



HAL
open science

Transfert d'eau et de solutés dans un sol agricole hétérogène : analyse de différents types de mesures, de la variabilité spatiale et modélisation monodimensionnelle

André Maciel Netto

► **To cite this version:**

André Maciel Netto. Transfert d'eau et de solutés dans un sol agricole hétérogène : analyse de différents types de mesures, de la variabilité spatiale et modélisation monodimensionnelle. Interfaces continentales, environnement. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1998. Français. NNT: . tel-00801928

HAL Id: tel-00801928

<https://theses.hal.science/tel-00801928>

Submitted on 18 Mar 2013

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

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



THESE

présentée par

André Maciel NETTO

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 00 58
 Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

Pour obtenir le titre de DOCTEUR

de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : GEOPHYSIQUE, GEOCHIMIE, GEOMECHANIQUE

TRANSFERT D'EAU ET DE SOLUTES DANS UN SOL AGRICOLE HETEROGENE : ANALYSE DE DIFFERENTS TYPES DE MESURES, DE LA VARIABILITE SPATIALE ET MODELISATION MONODIMENSIONNELLE.

Soutenue le 14 Décembre 1998, devant le jury composé de :

Président :

Philippe BOIS

Professeur de l'INPG, LTHE

Rapporteurs :

Antonio C. D. ANTONINO

Professeur Univ. Fédéral de Pernambouc (Brésil)

Thierry BARIAC

Directeur de Recherches CNRS, BGCI (Paris VI)

Examineurs :

Laurent CHARLET

Professeur Univ. Joseph Fourier, LGIT (Grenoble)

Jean-Paul GAUDET

Directeur de thèse, LTHE

Michel VAUCLIN

Directeur de Recherches CNRS, LTHE

Thèse préparée au sein du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et
 Environnement (LTHE) - UMR 5564 (CNRS - INPG - ORSTOM - UJF)

THESE DE DOCTORAT

Titre de l'ouvrage :

TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTES DANS UN SOL AGRICOLE HETEROGENE : ANALYSE DE DIFFERENTS TYPES DE MESURES, DE LA VARIABILITE SPATIALE ET MODELISATION MONODIMENSIONNELLE.

Nom de l'auteur :

André Maciel NETTO

Etablissement :

Université Joseph Fourier - Grenoble I

RESUME

L'objectif de cette étude était de caractériser les transferts d'eau et de solutés dans un sol hétérogène pour prédire le devenir de polluants dans le sol et vers l'aquifère sous-jacente. Une série d'essais a été conduite sur le site observatoire de La Côte Saint-André.

Les variabilités spatio-temporelles des variables hydriques et des concentrations de différentes molécules (isotope de l'eau, anions, pesticide, nitrate) ont été mesurées selon différentes méthodes : suivi stationnel (sonde à neutrons, tensiomètres, cellules de prélèvements), percolation à travers un lysimètre, prélèvements destructifs sur un plan vertical ou dans un volume cylindrique.

Une analyse géostatistique et statistique montre que les variables ne sont pas corrélées à courte distance et qu'environ 80 % des distributions suivent une loi normale. L'hétérogénéité des variables (estimée par le coefficient de variation) permet de les classer par ordre croissant : masse volumique sèche, teneurs en eau (massique et volumique) et concentrations.

Les cartographies des concentrations en solutés obtenues après analyse des échantillons (destructifs) dans des plans verticaux indiquent des écoulements préférentiels d'eau que l'on modélise à une taille supérieure (m) par la partition de l'eau en fractions mobile et immobile. Cette approche est confirmée par les transferts globaux de solutés à travers le lysimètre pour des flux d'eau élevés.

La comparaison entre les cartographies des teneurs en eau (prélèvements) et les mesures non-destructives par sonde à neutrons montre que cet appareil a un bon pouvoir intégrateur sur un volume de l'ordre de quelques dm^3 . On peut également utiliser ces cartographies pour optimiser la taille du guide d'onde des sondes TDR.

La confrontation entre concentrations en soluté mesurées par prélèvements de sol ou par extractions à l'aide de bougies poreuses fournit des résultats contrastés : pour les fortes valeurs de concentrations (nitrate par exemple), les mesures sont comparables, mais pour de faibles concentrations (traceur et pesticide) les mesures divergent.

Enfin, la modélisation d'un milieu équivalent vertical ne semble pas trop mauvaise avec différents comportements : l'un à l'échelle annuelle où les temps de séjour convectifs de l'eau sont suffisants pour que les cinétiques physiques et chimiques d'échange soient négligeables (équilibre local) et l'autre à l'échelle de temps de l'épisode pluvieux (intense) où l'on doit tenir compte des cinétiques (comme la partition d'eau mobile - immobile).

La base de données expérimentale peut encore être largement exploitée, notamment pour servir de support à une modélisation stochastique.

MOTS CLES

Transferts d'eau et de solutés, sols non saturés, variabilité spatiale, écoulements préférentiels, modélisation monodimensionnelle.

THESE

présentée par

André Maciel NETTO

Pour obtenir le titre de DOCTEUR

de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : GEOPHYSIQUE, GEOCHIMIE, GEOMECHANIQUE

**TRANSFERT D'EAU ET DE SOLUTES DANS UN SOL AGRICOLE
HETEROGENE : ANALYSE DE DIFFERENTS TYPES DE MESURES,
DE LA VARIABILITE SPATIALE ET MODELISATION
MONODIMENSIONNELLE.**

Soutenue le 14 Décembre 1998, devant le jury composé de :

Président :

Philippe BOIS

Professeur de l'INPG, LTHE

Rapporteurs :

Antonio C. D. ANTONINO

Professeur Univ. Fédéral de Pernambouc (Brésil)

Thierry BARIAC

Directeur de Recherches CNRS, BGCI (Paris VI)

Examineurs :

Laurent CHARLET

Professeur Univ. Joseph Fourier, LGIT (Grenoble)

Jean-Paul GAUDET

Directeur de thèse, LTHE

Michel VAUCLIN

Directeur de Recherches CNRS, LTHE

Thèse préparée au sein du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et
Environnement (LTHE) - UMR 5564 (CNRS - INPG - ORSTOM - UJF)

"Seulement ceux qui ont la patience de faire, avec perfection, les tâches simples, sont ceux qui acquièrent l'art de faire, avec facilité, les tâches difficiles".

De : SCHILLER

A mes parents, frère et sœurs!

AVANT-PROPOS

Le travail de thèse présenté dans ce mémoire a été effectué au sein du LTHE, Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement UMR 5564 (CNRS-INPG-ORSTOM-UJF) à Grenoble.

Ce travail pluridisciplinaire n'aurait pas été possible sans l'aide et les compétences de divers partenaires et notamment :

- Le Lycée Agricole et la Ferme Expérimentale de La Côte Saint-André (38)
- Le Service Centrale d'Analyse du CNRS (Vernaison)
- Le laboratoire de BioGéoChimie Isotopique (UMR 162 CNRS-UPMC-INRA, Paris VI)
- Le Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (UMR 5559 CNRS-UJF, Grenoble I).

Par ailleurs, rien n'est possible sans soutien financier, apporté dans notre cas par les financements suivants :

- Contrat Union Européenne EC EV5V-CT94-0467
- GDR Exosol (CNRS)
- Programme National de Recherches en Hydrologie PNRH (INSU)
- CNPq (Brésil)

J'ai travaillé en très étroite collaboration dans une excellente ambiance et en harmonie avec différents collègues doctorants :

- Robert SCHOEN
- Romeu A. PIERITZ
- Zakaria SAADI

Je remercie Michel VAUCLIN, directeur du LTHE, pour m'avoir accueilli au laboratoire et pour accepté de faire partie du jury de thèse.

Antonio C.D. ANTONINO, du DEN-UFPE (Brésil), a accepté d'être rapporteur de ce travail. Je le remercie aussi pour l'attention qu'il m'a accordé et pour l'invitation à travailler dans son laboratoire.

Je remercie également Thierry BARIAC, de BGCI (Paris VI), qui a accepté d'être rapporteur de ce travail et qui m'a envoyé le rapport dans des délais records.

Philippe BOIS, du LTHE (Grenoble), qui a présidé le jury de thèse.

Laurent CHARLET, du LGIT (Grenoble), a accepté de faire partie du jury de thèse, je l'en remercie.

Jean-Paul GAUDET, a dirigé cette thèse, je le remercie pour son attention, sa disponibilité et ses précieuses discussions qui m'ont apporté beaucoup de connaissances. Merci aussi pour les bonnes conditions de travail dont j'ai bénéficié. Et pour tout cela, je tiens ici à réaffirmer ce qui a été dit par Robert SCHOEN, il est le meilleur chef du monde !

Je tiens aussi à remercier tous ceux qui m'ont beaucoup aidé pour les expérimentations sur le terrain et au laboratoire, Jean-Louis THONY, Jean-Michel TAUNIER, Stéphane BOUBKRAOUI et Hervé DENIS, ainsi que Robert SCHOEN, Pierre GERARD MARCHANT, Fayçal BOUROUÏ (grand consommateur de Coca-Cola) qui ont participé largement au prélèvement du sol dans les tranchées.

A La Côte Saint-André, l'aide de Bernard GARINO, directeur du Lycée Agricole, d'Isabelle LEGRAND, et du stagiaire du Lycée Agricole (Florent ZANONE) a été essentielle aux expériences de terrain.

Merci aussi aux secrétaires du LTHE, Hélène RIVAUX, Sylviane FABRY et Odette ARCHINARD, pour leurs attentions et disponibilités pour les tâches bureaucratiques.

Je voudrais remercier les thésards et stagiaires pour l'ambiance très agréable qu'ils ont maintenue pendant mes quatre années au sein du laboratoire : Romeu PIERITZ, Henrique GONZALES, Céline PALUD et Uta GABRIEL (avec qui j'ai partagé le bureau), Béatrice NORMAND, Christian ZAMMIT, Stéphanie ROULIER, Isabelle ZIN, Goerges-Marie SAUNIER, Soumia SERRAR, Gilles BOULET, Elisabet LEWAN, Abdelatif, Tao CHEN, Emmanuelle SAUBOUA, Zakaria SAADI, Karim TAMOH et Helena RAMOS.

Je remercie également tous les chercheurs et fonctionnaires du LTHE.

Enfin, je n'oublierai pas tous mes amis, surtout de la communauté brésilienne, pour leur aide morale et pour les moments remarquables qu'on a passé ensemble pendant ces quatre années, en particulier : Carlos et Ciane, Manoel (le chinois), Alex Sander, Wander et Shirley (sans oublier la petite et mignonne Stéphanie) et Marcos.

TABLE DE MATIERES

Chapitre I - INTRODUCTION

I.1. INTRODUCTION	9
I.2. ECHELLES.....	9
I.2.1. Echelle locale.....	9
I.2.2. Echelle du volume de fluide	10
I.2.3. Echelle macroscopique	10
I.3. DEFINITION DES VARIABLES	10
I.3.1. Le sol :	10
I.3.2. L'eau du sol :	11
I.3.3. Les solutés :	13
I.4. MODELISATION	15
I.4.1. Caractérisation hydrodynamique et dispersive du sol	15
I.4.2. Modèle de l'écoulement de l'eau.....	16
I.4.3. Modèles de transfert de soluté.....	17
I.4.3.1. Modèle CDE (convection - dispersion).....	17
I.4.3.2. Modèle CDE-MIM (modèle à deux régions d'eau mobile et immobile).....	19
I.4.3.3. Coefficients de transport de solutés :	20
I.4.3.4. Modèle CLT (Convection - lognormal).....	22
I.5. HETEROGENEITES.....	23
I.5.1. Stratification horizontale	23
I.5.2. Les écoulements préférentiels d'eau et de solutés	24
I.6. PROBLEME A RESOUDRE	25
I.6.1. Le milieu support des transferts (valeurs moyennes et variabilité spatiale des masses volumiques sèches et de la texture) :	25
I.6.2. L'occupation de ce milieu par l'eau et ses solutés (distribution de la teneur volumique en eau et des concentrations) :	26
I.6.3. Les transports dans ces milieux (distributions et évolutions temporelles de la teneur volumique en eau et des différentes molécules) :	26
I.6.4. Essayer de construire des modèles simplifiés (milieu équivalent 1D).....	27

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plajbur@ujf-grenoble.fr
 01 SEP 2003

Chapitre II - Contexte Essais et Equipements des sites

II.1. CONTEXTE	31
II.1.1. Situation Géographique	31
II.1.2. Contexte Agronomique	31
II.1.3. Climat	31
II.1.4. Le Sol de la Côte de Saint-André	32
II.2. DISPOSITIF EXPERIMENTAL	34
II.3. MESURES PERMANENTES POUR L'ENSEMBLE DES SITES	37
II.3.1. Mesures permanentes sur les sites et dans lysimètre	37
II.3.1.1. Mesure de la teneur en eau : Humidimètre neutronique	37
II.3.1.2. Mesure de la pression de l'eau dans le sol : Tensiomètres et capteurs de pression automatiques	39
II.3.1.2.1. Tensiomètres :	39
II.3.1.2.2. Capteurs de pression automatiques (UMS)	40
II.3.1.3. Extraction de la solution du sol : Cellules poreuses	42
II.3.1.4. Mesure de la température : Sonde de température	42
II.3.1.5. Mesure de la pluie et irrigation : Pluviomètres enregistreurs	42
II.3.2. Mesures destructives	43
II.3.2.1. Prises des échantillons de sol	43
II.3.2.1.1. Sur le lysimètre (Essai I) :	43
II.3.2.1.2. Prises des échantillons dans les tranchées	44
II.3.2.1.2.1. Taille des cylindres	44
II.3.2.1.2.2. Sur le site Jachère (Essai II) :	44
II.3.2.1.2.3. Sur le site Maïs (Essai III) :	45
II.3.2.2. Mesures sur les échantillons	46
II.3.2.2.1. Extraction de la solution du sol	46
II.3.2.2.2. Méthodes d'analyse des échantillons	46
II.3.2.2.3. Concentration initiale de la solution du sol	47
II.3.2.2.4. Calcul de la teneur en eau massique de l'eau du sol	47
II.3.2.2.5. Calcul de la masse volumique sèche (ρ_d) et de la teneur volumique en eau (θ)	48
II.3.2.2.6. Granulométrie	49
II.4. PROTOCOLES EXPERIMENTAUX ET CONDUITE DES ESSAIS	51
II.4.1. Essai I : Lysimètre	51
II.4.2. Essai II : Jachère	52
II.4.2.1. Itinéraire technique	53
II.4.2.2. Préparation de la solution appliquée au sol	54
II.4.2.3. L'épandage de la solution sur le sol	54
II.4.2.4. Homogénéité d'application de la solution sur le sol	54
II.4.3. Essai III : Maïs Irrigué	56

II.4.3.1. Itinéraire technique	58
II.4.3.2. Préparation de la solution appliquée au sol	59
II.4.3.3. L'épandage de la solution sur le sol	59
II.4.3.4. Homogénéité d'application de la solution sur le sol	60
II.4.3.5. Préparation et application du KCl sur le site M1	60
II.4.4. Les tranchées et les prélèvements de sol	62

Chapitre III - Résultats expérimentaux et analyses des variables mesurées

III.1. INTRODUCTION	67
III.2. RESULTATS EXPERIMENTAUX	67
III.2.1. Granulométrie	67
III.2.2. Pluviométrie : Jachère, Sol Nu (1995) et Maïs Irrigué (1996)	69
III.3. ANALYSES GEOSTATISTIQUE ET STATISTIQUE DES DONNEES	71
III.3.1. Dépendance spatiale	72
III.3.1.1. Essai I - Lysimètre	72
III.3.1.2. Essai II - Jachère - 1995	76
III.3.1.3. Essai III - Maïs irrigué - 1996	80
III.3.2. Analyses par statistiques classiques	83
III.3.2.1. Essai I - Le lysimètre	83
III.3.2.2. Essai II - Jachère	85
III.3.2.3. Essai III - Maïs irrigué	89
III.3.3. Cartographies bidimensionnelles (2D) des variables	92
III.3.3.1. Cartographies des variables pour l'Essai I - Le lysimètre	92
III.3.3.2. Cartographies des variables pour l'Essai II - Jachère (1995)	96
III.3.3.3. Cartographies des variables pour l'Essai III - Maïs irrigué (1996)	99
III.4. COMPARAISON ENTRE LES VARIABLES $Z_i(t)_{x,z}$ (sites permanents) ET $Z_i(x,z)_t$ (tranchées) ...	102
III.4.1. Comparaison entre les teneurs volumiques en eau (θ)	102
III.4.1.1. Pour l'Essai II (Jachère)	102
III.4.1.2. Pour l'Essai III (Maïs irrigué - 1996)	105
III.4.2. Comparaison entre les concentrations en Nitrate (bougies et prélèvements)	108
III.4.2.1. Essai II (Jachère - 1995)	109
III.4.2.1. Essai III (Maïs irrigué - 1996)	114
III.5. CONCLUSIONS	120

Chapitre IV - Intégration spatiale des teneurs en eau et stratégie d'échantillonnage (hydrique et solutés)

IV.1. INTRODUCTION	125
IV.2. VOLUMES DE MESURE DE θ PAR LES SONDES NEUTRONIQUE ET TDR.....	125
IV.2.1. Détermination de la teneur volumique en eau (θ) des sols	125
IV.2.2. Simulation numérique du volume de mesure de (θ) des sondes neutronique et TDR.....	126
IV.2.3. Résultats des simulations et comparaisons avec les profils de (θ) expérimentaux.....	129
IV.3. STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE.....	132
IV.3.1. Détermination de la taille de l'échantillon	132
IV.3.2. Taille d'échantillons pour les variables W , ρ_d , θ et les concentrations (Br^- , Cl^- , NO_3^- et Bentazone).....	133
IV.4. CONCLUSIONS	142

Chapitre V - Analyse des transferts d'eau et de solutés

V.1. INTRODUCTION	145
V.2. ANALYSE DES TRANSFERTS D'EAU	145
V.2.1. Transferts hydriques dans le sol.....	145
V.2.1.1. La loi de Darcy.....	145
V.2.1.2. Conservation de la masse et bilan hydrique	146
V.2.2. Caractérisation hydrodynamique du sol : $h(\rho)$ et $K(\rho)$	149
V.2.2.1. Teneur volumique en eau (θ) – pression de l'eau du sol (h).....	149
V.2.2.2. Conductivité hydraulique (K) - teneur volumique en eau (θ).....	151
V.2.3. Charges et gradients hydrauliques :.....	153
V.2.3.1. Sites Jachère et Sol Nu :	153
V.2.3.2. Sites M1, M2 et M3 sur maïs irrigué :	156
V.2.3.3. Teneur volumique en eau (θ) et stock d'eau (S):	159
V.2.3.3.1. Sites Jachère et Sol Nu	159
V.2.3.3.2. Sites M1, M2 et M3.....	162
V.2.4. Flux d'eau à la surface – Condition à la limite supérieure ($Z = 0$).....	164
V.3. ANALYSE DES TRANSFERTS DE SOLUTÉ	167
V.3.1. Bilan sur le Lysimètre (Essai I).....	168
V.3.1.1. A partir des courbes de percée (breakthrough curve).....	169
V.3.1.1.1. Analyse des moments	169

V.3.1.1.2. Taux de restitution (r).....	170
V.3.1.1.3. Temps de séjour moyen τ (T).....	170
V.3.1.1.4. La dispersivité λ (L) et l'écart-type σ (T).....	171
V.3.1.2. A partir du profil de concentration en Brome (Essai 2)	171

