

INITIATION DE LA MODELISATION DE LA LIXIVIATION DU NITRATE A L'ECHELLE DE LA PARCELLE : PROBLEMATIQUE DE LA POLLUTION DE L'AQUIFERE DE L'OUED SOUHIL, TUNISIE.

SARAH SMET

TRAVAIL DE FIN D'ETUDES PRÉSENTE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE
MASTER BIOINGENIEUR EN SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE L'ENVIRONNEMENT

ANNÉE ACADEMIQUE 2011-2012

CO-PROMOTEURS : DR. IR. DEGRE AURORE
PR. XANTHOULIS DIMITRI

©Toute reproduction du présent document, par quelque procédé que ce soit, ne peut être réalisée qu'avec l'autorisation de l'auteur et de l'autorité académique de Gembloux Agro-Bio Tech.

Le présent document n'engage que son auteur.

INITIATION DE LA MODELISATION DE LA LIXIVIATION DU NITRATE A L'ECHELLE DE LA PARCELLE : PROBLEMATIQUE DE LA POLLUTION DE L'AQUIFERE DE L'OUED SOUHIL, TUNISIE.

SARAH SMET

TRAVAIL DE FIN D'ETUDES PRÉSENTE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE
MASTER BIOINGENIEUR EN SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE L'ENVIRONNEMENT

ANNÉE ACADEMIQUE 2011-2012

CO-PROMOTEURS : DR. IR. DEGRE AURORE
PR. XANTHOULIS DIMITRI

Du département d'Hydrologie et d'Hydraulique Agricole de Gembloux Agro-Bio Tech, je tiens à remercier mes deux co-promoteurs, Aurore Degre et Dimitri Xanthoulis, ainsi que Eleonore Beckers pour leurs conseils avisés, leur disponibilité et leur appui scientifique.

Je souhaite aussi remercier Olivier Debauche pour son aide informatique, Daniel Baes pour les recherches bibliographiques, Stéphane Becquevort pour les commandes de matériel et Catherine Sohier pour son aide avec le logiciel EPIC. Toujours à Gembloux Agro-Bio Tech, je remercie Yves Brostaux pour ses conseils statistiques ainsi que Marc Aubinet, Gilles Colinet et Marie-France Destain en leur qualité de membre de ce jury.

A l'Institut National de Recherches en Génie Rural et Eaux et Forêt tunisien, mes remerciements vont évidemment à Naceur Mohammed Khelil pour ses conseils et son aide tant scientifique que pratique. Je remercie aussi Ali Hammadi, Najet Fridhi, Saloua Rejeb et pour leur disponibilité et leur aide dans les analyses à réaliser. Enfin, je remercie particulièrement Hanene Belaid qui m'a secondée afin que je découvre la Tunisie. Mes remerciements vont aussi à Nadhira Ben Issa de l'INAT pour ses conseils en matière de pédologie et au Centre Régional de Développement Agricole (CRDA) de Nabeul.

En Tunisie et en Belgique, je remercie Jamel pour ces discussions stimulantes ainsi que ses parents pour le matériel.

Malgré la longue durée de ce mémoire, merci à mes parents, à mes amies du Sixty Kot pour leurs encouragements permanents ainsi qu'à tous mes amis qui croient en moi et pour tous ces divertissements entre ces vieux murs de Gembloux !

Enfin, Pierre, je te remercie très chaleureusement pour ton soutien sans faille et pour tous les bons et nombreux moments passés et à venir ensemble !

Résumé

L'aquifère de l'Oued Souhil fait l'objet d'une pollution nitratée (130 mg/l) qui est due à l'utilisation massive de fertilisant, à la baisse du niveau des nappes ainsi qu'à l'utilisation d'eaux usées traitées (EUT). Par conséquent, l'objectif de ce mémoire est de fournir un outil adéquat de modélisation de la lixiviation du nitrate dans les sols sableux tunisiens. A cette fin, un essai d'irrigation en cases lysimétriques (avec répétitions) est effectué selon trois schémas différents : irrigation avec de l'eau de nappe (EN) chargée à 130 mg NO₃⁻/l ; irrigation avec de l'eau de distribution (ED) chargée à 8 mg NO₃⁻/l ; irrigation avec de l'eau de distribution et ajout de fertilisant nitraté au premier jour d'expérience (EDF).

Etant donné que le pas de temps choisi est journalier, nous nous penchons sur une modélisation à base physique résolvant l'Equation de Richards (flux d'eau) ainsi que l'équation de convection-dispersion hydrodynamique (flux de nitrate) via le logiciel HYDRUS 1D. Dès lors, une fonction de pédo-transfert (FPT) est nécessaire pour définir les fonctions continues K(θ) et h(θ). Afin de prédire les transformations biochimiques du cycle de l'azote durant l'expérimentation, une modélisation avec le logiciel EPIC est réalisée.

À partir des données d'observation, dans le contexte de notre expérimentation et conditionné par certaines hypothèses, le temps de transfert du nitrate vers l'aquifère serait de 132 jours. Nous avons aussi conclu que les caractéristiques pédologiques mesurées des cases ne sont pas transposables d'une case à l'autre et qu'il y aurait présence de flux préférentiels en début d'expérience.

Après comparaisons entre observations et simulations de la courbe pf et des flux d'eau pour différentes fonctions de pédo-transfert, celle de van Genuchten-Mualem à paramètres m et n fixés est choisie pour ses meilleures performances en termes de RRMSE.

L'essai EN est bien modélisé et met en évidence les flux préférentiels observés en début d'expérience. Les simulations des essais ED et EDF ne sont pas convaincantes et font ressortir le fait que le phénomène de nitrification ait sans doute eu lieu durant les essais bien que non prévu lors de la modélisation avec le logiciel EPIC.

Abstract

The Oued Souhil aquifer is polluted by nitrate (130mg/l). The pollution comes from a massive use of fertilizers, the fall of the water table level and the use of treated used water. Therefore, the aim of this work is to provide an adequate modeling tool of the nitrate leaching in sandy Tunisians soils. To that purpose, an irrigation trial in lysimeter plots (with repetitions) is carried out according three different patterns: irrigation with aquifer's water (EN, 130 mg NO₃⁻/l) ; irrigation with tap water (ED, 8 mg NO₃⁻/l) ; irrigation with tap water (EDF) and an addition of fertilizer on the first day of experimentation. Because the chosen time-step is daily, we use a physically based simulation solving the Richard's equation (water flux) and the advection-dispersion equation (nitrate flux) with the HYDRUS 1D software. Consequently, a pedo-transfer function (PTF) is needed to define the continuous functions K(θ) and h(θ). In order to predict the biochemical transformations of the nitrogen cycle during the experimentation, a modeling of it with the EPIC software is done.

From the observations data, in the experiment background and according to some hypothesis, the transfer time of nitrate from the surface to the aquifer would be 132 days. We also concluded that the measured plot's soil characteristics are not transposable from a plot to another and that there would be bypass fluxes in the beginning of the experiment.

After comparisons between observed and simulated retention curves and water fluxes for different pedo-transfer functions, the one from van Genuchten-Mualem with n and m parameters fixed is chosen from its best RRMSE results.

The EN experiment is well simulated but show up the by-pass fluxes observed in the beginning of the experiment. The simulations of the ED and EDF experiments are not convincing and are bringing to light the fact that nitrification phenomenon did most likely occur during the trials even though it was not predicted by the EPIC simulation.

Table des matières

I.	INTRODUCTION.....	1
II.	ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE.....	3
II.1.	La Tunisie et le Cap-Bon.....	4
II.1.1.	Caractéristiques générales	4
II.1.2.	Ressources d'eau douce tunisiennes.....	6
II.1.3.	Aquifère de l'Oued Souhil.....	7
II.1.4.	Politique de gestion de l'eau douce tunisienne.....	7
II.1.4.1	Utilisation des eaux usées traitées	8
II.1.4.2	Unité d'expérimentation agricole de l'INRGREF à Nabeul.....	8
II.2.	Rappels pédologiques.....	10
II.2.1.	Le sol, système poreux triphasique	10
II.2.2.	Caractéristiques physiques des sols	10
II.2.2.1	Texture	10
II.2.2.2	La conductivité hydraulique du sol	10
II.2.2.3	La courbe de rétention en eau du sol	11
II.3.	Le mouvement de l'eau en zone non saturée et sa modélisation	12
II.3.1.	L'Equation de Richards	12
II.3.2.	Modélisation des flux d'eau dans le sol à une dimension	13
II.3.2.1	Les fonctions de pédo-transferts: état de l'art et validité.....	14
II.3.2.2	FPT locales	15
II.3.3.	Présentation du logiciel HYDRUS 1D	16
II.3.3.1	Les FPT et schémas de modélisation disponibles dans HYDRUS 1D	16
II.3.3.2	Les paramètres et propriétés hydrodynamiques du sol.....	18
II.3.3.3	Les conditions aux limites et initiales	19
II.3.3.4	La modélisation inverse.....	19
II.3.4.	Présentation du logiciel RETC	20
II.4.	Le cycle de l'azote.....	21
II.4.1.	Fixation et prélèvement	21
II.4.2.	Minéralisation	22
II.4.2.1	Ammonification.....	22
II.4.2.2	Nitrification	22
II.4.3.	Dénitrification	22
II.4.4.	Volatilisation.....	23
II.4.5.	Lixiviation	23
II.5.	Le nitrate.....	24
II.5.1.	Les normes sanitaires	24

II.5.2.	Le transport de nitrate dans le sol	24
II.5.2.1	Phénomènes régissant le transport de solutés dans le sol	24
II.5.2.2	Courbes d'élution	27
II.5.2.3	Mesures in situ	28
II.5.2.4	Modélisations- état de l'art	29
II.5.2.5	Modélisation de flux de soluté avec HYDRUS	30
II.5.2.6	Modélisation du cycle de l'azote avec EPIC.....	31
II.6.	La méthode lysimétrique	32
III.	MATERIELS ET METHODES	33
III.7.	Dispositif expérimental.....	34
III.7.1.	Objectif	34
III.7.2.	Les lysimètres	34
III.7.3.	L'expérience.....	34
III.7.4.	Analyse chimique : lixiviation du nitrate	36
III.8.	Caractéristiques physiques du sol des cases lysimétriques.....	38
III.8.1.	Texture	38
III.8.2.	Densité apparente.....	38
III.8.3.	Courbe de rétention	38
III.8.3.1	Appareil de Richards.....	39
III.8.4.	Conductivité hydraulique à saturation	39
III.8.4.1	Choix du dispositif de mesure	39
III.8.4.2	Méthode du double anneau.....	39
III.8.4.3	Modèle d'infiltration de Horton et Kostiakov	41
III.8.4.4	Méthode de calcul.....	41
III.8.5.	Cas particulier du gravier.....	41
III.9.	Données météorologiques.....	42
III.9.1.	Evaporation réelle.....	42
III.9.2.	Récolte des données météorologiques.....	42
III.10.	Modélisations.....	44
III.10.1.	Logiciel RETC et module Roseta.....	44
III.10.2.	Logiciel HYDRUS 1D	44
III.10.2.1	Paramètres du sol et conditions initiales et aux limites	45
III.10.2.2	Paramètres du nitrate et conditions aux limites	46
III.10.3.	Logiciel EPIC.....	46
III.10.4.	Comparaison statistique des valeurs observées et mesurées	47
IV.	RESULTATS ET DISCUSSIONS	48
IV.11.	Données pédologiques.....	49

IV.12.	Résultats de l'expérience	50
IV.12.1.	Données de flux d'eau	50
IV.12.1.1	Conclusion sur les observations de flux d'eau.....	51
IV.12.2.	Dynamique du nitrate	52
IV.12.2.1	Conclusion sur les observations de la dynamique du nitrate.....	55
IV.12.2.2	Caractéristiques de la courbe d'élution de l'essai EDF	55
IV.13.	Résultats des FPT développées sur sols exotiques.....	56
IV.13.1.	FPT de Vauclin.....	56
IV.13.2.	FPT de Dashtaki.....	56
IV.14.	Résultats de l'optimisation des paramètres hydrodynamiques	57
IV.15.	Résultats des simulations de flux d'eau.....	59
IV.15.1.	Sensibilité des flux d'eau par rapport à la teneur en eau initiale	59
IV.15.2.	Qualité des données de sol.....	59
IV.15.3.	Flux d'eau et conductivité hydraulique à saturation globale.....	61
IV.15.3.1	Flux d'eau.....	61
IV.15.3.2	Conductivités hydrauliques à saturation.....	63
IV.15.4.	Conclusion sur la simulation des flux d'eau.....	66
IV.16.	Résultats des simulations de flux d'eau et de nitrate.....	67
IV.16.1.	Essai EN	68
IV.16.2.	Essai ED	71
IV.16.3.	Essai EDF.....	73
IV.16.4.	Conclusion sur les simulations des flux de nitrate	73
V.	CONCLUSION	74
VI.	BIBLIOGRAPHIE	76
	Références citées.....	77
	Références non citées.....	87
VII.	ANNEXES	88
	Annexe 1 : Légende de la carte pédologique du Cap-Bon	89
	Annexe 2 : Données météorologiques.....	90
	Annexe 3 : Mesure des Ks.....	91
	Annexe 4 : Flux d'eau dans chaque case	92
	Annexe 5 : Courbes de rétentions modélisées et observées du le deuxième horizon	93
	Annexe 6 : Diagrammes de Bland et Altman des modélisations des courbes pF.....	94
	Annexe 7 : Résultats des simulations des flux d'eau cases par cases.....	95
	Annexe 8 : Diagrammes de Bland et Altman de la simulation des flux d'eau	98
	Annexe 9 : Résultats des simulations de concentrations en nitrate des flux d'eau	99

Liste des Figures

Figure 1. Carte politique de la Tunisie. Source : Google maps	4
Figure 2. Carte politique du Cap-Bon. Source : Google maps.....	4
Figure 3. Carte pédologique du Cap-Bon. Source : Cointepas, 1971.....	5
Figure 4. Carte des étages bioclimatiques de la Tunisie. Source : Anon., nd. Les ressources et les milieux naturels	5
Figure 5. Exemple de courbe pF. Source : Radcliffe et Simunek, 2010.	11
Figure 6. Schémas du mouvement de l'eau dans le sol. Source : Radcliffe et Simunek, 2010.....	12
Figure 7. Distribution des pores plurimodale pour un limon sableux. Source : Schonning, 1985, cité dans Durner, 1994	16
Figure 8. Schémas du cycle de l'azote. Source : Sohier, 2011.....	21
Figure 9. Schémas d'explication de la dispersion. Source : Radcliffe et Simunek, 2010.	26
Figure 10. Courbe d'éluition à entrée échelon. Source Degre, 2010.....	28
Figure 11. Courbe d'éluition à entrée impulsion. Source : Degre, 2010.	28
Figure 12. Réception des eaux de drainage des cases lysimétrique.....	35
Figure 13. Réception des eaux de drainage des cases lysimétriques.....	35
Figure 14. Six des douze cases lysimétriques.	35
Figure 15. Six des douze cases lysimétriques.	35
Figure 16. Schémas d'utilisation des cases lysimétriques.	36
Figure 17. Prise d'échantillon de sol.	37
Figure 18. Utilisation du lecteur Nitrachek 404.	37
Figure 19. Schémas représentant la casserole de Richards. Source : Degre, 2009.	39
Figure 20. Casserole de Richards.....	39
Figure 21. Bulbe d'humidification avec le double anneau. Source : Beckers, 2010	40
Figure 22. Double anneau en PVC	40
Figure 23. Emplacement des capteurs météorologiques.....	43
Figure 24. Anémomètre et pluviomètre.	43
Figure 25. Capteur de rayonnement.....	43
Figure 26. Profil des teneurs en eau initiales.....	45
Figure 27. Courbes de pF des deux horizons du sol.	49
Figure 28. Apports et pertes d'eau des cases lysimétriques.	51
Figure 29. Concentrations moyennes des flux d'eau des trois essais.	52
Figure 30. Masse de nitrate moyenne en bas de colonne en fonction du temps : scénarii EN et ED.....	52
Figure 31. Concentration des eaux d'apport et drainées de la case 16 de l'essai EN.	54
Figure 32. Concentration des eaux d'apport et drainées de la case 2 de l'essai ED.....	54
Figure 33. Courbe d'éluition de la case 17 (essai EDF)	55
Figure 34. Comparaison de K(θ) obtenue avec les FPT de Vauclin et de VGM.	56
Figure 35. Courbe pF de la FPT Dashtaki ponctuelle n°1 comparée aux courbes pF mesurées.	56
Figure 36. Courbes de rétention H1: BCB et mesurée.....	58
Figure 37. Courbe de rétention H1 : VGM, param. fixés et mesurée.....	58
Figure 38. Courbes de rétention H1 : VGM, param. variables et mesurée	58
Figure 39. Courbes de rétention H1 : LogNM et mesurée.....	58
Figure 40. Flux d'eau en bas de colonne en fonction du temps : sensibilité par rapport à la teneur en eau initiale.....	59
Figure 41. Histogramme de la variable θ_r	60
Figure 42. Histogramme de la variable θ_s	60
Figure 43. Histogramme de la variable n.....	60
Figure 44. Histogramme de la variable α	60
Figure 45. Histogramme de la variable Ks.....	61
Figure 46. Histogramme de la variable Ks pour H1 et H2.....	61

Figure 47. Flux d'eau en bas de colonne modélisés et observé de la case 19	62
Figure 48. Analyse des résidus de la case 16. Simulation des flux d'eau.....	63
Figure 49. Histogramme de la variable Ks selon les cases.....	64
Figure 50. Histogramme de la variable Ks selon les méthodes d'optimisation.....	64
Figure 51. Graphique des Ks calculés des deux horizons	65
Figure 52. Courbes d'élution pour différentes valeurs de dispersivité (case 19).	67
Figure 53. Sensibilité de la dispersivité sur la concentration du nitrate des flux d'eau en bas de colonne.67	
Figure 54. Courbes d'élution modélisées et observée de la case 19 (essai EN).....	68
Figure 55. Flux de nitrate modélisés et observé en bas de colonne pour la case 19 (essai EN)	70
Figure 56. Courbes d'élution modélisées et observée de la case 1 (essai ED).....	71
Figure 57. Courbes d'élution observée et modélisée avec dégradation d'ammonium en nitrate pour la case 2 (ED).	72
Figure 58. Courbes d'élution modélisées et observée de la case 17 (essai EDF).	73

Liste des Tableaux

Tableau 1. Synthèse des FPT disponibles sur HYDRUS 1D.....	17
Tableau 2. Paramètres nécessaire à la modélisation du transport de nitrate.	46
Tableau 3. Résultats des données pédologiques.....	49
Tableau 4. Résultats du bilan hydrologique	50
Tableau 5. Bilan d'eau de chaque case selon les types d'essai	51
Tableau 6. Résultats des apports et pertes de nitrate et concentrations initiales en nitrate du sol.	53
Tableau 7. RMSE selon les FPT pour les modélisations des courbes de rétention.....	57
Tableau 8. Résultats des diagrammes de Bland Altman (droite de régression) selon les FPT.	57
Tableau 9. Résultats de l'optimisation des paramètres hydrodynamiques pour H1 et H2 avec RETC....	58
Tableau 10. Résultats de la détermination des paramètres hydrodynamiques pour H3 avec Roseta-Lite.	58
Tableau 11. Valeurs des indices de NSE selon les cases.....	61
Tableau 12. RRMSE des simulations de flux d'eau selon les FPT de chaque case.....	62
Tableau 13. R ² des simulations des flux d'eau de chaque case.....	63
Tableau 14. Résultats des diagrammes de Bland et Altman	63
Tableau 15. Ks globaux optimisés pour chaque case	65
Tableau 16. Ks calculés des deux horizons.....	65
Tableau 17. Epaisseurs calculés des deux horizons	66
Tableau 18. Facteur multiplicatif de la concentration initiale en nitrate dans le sol pour atteindre la valeur locale de 1300 kg NO ₃ ⁻ /ha.....	68
Tableau 19. Valeurs de la dispersivité optimisée	69
Tableau 20. (R)RMSE de l'essai EN	69
Tableau 21. (R)RMSE de l'essai ED	71
Tableau 22. (R)RMSE de l'essai EDF.....	73

Liste des abréviations

BCB	Brooks et Corey-Burdinne
Cx	Case x
CRA-W	Centre wallon de Recherches agronomiques
DPM	Dual porosity - Mualem
ED	Eau de distribution
EDF	Eau de distribution + fertilisant
EN	Eau de nappe
FPT	Fonction de pédo-transfert
H1	Horizon 1
H2	Horizon 2
H3	Horizon 3
INRGREF	Institut National de Recherche en Génie Rural et Eaux et Forêt
LogNM	Log normale-Mualem
NO ₃ ⁻	Ion nitrate
NSE	Nash-Sutcliffe efficiency
(R)RMSE	(Relative) Root Mean Square Error
VGM	van Genuchten-Mualem
WBI	Wallonie-Bruxelles International

I. INTRODUCTION

Les composés nitrogènes sont les contaminants les plus répandus dans les sous-sols terrestres, ceux-ci étant principalement d'origine agricoles [Freeze et Cherry, 1979]. La Tunisie, plus particulièrement l'aquifère de l'Oued Souhil, n'est pas en reste. De fait, la concentration en nitrate de la nappe est d'environ 130 mg/l alors que la norme sanitaire mondiale est de 50 mg/l [WHO, 2008]. La pollution nitratée et salée de la nappe a été constatée, pour la première fois, en 1986 par Rekaya. L'aquifère était alors surexploité et subissait une intrusion salée le long de la zone côtière bien que, depuis 1941, la nappe faisait l'objet d'un périmètre d'interdiction en rapport à la surexploitation de ses ressources. De plus, lors de cette étude de recharge artificielle à partir des eaux usées traitées (EUT), Rekaya a observé une augmentation de la concentration en nitrate (NO_3^-) due à cette recharge. Celle-ci proviendrait de l'oxydation des ions ammonium (NH_4^+) présents en grandes quantités dans les eaux usées traitées et de la contamination par des engrains chimique à base de nitrate. Plus récemment, Ben Moussa (2007), pense aussi que la haute concentration de nitrate présente dans la nappe de Grombalia (30 km de Nabeul) est due à l'utilisation de fertilisant nitraté et à l'irrigation avec des eaux usées traitées. Par ailleurs, Addiscott (1996) confirme qu'un sol sableux en surface d'un aquifère est habituellement vu comme une menace à la qualité de ce dernier.

L'objet de ce travail est de modéliser la lixiviation de nitrate dans la zone vadose d'un sol tunisien avec le logiciel HYDRUS 1D.

La lixiviation est le processus au cours duquel la percolation de l'eau dans le sol entraîne ions et substances solubles. Erronément, il est souvent fait référence au « lessivage du nitrate » dans le sol alors que le lessivage est l'entrainement de particules solides de sol par l'eau.

La zone vadose du sol, ou la zone non saturée du sol, est le domaine physique, interagissant d'une part avec l'atmosphère, d'autre part avec les aquifères, où se situent les réserves en eau et en substances nutritives pour les plantes. C'est dans cette zone qu'a lieu l'essentiel des transferts conduisant à l'évapotranspiration, l'infiltration et la recharge des nappes à surface libre, d'où l'intérêt d'y modéliser la lixiviation du nitrate [Vauclin, 1994].

L'utilisation du logiciel HYDRUS 1D permet de résoudre numériquement les équations de Richards et de convection-dispersion hydrodynamique qui représentent, respectivement, les flux d'eau et de soluté dans le sol. Dès lors, des FPT sont nécessaires afin de caractériser, sous forme de fonctions continues, la courbe de rétention et la fonction de conductivité hydraulique. Ces FPT n'ont le plus souvent été validées que sur des sols européens ou américains. Par conséquent, un sous-objectif de ce mémoire sera d'évaluer la performance de différentes fonctions de pédotransferts sur le sol tunisien étudié. A cette fin, un essai en cases lysimétriques a été mené.

Bien entendu, ce n'est pas uniquement le nitrate appliqué en surface qui percolera jusque dans les eaux souterraines. L'ammonium initialement présent dans le sol peut y être nitrifié et ensuite percoler mais le nitrate appliqué peut aussi se dénitrifier. Dès lors, nous tenterons de décrire les transformations biochimiques de l'azote avec l'un des nombreux modèles existant dans la littérature : EPIC – Erosion Productivity/Impact Calculator.

Ce travail s'inscrit dans la continuité locale de la recherche sur le cycle de l'azote et de la qualité des nappes phréatiques tunisiennes [WBI, CRA-W et INRGREF, 2011 ; Khelil, 1997 ; Xanthoulis *et al.*, 1998 ; 2002].

II. ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

II.1. La Tunisie et le Cap-Bon

II.1.1. Caractéristiques générales

La Tunisie, avec ses 162 155 km², est bordée au nord et à l'est par la Méditerranée, au sud par la Libye et à l'ouest par l'Algérie. Le Cap Bon est une langue de terre de 50 kilomètres de long au nord-est de la Tunisie, plus précisément, Nabeul se situe à l'extrémité sud-est du Cap Bon.



Figure 1. Carte politique de la Tunisie.
Source : Google maps

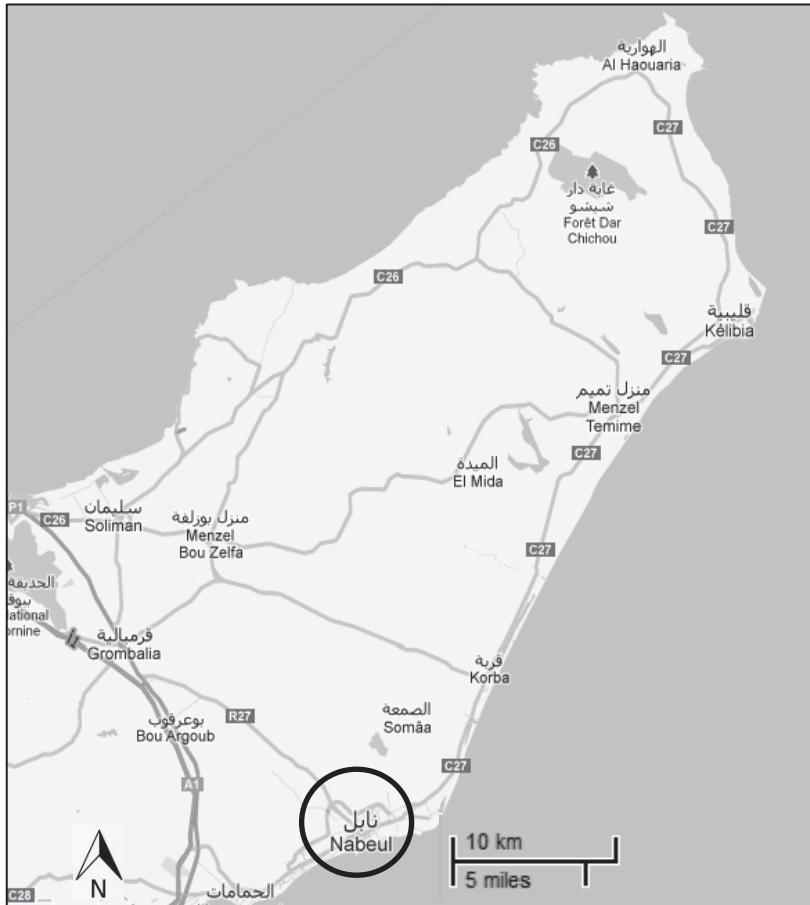


Figure 2. Carte politique du Cap-Bon. Source : Google maps

Le pays connaît un climat méditerranéen avec des étés chauds et secs et des hivers froids et humides. Les températures moyennes annuelles varient spatialement en fonction de l'altitude et de la situation plus ou moins continentale ; les précipitations peuvent varier de 200 à 1200 mm/an. Le Cap-Bon connaît des précipitations annuelles de 400 à 800 mm avec un pic en décembre/janvier. La température moyenne annuelle de 14°C.

La Figure 3 présente les étages bioclimatiques de la Tunisie tel que présenté par le portail environnemental du Gouvernement Tunisien selon les précipitations et les températures moyennes annuelles.



Figure 3. Carte pédologique du Cap-Bon.
Source : Cointepas, 1971

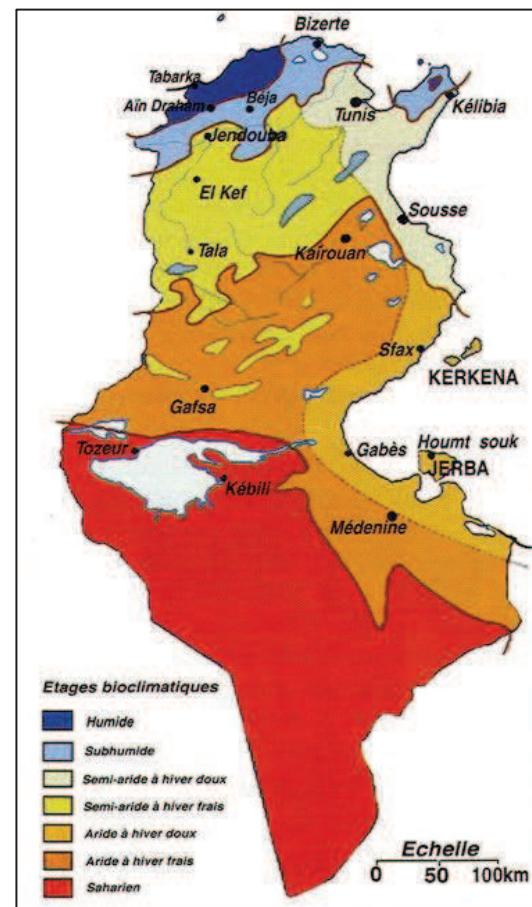


Figure 4. Carte des étages bioclimatiques de la Tunisie. Source : Anon., nd. Les ressources et les milieux naturels

La Tunisie présente une grande variété de sols due à la diversité climatique, morphologique et géologique présente dans le pays. Des podzols, vertisols, sols rouges méditerranéens, sols calcico-magnésien, sols isohumiques bruns, sols salins hydromorphiques ainsi que des sols peu évolués sont représentés dans neuf grandes zones géologiques naturelles que compte la Tunisie, Figure 3 dont la légende se trouve en Annexe 1.

Le nord du pays, selon l'étude bibliographique de Mitmet (2001), est composé de trois grandes régions bioclimatiques (Figure 4) : zone humide, sub-humide et semi-aride. Les quelles abritent différents types de sols :

- sols de forêt : sols bruns lessivés à l'extrême nord-ouest ;
- vertisols dans les dépressions et plaines intérieures contenant des argiles gonflantes ;
- sols rouges méditerranéens dont la texture est fine et qui présentent des accumulations calcaires ;
- sols calcico-magnésiens ;
- et des sols alluviaux.

Cette partie du pays est couverte de forêts naturelles, de maquis et de pâturages où l'agriculture pluviale est possible : culture annuelle et maraîchage.

Le sud du pays est caractérisé par des plaines s'étendant jusqu'à la limite du Sahara et l'agriculture en sec¹ y est possible localement avec une bonne gestion des eaux de ruissellement.

¹ Agriculture non irriguée.

Le centre du pays est défini par quatre grandes régions naturelles : des steppes hautes et basses, le Sahel et la région de Kairouan. Celles-ci sont composées de forêts et de maquis très fragiles où il y a possibilité de produire des cultures annuelles et de faire de l'arboriculture.

Selon le portail internet de l'Agriculture Tunisienne du Gouvernement Tunisien, la superficie des terres agricoles en Tunisie est estimée à 10 millions d'hectares (dont 420 000 hectares irrigués) répartie entre :

- terres labourables : 5 millions ha ;
- parcours naturels : 4 millions ha ;
- forêts et garrigues : 1 million ha.

Les 5 millions d'hectares de terres labourables se répartissent selon les utilisations :

- arboriculture : 2 millions ha (dont 84% d'oliviers) ;
- grandes cultures : 2 millions ha (dont 80% de céréales) ;
- jachère : 0,7 million ha ;
- cultures diverses : 0,3 million ha.

Le secteur arboricole est le premier secteur de production national, viennent ensuite le maraîchage et les céréales, respectivement, en deuxième et troisième position.

Dans ce premier secteur, à part les olives, la Tunisie produit aussi des amandes dans le centre et le sud du pays, des dattes dans le sud et des agrumes (20 000 ha) dont 73% de la production se trouve dans le gouvernorat de Nabeul (Cap-Bon).

Le Cap-Bon a une surface de 430 km² et son relief est défini par l'extension du massif montagneux de l'Atlas (qui prend sa source au Maroc) qui se subdivise en l'Atlas Saharien. Une arrête centrale longitudinale (Djebel Sidi Abd-er-Rahman) divise le cap, son flanc oriental descend vers la mer en pente douce vers le littoral composé de plages, dunes et lagunes, tandis que le versant occidental est abrupt et tombe sur une côte rocheuse très découpée.

II.1.2. Ressources d'eau douce tunisiennes

Depuis une quarantaine d'années, la Tunisie connaît une croissance démographique et une augmentation du niveau de vie entraînant un développement des activités agricoles, industrielles et touristiques. Celles-ci requièrent une consommation d'eau douce alors que le pays est pauvre en eau. Le niveau de ressources en eau renouvelables disponibles par habitant ne dépasse pas 450 m³/habitant/an (contre 3439 m³/hab/an en France) [Treyer, 2002], ce qui est bien inférieur au seuil limite de stress hydrique² [Falkenmark et Lindh, 1974 ; Raskin et al., 1995]. De plus, il est prévu que cette moyenne nationale baisse jusqu'à 370m³/hab/an d'ici 2025, ce qui place la Tunisie dans le groupe des trente pays du monde en stress hydrique.

Au niveau des chiffres [Anon., nd. Les ressources et les milieux naturels], en 2008, la Tunisie comptait 4,8 milliards de m³ de ressources mobilisables réparties entre :

- des eaux de surface : 57% ;
- des eaux souterraines : 43%.

Et 4,1 milliards de m³ d'eau effectivement mobilisée, répartie entre :

- des eaux de surface : 2,1 milliards de m³ par le biais de 29 grands barrages, 222 barrages collinaires et 810 lacs collinaires ;
- des eaux souterraines : 2 milliards de m³ par le biais de 4700 forages profonds et 138 mille puits de surface.

² Le seuil limite de stress hydrique est situé à 1000 m³/hab.an.

Cette année-là, le Ministère de l'Environnement tunisien a observé que les eaux de surfaces qui ruissellent vers les barrages n'ont atteint que 68% de la moyenne de ruissellement habituelle (451 Mm³/an), cette tendance à la diminution est régulière.

Dans le Cap Bon, l'eau provient de 25 forages profonds³ épargnés dans la région auxquels s'ajoute « l'eau du nord »⁴ si l'eau des forages n'est pas suffisante pour la zone. Durant une vingtaine d'année, l'eau douce provenait aussi de 3 puits de surfaces et de 3 sources naturelles affleurant, tous les 6 ont été abandonnés suite à leur tarissement.

II.1.3. Aquifère de l'Oued Souhil

La région de l'Oued Souhil est une zone essentiellement agricole s'étendant sur 300 ha et la nappe côtière de l'Oued Souhil fait partie du grand système aquifère côtier de Nabeul-Hammamet et a des ressources limitées. L'épaisseur de la roche réservoir est faible (1 à 3 m) et la profondeur de la nappe varie entre 10 et 13 m. Le substratum a une profondeur variant entre 14 et 17m (allant jusqu'à 20 – 25m) et, sous celui-ci, nous trouvons des argiles du Pliocène [Rekaya, 1986].

L'eau souterraine du Cap-Bon est surexploitée ce qui engendre une salinisation des eaux. En effet, le pompage intensif de l'eau diminue le niveau piézométrique des nappes ainsi que le flux d'eau se dirigeant vers la mer. S'en suivent des cônes de dépressions qui vont jusqu'à 5-10 m sous le niveau de la mer, le gradient hydraulique est inversé et il y a intrusion de l'eau de mer salée dans la nappe orientale du Cap-Bon. En 2000, une concentration de 7g/l de NaCl était observée dans les zones les plus touchées : au sud-ouest de Nabeul [Gaaloul et Cheng, 2003].

Cette intrusion marine conduit à un abandon des puits situés près de la mer, au creusage de nouveaux puits et à la surexploitation de l'aquifère. D'où une concentration en nitrate excessive (supérieure à la norme mondiale de 50 mg/l) qui est, à l'origine, due à l'utilisation de engrains chimiques en agriculture intensive et à l'infiltration des rejets domestiques et industriels.

II.1.4. Politique de gestion de l'eau douce tunisienne

Alors que les ressources en eaux diminuent quantitativement et, de plus, sont soumises à une dégradation de leur qualité, le gouvernement tunisien se préoccupe de la gestion des ressources hydriques et y consacre 0,6% de son PIB. Des études sont menées afin d'analyser les effets :

- de la salinité et de l'engorgement des terres irriguées ;
- de l'envasement des barrages ;
- de l'utilisation d'EUT insuffisamment traitées sur le rendement de l'agriculture irriguée ;
- de la pollution des eaux sur la production halieutique, sur la santé humaine, sur le tourisme et la diversité biologique ;
- de la surexploitation des eaux souterraines.

En 1992, le Ministère de l'Agriculture [Anon., nd. Les ressources et les milieux naturels] lance un programme national d'économie de l'eau d'irrigation qui vise notamment à développer les ressources hydriques non conventionnelles (eaux saumâtres et EUT) et à allouer des subventions et des avantages financiers en faveur des agriculteurs et des groupements hydrauliques⁵

Afin de réduire les coûts actuels de la dégradation des eaux, le gouvernement souhaite :

- renforcer le contrôle des sources de pollution et les mécanismes d'incitation et d'encouragement à la lutte contre la pollution ;

³ Un forage est profond dès que le captage se situe 50 m sous terre.

⁴ L'eau du nord provient de l'Oued Medjerda, situé au nord-ouest de la Tunisie, et est acheminée jusque dans le centre de la Tunisie.

⁵ Associations distribuant l'eau aux agriculteurs.

- développer le recyclage des eaux usées traitées ;
- améliorer la coordination entre les structures impliquées dans le domaine de l'eau.

II.1.4.1 Utilisation des eaux usées traitées

L'utilisation des EUt est encouragée par le gouvernement tunisien et est étudiée depuis une trentaine d'années quant à leurs impacts économiques, environnementaux et sanitaires [Neubert et Benabdallah, 2003 ; Xanthoulis *et al.*, 2002 ; Rekaya, 1986 ; Ben Moussa, 2007 ; WBI, CRA-W et INRGREF, 2011 ; Khelil, 1997 ;Ghram, 2006 ; Kayamanidou et Xanthoulis, 1998].

D'un point de vue environnemental, l'utilisation des EUt permet d'augmenter les ressources hydriques mais l'impact réel de l'utilisation des EUt sur le sol, l'atmosphère et les produits agricoles est toujours mal connu.

Et, du point de vue de l'agriculture :

- l'utilisation des EUt est difficile à accepter et est moins rentable ;
- l'épuration conventionnelle n'est pas adaptées aux besoins sanitaires (charge résiduelle en germes pathogènes ; présence de substances nutritives, d'azote et de sel) ;
- l'offre d'EUT est trop faible et moins fiable que l'eau de nappe.

II.1.4.2 Unité d'expérimentation agricole de l'INRGREF à Nabeul

La station expérimentale agricole de l'INRGREF à Nabeul est située à environ 60 km de Tunis et a une surface de 26 hectares. Le site appartenait à un colon français cultivant les agrumes jusque dans les années 80. Ensuite, le terrain a été racheté par l'état tunisien et diverses plantations y ont été introduites.

Comme dit précédemment, des études avaient déjà montré que les nappes d'eau superficielles du bassin de l'Oued Souhil se salinisaient et le Ministère de l'Agriculture et de l'Environnement a désigné la station de Nabeul comme station expérimentale de l'INRGREF concernant l'eau usée traitée en irrigation. Directement, deux projets voient le jour :

- arrêt de l'intrusion d'eau de mer par la recharge des nappes avec des EUt ;
- sauvegarde des périmètres agrumicoles (sensibles au sel) et réhabilitation du périmètre agricole en irriguant avec l'eau usée traitée et non plus de l'eau de nappe. Ce procédé a un double effet, un effet agricole et un effet de préservation du littoral en rejetant moins d'eau usée.

Depuis, diverses expérimentations ont été conduites afin de déterminer l'impact de l'utilisation de d'EUT sur :

- la qualité du sol ;
- la qualité des fruits ;
- la méthode d'irrigation ;
- la pollution de la nappe (métaux lourds et nitrate) ;
- la qualité bactériologique des eaux de stockage ;
- la valeur fertilisante des boues résiduelle.

La ligne directive de la station est l'optimisation de la fertilisation azotée notamment via des techniques de marquage isotopique et valorisation des sous-produits de l'épuration (boues et eaux). Récemment, une étude sur l'influence de l'utilisation des effluents de l'épuration et des EUt sur le cycle de l'azote dans les sols agricoles et sur la qualité des nappes phréatiques en Tunisie en partenariat avec WBI, Gx-ABT et le CRA-W, a remis ses conclusions : le projet a clairement mis en évidence des voies d'amélioration de l'efficience d'utilisation de l'eau et de la fertilisation azotée en vue de limiter les impacts négatifs sur la qualité des nappes phréatiques du Cap-Bon. L'étude recommande une utilisation plus

adéquate des eaux d'irrigation et des fumures de complément (minérale ou organique) car les excédents sont responsables d'un enrichissement significatif de la teneur en nitrate des nappes phréatiques.

Enfin, les cases lysimétriques de la station expérimentale agricole de l'INRGREF à Nabeul utilisées lors de ce travail ont déjà servi lors de plusieurs recherches portant sur les domaines cités [Lassoued, 2008 ; Xanthoulis et *al.*, 2002].

II.2. Rappels pédologiques

II.2.1. Le sol, système poreux triphasique

Le sol est constitué de grains qui sont non soudés ou formés d'ensemble de particules adhérentes. Entre les grains il existe des interstices remplis généralement d'une phase gazeuse et d'une phase liquide [Charlier, 2010]. Dès lors, la notion de porosité, P , [-] est définie : c'est le rapport du volume des vides (V_{vides}) au volume apparent de sol considéré (V_{tot}) :

$$P = \frac{V_{vides}}{V_{tot}}$$

Équation 1

Etant donné que le sol est un milieu triphasique, la masse volumique apparente, ρ_a [ML^{-3}], est calculée à partir de la masse sèche de sol (M_s) :

$$\rho_a = \frac{M_s}{V_{tot}}$$

Équation 2

A partir de laquelle la densité apparente du sol est calculée, δ_a [FL^{-3}], celle-ci est le rapport entre le poids de la phase solide d'un élément de sol, P_s [F], et le volume de celui-ci, V_{tot} . Elle est comprise entre 1,2 et 1,8 g/cm³ pour la plupart des sols.

$$\delta_a = \frac{P_s}{V_{tot}}$$

Équation 3

II.2.2. Caractéristiques physiques des sols

Ci-dessous, nous rappelons quelques notions des caractéristiques physiques des sols nécessaires à la bonne compréhension de ce mémoire.

II.2.2.1 Texture

Les sols sont formés de particules de granulométrie variable. La taille des particules est à la base de différents systèmes de classification.

