de la nappe profonde que sur la zone du plateau. Nos mesures montrent que le niveau d'eau ne descend jamais au-dessous de 150 cm pour F11 (Figure III-8) et F12 (Figure III-9) et qu'en F15 (Figure III-10),

la profondeur maximale atteinte est de –60 cm. Ceci indique que la nappe profonde est captive en permanence, même pendant la saison sèche. Pour des raisons de visibilité, nous avons adapté l'échelle de représentation de la profondeur pour prendre en compte la plage de variation (qui est plus réduite que sur le plateau).

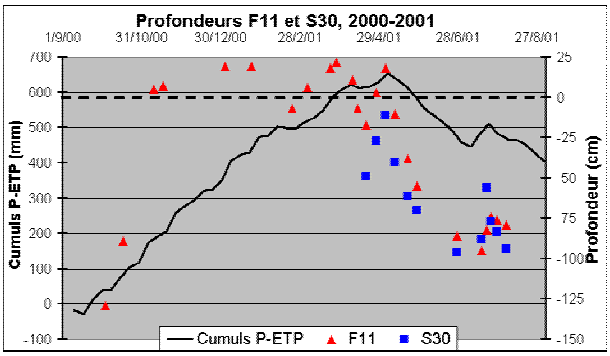


Figure III-8 : Profondeur de la nappe profonde (F11) et superficielle (S30), versant, 2000-2001

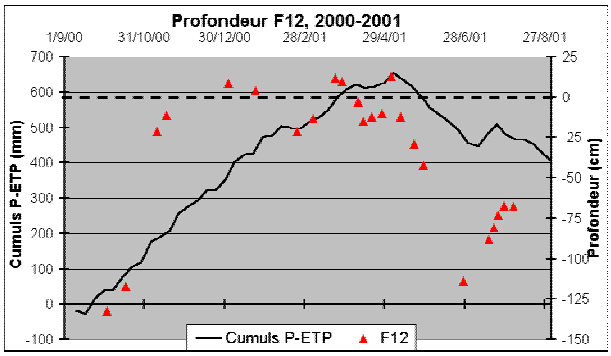


Figure III-9 : Profondeur de la nappe profonde (F12), versant, 2000-2001

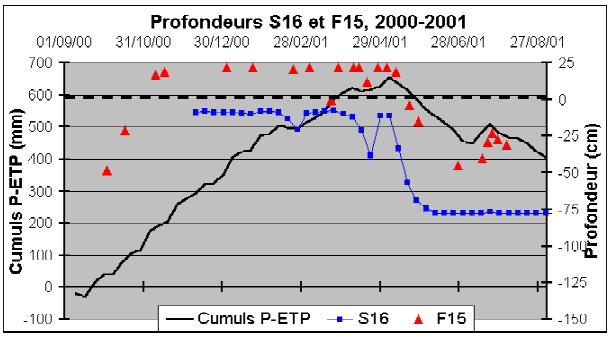


Figure III-10 : Profondeur de la nappe superficielle en S16 et profonde en F15, versant, 2000-2001

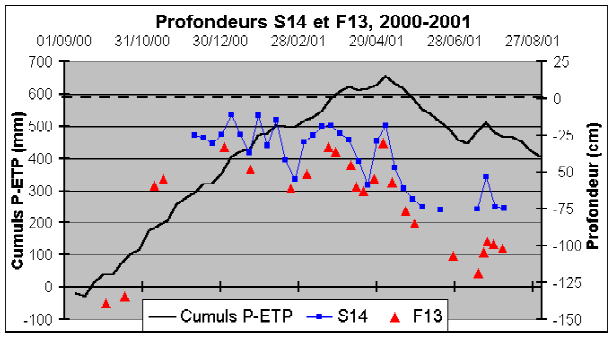


Figure III-11 : Profondeur de la nappe superficielle en S14 et profonde en F13, versant, 2000 –2001

- Nous y voyons les mêmes trois périodes que sur le plateau : Pendant les mois de septembre et octobre nous enregistrons les niveaux les plus bas de la nappe profonde entre – 130 et –82 cm.
- De novembre à mi-mai, le niveau est proche de la surface en F13 et souvent artésien en F11, F12, F15.
- Le déficit hydrique de la deuxième moitié du mois de mai, amène une légère baisse du niveau, qui descend rarement en dessous de –100 cm.

Nous notons que le piézomètre F15 indique un niveau toujours supérieur à –60 cm de profondeur. La nappe y est artésienne pendant toute la période comprise entre le 9/11/2000 et le 11/05/2001, atteignant un maximum de +22 cm au-dessus de la surface du sol (en fait la valeur de +22 cm est égale à la hauteur du tube piézométrique hors sol : il est donc possible que le niveau piézométrique réel dépasse les 22 cm).

Nappe superficielle, partie amont du versant

Au 01/12/2000, date de commencement des mesures automatiques, la nappe superficielle se trouve près de la surface. Après cette date et jusqu'au 6/5/2001, le niveau d'eau varie étroitement entre 0 et –30 cm avec quelques exceptions (le 25/02/2001 et 22/04/2001), quand une ETP plus forte que les précipitations, produit une baisse plus prononcée. Après 6/05/2001 le niveau d'eau est en constante baisse sauf en mi –juillet quand des précipitations tombées produisent une remontée brève de la nappe superficielle.

Interaction entre la nappe superficielle et la nappe profonde, partie amont du versant
La nappe profonde présente un niveau piézométrique supérieur à celui de la nappe superficielle pendant toute la période, sauf pour le couple de piézomètres F13 et S14 où la situation est inversée. Sur le versant, c'est donc la nappe profonde qui alimente la nappe superficielle pendant toute l'année, sauf pendant une courte période en été où la situation peut ponctuellement s'inverser, quand un événement pluvieux fait réapparaître la nappe superficielle de façon fugace alors que la nappe profonde n'est plus captive.

Nappe profonde, partie aval du versant (Figure III-12)
A l'aval de la parcelle expérimentale (à 4,5 m à l'amont du ruisseau), la nappe profonde présente un niveau piézométrique très élevé, supérieur à –80 cm toute l'année. Pendant la saison humide, son niveau piézométrique est très proche de la surface ou même artésien, variant entre –15 et +20 cm.

Nappe superficielle, partie aval du versant
La variation du niveau de la nappe superficielle est présentée dans la Figure III-12, dans les piézomètres S21 et S19. S21 se trouve à 3,5 m et S19 à 5,5m du bord amont du ruisseau. L'évolution de la nappe superficielle dans les deux piézomètres est similaire, toutefois, S19 enregistre un niveau plus bas, dû au rabattement de la nappe superficielle par le ruisseau. Les affleurements sont souvent enregistrés, plus fréquemment toutefois en S21 qu'en S19.
Ainsi, le niveau de la nappe superficielle varie entre –50 cm et la surface du 17/10/2000 au 11/05/2001 sauf dans la deuxième moitie du février et d'avril. La récession qui suit le mois de juillet est moins courte que dans les autres zones, sans doute parce qu'il y a alimentation par l'amont.

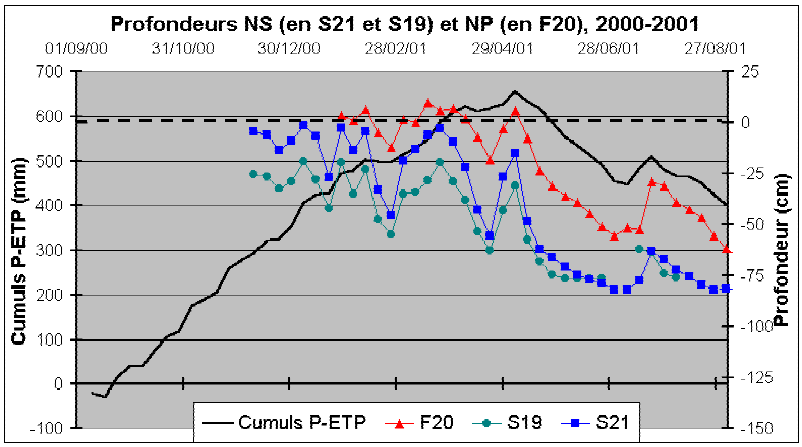


Figure III-12 : Profondeurs de la nappe superficielle (S19 et S21) et profonde (F20), aval du versant, 2000-2001

Interaction entre la nappe superficielle et la nappe profonde, partie aval du versant.
Nous avons estimé le gradient hydraulique vertical en divisant la différence de charge par la distance entre les milieux des piézomètres de surface et profond. Une valeur négative du gradient hydraulique vertical signifie que l'écoulement est ascendant, c'est-à-dire que la nappe profonde alimente la nappe superficielle. Quand la nappe superficielle disparaît, ce gradient n'est plus défini.

A l'aval de la parcelle d'étude, le niveau piézométrique élevé de la nappe profonde (niveau supérieur au fond du sol), produit un fort gradient hydraulique négatif (écoulement ascendant), situation qui se maintient pendant toute l'année agricole 2000-2001 (Figure III-13). Les épisodes pluvieux forts diminuent ce gradient, qui reste cependant toujours

négatif. A cause du rabattement de la nappe superficielle par le ruisseau, le gradient vertical en S19 est plus fort qu'en S21, où la nappe superficielle n'est pas influencée par le rabattement.

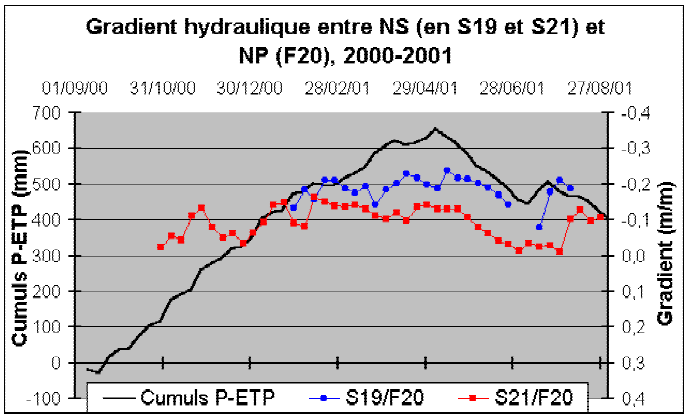


Figure III-13 : Gradient hydraulique vertical entre la nappe superficielle (en S19 et S21) et la nappe profonde (F20), amont du ruisseau, 2000-2001.

Influence du ruisseau sur les deux nappes.

Le tirant d'eau dans le ruisseau est toujours supérieur à 15 cm (Figure III-14). Des niveaux supérieurs correspondent aux périodes pluvieuses, mais les fluctuations ne sont jamais importantes. Notamment, ces niveaux restent toujours inférieurs au fond du sol (90cm de profondeur). Nous supposons que l'existence d'un tirant d'eau, même pendant l'été, est due à l'apport de l'amont et à celui de la nappe profonde.

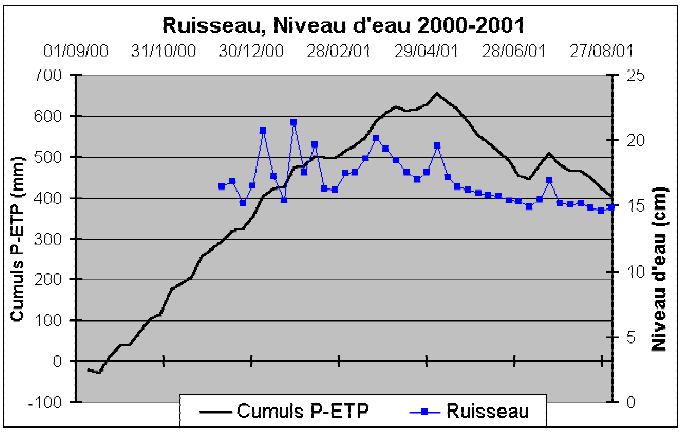


Figure III-14 : Tirant d'eau dans le ruisseau, présent à l'aval de la parcelle d'étude, 2000-2001.

Malgré l'emplacement du piézomètre F20 près de la berge du ruisseau (à 4,5 m, voir la Figure II-16), le niveau piézométrique mesuré ici, nous montre que la nappe profonde ne semble pas être affectée par la présence du ruisseau (Figure III-15). Nous notons que dans les deux cas, nappe superficielle (NS) et nappe profonde (NP), l'écoulement se dirige toujours vers le ruisseau : descendant entre NS et ruisseau, et ascendant entre NP et ruisseau. En fait, la remontée du niveau d'eau dans le ruisseau correspond à des remontées de la nappe superficielle : le gradient hydraulique horizontal ne devient donc jamais négatif (le ruisseau n'est pas drainé par la nappe superficielle).

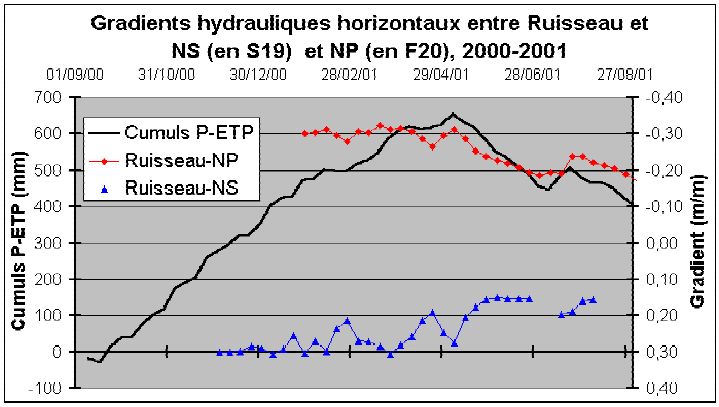


Figure III-15 : Gradient hydraulique horizontal entre ruisseau et NS (en S19) et NP (en F20), 2000-2001

c. Voisinage du fossé

Dans cette zone nous disposons de 3 piézomètres profonds et de 6 piézomètres de surface dont 7 piézomètres sont positionnés sur le transect perpendiculaire à la pente – S28, S27, F25, S26, en amont du fossé et S24, S23 et F22 à l'aval du fossé -, et deux autres –S18, F17 sur le transect bordant la parcelle d'étude, à coté du fossé. Tous les piézomètres sont munis d'un système de mesure automatique du niveau d'eau. C'est dans cette zone que notre étude est concentrée. Une partie de ces chroniques piézométriques est présentée dans la Figure III-16, Figure III-17 et Figure III-18.

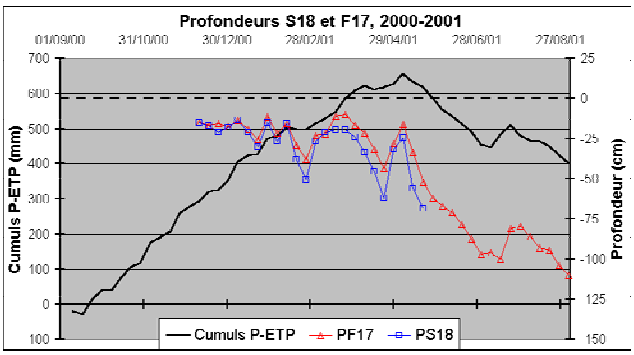


Figure III-16 : Profondeur de la nappe superficielle en S18 et nappe profonde en F 17, voisinage du fossé, 2000-2001

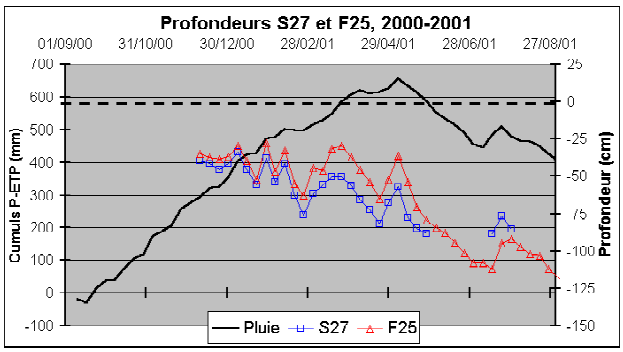


Figure III-17 : Profondeurs nappe superficielle (S27) et profonde (F25), amont du fossé, 2000-2001.

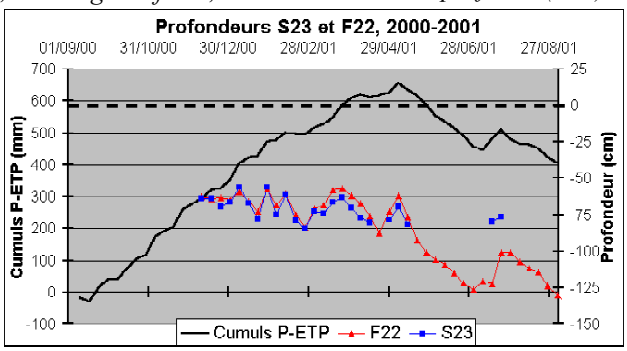


Figure III-18 : Profondeurs nappe superficielle (S23) et profonde (F22), aval du fossé, 2000-2001.

Nappe profonde, voisinage du fossé

A l'amont du fossé, le niveau piézométrique de la nappe profonde ne descend pas au-dessous de –150 cm, même pendant la période la plus sèche de l'année et même à l'aval immédiat du fossé, où la nappe est la plus basse (Figure III-16, Figure III-17 et Figure III-18).

De décembre à fin mai, la nappe présente un niveau supérieur à –100 cm pour descendre ensuite jusqu'à la fin du mois d'août.

Nappe superficielle, voisinage du fossé
Que ce soit à l'amont (S27), l'aval (S23) ou latéralement au fossé (S18) les chroniques piézométriques montrent que :

- quand la différence P-ETP s'approche de zéro ou devient négative, la nappe superficielle répond vite. Le déficit hydrique qui s'installe à partir de mai fait baisser la nappe profonde en dessous de - 90 cm, et conduit au tarissement de la nappe superficielle.
- pendant la saison sèche, la réapparition, éphémère, de la nappe perchée est due uniquement à des épisodes pluvieux importants (juillet 2001).

Interaction entre la nappe superficielle et la nappe profonde, voisinage du fossé
Pour mettre en évidence les échanges entre les deux nappes, nous avons calculé le gradient hydraulique vertical :

- dans le voisinage amont du fossé entre S27 et F25
- à l'amont, en latéral du fossé, entre S18 et F17
- dans le voisinage aval du fossé, entre S23 et F22

La Figure III-19 présente ce gradient en même temps que le bilan hydrique cumulé à pas de temps hebdomadaire
Pendant la saison humide, les valeurs du gradient restent négatives, sauf à coté du fossé (gradient entre S18 et F17), où il présente, rarement, de très faibles valeurs positives. Le gradient est faible, il varie de –0,1 à 0,1 m/m. Pendant la saison sèche, le gradient n'est défini qu'après un épisode pluvieux fort, en juillet. En conséquence, nous admettons comme tendance générale qu'au voisinage du fossé, la nappe profonde alimente la nappe superficielle. Comme nous le verrons plus loin au moment de l'analyse événementielle des données, pendant certains épisodes pluvieux forts, le gradient s'inverse, et la nappe superficielle alimente la nappe profonde.

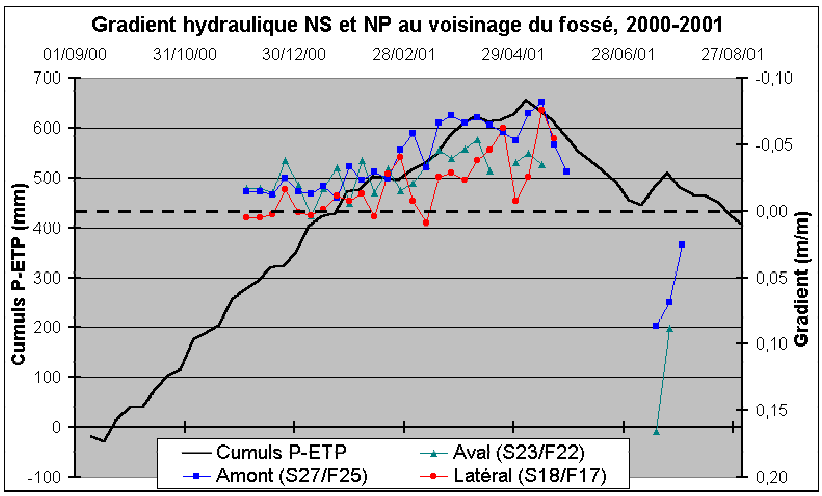


Figure III-19 : Gradient hydraulique entre la nappe superficielle et celle profonde au voisinage du fossé, 2000-2001

3.2.5. Conclusions de l'analyse des données 2000-2001

L'année agricole septembre 2000 – août 2001 a été une année très pluvieuse, la somme des précipitations moyennes mensuelles dépassant de 40% les moyennes inter-annuelles. Cependant, le mois février a été particulièrement sec, au contraire du mois de juillet, très humide.
Malgré cet excédent hydrique, le volume ruisselé enregistré a été faible. Le débit maximal ruisselé collecté par notre dispositif a atteint 0,8 l/s, ce qui correspondrait à une lame ruisselée de 0,55 à 3,38 mm/h (selon la surface contributive considérée).

L'analyse des données renforce notre hypothèse concernant le découpage du site en trois zones ayant des comportements hydrologiques différents entre elles. Les tendances globales au niveau d'une année agricole indiquent que :

- sur la zone de plateau, la nappe superficielle alimente la nappe profonde,
- sur la zone de versant, (en excluant le voisinage du fossé) c'est la nappe profonde qui alimente la nappe superficielle,
- au voisinage du fossé, c'est toujours la nappe profonde qui alimente la nappe superficielle, mais il est possible que lors des épisodes pluvieux importantes qu'il y ait un inversement de gradient hydraulique (nappe superficielle alimentant la nappe profonde).

Lors de l'analyse des épisodes pluvieux (chapitre IV) nous allons analyser plus en détail la zone voisine au fossé en s'intéressant au changement de gradient hydraulique entre les deux nappes.

Nous avons également identifié trois périodes au cours de l'année agricole, qui correspondent à trois périodes où le site, et plus précisément les nappes, se comportent de façon différentes :

- De septembre à fin d'octobre, la nappe profonde se trouve à son niveau le plus bas, elle est à niveau libre (en dessous de 240 cm) sur le plateau et captive sur le versant. La nappe superficielle apparaît au début d'octobre. Nous supposons que pendant cette période, la nappe profonde est alimentée par les précipitations via la nappe superficielle. La différence P-ETP est positive. La saison de drainage intense commence le 15 octobre pour la parcelle P6 et le 29 octobre pour la parcelle P5.
- De fin octobre au début mai, le bilan hydrique est positif (sauf en mai) et la nappe profonde est captive ou artésienne. Sur le plateau, la nappe superficielle présente un niveau supérieur au niveau de la nappe profonde, en temps que sur le versant c'est l'inverse. La saison de drainage intense s'arrête le 6 mai sur les deux parcelles. Pour la parcelle P5 le tarissement finit à quelques jours après la fin de la SDI.
- De fin mai à fin août, le bilan hydrique est déficitaire, et entraîne une baisse des niveaux piézométriques : la nappe captive redevient libre par endroit, et la nappe superficielle disparaît sur tout le versant (à l'exception d'un épisode pluvieux particulièrement important en juillet). Le tarissement en parcelle P6 continue jusqu'au mi-août.

Dans les paragraphes suivants, cette analyse est reconduite pour les années 2001-2002 et 2002-2003, afin de déterminer si les mêmes schémas de fonctionnement se reproduisent, et sur quelles périodes.

3.3. Analyse des données de l'année agricole septembre 2001-août 2002

3.3.1. Précipitations et ETP

Pour l'année agricole 2000-2001, les précipitations représentaient 140% de la moyenne inter-annuelle 1982-2000, alors que pour l'année agricole 2001-2002, la pluie cumulée ne représente que 85% de la même moyenne et 60% de l'année antérieure. L'évapotranspiration potentielle est pratiquement égale aux précipitations et à l'ETP de l'année 2000-2001 (Tableau III-4 et Figure III-20). Le bilan hydrique est cette fois déficitaire en septembre et d'avril à août.

Tableau III-4: Précipitations et ETP, 2001-2002. Précipitations moyennes mensuelles 1982-2000

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév.	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	***Total***
Pluie moyenne mensuelle 1982-2000 (mm)	67	72	77	84	77	64	45	63	54	53	50	37	742
Pluie mensuelle 2001-2002 (mm)	35	108	22	49	50	91	67	25	68	20	36	58	632
ETP mensuelle 2001-2002 (mm)	56	24	5	4	10	18	36	70	90	113	115	89	630

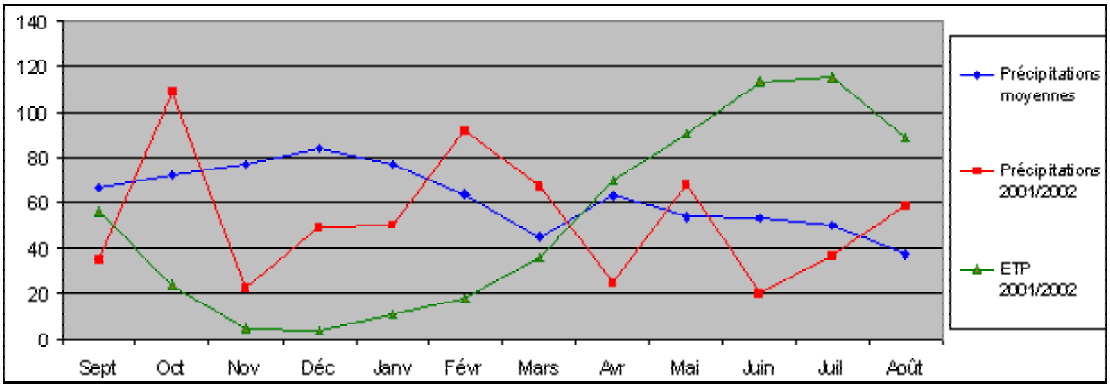


Figure III-20: Précipitations et ETP 2001-2002. Précipitations moyennes mensuelles 1982-2000

Quant à la pluviométrie horaire, sa valeur dépasse rarement 4 mm/h, la valeur maximale enregistrée étant de 15 mm/h, le 19/10/2001 (Figure III-21).

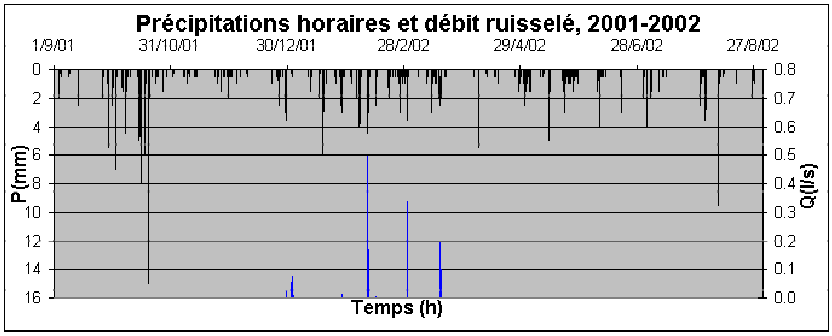


Figure III-21 : Précipitations horaires et débit ruisselé sur la parcelle expérimentale, 2001-2002

3.3.2. Ruissellement

Pendant l'année 2001-2002, compte tenu de la faible pluviométrie, ne conduisant pas à un affleurement généralisé de la nappe perchée, le ruissellement à l'amont du fossé n'est que rarement détecté, malgré l'amélioration du système de collecte et de mesure (voir chapitre II). Les épisodes de ruissellement, qui se produisent par refus d'infiltration, commencent fin décembre et durent jusqu'à la mi-mars. La valeur maximale est de 0,5 l/s (le 09/02/2002) ce qui correspond approximativement à une lame d'eau ruisselée de 0,3 mm/h (critère ligne de labour) à 2,1 mm/h (critère topographie) (Figure III-21). Cette dernière valeur s'approche de la lame ruisselée maximale mesurée sur la parcelle non drainée P1 : 2,3 mm/h (qui a eu lieu pour le même épisode du 09/02/2002).

L'épisode pluvieux important du 19/10/2001 (21 mm en six heures avec une intensité maximale de 15 mm/h), qui a lieu quand la nappe superficielle était très basse, n'a pas produit de ruissellement, ce qui confirme qu'à la Jaillière le ruissellement prépondérant a lieu par refus d'infiltration.

3.3.3. Drainage en parcelle drainée

Compte tenu des faibles précipitations, la SDI commence tard, le 27 janvier 2002, et finit le 24 mars 2002 (Figure III-22) sur les deux parcelles. Les caractéristiques de la SDI sont présentées dans le Tableau III-5. Le coefficient de restitution est plus faible pour la parcelle P5 (44% au lieu de 52% l'année passée) alors que pour la parcelle P6 il reste presque le même (82% au lieu de 84 l'année passée). Le bilan hydrique calculé avec la formule Eq. III-1 est présenté dans le Tableau III-6. Nous observons que l'infiltration vers la nappe profonde sur la parcelle P5 présente une valeur minimale de 16 mm alors que l'apport de la nappe profonde vers la nappe superficielle sur la parcelle P6 présente une valeur maximale de 185 mm. Ces valeurs extrêmes seraient réelles si l'évapotranspiration réelle égalait l'évapotranspiration et si le ruissellement était nul sur P5.

L'analyse de ces données confirme le comportement différent de la zone de plateau (nappe superficielle alimentant la nappe profonde) et du versant (nappe superficielle alimentée par la nappe profonde).

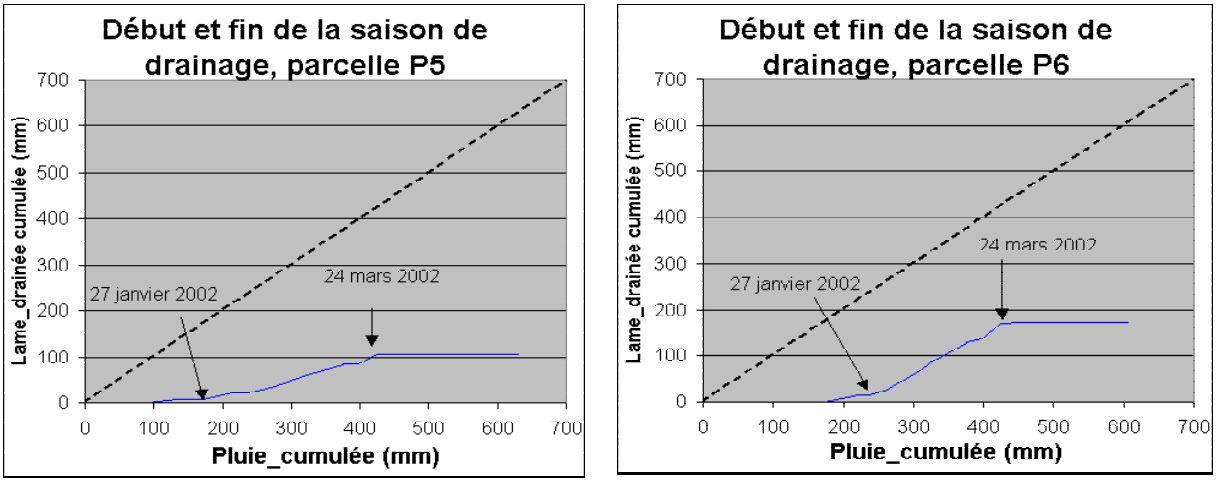


Figure III-22 : Dates de débuts et de fins de la saison de drainage intense par la méthode des doubles cumuls, 2001-2002.

Tableau III-5 : Caractéristiques de la saison de drainage intense pour les parcelles P5 et P6, 2001-2002

Parcelle	Lame cumulée de 01 sept 01 à 30 août 02 (mm)	Date de début de la SDI	Date de fin de la SDI	Durée de la SDI (jour)	Lame cumulée pendant la SDI (mm)	Pluie cumulée pendant SDI (mm)	Coefficient de restitution de la SDI (%)
P5	107	27 janvier 2002	24 mars 2002	56	83	187	44
P6	172				154		82

Tableau III-6 : Bilan hydrique des parcelles P5 et P6 de septembre 2001 à août 2002

Parcelle	Pluie (mm)	ETP (mm)	Lame drainée (mm)	Lame ruisselée (mm)	Irrigation (mm)	Estimation de l'apport de la nappe profonde (mm)	Estimation de l'lnfiltration vers la nappe profonde (mm)
P5	633	630	107	0	120	-	16
P6			172	16	0	185	-

3.3.4. Variation du niveau piézométrique des nappes superficielle et profonde

Nous reprenons pour asseoir notre interprétation le même découpage du versant en trois zones (Figure III-6).

Sur le plateau, la nappe profonde a toujours un niveau inférieur à la nappe superficielle malgré l'emplacement du S29 près de la parcelle P5.

A l'aval de la parcelle, le ruisseau est alimenté toujours par les deux nappes, cela étant valable même pendant les crues les plus importantes.

Nous retrouvons les trois périodes caractéristiques (basse eaux, hautes eaux, et tarissement) mises en évidence pour l'année 2000-2001, décalées toutefois compte tenu de la variabilité du climat entre ces deux années.

Ainsi nous observons que (Figure III-23, Figure III-24, et Figure III-25) :

- de septembre à décembre : la nappe profonde est basse, sa profondeur varie entre –300 cm sur le plateau (Figure III-23) et – 57 cm sur le versant. Quant à la nappe superficielle, elle est très basse ou inexistante ;
- de fin décembre à début avril : la nappe profonde est haute, son niveau piézométrique est supérieur à –90 cm sur le plateau, et il devient artésien sur le versant et à l'aval. La nappe superficielle, soutenue par la nappe profonde, présente un niveau piézométrique proche de la surface. Son niveau est souvent inférieur à celui de la nappe profonde, ce qui laisse supposer un flux ascendant. La saison humide (de hautes eaux) de 2001-2002 apparaît donc plus tard (en janvier au lieu de novembre) et dure moins de temps que celle de l'année 2000-2001 (janvier –avril au lieu de novembre-mai) ;
- De début avril à fin août : nous entrons doucement dans la période sèche. Le niveau de la nappe profonde commence à baisser de façon continue. La nappe superficielle se tarit, ou se maintient à un niveau stable là où le niveau de la nappe profonde est supérieur à –90 cm (voir S19 et S21) et peut soutenir sa piézométrie.

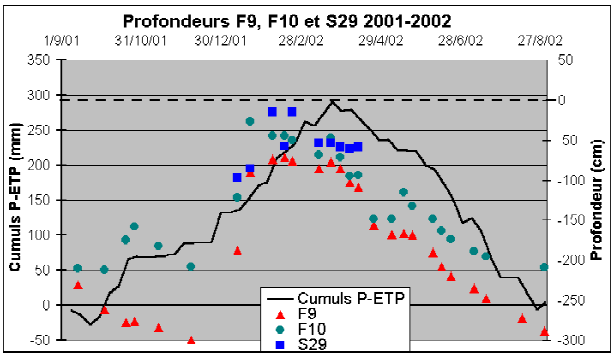


Figure III-23 : Profondeur de la NP en F9 et F10 et de la NS en S29 ; zone plateau.

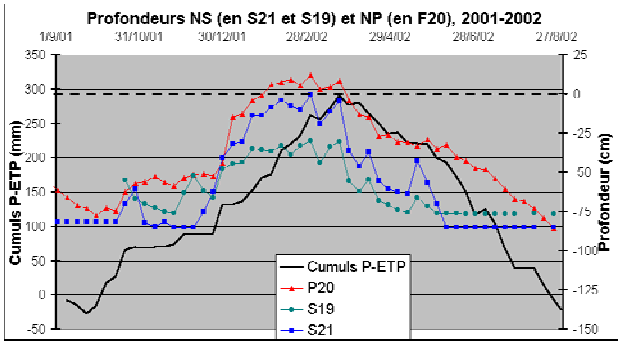


Figure III-24 Profondeurs nappe superficielle (S21 et S19) et profonde (F20), aval du versant, 2001-2002

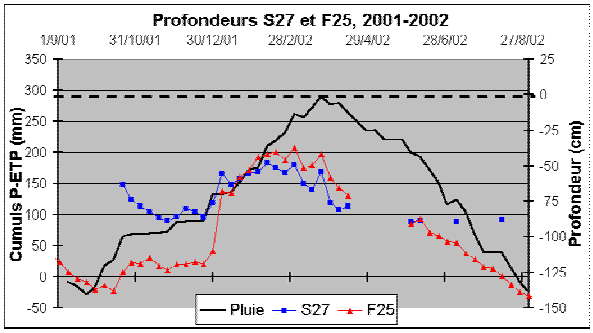


Figure III-25 : Profondeurs de la nappe superficielle en S27 et de la nappe profonde en F25, à l'amont du fossé, 2001-2002.

3.4. Analyse des données de la période septembre 2002 -avril 2003

Nous allons présenter l'analyse des données de septembre 2002 à avril 2003. Nous nous arrêtons en avril 2003.

3.4.1. Précipitations et ETP

De septembre 2002 à avril 2003 les précipitations ont été supérieures de 16% à la moyenne inter-annuelle 1982-2000 ; la lame cumulée est de 639 mm. L'évapotranspiration a été de 263 mm, deux fois et demie inférieure aux précipitations (Tableau III-7 et Figure III-1). Cette année semble une année normale en ce qui concerne la pluviométrie.

Par suite de défaillances du pluviomètre de la Jaillière, il a fallu sur cette année compléter les chroniques pluviométiques acquises sur la ferme de La Jaillière par les données journalières de la station Météo France de Beaucouzé (située à 30 km de notre site). Il s'agit des périodes allant du 18 septembre au 4 octobre 2002 et du 27 novembre 2002 au 3 janvier 2003.

Branger (2003) a comparé les données fournies par le pluviomètre de La Jaillière avec les données de la station météorologique de Beaucouzé (Figure III-26). Les deux chroniques sont cohérentes entre elles, malgré l'éloignement de Beaucouzé par rapport à La Jaillière. Les quantités d'eau précipitées sont bien sûr différentes, mais on peut retrouver sur la chronique de Météo-France les mêmes événements pluvieux que ceux qui ont été identifiés sur la

chronique de La Jaillière. Il semble donc que l'on puisse se fier à la station de Beaucouzé pour « compléter » au moins qualitativement la chronique de La Jaillière.

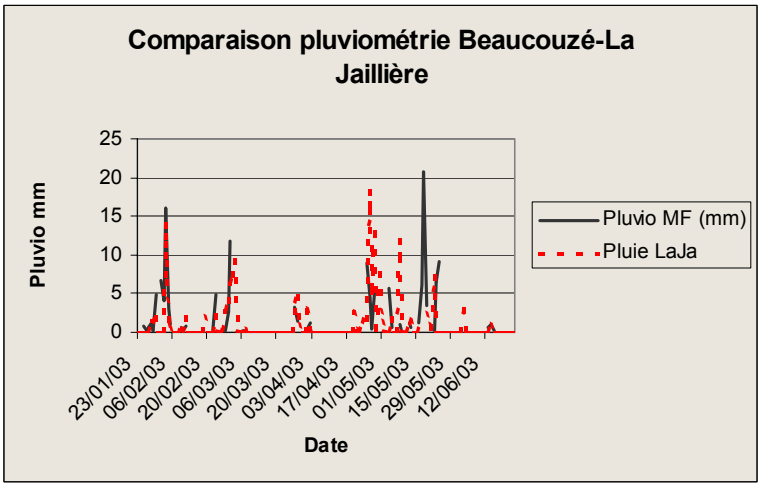


Figure III-26 : Comparaison pluviométrie Beaucouzé – La Jaillière, d'après Branger (2003)

Tableau III-7: Précipitations et ETP, 2002-2003. Précipitations moyennes mensuelles 1982-2000

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév.	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	***Total***
Pluie moyenne mensuelle 1982-2000 (mm)	67	72	77	84	77	64	45	63	-	-	-	-	549
Pluie mensuelle 2002-2003 (mm)	80	82	164	89	79	38	33	54	-	-	-	-	619
ETP mensuelle 2002-2003 (mm)	69	27	6	18	5	14	48	76	-	-	-	-	263

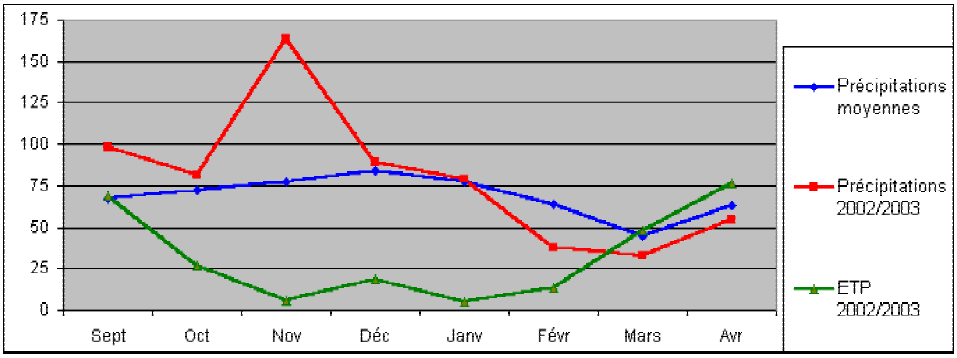


Figure III-27 : Précipitations et ETP, 2002-2003, Précipitations moyenne mensuelles 1982-2000

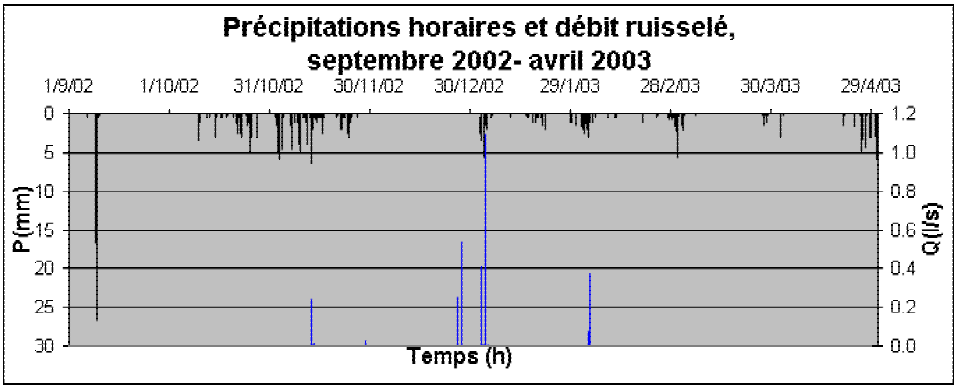


Figure III-28 : Précipitations horaires et débit ruisselé, de septembre 2002 à avril 2003

L'intensité horaire moyenne se maintient de 3 à 4 mm (Figure III-28), mais nous notons un épisode pluvieux exceptionnel où il est tombé 27mm/h le 9 septembre 2002 à 3h00

3.4.2. Ruissellement

Le débit le plus fort (1,2 l/s) a été enregistré le 3/01/2003, après une pluie de 15 mm (Figure III-28). Cette valeur correspond à une lame ruisselée de 0,8 mm/h (critère ligne de labour) à 5 mm/h (critère topographique). Cette plage de valeurs est en concordance avec la valeur maximale de débit ruisselé sur la parcelle témoin P1 (3,6 mm/h).

3.4.3. Drainage en parcelle drainée, de septembre 2002 à avril 2003

La SDI commence le 27 octobre et finit le 9 mars (Figure III-29) sur les deux parcelles. Les caractéristiques de la SDI sont présentées dans le Tableau III-8. Cette année semble aussi une année normale en ce qui concerne la fin de la SDI. Les coefficients de restitution se maintiennent dans les mêmes plages de valeurs, 49% pour la P5 et 89% pour la P6.

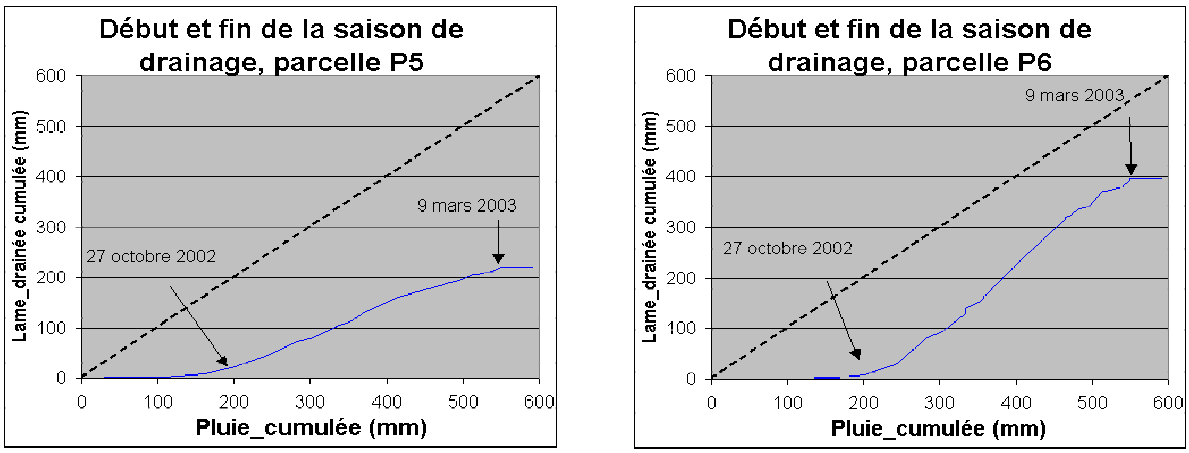


Figure III-29 : Dates de débuts et de fins de la saison de drainage intense, 2002-2003

Tableau III-8 : Caractéristiques de la saison de drainage intense pour les parcelles P5 et P6, 2002-2003

Parcelle	Lame cumulée de 01 sept 01 à 30 avril 03 (mm)	Date de début de la SDI	Date de fin de la SDI	Durée de la SDI (jour)	Lame cumulée pendant la SDI (mm)	Pluie cumulée pendant SDI (mm)	Coefficient de restitution de la SDI (%)
P5	221	27 octobre 2002	9 mars 2003	134	218	441	49
P6	397				393		89

Nous avons calculé le bilan hydrique pour la période septembre 2002– avril 2003. L'infiltration en parcelle P5 est surestimée car la différence de stock hydrique entre le 01 septembre 2002 et 30 avril 2003 n'est certainement pas nulle. Dans la parcelle P6, nous avons estimé un apport de la nappe profonde vers la nappe superficielle de 60 mm.

Tableau III-9 : Bilan hydrique des parcelles P5 et P6 de septembre 2001 à avril 2002

Parcelle	Pluie (mm)	ETP (mm)	Lame drainée (mm)	Lame ruisselée (mm)	Irrigation (mm)	Apport de la nappe profonde (mm)	Infiltration vers la nappe profonde (mm)
P5	619	263	221	0	0	-	135
P6			397	19	0	60	

3.4.4. Variation du niveau piézométrique de la nappe superficielle et profonde

Nous reprenons le même découpage du versant en trois zones (Figure III-6) et pouvons observer les mêmes trois périodes de fonctionnement que pour les autres années :

- L'année agricole 2002-2003, débute avec une nappe superficielle inexistante et une nappe profonde ayant un niveau piézométrique de -300 cm (Figure III-30) sur le plateau, de -140 cm à l'amont du fossé (Figure III-32) et de -80 cm à l'aval du versant (Figure III-31). Cette période de basses eaux dure jusqu'à la mi-octobre.
- Ensuite, la période de hautes eaux dure jusqu'à la fin du drainage intense, le 10/03/03 (date à laquelle la somme de cumuls P-ETP est maximale).
- Après cette date, le tarissement de la nappe superficielle commence. Elle se trouve à environ 75 cm profondeur à la fin de la période étudiée, alors que la nappe profonde descend à un niveau piézométrique de –175 cm sur le plateau, -90 cm à l'amont du fossé et –75 cm à l'aval du versant.

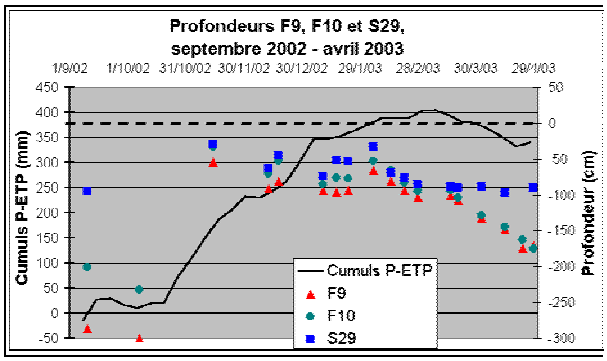


Figure III-30 : Profondeurs de nappe superficielle (S29) et profonde (F9 et F10) zone du plateau , de sept. 2002 –à avril 2003

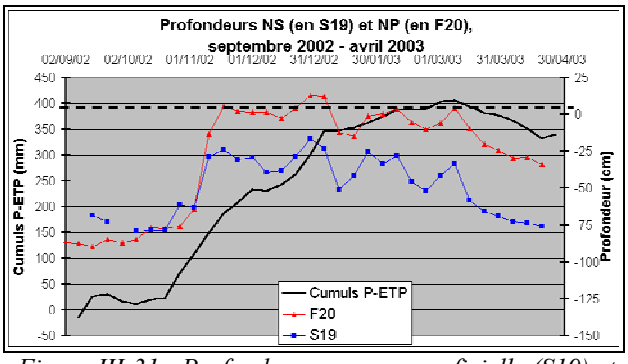


Figure III-31 : Profondeurs nappe superficielle (S19) et profonde (F20), aval du versant, de sept.2002 à avril 2003.

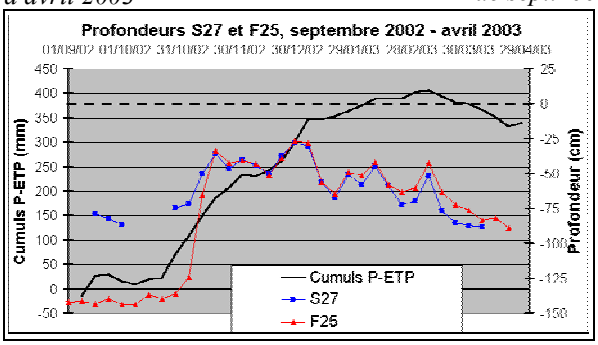


Figure III-32 : Profondeurs de la nappe superficielle (S27) et de la nappe profonde (F25), à l'amont du fossé, de sept.-2002 à avril 2003.

3.4.5. Traçage au bromure

Nous reprenons ici en partie le travail de DEA de Flora Branger (2003) qui a analysé des concentrations en bromure épandu après le protocole mis au point par Boesten et Van der Pas, (2000) sur le site de Vredepeel aux Pays-Bas. L'ajout artificiel de traceur a donc été effectué avec l'objectif de pouvoir suivre le cheminement pris par l'eau à travers les concentrations mesurées.

Branger (2003) en citant (Flury et Papritz, 1993) montre que l'ion Br-, qui a été choisi pour cette expérience, est largement utilisé et considéré comme un bon traceur. En effet, les ions

Br- sont solubles (64,4 g/L à 25°C), et n'interagissent pas avec le milieu : en tant qu'anions, ils ne sont pas adsorbés par les particules chargées du sol (argiles notamment) ; de plus, ils n'interviennent pas dans les chaînes métaboliques des organismes du sol, ce qui en fait au total de bons témoins des écoulements de l'eau. Enfin, leur dosage ne nécessite pas de précautions excessives (préparation des échantillons). Leur concentration naturelle dans le milieu est en général assez faible, contrairement par exemple aux ions chlorure, ce qui dispense, lors de l'interprétation des données de concentrations, de retrancher un bruit de fond parfois difficile à évaluer (les ions chlorure sont omniprésents dans les sols, et il est souvent difficile d'isoler les contributions provenant seulement d'une injection effectuée à des fins expérimentales).

Dans le cas de l'étude du site de La Jaillière, il s'agit de rendre compte, à travers l'observation de la progression des traceurs, non pas d'un processus d'infiltration dans la zone non saturée, mais plutôt d'une dynamique de nappe (zone saturée), avec des transferts plus latéraux que verticaux, et des échanges entre deux aquifères par drainance à travers une couche semi-imperméable. Le dispositif expérimental est présenté dans l'annexe 6.

Interprétation des chroniques expérimentales

Les chroniques de concentrations en bromure sont celles des échantillons d'eau prélevés dans les boîtes souterraines. Les points d'implantation des boîtes sont tous situés en-dehors de la parcelle expérimentale, donc en-dehors de la zone traitée au bromure (Figure II-2). De plus, à l'aval de la parcelle, une gouttière située en amont des boîtes récupère les eaux de ruissellement. Les concentrations de Br- observées dans la zone ne peuvent donc a priori pas provenir directement de l'infiltration de sel KBr épandu sur la parcelle, ni de l'infiltration d'eaux de ruissellement issues de la parcelle traitée. L'auteur s'est attaché à rechercher l'origine des concentrations observées uniquement dans les écoulements souterrains latéraux (nappe superficielle ou nappe profonde), ou verticaux (drainance entre les deux nappes).

Boîtes PS14

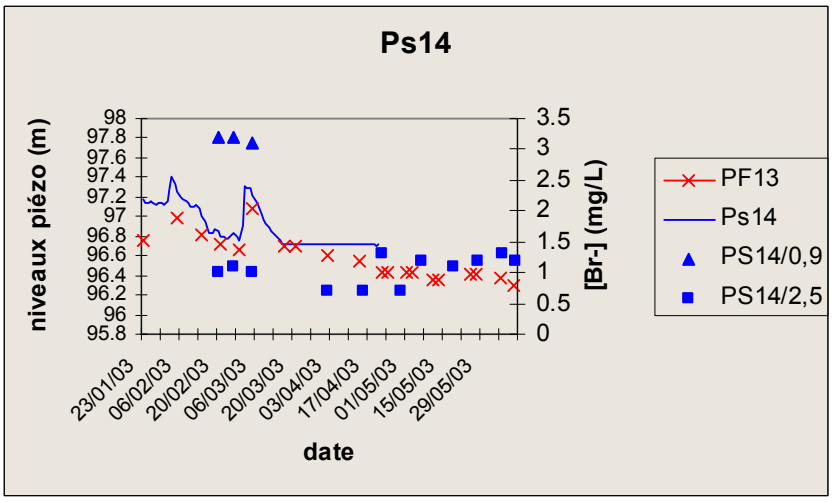


Figure III-33 : Concentrations en bromure en boîtes Ps14

Par leur position en bordure de parcelle, les boîtes de PS14 (Figure III-33) ne devaient normalement pas recevoir de bromures, sauf cas d'écoulement latéral « de fuite » dû à l'influence de la parcelle drainée voisine.
La présence de bromures est pourtant constatée dans les boîtes correspondant aux nappes superficielle et profonde 28 jours après l'épandage.

On en conclut donc qu'il y a effectivement un écoulement de nappe vers la parcelle P6, amenant une concentration de 3 mg/L. L'assèchement précoce de cette boîte n'a pas permis d'en savoir plus.
La présence de Br- en profondeur peut s'expliquer par une alimentation de la nappe profonde par la surface par drainance verticale descendante dans cette zone, comme en témoignent les chroniques piézométriques.
Le faible niveau de contamination (1/3 de celui de la boîte PS14/0.9) peut être interprété de la façon suivante : 1/3 de l'eau alimentant la région de la boîte PS14/2.5 provient de la surface par drainance verticale, et 2/3 proviennent de l'écoulement horizontal de la nappe profonde vers l'aval, qui n'est pas marquée par le traceur.

Boîtes PS28

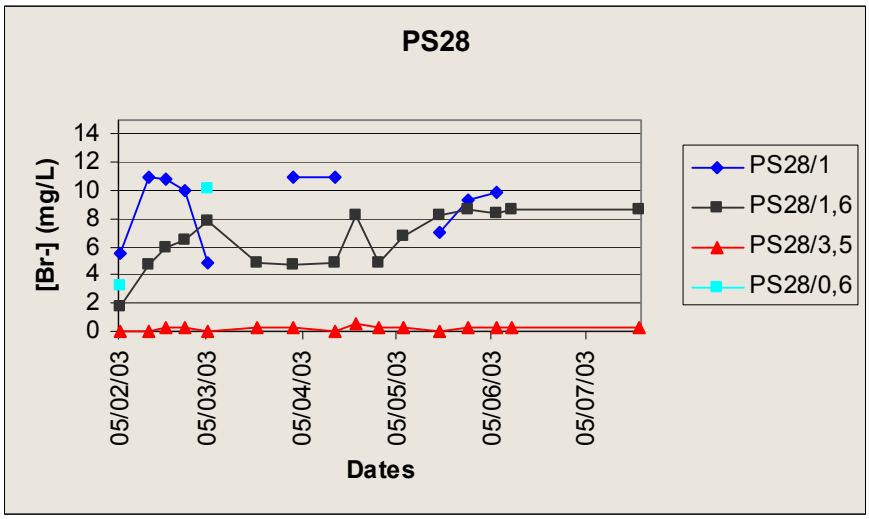


Figure III-34 : Concentrations en bromure en boîtes PS28

La boîte PS28/1 est localisée à la base de la nappe superficielle, alors que la boîte PS28/1.6 est vraisemblablement placée dans le schiste altéré. Le niveau global de contamination pour la nappe superficielle est de l'ordre de 10-12 mg/L. On ne retrouve pas (ou très peu) de bromures dans la nappe profonde. Rappelons qu'à cet endroit, la drainance est globalement ascendante, sauf lors des pluies (principalement pendant 15 jours au mois de février 2003, sinon pour des durées très courtes). Il semble donc normal de ne pas retrouver de bromures dans la nappe profonde.
On peut interpréter les chroniques de concentration en considérant que la contamination à environ 10 mg/L correspond à un régime permanent pour le flux de solutés provenant de l'amont dans la nappe superficielle.
La chronique de concentration pour PS28/1 est partielle, mais on peut remarquer une chute du niveau de concentration après la pluie de mars, et après les fortes pluies du mois de mai (on ne peut rien dire pour février, car les premiers prélèvements ont eu lieu après l'événement pluvieux). On peut interpréter cela comme un effet de dilution des bromures provenant de l'amont par l'eau qui s'est infiltrée au cours de la pluie (rappelons que le sol au-dessus des boîtes de prélèvement n'a pas reçu de bromures, l'épandage s'est arrêté au-dessus de la zone de mesure).
Dans le même temps, l'augmentation ou le maintien des concentrations dans la boîte inférieure (PS28/1.6) peut s'expliquer par un effet « piston » qui pousse vers le bas de la vieille eau marquée par le traceur pendant que l'eau de pluie s'infiltre. Dans le schiste altéré, l'effet de dilution n'est donc pas observable. Hors événements pluvieux, ce bromure est peu à

peu dilué par de l'eau propre provenant de la nappe profonde par drainance ascendante. On peut remarquer que cet effet de « nettoyage » est d'autant plus faible qu'on avance en saison, ce qui peut s'expliquer par la baisse générale du niveau des nappes et du gradient de charge vertical.

Boîtes S27

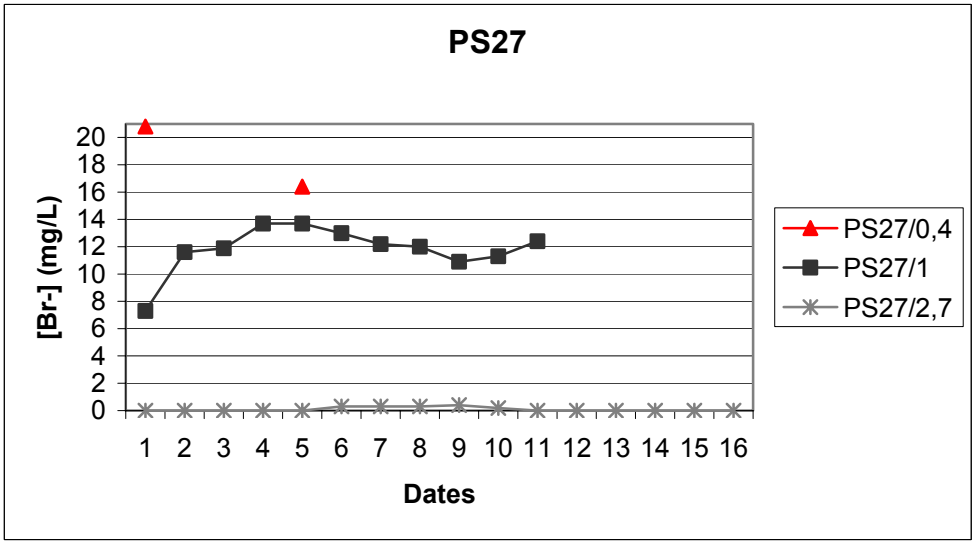


Figure III-35 : Concentrations en bromure en boîtes S27

On retrouve pour la boîte PS27/1 (base de la nappe superficielle là aussi) le même niveau global de concentration à environ 12 mg/L. L'allure de la chronique est la même que celle de la boîte PS28/1, à ceci près qu'on ne retrouve pas l'effet de dilution qui a été plus haut attribué aux pluies. Comme le point PS27 est déjà plus proche du fossé et subit plus son influence, on peut avancer que l'effet de dilution n'a pas lieu en PS27, car les forts gradients de charge latéraux qui font s'écouler l'eau vers le fossé empêchent toute infiltration vers la profondeur, et donc tout effet « piston » et de dilution. Malheureusement, il n'y a pas de boîte de prélèvement située dans le schiste altéré pour ce point, qui nous aurait permis de confirmer ou d'infirmer cette interprétation.
Il n'y a enfin toujours pas de bromures dans la nappe profonde, ce qui reste cohérent avec les concentrations observées en PS28.