V.4. BILAN DE SOLUTES SUR LES TRANCHÉES	174
V.4.1. Essai II (Jachère – 1995).....	174
V.4.2. Essai III (Maïs irrigué - 1996).....	177
V.4.3. Discussion sur le taux de "restitution".....	179
V.5. EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN BROME ET BENTAZONE PENDANT L'ESSAI II (JACHERE – 1995).	179
V.6. CONCLUSIONS.....	182

Chapitre VI - Modélisation 1D des transferts

VI.1. INTRODUCTION	187
VI.2. PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES DU SOL	187
VI.2.1. Relation teneur en eau - pression de l'eau du sol $\theta(h)$	187
VI.2.2. Relation conductivité hydraulique - pression de l'eau du sol $K(h)$	188
VI.3. PARAMETRES HYDRO-DISPERSIFS	189
VI.3.1. Teneur en eau mobile θ_m	189
Couches.....	191
VI.3.2. Coefficients de dispersion D^{sp}_m et d'échange α	191
VI.4. MODELISATION DU PROBLEME HYDRODYNAMIQUE.....	192
VI.4.1. Equation de l'écoulement de l'eau	192
VI.4.2. Conditions initiales	192
VI.4.3. Conditions aux limites.....	193
VI.4.3.1. Condition à la limite supérieure.....	193
VI.4.3.2. Conditions aux interfaces	193
VI.4.3.3. Condition à la limite inférieure.....	194
VI.5. SIMULATIONS D'ESSAIS HYDRIQUES SUR LYSIMETRE ET SUR LE TERRAIN.....	194
VI.5.1. L'essai sur Lysimètre.....	194
VI.5.2. L'essai sur Jachère (Essai II).....	195
VI.6. MODELISATION ET SIMULATION DE TRANSFERT D'UN TRACEUR DANS LE SOL.....	197
VI.6.1. Equations de transfert de soluté – Modèle à deux régions d'eau mobile et immobile (MIM)	197

VI.6.2. Conditions initiales et aux limites	198
VI.6.2.1. Conditions initiales.....	198
VI.6.2.2. Conditions aux limites	198
VI.6.2.2.1. Condition à la limite supérieure	198
VI.6.2.2.2. Conditions aux interfaces.....	199
VI.6.2.2.3. Condition à la limite inférieure	199
V.7. RAPPEL DE LA SIMULATION OBTENUE PAR RESOLUTION ANALYTIQUE SUR LE LYSIMETRE	201
V.8. RESULTATS OBTENUS PAR RESOLUTION NUMERIQUE DU MODELE PHYSIQUE (Br).....	202
VI.8.1. Résultats sur lysimètre (traceur Br)	202
VI.8.2. Résultats sur terrain (Jachère 1995)	203
VI.9. CONCLUSIONS	210
CONCLUSION GENERALE	213
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	219
ANNEXES	
ANNEXE A Analyses statistiques et géostatistiques.....	229
ANNEXE B Semivariogrammes des variables pour les profondeurs de 25 et 55 cm (lysimètre)	232
ANNEXE C Semivariogrammes des variables pour les coupes 1B et 3 dans le lysimètre.....	233
ANNEXE D Semivariogrammes des résidus des variables des tranchées P0 à P5 (Essai II)	234
ANNEXE E Semivariogrammes des résidus des variables des tranchées T1 à T3 (Essai III).....	238
ANNEXE F Analyses statistiques des variables pour les essais II et III.....	243
ANNEXE G Cartographies par coupes et horizontales des concentrations en Brome obtenues sur le lysimètre.....	250
ANNEXE H Ajustement des paramètres des courbes caractéristiques $h(\theta)$ et $K(\theta)$ ou $D(\theta)$ dans le programme RETC (UNSODA).....	251
ANNEXE I Résolution numérique de l'équation de l'écoulement de l'eau.....	253
ANNEXE J Discrétisation des équations décrivant le transfert de soluté (approximation par différences finies implicites).....	258

INTRODUCTION

INTRODUCTION

L'utilisation intensive des sols, avec une agriculture faisant massivement appel aux produits chimiques, a conduit à une altération de la qualité des eaux souterraines (Hillel, 1998). L'effet auto-épuratif des sols a été jusqu'ici considéré comme inépuisable, mais on constate actuellement une forte augmentation de la pollution des eaux des aquifères (Yong et al., 1992). De même, on connaît très mal l'impact, à toutes les échelles de temps, des molécules exogènes sur la microflore du sol.

Ces aspects de la qualité environnementale concernent deux domaines vitaux pour l'homme : l'eau et le sol.

De nombreuses études ont été et sont conduites pour mieux comprendre et prédire le transport de solutés dans les sols. Ce sujet est complexe car il fait appel à plusieurs disciplines tels que la physique, la chimie ou encore la biologie et il met en jeu des mécanismes variés et couplés dans un milieu complexe (milieu poreux multiphasique).

Les terrains naturels sont très hétérogènes et les hétérogénéités sont différentes selon les échelles spatiales étudiées. Ainsi, la nature des sols et la variabilité de leurs propriétés physico-chimiques induisent plusieurs types de problèmes concernant :

- la métrologie, avec la difficulté d'accès dans le milieu, et la taille des mesures faites par rapport aux hétérogénéités ;
- la portabilité entre échelles (dm², m², ha, ..) des études faites, tant pour les variables que pour les coefficients de transfert ;
- la représentativité des échantillonnages ;
- le développement de mécanismes nouveaux à une échelle plus importante, comme l'apparition d'écoulements préférentiels dûs à la distribution spatiale des propriétés de transfert.

On a voulu, dans ce travail, contribuer à la compréhension des mécanismes de transport d'eau et de solutés en milieu agricole (site observatoire de La Côte Saint-André), à différentes échelles de temps et d'espace.

Les échelles d'espace sont celle du volume élémentaire représentatif (de l'ordre du dm) et celle du site de mesure classique de terrain (de l'ordre du m).

Les échelles de temps varient de l'épisode pluvieux (quelques heures) au cycle de croissance d'une plante (quelques mois).

On a mis en œuvre plusieurs approches et différents matériels.

Le **chapitre I** rappelle et définit les variables étudiées, présentes dans la modélisation monodimensionnelle utilisée et les coefficients pertinents correspondants. Il aborde également les problèmes liés à l'hétérogénéité horizontale et verticale du sol.

Le **chapitre II** décrit le site, le sol, les matériels et les itinéraires techniques utilisés.

Le **chapitre III** présente les résultats expérimentaux obtenus pour les différents essais et une comparaison entre mesures spatiales et temporelles.

On analyse les données relatives au sol (masse volumique sèche), à l'eau (teneurs en eau) et aux solutés (concentrations). La variabilité spatiale est étudiée selon les approches géostatistique et statistique "classique".

Le **chapitre IV** est relatif à la simulation des profils de teneurs volumiques en eau par des sondes "virtuelles" (sondes à neutrons et sonde TDR) à partir des cartographies expérimentales obtenues précédemment. On y étudie également le nombre d'échantillons nécessaires pour obtenir une précision du volume dans les différentes couches de sol et pour différentes variables.

Le **chapitre V** analyse les transferts d'eau et de solutés à partir des résultats expérimentaux et sur la base de l'ensemble des données disponibles. Les coefficients de transfert hydrique sont calculés. Les conditions aux limites de flux d'eau sont étudiées et discutées.

Le **chapitre VI** propose une modélisation monodimensionnelle des transferts d'eau et de solutés dans le sol de La Côte Saint-André à différentes échelles de temps :

- quelques jours pour un lysimètre soumis à de forts flux d'eau, et
- quelques mois en conditions naturelles.

Les résultats des calculs sont comparés aux mesures :

- sur lysimètre où les données sont nombreuses et où les caractéristiques ont pu être faites indépendamment sous conditions parfaitement contrôlées.

- Sur le site "Jachère" où les caractéristiques hydriques et hydrodispersives sont moins fines et où les conditions aux limites hydriques sont mal connues.

Compte tenu du temps nécessaire à la conduite d'essais sur le terrain et de la grande quantité de données expérimentales, ce travail est plutôt orienté vers l'analyse des données, l'inter-comparaison des mesures et la création d'une base de données qui pourra donner lieu dans le futur à d'autres analyses et modélisations (notamment stochastiques).

La modélisation monodimensionnelle mise en œuvre ici a d'abord été un outil de base à la définition des coefficients de transfert et à l'estimation du modèle vis à vis de la prise en compte des mécanismes prépondérants. Elle s'est révélée être un outil performant pour les objectifs poursuivis.

Une partie de ce travail a été valorisée sous forme d'une publication intitulée : "**Field study on the local variability of soil water content and solute concentration**", acceptée par Journal of Hydrology en janvier 1999.

Trois résumés ont été soumis à deux congrès :

- **Netto, A.M., Pieritz, R.A., and Gaudet, J.P. Local vertical variability of water content and solute concentration.** XXI General Assembly of European Geophysical Society, La Haye (6-10/05/96). Annales Geophysicae, vol 14, Part II, C 324.
- **Schoen, R., Netto, A.M., and Gaudet, J.P. Bionide transport in soil as seen by solution samplers, cores and leachates.** XXI General Assembly of European Geophysical Society, La Haye (6-10/05/96). Annales Geophysicae, vol 14, Part II, C 326.
- **Netto, A.M. and Gaudet, J.P. Preferential flow effect on water and solute transport through unsaturated soil.** 16th World Congress of Soil Science, Montpellier (20-26/08/98).

CHAPITRE I

VARIABLES DESCRIPTIVES,
MODELISATION ET VARIABILITE.

Chapitre I - INTRODUCTION

I.1. INTRODUCTION	9
I.2. ECHELLES.....	9
<i>I.2.1. Echelle locale.....</i>	<i>9</i>
<i>I.2.2. Echelle du volume de fluide</i>	<i>10</i>
<i>I.2.3. Echelle macroscopique</i>	<i>10</i>
I.3. DEFINITION DES VARIABLES	10
<i>I.3.1. Le sol :</i>	<i>10</i>
<i>I.3.2. L'eau du sol :.....</i>	<i>11</i>
<i>I.3.3. Les solutés :.....</i>	<i>13</i>
I.4. MODELISATION	15
<i>I.4.1. Caractérisation hydrodynamique et dispersive du sol</i>	<i>15</i>
<i>I.4.2. Modèle de l'écoulement de l'eau.....</i>	<i>16</i>
<i>I.4.3. Modèles de transfert de soluté.....</i>	<i>17</i>
I.4.3.1. Modèle CDE (convection - dispersion).....	17
I.4.3.2. Modèle CDE-MIM (modèle à deux régions d'eau mobile et immobile).....	19
I.4.3.3. Coefficients de transport de solutés :	20
I.4.3.4. Modèle CLT (Convection – lognormal).....	22
I.5. HETEROGENEITES.....	23
<i>I.5.1. Stratification horizontale</i>	<i>23</i>
<i>I.5.2. Les écoulements préférentiels d'eau et de solutés</i>	<i>24</i>
I.6. PROBLEME A RESOUDRE	25
<i>I.6.1. Le milieu support des transferts (valeurs moyennes et variabilité spatiale des masses volumiques sèches et de la texture) :</i>	<i>25</i>
<i>I.6.2. L'occupation de ce milieu par l'eau et ses solutés (distribution de la teneur volumique en eau et des concentrations) :.....</i>	<i>26</i>
<i>I.6.3. Les transports dans ces milieux (distributions et évolutions temporelles de la teneur volumique en eau et des différentes molécules) :.....</i>	<i>26</i>
<i>I.6.4. Essayer de construire des modèles simplifiés (milieu équivalent 1D).....</i>	<i>27</i>

I.1. INTRODUCTION

Dans ce chapitre, on présente un bref rappel de quelques concepts et définitions qui constituent les éléments de base de l'étude développée dans ce mémoire.

On trouvera des développements plus importants dans des ouvrages de synthèse (Hillel, 1980 ; Jury et Roth, 1990 ; Musy et Soutter, 1991 ; Russo et Dagan, 1993 ; Kutilek et Nielsen, 1994 ; Hillel, 1998) ou dans quelques travaux de thèses développés au LTHE (Gaudet, 1978 ; Kengni, 1993 ; Schoen, 1996 ; Normand, 1996).

On cherche à quantifier les transferts hydriques et le transport de solutés de l'eau dans un sol naturel stratifié et variable spatialement.

On suppose le milieu hétérogène comme une juxtaposition d'unités homogènes de volumes de sol. On suppose que le milieu est stable, donc les phénomènes de gonflement, de tassement, de déstabilisation ou d'altération seront exclus.

On définit dans chaque unité homogène les variables, les lois physiques, les lois de comportement et les coefficients correspondants.

I.2. ECHELLES

Le processus de transport d'eau et de solutés mis en jeu dans le sol a lieu à différentes échelles.

Trois échelles différentes sont considérées dans cette étude pour l'analyse des phénomènes de transfert d'eau et de soluté.

1.2.1. Echelle locale

A cette échelle le fluide est considéré comme un milieu continu où les phénomènes de transport sont décrits par des modèles bien établis où les paramètres sont généralement déterminés par des interactions moléculaires. Les variables intervenant à cette échelle sont : la concentration en soluté, les masses volumiques, les viscosités et les vitesses des fluides.

1.2.2. Echelle du volume de fluide

Cette échelle est caractérisée par le volume d'un pore ou les paramètres sont définis comme des moyennes des paramètres locaux correspondants sur un volume de fluide fini.

1.2.3. Echelle macroscopique

Cette échelle est spécifique des milieux poreux dans lequel les écoulements sont considérés comme homogènes. Cette échelle est caractérisée par le Volume Élémentaire Représentatif (VER) dans lequel les valeurs des variables étudiées sont stables. Dans un VER, on suppose que les flux (masse ou énergie) peuvent être représentés comme le produit d'un coefficient de transfert par un gradient de potentiel.

La transition d'une échelle à l'autre est très délicate. Bear et Bachmat (1984) présentent une discussion détaillée des concepts d'échelles et de VER.

Dans l'étude considérée dans ce mémoire, les variables seront définies à l'échelle du Volume Élémentaire Représentatif (VER).

1.3. DEFINITION DES VARIABLES

1.3.1. Le sol :

- Masse volumique sèche (ρ_d) :

Cette grandeur est définie par le rapport de la masse des éléments solides au volume total apparent du sol :

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \quad (\text{M.L}^{-3})$$

où M_s représente la masse des éléments solides et V_t le volume total du solide.

- Porosité (ε) :

Cette grandeur, définie par le rapport du volume des vides au volume total apparent, caractéristique du milieu poreux, est donnée par :

$$\varepsilon = \frac{V_l + V_g}{V_t} = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad (\text{sans dimension, généralement donnée en \%})$$

où V_l et V_g sont les volumes des phases liquide et gazeuse dans le milieu poreux, et ρ_s est la masse volumique globale des particules. Sa valeur moyenne pour la fraction minérale des sols usuels est de $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$.

La masse volumique sèche et la porosité sont des paramètres morphologiques importants parce qu'ils sont étroitement associés à la structure du sol.

1.3.2. L'eau du sol :

- Teneurs en eau du sol :

La teneur en eau du sol peut être exprimée par la masse (W) ou par le volume (θ), et est le rapport de la masse ou du volume d'eau contenu dans un VER à la masse ou au volume total de ce VER.

Les teneurs massique (W) et volumique (θ) en eau sont données par les relations :

$$W = \frac{M_l}{M_s} \quad (\text{M.M}^{-1})$$

$$\theta = \frac{V_l}{V_t} = \frac{W \cdot \rho_d}{\rho_w} \quad (\text{L}^3.\text{L}^{-3})$$

où M_l et M_s sont respectivement les masses de la phase liquide et de la phase solide ; ρ_w est la masse volumique de l'eau ($\rho_w = 1 \text{ g.cm}^{-3}$).

Généralement, la teneur volumique en eau dans le sol peut varier entre θ_r (teneur en eau résiduelle qui est associée à l'eau immobile présente dans le sol) et θ_s (teneur en eau de

saturation naturelle qui est inférieure à la porosité à cause des bulles d'air qui sont piégées dans le sol au cours des cycles d'humidification et de séchage).

La teneur volumique en eau (θ) peut aussi être répartie entre la teneur en eau immobile (θ_{im}) qui est piégée dans des pores en cul-de-sac ou liée aux grains du sol, et la teneur en eau mobile (θ_m) qui participe à l'écoulement de l'eau dans le sol :

$$\theta = \theta_{im} + \theta_m$$

- Pression de l'eau du sol (h) :

La pression de l'eau du sol p_w ($M.L^{-1}.T^{-2}$) est exprimée en hauteur d'eau par rapport à la pression atmosphérique (p_{atm}), soit :

$$h = \frac{p_w - p_{atm}}{\rho_w \cdot g} \quad (L)$$

où g est l'accélération de la pesanteur.

On considère dans cette étude que la pression de la phase gazeuse du sol (p_a) reste toujours égale à la pression atmosphérique (p_{atm}).

La pression h est une fonction de la teneur volumique en eau : $h(\theta)$.

La pression de l'eau du sol est négative dans la zone non saturée (pression interstitielle ou succion), nulle à la surface libre d'une nappe et positive dans la nappe.

- Charge hydraulique (H) :

La charge hydraulique, représentative de la somme des potentiels de pression et de gravité est donnée par la relation :

$$H(\theta) = h(\theta) - z \quad (L)$$

où z représente la cote verticale orientée positivement vers la bas.

- Densité de flux d'eau dans le sol q ($L.T^{-1}$) ou vitesse de Darcy :

C'est une vitesse fictive de l'eau représentée par le débit volumique d'eau qui traverse une section unitaire de la matrice poreuse pendant l'unité de temps.

- Vitesse de pore (v) :

Définie comme le rapport entre la vitesse de Darcy (q) à la teneur en eau (θ). v représente la vitesse moyenne avec laquelle l'eau se déplace dans les pores :

$$v = q/\theta \quad (L.T^{-1})$$

- Stock d'eau dans le sol (S) :

C'est la quantité d'eau stockée entre la surface du sol et une profondeur donnée (z) exprimée en épaisseur de lame d'eau. Elle est calculée en intégrant les profils hydriques selon :

$$S_z(t) = \int_0^z \theta(z,t) dz \quad (L)$$

1.3.3. Les solutés :

- Concentration résidente (C^r) :

Elle est définie comme le rapport de la masse de soluté par unité de volume de sol ($M.L^{-3}$). La mesure la plus simple de la concentration résidente est faite à partir de la prise d'échantillons de sol de volume connue V_t et de l'extraction de la masse de soluté de cet échantillon M_{sol} :

$$C^r = \frac{M_{sol}}{V_t} \quad (M.L^{-3})$$

- Concentration de flux (C^f) :

Elle est défini comme la masse de solution qui traverse une section donnée pendant un intervalle de temps donné, divisée par le volume d'eau qui traverse la même section pendant le même temps ($M.L^{-3}$).

$$C^f = \frac{J_s}{q}$$

ou J_s est la densité de flux massique de soluté ($M.L^{-2}.T^{-1}$).

- Concentrations mobile (C_m) et immobile (C_{im})

Elles sont définies comme le rapport de la masse de soluté contenue dans un VER de solution à ce volume de solution.

La concentration totale utilisée dans ce travail sera celle obtenue par l'extraction de la solution du sol dans les échantillons de sol prélevés. La concentration totale sera la concentration résidente (C^r).