II.2.2.2 La conductivité hydraulique du sol

La conductivité hydraulique est la propriété d'un corps à conduire un fluide, sous l'effet d'un gradient de potentiel. L'écoulement de l'eau dans le sol s'effectue toujours d'un potentiel important vers un potentiel plus faible (quelle que soit la direction de l'écoulement), donc dans le sens d'un gradient négatif. Le potentiel total, en un point quelconque du sol, est défini comme la somme des potentiels de capillarité et de gravité, voire du potentiel osmotique.

Le coefficient de conductivité hydraulique (K) provient de la loi de Darcy qui décrit le lien entre le débit total transitant au travers d'une colonne d'eau, la section de cette colonne et la différence de charge piézométrique. Cette relation est développée plus loin (II.3.1).

Le coefficient de conductivité hydraulique K est fonction de la texture et de la structure (taille des pores, connectivité des pores et tortuosité) du sol ainsi que de la viscosité de l'eau et il a les dimensions d'une vitesse.

II.2.2.3 La courbe de rétention en eau du sol

La courbe de rétention, ou courbe pF, d'un sol est une relation entre la teneur en humidité du sol et son potentiel matriciel. Le pF étant le logarithme en base 10 du potentiel de capillarité du sol exprimé en cm de colonne d'eau :

$$pF = \log_{10}(h)$$

Équation 4

La mesure de ces courbes permet de déterminer les teneurs en eau du sol à saturation, à capacité au champ et au point de flétrissement.

- La capacité au champ correspond à la teneur en eau du sol lorsque toute l'eau gravitaire s'est écoulée, c'est-à-dire, lorsque la teneur en eau du sol correspond à la teneur en eau retenue par capillarité. En d'autres termes, lorsque le sol s'est ressuyé après une pluie importante. Le pF caractéristique varie d'un sol à l'autre mais est, généralement, compris entre 2 et 3.
- Le point de flétrissement correspond à une teneur en eau insuffisante pour la vie végétale car l'eau est très fortement retenue par le sol. Le pF caractéristique est de 4,2.

Bien que la texture du sol influence la forme de la courbe de rétention, on peut toujours y distinguer trois zones, Figure 5 :

- zone d'entrée d'air (près de la saturation, l'air entre dans les macropores) ;
- zone de succion capillaire (l'eau est retenue par capillarité) ;
- zone d'adsorption (l'eau est retenue par adsorption aux particules de sol et est inutilisable par les plantes).

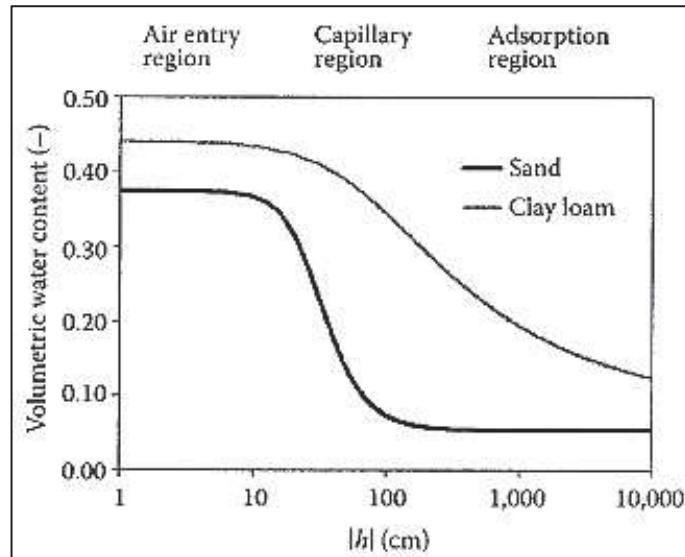


Figure 5. Exemple de courbe pF. Source : Radcliffe et Simunek, 2010.

II.3. Le mouvement de l'eau en zone non saturée et sa modélisation

Au niveau du sol, les apports d'eau sont issus des précipitations et de l'irrigation. Toutefois, toute cette eau n'y pénètre pas :

- la canopée intercepte une partie de l'eau ;
- si l'apport d'eau est trop important, il y a ruissellement ;
- l'eau sur la surface du sol peut être évaporée.

Seule l'eau restante peut s'infiltrer dans le sol où elle peut y percoler, peut-être, jusqu'à la nappe phréatique ou rester près de la surface et constituer la réserve d'eau utile⁶.

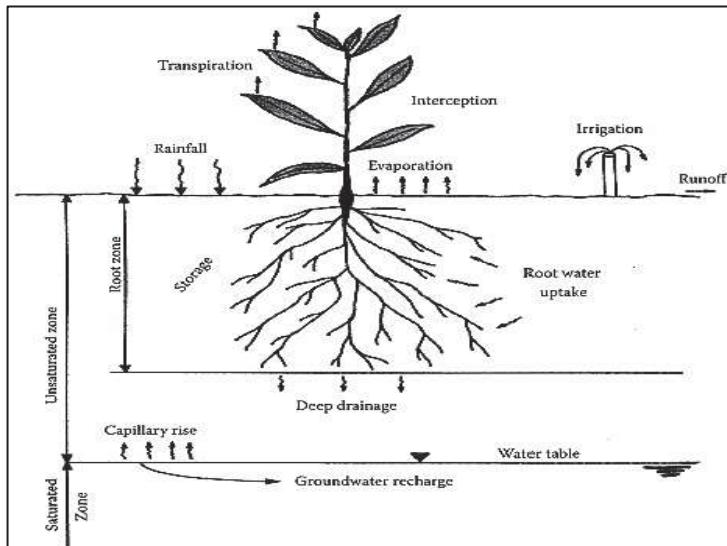


Figure 6. Schémas du mouvement de l'eau dans le sol. Source : Radcliffe et Simunek, 2010.

II.3.1. L'Equation de Richards

L'Equation de Richards, présentée par Richards en 1931, combine l'équation de Darcy et l'équation de continuité dans le milieu non saturé.

Cette dernière exprime le principe de conservation de la masse : à l'échelle infinitésimale d'un élément de sol saturé d'un fluide incompressible, la masse d'eau y reste constante et la divergence du vecteur flux est nulle. Lorsque cet élément de sol est non saturé, la divergence du vecteur de flux correspond à la variabilité temporelle de la teneur en eau (θ), Equation 5.

$$\operatorname{div} \vec{V} = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

Équation 5

En milieu saturé, la loi de Darcy décrit le lien entre le débit total transitant au travers d'une colonne d'eau, la section de cette colonne et la différence de charge piézométrique, Equation 6, sous l'hypothèse que le sol est isotrope. En milieu non saturé, la résistance à l'écoulement (K) est dépendante de la teneur en eau du milieu et le gradient de pression est exprimé de manière ponctuelle, Equation 7.

$$V = \frac{Q}{S} = K \frac{H}{L} = -K \overrightarrow{\operatorname{grad}}(h + z) = +Ki \quad \text{et} \quad \vec{q} = -K(\theta) \overrightarrow{\operatorname{grad}}[h(\theta) + z]$$

Équation 6 et Équation 7

⁶ Différence entre la teneur en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement.

Où :

- V est la vitesse de déplacement de l'eau dans le sol à travers une section S [LT^{-1}] ;
- Q est le débit du fluide [L^3T^{-1}] ;
- S est la section [L^2] ;
- K est le coefficient de conductivité hydraulique [LT^{-1}] ;
- H est la perte de charge [L] ;
- L est la longueur de la colonne [L] ;
- h est la pression interstitielle [L] ;
- z est le potentiel de gravité [L] ;
- i est la pente piézométrique [-].
- θ est la teneur en eau [L^3L^{-3}] ;

L'Equation 8 présente l'Equation de Richards qui est une équation aux dérivées partielles nécessitant la définition des conditions initiales de teneur en eau (ou de pression interstitielle) et aux limites pour la résolution. Les conditions aux limites peuvent être dépendantes ou indépendantes du système. Dans le premier cas, les conditions aux limites sont fonction du système (c'est-à-dire l'élément de sol étudié) et elles sont calculées par le modèle résolvant l'équation. Dans le deuxième cas, les conditions aux limites ne dépendent pas du statut du système sol.

$$\mathbf{div}(K(\theta) \mathbf{grad} (h(\theta) + z)) - \frac{d\theta}{dt} = 0$$

Équation 8

La résolution peut être analytique ou numérique. La résolution numérique de l'Equation de Richards peut se dérouler par la méthode des différences finies ou des éléments finis.

II.3.2. Modélisation des flux d'eau dans le sol à une dimension

La compréhension des interactions entre le sol, la végétation, les processus atmosphériques et la dynamique souterraine est de grande importance dans la gestion des ressources en eau et dans beaucoup d'autres applications pratiques [Gandolfi, Facchi et Maggi, 2006]. Dès lors, nombreux de modèles hydrologiques ont été développés mais nous retiendrons deux approches mathématiques simulant les flux d'eau dans le sol : approche dite physique et approche conceptuelle.

D'une part, les modèles dit physique résolvent l'Equation de Richards, précitée, et nécessitent la connaissance de la fonction continue de conductivité hydraulique ($K(\theta)$) ainsi que la courbe de rétention du sol ($h(\theta)$). La courbe de rétention peut être, sans trop de difficultés, mesurée pour certaines pressions sur échantillon de sol mais la conductivité hydraulique est difficilement mesurable en milieu non saturé. De plus, la variabilité spatiale des sols ne permet pas toujours d'obtenir des données mesurées représentative. Par conséquent, nous introduisons le terme de fonction de pédo-transfert (FPT) qui est un outil extrêmement utile dans l'estimation de $K(\theta)$ et $h(\theta)$, cette notion est développé plus loin (II.3.2.1).

D'autre part, les modèles conceptuels, ou modèles capacitifs, présentent des schémas de simulation simplifiés⁷ dont la résolution est efficace et stable mais ils ne donnent aucune information physique sur l'écoulement de l'eau dans le sol [Gandolfi, Facchi et Maggi, 2006].

⁷ Chaque couche de sol est assimilée à un réservoir qui se vide lorsqu'il a atteint une teneur en eau comprise entre la capacité au champ et la saturation, selon les modèles.

Selon une étude comparative de Gandolfi, Facchi et Maggi (2006), les modèles capacitifs ne peuvent saisir l'influence des remontrées capillaires dans le profil de sol (qui peuvent atteindre la surface lorsque la texture du sol est fine et que la nappe n'est pas profonde) sans un nombre important de paramètres à calibrer. De plus, les modèles capacitifs présentent un comportement pulsatile du flux en bas de colonne de sol résultant de la baisse soudaine de la conductivité hydraulique lorsque la capacité au champ est atteinte. Par conséquent, l'habileté des modèles capacitifs à capturer la dynamique du flux sortant du sol est assez pauvre. Par contre, si l'intervalle de temps choisi s'élève au mois, les différences entre les modèles dit physique et conceptuels s'atténuent.

Les deux types de modèles peuvent donc s'équivaloir et nous avons porté notre choix sur un modèle physique car nous travaillons au pas de temps journalier. Dès lors, l'utilisation d'une FPT s'impose et celle doit être choisie judicieusement. Les FPT proposées dans la littérature présentent des niveaux de validité très variables. Chacune d'elle a été validée sur certains types de sols dans certaines régions du monde et elles ne sont pas toutes adaptées à tous les cas d'étude.

HYDRUS est un logiciel libre, intuitif, résolvant l'Equation de Richards et proposant cinq FPT reconnues mondialement. La qualité de la résolution par la méthode des éléments finis par l'approximation de Galerkin de l'Equation de Richards est reconnue ainsi que celle de l'équation d'advection-dispersions hydrodynamique traduisant le transport de soluté (II.5.2.1) [Stamm *et al.*, 2002 ; Bragan *et al.*, 1997 ; Gribb et Sewell, 1998 ; de Vos *et al.*, 2000 ; Pang *et al.*, 2000 ; Abbaspour *et al.*, 2001 ; de Vos *et al.*, 2002 ; Abbasi *et al.*, 2004 ; Gerke et Kohne, 2004 ; Parker *et al.* (1985) ; van Dam *et al.* (1992) ; Eching et Hopmans (1993) ; Ventrella *et al.* (2000) ; Mishra et Parker (1989), Inoue *et al.* (2000), Jacques *et al.* (2002) cités dans Paris Anguela, 2004]. Ce logiciel sera donc utilisé dans le cadre de ce travail.

II.3.2.1 Les fonctions de pédo-transferts: état de l'art et validité

Les FPT ont été introduites en 1987 par Bouma et van Lanen et sont un lien entre les caractéristiques physiques (texture, densité apparente, teneur en matière organique) du sol et son comportement lorsqu'il est en place (propriété hydrodynamiques, capacité d'adsorption du phosphate,...). Il existe différents types de FPT (ponctuelle ou paramétrique) obtenues de différentes manières (tableau de données⁸ ; régression linéaire ou non linéaire; réseaux neuronaux⁹ ; arbre de régression). Les FPT ponctuelles, Equation 9 pour exemple [Ghorbani Dashtaki, 2010], permettent de déterminer la teneur en eau du sol pour une pression précise. Tandis que les FPT paramétriques, Equation 10 pour exemple [Ghorbani Dashtaki, 2010], permettent de définir les paramètres d'autres FPT prédisant $h(\theta)$ et $K(\theta)$ [van Genuchten, 1980 ; Brooks et Corey, 1964]. Dans ces deux équations, S et C sont les pourcentages de, respectivement, sable et argile [%], et B_d est la densité apparente sèche [g/cm^3].

Enfin, sur toutes les FPT proposées dans la littérature, il n'y a qu'un nombre restreint qui peut être incorporé à un modèle de distribution des tailles de pores tel que ceux de Burdine (1956) ou de Mualem (1986) afin de produire une expression analytique simple de $K(\theta)$ [van Genuchten, Leij et Yates, 1991]. Pour exemples, les FPT de van Genuchten (1980) et de Brooks et Corey (1964), ultérieurement citées II.3.3.1, respectivement Equations 11 et 12, où :

- θ_r est la teneur en eau résiduelle [L^3L^{-3}] ;
- θ_s est la teneur en eau à saturation [L^3L^{-3}] ;
- h est la pression interstielles [L] ;
- α , n , m et λ sont des paramètres expérimentaux de caractérisation de la distribution des pores [-] ;

⁸ Exemple : un paramètre hydrodynamique est constant pour toute une classe texturale.

⁹ Ensemble d'éléments relativement simple dont les liaisons entre eux caractérisent la relation entrées (variables explicatives) et sorties (paramètres hydrodynamique).

- Se est la teneur en eau effective [L^3L^{-3}] ;
- Pb est la pression d'entrée d'air [L] ;
- Pc est la pression interstielles [L].

$$\theta_{10\text{ kPa}} = 34,3 - 0,38S + 12,4Bd \quad \text{Équation 9}$$

$$\theta_r = 0,034 + 0,0032C \quad \text{Équation 10}$$

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} & \text{si } h < 0 \\ \theta_s & \text{si } h \geq 0 \end{cases} \quad \text{Équation 11}$$

$$Se = \left(\frac{Pb}{Pc}\right)^\lambda \quad \text{si } P_c \geq Pb$$

Équation 12

Bien entendu, les FPT ne font qu'estimer des paramètres hydrodynamiques ou des teneurs en eau. Dès lors, de nombreuses études se sont penchées sur la validité des FPT créées [Schaap *et al.*, 2004 ; Pachepsky *et al.*, 2006 ; Manyame *et al.*, 2007 ; Wösten *et al.*, 2001 ; Pachepsky et Rawls, 2004]. Pachepsky *et al.*, 2005 ont repéré les problèmes suivants : la précision des FPT est limitée (même si il y a ajout de variables explicatives, utilisation d'outils recherchés ou récolte de données sophistiquées) et leur validité lors d'une exportation à d'autres régions du monde ou autres bases de données, que celles d'origine, peut être réduite. Ces points faibles sont expliqués [Pachepsky *et al.*, 2006] par le fait que les FPT ne décrivent pas la structure des pores en soi et ne représentent donc pas les relations entre structure et fonction de manière adéquate. En effet, la densité apparente, la texture ou le taux de matière organique sont liés à la structure porale du sol mais ne sont pas suffisante pour la caractériser pour un sol spécifique. La voie de perfectionnement se pose vers le développement de la tomographie qui a déjà bien progressé ces dernières années [Beckers *et al.*, 2010 ; Mooney, 2002 cité dans Pachepsky *et al.*, 2006]. van Genuchten, Leij et Yates (1991) sont eux convaincu que l'utilisation de modèle prédisant le mouvement de l'eau ou des solutés à travers la zone non saturée du sol peut être efficace lorsque des estimations fiables des propriétés hydrodynamiques du sol sont disponibles.

II.3.2.2 FPT locales

Des FPT locales existent et nous tenons à les tester dans le cadre de ce mémoire étant donné que le domaine de développement est proche du notre.

Premièrement, la FPT de Vauclin *et al.* (1983), calibrée et validée au Sénégal et ensuite au Niger [Manyame *et al.*, 2006], propose de développer la fonction continue de conductivité hydraulique à partir des pourcentages d'argile et de limon du sol, de la conductivité hydraulique à saturation et de la teneur en eau à saturation. La conductivité hydraulique peut alors être trouvée pour diverses pressions.

Deuxièmement, les FPT de Dashtaki *et al.* (2010), calibrées et validées en Iran, permettent de définir les paramètres hydrodynamiques de la FPT de van Genuchten ($Q_r; Q_s; n; \alpha$) et de trouver les teneurs en eau correspondant à certaines tensions (10 kPa ; 30 kPa ; 100 kPa ; 300 kPa ; 500 kPa ; 1500 kPa) à partir des pourcentages en argile, limon et sable, de la densité apparente et des moyenne et écart-type géométriques de la distribution des diamètres des particules de sol (Exemples : Equations 9 et 10, p. 14).

II.3.3. Présentation du logiciel HYDRUS 1D

Le logiciel HYDRUS reprend un code, développé par l'Université de Californie Riverside, permettant de simuler (en 1, 2 ou 3D selon le logiciel) les flux d'eau, de chaleur et de multiples solutés dans un milieu poreux variablement saturé avec ou sans végétation.

II.3.3.1 Les FPT et schémas de modélisation disponibles dans HYDRUS 1D

HYDRUS permet de modéliser les flux d'eau selon un schéma de simple porosité, double porosité ou double perméabilité. Ces deux derniers considèrent que l'eau dans le sol est soit mobile (dans les macropores), soit immobile (dans la matrice du sol) avec échanges possibles d'eau et de soluté entre les deux phases.

Le schéma de double perméabilité [Gerke et van Genuchten, 1993 ; 1996 cités dans Simunek *et al.*, 2008] autorise le mouvement d'eau dans la matrice tandis que celui à double porosité ne le permet pas[Philip, 1968; van Genuchten and Wierenga, 1976 cités dans Simunek *et al.*, 2008].

Les FPT à simple porosité sont fiables pour les sols sableux où la distribution des particules est fine mais des erreurs sont souvent observées dans les sols limoneux et argileux [Durner, 1994].

Par conséquent, Durner (1994) suggère d'utiliser une FPT de type de van Genuchten-Mualem (VGM) pour chaque région homogène de pore. Une superposition linéaire de ces FPT de chaque région donne une FPT plurimodale reprenant le système entier de pores, Figure 7.

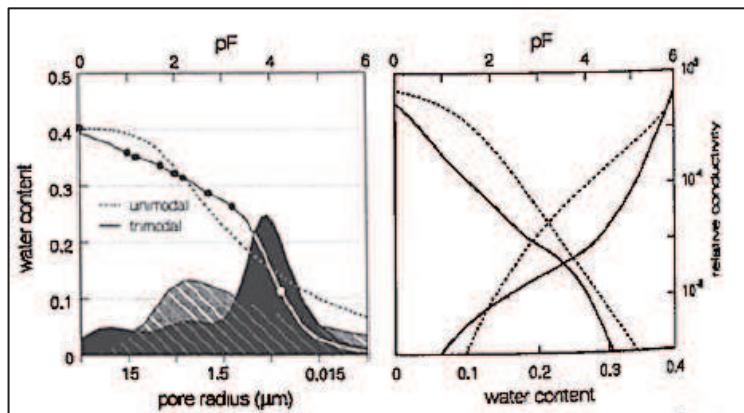


Figure 7. Distribution des pores plurimodale pour un limon sableux. Source : Schonning, 1985, cité dans Durner, 1994

Les FPT à simple porosité disponibles sur HYDRUS 1D se basent sur les modèles prédictifs de distribution des pores du sol de Burdine (1956) ou Mualem (1986) où la courbe de rétention du milieu poreux est interprétée comme une mesure statistique de son équivalente distribution des tailles de pores (*pore-size distribution*)¹⁰. Selon van Genuchten (1980), le modèle de Burdine (1964) est moins précis que celui de Mualem (1976), ce dernier prenant davantage en compte l'effet des macropores. Par la suite, les scientifiques se basent surtout sur le modèle de Mualem [Durner, 1994 ; Kosugi, 1984]. HYDRUS 1D propose les FPT (Tableau 1) développées par :

¹⁰ La distribution des tailles de pores est l'abondance relative de chaque taille de pore dans un volume représentatif de sol. Elle peut être représentée par une fonction $f(r)$ qui a une valeur proportionnelle au volume combiné de tous les pores dont le rayon effectif est compris dans un intervalle infinitésimal centré sur r . [Nimmo, 2004].

- Brooks et Corey (1964) qui exposent des équations se liant avec le modèle de Burdine (1956) et qui ont été validés sur cinq types de sols américains (BCB).
- van Genuchten (1980) qui propose une fonction s'associant avec Mualem qui a été validée sur de nombreux sols européens principalement de texture grossière à moyenne (VGM).
- Kosugi (1984) qui applique une distribution log-normale à la fonction de distribution des rayons des pores du sol. Les paramètres de la courbe de rétention conservent une signification physique et sont reliés à la statistique de distribution des pores [Mualem, 1986]. Les sols sur lesquels le modèle a été validé sont issus du catalogue de sol de van Genuchten (Log N).
- Vogel et Cislerova (1988).

Les divergences se situent notamment au niveau de la pression d'entrée d'air (h_a)¹¹. En 1964, Brooks et Corey avait proposé une h_a bien supérieure à la pression de saturation. Ensuite, van Genuchten (1980) a présenté une description plus précise des données de sols près de la saturation, spécialement utile pour les sols non déstructurés et à texture fine, car il a observé une discontinuité dans la pente de la courbe de rétention de Brooks et Corey aux pressions d'entrée d'air [van Genuchten, 1980]. Finalement, Vogel et Cislerova (1988) proposent une modification de la fonction de van Genuchten afin de représenter au mieux la courbe de rétention près de la saturation pour les sols de texture plus fine.

Remarquons que lorsque la FPT de van Genuchten est utilisée, il est possible d'ajouter une description hystérique uniquement dans la courbe de rétention ou dans la courbe de rétention et dans la fonction de conductivité hydraulique. Dans les deux cas, selon les conditions antécédentes d'humidité, l'hystérèse est associée initialement au séchage ou à l'humidification.

Tableau 1. Synthèse des FPT disponibles sur HYDRUS 1D

FPT	Association	h_a	Hystérèse ?	Remarque
Brooks et Corey	Burdine	$>h_{sat}$	Non	
van Genuchten	Mualem	variable ou $= -2 \text{ cm}$	Oui	Paramètres n et m fixés ou non
Kosugi	Mualem		Non	A partir de VGM
Vogel et Cislerova	Mualem	Variable mais très faible et différente de 0 cm .	Non	A partir de VGM et pour textures fines

Etant donné que le code d'HYDRUS 1D est en *open-source*, il est aussi possible d'encoder soi-même une FPT qui sera utilisée pour la résolution de l'Equation de Richards. Cette option est intéressante dans le cadre de ce travail où les données viennent d'un sol sableux africain et où l'utilisation d'une FPT locale peut s'avérer judicieuse. Mais, Tomasella et Hodnett (2004), ont comparé les performances de FPT bien documentées et développées pour les sols tropicaux, celles-ci ne proposent que des relations permettant de trouver la teneur en eau du sol à des pressions bien précises [Aina et Periaswamy, 1985 ; Arruda *et al.*, 1987 ; Dijkerman, 1988 ; Lal, 1979 ; Oliveira *et al.*, 2002 cités dans Tomasella et Hodnett, 2004 ; Ghorbani Dashtaki *et al.*, 2010] ou de déterminer les paramètres expérimentaux de la FPT de van Genuchten (1980) [Hodnett et Tomasella, 2002 ; Vauclin *et al.*, 1985].

Dès lors, afin d'utiliser la FPT locale de Vauclin (1983), nous utilisons un autre outil du logiciel HYDRUS 1D. Une table de données d'entrée (*look-up table*) reprenant la courbe $h(\theta)$ mesurée (III.8.3) et la fonction $K(\theta)$ résolue par la FPT de Vauclin (1983) est créée.

¹¹ La pression d'entrée d'air est la pression capillaire où l'air commence à entrer dans les pores les plus larges.

II.3.3.2 Les paramètres et propriétés hydrodynamiques du sol

Les paramètres hydrodynamiques nécessaires pour l'utilisation des FPT précitées se basent sur la courbe de rétention et sur la fonction de conductivité hydraulique du milieu étudié et, selon la FPT choisie, les paramètres expérimentaux varieront et les paramètres à signification physique seront les mêmes. Pour exemple, si la FPT de VGM est choisie (Equation 11, p.14), il faut préalablement déterminer :

- θ_r : teneur en eau résiduelle [L^3L^{-3}] ;
- θ_s : teneur en eau à saturation [L^3L^{-3}] ;
- α : paramètre expérimental [L^{-1}] ;
- n : paramètre expérimental [-];
- K_s : conductivité hydraulique à saturation [LT^{-1}] ;
- l : paramètre de tortuosité [-].

La teneur en eau résiduelle est définie comme la teneur en eau à une pression de -1500 kPa selon van Genuchten (1980) ou à une tension infinie selon Durner (1994).

Le paramètre α est un paramètre expérimental de la courbe de rétention déterminant la position de la densité maximale de pores et est proportionnel à l'inverse de la valeur de la pression capillaire à mi-chemin entre la teneur en eau à saturation et résiduelle. Une petite valeur de α indique une petite variation de la teneur en eau du sol lorsque la tension capillaire augmente tandis qu'une grande valeur de α (sols sableux) indique une grande variation de teneur en eau : un grand volume de pore se vide [Hodnett et Tomasella, 2002].

Le paramètre n est fonction de la taille des pores du sol et détermine donc la pente de la courbe de rétention. Si la valeur de n est grande, la pente de la courbe de rétention du sol est importante et les pores du sol se vident rapidement.

Le paramètre de tortuosité (l) représente les effets de la tortuosité et de la connectivité entre les pores. Mualem (1986) a estimé cette valeur à 0,5 tandis que Schaap, cité dans Simunek (2008), a suggéré une valeur de -1.

Cependant, les coefficients α , n et l n'ont pas de signification physique réelle et doivent être vu comme des artifices permettant la description de la courbe de rétention. Des études [van Genuchten et Nielsen, 1985 ; Nielsen et Luckner, 1992 cités dans Durner, 1994] recommandent également de considérer θ_r comme un paramètre d'ajustement.

Afin d'estimer ces paramètres, d'une part, il est possible d'utiliser des FPT qui nécessitent un minimum de caractéristiques physiques du sol étudié. Ces fonctions sont très utiles mais peuvent conduire, selon les auteurs, à de grosses RMSE [Schaap *et al.*, 1998 et Schaap et Leij., 1998 cités dans Radcliffe et Simunek, 2010] ou de relativement faible RMSE [Jaynes et Tyler, 1984 ; Ahuja *et al.*, 1989 ; Tietje et Hennings, 1996 ; Donatelli *et al.*, 2004 cités dans Radcliffe et Simunek, 2010].

Notons que HYDRUS 1D propose un catalogue de texture de sol [Carsel et Parish, 1988 cité dans Radcliff et Simunek, 2010] ou un module, Roseta-Lite [Schaap *et al.*, 2001 cité dans Radcliff et Simunek, 2010], prédisant les propriétés hydrodynamiques du sol en utilisant cinq niveaux de données d'entrées (hiérarchiquement : texture du sol ; distribution granulométrique ; densité apparente ; un ou deux points de la courbe de rétention).

D'autre part, si les mesures de terrains sont réalisables (données de rétention et/ou conductivité hydraulique à saturation), un logiciel informatique (RETC), II.3.4, développé par van Genuchten, Simunek, Leij et Sejna peut être utilisé. Ce logiciel permet d'analyser les mesures de terrain afin de donner une représentation quantitative du flux d'eau dans et à travers la zone non saturée du sol. Le programme utilise les FPT précitées, au choix, afin de représenter la courbe de rétention et de prédire la fonction continue de conductivité hydraulique en fonction de mesures encodées par l'utilisateur. Au plus le nombre de paramètres d'entrée sera important, en veillant à ce qu'ils soient exacts et précis, au mieux les paramètres hydrodynamiques restant seront prédit.

Il est nécessaire d'utiliser l'une des deux options citées car les modèles simulant les transports d'eau (ou de solutés) dans la zone vadose du sol requièrent des valeurs fiables de paramètres hydrodynamiques, dont la fonction de conductivité hydraulique du sol. Celle-ci est difficile, coûteuse et longue à mesurer [van Genuchten, Leij et Yates, 1991] mais est quand même conseillée. Dans notre cas, nous privilégions sa prédition par un modèle de distribution de pores [Mualem, 1976 ; Burdine 1953] ou par une FPT développée dans un sol africain semblable au sol tunisien étudié [Vauclin, 1983 ; Ghorbani Dashtaki et al., 2010 ; Hodnett et Tomasella, 2002] car la mesure n'était pas possible.

II.3.3.3 Les conditions aux limites et initiales

La résolution de l'Equation de Richards nécessite la description des conditions initiales et aux limites du sol en termes de teneur en eau ou de pression interstitielle. Il est recommandé d'utiliser la deuxième option car ce potentiel est la force motrice de l'eau.

Spatialement, HYDRUS propose des conditions supérieures aux limites telles que :

- une pression interstitielle constante ou variable ;
- un flux constant ou variable ;
- une pression atmosphérique avec stagnation possible ou ruissellement direct.

Et des conditions inférieures aux limites telles que:

- une pression interstitielle constante ou variable ;
- un flux constant ou variable ;
- un drainage libre (gradient de pression interstitielle nul) ;
- un drainage profond (fonction de la position de la nappe phréatique) ;
- une surface de suintement (la pression interstitielle vaut la pression atmosphérique, à encoder) ;
- un drainage horizontal.

Les conditions aux limites peuvent varier dans le temps : soit elles sont directement encodées par l'utilisateur (précipitations, évapotranspiration,...), soit l'utilisateur demande au logiciel de calculer l'évapotranspiration à partir de données météorologiques encodées. De plus, le logiciel peut faire varier le taux d'évapotranspiration au cours de la journée en considérant que l'évapotranspiration potentielle entre 00h et 06h et entre 18h et 24h vaut 1% de la valeur journalière et que, en cours de journée, les valeurs d'évapotranspiration évoluent suivant une forme sinusoïdale.

II.3.3.4 La modélisation inverse

HYDRUS-1D propose une option de résolution inverse qui permet d'estimer des paramètres hydrodynamiques de sol ou des paramètres de transport de solutés à partir de données d'observations de flux d'eau et/ou de solutés. La résolution inverse est basée sur la minimisation d'une fonction objectif

qui exprime la divergence entre les données observées et les résultats de la simulation [Simunek *et al.*, 2008]. Cette fonction contient trois termes :

- divergence entre variables dépendantes simulées et observées ;
- divergence entre variables indépendantes simulées et observées ;
- fonction d'erreur par rapport aux valeurs initiales des paramètres (estimations bayesienne).

La méthode de minimisation non linéaire est celle de Levenberg-Marquardt qui est une approche basée sur une maximisation de R^2 et sur la méthode de Marquart du *maximum neighborhood* [Marquart, 1963]. Il est recommandé d'approcher au maximum les valeurs des paramètres à estimer ou alors de réaliser plusieurs résolutions inverses avec différents paramètres initiaux afin de choisir les valeurs des paramètres qui réduisent au minimum la fonction objectif [Simunek *et al.*, 2002 cité dans Anguela Paris, 2004].

II.3.4. Présentation du logiciel RETC

Le code RETC est utile pour diverses applications telle que :

- prédition de la fonction de conductivité hydraulique à partir de paramètres hydrodynamiques mesurés ($K(\theta)$);
- prédition de la fonction de conductivité hydraulique ou de diffusion à partir de la courbe de rétention du sol mesurée ;
- quantifier les propriétés hydrodynamiques en analysant simultanément des points mesurés de la courbe de rétention et de la fonction de conductivité hydraulique [van Genuchten, Leij et Yates, 1991].

II.4. Le cycle de l'azote

Après le carbone et l'oxygène, l'azote est l'élément le plus intimement lié aux réactions associées aux organismes vivants (biosphère) et c'est un constituant important aussi bien de la lithosphère que de l'atmosphère ainsi que de l'hydrosphère. Les recherches dont il est l'acteur principal sont légions.

Le cycle global de l'azote se déroule dans les quatre sphères citées précédemment mais nous allons nous intéresser au cycle de l'azote interne au sol, représenté à la Figure 8.

D'un côté, il y a les apports d'azote au sol (fixation, dépôts de matière organique, apports de fertilisants minéraux de synthèse) et, de l'autre, les pertes d'azote (volatilisation, dénitrification et lessivage) qui peuvent avoir un effet négatif sur l'environnement et qui proviennent du pool d'azote minéral du sol (NH_3 , N_2 , N_2O , NO sous forme gazeuse et NO_2^- , NO_3^- en solution aqueuse).

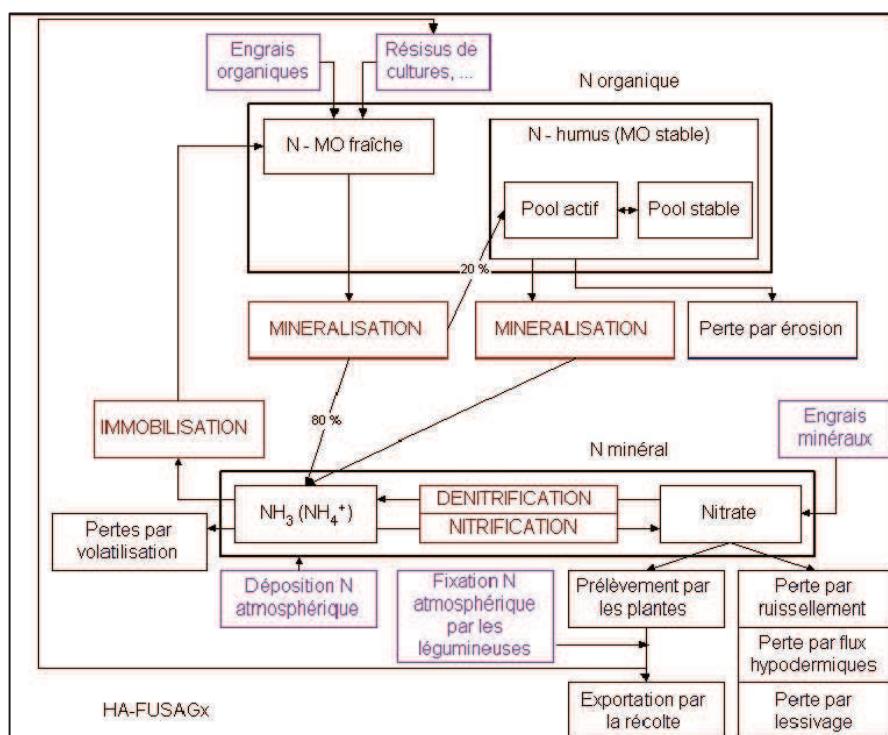


Figure 8. Schémas du cycle de l'azote. Source : Sohier, 2011.

II.4.1. Fixation et prélevement

La source de départ du cycle de l'azote interne au sol est l' $\text{N}_{2(g)}$, représentant plus de 79% du volume de l'atmosphère. Une partie mineure d'ammoniac et de nitrate arrive dans le sol par l'intermédiaire des précipitations. Cette source d'azote est négligeable à l'échelle de la production végétale mais peut avoir une importance considérable dans la gestion de l'azote chez les écosystèmes matures.

L'azote gazeux atmosphérique est une molécule très stable, qui ne peut être cassée qu'à des températures ou pressions très importantes, et inutilisable par les métazoaires et métaphytes. L' N_2 doit être fixé par des microorganismes via la réaction suivante sous l'action de la nitrogénase (complexe de protéines).



Équation 13

Les microorganismes fixateurs sont des bactéries libres aérobies (*Azobacter* sp.), anaérobies (*Clostridium* sp.), photosynthétiques (*Rhodospirillum* sp.) ou vivant en symbiose avec des légumineuses (*Rhizobium* sp.).

ou autres végétaux (*Azolla* sp. avec algue bleue); des algues bleues (*Nostoc* sp., *Anabaena* sp.) ; des actinomycètes vivant en symbiose avec des végétaux (*Frankia* sp.).

La quantité d'azote consommée par les plantes varie selon les espèces et celle-ci permet un développement rapide du végétal. L'azote consommé l'est surtout sous forme de nitrate (NO_3^-) et intervient dans :

- la composition de la chlorophylle, des acides aminés, des enzymes, des vitamines et des hormones ;
- la stimulation du développement racinaire ;
- le prélèvement d'autres nutriments ;
- l'utilisation des glucides.

II.4.2. Minéralisation

La minéralisation est la transformation de l'azote organique en azote minéral sous la forme de nitrate (NO_3^-). Elle est fonction de la composition du substrat en décomposition, de la température, de la teneur en eau et du pH du sol. Les étapes de cette simplification moléculaire sont l'ammonification et la nitrification.

II.4.2.1 Ammonification

L'ammonification est la transformation des matières organiques résiduelles humifiées (protéines) en matière minérale, sous forme d'ammoniac (NH_3), par l'action de bactéries du genre *Bacillus* sp., *Clostridium* sp., *Pseudomonas* sp.,...

Dans la plupart des sols, l'ammoniac se dissout dans l'eau pour former de l'ammonium (NH_4^+).



Équation 14

II.4.2.2 Nitrification

Après ammonification de la matière organique, l'ammoniac, ou l'ammonium, peut être oxydé en nitrite (NO_2^-) par les bactéries nitreuses aérobies du genre *Nitrosomas* sp. et ensuite en nitrate (NO_3^-) par les bactéries nitrifiantes aérobies du genre *Nitrobacter* sp.

Ces deux procédés ont lieu à des vitesses différentes et, si la nitrification a lieu à une vitesse plus faible que la nitritation, cela peut poser problèmes car le nitrite peut former de l'acide nitreux (HNO_2) et, en grande quantité, celui-ci est toxique pour les bactéries tant nitreuses que nitrifiantes.

II.4.3. Dénitritification

Géochimiquement, la dénitritification permet d'équilibrer la fixation biochimique de l'azote atmosphérique. Elle peut être réalisée par des bactéries ou par des réactions chimiques, dans ce deuxième cas, on parle de chemodénitritification.

La dénitrification bactérienne a lieu dans l'ordre suivant.



Équation 15

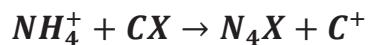
N_2O est volatile et peut s'échapper du sol avant d'être réduit. Le nitrate est dénitrifié par des microorganismes capables d'utiliser l'oxygène du nitrate et du nitrite à la place de l'oxygène des métabolismes conventionnels, par exemple le genre de bactéries *Pseudomonas*, *Bacillus*,... Celles-ci utilisent le nitrate comme accepteur final d'électron durant la respiration ou sous forme réduite ammoniacale pour leur synthèse cellulaire.

Les conditions optimales de dénitrification bactériennes sont un drainage pauvre (environnement anaérobie), une température de 25°C ou plus, un pH proche du neutre et une bonne disponibilité en matière organique décomposable.

La chémodénitrification a lieu lorsqu'il y a accumulation de nitrites dans le sol et formation de HNO_2 qui réagit avec la matière organique pour former du N_2 .

II.4.4. Volatilisation

La volatilisation a lieu sous forme d'ammoniac (NH_3), celle-ci sera contrôlée par l'habileté de l'ammonium (NH_4^+) à former, ou non, des liens électrostatiques avec les colloïdes organiques et les argiles minéraux.



Équation 16



Équation 17

En agriculture, la volatilisation peut être négligeable lorsque le fertilisant est incorporé au sol mais devient importante dans les pâturages où la volatilisation d'ammoniac des déjections animales est la principale perte d'azote.

En général, les pertes d'azote par volatilisation augmentent :

- avec la température et le vent ;
- dans les sols avec une faible capacité d'échange cationique (sols sableux) ;
- si les déchets organiques se décomposent en surface.

Les pertes diminuent en présence de végétation en croissance qui prélève les molécules d'ammonium, de plus, les molécules d'ammoniac pourraient être absorbées dans la canopée.

II.4.5. Lixiviation

La lixiviation d'azote minéral a lieu sous forme de nitrate (NO_3^-) car c'est une molécule qui ne se lie pas au sol. L'ammonium (NH_4^+) peut aussi être entraîné avec le mouvement de l'eau mais principalement dans les sols sableux (faible capacité d'échange cationique).

Il y aura lixiviation si la concentration en nitrate dans le sol est importante et si les mouvements descendants de l'eau sont suffisants. Ces conditions sont rencontrées dans les sols humides et subhumides.

Après culture, tout le nitrate restant peut être sujet à la lixiviation (ou à la dénitrification) jusqu'aux eaux souterraines. Ce point est vu plus en profondeur dans le chapitre II.5.

II.5. Le nitrate

Le nitrate est souvent référencé à la forme d'azote la plus préjudiciable pour les ressources en eau car c'est la seule molécule, dans le cycle de l'azote, qui sera lixiviée en quantité appréciable. En effet, il n'y a pas d'adsorption significative du nitrate aux particules du sol et il n'existe pas de nitrate insoluble [Wild, 1988 cité dans Vinten *et al.*, 1993].

II.5.1. Les normes sanitaires

L'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) a fixé la norme maximale de consommation à court-terme d'eau polluée par du nitrate à 50 mg/l, rien n'étant dit sur l'exposition à long terme. Elle est de 3 mg de nitrite par litre lors de consommation à court-terme et de 0,2 mg/l lors de consommation à long terme. Cette dernière valeur est provisoire car les informations des effets sur la santé sont limitées mais le risque de danger provenant de nitrite est démontré.

Selon l'OMS, c'est le nitrite qui est à la base de la méthémoglobinémie, maladie provenant d'une concentration excessive en nitrate dans l'eau consommée par les nouveau-nés. En effet, le nitrate ingéré est converti en nitrite qui réagit avec l'hémoglobine dans les erythrocytes pour former de la méthémoglobin. Cette substance affecte la capacité du sang à transporter suffisamment d'oxygène jusqu'aux cellules de l'organisme. L'hémoglobine des nouveau-nés est plus sensible et l'affection est aggravée par une infection gastro-intestinale [www.who.int].

Cette maladie est très rare dans les pays industrialisé, car la qualité de l'eau de consommation est contrôlée, mais reste présente dans les pays en développement lorsque l'eau consommée provient de puits peu profonds en région agricole.