Boîtes PS18
Les boîtes de S18 sont également situées en bordure de parcelle, mais du côté opposé à PS14. On peut considérer qu'ils sont placés dans un léger « creux » topographique. Normalement, l'influence du fossé ne se fait pas ressentir à cet endroit. Les ions bromures sont présents dans toutes les boîtes dès le premier prélèvement. La boîte PS18/0.4 est quasiment toujours vide, mais on peut remarquer que sur les deux points de mesure, la concentration en bromure est la même qu'en PS18/0.8. Le niveau de contamination culmine à 6 mg/L, ce qui est plus faible que pour les boîtes de PS27 et PS28.

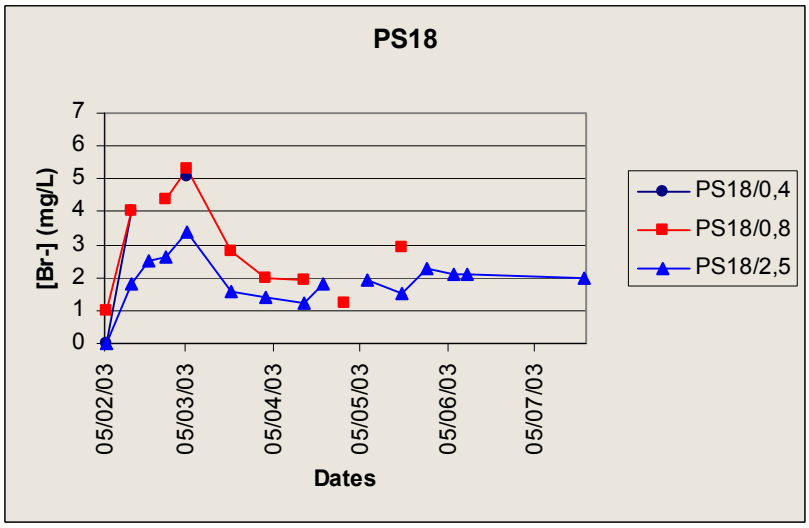


Figure III-36 : Concentrations en bromure en boîtes PS18

Le plus remarquable sur cette chronique est que la boîte profonde S18/2.5 présente une chronique de concentration en bromures très similaire à celle de la boîte supérieure (alors que pour tous les autres points de la zone aval de la parcelle, la concentration en bromures est très faible, voire nulle dans la nappe profonde). Les courbes se suivent presque sans atténuation et quasiment sans retard. Un regard rapide sur les données géochimiques pour ces deux boîtes depuis 2001 indique que les caractéristiques (conductivité, anions et cations majeurs) sont très proches : il s'agirait en fait de la même eau.
Cela est clairement le signe de transferts verticaux très rapides et très importants ayant lieu entre les deux boîtes. Cela confirme les observations qui ont été faites sur la piézométrie, et fait plutôt pencher en faveur de l'hypothèse de la zone singulière, d'infiltration très rapide.
L'explication plus simple d'erreur lors de la mise en place du dispositif expérimental est peu probable, car les piézomètres et les boîtes ont été mis en place à des dates différentes et par des équipes différentes.

3.5. Conclusions du chapitre III

Nous avons disposé pour mener cette analyse à l'échelle saisonnière de trois années de données, dont deux complètes (2000/2001, 2001/2002) et une troisième incomplète (de septembre à avril). Ce travail nous a permis de tirer certaines conclusions, notamment d'identifier trois zones au comportement bien typé dans notre domaine, du point de vue spatial, et de distinguer trois périodes où la dynamique des nappes varie de façon différente, du point de vue temporel. Le Tableau III-10 présente une synthèse de la répartition de ces trois périodes au cours de l'année, selon les caractéristiques climatiques de chacune des années étudiées :

Tableau III-10 : Synthèse des trois années agricoles

Année agricole	Début de la période de Hautes eaux	Fin la saison de hautes eaux	Pluviométrie par rapport à la moyenne mensuelle 1982/2000
2000-2001	début novembre	mi-mai	40% de plus
2001-2002	fin décembre	début avril	15 % de moins
2002- 04/2003	mi-octobre	mi-mars	-

Ruissellement

L'intensité horaire moyenne de la pluie se situe entre 3 à 4 mm/h. Cependant, durant les mois de septembre ou d'octobre des trois années étudiées, on enregistre des intensités horaires exceptionnelles pouvant atteindre 27 mm ($7.5*10^{-6}$ m/s). Ces épisodes ne produisent pas de ruissellement par dépassement de capacité d'infiltration : le ruissellement n'apparaît qu'avec la montée du niveau de la nappe superficielle, ce qui confirme qu'il est lié au refus d'infiltration.
Les débits mesurés par notre système de mesure étaient de 0,5 l/s au 1,2 l/s. Nous rappelons qu'il est difficile de traduire ces débits en lame ruisselée, compte tenu du fait que nous ne connaissons pas exactement l'aire captée. Tout au plus pouvons nous fournir une fourchette de valeur, allant du simple au sextuple. Nous verrons que cette difficulté à la surface de ruissellement effective a induit des problèmes lors de la modélisation.

Zonage du domaine d'étude

L'analyse spatiale des données hydrogéologiques du site a confirmé l'existence de trois zones ayant un comportement différent.
Ainsi, au niveau de l'ensemble du versant, nous avons pu identifier :

- la zone de plateau, dans laquelle la nappe profonde est alimentée par la nappe superficielle toute l'année.
- la zone du versant (excepté le voisinage du fossé), où la nappe profonde, souvent artésienne, présente un niveau supérieur au niveau de la nappe superficielle. Cette situation ne s'inverse que rarement et de façon éphémère.
- le voisinage du fossé où le niveau de la nappe profonde est en général supérieur au niveau de la nappe superficielle, sauf pendant les épisodes pluvieux où la tendance peut s'inverser.

De façon générale, le transect longeant la parcelle d'étude présente des niveaux piézométriques supérieurs aux charges mesurées sur le transect suivant la ligne de plus grande pente. Cela est probablement dû à l'influence des parcelles drainées et du fossé sur la nappe profonde, qui abaisse le niveau piézometrique des deux nappes dans cette zone, de façon directe pour la nappe superficielle, et indirecte pour la nappe profonde, en induisant un gradient ascendant par drainage de la nappe superficielle.

Zonage temporel

L'analyse chronologique des données a fait ressortir trois périodes ayant des caractéristiques spécifiques :

- une période de basses eaux dont la fin peut se situer entre la mi-octobre et la fin décembre, en fonction de la pluviométrie (Tableau III-10). Quand le bilan hydrique devient positif, la réserve en eau du sol se reconstitue, et la nappe profonde devient captive, en étant alimentée par une nappe superficielle qui reste jusque là souvent éphémère. C'est la période d'amorce du système de drainage.
- une période de hautes eaux, débutant à la fin de la période précédente et finissant entre mi-mars à mi-avril. La nappe profonde est alors très haute : sur le plateau son niveau piézométrique est supérieur à –90 cm, et sur le versant elle est artésienne. Dans cette période, la nappe profonde le plus souvent alimente la nappe superficielle sur le versant, alors que sur le plateau, la nappe superficielle garde toujours un niveau supérieur.
- une période de basses eaux, de mi-mai à fin août environ, où la différence P-ETP devient négative. La nappe superficielle commence à se tarir à cause du déficit

hydrique. En conséquence le niveau piézométrique de la nappe profonde diminue, puisqu'elle n'est plus alimentée par la nappe superficielle. Sur le versant cependant, certains piézomètres (F15 et F20) indiquent que la nappe profonde reste captive, avec un niveau piézométrique supérieur à –90 cm : dans cette zone la nappe superficielle reste présente, même si c'est localement et à un niveau bas.

Le gradient hydraulique vertical entre la nappe superficielle et la nappe profonde varie autour du fossé entre ±0,1 m/m alors qu'à l'aval du versant, le gradient varie de 0 à –0,25 m/m. Nous allons voir dans la partie modélisation combien il sera difficile de reproduire ces faibles gradients.

Le gradient entre le ruisseau et les nappes indique toujours que le sens d'écoulement est dirigé vers le ruisseau.

Dans le chapitre suivant, nous tentons de modéliser l'hydrogéologie du versant, ainsi que les échanges entre les deux nappes qui en découlent, à l'aide d'un modèle mathématique pour le milieu dit « saturé » car ne représentant que les écoulements au sein des nappes, et pas dans la partie non saturée du sol.

La modélisation est effectuée pour quelques événements pluvieux, choisis en fonction de leur représentativité pour les périodes identifiées au sein de ce chapitre. On s'attachera notamment à quantifier les flux échangés entre les deux nappes, selon la position dans le versant et la période (hors et pendant l'événement pluvieux, récession), et à valider les hypothèses de fonctionnement effectuées dans ce chapitre.

Chapitre IV : Modélisation en milieu saturé

4.1. Introduction

Nous entreprenons dans ce chapitre la modélisation du fonctionnement hydrologique du versant expérimental sur lequel se situe le fossé en travers de la pente que nous avons instrumenté.
Cette modélisation a essentiellement deux objectifs :

- D'une part conforter le schéma de fonctionnement du versant auquel a abouti l'analyse des données à l'échelle annuelle présentée dans le chapitre précédent, qu'il s'agisse du zonage spatial ou temporel auquel a mené cette analyse. La modélisation nous permettra de surcroît de tenter une première quantification des flux d'échange entre les deux nappes de surface et profonde, en fonction de la position sur le versant et de la période de l'année considérée (hautes eaux, basses eaux, épisode pluvieux ou récession). Ce point est de première importance pour le transfert d'éventuels polluants par les écoulements subsurfaciques.
- D'autre part permettre de mieux cerner l'environnement immédiat du fossé perpendiculaire à la pente sur lequel nous nous concentrons. Il s'agit notamment de déterminer les conditions aux limites auxquelles est soumise la portion de versant environnant le fossé. En particulier, cette modélisation doit nous permettre de trancher quant à la nécessité ou non de tenir compte de l'évolution de la nappe profonde dans la zone sous jacente au fossé pendant un événement pluvieux.

Compte tenu des dimensions de la zone à modéliser (environ 200*300 m²) et des questions à résoudre, qui concernent essentiellement le fonctionnement conjoint des deux nappes présentes sur le site, nous avons opté pour un modèle représentant uniquement le fonctionnement de la zone saturée, mais de façon relativement complète (cf la revue des modèles mathématiques pour l'écoulement de l'eau en milieu poreux présentée dans le chapitre I).

Nous avons sélectionné pour l'analyse et puis pour la modélisation trois épisodes pluvieux représentatifs, dont deux en période de hautes eaux et un en période de basses eaux. Nous présentons le modèle utilisé - ModFlow - puis les essais de modélisations.

4.2. Analyse des données à l'échelle de l'épisode pluvieux.

Avant de passer à la modélisation, nous allons d'abord présenter l'interprétation des données relatives aux trois épisodes pluvieux, afin de compléter l'analyse saisonnière présentée dans le chapitre III, en analysant à un pas de temps plus fin la dynamique des deux nappes étudiée pendant des épisodes d'intérêt.

4.2.1. Analyse de la période du 15 au 31 mars 2002. Hautes eaux.

Nous avons choisi une période comprise entre le 15 et le 31 mars 2002. Cette période nous a semblé intéressante car elle débute par une période faiblement pluvieuse, qui maintient les nappes du versant dans un régime quasi permanent. Ce dernier nous permettra d'utiliser ce début de période pour déterminer en régime permanent les conditions initiales qui serviront ensuite à simuler l'ensemble de la période en régime transitoire.

a. Courte présentation de la période précédente du 2 au 15 mars 2002

Pour encadrer dans son contexte la période analysée, nous nous sommes intéressés à la dynamique globale du versant et son état avant le 15 mars.

La Figure IV-1 indique l'évolution des profondeurs des nappes dans deux piézomètres représentatifs (les moins influencés par le fossé) depuis la dernière remontée du 2/03/02 et jusqu'à la remontée du 18-19 mars par rapport à la différence P-ETP.

Du 3 mars jusqu'au 15 mars il y a eu 14,5 mm de pluie, dont 9,5 mm le 14 mars entre 7h00 et 10h00 (entre la dernière pluie et la première du 15 mars, il y a une pause de 13 heures) et 11 mm d'évapotranspiration potentielle. Du 3 mars au 13 mars la différence P-ETP est faiblement négative entraînant un abaissement de niveau tant pour la nappe superficielle que pour la nappe profonde. La pluie du 14 mars produit une courte remontée pour les deux nappes.

La nappe superficielle, après avoir affleuré à la surface le 2 mars, se tarit de façon continue jusqu'au 11 mars. Du 11 mars au 14 mars, le niveau se stabilise autour de 70 cm de profondeur. La pluie qui tombe le 14 mars produit une faible montée de niveau (10 cm).

Le niveau de la nappe profonde diminue jusqu'à un minimum le 8 mars (60 cm). Du 8 au 12 mars son niveau piézométrique est stable. A partir du 13 mars et jusqu'au 19 mars, son niveau monte lentement, de 30 cm.

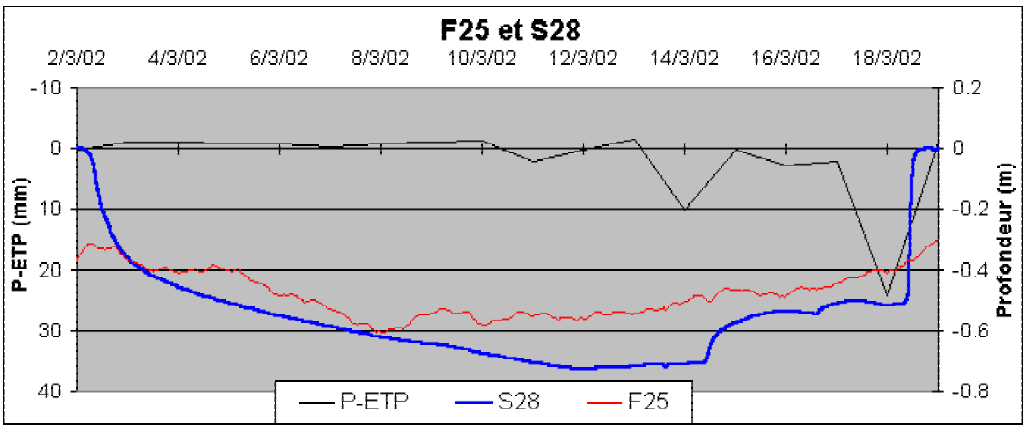


Figure IV-1 : Profondeur de l'eau en F25 et S28 du 26 février au 19 mars 2002. P-ETP quotidiennes.

b. Précipitations et ETP du 15 au 31 mars 2002

Pour le mois de mars 2002, la pluie cumulée a été de 67,5 mm, valeur supérieure à la moyenne mensuelle 1982-2000 (45 mm), et à l'ETP (36,2 mm) ce qui indique un mois pluvieux.

Pendant la période du 15 au 31 mars, le cumul des précipitations a été de 35,5 mm (Figure IV-2). L'intensité maximale horaire est faible, de 2,5 mm/h. Au début (du 15 au 16 mars) nous enregistrons une pluie relative régulière (6,5 mm), à faible intensité suivie d'une pause de 29 heures. L'épisode pluvieux important commence le 17 à 20h00 et se prolonge jusqu'au 19 à 2h00 (28 mm) ; s'ensuit une période pratiquement sans précipitation.

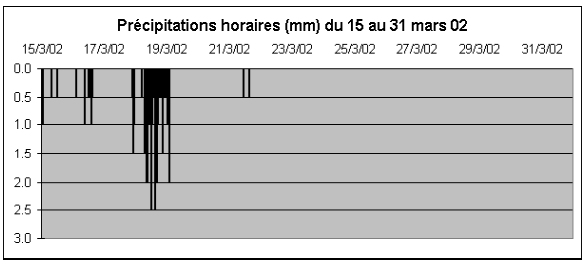


Figure IV-2 : Précipitations horaires du 15 au 31 mars 2002

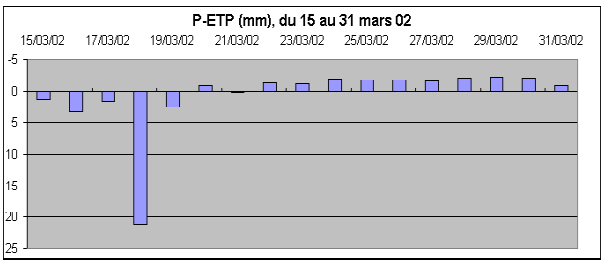


Figure IV-3 : Différence entre précipitations et l'évapotranspiration potentielle quotidiennes du 15 au 31 mars 2002

L'évapotranspiration potentielle cumulée du 15 au 31 mars est de 24 mm. La somme P-ETP est positive entre le 15 et le 20 mars et devient négative jusqu'à la fin de la période (Figure IV-3).

La période analysée couvre la fin de la saison de drainage intense (qui advient le 24 mars 2002, voir chapitre III).

c. Ruissellement du 15 au 31 mars 2002

Pendant cette période, il y avait sur la parcelle expérimentale ainsi que sur les parcelles P5 et P6 une interculture de blé (repousse spontanée de blé, avant un semis de maïs en avril). La parcelle témoin P1 était semée en blé d'hiver.

La valeur maximale atteinte par le ruissellement sur la parcelle d'étude (PE) est inférieure à 0,2 l/s. Ce débit est équivalent à une lame drainée de 0,14 – 0,84 mm/h, en fonction de la surface drainée prise en compte, (Figure IV-4). Entre le 15 et le 17 mars, le ruissellement ne se produit pas, la nappe superficielle étant basse (en moyenne –20 cm profondeur) et l'intensité pluvieuse faible. Au contraire, à partir du 18 mars, l'eau ruisselle pendant 19 h pour s'arrêter le 19 mars à 5 h. Le ruissellement est déclenché par la montée du niveau de la nappe superficielle (voir les chroniques piézométriques), l'intensité pluvieuse restant faible (max. 2,5 mm/h). Le ruissellement sur la parcelle témoin P1 (non drainée et qui se situe sur le plateau –Figure II-5), est faible du 15 au 18 mars pour atteindre 1,5-2 mm/h pendant l'épisode pluvieux du 17-19 mars (avec un coefficient de ruissellement de 0,8). L'écoulement continue pendant toute la période, mais devient négligeable après le 19 mars.

Sur la parcelle P6 (drainée et isolée hydrauliquement à l'amont), la durée du ruissellement est un peu plus longue que sur PE. La valeur maximale enregistrée est équivalente à celle de PE (en prenant uniquement en compte la topographie, c'est-à-dire une surface drainée de S=850m^2) mais trois fois inférieure à celle de P1.

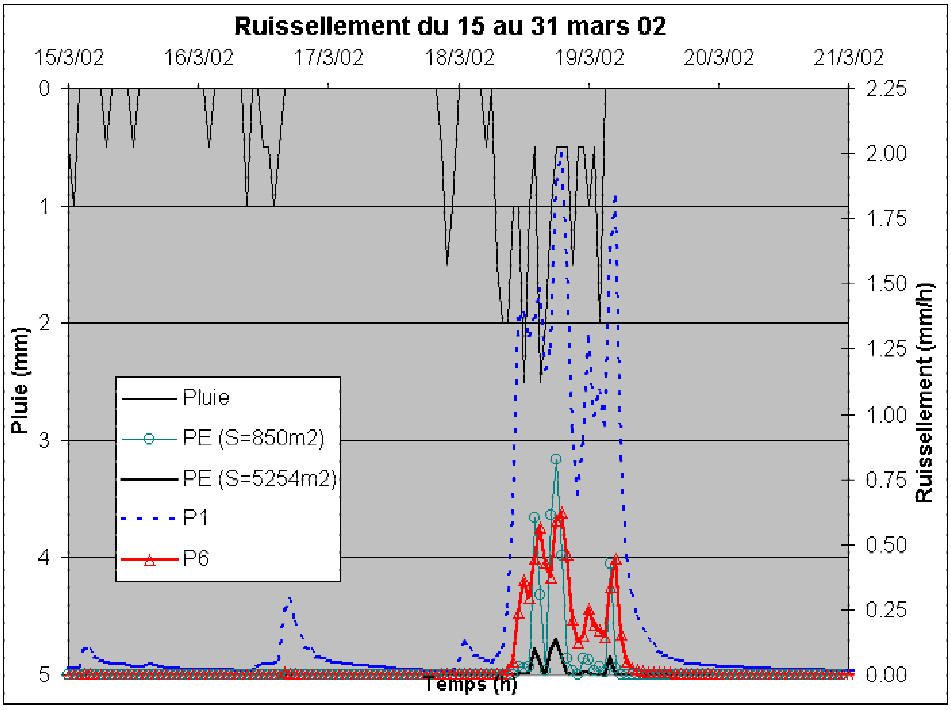


Figure IV-4 : Ruissellement sur la parcelle d'étude (PE), sur la parcelle P6 et sur la parcelle témoin (P1), du 15 au 31 mars 2002

d. Drainage en parcelle drainée du 15 au 31 mars 2002

Nous disposons des mesures de drainage dans les parcelles P5 et P6, mesures présentées dans la Figure IV-5. En analysant ces données nous observons que :

- Jusqu'au 18 mars la lame drainée se maintient à un niveau faible (en dessous de 0,1 mm/h),
- Entre le 18 et le 19 mars, la lame drainée varie entre 0,7 et 1,5 mm/h,
- Après le 19 mars, la lame drainée diminue fortement. Le drainage s'arrête dans la parcelle P5 le 25 mars, alors qu'en P6 le drainage continue à un débit très faible (équivalent à 0.05 mm/h).

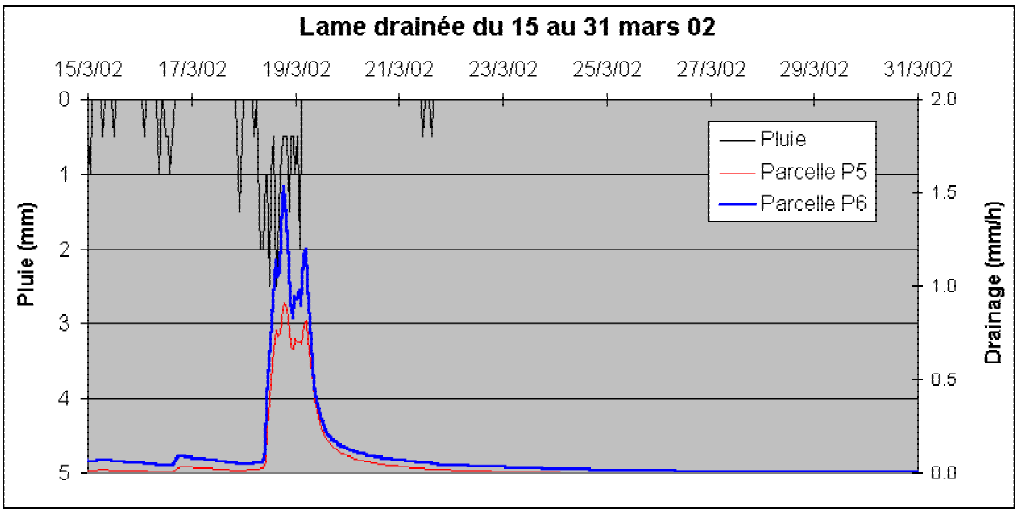


Figure IV-5 : Lame drainée en parcelle drainée (P5 et P6) du 15 au 31 mars 2002

Le Tableau IV-1 indique une partie des composantes du bilan hydrique, et le coefficient de restitution pour la période analysée. Ainsi la différence entre d'une part les précipitations et d'autre part la somme entre l'évapotranspiration potentielle, la lame drainée et la lame ruisselée est négative pour les deux parcelles.

Tableau IV-1: Le bilan hydrique des parcelles P5 et P6 du 15 au 31 mars 2002

Parcelle	Pluie (mm)	ETP (mm)	Lame drainée (mm)	Lame ruisselée (mm)	P-(ETP+D+R) (mm)	Coefficient de restitution (D/P) (%)
P5	35,5	24	22	0	-10,5	62
P6			38	7	-33,5	107

Pour la parcelle P6, il est évident que même pour une évapotranspiration réelle (ETR) inférieure à l'ETP, il y a un apport important de la nappe profonde vers la nappe superficielle. Cet apport peut arriver à un maximum de 12 mm/jour. Le coefficient de restitution (lame drainée/pluie) est de 107.

La parcelle P5 est plus difficile à analyser, parce que nous ne connaissons pas exactement l'ETR ni s'il y a eu du ruissellement. Il est fort probable que l'apport de la nappe profonde vers la nappe superficielle soit légèrement positif.

L'analyse des chroniques de drainages des deux parcelles P5 et P6 nous montre que pendant la période analysée, la nappe superficielle reçoit un apport important de la nappe profonde sur le versant et un apport moindre sur le plateau. Pour la parcelle P6, les résultats de l'analyse des données pendant un épisode pluvieux sont conformes aux résultats de l'analyse de l'année agricole 2001-2002 dans son ensemble. Par contre pour la P5, les analyses à l'échelle d'un épisode pluvieux et à l'échelle annuelle ont donné des résultats contradictoires. En effet, nous avons montré que pendant l'année agricole 2001-2002 (une année sèche), la nappe superficielle alimente la nappe profonde d'au minimum 16 mm. Même si nous ne disposons pas de piézomètres avec capteur de pression sur le plateau, les mesures piézométriques manuelles dans les piézomètres S 29 et F9, montrent que la nappe superficielle a toujours un niveau supérieur à la nappe profonde. Ces résultats nous avaient laissé supposer que sur le plateau, c'est la nappe superficielle qui alimente la nappe profonde. Mais, comme nous avons vu plus haut, quand la nappe profonde est haute, il est possible que la nappe profonde

alimente la nappe superficielle. Nous allons voir si cette situation est confirmée pour les autres périodes analysées.

e. Drainage du fossé du 15 au 31 mars 2002

La Figure IV-6 nous montre le débit drainé par le fossé du 15 au 31 mars 2002. En effet, notre système de mesure indique que l'eau commence à couler dans le fossé le 18 mars à 12h00 et que l'écoulement s'arrête le 19 mars à 14h00. Le volume drainé est de 3,025 m^3. L'existence d'un écoulement de base est fort probable, qui n'avait pas été enregistré par notre système de mesure à cause de sa faible valeur.

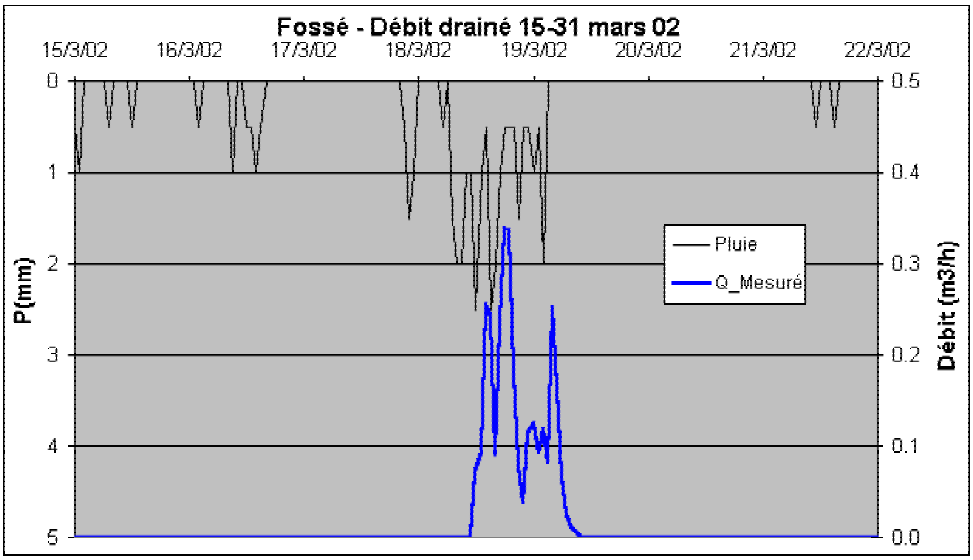


Figure IV-6 : Débit drainé par le fossé du 15 au 31 mars 2002

f. Variations de niveaux piézomètriques du 15 au 31 mars 2002.

Sur la partie plateau et la moitié amont du versant, dans un certain nombre de piézomètres les mesures sont effectuées manuellement. Nous disposons d'une mesure avant le 15 mars et de deux mesures pendant la période prise en compte : une le 22 mars, et l'autre le 29 mars. (Tableau IV-2).

Tableau IV-2 : Mesures manuelles de charge hydraulique/profondeurs du 13 au 31 mars 2002

Date/	13/03/02		22/03/02		29/03/02	
Piézomètre	Charge	Profondeur	Charge	Profondeur	Charge	Profondeur
	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
F9	99,18	-0,85	99,26	-0,77	99,18	-0,85
S29	99,49	-0,54	99,50	-0,53	99,44	-0,59
F10	99,38	-0,27	99,59	-0,47	99,34	-0,72
F11	98,67	-0,03	98,78	0,08	98,59	-0,11
S30	98,40	-0,32	98,53	-0,19	98,30	-0,42
F12	98,34	-0,06	98,35	-0,05	98,32	-0,08
F13	96,88	-0,55	96,93	-0,50	96,84	-0,59
F15	97,49	+0,22	97,49	+0,22	97,49	+0,22

Le comportement de la partie amont a été décrit lors de l'analyse des données de drainage de la parcelle P5 et P6. Nous allons maintenant étudier plus en détail la réaction des nappes aux alentours du fossé, où nous disposons de piézomètres équipés de capteurs automatiques fonctionnant à une fréquence horaire (Figure II-16).

Au voisinage amont du fossé, nous disposons de trois piézomètres de surface et d'un piézomètre profond :

- S26 situé à 1 m du bord du fossé
- S27 et F25 situés à 2 m du bord du fossé
- S28 situé à 5 m du bord du fossé.

Les variations des niveaux piézométriques sont présentées dans la Figure IV-7. L'influence du fossé est évidente sur le S26 et S27 alors qu'à 5 mètres à l'amont du fossé, le S28 ne semble pas être influencé : la nappe y affleure comme sur presque tout le versant. Du 15 au 18 mars à 9h00, la nappe superficielle se maintient à un niveau presque constant. Puis vient une monté brusque, où la nappe superficielle monte de 49 cm en S28, 40 cm en S27 et 32 cm en S26. Le niveau maximal dans chaque piézomètre augmente avec l'éloignement au fossé. La nappe superficielle commence à se tarir deux heures après l'arrêt de la pluie.

La nappe profonde en F25 présente un niveau piézométrique supérieur à la nappe superficielle en S27 pendant toute la période, sauf pendant l'épisode pluvieux du 18 au 19 mars, où la situation s'inverse. Les variations de la nappe profonde se produisent moins vite que celles de la nappe superficielle. En effet, la nappe profonde présente une montée douce à partir du 16 mars jusqu'au point de maximum (le 19 mars) qui correspond au début du tarissement de la nappe superficielle, immédiatement après l'arrêt de la pluie. Ensuite, le tarissement s'amorce. Quand le niveau de la nappe superficielle devient supérieur au niveau de la nappe profonde (S27 /F25), la pente de la montée de la nappe profonde semble plus importante. Nous supposons que l'apport hydrique principal de la nappe profonde est dû à des apports latéraux provenant de l'amont mais lors de l'épisode pluvieux, la nappe profonde peut recevoir également un apport vertical de la nappe superficielle.

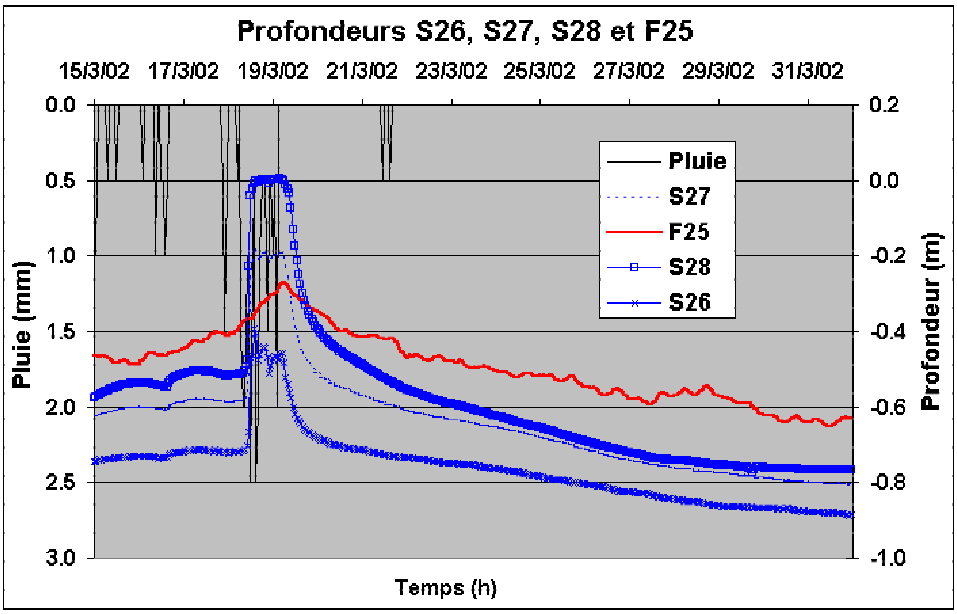


Figure IV-7 : Variation du niveau de nappe superficielle (S26, S27 et S28) et de la nappe profonde (F25), amont du fossé, du 15 au 31 mars 2002

Au voisinage aval du fossé, nous disposons de deux piézomètres de surface et un profond :

- S24 situé à 1 mètre à l'aval du bord du fossé
- S23 et F22 situé à 2 mètres à l'aval du bord du fossé

Les variations des ces piézomètres sont présentées dans la Figure IV-8. Nous observons la même évolution qu'à l'amont, si ce n'est que les maximums de la nappe superficielle et profonde apparaissent 5 heures plus tard qu'à l'amont.

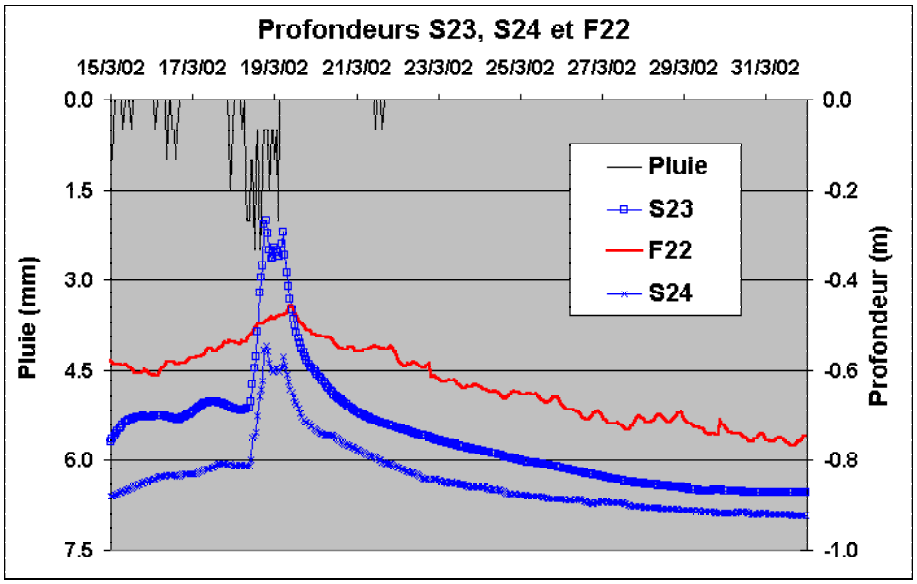


Figure IV-8 : Variation du niveau de la nappe superficielle (S23, S24) et de la nappe profonde (F22), aval du fossé, du 15 au 31 mars 2002

Le gradient hydraulique entre NS et NP (Figure IV-9) varie autour de zéro entre le 15 et le 19 mars, pour devenir légèrement négatif en fin de période. En période de tarissement quand le niveau de la nappe superficielle est en dessous de –0,7 m, les gradients amont et aval ont les mêmes valeurs, ce qui signifie que l'influence du fossé sur les échanges entre les deux nappes devient nulle.

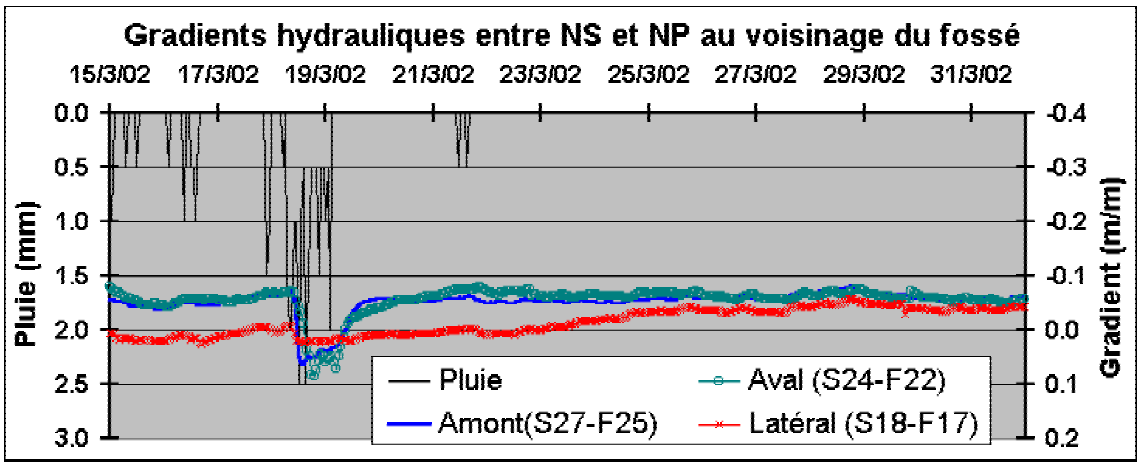


Figure IV-9 : Gradients hydrauliques entre la nappe superficielle (NS) et la nappe profonde (NP) au voisinage du fossé, du 15 au 31 mars 2002

g. Profils des nappes du 15 au 31 mars 2002

Nous avons représenté les évolutions de la nappe profonde et superficielle sur le transect au long de la plus grande pente (Figure IV-10) et sur le transect au long de la parcelle (Figure IV-11) à quatre moments représentatifs :

- le 13 mars 2002 à 23h00, (une journée avant le 15 mars) quand la nappe superficielle était à son niveau le plus bas et que nous disposons d'une mesure manuelle dans les piézomètres sans capteur,
- le 15 mars à 00h00 au début de la période analysée,
- le 19 mars à 00h00 quand la nappe superficielle est à son maximum et la nappe profonde très proche (qui advient sept heures plus tard),
- le 29 mars, deux jours avant de la fin de la période analysée. Nous avons choisi de représenter le 29 mars parce qu'à cette date, il y a eu des mesures manuelles dans les piézomètres sans capteurs.

Nous avons limité les transects à leurs parties aval parce que les parties amont contiennent des piézomètres sans capteur de pression et il n'y a pas de mesures manuelles suffisantes. Pour des soucis de visibilité sur les diagrammes des profils, nous avons représenté uniquement les piézomètres profonds.

Transect suivant la ligne de plus grande pente
Le F13 étant un piézomètre sans capteur de pression, nous n'y disposons que de deux mesures, une le 13 mars et l'autre le 29 mars.

Le 13 mars, le niveau de la nappe superficielle était inférieur au niveau de la nappe profonde sauf à l'amont (en S14 et F13, dans le chapitre III, lors de l'analyse des données à l'échelle annuelle, nous avons montré que pour ces deux piézomètres, la nappe superficielle a un niveau supérieur au niveau de la nappe profonde). La nappe profonde est en charge.

Le 15 mars, le niveau des deux nappes a augmenté, mais le niveau de la nappe superficielle reste inférieur au niveau de la nappe profonde. Cet état représente le début de la période analysée. Le fossé ne coule pas encore ou l'écoulement est si faible qu'il n'est pas enregistré par notre système de mesure.

Le 19 mars les deux nappes ont atteint leurs maximums. La nappe superficielle est affleurante sauf au voisinage du fossé. Son niveau devient supérieur au niveau de la nappe profonde sauf à l'aval du versant où la nappe profonde est devenue artésienne. Le fossé coule.

Le 29 mars, les deux nappes ont retrouvé des niveaux inférieurs à ceux du 13 mars. (sauf à l'amont).

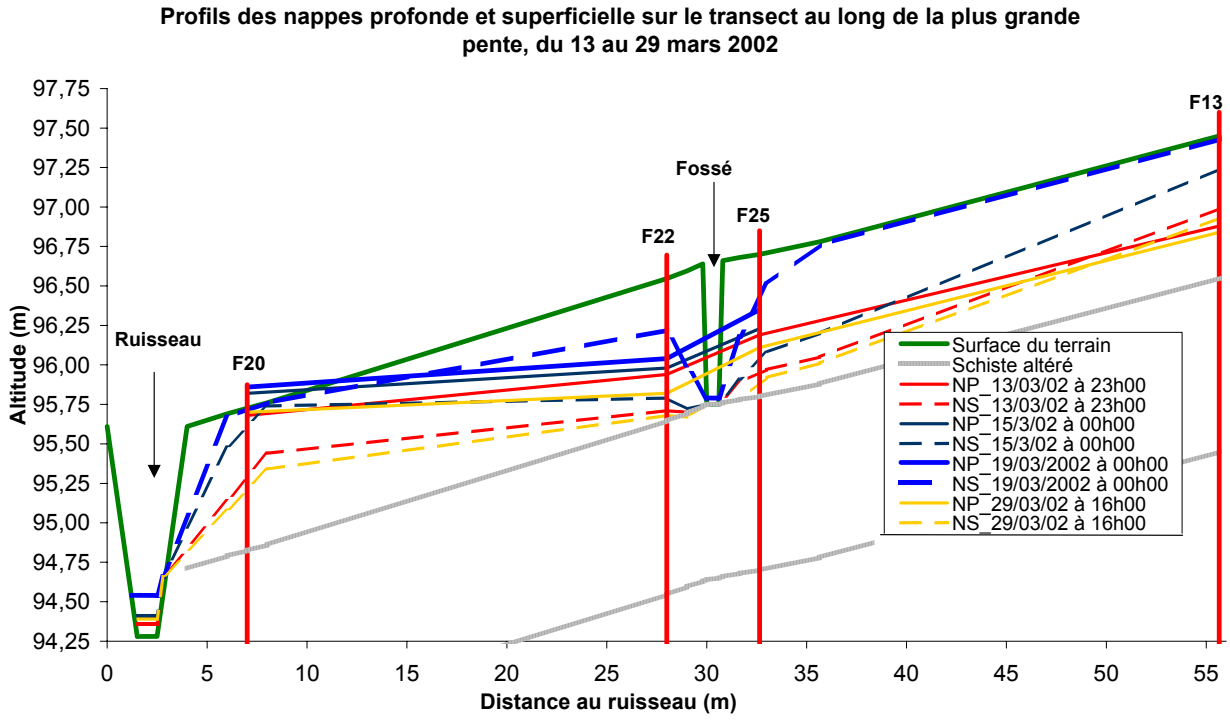


Figure IV-10 : Profils des nappes profonde et superficielle sur le transect au long de la plus grande pente, du 13 au 29 mars 2002

Transect au long de la parcelle.
Ce transect contient deux piézomètres où la nappe profonde est souvent artésienne (F15) ou son niveau piézométrique est proche de la surface (F20). Nous supposons que le niveau piézométrique de la nappe profonde se trouve à +22 cm au dessus du sol pendant toute la période (si c'est valable le 13 et le 29 mars, c'est d'autant plus vrai le 19 mars après une pluie forte).

Le niveau de la nappe superficielle ne devient supérieur au niveau de la nappe profonde que le 19 mars et localement en F17/S18. En dehors de ces zones et de cette période, c'est la nappe profonde qui alimente la nappe superficielle.

h. Conclusions sur l'épisode pluvieux du 15 au 31 mars 2002

L'analyse des débits drainés indique que pendant un épisode pluvieux, la nappe profonde alimente la nappe superficielle sur le versant et dans une moindre mesure sur le plateau. La saison de drainage intense s'achève cette année au mois de mars : la période étudiée se situe donc à la fin de la saison de drainage intense.

La lame ruisselée maximale sur la parcelle expérimentale varie entre 0,14 et 0,84 mm/h (en fonction de l'aire prise en compte) pour une intensité pluvieuse maximale de 2,5 mm/h. La lame drainée maximale est de 1,5 mm/h.

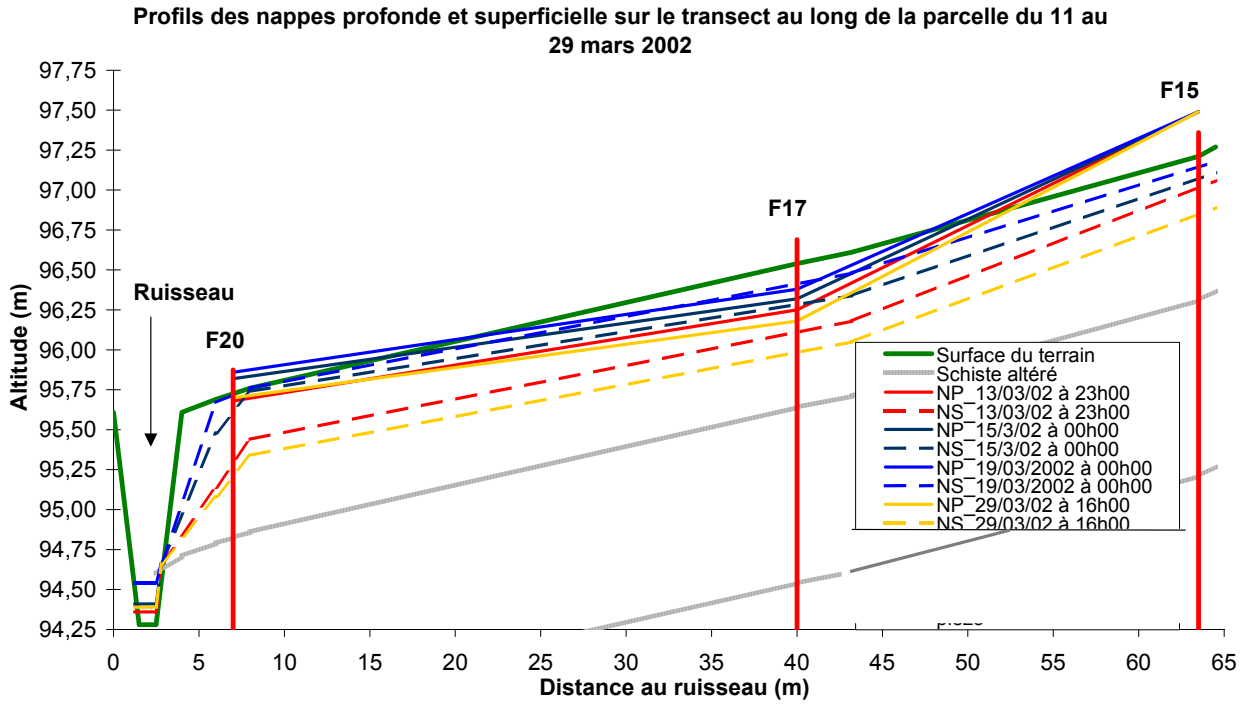


Figure IV-11 : Profils des nappes profonde et superficielle sur le transect au long de la parcelle, du 13 au 29 mars 2002

Au début de la période, le niveau de la nappe superficielle s'étalait entre –20 cm et –70 cm par rapport à la surface du sol (cette dernière valeur correspondant aux alentours du fossé), tandis que celui de la nappe profonde allait de + 5 cm à –50 cm : la nappe profonde était donc captive sur tout le versant.

Nous avons identifié trois phases différentes au cours de la période analysée :

1. Du 15 au 17 mars, nous observons un régime quasi permanent, avec de faibles variations des niveaux piézométriques.
2. Du 18 au 19 mars, de fortes précipitations (28 mm) produisent une montée significative des deux nappes.
3. Du 19 mars au 31 mars, l'absence de précipitation produit le tarissement des deux nappes.

En dehors de la deuxième phase, la nappe profonde alimente la nappe superficielle sur tout le versant et dans une moindre mesure sur le plateau. Cela montre qu'il est possible, pendant la saison humide quand la nappe profonde est très haute, que la nappe profonde alimente la nappe superficielle même sur le plateau.

La brusque montée de la nappe superficielle suivant les précipitations les plus fortes inverse le gradient hydraulique, rendant possible une alimentation de la nappe profonde par la nappe superficielle. A l'apport provenant de la nappe superficielle, s'ajoute un apport latéral provenant de l'amont qui produit une montée lente de la nappe profonde.

Au contraire de la nappe superficielle, la nappe profonde a des réponses beaucoup plus amorties, que ce soit en phase de montée ou de récession.

La nappe superficielle ne répond pas systématiquement à chaque pluie : ainsi, les 6,5 mm tombés du 15 au 16 mars n'ont comme effet que le maintien au même niveau piézométrique ou une faible montée des niveaux. Sans doute ces premières précipitations ont elles contribué à recharger la microporosité de la zone non saturée. Les brusques réactions qui suivent peuvent s'expliquer soit par la transformation de la frange capillaire en eau libre, soit, plutôt, par l'existence d'un horizon labouré présentant une porosité de drainage plus faible que celle de l'horizon sous-jacent.

4.2.2. Analyse de la période du 27 février au 3 mars 2002. Hautes eaux

Le deuxième épisode commence le 27 février et finit le 3 mars 2002. Comme le premier épisode, celui-ci présente chronologiquement :

- une période faiblement pluvieuse, qui maintient les nappes du versant dans un régime quasi permanent du 27 au 28 février,
- une pluie relativement forte, du 1er au 2 mars
- une période de tarissement sans précipitation du 2 au 3 mars.

a. Courte présentation de la période précédente du 26 au 27 février 2002

La Figure IV-12 indique l'évolution des profondeurs des nappes dans F25 et S28 depuis la dernière remontée du 20/02/2002 et jusqu'à la remontée du 2 mars en regard de la différence P-ETP.

La dernière remontée a eu lieu le 26 février quand une pluie de 9 mm est tombée entre 1h00 et 8h00. Deux heures plus tard, la nappe superficielle affleure pratiquement à la surface alors que le maximum de la nappe profonde (-33 cm) intervient neuf heures après (le 26 février à 21h00). Au début de la période analysée, le 27 février à minuit, la nappe superficielle est descendue à –32 cm et la nappe profonde s'est maintenue au même niveau. Les autres piézomètres suivent la même tendance. Entre le 21 et le 27 février, le cumul de P-ETP a été de 9,8 mm.

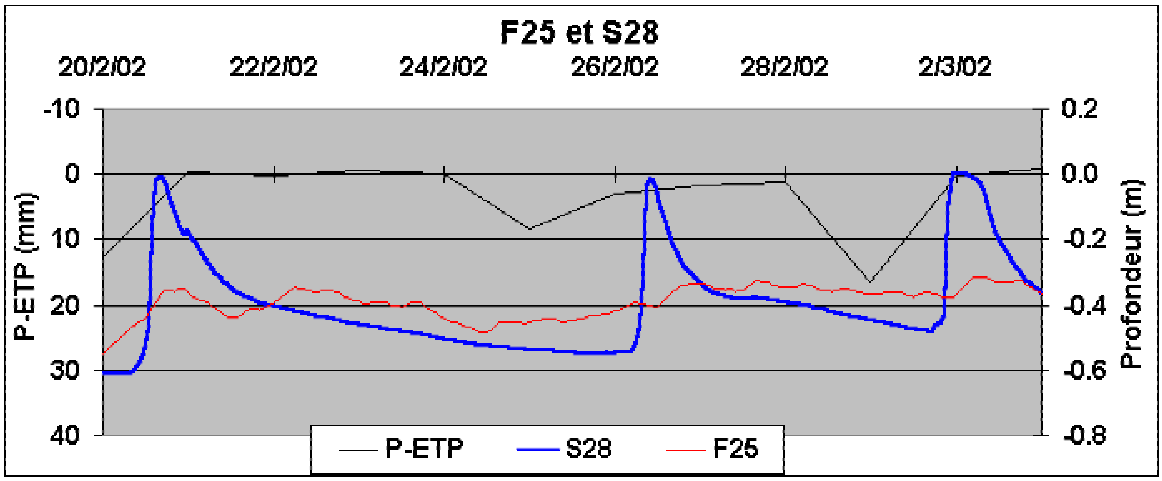


Figure IV-12 : Profondeurs en F25 et S28 du 20 février au 2 mars 2002. P-ETP quotidiennes.

b. Précipitation et ETP du 27 février au 3 mars 2002

Cet épisode pluvieux fait partie de la saison de drainage intense de l'année agricole 2001-2002. Le mois de février est un mois pluvieux, les précipitations cumulées (91 mm) dépassent la moyenne mensuelle 1982-2000 (64 mm). L'ETP cumulée du mois de février a été de 18 mm.

Pendant l'épisode pluvieux analysé, la pluie cumulée a été de 23,5 mm avec une intensité horaire maximale de 3,5 mm/h (Figure IV-13). L'ETP cumulée est de 3,2 mm. La différence journalière P-ETP est positive sauf pour le dernier jour, où elle devient négative (Figure IV-14).

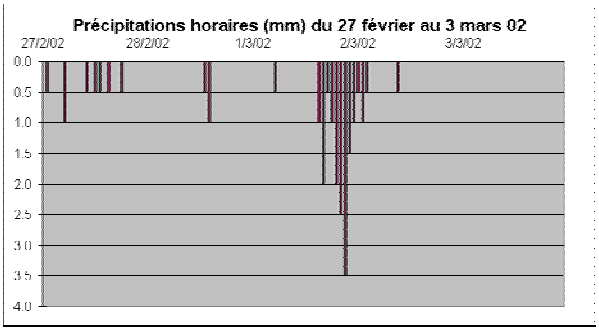


Figure IV-13 : Précipitations horaires du 27 février 2002 au 3 mars 2002

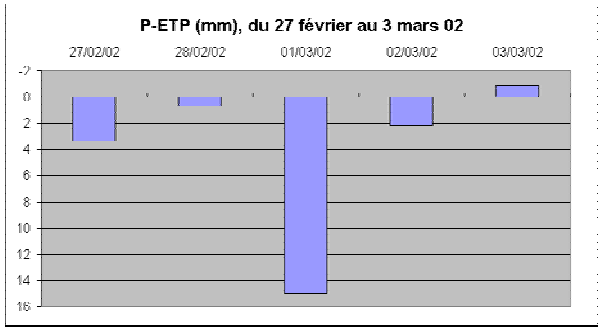


Figure IV-14 : Différence entre précipitations et l'évapotranspiration potentielle quotidiennes du 27 février 2002 au 3 mars 2002

c. Ruissellement du 27 février au 3 mars 2002

Les lames ruisselées sur les parcelles expérimentales, P6 et P1 (parcelle non drainée) sont présentées dans la Figure IV-15. La lame ruisselée maximale pour la parcelle P1 (non drainée) est 1,86 mm/h. Nous y observons que le ruissellement sur P1 reste presque six fois plus fort que sur PE ou P6, et qu'il dure pendant toute la période, alors qu'en P6, et surtout en PE sa présence coïncide avec les pics de pluie. Les lames cumulées sont de 18 mm pour P1, 1,6 mm pour P6 et 0,4 mm pour PE (compte tenu du critère topographique).

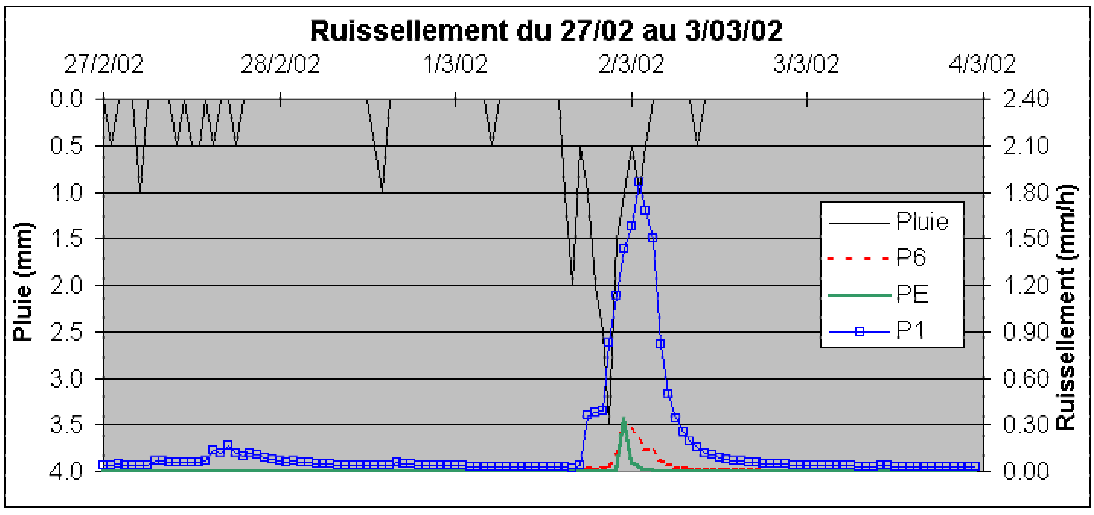


Figure IV-15 : Lame ruisselée, du 27 février au 3 mars 2002

d. Drainage du 27 févier au 3 mars 2002.

La Figure IV-16 présente les lames drainées des parcelles P5 et P6. La lame drainée cumulée a été de 13,2 mm pour la parcelle P5 et de 21 mm pour la parcelle P6. L'intensité maximale est de 1,3 mm/h pour P6.

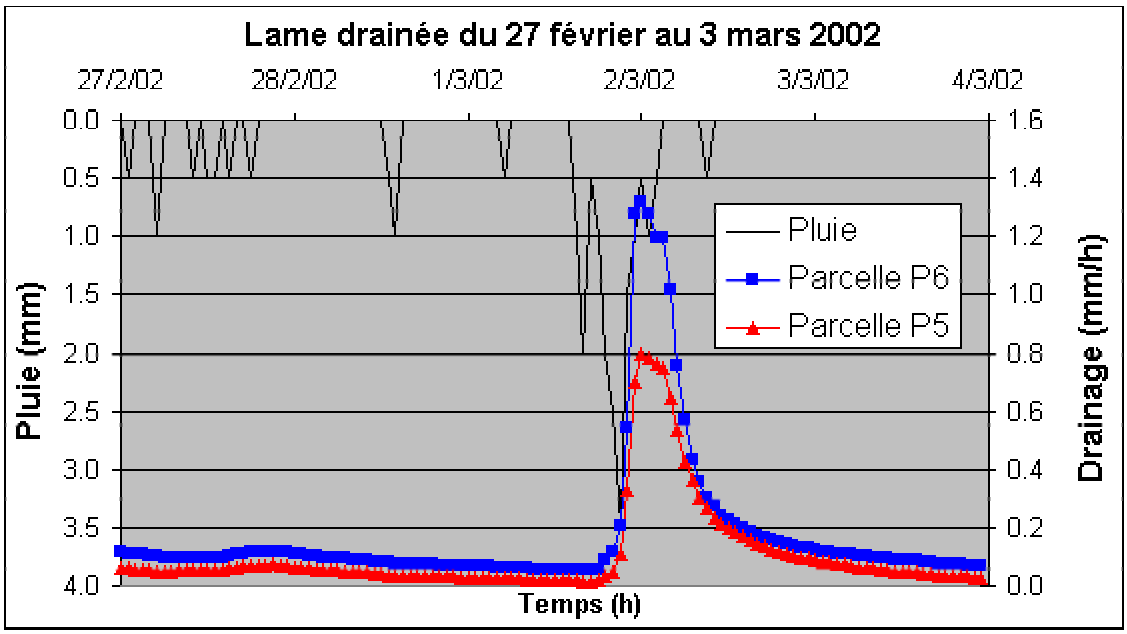


Figure IV-16 : Lame drainée en parcelles drainées (P5 et P6) du 27 février au 3 mars 2002

Une partie des composants du bilan hydrique est présentée dans le Tableau IV-3. La différence entre P et (ETP+D+R) est positive pour P5 et négative pour P6. Cela signifie que sur la parcelle P5, la nappe superficielle a alimenté la nappe profonde, alors que sur la parcelle P6, c'est le contraire, c'est-à-dire la nappe profonde alimente légèrement la nappe superficielle. Les coefficients de restitution sont respectivement de 56% pour P5 et de 90% pour P6.