Dans le cas où l'eau du sol se partage en deux régions d'eau mobile et immobile, la concentration résidente est la somme de deux composantes (concentration mobile (C_m) et concentration immobile (C_{im})). C_m correspond à l'eau mobile θ_m et C_{im} correspond à l'eau immobile θ_{im} . La conservation de masse de soluté conduit à écrire :

$$C\theta = C_m\theta_m + C_{im}\theta_{im}$$

- La fraction d'eau mobile dans le sol ($f = \theta_m/\theta$) :

Est donnée par le rapport de la teneur en eau mobile θ_m à la teneur en eau totale θ . La fraction d'eau mobile influe énormément sur le temps d'apparition du soluté à une profondeur donnée (Gaudet, 1978). Plus la fraction d'eau mobile est faible, plus le temps d'apparition du soluté est réduit. C'est un facteur clé du transport préférentiel (Zurmühl et Durner, 1996).

La fraction d'eau mobile peut varier en fonction des caractéristiques physiques du sol (structure et texture), de la vitesse de pores (v), de la teneur en eau et de la concentration en soluté (Nkeddi-Kizza et al., 1983 ; Selim et Ma, 1995).

I.4. MODELISATION

Addiscott et Wagenet (1985), Jury et Flühler (1992), Vauclin (1994), présentent des synthèses des divers types de modèles conceptuels pour le transport de solutés dans les milieux poreux, interactifs ou non.

Un modèle est considéré comme une image schématique d'une réalité physique complexe. Les modèles peuvent être classifiés selon :

- Déterministe ou stochastiques :
 - déterministe lorsque les variables et les paramètres caractérisent la réalité de façon univoque,
 - stochastique lorsque les variables et les paramètres appartiennent à des fonctions aléatoires.
- Conceptuels ou empiriques :
 - conceptuels s'ils sont fondés sur une connaissance et sur la description du processus impliqués,
 - empiriques s'ils résultent d'expériences.
- Mécanistes ou fonctionnels
 - mécanistes s'ils traitent de façon distincte les phénomènes et les milieux,
 - fonctionnels s'ils utilisent une description globale des phénomènes et/ou des milieux.

Dans ce travail on utilisera des modèles déterministes, conceptuels et mécanistes : équation de Richards pour l'eau et convection – dispersion pour les solutés.

I.4.1. Caractérisation hydrodynamique et dispersive du sol

L'étude de transferts couplés eau-soluté nécessite la caractérisation hydrodynamique et dispersive du sol. Pour le sol de La Côte Saint-André, il faut quantifier les propriétés de transfert des différentes strates du sol. Il faut également effectuer des mesures de plusieurs grandeurs physiques aux différentes profondeurs du sol et à chaque instant de l'écoulement. Ces mesures sont entachées d'erreurs.

Pour résoudre le modèle mathématique décrivant l'écoulement de l'eau, il est nécessaire de déterminer deux relations caractéristiques : teneur en eau - pression de l'eau du sol $\theta(h)$ et

conductivité hydraulique - pression de l'eau du sol $K(h)$. La détermination de ces deux relations est présentée dans le chapitre V.

La résolution du modèle décrivant le transfert de soluté impose la connaissance des trois paramètres dispersifs : la teneur en eau mobile θ_m , le coefficient de dispersion D_m^{ap} et le coefficient d'échange α .

Tous ces paramètres propres à l'échelle du Volume Élémentaire Représentatif (VER) caractérisent les propriétés physiques du milieu poreux vis à vis des transferts. Chaque couche homogène doit être caractérisée.

1.4.2. Modèle de l'écoulement de l'eau

- Equation de Darcy-Buckingham

Darcy (1856) a établi la loi pour décrire le flux d'eau dans les milieux poreux saturés.

Pour cela, il a utilisé des colonnes de sables saturées en eau vérifiant expérimentalement que la densité de flux d'eau était proportionnelle au gradient hydraulique, dont le facteur de proportionnalité a été appelé conductivité hydraulique.

Buckingham (1907) a modifié l'équation de Darcy, originalement conçue pour calculer le flux d'eau en milieux poreux saturés, pour décrire le flux d'eau en milieux poreux non saturés, introduisant ainsi le concept de succion et conductivité hydraulique non saturée :

$$\bar{q} = -K(\theta) \cdot \bar{\nabla}H$$

où $K(\theta)$ ($L.T^{-1}$) est la conductivité hydraulique, fonction de la teneur volumique en eau, et exprime avec quelle facilité l'eau s'écoulera dans le sol, et $\bar{\nabla}H$ ($L.L^{-1}$) est le vecteur gradient de charge hydraulique qui indique la direction dans laquelle l'eau s'écoulera dans le sol.

- Equation de Richards

L'écoulement de l'eau vertical dans un milieu poreux non saturé est décrit par la combinaison entre la loi de comportement de l'eau dans les sols donnée par l'équation de Darcy-Buckingham et l'équation de la continuité (équation de conservation de la masse) (Equations I-1) donnant ainsi l'équation (I-2) ou (I-3) connue comme l'équation de Richards

(1931) :

$$q = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z}, \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (I-1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (I-2)$$

ou

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (I-3)$$

dont la variable dépendante est la pression de l'eau du sol h (L), $C(h) = d\theta/dh$ est la capacité capillaire (L^{-1}), θ est la teneur volumique en eau ($L^3.L^{-3}$), $K(h)$ est la conductivité hydraulique non saturée du sol ($L.T^{-1}$), z est la coordonnée spatiale prise positive vers le bas (L) et t est le temps (T).

La détermination des propriétés hydrodynamiques du sol ($h(\theta)$ et $K(h)$) repose sur l'ajustement d'expressions analytiques convenables sur des mesures effectuées aux différentes profondeurs du sol (Chapitre V).

L'équation (I-3) est très générale, puisqu'elle permet d'étudier l'écoulement de l'eau en zones non saturées et saturées du sol et en milieux stratifiés, du fait que la pression de l'eau du sol est continue dans tout le domaine.

Les conditions aux limites et initiales pour les résolutions de l'équation de Richards pour le cas dans sol stratifié sont décrites dans le chapitre VI.

1.4.3. Modèles de transfert de soluté

1.4.3.1. Modèle CDE (convection - dispersion)

Le modèle convection - dispersion est l'approche la plus utilisée pour représenter le transport de solutés à travers le sol (Biggar et Nielsen, 1967). Ce modèle suppose que le flux massique de soluté J_s ($M.L^{-2}.T^{-1}$) peut être décrit comme la somme de deux termes : un terme que décrit l'écoulement d'un soluté dans une solution que se déplace dans le milieu poreux

(convection) et un deuxième terme décrivant le mélange aléatoire du soluté par diffusion et dispersion à l'intérieur du fluide qui se déplace.

Ces deux contributions de flux de solutés sont représentées dans le cas monodimensionnel en termes de la concentration résidente, selon :

$$J_s = qC - \theta D^{ap} \frac{\partial C}{\partial z} \quad (I-4)$$

L'équation de conservation de soluté est donnée par :

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = - \frac{\partial J_s}{\partial z} \quad (I-5)$$

Ce modèle, basé sur le principe de la conservation de la masse, stipule que la variation de masse de soluté dans le Volume Élémentaire Représentatif (VER) est égale à la masse de soluté accumulée ou perdue par dispersion et convection. Ceci se traduit par la combinaison des équations I-4 et I-5 :

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D^{ap} \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial(qC)}{\partial z} \quad (I-6)$$

où θ est teneur volumique en eau ($L^3.L^{-3}$) ; q est la densité de flux volumique d'eau ($L.T^{-1}$) ; $D^{ap}(v, \theta)$ est le coefficient de dispersion hydro-dispersif ($L^2.T^{-1}$), fonction de la vitesse moyenne d'écoulement (v) et de la teneur volumique en eau (θ) ; C est la concentration de soluté dans le liquide ($M.L^{-3}$) ; z est la profondeur comptée positivement vers le bas (L) ; et t est le temps (T).

Certaines études qui ont été faites (Gaudet, 1978) ont prouvé que le modèle convection - dispersion (CDE) peut parfois décrire très imparfaitement les phénomènes dispersifs. En milieu non saturé, on constatera que les courbes qui représentent les variations temporelles de concentration à la base du profil du sol (lysimeètre ou terrain) sont affectées de "traînées" (Mermoud, 1982) qui ne sont pas reproduites par l'équation (I-6). En outre certaines de ces courbes sont en avance ou en retard par rapport aux prévisions de la modélisation (CDE). Ces divergences entre les résultats fournis par le modèle CDE et les résultats expérimentaux nous paraissent essentiellement dues à la non prise en compte par le modèle de l'existence d'une

fraction d'eau immobile qui réagit avec celle de l'eau mobile sous la forme d'échanges diffusifs.

1.4.3.2. Modèle CDE-MIM (modèle à deux régions d'eau mobile et immobile)

Ce modèle à trois paramètres (α , D_m^{ap} et θ_m), a fait l'objet de nombreuses études tant pour l'échelle de colonne de laboratoire (van Genuchten et Wierenga, 1976, Gaudet et al. 1977, Gaudet, 1978), que pour l'échelle de terrain (étude sur lysimeètre, Mermoud, 1982 ; Schoen, 1996), et a souvent montré l'insuffisance du modèle CDE à décrire parfaitement le transfert des traceurs dans les sols non saturés.

Le modèle CDE-MIM tient compte de deux fractions d'eau (mobile et immobile) entre lesquels s'effectuent les échanges de masse de soluté au cours de l'écoulement.

Donc si on considère θ_m et $\theta_{im} = \theta - \theta_m$ les teneurs en eau mobile et immobile dans le sol, le modèle CDE s'écrira de la manière suivante (Coats et Smith, 1964) :

$$\frac{\partial(\theta_m C_m)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta_{im} C_{im})}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_m D_m^{ap} \frac{\partial C_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (q C_m) \quad (I-7)$$

où on a négligé la dispersion dans la fraction d'eau immobile.

C_m et C_{im} sont les concentrations en soluté mobile et immobile ($M.L^{-3}$).

Les deux concentrations sont liées par la relation (conservation de la masse) :

$$C \theta = C_m \theta_m + C_{im} \theta_{im}$$

avec C la concentration totale en soluté ($M.L^{-3}$).

Le transfert de soluté entre les deux régions d'eau, mobile et immobile, est décrit par une cinétique du premier ordre, donné par :

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m - C_{im}) \quad (I-8)$$

où α est le coefficient de transfert (T^{-1}).

Les trois paramètres, dit "dispersifs", α , D_m et θ_m , ont été obtenus par des procédés de calage sur les mesures de concentration en soluté, en régime d'écoulement permanent d'eau, effectuées à chaque instant de l'écoulement à la sortie du lysimètre (Schoen, 1996).

On remplace parfois la teneur en eau mobile (θ_m) par la fraction d'eau mobile $f = \theta_m/\theta$.

1.4.3.3. Coefficients de transport de solutés :

- Les dispersion et diffusion dans le sol:

Lorsqu'une solution contenant un soluté connu déplace dans une solution résidente contenant un autre soluté ou un même soluté à une concentration différente, une zone de transition se développe, dans laquelle une variation de la concentration de soluté apparaît.

Pendant les expérimentations de déplacement d'un soluté, la concentration de sortie est mesurée pour obtenir la courbe de percée. Cette courbe est l'indicatif de la quantité du mélange entre les deux solutions. Pour un soluté non réactif, l'étalement est causé par les processus de dispersion et diffusion

- Le coefficient de diffusion moléculaire dans le sol (D_e)

La diffusion moléculaire peut avoir lieu dans les phases solide, liquide et gazeuse comme un résultat de mouvement aléatoire thermique (mouvement Brownien). Le mécanisme de diffusion apparaît lorsqu'un gradient de concentration existe.

Le mécanisme de la diffusion moléculaire dans le milieu poreux est similaire à celui d'une solution libre, à l'exception qu'il faut définir un chemin d'écoulement moyen pour la diffusion en relation avec de la structure du milieu.

Le coefficient de diffusion moléculaire dans le sol peut être donné par (Bolt, 1982) :

$$D_e = \eta \cdot D_0$$

où D_0 est le coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau et η est un facteur de tortuosité.

Shackelford et al. (1989) et Mehta et Shiozawa (1995) ont trouvé une valeur pour le facteur de tortuosité de 2/3 pour des billes de verres et inférieur à 2/3 pour les milieux poreux plus complexes.

- Le coefficient de dispersion hydrodynamique ($D_{méc}$) :

Le coefficient de dispersion hydrodynamique apparaît lors de la présence d'écoulement de fluides miscibles dans le sol dû aux effets de séparation que subissent deux particules initialement voisines.

La dispersion hydrodynamique est généralement estimée par une relation linéaire avec la vitesse d'écoulement :

$$D_{méc} = \lambda v$$

où λ est la dispersivité (L).

- Le coefficient de dispersion hydro-dispersif (D^{ap}) :

Le coefficient de dispersion hydro-dispersif qui décrit la distribution de soluté dans le sol est déterminé par la contribution des processus de diffusion et dispersion :

$$D^{ap} = D_e + \lambda v$$

- La dispersivité (λ) :

La dispersivité est définie comme la longueur caractéristique du volume de transport. Elle varie avec la teneur en eau (θ) et la profondeur dans un sol hétérogène (Biggar et Nielsen, 1976). Roth (1996) cite que la dispersivité représentative de la distribution du soluté après un certain temps, dépend fortement de la stratification du sol et du régime d'écoulement transitoire.

La détermination de la dispersivité peut être obtenue à partir de l'analyse des moments sur la courbe de percée (Schoen et al., 1999a).

- Le coefficient de transfert de soluté (α) :

Le coefficient de transfert α dépend de la taille des agrégats, de la concentration en soluté appliqué au sol et du flux d'eau (Nkeddi-Kizza, 1983). Van Genuchten et al. (1977),

Rao et al. (1980a), De Smedt et al. (1986) et Nkeddi-Kizza et al. (1984) ont montré que le coefficient de transfert diminue avec la vitesse de pore (v). Kookana et al. (1993) ont essayé de décrire cette dépendance par une relation linéaire entre le logarithme de α et le logarithme de la vitesse de pore (v).

Jaynes et al. (1995) ont décrit une méthode qui permet de déterminer le coefficient de transfert et la fraction d'eau mobile (f) par l'expression donnée par :

$$\ln\left(1 - \frac{C}{C_0}\right) = -\frac{\alpha}{\theta_{im}} t + \ln\left(\frac{\theta_{im}}{\theta}\right)$$

où α est déterminé par la pente de la courbe $\ln(1-C/C_0)$ en fonction du temps t , et $f_{im} = \theta_{im}/\theta$ est déterminé par l'ordonnée à l'origine de la courbe.

1.4.3.4. Modèle CLT (Convection – lognormal)

Dans ce paragraphe, on fait un rappel du transfert de solutés en utilisant le modèle fonction de transfert (Jury, 1982), utilisé par Schoen et al. (1999b) pour prédire la courbe de sortie d'un traceur à la base du lysimètre en conditions de régime d'écoulement permanent.

Dans ce modèle, le transport de soluté est supposé être dû à la convection dans des filets d'eau en parallèle sans échange de matière entre les filets. La distribution des vitesses de l'eau dans les filets en parallèle est représentée par une fonction densité de probabilité (pdf) du type lognormal.

Jury (1982) a formalisé le temps de séjour qu'a une molécule entrant dans un volume de contrôle (surface du sol) au temps t' de sortir à une profondeur donnée par une fonction densité de probabilité de temps de séjour en utilisant une loi lognormale représentée par :

$$f_L^f = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_L t} \exp\left(-\frac{[\ln(t) - \mu_L]^2}{2\sigma_L^2}\right)$$

où μ_L est la moyenne de la distribution $\log(T)$ et σ_L est l'écart-type $\log(T)$; L représente la profondeur.

Pour une fonction d'entrée $C_s(t)$, la concentration $C_L^f(t)$ à une profondeur L est donnée par un produit de convolution :

$$C_L^f = \int_0^t C_s(t') f^f(t-t') dt' = \int_0^t C_s(t-t') f^f(t') dt'$$

Jury et al. (1982) ont utilisé cette approche pour caractériser les profils de concentrations dû à un transport de soluté en condition de lessivage.

Les effets mécanistes de la convection, de la dispersion, de l'adsorption et de la partition mobile – immobile peuvent également être représentés par des fonctions densités de probabilités de temps de séjour.

Jury et Roth (1990) présentent une description bien documentée du transfert de soluté représenté par des fonctions de transferts.

L'utilisation de fonctions de transfert pour représenter le transfert de soluté est bien adaptée à la représentation de la variabilité spatiale et temporelle des observations d'humidité et des concentrations dans un terrain irrigué (Jury et Roth, 1990).

1.5. HETEROGENEITES

Le transfert de soluté dans le sol est généralement considéré comme obéissant à l'hypothèse en équilibre local en supposant que toutes les parties de la phase liquide contribue plus ou moins également au processus de transport. Cette supposition est intrinsèque à l'écriture de l'équation classique de convection – dispersion (CDE). Ceci est un bon départ pour simplifier les concepts et fournir des résultats non compliqués. Cependant, dans la réalité, la plupart des sols exhibent une variété d'hétérogénéités, cause des déviations à la moyenne, à différentes échelles spatiales (Nielsen et al., 1973 ; Greminger et al., 1985 ; Vachaud et al., 1985).

L'hétérogénéité au niveau du VER se manifeste également pour les réactions chimiques à l'équilibre et à diffusion limitée. Dans une échelle intermédiaire, l'hétérogénéité se manifeste par les écoulements préférentiels d'eau et de solutés à travers les sols structurés (macropores et fissures). L'hétérogénéité à des échelles plus grande est manifestée par la variabilité spatiale des sols en fonction de la profondeur et à travers le paysage.

1.5.1. Stratification horizontale

L'hétérogénéité du sol se manifeste aussi par la stratification du sol (différentes couches ou horizons).

Des nombreuses études ont été réalisées concernant le transport de solutés sur des sols stratifiés sur colonnes de laboratoire (Barry et Parker, 1987 ; Jury et Utermann, 1992), sur des lysimètres (Jacobsen et al. 1992 ; Schoen, 1996 ; Schoen et al., 1999a et 1999b) et sur le terrain (Yule et Gardner, 1978 ; Starr et al., 1986).

1.5.2. Les écoulements préférentiels d'eau et de solutés

Les écoulements préférentiels sont provoqués dans les sols par des processus biologique, chimique et physique et leurs interactions. Ils peuvent être distribués aléatoirement ou leur développement peut être systématique, et influencés par les pratiques agricoles. Le phénomène d'écoulement préférentiel qui intervient dans le transport de solutés est exprimé par une réduction du temps de séjour du soluté entre la surface et des drains (Luxmoore, 1991 ; Harris et al., 1994).

L'écoulement préférentiel peut se manifester dans différentes conditions, telles que :

- l'écoulement à travers des macropores et des fissures (Watson et Luxmoore, 1986 ; Li et Ghodrati, 1994) ;
- digitation du soluté comme conséquence du développement d'instabilités du front d'humidité (Glass et al. 1988 ; Ritsema et al., 1993 ; Babel et al., 1995 ; Ritsema et al., 1997 ; Ritsema et al., 1998) ;
- transport rapide à travers des zones à hautes conductivités hydrauliques (Seyfried et Rao, 1987 ; Kung, 1990) ou,
- rétention des contaminants sur des constituants solides fixes ou mobiles dans la solution du sol (Vinten et al., 1983 ; McDowell-Boyer et al., 1985).