Contrairement à l'OMS, le Docteur en Agronomie et Président de l'Institut Scientifique et Technique de l'Environnement, Christian Buson (2005), affirme que diverses publications scientifiques [Addiscott et Benjamin (2004); Benjamin *et al.*, (1994) (1995) (1998) (1999) (2003) ; L'Hirondel et l'Hirondel (1996) (2002) (2004)] soutiennent que la notion de pollution des eaux par l'azote devait être revue, voire la Directive Nitrate Européenne abrogée. Il confirme ses dires en rappelant que 80% du nitrate consommé proviennent des légumes (10% de l'eau de boisson) et que ceux-ci ont des teneurs en nitrate 10 à 100 fois supérieure à la norme. Le Docteur Buson soutient aussi qu'une partie du nitrate dans nos corps est d'origine endogène et que les sportifs en produisent plus que les fumeurs ou les personnes obèses. Selon lui, l'absence d'effets négatifs du nitrate et la présence des effets positifs justifient le fait que la norme des 50mg/l devrait être réévaluée au-delà des 100 mg/l.

II.5.2. Le transport de nitrate dans le sol

Le transport de nitrate dans le sol est très complexe et résulte du mouvement de l'eau, des réactions chimiques et des transformations microbiennes. Il en résulte que le taux du mouvement descendant de nitrate est fonction de la teneur en eau du sol durant la lixiviation, de la texture du sol et, d'un point de vue agricole, de la quantité de fertilisant appliqué, de l'utilisation des terres (pâturage ou terre arable) et des pratiques culturelles (fréquence et période de labourage, type de culture,...). Le tout étant aussi tributaire des conditions climatiques.

II.5.2.1 Phénomènes régissant le transport de solutés dans le sol

Les solutés, dont le nitrate, se mouvoient principalement à travers la phase liquide du sol. Ils sont transportés dans l'eau par convection à laquelle s'ajoute la diffusion moléculaire et la dispersion

mécanique afin de définir le mouvement de soluté sous le terme de dispersion hydrodynamique. Sans ces mécanismes, les molécules de solutés seraient toutes transportées à la même vitesse, la vitesse moyenne de l'eau.

a) Diffusion moléculaire

La diffusion moléculaire est due à l'agitation thermique des molécules de soluté (celles-ci se mouvant aléatoirement) additionnée aux effets des forces agissant entre ces molécules d'espèces chimiques différentes. Il en résulte un déplacement de masse régit par les lois de Fick : conservation de la quantité de mouvement et de la masse.

La première loi de Fick s'exprime sous cette forme : soit un milieu homogène, sauf pour l'un des constituants dont la concentration diminue selon la profondeur (z positif vers le bas). En tout point z , la densité de flux (J [$\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$]) est proportionnelle au gradient de concentration (C [ML^{-3}]), le coefficient de proportionnalité étant le coefficient de diffusion moléculaire, D_z [L^2T^{-1}], Equation 18.

$$J_{diffz} = -D_z \left(\frac{\partial C}{\partial z} \right)$$

Équation 18

D_z est fonction de la température. Il est recommandé de parler de coefficient de diffusion mutuelle car la diffusion d'une espèce chimique dépend des autres espèces présentes.

La combinaison de la première loi de Fick à sa deuxième (loi de la conservation de la masse) dans un transfert monodimensionnel selon z , en conditions isothermes, donne l'équation de diffusion (Equation 19) soluble numériquement par discréétisation et avec définition des conditions initiales et aux limites.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D(z) \frac{\partial C}{\partial z} \right)$$

Équation 19

Dans les milieux poreux, la valeur du coefficient de diffusion dépend de la diffusion dans les trois phases (et de leur importance relative) ; des phénomènes de mobilisation et d'immobilisation ; de la structure du milieu et de la teneur en eau. La densité de flux totale est la somme des densités de flux dans les différentes phases mais le transport dans la phase solide est souvent négligé (déplacements très lents). En milieu poreux saturé, la diffusion a lieu dans la phase liquide, dans ce cas, le coefficient de diffusion du milieu est inférieur au coefficient de diffusion dans la phase liquide et est fonction de la tortuosité des pores.

b) Dispersion hydrodynamique et équation de convection-dispersion hydrodynamique

La dispersion est la répartition du soluté dans le milieu où l'écoulement a lieu. Ce phénomène est dû à la combinaison de trois processus dérivant du fait que les pores n'ont pas les mêmes tailles, Figure 8 :

- Selon la loi de Poisseuille, les pores plus larges ont des vitesses moyennes plus importantes.
- Les lignes de flux de soluté ne sont pas parallèles : les différentes longueurs de lignes flux entraînent des vitesses différentes.
- Les pores sont interconnectés, il y a donc apparition de mélanges ce qui induit des variations de vitesses.

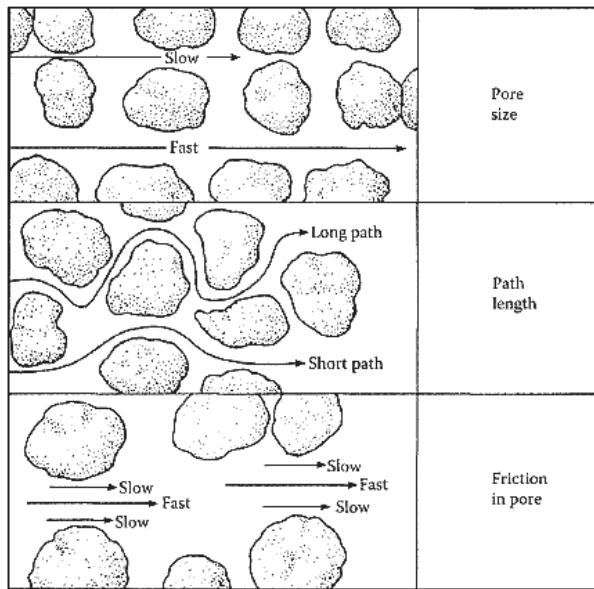


Figure 9. Schémas d'explication de la dispersion. Source : Radcliffe et Simunek, 2010.

Dans les milieux poreux, la dispersion hydrodynamique dépend de la vitesse de circulation de la phase liquide ; de la teneur en eau ; de la structure ; des phénomènes de mobilisation et d'immobilisation. La densité de flux totale du soluté reprend alors la densité de flux de convection ; la densité de flux de diffusion ; la densité de flux de dispersion mécaniques et l'on obtient l'équation suivante en milieu saturé, soluble numériquement :

$$\frac{\partial(C\theta)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(J\theta) = D_h \theta \frac{\partial^2(C\theta)}{\partial z^2} - u\theta \frac{\partial C(\theta)}{\partial z} \pm \phi \text{ avec } u = \frac{J_e}{\theta} \quad \text{Équation 20}$$

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(J_e C - \theta D_h \frac{\partial C}{\partial z}) \pm \theta \phi \quad \text{Équation 21}$$

Où :

- u est la vitesse moyenne dans les pores [LT^{-1}] ;
- D_h est le coefficient de dispersion hydrodynamique [L^2T^{-1}]. Il vaut la somme du coefficient de diffusion moléculaire (D_m) et du coefficient de dispersion mécanique (D_d) ;
- Φ est le terme exprimant l'influence d'un puit ou d'une source [$ML^{-3}T^{-1}$] ;
- J_e est la densité de flux d'eau [$ML^{-2}T^{-1}$].

Le phénomène « puits » tend à diminuer la concentration du soluté par adsorption de celui-ci, par dilution (précipitation, irrigation) et par transformations biochimiques. Le phénomène « source » tend à augmenter les concentrations par désorption, dissolution et transformations biochimiques. Dans le cas du nitrate, les phénomènes de sorption n'entrent pas en compte, de même que les phénomènes de dissolution. Par contre, les transformations biochimiques jouent un rôle très important.

Enfin, la structure joue un rôle important car elle peut favoriser la formation de zones liquides immobiles dans des pores de petites dimensions ou elle peut être le siège d'écoulements préférentiels. Dans ce cas, nous parlons de non équilibre physique. van Genuchten et Wieringa [1976], cité dans Radcliff [2010], ont créé un modèle conceptuel déclinant le sol en deux régions (zone avec l'eau mobile et zone avec l'eau immobile), on parle alors de double porosité (II.3.3.1). Le modèle postule que le soluté se meut par convection dans la phase mobile, entre les agrégats ou dans les macropores, et qu'il diffuse entre la phase mobile et la phase immobile. L'équation de convection-dispersion devient alors :

$$\frac{\partial(\theta_m C_m)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_m D_h \frac{\partial C_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial (J_e C_m)}{\partial z} - \Gamma$$

Équation 22

Γ représentant les échanges entre les phases immobile et mobile.

La littérature parle aussi de non équilibre chimique. Celui-ci a lieu lorsque les phénomènes de sorption, volatilisation, dégradation entrent en jeu et nous n'en tiendrons pas compte dans notre cas d'étude de la lixiviation du nitrate étant donné que c'est une molécule inerte qui ne s'adsorbe pas aux particules de sol, ne se volatilise pas et ne se dégrade pas en sous-produits.

II.5.2.2 Courbes d'élution

Dans les expérimentations d'analyse de transport de solutés, les intrants sont connus et ce sont très souvent les sorties en bas de colonne, en terme de concentration, qui sont observées. Celles-ci peuvent être placées dans un graphique en fonction du temps. Les courbes d'élution peuvent avoir des formes différentes qui découlent de tous les processus qui surviennent pendant le transfert du soluté à travers le sol. Dans le cas d'un soluté inerte (cas du nitrate), la forme de la courbe d'élution ne dépend que des types d'entrées de solution (entrée échelon, impulsion) et de l'hétérogénéité du système poreux. En effet, les vitesses d'infiltration varient d'un pore à l'autre et la solution occupe progressivement ceux-ci.

Dans le cas d'une entrée échelon, la solution occupe progressivement les pores à des vitesses différentes et la courbe à une allure sigmoïdale, Figure 10.

Dans le cas d'une entrée impulsion, une courbe piston est adoucie par les phénomènes convectifs, dispersifs et éventuellement de la présence d'eau immobile (la queue de la courbe s'allonge), Figure 11. Grâce à l'allure de la courbe, il est possible de calculer le temps de séjour du soluté dans le sol, il est assimilé au pic de concentration.

De plus, le coefficient de dispersion (D_L en $m^2 \cdot j^{-1}$) du soluté (Equation 21, p.27) peut être calculé, par exemple, par la méthode de Taylor. Celle-ci démontre que, pour une injection impulsionale au temps 0 [j] et au point $x=0$ [m] par rapport au point d'observation et pour t suffisamment grand, l'équation de convection-dispersion peut s'écrire sous la forme, Equation 23 :

$$C(x, t) = \frac{M}{A \times \sqrt{4\pi D_L t}} \times \exp\left(-\frac{(x-\bar{u}t)^2}{4D_L t}\right)$$

Équation 23

Où :

- M est la masse de soluté injectée [mg] ;
- A est l'aire où le soluté est injecté [m^2]
- \bar{u} est la vitesse d'écoulement dans les pores [m/j] qui vaut x/t_x avec t_x [j] étant le temps mis pour avoir la valeur maximale de concentration [mg/l] au point d'observation x [m].

Le coefficient de dispersion peut alors être calculé par l'équation suivante :

$$D_L = \frac{\bar{u}^3 t_{1/2}^2}{4x \ln(2)}$$

Équation 24

Où :

- $t_{1/2}$ est le temps pendant lequel la concentration [mg/l] en x [m] est supérieure à la concentration maximale divisée par deux [j].

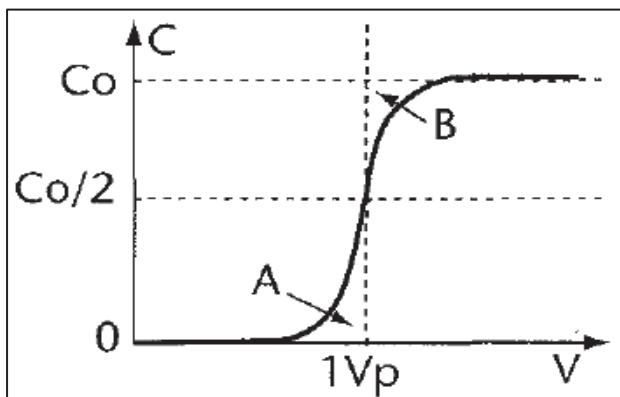


Figure 10. Courbe d'élution à entrée échelon. Source Degre, 2010.

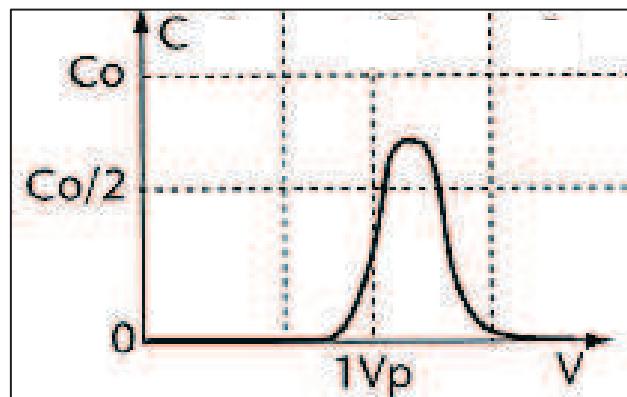


Figure 11. Courbe d'élution à entrée impulsion. Source : Degre, 2010.

II.5.2.3 Mesures in situ

Dans un profil, il existe différentes approches afin de mesurer la concentration de nitrate lixivié, le but étant d'intercepter le flux vertical d'eau. Chaque méthode a ses avantages et inconvénients, le choix se portant sur le compromis ou la combinaison de différentes méthodes.

a) Echantillonnage de carottes de sol

Technique simple mais destructive. Dès lors, elle est utilisable pour un besoin unique de données, tout en ne donnant des informations que sur la situation du nitrate dans le sol mais pas du flux [Addiscott, 1990].

b) Méthode lysimétrique

La méthode lysimétrique est développée dans un autre chapitre de ce travail (0) mais rappelons que celle-ci a pour but de réaliser un bilan des entrées et des sorties des composés minéraux ou organiques le long d'une colonne verticale de sol [Muller J.-C., 1996]. Dès lors, cette méthode est très utile en modélisation car elle permet de récupérer des données nécessaires à la calibration ou à la validation d'un modèle.

c) Traceur isotopique (N^{15})

L'utilisation des traceurs isotopiques est très répandue et peut être utilisée en combinaison avec des lysimètres, par exemple. Ce qu'ont fait Webster, Belford et Cannell (1986), cité dans Vinten *et al.* (1993) et ont ainsi démontré que le nitrate lixivié ne provient pas directement du fertilisant appliqué. En combinant le prélèvement d'échantillon de sol en carotte et le traceur isotopique, Powlson en 1988, cité dans Vinten *et al.* (1993), a aussi illustré le fait que l'azote trouvé dans l'eau de drainage une année ne vient pas forcément du fertilisant appliqué cette année. Par contre, dans ce cas, il n'a pas pu différencier les pertes d'azote par dénitrification ou par lixiviation.

d) Les budgets d'azote

Les informations résultant des budgets d'azote (in-out) portent sur le long-terme et donnent des renseignements globaux importants sur le comportement sol-plante-eau du cycle de l'azote.

II.5.2.4 Modélisations- état de l'art

Actuellement, les processus du cycle de l'azote simulés sont :

- la minéralisation ;
- le lessivage et le prélèvement par les plantes ;
- la nitrification ;
- la dénitrification ;
- la volatilisation ;
- la fixation symbiotique.

Des modèles complets déterministes ont été développés dans les années 90, ils visent à déterminer tous les flux et peuvent contenir des équations semi-empiriques voire empiriques.

Depuis une quinzaine d'années, il y a une tendance vers la spécialisation et les processus du cycle de l'azote ne sont plus simulés dans un même modèle. En fonction de l'intérêt, certains aspects du cycle seront négligés. Cannavo (2008) a réalisé une étude bibliographique sur 62 modèles, traitant du cycle de l'azote, édités depuis 1990. Il en ressort que les processus les plus souvent simulés sont la minéralisation (86%), la lixiviation (79%) et la nitrification (74%) et que les modèles spécialisés doivent souvent estimer les autres procédés du cycle. Il a calculé que les modèles empiriques ou déterministes donnent les mêmes performances mais que les modèles empiriques ont le désavantage de ne s'appliquer qu'à un contexte spécifique. Actuellement, selon Cannavo (2008), la tendance est le passage de modèle physiques à conceptuels, ce qui conduit à une simplification des équations, avec utilisation de fonctions de correction.

Les modèles à une dimension (profil du sol) sont considérés comme représentant les processus occurrents sur de plus larges surfaces. Les modèles en deux dimensions développent les flux horizontaux et latéraux et s'intéressent, par exemple, au flux de nitrate déversé dans les rivières. Les modèles en trois dimensions prédisent les flux latéraux en surface et dans le sol, en plus des flux verticaux. Au plus le nombre de dimension augmente, au plus les échelles spatiales et temporelles augmentent. Des modèles se basent à l'échelle d'un bassin versant, d'autres à l'échelle de la parcelle. De même, certains modèles proposent des pas de temps journaliers et d'autres des pas de temps correspondant au cycle des cultures.

A l'échelle de la parcelle, ou du profil de sol, Armstrong et Burt (1993) proposent de classer les modèles existants selon les besoins :

- budget annuel d'azote ;
- représentation du mouvement de nitrate dans le sol.

Les modèles se basant sur le budget annuel d'azote tentent de prédire les besoins en fertilisants azotés pour les cultures afin de limiter les apports et d'augmenter la productivité. Diekkrüger et al. (1995) a comparé 19 modèles entre eux et a observé une variabilité significative des résultats des différents modèles sur un même jeu de données.

En ce qui concerne les modèles se préoccupant du mouvement de nitrate dans le sol, Addiscott et Wagenet (1985), cité dans Armstrong et Burt (1993), proposent de séparer les modèles mécanistes (donc physiques) et stochastiques. Nous nous référerons à la classification des modèles de Perrin (2000), cité dans Beckers (2011), qui propose de séparer les modèles physiques, conceptuels et empiriques. Notons qu'il existe une grande diversité d'équations utilisables qui peuvent présenter d'importantes variations en termes de conceptualisation et de niveau de difficulté et que les flux d'eau peuvent être saturé, insaturé ou préférentiel¹².

¹² Flux rapide passant par les fissures du sol où la concentration en nitrate est faible car les interactions avec le sol sont faibles.

Les modèles physiques sont d'excellents outils de recherche car ils essaient de formaliser un maximum de processus. Néanmoins, la détermination des paramètres nécessaire à la résolution peut être difficile et est parfois réalisée en optimisant les données expérimentales, ce qui conduit à donner un caractère semi-empirique au modèle. Autres points négatifs, ces modèles sont souvent validés par les données ayant servi à la calibration et la variabilité spatiale des sols conduit à douter de la valeur prédictive de ces modèles, basés sur l'unicité des relations vitesse de pore/teneur en eau/coefficient de dispersion [Vauclin, 1994]. Selon Armstrong et Burt (1993), les modèles physiques ne modélisent pas bien la perte d'azote minéral après apport de fertilisant.

Les modèles conceptuels présentent une structure mathématique simplifiée et sont composés d'une agrégation de modules aux objectifs spécifiques [Cannavo, 2008]. Ils ne nécessitent pas beaucoup de données d'entrées mais ne contribuent pas à une amélioration des connaissances sur les processus fondamentaux [Vauclin, 1994].

Les modèles empiriques peuvent utiliser des données expérimentales afin de déterminer quels sont les paramètres influençant la lixiviation sur base de régression multiple. Ils peuvent aussi assimiler certaines propriétés hydrodynamiques du sol à des fonctions aléatoires qui conduisent à exprimer la solution d'un problème de transport en termes probabilistes ou, encore, établir une relation stochastique de flux dans un volume de sol de contrôle : fonction de transfert [Vauclin, 1994].

II.5.2.5 Modélisation de flux de soluté avec HYDRUS

Le logiciel HYDRUS précédemment présenté offre la possibilité de modéliser les flux de solutés dans le sol selon différentes manières :

- Transport général de soluté (Solute General Transport) ;
- Transport des ions majeurs (Ion Major Chemistry) ;
- Couplage avec le logiciel PHREEQC : HP1 (Hydrus – Phreeqc – 1D).

Les deux premières options résolvent numériquement, par la méthode des éléments finis spatialement et des différences finies temporellement, l'équation de convection-dispersion présentée ci-dessus. Ces options considèrent donc qu'il y a transport par convection-dispersion dans la phase liquide et par diffusion dans la phase gazeuse du sol.

L'option du transport d'ions majeurs nécessite la connaissance pointue de l'état des concentrations en ions précipité, dissous et adsorbé. Ces ions sont inscrit par défaut dans le logiciel et sont : Ca, Mg, Na, K, SO₄, Al, éléments traces. L'option nécessite l'encodage de paramètres de réaction tels que la capacité d'échange cationique (CEC), la surface totale de calcite et dolomite, la concentration en CO₂ dissous,...

Tandis que le processus de transport général de soluté requiert des informations plus générales quant aux paramètres de transport (densité apparente du sol, taux de sites d'adsorption, dispersivité du sol,...) et de réactions chimiques (coefficients d'adsorption, taux de réactions d'ordre zéro ou de premier ordre pour les phases solides, liquides et gazeuses,...). Les paramètres nécessaires varient en fonction des options d'équilibre choisies.

Il est possible de choisir des situations d'équilibre ou de non équilibre chimique ou physique, des cas de dégradation de premier ordre ou de production d'ordre zéro et, enfin, les équations de transport peuvent contenir des cinétiques de sorption à la phase solide.

Le couplage avec le logiciel PHREEQC permet de simuler les réactions chimiques et les procédés de transport dans les eaux naturelles ou polluées. PHREEQC est basé sur les équilibres chimiques des solutions aqueuses interagissant avec les minéraux, les gaz, les solutions solides, les surfaces de sorption et peut aussi modéliser les réactions cinétiques, le tout étant codé par l'utilisateur en langage Basic. Les

solutions de la simulation peuvent être couplées à HYDRUS 1D afin de simuler les réactions biochimiques dans l'eau, dans la zone vadose ou les eaux souterraines.

II.5.2.6 Modélisation du cycle de l'azote avec EPIC

EPIC est un modèle qui a été développé afin de déterminer la relation entre l'érosion du sol et la productivité aux Etats-Unis [Sharpley et Williams, 1990]. Ce modèle déterministe conceptuel parcellaire a fait ses preuves sur de nombreux types de sol [Sohier, 2011] et est composés de plusieurs modèles allant de la simulation du climat au travail du sol en passant par la croissance des plantes, l'érosion, la température du sol, l'économie et le contrôle de l'environnement de la plante et bien sûr les nutriments et l'hydrologie. Ces derniers modules nous intéressent.

Le module hydrologique simule le ruissellement de surface, l'infiltration et la percolation, les écoulements hypodermiques, l'évapotranspiration, la fonte des neiges et la dynamique des nappes phréatiques. L'infiltration et la percolation nous concernent et sont simulés de manière capacitive (précitée II.3.2).

Le module de nutriment concerne le phosphore et l'azote. Dans ce dernier, les pertes par ruissellement, les lixiviations, les remontées par capillarité, le transport d'azote organique par les sédiments, la dénitrification, la nitrification, la minéralisation et l'immobilisation sont modélisés.

EPIC est largement utilisé dans le monde entier, tant pour la modélisation des pertes d'azote par ruissellement de surface et percolation que l'impacts des changements climatiques sur le rendement des cultures et l'érosion [Gaasman *et al.*, 2005 cité dans Sohier, 2011].

II.6. La méthode lysimétrique

La méthode lysimétrique a pour objet de réaliser un bilan entrées-sorties des composés minéraux ou organiques sur une colonne verticale de sol. Le lysimètre est une cuve étanche dans laquelle un sol, ou une terre, est mis à l'étude. La face supérieure de cette cuve est exposée à l'action des agents atmosphériques, alors que les faces latérales empêchent tout échange avec l'extérieur. La face inférieure, drainée, permet à l'expérimentateur de déterminer les caractéristiques de la solution évacuée par drainage [Muller, 1996].

Différents dispositifs lysimétriques existent, à l'échelle localisée dans la parcelle ou à l'échelle d'une parcelle ou d'un bassin versant. La première catégorie reprend des lysimètres fermés à sol remanié et des lysimètres ouverts ainsi que des bougies poreuses à sol non remanié. D'après une enquête menée par Addiscott T.M. (1990), cette dernière méthode est très bon marché et facile à mettre en œuvre mais des questions se posent quant à leur pertinence et leur interprétabilité. Les lysimètres à proprement parler semblent être un bon compromis entre le prix et la valeur scientifique des résultats. Lorsqu'ils sont ouverts, ils ne sont pas délimités latéralement. Fermés ou ouverts, ils peuvent être utilisés avec ou sans tension en bas de colonne, dans ce dernier cas, seule l'eau gravitaire sera mesurée. Ensuite, il existe des systèmes de drainage à grande échelle qui se rapprochent le mieux de la réalité mais qui sont très coûteux.

Les données acquises lors d'expérimentation lysimétriques peuvent être utilisées dans la modélisation de l'hydrologie, de l'hydraulique, de l'hydrodynamique et de l'hydrochimie de la solution du sol. Pour exemple, Turc (1961) cité dans Muller (1996) a établi ses équations de calcul d'évapotranspiration à partir de bilans hydrique calculés sur les lysimètres de Versailles.

III. MATERIELS ET METHODES

Ce travail s'est déroulé en deux étapes. Lors du premier séjour en Tunisie¹³, nous avons caractérisé physiquement le sol et avons amorcé l'essai en cases lysimétriques. Celui-ci a dû être réitéré lors d'un deuxième séjour en Tunisie¹⁴.

III.7. Dispositif expérimental

III.7.1. Objectif

L'objectif de l'essai en cases lysimétriques est d'avoir suffisamment de données d'entrées et de sorties en eau et en nitrate dans une colonne de sol nu afin de pouvoir modéliser le transfert de nitrate du lysimètre en vue d'une extrapolation au niveau de la parcelle.

III.7.2. Les lysimètres

Cette méthode de mesure a été choisie dans le cadre de ce travail car elle permet d'évaluer le bilan hydrologique et de quantifier les phénomènes de lixiviation du nitrate lors de l'expérience menée. Si toutes les transformations biochimiques de l'azote avaient voulu être mesurées, certaines précautions auraient dû être prises car les phénomènes de volatilisation, de dénitrification ou de fixation et d'assimilation ne peuvent être mesurés directement par lysimétrie.

Des lysimètres, fermés par des parois métalliques, dont l'installation remonte à 1998 et dont la terre est en place depuis 2008, ont été utilisés.

Les cases lysimétriques font chacune 1m³ et sont composées, en bas de colonne, d'un tissu poreux surmonté de 10 cm de gravier. Cette couche est recouverte par les mêmes successions de terres que celles identifiées dans la parcelle adjacente, chacune tassées avant la mise en place de la suivante. Nous pouvons considérer que le sol est en place et que ses caractéristiques physiques ne vont plus varier au cours de l'essai. Celles-ci sont déterminées, avec trois répétitions (III.8).

Les bidons récoltant les percolats ont été nettoyé à l'eau de javel et rincés plusieurs fois avec de l'eau de distribution. Ils ont été gradués (par tranche de 500 ml) afin de faciliter la lecture du volume de percolat.

Les lysimètres ont été choisis suivant un échantillonnage aléatoire (même probabilité d'être sélectionné) et simple (les individus ont été choisis indépendamment les uns des autres) car les cases sont supposées identiques (à priori, il n'y a pas de sources de variations) [Palm, 2009].

III.7.3. L'expérience

Trois types d'expériences, dont chacune a fait l'objet de trois répétitions, ont été menés afin de modéliser différentes dynamiques:

- a) ED : apport journalier de 10 mm d'eau de distribution faiblement chargée en nitrate : 8 mg/l en moyenne.
- b) EN : apport journalier de 10 mm d'eau de nappe fortement chargée en nitrate : 130 mg/l en moyenne.
- c) EDF : apport unique de fertilisant nitraté (K_2NO_3) le premier jour de l'essai avec entretien journalier du flux d'eau avec 10 mm d'eau de distribution. La dose de fertilisant (122 g) a été calculée pour correspondre à l'apport total de nitrate par l'expérience EN.

L'apport d'eau était de 10 mm car l'évaporation potentielle moyenne est de 3 à 4 mm/j.

¹³ Juillet et août 2011

¹⁴ Mi-février à mi-avril 2012

Journalièrement, les volumes d'eau percolés ont été mesurés et des échantillons d'eau percolés ont été récoltés. Ceux-ci ont été soumis à un dosage en nitrate (III.7.4). Les éprouvettes en PVC utilisées pour l'échantillon étaient, chaque jour, rincées avec de l'eau distillée.

Avant de commencer l'expérience, les cases lysimétriques ont été abondamment arrosées afin de viser l'obtention des mêmes conditions initiales dans chaque case. Cette mise en drainage a été faite avec les eaux appropriées selon les cases (eau de nappe ou eau de distribution). Ci-dessous, des figures illustratives du dispositif expérimental.



Figure 12. Réception des eaux de drainage des cases lysimétrique.

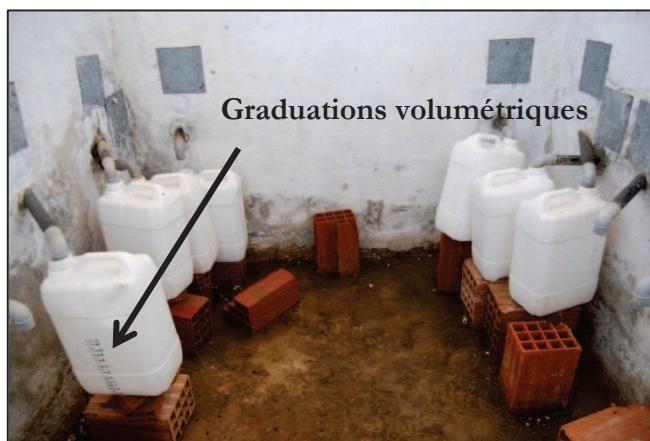


Figure 13. Réception des eaux de drainage des cases lysimétriques.



Figure 14. Six des douze cases lysimétriques.



Figure 15. Six des douze cases lysimétriques.

Le plan des cases reprend certaines abréviations :

- **SOL** : cases ayant été déstructurées en juillet 2011 afin de caractériser le sol ;
- **K_s** : cases ayant servi pour la mesure de la conductivité hydraulique à saturation. Une déstructuration de surface est à prévoir.

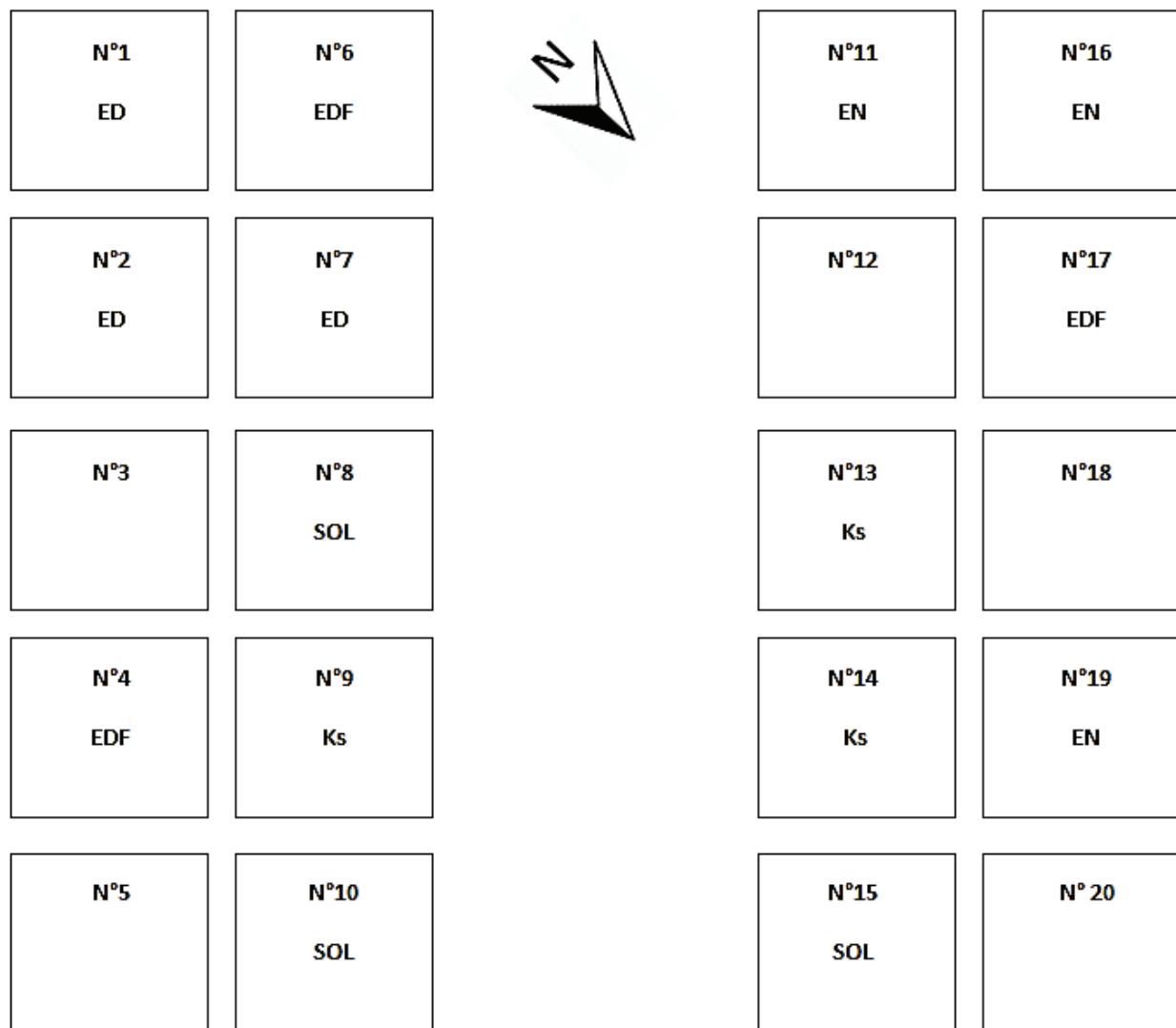


Figure 16. Schémas d'utilisation des cases lysimétriques.

III.7.4. Analyse chimique : lixiviation du nitrate

Avant d'entamer l'expérience, nous avons récolté des échantillons de sols, à la tarière, à 15 et 60 cm (milieu des deux horizons détectés par l'analyse granulométrique) afin de déterminer la teneur initiale en nitrate dans le sol, Figure 17. Ils ont été conservé à -4°C durant les 50 jours de l'essai et transporté en poche frigorifique, comme recommandé par la norme française XP X 31-115 [Norme AFNOR, 1995b], jusqu'au Centre wallon de Recherche Agronomique (CRA-W) où ils ont été dosés en nitrate et ammonium par analyse en courant continu sur solution extraite de sol par du KCl 2M¹⁵.

Il aurait été intéressant de doser l'azote organique afin d'expliquer les flux de nitrate (possible minéralisation de l'azote organique déjà présent dans le sol) mais les teneurs en carbone du sol ne

¹⁵ Respectivement, QuickChem® Method 12-107-04-1-B ; 12-107-06-3-B Lachat instruments 5600 lindburgh drive Loveland, CO 80539 USA.

dépassent pas 0,3% et la mesure de l'azote organique total par la méthode de Khjeldahl n'est pas assez sensible lorsque la teneur en carbone du sol à doser est inférieure à 0,8% [Norme AFNOR, 1995a].

Journalièrement, les échantillons d'eau récoltés ont été dosés par la méthode colorimétrique des bandelettes-test Nitrate et du lecteur optique Nitrachek 404 produit par Challenge Agriculture, Figure 18.

Le Nitrachek 404 permet une lecture simple et rapide de la concentration en nitrate dans l'eau, le sol et les plantes, en conjonction avec des bandelettes réactives livrées. La gamme de lecture va de 5 à 500 ppm et la précision est meilleure en milieu (+/- 7 %) qu'aux extrêmes où elle n'est pas garantie. La représentativité des résultats dépend étroitement du soin apporté aux différentes opérations et le résultat final normalement obtenu, comparé à d'autres méthodes, s'établissent généralement dans une fourchette de +/- 10% [Challenge Agriculture, 1999]. Cette méthode de dosage est celle qui offre le meilleur compromis entre exactitude scientifique et facilité d'utilisation et de transport de la Belgique à la Tunisie.



Figure 17. Prise d'échantillon de sol.



Figure 18. Utilisation du lecteur Nitrachek 404.

III.8. Caractéristiques physiques du sol des cases lysimétriques

Les caractéristiques physiques de sol mesurées, pour chaque horizon du profil de sol, sont :

- densité apparente ;
- texture ;
- conductivité hydraulique à saturation ;
- courbe de rétention.

Ces caractéristiques ont été déterminées à raison de 3 répétitions par couches de 20 cm. Réaliser davantage de répétition étaient impossibles sur les cases lysimétriques car cela aurait impliqué la déstructuration d'autres cases nécessaires à l'expérimentation. La couche de gravier drainante a subi un traitement particulier afin de tenter d'en déterminer sa densité apparente et un point de sa courbe de rétention.

III.8.1. Texture

Les échantillons permettant de déterminer la texture du sol ont été récoltés par couche de 20 cm dans les cases lysimétriques afin d'identifier les horizons pédologiques des cases. Le taux de particules dans chaque fraction a été mesuré au centre provincial de l'agriculture et de la ruralité du Brabant Wallon selon la méthode de sédimentation et de la pipette dérivée de la norme NF-X 31-107. Ces fractions sont : les sables grossiers les sables grossiers ($> 200 \mu\text{m}$), les sables fins ($> 50 \mu\text{m}$ et $\leq 200 \mu\text{m}$), les limons grossiers ($> 20 \mu\text{m}$ et $\leq 50 \mu\text{m}$), les limons fins ($> 2 \mu\text{m}$ et $\leq 20 \mu\text{m}$) et les argiles ($< 2 \mu\text{m}$) et elles sont exprimées en pourcent par rapport à la terre sèche décarbonatée.

III.8.2. Densité apparente

Les échantillons utiles à la détermination de la densité apparente sont récoltés à l'aide d'anneaux volumétriques de volume connu : 100cm^3 .

Le sol est creusé à la bêche jusqu'à une profondeur de quelques centimètres au-dessus de la profondeur à étudier et ensuite aménagé pour être le plus vertical possible. Il est habituel de prélever des échantillons horizontalement mais ils ont été prélevés verticalement afin de mieux représenter le sol car l'horizon étudié était mince.

Deux anneaux vides de même volume sont superposés et enfoncés dans le sol à l'aide d'une masse jusqu'à la moitié de l'anneau supérieur. Le volume de sol contenu dans l'anneau inférieur est étudié tandis que le volume de sol contenu dans l'anneau supérieur est éjecté lors de la sortie des 2 anneaux. En effet, l'anneau supérieur ne sert qu'à préserver la structure du sol de l'anneau inférieur.

Les 2 faces de l'échantillon sont arasées tout en veillant à conserver intact le contenu de l'anneau. L'anneau est déposé sur une coupelle et le tout est pesé avant et après séchage de l'échantillon à l'étuve (105°C) durant 24 heures.

III.8.3. Courbe de rétention

Les courbes pF ont été déterminées par mesure en laboratoire sur échantillons avec l'appareil de Richards. Ces échantillons ont été récoltés de la même manière que les échantillons de densité apparente, en anneau volumétrique de 100 cm^3 , et les manipulations ont été réalisées au laboratoire de l'unité

III.8.3.1 Appareil de Richards

L'appareil de Richards est une casserole à pression réglable contenant une plaque poreuse sur laquelle sont déposés les échantillons préalablement porté à saturation par humectation ascendante.

La casserole est fermée et portée à la pression désirée durant la durée nécessaire à atteindre l'équilibre (sorties d'eau nulles) et les échantillons sont sortis, pesés et le procédé est répété pour des pressions croissantes jusqu'à la pression correspondante au point de flétrissement. Après cette dernière opération, les échantillons sont placés en étuve (105°C) afin de déterminer leur poids sec.

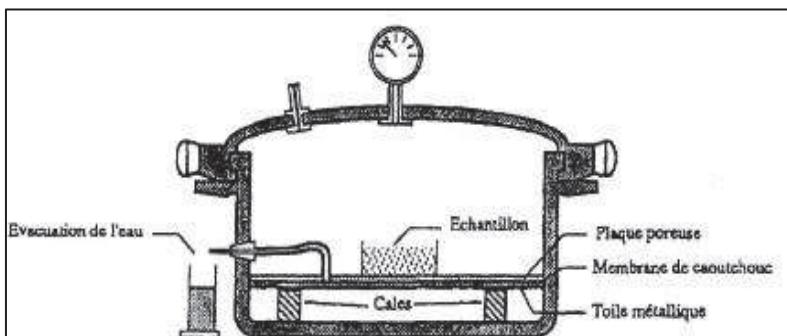


Figure 19. Schémas représentant la casserole de Richards. Source : Degre, 2009.



Figure 20. Casserole de Richards.

III.8.4. Conductivité hydraulique à saturation

III.8.4.1 Choix du dispositif de mesure

L'infiltration est un processus très complexe qui peut varier spatialement et temporellement. Nous avons opté pour une mesure ponctuelle, c'est-à-dire, pour une application d'eau sur une surface finie et détermination du taux de prélèvement par le sol. Pour notre problème, deux méthodes peuvent être envisagée :

- méthode du double anneau qui permet l'étude de l'infiltration des sols inondés ;
- méthode du tensio-infiltromètre qui s'intéresse au taux d'infiltration de la matrice, robuste à la présence de macro-pores.

Le double anneau a les avantages d'être bon marché, simple d'utilisation et robuste.

Le tensio-infiltromètre est moins destructeur, utilise moins d'eau et permet de déterminer la distribution des pores dans le sol en fonction de la tension appliquée mais il ne permet pas une mesure de K à saturation. Malgré l'avantage que présente le tensio-infiltromètre dans la description de la fonction de conductivité hydraulique nécessaire au logiciel HYDRUS 1D, nous avons opté pour le double anneau car la situation correspond à l'expérience mise en œuvre (inondation de la case).

III.8.4.2 Méthode du double anneau

Le K_s est estimé par ajustement du modèle d'infiltration de Horton et Kostiakov aux résultats obtenus via le double anneau en surface des cases lysimétriques et en profondeur (trou de 60cm de diamètre jusqu'à 70 cm de profondeur) de la parcelle adjacente.

Des anneaux « non conventionnels » en PVC, fait maison, ont été utilisés afin de permettre une aisance de travail : ils nécessitent moins d'eau, option importante lorsque le travail se déroule en solitaire et, de plus est, en sol sableux. Selon une étude de variabilité de mesure par la méthode du double anneau, la dimension du dispositif employé n'a aucune influence sur la mesure et sa variabilité [Boivin, 1990].

Les anneaux sont enfouis dans le sol (une quinzaine de cm) en veillant à ce qu'ils soient concentriques et horizontaux.

L'anneau extérieur est rempli d'eau (jusqu'à moins 1 cm du bord) et une attente de minimum 15 minutes est requise afin d'éliminer les effets de bord (Figure 21). Le niveau dans l'anneau extérieur est ajusté par un remplissage si nécessaire.

Après cette mise en place, l'anneau central peut-être rempli (jusqu'à moins 1 cm du bord) et les variations d'hauteur d'eau sont consignées pour un pas de temps déterminé (utilisation d'un chronomètre).

Afin d'éviter que le niveau d'eau de l'anneau central n'aille en dessous de 3 cm du bord ou que la différence de niveau entre les 2 anneaux soit supérieure à 2 cm, des remplissages seront nécessaires tout au long de la manipulation.