Tableau IV-3 : Bilan hydrique des parcelles P5 et P6, du 27 février au 3 mars 2002

Parcelle	Pluie (mm)	ETP (mm)	Lame drainée (mm)	Lame ruisselée (mm)	P-(ETP+D+R) (mm)	Coefficient de restitution (D/P) (%)
P5	23,5	3,2	13,2	0	7,1	56
P6			21.2	1,6	-2,5	90

L'analyse des chroniques de drainage pour cet épisode pluvieux confirme cette fois-ci notre hypothèse faite (en année sèche) sur le découpage du versant en zones ayant des comportements hydrogéologiques différents (voir chapitre III). Du 27 février au 3 mars, la zone de plateau participe à la recharge de la nappe profonde, alors que sur le versant, la nappe profonde alimente la nappe superficielle.

e. Drainage du fossé du 27 février au 3 mars 2002

La Figure IV-17 nous montre le débit drainé par le fossé. En dehors de l'épisode pluvieux, l'écoulement est nul ou à une valeur très faible. Il devient mesurable après la pluie. Le volume cumulé drainé a été de 1,17 m^3.

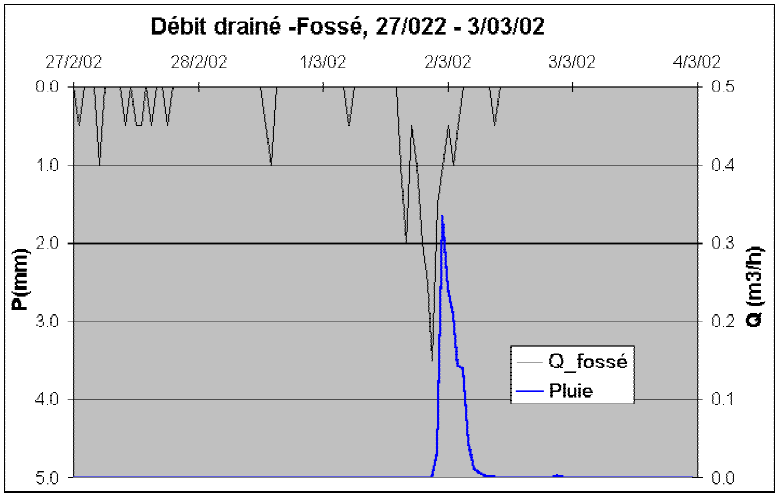


Figure IV-17 : Débit drainé par le fossé, du 27 février au 3 mars 2002

f. Variations de niveaux piézomètriques du 27 février au 3 mars 2002

Pendant cette période nous disposons de mesures en continu dans les piézomètres pourvus de capteurs. Quant aux autres piézomètres, une seule mesure manuelle a été effectuée, 6 jours avant le début de la période analysée, le 21 février (Tableau IV-4). Ces valeurs sont données seulement à titre d'information puisque depuis le 21 février il y a eu l'épisode pluvieux du 26 février (9 mm).

Tableau IV-4 : Mesures manuelles de profondeur de l'eau dans les piézomètres sans capteurs, le 21 février 2002

Piézométres	Profondeur (cm)
	21/02/2002
F9	-76
S29	-15
F10	-50
F11	-
S30	-14
F12	-3
F13	-49
F15	19

Les évolutions des profondeurs de la nappe profonde et superficielle au cours de la période simulée sont présentées dans la Figure IV-18.

Par rapport à la période du 15 au 31 mars 2002, la différence P-ETP est plus importante (20,3 mm par rapport à 16 mm) et l'intensité pluvieuse légèrement plus forte (3,5 mm contre 2,5 mm). Au début (le 27 février) et pendant toute la période, les deux nappes présentaient des niveaux supérieurs aux niveaux du 15 au 31 mars, la période précédemment analysée. Le fait que sur le plateau la nappe profonde ne soit pas alimentée par la nappe superficielle, comme cela a été le cas du 15 au 31 mars, est peut-être dû à un gradient descendant, malgré un état des nappes plus élevé.

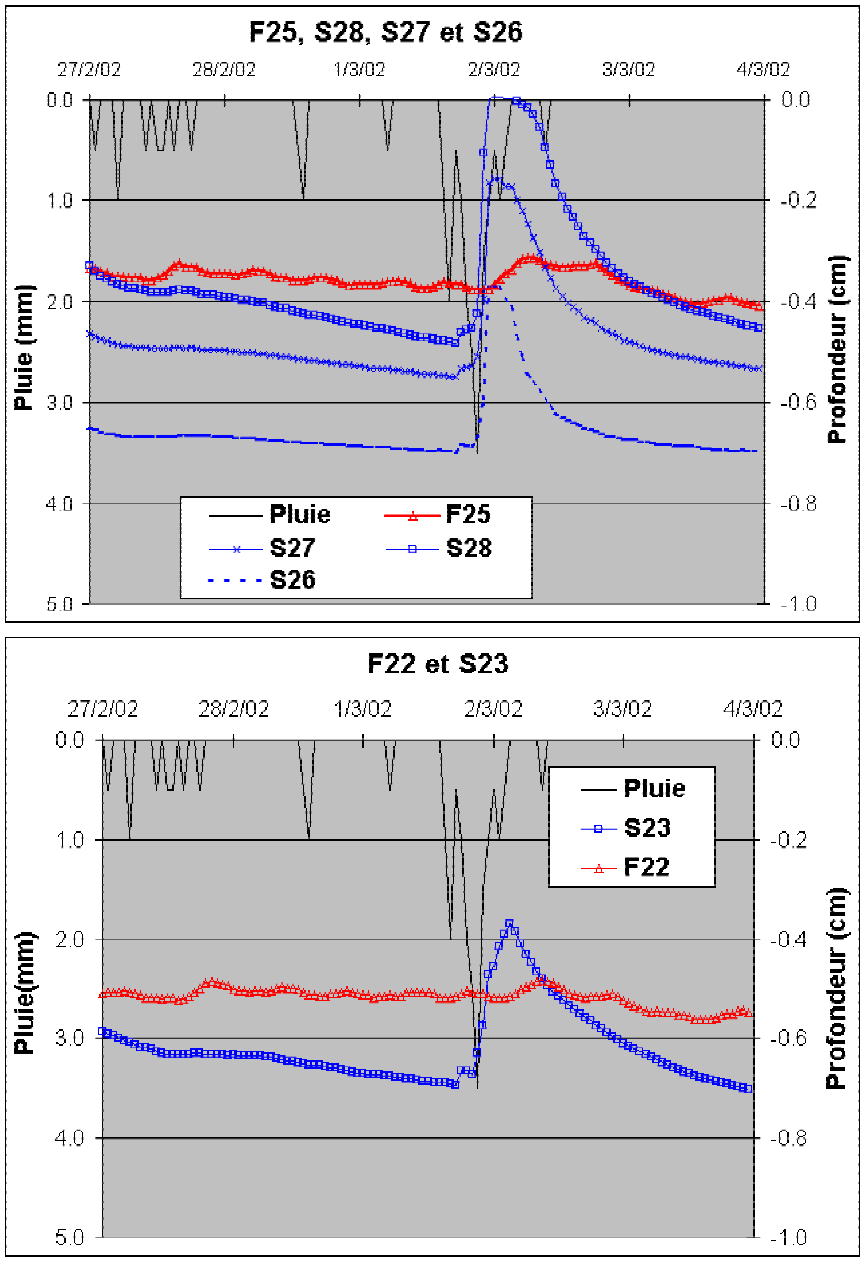


Figure IV-18 : Profondeurs de la nappe profonde et de la nappe superficielle du 27 février au 3 mars 2002

L'analyse de l'épisode du 27 février au 3 mars 2002 présente une évolution semblable à celle de l'épisode du 15 au 31 mars 2002 qui peut se diviser en trois parties :

- une période de régime quasi-permanent entretenu par une faible pluie (5,5 mm), le niveau de la nappe profonde est supérieur au niveau de la nappe superficielle,
- une remontée brusque de niveau (surtout pour la nappe superficielle) produite par un fort épisode pluvieux. Le niveau de la nappe superficielle devient supérieur au niveau de la nappe profonde pour une courte période de temps. La nappe superficielle affleure dans les zones non influencées par le fossé.
- un tarissement des deux nappes qui est dû à l'absence de précipitations, le niveau de la nappe superficielle redevenant inférieur à celui de la nappe profonde.

Quant au fossé, nous avons enregistré un débit maximal de presque 0,1 l/s (une moyenne de 100 l/h) et un volume total écoulé de 1,2 m^3. La valeur du débit maximal a été du même ordre de grandeur que celle enregistrée du 15 au 31 mars.

4.2.3. Analyse de la période du 25 septembre au 3 octobre 2001. Basses eaux

Contrairement à la période de hautes eaux, pendant la saison de basses eaux, il est difficile de trouver un épisode pluvieux qui commencerait par une période assimilable à un régime permanent. Nous avons choisi la période du 25 septembre au 3 octobre 2001, pendant laquelle, il y a eu quatre épisodes pluvieux, dont deux de forte intensité.

a. Oscillation du niveau piézométrique de la nappe profonde en relation avec la pression atmosphérique du 25 septembre au 3 octobre 2001.

Les travaux antérieurs (Arlot, 1999) ont montré que la nappe profonde présente des oscillations en fonction de la pression atmosphérique. En effet, après la disparition de la nappe superficielle, sur les parcelles drainées de la Jaillière, on enregistrait un débit drainé faible et l'eau drainée proviendrait de la nappe profonde. Ces débits faibles présentaient des oscillations qui seraient dues à des oscillations de la nappe profonde. Les oscillations semblent plus visibles sur le versant.

En analysant nos données piézométriques et de pression atmosphérique, nous avons également mis en évidence ces oscillations, surtout en saison sèche, quand la nappe superficielle n'existe plus. Sur la Figure IV-19 nous avons représenté, du 1er août au 10 octobre 2001, l'évolution de :

- la pluie horaire (mm),
- la pression absolue et relative dans le piézomètre F20 (à l'amont du ruisseau)
- la pression atmosphérique,
- la pression relative dans le piézomètre F25 (à l'amont du fossé).

Pour faciliter la visibilité sur la Figure IV-19, nous avons décalé les données de pression relative et de pression atmosphérique. Il n'y a que la pression absolue en F20 qui est représentée à ses vraies valeurs, pour le reste, seules les variations importent. Les deux piézomètres sont équipés avec des capteurs de pression :

- le F25 est équipé d'un capteur de pression compensé en pression atmosphérique qui donne directement la pression relative,
- le F20 est équipé d'un capteur de pression qui mesure la pression absolue (pour calculer la hauteur d'eau au-dessus du capteur, il faut retrancher la pression atmosphérique).

Nous observons que les évolutions de la pression relative en F25 et F20 sont corrélées à la pression atmosphérique alors qu'en F20 la pression absolue ne semble pas être influencée. A une variation de la pression atmosphérique, la réponse de la nappe profonde se situe entre 25% et 70%. C'est-à-dire, pour une variation de la pression atmosphérique de 9 cm du 2 au 4 octobre 2001, la nappe profonde varie de 4 cm. L'identification de la réponse de la nappe profonde aux pluies est difficile. Toutefois, la tendance de la nappe profonde est bien reproduite.

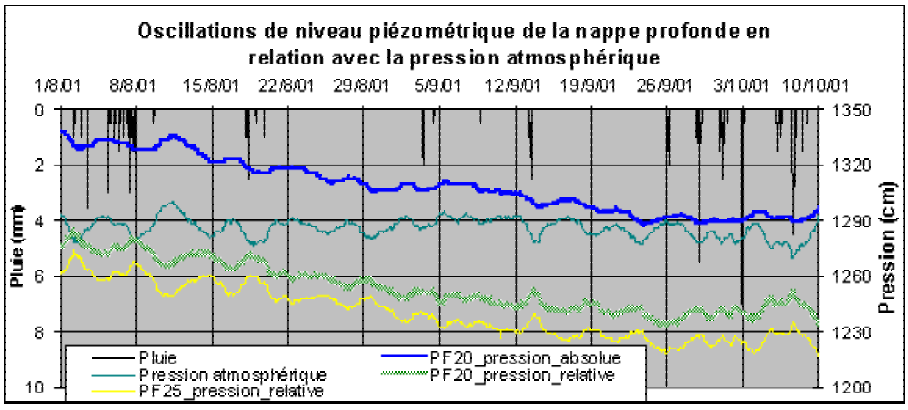


Figure IV-19 : Oscillations du niveau piézométrique de la nappe profonde en relation avec la pression atmosphérique

b. Courte présentation de la période précédente du 14 septembre au 3 octobre 2001

Pour les mois d'août et de septembre 2001 la différence P-ETP était de –82 mm. A cela s'ajoutent les mois de mai et juin 2001, qui ont été aussi déficitaires (voir chapitre III). Ce régime hydrique fait qu'en fin septembre la nappe superficielle est tarie et la nappe profonde basse. La nappe profonde est à niveau libre sur le plateau et en charge sur le versant mais majoritairement en dessous de la base du sol sur le versant. Du 14 au 25 septembre, les précipitations sont absentes et la somme des ETP quotidiennes est de 21 mm (Figure IV-20, Figure IV-21).

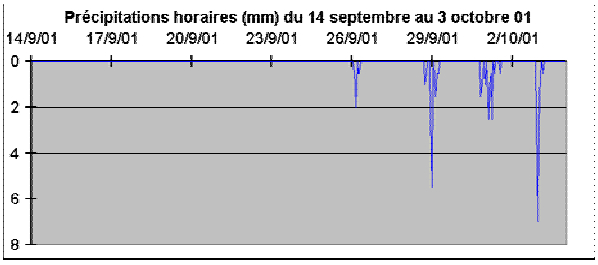


Figure IV-20 : Précipitations horaires du 14 septembre au 3 octobre 2001

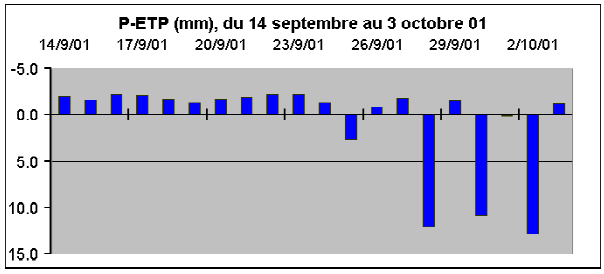


Figure IV-21 : Différence entre précipitations et l'évapotranspiration potentielle quotidienne du 14 septembre au 3 octobre 2001

La Figure IV-22 présente la profondeur de la nappe profonde depuis la dernière remontée du 14 jusqu'au 29 septembre dans le piézomètre F25.

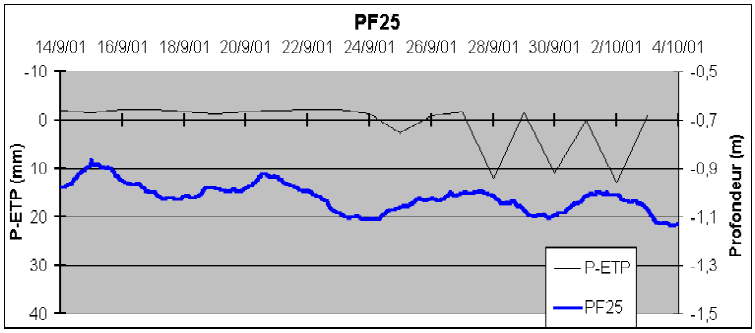


Figure IV-22 : Profondeur en F25 du 14 au 29 septembre 2001. P-ETP quotidienne

La nappe superficielle est inexistante. Le niveau piézométrique de la nappe profonde varie d'une quinzaine de centimètres présentant une légère tendance à la baisse jusqu'au minimum de –1,39 m qui a lieu au début de la période analysée, le 25 septembre. Les oscillations de la nappe profonde sont dues à la pression atmophérique.

c. Précipitation et ETP du 25 septembre au 3 octobre 2001

Il s'agit d'une période pendant laquelle la pluie cumulée a été de 45,5 mm et l'ETP de 12,6 mm. L'intensité pluvieuse maximale horaire a été de 7 mm (Figure IV-20).

d. Ruissellement du 25 septembre au 3 octobre 2001

Il n'y a pas eu de ruissellement enregistré sur la parcelle. Les seules traces de ruissellement ont été mesurées sur les parcelles P1 et P6, où la lame ruisselée cumulée a été inférieure à 0.2 mm, valeur négligeable par rapport à une pluie de 45,5 mm. Nous considérons par conséquent qu'il n'y a pas eu de ruissellement sur la période considérée. Ce résultat confirme par ailleurs l'hypothèse que sur le site de la Jaillière, le ruissellement se produit essentiellement lors de l'affleurement de la nappe superficielle.

e. Drainage du 25 septembre au 3 octobre 2001

Aucune parcelle n'a enregistré de drainage pendant cette période. Sauf problèmes de mesure, le fossé est resté sec.

f. Variations des niveaux piézomètriques du 25 septembre au 3 octobre 2001

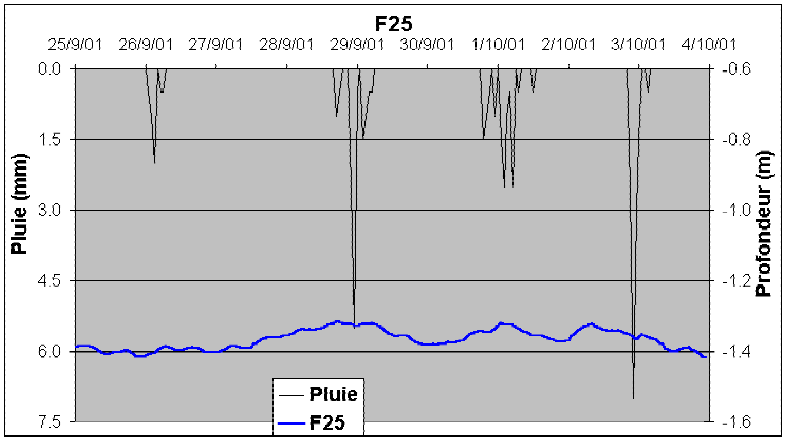
Pendant la période analysée, nous disposons d'une mesure manuelle le 3/10/01 mais aussi d'une autre mesure avant le début de la période, le 13/09/01 (Tableau IV-5). La nappe profonde descend malgré une P-ETP de plus de 30 mm. Les oscillations locales peuvent être dues à la variation de la pression atmosphérique. Le niveau piézométrique de la nappe profonde indique qu'elle n'est pas captive (2,6 m) sur le plateau.

Tableau IV-5 : Mesures manuelles de profondeur de l'eau dans les piézomètres sans capteurs, du 25 septembre au 3 octobre 2001

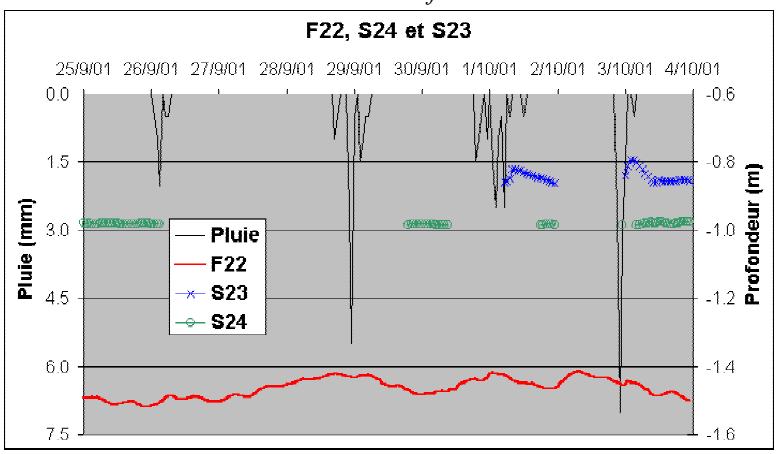
N° de piézo	13/09/01	03/10/01
F9	97,72	97,41
Ps9(S29)	99,05	99,06
F10	97,96	97,93
F11	97,58	97,57
Ps11(S30)	97,75	97,75
F12	97,33	97,20
F13	96,11	95,93
F15	96,70	96,69
F17	x	95,28

Les variations de charges piézométriques pour les piézomètres pourvus de capteurs de pressions sont présentées sur la Figure IV-23. Au voisinage du fossé, la nappe profonde est captive, mais son niveau piézométrique est inférieur à 1,2 m. Malgré une P-ETP de 33 mm s'étant totalement infiltrée (pas de ruissellement relevé), la nappe superficielle ne semble pas être influencée. Les piézomètres S26, S27, S28 et S24 n'indiquent pas de présence d'eau ou

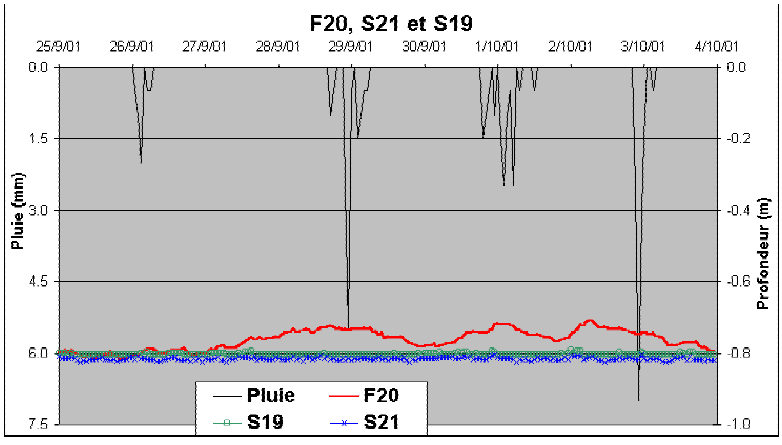
alors pour une très courte durée après la pluie. Les piézomètres profonds montrent une légère augmentation de niveau qui semble plus due à la pression atmosphérique qu'à l'eau infiltrée. Les évolutions indiquées par les capteurs semblent correctes, les 33 mm (330 m^3/ha) de P-ETP suffisent à peine à augmenter l'humidité du sol après les mois d'août et septembre déficitaires hydriques. Cependant, à l'aval du fossé, une nappe perchée éphémère se forme au-dessus de la couche de schiste altéré. Les piézomètres de surfaces indiquent des profondeurs souvent supérieures à 80 cm. Le niveau de la nappe profonde se trouve entre 0,6 et 1,5 m de profondeur.



a. amont du fossé



b. aval du fossé



c. amont du ruisseau

Figure IV-23 : Profondeurs de la nappe profonde et de la nappe superficielle par rapport aux précipitations du 25 septembre au 3 octobre 2001

g. Profils des nappes du 25 septembre au 3 octobre 2001

Les profils de la nappe profonde et superficielle sont présentés dans les Figure IV-24 (transect au long de la plus grande pente) et Figure IV-25 (transect au long de la parcelle) pour la période du 14 septembre au 3 octobre. Nous avons choisi trois moments représentatifs :

- le 14 septembre à minuit quand il y a eu un pic de la nappe profonde et nous disposons d'une mesure manuelle dans les piézomètres sans capteurs faite quelques heures avant,
- le 25 septembre à minuit, au début de la période analysée. La nappe profonde est à son minimum depuis le 14 septembre,
- le 3 octobre à 17h00, à la fin de la période analysée. Nous disposons également d'une mesure manuelle de piézomètre.

Les profils sur les deux transects montrent plus explicitement l'évolution décrite ci-dessus.

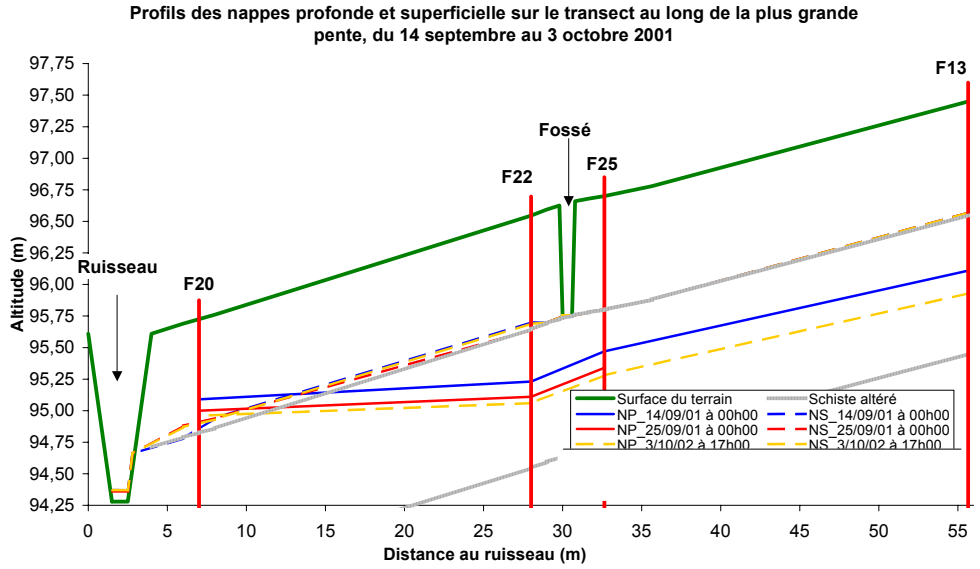


Figure IV-24 : Profils des nappes profonde et superficielle sur le transect au long de la plus grande pente, du 14 septembre au 3 octobre 2001

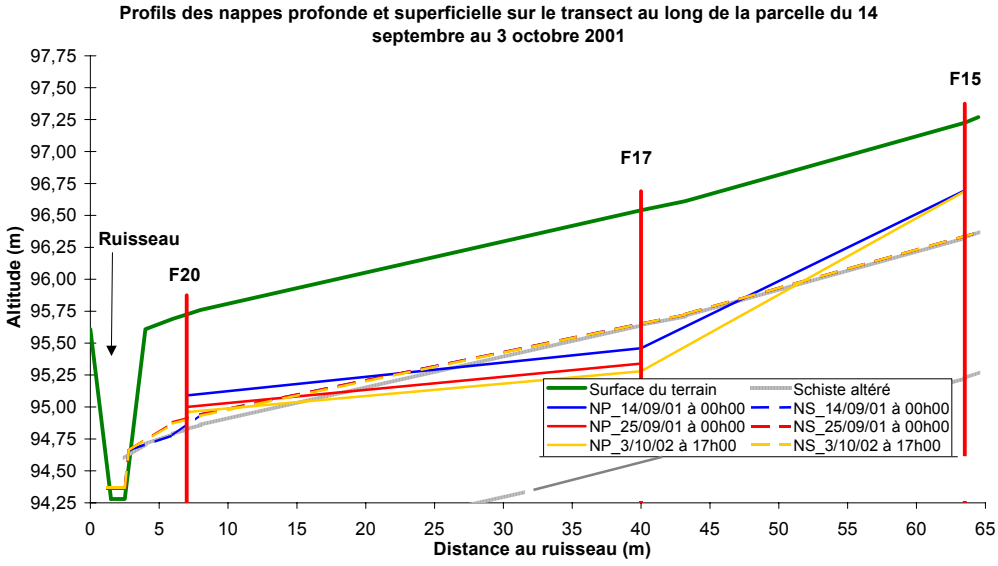


Figure IV-25 : Profils des nappes profonde et superficielle sur le transect au long de la parcelle, du 14 septembre au 3 octobre 2001

h. Conclusions sur l'épisode pluvieux du 25 septembre au 3 octobre 2001

La période analysée suit deux mois déficitaires hydrique (P-ETP =-80 mm). Les 33 mm tombés du 25 septembre au 3 octobre 2001, n'ont déclenché ni ruissellement ni drainage. La nappe superficielle, inexistante au début de la période, apparaît de façon éphémère sur le versant, et un peu plus consistante à l'aval. Quant à la nappe profonde, il est fort probable qu'elle n'est pas influencée par les 33 mm de pluie infiltrés, qui ont plutôt servi à l'augmentation de l'humidité du sol qu'à une infiltration profonde. La nappe profonde, n'étant plus alimentée, présente une tendance à la baisse ; les oscillations locales semblent dues à la variation de la pression atmosphérique.

4.2.4. Conclusion de l'analyse des données à l'échelle de l'épisode pluvieux.

L'analyse de ces trois périodes, dont deux pendant les hautes eaux et une pendant les basses eaux, nous a permis de préciser le fonctionnement hydrogéologique pendant un épisode pluvieux.

a. Hautes eaux

Nous avons analysé deux épisodes pluvieux similaires présentant une intensité pluvieuse habituelle pour le site entre 2,5 et 3,5 mm/h. Nous aurions analysé des épisodes présentant des intensités pluvieuses plus fortes, mais nous n'en avons trouvé aucun présentant la suite : régime quasi permanent, montée des nappes et tarissement. La lame ruisselée varie entre 0,14 et 0,84 mm/h (selon le critère de surface pris en compte).

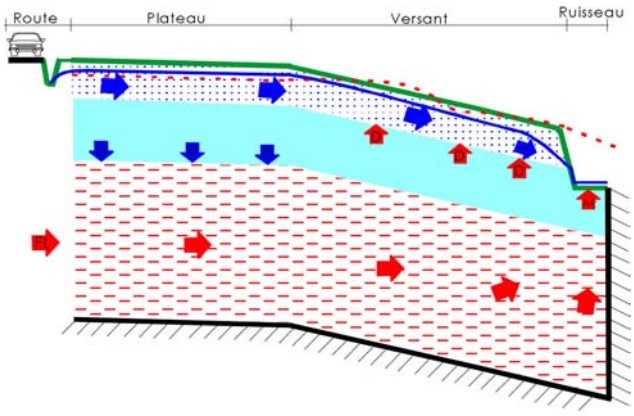
L'analyse des données de drainage montre que sur le versant, la nappe profonde participe au volume drainé par son apport à la nappe superficielle. Toujours sur le versant, en dehors de la parcelle P6, la nappe profonde, étant généralement artésienne, alimente la nappe superficielle. Sur la parcelle P5 qui se trouve sur le plateau, la nappe superficielle alimente la nappe profonde mais l'inverse est possible. Sur le reste du plateau, cela est moins probable puisque la nappe superficielle affleure souvent comme en parcelle P2 et à gauche de P5 (en dehors du domaine d'Arvalis) alors que la nappe profonde n'est jamais artésienne. Nous considérons que l'hypothèse faite dans le chapitre III concernant le partage du site en en trois zones, avec un comportement hydrologique différent est généralement valide (Figure III-6).

Pendant les deux périodes de hautes eaux étudiées, nous avons identifié trois phases différentes :

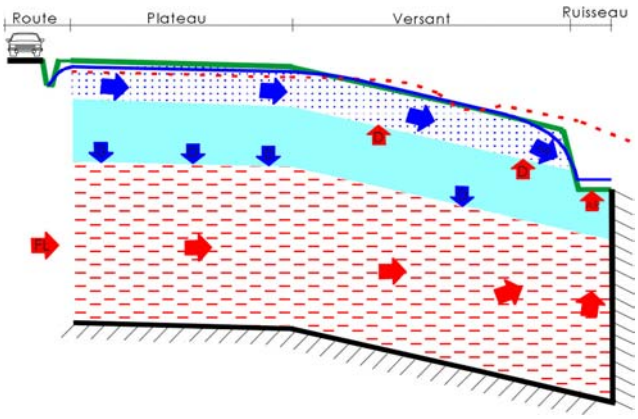
- un régime quasi permanent, entretenu par une faible pluie ; la nappe profonde présente des niveaux supérieurs à la nappe superficielle,
- une montée significative des deux nappes à la suite des fortes précipitations ; le niveau de la nappe superficielle dépasse pour quelques heures celui de la nappe profonde, rendant possible un flux descendant. Cette remontée brusque de la nappe superficielle peut être expliquée soit par la transformation de la frange capillaire en eau libre, soit par l'existance d'un horizon labouré présentant une porosité plus faible que celle de l'horizon sous-jacent. Le volume d'eau drainé est enregistré par notre système de mesure. Il est fort probable qu'il existe un écoulement faible pendant toute l'existence de la nappe superficielle, écoulement trop faible pour être mesuré par notre système.

- un tarissement des deux nappes suite à l'absence de précipitations, la nappe profonde devient plus haute que la nappe superficielle

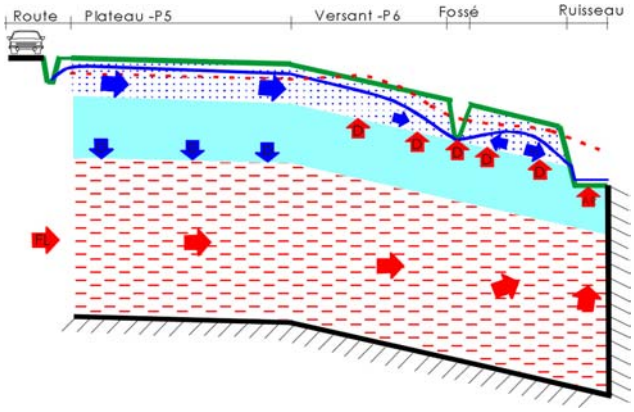
La Figure IV-26 synthétise les schémas des écoulements avant et après une pluie selon les deux transects (au long de la plus grande pente et au long de la parcelle) lors de la saison humide.



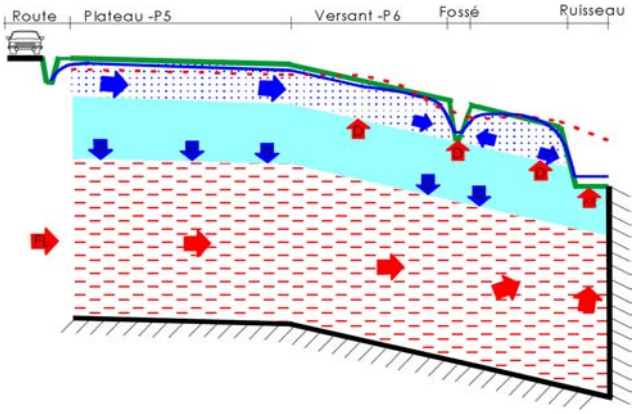
a. Transect au long de la parcelle (non influencé par le fossé).



b. Transect au long de la parcelle (non influencé par le fossé), après une forte pluie



c. Transect le long de la ligne de plus grande pente (passant par le fossé en travers)



d. Transect au long de la plus grande pente (passant par le fossé en travers), après une forte pluie

Légende :

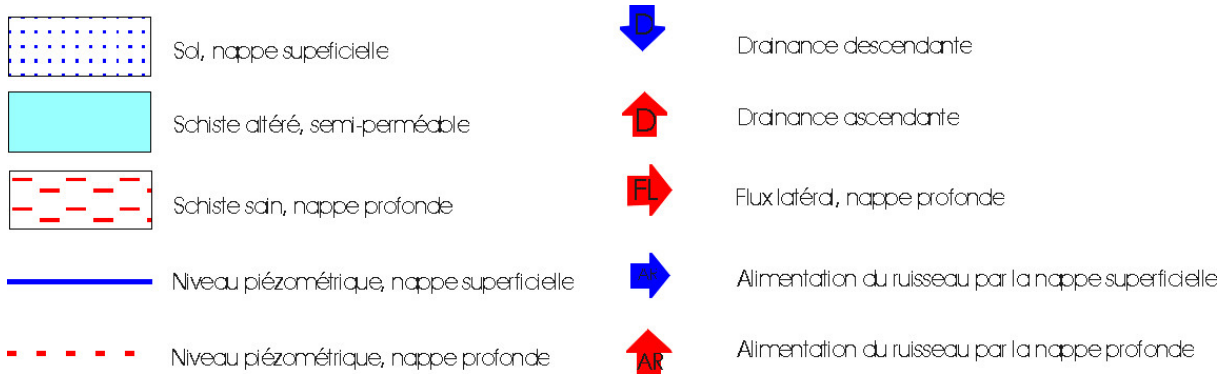


Figure IV-26 : Schéma des écoulements pendant la saison humide, avant et après une forte pluie

b. Basses eaux

A la fin de septembre et au début octobre, nous sommes à la fin de la saison sèche. La nappe superficielle n'existe pas et la nappe profonde présente ses niveaux les plus bas (niveau libre sur le plateau et en charge sur le versant, mais son niveau piézométrique ne dépasse la base du sol qu'à l'aval). La pluie, même avec une intensité double que celle habituelle, ne déclenche pas de ruissellement. La pluie infiltrée sert plutôt au rétablissement des réserves hydrique du sol. Cependant, une nappe perchée éphémère et peu épaisse se développe à la base du sol. La nappe profonde ne semble pas être influencée par la pluie, présentant une tendance générale à la baisse. Nous avons mis en évidence que les oscillations de la nappe profonde sont corrélées avec les variations de la pression atmosphérique.

4.3. Présentation de MODFLOW

4.3.1. Choix du modèle

Compte tenu du choix effectué lors de la synthèse sur les modèles dit « saturés », nous avons opté pour le modèle ModFlow, qui est un modèle hydrogéologique qui décrit le transfert hydrique dans un milieu poreux saturé.
Ce modèle développé par l'USGS (U.S. Geological Survey) américain, est un des plus utilisés dans la recherche et dans l'industrie. Cela est dû à une documentation abondante, un nombre important d'utilisateurs et un code robuste. Le code du modèle de calcul est public ; ce n'est pas le cas de l'interface graphique, qui s'avère néanmoins nécessaire compte tenu de toutes les opérations de pré et post-processing à effectuer, en trois dimensions de surcroît.

Après avoir étudié plusieurs offres commerciales concernant l'interface graphique, nous avons dans un premier temps retenu ARGUS ONE (Kirmaier, 2001). Il s'agit d'un SIG couplé au code de ModFlow (McDonald et al, 1988), dont la fiche technique proposait de multiples options, pertinentes pour le système que nous voulons représenter :

- définir un aquitard, dans lequel le modèle calcule uniquement la drainance,
- partager une tranche de sol dans laquelle évolue un seul aquifère en plusieurs couches, chacune avec ses paramètres,
- imposer des flux latéraux (recharge ou terme puits) sur différentes couches,
- utiliser une approche inverse pour estimer certains des paramètres.

Ces multiples options allaient de pair avec un coût très raisonnable, qui nous ont conduit à acquérir cette interface. Après plusieurs mois d'essai toutefois, il s'est avéré que l'interface n'était peut-être pas aussi souple que la notice commerciale le laissait espérer, et que la documentation technique, peu fournie, pas plus que le support en ligne, léger, ne nous permettait pas d'aboutir à des simulations satisfaisantes. Nous avons donc été contraints d'abandonner ce produit.

Notre choix s'est alors porté vers l'interface graphique VisualModFlow (Visual ModFlow User's Manual, (2002) : elle s'est avérée fonctionnelle, malgré un nombre plus limité d'options pour un prix double.

4.3.2. Méthode de résolution : Méthode des gradients conjugués préconditionnés (Hill, 1990)

Le code ModFlow résout l'équation de la diffusivité pour un aquifère captif :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial H}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yy}\frac{\partial H}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial H}{\partial z}\right)+W=S_s\frac{\partial H}{\partial t} \qquad \textit{Eq. IV-1}$$

où :
- K_{xx}, K_{yy} et K_{zz} sont les conductivités hydrauliques au long des axes, x, y, et z (les directions principales d'anisotropie sont les mêmes que les axes du référentiel Oxyz [m/s].
- H est la charge hydraulique [m]
- W est le terme source ou perte par unité de volume [1/s]
- S_S est le coefficient d'emmagasinement spécifique [1/m]. En nappe libre, en intégrant cette équation sur la verticale, le coefficient d'emmagasinement S est remplacé par la porosité de drainage (w_d).
- t est le temps [s]

La conductivité hydraulique, le coefficient d'emmagasinement spécifique et la porosité de drainage constituent les paramètres de base du modèle, étant des fonctions de l'espace : $S_s = S_s(x, y, z)$, $K_{xx}=K_{xx}(x, y, z)$ etc. Le terme W peut être une fonction de l'espace et du temps $W= W(x, y, z, t)$.

L'équation Eq. IV-1, en association avec les conditions de charges ou flux appliquées aux limites du domaine et avec la condition initiale de charge, constituent une représentation mathématique du système aquifère.

Exceptant les systèmes très simples, l'Eq. IV-1 ne peut pas être résolue analytiquement. Dans le code MODFLOW, la résolution de l'équation différentielle est basée sur la méthode des différences finies, résolue par un schéma implicite.

a. Discrétisation spatiale.

Le domaine à modéliser est discrétisé par un système rectangulaire de cellules, organisées en lignes, colonnes et couches géologiques ou conceptuelles (Figure IV-27). Chaque couche représente un aquifère. Les cellules qui se trouvent en dehors du domaine à modéliser sont inactivées. Dans la Figure IV-27, i représente l'index des lignes, j représente l'index des colonnes, k l'index des couches. Δr_j désigne la largeur d'une colonne, Δc_i la largeur d'une ligne et Δv_k l'épaisseur d'une couche.

L'application de l'équation de continuité suppose que la somme de touts les flux entrant et sortant d'une cellule soit égale à la différence du stock d'eau à l'intérieur de la cellule.

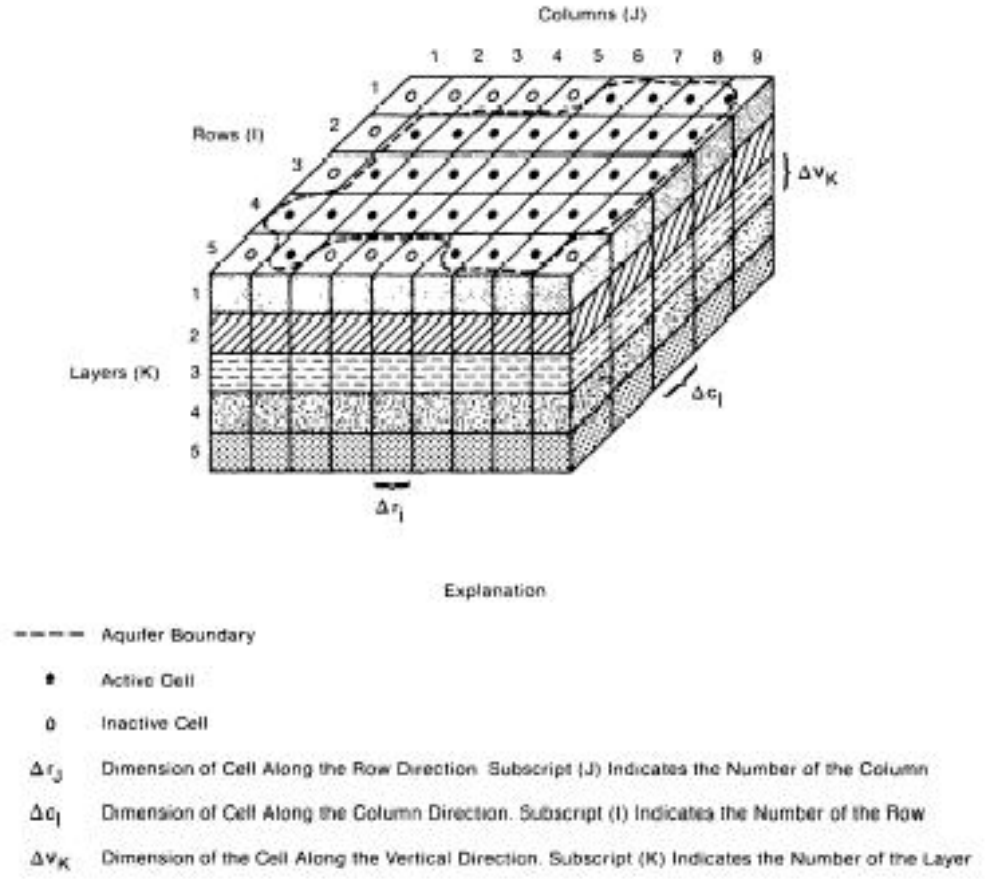


Figure IV-27 : Discrétisation spatiale d'un système d'aquifères.

La Figure IV-28 montre une cellule i, j, k entourée par six autres cellules. L'équation de Darcy décrit le débit entrant dans la cellule i, j, k provenant de la cellule i, j-1, k (Figure IV-29) :

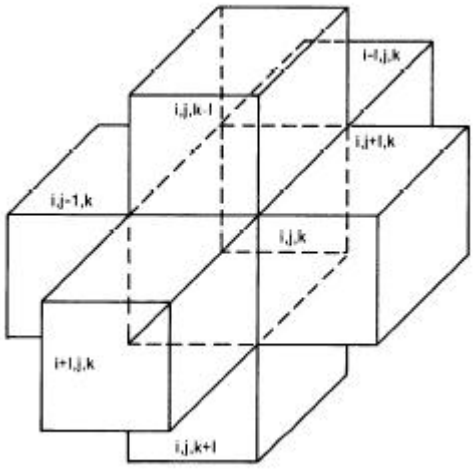


Figure IV-28 : Cellule i, j, k et les indices pour les six cellules adjacentes.

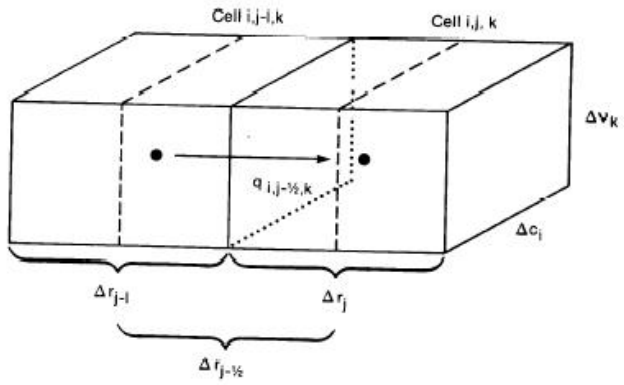


Figure IV-29 : Ecoulement dans la cellule i, j, k provenant de la cellule i, j-1, k.

$$q_{i,j-1/2,k} = KR_{i,j-1/2,k} * \Delta c_i * \Delta v_k \frac{\left(h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k}\right)}{\Delta r_{j-1/2}} \qquad \text{Eq. IV-2}$$

Où :

$h_{i,j-1,k}$ et $h_{i,j,k}$ sont les charges dans les centres des cellules (i, j, k) et (i, j-1, k) ;

$q_{i,j-1/2,k}$ est le débit à travers la face commune des cellules (i, j, k) et (i, j-1, k) (m^3/s) ;

$KR_{i,j-1/2,k}$ est la conductivité hydraulique entre les centres des cellules (i, j, k) et (i, j-1, k) (m/s) ;

$\Delta c_i * \Delta v_k$ est la surface de la cellule, perpendiculaire sur la direction de l'écoulement (m^2) ;

$\Delta r_{j-1/2}$ est la distance entre les noyaux des cellules i, j, k et i, j-1, k (m).

L'Eq. IV-2 permet de calculer de la même façon les débits entrant par les autres faces provenant des cinq autres cellules adjacentes.

MODFLOW définit la conductance comme étant le produit de la conductivité hydraulique et de la surface de la section d'écoulement, divisé par la distance entre les noyaux :

$$CR_{i,j-1/2,k} = \frac{KR_{i,j-1/2,k} * \Delta c_i * \Delta v_k}{\Delta r_{j-1/2}} \qquad (m^2/s) \qquad \text{Eq. IV-3}$$

L'équation de continuité peut être écrite à deux moments de temps t_m et t_{m-1} (Eq. IV-4) :

$$\begin{aligned} &CR_{1,j-1/2,k}\left(h^m_{i,j-1,k} - h^m_{i,j,k}\right) + CR_{i,j+1/2,k}\left(h^m_{i,j+1,k} - h^m_{i,j,k}\right) + CC_{i-1/2,j,k}\left(h^m_{i-1,j,k} - h^m_{i,j,k}\right) + \\ &+ CC_{i+1/2,j,k}\left(h^m_{i+1,j,k} - h^m_{i,j,k}\right) + CV_{i,j,k-1/2}\left(h^m_{i,j,k-1} - h^m_{i,j,k}\right) + CV_{i,j,k+1/2}\left(h^m_{i,j,k+1} - h^m_{i,j,k}\right) + \\ &+ P_{i,j,k}h^m_{i,j,k} + Q_{i,j,k} = SS_{i,j,k}\left(\Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k\right)\frac{\left(h^m_{i,j,k} - h^{m-1}_{i,j,k}\right)}{t_m - t_{m-1}} \end{aligned} \qquad \text{Eq. IV-4}$$

Où :

CR, CC et CV représente les conductances (m^2/s)
P est la somme des sources dépendantes de la charge (m^2/s)
Q est la sommes des sources indépendantes de la charge (m^3/s)
h est la charge (m)
SS est le coefficient d'emmagasinement spécifique (1/m).

En écrivant l'équation Eq. IV-4 par cellule nous arrivons à un système avec « n » équations et « n » inconnues.

La méthode des gradients conjugués préconditionnés - PCG2, est utilisée pour résoudre les systèmes d'équations produits par le modèle. C'est une méthode itérative, qui permet de résoudre un système d'équations matriciel avec une matrice symétrique, pour des problèmes tant linéaires que non linéaires. Les problèmes non-linéaires sont résolus à l'aide de la méthode des itérations de Picard.

La convergence de la solution est assurée essentiellement par l'utilisation de quatre critères, qui permettent également (souvent de façon antagoniste) de jouer sur la rapidité de convergence et la précision du bilan de masse du modèle :

- **nombre maximal d'itérations externes (MXITER)**. Ce paramètre indique le nombre maximal d'itérations à effectuer pour converger vers une solution ; les itérations portent sur la non-linéarité des équations. La valeur par défaut est de 25 itérations qui sont toutes utilisées si besoin. En cas de non-convergence, la valeur peut être augmentée.
- **nombre maximal d'itérations internes (ITER1).** Ce paramètre indique le nombre maximal d'itérations à effectuer (valeur par défaut 10) ; les itérations portent sur la convergence du système linéaire Ces itérations seront effectuées si, lors d'une itération externe, la convergence n'est pas atteinte.
- **Critère de convergence sur le changement de charge (head change criterion HCLOSE).** Après l'exécution des itérations externes, la méthode PCG2 vérifie le changement maximal de charge dans chaque cellule. Si le changement maximal est inférieur à ce critère alors la solution converge et le calcul s'arrête ; sinon une nouvelle itération externe commence. La valeur par défaut est de 0,01 [L], valeur qui devrait être suffisante pour la plupart des situations. Si le bilan de masse n'est pas bouclé après l'exécution de toutes les itérations internes et externes, la valeur de ce critère peut être diminuée d'un ordre de grandeur (0,001).
- **Critère de convergence aux résidus du système d'équation – (residual criterion RCLOSE)** : Ce critère est utilisé pour tester la convergence du système lors des itérations internes. Si la valeur maximale absolue des résidus dans toutes les cellules est inférieure à la valeur de ce critère, alors le calcul continue par la prochaine itération externe. La valeur par défaut est de 0,01 [m^3/s], jugée suffisante pour la plupart des problèmes. Si le système ne converge pas, la valeur peut être diminuée d'un ou plusieurs ordres de grandeur. La valeur de 0,01 m^3/s est valable si l'unité de temps utilisée est la seconde ; dans le cas contraire, il faut multiplier la valeur par défaut par le nombre de secondes du pas de temps.

Dans le logiciel Visual ModFLow chaque couche représente un aquifère qui appartient à une de ces quatre catégories :

1. **Confiné**. La transmissivité et le coefficient d'emmagasinement sont constants pendant toute la simulation.
2. **Non confiné**. La transmissivité est calculée à partir de l'épaisseur de la couché saturée et de sa conductivité hydraulique. La porosité de drainage est constante. Ce type d'aquifère ne peut être défini que pour la couche de surface.
3. **Confiné/non confiné**. La transmissivité de la couche est constante mais l'aquifère peut-être confiné ou non confiné.
4. **Confiné/non confiné.** La transmissivité de la couche peut varier et elle est calculée à partir de l'épaisseur de la couche saturée et de sa conductivité hydraulique. L'aquifère peut être confiné ou non confiné.

Les paramètres hydrodynamiques de chaque aquifère-couche (Ks, w et S_S) peuvent être distribués horizontalement alors que sur la même verticale il ne peut y avoir qu'une seule valeur. Cette limitation du logiciel peut jouer un rôle important, surtout dans des systèmes hydrogéologiques comme le nôtre où le sol est divisé en plusieurs horizons pédologiques avec des caractéristiques différentes. Nous verrons plus loin les implications de cette limitation.

b. Discrétisation du temps : Période de stress et pas de temps.

Pour les simulations en régime transitoire, le code ModFlow définit la notion de stress qui représente toutes les perturbations possibles sur un domaine à modéliser : la recharge,

l'évapotranspiration potentielle, l'évolution du niveau d'un lac ou d'une rivière, un régime de pompage etc. Compte tenu du fait que les stress peuvent avoir des pas de mesure différents (par exemple une pluie horaire et une ETP journalière) ou qui ne se correspondent pas, le logiciel fusionne toutes les évolutions chronologiques afin d'obtenir des périodes de temps pendant lesquelles tous les stress ont une valeur constante. Cette période s'appelle une « période de stress », leur nombre ne peut pas être modifié par l'utilisateur. A son tour, chaque période de stress peut être divisée dans un certain nombre de pas de temps, défini par l'utilisateur.

4.3.3. Présentation des principales fonctions du logiciel.

Pour prendre en compte les conditions aux limites, Visual ModFlow a défini un certain nombre de fonctions. Nous allons présenter celles que nous utiliserons dans la suite de notre travail.

a. Fonction « RIVIERE »

La fonction « RIVIERE » simule l'échange entre un aquifère et une rivière, un lac etc. La Figure IV-30 présente le schéma conceptuel de l'interaction entre un aquifère et une rivière : la rivière est représentée comme un canal à section rectangulaire, bordé latéralement par des murs imperméables. Ainsi, les flux hydriques sont uniquement verticaux.

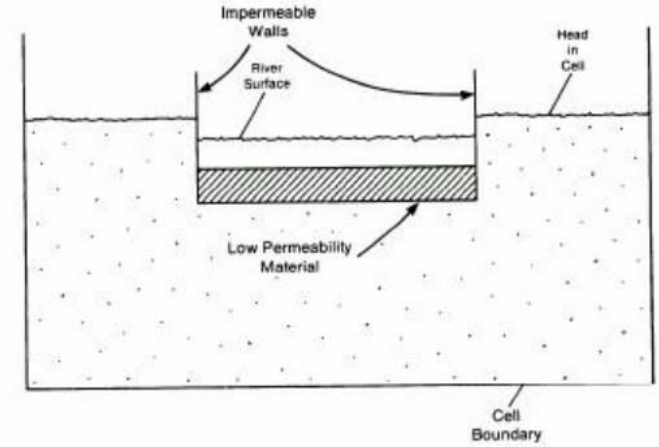


Figure IV-30 : Schéma conceptuel de l'interaction aquifère -rivière (McDonald et Harbaugh, 1988)

Un aquifère et une rivière peuvent se trouver dans deux situations (Figure IV-31) :

- l'aquifère alimente la rivière (Figure IV-31, A). La charge à la limite inférieure des sédiments est alors considérée égale à la charge dans la cellule
- la rivière alimente l'aquifère (Figure IV-31, B). La charge à la limite inférieure des sédiments est fixe, égale à l'altitude du fond des sédiments.

Les échanges entre l'aquifère et la rivière dépendent :

- du gradient hydraulique entre l'aquifère et le niveau d'eau libre dans la rivière,
- de la conductance (C_{RIV} ; [m^2/s]) de la couche de sédiments, qui représente la capacité de cette couche à transmettre les écoulement entre l'aquifère et la rivière.

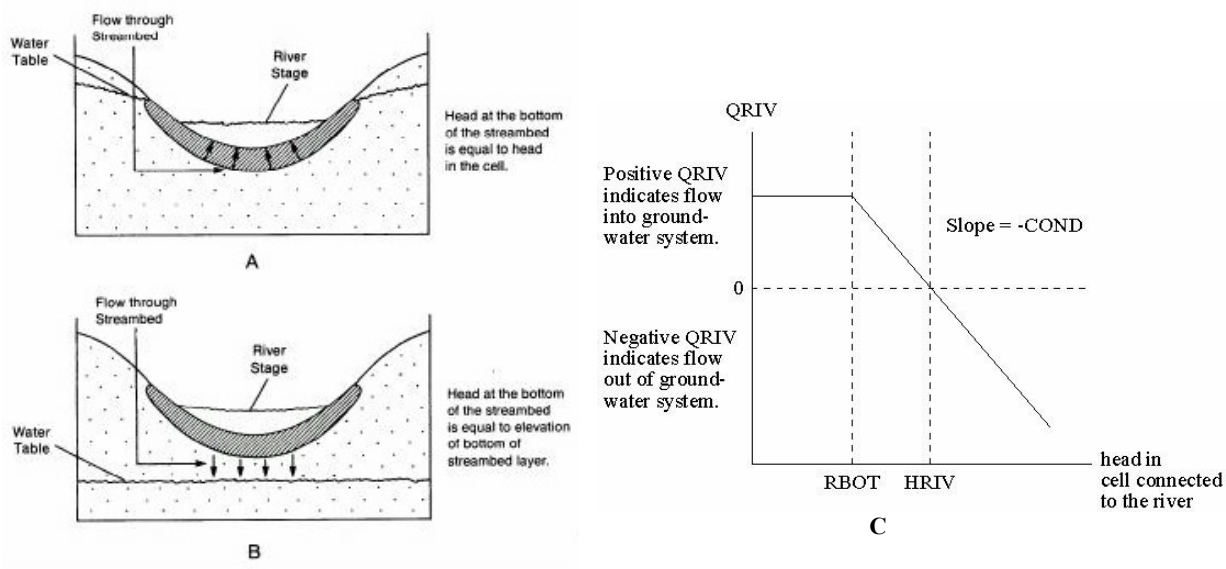


Figure IV-31 : Schématisation de la fonction « RIVIERE » (a et b) et la relation entre le débit infiltré, niveau de la nappe et niveau de l'eau dans la rivière (c)

Le débit à travers la rivière est considéré positif si la rivière alimente la nappe, et négatif si la rivière draine la nappe.
Si le niveau piézométrique de l'aquifère se trouve en dessous du fond de la rivière (R_{BOT}), la rivière alimente l'aquifère, avec un débit dépendant uniquement du tirant d'eau. Quand le niveau de l'aquifère dépasse le fond de la rivière, ce débit diminue, jusqu'à devenir nul quand le niveau de l'aquifère atteint la ligne d'eau dans la rivière. Enfin, quand le niveau piézométrique de l'aquifère devient supérieur au niveau d'eau dans la rivière, le gradient hydraulique s'inverse et l'aquifère est drainé par la rivière. Q_{RIV} devient alors négatif (Eq. IV-5 et Eq. IV-6), donné par :

$$Q_{RIV} = C_{RIV} * \left(H_{RIV} - H\right) \qquad \text{Eq. IV-5}$$

$$C_{RIV} = \frac{K * L * W}{M} \qquad \text{Eq. IV-6}$$

Où :

Q_{RIV} est le débit à travers le lit de la rivière [m^3/s]
H est le niveau piézométrique de la nappe [m]
H_{RIV} est le niveau d'eau dans la rivière
C_{RIV} est la conductance C_{RIV} [m^2/s] (Eq. IV-6).
K est la conductivité hydraulique des sédiments [m/s]
L est la longueur de la rivière [m]
W est la largeur de la rivière [m]
M est l'épaisseur des sédiments [m]

Les caractéristiques de la rivière sont définies par l'utilisateur, mise à part la conductance qui est calculée à partir des paramètres définis par l'utilisateur. Sa valeur doit souvent être ajustée lors du calage, pour intégrer le fait que l'écoulement simulé entre l'aquifère et la rivière est considéré comme étant unidimensionnel, ce qui est en général très loin de la réalité physique.

b. Fonction « DRAINAGE » linéaire et spatiale

La fonction « DRAINAGE » simule l'effet des drains linéaires enterrés. Le débit simulé est proportionnel à la différence entre la charge de l'aquifère et l'altitude du drain. Cette fonction est semblable mathématiquement à la fonction « RIVIERE », tant que la charge de l'aquifère est supérieure à l'altitude du drain ; dans le cas contraire elle devient inactive.

Dans ce cas, la conductance représente la perte de charge entre le drain et l'aquifère. La perte de charge est due à la convergence des lignes de courants au voisinage du drain. Il y a plusieurs méthodes de calculs de la conductance, qui nécessitent des informations détaillées comme le nombre et la dimension des ouvertures de drain, la présence éventuelle de racines ou de sédiments qui obstruent les ouvertures, etc. Si la conductance peut parfois être mesurée à partir de la charge à l'interdrain et du débit drainé, elle représente le plus souvent un paramètre de calage.