Dans beaucoup de sols agricoles, l'écoulement par les macropores a été identifié comme important (Beven et Germann, 1982).

Glass et al. (1989) ont étudié l'écoulement préférentiel provoqué par l'instabilité du front d'humidité dans les sols où une couche de texture fine recouvre une couche de texture grossière, en utilisant différents apports d'eau sur la surface des sols. Ils ont montré que l'instabilité du front d'humidité a une grande influence sur le transport de soluté à travers les sols de différentes textures (stratification).

Apparemment, le principal mécanisme d'activation des écoulements préférentiels du transport de solutés dans le sol de La Côte Saint-André (objet de notre étude) provient de la combinaison d'hétérogénéités en série et en parallèle et de la présence d'agrégats.

La contribution des écoulements préférentiels par les macropores est faible, car le sol reste dans des conditions d'humidité qui ne permettent pas d'activer ce type d'écoulements préférentiels.

I.6. PROBLEME A RESOUDRE

On cherche à connaître au mieux le milieu, l'occupation de ce milieu par l'eau et ses solutés, ainsi que les transferts de masse d'eau et de ses solutés.

1.6.1. Le milieu support des transferts (valeurs moyennes et variabilité spatiale des masses volumiques sèches et de la texture) :

Les qualités et propriétés des sols ne sont pas uniformes.

Les relations entre les mesures et prévisions sont spécifiques au lieu d'observation et doivent être interprétées comme liées au type de sol particulier défini par une taxonomie appropriée du sol (Kutílek et Nielsen, 1994).

Comme les propriétés des sols varient à travers le paysage, la relation entre une propriété observée dans un point peut ne pas être applicable en d'autres points.

Pour cela, la connaissance de la variabilité spatiale des propriétés qui influent sur les transferts d'eau et de solutés dans le sol doit être connue.

La variabilité spatiale est évaluée par des études statistiques, à partir des fonctions densité de probabilité, ou par la géostatistique pour évaluer la dépendance spatiale entre les données d'une propriété ou entre propriétés, en utilisant le semivariogramme ou le semivariogramme croisé (Matheron, 1963 ; Vauclin et al., 1983).

Dans cette étude, la prise en compte de l'hétérogénéité du sol, pour la modélisation de transfert d'eau et de solutés a été faite sur la variabilité verticale, le long du profil du sol, des propriétés physico-chimiques sur des différentes couches et sur la variabilité horizontale dans les différentes couches.

1.6.2. L'occupation de ce milieu par l'eau et ses solutés (distribution de la teneur volumique en eau et des concentrations) :

Un autre point fondamental est de connaître la distribution de la teneur en eau et des concentrations dans le profil du sol pour prédire parfaitement la modélisation des transferts d'eau et de solutés. Pour cela, plusieurs mesures de teneurs volumiques en eau et de concentrations doivent être effectuées horizontalement et verticalement à l'échelle du m³.

La détermination de la teneur en eau dans le sol est effectuée par plusieurs méthodes : gravimétriques (à partir des prélèvements de sols de volume connu) ; par une sonde à neutrons introduite dans le sol à partir d'un tube d'accès préalablement installé ; par des méthodes diélectriques, comme par exemple la sonde TDR. Une synthèse des méthodes de détermination de la teneur en eau du sol est donnée par Musy et Soutter (1991).

La détermination des concentrations dans le sol est effectuée par :

- l'extraction de la solution du sol à partir des bougies poreuses (Barbee et Brown, 1986 ; Fleming et Butters, 1995 ; Djurhuus et Jacobsen, 1995).
- l'extraction de la solution du sol à partir des prises destructives d'échantillons de sols (Flury et al., 1995 ; Netto et al., 1999).
- des collectes de la solution du sol à la base d'un lysimètre (Ellsworth et al., 1996 ; Schoen, 1996).

1.6.3. Les transports dans ces milieux (distributions et évolutions temporelles de la teneur volumique en eau et des différentes molécules) :

Les transports de solutés dans le milieu poreux sont évalués en suivant les évolutions temporelles de leur concentrations à la base du profil de sol étudié.

Pour cela, plusieurs molécules sont utilisées comme traceurs sans interactions chimiques avec le milieu pour évaluer ce transfert. Les caractéristiques d'un traceur sont : son comportement proche de celui de l'eau et son identification analytique (Schoen, 1996).

De nombreux traceurs de nature diverse sont utilisés dans les milieux poreux naturels (Bowman, 1984 ; Garnier et al., 1985). Les traceurs présentés dans ce travail sont les traceurs anioniques (bromure et chlorure) et des isotopes de l'eau (H₂¹⁸O et ²H₂O). Les traceurs anioniques peuvent subir des exclusions anioniques de la part des particules d'argiles chargées du sol, provoquant une apparition plus précoce des courbes de sortie de ces anions

par rapport à l'isotope de l'eau (supposé avoir un comportement identique à l'eau naturelle dans le sol).

1.6.4. Essayer de construire des modèles simplifiés (milieu équivalent 1D).

A partir des études faites sur les distributions et évolutions temporelles des teneurs volumiques en eau (θ) et des solutés en conditions naturelles de terrain (lysimètre et site Jachère), l'étape suivante a été de construire des modèles simplifiés pour décrire les transferts d'eau et de solutés dans ce milieu.

Nombreux sont les modèles décrivant les transferts d'eau et de solutés dans les sols non-saturés. Ces modèles sont classés en modèles déterministes (mécanistes et fonctionnels) et stochastiques (Toride et al., 1993 ; Leij et al., 1991 ; Bresler et Dagan, 1983 ; Jury et al., 1990). Chacun de ces modèles a ses avantages et ses limites d'applications. Vauclin (1994) présente une analyse critique de ces modèles.

Les modèles monodimensionnel

CHAPITRE II

**CONTEXTE, ESSAIS ET EQUIPEMENTS
DES SITES**

Chapitre II - Contexte Essais et Equipements des sites

II.1. CONTEXTE	31
II.1.1. Situation Géographique	31
II.1.2. Contexte Agronomique	31
II.1.3. Climat	31
II.1.4. Le Sol de la Côte de Saint-André	32
II.2. DISPOSITIF EXPERIMENTAL.....	34
II.3. MESURES PERMANENTES POUR L'ENSEMBLE DES SITES.....	37
II.3.1. Mesures permanentes sur les sites et dans lysimètre	37
II.3.1.1. Mesure de la teneur en eau : Humidimètre neutronique	37
II.3.1.2. Mesure de la pression de l'eau dans le sol : Tensiomètres et capteurs de pression automatiques	39
II.3.1.2.1. Tensiomètres :.....	39
II.3.1.2.2. Capteurs de pression automatiques (UMS).....	40
II.3.1.3. Extraction de la solution du sol : Cellules poreuses	42
II.3.1.4. Mesure de la température : Sonde de température.....	42
II.3.1.5. Mesure de la pluie et irrigation : Pluviomètres enregistreurs.....	42
II.3.2. Mesures destructives	43
II.3.2.1. Prises des échantillons de sol	43
II.3.2.1.1. Sur le lysimètre (Essai I) :.....	43
II.3.2.1.2. Prises des échantillons dans les tranchées.....	44
II.3.2.1.2.1. Taille des cylindres	44
II.3.2.1.2.2. Sur le site Jachère (Essai II) :.....	44
II.3.2.1.2.3. Sur le site Maïs (Essai III) :	45
II.3.2.2. Mesures sur les échantillons	46
II.3.2.2.1. Extraction de la solution du sol.....	46
II.3.2.2.2. Méthodes d'analyse des échantillons.....	46
II.3.2.2.3. Concentration initiale de la solution du sol.....	47
II.3.2.2.4. Calcul de la teneur en eau massique de l'eau du sol.....	47
II.3.2.2.5. Calcul de la masse volumique sèche (ρ_d) et de la teneur volumique en eau (θ)	48
II.3.2.2.6. Granulométrie	49
II.4. PROTOCOLES EXPERIMENTAUX ET CONDUITE DES ESSAIS	51
II.4.1. Essai I : Lysimètre	51
II.4.2. Essai II : Jachère	52
II.4.2.1. Itinéraire technique	53
II.4.2.2. Préparation de la solution appliquée au sol.....	54
II.4.2.3. L'épandage de la solution sur le sol	54
II.4.2.4. Homogénéité d'application de la solution sur le sol.....	54
II.4.3. Essai III : Maïs Irrigué	56
II.4.3.1. Itinéraire technique	58
II.4.3.2. Préparation de la solution appliquée au sol.....	59
II.4.3.3. L'épandage de la solution sur le sol	59
II.4.3.4. Homogénéité d'application de la solution sur le sol.....	60
II.4.3.5. Préparation et application du KCl sur le site M1.....	60
II.4.4. Les tranchées et les prélèvements de sol	62

II.1. CONTEXTE

Ce chapitre décrit le site étudié (sol, climat, agriculture) et les méthodologies employées pour l'étude des transferts d'eau et de solutés dans le sol, ainsi que les itinéraires techniques mis en œuvre.

II.1.1. Situation Géographique

Le site fait partie de la plaine de la Bièvre, localisé à 40 km au nord-ouest de Grenoble, s'étendant de la région de Colombe-Beaucroissant à Beaufort sur une trentaine de kilomètres. Son altitude est comprise entre 480 m à l'est et 280 m à son exutoire. La pente moyenne est de 7,7 ‰. La nappe phréatique s'écoule d'est en ouest avec une pente moyenne de 5,2 ‰. Les contextes géologique et hydrologique de la plaine de la Bièvre ont été décrits en détails par Kengni (1993) et Normand (1996).

II.1.2. Contexte Agronomique

La plaine de la Bièvre est connue par sa vocation agricole : orge, blé, tabac, colza, tournesol et tendance à la monoculture de maïs fertilisé et irrigué aux environs de la Côte de Saint-André (Mure, 1991 in Kengni, 1993). Les surfaces irriguées ne représentent que 17 % de la surface totale cultivée. La fertilisation, sans pièges à nitrates associés à la récolte, présente donc des risques de contamination de la nappe phréatique par le nitrate. La généralisation de l'utilisation massive d'herbicides peut également être problématique pour la qualité de l'eau souterraine.

II.1.3. Climat

Le climat est typiquement continental avec des hivers rigoureux et des étés assez chauds. Les précipitations moyennes sur la période 1952-1996 sont de 915 mm par an, avec une répartition bimodale dont les valeurs maxima ont lieu en Mai - Juin et en Septembre - Octobre. Les températures extrêmes ont lieu durant les mois de Janvier (-1,7 °C) et Juillet (25,7 °C) (Kengni, 1993 et Normand, 1996). Le tableau II-1 présente les données pluviométriques obtenues à La Côte Saint-André et les valeurs des évapotranspirations

potentielle (ETP) obtenues de la station météorologique de l'Aéroport de Saint-Etienne de Saint-Geoirs pour les années 1995 et 1996.

Tableau II-1. Données pluviométriques (pluie et irrigation) et évapotranspirations potentielles à La Côte Saint-André de 1995 (Jachère) et 1996 (Maïs irrigué).

Mois	Jachère - 1995			Maïs - 1996		
	Pluie P (mm)	ETP (mm)	P-ETP (mm)	Pluie P (mm)	ETP (mm)	P-ETP (mm)
Jan	113,4	21,5	91,9	60,2	30,2	30
Fév	82,5	24,6	57,9	22,7	24,3	-1,6
Mar	38,6	43,7	-5,1	47,2	52	-4,8
Avr	105,7	43,6	62,1	60,3	80,5	-20,2
Mai	81,2	63,2	18	102,5	98	4,5
Jui	46,8	84,7	-37,9	56,7	124,5	-67,8
Juillet	75,8	177	-101,2	172	133,1	38,9
Août	171,8	144	27,8	104,2	110,6	-6,4
Sept	177,1	78,3	98,8	18,9	66,6	-47,7
Oct	73	64,1	8,9	49,5	48,4	1,1
Nov	64	36,4	27,6	226,8	27,3	199,5
Déc	62,6	26,6	36	55,3	19,9	35,4
Total	1092,5	807,7	284,8	976,3	815,4	160,9

II.1.4. Le Sol de la Côte de Saint-André

Les sols de la plaine de la Bièvre sont de type brun fersiallitique sur une roche mère d'origine fluvio-glaciaire. La principale caractéristique de ce sol est la forte quantité de graviers et galets en proportion et taille croissantes avec la profondeur. La culture intensive et l'utilisation de fertilisants minéraux ont appauvri ce sol en matière organique dont le rapport C/N est voisin de 11 pour les premiers 30 cm du sol. Les caractéristiques physico-chimiques détaillées de ce sol sont présentées par Schoen (1996).

Les caractéristiques morphologiques de ce sol sont décrites ci-dessous (Beyeler, 1991 in Kengni, 1993) et la photo II-1 montre un profil de ce sol.

- **0-30 cm** : horizon humifère travaillé, de couleur brune ; 45-50% de terre fine à texture limono-sableuse ; toute la gamme d'éléments grossiers, altérés ou non ; importantes traces de débris végétaux ; teneur en matière organique environ 2,5% ; rapport C/N de 11 environ.
- **30-40 cm** : horizon de transition, brun foncé, qui constitue la semelle de labour, structure fragmentaire.

- **40-80 cm** : horizon d'altération et d'accumulation en éléments fins, de couleur brune-rougâtre-jaune, 30% de terre fine à texture sableuse ; fraction grossière constituée de galets arrondis de quartz associés à des grès altérés ; structure fragmentaire polyédrique subanguleuse ; peu de matière organique, environ 1% et un rapport C/N de 7 environ.
- **80-120 cm** : horizon d'altération et de désagrégation ; éléments grossiers dominants (graviers et cailloux) avec revêtements argileux sur les faces supérieures, fraction fine constituée de sables grossiers, parfois isolés sous forme de lentilles. Dans cet horizon la variabilité spatiale est forte.
- **Au-delà de 120 cm** : matériau originel, de genèse fluvio-glaciaire ; graviers et cailloux cristallins, siliceux et calcaires.



Photo II-1. Profil du sol de La Côte de Saint-André

II.2. DISPOSITIF EXPERIMENTAL

Le choix du site expérimental est lié au fait qu'il a déjà fait l'objet de nombreuses expérimentations depuis 1990 (Kengni, 1993 ; Carrillo-Avila, 1995 ; Normand, 1996 et Schoen, 1996).

Le site est constitué d'une parcelle expérimentale de 2 ha appartenant à la Ferme Expérimentale Départementale de La Côte de Saint-André.

Ce document présente l'ensemble des essais qui ont été effectués sur trois sites et sur trois années :

Essais	Dates	Sites	Présenté par la
Essai I	Mai 1994 – Juin 1995	Le lysimètre Nord suivi par Schoen (1996)	Figure II-1
Essai II	Mai 1995 – Octobre 1995	Parcelle sur jachère	Figure II-2
Essai III	Mai 1996 – Décembre 1996	Parcelle sur maïs irrigué	Figure II-3

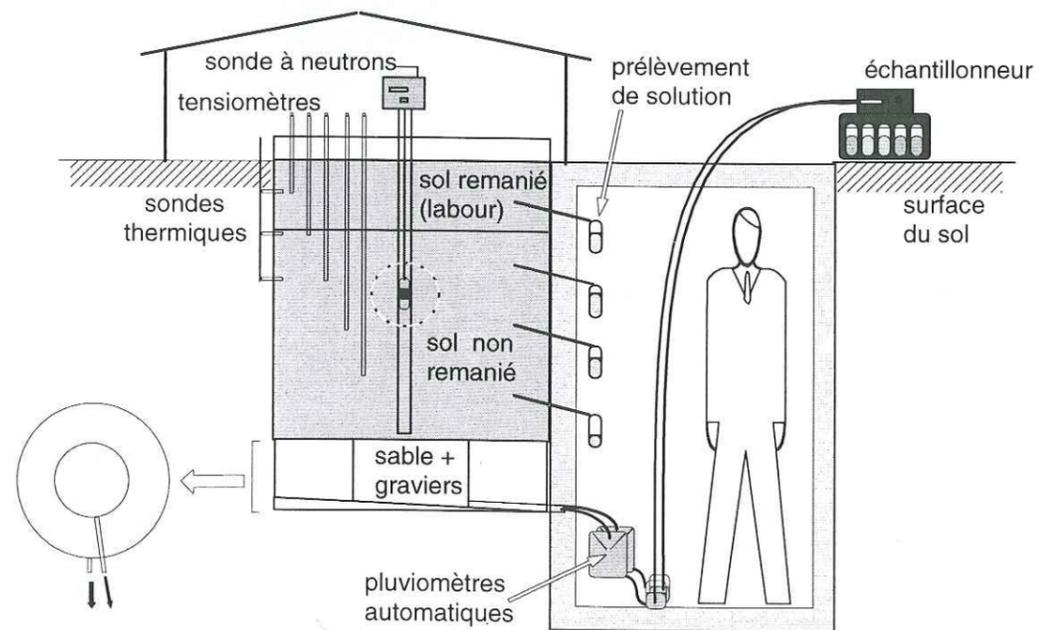


Figure II-1. Schéma général des dispositifs expérimentaux du Lysimètre Nord (Schoen, 1996).

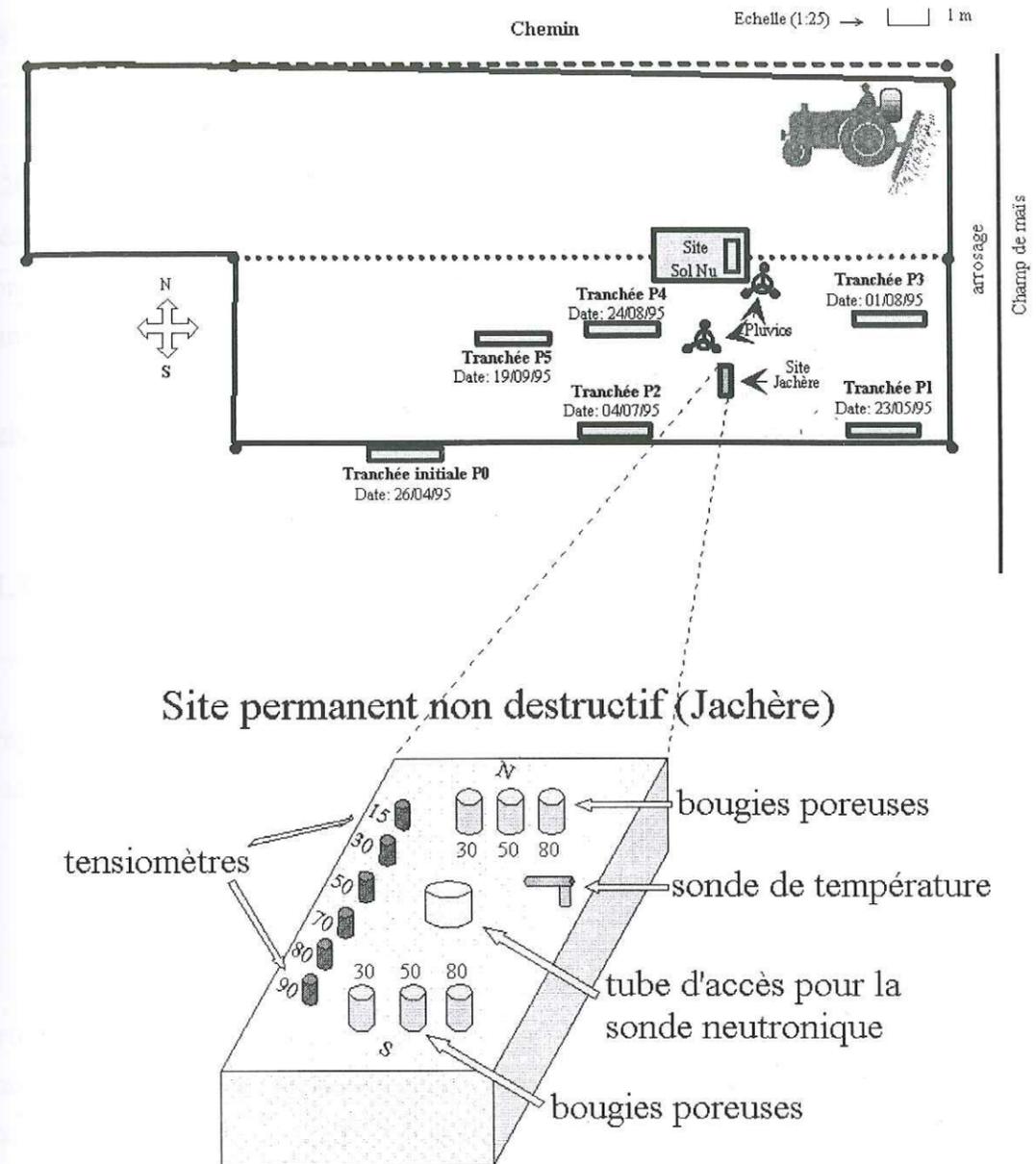


Figure II-2. Présentation du site jachère et les positions relatives des sites expérimentaux non-destructifs et les tranchées (1995).