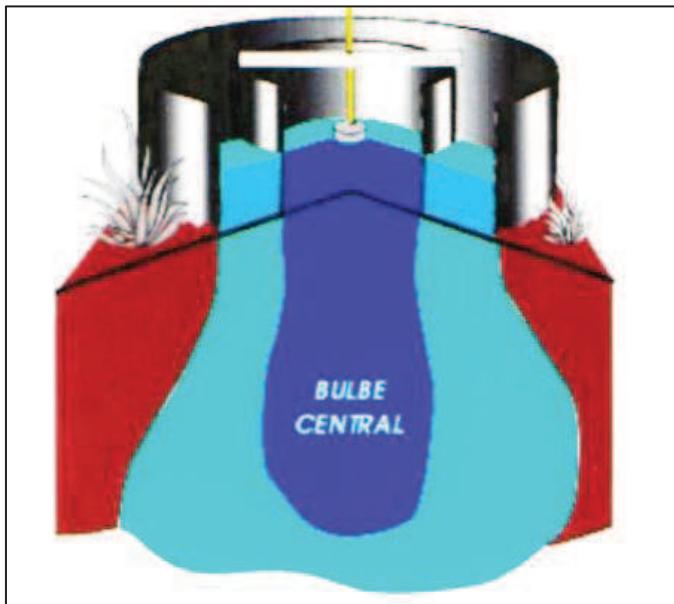


Figure 21. Bulbe d'humidification avec le double anneau. Source : Beckers, 2010



Figure 22. Double anneau en PVC

Cette méthode requiert :

- que le sol soit homogène (pas de stratification);
- que le profil d'humidité initiale soit uniforme;
- qu'il n'y ait pas d'écoulements préférentiels (pas de macroporosité fonctionnelle).

Il est rare que ces trois conditions soient remplies mais Boivin (1988) et Boivin et Touma (1988) ont montré qu'il était néanmoins possible d'évaluer la conductivité hydraulique à saturation à partir de courbes d'infiltration.

III.8.4.3 Modèle d'infiltration de Horton et Kostiakov

Le modèle de Horton et Kostiakov permet de prévoir la vitesse d'infiltration d'un sol sur base de mesures effectuées au préalable. Ce modèle se base sur la considération empirique qu'un couvert soumis à une pluie continue voit sa capacité d'infiltration diminuer au fur et à mesure que le sol s'humidifie. Il permet de calculer la hauteur d'eau totale infiltrée (z [L], Equation 25) et le volume d'eau infiltrée au cours du temps (i [LT^{-1}], Equation 26).

$$z = kt^a + f_0 t \quad \text{Équation 25}$$

$$i = \frac{dz}{dt} = akt^{(a-1)} + f_0 \quad \text{Équation 26}$$

Avec a , k et f_0 , des coefficients déterminés empiriquement et t le temps [T].

Les mesures réalisées sont utilisées afin de trouver les paramètres a , k et f_0 , permettant de comparer ces mêmes mesures aux prédictions du modèle et d'évaluer la précision de la valeur de conductivité hydraulique calculée.

III.8.4.4 Méthode de calcul

Les moyennes mobiles sur 5 points (donnent une meilleure approximation et diminuent l'impact des valeurs extrêmes) des vitesses d'infiltration sont calculées et mises en graphiques.

L'étape suivante est d'ajuster la tendance logarithmique sur ce nuage de points, l'asymptote tend vers une valeur f_0 qui est la conductivité hydraulique à saturation.

Afin d'appliquer le modèle d'Horton et Kostiakov, le graphique de $\log_{10}(i-f_0)$ en fonction de $\log_{10}(t)$ peut être construit et une courbe de régression linéaire y est ajustée, ce qui permet d'imaginer le système d'équation suivant donnant les valeurs des paramètres a et k précités:

$$\begin{cases} \log(i - f_0) = \log(a \cdot k) + (a - 1) \times \log(t) \\ y = B + A \times x \end{cases} \quad \text{Équation 27}$$

III.8.5. Cas particulier du gravier

Afin de tenter de caractériser physiquement le gravier en bas de lysimètre, nous avons rempli un anneau volumétrique de 100 cm^3 avec celui-ci et l'avons humecté l'échantillon durant 48h. Le poids à saturation a été déterminé ainsi que le poids sec (étuve à 105°C durant 24h) afin d'avoir au moins un point de la courbe de rétention (teneur en eau à saturation) et une densité apparente approchée.

La conductivité hydraulique à saturation du gravier s'est avérée très difficile à mesurer, même en laboratoire, et nous avons retenu la valeur de 1m/s pour du gros gravier selon Freeze et Cherry (1979).

III.9. Données météorologiques

Les données météorologiques nécessaires à la modélisation sont celles permettant de calculer les pertes d'eau (évaporation réelle) et celle représentant les apports d'eau (précipitations).

III.9.1. Evaporation réelle

L'évaporation potentielle (EP) est le taux maximal évaporatoire pour une surface de référence. Trois approches différentes peuvent être mises en place afin de calculer l'EP pour une surface: via un bilan hydrique ou énergétique ou à partir de relations empiriques.

Nous avons opté pour la méthode de calcul via un bilan énergétique car toutes les données météorologiques nécessaires au calcul du bilan énergétique sont à notre disposition, c'est-à-dire, la température de l'air, la vitesse du vent, le rayonnement global et l'humidité relative de l'air.

Le bilan énergétique se base sur le fait que l'évaporation de l'eau est liée à une consommation d'une chaleur proportionnelle à la quantité d'eau potentiellement évaporée. L'établissement du bilan énergétique de la surface évaporante ainsi que l'utilisation d'une équation expérimentale concernant le transfert aérodynamique au-dessus de la surface évaporante, l'équation de vapeur saturante ou le rapport de Bowen nous ramènent à la relation de Penman (Equation 28) qui nous permet de calculer l'évaporation potentielle.

$$EP = \frac{(\Delta \times Rn) + \frac{(\rho \times C_p \times (e'a - ea))}{R_a}}{C_L(\Delta + \gamma)}$$

Équation 28

Où :

- EP : évaporation [mm/jour] ;
- C_L : la chaleur latente de la vaporisation de l'eau [2,45 MJ/kg] ;
- Δ : la pente de la courbe de pression de vapeur d'eau [kPa. $^{\circ}$ C $^{-1}$] ;
- R_n : le rayonnement net [MJ.m $^{-2}$.j $^{-1}$] ;
- ρ : la masse spécifique de l'air sec [1,204 kg.m $^{-3}$ pour notre gamme de température] ;
- C_p : la chaleur spécifique de l'air à pression constante [0,001013 MJ.kg $^{-1}$. $^{\circ}$ C $^{-1}$] ;
- $e'a$: la pression de vapeur d'eau saturante à la température de l'air [kPa];
- ea : la pression d'eau réelle dans l'air [kPa];
- γ : la constante psychrométrique [kPa. $^{\circ}$ C $^{-1}$] ;
- R_a : paramètre de résistance aérodynamique [s.m $^{-1}$].

Le développement de l'Equation 28 est consultable dans Allen *et al.*, 1998.

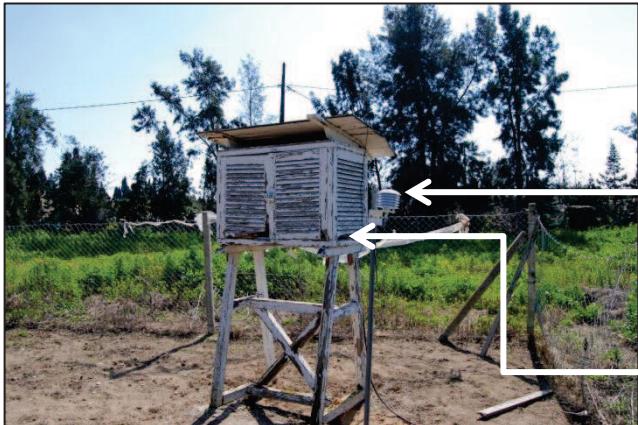
III.9.2. Récolte des données météorologiques

La récolte des données météorologiques se sont faites au niveau de la station. Les données de précipitations et de vitesse de vent ont été mesurées avec, respectivement, un pluviomètre à augets basculeurs et un anémomètre à coupelle situé à 2 m du sol.

Les données de rayonnement, d'humidité relative et de température ont été mesurées avec, respectivement, un pyranomètre au silicium SP-Lite Campbell Scientific et un capteur d'humidité relative et de température CS215 Campbell Scientific, le tout relié à un système de mesure et contrôle de marque Campbell Scientific et de modèle CR1000. Ce matériel a été apporté à la station depuis la Belgique et installé par nos soins afin d'être certain de la fiabilité des mesures. Selon une étude de Gong (2006), les

paramètres les plus sensibles lors du calcul de l'évapotranspiration potentiel selon Penman-Monteith, sont l'humidité relative et le rayonnement solaire. Viennent ensuite la température et la vitesse du vent. Cette dernière variable n'a pas été mesurée par un de nos appareils de mesures car le transport était trop délicat.

La CR1000 comprend un processeur et des entrées/sorties analogiques ou numériques. Le langage de programmation se rapproche du BASIC et comprend des fonctions de traitement et d'analyse. Le logiciel PC400 1.2, entre autre, permet de générer ou de modifier des programmes, de récupérer des données ou de les visualiser en temps réel [Campbell Scientific Inc., 2007].



Capteur de
rayonnement
et de
température

CR1000 à
l'abri

Figure 23. Emplacement des capteurs météorologiques.



Figure 25. Capteur de rayonnement.



Figure 24. Anémomètre et pluviomètre.

III.10. Modélisations

Tout d'abord, le logiciel RETC permet de déterminer les paramètres des fonctions continues de $K(\theta)$ et $h(\theta)$ nécessaires à la simulation des flux d'eau. Par la suite, le logiciel HYDRUS 1D est utilisé et les différentes options de modélisation sont exploitées (résolution directe et inverse ; différentes FPT). Finalement, le programme EPIC nous permet de représenter les éventuelles transformations biochimiques de l'azote dans le sol.

III.10.1. Logiciel RETC et module Roseta

A partir de la mesure de conductivité hydraulique à saturation et des neuf points de la courbe de rétention, pour les deux horizons (0-30 cm et 30-90 cm), RETC prédit les valeurs des paramètres α ; n ; θ_r ; θ_s , selon les fonctions de pédo-transferts suivantes (associées à des modèles de distribution de pores) :

- a) van Genuchten – Mualem avec les paramètres m et n fixes ou variables¹⁶;
- b) Brooks et Corey – Burdine ;
- c) Distribution Log normale – Mualem ;
- d) Double porosité – Mualem.

Nous avons opté pour le calage de la teneur en eau résiduelle [van Genuchten et Nielsen, 1985 ; Nielsen et Luckner, 1992 cités dans Durner, 1994] et de la teneur en eau à saturation car, selon une comparaison de Nielsen et Luckner (1992) cité dans Durner (1994), il est préférable d'optimiser tous les paramètres (même à signification physique) ensemble afin d'éviter une mauvaise estimation de la conductivité hydraulique à basse/haute teneur en eau.

RETC n'est pas utilisé pour prédire les paramètres hydrodynamiques de la couche de gravier. En effet, nous n'avons qu'un unique point plus ou moins certain de la courbe de rétention (teneur en eau à saturation) et devons trouver les paramètres n , α , θ_r et θ_s . Ces deux derniers paramètres auraient pu être, respectivement, nul et la teneur en eau à saturation mesurée mais il reste toujours deux paramètres à prédire grâce à un unique point de la courbe de rétention. Dès lors, le module Roseta Lite, précité II.3.3.2, est aussi utilisé avec six paramètres d'entrées (texture, densité apparente et deux points de la courbe pF) pour cinq paramètres de sortie (teneur en eau résiduelle et à saturation, n , α , K_s).

III.10.2. Logiciel HYDRUS 1D

Tout d'abord, afin de déterminer quelle FPT est la plus appropriée aux sols tunisiens, seuls les flux d'eau sont modélisés durant 51 jours (durée de l'expérience). Des simulations inverses sont également réalisées afin d'ajuster au mieux les résultats des modélisations aux données d'observations par optimisation de la conductivité hydraulique à saturation et, éventuellement, des paramètres hydrodynamiques α , n , θ_r , θ_s . Ces différents paramètres sont à optimiser un à un, pour toutes les couches (le logiciel ne peut modéliser plus de 10 paramètres à la fois).

Seaman, Singer et Aburime (2009) ont étudiés la sensibilité de la teneur en eau à 30 cm de profondeur d'un sol sableux aux valeurs des paramètres d'entrées. Il en ressort que celle-ci est plus sensible aux paramètres n , θ_s , θ_r , K_s et α dans l'ordre d'importance. Rocha, Abbasi et Feyen (2006) ont étudiés l'impact d'événements d'irrigation, ce qui nous intéresse aussi au vu des pics de pluies observés. Ils ont conclu, sur des sorties de pression capillaire, de teneur en eau et de flux cumulés, que les paramètres les plus sensibles, par ordre croissant, sont : n , θ_s , K_s , θ_r et α . Etant donné que les paramètres n , θ_s , θ_r et α

¹⁶ Le paramètre m n'est plus fixé par rapport à n .

sont déjà optimisés dans RETC, nous nous penchons premièrement sur l'optimisation du K_s et, au besoin, sur les autres paramètres.

Finalement, une simulation des flux de nitrate et d'eau est lancée avec la FPT adéquate dans le but d'optimiser les paramètres de transport de nitrate tel que la dispersivité du sol par une résolution inverse.

Les FPT utilisées sont les mêmes que celles utilisées avec le logiciel RETC après une première sélection des fonctions les plus performantes. La FPT de VGM avec une pression d'entrée d'air fixée à h=-2cm ou la FPT de VGM modifiée ne sont pas utilisées car ces options sont mieux adaptées aux sols à texture fine. En effet, selon une étude de Vogel, van Genuchten et Cislerova (2001), de petites modifications de la forme de la courbe de rétention près de la saturation peut significativement affecter les résultats de la simulation et les auteurs recommandent d'utiliser la FPT de van Genuchten-Mualem modifiée avec une pression d'entrée d'air à h=-2 cm lorsqu'il n'y a pas de mesures précises de la conductivité hydraulique du sol non saturé et lorsque le paramètre n (estimé à partir des paramètres de rétention, ultérieurement cité) est inférieur à 1,3 (sols à texture fine).

III.10.2.1 Paramètres du sol et conditions initiales et aux limites

La colonne de sol est divisée en trois horizons (0-30 cm, 30-90 cm et 90-100cm) qui ont, chacun, leurs propres propriétés optimisées avec le logiciel RETC (Tableau 3, IV.11) mis à part les paramètres de la couche de gravier (90-100 cm) qui sont obtenus avec le module Roseta-Lite.

Le sol est soumis aux conditions climatiques variables encodées par l'utilisateur en surface, précipitations et évaporation (Annexe 2). Le pas de temps est journalier étant donné que les données de précipitations sont récoltées journalièrement. Les données d'irrigation sont toutefois affinées afin de mieux simuler l'apport d'eau qui se fait en quelques minutes en matinée et non de manière répartie sur toute la journée.

La colonne de sol a une surface de suintement dans le fond¹⁷. En surface, on considère que l'excès d'eau s'accumule et ne ruisselle pas.

Enfin, les teneurs en eau initiales peuvent être ajustées en réalisant une simulation d'une durée de deux jours supplémentaires : précipitations intenses le premier jour et ressuyage le deuxième jour (comme fait sur le terrain). La teneur en eau correspondante est alors utilisée comme teneur en eau initiale pour la simulation de flux d'eau et de flux et de nitrate selon la profondeur, Figure 26.

De plus, une analyse de sensibilité des teneurs en eau initiales sera réalisée avec la FPT de VG-M. Pour ce faire, deux simulations identiques ont été lancées avec pour différence :

- la pression interstitielle initiale h= 1500 kPa (point de flétrissement) ;
- la pression interstitielle initiale h = 0 kPa (saturation).

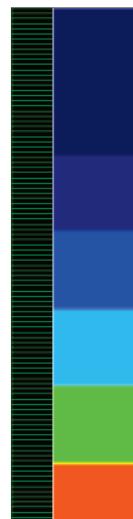


Figure 26.
Profil des
teneurs en
eau
initiales.

¹⁷ Une surface de suintement est une surface où la pression interstitielle est nulle, c'est-à-dire à pression atmosphérique.

III.10.2.2 Paramètres du nitrate et conditions aux limites

La modélisation de la lixiviation du nitrate requiert l'introduction de paramètres de transport et de réactions. Ces derniers (coefficients d'adsorption, taux de réaction d'ordre zéro ou de premier ordre, constante de distribution entre les phases gazeuse et liquide) sont tous nuls car l'ion nitrate ne réagit pas avec les particules de sol. Les paramètres de transport requis sont, Tableau 2 :

- la densité apparente du sol [ML^{-3}];
- la dispersivité du sol [L], à calibrer [Rajmohan et Elango, 2007] ou à optimiser [Beggs *et al.*, 2011] mais initialement fixée à la valeur déterminer par la courbe d'élution suite à une entrée impulsion;
- la fraction des sites d'adsorption [-];
- la teneur en eau immobile [L^3L^{-3}];
- la diffusion moléculaire en phase liquide et gazeuse [L^2T^{-1}];
- le coefficient de transfert de masse entre les phases liquides mobiles et immobiles en cas de déséquilibre physique [T^{-1}].

Le haut de la colonne est soumis à un flux de concentration (et non une concentration afin de mieux contrôler la quantité de nitrate entrant). Lorsqu'il y a des précipitations, il est important de diminuer la concentration en nitrate du flux afin de ne pas surestimer les flux de nitrate lors des pics de pluie.

Enfin, il est possible de soumettre la colonne de sol à un déséquilibre chimique ou physique, ce dernier est choisi si la simulation du flux d'eau est réalisée avec un modèle de double porosité.

Tableau 2. Paramètres nécessaires à la modélisation du transport de nitrate.

Densité apparente [g/cm ³]	H1 : 1,56 – H2 : 1,57
Dispersivité initiale [cm]	33
Fraction des sites d'adsorption [-]	1
Diffusion moléculaire dans l'eau [cm ² .j ⁻¹]	160
Diffusion moléculaire dans l'air [cm ² .j ⁻¹]	0

La valeur du coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau est issue de la littérature [Cockbrone, 1988 cité dans Lafolie, 1990; Hutson et Wagenet, 1992 cité dans Rajmohan et Elango, 2007 ; Paramasivam *et al.*, 2002; Saâdi et Maslouchi, 2003]. Il ne sera pas optimisé car la dispersion mécanique prédomine sur la diffusion moléculaire dans notre cas de transport de nitrate.

III.10.3. Logiciel EPIC

Le logiciel EPIC nécessite l'entrée de divers paramètres portant sur :

- la situation géographique (altitude, latitude) du lieu ainsi que sa configuration (pente, curve number¹⁸, surface de drainage) ;
- sur les conditions climatiques (précipitations, températures, humidités relatives, vitesses de vent et rayonnements moyens mensuels aux quels sont rajoutés une table extérieure reprenant les données météorologiques au pas de temps journaliers) ;
- sur le sol (albedo, caractéristiques géométriques des couches de sols et pour chacune d'elles : la texture, la densité apparente, des points de la courbe de rétention, le pH, la texture) ;
- sur les conditions initiales (teneurs en nitrate, en azote organique, en eau) ;
- sur les pratiques culturales (fertilisations, irrigations, plantations,...).

¹⁸ Le curve number un paramètre intervenant dans la méthode de calcul de ruissellement SCS compris entre 0 et 100 et qui est fonction du sol, de l'occupation du sol, de la pente et des pratiques culturales.

Tous les scénarioii sont modélisés selon les mêmes caractéristiques mais, en fonction du scénario, certaines particularités sont à ajouter :

- Essai ED : les précipitations journalières correspondent à l'irrigation et la teneur en nitrate de la pluie est celle de l'eau d'irrigation (8 ppm) ;
- Essai EDF : même particularité que l'essai ED avec application de fertilisant nitraté le premier jour de la simulation (pratique culturelle) ;
- Essai EN : les irrigations journalières sont encodées comme étant des précipitations dont la teneur en nitrate est de 130 ppm et les précipitations observées sont encodées en tant que pratiques culturelles (irrigation) parce que le logiciel ne peut pas gérer plus de 50 pratiques culturelles.

III.10.4. Comparaison statistique des valeurs observées et mesurées

Chaque courbe de rétention optimisée est comparée aux courbes de rétention mesurées afin d'estimer la qualité de la prédition des paramètres hydrodynamiques. De même, chaque courbe simulée de flux d'eau et de nitrate en bas de colonne, en fonction du temps, est comparée aux observations. Ces comparaisons vont d'abord se réaliser à l'aide de l'index global permettant de comparer les performances des modèles entre eux, la *Root Mean Square Error* (RMSE), et de sélectionner les meilleurs modèles (RMSE plus basses). Cet index est global car il quantifie (relativement) la variabilité et le biais des mesures aux observations sans distinction.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{sim,i})^2}{n}}$$

Équation 29

Ensuite, afin de comparer les modèles plus précisément, la construction d'un diagramme de Bland et Altman s'avère judicieuse. La méthode de Bland et Altman (1986) permet de comparer deux méthodes de mesure d'un paramètre par mise en graphique (nuage de points) de la différence moyenne entre les résultats issus des deux méthodes en fonction de la moyenne des deux valeurs estimées. Une droite de régression linéaire y est ajoutée et permet d'observer un éventuel biais proportionnel (pente non nulle) ou systématique (ordonnée à l'origine non nulle). Dans le cas d'un biais proportionnel, une analyse de résidus peut être utile.

Cette méthode est régulièrement utilisée dans le domaine de la chimie ou de la médecine afin de comparer deux méthodes de mesures. Dans notre cas, les deux méthodes de mesures sont les observations et les simulations. Chaque scénario a son propre diagramme de Bland et Altman (où chaque répétition est présentée) afin d'évaluer si le modèle prédit bien/mieux un type de dynamique.

Finalement, l'index de d'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE) nous permet d'évaluer l'efficacité de modélisation de la dynamique des flux d'eau. C'est un indicateur statistique normalisé qui détermine l'amplitude relative de la variance résiduelle comparée aux variances des observations, Equation 30, [Moriasi *et al.*, 2007]. Il peut être compris entre $-\infty$ et 1 et la simulation est acceptable lorsque l'indice est compris entre 0 et 1.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (X_{obs,i} - X_{obs,moy})^2}$$

Équation 30

IV. RESULTATS ET DISCUSSIONS

IV.11. Données pédologiques

Le Tableau 3 reprend les résultats des mesures de texture, de densité apparente et de Ks. La Figure 27 reprend les courbes de rétention avec les barres d'erreurs et l'Annexe 3, des exemples de mesure de Ks (une répétition pour chaque horizon).

Les résultats montrent que les deux premiers horizons sont des sols sableux, le deuxième ayant une densité plus élevée (rapport de 0,67 à la saturation) et, bien que la granulométrie soit plus grossière¹⁹, un Ks plus grand. Cette remarque nous donne déjà à penser que la mesure de Ks du deuxième horizon n'est peut-être pas des plus valables car faite sur la parcelle adjacente aux cases. Pour chaque horizon, le Ks a une erreur standard valant 40 % de sa valeur.

Il est à noter que les échantillons pour les mesures pF n'étaient pas parfaits et nous sommes passés de la teneur en eau pondérale à la volumique grâce à la connaissance de la densité apparente et de l'Equation suivante :

$$\theta_v = \theta_p \cdot d_a$$

Équation 31

Tableau 3. Résultats des données pédologiques.

Horizon	0-30 cm : H1	30-90 cm : H2	90-100 cm : H3
Texture [%]	0,2-2 mm	60,4	74,6
	0,05-0,2 mm	30,7	21,1
	0,02-0,05 mm	3	1,2
	0,002-0,02 mm	1,1	0,4
	<0,002 mm	4,8	2,6
Da [g/cm ³]	$1,56 \pm 0,07$		
Ks [cm/jour]	164 ± 64		
	502 ± 198		
	864×10^4		

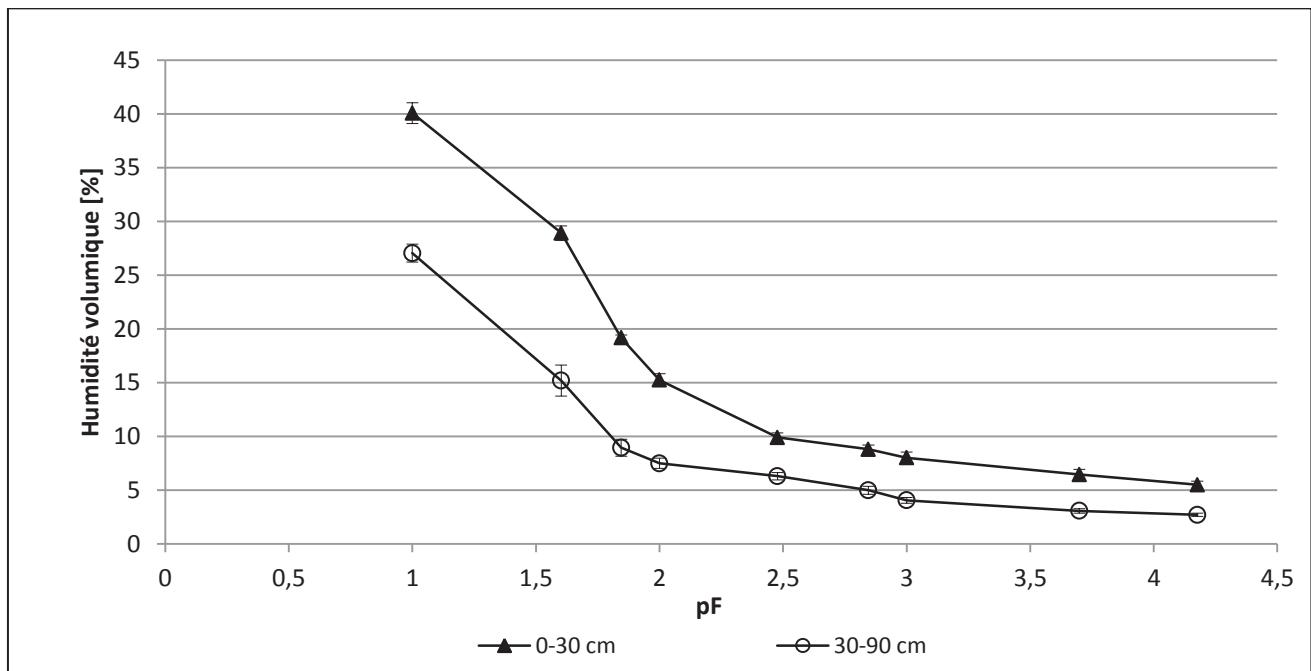


Figure 27. Courbes de pF des deux horizons du sol.

¹⁹ Un sol plus dense a tendance à moins laisser passer l'eau et à avoir, donc, une conductivité hydraulique à saturation plus faible.

IV.12. Résultats de l'expérience

Les essais ont démarré le 28/02/2012. Durant l'expérimentation, une journée de fermeture du centre de recherche a conduit à ce qu'aucune donnée ne soit récoltée et aucun apport ne soit réalisé (20/03/2012). Le 21/03/2012 les volumes de percolats ont logiquement été plus importants.

IV.12.1. Données de flux d'eau

Nous avons comparé les entrées d'eau aux sorties et la différence n'est pas nulle, Tableau 4, celle-ci est de 81,1 litres, soit 15% des apports totaux.

Initialement, nous avançons diverses hypothèses pour expliquer cette différence:

- perte d'eau par évaporation à partir des bidons récoltant la pluie ;
- lysimètres non étanches et pertes latérales et/ou en bas de colonne ;
- pauvre précision des mesures (graduations au 0,5 l près).

Ces hypothèses ne sont malheureusement pas quantifiables.

L'explication de la différence entre les apports et les sorties par un stockage d'eau dans le sol n'est pas retenue. En effet, le stock d'eau initial dans le lysimètre est supposé plus important que le final car le stock initial est atteint après mise en drainage et une journée de ressuyage²⁰ tandis que le stock final est atteint après mise en drainage (durant 48 jours) et ressuyage pendant 2 jours.

Cependant, la Figure 28 montre que les événements pluvieux des 07/03, 09/03, 10/03, 12/04 et 15/04 sont décalés de 2 à 3 jours en bas de colonne au début de l'expérience (mars) mais, ensuite, ne sont décalés que d'une journée en fin d'expérience (avril). Cela tend à nous prévenir que le traitement a pu modifier le comportement du lysimètre entre les 10-15 premiers jours d'expérience et la fin de celle-ci.

Par conséquent, nous pourrions finalement imaginer que la différence est peut être due à un stockage d'eau dans le sol. 81,1 dm³ d'eau peuvent être retenu par les 1000 dm³ de notre sol sableux (humidité volumique de 8,11 %) même si la teneur en eau initiale était, hypothétiquement, à capacité au champ (humidité volumique comprise entre 10 et 25% selon les horizons, Figure 27).

En conclusion, constatant que les flux d'eau après la journée sans irrigation (20/03) sont légèrement inférieurs, nous émettons l'hypothèse qu'il y a eu redistribution de l'eau présente dans la case et que, lors des premiers jours d'essai, il y avait présence de flux préférentiels.

Tableau 4. Résultats du bilan hydrologique

Apports totaux [l]	Pertes totales [l]	Bilan [l]
542,5	461,4	-81,1

En observant les flux d'eau en fonction du temps de chaque case, Annexe 4, nous remarquons que toutes les cases n'ont pas le même comportement.

Tout d'abord, les cases 4 et 6 ont des flux plus faibles et plus chaotiques durant le premier mois d'expérience. En effet, sur le terrain les tuyaux de drainage avaient tendance à se boucher.

Ensuite, lors des épisodes non-pluvieux, nous pouvons observer des variations allant jusqu'à 2 litres entre les cases.

Pour corroborer ceci, observons les différences entre les apports et les pertes d'eau de chaque case, Tableau 5. Aucune différence n'est nulle et les pertes totales sont plus ou moins importantes selon les cases avec, de nouveau une anomalie du côté des cases 4 et 6.

²⁰ Définition de la capacité au champ. Dans notre cas, nous ne l'atteignons pas car le bas de la colonne de sol est à la pression atmosphérique et non en drainage libre.

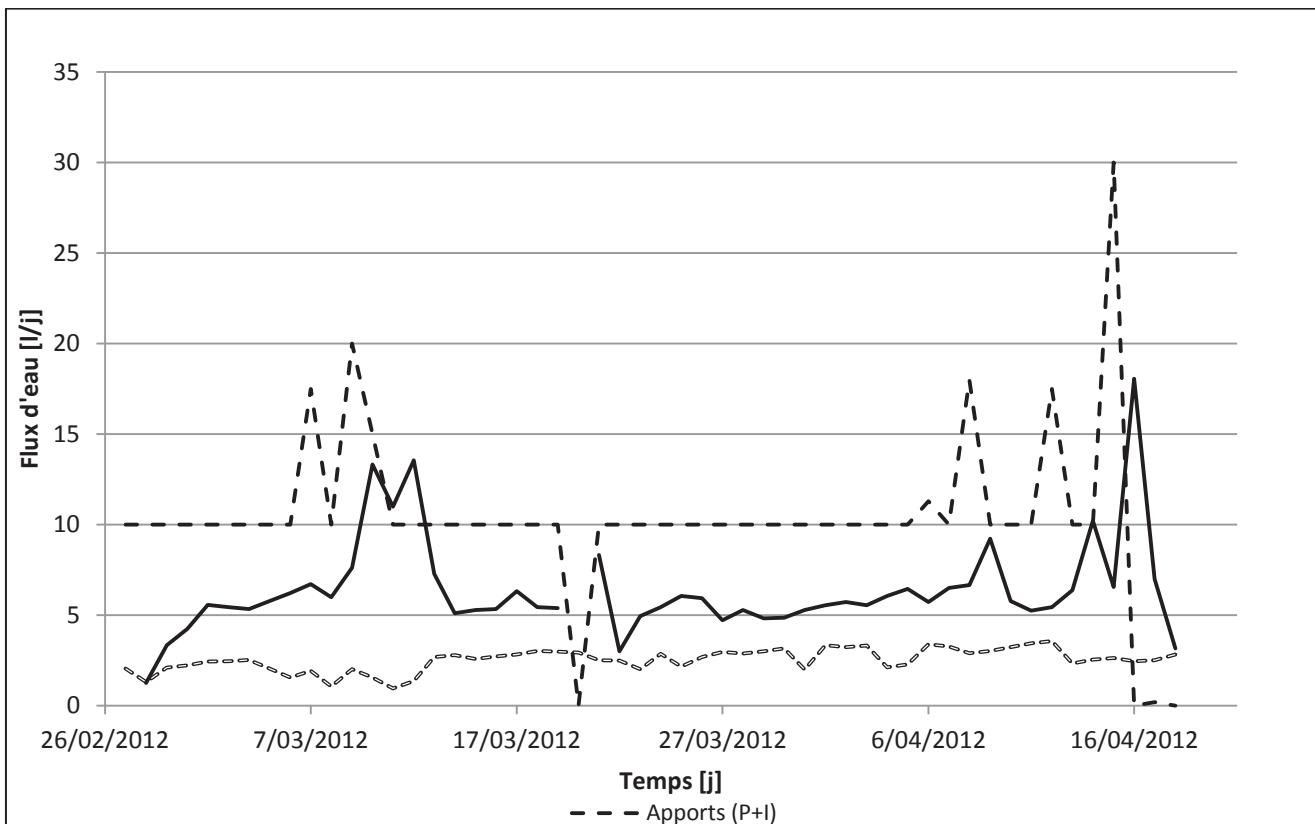


Figure 28. Apports et pertes d'eau des cases lysimétriques.

Tableau 5. Bilan d'eau de chaque case selon les types d'essai

	Essai ED				Essai EDF				Essai EN		
	C 1	C 2	C 7	C 4	C 6	C 17	C11	C 16	C 19		
Out [l]	470	450	481	434	364	461	476	480	462		
In [l]	542,5	542,5	542,5	542,5	542,5	542,5	542,5	542,5	542,5		
Diff. [l]	72,3	92,8	61,3	108,3	178,2	81,3	66,3	62,3	80,3		
%	13	17	11	20	33	15	12	11	15		

IV.12.1.1 Conclusion sur les observations de flux d'eau

Donc, d'après l'analyse des flux d'eau observés :

- les observations des cases 4 et 6 ne seront pas utilisées ;
- les modélisations porteront sur chaque case prise séparément et non sur une moyenne en fonction du type d'essai ;
- les données d'observations n'apparaissent refléter le comportement d'un lysimètre homogène qu'à partir de début avril (36^e jour). En conséquence, seuls les 15 derniers jours étudiés seront utilisés comme données d'optimisation.

IV.12.2. Dynamique du nitrate

La Figure 29 présente les trois scénarii de lixiviation de nitrate avec les barres d'erreur. Celles-ci sont importantes et nous incitent de nouveau à la prudence quant à faire une moyenne des flux de nitrate par type d'essai. Cette Figure nous permet de confirmer au vu de l'augmentation rapide de la concentration en nitrate en réponse à un traitement appliqué (ED, EN ou EDF) que ce même traitement est un facteur déterminant les concentrations en nitrate des eaux de drainage [Aronsson et Bergström, 2001].

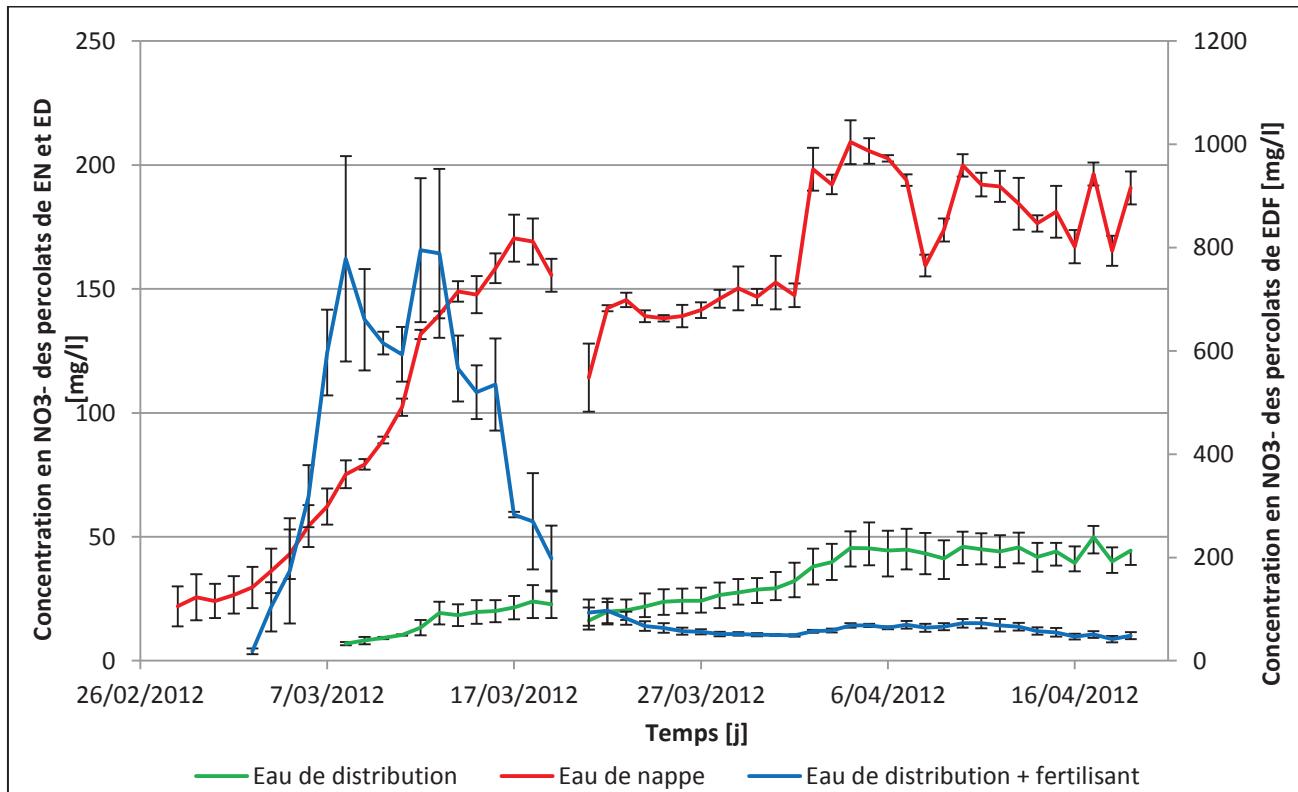


Figure 29. Concentrations moyennes des flux d'eau des trois essais.

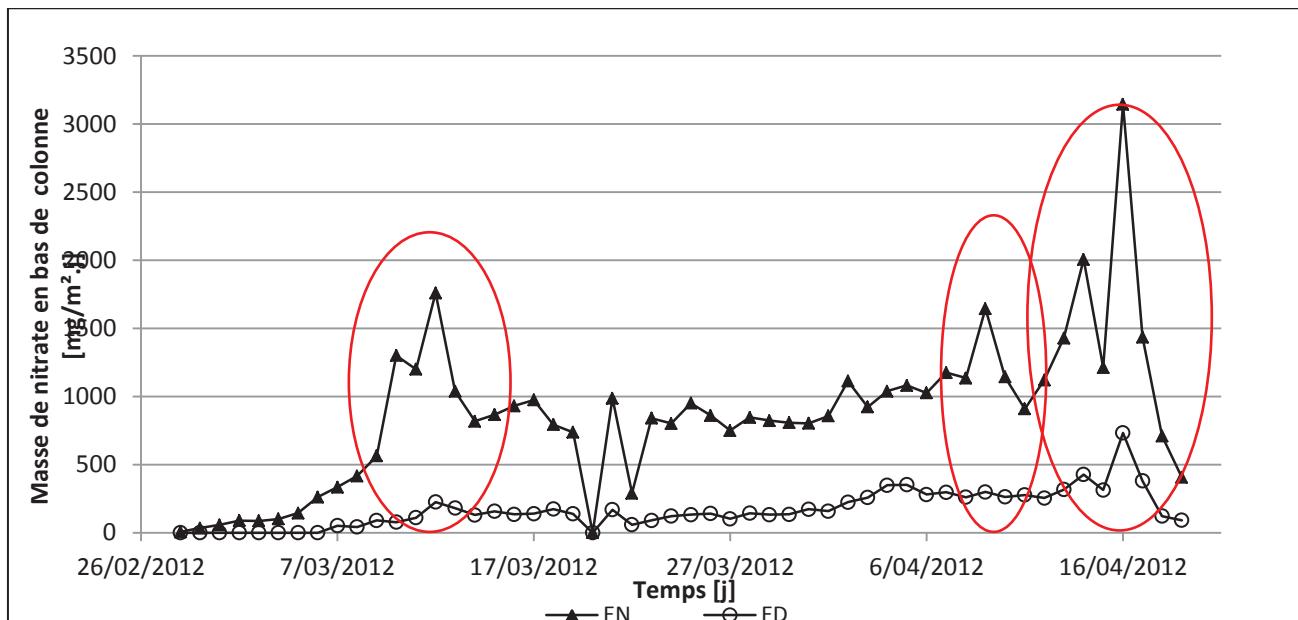


Figure 30. Masse de nitrate moyenne en bas de colonne en fonction du temps : scénario EN et ED.

La lixiviation du nitrate est dépendante des flux d'eau et augmente lorsque l'apport d'eau augmente [Bergström, 1986 ; 1995 cités dans Aronsson et Bergström, 2001 ; Oelmann *et al.*, 2007]. Nous corroborons ces conclusion ici, lors des pics de pluies, il y a plus d'eaux de drainage avec la même concentration en nitrate, la masse de nitrate lixivieré est donc plus importante, Figure 30.

Le Tableau 6 présente les résultats, en termes de masses, des différents traitements des cases ainsi que les concentrations initiales en nitrate et ammonium du sol des cases. Ces dernières sont peut-être entachées d'une erreur. En effet, selon le CRA-W²¹, la conservation des échantillons de terre au congélateur n'est pas adéquate (température trop élevée et congélation trop lente) même si celle-ci a été suivie selon la norme française XP X 31-115 de 1995. Dès lors, ces concentrations seraient peut-être plus élevées que réellement. Malgré cela, remarquons tout de même que les teneurs initiales en nitrate du sol des cases lysimétriques sont faibles par rapport aux valeurs locales [WBI, CRA-W, Gx-ABT, INRGREF, 2010]. En effet, ces dernières sont généralement comprises entre 700 et 1800 kg NO₃⁻/ha.

Les résultats montrent (Tableau 6) que l'essai ED perd deux fois plus de nitrate que celui apporté et que les essais EN et EDF perdent respectivement 74,8 et 78,6 % des apports de nitrate. Les concentrations initiales en nitrate ne sont pas suffisantes pour expliquer cette part importante de nitrate lixivieré. De même qu'une éventuelle minéralisation d'azote organique étant donné que le taux de matière organique dans le sol était très faible. Enfin, la simulation des transformations biochimiques du cycle de l'azote avec le logiciel EPIC montre qu'il n'y a pas eu de nitrification d'ammonium en nitrate et percolation de celui-ci (car pas de situation de saturation du sol). Donc, malgré la haute teneur en ion ammonium dans le sol, ceux-ci ne seraient pas à l'origine de la percolation importante de nitrate.