Le débit drainé est donc proportionnel à la différence entre la charge de l'aquifère et l'altitude du drain (Eq. IV-7) pour des charges non nulles à l'inter-drain :

$$Q_D = \begin{cases} C_D * (H - d), & \text{pour H > d} \\ 0 & \text{pour H < d} \end{cases} \qquad \text{Eq. IV-7}$$

Où :

Q_D = débit drainé par le drain [m^3/s]
C_D = conductance [m^2/s]
H = charge de l'aquifère à l'interdrain [m]
d = altitude du drain [m]

Visual ModFlow permet de surcroît de prendre spécifiquement en compte l'affleurement d'un aquifère à la surface du sol, en utilisant la fonction de drainage. Pour cela il suffit d'imposer cette fonction sur la surface possible d'affleurement. La côte de débordement se trouve juste en dessous de la surface du terrain (à 3-5 cm). Cette fonction n'intervient pas tant que le niveau de la nappe superficielle se trouve en dessous de la côte de débordement. Au contraire, quand le niveau d'eau monte au-dessus de cette limite, l'eau qui s'écoule à travers cette aire de drainage est considérée comme évacuée du système, et la nappe de surface ne se met pas en charge

c. Fonction de Recharge

La fonction de recharge permet de représenter la distribution spatiale de la pluie efficace ou d'autres sources, comme l'irrigation. Le logiciel permet deux options :

- la recharge n'est appliquée qu'en surface sur la première couche. Dans ce cas, les cellules inactives ou sèches agissent comme une barrière imperméable.
- la recharge est appliquée dans la plus haute cellule active (humide) dans chaque colonne. Les cellules inactives ou sèches sont alors traversées par la recharge jusqu'à la première cellule active.

Cette fonction présente les limitations suivantes, qui nous ont posé problème dans notre travail de simulation :

- Elle ne peut pas être utilisée pour des recharges à plusieurs profondeurs ou pour imposer des flux latéraux,
- Le flux hydrique imposé est uniquement vertical,
- Elle ne dépend pas de la charge de l'aquifère.

Nous verrons pourtant plus loin que la modélisation que nous envisageons suppose d'alimenter le système représenté par un apport subsurfacique latéral dans la nappe profonde. Pour imposer localement un débit à une certaine profondeur, le logiciel permet l'utilisation de la fonction de puits, en introduisant un débit négatif. Nous n'avons pas utilisé cette méthode relativement usuelle (De Marsily, communication personnelle), mais lourde, ayant trouvé une façon de contourner le problème, d'une manière qui est présentée plus loin.

d. Fonction d'évapotranspiration

La condition d'évapotranspiration simule l'effet de la transpiration des plantes et de l'évaporation directe par prélèvement dans l'aquifère. Les données nécessaires pour la condition d'évapotranspiration sont : l'évapotranspiration potentielle et la profondeur d'extraction, qui représente la profondeur en dessous de laquelle le prélèvement par évapotranspiration est nul.

La fonction Evapotranspiration est basée sur les hypothèses suivantes (Figure IV-32) :

- le prélèvement par l'évapotranspiration atteint le maximum Q_{ETM} (la valeur indiquée par l'utilisateur) quand le niveau de l'aquifère est à la surface du sol (h_s),
- l'évapotranspiration est négligeable quand le niveau de l'aquifère est en dessous de la profondeur d'extraction (d),
- le prélèvement par évapotranspiration varie linéairement avec la profondeur de l'aquifère entre la surface et la profondeur d'extraction

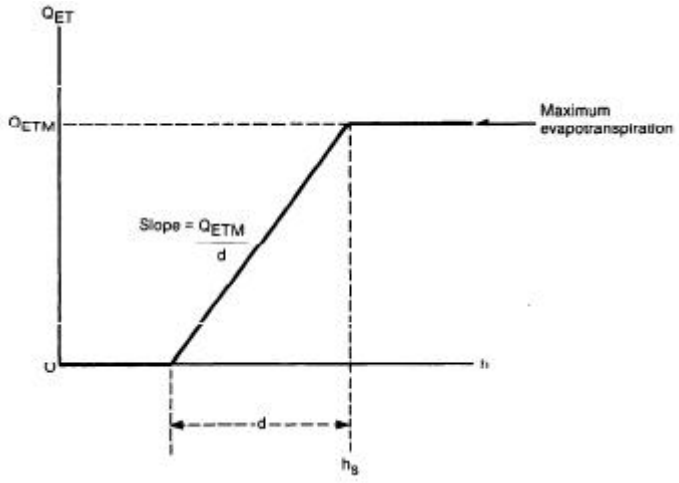


Figure IV-32 : Relation entre l'évapotranspiration et la profondeur d'extraction

Cette fonction présente les caractéristiques suivantes :

- elle ne s'applique que sur la couche de surface,
- le flux hydrique est vertical,
- elle est dépendante de la charge de l'aquifère,

Quand il pleut, la pluie est appliquée comme recharge. L'évapotranspiration réelle est calculée ensuite, en fonction notamment du niveau de la nappe et de l'évapotranspiration potentielle.

e. Charge initiale.

En régime permanent, le modèle nécessite des valeurs initiales, qui doivent être les plus proches possibles de la réalité pour assurer la convergence. En régime transitoire, le logiciel permet l'importation de charges initiales obtenues par une modélisation en régime permanent ou transitoire.

f. Option de ré-humidification des couches-aquifère.

La version initiale de ModFlow de l'USGS ne permettait pas aux cellules des couches non confinées d'être re-humidifiées quand, lors d'une simulation, la charge devenait inférieure au fond d'une cellule. Ces cellules devenaient inactives pour le reste de la simulation. Pour remédier à cette limiation, l'USGS a ajouté au code ModFlow un nouveau module (BCF2 - Block-Centered-Flow) qui permet la ré-humidification des cellules devenues sèches lors d'une simulation. Ce module permet donc de s'affranchir du problème, mais rend la solution du modèle moins stable dans certaines conditions (Visual ModFlow User's Manual, 2002).

Deux méthodes de ré-humidification sont possibles :

a. La première option n'utilise que la charge de la cellule sous-jacente de la cellule sèche pour décider si la cellule sèche doit être saturée ou pas.
b. La deuxième solution utilise la charge dans les quatre cellules adjacentes ainsi que dans celle de la cellule sous-jacente à la cellule sèche pour déterminer si la cellule sèche doit être re-saturée. Cette solution est recommandée quand, en dessous de la cellule sèche à re-saturer, se trouve une autre cellule sèche, ou dans le cas des modèles mono-couches.

Pour qu'une cellule sèche devienne humide, la charge dans les cellules de référence doit être supérieure au fond de cellule plus un seuil d'humidification WT (Wetting threshold). L'intervalle d'humidification (IWETIT) indique par ailleurs pendant combien d'itérations ModFlow doit attendre pour humidifier la cellule. Une grande valeur de l'IWETIT rend le modèle plus stable, en permettant que les charges des cellules voisines soient mieux calculées avant de resaturer la cellule sèche.

Deux méthodes de calculs de la charge sont possibles lors de la ré-humidification d'une cellule :

- Dans le premier cas, seul est pris en compte le fait que la charge des cellules de référence dépasse le seuil de réhumidification :

$$H = Z_{BOT} + WF * WT \qquad \text{Eq. IV-8}$$

- Dans le deuxième cas, la moyenne NH des charges dans les cellules (ou la) cellule de référence est prise en compte :

$$H = Z_{bot} + WF * \left(NH - Z_{BOT}\right) \qquad \text{Eq. IV-9}$$

Z_{BOT} est l'altitude du fond de la cellule [m].
WF est un facteur d'humidification (sans dimension) qui peut augmenter ou diminuer la nouvelle charge dans la cellule qui est ré-humidifiée.

Nous avons testé les options de re-humidification, mais n'avons pas pu faire fonctionner cette fonction. Cela a imposé des contraintes lors de la discrétisation spatiale verticale. Nous analyserons ce problème dans la suite.

4.4. Présentation du domaine à modéliser

Pour identifier les limites du versant, nous avons fait l'hypothèse que la direction de l'écoulement de l'aquifère suit la pente topographique de la surface du terrain. Puisque la surface du versant est petite (~5ha), cette hypothèse est sûrement vraie pour la nappe de surface, alors que pour la nappe profonde, qui a un comportement régional, elle n'est peut-être pas totalement vérifiée.

La Figure IV-33 présente le plan des emplacements des parcelles sur le site expérimental d'ARVALIS de la Jaillière. Nous y observons notre versant sud-est, sur lequel se trouvent la parcelle d'étude et le fossé perpendiculaire à la pente.

La définition du domaine à modéliser est basée sur les constatations suivantes :

- L'amont du domaine est délimité par une route départementale et un fossé de route,
- Les limites latérales du domaine sont perpendiculaires aux courbes de niveaux, sauf la partie NW de la parcelle P2 où le domaine passe par une ligne de crête,
- A l'aval, le domaine est bordé par un ruisseau.
- Le versant opposé par rapport au ruisseau présente des caractéristiques similaires, ce qui nous permet de supposer un flux horizontal nul au milieu du ruisseau qui les sépare.

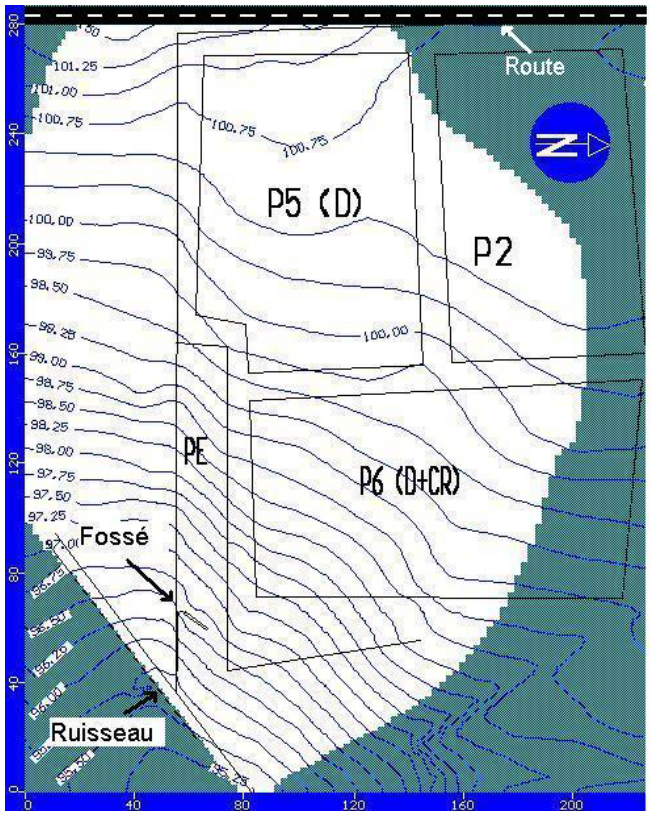


Figure IV-33 Détail du versant à modéliser (en blanc), topographie et emplacement du fossé et des parcelles

Ainsi, le domaine comporte (Figure IV-33) :

- à l'amont, la parcelle P5 (0,88 ha) drainée, et la parcelle P2 (0,33 ha dans le domaine), non drainée. La parcelle P5 est entourée à l'aval d'une tranchée d'isolement hydraulique,
- à l'aval du coté droit, la parcelle P6 (0.83 ha) drainée et entourée d'un dispositif de captage du ruissellement (voir chapitre II),
- au centre, la parcelle d'étude PE (0,23 ha), sur laquelle se trouve le fossé en travers de la pente,
- à gauche, la parcelle de «chez le voisin » (en dehors du domaine d'ARVALIS),
- le ruisseau en bas du versant sur une longueur de 130 m, qui sert également de limite aval du domaine.

4.4.1. Discrétisation spatiale

La discrétisation horizontale est faite grâce à un maillage rectangulaire. Les dimensions des mailles sont en général de 2,5/2,5 m. Le maillage a été raffiné autour du ruisseau, et autour du fossé où les mailles sont plus petites : 0,35 / 0,35 m. Les règles à prendre en compte lors de la discrétisation horizontale sont :

- la variation de surface entre deux cellules adjacentes ne doit pas dépasser 50%
- le rapport entre la longueur et la largeur d'une cellule doit être inférieur à 10.

Afin de respecter les observations effectuées lors notamment des forages sur le site, nous aurions voulu, lors de la discrétisation verticale, définir quatre couches:

- Un aquifère à niveau libre qui se développe dans le sol, dans deux horizons différents : l'un en surface, plus perméable (0-50 cm) et l'autre (50-90cm) moins perméable.
- Un aquitard, qui représente la couche de schiste altéré (90-240 cm), couche géologique semi-perméable qui laisse passer l'eau par drainance aux aquifères adjacents. L'existence d'une couche plus ou moins imperméable est confirmée par l'artésianisme de la nappe profonde.
- Un aquifère confiné/non-confiné (à partir de 240 cm).

Nous rappelons que pour Visual ModFlow, il y a forcément adéquation couche-aquifère. Il n'est donc pas possible de définir d'aquitard, où l'on ne représente que les phénomènes de drainance. De plus, seul l'aquifère de surface peut être libre. Nous avons donc choisi, dans un premier temps, une discrétisation sous Visual ModFlow qui utilisait 4 couches –aquifères :

- Un aquifère libre, qui se développe dans une couche de sol de 0 à 50 cm
- Un aquifère confiné/non-confiné qui se développe dans la deuxième couche de sol de 50 à 90 cm
- Un aquifère confiné/non-confiné qui se développe dans la couche de schiste altéré (90-240 cm)
- Un aquifère confiné/non-confiné (240- 1000 cm).

Les simulations effectuées avec cette discrétisation verticale ont cependant abouti à des configurations où l'aquifère de la deuxième couche devenait captif, alors que celui de surface était sec. Bien qu'ayant testé toutes les options de la fonction qui permet la ré-humidification des couches, nous n'avons pas réussi à obtenir des simulations ayant un sens physique.

Pour tenter de contourner cette limitation, nous avons alors re-discrétisé verticalement le modèle en utilisant seulement trois couches :

- Un aquifère à niveau libre qui se développe dans une couche de sol de 0 à 90 cm,
- Un aquifère confiné/non-confiné qui se développe dans la couche de schiste altéré (90-240 cm),
- Un aquifère confiné/non-confiné (240-1000 cm).

Cette discrétisation verticale s'est avérée fonctionnelle, mais la description du sol est moins souple. Compte tenu de la faible connaissance que nous avons de l'hétérogénéité spatiale des profils géo-pédologiques, nous avons utilisé le profil type (définit ci-dessus) sur tout le domaine d'étude. Nous verrons cependant plus loin qu'en nous appuyant sur la compréhension que nous avons du système, nous avons distingué les caractéristiques hydrodynamiques de la couche semi perméable selon deux domaines amont et aval.

4.4.2. Discrétisation du temps

Dans notre cas, puisque l'acquisition des données a été essentiellement faite à un pas de temps horaire, le nombre de périodes de stress coïncide avec le nombre d'heures de l'épisode simulé. Les périodes de stress sont soit égales à une heure, soit divisées en plusieurs pas de temps pour faciliter la convergence.

4.4.3. Conditions imposées aux limites du domaine

Dans la Figure IV-34 nous présentons une coupe en travers du domaine à modéliser, ainsi qu'une schématisation des conditions aux limites imposées.

a. Conditions à la limite amont du domaine

Compte tenu de la présence d'un fossé de route départementale dans le voisinage amont du domaine, nous considérons pour la couche de surface et celle de schiste altéré qu'aucun débit ne traverse la limite amont du domaine, et y imposons une condition de flux nul.

Pour la couche de schiste sain, nous imposons une condition de flux proportionnelle aux précipitations en utilisant la fonction de recharge. Nous avons fait l'hypothèse que le flux amont de la nappe profonde est égal à un flux de base, auquel s'ajoute un autre flux proportionnel à la pluie efficace, en prenant en compte un facteur de retard.

Comme souligné plus haut, Visual ModFlow ne dispose pas d'une fonction qui permet d'imposer un flux latéral à une certaine profondeur. Nous avons donc fait affleurer la couche de schiste sain à la surface (en l'isolant du reste par une barrière de cellules inactives) et y avons appliqué une recharge.

b. Conditions aux limites latérales du domaine

Les limites latérales du domaine sont perpendiculaires aux courbes de niveaux ou passent sur la ligne de crête, ce qui nous permet d'imposer un flux nul comme condition sur les trois couches.

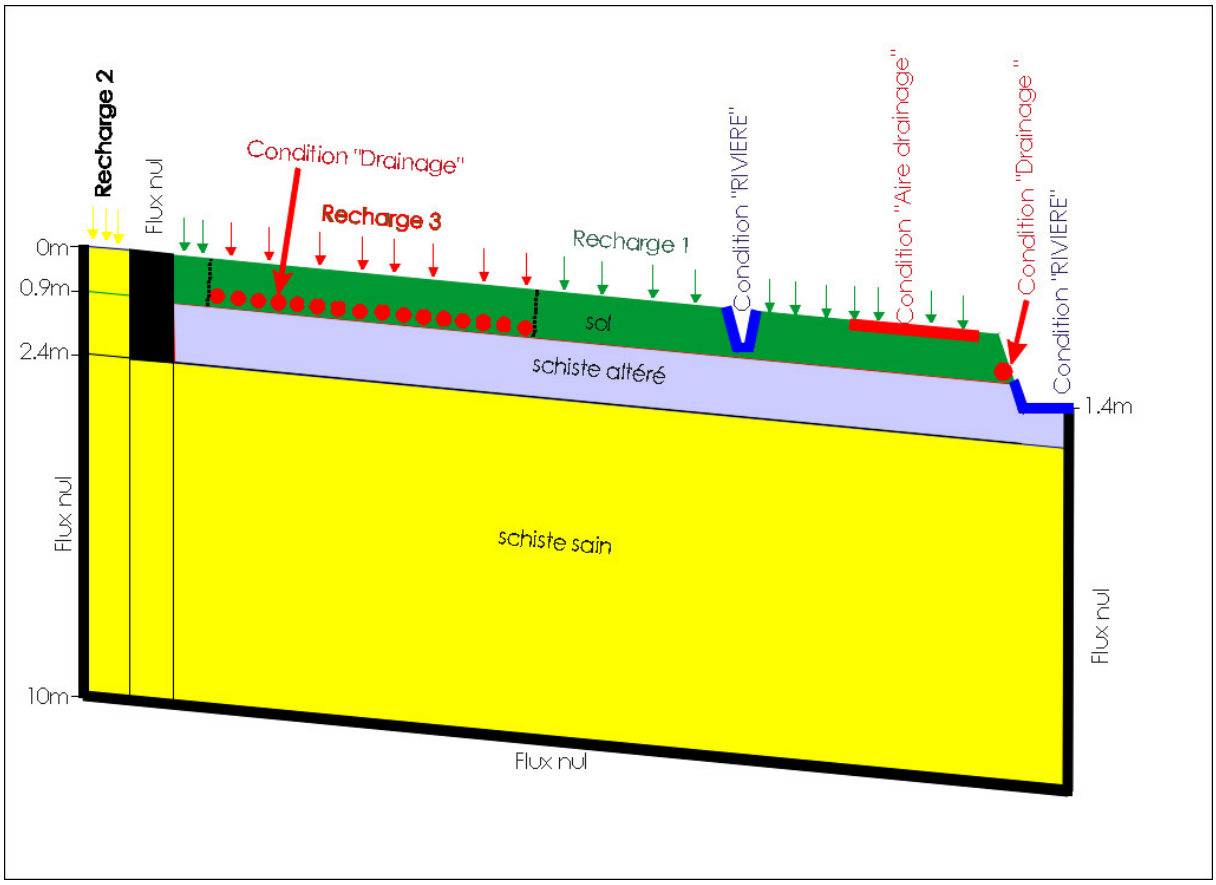


Figure IV-34 : Coupe à travers le domaine modélisé avec les conditions aux limites.

c. Conditions à la limite aval du domaine

Le domaine est bordé à l'aval par un ruisseau, qui a son lit dans la couche de schiste altéré et dont le tirant d'eau n'atteint jamais la couche de sol. Sur la face aval du sol, nous aurions donc dû imposer une condition de suintement, qui n'existe malheureusement pas dans le logiciel VisualMODFLOW. Nous avons constaté qu'une condition de charge rabat bien la nappe superficielle à l'amont mais qu'elle introduit de l'eau dans le système à l'aval dans les cellules sous-jacentes (celles qui constituent le schiste altéré).

Pour simuler le rabattement de la nappe superficielle au voisinage du ruisseau sans introduire ainsi de l'eau, nous avons ajouté un drain linéaire virtuel qui longe les berges du ruisseau. L'eau interceptée par ce drain est assimilée à l'eau collectée par le ruisseau (Figure IV-35).

Sur la limite de la couche de schiste altéré, dans laquelle le ruisseau évolue, nous avons imposé la fonction « Rivière » du logiciel MODFLOW.
Sur la couche de schiste sain, nous avons imposé une condition de flux nul : en effet, du coté opposé au versant par rapport au ruisseau, se trouve un autre versant. Nous faisons ainsi l'hypothèse que la seule issue pour l'eau de la nappe profonde passe par le ruisseau.

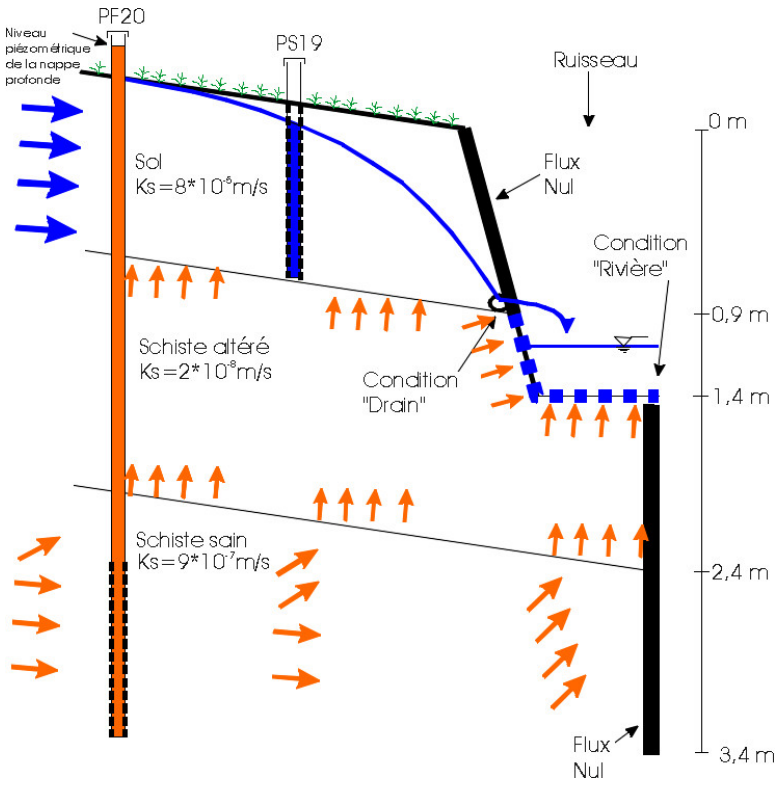


Figure IV-35 : Détail des conditions imposées à la limite aval du système

d. Conditions à la surface du domaine

- *Drainage par drains enterrés.* Les parcelles P5 et P6 présentent des systèmes de drainage par tuyaux enterrés. Nous ne connaissons pas l'emplacement exact des drains, nos seules informations sont la profondeur de 0.8 m et l'espacement 10 - 12 m (Figure IV-36). Nous avons donc utilisé la fonction de « drainage » linéaire, qui permet d'imposer une condition de type « côte de débordement », en nous basant sur ces données et en posant les drains perpendiculaires à la pente.
  La parcelle P5 est de surcroît isolée hydrauliquement par un drain surmonté par une tranchée gravillonnée (Figure II-6). Là aussi nous avons utilisé la fonction de « Drainage » linéaire. Les gravillons sont représentées par une conductivité hydraulique forte (voir plus loin).
  Sur le plateau, la taille d'une cellule est de 2,5m x 2,5m. Nous trouvons donc un drain toutes les quatre à cinq mailles, ce qui permet de décrire de façon satisfaisante la forme de la nappe de surface, même en parcelle drainée.
- *Aire de drainage : Prise en compte des zones d'affleurement de la nappe superficielle.*
  Sur le versant d'étude, l'hydromorphie est marquée et l'excès d'eau se manifeste dès la surface : la nappe superficielle affleure sur des zones plus ou moins étendues, en fonction de la saison et des événements pluvieux. L'étude ISMAP (Rapport Final Euréka, 1997) indique que pour les parcelles drainées du site de la Jaillière, le rapport du volume ruisselé aux volumes des précipitations varie entre 6 et 12%, alors qu'il va de 70 à 80% en parcelles non drainées, confortant le schéma d'un ruissellement provoqué majoritairement par l'affleurement des nappes.
  Lors des visites sur le site, nous avons relevé visuellement l'emplacement de ces zones d'affleurement et de leurs extensions. Ainsi, les zones affectées par un affleurement de longue durée (pendant la saison humide), et sur lesquelles nous avons utilisé la condition « d'aire de drainage superficiel » sont (Figure IV-33):

- la partie gauche du versant dite « chez le voisin » en dehors du domaine d'ARVALIS
- la parcelle P2 (non-drainée) ;
- la zone enherbée située à l'aval de la parcelle P6
- la parcelle d'étude.

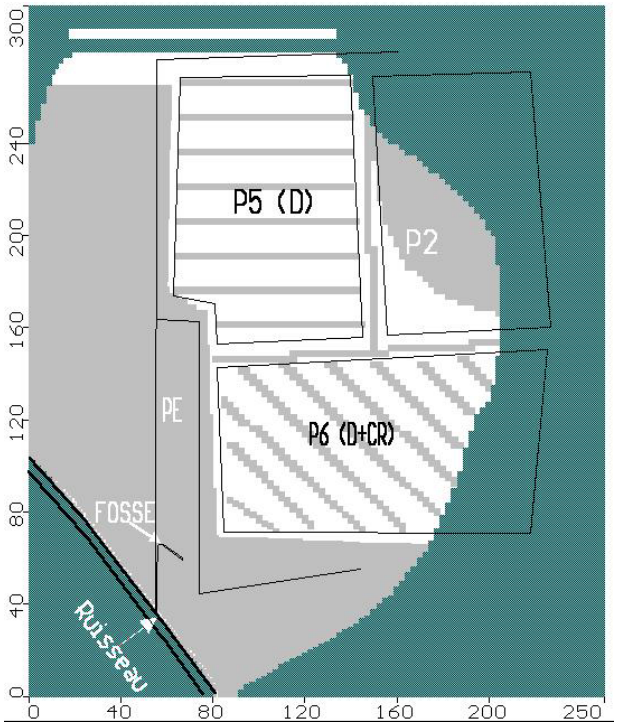


Figure IV-36 : Emplacement des parcelles drainées et des aires de drainage fictives (en gris)

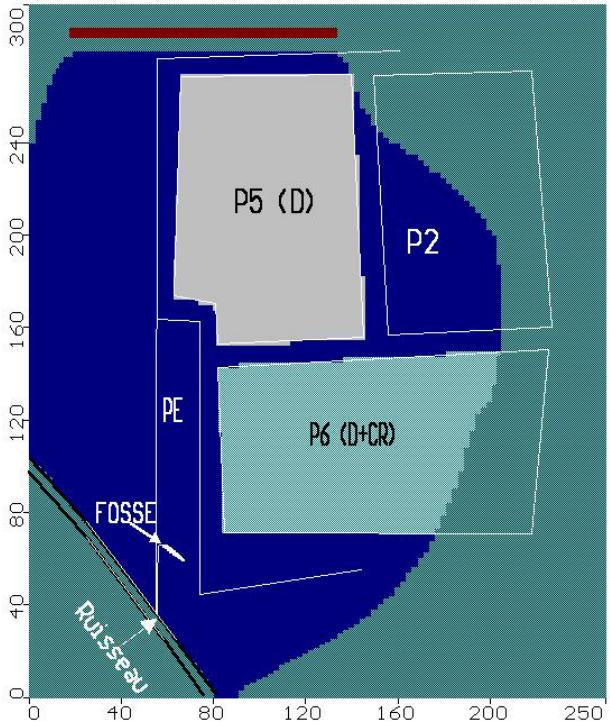


Figure IV-37 : Recharges appliquées sur le versant.

- *Prise en compte du fossé.* Nous utilisons une fonction RIVIERE décrite ci-dessus.
- *Recharge.* Nous disposons sur le site des données horaires nécessaires pour estimer la part de la pluie qui entre dans le sol :
  - des mesures pluviométriques,
  - des mesures de débit de drainage dans les parcelles P5 et P6,
  - des mesures de débit ruisselé sur la parcelle P6 et sur notre parcelle d'étude.

En saison humide la recharge efficace est estimée en fonction des caractéristiques de chaque parcelle (Figure IV-37), en négligeant le stockage de l'eau dans la partie non saturée du sol.

- Sur les parcelles drainées P5 et P6, la recharge représente la différence entre les précipitations et le flux ruisselé. Nous considérons en première approche que la parcelle P5 produirait le même flux ruisselé que P6.
- Sur le reste du versant, nous appliquons une recharge qui est égale aux précipitations.
- Enfin à la limite amont du domaine, nous appliquons une recharge qui représente le flux imposé sur la couche de schiste sain. Sa valeur est égale à un flux de base auquel s'ajoute un autre flux proportionnel aux précipitations. Ces deux composants seront déterminés lors du calage du modèle. Nous verrons que les flux d'entrée ainsi imposés sont très faibles par rapport aux flux générés par la pluie tombant directement sur notre système modélisé.

En saison sèche, la recharge doit aussi tenir compte du stockage de l'eau dans la partie non saturée. Quand une pluie advient après une période sans précipitation, il faut donc pour calculer la recharge effective ôter de la lame précipitée l'équivalent de la réserve utile du sol. Nous verrons toutefois plus loin que la modélisation tentée en période de basses eaux a échoué par suite de difficultés de Modflow à simuler la réhumidification de la couche de surface et le comportement de deux nappes superposées mais disjointes.

- *Evapotranspiration.* L'évapotranspiration potentielle est calculée journellement par la formule de Penman, à partir des mesures météorologiques faites sur le site. Les périodes simulées sont en hiver, où nous pouvons faire l'approximation que l'ETP est égale à l'évapotranspiration réelle. Dans la fonction « Evapotranspiration » de Visual ModFLow nous avons introduit l'évapotranspiration potentielle mesurée, et utilisé une profondeur d'extraction égale à la profondeur de la couche de sol (90 cm). La fonction appliquée est la même sur tout le versant.

4.5. Modélisation à l'échelle d'un épisode pluvieux (du 15 au 31 mars 2002)

Nous avons tout d'abord modélisé une période où les deux nappes superficielle et profonde coexistent. D'une part, cela correspond à la période où le fossé en travers a sans doute l'influence la plus significative sur le fonctionnement du versant, et cette modélisation doit permettre de déterminer les conditions aux limites à utiliser pour représenter le fonctionnement des environs immédiats du fossé. D'autre part, en cette période, le rôle de la zone non saturée est sans doute moins crucial quant à la recharge des nappes, et le fait d'utiliser un modèle saturé sera moins sensible. Nous avons ensuite validé le modèle en l'appliquant à une autre période de hautes eaux. Nous avons enfin tenté la modélisation d'une période en basses eaux, mais avons échoué. Ces trois essais de modélisation ont été effectués pour les trois périodes analysées plus haut.

4.5.1. Modélisation en régime permanent du 15 au 16 mars 2002

Comme nous l'avons annoncé lors de l'analyse des données de cette période, nous avons dans un premier temps assimilé la période du 15 au 16 mars à un régime stationnaire, que nous avons modélisé en régime permanent. Le régime ainsi obtenu servira ensuite de conditions initiales à la modélisation en régime transitoire de la période complète du 15 au 31 mars 2002.

a. Recharge et ETP

Pendant la période du 15 au 16 mars, la pluie cumulée a été de 6,5 mm ce qui revient à une moyenne journalière de 3,25 mm/j. L'évapotranspiration potentielle a été faible, de 2 mm (1 mm/j). Puisqu'il n'y a pas de ruissellement enregistré, la nappe superficielle n'affleurant pas à la surface, sauf ponctuellement à l'aval de la parcelle en S21, et que l'intensité de la pluie est faible, nous prenons comme recharge efficace P-ETP (2,25 mm/j) sur toute la surface du domaine.

b. Calage du modèle en régime permanent

Cette modélisation en régime permanent nous permet de déterminer les conductivités hydrauliques à saturation des différents horizons. Elle conduit également à ajuster les paramètres des fonctions rivière et drains utilisées. Enfin, cette étape suppose également de déterminer le flux d'entrée imposé à la couche de schiste sain à l'amont du domaine.
Les paramètres liés aux aspects transitoires, notamment les porosités de drainage et coefficients d'emmagasinement spécifique seront déterminés lors de la simulation en régime transitoire.

Les paramètres de calage sont donc :

- Les conductivités hydrauliques de chaque couche,
- Les conductances des drains, de la couche de sédiments du ruisseau et du fossé,
- Le flux amont de base dans la couche de schiste sain.

Les valeurs initiales des paramètres sont indiquées dans le Tableau IV-6. Elles sont issues :

- ✓ pour les conductivités hydrauliques, des données disponibles (chocs hydrauliques, mesures MUNTZ et TRIMS, thèse Marie Pierre Arlot, 1999),
- ✓ pour les conductances, des valeurs proposées dans la notice de Modflow,
- ✓ pour le flux amont, d'une décision arbitraire

Tableau IV-6 : Paramètres initiaux pour le calage en régime permanent du 15 au 16 mars 2002.

Nature du paramètre	Zone concernée	Valeur initiale
Conductivité hydraulique en (m/s)	Sol	$5*10^{-6}$
	Schiste sain	$7*10^{-7}$
	Schiste altéré	$5*10^{-8}$
Conductance drain par unité de longueur linéaire (m/s)	Drain virtuel rivière	$2,9*10^{-3}$
	Drain P5 et P6	$2,9*10^{-3}$
Conductance drain surfacique par unité de surface (s^{-1})	Drain surfacique « virtuel »	$2,9*10^{-3}$
Conductance Rivière (m^2/s)	Rivière	$2*10^{-5}$ (à partir de l'Eq. IV-6)
	Fossé	
Flux d'entrée (mm/jour)	Amont du domaine. Schiste sain	3

Le calage du modèle a été effectué « manuellement » par la méthode des essais – erreurs en changeant les paramètres de calage jusqu'à ce que les différences entre les valeurs simulées (charge et débit) et mesurées soient suffisamment faibles.

c. Résultats du calage : conductivités hydrauliques

Cette phase de calage a mis en évidence la nécessité de distinguer deux zones de conductivités différentes pour la couche de schiste altéré : une zone de conductivité plus importante ($2*10^{-7}$ m/s) s'étendant de l'amont du domaine jusqu'à une limite située entre le ruisseau et le fossé en travers, et une zone complémentaire, où la conductivité est plus faible ($2*10^{-8}$ m/s). Cette modification par rapport au schéma initial s'est avérée nécessaire pour permettre de rendre compte de l'artésianisme de la nappe profonde à l'aval du versant. Elle est toutefois cohérente avec la vision que l'on a de la pédogenèse sur ce versant (hydromorphie plus marquée à

l'aval). Les conductivités des deux zones ainsi que la limite entre ces zones ont constitué des paramètres de calage.

Les valeurs de conductivités hydrauliques résultant du calage sont présentées dans la Figure IV-38 :

- ✓ Ainsi, la couche pédologique présente une conductivité hydraulique de $8*10^{-5}$ m/s (en blanc), valeur supérieure à celles obtenues lors des mesures d'infiltrométrie (10^{-5} -10^{-6} m/s). Cette valeur est valable à l'échelle du versant. Carluer (1998) ou Molénat (1999) à l'échelle d'un bassin, doivent également utiliser des conductivités hydrauliques à saturation nettement supérieures à celles mesurées in-situ.
- ✓ Pour représenter les gravillons des tranchées d'isolation hydraulique, nous avons utilisé une conductivité hydraulique de $5*10^{-4}$ m/s.
- ✓ La couche de schiste altéré est divisée en deux zones (Figure IV-39) : la zone amont, plus perméable (K= $2*10^{-7}$ m/s) et la zone aval (parallèle au ruisseau) moins perméable (K= $2*10^{-8}$ m/s). En effet, plus on s'éloigne du plateau en s'approchant du ruisseau, et plus l'altération du schiste est prononcée à cause d'une hydromorphie plus marquée. La ligne de partage entre les deux zones est issue du calage du modèle.
- ✓ Enfin, le schiste sain est considéré comme homogène, représenté par une conductivité hydraulique de $9*10^{-7}$ m/s. Cette valeur s'approche des valeurs de conductivité hydraulique estimées par la méthode de Hvorslev appliquée aux mesures de choc hydraulique effectuées in-situ (voir chapitre II).

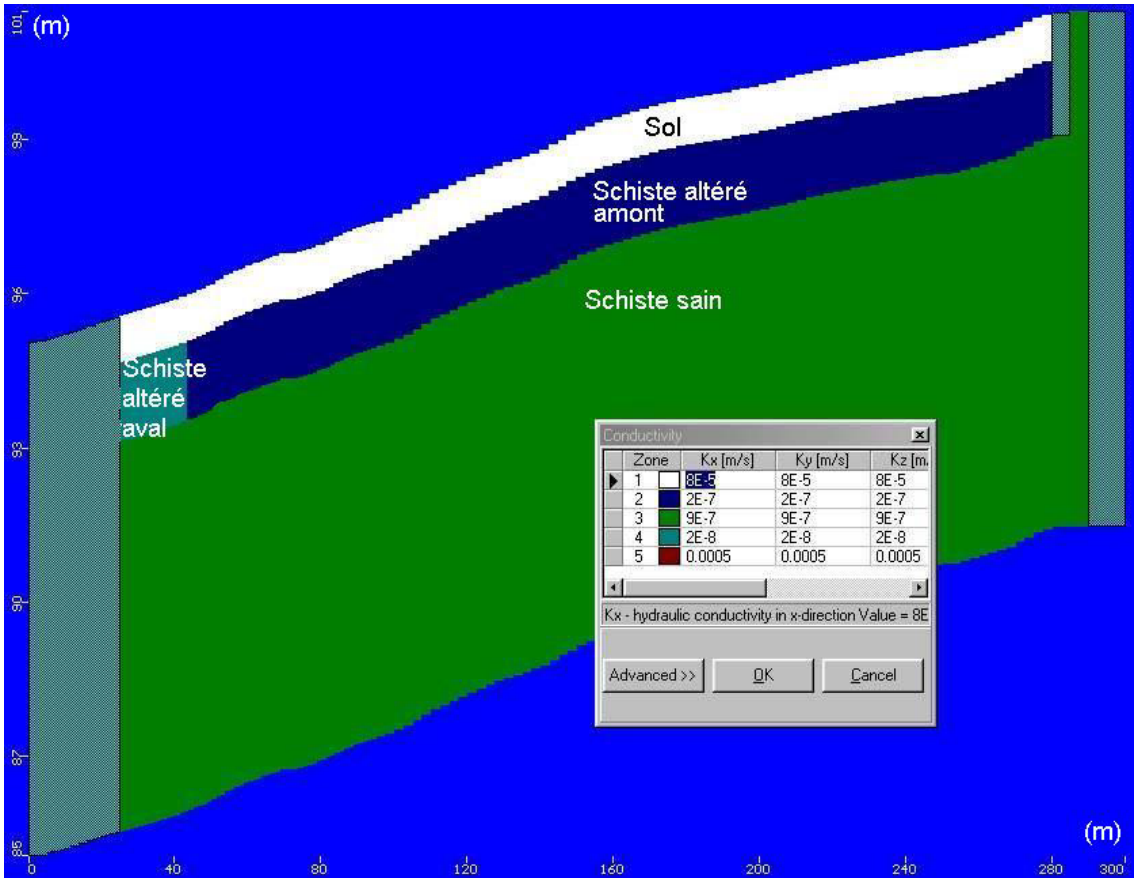


Figure IV-38 : Conductivités hydrauliques dans une coupe transversale amont / aval. Valeurs issues du calage.

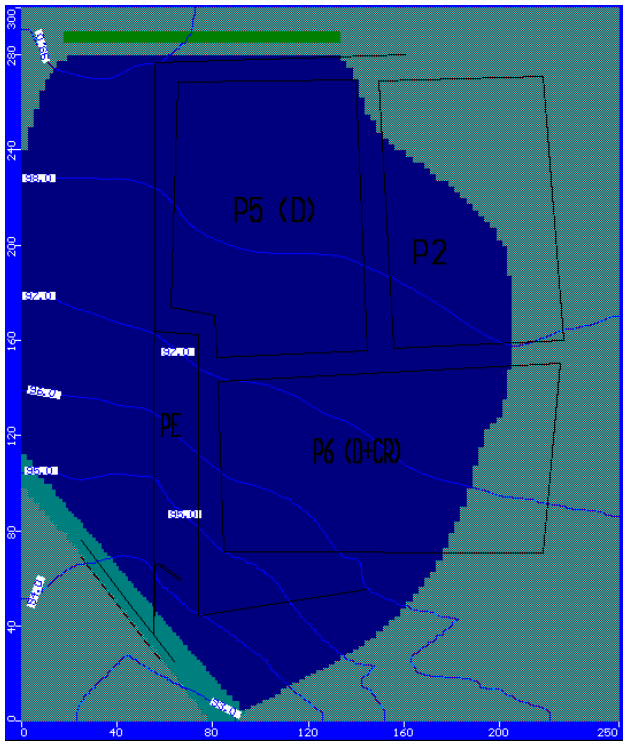


Figure IV-39 : Les conductivités hydrauliques de la couche de schiste altéré (le bleu-amont 2^e-7 m/s et le vert-aval 2^e-8 m/s).

Les valeurs de conductance intervenant dans les fonctions « Rivière », « Drainage linéaire » et « Aire de drainage » sont présentées dans le Tableau IV-7.

Tableau IV-7: Valeurs de conductance déterminées par calage

Nature du paramètre	Zone concernée	Valeurs de conductance déterminées par calage
Conductance drain (m^2/s)	Drain virtuel rivière	$8*10^{-3}$
	Drain P5 et P6	$3,8*10^{-3}$
Conductance drain surfacique (m^2/s)	Drain surfacique « virtuel »	$9*10^{-3}$
Conductance Rivière (m^2/s)	Rivière	$2*10^{-4}$
	Fossé	$2*10^{-4}$

Enfin, le flux imposé à l'amont du domaine dans la couche de schiste sain a été déterminé à 1 mm/h. Nous verrons plus loin que la fonction choisie pour représenter ce flux d'entrée est de la forme $H = a + b*pluie$ (imposée sur une surface d'environ 500 m²) : ces coefficients seront déterminés lors de la simulation en régime transitoire.

Nous n'avons pas étudié la sensibilité du modèle à la géométrie du système modélisé, notamment la profondeur des couches :

- ✓ pour ce qui concerne les couches de sol et de schiste altéré, leur profondeur est relativement bien connue, mais nous ne savons pas caractériser leur variabilité spatiale.
- ✓ pour ce qui concerne la couche de schiste sain, des travaux dans un milieu similaire ont montré (Martin, 2003 ; Molénat, 1999) que sa profondeur n'est pas le facteur prépondérant pour représenter le fonctionnement hydrogéologique du système.

Par ailleurs, notons que des premières modélisations ont été effectuées avec des jeux de conductivités plus faibles d'un ordre de grandeur pour le sol et de deux ordres de grandeur pour le schiste sain : les charges simulées étaient raisonnables, mais les flux transitant par le sol très faibles : le système ne fonctionnait quasiment qu'en ruissellement, ce qui ne correspond pas aux observations sur le site.

d. Résultats des simulation.

Le logiciel permet la définition de zones de contrôle, sur lesquelles le bilan hydrique est analysé. Une zone de contrôle peut se définir verticalement dans une seule couche ou dans plusieurs, et s'étend, horizontalement, sur un certain nombre de cellules. Afin de contrôler la cohérence des calculs, mais également d'estimer les flux échangés entre les deux nappes selon la zone considérée sur le versant, nous avons défini plusieurs surfaces de contrôle, en nous basant sur la compréhension que nous avons du fonctionnement du système à l'issue de l'analyse des données (Tableau IV-8)

Tableau IV-8 : Emplacement des zones de contrôle.

No de Zone Contrôle	Couche	Emplacement	Observations
2	2	Schiste altéré	Zone couvrant toute la surface du schiste altéré
3	3	Schiste sain	Zone couvrant toute la surface du schiste sain
4	1	Zone de recharge de la nappe profonde	Zone correspondant au plateau : c'est la zone dans laquelle la nappe superficielle alimente la nappe profonde
9	1	Versant sauf le voisinage fossé	Zone recouvrant le versant : elle correspond à la zone où la nappe profonde est captive et souvent artésienne.
10	1	Voisinage éloigné fossé sol	Zone qui englobe les piézomètres proches du fossé, mise à part une bande de un mètre de large centrée sur le fossé
11	2	Voisinage éloigné fossé schiste altéré	Idem pour les schistes altérés
12	3	Voisinage éloigné fossé schiste sain	Idem pour les schistes sains
14	1	Voisinage proche fossé	Bande d'un mètre autour du fossé.

Les charges simulées sont présentées sur la Figure IV-40, en fonction des charges observées.
Nous observons que la simulation est satisfaisante. Les différences maximales sont enregistrées pour les piézomètres F12, F22 et S19.

- ✓ Nous soupçonnons le F22 d'un mauvais fonctionnement (cf chapitre 3).
- ✓ Il est probable que le piézomètre F12 se trouve dans une zone de perméabilité plus élevée : le choc hydraulique qui y a été effectué conduisait à une conductivité élevée ; de plus, lors de campagnes de mesures sur le site de la Jaillière, ce piézomètre servait fréquemment de puit, le niveau piézométrique y remontant rapidement, malgré le pompage de volumes parfois importants.
- ✓ Quant au piézomètre S19, en bordure de ruisseau, le drain linéaire imposé à la base des berges ne produit pas un rabattement suffisant. Une conductance plus forte aurait conduit à éliminer trop d'eau du système, et donc à abaisser le niveau de la nappe sur toute la partie aval du versant. Une condition de suintement imposée sur les berges du ruisseau aurait sans doute conduit à une représentation plus réaliste du niveau de la nappe à proximité du ruisseau, mais n'est pas permise par le modèle.

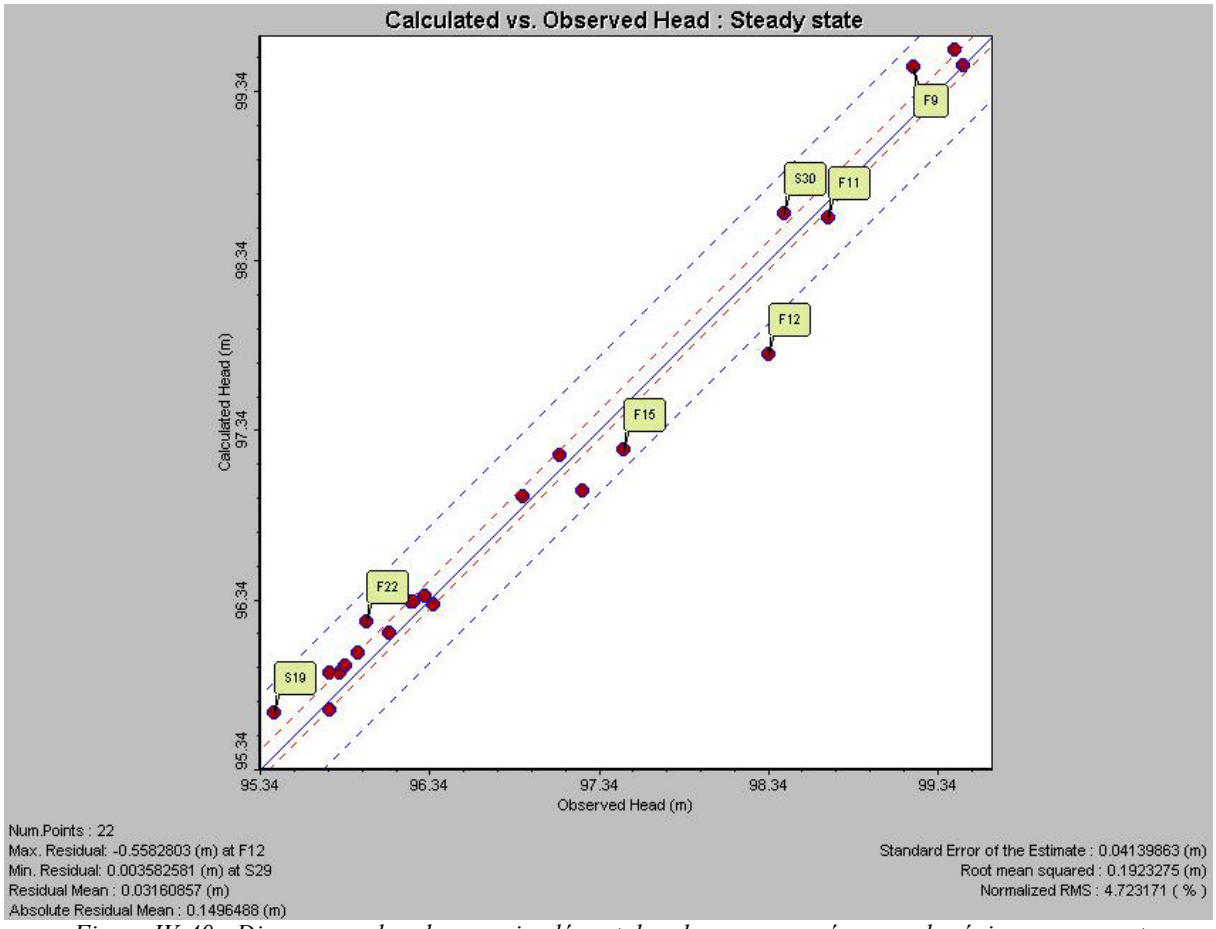


Figure IV-40 : Diagramme des charges simulées et des charges mesurées pour le régime permanent du 15 au 16 mars 2002

e. Comparaison entre les courbes piézométriques mesurées et simulées

La Figure IV-41 permet de comparer les courbes piézométriques mesurées le 13 mars (date où des mesures piézométriques manuelles ont été effectuées sur l'ensemble despiézomètres, deux jours avant le commencement de l'épisode) et les courbes piézométriques simulées le 15 mars 2002. Les courbes mesurées sont obtenues par une interpolation par krigeage à partir des mesures ponctuelles, et leur validité est donc restreinte au mieux à la zone comprise entre les piézomètres. Nous y observons que les directions d'écoulement indiquées par les deux courbes sont proches, sur le plateau et surtout au voisinage du fossé. Par contre, sur le versant, les charges simulées sous-estimées aux piézomètres F11 et du F12 font que la direction d'écoulement est parallèle à la parcelle d'étude (ouest-est) alors que les mesures indiquent une direction d'écoulement nord /ouest – sud / est. Les différences générales entre les charges simulées et mesurées sont dues aux 10 mm de pluie tombés le 14 mars.

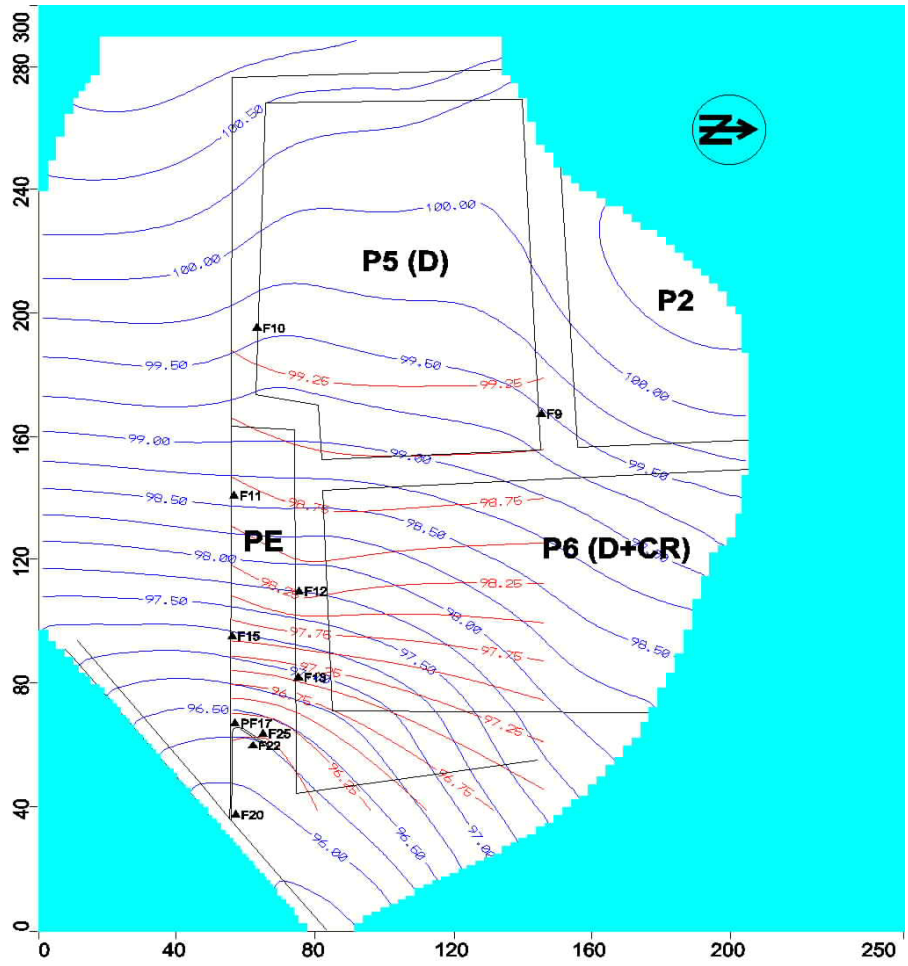


Figure IV-41 : Courbes piézométriques de la nappe profonde. Charge mesurée (rouge) du 13 mars 2002 et simulée (bleue) du 15 mars 2002

4.5.2. Modélisation en régime transitoire du 15 au 31 mars 2002.

Une modélisation en régime transitoire a ensuite été effectuée sur une période allant du 15 mars au 31 mars 2002. Les conditions initiales ont été fournies par la modélisation en régime permanent du 15-16 mars.

a. Calage.

Dans cette étape la simulation, nous ne nous sommes autorisés à caler que les porosités de drainage et les coefficients d'emmagasinement des différents horizons, ainsi que les coefficients a et b de la fonction décrivant le flux imposé à l'amont du système dans la couche de schiste sain en fonction de la lame précipitée. Les paramètres initiaux sont issus de la littérature (Arlot 1999, Molénat 1999, Martelat et Lachassagne 1995) et présentés dans le Tableau IV-9.

Les valeurs calées (porosité de drainage -Sy- et de coefficient d'emmagasinement –Ss) sont présentées sur la -Figure IV-42.

Tableau IV-9: Valeurs initiales des paramètres de calage en régime transitoire du 15 au 31 mars 2002

Nature du paramètre	Porosité de drainage (%)	Coefficient d'emmagasinement spécifique (1/m)
Sol	6	-
Schiste altéré	0.1	10^{-5}
Schiste sain	1	10^{-3}

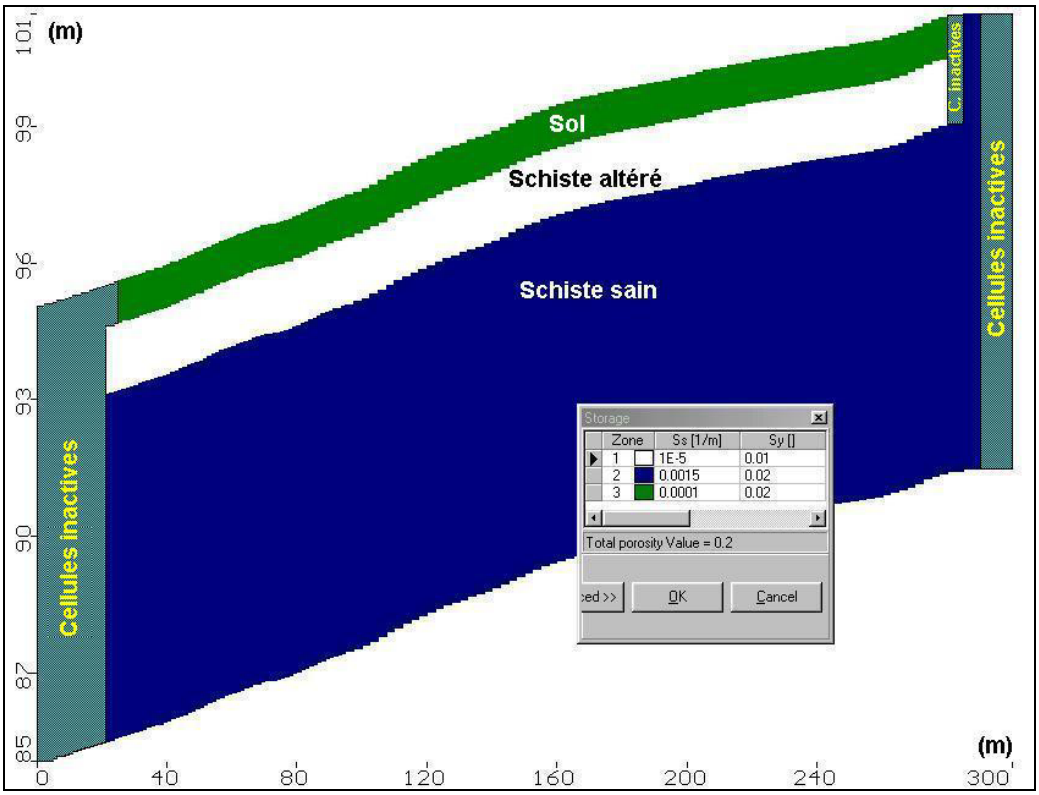


Figure IV-42 : Porosité de drainage (Sy) et coefficient d'emmagasinement (Ss)

Ainsi, pour le sol, nous avons trouvé une porosité de drainage de 2%, valeur que nous avons considérée valable pour l'ensemble du versant, qu'il s'agisse des zones drainées ou / non drainées et cultivées ou en jachère. Cette porosité de drainage est trois fois moins forte que celle trouvée par Arlot, (1999) sur les parcelles drainées. Cependant l'auteur considère que la valeur de 6% est forte et due à une forte variabilité. Dans notre cas, seule une porosité de drainage faible a conduit à une réponse suffisante de la nappe superficielle, avec les conductivités importantes adoptées au calage du permanent.
Les porosités de drainage déterminées pour les horizons sous-jacents ne sont pas utilisées en cette période de hautes eaux.
Quant aux coefficients d'emmagasinement, les valeurs calées ne sont pas significativement différentes des paramètres initiaux.

b. Résultats

Avant de présenter les résultats de la simulation, nous rappelons que lors des mesures de charges piézométriques dans les piézomètres, les erreurs globales composées sont de 1,1 cm pour les capteurs de pression de type DRUCK et de 1,3 cm pour les capteurs autonomes de type DIVER (Annexe 3).

Pour illustrer les performances de la simulation, nous représentons graphiquement, par zone d'étude, les charges simulées et mesurées ainsi que les précipitations pour les piézomètres pourvus de capteurs de pression.

Versant

Sur le versant, nous disposons de deux piézomètres de surface S16 et S14 (Figure IV-43). En S16, le début de la simulation en régime transitoire est tributaire de la différence entre la charge simulée et mesurée en S16 (9 cm) obtenue lors de la simulation en régime permanent. Ainsi du 15 au 19 mars , la différence entre la charge simulée et mesurée varie de 5 à 9 cm, le minimum étant atteint lors de l'épisode pluvieux. Le tarissement qui a lieu à la fin de la période accroît cet écart jusqu'à 15 cm. Cela est peut-être dû à la forte conductivité hydraulique utilisée pour le sol, qui permet une récession trop rapide de la nappe à cet endroit.

En S14 la charge simulée du 15 au 18 mars reproduit l'allure de la chronique de la charge mesurée, bien qu'étant en permanence plus faible de 10 à 15 cm. Entre le 18 mars et le 19 mars, la charge mesurée est correctement simulée ; la réponse simulée de la nappe de surface à la pluie du 19 mars est notamment bien synchrone avec la réponse observée. Au début du tarissement, la charge simulée diminue plus vite que la charge mesurée, et le décalage augmente jusqu'au 31 mars.