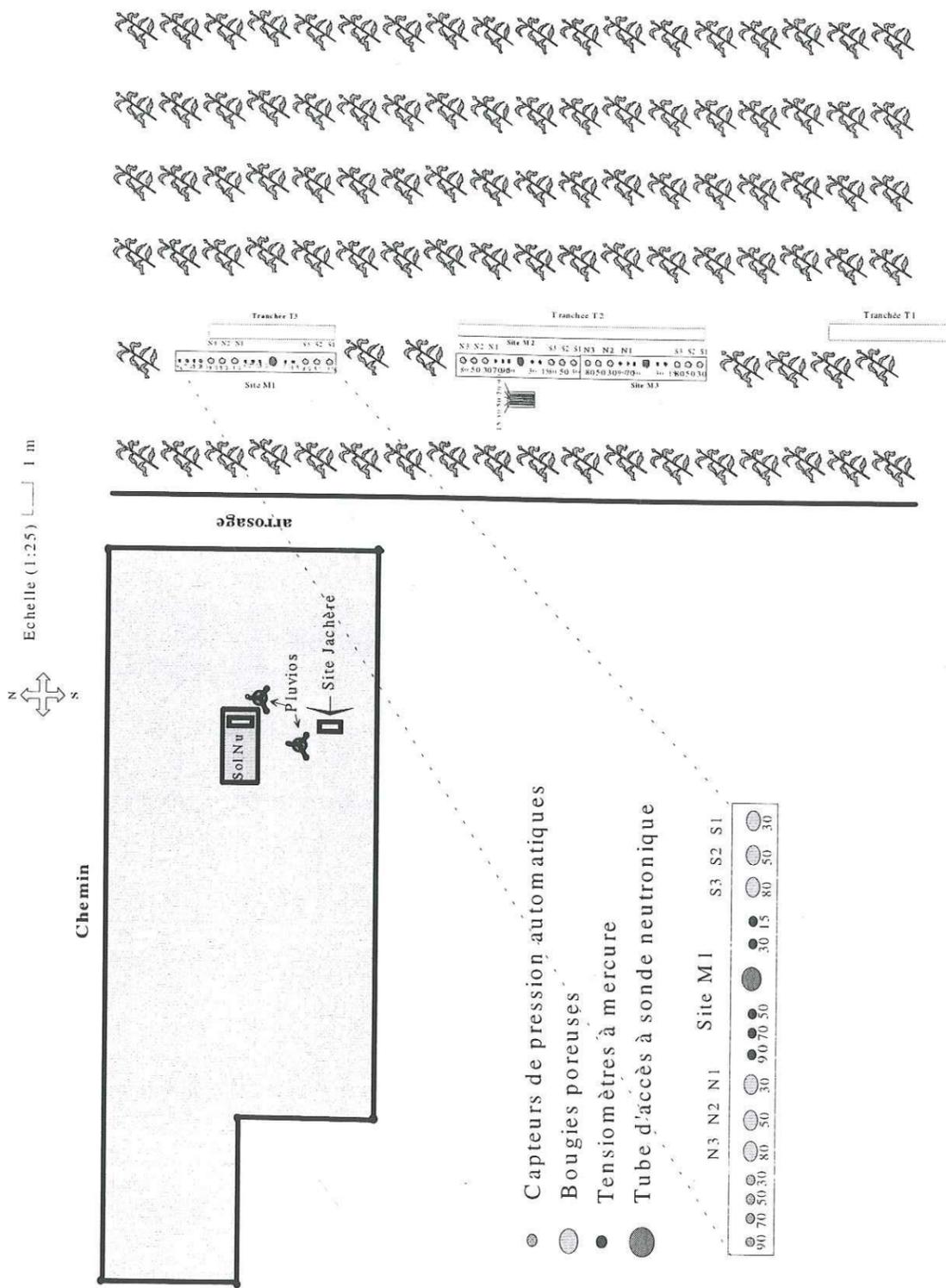


Figure II-3. Présentation de la parcelle expérimentale sur maïs et les positions relatives des sites expérimentaux non-destructifs et les tranchées (1996).

Le lysimètre :

Le lysimètre est une colonne de sol non remanié de grande taille utilisée pour identifier les phénomènes représentatifs des conditions de terrain mais où les conditions initiales et aux limites sont contrôlées (Figures II-1 et II-9).

Dans le cas étudié, il est constitué d'un cylindre creux d'acier de 1,20 m de diamètre et de 1,20 m de hauteur enfoncé dans le sol. Une cuve de 1,20 m de diamètre et de 0,30 m de hauteur a été placée à la base du cylindre pour faciliter la récupération des eaux de drainage. Cette cuve contient un mélange préparé avec du sable et 3 graviers de diamètres différents divisée en deux parties (centrale et périphérique).

Pour une description plus détaillée de l'utilisation de ce lysimètre on pourra se référer à Schoen (1996).

II.3. MESURES PERMANENTES POUR L'ENSEMBLE DES SITES

Afin de quantifier les transferts d'eau et des solutés du sol non saturé et de caractériser les propriétés physiques du sol influant sur la dynamique de l'eau, des sites permanents et le lysimètre ont été instrumentés.

II.3.1. Mesures permanentes sur les sites et dans lysimètre

Les variables physiques et chimiques mesurées dans le lysimètre et chaque site permanent sont la température, la teneur en eau, la pression de l'eau dans le sol, la concentration de soluté de l'eau du sol à différentes profondeurs et en fonction du temps. Les hauteurs d'eau apportées par la pluie et par l'irrigation sont également mesurées.

Les équipements utilisés pour obtenir les variables sont décrits ci-dessous.

II.3.1.1. Mesure de la teneur en eau : Humidimètre neutronique

Le principe de la méthode est fondé sur les propriétés de réflexion que possèdent les molécules d'eau à l'égard d'un flux de neutrons dues à la similarité de la masse d'hydrogène et de la masse de neutron. De ce fait, la sonde à neutrons est constituée essentiellement de deux parties :

- ✓ Une source radioactive constituée par un mélange Americium-Beryllium émettant de neutrons de très grande énergie (40 Mev) dans toutes les directions. Les neutrons heurtent les noyaux des divers atomes qui se trouvent sur leurs trajectoires et voient ainsi leur énergie cinétique diminuer progressivement passant au stade d'énergie thermique – *thermalisation* – (quelques eV).
- ✓ Un détecteur de neutrons "thermalisés" constitué d'une chambre d'ionisation à base de trifluorure de bore BF₃. Le détecteur a pour propriété d'adsorber les neutrons ralentis en émettant des particules alphas, qui crée des impulsions électriques. Le nombre d'impulsions pendant un intervalle de temps défini est enregistré par un compteur.

Ainsi, le nombre d'impulsions enregistré dépend de la teneur en eau du sol dans la sphère d'influence de la sonde (de 10 cm de diamètre en sol humide à 25 cm ou plus en sol sec), mais également de divers autres paramètres relevant du type d'appareil utilisé (position source-détecteur), du site de mesure (installation du tube d'accès) et du type de sol étudié (composition chimique, teneur en matière organique et masse volumique).

Il est ainsi nécessaire de déterminer une courbe d'étalonnage pour chaque sol étudié. L'étalonnage de la sonde à neutrons "*in situ*" relie le comptage réduit (rapport entre le comptage absolu dans le sol et le comptage dans un corps de référence – l'eau) et la teneur volumique en eau, déterminée indépendamment par la méthode gravimétrique, à différentes valeurs de la teneur en eau.

La courbe d'étalonnage de la sonde à neutrons est souvent représentée par la relation linéaire suivante :

$$\theta = a_0 + a_1 \cdot n + e$$

où θ est la teneur volumique en eau, n est le comptage réduit, a_0 et a_1 sont l'ordonnée à l'origine et la pente de la courbe, respectivement, et e est la fluctuation stochastique. Les étalonnages et les analyses d'erreur pour la sonde à neutrons sont détaillées dans Kengni (1993), Vachaud et al. (1977) et Haverkamp et al. (1984).

La sonde à neutrons (SOLO20 NARDEUX) est utilisée en introduisant dans le sol l'ensemble émetteur-détecteur par un tube d'accès (en aluminium) préalablement installé.

Les tubes d'accès pour la sonde à neutrons ont été installés jusqu'à des profondeurs variant de 80 à 110 cm. La mise en place dans le sol du tube d'accès au-delà de 110 cm de profondeur est impossible à cause de la présence de cailloux en grande quantité.

Les teneurs volumiques en eau du sol ont été mesurées tous les 10 cm jusqu'à une profondeur variant de 80 à 110 cm en chaque site.

II.3.1.2. Mesure de la pression de l'eau dans le sol : Tensiomètres et capteurs de pression automatiques

II.3.1.2.1. Tensiomètres :

Un tensiomètre permet de mesurer la pression effective de l'eau dans un sol non saturé. Le tensiomètre comprend une bougie poreuse en céramique (22 mm de diamètre, 60 mm de longueur) surmontée par un tube réservoir rempli d'eau et fermé par un bouchon. Ce tube est relié à un manomètre à mercure constitué par un réservoir de mercure dans lequel plonge un capillaire (système DTM5000 NARDEUX HUMISOL). Une fois mise en place dans le sol, l'eau de la bougie poreuse, initialement à la pression atmosphérique, tend à s'équilibrer hydrostatiquement au travers de sa paroi poreuse avec l'eau du sol qui est sous tension, tandis que la lecture se fait au niveau de l'interface mercure-eau.

Il existe toutefois un décalage temporel entre une variation de la pression dans le sol et la réaction du tensiomètre. Ce décalage est dû à la résistance hydraulique de la bougie poreuse et à la qualité du contact entre cette dernière et le sol, d'où l'importance d'une bonne mise en place. Pour assurer un bon contact entre la bougie poreuse et le sol, une boue liquide préparée avec la fraction fine du sol a été appliquée sur le tensiomètre avant sa mise en place.

Le tensiomètre est opérationnel jusqu'à une pression de l'ordre de 200 mbar. Au-dessous de cette pression, les pores de la bougie poreuse se désaturent, permettant à l'air de s'introduire dans le corps de l'appareil, ce qui a pour effet d'équilibrer la pression à la valeur de la pression atmosphérique (P_0).

La valeur de la pression de l'eau dans le sol mesurée à partir d'un tensiomètre est obtenue par la relation suivante :

$$h_A = \frac{P_A - P_0}{\delta_e \cdot g} = -\frac{\rho_{Hg}}{\rho_e} \cdot \xi + Y + \xi + Z_A = Z_A + Y - 12,6 \cdot \xi$$

où h_A est la pression de l'eau dans le sol situé à la cote Z_A exprimée en hauteur d'eau par rapport à la pression atmosphérique, ξ la hauteur de mercure au-dessus de la surface libre du réservoir, Y la hauteur aérienne comprise entre la surface du sol et celle de la surface libre du

mercure dans son réservoir, ρ_e et ρ_{Hg} sont les masses volumiques respectives de l'eau et du mercure (Figure II-4).

La charge hydraulique H_A est déduite de : $H_A = h_A - Z_A = Y - 12,6 \cdot \xi$

L'échelle manométrique utilisée est graduée en $\frac{cm}{12,6}$, ce qui permet une lecture directe de

la charge hydraulique en cm d'eau.

Les tensiomètres ont été installés verticalement depuis la surface du sol :

Lysimètre : 5 tensiomètres installés à 15, 30, 50, 70 et 90 cm de profondeur,

Site Jachère : 6 tensiomètres installés à 15, 30, 50, 70, 80 et 90 cm de profondeur,

Site Sol Nu : 5 tensiomètres installés à 15, 30, 50, 70 et 80 cm de profondeur, et

Sites M1, M2 et M3 : 5 tensiomètres installés à 15, 30, 50, 70 et 90 cm de profondeur.

II.3.1.2.2. Capteurs de pression automatiques (UMS)

Il s'agit d'un appareil qui dans son principe est similaire au tensiomètre. La pression est alors mesurée directement au-dessus de la bougie par une membrane déformable à laquelle est fixée une jauge de contrainte. Cette dernière comprend un matériau dont la résistance électrique varie avec l'élongation.

La circulation d'un courant électrique dans la jauge de contrainte permet ainsi d'enregistrer les déformations de la membrane et de ce fait les variations de pression directement par une centrale d'acquisition automatique toutes les 30 min. La centrale d'acquisition est interrogée à distance par modem.

Les capteurs de pression automatiques ont été installés verticalement depuis la surface du sol selon :

Sites Jachère et sol Nu : 30, 50, 70 et 80 cm de profondeur, et

Site M1 : 30, 50, 70 et 90 cm de profondeur.

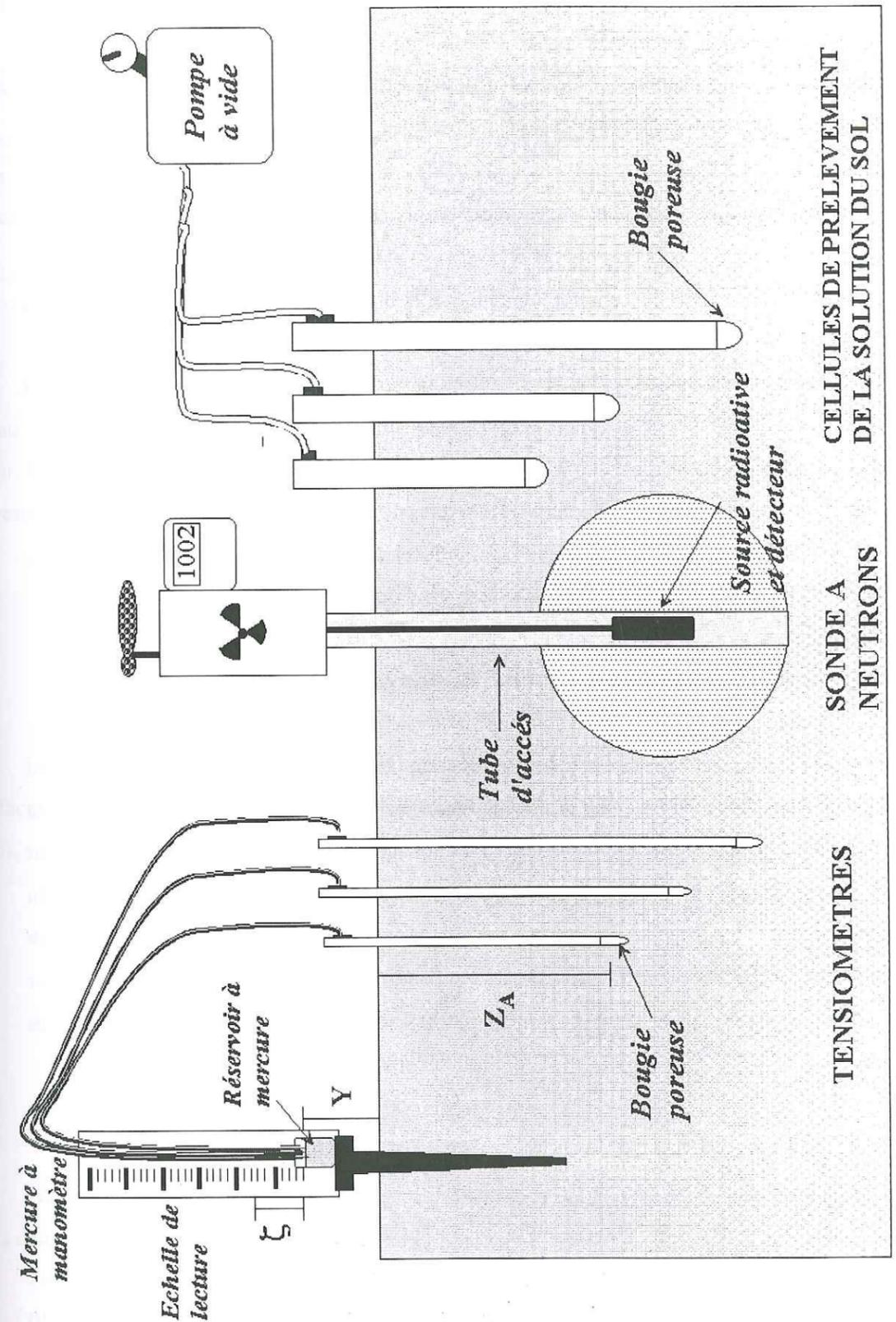


Figure II-4. Station de mesure du bilan hydrique et du transfert de solutés dans le sol.

II.3.1.3. Extraction de la solution du sol : Cellules poreuses

La solution du sol est aspirée au travers d'une bougie poreuse (63 mm de diamètre et 75 mm de longueur), imperméable à l'air, mais perméable à l'eau (DTS 2000 NARDEUX HUMISOL). L'aspiration est faite à l'aide d'une pompe à vide sous l'effet d'une pression d'environ 200 mbar pendant 30 minutes (Figure II-4). Après équilibre pendant 2 heures, la solution du sol est recueillie à l'aide d'une seringue branchée à un tuyau. La solution est ensuite analysée au laboratoire.

Pour plus de détail sur le fonctionnement des cellules poreuses, se référer à Kengni (1993).

Les cellules poreuses d'extraction de la solution du sol ont été installées verticalement depuis la surface du sol à 30, 50 et 80 cm de profondeur, en duplicata, sur les sites : Jachère, Sol Nu, M1, M2 et M3 (Figure II-4).

Quatre cellules poreuses ont été introduites dans le sol par le côté du lysimètre, aux profondeurs de 37, 57, 87 et 107 cm. Les cellules poreuses utilisées sont de petite taille (21 mm de diamètre et 43 mm de longueur) en Téflon.