Ces considérations tentent de nous dire qu'au moins une partie du nitrate apporté se retrouve dans les eaux de drainage. Cette hypothèse est en contradiction avec les résultats de plusieurs études en cases lysimétriques. Webster, Belford et Cannell (1986), ont mis en évidence, avec de l'azote isotopique (¹⁵N), que la plupart de l'azote nitrique retrouvé dans les percolats ne provient pas directement du fertilisant azoté appliqué cette année-là. En 6 ans, ils n'ont observé que 3,8% de l'azote marqué dans les eaux de drainage et, par mesure, ils ont détecté que 22,5 % l'azote marqué est resté dans le sol.

Une autre étude en cases lysimétriques (Destain, Fonder, Xanthoulis et Reuter, 2010) a aussi montré que l'azote marqué appliqué sous forme de fumure ne se retrouvait pas, ou alors dans des concentrations indétectables, dans les eaux de drainage des cases lysimétriques. Par contre, sur 200 kg¹⁵N/ha apporté, 477,4 kgN/ha ont été exportés par la végétation dans un lysimètre, dont 62,2 % de ¹⁵N, (253,7 kgN/ha pour l'autre lysimètre, dont 39,8% de ¹⁵N) et 360,6 kgN/ha (65 kgN/ha dans l'autre lysimètre) ont percolé sur toute la durée de l'expérience (3 saisons culturelles). Les concentrations initiales en azote minéral et organique ne sont pas communiquées mais il apparaît clairement que celles-ci ne devaient pas être négligeables. Ces chiffres importants d'exportations et de lixiviation par rapport aux apports initiaux sont du même acabit que nos résultats, Tableau 6.

Tableau 6. Résultats des apports et pertes de nitrate et concentrations initiales en nitrate du sol.

	ED	EN	EDF
Apports totaux NO ₃ [mg/m ²]	4253	62309	79252
Pertes totales NO ₃ [mg/m ²]	8187	46578	62272
NO ₃ ⁻ lixivieré [% des apports]	195,5	74,8	78,6
[NO ₃ ⁻] initiale [mg/m ²] H1	787 ± 151	3089 ± 1238	1072 ± 97
[NO ₃ ⁻] initiale [mg/m ²] H2	283 ± 71	3589 ± 1468	0 ± 0
[NH ₄ ⁺] initiale [mg/m ²] H1	3499 ± 318	3671 ± 554	2484 ± 638
[NH ₄ ⁺] initiale [mg/m ²] H2	2484 ± 510	1269 ± 2	523 ± 0

²¹ Ces affirmations n'ont jamais été publiées.

Les Figures suivantes présentent les concentrations en nitrate dans les eaux d'apports et dans les eaux de drainage d'une case de chaque essai. Celles-ci illustrent le Tableau 6.

Durant l'essai ED (Figure 31), les concentrations en nitrate des eaux de sorties sont en permanence supérieures aux eaux d'apports, ce qui induit une masse perdue plus importante que la masse apportée. Nous pourrions considérer que l'eau de distribution a une teneur en nitrate négligeable (pour rappel de 8 mg/l) et nous référer à l'étude d'Aronsson et Bergström (2001) qui ont observé que, lors de leur première année d'essai en cases lysimétriques, la lixiviation de nitrate était plus importante qu'attendue alors que les traitements n'avaient pas encore commencés. C'est-à-dire qu'il y a une large portion d'azote minéral initialement présente dans les lysimètres.

Durant l'essai EN (Figure 32), la concentration en nitrate des sorties est d'abord inférieure à celle des eaux apports pour ensuite être un peu supérieure et la masse totale de nitrate percolée est presque égale à la masse apportée.

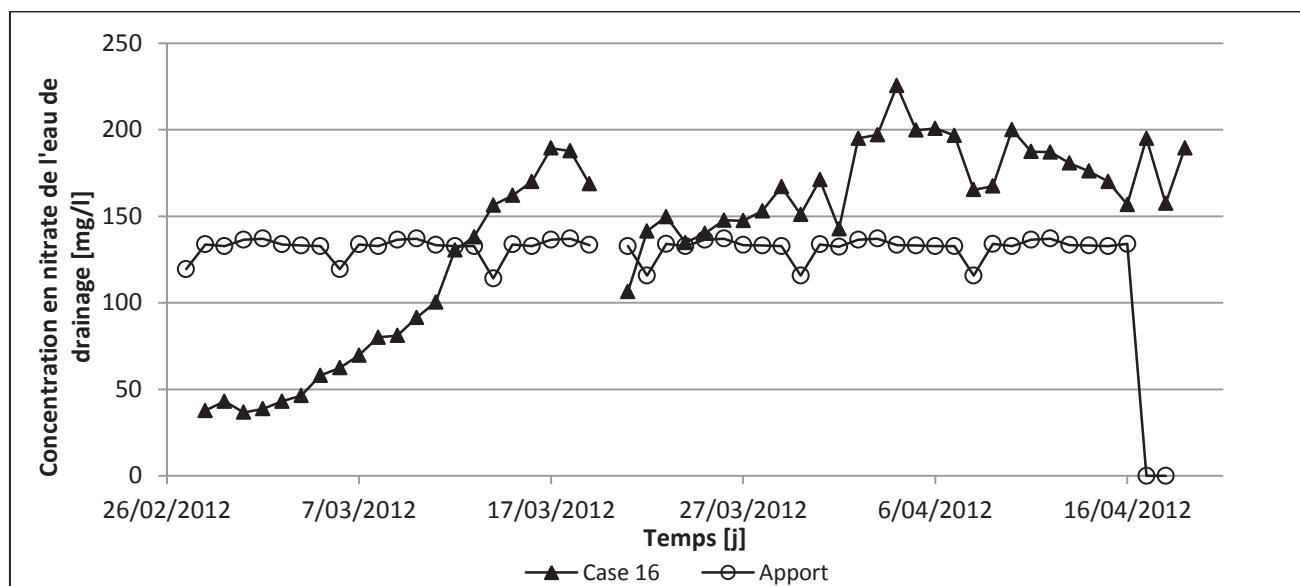


Figure 31. Concentration des eaux d'apport et drainées de la case 16 de l'essai EN.

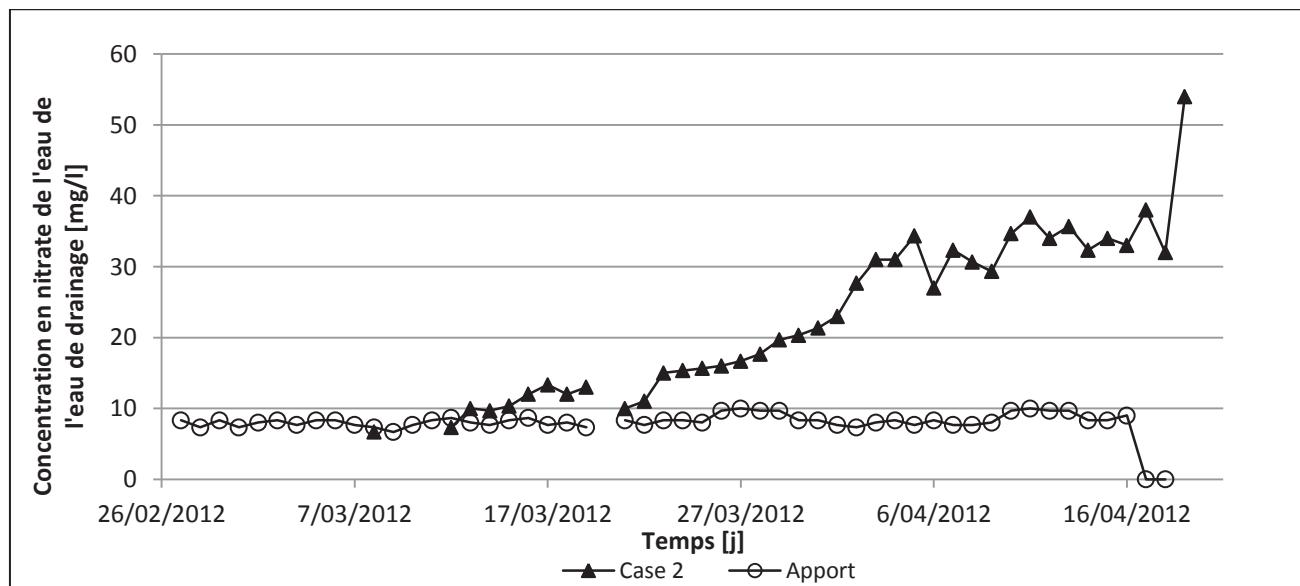


Figure 32. Concentration des eaux d'apport et drainées de la case 2 de l'essai ED

IV.12.2.1 Conclusion sur les observations de la dynamique du nitrate

En conclusion, retenons que, selon la littérature étudiée, il est possible d'avoir des pertes de nitrate plus importantes que les apports [Aronsson et Bergström, 2001 ; Destain, Fonder, Xanthoulis et Reuter, 2010] et que ces pertes ne viennent probablement pas des apports appliqués juste précédemment mais vraisemblablement de l'azote minéral ou organique déjà présent dans le sol [Webster, Belford et Cannell, 1986 ; Aronsson et Bergström, 2001 ; Destain, Fonder, Xanthoulis et Reuter, 2010].

De par des mesures, nous avons conclu que les teneurs en azote organique (via minéralisation) et en ammonium (via nitrification) du sol n'expliquaient pas la masse totale de perte d'azote avoisinant celle des apports. De même, les teneurs en nitrate sont trop faibles pour expliquer les pertes importantes. Mais, ces mêmes dosages en nitrate sont à prendre avec recul car les valeurs sont beaucoup plus faibles que les valeurs locales [WBI, CRA-W, Gx-ABT, INRGREF, 2010] et, à l'encontre de cette remarque, les concentrations devraient être plus faibles que celles dosées car la conservation des échantillons n'étaient pas convenable selon le CRA-W.

Ces réflexions nous amènent à questionner la pertinence de l'échantillonnage des éléments de sols en vue de leur dosage en azote minéral. L'endroit de prélèvement a peut-être influencé les dosages s'il y a présence de flux préférentiels (hypothèse IV.12.1). Les dernières expérimentations dans ces cases lysimétriques remontent à quatre ans et les diverses précipitations qui ont eu lieu depuis n'étaient que ponctuelles (pas de pluie de 10mm/j pendant une vingtaine de jours [Rajan, 2012]). Dès lors, des flux préférentiels ont peut-être eu lieu lors de chaque pluie ce qui aurait accéléré la lixiviation de nitrate en certains endroits et pas en d'autres. Ou inversement, les zones non drainées ont pu être sujettes à la saturation et à la nitrification ou à la dénitritification.

IV.12.2.2 Caractéristiques de la courbe d'élution de l'essai EDF

L'essai EDF est un exemple de courbe d'élution à une entrée impulsion. La Figure 33 nous montre que le pic atteint après l'entrée impulsion est bimodal, cette bimodalité peut provenir d'un mauvais échantillonnage ou de mauvais dosages de ceux-ci. Le maximum de ce pic (08/03/2012) représente le temps de séjour du nitrate dans le sol qui est donc de 11 jours.

A partir de la courbe, nous pouvons calculer le coefficient de dispersion (Equation 21 et 23, pp.27 et 28). Celui-ci vaut $0,030 \text{ m}^2/\text{j}$. Etant donné que la vitesse de l'écoulement est aussi calculée par la méthode de Taylor, nous pouvons déterminer la dispersivité du sol qui vaut $0,33 \text{ m}$. Cette valeur est élevée pour une colonne de sol sableux de 1 m de hauteur selon Vanderborght et Vereecken (2007).

Ils ont réalisés une étude bibliographique reprenant des centaines de mesures de dispersivité sur des échantillons de texture différentes dans des conditions de laboratoires différentes (flux constant ou intermittent, conditions climatiques, hauteur d'eau constante) ainsi que sur des échantillons de sol différents (carottes, colonnes, in-situ). Dès lors, *à priori*, nous doutons de cette valeur.

Ensuite, nous savons que l'aquifère de l'Oued Souhil se situe 12 m sous la surface. En imaginant que le sol soit similaire sur ces 12 mètres, le nitrate atteindrait l'aquifère 132 jours après application. Bien entendu, c'est une valeur à prendre avec énormément de précaution car le sol se densifie avec la profondeur et n'a pas la même texture en surface qu'en profondeur.

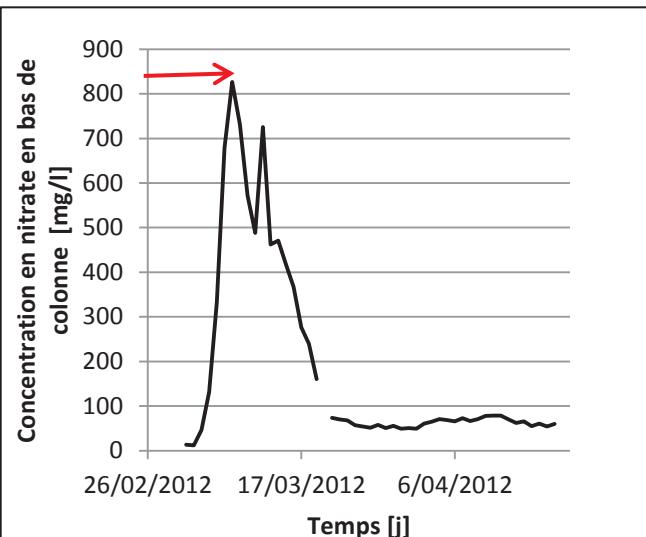


Figure 33. Courbe d'élution de la case 17 (essai EDF)

IV.13. Résultats des FPT développées sur sols exotiques

IV.13.1. FPT de Vauclin

Par mise en graphique de $K(\theta)$ et comparaison par rapport à la même courbe issue de la modélisation par la FPT de VGM, nous remarquons de suite que Vauclin (1983) surestime les valeurs de conductivité hydraulique à saturation plus élevées, Figure 34. Il faut noter que la résolution numérique de l'Equation de Richards ne converge pas lorsque ces valeurs de $K(\theta)$ sont utilisées avec les valeurs de $h(\theta)$ mesurées.

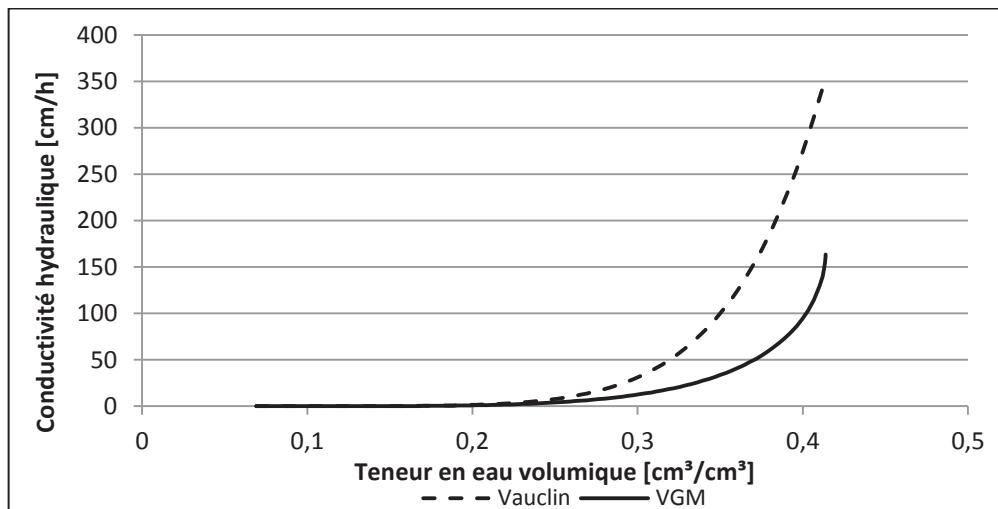


Figure 34. Comparaison de $K(\theta)$ obtenue avec les FPT de Vauclin et de VGM.

IV.13.2. FPT de Dashtaki

La FPT de Dashtaki (2010) n'est pas du tout adaptée aux sols tunisiens, les résultats des calculs de $\theta(h)$ (FPT ponctuelles) donnent soit certaines des teneurs en eau négatives (FPT ponctuelle n°2) soit des courbes pF très différentes de celles-mesurées (FPT ponctuelle n°1), Figure 35.

Les FPT paramétriques donnent des paramètres de VG-M qui sont de valeurs soit négatives, soit beaucoup trop élevées, soit plausibles. Ces derniers ne peuvent quand même être exploités car les FPT ponctuelles et certains points des FPT paramétriques ne sont pas adaptés aux sols tunisiens.

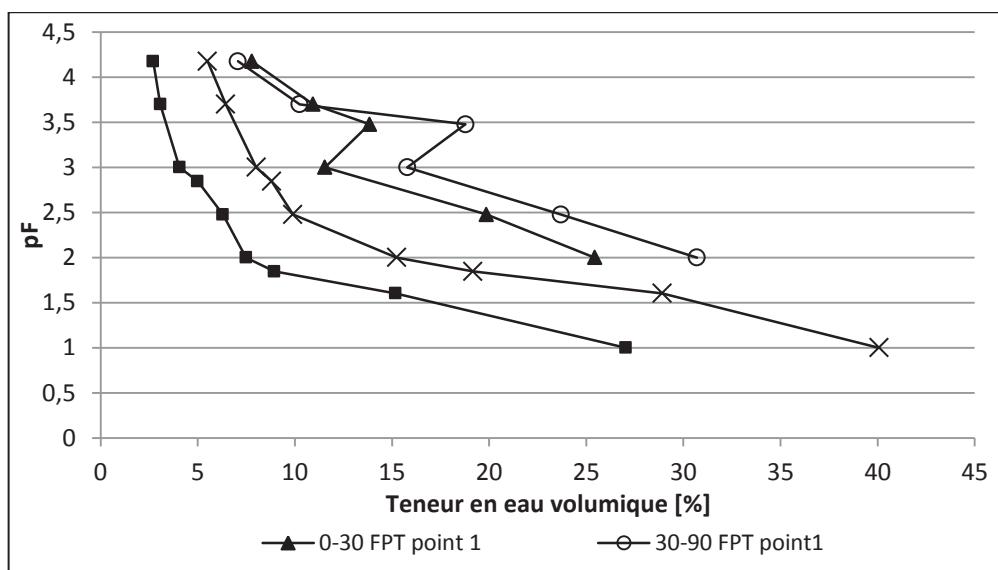


Figure 35. Courbe pF de la FPT Dashtaki ponctuelle n°1 comparée aux courbes pF mesurées.

IV.14. Résultats de l'optimisation des paramètres hydrodynamiques

Dans le tableau suivant, les différentes RMSE des teneurs en eau volumétrique [%] sont présentées selon chaque FPT et chaque horizon de sol, dans l'ordre croissant.

Tableau 7. RMSE selon les FPT pour les modélisations des courbes de rétention.

FPT	RMSE [%] 0-30 cm	RMSE [%] 30-90 cm
1. BCB	0,539	0,0158
2.VGM, param. variables	0,539	0,0159
3.VGM, param. fixes	0,776	0,00183
4.LogNM	1,45	0,0240

Les teneurs en eau volumique variant de 5 à 40%, les valeurs de RMSE sont, dès lors, faibles. Les trois premières fonctions de pédo-transferts sont retenues car leur RMSE est 2 à 3 fois plus faible que celle de Kosugi (log normale). De plus, si nous observons les courbes de rétention mesurées et prédictes du 1^{er} horizon, Figures 36, 37 et 38, les simulations sont correctes jusqu'à un pF = 2,5 (jusqu'à la capacité au champ environ) tandis que les courbes prédictes par la FPT LogNM (Figure 39) n'est pas aussi fidèle aux observations.

Il est aussi à noter que les trois premières FPT sous-estiment les teneurs en eau entre un pF = 2,5 jusqu'à un pF = 3,5 et surestiment la teneur en eau à pF plus élevé. Cela n'était pas de grande importance pour notre expérience car les cases sont continuellement en drainage et donc à un pF maximum de 2,5 environ. En début d'essai, le pF des zones non connectées (car flux préférentiels probables) peut être supérieur à 2,5. Ceci appuie les conclusions précédentes, seuls les derniers 15 derniers jours de l'expérience seront étudiés.

Les valeurs des pentes et des ordonnées à l'origine des droites de régression des diagrammes de Bland et Altman se trouvent dans le Tableau 8 (les graphiques en Annexe 6) et des diagrammes du 2^e horizon se trouvent en Annexe 5. Ceux-ci corroborent le fait que les trois premières FPT prédisent mieux les FPT et confirment qu'il y a un léger biais aux teneurs en eau plus importantes (biais proportionnel).

Notons que les paramètres hydrodynamiques de la FPT à double porosité n'ont pas été déterminés pour le deuxième horizon et sont, dès lors, probablement erronés pour le premier horizon. En effet, nous demandons au logiciel d'ajuster 7 paramètres à partir de 9 données d'observations. Dès lors, ces résultats ne sont pas présentés dans ce travail.

Tableau 8. Résultats des diagrammes de Bland Altman (droite de régression) selon les FPT.

FPT	Pente [cm ³ /cm ³]		Ordonnée à l'origine [cm ³ /cm ³]	
	0-30 cm	30-90 cm	0-30 m	30-90 m
1.BCB	0,0013	0,0049	-0,0229	-0,004
2.VGM, param. variables	0,0013	0,0051	-0,0229	-0,004
3.VGM, param. fixes	0,0026	0,0061	-0,0415	-0,005
4.LogNM	0,0086	0,0078	0,1331	-0,007

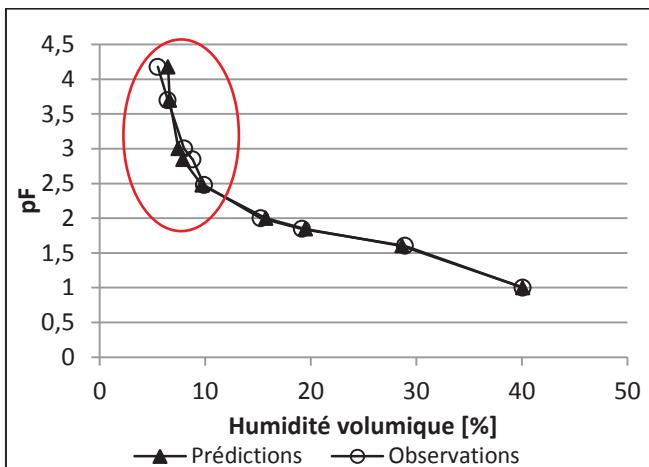


Figure 36. Courbes de rétention H1: BCB et mesurée

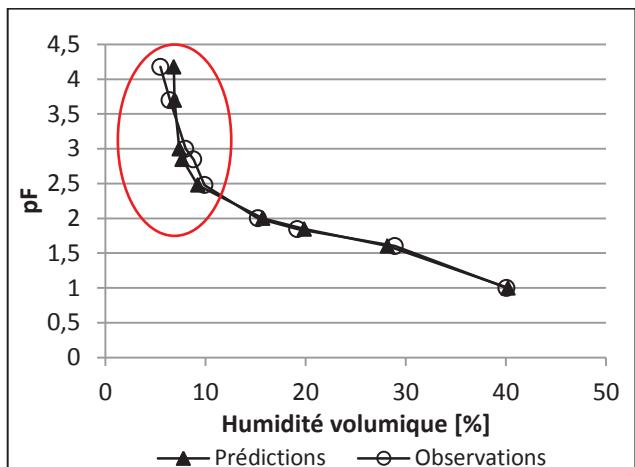


Figure 37. Courbe de rétention H1 : VGM, param. fixés et mesurée

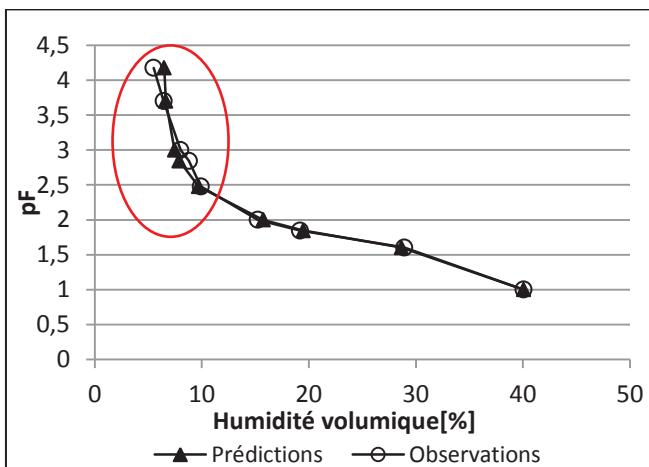


Figure 38. Courbes de rétention H1 : VGM, param. variables et mesurée

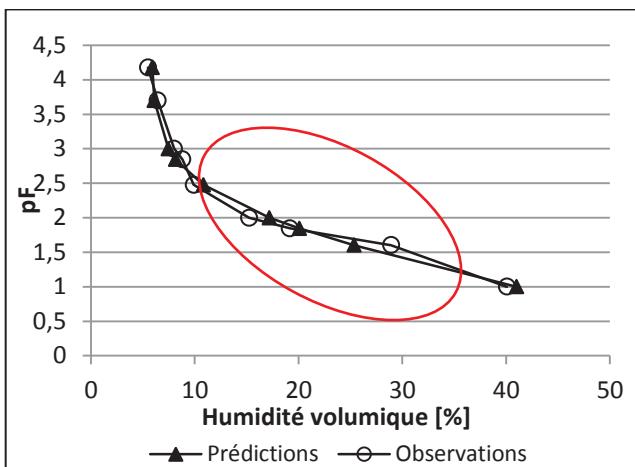


Figure 39. Courbes de rétention H1 : LogNM et mesurée

Les paramètres hydrodynamiques utilisés dans la suite du travail, selon les FPT, pour les deux premiers horizons sont présentés dans le Tableau 9. Plus particulièrement, les valeurs du paramètre m pour VGM avec n et m variables valent, respectivement pour H1 et H2, 0,081 et 0,104.

Tableau 9. Résultats de l'optimisation des paramètres hydrodynamiques pour H1 et H2 avec RETC

		Q_r [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]	Q_s [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]	α [cm^{-1}]	n [-]	K_s [cm/j]	l [-]
VGM	H1	0,068	0,414	0,029	2,226	164,395	0,5
	H2	0,035	0,301	0,053	2,061	501,645	0,5
BCB	H1	0,064	0,401	0,039	0,947	164,395	0,5
	H2	0,035	0,270	0,052	1,010	501,645	0,5
VGM	H1	0,064	0,401	0,039	11,627	164,395	0,5
	H2	0,035	0,271	0,052	9,681	501,395	0,5

Et les résultats obtenus avec le module Roseta-lite pour la couche de gravier sont présentés dans le Tableau 10.

Tableau 10. Résultats de la détermination des paramètres hydrodynamiques pour H3 avec Roseta-Lite.

Q_r [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]	Q_s [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]	α [cm^{-1}]	n [-]	K_s [cm/j]	l [-]
0,0339	0,4962	0,0362	5,243	2256,27	0,5

IV.15. Résultats des simulations de flux d'eau

Tout d'abord, étudions la sensibilité des flux d'eau à la teneur en eau initiale (non mesurée) et aux données de sols. Pour rappel, nous avions initialement postulé que les cases avaient des caractéristiques pédologiques identiques pour ensuite nous rétracter lors de l'analyse des flux d'eau observés.

IV.15.1. Sensibilité des flux d'eau par rapport à la teneur en eau initiale

La Figure suivante présente les résultats de l'analyse de sensibilité de la teneur en eau initiale, nous remarquons que le sol a besoin de 11 jours pour avoir un état d'humidité permettant des flux identiques entre les deux simulations. Ceci confirme ce qui a été dit précédemment (IV.12.1 ; IV.12.2 ; IV.14) il est préférable de ne pas considérer les 24 premiers jours de modélisation (11 jours pour annuler les effets d'une éventuelle mauvaise estimation de la teneur en eau initiale et, à ce stade, autant ne pas prendre en compte les observations jusqu'au jour où les cases n'ont pas été irriguées) pour la suite des événements.

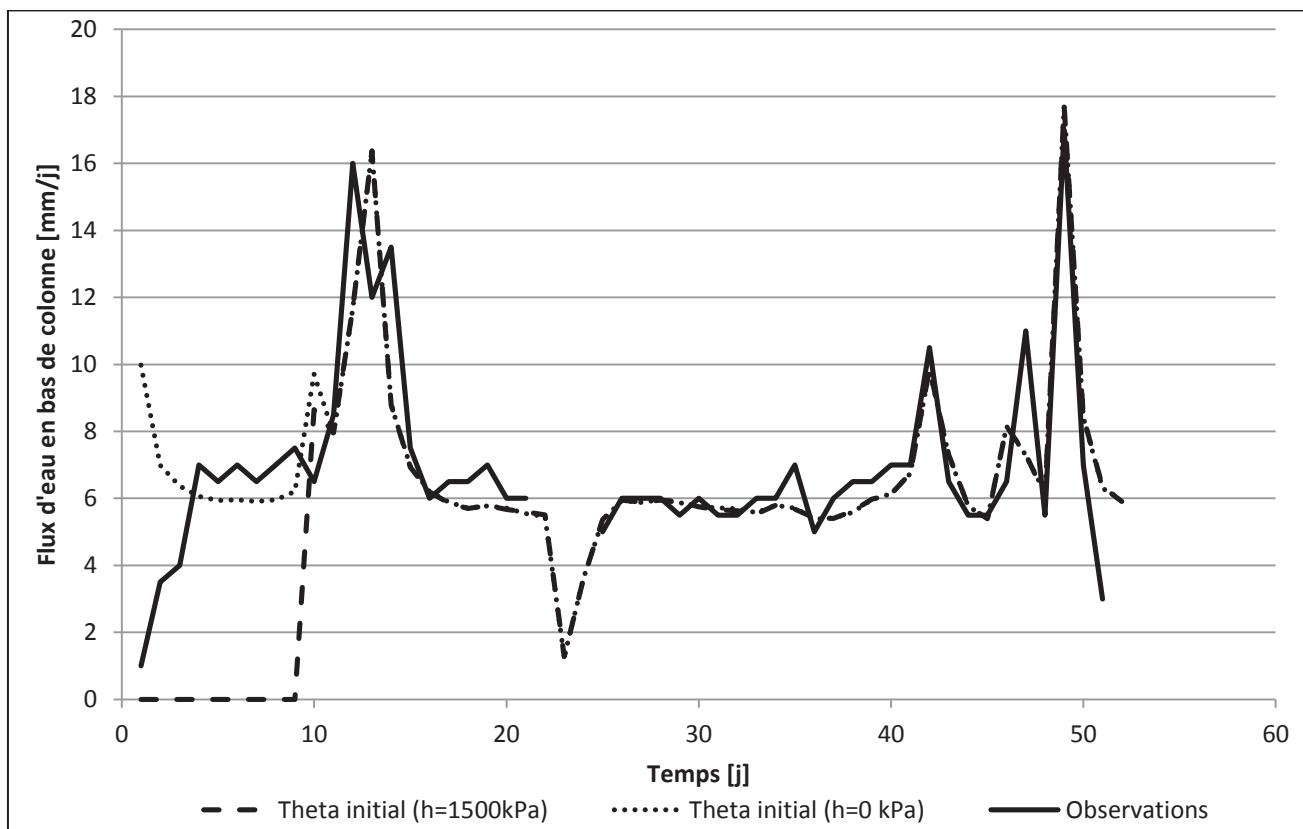


Figure 40. Flux d'eau en bas de colonne en fonction du temps : sensibilité par rapport à la teneur en eau initiale.

IV.15.2. Qualité des données de sol

Les résultats de calibration des paramètres hydrodynamiques de sol de chaque case (excepté les cases 4 et 6 pour des raisons précitées, IV.12.1) sont exposés aux Figures suivantes. Celles-ci montrent la dispersion des résultats par rapport à la moyenne des paramètres optimisés selon les cases (colonne) et par rapport à la valeur initiale déterminée à partir des paramètres de sol mesurés (point), selon la FPT de VGM à paramètres m et n fixés et selon les horizons (H1, H2 et H3). À noter que ces valeurs ne sont les finales, le cas de la conductivité hydraulique à saturation est discuté plus loin (IV.15.3.2).

Il apparaît clairement que les valeurs des paramètres optimisés ne sont pas semblables d'une case à l'autre et qu'elles sont différentes des valeurs postulées initialement sur base des mesures réalisées dans les autres cases. Tout cela de manière aléatoire selon les horizons considérés. Ceci corrobore ce qui a été vu précédemment(IV.12.1) et les paramètres initiaux mesurés sur certaines cases ne sont donc pas transposables aux cases utilisées lors de l'essai.

Ensuite, les dispersions des paramètres θ_r , θ_s et n n'ont aucune tendance à l'exception de l'horizon 3 (couche de gravier) où les barres d'erreurs sont faibles et où les moyennes sont semblables aux valeurs initiales. Le paramètre α a une moyenne similaire à la valeur initiale avec une faible dispersion. Enfin, les valeurs du paramètre K_s sont peu dispersées mais la moyenne reste éloignée de la valeur initiale pour les horizons 1 (deux fois la valeur initiale) et 3 (trois fois la valeur initiale).

Cependant, les flux d'eau modélisés avec ces paramètres optimisés ou avec les paramètres initiaux sont semblables et il apparaît, donc, que les flux d'eau sont relativement peu sensibles aux variations des valeurs des paramètres dans la gamme affichée ci-dessous. Ceci peut être expliqué par le fait qu'un minimum local de la fonction objectif à minimiser est atteint avant que la résolution inverse ne soit optimale. Car, comme dit au point III.10.2.1, dans la littérature, les résultats des simulations sont sensibles aux paramètres hydrodynamiques.

Pour contourner ces deux contraintes (données de sol non utilisables ; minimum local atteint lors de l'optimisation des paramètres de sol), nous considérons la colonne de sol comme une succession d'une couche de 90 cm de sable et d'une couche de gravier de 10 cm.

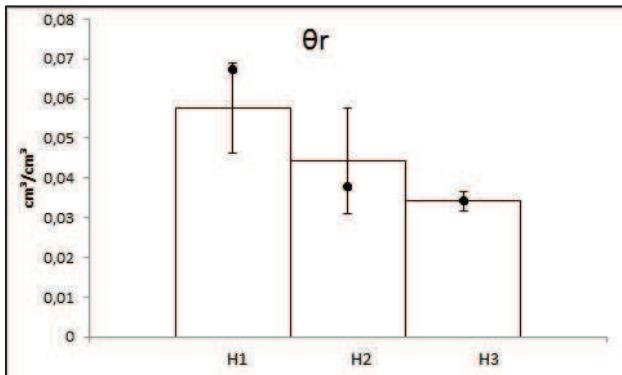


Figure 41. Histogramme de la variable θ_r

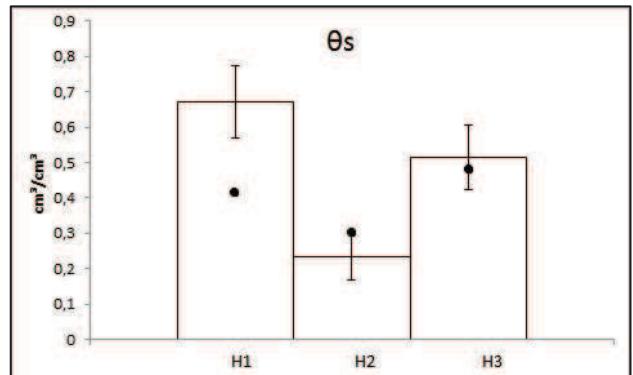


Figure 42. Histogramme de la variable θ_s

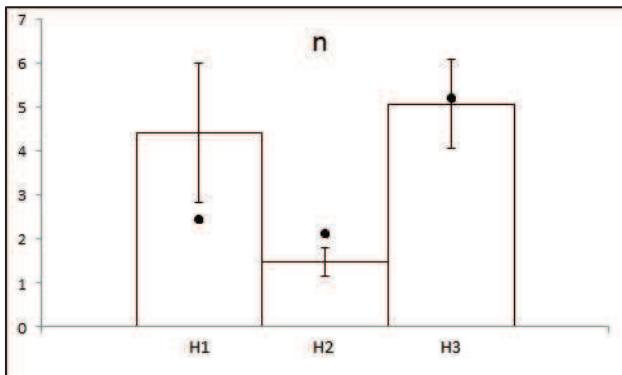


Figure 43. Histogramme de la variable n

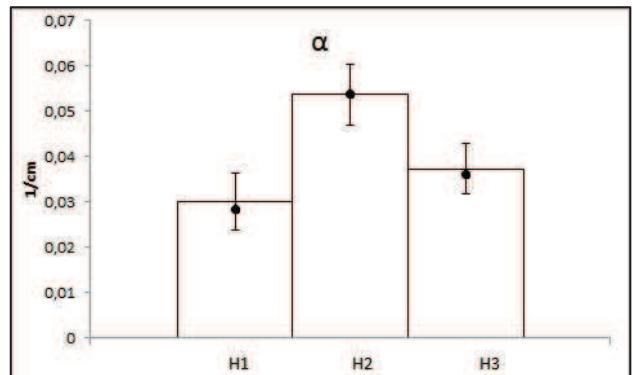


Figure 44. Histogramme de la variable α

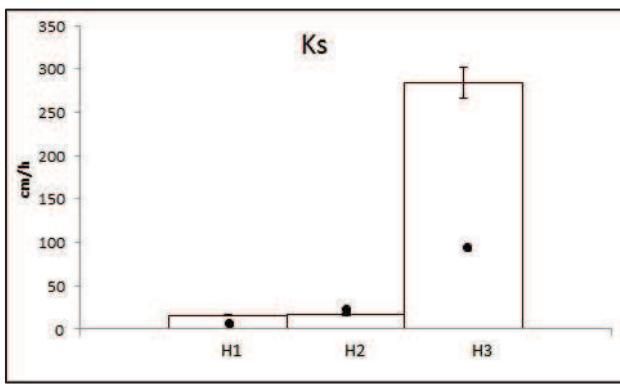


Figure 45. Histogramme de la variable Ks

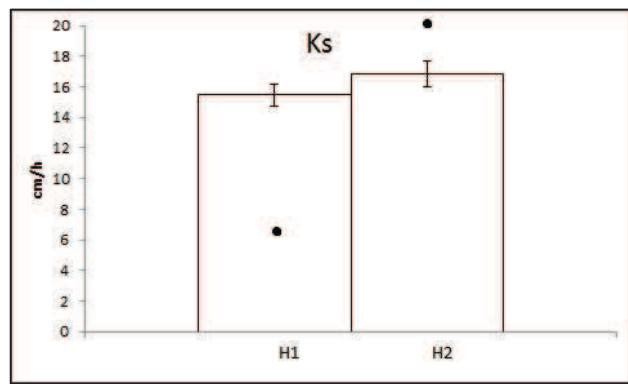


Figure 46. Histogramme de la variable Ks pour H1 et H2

IV.15.3. Flux d'eau et conductivité hydraulique à saturation globale

IV.15.3.1 Flux d'eau

Une couche de 90 cm de sable est considérée et non plus deux horizons successifs. Dans cette couche, un facteur d'échelle de 67,7% (cfr. Courbes pF, IV.11) sur les teneurs en eau est considéré. Le Ks du premier horizon est retenu (à calibrer) pour toute la couche. Et, les paramètres α et n sont une moyenne des paramètres des deux horizons. L'avantage est donc que les paramètres hydrodynamiques seront globaux pour la couche ce qui enlève une incertitude.

De plus, Ks, n et θ_s sont optimisés en résolution inverse au vu des résultats précédents, IV.15.2. Plus particulièrement, la conductivité hydraulique à saturation est calibrée manuellement et ensuite par résolution numérique à partir des 15 derniers points d'observations. Dans ce dernier cas, les données d'observations encodées sont :

- soit uniquement les 15 derniers points ;
- soit les 48 points (le jour de non irrigation et les deux suivants n'étant pas considérés) dans lesquels les 36 premiers points ont un poids nul.

En effet, la fonction objectif prend en compte le nombre d'observations d'où une éventuelle divergence des résultats.

La Figure 47 présente les résultats pour la Case 19 (essai EN), les autres cases sont exposées en Annexe 7. La dynamique des flux d'eau est bien simulée, les pics simulés étant en concordance avec les pics d'observations. En effet, les index de Nash Sutcliffe, Tableau 11, ont des valeurs plus qu'acceptables. Par contre, le pic de flux du 47^e jour n'est pas bien simulé. Une erreur s'est peut être introduite lors de la lecture des données de précipitations en Tunisie, lecture réalisée par un tiers.

Tableau 11. Valeurs des indices de NSE selon les cases

	Case 1	Case 2	Case 7	Case 11	Case 16	Case 19	Case 17
NSE [-]	0,59	0,60	0,48	0,59	0,60	0,59	0,60

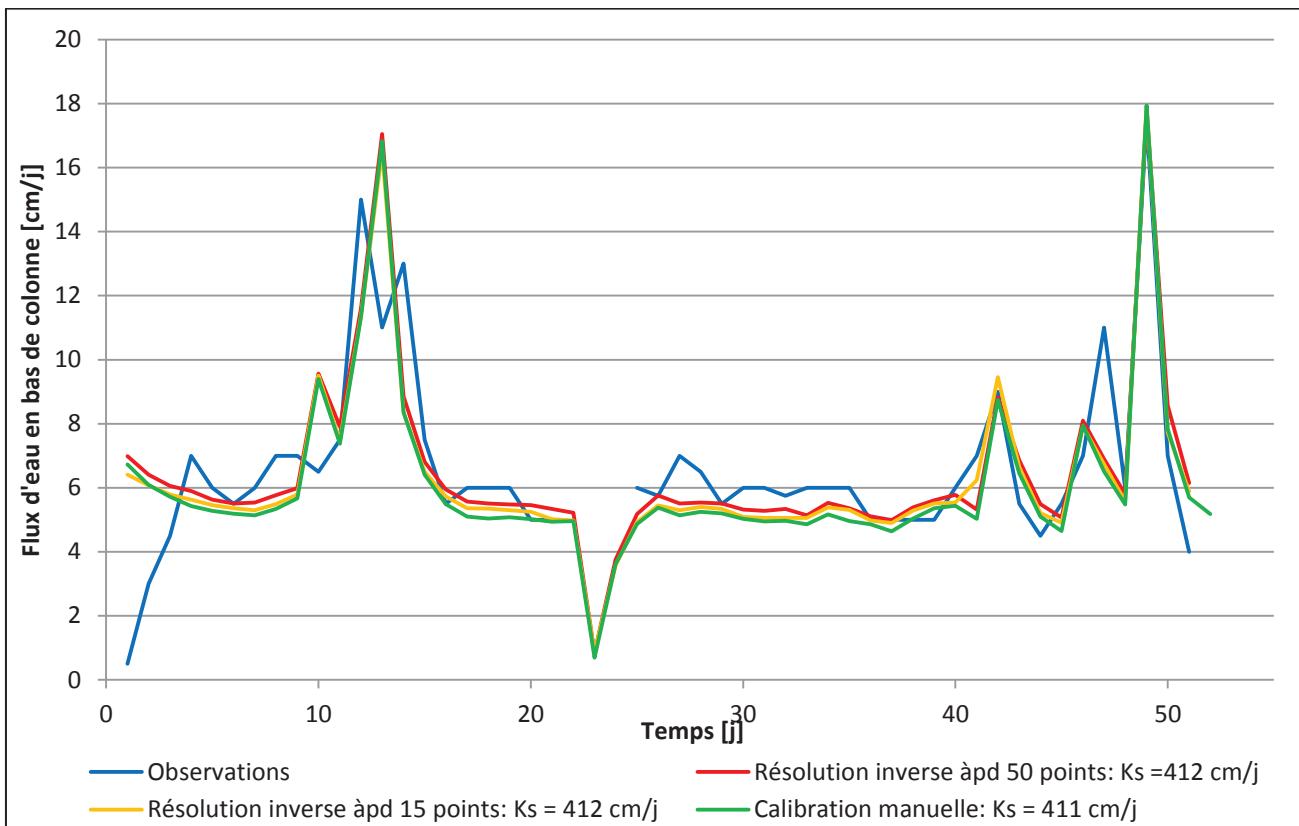


Figure 47. Flux d'eau en bas de colonne modélisés et observé de la case 19.