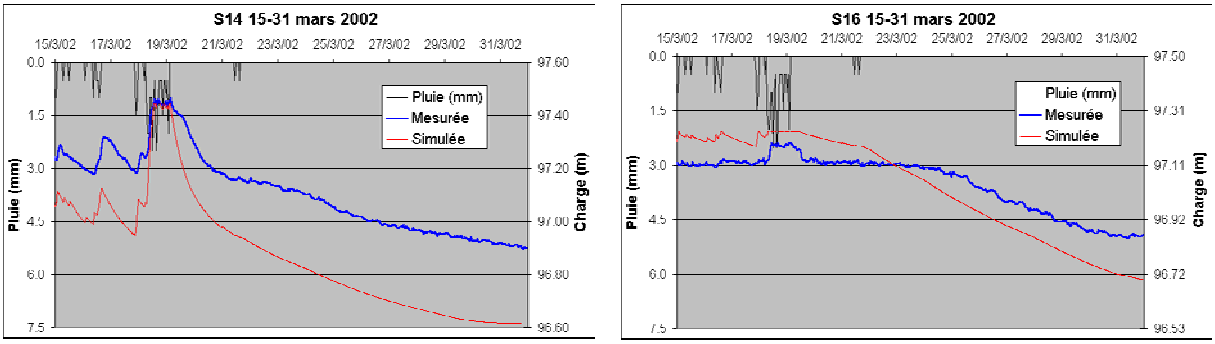


Figure IV-43 : Charges simulées / mesurées de la nappe superficielle (en S14 et S16) sur le versant, du 15 au 31 mars 2002

Voisinage latéral amont du fossé

Nous y disposons d'un piézomètre de surface –S18- et d'un profond F17 (Figure IV-44). La charge simulée pour la nappe superficielle varie plus vite que la charge mesurée. Du 15 au 24 mars, la différence augmente pendant les périodes sans pluie. Toutefois, la partie finale du tarissement est bien simulée.

La charge de la nappe profonde est bien simulée en F17. La différence entre la charge mesurée et simulée (6 cm) au 15 mars est due à la simulation en régime permanent. Nous notons que du 18 au 21 mars la remontée et la descente simulées de la nappe profonde se font plus lentement que dans la réalité, mais la valeur maximale est bien simulée. Après le 21, le tarissement est bien reproduit.

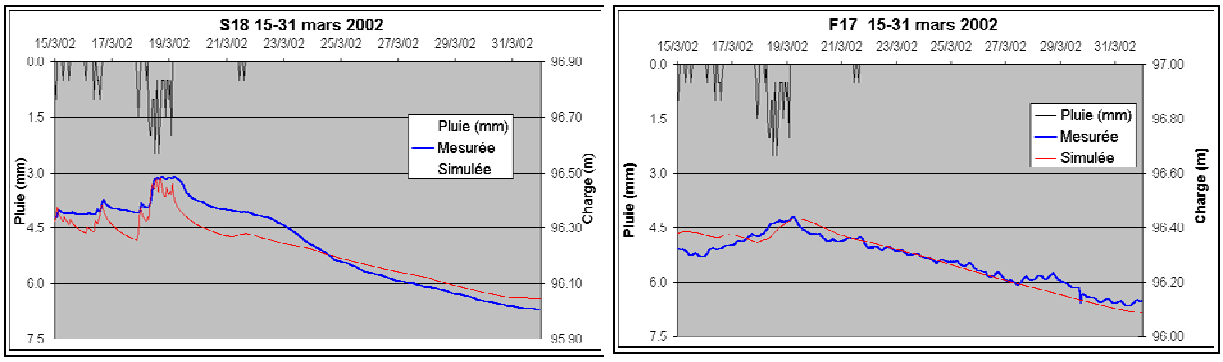


Figure IV-44 : Charge simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S18) et de la nappe profonde (en F17) en latéral amont du fossé, du 15 au 31 mars 2002

Voisinage amont du fossé

A l'amont immédiat du fossé, nous disposons de 4 piézomètres, dont 3 de surface (S28, S27 et S26) et un profond (F25). Les charges simulées et mesurées sont illustrées sur la Figure IV-45. Globalement, la charge de la nappe superficielle est surestimée du 15 au 18 mars alors que la remontée du 18 au 19 mars est sous-estimée, sauf pour le piézomètre S26, où celle-ci est bien simulée. Nous n'avons pas pu reproduire l'affleurement de la nappe superficielle, malgré l'utilisation d'une porosité de drainage pour le sol de 2%, valeur bien plus faible que celle utilisée par Arlot, (1999).

Le tarissement est ensuite bien simulé en S27 et en S28. En S26, lors du tarissement, il y a une différence presque constante de 10 cm entre la charge simulée et mesurée. Cette différence explique également un volume drainé par le fossé simulé bien plus fort que le volume mesuré. La nappe profonde simulée est surestimée du 15 au 18 mars 02 à cause des conditions initiales issues du régime permanent. La surestimation se maintient du 18 au 27 mars 2002, mais elle est plus réduite. La fin du tarissement est bien simulée.

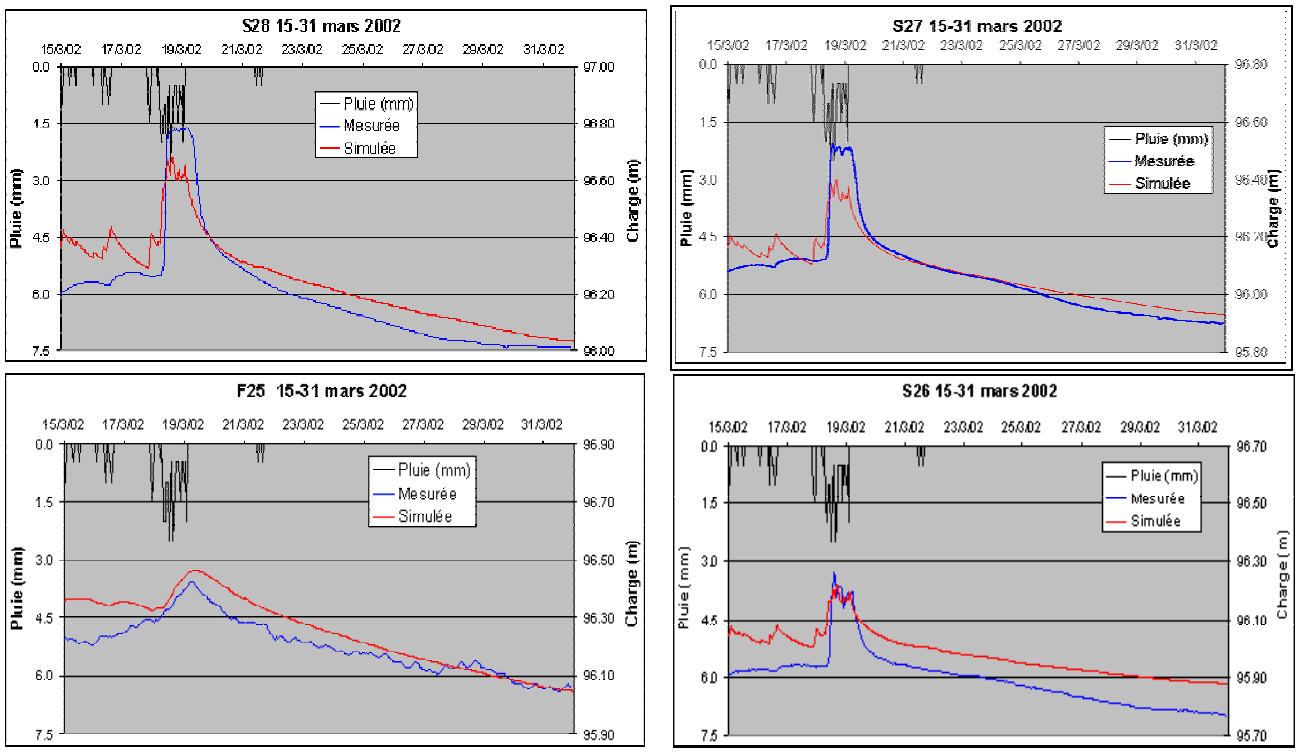


Figure IV-45 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S28, S27 et S26) et de la nappe profonde (en F25) en amont du fossé, du 15 au 31 mars 2002

Voisinage aval du fossé

Les piézomètres S24, S23 et F22 se trouvent au voisinage aval du fossé. La charge de la nappe superficielle est surestimée avant et après l'épisode pluvieux du 18 au 19 mars (Figure IV-46). Le pic de charge est bien reproduit en amplitude par le S24, mais pour les deux piézomètres de surface, le pic simulé commence et finit plus tôt que le pic mesuré. Comme pour le S26, la surestimation de la charge simulée en S24 (qui se trouve à 1 m à l'aval du bord du fossé) explique la surestimation du volume drainé par le fossé.

Quant à la nappe profonde, la variation de la charge mesurée dans le piézomètre F22 est bien simulée, mais avec une surestimation presque constante de 25 cm. Comme nous l'avons dit, nous soupçonnons le F22 d'un mauvais fonctionnement.

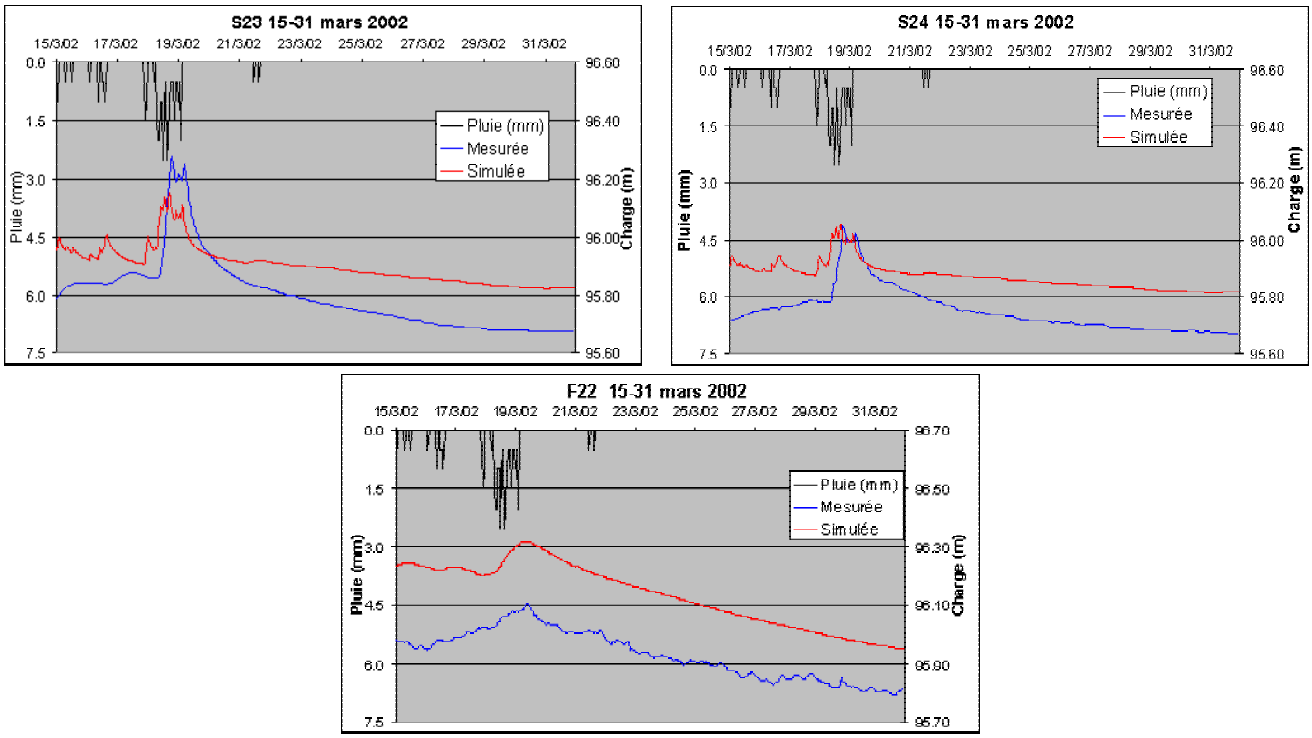


Figure IV-46 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S23 et S24) et de la nappe profonde (en F22) à l'aval du fossé, du 15 au 31 mars 2002

Aval du versant

Deux piézomètres de surface (S19 et S21) et un profond (F20) se trouvent juste à l'amont du ruisseau.

La simulation de la nappe superficielle en S19 (situé à 1m à l'amont du ruisseau) et en S21 (situé à 3 m amont du ruisseau) a été influencée par l'utilisation de la fonction drain à la limite aval de la couche de sol (Figure IV-35). En effet, comme nous l'avons souligné lors de l'étape de calage, la conductance utilisée pour le drain virtuel situé en bordure de fossé a été fixée à une valeur évitant de « vider » complètement la nappe superficielle : représenter correctement le niveau de la nappe de surface sur l'ensemble du versant implique de surestimer la charge dans le piézomètre S19. En S19 le pic de charge est à peine esquissé, et le tarissement est très faible, conduisant à une surestimation de la charge. En S21 la charge simulée est sous-estimée du 15 au 24 mars 2002 mais la toute fin du tarissement est bien simulée (Figure IV-47).

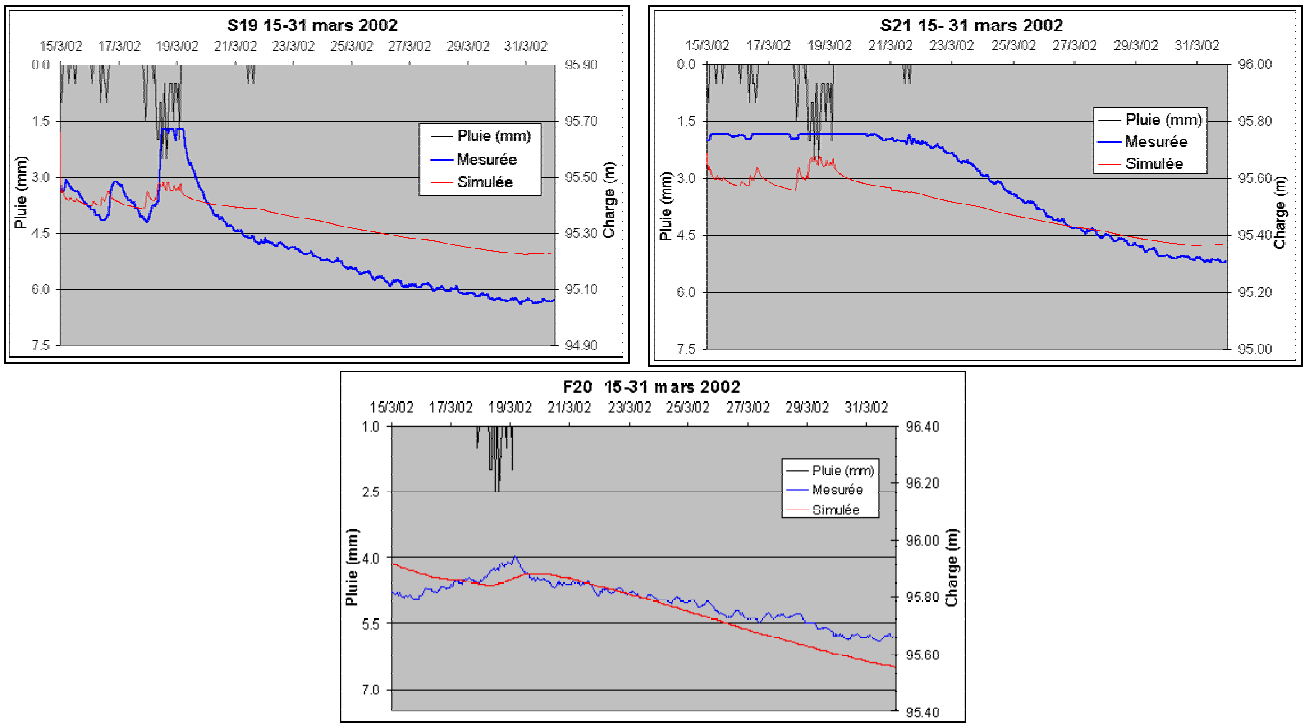


Figure IV-47 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S19 et S21) et de la nappe profonde (en F20) à l'aval du versant, du 15 au 31 mars 2002

En F20, à cause des conditions initiales imparfaites issues du régime permanent, la charge de la nappe profonde est surestimée en début de simulation. Le pic de charge simulé est retardé de presque un jour par rapport aux observations ; les deux pics ont par ailleurs une différence de niveau de 6 cm. Ce décalage est peut-être dû à l'utilisation d'une conductivité hydraulique trop faible pour la couche de schiste altéré à l'aval du versant, qui réduit la communication entre les deux nappes : le pic simulé n'est donc provoqué que par l'arrivée du flux venant de l'amont, alors que la communication entre nappes de surface et profonde y participe également sans doute dans la réalité. Cependant, sans une valeur faible de conductivité hydraulique pour le schiste altéré, nous n'aurions pas pu reproduire l'artésiannisme de la nappe profonde en F20.

c. Cartes piézométriques

Comme pour le régime permanent, nous avons comparé les courbes piézométriques mesurées (interpolées) et celles simulées pour la nappe profonde le 22 mars, (Figure IV-48) où nous disposons des données pour tous les piézomètres. Les courbes mesurées/simulées indiquent des sens d'écoulement proches sur le versant et surtout au voisinage du fossé alors que dans la moitié supérieure du versant, la sous-estimation des charges simulées produit un écoulement légèrement ouest-est.

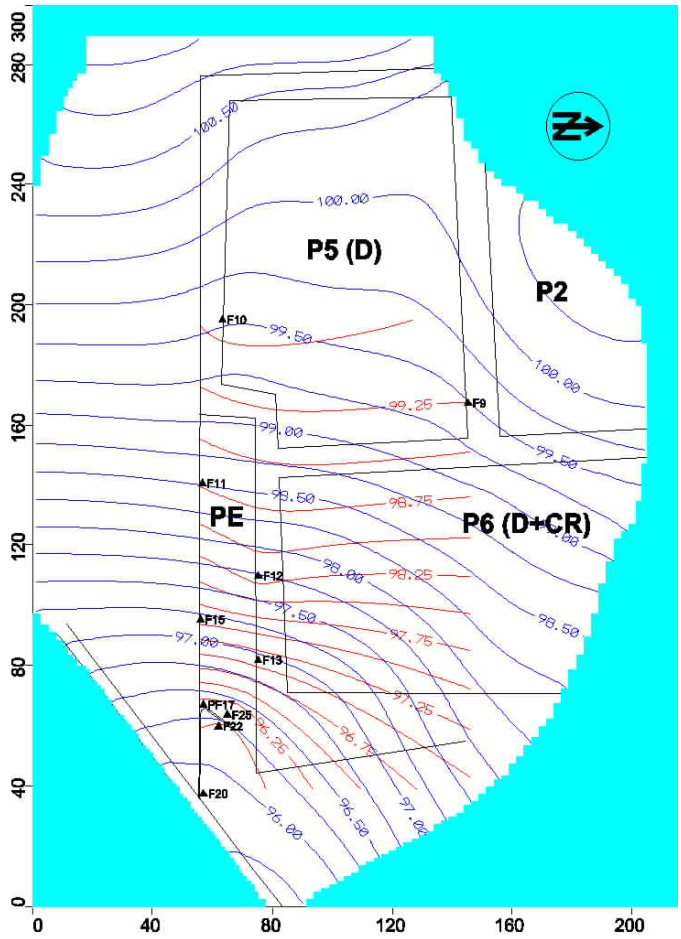


Figure IV-48 : Courbes piézométriques de la nappe profonde du 22 mars 2002, charge mesurée (rouge) et simulée (bleu)

d. Bilan hydrique global

Nous avons calculé le bilan hydrique global du système modélisé (Eq. IV-10) en prenant en compte tous les apports et toutes les pertes.

$$P+F_{am}-\left(ET+D+R+Q_{fossé}+Q_{ruisseau}\right)=\Delta S \qquad \text{Eq. IV-10}$$

Où :

Composante du bilan, cumulée sur la période simulée	Flux simulé en m^3
P : recharge (apport par précipitations au système)	1 397
F_{am} : flux imposé à l'amont du schiste sain	17
ET : perte par évapotranspiration	268
D+R : perte par drainage et *ruissellement*	1 444
$Q_{fossé}$: débit drainé par le fossé	64
$Q_{ruisseau}$: débit drainé par le ruisseau	19
Total	**381**

La variation de stock ainsi calculée est de 381 m^3 alors que celle calculée par le modèle est de 376 m^3. L'erreur sur le bilan de masse est donc de 1,3%, ce qui semble raisonnable.
Notons que dans cette première approche, le volume drainé par le fossé paraît bien supérieur au volume drainé par le ruisseau : cela s'explique en fait parce que le volume drainé par le

drain virtuel situé en bordure de ruisseau apparaît dans la composante « perte par drainage » et non dans le volume drainé par le ruisseau, qui ne comprend que l'apport du schiste altéré au ruisseau.
Nous allons maintenant étudier en détail chaque composante du bilan.

e. Débit drainé par le fossé

Les chroniques des débits simulé et observé drainés par le fossé sont représentés sur la Figure IV-49 et les valeurs correspondantes dans le Tableau IV-10.

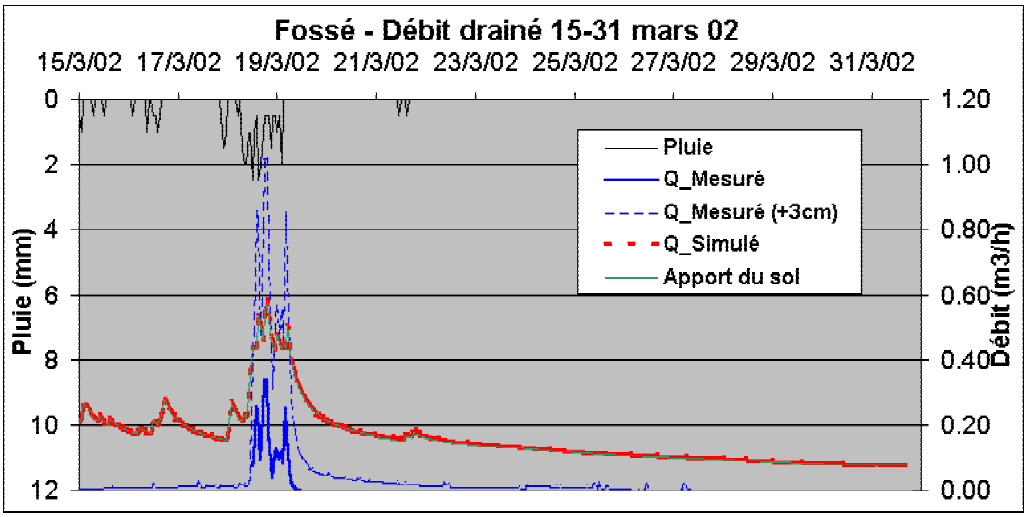


Figure IV-49 : Débit drainé mesuré / simulé et la simulation de la contribution du sol au débit drain, du 15 au 31 mars 2002

Tableau IV-10 : Valeurs des débits maximaux et volumes cumulés du 15 au 31 mars 2002

Débit maxim/ Volume cumulé	Q maxim (m^3/h)	Volume cumulé du 15 au 31 mars (m^3)	Volume cumulé du 18 au 19 mars (m^3)
Mesuré	0,34	3,03	3,03
Mesuré avec surestimation de la charge au déversoir de 3 cm	1,02	16,7	13,9
Simulé	0,58	66,8	16,5

Ainsi du 15 au 31 mars, le volume mesuré est de 3,03 m^3 avec une erreur limite globale de ± 7%. Puisque nous avons estimé la courbe de tarage uniquement par calcul, il se peut que l'erreur limite globale faite sur le volume soit plus importante.
Afin d'estimer l'effet d'une erreur possible de mesure de la hauteur d'eau dans le bac tranquillisateur, nous avons représenté le débit mesuré considérant que la charge au déversoir est de 3 cm supérieure à celle fournie par le capteur de pression. Dans ce cas, nous obtenons un volume mesuré corrigé de 16,7 m^3. Cependant, cette valeur reste significativement inférieure au volume drainé simulé qui est de 66,8 m^3. Si nous prenons en compte uniquement la période de forte pluie (du 18 au 19 mars), l'écart entre le volume mesuré (13,9 m^3) en surestimant la charge au déversoir et celui simulé (16,5 m^3) se réduit significativement.
Quant aux débits maximaux, la surestimation de la charge au déversoir avec trois centimètres implique une augmentation du débit de 300%. Le débit simulé se situe alors entre les deux estimations de débits mesurés.

La différence entre les débits simulé et mesuré peut s'expliquer par la sur-estimation du niveau piézométrique simulé pour la nappe superficielle au voisinage du fossé, en dehors de l'épisode pluvieux, pour les S24 et S26 (Figure IV-47). Celle-ci peut être due :

- ✓ à l'utilisation d'une seule conductivité hydraulique pour le sol ($8*10^{-5}$m/s) alors que nos mesures ont mis en évidence un horizon moins perméable entre 40 et 90 cm (10^{-6}m/s).
- ✓ à l'existence d'un écoulement très faible, difficile à mesurer, inférieur à 4 - 5 l/h. (débit correspondant à une charge au déversoir difficile à mesurer, inférieure à 1 cm).
- ✓ au mode par lequel le fossé est pris en compte par la fonction rivière : l'écoulement est unidimensionnel, il n'y a pas de convergence des lignes d'écoulement vers le fond du fossé et donc pas de résistance s'opposant à l'écoulement.

f. Provenance de l'eau drainée par le fossé

La Figure IV-49 nous montre la contribution du sol à la formation du débit drainé et la Figure IV-50 la contribution schiste altéré au débit drainé par le fossé. Ainsi, pendant toute la période considérée (17 jours) le volume d'eau provenant du sol est de 65,8 m^3, alors que celui provenant du schiste altéré n'est que de 1,02 m^3. Le schiste altéré contribue avec un débit moyen de 2,48 l/h (0,25 l/h/m), valeur qui peut être négligée pendant un épisode pluvieux.
En se basant sur ces résultats de simulation, le volume cumulé drainé par le fossé et provenant du schiste sain à travers le schiste altéré serait de 3,3 m^3, pour l'ensemble de la saison de drainage intense de l'année 2001 – 2002 (56 jours).

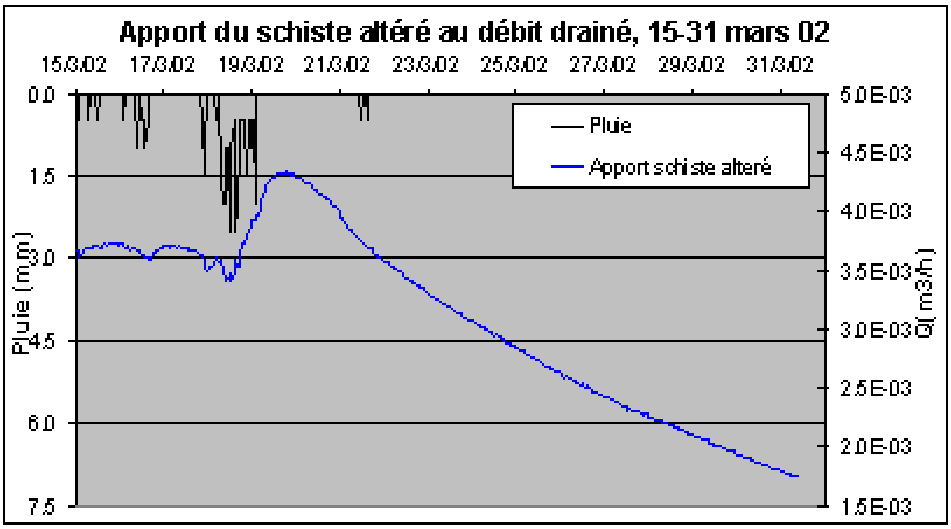


Figure IV-50 : Contribution du schiste altéré au débit drainé par le fossé du 15 au 31 mars 2002

Dans la Figure IV-50, nous observons que l'apport du schiste altéré diminue très légèrement le 18 mars, quand la nappe superficielle devient plus haute que la nappe profonde. Dès que le niveau de la nappe profonde redevient supérieur au niveau de la nappe superficielle, l'apport du schiste altéré augmente lui aussi. Nous rappelons que le fond du fossé se trouve à la limite entre les couches de sol et de schiste altéré.
NB : L'analyse des données avait montré une inversion du gradient pendant l'épisode pluvieux aux alentours du fossé, et l'on aurait pu s'attendre à un apport descendant du sol vers le schiste sain, pendant la période où la nappe superficielle est la plus haute. Toutefois, la zone de contrôle (n°11, voir Tableau IV-8) choisie est un peu trop étendue et comporte des endroits où le gradient ne s'inverse pas, de sorte que la résultante des échanges schiste/sol-fossé reste globalement ascendante, même quand la nappe de surface est haute.

g. Drainage en parcelle drainée.

Nous avons simulé le drainage dans les parcelles P5 et P6 à l'aide de la fonction de Visual ModFlow « DRAINAGE » (Figure IV-51). Les lames drainées cumulées mesurées et simulées sont présentées dans le Tableau IV-11. En analysant les simulations de drainage des P5 et P6, nous observons que :

- la simulation en P5 surestime le débit de pointe et la lame drainée alors qu'en P6 elle est correcte, avec toutefois une légère surestimation,
- Pour les deux parcelles, les pics mesurés adviennent après 4 à 6 heures après les pics simulés. Cela est peut-être lié à l'utilisation d'un modèle saturé, qui ne prend pas en compte la zone non saturée et considère que le transfert de la recharge efficace à la nappe est instantané. Le transfert dans les collecteurs de drainage n'est pas non plus pris en compte.
- La moindre pluie produit un pic de débit. Cela est là aussi dû au fait que le modèle néglige la zone non saturée, qui joue en réalité un rôle de tampon pour les petites pluies, surtout quand la nappe superficielle est basse.
- Le débit simulé étant en permanence supérieur au débit mesuré participe à la différence entre les volumes simulé/mesuré cumulés.
- La différence entre la lame drainée et simulée est plus importante sur le plateau. Le niveau observé de la nappe superficielle étant généralement plus bas sur le plateau que sur le versant, une partie de la pluie est utilisée pour refaire la réserve d'humidité de la zone non saturée, au lieu de contribuer directement à la formation du débit drainé comme le modèle le simule.

Tableau IV-11 : Lame drainée mesurée/simulée des parcelles drainées P5 et P6 du 15 au 31 mars 2002

Parcelle	Lame mesurée (mm)	Lame simulée (mm)	Différence lame mesurée – lame simulée (mm)
P5	22	50	-28 (127%)
P6	38	45	-7 (18%)

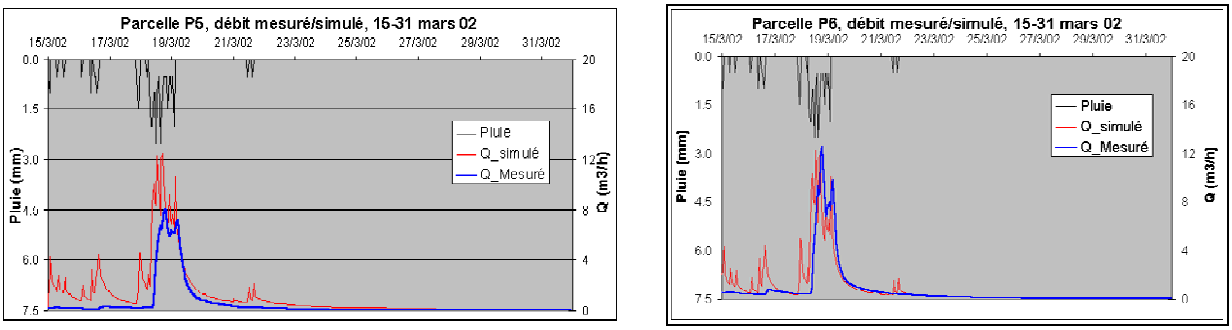


Figure IV-51 : Débit drainé simulé / mesuré de la parcelle P5 et P6, du 15 au 31 mars 2002

h. Débit ruisselé

Nous rappelons que la fonction d'aire de drainage a été appliquée sur les zones où de l'eau stagnante est régulièrement observée, soit environ 2 ha.
Pour une pluie de 35,5 mm nous obtenons une lame ruisselée de 25 mm, c'est-à-dire de 72% de la pluie (Figure IV-52). Pour le même épisode pluvieux, sur la parcelle P1 (non drainée) la lame ruisselée était de 35 mm. Le pourcentage obtenu correspond aux valeurs trouvées dans le Projet EUREKA (1997) pour la saison humide sur les parcelles non-drainées. La lame ruisselée mesurée maximale sur la parcelle d'étude n'est que de 0,84 mm, alors que nous simulons un pic de ruissellement de 2 mm/h, équivalent à celui mesuré en P1.

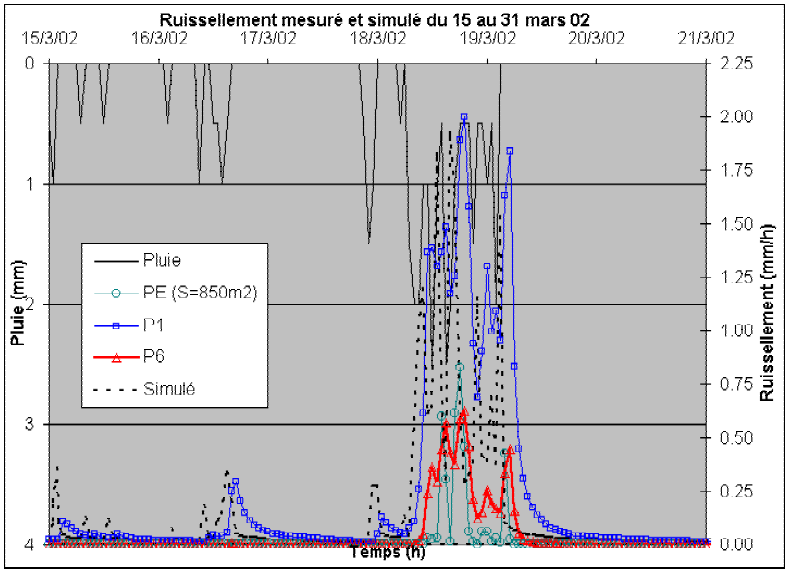


Figure IV-52 : Lame ruisselée simulée par la fonction «aire de drainage »

i. Evapontranspiration

La Figure IV-53 montre l'évapotranspiration simulée par le modèle par rapport à l'évapotranspiration potentielle, qui a été introduite comme condition à la surface. Du 15 au 31 mars 2002, l'évapotranspiration simulée cumulée est de 6 mm, quatre fois inférieure à l'ETP cumulée. Nous n'avons pas de données concernant l'évapotranspiration réelle pour valider les valeurs issues de la modélisation. Cependant, le niveau de la nappe superficielle n'est pas proche de la surface, mis à part pendant l'épisode pluvieux, et les plantes (blé semé ou repousse de blé) ne présentent pas pendant le mois de mars une activité biologique forte.

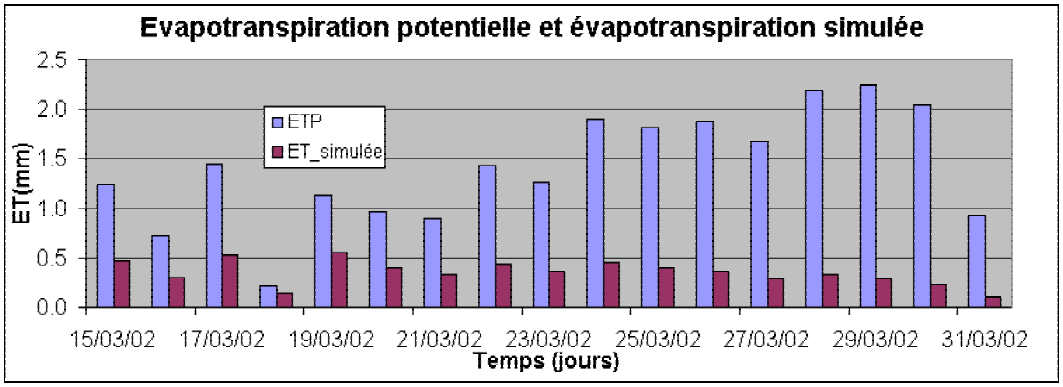


Figure IV-53 : Evapotranspiration potentielle et évapotranspiration simulée du 15 au 31 mars 2002

j. Echanges entre les deux nappes

Comme nous l'avons annoncé dans l'introduction de ce chapitre, nous avons modélisé les flux d'échange entre les deux nappes de surface et profonde, en fonction de la position sur le versant : l'identification des différentes composantes de l'écoulement est importante pour estimer le transfert d'éventuels polluants, et la quantification de la dynamique couplée des deux nappes peut permettre de mieux appréhender les voies et vitesses de transfert de ceux-ci.

Pour les trois zones identifiées : plateau, versant et voisinage fossé, (voir Figure III-6) nous avons calculé la différence entre les débits descendant et ascendant, entre la couche de sol et

la couche de schiste altéré (Figure IV-54, Figure IV-55 et Figure IV-56), pour la période allant du 15 au 21 mars. Pour la période complémentaire, du 22 au 31 mars, le modèle simulait des oscillations, sans sens physique, qui auraient biaisé les bilans présentés ci-dessous.
Pour la zone de plateau et de versant nous avons de surcroît modulé ces calculs en distinguant selon le cas :

- toute la zone considérée,
- la zone considérée amputée de la parcelle drainée (P5 pour le plateau et P6 pour le versant),
- uniquement la parcelle drainée qu'elle supporte.

Les surfaces de ces trois zones sont de : 2,1 ha pour le plateau, 2,3 ha pour le versant et 130 m^2 pour le voisinage du fossé.

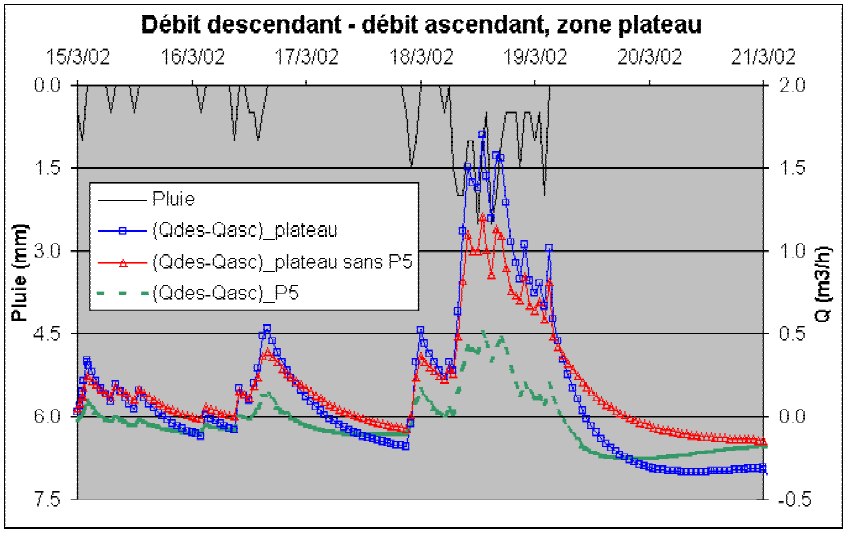


Figure IV-54 : Différence entre les débits descendant et ascendant, plateau

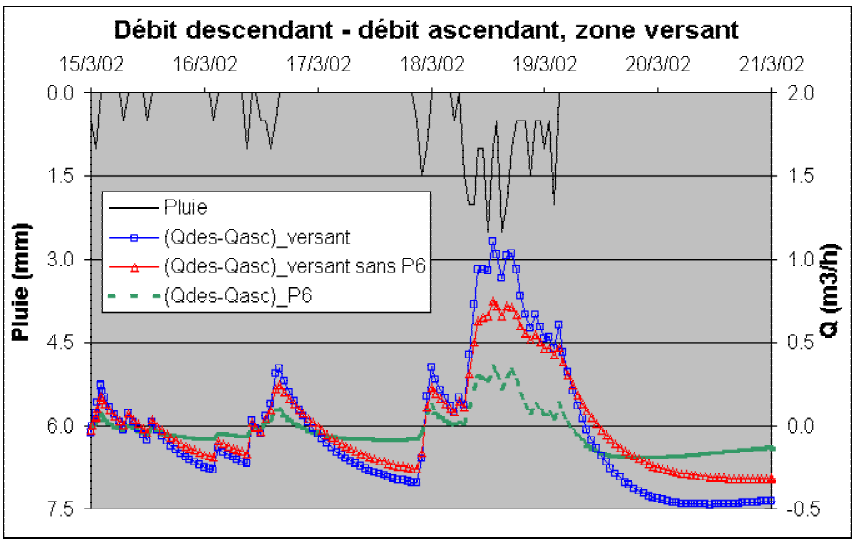


Figure IV-55 : Différence entre les débits descendant et ascendant, zone versant

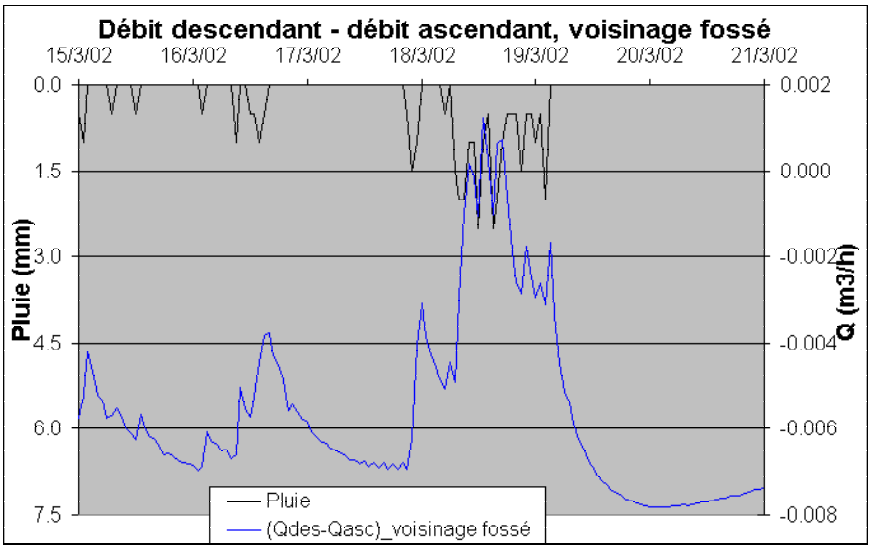


Figure IV-56 : Différence entre le débit descendant et ascendant, voisinage fossé

Les Tableau IV-12 et Tableau IV-13 , récapitulatifs, complètent les graphiques. Ils montrent la différence entre les volumes descendant et ascendant pour la zone de plateau et du versant.

Sur la *zone de plateau*, du 15 au 21 mars, si l'on exclut la parcelle P5, la nappe profonde a été alimentée de 27,5 m^3 par la nappe de surface, volume qui représente une lame de 2,3 mm. Les mesures manuelles, effectuées tous les 10 à 20 jours et réalisées hors de la parcelle drainée, nous indiquaient effectivement que la charge de la nappe superficielle était supérieure à la charge de la nappe profonde, même hors pluie.
Sur la parcelle P5 par contre, c'est la nappe profonde qui a alimenté la nappe superficielle de 5,5 m^3 (0,6 mm). La simulation laisse donc supposer que la parcelle P5 reçoit de l'eau de la nappe profonde au lieu de l'alimenter, ce qui concorde avec nos estimations (voir Tableau IV-1). Dans la mesure où nous ne disposons pas de piézomètres au sein de cette parcelle, nous ne pouvons ni valider ni infirmer cette hypothèse. Nous rappelons que la sommes des précipitations tombées du 15 au 21 mars est de 35,5 mm.

Tableau IV-12 : Volume descendant-ascendant, zone plateau du 15 au 21 mars 2002.

Aire prise en compte	Surface (ha)	Volume descendant – volume ascendant (m^3)	Lame équivalente (mm)
Plateau entier	2,1	22	1,1
Plateau sans la parcelle P5	1,22	27,5	2,3
Parcelle P5	0,88	-5,5	0,6

Tableau IV-13 : Volume descendant-ascendant, zone versant (sans voisinage fossé), du 15 au 21 mars.

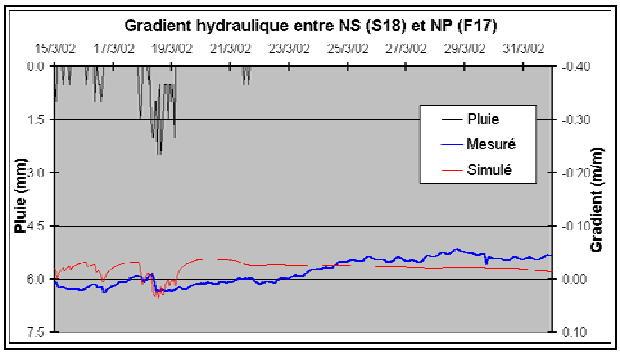
Aire prise en compte	Surface (ha)	Volume descendant – volume ascendant (m^3)	Lame équivalente (mm)
Versant entier	2,3	-4	0.2
Versant sans la parcelle P6	1,47	1	0,07
Parcelle P6	0,83	-5	0,6

Du 15 au 21 mars, *sur le versant*, si l'on ne prend pas en compte la parcelle P6, le volume descendant est de 1 m^3, ce qui revient à une lame d'eau de 0,07 mm, c'est-à-dire une valeur négligeable. L'analyse à l'échelle saisonnière avait plutôt mis en évidence des flux

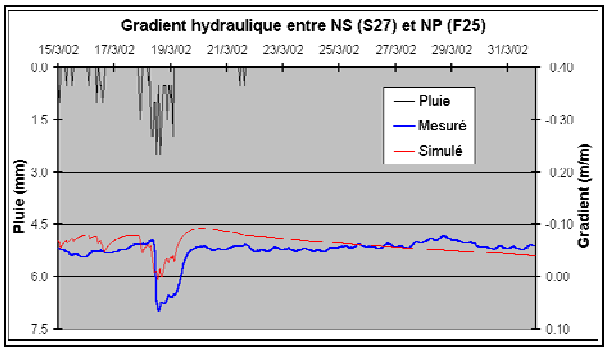
ascendants. L'échec à rendre compte de ces écoulements ascendants sur le versant (hors parcelle P6) peut s'expliquer par la difficulté à représenter correctement le caractère artésien de la nappe profonde sur le versant expérimental. Au contraire, la simulation sur la parcelle P6 montre que celle-ci est alimentée de 5 m^3 par la nappe profonde. Ces résultats, combinés à une simulation correcte du débit drainé, confirment notre hypothèse que la zone du versant est globalement alimentée par la nappe profonde.
Quant au voisinage du fossé, du 15 au 21 mars, la nappe superficielle y est alimentée par la nappe profonde de 0,84 m^3, ce qui représente une lame ascendante de 5 mm. La courte période pendant laquelle la charge de la nappe superficielle est supérieure à celle de la nappe profonde n'a induit qu'un volume d'eau descendant de 3 litres, valeur qui est négligeable.

k. Gradients hydrauliques

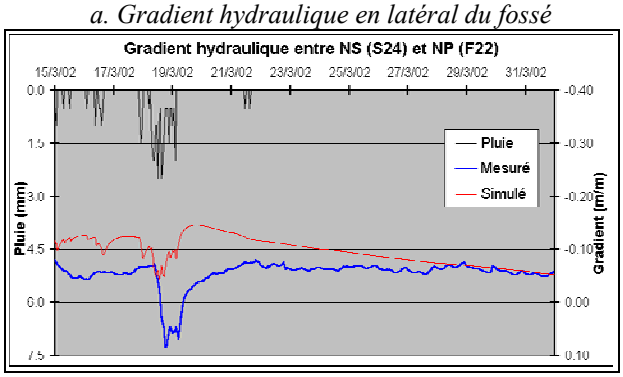
La Figure IV-57 montre les gradients hydrauliques calculés dans les 5 paires de piézomètres surface / profond suivis en continu. Le signe du gradient simulé correspond dans l'ensemble au signe du gradient mesuré.



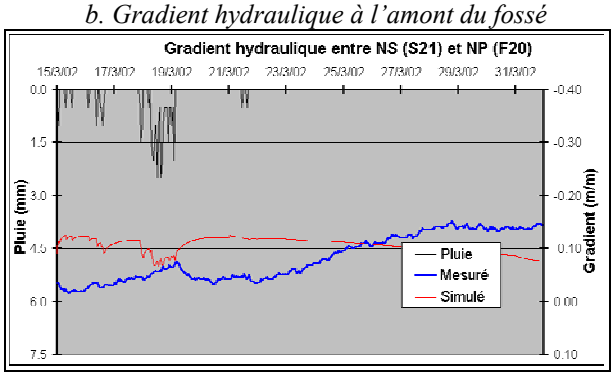
a. Gradient hydraulique en latéral du fossé



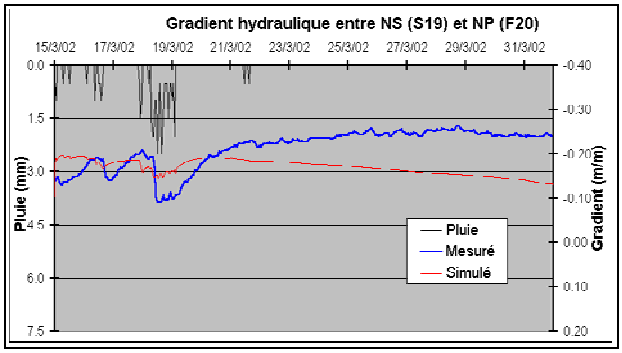
b. Gradient hydraulique à l'amont du fossé



c. Gradient hydraulique à l'aval du fossé



d. Gradient hydraulique à l'amont du ruisseau



e. Gradient hydraulique à l'amont du ruisseau (entre S19 et F20)

Figure IV-57 : Gradients hydrauliques entre la nappe superficielle (NS) et la nappe profonde (NP) du 15 au 31 mars 2002

Les différences entre les gradients mesurés et simulés restent toutefois importantes, avec un maximum de 0,15 m/m presque du même ordre de grandeur que les valeurs mesurées.
Nous notons toutefois qu'à l'amont (S27/F25) et à l'aval (S24/F20) du fossé, du 18 au 19 mars c'est-à-dire pendant l'épisode pluvieux principal, la simulation du gradient indique la bonne tendance mais sans arriver néanmoins à reproduire le changement de signe témoignant d'un écoulement descendant.

4.5.3. Conclusion sur la modélisation de la période du 15 au 31 mars 2002.

Le calage en régime permanent du 15 au 16 mars 2002 nous a permis de déterminer les conductivités hydrauliques pour le sol, le schiste altéré et le schiste sain. La couche de schiste altéré a été divisée dans une partie amont et une partie aval beaucoup moins perméable. Les valeurs de conductivités hydrauliques obtenues correspondent aux valeurs mesurées sauf pour le sol où le calage a imposé une conductivité plus forte que celles mesurées. Utiliser les valeurs mesurées pour la conductivité hydraulique du sol aurait conduit à ne permettre que de très faibles flux dans la couche de sol, et aurait ainsi induit une occurrence du ruissellement bien plus importante que celle observée sur le site.
Les charges simulées en régime permanent sont satisfaisantes, bien que quelques piézomètres soient mal simulés : F12, F22 et S19. Peut être également le modèle peine-t-il à considérer comme un régime permanent un système qui ne l'est pas : la période du 15 au 31 mars correspond en effet à une période de légère récession et ne peut donc pas être tout à fait assimilée à un état permanent.

Cette simulation en régime permanent a ensuite servi de conditions initiales à la modélisation en régime transitoire du 15 au 31 mars 2002. Comme nous pouvions nous y attendre, les erreurs faites en régime permanent ont été répercutées sur la modélisation en régime transitoire. Une solution serait sans doute de prolonger la simulation, pour permettre au modèle d'oublier les conditions initiales. Mais nous nous heurterions alors à la difficulté de représenter le rôle de la zone non saturée, notamment pendant la saison sèche, où la nappe de surface disparaît et où l'évapotranspiration représente une part significative du bilan hydrique. Nous verrons d'ailleurs plus loin que les problèmes que rencontre ModFlow pour re-saturer les cellules sèches excluent en fait cette solution.

La simulation en régime transitoire nous a permis de caler les valeurs de porosité de drainage et de coefficient d'emmagasinement spécifique. Pour le sol, la valeur de porosité de drainage est nettement inférieure à la valeur trouvée par Arlot (1999). Cette faible valeur s'imposait toutefois pour permettre de représenter la rapidité et l'amplitude des variations observées pour la nappe de surface.
Les simulations des charges hydrauliques ont été satisfaisantes. Les différences en début de période sont dues aux erreurs provenant des conditions initiales, mais les tendances sont bien représentées. Les pics de charge simulés sont en général sous-estimés, surtout pour la nappe superficielle, malgré l'utilisation d'une porosité de drainage faible (2%). Les tarissements simulés reproduisent correctement les tarissements observés avec toutefois une surestimation pour la nappe superficielle.

La fonction « Rivière » utilisée pour simuler le fonctionnement du fossé a induit une surestimation du débit drainé. La simulation indique que le sol contribue pour 98,5% au débit

arrivant au fossé, les 1,5% restant provenant du schiste altéré. Ces résultats rendraient légitime de négliger l'apport du schiste altéré pendant un épisode pluvieux de quelques jours.

Nous avons également estimé le débit drainé par les parcelles P5 et P6. En P6 le drainage est bien simulé tant en volume cumulé qu'en pic de débit. En P5, le pic de débit et le volume simulés sont sur-estimés.

La lame ruisselée simulée par la fonction drainage de surface correspond aux valeurs habituelles pour le site de la Jaillière pendant la saison humide, et est supérieure aux lames mesurées sur la parcelle d'étude.

La simulation des échanges entre les deux nappes confirme le schéma de découpage en trois zones (plateau, versant et fossé) auquel avait abouti l'analyse des données. Nous notons que la parcelle P5 est dans la simulation (tout comme à l'issue de l'analyse des données de lame drainée) alimentée par la nappe profonde, alors que sur le reste du plateau, c'est au contraire la nappe superficielle qui alimente la nappe profonde, conformément à l'analyse à l'échelle saisonnière présentée au chapitre III.
La nappe superficielle sur le versant (hors parcelle drainée P6) alimente de façon négligeable la nappe profonde pendant toute la période ; résultat dû à la sous estimation par le modèle du niveau de la nappe profonde. Sur la parcelle P6, la nappe profonde contribue nettement au débit drainé.
Au voisinage du fossé, la nappe superficielle est alimentée par la nappe profonde, le changement de signe du gradient pendant la pluie forte ne produisant qu'un faible débit descendant.

Quant aux gradients hydrauliques, leurs tendances sont bien simulées. Pendant la pluie forte, l'inversion du gradient hydraulique n'est toutefois pas reproduite à l'amont et à l'aval du fossé.

4.6. Validation du modèle (du 27 février au 3 mars 2002).

Le modèle calé en régime transitoire pour la période allant du 15 au 31 mars 2002 a été ici appliqué, sans modifier les paramètres précédemment déterminés, à la période du 27 février au 3 mars 2002.
Cette simulation sert donc de validation pour le modèle en période de hautes eaux. Elle servira, d'une part à vérifier que les paramètres calés sont pertinents, d'autre part à juger si le fonctionnement du versant caractérisé lors de cette première simulation reste valide pour cet épisode, notamment au niveau des flux échangés entre les deux nappes, selon la position sur le versant et la période (pseudo-régime permanent, pluie, récession) considérées.

4.6.1. Modélisation en régime permanent du 27 au 28 février 2002.

Comme pour la simulation précédente, nous avons modélisé en régime permanent la période du 27 au 28 février 2002. La Figure IV-58 nous montre le diagramme des charges

mesurées/simulées. Nous y observons que le piézomètre F12 est toujours mal simulé, étant sous-estimé de 50 cm. Quant au S19, il est surestimé de 34 cm. Cet écart est comparable cet écart est légèrement supérieur à celui issu de la modélisation de calage (26 cm), mais reste acceptable pour une validation.

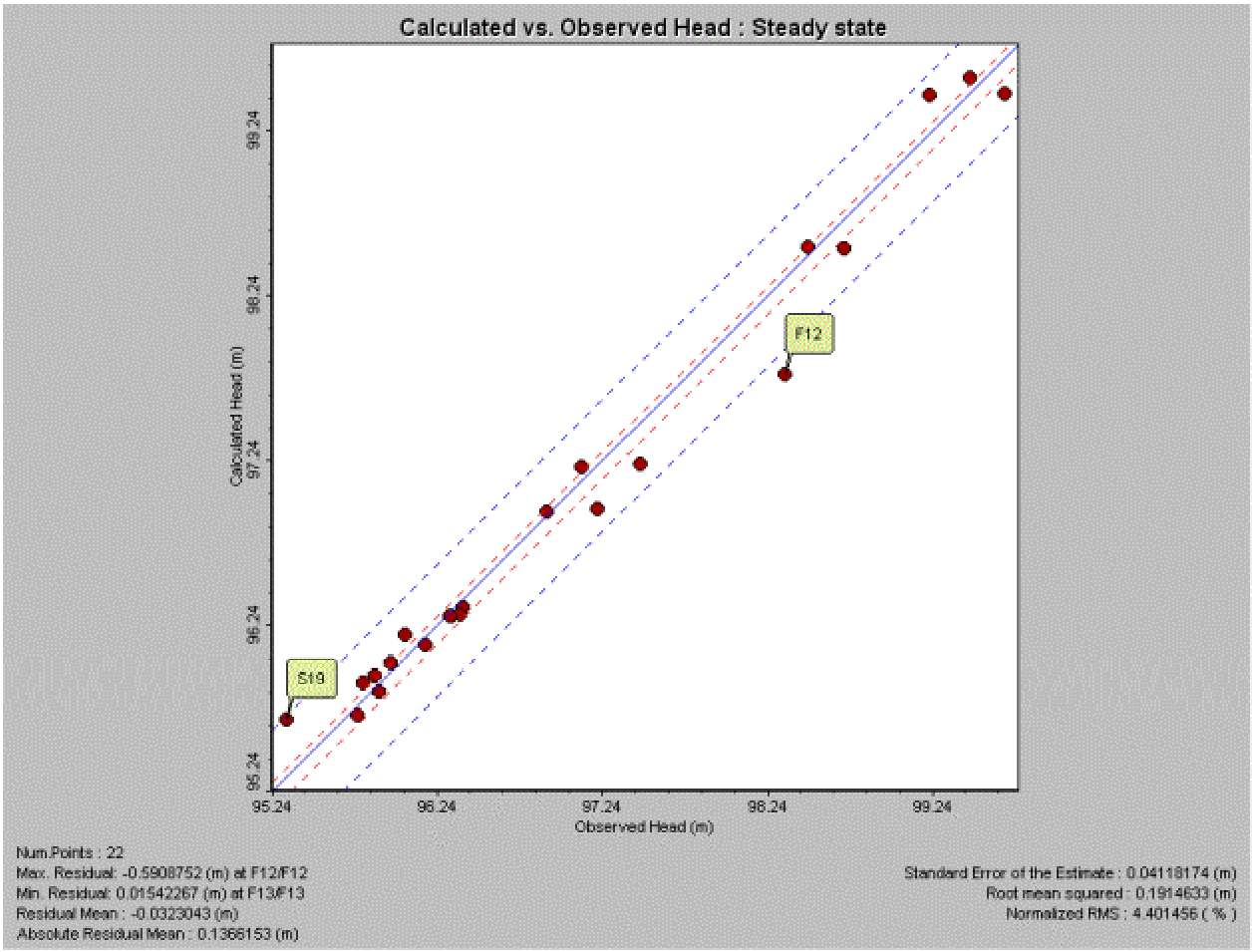


Figure IV-58 : Diagramme des charges simulées / mesurées pour le régime permanent du 27 au 28 février 2002

4.6.2. Modélisation en régime transitoire du 27 février au 3 mars 2002

Nous avons ensuite modélisé en régime transitoire du 27 février au 3 mars 2002. Nous présentons les résultats de cette simulation en comparant les charges mesurées et simulées (Figure IV-59 à Figure IV-63) et les flux échangés sur le versant.

a. Charges mesurées / simulées

Nous observons pour chaque piézomètre les différences similaires entre charges simulées et mesurées que pour la simulation du 15 au 31 mars. Pour cet épisode pluvieux, compte tenu de la forme du hyétogramme, nous pouvons facilement identifier le décalage entre les pics de charge simulé et mesuré. Ainsi, pour la nappe de surface, le décalage varie d'une heure sur le versant et à l'amont du fossé à 5 heures à l'aval du fossé. Ceci est certainement dû à une représentation imparfaite de l'influence du fossé sur les écoulements par Modflow.