II.3.1.4. Mesure de la température : Sonde de température

Quatre sondes de température ont été installées dans le sol verticalement depuis la surface du sol à 5, 15, 30 et 50 cm de profondeur et une dans l'air à 10 cm au dessus de la surface du sol sur le site M1. Sur le Lysimètre et les sites Sol Nu et Jachère, les sondes de température ont été installées à 15, 30 et 50 cm de profondeur et une autre à 10 cm en dessus de la surface du sol (seulement dans les sites Jachère et Sol Nu). Les températures sont enregistrées automatiquement toutes les 30 min par la centrale d'acquisition interrogeable à distance par modem. Les données de températures, disponibles en base de données, ne seront pas exploitées dans ce travail.

II.3.1.5. Mesure de la pluie et irrigation : Pluviomètres enregistreurs

Le pluviomètre enregistreur fonctionne avec un système d'augets qui basculent une fois qu'ils sont pleins, déclenchant ainsi une impulsion électrique. Le volume d'eau est alors proportionnel au nombre de basculements qui sont enregistrés automatiquement toutes les 30

min par la centrale d'acquisition. Les exutoires des pluviomètres aboutissent dans des bidons de 5 litres, pour contrôler le fonctionnement des pluviomètres sur de longues périodes.

Deux pluviomètres enregistreurs ont été installés sur les sites Jachère (Jachère et Sol Nu) et Maïs (Nord et Sud).

Les données sont comparées avec les lectures fournies par la Ferme Agricole (sise à environ 800 m du site). Les pluviomètres enregistreurs sont également utilisés pour mesurer les doses d'irrigation.

II.3.2. Mesures destructives

Pour faire les études de la variabilité spatiale des processus qui contrôlent le transfert d'eau et le transport de solutés dans le sol, des échantillons de sol ont été pris pour chaque essai. Dans le cas des essais II et III, les échantillons de sol ont été pris à partir des tranchées ouvertes à différentes dates.

II.3.2.1. Prises des échantillons de sol

II.3.2.1.1. Sur le lysimètre (Essai I) :

Les échantillons de sol ont été prélevés dans le lysimètre en délimitant 30 secteurs de surfaces égales à l'aide d'un gabarit posé sur le sol et enfoncé de quelques centimètres (Figure II-5), suivant la méthode (Schoen, 1996) :

- ◆ Entre 0 et 40 cm : Les échantillons de sol ont été prélevés en 30 secteurs délimités par la grille à chaque 10 cm de profondeur avec des truelles et autres outils.
- ◆ Entre 40 et 130 cm : Deux échantillons de sol ont été prélevés dans chaque secteur de la grille avec une tarière à intervalle de 10 cm de profondeur.
- ◆ Entre 130 et 150 cm : Deux secteurs ont été prélevés par niveau.

Au total, 390 échantillons de sol ont été prélevés dans le lysimètre, en remplissant des sacs de congélation doublés puis fermés hermétiquement.

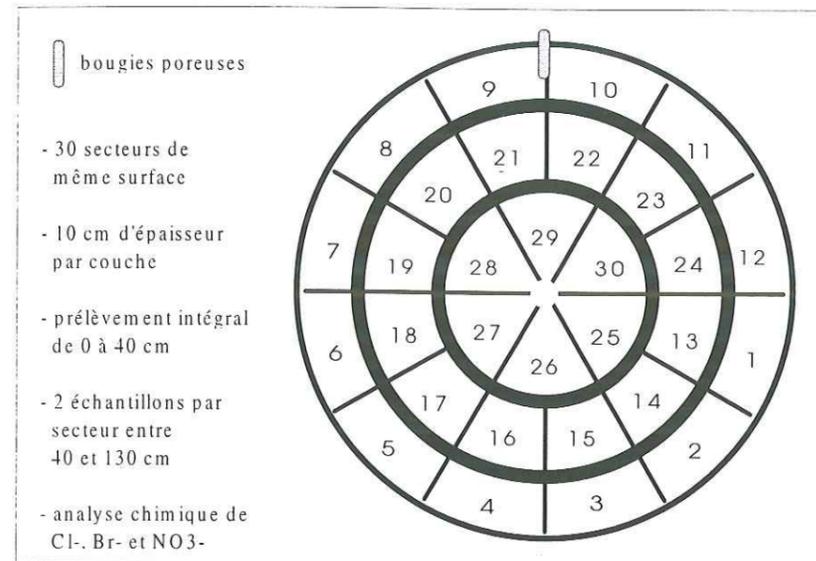


Figure II-5. Délimitation des secteurs de prélèvement de sol dans le lysimètre (d'après Schoen, 1996).

II.3.2.1.2. Prises des échantillons dans les tranchées

II.3.2.1.2.1. Taille des cylindres

Les échantillons de sol ont été pris à l'aide de cylindres en acier. Le choix de la taille de ces cylindres a été fait en fonction de deux critères : i) le volume élémentaire représentatif du sol, et ii) la taille des cailloux dans le profil du sol.

Deux tailles de cylindres ont été utilisées :

Cylindres utilisés	Diamètres (cm)	Hauteurs (cm)	Volumes (cm ³)
Petits cylindres	8,2	6,0	316,86
Gros cylindres	15,8	12,0	2352,8

II.3.2.1.2.2. Sur le site Jachère (Essai II) :

Les tranchées ont des dimensions de 4,0 m de longueur par 0,8 m de largeur et 1,2 m de hauteur. Sur chaque tranchée, la taille du transect de 1,2 m pour prendre des échantillons a été choisie pour être similaire à la taille des sites permanents non destructifs utilisés pour calculer les bilans de masse d'eau et de solutés.

Dans ce transect de 1,2 m, douze échantillons ont été pris, à chaque 10 cm de profondeur jusqu'à 46 cm de profondeur avec les petits cylindres. A partir de 50 cm de profondeur jusqu'à 105 cm de profondeur, les échantillons de sol ont été pris à l'aide des truelles (échantillons remaniés) à cause du nombre et de la taille des cailloux (impossibilité d'utilisation des petits cylindres). Un total de 108 échantillons a été prélevé par tranchée.

Les échantillons de sol ainsi prélevés, ont été stockés dans des boîtes d'aluminium préalablement pesées puis fermées hermétiquement.

La Figure II-6 présente le schéma utilisé pour prendre les échantillons de sol dans la tranchée.

II.3.2.1.2.3. Sur le site Maïs (Essai III) :

Les mêmes procédures ont été utilisées, pour différentes tailles de tranchées et de transects, ainsi que le nombre d'échantillons par couche, pour les accorder aux tailles des sites des mesures permanentes. Une description plus détaillée des tranchées, transect et nombre d'échantillons pour cet essai se trouve au paragraphe II.5.3.2.

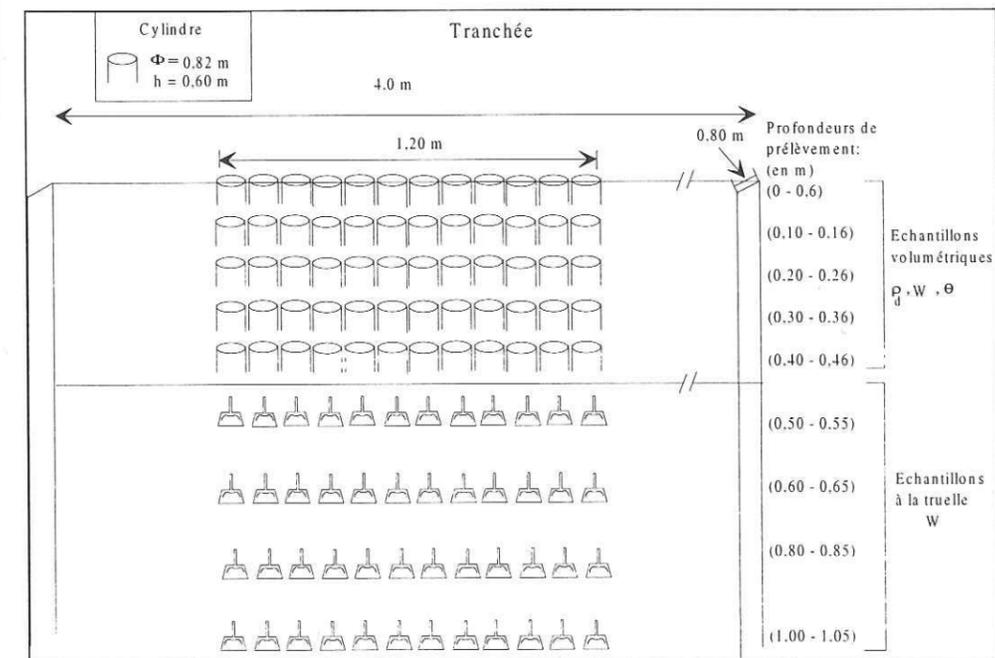


Figure II-6. Schéma de la tranchée utilisée pour prélever les échantillons de sol volumiques (0 - 46 cm) et remaniés (50 - 105 cm) sur la parcelle expérimentale sur jachère en 1995.

II.3.2.2. Mesures sur les échantillons

Les échantillons de sol stockés dans des sacs de congélations hermétiquement fermés (**Essai I**) et dans des boîtes d'aluminium (**Essais II et III**) ont été amenés au laboratoire pour les analyses de la teneur massique en eau (W), de la masse volumique sèche (ρ_d), de la teneur volumique en eau (θ), des concentrations (C : Br^- , Cl^- , NO_3^- et Bentazone) et la détermination de la granulométrie.

II.3.2.2.1. Extraction de la solution du sol

Comme les anions ne sont a priori pas retenus par le sol, l'extraction de ces anions inorganiques dans les échantillons de sol se fait simplement avec de l'eau déminéralisée (Flury et al., 1994, Schoen, 1996) selon la procédure suivante :

- ◆ ajout d'une quantité d'eau déminéralisé égale à $1/4^e$ environ de la masse de sol humide,
- ◆ pesée des boîtes,
- ◆ agitation à l'aide d'une tige métallique, fermeture,
- ◆ décantation pendant 24 heures environ,
- ◆ prélèvement de 20 ml de solution environ, à l'aide d'une seringue rincée à l'eau déminéralisée et équipée d'un filtre de diamètre de pore $0,45 \mu\text{m}$,
- ◆ analyse de la solution du sol.

II.3.2.2.2. Méthodes d'analyse des échantillons

Les analyses de la solution du sol ont été réalisées au laboratoire du *Service Central d'Analyses* (SCA) du CNRS, à Vernaison (69) par chromatographie en phase liquide. Les espèces analysées ont été :

- Anions inorganiques : Br^- , Cl^- et NO_3^- ;
- Organiques : Bentazone ($\text{C}_{11}\text{H}_{13}\text{NSO}_3$)

➤ Chromatographie en phase liquide :

Le principe de fonctionnement consiste à détecter par conductimétrie (ions) ou spectrophotométrie (molécules organiques) les composés chimiques séparés dans des colonnes de résines échangeuses d'ions (anions inorganiques) ou de silices greffées (molécules organiques).

Les seuils de détection dans les conditions utilisées par le SCA sont de $0,2 \text{ mg.l}^{-1}$ pour les anions inorganiques et de $0,5 \mu\text{g.l}^{-1}$ pour la Bentazone.

II.3.2.2.3. Concentration initiale de la solution du sol

Après les analyses, les concentrations sont calculées par les relations suivantes :

$$C_i = \frac{C_{\text{analysé}} \cdot V_{\text{total}}}{V_{\text{initial}}} \quad \text{avec} \quad V_{\text{total}} = \frac{M_{\text{totale}} - M_{\text{sèche}}}{\rho_{\text{eau}}} \quad \text{et} \quad V_{\text{initial}} = \frac{M_{\text{initiale}} - M_{\text{sèche}}}{\rho_{\text{eau}}}$$

où

$C_{\text{analysé}}$:	concentration de la solution extraite et analysée
V_{total} :	volume total d'eau après dilution
V_{initial} :	volume d'eau initial dans l'échantillon
M_{initiale} :	masse totale initiale
M_{totale} :	masse totale après dilution
$M_{\text{sèche}}$:	masse de l'échantillon sec
ρ_{eau} :	masse volumique de l'eau

II.3.2.2.4. Calcul de la teneur en eau massique de l'eau du sol

Après les extractions de la solution du sol, les échantillons ont été séchés à l'air dans la boîte, pour ensuite être placés à l'étuve à $105 \text{ }^\circ\text{C}$, pendant environ 48 heures. Après séchage, les échantillons sont pesés à nouveau.

La teneur massique en eau (W) est calculée par :

$$W = \frac{M_{\text{initiale}} - M_{\text{sèche}}}{M_{\text{sèche}}}$$

II.3.2.2.5. Calcul de la masse volumique sèche (ρ_d) et de la teneur volumique en eau (θ)

Les masses volumiques sèches ont été calculées pour les 46 cm superficiels à partir des échantillons prélevés avec les petits cylindres. En dessous de 50 cm de profondeur, elles ont été calculées à partir des échantillons prélevés par les gros cylindres (échantillons par tranchée entre 0 - 12 cm, 50 - 62 cm et 80 - 92 cm de profondeurs, en duplicata).

Les teneurs volumiques en eau n'ont pu être calculées directement que pour les 46 cm superficiels du profil du sol en utilisant les petits cylindres.

$$\rho_d = \frac{M_{sèche}}{V_{cylindre}} \quad \theta = \frac{M_{initiale} - M_{sèche}}{\rho_{eau} \cdot V_{cylindre}}$$

où

$V_{cylindre}$: volume prélevé par les cylindres petits ou gros

Des comparaisons ont été réalisées entre les valeurs des masses volumiques sèches (ρ_d) et des teneurs massiques en eau (W) obtenues entre les gros et petits cylindres au niveau de la surface. Le but de cette comparaison a été de vérifier que l'on peut utiliser les valeurs des masses volumiques sèches moyennes obtenues par les gros cylindres pour calculer les valeurs des teneurs volumiques en eau (θ) des échantillons prélevés par les truelles à partir de 50 cm de profondeur.

Les valeurs de teneurs massiques en eau (W) obtenues par les truelles en dessous de 50 cm de profondeur ont été égales en moyennes à celles obtenues par les gros cylindres à 50 cm et 80 cm. Donc, à partir d'un ajustement (corrélation) entre les valeurs des masses volumiques sèches et les teneurs massiques en eau obtenues par les gros cylindres (Figure II-7), on a pu calculer les valeurs de masses volumiques sèches pour les échantillons obtenus par les truelles.

Les valeurs calculées des masses volumiques sèches ont été utilisées pour inférer les teneurs volumiques en eau (θ) pour les échantillons obtenus par les truelles en utilisant l'équation ci-dessous :

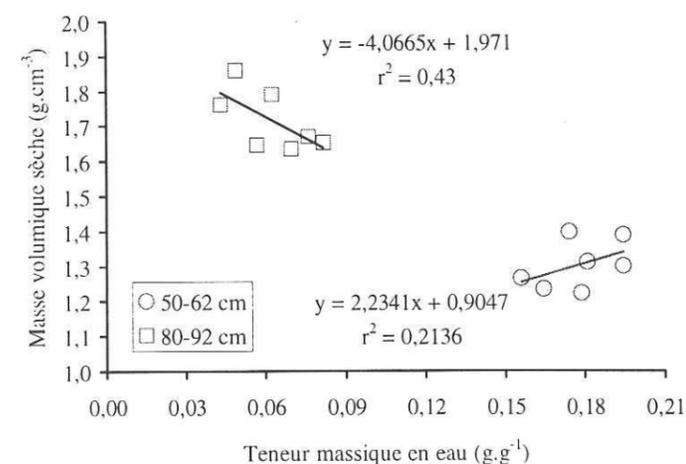


Figure II-7. Courbes de corrélation entre masses volumiques sèches et teneurs massiques en eau obtenues par prélèvements par des gros cylindres.

$$\theta_t = \frac{\rho_{d(gc)} \cdot W_t}{\rho_{eau}}$$

où

- θ_t : teneur volumique en eau calculée pour les échantillons obtenus par les truelles
- $\rho_{d(gc)}$: masse volumique sèche calculée à partir des courbes de corrélations (Figure II-7)
- W_t : teneur massique en eau calculée pour les échantillons obtenus par la truelle

On peut estimer que ce type de calcul de la masse volumique sèche (donc de la teneur volumique en eau) est assortie d'une incertitude importante en chaque point, mais que les données conservent leurs grandeurs statistiques (moyenne et écart-type).

II.3.2.2.6. Granulométrie

L'analyse granulométrique du sol de la Côte Saint-André a été effectuée en mélangeant les sols prélevés, pour chacun des trois horizons : 0 - 40 ; 40 - 70 et 70 - 105 cm, avec les petits cylindres et les truelles, en utilisant les trois méthodes suivantes :

- 1) Tamisage : Le tamisage consiste à séparer les fractions d'éléments minéraux en faisant passer l'échantillon au travers des tamis de mailles de taille décroissantes par un appareil à vibrations. Il convient de faire une distinction entre deux techniques de tamisage :

- ◆ Tamisage à sec : utilisable pour traiter des matériaux non cohérents (peu ou pas structurés),
- ◆ Tamisage à l'eau : utilisable pour des matériaux cohérents ou non. Cette technique est la plus fréquemment utilisée.

2) Sédimentation : Cette technique repose sur l'observation des vitesses de sédimentation propres aux différentes fractions granulométriques du résidu du tamisage ayant passé au travers du tamis le plus fin ($\sim 80 \mu\text{m}$) dispersées dans de l'eau, décrite par la loi de Stokes :

$$r = \sqrt{\frac{9 \cdot \eta \cdot l}{2 \cdot (\rho_s - \rho_{\text{eau}}) \cdot g \cdot t}}$$

où :

r : rayon de la particule (L) ;

η : viscosité de l'eau ($\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$) ;

ρ_s : masse volumique de la particule (ML^{-3}) ;

l : hauteur atteinte par la solution dans le récipient (distance de sédimentation maximale) (L) ;

t : temps nécessaire à la sédimentation de toutes les particules d'un rayon supérieur à r (T) ;

g : la pesanteur (LT^{-2}).

La précision de cette technique ne permet toutefois pas de dissocier correctement les particules de taille inférieure à $2\mu\text{m}$, en raison des mouvements Browniens qui interfèrent lors de la sédimentation.

3) Granulométrie à laser : le principe de la granulométrie laser est basé sur l'interprétation des intensités de la lumière déviée aux différents angles par les particules en suspension passant au travers d'un faisceau laser (rouge de faible puissance) reçus par des photodiodes en silicium (Figure II-8). La quantité de la lumière déviée et l'importance de l'angle de déviation permettent de mesurer avec précision la taille des particules. Ainsi les particules de grosse taille dévient des quantités importantes de lumière sur des angles faibles, tandis que les petites particules dévient des quantités faibles de lumière sur des angles beaucoup plus larges jusqu'à former des "halos" homogènes autour d'elles. La gamme de diamètres mesurables s'étend de $0,05$ à $3500 \mu\text{m}$. Les avantages de cette technique sont les mesures rapides et les résultats sont les plus simples à interpréter et assure une excellente reproductibilité (MALVERN INSTRUMENTS).