Les RMSE relatives sur les 15 derniers jours sont présentées dans le Tableau 12, celles-ci sont acceptables. Les simulations avec la FPT de VGM ont des RRMSE systématiquement plus faibles, dès lors, celle-ci sera utilisée pour la modélisation des flux de nitrate.

Tableau 12. RRMSE des simulations de flux d'eau selon les FPT de chaque case

RRMSE [%]	ED				EN		EDF
	Case 1	Case 2	Case 7	Case 11	Case 16	Case 19	Case 17
VGM, paramètres fixés							
Calib. manuelle	21,26	22,95	21,78	20,72	21,47	19,66	21,53
Rés. inv. 48 pts	21,26	22,52	19,70	20,59	21,08	19,83	21,67
Rés. inv. 15 pts	21,35	22,08	21,26	20,73	21,22	19,14	21,39
BCB							
Calib. manuelle	21,41	23,62	23,12	20,84	21,73	19,90	21,63
Rés. inv. 48 pts	21,57	23,38	23,45	21,13	23,22	19,85	21,98
Rés. inv. 15 pts	22,69	23,21	22,24	21,29	21,44	20,12	21,59
VGM, paramètres variables							
Calib. manuelle	21,91	23,39	22,04	22,09	22,97	21,43	21,81
Rés. inv. 48 pts	21,77	22,66	19,83	20,73	20,95	21,57	21,67
Rés. inv. 15 pts	21,35	22,37	21,39	20,86	20,95	20,71	21,53

Le logiciel HYDRUS présente aussi les valeurs des coefficients de détermination R^2 (simulé vs observé) dans les résultats des simulations inverses, Tableau 13. Ces valeurs sont toujours supérieure à 0,5, qui est la valeur acceptable selon Santhi *et al.*, 2001 et Van Liew *et al.*, 2003 cités dans Moriasi *et al.*, 2007. Evidemment, les R^2 sur les 15 derniers jours sont meilleurs que sur les 51 jours d'expérience. En effet,

les simulations sont bien meilleures en fin d'expérience (Figure 47) et, comme dit au point IV.12.1, seuls les quinze derniers jours reflètent un lysimètre humidifié de manière spatialement homogène.

Tableau 13. R^2 des simulations des flux d'eau de chaque case

R^2	Essai ED				Essai EN		Essai EDF
	Case 1	Case 2	Case 7	Case 11	Case 16	Case 19	Case 17
Calib. manuelle	0,75	0,78	0,69	0,76	0,77	0,77	0,76
Rés. inv. 48 pts	0,57	0,60	0,52	0,59	0,61	0,58	0,58
Rés. inv. 15 pts	0,80	0,74	0,74	0,79	0,75	0,83	0,81

Les diagrammes de Bland et Altman (Annexe 8) donnent une pente non nulle ainsi que des ordonnées à l'origine non nulle, Tableau 14. En valeur relative, les pentes et ordonnées à l'origine valent, respectivement, au maximum 4% et 28% de la moyenne des flux observés. Nous considérons donc qu'il n'y a pas de biais proportionnel mais un biais systématique. L'analyse des résidus de la case 16 par rapport aux précipitations ne donne rien de concluant. Par contre, la Figure 48 montre qu'il y a sous-estimation lorsque les flux d'eau sont plus importants.

Tableau 14. Résultats des diagrammes de Bland et Altman selon les cases. Simulation des flux d'eau.

	Pente [mm/j]	Ord. à l'origine [mm/j]
Case 1	0,2629	-1,8526
Case 2	0,2965	-1,9291
Case 7	0,1464	-1,3587
Case 11	0,2304	-1,6656
Case 16	0,2973	-2,2369
Case 19	0,1656	-1,0984
Case 17	0,2047	-1,3119

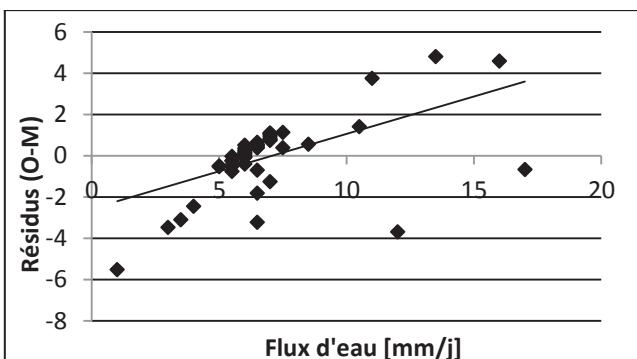


Figure 48. Analyse des résidus de la case 16. Simulation des flux d'eau

IV.15.3.2 Conductivités hydrauliques à saturation

Etudions les différentes conductivités hydrauliques à saturation obtenues, et qui ont prouvé leur qualité lors de la modélisation hydrologique, selon les cases, Figure 49, et selon les types d'optimisation, Figure 50. Les barres d'erreur sont négligeables pour la plupart des cases (excepté les cases 7 et 19), c'est-à-dire que peu importe la méthode d'optimisation, le K_s reste plus ou moins constant.

Ensuite, nous pouvons de nouveau affirmer que les cases sont différentes, en effet, les K_s obtenus selon les méthodes d'optimisation ont de grandes barres d'erreur. Celles-ci étant plus ou moins constantes selon la méthode d'optimisation. Dans la suite du travail, les K_s globaux obtenus par résolution inverse à partir des 15 derniers points de la simulation seront utilisés pour la simulation des flux de nitrate. En effet, ce type de résolution donne cinq des sept RRMSE les plus basses.

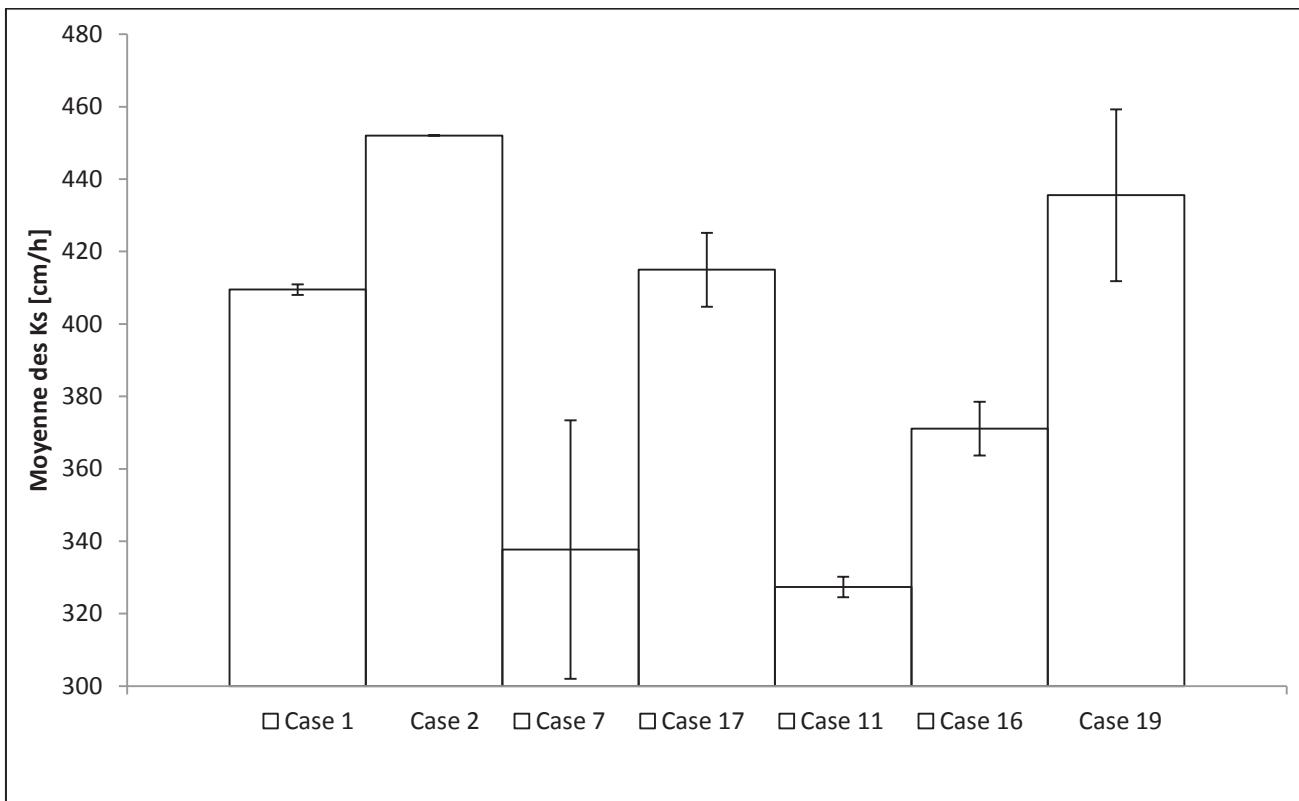


Figure 49. Histogramme de la variable K_s selon les cases.

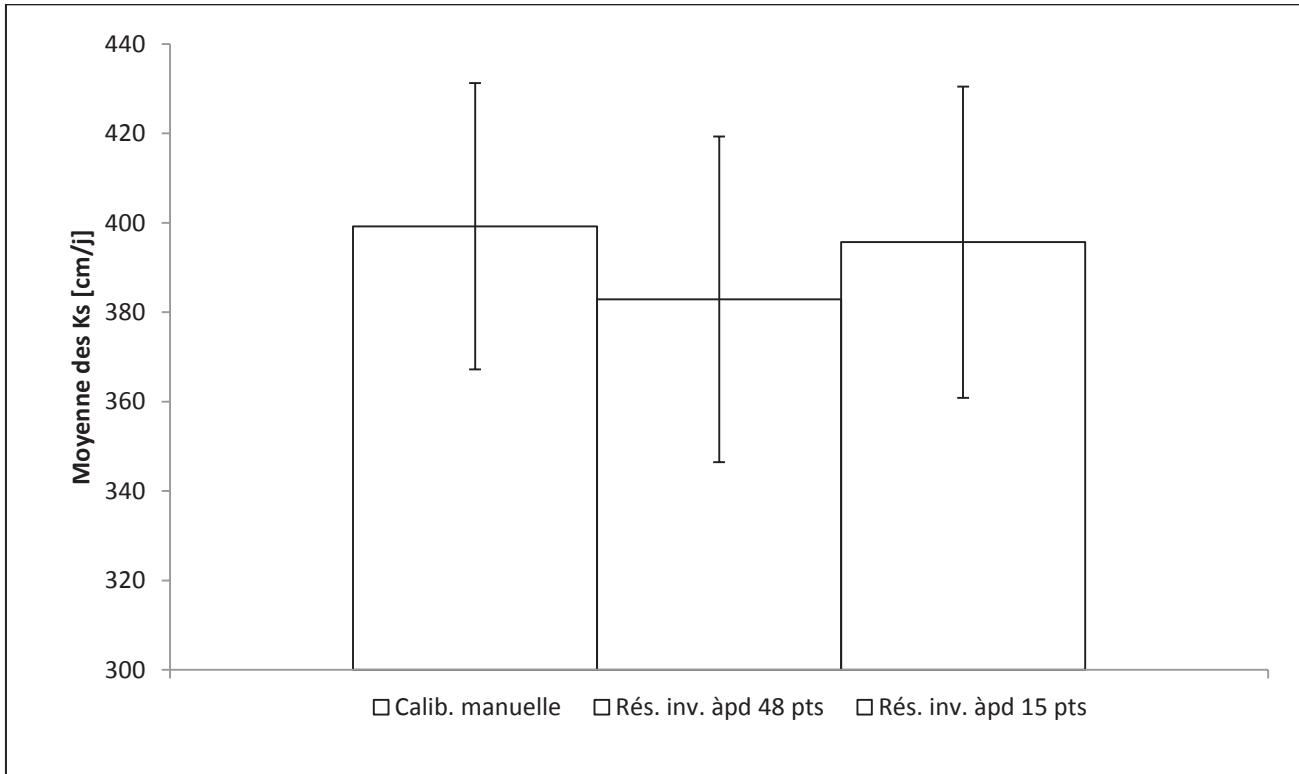


Figure 50. Histogramme de la variable K_s selon les méthodes d'optimisation.

Le Tableau 15 présente les résultats des K_s globaux de chaque case permettant d'approcher au mieux les observations ainsi que les valeurs de θ_s et de n calibrées. Ceux-ci seront utilisés dans la suite des

simulations. Les valeurs de Ks optimisées sont dans la gamme de ceux mesurés et les valeurs de θ_s et de n sont proches de celles optimisées avec RETC.

Tableau 15. Ks globaux optimisés pour chaque case

	Ks [cm/j]	θ_s [cm ³ /cm ³]	n [-]
Valeurs initiales	H1: 164±64 H2: 502±198	H1: 0,41 H2 : 0,28	2,14
Case 1	410,99	0,41	2,14
Case 2	453,59	0,36	2,63
Case 7	314,34	0,39	2,11
Case 17	413,57	0,35	2,38
Case 11	316,98	0,33	2,42
Case 16	254,55	0,44	2,13
Case 19	411,94	0,38	2,33

Nous calculons aussi les Ks des deux couches dont les épaisseurs sont supposées être de 30 et 60 cm à partir du Ks global optimisé selon cette formule :

$$Kg = \frac{1}{\frac{H1}{Ks1} + \frac{H2}{Ks2}}$$

Équation 32

Où Kg est le Ks global ; Ks1 et Ks2 sont les Ks des deux horizons et H1 et H2 sont les épaisseurs des deux horizons avec H1+H2 =1.

Le Tableau 16 montre ces résultats, les Ks calculés sont assez proches des Ks mesurés à l'aide du double anneau. Lorsque les Ks du premier horizon sont plus faibles, les Ks de l'horizon H2 augmentent, Figure 51.

Tableau 16. Ks calculés des deux horizons

	Ks [cm/j]	
	H1	H2
ED	C 1	232,8
	C 2	260,4
	C 7	146,0
EN	C 11	147,5
	C 16	113,3
	C 19	233,4
EDF	C 17	239,1
		651,1

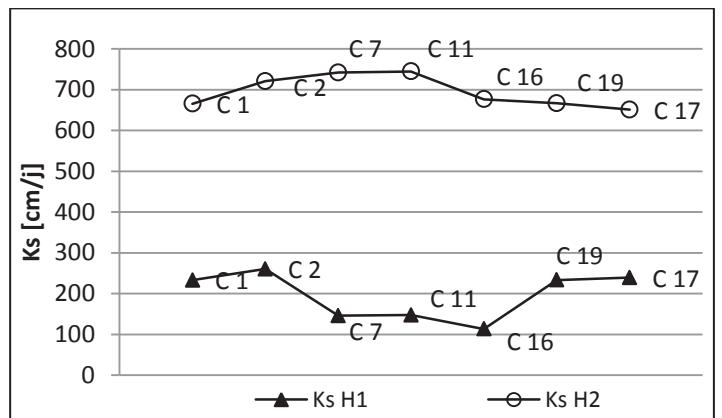


Figure 51. Graphique des Ks calculés des deux horizons

Si nous considérons que les épaisseurs des horizons ne sont pas correctes mais que les Ks mesurés le sont, nous pouvons aussi calculer l'épaisseur des horizons par L'équation 32. Toutes les cases montrent des épaisseurs similaires et proches de la mesure faite sur d'autres cases, Tableau 17

Tableau 17. Epaisseurs calculés des deux horizons

		Epaisseurs [cm]	
		H1	H2
ED	C 1	25,2	64,8
	C 2	24,9	65,1
	C 7	26,1	63,9
EN	C 11	26,3	63,7
	C 16	26,6	63,4
	C 19	25,2	64,8
EDF	C 17	25,4	64,6

Bien entendu, nous penchons vers une exactitude des épaisseurs et non des Ks mesurés. Lors de la conception des cases, un soin particulier a dû être mis à rendre les cases homogènes (épaisseurs correctes) mais certaines couches ont probablement dû être tassées dans certaines cases d'où la non transposabilité des Ks mesurés aux autres cases.

IV.15.4. Conclusion sur la simulation des flux d'eau

En conclusion, nous avons utilisés les 15 derniers jours d'observations pour des raisons précitées (IV.12.1) de même que pour le fait de ne pas connaître la teneur en eau initiale entraîne 11 jours de simulation scabreuse. De plus, nous avons défini certains paramètres de sol (K_s , n , θ_s) par optimisation pour toutes les cases lysimétriques prises une à une et en considérant une unique couche de sol de 90 cm. En effet, nous avons remarqué que les données pédologiques mesurées sur certaines cases ne sont pas transposables aux autres cases.

Finalement, nous obtenons des RRMSE acceptables (19 à 23%) pour toutes les cases et les pics sont bien estimés excepter un. Cet écart devrait provenir d'une mauvaise lecture des données de précipitations.

IV.16. Résultats des simulations de flux d'eau et de nitrate

Afin d'ajuster au mieux les simulations de flux de nitrate aux observations, nous pouvons calibrer le coefficient de diffusion moléculaire ou le coefficient de dispersivité. Ce premier n'a pas d'influence majeure sur les résultats étant donné que le nitrate se meut principalement par convection.

L'analyse de sensibilité de la concentration en nitrate de l'eau en bas de colonne par rapport à la dispersivité est de type Screening Design avec la technique du « One-Factor-At-A-time ». Les Figures suivantes présentent le taux de variation de la concentration en nitrate en bas de colonne par rapport à la variation de la dispersivité (Figure 53) ainsi que la courbe d'élution selon chaque valeur de dispersivité (Figure 52). Il est très clair que la dispersivité n'a pas beaucoup d'influence dans ces essais. Le taux de variation atteint maximum 5% si la dispersivité atteint 100 cm qui est une valeur peu probable [Vanderborght et Vereecken, 2007].

Par conséquent, *à priori*, les résolutions inverses en optimisant la dispersivité ne devraient pas donner de meilleurs résultats.

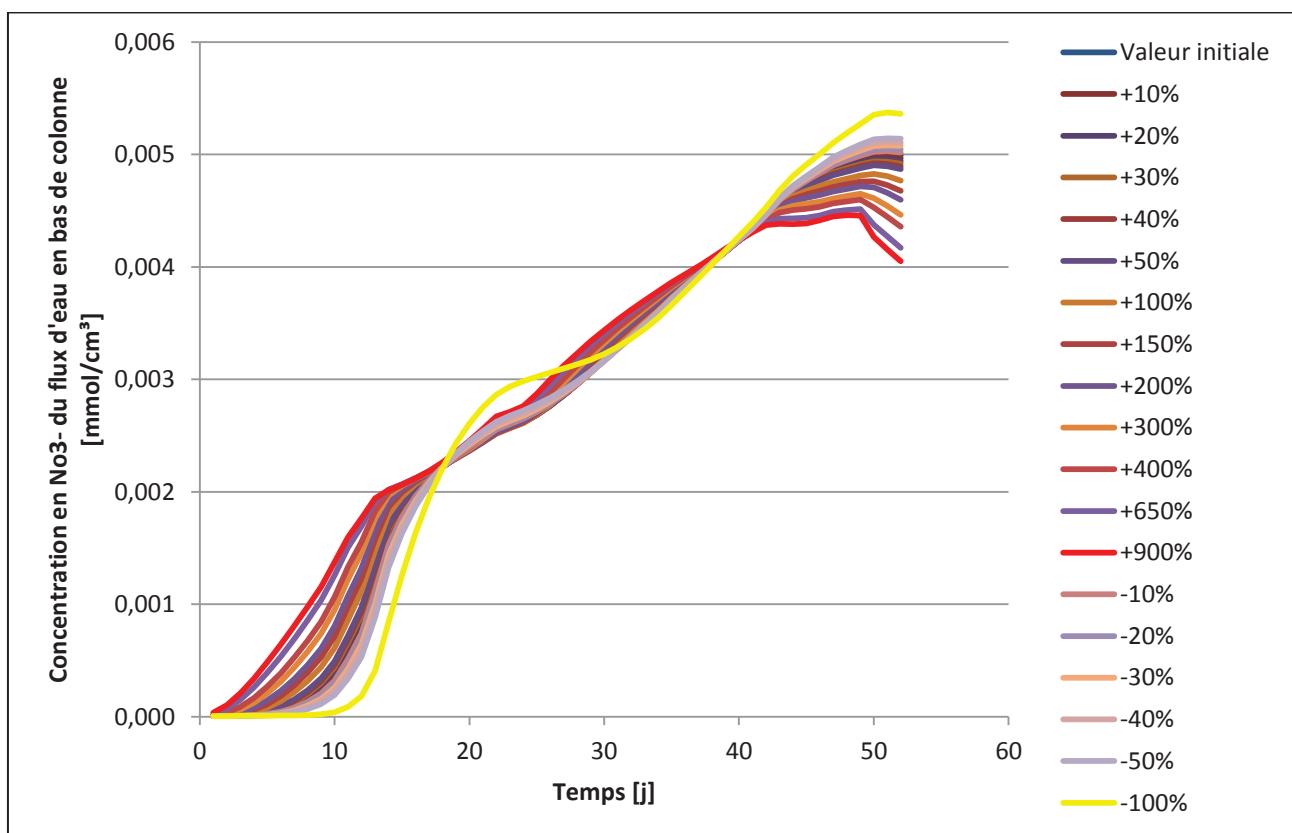


Figure 52. Courbes d'élution pour différentes valeurs de dispersivité (case 19).

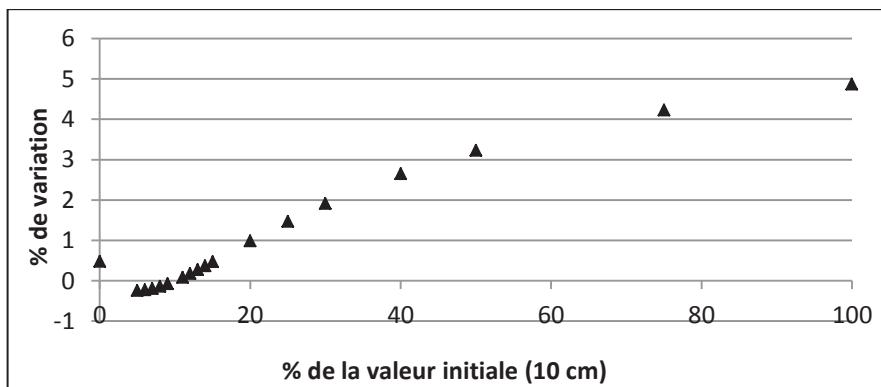


Figure 53. Sensibilité de la dispersivité sur la concentration du nitrate des flux d'eau en bas de colonne.

De plus, nous allons simuler les flux de nitrate avec des concentrations initiales de nitrate dans le sol différentes de celle mesurées. En effet, aux vu des observations (IV.12.2), il apparaît que les teneurs en nitrate mesurées pourraient ne pas être correctes et le Tableau suivant présente le facteur multiplicatif pour obtenir une concentration initiale de 1300 kg NO₃⁻/ha (moyenne entre 700 et 1800 kgNO₃⁻/ha qui sont les valeurs observées de la région [WBI, CRA-W, Gx-ABT, INRGREF, 2010]).

Tableau 18. Facteur multiplicatif de la concentration initiale en nitrate dans le sol pour atteindre la valeur locale de 1300 kg NO₃⁻/ha

	Concentration initiale mesurée [kg NO ₃ ⁻ /ha]	Facteur multiplicatif
EN	C 11	51
	C 16	22
	C 19	20
ED	C 1	9
	C 2	5
	C 7	10
EDF	C 17	10

IV.16.1. Essai EN

La Figure 54 présente les résultats de simulations de la teneur en nitrate du flux d'eau en bas de colonne pour la case 19, l'erreur relative (+/- 7%) due au dosage en nitrate de l'eau avec le lecteur Nitracheck 404 y est ajoutée. Les autres cases sont présentées en Annexe 9.

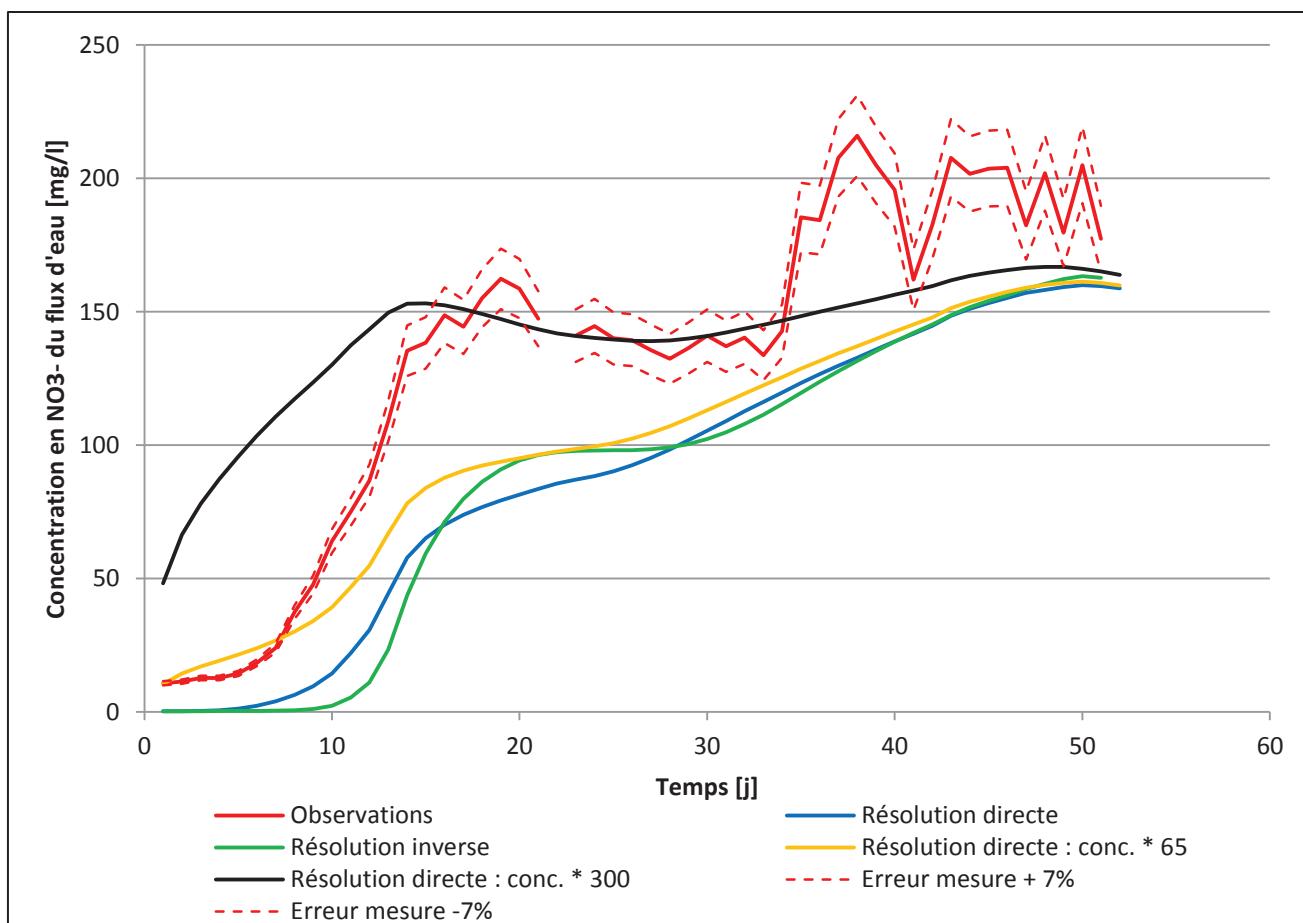


Figure 54. Courbes d'éluition modélisées et observée de la case 19 (essai EN)

La Figure 54 montre aussi qu'en début d'expérience (jusqu'au 30^e jour), l'écart entre modélisé et observé est plus important qu'à la fin de l'essai. En effet, la présence de flux préférentiels accélère le transport de nitrate [Prado Pano, 2006].

La modélisation directe sous-estime les concentrations et la modélisation en résolution inverse n'améliore pas clairement les résultats. Certaines RRMSE, Tableau 20, sont plus basses en inverses qu'en directe, et d'autres plus élevées. De plus, si nous observons les valeurs des dispersivité optimisées, Tableau 19, celles-ci ne suivent pas de logique définie et nous présumons à l'atteinte d'un minimum local.

Tableau 19. Valeurs de la dispersivité optimisée

	Dispersivité [cm]
Case 11	0,0098
Case 16	0,046
Case 19	0,65

Ensuite, observons les résultats suivant les valeurs de concentration en nitrate dans le sol. Les RRMSE sont plus basses lorsque nous approchons une concentration « normale » pour la région [WBI, CRA-W, Gx-ABT, INRGREF, 2010]. Nous avons aussi testés diverses concentrations afin d'approcher au mieux la courbe de la concentration des flux d'eau. Nous devrions alors multiplier les concentrations initiales par un facteur 150 (case 11) ou 300 (cases 16 et 19) ce qui donne des valeurs initiales très élevées et nous les rejetons car improbables.

Nous pouvons aussi remarquer que la multiplication de la concentration initiale améliore surtout le début de la courbe d'élution tandis que la fin ne l'est que légèrement (faible diminution de RRMSE). Rien de surprenant, le nitrate est considéré comme un traceur. Dans notre cas, étant donné que nous nous focalisons sur la fin de l'expérience, ce n'est pas de grande importance. Mais à l'avenir, il est important d'avoir de bonnes mesures de concentration initiale.

Finalement, constatons que les RRMSE des concentrations des flux d'eau ou des flux de nitrate sont différentes, les premières étant plus faibles, Tableau 20. Le flux de nitrate est la concentration du flux d'eau multipliée par le débit de celui-ci et la concentration du flux d'eau est calculée selon l'équation de convection-dispersion. Dès lors, une erreur supplémentaire est ajoutée au flux de nitrate.

Tableau 20. (R)RMSE de l'essai EN

	[NO ₃ ⁻] des flux d'eau		Flux de NO ₃ ⁻	
	RMSE [mg/l]	RRMSE [%]	RMSE [mg/m ²]	RRMSE [%]
C11 D	36,0	20,0	353,7	27,1
C11 I	35,1	19,5	320,2	24,4
C11 D * 150	23,8	13,3	301,2	22,8
C11 D * 25,5	33,5	18,9	342,2	25,5
C16 D	32,8	17,8	382,7	28,5
C16 I	39,9	21,7	361,0	26,9
C16 D * 300	30,9	16,8	353,5	26,3
C16 D * 59	38,1	21,0	383,0	28,4
C19 D	51,1	26,1	397,1	29,5
C19 I	50,8	26,0	341,6	25,0
C19 D * 300	37,9	19,5	329,5	23,7
C19 D * 65	48,3	25,2	382,2	26,5

La Figure 55 présente les flux de nitrate en fonction du temps pour la case 19, ceux-ci sont bien entendu sous-estimés. La masse totale simulée de nitrate lixivieré est de 28638 mg alors que nous avons observé une percolation de 44752 mg de nitrate. Il y a une sous-estimation de 36% dans le cas d'une modélisation directe avec la concentration initiale du sol en nitrate mesurée et non haussée. Toutefois, la dynamique des flux de nitrate est bonne (NSE de 0,38).

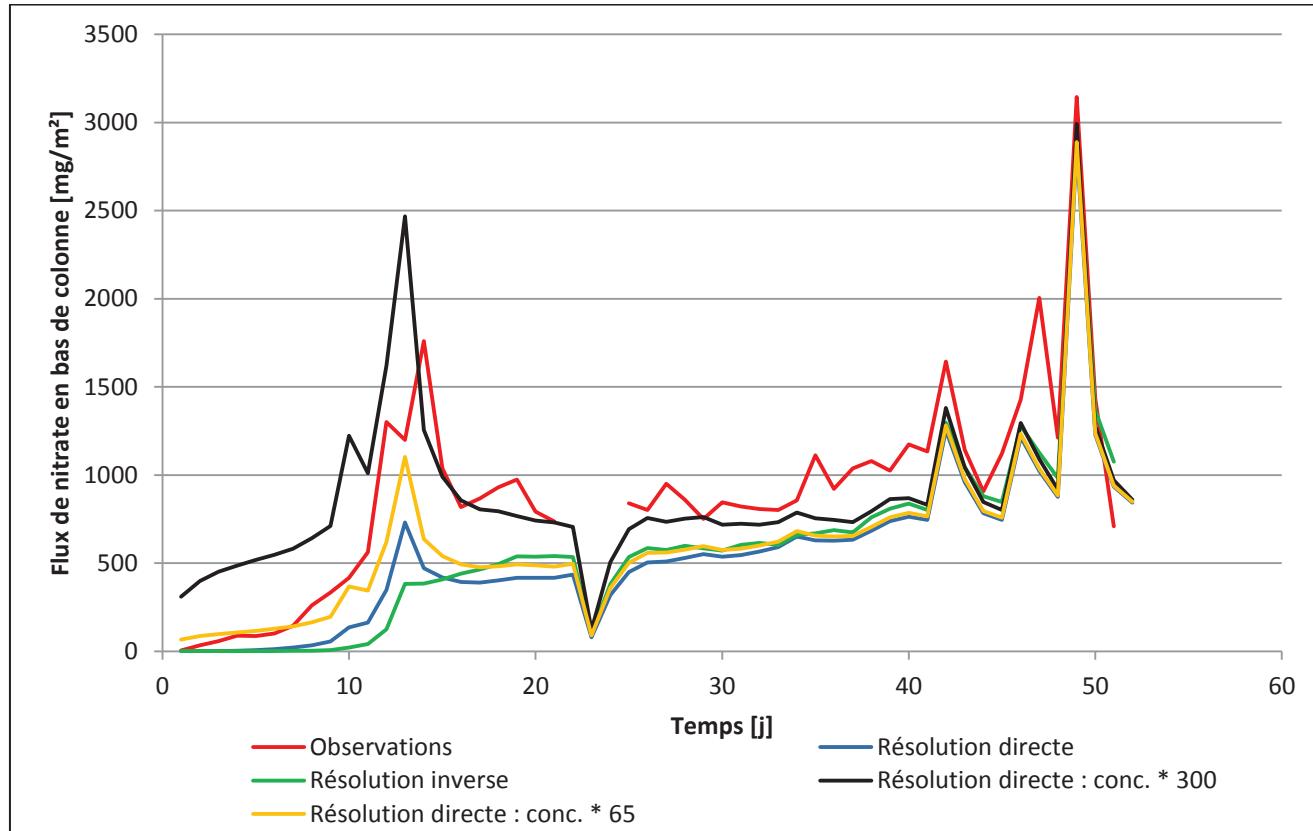


Figure 55. Flux de nitrate modélisés et observé en bas de colonne pour la case 19 (essai EN)

IV.16.2. Essai ED

Il est toujours plus difficile de représenter des faibles valeurs et dans cette gamme de concentrations, la marge d'erreur de 7% du Nitrachek 404 n'est plus garantie mais les résultats de l'essai ED sont quand même très décevants, les valeurs des RRMSE sont très élevées, Tableau 21.

Tableau 21. (R)RMSE de l'essai ED

	[NO ₃] des flux d'eau	Flux de NO ₃ ⁻		
	RMSE [mg/l]	RRMSE [%]	RMSE [mg/m ²]	RRMSE [%]
C1 D	47,2	84,0	353,3	94,4
C1 I	47,3	84,2	349,8	93,4
C1 D * 144	43,9	78,2	334,7	89,4
C2 D	23,4	71,0	196,4	88,8
C2 I	23,4	71,0	205,9	93,1
C2 D * 260	22,1	66,9	273,3	123,6
C7 D	34,1	79,5	275,2	88,6
C7 I	33,9	79,0	276,6	89,0
C7 D * 130	31,4	73,1	256,9	82,7

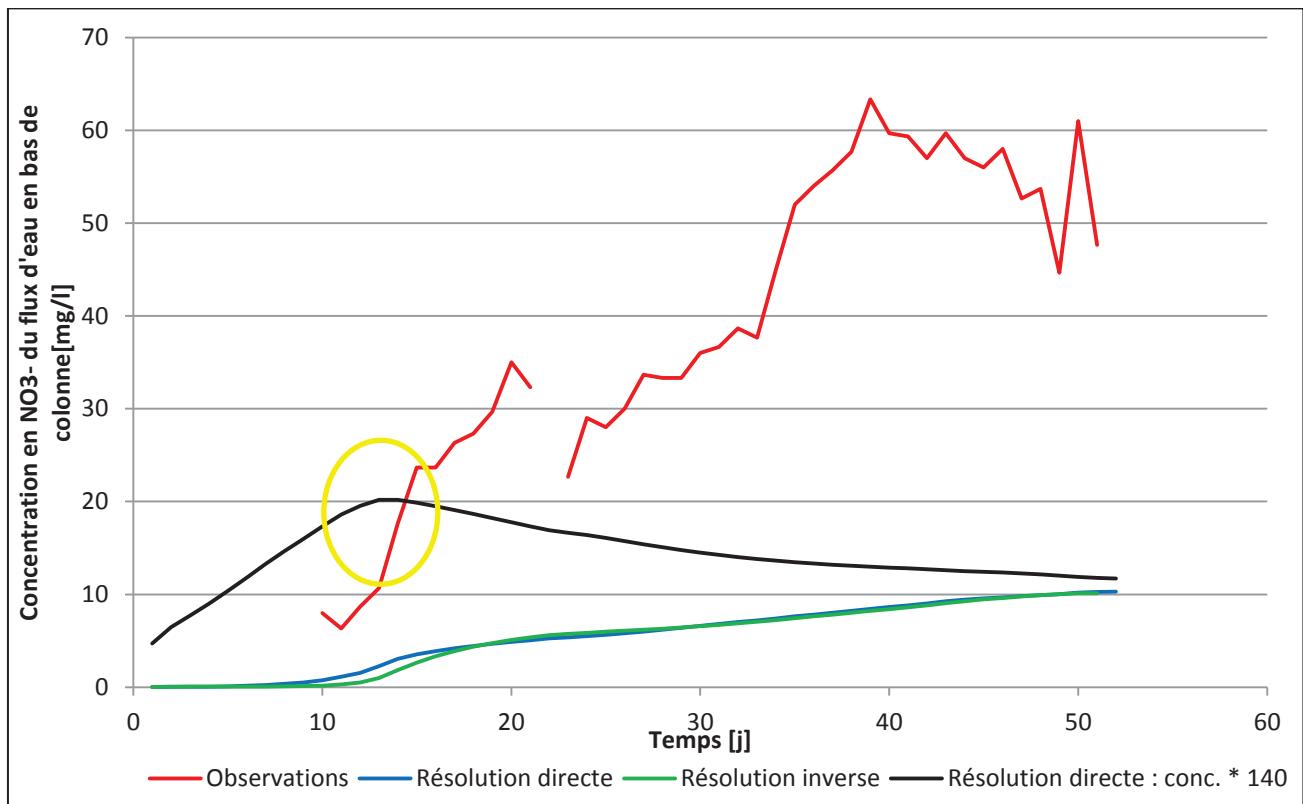


Figure 56. Courbes d'éluition modélisées et observée de la case 1 (essai ED).

La masse totale simulée de nitrate lixivié est de 1818 mg et l'observée est de 8261 mg, c'est-à-dire qu'il y a un déficit de 78%. Dans ce cas-ci, nous n'avons pas sélectionné une concentration initiale très élevée et improbable permettant de s'approcher des observations car les concentrations étant systématiquement faibles, une concentration initiale élevée conduit à un relargage rapide du nitrate. C'est déjà observable lorsque la concentration initiale est amplifiée pour atteindre une valeur locale [WBI, CRA-W, Gx-ABT, INRGREF, 2010], cercle jaune sur Figure 56.

Par conséquent, au lieu de considérer que la concentration initiale en nitrate est erronée, questionnons-nous sur une éventuelle nitrification de NH_4^+ en NO_3^- qui aurait ensuite percolé et qui n'a pas été prédicté par Williams, Jones et Dyke (1990).

Une modélisation en résolution inverse (optimisation du taux de dégradation de l'ammonium par rapport aux observations de flux de nitrate initialement fixé à $0,24 \text{ j}^{-1}$ [Vauclin, 1990]) prédisant la dégradation (réaction en chaîne) de l'ammonium en nitrate a été réalisée pour l'essai ED. La Figure 57 montre les résultats, ceux-ci sont très satisfaisants. La RRMSE obtenue pour la case 2 est de 11,4 %.

Ces résultats sont encourageant et nous dirige vers une piste permettant d'expliquer les résultats précédents. Bien entendu, ceux-ci ne sont pas à prendre comme tel et de plus ample données d'observations sont nécessaire pour les appuyer. Des données telles que la concentration en ammonium des eaux de drainage ou des mesures continues de la teneur en eau du sol. En effet, nous ne connaissons pas la portion d'ammonium qui aurait pu être nitrifiée ni à quels moments de l'expérimentation la nitrification aurait eu lieu.

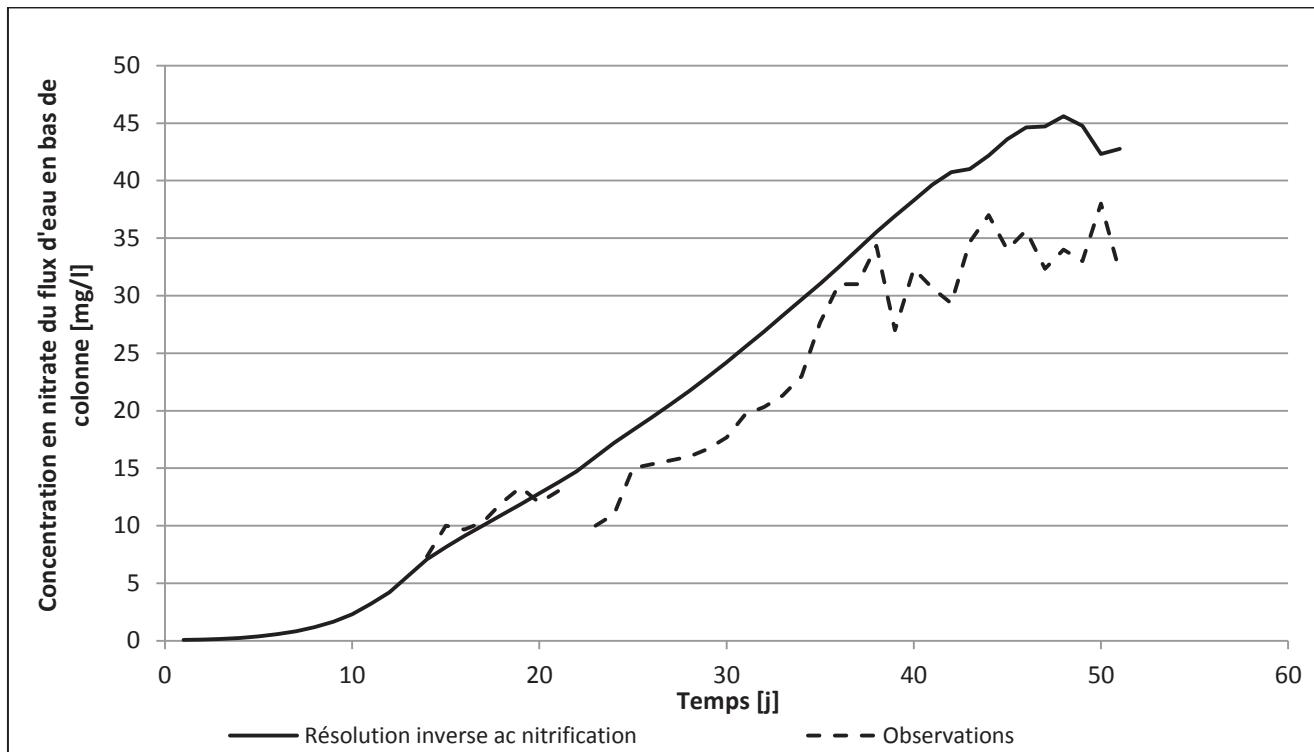


Figure 57. Courbes d'éluion observée et modélisée avec dégradation d'ammonium en nitrate pour la case 2 (ED).