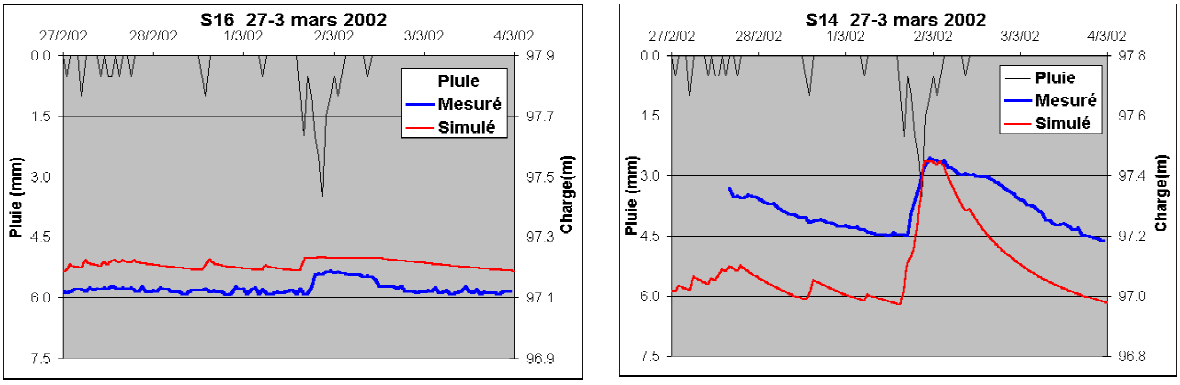


Figure IV-59 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S16 et S14) sur le versant, du 27 février au 3 mars 2002

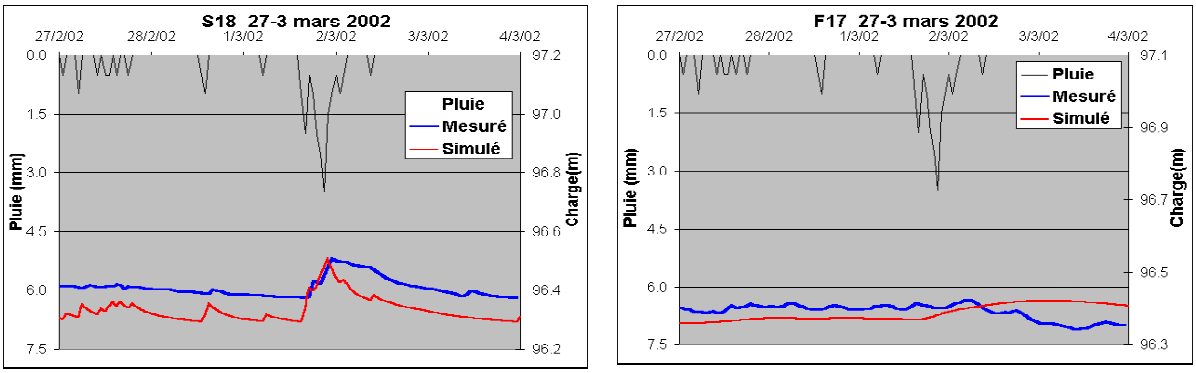


Figure IV-60 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S18) et de la nappe profonde (en F17) en latéral du fossé, du 27 février au 3 mars 2002

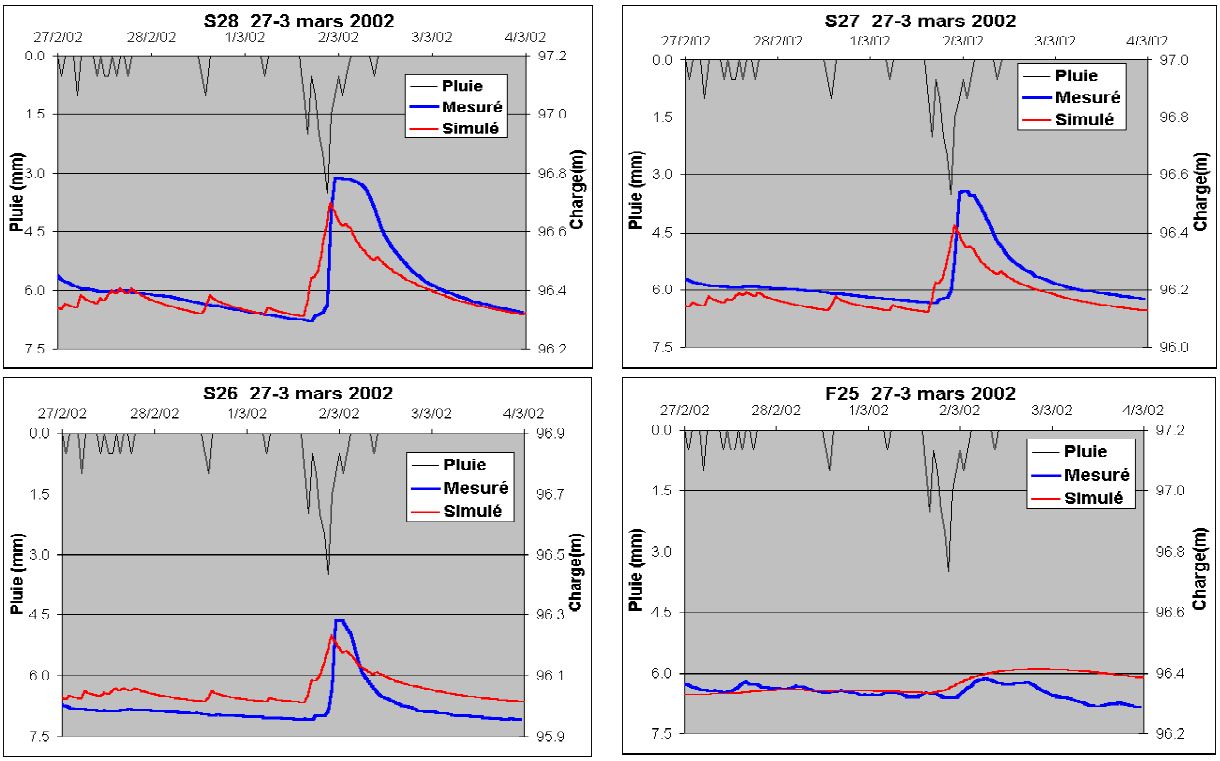


Figure IV-61 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S28, S27 et S26) et de la nappe profonde (en F25) à l'amont du fossé, du 27 février au 3 mars 2002

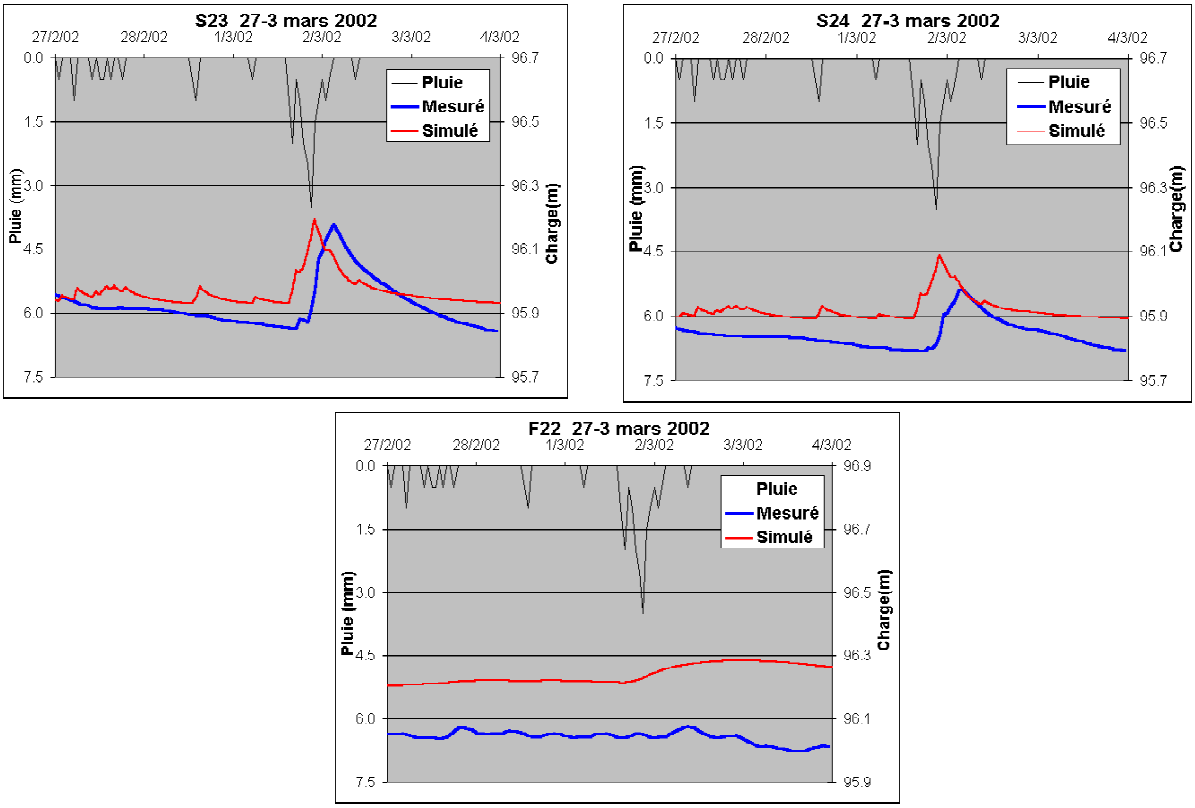


Figure IV-62 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S23, S24) et de la nappe profonde (en F22) à l'aval du fossé, du 27 février au 3 mars 2002

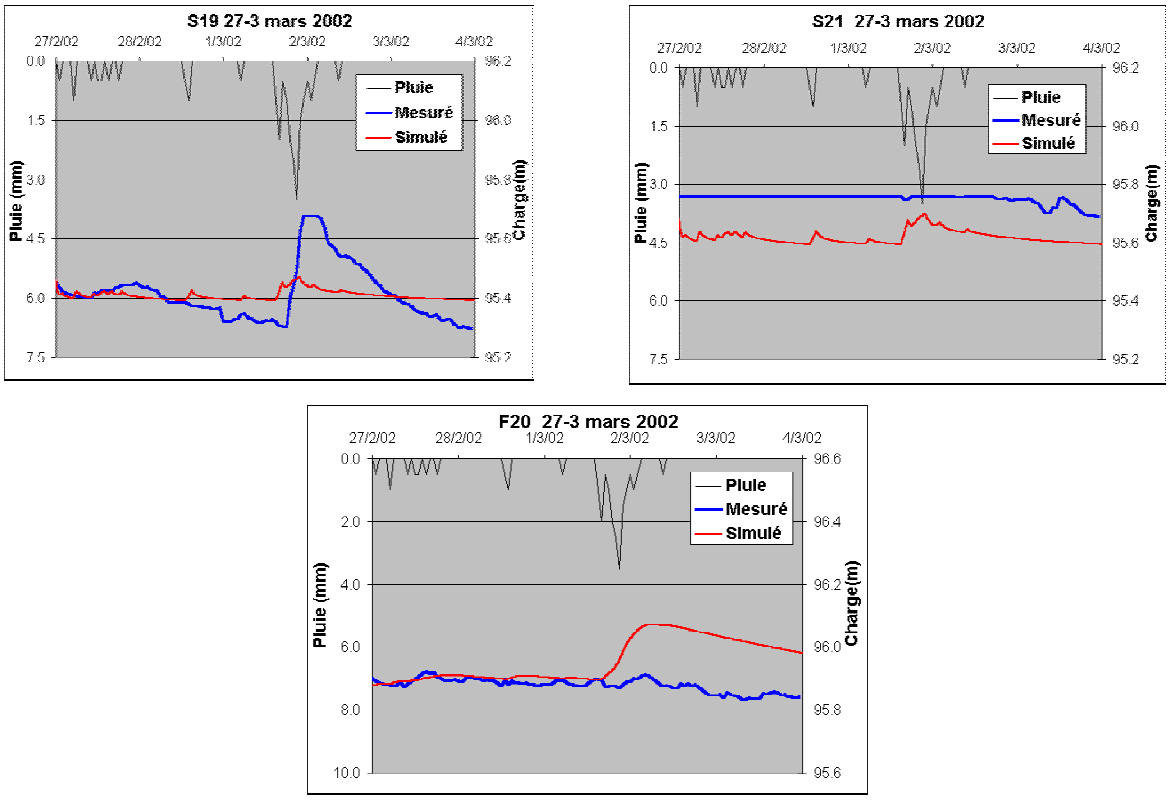


Figure IV-63 : Charges simulées/mesurées de la nappe superficielle (en S19 et S21) et de la nappe profonde (en F20) à l'amont du ruisseau, du 27 février au 3 mars 2002

b. Echanges entre les deux nappes du 27 février au 3 mars 2002

Pour cette épisode pluvieux, nous avons également calculé la différence entre les débits descendant et ascendant entre la couche de sol et la couche de schiste altéré pour chacune des trois zones identifiées : plateau, versant et voisinage fossé (Figure IV-64, Figure IV-65, et Figure IV-66). Les Tableau IV-14 et Tableau IV-15 récapitulatifs complètent les graphiques en intégrant sur la période considérée la différence entre les flux descendant et ascendant pour la zone du plateau et du versant.

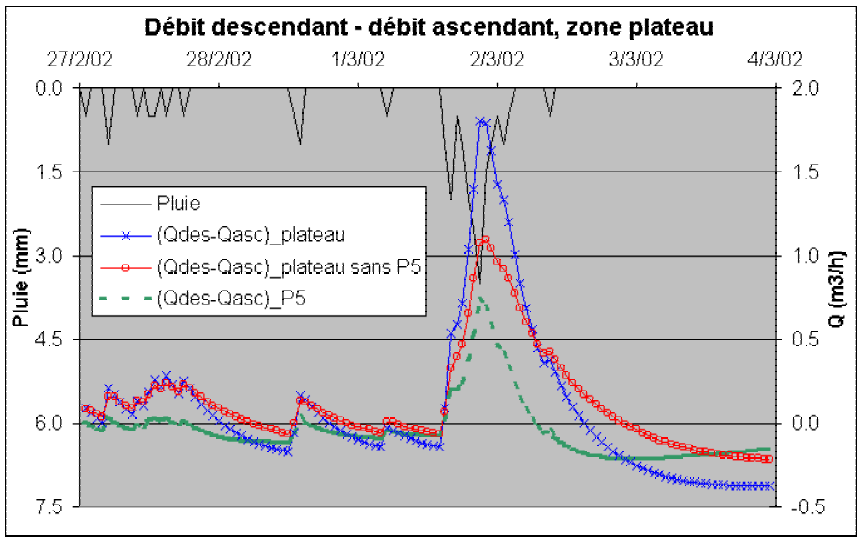


Figure IV-64 : Différence entre les débits descendant et ascendant, plateau, du 27 février au 3 mars 2002

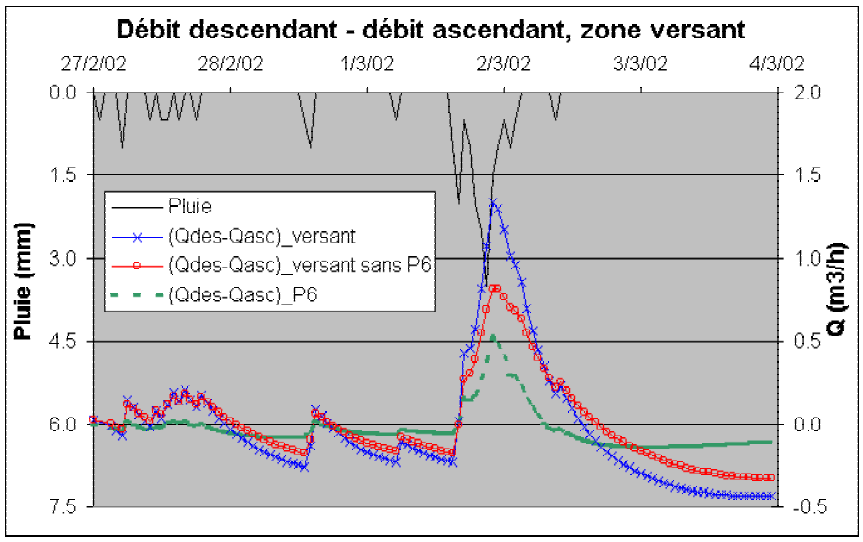


Figure IV-65 : Différence entre les débits descendant et ascendant, zone versant, du 27 février au 3 mars 2002

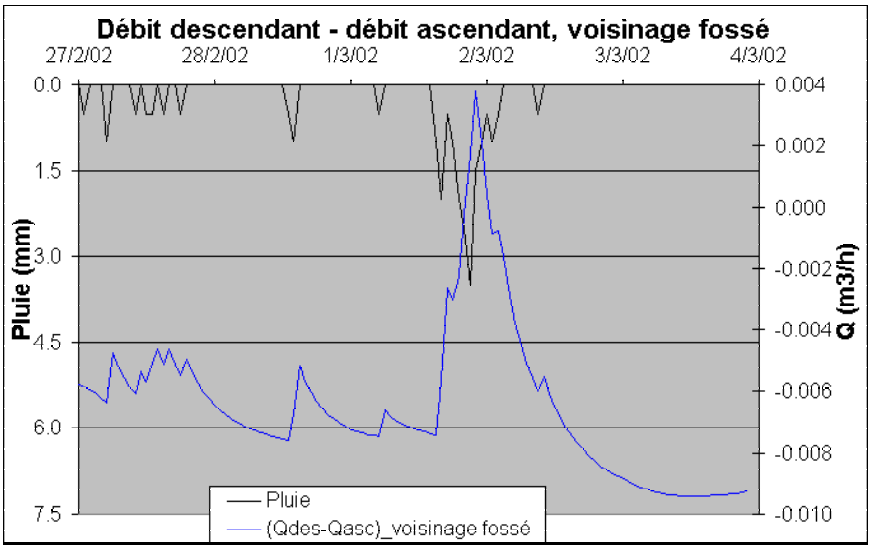


Figure IV-66 : Différence entre les débits descendant et ascendant, voisinage fossé, du 27 février au 3 mars 2002

Tableau IV-14 : Volume descendant-ascendant, zone plateau du 27 février au 3 mars 2002.

Aire prise en compte	Surface (ha)	Volume descendant – volume ascendant (m^3)	Lame équivalente (mm)
Plateau entier	2,1	10	0,50
Plateau sans la parcelle P5	1,22	14,5	1,15
Parcelle P5	0,88	-4,5	-0,50

Tableau IV-15 : Volume descendant-ascendant, zone versant (sans voisinage fossé), du 27 février au 3 mars 2002

Aire prise en compte	Surface (ha)	Volume descendant – volume ascendant (m^3)	Lame équivalente (mm)
Versant entier	2,3	-3,3	-0,14
Versant sans la parcelle P6	1,47	0,3	0,02
Parcelle P6	0,83	-3	-0,36

En analysant ces données nous observons pratiquement la même évolution que pour la première période analysée :

- sur la zone du plateau, du 27 février au 3 mars 2002, si l'on exclut la parcelle P5, la nappe profonde a été alimentée de 14,5 m^3 par la nappe de surface, soit 1,15mm de lame drainée. Ce résultat confirme notre hypothèse concernant les échanges entre les deux nappes sur le plateau.
- Sur la parcelle drainée P5 par contre, c'est la nappe profonde qui alimente la nappe superficielle de 4,5 m^3 (0,5 mm). Ce résultat laisse donc supposer que la nappe profonde participe au débit capté par le réseau de drains enterrés sur la parcelle P5. Ceci ne correspond pas cette fois à l'analyse que nous avons faite des données de drainage pour cet épisode (voir le Tableau IV-3), contrairement à l'épisode précédemment modélisé, où analyse et modélisation concordaient quant au sens des échanges entre les deux nappes sur la parcelle P5.
- Sur le versant, si l'on excepte la parcelle P6, la nappe superficielle alimente la nappe profonde de 0,3 m^3 (0,02 mm) ce qui est une valeur négligeable.

- La parcelle drainée P6 serait alimentée de 3 m^3 par la nappe profonde, ce qui est en accord avec l'analyse faite des données de drainage sur cette parcelle.
- Au voisinage du fossé, la nappe superficielle est alimentée par la nappe profonde de 0,75 m^3, ce qui représente une lame ascendante de 4,5 mm. Le volume ascendant résultant de la courte période pendant laquelle le sens du gradient s'inverse entre nappes profonde et superficielle n'est que de 8 litres.

4.6.3. Conclusions sur la modélisation du 27 février au 3 mars 2002.

La modélisation de l'épisode du 27 février au 3 mars nous a permis de valider le modèle précédemment calé sur la période du 15 au 31 mars 202. Nous avons rencontré le même type de problèmes que pour la modélisation de calage. Néanmoins, la modélisation reste globalement satisfaisante, et on ne note pas de dégradation nette de la pertinence des résultats entre modélisation de calage et de validation.

En régime permanent, les piézomètres S19 et F12 restent toujours mal simulés. En régime transitoire, les simulations des charges hydrauliques sont satisfaisantes. Pour la nappe superficielle, les pics simulés ont lieu plus tôt que les pics mesurés, surtout à l'aval du fossé. Cela est lié au fait de ne pas prendre en compte la zone non saturée (la recharge nette arrive directement dans la nappe), mais aussi à la présence du fossé qui intercepte l'écoulement provenant de l'amont.

Quant aux échanges entre les deux nappes, la faible différence de charge entre les deux nappes rend difficile de bien les simuler : une erreur faible sur le niveau piézométrique de l'une ou l'autre nappe peut conduire à simuler des échanges advenant dans le sens inverse de celui observé dans la réalité. Les volumes alors en jeu ne sont toutefois pas très élevés. Globalement, si l'on excepte la surface des parcelles drainées, la nappe profonde est alimentée par la nappe superficielle sur le plateau. Cela reste vrai sur le versant, mais dans une moindre mesure, le flux ascendant cumulé étant négligeable. Sur les parcelles drainées et au voisinage du fossé, le flux simulé est globalement ascendant, ce qui ne correspond pas à l'analyse des données effectuée pour la parcelle P5 à cette période.

4.7. Modélisation « basses eaux »

Afin de couvrir l'ensemble des types de fonctionnement identifiés sur une année, nous avons tenté de simuler un épisode pluvieux pendant la saison sèche. L'épisode choisi se situe du 25 septembre au 3 octobre 2001 : il s'agit d'une période sèche, où advient un épisode pluvieux de forte intensité.

4.7.1. Essais de modélisation de l'épisode pluvieux du 25 septembre au 3 octobre 2001.

L'essai de modélisation en période de basses eaux s'est soldé par un échec. En effet, comme nous l'avons souligné, pendant cette période, les deux nappes ne sont pas en contact

hydraulique. La nappe superficielle n'existe que de façon temporaire et n'est pas généralisée sur le versant. Il s'agit alors de plus d'une nappe perchée, déconnectée de la nappe profonde sous jacente, qu'elle alimente.
Or nous n'avons pas réussi à simuler deux nappes sur le même profil. Cela est dû au fait que le logiciel n'est pas flexible pour l'utilisation des recharges ; comme nous l'avons déjà noté dans la présentation de Visual MODFLOW, dans le cas d'une couche sèche, seules deux options sont possibles pour la recharge : soit la recharge passe à travers la couche sèche vers la profondeur, soit la couche sèche joue le rôle d'une barrière imperméable. Or il aurait fallu ici pouvoir moduler dans l'espace et le temps, selon les périodes et endroits où apparaissait la nappe perchée. De plus, il s'agissait alors de ré-humidifier des cellules sèches, ce dont nous avons vu que cela posait des problèmes que nous n'avons pas su contourner pour Visual MODFLOW.
Nous avons donc dû nous résoudre à nous limiter à des simulations en périodes de hautes eaux, qui offrent de plus l'avantage, pour ce modèle saturé, de limiter le rôle de la zone non saturée.

4.8. Conclusion à la modélisation en milieu saturé

Ce chapitre avait pour objectifs de mieux cerner le fonctionnement hydrologique du versant expérimental pendant un épisode pluvieux et de caractériser le sens et l'intensité des échanges entre les deux nappes présentes sur le site, pour permettre notamment de quantifier les éventuels transferts de polluants entre les deux aquifères. Il avait également pour but de fournir les conditions aux limites nécessaires à l'interprétation et la modélisation à fine échelle des observations relatives au fossé en travers, qui sont rapportées au chapitre suivant. Il s'agissait en particulier de trancher quant à la nécessité de représenter explicitement la variation des flux entre la nappe superficielle et la nappe profonde aux alentours du fossé, dans une modélisation détaillée du comportement du fossé pendant un épisode pluvieux.

Trois épisodes pluvieux ont été analysés : deux en période de hautes eaux, pendant la saison de drainage intense de l'année 2002, et un en période de recharge des nappes, au mois de septembre de la même année. Cette analyse des données à l'échelle d'un épisode pluvieux a permis de compléter et préciser l'analyse faite à l'échelle saisonnière au chapitre précédent. Nous avons notamment mis l'accent sur la vitesse et l'amplitude de la réponse des différents piézomètres, selon la nappe qu'ils captent et leur position sur le versant et par rapport au fossé. Les données issues des parcelles drainées ont également été analysées avec attention, afin de déterminer l'éventuelle influence de la nappe profonde dans le comportement du réseau de drainage.

Le modèle utilisé dans ce chapitre est le code MODFLOW 2000, couplé à l'interface graphique Visual MODFLOW, permettant de modéliser de façon tridimensionnelle le milieu saturé. Ce modèle s'est avéré relativement robuste, mais assez peu souple, notamment pour la description qu'il autorise du milieu et de sa discrétisation sur la verticale.

La modélisation des deux périodes de hautes eaux s'est avérée globalement satisfaisante.

La première, correspondant à la période du 15 au 31 mars 2002 a servi au calage, d'abord des conductivités hydrauliques des différents horizons pour une modélisation en régime pseudo-permanent, puis des coefficients d'emmagasinement spécifiques et porosités de drainage pendant la simulation en transitoire. Il a été nécessaire également de caler les termes de la fonction reliant les flux entrant à l'amont du domaine dans la couche de schiste altéré aux précipitations.
Cette phase de calage a conduit à utiliser des conductivités hydrauliques plus importantes que celles mesurées à une échelle très locale sur le site ; elle a par contre impliqué d'utiliser une porosité de drainage assez faible pour l'horizon de surface (2%), pour permettre de rendre compte de façon satisfaisante de l'amplitude des réactions de la nappe superficielle.
La deuxième modélisation, du 27 février au 3 mars 2002 a servi de validation, et n'a pas montré de dégradation significative de l'adéquation entre les chroniques simulées et observées.
Le comportement des piézomètres se trouvant en bas de versant n'est pas bien rendu. Ceci est essentiellement lié à la condition à la limite utilisée en bordure de ruisseau pour cette configuration un peu particulière de nappe superficielle drainée par un ruisseau avec lequel elle n'est pas physiquement en contact.
Malgré cette réserve, les simulations effectuées dans l'ensemble permettent de bien rendre compte de la dynamique des nappes dans les différents piézomètres, même si l'inversion de gradient se produisant parfois pendant un épisode pluvieux (nappe superficielle alimentant la nappe profonde de façon temporaire, sur le versant) n'est pas toujours bien rendue. La modélisation effectuée conforte le schéma de fonctionnement auquel a abouti l'analyse des données, et le découpage du versant en trois zones. Elle permet également d'estimer les flux échangés entre les deux nappes, hors crue et pendant un épisode pluvieux : les échanges entre les nappes sont très faibles pendant un épisode pluvieux et l'eau drainée par le fossé provient du sol à 98,5 %.
Elle rend également légitime la décision de ne pas représenter explicitement la dynamique de la nappe profonde pendant un épisode pluvieux lors d'une modélisation en milieu variablement saturé du système fossé.

La modélisation effectuée en période de basses eaux et de recharge des nappes n'a par contre pas pu être menée à bien, par suite des difficultés de Modflow a gérer la réhumectation des cellules sèches. La lame de recharge efficace à cette période d'évapotranspiration potentielle élevée de réserve utile quasi-vide aurait de toute façon posé problème.
Notons que de façon plus générale, nous nous sommes heurtés, dans la modélisation de ce système aux dimensions verticales restreintes et au comportement très superficiel (nous entendons par là que la dynamique de la nappe perchée, proche du sol, est prépondérante dans le comportement global du versant), aux limites de ModFlow, conçu pour des systèmes plus profonds, où l'influence de la zone non saturée est amorti : notamment le fait de ne pas pouvoir distinguer dans le sol deux couches aux caractéristiques tranchées (une zone –0 à 50 cm- perméable au dessus d'une zone qui l'est moins –50 à -100 cm) et de ne pas prendre en compte le comportement de la zone non saturée (ce qui entraîne des distorsions importantes quand celle-ci n'a pas une profondeur homogène sur le versant), peu développée à cette époque, n'a pas permis de rendre compte avec autant de précision que nous l'aurions souhaité de la dynamique de la nappe superficielle.

Ce point serait en faveur d'une modélisation saturée/non saturée du versant. Il n'y a toutefois pour l'instant que peu de modèles résolvant en trois dimensions l'équation de Richards à l'échelle d'un versant. On peut citer par exemple MHYDAS (Modélisation Hydrologique Distribuée des AgrosyStèmes) dans sa version couplant un schéma de surface et SWMS3D

(Le Forner, 2001) ou POWER (Haverkampf et al, 2003), tous deux encore en développement. Nous pensons toutefois que la modélisation effectuée ici s'est avérée suffisante pour les objectifs visés, de donner des ordres de grandeur sur les flux échangés entre les deux nappes, et de cerner les conditions aux limites à utiliser pour la modélisation saturée/non saturée du système fossé, présentée au chapitre suivant.

Chapitre V : Modélisation du fossé en travers de la pente en milieu variablement saturé

5.1. Introduction

Nous avons présenté dans le chapitre précédant l'analyse des données au niveau d'un épisode pluvieux et les essais de modélisation en milieu saturé de l'ensemble du versant pour la même échelle de temps. Cela nous a permis d'isoler le système « fossé » avec son voisinage. Dans ce chapitre nous allons présenter les essais de modélisation du système « fossé » en milieu variablement saturé. Ces travaux sont inspirés largement du DEA de Flora Branger (2003).

Les deux objectifs de ce travail de modélisation sont les suivants :

- S'attacher à modéliser de façon locale et plus précise l'influence du fossé en travers de la pente sur les écoulements, dont les simulations sous MODFLOW ne rendent compte que de façon imparfaite ;
- Essayer de reproduire les résultats expérimentaux observés dans cette zone.

Le logiciel choisi pour effectuer ce travail, Hydrus 2D, est développé par l'Agricultural Research Service de l'US Department of Agriculture (USDA), à Riverside, en Californie, en collaboration avec l'IGWMC (International Ground Water Modeling Center) (Simunek et al., 1999). La version 2.0 de ce logiciel permet de simuler les écoulements, le transport de solutés et de chaleur en deux dimensions, dans un milieu variablement saturé. Il s'agit d'un modèle distribué à base physique, qui discrétise l'espace à deux dimensions en éléments finis, et résout numériquement des équations phénoménologiques en régime transitoire. Il peut représenter plusieurs couches de sol aux propriétés différentes, et modéliser le transfert de plusieurs solutés. Hydrus 2D ne modélise pas et ne tient pas compte du ruissellement à la surface du sol (hormis le changement de condition aux limites flux/charge).

Le choix du modèle Hydrus 2D a été motivé par les raisons suivantes :

- La représentation et la compréhension plus fines de ce qui se passe au voisinage du fossé nécessitait le passage d'une représentation exclusivement saturée à une représentation plus souple saturée/non saturée. En effet, dans ce contexte de drainage de nappe par un fossé, une modélisation en milieu variablement saturé permet

d'obtenir une représentation plus précise des variations du niveau de nappe (Kao et al., 2001), surtout lorsque cette nappe est temporaire comme c'est le cas à La Jaillière ;
- Au vu de l'échelle d'étude souhaitée (de l'ordre de la dizaine de mètres en longueur et du mètre en profondeur), une modélisation à deux dimensions sur un profil perpendiculaire à l'axe du fossé était tout à fait satisfaisante ;
- Enfin, le modèle était disponible au Cemagref de Lyon.

Il s'agit ici d'une simulation exploratoire, menée pour des épisodes de hautes eaux simulée avec Modflow au chapitre précédent (du 15 au 31 mars 2002) et qui a pour but de juger si une approche variablement saturée permet de décrire de façon plus satisfaisante la dynamique du fossé que ne le fait une approche saturée, et s'il est pertinent de poursuivre dans cette direction.

5.2. Présentation du modèle

HYDRUS 2D (version 2.0) est un logiciel de simulation d'écoulements d'eau, de transport de solutés et de chaleur en milieu poreux variablement saturé. Son code de calcul résout l'équation de Richards sur la base des éléments finis en deux dimensions. Le logiciel contient un générateur de maillage en éléments finis non structurés pour la discrétisation du domaine à modéliser. Il fonctionne dans un environnement Microsoft Windows, avec une interface interactive pour la saisie des paramètres et la présentation des résultats.

5.2.1. Equations considérées

Les variables d'état utilisées pour décrire le milieu poreux non saturé sont la conductivité hydraulique K, le potentiel matriciel ou charge de pression h, et la teneur en eau θ. Ces variables sont reliées entre elles par l'équation d'état d'un modèle de sol. Hydrus propose plusieurs formulations. Nous avons retenu la plus courante, qui est celle de Van Genuchten (1980). Cette formulation fait intervenir 5 paramètres, θ_r (teneur en eau résiduelle), θ_s (teneur en eau à saturation), α, n et Ksat (conductivité hydraulique à saturation), reliés par les équations suivantes (Eq. V-1 et Eq. V-2) :

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \dfrac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + |\alpha h|^n\right]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \qquad \text{Eq. V-1}$$

$$K(h) = K_s S_e^{0.5} \times \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m}\right)^m\right]^2 \qquad \text{Eq. V-2}$$

Où :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}; \quad m = 1 - \frac{1}{n}$$

L'équation de mouvement considérée est obtenue à partir de la combinaison d'une relation de continuité (équation de conservation de la masse) et d'une loi phénoménologique (loi de Darcy). Sa formulation en milieu variablement saturé est l'équation de Richards (équation aux

dérivées partielles non linéaire), qui s'écrit en deux dimensions (forme utilisée pour la résolution numérique) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[K(h)\left(K_{ij}^{A}\frac{\partial (h)}{\partial x_j} + K_{iz}^{A} \right)\right] - S \qquad \text{Eq. V-3}$$

Où :

K^{A}_{ij} est composant du tenseur d'anisotropie K^{A} [-],
x_i (i=1, 2) représentent les coordonnées spatiales,
K est la fonction de la conductivité hydraulique non saturée [m/s] définie par la relation $K(h,x,z) = K_{sat}(x,z)K_r(h,x,z)$, avec K_r la conductivité hydraulique relative et K_s la conductivité hydraulique à saturation.
S est le terme puits [1/s].

Le tenseur d'anisotropie K^{A}_{ij} est utilisé pour prendre en compte un milieu anisotrope. Si l'équation Eq. V-3 s'applique à un milieu isotrope et un écoulement plan dans une section verticale, $x_1 = x$ est la coordonnée horizontale et $x_2 = z$ est la coordonnée verticale.

5.2.2. Méthode de résolution

La méthode numérique de résolution est celle des éléments finis par l'approximation de Galerkin. L'espace est discrétisé en éléments finis, par un maillage triangulaire. La résolution numérique s'effectue aux nœuds du maillage (et non au centre des cellules comme pour les différences finies).

La discrétisation du temps consiste à remplacer les dérivées temporelles par des différences finies, selon un schéma implicite pour les transferts d'eau (Eq. V-4) :

$$\frac{\partial h(t)}{\partial t} \approx \frac{h^{t+1} - h^{t}}{\Delta t} \qquad \text{Eq. V-4}$$

Une procédure automatique de réduction du pas de temps en cas de fortes variations de charge permet d'éviter les divergences.

A chaque itération, le code de calcul dérive de l'équation à résoudre un système d'équations algébriques linéaires, incorpore les conditions aux limites, résout le système d'équations (méthode des gradients conjugués). Puis les coefficients de l'équation sont évalués avec cette solution, ce qui amène à une nouvelle équation à nouveau résolue selon un processus itératif. Ce processus se poursuit selon deux critères imposés par l'utilisateur :

- Critère de convergence : sur tous les nœuds, le changement absolu en h entre deux itérations doit être plus petit que la tolérance fixée ;
- Critère de stabilité : l'utilisateur fixe le nombre maximal d'itérations sur chaque pas de temps.

5.2.3. Bilan de masse et incertitudes

Pour toutes les sous-régions définies par l'utilisateur, à tous les pas de temps préalablement sélectionnés par l'utilisateur, Hydrus calcule un bilan de masse pour estimer les pertes dues

aux approximations sur les différentes variables au cours du calcul. Il évalue ainsi la précision du calcul.
Il calcule le volume d'eau :

$$V = \sum_e A_e \frac{\theta_i + \theta_j + \theta_k}{3} \qquad \text{Eq. V-5}$$

Où :
$\theta_i, \theta_j, \theta_k$ sont les teneurs en eau des 3 sommets du triangle *e* et A_e l'aire de ce triangle.

Il calcule ensuite une erreur absolue :

$$\varepsilon_a(t) = V(t) - V(0) - \int_0^t \sum_\Gamma Q_n dt \qquad \text{Eq. V-6}$$

Où le terme dans l'intégrale est le flux cumulé à travers les nœuds n situés le long des limites Γ du domaine.

L'erreur relative en % déterminée à partir de cette erreur absolue est finalement :

$$\varepsilon_r(t) = \frac{\left|\varepsilon_a(t)\right|}{\max\left[\sum_e \left|V_e(t) - V_e(0)\right|, \int_0^t \sum_\Gamma \left|Q_n\right| dt\right]} \qquad \text{Eq. V-7}$$

5.2.4. Paramètres, variables d'entrée, variables de sortie

En plus des paramètres purement liés aux itérations et à la résolution numérique, Hydrus travaille à partir de paramètres physiques. Les paramètres hydrodynamiques demandés par le modèle sont les paramètres de l'équation d'état de Van Genuchten (Eq. V-1, Eq. V-2), à savoir :

- θs (m^3/m^3)
- θr (m^3/m^3)
- α (1/m)
- n (sans dimension)
- Ksat (m/s)

Un catalogue de valeurs de ces paramètres est disponible pour un certain nombre de sols types, d'après des études de terrain et des modélisations sur des sols d'Amérique du Nord. Hydrus peut prendre en compte des phénomènes d'hystérésis le long de la courbe de rétention. Il peut également représenter plusieurs couches de sol, et les distingue par leurs paramètres hydrodynamiques. L'extension dans l'espace de ces couches de sol est déterminée graphiquement à partir du maillage déjà constitué (le maillage en éléments finis non structurés est donc constitué sans se soucier des couches de sol que nous voudrons représenter).

5.2.5. Conditions aux limites et conditions initiales

Les données d'entrée à fournir au modèle sont la durée de la simulation, la date de début et la date de fin, les unités de longueur et de temps choisies.

Nous avons le choix entre les types de conditions aux limites du domaine suivantes (qui peuvent ou non être variables dans le temps) :

- Flux nul ;
- Limite à flux constant ;
- Limite à charge de pression constante. Le logiciel peut calculer automatiquement un profil de charge à l'équilibre, à partir de la donnée de la charge de pression du point le plus bas ;
- Limite à flux variable dans le temps. Une seule condition de ce type est autorisée, et elle ne peut pas varier dans l'espace (même flux pour tous les nœuds soumis à cette condition aux limites) ;
- Limite à charge de pression variable dans le temps. Une seule condition de ce type est autorisée, et elle ne peut pas varier dans l'espace. Notamment, il est impossible, pour cette condition variable, de reconstituer un profil de charge à partir de la valeur du point le plus bas ;
- Drainage libre : impose un gradient hydraulique vertical unitaire. Cette condition correspond à la situation de l'infiltration de l'eau vers une nappe plus profonde que le domaine étudié ;
- Drainage profond : le logiciel calcule un flux d'eau d'après des données (qui peuvent être variables dans le temps) de charge hydraulique, selon la formule :

$$\Phi = A.\exp\left(B.\left|h - h_0\right|\right)$$

  Il demande alors un niveau piézométrique de référence h_0. Les paramètres A et B sont à caler par l'utilisateur. Le logiciel utilise un unique fichier pour les données de charge variables dans le temps, que ce soit pour la condition « drainage profond » ou la condition « charge variable ». Nous ne pouvons donc pas utiliser ces deux conditions simultanément.
- Surface de suintement : le logiciel impose un flux nul si la zone soumise à cette condition n'est pas saturée, et une charge de pression nulle sinon ;
- Contact avec l'atmosphère : c'est cette condition aux limites qui prend en compte les données de pluviométrie et d'évapotranspiration.

Les conditions initiales doivent être spécifiées sur tous les points du domaine. Ces conditions peuvent être exprimées en charge de pression ou en teneur en eau.

5.2.6. Résultats fournis par la simulation

En sortie de simulation, le logiciel fournit :

- A chaque pas de temps de calcul, les données de charge, flux et flux cumulé sur chaque type de limite, ainsi que la teneur en eau, la charge sur des points d'observation prédéfinis (10 au maximum sur l'ensemble du domaine) ;

- A des temps que nous pouvons définir à l'avance (100 au maximum), les valeurs de charge, teneur en eau, et vitesse sur tous les nœuds du domaine.

Hydrus peut également calculer des profils de charge, de teneur en eau, et/ou de vitesses à une dimension sur des sections du domaine.

5.3. Présentation de la modélisation effectuée

Les modélisations réalisées sous Hydrus 2D sont constituées de simulations de transfert d'eau pour l'événement pluvieux du 15 au 31 mars 2002. Pour cela, nous disposions des résultats de simulations réalisées sous MODFLOW, qui nous ont fourni des conditions aux limites et ont permis le calage des paramètres hydrodynamiques.

5.3.1. Choix du domaine à modéliser et constitution du maillage

Le profil à deux dimensions qui a été choisi pour le travail de modélisation est la diagonale perpendiculaire au fossé passant par les piézomètres alignés S28 et S23[1].

Les bornes amont et aval du domaine à modéliser ont été choisies de façon à :

- Obtenir un domaine à peu près symétrique par rapport au fossé ;
- Se situer (au moins pour la borne amont) hors de la zone d'influence du fossé (rabattement de la nappe) ;
- Englober l'ensemble du dispositif expérimental de manière à pouvoir comparer les résultats de la modélisation avec les données expérimentales.

Il était donc nécessaire de prendre des bornes amont et aval respectivement un peu à l'amont de S28 et un peu à l'aval de S23. Nous avons choisi une borne amont à 6,35 m du fossé, et une borne aval à 5,65 m. Cette borne aval est encore sous l'influence du fossé (notamment, flux d'eau remontant vers le fossé lors d'événements pluvieux). L'altitude de ces points a été déterminée à partir de l'adaptation des relevés topographiques.

En ce qui concerne l'extension en profondeur du domaine, il a fallu choisir. L'idéal aurait été bien sûr de modéliser l'ensemble du domaine, avec la zone de schistes fracturés et les deux nappes. Le principal problème est l'absence de données quant à l'épaisseur de cette couche aquifère profonde. Pour sa modélisation sous MODFLOW, nous avons fixé arbitrairement

[1] Pour la définition de la limite de surface du domaine considéré, un travail de conversion des données topographiques disponibles a été nécessaire. En effet, les seules données disponibles sur la ligne choisie étaient les coordonnées 3D des piézomètres (5 au total). Des points supplémentaires étaient nécessaires pour reconstituer tout le profil. La détermination des coordonnées en 2D (X, distance par rapport à l'axe du fossé, pris comme référence, et Z, altitude du point) des points de cette diagonale a été effectuée à partir des cartes d'interpolation réalisées pour les besoins de la modélisation sous MODFLOW. La précision de ce travail, effectué à la main, n'est pas excellente (incertitudes d'environ 5 cm en Z, et 10cm en X). Toutefois, pour faciliter la constitution du maillage, la topographie de la limite supérieure a été simplifiée. Les incertitudes de ce travail de topographie n'ont donc pas d'incidence sur le travail de modélisation effectué par la suite.

l'épaisseur de cette couche à 10 m. Pour une modélisation sous Hydrus, en milieu variablement saturé, prendre une telle épaisseur de couche saturée n'a pas grand sens. Ne modéliser qu'une partie de la nappe profonde aurait également été une solution, mais nous nous serions heurtés à des problèmes de définition de conditions aux limites. Rappelons que sous Hydrus, nous n'avons droit qu'à une seule condition de flux et une seule condition de charge variables dans le temps. Dans ce cas, il est difficile de modéliser deux nappes qui ont des dynamiques différentes. A contrario, l'idée de modéliser uniquement la couche de sol où se développe la nappe superficielle n'a pas été retenue, car le domaine aurait alors été trop peu étendu en profondeur, par rapport à la profondeur du fossé (90 cm). Nous avons finalement opté pour une solution intermédiaire : représenter la couche superficielle et la couche de schiste altéré. Ce choix permet d'avoir un domaine d'une épaisseur suffisante, tout en permettant de rendre compte de l'influence de la nappe profonde (alimentation de la nappe superficielle par drainance à travers le schiste altéré) par le biais d'une condition de flux imposé.

Une fois l'extension du domaine ainsi déterminée, un certain nombre de simplifications ont été effectuées, à la fois pour faciliter le travail de modélisation et pour rester cohérent avec les hypothèses de modélisation MODFLOW dont nous avons repris les paramètres et les résultats pour déterminer les conditions aux limites.

Ainsi :

- La topographie de la surface du sol a été simplifiée, et le nombre de points définissant cette limite réduit à 6 (altitudes amont, bord amont du fossé, fond amont du fossé, fond aval, bord aval du fossé, et borne aval) ;
- La profondeur de la couche de sol a été fixée à 0,90 m sur tout le domaine modélisé ;
- L'épaisseur de la couche de schiste altéré a été fixée à 1,50 m sur tout le domaine modélisé, ce qui fait apparaître les schistes sains à 2,40 m de profondeur ;
- Les couches ont été supposées parallèles à la surface du sol.

Le maillage triangulaire en éléments finis non structurés a ensuite été généré automatiquement par le logiciel. Il est légèrement raffiné autour du fossé (Figure V-1).

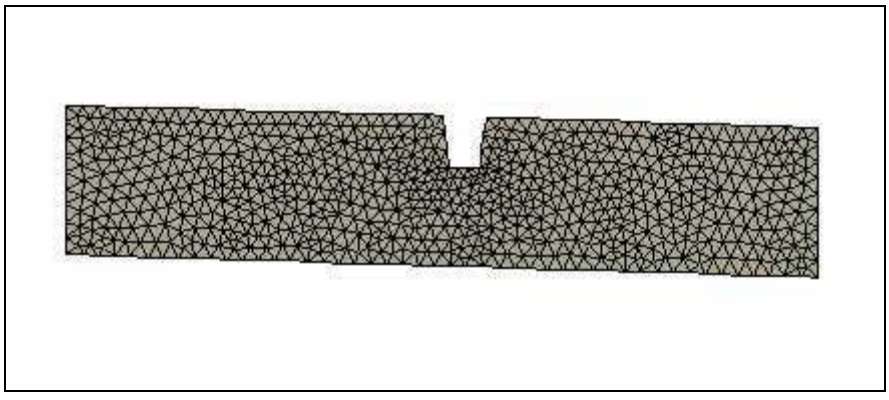


Figure V-1 : Maillage triangulaire en éléments finis du système « fossé ».

5.3.2. Paramètres hydrodynamiques

Les jeux de données disponibles étaient pour les paramètres hydrodynamiques (équation d'état de Van Genuchten) :

- Les résultats de mesures sur le terrain effectuées en 2001 (mesures de Ksat et tests d'infiltrométrie en non saturé TRIMS) ;
- Les résultats de mesure effectuées dans le cadre d'une autre thèse sur La Jaillière (Arlot, 1999) ;
- Les valeurs utilisées au cours de cette même thèse pour une modélisation sous Hydrus du comportement d'un système drainé ;
- Les valeurs de Ksat calées pour modéliser le versant sous MODFLOW ;
- Les valeurs fournies par le « catalogue » d'Hydrus.

Au total, nous disposions donc de quatre jeux de données complets pour la couche supérieure de sol (nappe de surface), d'un jeu pour la couche imperméable (« argiles » du catalogue Hydrus), et d'une valeur de Ksat pour chacune des couches. Pour la couche supérieure de sol, la comparaison de ces jeux de paramètres a permis de déterminer les valeurs de θs, θr, α et n utilisées pour les simulations Hydrus. Pour Ksat, il a été décidé d'utiliser la valeur calée sous MODFLOW. Cela permet en effet de conserver une certaine cohérence avec les données de flux et de charge utilisées sous Hydrus comme conditions aux limites (cf plus haut), issues également des simulations MODFLOW.
Pour la couche de schiste altéré, nous avons repris les valeurs du catalogue Hydrus, en changeant seulement la conductivité à saturation, reprise d'après les modélisations en milieu saturé.

Les paramètres choisis pour la modélisation sont données dans le Tableau V-1 ci-dessous :

Tableau V-1 : Les valeurs des paramètres choisies

	θs	θr	α (m-1)	n	Ksat (m/s)
Sol1	0,45	0,05	2	1,15	$8*10^{-5}$
Sol2	0,36	0,07	0,5	1,09	$2*10^{-7}$

Les courbes de rétention pour les deux horizons sont présentées dans la Figure V-2.

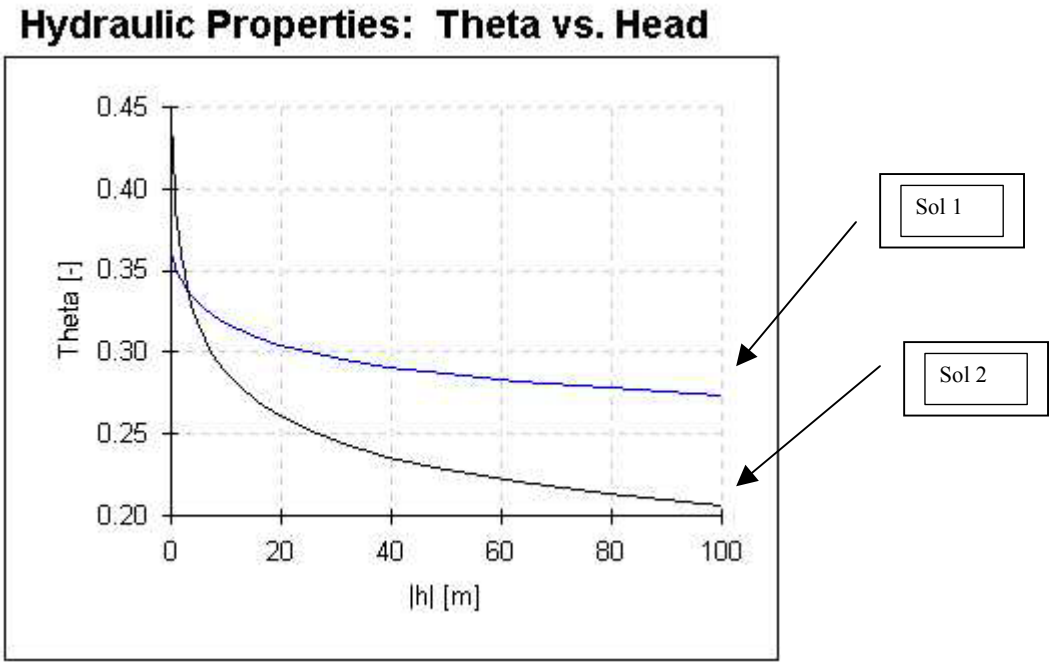


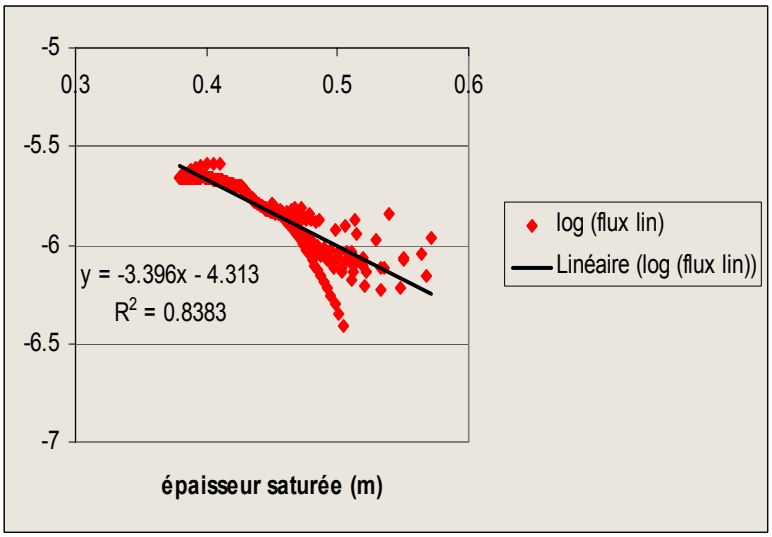
Figure V-2 : Courbes de rétentions pour le sol et la couche de schiste altéré

5.3.3. Conditions aux limites

Le choix des conditions aux limites a principalement été influencé par la disponibilité des données et par les restrictions imposées par le logiciel, qui est apparu assez peu souple de ce point de vue.

Les conditions aux limites choisies pour la modélisation des écoulements d'eau sont :

- Un « contact atmosphérique » à la surface du sol (avec pluie et évapotranspiration) ;
- Une condition de surface de suintement dans le fossé ; La condition de surface de suintement proposé par Hydrus suppose que le fond du fossé est sec. Hydrus ne permet en effet pas la prise en compte de l'évolution du tirant d'eau dans le fossé, comme c'est le cas dans le logiciel commercial Seep/W (Geo-Slope, 1998).
- Une condition de flux imposé constant dans le temps à la limite inférieure du domaine (contact avec la nappe profonde), correspondant à une alimentation du domaine par la nappe profonde (donc drainance ascendante). Cette condition est très restrictive, et ne permet notamment pas de représenter l'inversion de gradient vertical qui a lieu lors de fortes pluies (voir chapitre IV). Cependant, les simulations sous MODFLOW montrent que ces flux verticaux sont très faibles. L'erreur engendrée par ce choix de condition aux limites reste donc également faible.
- Des conditions de flux nul sur les verticales amont et aval correspondant à la zone de schiste altéré, ce qui peut s'avérer gênant pour de longues simulations, pour lesquelles les volumes transités par la zone de schiste altéré ne sont plus forcément négligeables ;
- Une condition de flux à l'amont, constante ou variable dans le temps en fonction des simulations. Cette condition a été appliquée sur trois noeux.
- A l'aval, une condition de charge constante dans le temps avec équilibre hydrostatique pour le régime permanent. Pour le régime transitoire, la question de la condition de charge aval a été plus délicate à régler. En effet, Hydrus n'admet pas de charge variant à la fois dans le temps et l'espace, ce qui est gênant pour représenter un profil de charge variable dans le temps. Des essais de simulation en utilisant la condition de charge variable ont tous conduit à une divergence numérique ou des résultats aberrants. Une première tentative de correction a été réalisée en utilisant des conditions aux limites constantes dans le temps (ce qui permettait d'avoir un profil de charge raisonnable) et en fractionnant l'événement pluvieux en sous-événements, de façon à pouvoir utiliser des valeurs moyennes qui aient un sens. Mais ces essais n'ont pas été concluants. La solution retenue a finalement été l'utilisation de la condition « drainage profond ».
    - Nous avons fourni à Hydrus la chronique de charge de la borne aval au cours de l'événement (issue de la modélisation avec MODFLOW), ainsi que le niveau de référence (base de la nappe de surface, 0,90 m).
    - Les deux paramètres A et B utilisés par Hydrus dans l'équation lui permettant de calculer le flux ont été calés à partir des données de flux à cette même limite aval, calculés par MODFLOW. Nous avons utilisé pour le calage les données de charge et flux de l'événement du 15 au 31 mars 2002, en excluant les heures 80 à 110 (pluie), au cours desquelles le système est perturbé par l'entrée en fonctionnement du fossé (Figure V-3). Le flux à la limite aval du domaine est toujours sortant du système.



$$fluxlin = A.\exp\left(B.\left|h - h_0\right|\right);$$
$$\log\left(fluxlin\right) = \log\left(A\right) + B.\left|h - h_0\right|;$$
$$A = 0{,}013\,[\mathrm{m/s}]$$
$$B = -3{,}4\,[1/\mathrm{m}]$$

Figure V-3 : Calage des paramètres A et B

5.3.4. Conditions initiales

Pour la modélisation des écoulements d'eau, nous avons choisi d'exprimer les conditions initiales sous forme de conditions de charge : Hydrus demande la charge de pression h sur tous les nœuds du domaine. Cette charge a été fixée graphiquement, à partir de 5 niveaux piézométriques provenant des mesures expérimentales. Dans la zone saturée, la charge varie ensuite linérairement avec la profondeur, jusqu'à la limite de profondeur du domaine (la zone du schiste altéré, très peu perméable, est saturée en eau elle aussi). Dans la zone non-saturée, nous avons laissé Hydrus déterminer l'équilibre hydrostatique à partir de la charge zéro (surface libre de la nappe). Nous avons essayé autant que possible d'obtenir des lignes de charge parallèles aux couches géologiques, mais au final, la distribution de charge sur le domaine avait plutôt une allure en « marches d'escalier » peu réaliste.
C'est pourquoi nous avons décidé de simuler un régime permanent avant la simulation d'événement pluvieux, de manière à lisser cette distribution de charge.
La démarche retenue a donc été :

- Détermination graphique des charges de pression ;
- Régime permanent d'après ces conditions initiales ;
- Régime transitoire prenant comme condition initiale la distribution de charge à laquelle aboutit Hydrus en régime permanent.

5.3.5. Modélisation de l'épisode pluvieux du 15 au 31 mars 2002

La présentation de l'événement pluvieux simulé a été faite dans le chapitre IV. Cette simulation a fourni l'ensemble des conditions aux limites utilisées pour Hydrus : les conditions de flux amont, de charge aval, ainsi que le flux constant en provenance de la nappe profonde.

La condition de charge aval utilisée sous Hydrus est sans doute un peu surévaluée. Les charges simulées à l'aval du fossé deviennent aberrantes à la fin de la simulation MODFLOW (problèmes dûs à la condition aval de charge imposée pour le ruisseau, dont on a vu qu'elle conduisait à une surestimation du niveau de la nappe de surface sur la majeure partie du

versant située à l'aval du fossé). C'est pourquoi la simulation Hydrus a été réduite aux 384 premières heures simulées par MODFLOW, c'est à dire du 15 au 30 mars 2002.

a. Régime permanent du 15 au 16 mars 2002

Hydrus simule a priori uniquement en régime transitoire, mais une simulation suffisamment longue avec des conditions aux limites constantes permet d'aboutir à un régime permanent au bout d'un certain temps. Nous avons donc fait une simulation sur 150 heures, avec des conditions aux limites constantes. Comme sous MODFLOW, nous avons choisi de travailler sur les données des 48 premières heures de l'événement pluvieux du 15 au 31 mars 2002. Les conditions atmosphériques appliquées étaient les moyennes de pluie et d'évapotranspiration sur 48 heures. Pour la condition de charge aval et flux provenant de la nappe profonde, nous avons effectué une moyenne sur les 48 premières heures, et nous avons imposé un profil « à l'équilibre » de charge de pression correspondant à ce niveau piézométrique moyen.

Pour les deux conditions de flux, les données là aussi étaient fournies par la modélisation MODFLOW, et disponibles au pas de temps horaire. Il a suffi de convertir ces flux 3D (en m3/h) en densité de flux (m/h), qui est la forme sous laquelle Hydrus prend ces conditions aux limites.

A l'amont, la condition de flux unitaire a été appliquée sur 3 nœuds, c'est-à-dire sur l'épaisseur saturée maximale au cours de l'événement pluvieux. Cela ne reproduit pas la variation de charge à la borne amont, mais le flux total en m²/h est correct.

Ce régime permanent a permis d'obtenir un profil de charge « lissé » qui a servi de condition initiale au régime transitoire.

Quant au débit drainé par le fossé simulé, il est de 0,1 m^3/h. Il est donc inférieur au débit drainé simulé avec MODFLOW, qui est de 0,17 m^3/h.

b. Régime transitoire

Les changements par rapport au régime permanent sont les suivants :

- Les données atmosphériques deviennent variables dans le temps ;
- Le flux amont varie ;
- La charge aval varie ;
- Le flux en provenance de la nappe profonde varie.

L'ensemble des conditions imposées au système est présenté dans la Figure V-4.