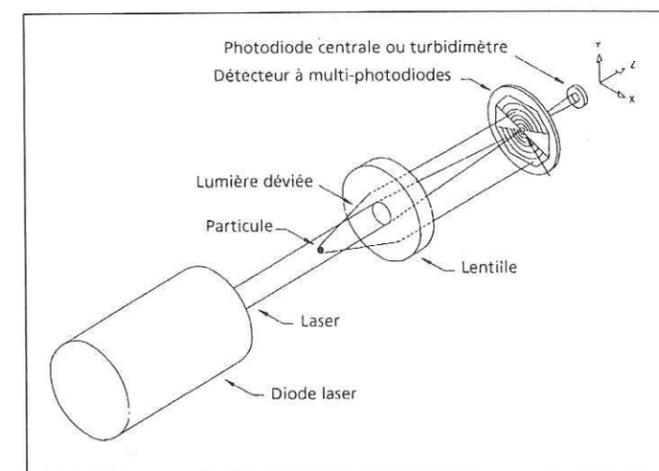


Figure II-8. Synoptique d'un granulomètre laser.

Les analyses granulométriques par tamisage et sédimentation ont été effectuées par l'entreprise ALPES ESSAIS à Meylan (Grenoble) pour les échantillons du sol obtenus pendant la campagne de 1995, tandis que les analyses granulométriques à laser ont été effectuées par l'école Française de Papeterie et des Industries Graphiques (INPG – Grenoble) pour les échantillons du sol obtenus pendant la campagne de 1996. Les particules de sol sont en suspension dans l'eau pendant les mesures.

II.4. PROTOCOLES EXPERIMENTAUX ET CONDUITE DES ESSAIS

Afin de mieux comprendre et quantifier les mécanismes de transfert d'eau et de transport de solutés dans des conditions de terrain en prenant en compte les variabilités spatiales, deux approches ont été mises en œuvre : une sur lysimètre et l'autre sur les parcelles Jachère et Maïs Irrigué.

II.4.1. Essai 1 : Lysimètre

L'essai analysé et interprété dans ce travail se réfère à l'essai 2 décrit par Schoen (1996) parmi ses trois essais 1A, 1B et 2. Les objectifs de cet essai ont été : l'étude de la variabilité spatiale et l'évaluation des écoulements préférentiels.

Le protocole suivi pour cet essai, débuté le 23 mai 1995, a été :

- L'établissement d'un régime hydrique permanent dans le lysimètre avec un flux permanent d'eau de 1,07 mm/h, maintenu à la surface par un réseau distribué par 30 unités d'injecteurs goutte-à-goutte alimentés par un système d'alimentation en eau (Figure II-9 (b)) ;
- Le lessivage des solutés initiaux dans le lysimètre par irrigation avec l'eau de la nappe (400 l) ;
- Le remplacement pendant un temps donné (111,16 h) de l'eau par une solution contenant les solutés KCl ($0,97 \text{ g.l}^{-1}$), KBr ($1,55 \text{ g.l}^{-1}$) et NH_4NO_3 ($0,51 \text{ g.l}^{-1}$) ;
- Après l'application du créneau de solutés, la surface a été à nouveau irriguée avec l'eau de la nappe jusqu'à ce pic de concentration soit environ au milieu du lysimètre (environ 60 l) ;

Le prélèvement destructif des échantillons du sol est décrit au paragraphe II.4.1.1.

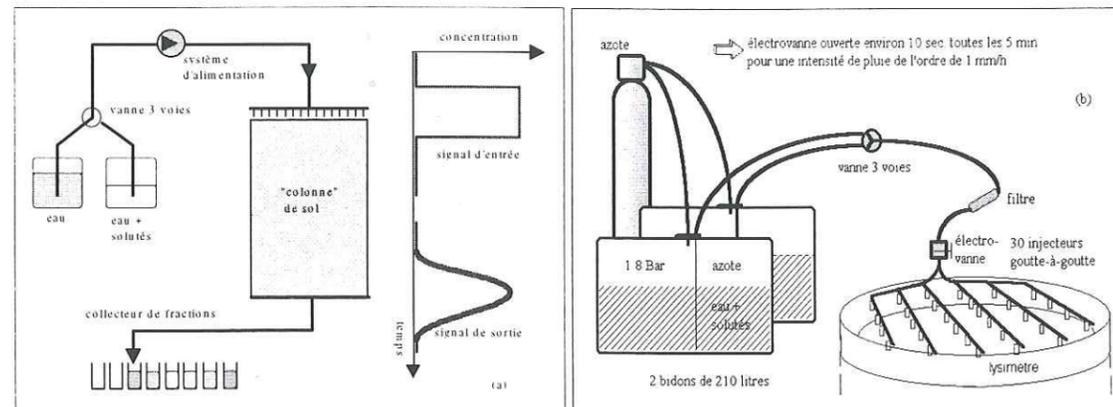


Figure II-9. (a) Principe des expériences et (b) d'alimentation en solutés sur le lysimètre (Schoen, 1996).

II.4.2. Essai II : Jachère

L'Essai II a été réalisé sur une parcelle en jachère sur une surface d'environ 1296 m^2 (Figure II-2). Les objectifs de cet essai ont été : i) l'évaluation des variabilités spatiale et temporelle des variables physiques du sol (W , ρ_d , θ et concentrations : Br^- , NO_3^- et Bentazone) obtenues à partir des prélèvements du sol dans des tranchées décrites au paragraphe II.4.1.2, à différentes dates ; ii) la caractérisation hydrodynamique du sol à partir des mesures en continu sur deux sites (Jachère et Sol Nu) instrumentés conformément au paragraphe II.3 ; iii) les comparaisons entre les variables physiques obtenues par prélèvements de sol dans des tranchées avec celles obtenues sur le site permanent sur Jachère (θ et

concentrations : Br^- , NO_3^- et Bentazone) ; iv) la construction des cartographies bidimensionnelles (2D) des variables physiques (W , ρ_d , θ et concentrations : Br^- , NO_3^- et BENTAZONE) obtenues par prélèvements du sol après analyse géostatistique ; v) la simulation à partir d'une cartographie 2D des profils virtuels de teneurs volumiques en eau obtenues par sondes neutroniques et TDR, générées par géométrie discrète ; vi) la comparaison entre les profils de teneurs volumiques en eau simulées avec le profil moyen de teneur volumique en eau mesuré et cartographié, et ; vii) comparaison entre les profils de concentrations obtenues par prélèvements du sol avec celles obtenues par les bougies poreuses sur les sites à la même date.

II.4.2.1. Itinéraire technique

L'itinéraire technique correspondant à l'Essai II est résumé dans le tableau II-2.

Tableau II-2. Itinéraire technique correspondant à l'année 1995 sur la parcelle en jachère.

Date	Travaux	Observations
26/04	Ouverture de la tranché P0	Prélèvement du sol pour détermination initiale des variables physiques du sol
26/04	Délimitation de la surface et épandage	1296 m^2 ont été délimités et traités avec les solutés (KBr et Bentazone) à l'aide d'un tracteur muni d'un système de pulvérisation
Période du 23/05 au 02/11	Mesures continues dans les sites Jachère et Sol Nu	Mesures de la pression du sol (h), de la teneur en eau (θ), des concentrations du sol (C), des températures (T) et de la pluie/irrigation
23/05	Ouverture de la tranché P1	Prélèvement du sol après une pluie cumulée de 73,5 mm entre P0 et P1
04/07	Ouverture de la tranché P2	Prélèvement du sol après une pluie cumulée de 78,1 mm entre P1 et P2
01/08	Ouverture de la tranché P3	Prélèvement du sol après une pluie cumulée de 82,8 mm entre P2 et P3
24/08	Ouverture de la tranché P4	Prélèvement du sol après une pluie cumulée de 120,3 mm entre P3 et P4
19/09	Ouverture de la tranché P5	Prélèvement du sol après une pluie cumulée de 181,8 mm entre P4 et P5

II.4.2.2. Préparation de la solution appliquée au sol

Le sol a été traité avec une solution contenant du bromure de potassium (KBr) et de la Bentazone.

La Bentazone ($C_{11}H_{13}NSO_3$ –produit par BASF France) est un désherbant sélectif du lin, des céréales, du maïs, des pois, du soja et du riz. Il permet de détruire les mauvaises herbes dicotylédones nuisibles à la culture. Sa pleine efficacité est attendue s'il ne survient pas de pluie dans les 4 à 5 heures qui suivent le traitement. Pour la culture de maïs, la dose recommandée est de $3,0 \text{ l} \cdot \text{ha}^{-1}$.

La solution de KBr a été préparée avec 1 kg dans un seau contenant 2 litres d'eau. Cette solution a été ensuite versée dans un bidon contenant environ 60 litres d'eau. Un litre d'eau a été utilisé pour rincer le seau et versé dans le bidon.

800 ml de Bentazone ont été ajoutés dans le bidon. Ensuite la solution a été mélangée pendant 15 minutes par un système de mélange automatique.

Donc, le volume total de solution dans le bidon a été de 64 litres.

II.4.2.3. L'épandage de la solution sur le sol

L'application de la solution sur le sol a été réalisée le matin entre 9h45 et 10h15 sur une surface d'environ 1300 m^2 , et faite à l'aide d'un tracteur muni d'un système de pulvérisation (Figure II-10). La surface traitée a été légèrement supérieure à la surface délimitée (1296 m^2).

La quantité de la solution épandue sur le sol a été d'environ 56 litres. En considérant les purges et les bords, on a calculé une application de 50 litres efficaces, donc $385,8 \text{ l} \cdot \text{ha}^{-1}$ ($50 \text{ l} / 1296 \text{ m}^2$).

Les quantités efficaces de KBr et Bentazone épandus sur le sol ont été $6,03 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ et $4,82 \text{ l} \cdot \text{ha}^{-1}$, respectivement.

II.4.2.4. Homogénéité d'application de la solution sur le sol

Pour s'assurer d'une application homogène de la solution sur le sol, 18 papiers buvards ont été disposés sur la surface du sol, un à chaque extrémité de la rampe de pulvérisation et

une autre au centre de la rampe de pulvérisation, en six différentes positions sur le sol (Figure II-10).

Le papier buvard avait une surface de 336 cm^2 et une masse de $3,89 \text{ g} (\pm 0,15 \text{ g})$. Le tableau II-3 présente les valeurs moyennes de l'application estimées à partir des papiers buvards en trois situations (suivant la ligne d'application, suivant la rampe de pulvérisation et sur la surface traitée).

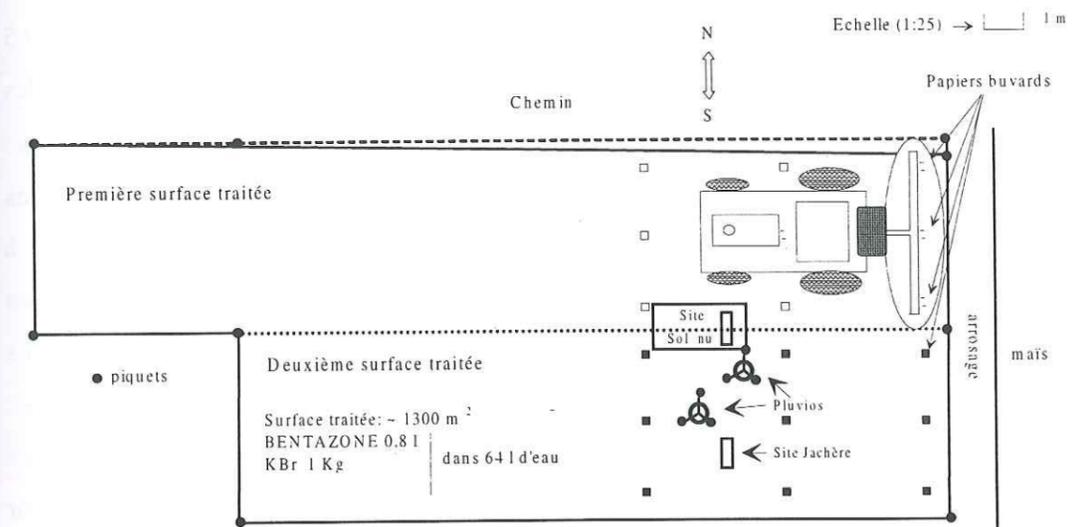


Figure II-10. Schéma d'épandage de la solution sur la parcelle étudiée avec mesure d'homogénéité d'application.

Tableau II-3. Valeurs moyennes d'application des solutés sur le sol pour trois situations : selon la ligne du traitement, perpendiculaire au traitement et sur la surface traitée.

	Première surface traitée			← Parallèle au traitement	
	Solutés appliqués ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)			Moyenne	Ecart-type
Perpendiculaire au traitement ↓	38,99	39,29	38,39	38,89	0,37
	37,80	40,18	40,48		
	36,01	38,39	36,01		
Moyenne	37,60	39,29	38,29	38,39	----
Ecart-type	1,22	0,73	1,82	----	1,39
	Deuxième surface traitée			Moyenne	Ecart-type
	Solutés appliqués ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$)				
	41,67	28,87	32,74	34,42	2,33
	41,07	27,08	33,04		
	37,20	27,68	32,74		
Moyenne	39,98	27,88	32,84	33,56	----
Ecart-type	1,98	0,74	0,14	----	2,60
			Moyenne	35,98	
			Ecart-type		4,48

A partir du tableau II-3, on peut constater que l'application des solutés sur le sol a été plus homogène suivant la ligne de traitement sur les deux surfaces traitées. On peut aussi voir que le traitement a été plus homogène sur la première surface traitée.

II.4.3. Essai III : Maïs Irrigué

L'Essai III a été réalisé sur une parcelle en maïs irrigué sur une surface d'environ 839,5 m² (7,3 x 115,0) (Figure II-3). Les objectifs de cet essai ont été : i) l'évaluation des variabilités spatiale et temporelle des variables physiques du sol (W , ρ_d , θ et concentrations : Br^- , NO_3^- et Bentazone) obtenues à partir des prélèvements du sol dans des tranchées décrites au paragraphe II.4.1.2, à différentes dates ; ii) la caractérisation hydrodynamique du sol à partir des mesures en continu sur trois sites (M1, M2 et M3) instrumentés conformément au paragraphe II.3 ; iii) les comparaisons entre les variables physiques obtenues par prélèvements de sol dans des tranchées avec celles obtenues sur les sites permanents (θ et concentrations : Br^- , NO_3^- et Bentazone) ; iv) la construction des cartographies bidimensionnelles (2D) des variables physiques (W , ρ_d , θ et concentrations : Br^- , NO_3^- et BENTAZONE) obtenues par prélèvements du sol après analyse géostatistique, et v) la comparaison entre les profils de concentrations obtenues par prélèvements du sol avec celles obtenues par les bougies poreuses sur les sites à la même date.

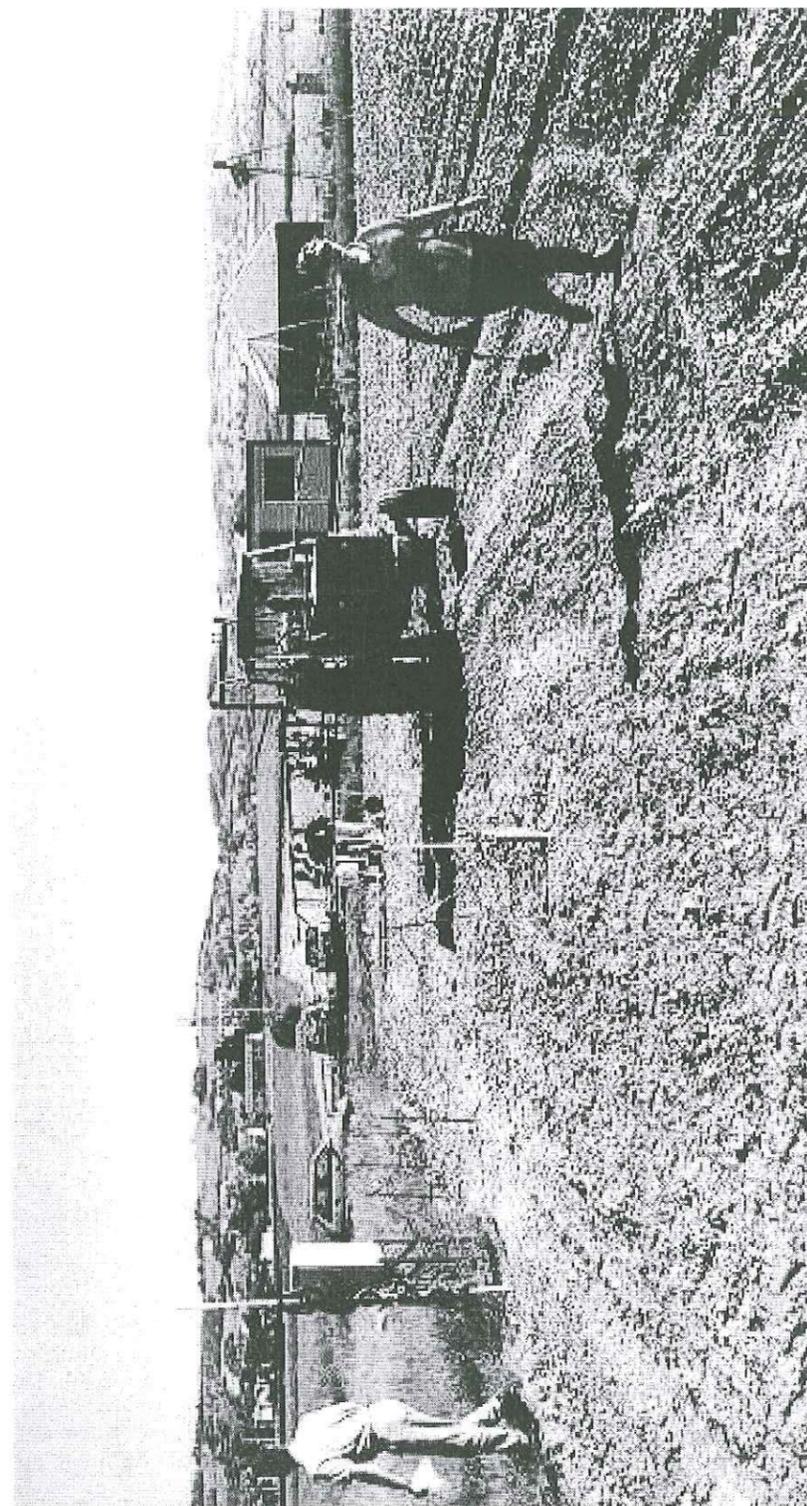


Photo II-2. Traitement avec les solutés : KBr, Atrazine et Bentazone, réalisé le 30 Mai 1996 sur maïs irrigué.

II.4.3.1. Itinéraire technique

L'itinéraire technique correspondant à l'Essai III est résumé dans le tableau II-4.

Tableau II-4. Itinéraire technique correspondant à l'année 1996 sur la parcelle en maïs irrigué.