IV.16.3. Essai EDF

Le point intéressant de l'essai EDF est le relargage de nitrate suite à l'entrée impulsion, qui a lieu en début d'expérience. Celui-ci n'est pas bien modélisé. En effet, nous observons un relargage rapide de nitrate qui est probablement dû aux flux préférentiels du début d'expérience. La simulation propose un pic retardé dont le maximum est atteint après 14 jours (temps de transfert du nitrate sur un mètre) et une queue plus épaisse. Par contre, le déficit de masse de nitrate percolée entre les observations et les simulations n'est que de 9% ce qui montre bien un problème de dynamique.

Si nous souhaitons approcher le pic observé, la concentration initiale doit être multipliée par 2000. Celle-ci est alors bien loin d'une valeur réaliste.

Tableau 22. (R)RMSE de l'essai EDF

	[NO ₃] des flux d'eau		Flux de NO ₃ ⁻	
	RMSE [mg/l]	RRMSE [%]	RMSE [mg/m ²]	RRMSE [%]
C 17 D	36,1	53,2	222,9	46,7
C 17 D * 133	39,1	57,7	244,0	51,1
C 17 D * 2000	82,4	121,4	554,4	116,2
C17 I	20,0	29,4	131,8	27,6

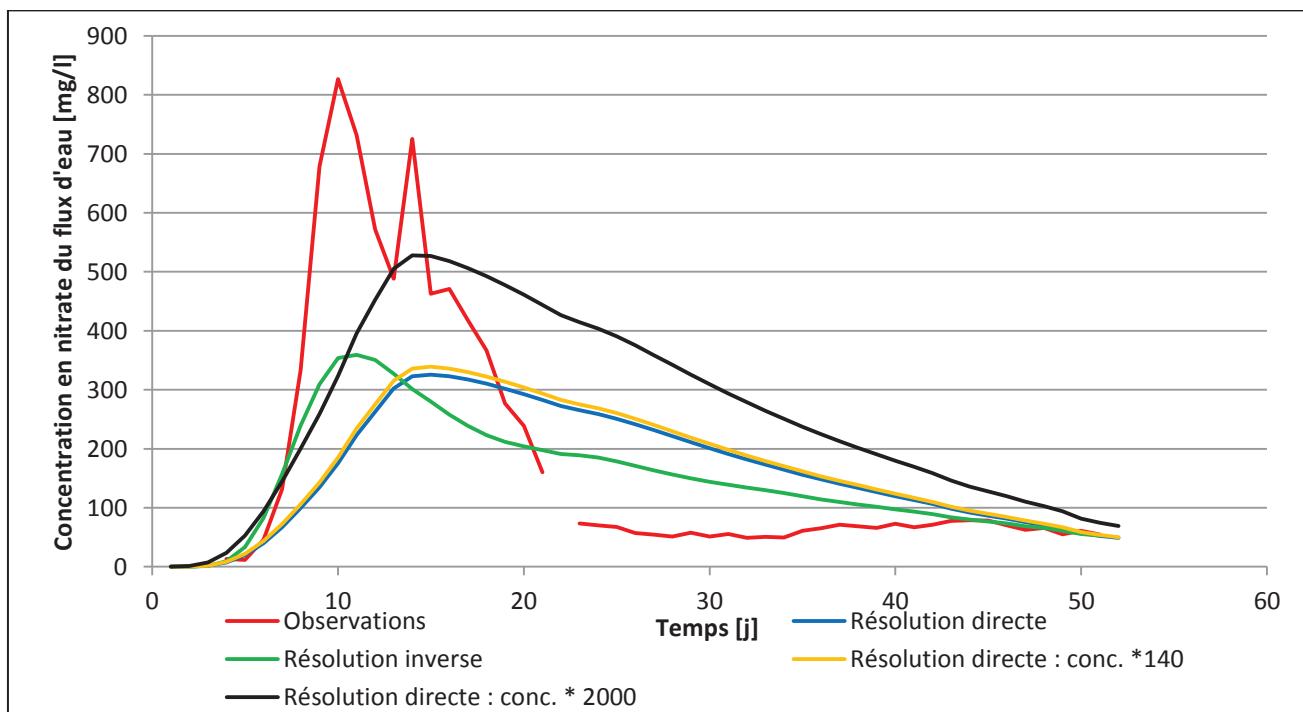


Figure 58. Courbes d'élution modélisées et observée de la case 17 (essai EDF).

IV.16.4. Conclusion sur les simulations des flux de nitrate

La simulation de l'essai EN donne de bonnes RRMSE et est proche de la dynamique observée. Par contre, la comparaison des valeurs modélisées et observées confirme qu'il y aurait eu des flux préférentiels en début d'expérience. Les essais ED et EDF donnent de mauvaises RRMSE et lorsque nous tentons d'approcher les courbes par une augmentation de la concentration initiale en nitrate, nous observons un relargage rapide de nitrate qui est cohérent (car la molécule est considérée comme inerte) mais non observé. L'hypothèse de nitrification de l'ammonium initialement présent dans le sol est une bonne piste à suivre pour expliquer ces mauvais résultats.

V. CONCLUSION

Ce travail s'inscrit dans la problématique de la réutilisation des EUt en Tunisie et de la pollution nitratée de l'aquifère de l'Oued Souhil [WBI, CRA-W et INRGREF, 2011 ; Khelil, 1997 ; Xanthoulis *et al.*, 1998 ; 2002]. Nous avons tâché de trouver un modèle adéquat à la simulation des flux d'eau et de nitrate dans les sols sableux tunisiens afin de donner un outil supplémentaire quant à l'analyse des impacts de l'utilisation des EUt.

Tout au long de ce travail, certaines difficultés ont dû être surmontées. Les données pédologiques récoltées n'étaient pas toujours représentatives et le dosage de la teneur en nitrate initiale du sol est incertain. Dès lors, nous avons redirigé notre analyse vers une étude au cas par cas des cases lysimétriques étudiées en se basant sur la calibration des paramètres hydrodynamiques les plus sensibles. De plus, nous avons remarqué que le sol des cases faisait l'objet de flux d'eau préférentiel en début d'expérience et que des zones de sol n'étaient sans doute pas connectées. Ce qui nous a amenée à définir une période de calibration de 36 jours et seuls les 15 derniers jours de l'expérience ont été utiles.

Nous avons conclu que les FPT locales (Sénégal et Iran) n'étaient pas du tout adéquate à notre cas d'étude et que les FPT de base disponibles sur HYDRUS – 1D ne donnaient pas de grandes différences de performance entre elles. Lors de la simulation des courbes de rétention, nous avons retenu les FPT de VGM à paramètres fixés et variables ainsi que la FPT de BCB. Nous portons finalement notre choix sur la FPT de van Genuchten-Mualem à paramètres fixés car elle donne la plus faible RRMSE lors de la simulation des flux d'eau. Donc, une FPT qui a été validée à des centaines de reprises sur des sols européens et américains donne de meilleures performances qu'une FPT expérimentale locale.

L'étude des flux de nitrate montre que seul l'essai EN donne des résultats probants (RRMSE de 20 %) mais l'impact des flux préférentiels du début d'expérience se remarque. L'essai ED et l'essai EDF ne sont pas modélisé de manière correcte. Il y a une grande sous-estimation lors de la simulation de l'essai ED et la dynamique de la simulation de l'essai EDF n'est pas appropriée. Dès lors, une piste prometteuse s'est ouverte, une nitrification de l'ammonium initialement présent dans le sol aurait eu lieu bien que celle-ci n'ait pas été prédite lors de la modélisation des transformations biochimiques de l'azote par le logiciel EPIC.

Nous avons évalué le temps de séjour du nitrate dans le sol à 132 jours. Cette valeur n'est pas à prendre pour référence mais elle donne un ordre de grandeur du temps de transfert du nitrate de la surface à l'aquifère.

Afin d'utiliser au mieux cet outil, une analyse pédologique de base doit être réalisée afin de distinguer les horizons du sol étudié. Nous recommandons aussi de faire des mesures précises de conductivité hydraulique à saturation du sol étudié et de la courbe de rétention du sol. Le dosage en nitrate du sol doit être réalisé sur place et de manière précise.

Pour développer cet outil, il apparaît primordial de continuer l'étude des flux préférentiels du sol des cases lysimétriques. De même que réitérer les essais en mesurant de manière continue l'humidité du sol ainsi la concentration en ammonium des lixiviat peut s'avérer encourageante dans la mesure où la nitrification pourrait être estimée en termes de grandeur et d'occurrence.

Il serait aussi intéressant de continuer ce travail dans la lignée de l'étude des impacts des EUt sur la qualité de l'aquifère. Nous recommandons alors de réaliser le même protocole, agrémenté d'une mesure continue d'humidité et en ammonium, avec des EUt comme intrants. Dans ce sens, un ajout végétal dans les expérimentations serait aussi une avancée supplémentaire.

VI. BIBLIOGRAPHIE

Références citées

- Abbasi, F., Feyen, J. et van Genuchten, M.T., 2004.** Two dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: Model calibration and validation. *Journal of Hydrology*, 290(1-2), pp. 63-79.
- Abbaspour, K.C., Kohler, A., Simunek, J., Fritsch, M. et Schulin, R., 2001.** Application of a two-dimensional model to simulate flow and transport in a macroporous agricultural soil with tile drains. *European Journal of Soil Science*, 52(3), pp.433-447.
- Addiscott, T.M., 1990.** Measurement of nitrate leaching: a review of methods. Institut National Agronomique Paris-Grignon, *Nitrates, agriculture, eau*. Paris, France 7-8 novembre 1990. INRA : Calvet, R. ed.
- Addiscott, T.M., 1996.** Fertilizers and nitrate leaching. In: Hester, R.E. et Harrison, R.M. eds, 1996. *Agricultural chemicals and the environment*. Letchworth: Royal Society of Chemistry.
- Addiscott, T.M. et Wagenet, R.J., 1985.** Concepts of solute leaching in soils: a review of modeling approaches. *Journal of Soils Science*, 36, pp.411-424
- Addiscott, T.M. et Benjamin, N., 2004.** Nitrate and human health. *Soil Use and Management*, 20, pp.98-104.
- Aina, P.O. et Perisawamy, S.P., 1985.** Estimating available water-holding capacity of western Nigerian soils from soil texture and bulk density, using core and sieved samples. *Soil Sciences*, 140, pp.55-58.
- Ahuja, L.R, Nofziger, D.L., Swartzendruber, D. et Ross, J.D., 1989.** Relationship between Green and Ampt parameters based on scaling concepts and field-measured hydraulic data. *Water Resource Research*, 25, pp.1766-1770.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. et Smith, M., 1998.** *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements, Irrigation and Drainage Paper*, 56. Rome: FAO.
- Anon., nd.** Le secteur arboricole. Disponible sur : <<http://www.agriportail.tn/>> [Consulté le 15/03/2012].
- Anon., nd.** Les ressources et les milieux naturels. Disponible sur : <<http://www.environnement.gov.tn/>>[Consulté le 15/03/2012].
- Armstrong, A.C. et Burt, T.P., 1993.** Nitrate losses from agricultural land. In : Burt, T.P., Heathwaite, A.L. et Trudgill, S.T. eds, 1993. *Nitrate. Processes, Patterns and Management*. Chichester (UK): John Wiley & Sons Ltd.
- Aronsson, P.G. et Bergström, L.F., 2001.** Nitrate leaching from lysimeter-grown short-rotation willow coppice in relation to N-application, irrigation and soil type. *Biomass and Bioenergy*, 21, pp.155-164.
- Arruda, F.B., Zullo, J. et Oliveira, J.B., 1987.** Parâmetros de solo para cálculo de água disponível com base na textura do solo. *R. Bras. Sci. Sol.*, 11, pp.11-15.
- Beckers, E., Roisin, C., Leonard, A. et Degre, A., 2010.** Evolution des structures de sols sous itinéraires techniques contrastés : relations entre courbes de rétention et analyse microtomographie à rayons X. *Milieux Poreux et Transferts Hydriques*, 56, pp.136-140.

Beckers, E. et Degré, A., 2011. Revue bibliographique : la prise en compte des transferts horizontaux dans les modèles hydrologiques. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 15(1), pp.143-151.

Beggs, R.A., Hills, D.J., Tchobanoglous, G. et Hopmans, J.W., 2011. Fate of nitrogen for subsurface drip dispersal of effluent from small wastewater systems. *Journal of Contaminant Hydrology*, 126, pp.19-28.

Benalaya, A., Chkirkene, A., Jallali, S. et Harbaoui, K T., 2009. Evaluation de la qualité des eaux de la nappe de la côte orientale du Cap-Bon en Tunisie. In: *Symposium international "AGDUMED". Partie 2 : Gestion des ressources en eau, en sol et environnement*. Rabat, Maroc 14-16 mai 2009. pp.111-119.

Benjamin, N., 2003. New benefit effects of nitrates. In: Buson, C. et Toubon, P. (Eds.), 2003. *Le cas de nitrates. Actes des Assises Internationales Envirobio*. Paris : ISTE.

Benjamin, N., O' Driscoll, F., Dougall, H., Duncan, C., Smith, L., Golden, M. et Mac Kenzie, H., 1994. Stomach NO synthesis. *Nature*, 368, pp.471-502.

Benjamin, N., Duncan, C., Dougall, H., Johnston, P., Grenn, S., Brogan, R., Leifert, C., Smith, L. et Golden, R., 1995. Chemical generation of nitric oxide in the mouth from the enterosalivary circulation of dietary nitrate. *Nature medicine*, 1 (6), pp.546-551.

Benjamin, N., Sdkyhuizen, R., Copland, M., Smith, C.C. et Douglas, G., 1996. Antimicrobial effect of acidified nitrite on gut pathogens: importance of dietary nitrate in host defense. *Antimicrobial Agents & Chemotherapy*, 40, pp.1422-1425.

Benjamin, N., Weller, R., Omerod, A.D. et Hobson, R.P., 1998. A randomized trial of acidified nitric cream in the treatment of tinea pedis. *Journal of the American Academy of Dermatology*, 38 (4), pp.559-563.

Benjamin, N., Mendez, S.L.S., Allaker, R.P. et Hardie, J.M., 1999. Antimicrobial effect of acidified nitrite on cariogenic bacteria. *Oral Microbiology & Immunology*, 14, pp.392-394.

Ben Moussa, A., 2007. *Caractérisation hydrogéologique, hydrochimique et isotopique de la nappe phréatique de Grombalia*. Mastère. Université de Sfax.

Bergström, L.F., 1995. Leaching of Dichlorprop and nitrate in structured soil. *Environmental Poll*, 87, pp.189-195.

Bergström, L.F. et Brink, N., 1986. Effects of differentiated applications of fertilizer N on leaching losses and distribution of inorganic N in the soil. *Plant Soil*, 96, pp.333-345.

Bland, J.M. et Altman, D.G., 1986. Statistical methods for assessing agreement between two methods of clinical measurement. *Lancet*, i : 307-310.

Boivin, P., 1990. Caractérisation de l'infiltrabilité d'un sol par la méthode MUNTZ. Variabilité de la mesure. *Bulletin-Réseau Erosion*, 10, pp.14-24.

Boivin, P. and Touma, J., 1988. Variabilité spatiale de l'infiltrabilité d'un sol mesurée par la méthode du double anneau. *Cahier ORSTOM, série Pédologique*, XXIV(3), pp.227-234.

Bouma, J. et van Lanen, H.A.J., 1987. Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. In: ISSS/SSSA, Proc. Workshop on Quantified land evaluation procedures. Enschede, The Netherlands: Beek, K., Barrough, P.A. et McCormack, D. eds., pp.106-111.

Bragan, R.J., Starr, J.L et Parkin, T.B., 1997. Acetylene transport in shallow groundwater for denitrification rate measurement. *Journal of Environmental Quality*, 26, pp.1524-1530.

Brooks, R. H. et Corey, A.T., 1964. *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Papers. Colorado State University.

Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from size distribution data. *Petroleum Transactions, Aime*, 198, pp.71-78.

Buson, C., 2005. Retour “écologique” sur la question des nitrates. *Recursos Rurais-Universidade de Santiago de Compostela*, 1(1), pp.39-49.

Campbell Scientific Inc., 2007. *Manuel d'utilisation de la CR1000*. Courtaboeuf (France) : Campbell Scientific Ltd.

Cannavo, P., Recous, S., Parnaudeau, V. and Reau, R., 2008. Modelling N dynamics to assess environmental impacts of cropped soils. *Advances in Agronomy*, 97(1980), pp.131-174.

Carsel, R.F. et Parrish, R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*; 24, pp.755-769.

Challenge Agriculture, 1999. *NITRASOL®II- Cabier de savoir-faire B10*. Ambillou (France) : Challenge Agriculture.

Charlier, R., 2010. *Géotechnique. Théorie-Mécanique des sols. Tome 1*. Notes de cours. Université de Liège.

Cockbrone, A.M., Jauzein, M., Stengel, P. et Guennelon, R., 1988. Variation du coefficient de diffusion de NO_3^- dans les sols: influences de la teneur en eau et de la porosité. *Agronomie*, 8 (10), pp.905-914.

Cointepas, J.P., 1971. Note explicative concernant la légende de la carte pédologique de la Tunisie au 1 : 1.000.000. *Sols de Tunisie. Bulletin de la division des sols.*, 3, pp.102-106.

Dashtaki, S.G., Homae, M. et Khodaverdiloo, H., 2010. Derivation and validation of pedotransfer functions for estimating soil water retention curve using a variety of soil data. *Soil Use and Management*, 26(1), pp.68-74.

Degre, A., 2009. *Ecoulement de l'eau dans les sols*. Notes de cours. Gembloux Agro-Bio Tech.

Degre, A., 2010. *Modélisation des transferts de l'eau dans les sols*. Notes de cours. Gembloux Agro-Bio Tech, Belgique.

Destain, J-P., Fonder, N., Xanthoulis, D. et Reuter, V., 2010. L'isotope stable ^{15}N et le lysimètre, des outils complémentaires pour l'étude de la lixiviation de l'azote dans les sols agricoles. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 14(S1), pp.91-96.

de Vos, J.A., Hesterberg, D. et Raats, P.A.C., 2000. Nitrate leaching in a tile-drained silt loam soil. *Soil Science Society of America Journal*, 64(2), pp.517-527.

de Vos, J.A., Raats, P.A.C. et Feddes, R.A., 2002. Chloride transport in a recently reclaimed Dutch polder. *Journal of Hydrology*, 257(1-4), pp.59-77.

Diekkrüger, B., Söndgerath, D., Kersebaum K.C. et McVoy C.W., 1995. Validity of agroecosystem models. A comparison of results of different models applied to the same data set. *Ecological Modelling*, 81, pp.3-29.

Dijkerman, J.C., 1988. An Ustult-Aguult-Tropept catena in Sierra Leone, West Africa. II. Land qualities and land evaluation. *Geoderma*, 42, pp.29-49.

Donatelli, M., Wosten, J.H.M. et Belocchi, G., 2004. Methods to evaluate pedotransfer functions. In: Pachepsky, Y. et Rawls, W.J. eds, 2004. *Development of pedotransfer functions in soil hydrology*. Amsterdam: Elsevier, pp.357-411.

Durner, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, 30(2), pp.211-223.

Eching, S.O. et Hopmans, J.W., 1993. Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data. *Soil Science Society of America Journal*, 57, pp.1167-1175.

Edeline, F., 1998. *L'épuration physico-chimique des eaux. Théorie et technologie*. 4^e éd. Liège : Cebedoc Editeur et Paris : Lavoisier Tec & Doc.

Fonder, N., Denufbourg, M., Vandenberghe, C., Xanthoulis, D. et Marcoen, J.M., 2010. Suivi de la percolation du nitrate en terres cultivées par la technique lysimétrique. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 14, pp.17-25.

Falkenmark, M. et Lindh, G., 1974. "How can we cope with water resources situation by the year 2050?". *Ambio*, 3(3-4), pp.114-122.

Freeze, A.R et Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Upper Saddle River: Prentice Hall, Inc.

Gaaloul, N. et Cheng, A. H-D., 2003. Hydrogeological and hydrochemical investigation of coastal aquifers in Tunisia – Crisis in overexploitation and salinization. In: *Second International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers – Monitoring, Modeling and Management*. Merida, Mexico 30 mars – 2 avril 2003.

Gaasman, P.W., Williams, J.R., Benson, V.W., Izaurrealde, R.C., Hauck, L.M, Jonas, C.A., Atwood, J.D., Kiniry, J.R. et Flowers, J.D., 2005. *Historical Development and Applications of the EPIC and APEX Models*. Working Paper 05-WP 397. Iowa State University.

Gandolfi, C., Facchi, A. et Maggi, D., 2006. Comparison of 1D models of water flow in unsaturated soils. *Environmental Modelling and Software*, 21, pp.1759-1764.

Gerke, H. H. et van Genuchten, M. Th., 1993. A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media, *Water Resources Researches*, 29, pp.305-319.

Gerke, H.H. et Kohne, M.J., 2004. Dual-permeability modeling of preferential bromide leaching from a tile-drained glacial till agricultural field. *Journal of Hydrology*, 289(1), pp.239-257.

Gong, L., Xu, C., Chen, D., Halldin, S. et Chen, Y., 2006. Sensitivity of the Penman–Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*, 329(3-4), pp.620-629.

Ghram, I., 2006. *Impact des eaux usées traitées sur la croissance et la composition chimique du sorgho fourrager.* Mastère. Université Tunis El Manar.

Gribb, M.M. et Sewell, G., 1998. Solution of ground water flow problems with general purpose and special purpose computer code. *Ground Water*, 36(2), pp.366-372.

Hodnett, M.G. et Tomasella, J., 2002. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new water-retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. *Geoderma*, 108(3-4), pp.155-180.

Hutson, J.L. et Wagenet, R.J., 1992. *LEACHM: leaching estimations and chemistry model: a process-based model of water and solute movement, transformation, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone.* Dept of Crop and Soil Sciences. Research Series No. R03-1. Cornell University.

Ibnoussina, M., El Haroui, M. et Maslouhi, A., 2006. Expérimentation et modélisation de la lixiviation de l'azote nitrique dans un sol sableux. *C. R. Géosciences*, 338, pp.787-794.

Inoue, M., Simunek, J., Shiozawa, S. et Hopmans, J.W., 2000. Simultaneous estimations of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments. *Advances in Water Resources*, 23(7), pp.677-688.

Jacques, D., Simunek, J., Timmerman, A. et Feyen, J., 2002. Calibration of Richard's and convection-dispersion to field-scale water flow and solute transport under rainfall conditions. *Journal of Hydrology*, 259(1-4), pp.15-31.

Jaynes, D.B. et Tyler, E.J., 1984. Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity. *Soil Science*, 138, pp.298-305.

Kayamanidou, M. et Xanthoulis, D., 1998. *Projet AVI - CT 94-0002. Use of wastewater for irrigation, a global approach blending water treatment, irrigation with various systems on various crops and institutional/ organisational aspects. Rapport final.* Gembloux: Faculté Universitaire des Sciences Agronomiques de Gembloux.

Khelil, M. N., 1997. *Contribution à l'étude de la fertilisation azotée des deux cultures fourragères l'orge et le sorgho irriguées avec les eaux usées traitées.* DEA. Université de Tunis II.

Kolenbrander, G.J., 1981. Leaching of nitrogen in agriculture. In: Brogan, J.C (ed.), 1981. *Nitrogen losses and surface runoff from land spreading of manures.* The Hague: Martinus Nijhoff/junk, pp.199-217.

Kosugi, K., 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 32(9), pp.2697-2703.

Lafolie, F., Cockborne, A.M. et Delacourt, A., 1990. Modélisation des transferts de nitrate en sol hétérogène: utilisation d'un modèle à fonction de forme. In : Institut National Agronomique Paris-Grignon, *Nitrates, agriculture, eau.* Paris, France 7-8 novembre 1990. INRA : Calvet, R. ed.

L'Hirondel, J. et L'Hirondel, J.L., 1996. *Les Nitrates et l'Homme. Le mythe de leur toxicité.* Liffre : Editions de l'institut de l'Environnement.

L'Hirondel, J. et L'Hirondel, J.L., 2002. *Nitrates and Man: Toxic, harmless or beneficial?* Wallingford: CABI Publishing.

L'Hirondel, J. et L'Hirondel, J.L., 2004. *Les Nitrates et l'homme. Toxiques, inoffensifs ou bénéfiques?* Liffre : Editions de l'Institut de l'Environnement.

Lal, R., 1979. Physical properties and moisture retention characteristics of some Nigerian soils. *Geoderma*, 21, pp.209-223.

Lassoued, N., 2009. *Effet des boues d'épuration (liquides et sèches) sur l'absorption des métaux lourds par le Ray Grass (*Lolium perenne*).* Mastère. Université Tunis El Manar.

Manyame, C., Morgan, C.L., Heilman, J.L., Fatondji, D., Gerard, B. et Payne, W.A., 2007. Modeling hydraulic properties of sandy soils of Niger using pedotransfer functions. *Geoderma*, 141(3-4), pp.407-415.

Marquardt, D.W., 1963. En algorithm for least squares estimation of non-linear parameters. *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, 11, pp.431-441.

Mishra, S. et Parker, J.C., 1989. Parameter estimation ofr coupled unsaturated flow and transport. *Water Resources Research*, 25(3), pp.385-396.

Mitmet, A., 2001. Soils of Tunisia. *Options Méditerranéennes*, Série B, 34, pp. 243-286.

Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D. et Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(3), pp.885-900.

Mostafa, A., Shirazi, eet Boersma L., 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. *Soil Science Society of America*, 48 (1), pp.142-147.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), pp.513-522.

Muller, J.C., 1996. *Trente ans de lysimétrie en France. 1960-1990.* Paris : INRA Editions et Paris : Comifer.

Neubert, S. et Benabdallah, S., 2003. *La réutilisation des eaux usées traitées en Tunisie. Etudes et rapports d'expertises 11/2003.* Boon : Institut allemand de développement.

Nielsen, D. R. et Luckner, L., 1992. Theoretical aspects to estimate reasonable initial parameters and range limits in identification procedures for soil hydraulic properties. In: University of California, *Proceedings of the International Workshop, Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. Riverside (CA), USA 11-13 octobre 1989. Riverside (CA): van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. et Lund, L.D., pp.147-160.

Nimmo, J.R, 2004. Porosity and pore-size distribution. In: Hillel, D. (ed), 2004. *Encyclopedia of soils in the environment.* 3^e ed. London: Elsevier, pp.295-303.

Norme AFNOR, 1995a. NF ISO 11261. Qualité du sol - Dosage de l'azote total méthode de Kjeldahl modifiée. In : AFNOR (ed), 1999. *Qualité des sols. Volume 1*. Paris: AFNOR.

Norme AFNOR, 1995b. XP X31-115. Qualité du sol – Prélèvement et conservation des échantillons de sol en vue de la détermination de l'azote minéral sur sol frais. In: AFNOR (ed), 1999. *Qualité des sols. Volume 1*. Paris: AFNOR.

Oelmann, Y., Kreutziger, Y., Bol, R. et Wilcke, W., 2007. Nitrate leaching in soil: Tracing the NO₃- sources with the help of stable N and O isotopes. *Soil Biology and Biochemistry*, 39, pp.3024-3033.

Oliveira, L.B., Ribeiro, M.R., del Valle, A. et Ruiz, M.E., 2002. Estimating water retention curve in rhodic ferralsols from basic soil data. *Geoderma*, 108, pp.227-285.

OMS (Organisation Mondiale de la Santé), nd. Les maladies liées à l'eau, [online]. Disponible sur :< www.who.int> [Consulté le 09/03/2012].

Pachepsky, Y. et Rawls, W.J., 2004. Development of pedotransfer functions in soil hydrology. *Development in soil science*, 30, pp.1-512.

Pachepsky, Y. a., Rawls, W.J. et Lin, H.S., 2006. Hydropedology and pedotransfer functions. *Geoderma*, 131(3-4), pp .308-316.

Padro Pano, B.L., 2006. *Etude du mouvement de l'eau et du transfert réactif du nitrate dans les sols volcaniques du bassin versant élémentaire de la Loma, Mexique*. Doctorat. Université Joseph Fourier – Grenoble I.

Palm, R., 2009. *Statistique fondamentale*. Notes de cours. Gembloux Agro-Bio Tech.

Pang, L., Close, M.E., Watt, J.P.C. et Vincent, K.W., 2000. Simulation of picloram, atrazine and simazine leaching through two New Zealand soils and into groundwater using HYDRUS-2D. *Journal of Contaminant Hydrology*, 44(1), pp.19-46.

Paramasivam, S., Alva, A.K., Fares, A. et Sajwan, K.S., 2002. Fate of nitrate and bromide in unsaturated zone of a sandy soil under citrus production. *Journal of Environmental Quality*, 31, pp. 671-688.

Paris Anguela, T., 2004. *Etude du transfert d'eau et de solutés dans un sol à nappe superficielle drainée artificiellement*. Doctorat. ENGREF.

Parker, J.C., Kool, J.B. et van Genuchten, M.T., 1985. Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation. II. Experimental studies. *Soil Science Society of America*, 49, pp.1354-1359.

Perrin, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Doctorat. INPG Grenoble, Cemagref Antony.

Powlson, D.S., 1988. Measuring and minimising losses of fertiliser nitrogen in arable agriculture. In: Smith, K.A. et Jenkinson, D.S., 1988. *Nitrogen Efficiency in Agricultural Soils*. Barking : Elsevier, pp.231-245

Radcliffe, D.E. et Simunek, J., 2010. *Soil physics with HYDRUS. Modeling and applications*. Boca Raton (FL): CRC Press.

Rajan, J.P., 2012. *Swat erosion modeling of a small agricultural watershed in the Cap-Bon, Tunisia.* Mastère. Gembloux Agro-Bio Tech.

Rajmohan, N. et Elango, L., 2007. Mobility of major ions and nutrients in the unsaturated zone during paddy cultivation : a field study and solute transport. *Hydrological Processes*, 21, pp.2698-2712.

Raskin, P., Hansen, E. et Margolis, R., 1995. *Water and sustainability: a global outlook.* POLESTAR Series Report n°4. Stockholm Environment Institute.

Rekaya, M., 1986. *Expérimentation pilote de recharge artificielle à partir des eaux usées traitées.* Tunis : DGRE, Ministère de l'Agriculture tunisien.

Richards, L. A., 1931. Capillary conduction of fluid through porous mediums, *Physics*, 1, pp.318-333.

Rocha, D., Abbasi, F. et Feyen, J., 2006. Sensitivity analysis of soil hydraulic properties on subsurface water flow in furrows. *Journal of irrigation and drainage engineering*, July-August, pp. 418-424.

Saâdi, Z. et Maslouhi, A., 2003. Modeling nitrogen dynamics in unsaturated soils for evaluating nitrate contamination of the Mnasra groundwater. *Advances in Environmental Research*, 7, pp. 803-823.

Santhi, C., Arnold, J. G., Williams, J. R., Dugas, W. A., Srinivasan, R. et M. Hauck, L., 2001. Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. *Journal of American Water Resources Association*, 37(5), pp.1169-1188.

Schaap, M.G. et Leij, F.J., 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science*, 163, pp.765-779.

Schaap, M.G., Leij, F.J. et van Genuchten, M. Th., 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 62, pp.847-855.

Schaap, M.G., Leij, F.J. et van Genuchten, M. Th., 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251, pp.163-176.

Schaap, M.G., Nemes, A. et van Genuchten, M. Th., 2004. Comparison of models for indirect estimation of water retention, *Vadose Zone Journal*, 3, pp.1455-1463.

Seaman, J., Singer, J. et Aburine, S., 2009. Evaluating the relative importance of the van Genuchten/Mualem parameters. In: Georgia Water Ressources Institute, *Proceedings of the 2009 Georgia Water Ressources Conference*. University of Georgia 27-29 avril 2009. Georgia: Georgia Water Science Center.

Stamm, C., Sermet, R., Leuenberger, J., Wunderli, H., Wydler, H., Fluhler, H. et Gehre, M., 2002. Multiple tracinf of fast solute transport in a drained grassland soil. *Geoderma*, 109(3-4), pp. 245-268.

Simunek, J., van Genuchten, M.T., Jacques, D., Inoue, M. et Flury, M., 2002. Solute transport during variably saturated flow-Inverse methods. In: Dane, J.H. et Clarke Toop, G. eds, 2002. *Methods of soil analysis. Part 4: Physical methods*. Madison (USA): Soil Science Society of America, Inc., pp.1435-1449.

Simunek, J., Sejna, M., Saito, H., Sakai, M. et van Genuchten, M. Th., 2008. *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media*. Manuel d'utilisation. University of California Riverside.

Sohier, C., 2011. *Développement d'un modèle hydrologique sol et zone vadose afin d'évaluer l'impact des pollutions diffuses et des mesures d'atténuation sur la qualité des eaux en région wallonne*. Doctorat. ULg – Gx-ABT.

Stevenson, F.J. et Cole, M.A., 1999. *Cycles of soils. Carbon, Nitrogen, Phosphorus, Sulfur, Micronutrients*. John Wiley et Sons, Inc.

Tietje, O. et Hennings, V., 1996. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedotransfer functions compared to the variability with FAO textural classes. *Geoderma*, 69, pp.71-84.

Tomasella, J. et Hodnett M., 2004. Pedotransfer functions for tropical soils. *Developments in Soil Science*, 30, pp.415-429.

Treyer, S., 2002. *Analyse des stratégies et prospectives de l'eau en Tunisie: Rapport I: Monographie de l'Eau en Tunisie. Rapport II: Prospective de l'eau en Tunisie*. Valbonne: PNUE, Plan Bleu.

Turc, L., 1961. *Evaluation des besoins en eau d'irrigation, ET potentielle*. Vol. VIII, n°1. New Jersey.

Van Dam, J.C., Stricker, J.N.M. et Droogers, P., 1992. Evaluation of the inverse method for determining soil hydraulic properties from one-step, outflow data. *Soil Science Society of America Journal*, 56, pp.1042-1050.

van Genuchten, M. Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, pp.892-898.

van Genuchten, M. Th. et Wierenga, P. J., 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media, I. Analytical solutions, *Soil Science Society of America Journal*, 40, pp.473-481.

van Genuchten, M.Th. et Nielsen, D.R., 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales Geophysicae*, 3, pp.615-628.

van Genuchten, M. Th., Leij, F.J. et Yates, S. R., 1991. *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. Manuel. University of California Riverside.

Van Liew, M. W., Arnold, J. G. et Garbrecht, J. D., 2003. Hydrologic simulation on agricultural watersheds: Choosing between two models. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineer*, 46(6), pp.1539-1551.

Vauclin, M., 1990. Modélisation des transferts dans les sols non saturés : approche déterministe ou stochastique? In : Institut National Agronomique Paris-Grignon, *Nitrates, agriculture, eau*. Paris, France 7-8 novembre 1990. INRA : Calvet, R. ed.

Vauclin, M., 1994. Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Revue des sciences de l'eau*, 7 (1), pp.81-102.

Vauclin, M., Imbernon, I. et Vauchaud, G., 1983. Analyse comparative de différentes méthodes de détermination de la conductivité hydraulique des sols non saturés de la zone centre-nord du Sénégal. *L'Agronomie Tropicale*, 38 (3), pp.186-197.

Vanderborght, J. et Vereecken, H., 2007. Review of dispersivities for transport modelling in soils. *Vadose Zone Journal*, 6, pp.29-52.

Ventrella, D., Mohanty, B.P., Simunek, Losavio, N. et van Genuchten, M.T., 2000. Water and chloride transport in a fine-textured soil: field experiments and modeling. *Soil Science*, 165(8), pp.624-631.

Vinten, A.J.A. et Smith, K.A., 1993. Nitrogen cycling in agricultural soils. In : Burt, T.P., Heathwaite, A.L. et Trudgill, S.T. eds, 1993. *Nitrate. Processes, Patterns and Management*. Chichester (UK): John Wiley & Sons Ltd.

Vogel, T. et Cislerova M., 1988. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. *Transport in porous media*, 3, pp.1-15.

Vogel, T., van Genuchten, M. Th. et Cislerova, M., 2001. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advances in Water Resources*, 24, pp.133-144.

WBI, CRA-W, Gx-ABT et INRGREF, 2011. *Etude de l'influence de l'utilisation des effluents de l'épuration des eaux usées sur le cycle de l'azote dans les sols agricoles et sur la qualité des nappes phréatiques en Tunisie. Rapport final du projet*. Tunis : INRGREF.

Webster, C.P., Belford, R.K. et Cannell, R.P., 1986. Crop uptake and leaching losses of N15-labelled fertilizer nitrogen in relation to waterlogging of clay and sandy loam soils. *Plant and soil*, 92, pp.89-101.

Wild, A., 1988. Plant nutrients in soil: nitrogen. In: Wild, A. ed, 1988. *Russell's Soil Conditions and Plant Growth*, 11e éd. Harlow: Longman, pp.652-694.

Williams, J.R., Jones, C.A. et Dyke, P.T., 1990. The Epic model. In: Sharpley, A.N. et Williams, J.R. (Eds), 1990. *EPIC-Erosion/Productivity Impact Calculator, 1. Model documentation*. Washington DC: U.S. Department of Agriculture, Technical Bulletin No. 1768. pp.3-9.

World Health Organization, 2008. *Guidelines for drinking-water quality. Volume 1. Recommendations*. 3^e ed. Genève: WHO.

Wosten, J.H.M., Pachepsky, Y.A. et Rawls, W.J., 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251(3-4), pp.123-150.

Xanthoulis, D., Rejeb, S., Chenini, F., Khelil, M.N., Chaabouni, Z., Frankinet, M. et Destain, J.P., 2002. *Optimisation de la réutilisation des eaux usées traitées en irrigation*. Tunis : Gx-ABT, INRGREF, CRA-W.

Références non citées

- Addiscott, T.M., 1977.** A simple computer model for leaching in structured soils. *Journal of Soil Science*, 28, pp.554-63.
- Addiscott, T. M., 1996.** Fertilizers and nitrate leaching. In: Hester, R.E. et Harrison, R.M., 1996. *Agricultural chemicals and the environment*. Letchworth: Royal Society of Chemistry.
- Ben Moussa, A., Zouari, K. et Oueslati, N., 2009.** Geochemical study of groundwater mineralization in the Grombalia shallow aquifer, north-eastern Tunisia: implication of irrigation and industrial wastewater accounting. *Environmental Geology*, 58, pp.555-566.
- Degre, A., 2009.** *Hydrologie générale*. Notes de cours. Gembloux Agro-Bio Tech.
- Kanzari, S., Hachicha, M., Bouhlila, R. et Battle-Sales, J., (in press).** Characterization and modeling of water movement and salts transfer in a semi-arid region of Tunisia (Bou Hajla, Kairouan) – Salinization risk of soils and aquifers. *Computer and Electronics in Agriculture* (Accepté à la publication septembre 2011).
- Maidment, D. R., 2004.** *Handbook of Hydrology*. New-York: McGraw-Hill.
- McKenzie, N., Coughlan, K. et Creeswell, H., 2002.** *Soil physical measurement and interpretation for land evaluation*. Collingwood : CSIRO PUBLISHING.
- Meiwirth, K., 2003.** Regional and local pesticide transport in the alluvial plain of the swiss Rhône river valley. Doctorat. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Moreels, E., Neve, S., Hofman, G., et van Meirvenne, M., 2003.** Simulating nitrate leaching in bare fallow soils : a model comparison. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 67, pp.137-144.
- Schaap, M.G., 2004.** Accuracy and uncertainty in PTF predictions. *Developments in Soil Science*, 30, pp.33-46.
- Sharpley, A.N., Jones, C.A. et Williams, J.R., 1990.** The nutrient component of EPIC. In: Sharpley, A.N. et Williams, J.R. eds, 1990. *EPIC-Erosion/Productivity Impact Calculator, 1. Model documentation*. Washington DC: U.S. Department of Agriculture, Technical Bulletin No. 1768. pp.3-9.
- Stephens, D.B. et Rehfeldt, K.R., 1985.** Evaluation of closed-form analytical models to calculate conductivity in a fine sand. *Soil Science Society of America Journal*, 49, pp.12-19.
- Williams, J.R., Dyke, P.T., Fuchs, W.W., Benson, V.W., Rice, O.W. et Taylor, E.D., 1990.** In: Sharpley, A.N. et Williams, J.R. Eds, 1990. *EPIC-Erosion/Productivity Impact Calculator, 1. Model documentation*. Washington DC: U.S. Department of Agriculture, Technical Bulletin No. 1768. pp.3-9.
- Xanthoulis, D., 2010.** *Irrigation*. Notes de cours : Gembloux Agro-Bio Tech.