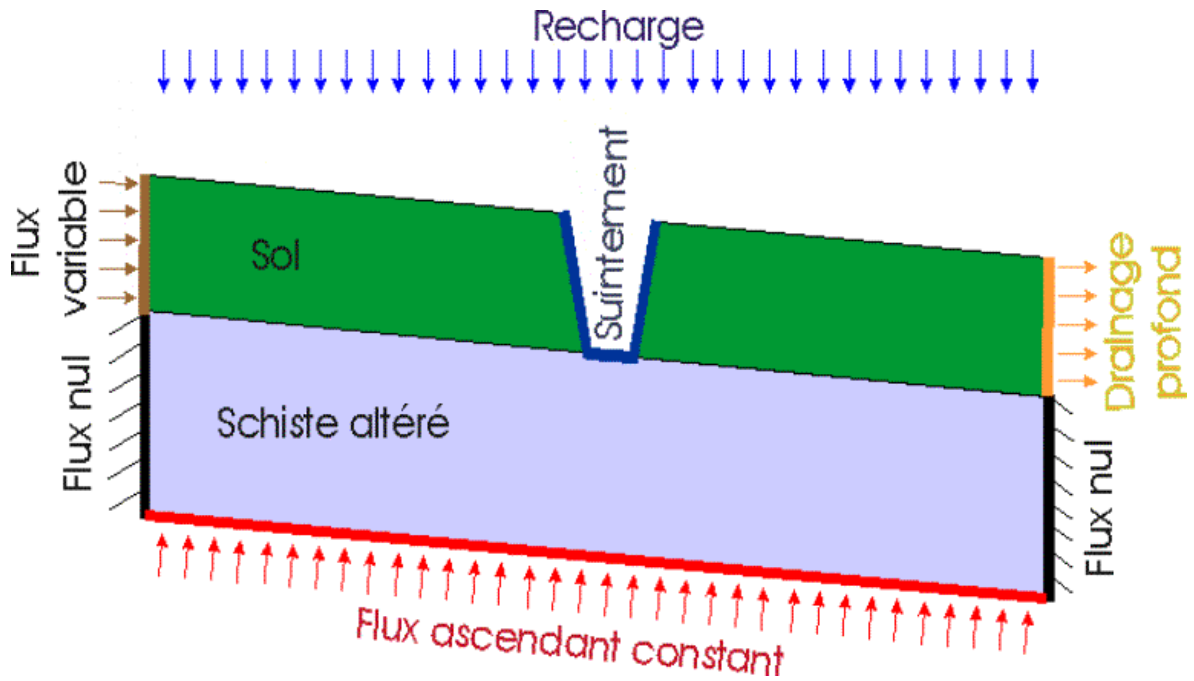


Figure V-4 : Conditions utilisées dans la modélisation sous Hydrus

Pour le flux en provenance de la nappe profonde, le calcul de la moyenne et de l'écart-type a montré que ce flux calculé par MODFLOW (par ailleurs très faible) varie en fait très peu. Nous avons donc choisi de conserver pour cette limite une condition de flux constant ; la valeur retenue pour la densité de flux est celle du régime permanent. Cela a par ailleurs permis de garder l'unique condition de flux variable permise par Hydrus à la limite amont du domaine.
Pour la borne aval, nous avons utilisé la condition « deep drainage » selon les modalités décrites plus haut (Figure V-5).

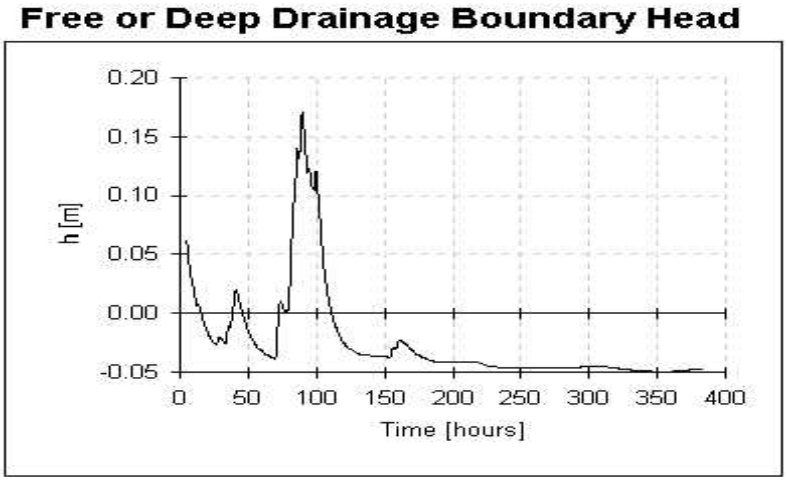


Figure V-5 : Condition de drainage profond

La Figure V-6 montre une comparaison entre le flux dû à l'imposition de la fonction de drainage profond par Hydrus et le flux estimé par MODFLOW. Nous observons que le flux qui sort du système diminue avec la montée du niveau de la nappe superficielle (pendant le pic de pluie). Cela est dû à l'augmentation de la surface drainée par le fossé lors de la montée

du niveau d'eau ; la ligne de flux nul en se déplace vers l'aval, en s'approchant de la limite aval du domaine. Ainsi, quand le niveau de la nappe superficielle est au plus haut, le flux sortant à la limite aval tend vers zéro.

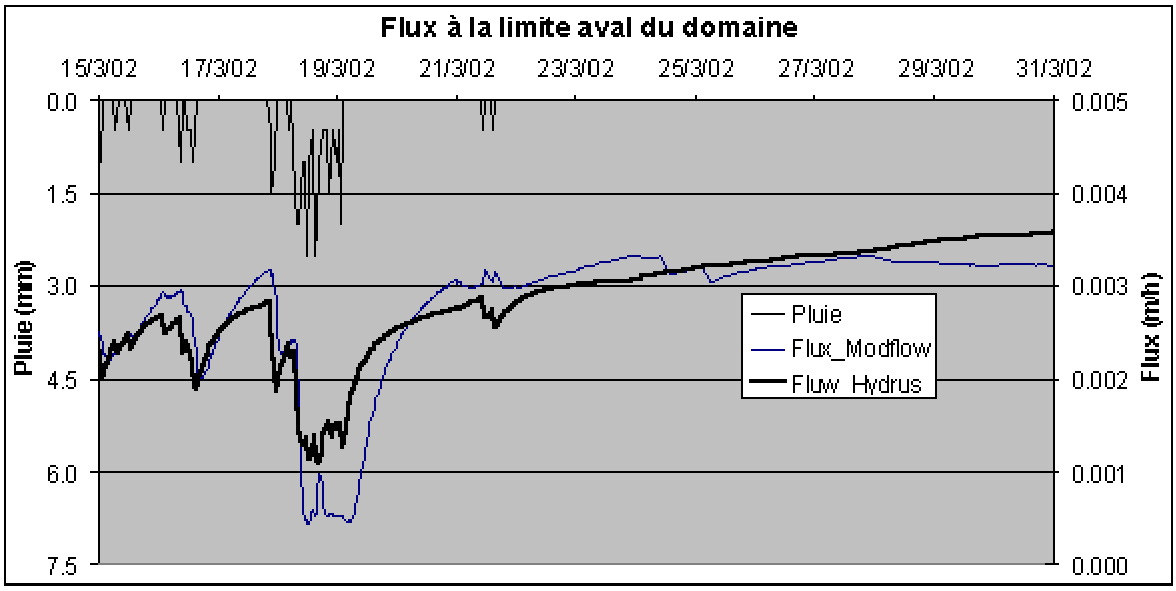


Figure V-6 : Flux sortant à l'aval du domaine

c. Résultats de la simulation

Les résultats obtenus par cette simulation sont réalistes : nous observons une forte augmentation du niveau piézométrique de la nappe superficielle en réponse à la forte pluie (heures 80 à 110), s'accompagnant d'une entrée en fonction du fossé en travers de la pente. L'augmentation de niveau piézométrique est surtout sensible à l'amont du fossé.

L'entrée en fonction du fossé se traduit notamment par les effets d'inversion de gradient à l'aval du fossé, qui sont bien visibles sur le graphique de distribution des vitesses présenté ci-dessous (au 19 mars 2002 à 2h00, heure 99), et correspondent à ce qui est observé expérimentalement.

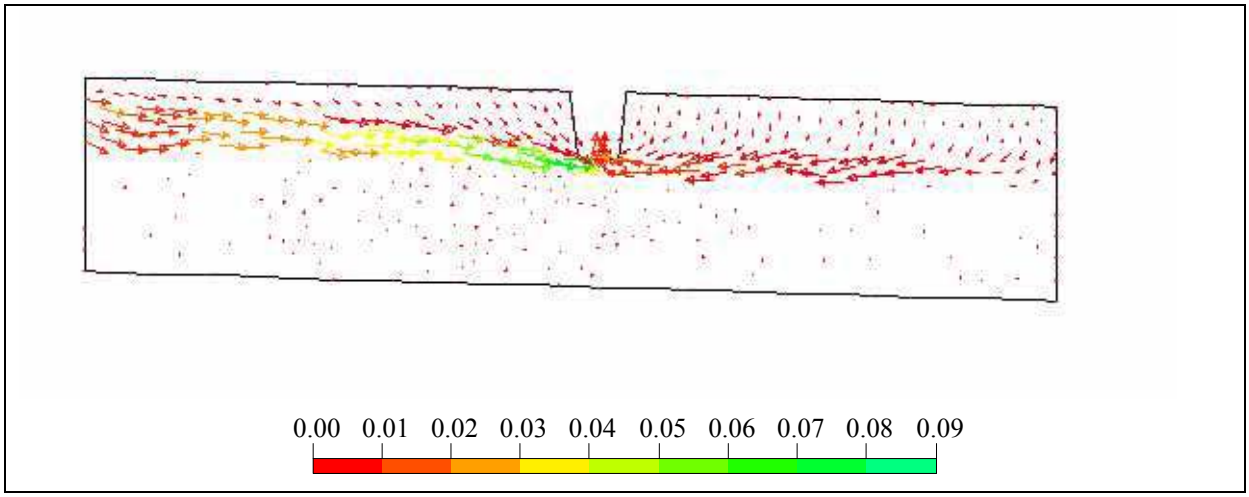


Figure V-7 : Distribution des vitesses (m/h) le 19 mars 2002 à 2h00

Pendant la période de récession à partir de 21 mars 2002 (heures 145 à 384), les flux de l'aval en direction du fossé diminuent peu à peu, pour s'inverser à nouveau aux alentours de l'heure 300. L'écoulement redevient alors « normal », de l'amont vers l'aval, sur tout le domaine modélisé.

L'eau éliminée à travers la surface de suintement indique que le fossé draine toujours un faible volume d'eau à la fin de l'événement pluvieux (Figure V-8).

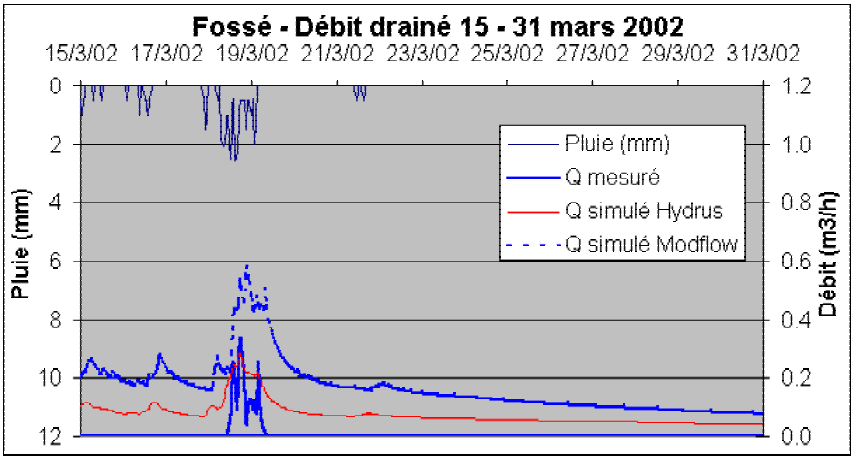


Figure V-8 : Débit drainé mesuré / simulé avec Hydrus et MODFLOW

Le flux maximal drainé au cours de l'événement pluvieux est de l'ordre de 0,025 m²/h. Le fossé étant d'une longueur d'environ 10 m, en supposant que le flux drainé par mètre de fossé est toujours identique (ce qui est une hypothèse forte : les effets de bord sont certainement importants), nous arrivons à un débit total drainé de 0,25 m^3/h (Tableau V-2).

L'observation des données de mesures expérimentales montre une bonne cohérence entre le débit mesuré et simulé, à la fois pour la valeur du débit de pointe, le positionnement dans le temps du maximum et son étalement dans le temps. Nous rappelons que la simulation MODFLOW, par contre, surévaluait le débit drainé et surtout le volume drainé (Figure IV-50 et Tableau V-2).

Tableau V-2 : Valeurs des débits maximaux et volumes cumulés

Débit maxim/ Volume cumulé	Q maxim (m^3/h)	Volume cumulé du 15 au 31 mars (m^3)	Volume cumulé du 18 au 19 mars (m^3)
Mesuré	0,34	3,03	3,03
Simulé avec Hydrus	0,25	30	7,7
Simulé avec MODFLOW	0,58	66,8	16,5

Enfin, l'observation des pressions simulées aux points particuliers apporte aussi quelques renseignements (Figure V-9) :

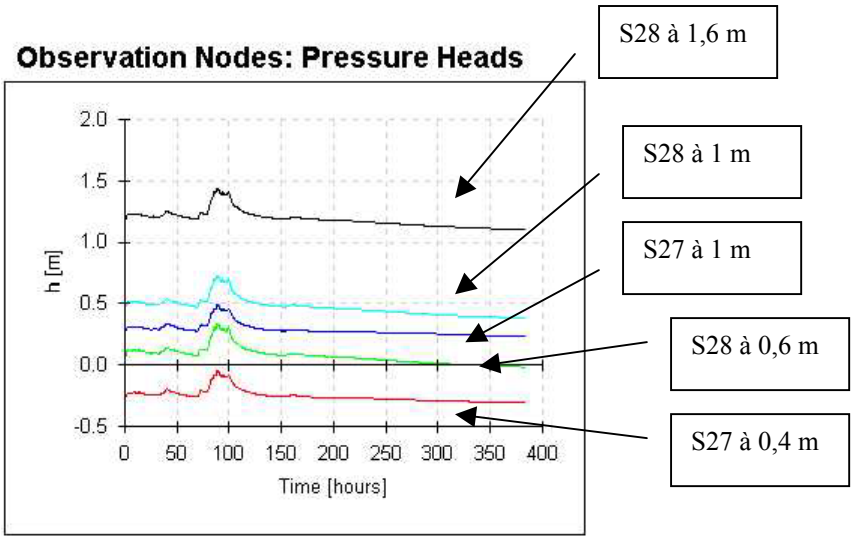


Figure V-9 : Pressions simulées aux différents profondeurs

La réaction de la nappe simulée en ces points est bien cohérente avec les variations piézométriques mesurées expérimentalement. Remarquons cependant que la hausse de niveau est légèrement plus amortie pour la simulation que dans la réalité. De même, nous observons que le point S27/0,4 (à 40 cm profondeur) n'est jamais saturé au cours de la simulation, alors que les mesures expérimentales indiquent que ce même point est saturé de l'heure 85 à l'heure 110 (18 mars à 12h00 au 19 mars à 13h00). Il semble donc que la réaction de la nappe simulée par Hydrus soit « molle » par rapport à la réalité. Cela est certainement à attribuer aux choix des paramètres hydrodynamiques. Les conductivités hydrauliques choisies (celles de MODFLOW) sont certainement trop importantes pour une modélisation à cette échelle.

Les Figure V-10 et Figure V-11 montrent les comparaisons entre la charge hydraulique mesurée et simulée avec Hydrus et MODFLOW pour les piézomètres S27 et S28. Nous observons que les erreurs faites lors de la simulation avec Hydrus suivent les mêmes erreurs que celles faites avec MODFLOW mais avec des écarts plus importants :

- les pics simulés par Hydrus se trouvent en dessous des pics simulés par MODFLOW.
- La charge simulée avec Hydrus à la fin de la période de tarissement est surestimée, plus que celle simulée par MODLOW.

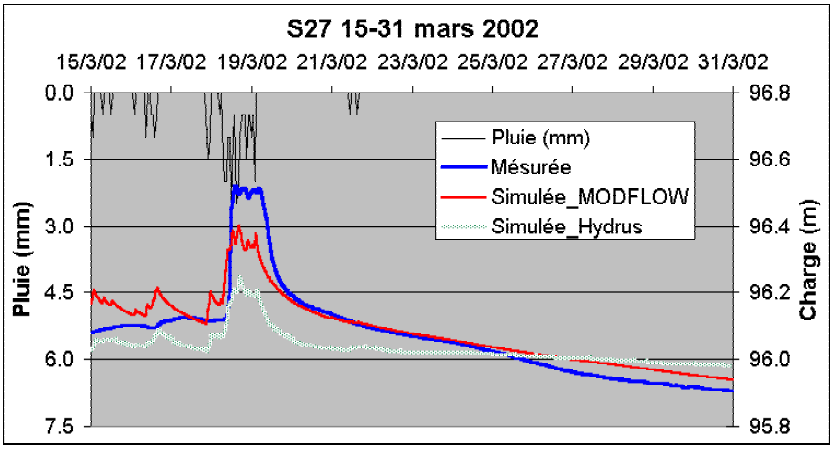


Figure V-10 : Charges mesurée et simulée avec Hydrus et MODFLOW (en S27)

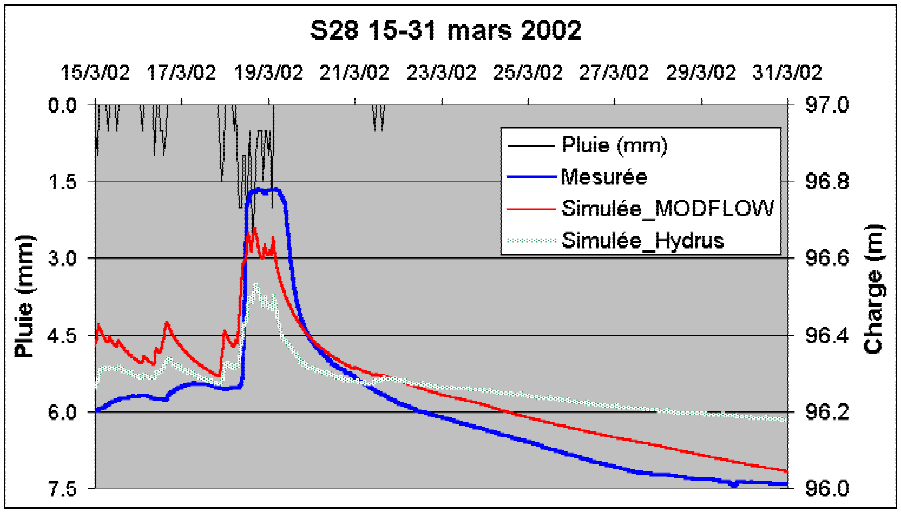


Figure V-11 : Charge mesurée et simulée avec Hydrus et MODFLOW (en PS28)

5.4. Conclusions

Les résultats de cette simulation exploratoire sont globalement satisfaisants. Le schéma d'écoulement aux environs du fossé, que nous avons déterminé par l'analyse des données expérimentales, est correctement reproduit : inversion du gradient horizontal à l'aval du fossé, ordres de grandeur des vitesses, débit de pointe en sortie du fossé.
Notons toutefois que le manque de souplesse d'Hydrus pour la définition des conditions aux limites a constitué un handicap pour représenter de façon réaliste le comportement du système.

La principale critique doit être apportée sur les paramètres hydrodynamiques. Une valeur trop élevée de conductivité hydraulique à saturation conduit à une nappe « trop plate » par rapport aux observations de terrain, qui montrent un gradient de charge beaucoup plus fort au voisinage du fossé. Ainsi, le niveau piézométrique est globalement trop bas (surtout au niveau de S27), et la réaction de la nappe aux événements pluvieux est trop amortie.
Cette conductivité était néanmoins imposée pour rester cohérent avec les conditions aux limites issues de la simulation menée avec MODFLOW sur l'ensemble du versant expérimental, pour cette période.
Ce point soulève deux questions :

- D'une part, il semble que la conductivité à saturation à utiliser pour représenter le comportement de la nappe superficielle via le modèle Hydrus2D soit bien moindre que celle à laquelle aboutit le calage effectué avec MODFLOW pour l'ensemble du versant. A titre d'exemple, un essai a été réalisé avec une valeur de K_{sat} divisée par 10 et des flux d'entrée logiquement également divisés par 10. Cela a permis d'obtenir un profil de nappe un peu moins plat. Le travail serait à poursuivre dans cette direction. S'agit il d'une hétérogénéité locale de la couche de sol aux alentours du fossé ? Il est plus probable que cela traduise notre incapacité à rendre compte de façon complètement satisfaisante du comportement hydrodynamique du sol, soit à l'échelle du versant, soit à celle du fossé, soit plus probablement des deux.
- Le fait de se baser sur les résultats de MODFLOW (flux et charges simulés, conductivités hydrauliques calibrées) a fortement « bridé » les simulations possibles

avec Hydrus, les conditions aux limites imposées à un système de dimensions aussi réduites déterminant quasiment tout le fonctionnement du système. Une solution serait de simuler l'ensemble du versant avec Hydrus, mais on se heurterait certainement à des temps de calcul trop élevés (et au fait qu'à cette échelle, le fonctionnement du versant n'est sans doute pas assimilable à celui d'un système à deux dimensions). Une autre solution serait de « sacrifier » deux piézomètres à l'amont du système pour déterminer une condition de flux à l'amont (gradient * conductivité hydraulique, qui serait à caler) et un piézomètre à l'aval, pour imposer une condition de charge (si ce n'est qu'Hydrus ne permet pas de faire varier à la fois des flux et charges en conditions aux limites). On disposerait ainsi de moins de données de calage, mais d'une plus grande souplesse pour décrire le système.

Les simulations avec Hydrus du système fossé semblent en effet devoir être poursuivies, car elles permettent de rendre compte avec plus de souplesse que Modflow des phénomènes observés à proximité du fossé en travers de la pente.
Un effort supplémentaire serait également à faire pour définir les conditions aux limites pour la couche de schiste altéré. En effet, les conditions utilisées conduisent à des flux pratiquement nuls, alors que dans la réalité ils sont sans doute plus importants (Branger, 2003).

Conclusions générales et perspectives

Ce travail de thèse avait pour objectifs de comprendre et quantifier les rôles de collecte, transfert et interception des fossés sur les écoulements au sein d'un versant. En effet, quand bien même cette influence serait limitée en termes des flux d'eau concernés, elle ne l'est sans doute pas en termes de qualité de l'eau, dans la mesure où les composantes de l'écoulement concernées, peu profondes, sont celles qui présentent potentiellement les concentrations les plus importantes en polluants. Notamment, dans le contexte souvent avéré de contamination des eaux de surface par les produits phytosanitaires, il est essentiel de cerner le rôle que peuvent avoir les fossés présents sur les bassins ruraux dans le transfert et le devenir de ces produits.

L'étude bibliographique menée a montré que les connaissances sur ces structures du paysage étaient limitées, que peu de données de terrain étaient disponibles à ce sujet, et que l'essentiel des exercices de modélisation qui ont été effectués concernent le régime permanent et n'ont le plus souvent été validés que sur des maquettes de laboratoire. Dans ce contexte, la démarche adoptée au cours de ce travail a concilié deux approches, expérimentale et de modélisation, afin d'acquérir des connaissances sur le fonctionnement réel de telles structures, y compris en régime transitoire. La première approche avait pour but de fournir des ordres de grandeur et des éléments de compréhension des processus en jeu, la deuxième de formaliser et systématiser les connaissances ainsi acquises, étape indispensable à toute transposition ou extrapolation des résultats acquis expérimentalement.

Le travail a été mis en œuvre sur le site expérimental ARVALIS-Institut du végétal (ex ITCF, Institut Technique des Céréales et Fourrages) de la Jaillière, en Loire Atlantique. Il s'agit d'un site développé sur schiste, aux sols peu profonds et souvent hydromorphes, représentatif du fonctionnement d'une grande partie du Grand Ouest de la France. Les précipitations y sont longues mais peu intenses. La ressource en eau y est essentiellement superficielle, de sorte que le travail s'est surtout concentré sur les eaux de surface. Deux fossés aux caractéristiques bien contrastées, permettant d'étudier l'essentiel des processus en jeu, ont été instrumentés : un fossé perpendiculaire à la ligne de plus grande pente, pour maximiser le rôle d'interception des écoulements venant de l'amont ; et un fossé situé dans un talweg peu marqué, où les rôles de rabattement latéral de la nappe et de transfert des écoulements sont dominants. Seuls les données relatives au fossé en travers de la pente ont été exploitées au cours de ce travail.

L'analyse menée à l'échelle saisonnière sur les données acquises au cours de presque trois années (décembre 2000 à avril 2003) a permis de caractériser la dynamique complexe des écoulements sur le versant expérimental, où deux nappes distinctes coexistent : une nappe perchée qui se développe au dessus de la couche de schiste altéré pendant la période d'excédent hydrique, et une nappe plus régionale, à tendance captive - voire artésienne -, développée dans les schistes sains, sous les schistes altérés. L'étude conjointe des chroniques

piézométriques de ces deux nappes a permis de réaliser un zonage tant spatial que temporel du comportement hydrologique du versant.

Au niveau spatial, trois zones ayant un comportement significativement différent ont pu être caractérisées, permettant une partition de l'amont vers l'aval du versant étudié :

- la zone de plateau, dans laquelle la nappe profonde est alimentée par la nappe superficielle toute l'année, hors zone drainée par drains enterrés. Pour les parcelles drainées, occasionnellement, la nappe profonde alimente légèrement la nappe superficielle (et en fait le réseau de drainage).
- la zone du versant où la nappe profonde, souvent artésienne, présente un niveau supérieur au niveau de la nappe superficielle, excepté au voisinage du fossé. Cette situation ne s'inverse que rarement et de façon éphémère, au cours des événements pluvieux les plus importants.
- le voisinage immédiat du fossé où le niveau de la nappe profonde est en général supérieur au niveau de la nappe superficielle, sauf pendant les épisodes pluvieux où la tendance peut s'inverser.

Au niveau temporel, trois périodes ayant des caractéristiques spécifiques ont pu être identifiées :

- une période de recharge de la nappe, s'achevant par l'amorce du fonctionnement du système de drainage, entre la mi-octobre et la fin décembre, selon la pluviométrie. Le bilan hydrique redevient positif, la réserve en eau du sol se reconstitue, et la nappe profonde devient captive, en étant alimentée par une nappe superficielle souvent éphémère en début de période.
- une période de hautes eaux, débutant à la fin de la période précédente et finissant entre mi-mars à mi-avril. La nappe profonde est alors très haute et alimente le plus souvent la nappe superficielle sur le versant. Sur le plateau par contre, la nappe superficielle garde toujours un niveau supérieur.
- une période de basses eaux, de mi-mai à fin août environ, où le bilan hydrique est déficitaire : la nappe superficielle se tarit, le niveau piézométrique de la nappe profonde diminue, n'étant plus alimentée par la nappe superficielle.

Le suivi des lames ruisselées a confirmé que sur ce site, à l'échelle de la parcelle étudiée, le ruissellement advient essentiellement par affleurement de la nappe, même pour des intensités pluvieuses importantes. Rappelons toutefois que la parcelle située à l'amont du fossé ne suit pas rigoureusement le sens de la pente, et que la surface ruisselante captée par le dispositif expérimental de mesure du ruissellement varie au cours de l'année culturale et de l'effacement des lignes de labour, approximativement de la surface totale de la parcelle à son sixième : ce point a compliqué l'analyse des données et la démarche de modélisation, mais ne change pas nos conclusions quant à la nature essentiellement « non hortonnienne » du ruissellement.

Une fois cerné dans ses grandes lignes le comportement hydrologique du versant et les périodes et zones d'échanges entre les deux nappes, l'analyse des données a été affinée, à l'échelle de quelques événements pluvieux : deux périodes de hautes eaux et une période de début de recharge des nappes. Les données issues des parcelles drainées ont notamment été analysées, afin de déterminer l'influence de la nappe profonde dans le comportement du réseau de drainage, en fonction de la position de la parcelle considérée sur le versant.

Une modélisation saturée quasi tri-dimensionnelle a alors été menée sur l'ensemble du versant, pour les épisodes pluvieux analysés, via le logiciel Visual MODFLOW, afin de tester le schéma de fonctionnement obtenu via l'analyse de données, et de quantifier le sens et l'intensité des échanges entre les deux nappes. Cette modélisation avait pour but de permettre de quantifier les éventuels transferts de polluants entre les deux aquifères, mais également de fournir les conditions aux limites nécessaires à l'interprétation et la modélisation à fine échelle des observations relatives au fossé en travers, utilisées ultérieurement pour la modélisation en milieu variablement saturé du système fossé.
La modélisation des deux périodes de hautes eaux s'est avérée globalement satisfaisante. Le calage qu'il a fallu effectuer a toutefois conduit à utiliser des conductivités hydrauliques plus importantes que celles mesurées à une échelle très locale sur le site ; elle a par contre impliqué d'utiliser une porosité de drainage assez faible pour l'horizon de surface (2%), pour permettre de rendre compte de façon satisfaisante de l'amplitude des réactions de la nappe superficielle. Les simulations permettent de bien rendre compte de la dynamique des nappes dans les différents piézomètres, même si l'inversion de gradient se produisant parfois pendant un épisode pluvieux (nappe superficielle alimentant la nappe profonde de façon temporaire, sur le versant) n'est pas toujours bien rendue. Le comportement des piézomètres se trouvant en bas de versant n'est toutefois pas bien représenté, essentiellement par suite de la condition à la limite utilisée en bordure de ruisseau, pour cette configuration un peu particulière de nappe superficielle drainée par un ruisseau avec lequel elle n'est pas physiquement en contact.
Le schéma de fonctionnement élaboré au cours de l'analyse des données et le découpage du versant en trois zones sortent confortés de cette modélisation. Elle permet également d'estimer les flux échangés entre les deux nappes, hors crue et pendant un épisode pluvieux : les échanges entre les nappes sont très faibles pendant un épisode pluvieux et l'eau drainée par le fossé provient du sol à 98,5 %. La modélisation effectuée en période de basses eaux et de recharge des nappes n'a par contre pas pu être menée à bien, par suite des difficultés de Modflow a gérer la ré-humectation des cellules sèches. La lame de recharge efficace, à cette période d'évapotranspiration potentielle élevée et de réserve utile quasi-vide, aurait de toute façon posé problème.

Plus généralement, l'utilisation de Modflow pour ce système aux dimensions verticales restreintes et au comportement très superficiel (nous entendons par là que la dynamique de la nappe perchée, proche du sol, est prépondérante dans le comportement global du versant) a montré les limites de Modflow, conçu pour des systèmes plus profonds, où l'influence de la zone non saturée est amortie. Notamment, l'incapacité où nous étions de distinguer dans le sol deux couches aux caractéristiques tranchées (une zone –0 à 50 cm- perméable au dessus d'une zone qui l'est moins –50 à 90 cm-) et de prendre en compte le comportement de la zone non saturée ne nous a pas permis de rendre compte avec autant de précision que nous l'aurions souhaité de la dynamique de la nappe superficielle.

Malgré ces réserves, inhérentes à l'utilisation d'un modèle saturé, la modélisation ainsi effectuée a permis de donner des ordres de grandeur sur les flux échangés entre les deux nappes, et de cerner les conditions aux limites à utiliser pour la modélisation variablement saturée du système fossé. Elle a notamment permis de décider qu'il n'était pas nécessaire de représenter explicitement la variation des flux entre la nappe superficielle et la nappe profonde aux alentours du fossé, dans une modélisation détaillée du comportement du fossé pendant un épisode pluvieux.

Cette modélisation « détaillée » a constitué l'étape finale du travail, via la simulation saturée/ non saturée d'un tronçon de versant perpendiculaire au fossé via le logiciel Hydrus 2D, pour

un épisode pluvieux. Il s'agissait d'une simulation exploratoire, dont les résultats se sont avérés globalement satisfaisants : le schéma d'écoulement aux environs du fossé était correctement reproduit, qu'il s'agisse de l'inversion du gradient horizontal à l'aval du fossé, des ordres de grandeur des vitesses ou du débit de pointe en sortie du fossé. Le manque de souplesse d'Hydrus pour la définition des conditions aux limites a pourtant constitué un handicap pour représenter de façon réaliste le comportement du système.
Cette simulation a toutefois mis en évidence l'inadéquation des paramètres calés au cours de la modélisation Modflow, notamment les conductivités hydrauliques à saturation, pour représenter de façon satisfaisante le système fossé via Hydrus 2D. De plus, le fait d'utiliser les conditions aux limites fournies par Modflow contraint très fortement le système, alors même que Modflow peine à reproduire parfaitement le comportement du versant, notamment à l'aval du fossé, compte tenu de la condition à limite utilisée à l'aval du versant : on peut craindre que le fait d'utiliser ainsi des modèles emboîtés accumule les erreurs, notamment liées au manque de flexibilité des deux modèles pour ce qui concerne la représentation des conditions aux limites. Dans ces conditions, il faut envisager des simulations avec Hydrus qui tirent parti des simulations Modflow (notamment le fait qu'il n'est pas nécessaire de représenter explicitement les variations de la nappe profonde au cours d'un événement pluvieux) tout en permettant de s'abstraire des paramètres et conditions aux limites issues de Modflow. Ceci est possible en s'appuyant directement sur des données expérimentales, même si cette démarche limite les données de validation, et devra être tenté ultérieurement.

Cela pose toutefois une fois encore la question du changement d'échelle, et de la difficulté à utiliser des résultats de simulation représentatif d'une certaine échelle pour les comparer à des observations acquises à une autre échelle. Dans le cas présent, cette inadéquation provient-elle d'une hétérogénéité locale des caractéristiques hydrogéologiques du site ou d'une mauvaise compréhension de notre part du fonctionnement du système ? Des mesures géophysiques apporteraient certainement des éléments de réponse à cette question ; une validation systématique des systèmes de mesure que nous avons employés, notamment pour les débits ruisselés et drainés par le fossé, serait également utile.

En conclusion, ce travail a permis de comprendre le fonctionnement couplé de deux nappes sur un versant développé sur un socle de schiste peu profond, au comportement complexe. Une première estimation des flux échangés entre les deux nappes selon la position sur le versant a été effectuée, via un modèle saturé. Elle permet de mieux comprendre les mécanismes engendrant les concentrations en phytosanitaires observées par ailleurs dans ces deux nappes.
Le rôle du fossé situé en travers de ce versant a lui aussi été analysé et quantifié, montrant que dans ce contexte, l'essentiel de l'eau drainée par le fossé provient de la nappe superficielle, l'apport de la nappe profonde étant négligeable. Le temps a par contre manqué pour aller plus loin dans la formalisation du fonctionnement de ce fossé, nécessaire pour généraliser les observations effectuées ou fournir les bases à une modélisation de l'influence des fossés sur les écoulements qui puisse être intégrée dans un modèle à l'échelle d'un bassin versant. Ce sera l'objet de travaux futurs.

Bien que ce travail ne concerne qu'un seul site expérimental, celui de la Jaillière, en Loire Atlantique, nous pensons que le comportement hydrologique que nous avons mis en évidence au cours de ce travail est représentatif de celui des sols développés sur socle schisteux du Grand Ouest de la France, du fait du caractère assez représentatif du site choisi. Ceci serait cependant à vérifier.

Références bibliographiques.

ADAMIADE C.V., (1998). *Caractérisation hydrodynamique de la semelle de labour dans le domaine proche de la saturation dans les sols limoneux du Massif Armoricain, Bretagne*. Mémoire Tempus, UTC Bucarest, 76 pp..+annexes.

AMBROISE B., (1998). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. Processus, facteurs, modèles*. Edition H.G.A. Bucarest.

ANKENY M.D., AHMED M., KASPAR T.C., HORTON R., 1991 – *Simple field methode for determining unsaturated hydraulic conductivity*. Soil Sci. Soc. Am. J., 55, 467-470.

ARLOT M.P., (1999). *Nitrates dans les eaux. Drainage acteur, drainage témoin*. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, 446 pp. + annexes.

BEAR J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier Science, New York.

BOESTEN, J.J.T.I. et Van der PAS L.J.T. (2000). *Movement of water, bromide and the pesticides ethoprophos and bentazone in a sandy soil: the Vredepeel data set*. Agricultural Water Management. 44(1-3), 21-42.

BRANGER F., (2003). *Modélisation de l'influence d'un fossé en travers de la pente sur les écoulements. Conséquences sur le transfert de solutés.* Mémoire de DEA de l'Université Pierre et Marie Curie Paris, 57pp.

BRGM (1970). *Carte géologique à 1/50000 n° 453* - Chalonnes sur Loire, BRGM.

CARLUER N., (1998). *Vers une modélisation hydrologique adaptée à l'évaluation des pollutions diffuses : prise en compte du réseau anthropique. Application au bassin versant de Naizin (Morbihan)*. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie Paris. 400 pp.

CHAUMONT C., (1999). *Techniques et incertitudes de mesure des débits en parcelle drainée*. Actes du séminaire des 27 et 29 Octobre 1999 intitulé "La maîtrise de l'irrigation et du drainage pour une gestion durable des périmètres irrigués méditerranéens".

CHOPIN O., (1988). *Contribution à l'étude du fonctionnement hydrologique du drainage – Etude des infiltrations profondes*. Mémoire de fin d'étude, ENITRTS Strasbourg, 99 pp.

CLEMENT T.P., WISE W. R., MOLZ F. J., WEN M., (1996). *A comparision of modeling approaches for steady-state unconfined flow*. Journal of Hydrology, Vol. 181, 189-209

CLOTHIER B. E., WHITE I., (1981). *Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field*. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 241-245.

COOLEY R.L., (1983). *Some new procedures for numerical solution of variably saturated flow problems*. Water Resour. Res., 19, 1271 -1285

COQUET Y., BOUCHER A., LABAT C., VACHIER P., ROGER-ESTRADE J., 2000. *Caractérisation hydrodynamique des sols à l'aide de l'infiltromètre à disques. Aspects théoriques et pratiques*. Etude et Gestion des Sols., 7, 1, 7-24

COREY A.T., (1977). *Mechanics of heterogenous fluids in porous media*. Water Resourc. Publ., Fort Collins, Colorado.

DEGALLIER et De MARSILY G. (1977). *Détermination des paramètres hydrodynamiques par interprétation dans des puits de variations brusques de niveau*. Ecole de Mines de Paris, Bur. Rech. Géol. Min., rep 78

De MARSILY G., (1981). *Hydrogéologie quantitative*. ENSPM : 215 pp.

DERE C., (2000). *Détermination de la position de la surface libre d'une nappe superficielle drainée par un fossé à paroi verticale : Etude expérimentale du phénomène de suintement*. Mémoire DEA de l'Université Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud, Ecole des Mines de Paris et Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, 44 pp. + annexes.

FLURY M., et PAPRITZ A., (1993). *Bromide in the Natural-Environment - Occurrence and Toxicity*. Journal of Environmental Quality **22**(4), 747-758.

Fondasol (2001). *Sondage et pose de piézomètre. Compte rendu d'investigation. Lieu dit « La Jaillière »*. 21 pp.

GARDNER W. R., (1958). *Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from water table*. Soil. Sci., 85, 228-232.

GEOSCOP (1994). *Reconnaissance géophysique par procédés Radio Magneto Tellurique et Electrique*. *Station expérimentale de la Jaillière –ITCF (44)*.

Geo-Slope (1998). *SeepW*, Manuel d'utilisation. http://www.geo-slope.com

GERMANN, P.F. and BEVEN K., (1985). *Kinematic wave approximation to infiltration into soils with sorbing macropores*, *Water Resources Research*. p. 990-996

GILLHAM R.W., (1984). *The capillary fringe and its effect on water table response*. Journal of Hydrology, Vol 67 : 307-324

GOUY V., (1993). *Contribution de la modélisation à la simulation du transfert de produits phytosanitaires de la parcelle agricole vers les eaux superficielles*. Thèse de l'Université Louis Pasteur, 349 pp..

GREEN W.H. et AMPT C.A. (1911). *Studies on soil physics. Flow of air and water throught soils*. J. Agr. Sci., 4, pp. 1-24

HAVERKAMP, R., I. BRAUD, D. de CONDAPPA, S. DEBIONNE, F. GANDOLA, R. PIERITZ, P. ROSS, G. VACHAUD, N. VARADO et I. ZIN (2003). *POWER : Introductory report*. Grenoble, LTHE**:** 38.

HAVERKAMP R., ROSS P.J., SMETTEN K.R.J., PARLANGE J.Y., 1994. *Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation*. Water Resour. Res., 30(11), 2931-2935

HILL M.C., (1990). *A preconditioned conjugate-gradient2 (PGC2), a computer program for solving groundwater flow equations*. Doc. Tech. U.S. Geological Survey.

HVORSLEV, M.J. (1951). *Time lag and soil permeability in groundwater observations*. U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station Bulletin, 36.

KAO C., (1994). *Le ruissellement en parcelle agricole en situation hivernale. Mécanisme de genèse et modélisation*. Mémoire de DEA de l'Université Pierre et Marie Curie, 55 pp. + annexes.

KAO C., BOUARFA S., ZIMMER D., (2001). *Steady state analysis of unsaturated flow above a shallow water-table aquifer drained by ditches*. J. of Hydrology. 250, 122-133.

KIRMAIER J. (2001). *Modélisation des écoulements souterrains à l'échelle d'un bassin versant. Mémoire de fin d'études*. Institut National Agronomique Paris-Grignon. 73 pp.

KOSTIAKOV A.N. (1932). *On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration*. p. 17–21. In Trans. Int. Congr. Soil Sci., 6th, Paris, France

LE FILLEUL J-M., (2000). *Typologie de fossés. Analyse des processus de collecte, de transfert et de rétention/dégradation des produits phytosanitaires. Application au sous bassin versant amont de Cétrais*. Mémoire de DESS, Université d'Angers, 114 pp. +annexes.

Le FORNER, S., (2001). *Modélisation hydrologique des échanges surface-souterain avec réseau de fossés en milieu agricole méditerranéen, Thèse de doctorat, Université* Montpellier II. 217 pp.

LE MEILLOUR F., (1996). *Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux de surface et de subsurface à la formation des crues - conséquences sur l'hydrogramme d'un bassin versant (Application au Réal Collobrier).* Thèse de l'Université Joseph Fourrier - Grenoble I, 216 pp. + annexes.

LESAFFRE B., (1988). *Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgé : Débits de pointe et modèle SIDRA*. Thèse de l'Université Paris VI, 298 pp.

LUXMORE R.J., (1981). *Micro-, meso- and macroporosity of soil*. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 671

MARGOUM C., (2003). *Contribution à l'étude du devenir des produits phytosanitaires lors d'écoulements dans des fossés: caractérisation physico-chimique et hydrodynamique*. Thèse de l'Université Joseph Fourrier de Grenoble, Ecole Doctorale EDISCE. 212 pp. + annexes

MAROFI S., (1999). *Rôle des échanges nappes - fossés dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant en milieu méditerranéen cultivé*. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier. 199 pp. +annexes.

MARTELAT, A. et LACHASSAGNE P., (1995). *Bassin versant représentatif expérimental du Coët-Dan (Naizin, Morbihan). Hydrogéologie : détermination des caractéristiques hydrodynamiques du système aquifère au lieu dit Le Stimoës*. BRGM. 54 pp.

MARTIN C., (2003). Mécanismes hydrologiques et hydrochimiques impliqués dans les variations saisonnières des teneurs en nitrate dans les bassins versant agricoles : Approche expérimentale et modélisation. Thèse de l'Université de Rennes 1, 268 pp..

McDONALD, M.G., et HARBAUGH, A.W. 1988. *A modular three-dimensional finit-difference groundwater flow model*. Doc. Tech. U.S. Geological Survey.

MERMOUD A. (1998). *Eléments de physique du sol*. Edition H.G.A. Bucarest.

MOLENAT J., (1999). *Rôle de la nappe sur les transferts d'eau et de nitrate dans un bassin versant agricole. Etude expérimentale et modélisation*. Thèse de l'Université de Rennes 1, 249 pp.

MUSY A., (1998). *Hydrologie appliquée*. Edition H.G.A. Bucarest.

MUSY A. et SOUTTER M., (1991). *Physique du sol*. Collection Gérer l'environnement 6, editions Presses Polytechnique et Universitaires Romandes.

NEDELEC Y., (1999). Activités rurales et inondations : connaissances et bonnes pratiques. Nedelec Y (Coord), Cemagref Editions, 141 pp..

Norme AFNOR NFX10-311, (1983). *Mesure de débit de l'eau dans les canaux découverts au moyen de déversoir en mince parois*. 37 pp..

PERROUX K. M., WHITE I., (1988). *Designs for disk permeameters*. Soil Sci. Soc. Am. J.,52, 1205-1215.

Projet EUREKA (1997). Site de la Jaillière. Rapport Final du Grupement des Partenaires Français, Compagnie générale des eaux, Rhone Poulent, ITCF, Cemagref.

SIMUNEK J., SEJNA M. et Van Genuchten M. T., (1999). *The Hydrus-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media*. US Salinity laboratory, agricultural reaserch service, US department of agriculture. Riverside, California.

SOUILLER C., COQUET Y., BENOIT P., REAL B., GARON-BOUCHER C., LAILLET B., DUTERTRE A., MICHALAK B., ASSIER J.-M. (2002). *Capacités de stockage et d'épuration des sols de différents dispositifs enherbés vis-à-vis des produits phytosanitaires. Première partie : dissipation des produits phytosanitaires à travers un dispositif enherbé : mise en évidence des processus mis en jeu par la simulation de ruissellement couplée avec l'infiltrométrie*. *Etude et Gestion des Sols*. V9, 4, produit phytosanitaire pp. 269 à 285.

TAYLOR G.S., (1960). *Drainable porosity evaluation from outflow measurements and its use in drawdown equations*. Soils Sci., 90, 338-343.

Van HOORN J.W et Van Der MOLEN H. W., (1973). *Design and management of drainage systems. Drainage of sloping lands. Drainage principles and applications*. ILRI Publication 16/4 : 329-339.

Van GENUCHTEN M.T., (1980). *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Science of America Journal 44 : 892-898.

VAUCLIN M., KHANJI D., VACHAUD G., (1976). *Etude expérimentale et numérique du drainage et de la recharge des nappes à surface libre, avec prise en compte de la zone saturée*. Journal de mécanique, vol. 15, no 2.

WATERLOO HYDROGEOLOGIC (2002). *Visual MODFLOW user's Manual*. 370 pp.

WHITE I., SULLY M. J., 1987 – *Macroscopic and microscopic capillary length and time scale from field infiltration*. Water Resour. Res., 23, 1514-1522

WHITE I. et PERROUX K.M., (1989). Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements. Soil Sci. Soc. Am. J., 53, 324-329

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

ZIDA M., (1998). *Structure et fonctionnement hydrique d'un système pédologique armoricain (France). Rôle de l'espace poral et de l'agencement des horizons*. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, 164 pp. + annexes.

ZIMMER D., (1988). *Transferts hydriques en sols drainés par tuyaux enterrés. Compréhension des débits de pointe et essai de typologie des schémas d'écoulement*. Thèse de l'Université Paris VI, 327 pp.

Annexe 1: Coupes lithologiques des forages

1. Versant expérimental principal (fossé en travers de la pente)

Présentation des coupes lithologique des forages exécutés sur le versant expérimental principal