VII. ANNEXES

Annexe 1 : Légende de la carte pédologique du Cap-Bon

LEGENDE

SOLS TRES PEU EVOLUES

CLIMATIQUES

- Rêgs de roche ou de croûte
- Erg

NON CLIMATIQUES D'APPORT

- Fluvial
- Eolian

NON CLIMATIQUES D'EROSION

- Sur roches géologiques dures (lithosols) ou tendres (régosols)
- Régosols et lithosols associés à de rares sols calcimorphes

SOLS PEU EVOLUES

CLIMATIQUES D'APPORT

- Modaux (ou gris subdésertiques) associés à des croûtes et conglomérats

NON CLIMATIQUES D'APPORT

- Modaux sur dépôts sédentaires
- Modaux sur alluvions
- Salés associés localement à des sols salés
- Vertiques associés à des vertisols ou sols salés

SOLS CALCOMAGNESIMORPHES

SOLS CALCAIRES

- Rendzines et sols bruns calcaires sur croûte calcaire
- Rendzines (et sols bruns calcaires) associés à des lithosols ou des régosols sur roche géologique (sols généralement humides)
- Rendzines et lithosols ou régosols sur roche géologique associés à des rendzines sur croûte calcaire
- Rendzines et sols bruns calcaires associés à des régosols et des vertisols
- Rendzines (et sols bruns calcaires) associés à des lithosols et des sols rouges méditerranéens

SOLS GYPSEUX

- sols à encroûtement gypseux

VERTISOLS ET PARAVERTISOLS

LITHOMORPHES

- Moyennement développés et modaux non différenciés (associés ou non à des régosols et des sols calcimorphes)

TOPOLITHOMORPHES

- Moyennement développés, modaux ou salés non séparés

SOLS ISOHUMIQUES

SUBTROPICAUX

- Sols châtaignes et châtaignes-rouges sur limon rouge
- Sols bruns sur grès, sables, limons ou croûtes calcaires
- Sols bruns associés à des sols calcimorphes sur butte-témoin de croûte calcaire
- Sols bruns clairs et siérozems de texture légère, sur croûte ou sur limon à nodules
- Sols bruns clairs associés à des sols calcimorphes sur butte témoin de croûte calcaire

SOLS FERSIALLITIQUES

SOLS ROUGES ET BRUNS MEDITERRANEENS

- Sols rouges méditerranéens associés à des lithosols et des sols calcimorphes (rendzines, sols bruns calcaires) sur calcaire dur ou sur grès

SOLS A MULL ET SOLS PODZOLIQUES

- Sols bruns forestiers
- Sols bruns forestiers, bruns lessivés, lessivés, et lessivés hydromorphes, associés en séquences sur grès siliceux et argiles
- Sols lessivés et podzoliques sur grès et argile sablonneuse

SOLS HALOMORPHES

- sols salins des sebkhas (sols salins à croûte saline ou sols fortement salés à alcali à structure poudreuse)
- sols salins (sols salins s. l. et sols à alcalis moyennement ou très salés)
- sols salins à encroûtement gypseux
- sols à alcali (sols à alcalis non lessives peu ou moyennement salés)

SOLS HYDROMORPHES

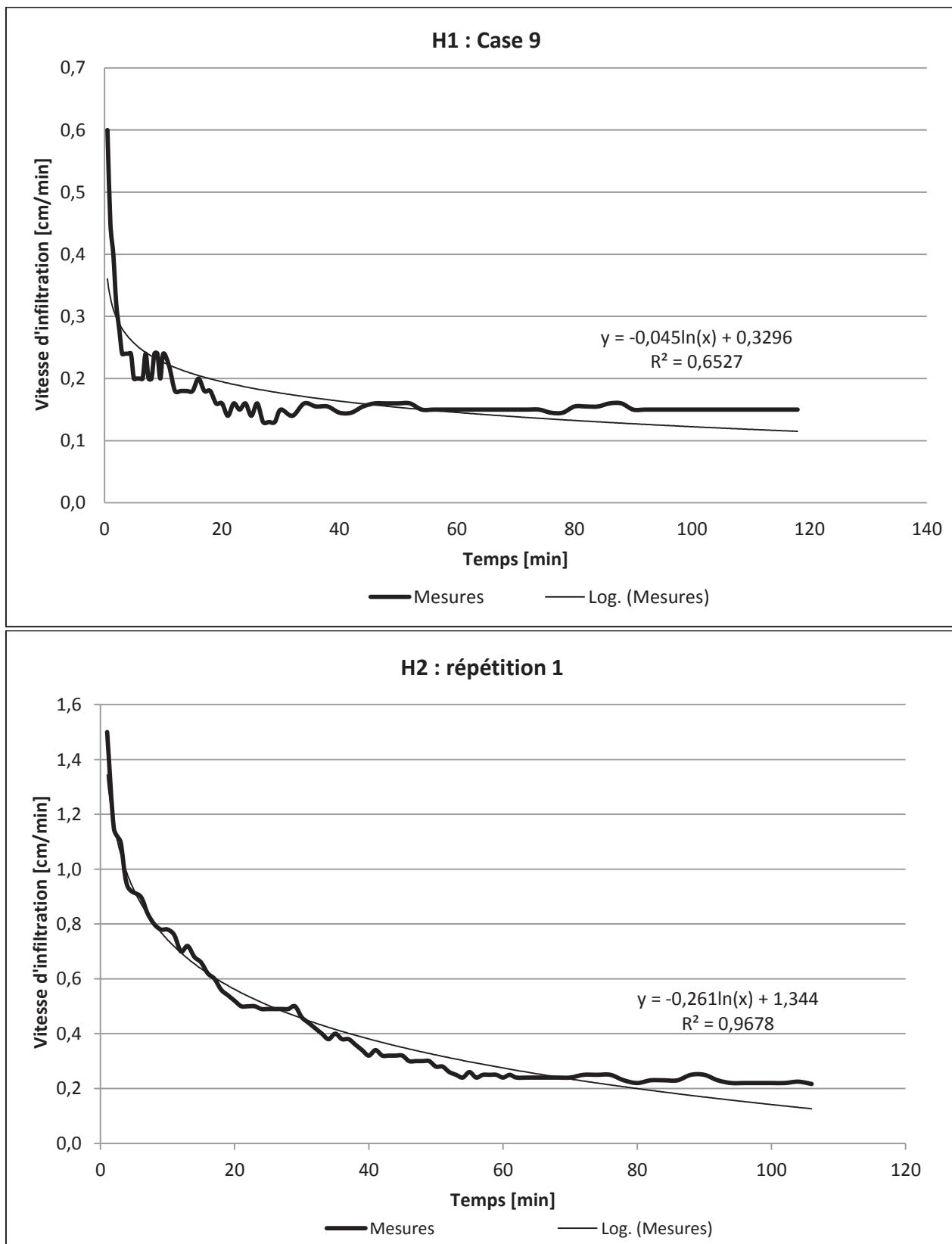
NON HUMIFERES

- A gley salé
- A pseudogley et concrétions
- A remise en mouvement du calcaire ou du gypse (à nodules ou encroûtements calcaires ou gypseux)

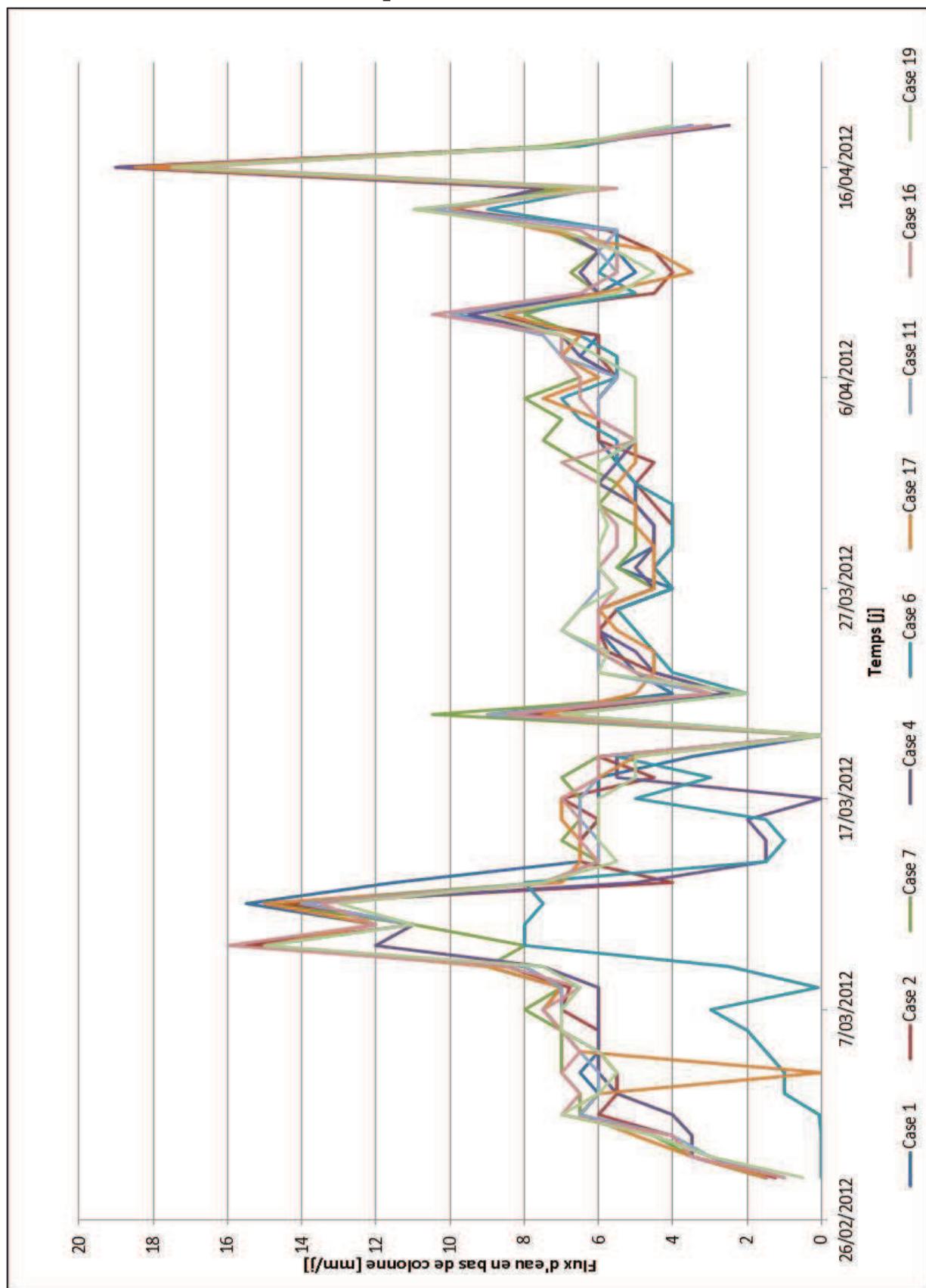
Annexe 2 : Données météorologiques

Date	Apport [mm]	P [mm]	EP [mm]				
27/02/2012	10	0	2,05	9/04/2012	10	0	3,02
28/02/2012	10	0	1,31	10/04/2012	10	0	3,23
29/02/2012	10	0	2,10	11/04/2012	10	0	3,46
1/03/2012	10	0	2,22	12/04/2012	10	7,5	3,57
2/03/2012	10	0	2,44	13/04/2012	10	0	2,34
3/03/2012	10	0	2,46	14/04/2012	10	0	2,55
4/03/2012	10	0	2,53	15/04/2012	10	20	2,63
5/03/2012	10	0	2,06	16/04/2012	0	0	2,46
6/03/2012	10	0	1,56	17/04/2012	0	0,2	2,51
7/03/2012	10	7,5	1,93	18/04/2012	0	0	2,82
8/03/2012	10	0	1,07				
9/03/2012	10	10	2,01				
10/03/2012	0	15	1,55				
11/03/2012	10	0	0,95				
12/03/2012	10	0	1,36				
13/03/2012	10	0	2,69				
14/03/2012	10	0	2,79				
15/03/2012	10	0	2,59				
16/03/2012	10	0	2,72				
17/03/2012	10	0	2,84				
18/03/2012	10	0	3,03				
19/03/2012	10	0	2,99				
20/03/2012	0	0	2,93				
21/03/2012	10	0	2,52				
22/03/2012	10	0	2,49				
23/03/2012	10	0	2,01				
24/03/2012	10	0	2,87				
25/03/2012	10	0	2,17				
26/03/2012	10	0	2,68				
27/03/2012	10	0	2,97				
28/03/2012	10	0	2,88				
29/03/2012	10	0	3,01				
30/03/2012	10	0	3,17				
31/03/2012	10	0	2,00				
1/04/2012	10	0	3,34				
2/04/2012	10	0	3,23				
3/04/2012	10	0	3,32				
4/04/2012	10	0	2,13				
5/04/2012	10	0	2,28				
6/04/2012	10	1,3	3,39				
7/04/2012	10	0	3,26				
8/04/2012	10	8	2,91				

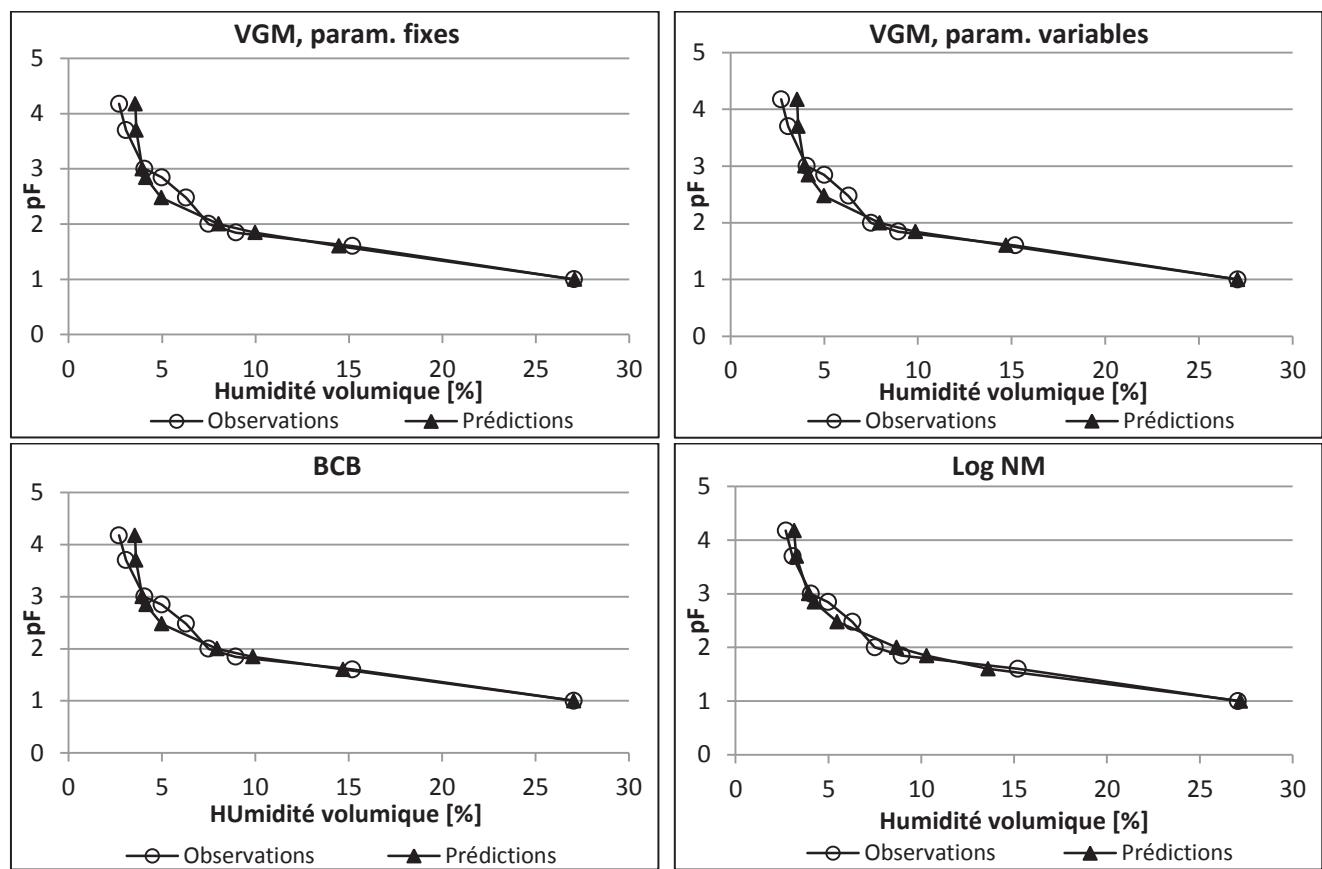
Annexe 3 : Mesure des Ks



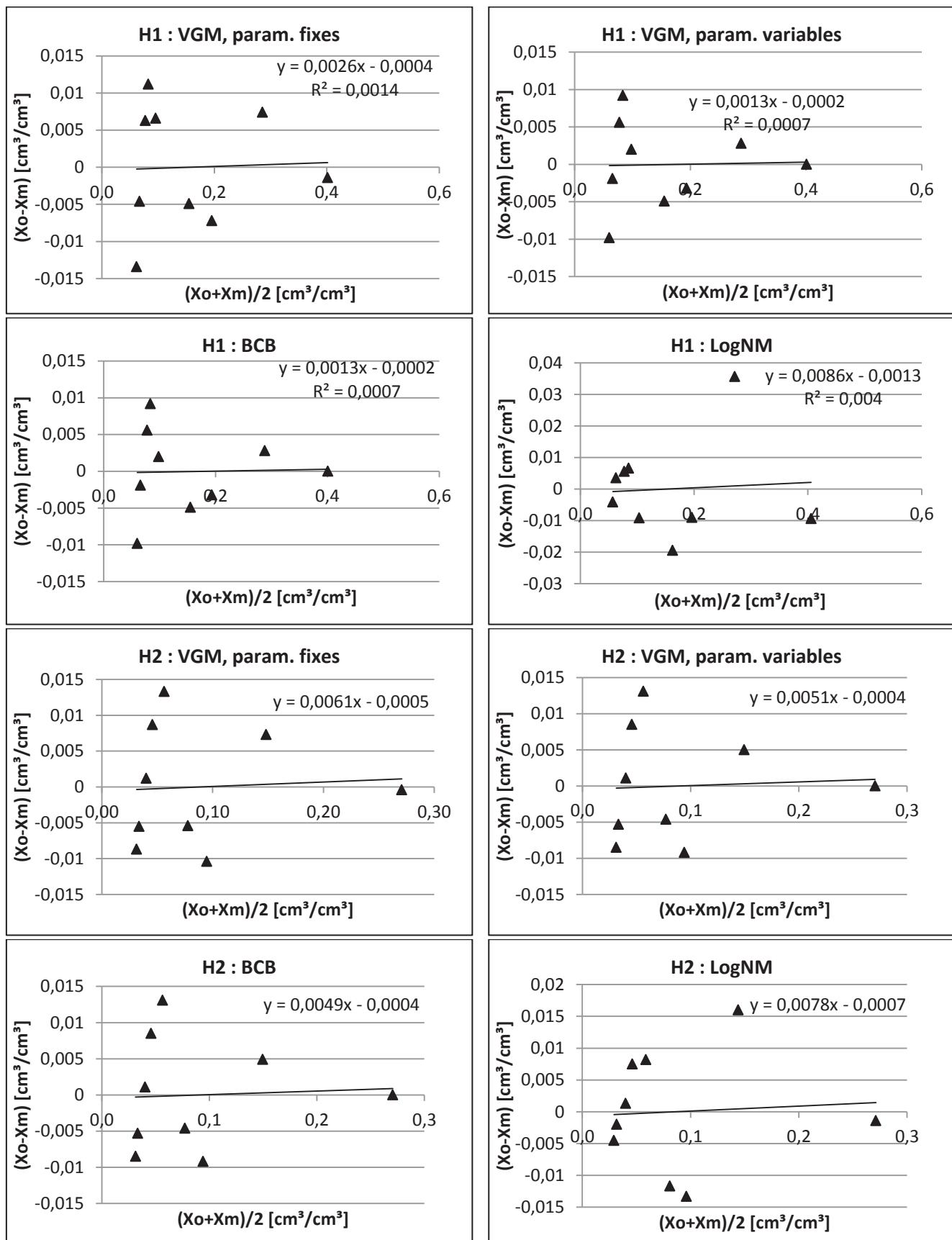
Annexe 4 : Flux d'eau dans chaque case



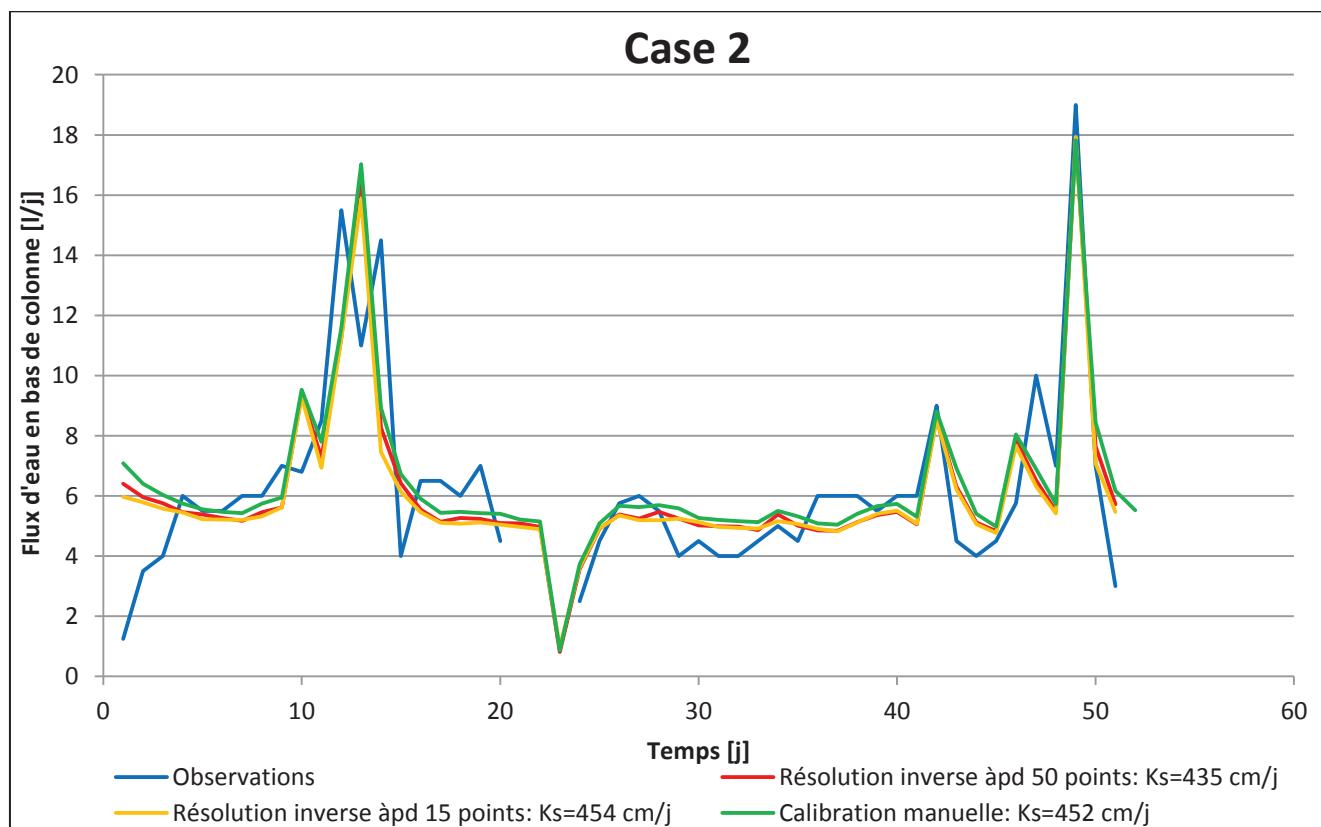
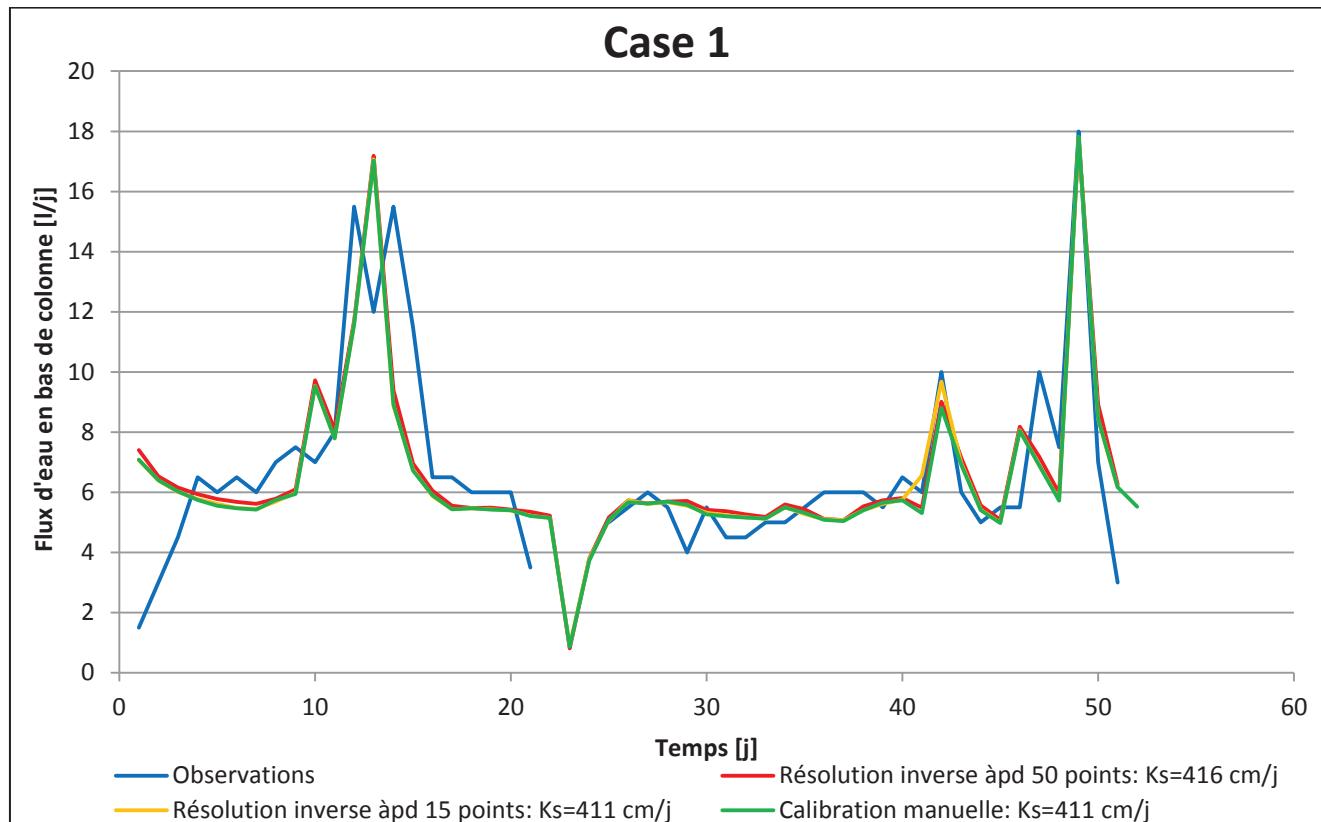
Annexe 5 : Courbes de rétentions modélisées et observées du le deuxième horizon

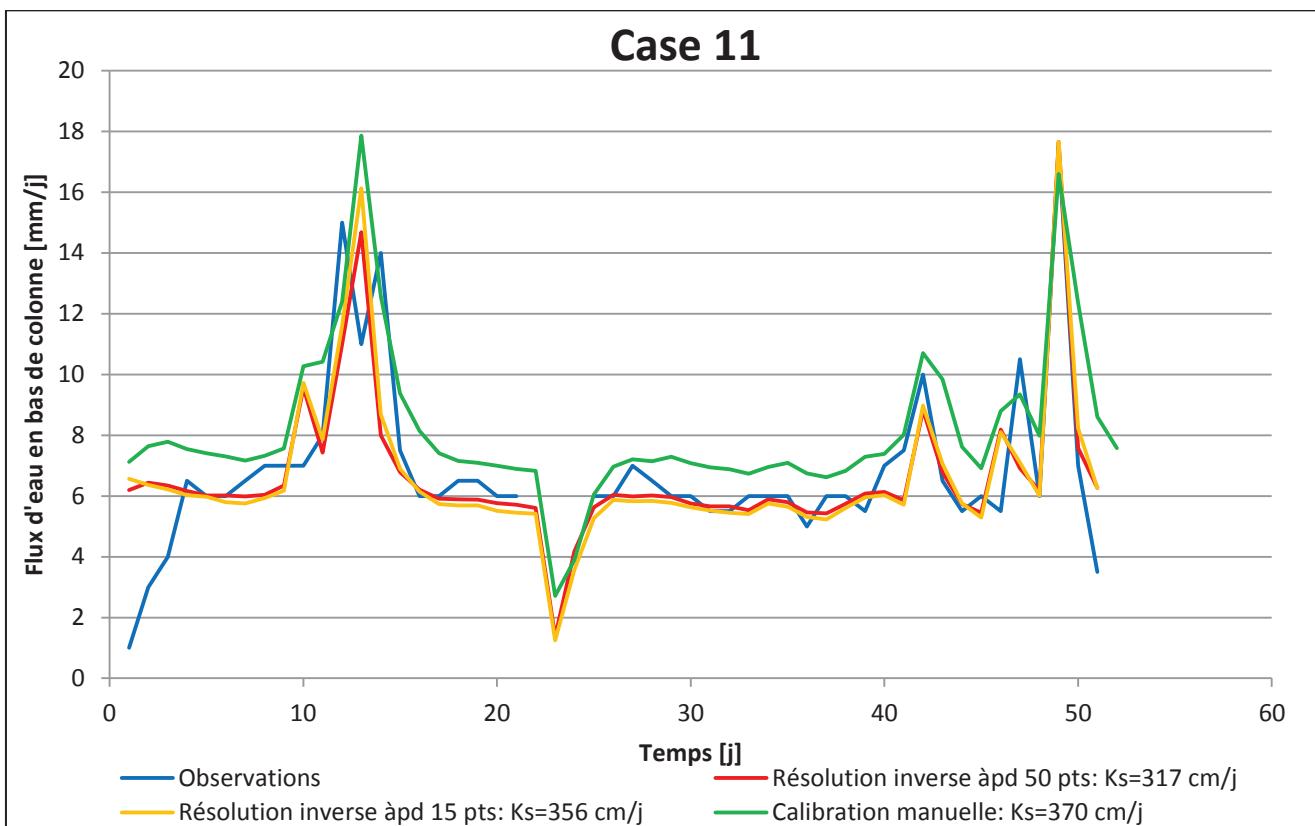
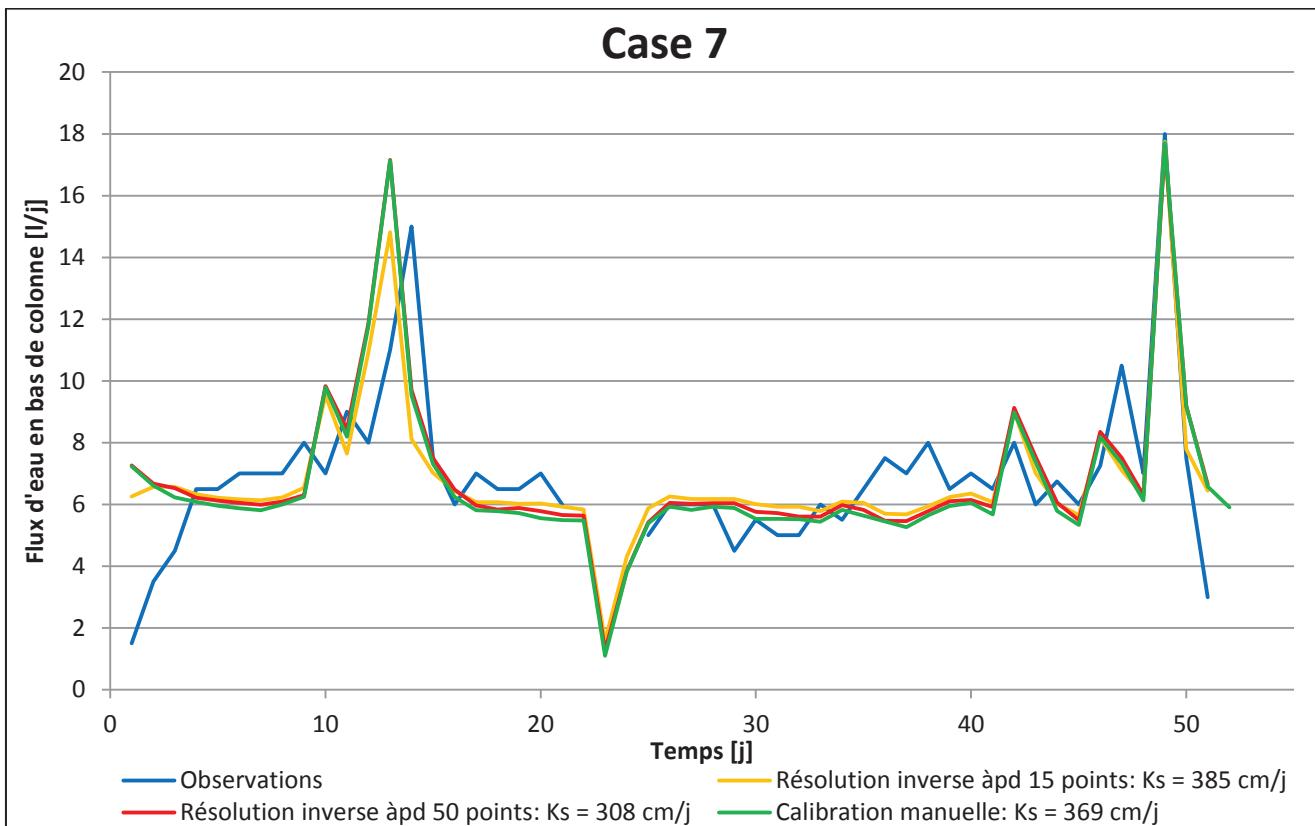


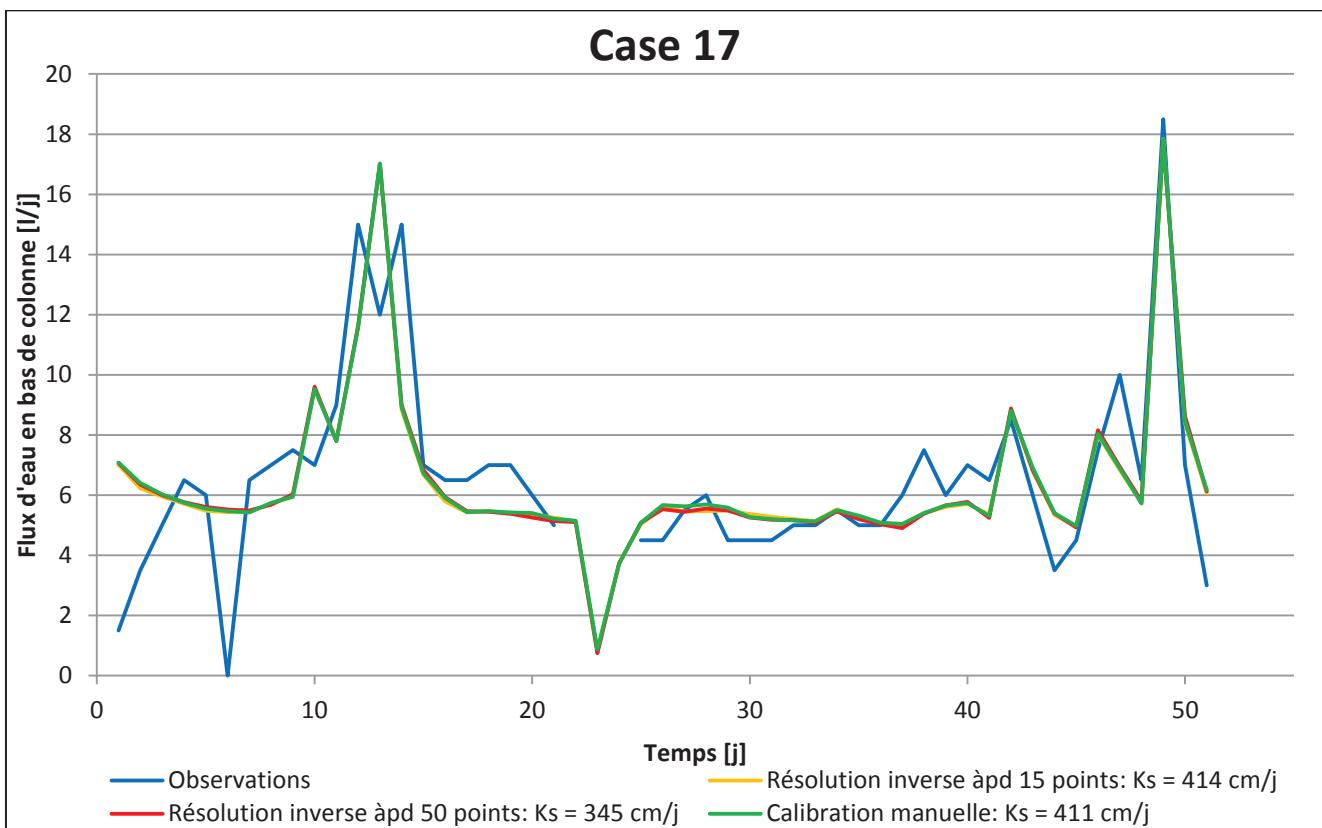
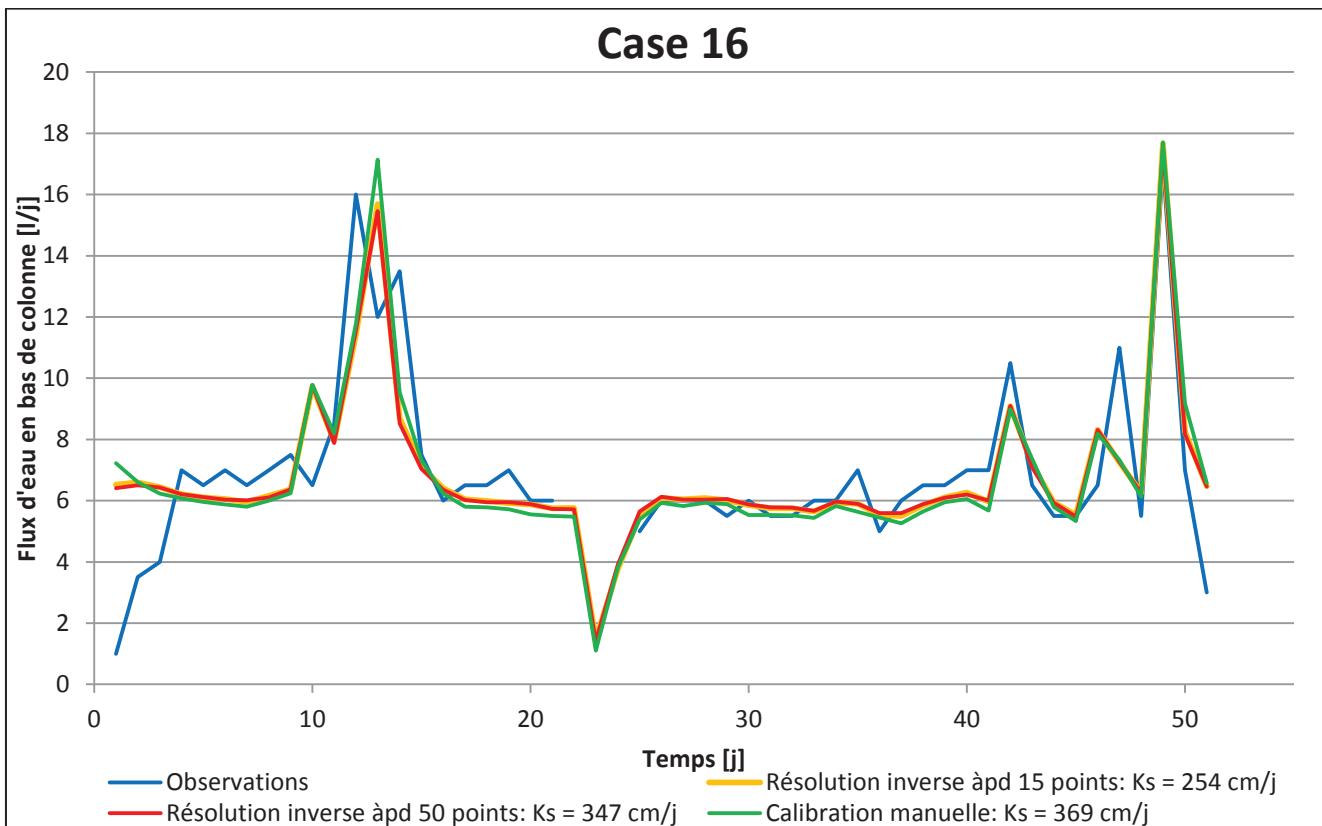
Annexe 6 : Diagrammes de Bland et Altman des modélisations des courbes pF



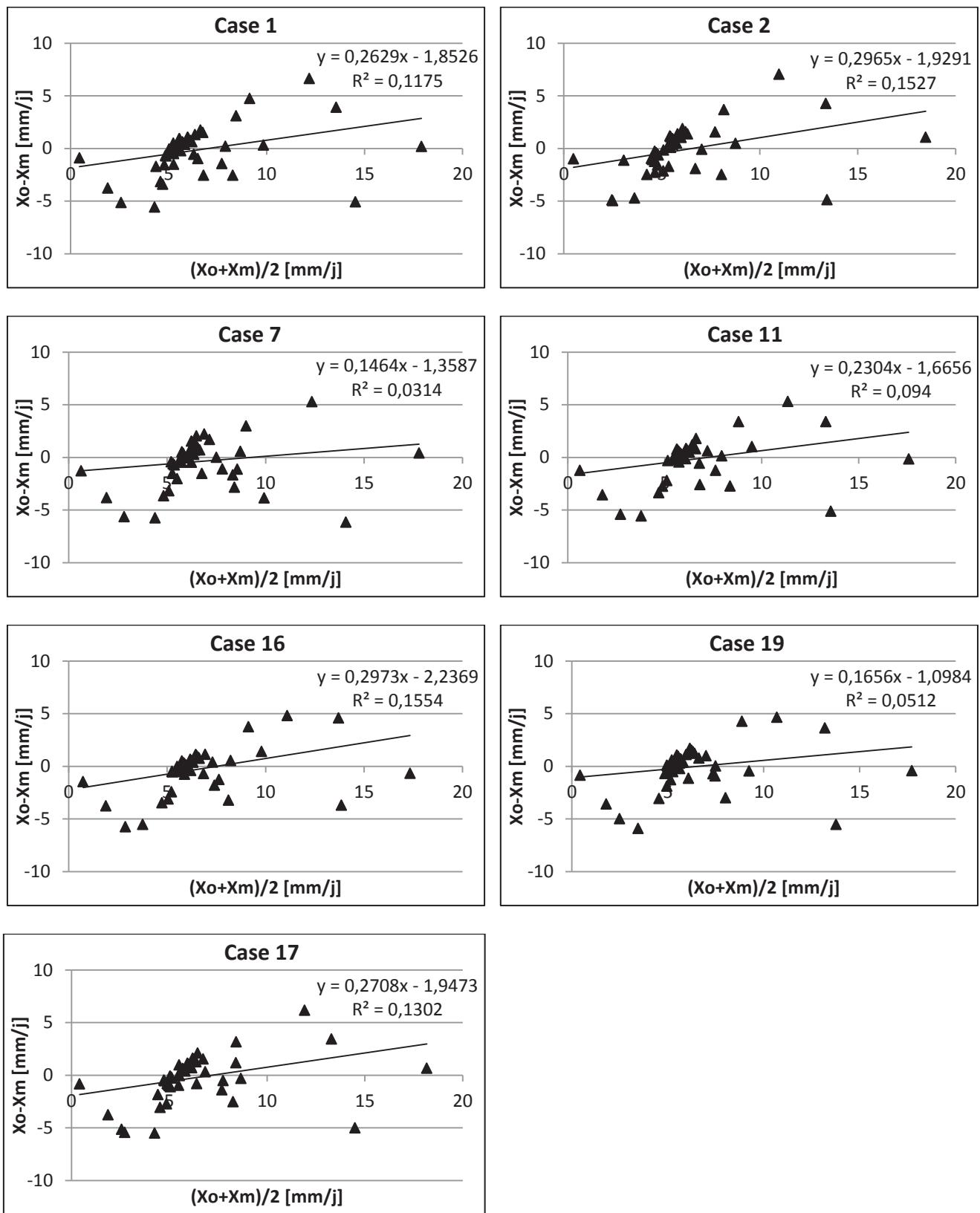
Annexe 7 : Résultats des simulations des flux d'eau cases par cases







Annexe 8 : Diagrammes de Bland et Altman de la simulation des flux d'eau



Annexe 9 : Résultats des simulations de concentrations en nitrate des flux d'eau