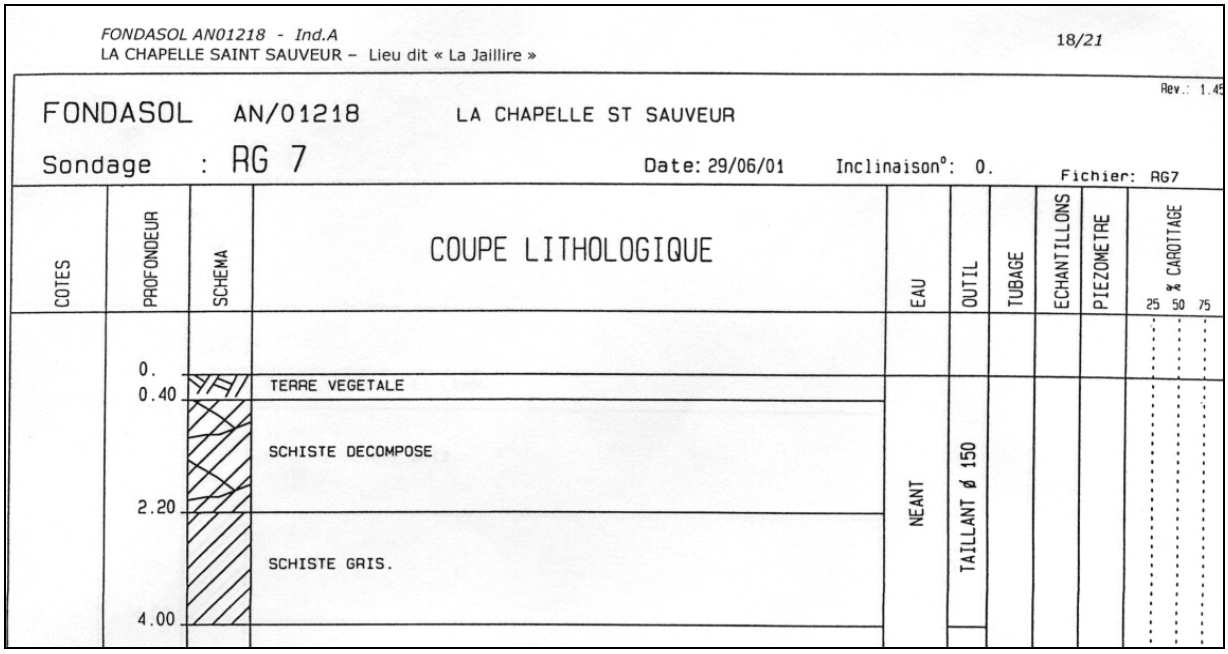


Figure 1Coupe lithologique du forage RG7

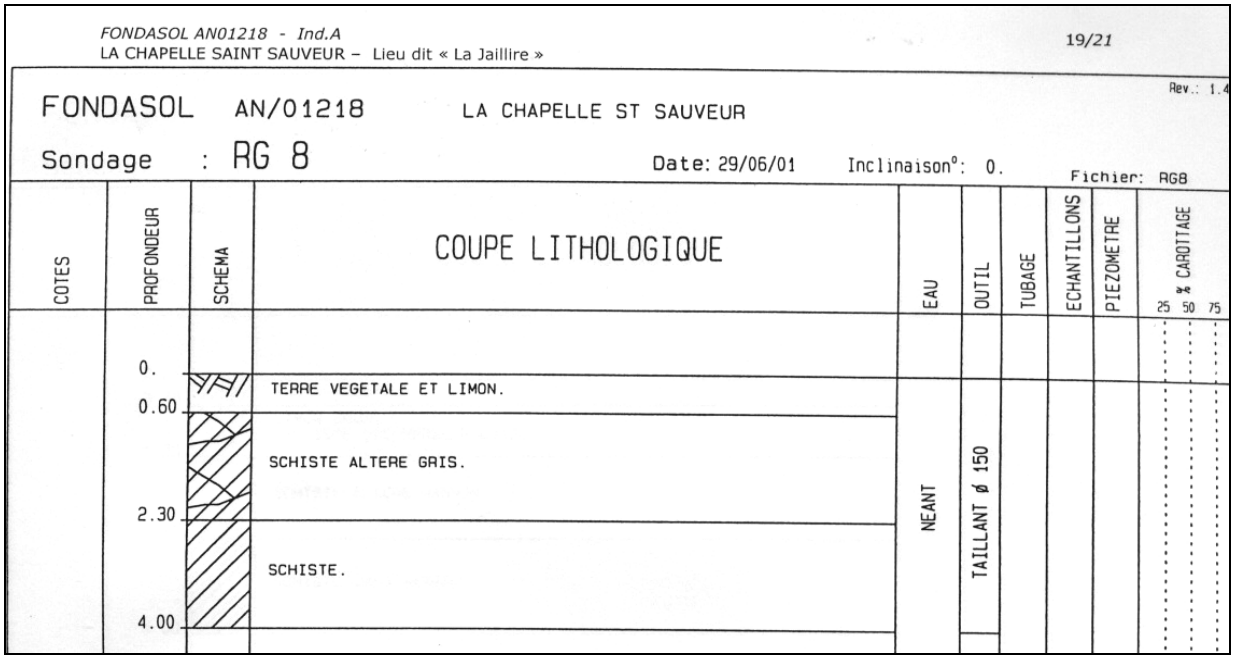


Figure 2 Coupe lithologique du forage RG7

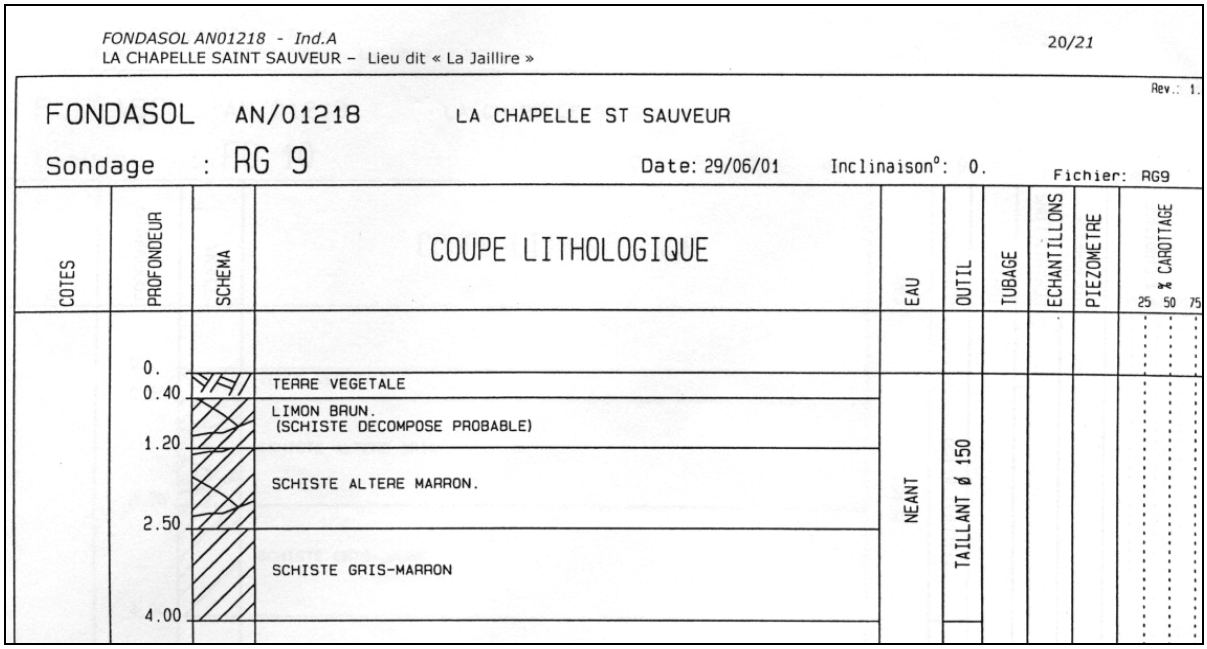


Figure 3 Coupe lithologique du forage RG 9

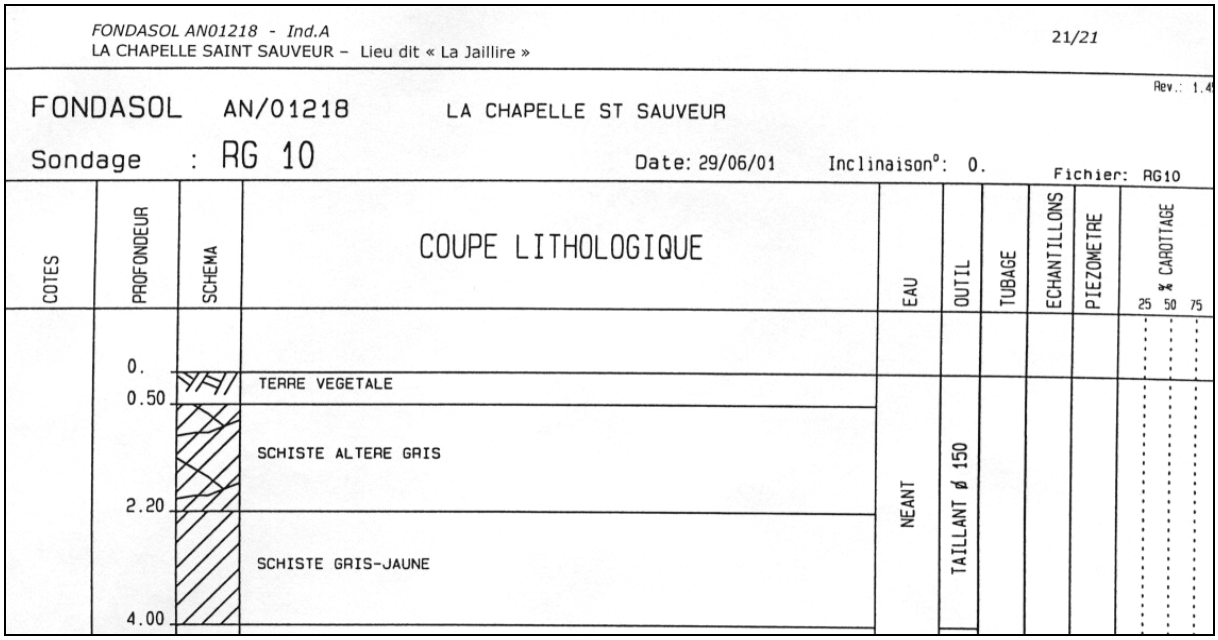


Figure 4 Coupe lithologique du forage RG10

2. Versant expérimental secondaire (fossé en long de la pente)

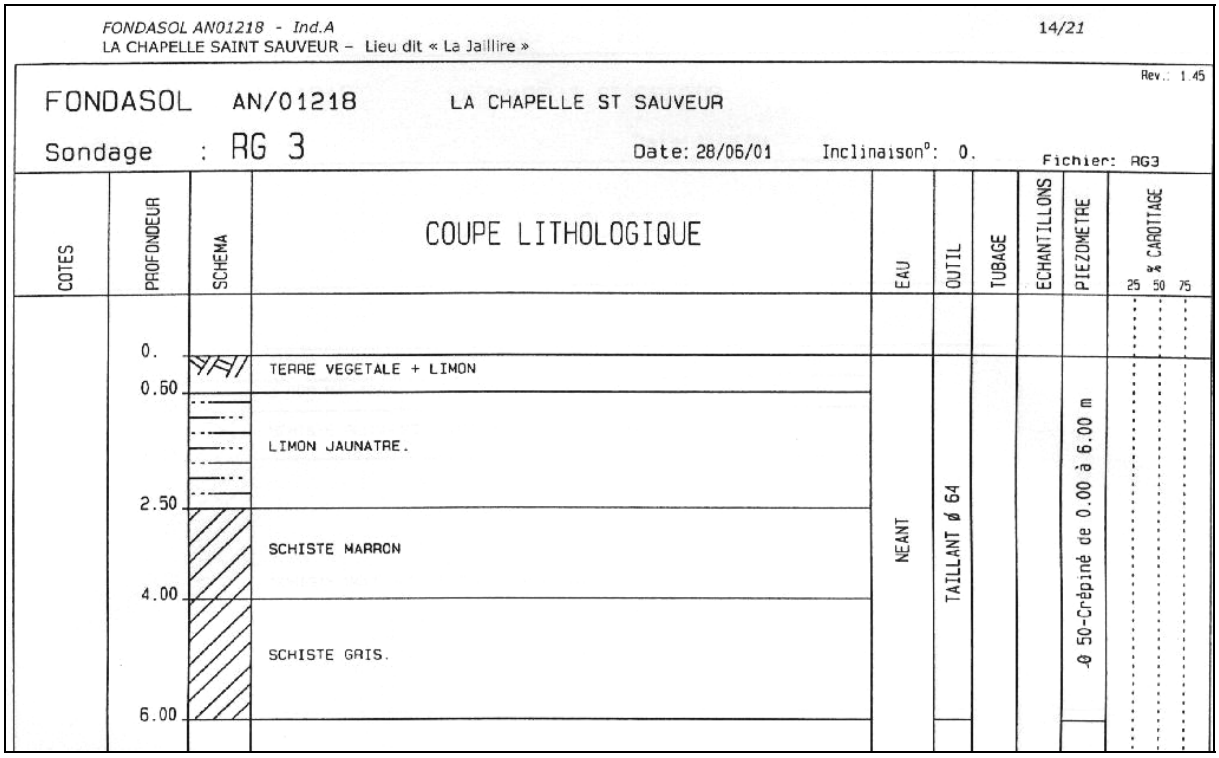


Figure 5 Coupe lithologique correspondante au piézomètre LP2

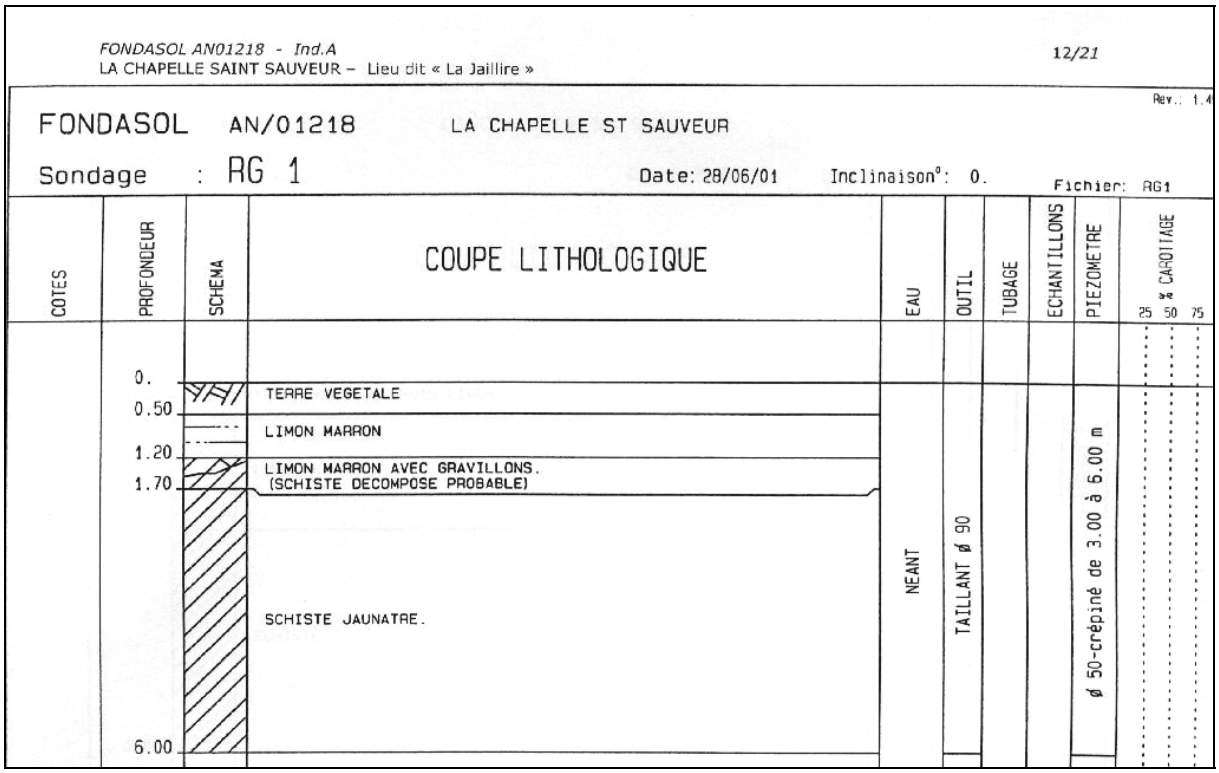


Figure 6 : Coupe lithologique correspondante au piézomètre LP4

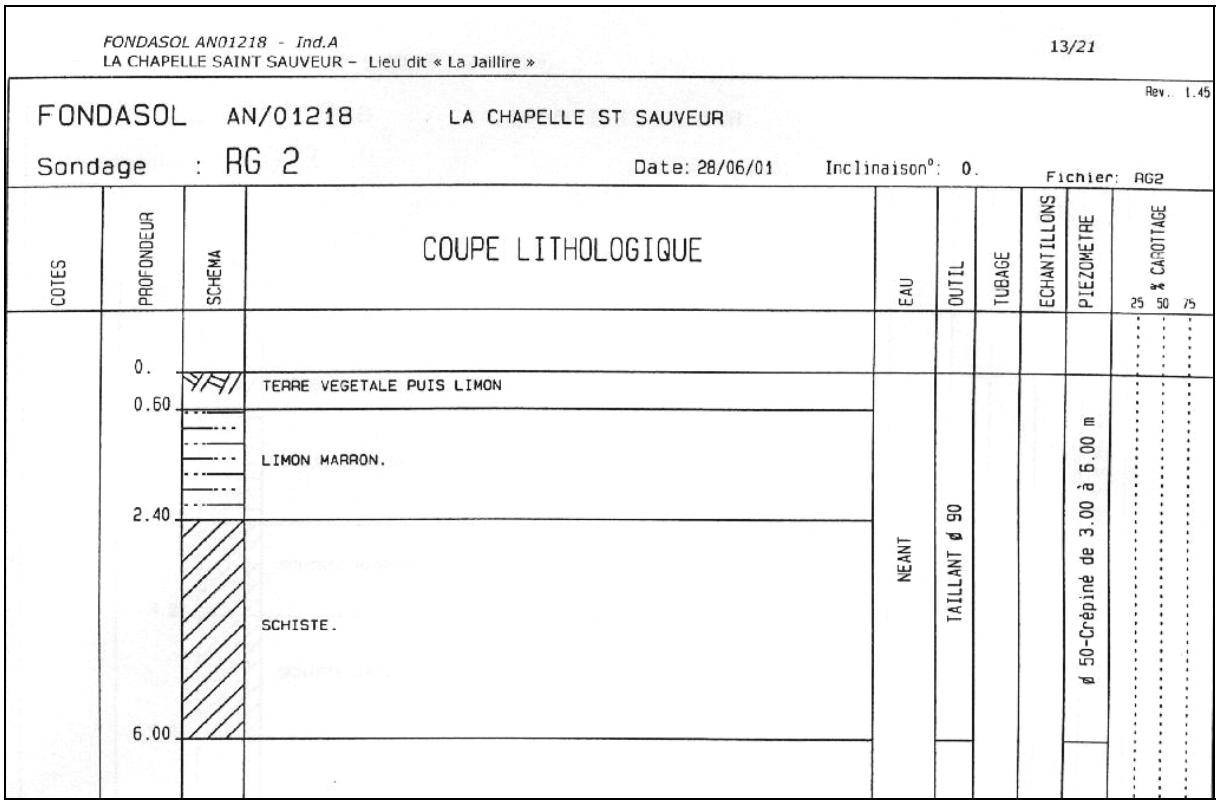


Figure 7 : Coupe lithologique correspondante au piézomètre LP6

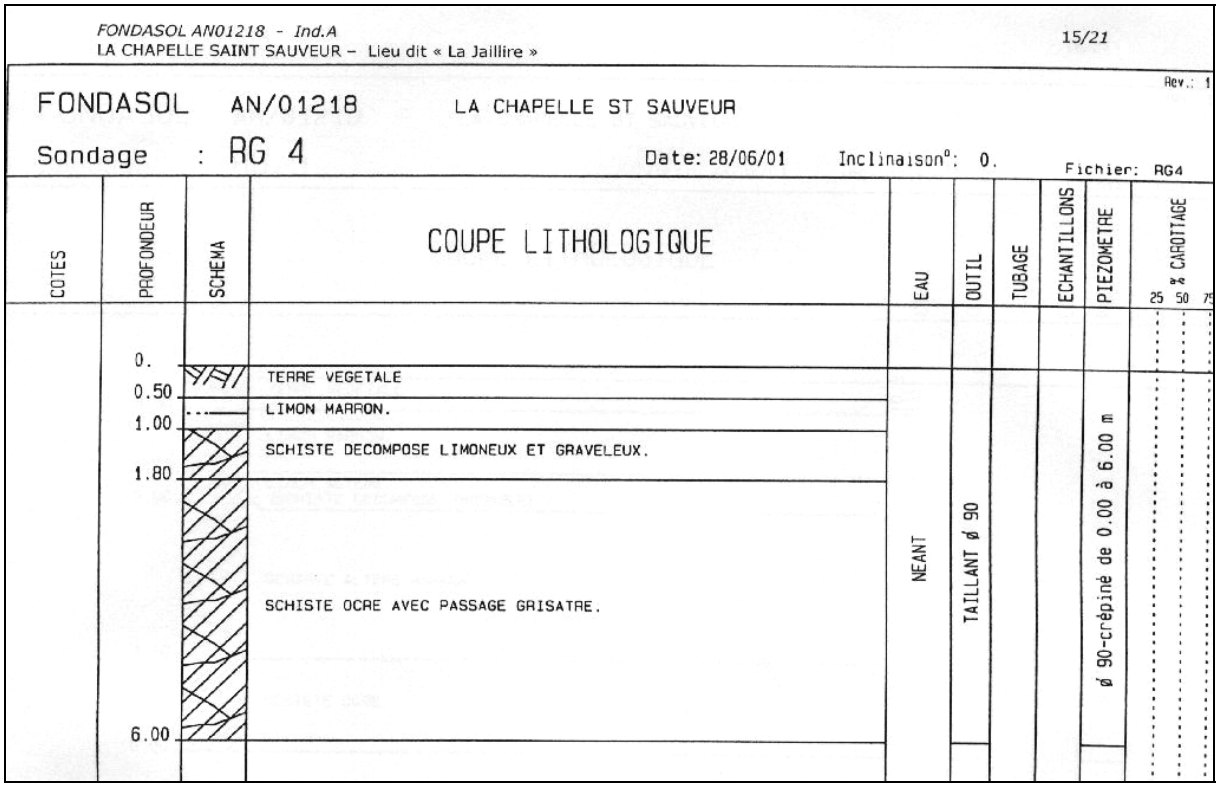


Figure 8 : Coupe lithologique correspondante au piézomètre LP8

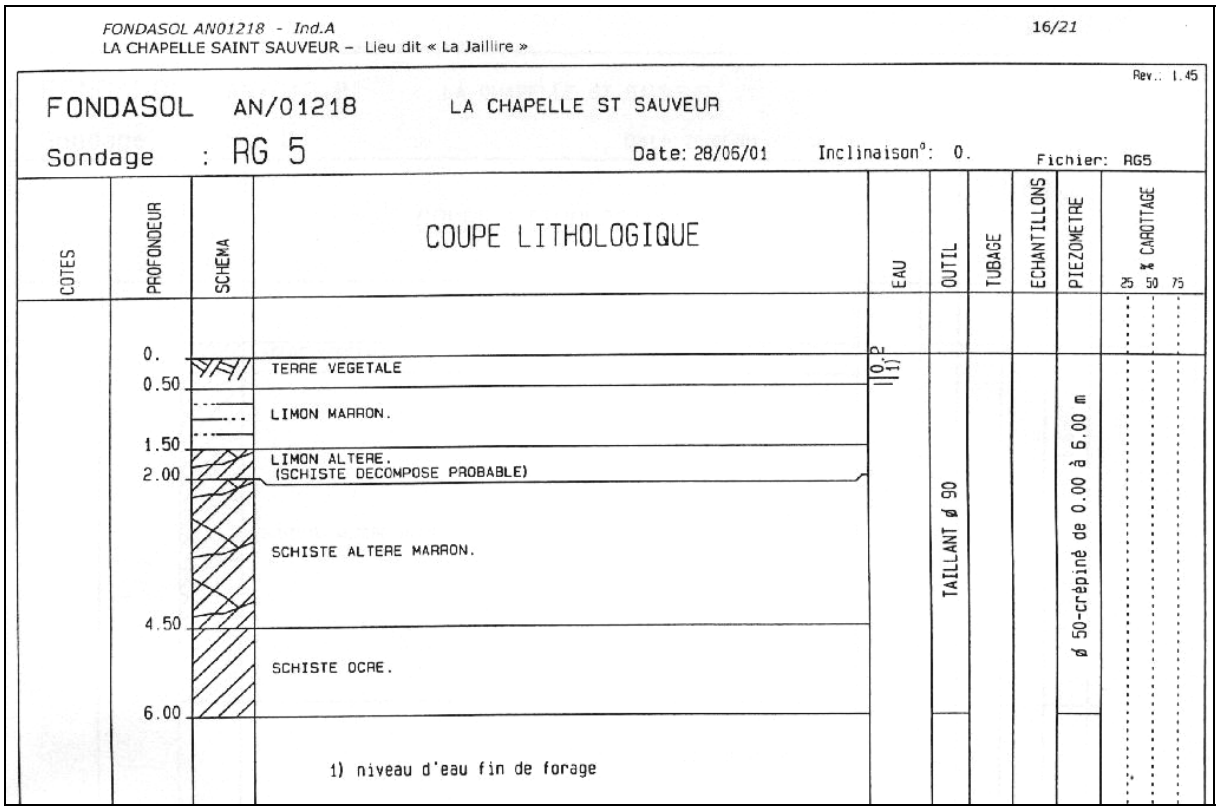


Figure 9 : Coupe lithologique correspondante au piézomètre LP10

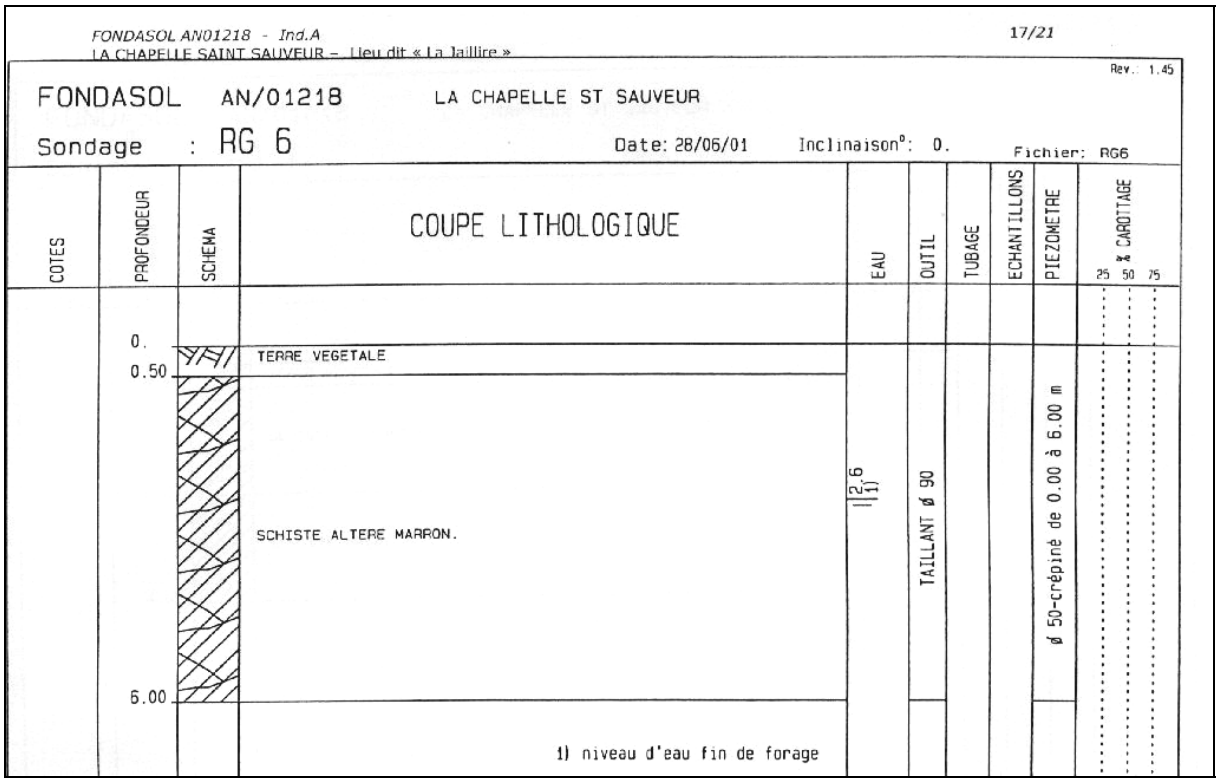


Figure 10 : Coupe lithologique correspondante au piézomètre LP12

Annexe 2 : Calendrier des opérations culturales

PARCELLE P2

Culture	Interventions culturales			
	Opération générique	Date	Opération	Matériel/Produit
Blé	Travail du sol	13-oct-99	Labour	Charrue
Blé	Travail du sol	18-oct-99	Semis	Rotalabour + semoir céréales
Blé	Travail du sol	18-oct-99	Semis	Blé ALTRIA
Maïs	Travail du sol	22-août-00	Décompactage des traces de roues	Sous-soleuse Bonnel
Maïs	Travail du sol	08-sept-00	Déchaumage parcelle	Cover-crop + cultipacker (2 passages)
Maïs	Travail du sol	17-mai-01	Déchaumage parcelle	Cover-crop + cultipacker
Maïs	Travail du sol	18-mai-01	Déchaumage parcelle	Cover-crop + cultipacker
Maïs	Travail du sol	22-mai-01	Labour	Charrue
Maïs	Travail du sol	23-mai-01	Emiettement	Herse alternative (2 passages)
Maïs	Travail du sol	23-mai-01	Semis	Herse alternative + semoir maïs
Maïs	Travail du sol	23-mai-01	Semis	Maïs ANJOU 258
Blé	Travail du sol	16-oct-01	Labour	Charrue
Blé	Travail du sol	17-oct-01	Semis	Herse alternative + semoir céréales
Blé	Travail du sol	17-oct-01	Semis	Blé ALTRIA
Maïs	Travail du sol	19-août-02	Décompactage des traces de roues	Sous-soleuse Bonnel
Maïs	Travail du sol	20-août-02	Déchaumage parcelle	Cover-crop (2 passages)
Maïs	Travail du sol	20-août-02	Roulage	Cultipacker
Maïs	Travail du sol	10-avr-03	Déchaumage parcelle	Cover-crop
Maïs	Travail du sol	14-avr-03	Labour	Charrue
Maïs	Travail du sol	15-avr-03	Emiettement	Herse alternative + cultipacker
Maïs	Travail du sol	23-avr-03	Semis	Herse alternative + semoir maïs
Maïs	Travail du sol	23-avr-03	Semis	Maïs ANJOU 258

PARCELLE P5

Culture	Interventions culturales			
	Opération générique	Date	Opération	Matériel/Produit
Maïs	Travail du sol	05-mai-00	Semis	Rotalabour + semoir maïs
Maïs	Travail du sol	05-mai-00	Semis	Maïs ANJOU 258
Blé	Travail du sol	25-oct-00	Semis	Semoir direct Sulky Unidrill
Blé	Travail du sol	25-oct-00	Semis	Blé ALTRIA
Maïs	Travail du sol	09-août-01	Décompactage des traces de roues	Sous-soleuse Bonnel
Maïs	Travail du sol	10-août-01	Déchaumage parcelle	Cover-crop + cultipacker (2 passages)
Maïs	Travail du sol	27-août-01	Semis	Rotalabour + semoir céréales
Maïs	Travail du sol	27-août-01	Semis	Rgi MISSYL
Maïs	Travail du sol	27-août-01	Roulage	Cultipacker
Maïs	Travail du sol	29-avr-02	Semis	Rotalabour + semoir maïs
Maïs	Travail du sol	29-avr-02	Semis	Maïs ANJOU 258

Blé	Travail du sol	09-oct-02	Déchaumage parcelle	Cover-crop
Blé	Travail du sol	15-oct-02	Semis	Herse altrenative + semoir céréales
Blé	Travail du sol	15-oct-02	Semis	Blé ALTRIA (traité Célest Gold)

PARCELLE P6

Culture	Opération générique	Date	Interventions culturales Opération	Matériel/Produit
Blé	Travail du sol	19-oct-99	Labour	Charrue
Blé	Travail du sol	19-oct-99	Semis	Herse alternative + semoir céréales
Blé	Travail du sol	19-oct-99	Semis	Blé ALTRIA
Maïs	Travail du sol	22-août-00	Décompactage des traces de roues	Sous-soleuse Bonnel
Maïs	Travail du sol	23-août-00	Déchaumage parcelle	Cover-crop + cultipacker (2 passages)
Maïs	Travail du sol	09-mai-01	Labour	Charrue
Maïs	Travail du sol	10-mai-01	Emiettement	Cultivateur + cultipacker (2 passages)
Maïs	Travail du sol	10-mai-01	Semis	Herse alternative + semoir maïs
Maïs	Travail du sol	10-mai-01	Semis	Maïs ANJOU 258
Blé	Travail du sol	15-oct-01	Labour	Charrue
Blé	Travail du sol	16-oct-01	Semis	Herse alternative + semoir céréales
Blé	Travail du sol	16-oct-01	Semis	Blé ALTRIA
Maïs	Travail du sol	19-août-02	Décompactage des traces de roues	Sous-soleuse Bonnel
Maïs	Travail du sol	20-août-02	Déchaumage parcelle	Cover-crop (2 passages)
Maïs	Travail du sol	20-août-02	Roulage	Cultipacker
Maïs	Travail du sol	10-avr-03	Déchaumage parcelle	Cover-crop
Maïs	Travail du sol	14-avr-03	Labour	Charrue
Maïs	Travail du sol	15-avr-03	Emiettement	Herse alternative + cultipacker
Maïs	Travail du sol	23-avr-03	Semis	Herse alternative + semoir maïs
Maïs	Travail du sol	23-avr-03	Semis	Maïs ANJOU 258

Annexe 3 : Estimation des erreurs

1. Erreur limite globale sur le débit des bacs-déversoirs

Les sources d'erreurs qui contribuent à l'erreur globale du débit peuvent être identifiées en prenant en compte la formule qui lie le débit à la charge :

$$Q_t = J\left[C_e\sqrt{g}tg\frac{\alpha}{2}h_e^{2.5}\right] \qquad \text{Eq. 1}$$

où
J est une constante numérique qui dépend de la forme du déversoir mais sur laquelle nous ne faisons pas d'erreur. L'erreur sur g, l'accélération du à la pesanteur, peut être négligée. Nous négligeons également l'erreur sur l'angle du déversoir (la plaque du déversoir ayant été découpée au laser). Ainsi, les seules sources d'erreur à considérer sont les suivantes :

- Le coefficient de débit Ce,
- La charge mesurée qui dépend également de l'erreur sur la détermination du zéro de l'échelle
- Le facteur de correction k_h

A partir de l'équation **Eq. 1**, nous obtenons pour un déversoir triangulaire :

$$E(Q) = \pm\sqrt{E^2(C_E) + 2.5^2 E^2(h_e)} \qquad \text{Eq. 2}$$

où :
E(Q) est l'erreur globale sur le débit,
$E(C_e)$ est l'erreur sur le coefficient de débit,
$E(h_e)$ est l'erreur sur la charge effective qui est donnée par la formule :

$$E(h_e) = \pm\frac{\sqrt{E^2(h) + E^2(k_h)}}{h} \qquad \text{Eq. 3}$$

où :
u(h) est l'erreur sur la charge mesurée
$u(k_h)$ est l'erreur sur le facteur de correction de charge,

1.1. Erreur limites données par la norme AFNOR NFX10-311 :

- Erreur limite sur le coefficient de débit E_{Ce} est de ± 1 %
- Erreur limite sur la correction de la charge E_{kh} est de ± 0.3 mm.

1.2. Erreur limites estimées : Sources d'erreur élémentaires sur la charge mesurée
Le capteur de pression utilisé (PDCR 1830) pour la mesure du niveau de l'eau dans les bacs-déversoirs a une étendue mesure de 76.5 cm (75 mbar). Les sources d'erreur élémentaires du capteur de pression sont :

- une erreur due à la non-linéarité et hystérésis de ± 0.1% de la mesure de h (distribution normale) ;
- une erreur globale de température de ±0.6 de la mesure de h (distribution normale)

Pour ces erreurs indépendantes, l'erreur type composé est :

$$E^2(Cp) = E^2(hyst) + E^2(tempé) \quad \text{Eq. 4}$$

$$E^2(Cp) = \left(\frac{0.001h}{3}\right)^2 + \left(\frac{0.006h}{3}\right)^2 \quad \text{Eq. 5}$$

$$E(Cp) = 2*10^{-3} * h\,(\text{mm}) \quad \text{Eq. 6}$$

b. erreur de résolution égale à 1 mm (distribution rectangle d'amplitude 2a)
c. erreur d'ajustement du zéro de l'échelle – $u(h_0)$, estimée au maximum à ± 2 mm (distribution normale) ;

d. instabilité mécanique du bac supportant le déversoir, avec un effet maximal sur la hauteur d'eau mesurée estimé à ± 2 mm (distribution normale);

Pour ces erreurs indépendantes, l'erreur type composée sur la charge est alors :

$$E^2(h) = E^2(Cp) + E^2(résol) + E^2(ech) + E^2(stb) \quad \text{Eq. 7}$$

$$E^2(h) = 4*10^{-6}h^2 + \left(\frac{0.5}{\sqrt{3}}\right)^2 + \left(\frac{2}{3}\right)^2 + \left(\frac{2}{3}\right)^2 = 0.97 + 4*10^{-6}h^2 \ \text{mm}^2 \quad \text{Eq. 8}$$

1.3. Erreurs limites calculées :
a. L'équation **Eq. 3** nous donne l'erreur limite sur la charge effective h_e :

$$E(h_e) = \pm 100\frac{\sqrt{4*10^{-6}h^2 + 1.06}}{h}\ (\%) \quad \text{Eq. 9}$$

b. Erreur globale élargie (avec un niveau de confiance de 95%) sur le débit du déversoir est :

$$E(Q) = \pm\sqrt{1 + 6.25*u(h_e)^2}\ (\%) \quad \text{Eq. 10}$$

Ainsi pour des valeurs différentes de h nous obtenons une courbe (Figure 1) contenant les valeurs d'erreur globale élargie (Tableau 1) :

Tableau 1

h (mm)	5	10	50	75	100	150	200
Q(l/s)	0.0002	0.0012	0.0693	0.1910	0.3921	1.0806	2.2183
E_Q (%)	51.49	25.76	5.26	3.60	2.80	2.04	1.70

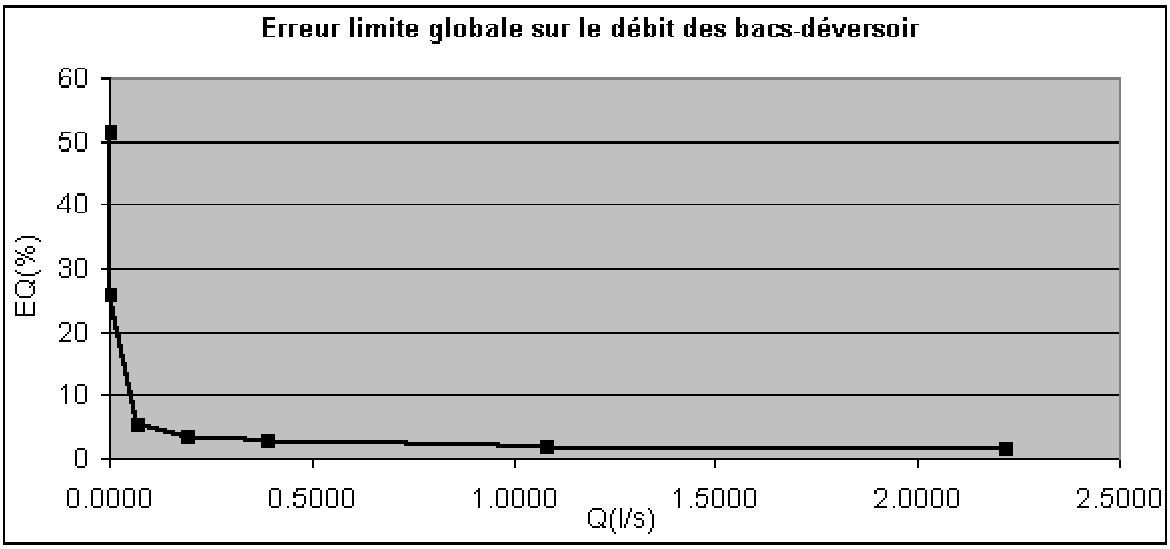


Figure 1: Erreur limite globale sur le débit des bacs-déversoir

Conclusion

L'erreur relative est très grande pour les débits les plus faibles. Après elle décroît de façon hyperbolique avec l'augmentation du débit. Le bon choix de l'angle du déversoir triangulaire est important. Un angle plus faible implique une meilleure performance sur les débits faibles, mais sa gamme de mesure est réduite par rapport à un déversoir avec un angle plus grand. Il faut souligner que ce calcul d'incertitude ne prend pas en compte des phénomènes accidentels comme tels que : obstruction du déversoir ou mauvais fonctionnement de l'enregistreur.

Comme les estimations de débit pour le dimensionnement des deux déversoirs (ruissellement et drainage du fossé en travers de la pente) ont indiqué des débits inférieurs à 4,5 l/s, nous avons choisi les déversoirs avec un angle de 10° pour avoir une meilleure précision.

Lors de l'analyse des données des débits, à l'échelle d'un épisode ou d'une saison nous allons calculer l'incertitude sur ces débits.

2. Erreurs sur la mesure de charge hydraulique par les tensiomètres.

Les sources d'erreurs élémentaires sur la charge hydraulique à prendre en compte sont les suivantes :

- Erreur de mesure due au capteur de pression du tensiomètre est de - ±0.5% de la mesure de h, compensé en température (distribution normale),
- Erreur de résolution égale à 1 mm (distribution rectangle d'amplitude 2a) ;
- Erreur sur la cote de référence du tensiomètre est de ± 30 mm (distribution normale)
- L'erreur due à l'inclinaison du tube de tensiomètre n'est pas connue. On estime cette erreur à 5 mm (distribution normale)

Pour ces erreurs indépendantes, l'erreur limite composée est :

$$E^2(H_t) = E^2(capt) + E^2(résol) + E^2(réfé) + E^2(incl) \qquad \text{Eq. 11}$$

$$E^2(H_t) = \left(\frac{5}{3}\right)^2 + \left(\frac{0.5}{\sqrt{3}}\right)^2 + \left(\frac{30}{3}\right)^2 + \left(\frac{5}{3}\right)^2 = 105.6\ \text{mm}^2 \quad \text{Eq. 12}$$

$$E(H_t) = 10.3\ \text{mm} \quad \text{Eq. 13}$$

3. L'analyse des erreurs faites sur la mesure de la charge hydraulique par les piézomètres

Pour le site du fossé en travers de la pente, nous avons utilisé trois systèmes de mesures de la charge hydraulique :

- Mesure manuelle avec une mire visuelle
- Mesure avec capteur de pression autonome (le capteur mesure et enregistre les données)
- Mesure avec capteur de pression lié à une centrale.

Nous allons estimer l'erreur pour chaque système de mesure.

3.1. Erreur sur la mesure manuelle de la charge hydraulique

Pour mesurer le niveau de l'eau dans les piézomètres qui n'ont pas de système de mesure automatique, nous utilisons une sonde piézoélectrique. Cette sonde est graduée tous les 5 mm. Quand la sonde touche le plan d'eau une alarme sonore se déclenche ou un signal lumineux est émis. Une fois la profondeur de l'eau déterminée, la charge piézométrique est calculée comme la différence entre le niveau de l'eau et la cote topographique de la surface du sol.

Les sources d'erreurs élémentaires sur la mesure manuelle du niveau de l'eau de l'eau sont :

- L'erreur concernant la verticalité de la sonde est de l'ordre de ± 10 mm (distribution normale),
- On estime que l'erreur faite par l'opérateur lors de la lecture visuelle est de ± 2,5 mm (distribution normale),
- La cote de référence du piézomètre n'est connue qu'à 30 mm près à cause de l'irrégularité de la surface du sol (Lesaffre, 1988)
- L'erreur d'inclinaison du tube de piézomètres n'est pas connue. On estime cette erreur à 10 mm (distribution normale)

Pour ces erreurs indépendantes, l'erreur globale composée est :

$$E^2(H) = E^2(vert) + E^2(opér) + E^2(réfé) + E^2(incl) \quad \text{Eq. 14}$$

$$E^2(H) = \left(\frac{10}{3}\right)^2 + \left(\frac{2.5}{3}\right)^2 + \left(\frac{30}{3}\right)^2 + \left(\frac{10}{3}\right)^2 = 123\ \text{mm}^2 \quad \text{Eq. 15}$$

$$\text{E(H)} = 11.1\ \text{mm} \quad \text{Eq. 16}$$

3.2. L'incertitude sur la mesure de la charge piézométrique dans les piézomètres prévus avec des capteurs autonomes (plage de mesure de 0-5 m).

Certains piézomètres sont prévus avec un capteur de pression autonome de type DIVER qui mesure et enregistre la pression absolue. Ces capteurs sont compensés en température. Pour

déterminer la pression relative (niveau de l'eau) il faut faire la différence entre la valeur mesurée et la pression atmosphérique. Les données de pression atmosphérique sont fournies par la Station Météo France de Boucouze (qui se trouve à 30 km du site d'étude). En fonction de la différence de niveau entre le site d'étude et celui de la station météo, on calcule la pression atmosphérique correspondante au site de mesure.

Ce calcul d'erreur est valable aussi pour la mesure du niveau d'eau dans le ruisseau qui se trouve à l'aval du fossé en travers de la pente.

Les sources d'erreurs élémentaires sur la mesure de la charge hydraulique sont présentées ci-dessous :

- Erreur d'ajustement du zéro du capteur de pression, estimée au maximum ± 5 mm (distribution normale),
- Erreur due au capteur, annoncée par le constructeur, est de 0.1% de la pleine échelle (distribution normale),
- Erreur de résolution égale à 1 mm (distribution rectangle d'amplitude 2a) ;
- Erreur de calcul de la pression atmosphérique sur le site d'étude, à partir des données METEO France, n'est pas connue. On estime cette erreur à ± 20 mm, (distribution normale),
- Erreur sur la cote de référence du piézomètre ± 30 mm (distribution normale)
- L'erreur du à l'inclinaison du tube de piézomètres n'est pas connue. On estime cette erreur à 10 mm (distribution normale)

Pour ces erreurs indépendantes, l'erreur globale composée est :

$$E^2(H) = E^2(zéro) + E^2(capt) + E^2(résol) + E^2(atmos) + E^2(réfé) + E^2(incl) \quad \text{Eq. 17}$$

$$E^2(H) = \left(\frac{5}{3}\right)^2 + \left(\frac{5}{3}\right)^2 + \left(\frac{0.5}{\sqrt{3}}\right)^2 + \left(\frac{20}{3}\right)^2 + \left(\frac{30}{3}\right)^2 + \left(\frac{10}{3}\right)^2 = 161.2 \text{ mm}^2 \quad \text{Eq. 18}$$

$$\text{E(H)= 12,7 mm} \quad \text{Eq. 19}$$

2.3. L'incertitude sur la mesure de la charge piézométrique dans les piézomètres prévus avec des capteurs liés à une centrale enregistrement (plage de mesure de 0-5 m).

Les piézomètres présents dans le voisinage du fossé en travers de la pente, sont prévus avec des capteurs de pression de type PDCR 1830 (DRUCK) qui sont liés à une centrale d'enregistrement et de contrôle de type CR10X (CAMPBELL). Par rapport aux capteurs autonomes DIVER, ces capteurs mesurent directement la pression relative, donc ils ne nécessitent pas la compensation en pression atmosphérique.

Les sources d'erreurs élémentaires à considérer sont alors :

- Erreur d'ajustement du zéro du capteur de pression, estimée au maximum ± 5 mm (distribution normale),
- Erreur de mesure due au capteur de pression est de $2*10^{-3}*h$ en mm de la pleine échelle – (Eq. 6) - (distribution normale),

- Erreur de résolution de la centrale d'enregistrement égale à 1 mm (distribution rectangle d'amplitude 2a) ;
- Erreur sur la cote de référence du piézomètre ± 30 mm (distribution normale)
- L'erreur du à l'inclinaison du tube de piézomètres n'est pas connue. On estime cette erreur à 10 mm (distribution normale)

Pour ces erreurs indépendantes, l'erreur globale composée est :

$$E^2(H) = E^2(zéro) + E^2(capt) + E^2(résol) + E^2(réfé) + E^2(incl) \qquad \text{Eq. 20}$$

$$E^2(H) = \left(\frac{5}{3}\right)^2 + \left(\frac{0.3}{3}\right)^2 + \left(\frac{0.5}{\sqrt{3}}\right)^2 + \left(\frac{30}{3}\right)^2 + \left(\frac{10}{3}\right)^2 = 114\ \text{mm}^2 \qquad \text{Eq. 21}$$

$$u^2(H) = 10.7\ \text{mm} \qquad \text{Eq. 22}$$

Conclusions sur la mesures de charge hydraulique dans les piézomètres

Les trois systèmes de mesures présentent des erreurs équivalentes. Ainsi l'erreur maximale ne dépasse pas 13 mm et celle minime est légèrement supérieure à 10 mm. L'erreur estimée la plus faible a été celle des capteurs DRUCK, capteurs qui mesurent directe la pression relative. Au contraire, l'erreur estimée la plus importante est celle de capteurs DIVER. Cela est du à la compensation en pression atmosphérique nécessaire pour ce type de capteur.

Annexe 4 : Présentation de l'infiltromètre TRIMS

Pour la détermination de la courbe K(h) dans un domaine proche de la saturation, nous avons utilisé le conductivimètre hydraulique à disque T.R.I.M.S. (Triple Ring Infiltrometer at Multiple suctions).

1. Description générale du dispositif:

Le conductivimètre hydraulique à disque T.R.I.M.S. conçu d'après CLOTHIER et WHITE (1981) et PERROUX et WHITE (1988), appelé également Sorptivimètre, est un infiltromètre qui permet de réaliser in situ, des essais d'infiltration sous charge négative maintenue constante sur une zone circulaire. La variation de la succion peut se faire entre quelques millimètres et jusqu'à 150 mm donc des valeurs très proches de la saturation.

Cet infiltromètre, qu'on peut voir dans ***Figure 1*** et représenté schématiquement dans la ***Figure 2*** comporte:

a. un disque circulaire D, en contact avec le sol sur lequel une membrane M est tendue, celle-ci est constituée par une toile en nylon tissée de forte conductivité hydraulique. Cette membrane est maintenue en légère tension par un bracelet en caoutchouc Br disposé sur la circonférence externe du disque.

b. un réservoir d'alimentation gradué RA qui peut être fermé hermétiquement à son sommet par un bouchon en caoutchouc Bo dans lequel un petit tube T est engagé, muni d'un tuyau souple et d'une pince Mohr P.

c. un réservoir latéral de dépressurisation RD partiellement rempli d'eau et constitué par un tube gradué dans lequel peut coulisser verticalement un tube capillaire d'aération C1. L'étanchéité au passage du tube C1 est assurée par un joint torique. Ce réservoir également gradué, contient un second tube capillaire C2 qui réalise la communication entre le réservoir de dépressurisation RD et le disque D.

L'appareil comporte trois disques. Les diamètres de ces disques qui déterminent l'aire de la surface de contact sont respectivement: D1= 250 mm, D2 = 80 mm, D3 = 48.5 mm

Si h_1 désigne la hauteur de colonne d'eau surmontant l'extrémité A du tube C1 et h_2, la dénivellation entre l'extrémité B du tube C2 et le plan de la membrane, la pression de l'eau h_0,

exprimée en hauteur de colonne d'eau par rapport à la pression atmosphérique, est au niveau de cette membrane:

Figure 1

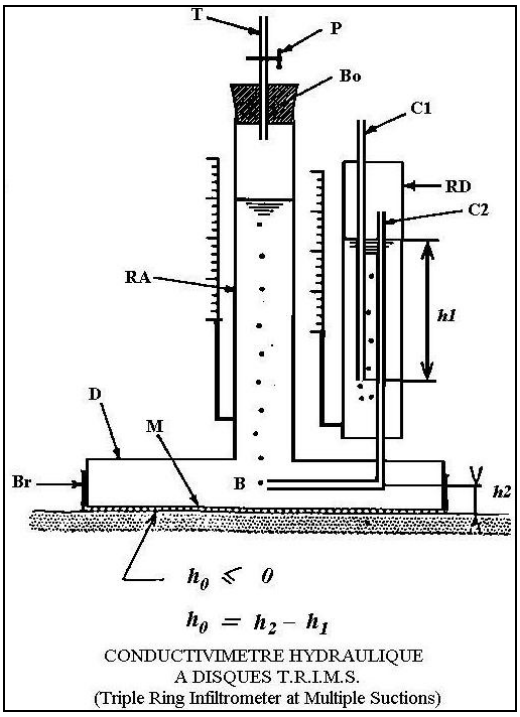


Figure 2

$$h_0 = h_2 - h_1 \qquad \text{Eq. 1}$$

On observe que h est négatif si $h_1 > h_2$. Cette valeur négative de la pression de l'eau détermine la succion imposée pour un essai d'infiltration donné. Le positionnement de l'extrémité A du tube C1 par rapport au niveau constant de l'eau dans le réservoir latéral de dépressurisation permet de régler cette valeur de succion qui doit cependant, en toute rigueur, être corrigée des effets capillaires aux extrémités A et B des tubes capillaires C1 et C2.

Ce dispositif constitue par conséquent un vase de Mariotte à charge constante, quel que soit le niveau de l'eau dans le réservoir d'alimentation.

De par ses propriétés de rétention capillaire, déterminées par la taille des mailles de la toile, la membrane est saturée bien que l'eau dans la membrane soit en dépression.

Préparation de l'infiltromètre et mise en eau:

1. Remplissage du réservoir latéral de dépressurisation au moyen d'une seringue en injectant de l'eau par le tube d'aération C1. Le niveau de remplissage doit être tel qu'il permet, par la suite, de régler la valeur de la succion désirée. Il est conseillé de le remplir jusqu'au sommet de la graduation du réservoir latéral.

2. Remplissage du réservoir d'alimentation.

Immerger le disque dans une cuvette remplie d'eau et aspirer l'eau par le tuyau en caoutchouc situé au sommet du bouchon (cette aspiration peut s'effectuer par la bouche ou par une pompe à vide manuelle). Pincer le tuyau et fixer la pince Mohr (P) lorsque le niveau de l'eau arrive au sommet du réservoir d'alimentation. Retirer ensuite l'infiltromètre de la cuvette. Evacuer l'air qui pourrait rester piégé dans la chambre interne du disque. Par des mouvements de va-et-vient, assurer la remontée des bulles d'air par le réservoir d'alimentation.

3. Le tube d'aération C1 étant engagé au maximum dans le réservoir RD, amorcer le vase de Mariotte en réalisant en écoulement à travers la membrane nylon. Cet écoulement est obtenu en appliquant uniformément sur la membrane un absorbant hygroscopique (papier cellulosique). Lors de cet écoulement, le tube capillaire se vide progressivement. L'absorbant doit être retiré lorsqu'apparaîssent des bulles d'air à l'extrémité B du tube C2. L'infiltromètre étant maintenu vertical, le tube d'aération doit être relever ensuite très progressivement en le faisant coulisser dans le presse-étoupe jusqu'à ce que des bulles d'air apparaissent de nouveau à l'extrémité B du tube C2. Noter à cet instant précis la dénivellation d entre l'extrémité inférieur du tube d'aération et le niveau de plan d'eau dans le réservoir de dépressurisation (Figure 3). Pour cette position d du tube C1, la pression de l'eau au niveau de la membrane est alors exactement égale à la pression atmosphérique ($h_0 = 0$).

Abaisser ensuite le tube d'aération en ajustant son extrémité inférieure A par rapport au niveau d'eau dans le réservoir latéral de dépressurisation de telle sorte que la dénivellation entre l'extrémité inférieure du tube et le plan d'eau dans le réservoir soit égale à h_1 telle que:

$$h_1 = h_0 + d \qquad \text{Eq. 2}$$

puis serrer, la vis du presse-étoupe.

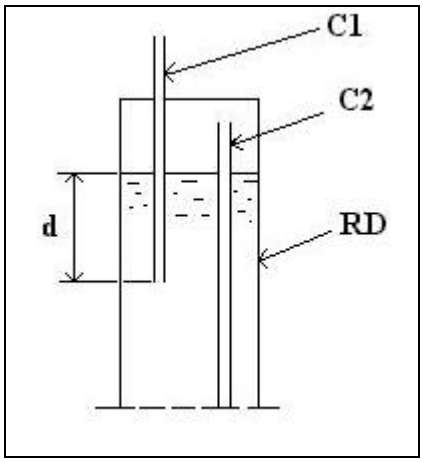


Figure 3

Il faut remarque que la valeur de d ainsi déterminée tient compte de h_2 et des effets capillaires en extrémité des tubes. Pour un disque donné, elle est par conséquent constante et n'a pas à être déterminée systématiquement.

4. Si nécessaire, compléter le remplissage du réservoir d'alimentation, puis réamorcer le vase de Mariotte.

Mode opératoire de l'essai d'infiltration

1. Préparation de la surface:

La surface du sol sur laquelle sera appliquée l'embase doit être aplanie et lissée. Par ailleurs, elle doit être sensiblement horizontale. Cette opération ne doit pas conduire à un remaniement important du sol qui doit conserver au mieux son état naturel. Si nécessaire, afin d'améliorer le contact de la membrane avec le sol, on peut éventuellement épandre sur cette surface une fine couche de sable fin (sable de contact) d'une épaisseur maximale de 1 à 2 mm qui masquera les petites irrégularités restantes. Cette couche de sable qui doit être aplanie, ne doit pas déborder de la surface de l'embase. L'excédent de sable, autour de l'embase, doit être raclé, après son humectation en début de l'infiltration, au moyen d'une spatule. Dans ce cas, un papier filtre de très faible épaisseur peut éventuellement être interposé entre la surface du sol et le sable de contact, en évitant de piéger de l'air entre la surface du sol et le papier filtre (l'application du papier filtre est facilitée s'il a été préalablement humecté).

2. Conduite de l'essai d'infiltration.

- noter le niveau d'eau dans le réservoir d'alimentation (niveau initial) après amorçage du vase de Mariotte.

- appliquer l'infiltromètre sur la surface en exerçant une légère pression accompagnée d'un petit mouvement de rotation permettant d'améliorer le contact de la membrane avec la surface. La présence de grains anguleux peut provoquer des déchirures de la membrane.
- déclencher le chronomètre à l'instant où apparaît la première bulle dans le réservoir d'alimentation.
- observer la variation du niveau d'eau dans le réservoir en fonction du temps écoulé.

La fréquence des observations dépend de la rapidité de l'évolution du processus d'infiltration et par conséquent de la nature du sol et son état hydrique initial. La variation du niveau par rapport au niveau initial détermine l'évolution du volume d'infiltration cumulé, compte tenu de la succion intérieure du réservoir d'alimentation.
Les observations sont arrêtées lorsque la variation du niveau en fonction du temps est devenue constante, ce qui signifie que le régime permanent est atteint.

2. Exemple de calcul

Nous présentons l'exemple de calcul des conductivités hydraulique sur un site au voisinage du fossé, à 5 cm profondeur.

a. Le calcul du flux d'eau infiltré

D'abord nous traitons les données de terrain pour obtenir les flux d'eau infiltrés. En fonction de l'hétérogénéité de l'horizon nous avons effectué plusieurs répétitions pour le même horizon (Tableau 1). Les colonnes du Tableau 1 contiennent:

- temps t est le temps écoulé depuis le début de l'infiltration,
- l'intervalle de temps entre deux lectures du niveau d'eau: $\Delta t=t_i-t_{i-1}$
- le niveau d'eau: H au moment de la lecture,
- la colonne d'eau qui s'infiltre entre deux lectures successives: $\Delta H=H_i-H_{i-1}$
- le flux d'eau qui s'infiltre entre deux lectures successives:

$$q = \left[\pi r^2 \frac{\Delta H}{\Delta t} \right] \frac{1}{\pi R^2} \qquad \text{(L/T)} \qquad \text{Eq. 3}$$

où:

- q est le flux d'eau infiltré (m/s),
- r est le rayon du réservoir d'eau (m),
- R est le rayon du disque qui donne la surface d'infiltration (m).

Nous arrêtons l'infiltration quand nous observons que le flux infiltré tend vers une valeur moyenne ce qui signifie que le régime permanent ou quasi-permanent a été atteint.

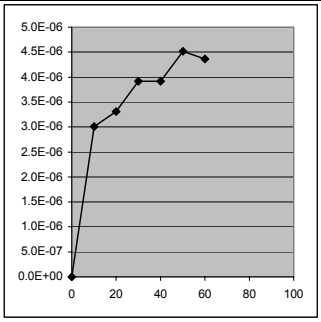
Tableau 1 : Traitement primaire de flux infiltrés

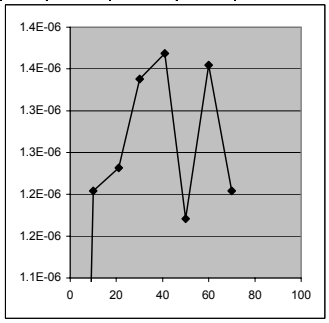
Traitement primaire de flux infiltrés

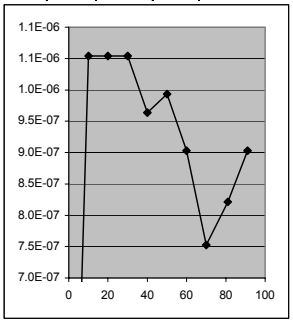
Disque: moyen rayon du disque (cm)= 4
dénivelation pour h=0 (cm)= 2.5
Réservoir: moyen aire du reservoir (cm2)= 1.7
Profondeur (cm)= 5 horizon labouré

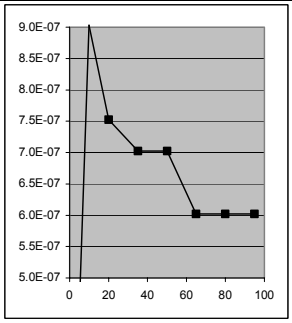
Répétition: 1 Date:10/09/2001 Site: amont de la fosse, sur le même alignement que le fossé (qui se trouve à 3-5 m du fossé)

Succion (mm):		6					30					60					120			
t (min)	Δt (min)	H (cm)	ΔH (cm)	q (m3/m2/sec)	t (min)	Δt (min)	H (cm)	ΔH (cm)	q (m3/m2/sec)	t (min)	Δt (min)	H (cm)	ΔH (cm)	q (m3/m2/sec)	t (min)	Δt (min)	H (cm)	ΔH (cm)	q (m3/m2/sec)
0	0	18	0	0.00E+00	0	0	14.8	0	0.00E+00	0	0	11.85	0	0.00E+00	0	0	9.25	0	0.00E+00
10	10	19	1	3.01E-06	10	10	15.2	0.4	1.20E-06	10	10	12.2	0.35	1.05E-06	10	10	9.55	0.3	9.03E-07
20	10	20.1	1.1	3.31E-06	21	11	15.65	0.45	1.23E-06	20	10	12.55	0.35	1.05E-06	20	10	9.8	0.25	7.53E-07
30	10	21.4	1.3	3.91E-06	30	9	16.05	0.4	1.34E-06	30	10	12.9	0.35	1.05E-06	35	15	10.15	0.35	7.02E-07
40	10	22.7	1.3	3.91E-06	41	11	16.55	0.5	1.37E-06	40	10	13.22	0.32	9.63E-07	50	15	10.5	0.35	7.02E-07
50	10	24.2	1.5	**4.52E-06**	50	9	16.9	0.35	**1.17E-06**	50	10	13.55	0.33	9.93E-07	65	15	10.8	0.3	**6.02E-07**
60	10	25.65	1.45	**4.37E-06**	60	10	17.35	0.45	**1.35E-06**	60	10	13.85	0.3	**9.03E-07**	80	15	11.1	0.3	**6.02E-07**
					70	10	17.75	0.4	**1.20E-06**	70	10	14.1	0.25	**7.53E-07**	95	15	11.4	0.3	**6.02E-07**
										81	11	14.4	0.3	**8.21E-07**					
										91	10	14.7	0.3	**9.03E-07**					
Moyenne				**4.44E-06**					**1.24E-06**					**8.45E-07**					**6.02E-07**









b. Calcul des constantes A et des conductivités hydrauliques pour des paires des tensions $K_i(h1)$ et $K_i(h2)$

De l'équation Eq.II-12 on extrait la constante A pour chaque paire de succions voisines (6-30 mm; 30-60 mm et 60-120 mm) :

$$A_{1,2} = \frac{2}{(h_2 - h_1)} * \frac{(q_1 - q_2)}{(q_1 + q_2)} \quad [1/L] \qquad \text{Eq. 4}$$

En divisant les équations Eq.II-9 et Eq.II-10 par la surface du disque (d'infiltration) πR^2, nous obtenons :

$$q(h_1) = \left[1 + \frac{4}{\pi A_{1,2} R}\right] K(h_1) \qquad \text{Eq. 5}$$

$$q(h_2) = \left[1 + \frac{4}{\pi A_{1,2} R}\right] K(h_2) \qquad \text{Eq. 6}$$

Finalement les valeurs des conductivités hydrauliques pour les succions : h_1 et h_2 sont :

$$K(h_1) = \frac{q_1}{\left[1 + \frac{4}{A_{1,2}\pi R}\right]} \quad \text{Eq. 7}$$

$$K(h_2) = \frac{q_2}{\left[1 + \frac{4}{A_{1,2}\pi R}\right]} \quad \text{Eq. 8}$$

Les résultats sont présentés dans le Tableau 2.

Tableau 2

Calcul des constantes A et des conductivités hhdrauliques pour des paires des tensions Ki(h1) et Ki(h2)

	5 cm profondeur												
Répétition	**q** (h=6mm)	**A**(h=6mm, h=30mm)	**K** (h=6mm)	**K** $(h=30mm)_{6-30}$	**q** (h=30mm)	**A**(h=30mm, h=60mm)	**K** $(h=30mm)_{30-60}$	**K** $(h=60mm)_{30-60}$	**q** (h=60mm)	**A**(h=60mm, h=120mm)	**K** $(h=60mm)_{60-120}$	**K** (h=120mm)	**q** (h=120mm)
	(m/s)	(1/m)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(1/m)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(1/m)	(m/s)	(m/s)	(m/s)
1	5.04E-06	34.2	2.61E-06	1.09E-06	2.11E-06	9.2	4.73E-07	3.58E-07	1.60E-06	3.3	1.52E-07	1.24E-07	1.30E-06
2	4.42E-06	44.2	2.57E-06	7.88E-07	1.35E-06	5.3	1.94E-07	1.66E-07	1.15E-06	1.5	5.24E-08	4.79E-08	1.05E-06
3	4.44E-06	46.9	2.64E-06	7.40E-07	1.24E-06	12.7	3.55E-07	2.41E-07	8.45E-07	5.6	1.26E-07	9.00E-08	6.02E-07

c. Le calcul des valeurs finales des conductivités hydrauliques K(h).

Ayant les valeurs de conductivités hydrauliques calculées pour chaque paire de succion, nous calculons les valeurs finales avec les équations Eq.II-16 à Eq.II-19

Tableau 3

Calcul des valeurs finales des conductivités hydrauliques K(h)

	5 cm profondeur							
Répétition	**K(h=6mm) (m/s)**	K(h=30mm)6-30 (m/s)	K(h=30mm)30-60 (m/s)	**K(h=30mm) (m/s)**	K(h=60mm)30-60 (m/s)	K(h=60mm)60-120 (m/s)	**K(h=60mm) (m/s)**	**K(h=120mm)60-120 (m/s)**
1	**2.61E-06**	1.09E-06	4.73E-07	**7.82E-07**	3.58E-07	1.52E-07	**2.55E-07**	**1.24E-07**
2	**2.57E-06**	7.88E-07	1.94E-07	**4.91E-07**	1.66E-07	5.24E-08	**1.09E-07**	**4.79E-08**
3	**2.64E-06**	7.40E-07	3.55E-07	**5.48E-07**	2.41E-07	1.26E-07	**1.84E-07**	**9.00E-08**
Moyenne	**2.61E-06**			**6.07E-07**			**1.83E-07**	**8.73E-08**
Ecart type	**3.90E-08**			**1.54E-07**			**7.30E-08**	**3.82E-08**

Annexe 5 : Fonctions de Bessel

Les fonctions de Bessel sont utilisées pour utiliser la solution de l'équation de la diffusivité en régime transitoire afin d'interpréter les essais de pompage. Elles sont présentées ici à titre purement indicatif, par souci d'exactitude pour la résolution de l'équation de la diffusivité. L'équation différentielle suivante est appelée « équation de Bessel » :

$$z^2 \frac{d^2y}{dz^2} + z\frac{dy}{dz} + \left(z^2 - v^2\right)y = 0 \qquad \textbf{Eq. 1}$$

Avec v = constant

Ses solutions sont connues sous le nom de « fonctions de Bessel » de premier ordre - $J_v(z)$ et $J_{-v}(z)$ et de second ordre - $Y_v(z)$ - linéairement indépendantes. Elles s'expriment par :

$$J_v(z) = \left(\frac{z}{2}\right)^2 \sum_{k=0}^{\infty} \frac{\left(-\frac{z^2}{4}\right)^k}{k!\Gamma(v+k+1)} \qquad \text{Fonction de Bessel du premier ordre} \qquad \textbf{Eq. 2}$$

$$Y_v(z) = \frac{J_v\cos(v\pi) - J_{-v}(z)}{\sin(v\pi)} \qquad \text{Fonction de Bessel du second ordre} \qquad \textbf{Eq. 3}$$

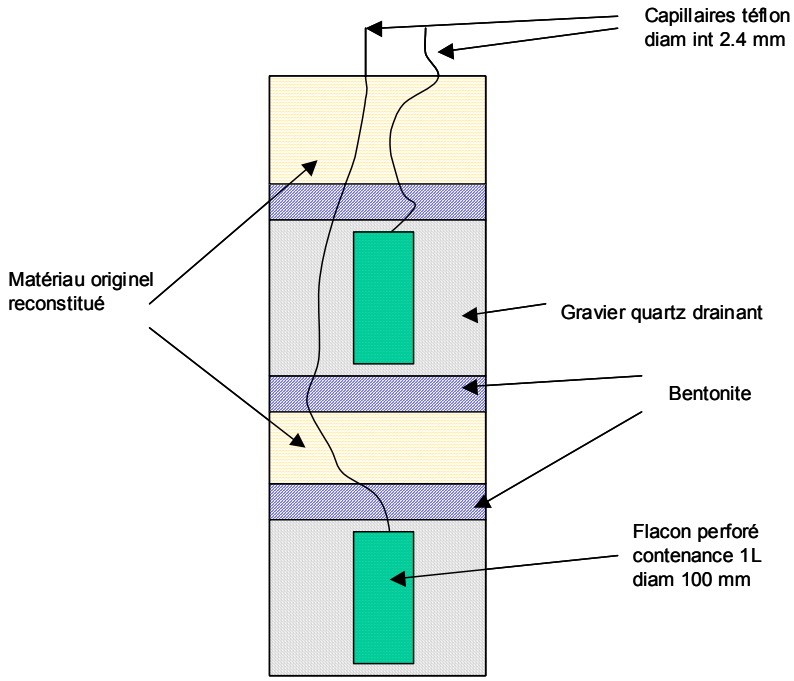
Où $\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} e^{-t}t^{\alpha-1}dt$ qui est une interpolation de la fonction factorielle pour des réels non-entiers.

Annexe 6 : Boîtes de prélèvement

Treize boîtes souterraines de prélèvement sont implantées sur des verticales au niveau des piézomètres de surface S14, S18, S27 et S28. Plus précisément, le dispositif est le suivant :

- Piézomètre S14 : 3 boîtes à respectivement 0,5, 0,9 et 2,5 m de profondeur
- Piézomètre S18 : 3 boîtes à respectivement 0,4, 0,8 et 2,5 m de profondeur
- Piézomètre S28 : 4 boîtes à respectivement 0,6, 1, 1,6 et 3,5 m de profondeur
- Piézomètre S27 : 3 boîtes à respectivement 0,4, 1 et 2,7 m de profondeur

Sur une même verticale, les profondeurs d'implantation des boîtes sont déterminées de manière à ce qu'il y en ait une dans chacune des couches géologiques identifiées (zone de sol où se développe la nappe superficielle, zone d'altérites et zone de schistes « sains »). Les boîtes profondes sont implantées à ce qui est identifié comme le toit de la nappe des schistes (zone de transition entre schistes sains et altérés), sauf pour S28, où la dernière boîte est beaucoup plus profonde. Les boîtes ont été installées en 2001 dans des forages réalisés à cet effet. Au-dessus de chaque boîte, le sol a été reconstitué à l'identique, de manière à ce que les écoulements soient le moins possibles perturbés par le dispositif de prélèvement.
Ces boîtes sont conçues pour le prélèvement d'eau en milieu saturé. Il s'agit de bouteilles de plastique, perforées , (de manière à laisser entrer l'eau librement), et recouvertes à l'intérieur d'un fin film de téflon, de contenance 1L, au fond desquelles arrive un fil capillaire relié à la surface. Ces bouteilles sont entourées de fibre de verre et d'un grillage, de manière à empêcher les particules en suspension d'y pénétrer (pour éviter le comblement de la bouteille).



Ces boîtes de prélèvement sont censées ne pas modifier les écoulements de la nappe. Ainsi, pour prélever des échantillons, il suffit de pomper depuis la surface (par le fil capillaire) l'eau de la boîte, dont les concentrations seront caractéristiques de l'état de la nappe au moment du prélèvement. Dans la mesure où il s'agit de zones saturées en eau, on suppose que les

prélèvements ne perturbent pas le fonctionnement du système. Une nuance peut néanmoins être apportée pour les boîtes situées dans la zone altérée, très peu perméable. Est-ce de l'eau de la zone altérée, ou de la nappe superficielle, ou de la nappe profonde ?

Modalités du suivi qualité

Des prélèvements sont effectués régulièrement dans ces boîtes au moyen d'une pompe électrique. La dépression imposée par la pompe peut aller jusqu'à 5 bars.
Depuis l'installation des boîtes (automne 2001) jusqu'à 2003, des prélèvements étaient effectués toutes les 2 semaines pour les produits phytosanitaires, et toutes les 6 semaines pour « l'ambiance géochimique ». Depuis janvier 2003, suite à l'expérience de traçage au bromure, les prélèvements sont effectués à une fréquence hebdomadaire pour les ions bromure. Les échantillons de bromure sont conservés en chambre froide.