Date	Travaux	Observations
04/04	Labour du sol	Réalisé par la Ferme Expérimentale de La Côte Saint-André
09/04	Hersage du sol	Réalisé par la Ferme Expérimentale de La Côte Saint-André
10/04	Délimitation de la surface expérimentale	839,5 m ² ont été délimités (7,3 m x 115,0 m)
12/04	Tranchée T1	Prélèvement du sol pour détermination initiale des variables physiques du sol
16-18/04	Sites M1, M2 et M3	Mise en place des tubes d'accès à la sonde à neutrons, des tensiomètres et des cellules poreuses de prélèvement de la solution du sol
18/04 à 03/12	Mesures continues dans le site M1	Mesures de la pression du sol (h), de la teneur en eau (θ), des concentrations du sol (C), des températures (T) et de la pluie/irrigation
18/04 à 16/07	Mesures continues dans le site M2 et M3	Mesures de la pression du sol (h), de la teneur en eau (θ) et des concentrations du sol (C)
06/05	Semis du maïs sur la parcelle expérimentale	Réalisé par la Ferme Expérimentale de la Côte Saint-André
30/05	Epannage de la solution sur la parcelle expérimentale	Environ 850 m ² ont été traités avec les solutés (KBr, Atrazine et Bentazone) à l'aide d'un tracteur muni d'un système de pulvérisation
14/06	Mise en place des sondes de température et des pluviomètres	Mise en place des sondes de température et des 2 pluviomètres sur le site M1
17/06	Délimitation de la surface pour le traitement d'azote	Environ 272 m ² ont été délimité pour le traitement d'azote
18/06	Traitement d'azote	Dose d'azote appliquée d'environ 150 kg N.ha ⁻¹
16/07	Ouverture de la tranchée T2 à côté des sites M2 et M3	Prélèvement du sol après une pluie cumulée de 303,9 mm entre T1 et T2
17/09	Traitement avec du KCl	Application du KCl dans une surface d'environ 12,5 m ² (2,6 x 4,8) sur le site M1
14/11	Récolte	Récolte du maïs
03/12	Ouverture de la tranchée T3 à côté du site M1	Prélèvement du sol après une pluie cumulée de 488,0 mm entre T2 et T3

Le sol a subi un labour le 04 Avril et un hersage le 09 Avril pour sa préparation. Le semis du maïs (variété Furio) a eu lieu le 06 Mai.

Un seul apport d'azote a été fait sous forme de granules d'ammonitrates de 150 kg-N.ha⁻¹ le 18 Juin à 10h25. A cette occasion le maïs se trouvait dans le stade à 9 - 10 feuilles par plante. L'application a été faite manuellement sur la parcelle délimitée.

Pour faire face au déficit pluviométrique, deux irrigations ont été faites à l'aide d'un canon d'irrigation les 18 (26 mm) et 29 (44 mm) Juillet.

II.4.3.2. Préparation de la solution appliquée au sol

Le sol a été traité avec une solution contenant du bromure de potassium (KBr), de l'Atrazine et de la Bentazone.

La solution de KBr a été préparée avec 6 kg dans un seau contenant 2 litres d'eau. Cette solution a été ensuite versée dans un bidon contenant environ 47 litres de solution contenant déjà de l'Atrazine. Un litre d'eau a été utilisé pour rincer le seau et versé dans le bidon.

550 ml de Bentazone ont été ajoutés dans le bidon. Ensuite la solution a été mélangée pendant 15 minutes par un système de mélange automatique.

Donc, le volume total de solution dans le bidon a été de 50 litres.

II.4.3.3. L'épandage de la solution sur le sol

L'application de la solution sur le sol a été réalisée le matin à 9h40 sur une surface d'environ 850 m², et faite à l'aide d'un tracteur muni d'un système de pulvérisation (Photo II-2).

La quantité de la solution épanchée sur le sol a été d'environ 32 litres efficaces, donc 381,18 l.ha⁻¹ (32 l / 839,5 m²).

Les quantités efficaces de KBr, Atrazine et Bentazone épanchées sur le sol ont été 45,74 kg.ha⁻¹, 800 ml.ha⁻¹ et 0,419 ml.ha⁻¹, respectivement.

II.4.3.4. Homogénéité d'application de la solution sur le sol

Pour s'assurer d'une application homogène de la solution sur le sol, 12 papiers buvards ont été disposés sur la surface du sol, deux de chaque côté des sites M1, M2 et M3, en trois positions différentes sur le sol (Figure II-11).

Le papier buvard avait une surface de 336 cm² et une masse de 3,76 g (± 0,05 g). Le tableau II-5 présente les valeurs d'application des solutés estimées à partir des papiers buvards.

Le traitement a été plus homogène du côté représenté par les papiers buvards (2-11-15) et (1-10-14), surtout dans le sens perpendiculaire au traitement (Figure II-11). La valeur moyenne d'application de la solution sur la surface totale du sol (839,5 m²) a été de 40,4 g.m⁻² (± 9,7 g.m⁻²).

Tableau II-5. Valeurs moyennes et écart-types d'application des solutés sur le sol (g.m⁻²). Les nombres avec fond gris représentent les numéros des papiers buvards distribués sur le sol selon la Figure II-11.

Buvards (g.m ⁻²)				Buvards (g.m ⁻²)					
4-13-17	3-12-16	Moyenne	Ecart-type	2-11-15	1-10-14	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
32,44	22,02	27,23	5,21	33,93	34,82	34,38	0,45	30,80	5,93
37,80	36,61	37,20	0,60	51,19	51,19	51,19	0,00	44,20	8,09
49,70	34,82	42,26	7,44	50,60	49,11	49,85	0,74	46,06	7,52
Moyenne	39,98	31,15		45,24	45,04	45,14		40,35	
Ecart-type	7,21	6,49	8,16	8,00	7,28	7,65	7,65	9,66	9,66

II.4.3.5. Préparation et application du KCl sur le site M1

Une solution de chlorure de potassium (KCl) a été préparée avec 6 grammes en 10 litres d'eau déminéralisée.

Cette solution a été appliquée sur une surface de 12,48 m² sur le site M1 à l'aide d'un arrosoir (Figure II-11) le 17 Septembre. La quantité arrosée sur le sol a été de 8,8 litres, donc 7,05.10³ l.ha⁻¹.

Ce traitement complémentaire a été réalisé pour suivre plus finement l'écoulement du traceur dans le profil du sol, car le brome épandu précédemment est trop dilué dans le sol à cette époque.

Avant l'application de la solution sur le sol, des essais avec de l'eau ont été réalisés hors de la parcelle pour s'assurer d'une application homogène en utilisant un arrosoir.

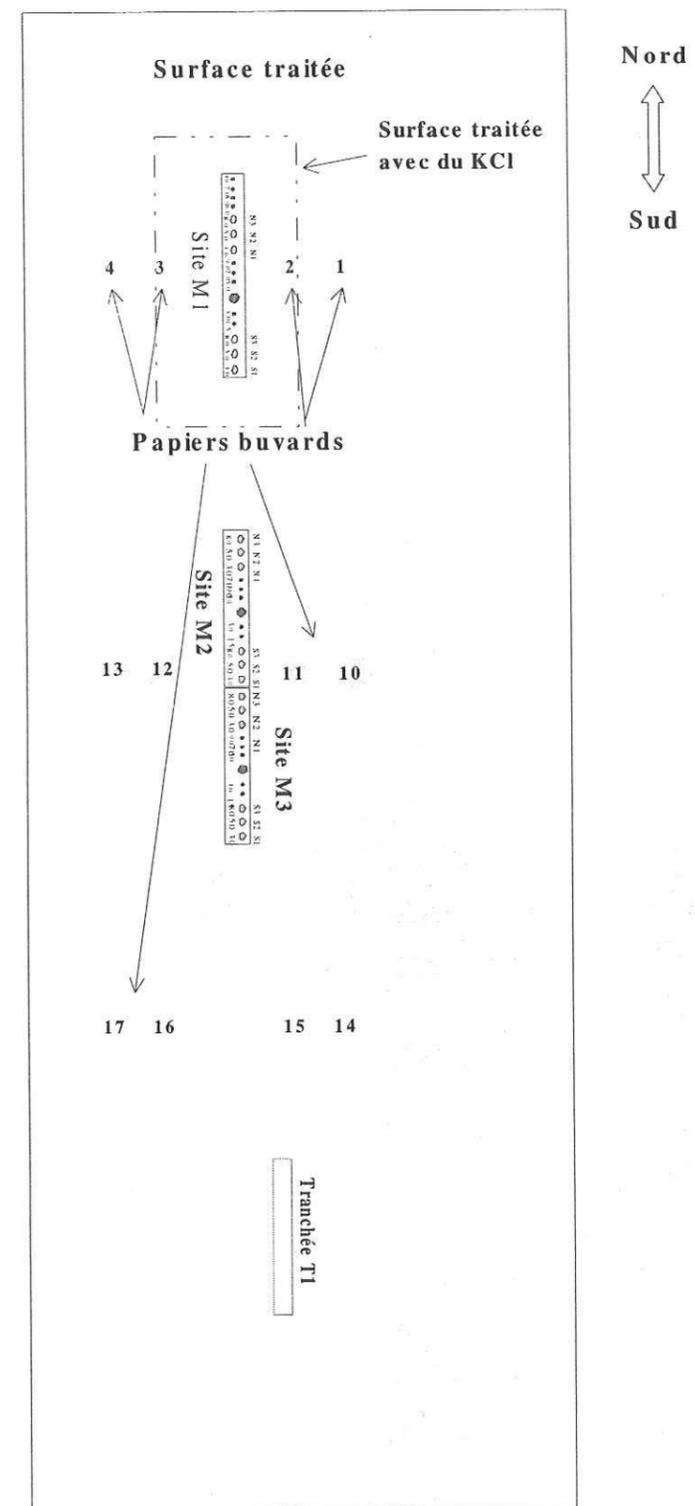


Figure II-11. Surface traitée avec KBr, Atrazine et Bentazone, et positions respectives des papiers buvards sur maïs en 1996. Une autre surface a été traitée avec du KCl sur le site M1.

II.4.4. Les tranchées et les prélèvements de sol

Pendant cet essai, trois tranchées ont été ouvertes pour les prélèvements de sol (tranchées T1, T2 et T3).

Le transect de la tranchée T1 a eu une dimension égale à celle utilisé pendant l'essai II, soit, 1,20 m horizontal par 1,05 m de profondeur où 108 échantillons du sol ont été prélevés (12 échantillons pour 9 couches), conformément au paragraphe II.4.1.2.

Les transects et les nombres d'échantillons prélevés dans des deux autres tranchées (T2 et T3) ont été faits en fonction de la longueur des sites M2-M3 et M1 (Figure II-12). La procédure utilisée pour les prélèvements du sol est celle décrite au paragraphe II.4.1.2.

La tranchée T2 avait une dimension de 8,80 m de longueur par 0,80 m de largeur et a été ouverte le 16 Juillet à environ 15 cm des sites M2 et M3. Le transect pour les prélèvements du sol a été de 6,80 m où ont été prélevés 180 échantillons, 20 échantillons séparés d'une distance d'environ 35,3 cm entre les centres de chaque cylindre en 9 couches (Figure II-12).

La tranchée T3 avait une dimension de 7,0 m de longueur par 0,80 m de largeur et a été ouverte le 03 Décembre à environ 15 cm du site M1. Dans ce cas, le transect a été de 4,0 m où ont été prélevés 180 échantillons, 20 échantillons séparés de 20,6 cm entre les centres de chaque cylindre en 9 couches (Figure II-12).

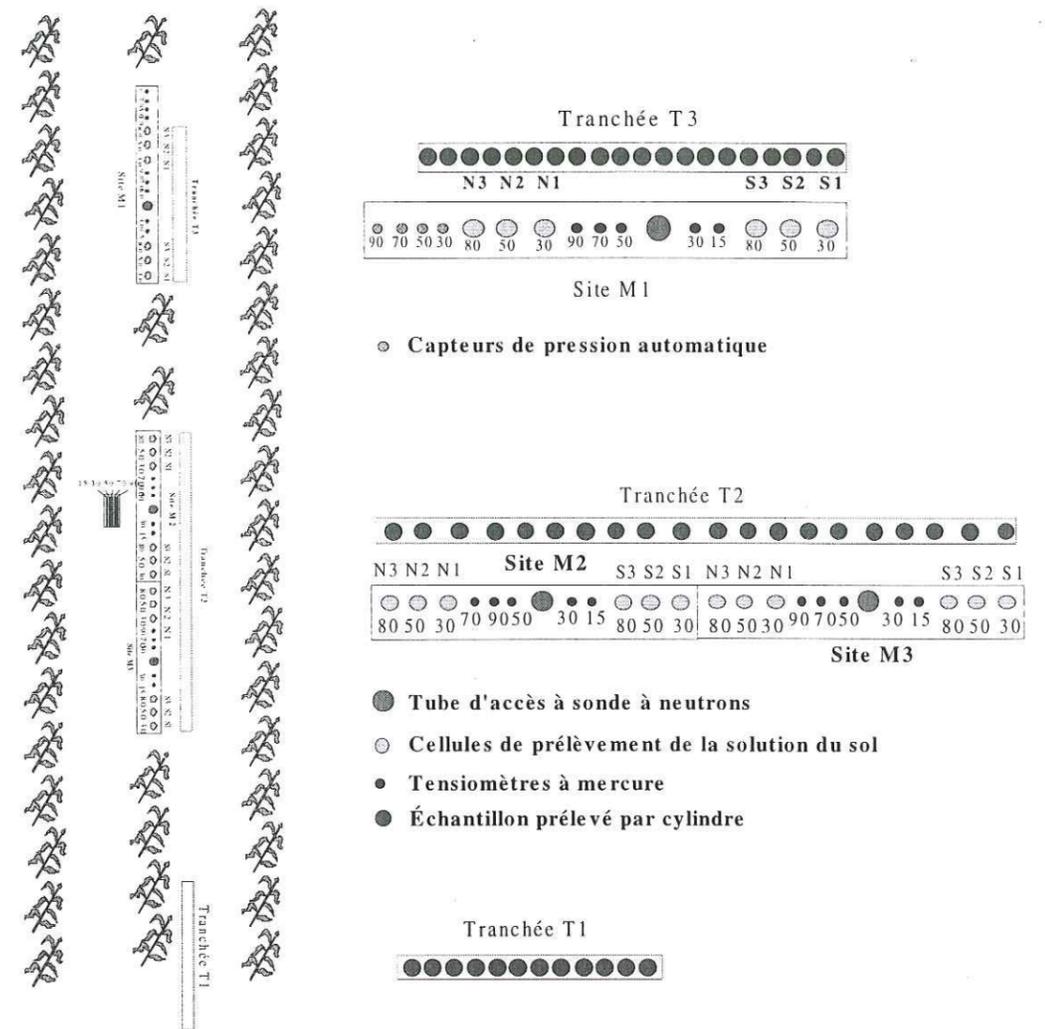


Figure II-12. Position relative de chaque site et tranchée pendant l'essai III sur une culture de maïs irrigué en 1996.

CHAPITRE III

**RESULTATS EXPERIMENTAUX ET
ANALYSES DES VARIABLES MESUREES**

Chapitre III - Résultats expérimentaux et analyses des variables mesurées

III.1. INTRODUCTION	67
III.2. RESULTATS EXPERIMENTAUX.....	67
<i>III.2.1. Granulométrie</i>	67
<i>III.2.2. Pluviométrie : Jachère, Sol Nu (1995) et Maïs Irrigué (1996)</i>	69
III.3. ANALYSES GEOSTATISTIQUE ET STATISTIQUE DES DONNEES	71
<i>III.3.1. Dépendance spatiale</i>	72
III.3.1.1. Essai I – Lysimètre	72
III.3.1.2. Essai II – Jachère – 1995	76
III.3.1.3. Essai III – Maïs irrigué - 1996	80
<i>III.3.2. Analyses par statistiques classiques</i>	83
III.3.2.1. Essai I – Le lysimètre.....	83
III.3.2.2. Essai II – Jachère	85
III.3.2.3. Essai III – Maïs irrigué	89
<i>III.3.3. Cartographies bidimensionnelles (2D) des variables</i>	92
III.3.3.1. Cartographies des variables pour l'Essai I – Le lysimètre.....	92
III.3.3.2. Cartographies des variables pour l'Essai II – Jachère (1995).....	96
III.3.3.3. Cartographies des variables pour l'Essai III – Maïs irrigué (1996).....	99
III.4. COMPARAISON ENTRE LES VARIABLES $Z_i(t)_{x,z}$ (sites permanents) ET $Z_i(x,z)_t$ (tranchées)...	102
<i>III.4.1. Comparaison entre les teneurs volumiques en eau (θ)</i>	102
III.4.1.1. Pour l'Essai II (Jachère).....	102
III.4.1.2. Pour l'Essai III (Maïs irrigué - 1996)	105
<i>III.4.2. Comparaison entre les concentrations en Nitrate (bougies et prélèvements)</i>	108
III.4.2.1. Essai II (Jachère – 1995).....	109
III.4.2.1. Essai III (Maïs irrigué – 1996).....	114
III.5. CONCLUSIONS.....	120

III.1. INTRODUCTION

Dans ce chapitre, on présente les résultats de la granulométrie du sol étudié par les méthodes de tamisage et sédimentation et par la granulométrie laser.

La pluviométrie obtenue pendant les essais réalisés en 1995 (Jachère) et 1996 (Maïs irrigué) est aussi présentée.

Des analyses géostatistiques et statistiques des données obtenues par prélèvements de sols sur les tranchées et sur le lysimètre sont conduites pour évaluer la variabilité spatiale et pour la construction de cartographies bidimensionnelles (2D).

Enfin, des comparaisons entre les variables $Z_i(t)_{x,z}$ (site permanent) et $Z_i(x,z)_t$ (tranchées) sont évaluées.

III.2. RESULTATS EXPERIMENTAUX

Les horizons décrits dans ce chapitre ne sont pas les horizons pédologiques décrits au paragraphe II.1.4. Ils sont considérés par rapport à leurs propriétés hydrodynamiques.

Une couche horizontale correspond à l'épaisseur des mesures destructives (environ 10 cm) ou à l'épaisseur du sol sur laquelle une variable est constante.

III.2.1. *Granulométrie*

Ce paragraphe présente les courbes granulométriques obtenues à partir des essais II (Jachère – 1995) et III (Maïs irrigué – 1996).

Les sols de la Plaine de la Bièvre présentent une fraction importante d'éléments grossiers sur tout le profil du sol. Les caractéristiques principales du profil du sol de La Côte Saint-André sont décrites au paragraphe II.1.4.

Le premier horizon du sol (0 – 40 cm) est susceptible au tassement dû aux taux d'éléments fins. Les taux d'éléments grossiers sont prédominants dans le dernier horizon du sol (70 – 105 cm) avec 69 % de refus à 2 mm (Tableau III-1).

Tableau III-1. Granulométrie du sol de La Côte Saint-André en pourcentage.

Classification Textural		Horizons		
Sol: LCSA	$\phi(\text{mm})$	0 – 40 cm (%)	40 – 70 cm (%)	70 – 105 cm (%)
CAILLOUX	> 10	21,2	39,2	69,1
GRAVIER fin	2 -10	11,2	16,5	3,1
SABLE grossier	0,5 - 2	8,3	5,0	3,8
SABLE moyen	0,25 - 0,5	6,8	8,9	15,1
SABLE fin	0,05 - 0,25	16,3	9,6	5,2
LIMON	0,002 - 0,05	26,3	11,3	2,5
ARGILE	< 0,002	9,9	9,5	1,2

La Figure III-1 présente les courbes granulométriques obtenues à partir des tamisages et sédimentations pour les trois horizons du sol de La Côte Saint-André pour des expériences différentes. On voit que les courbes pour le premier horizon (0 – 40 cm) présentent une bonne concordance entre les deux mesures. Ce n'est pas le cas pour les deux autres horizons.

Dans l'horizon variant de 40 à 70 cm de profondeur, les cailloux présentent des altérations, dont certains peuvent avoir une porosité variant de 15 à 30 % (Kengni, 1994).

Les courbes granulométriques du dernier horizon allant de 70 cm à 105 cm de profondeur ont un même comportement mais avec distributions des particules différentes (Figure III-1).

Pour la couche de surface (0 – 10 cm) contenant de la matière organique et composé d'agrégats, les courbes granulométriques dépendent du mode opératoire, selon que l'on conserve ou non les agrégats.

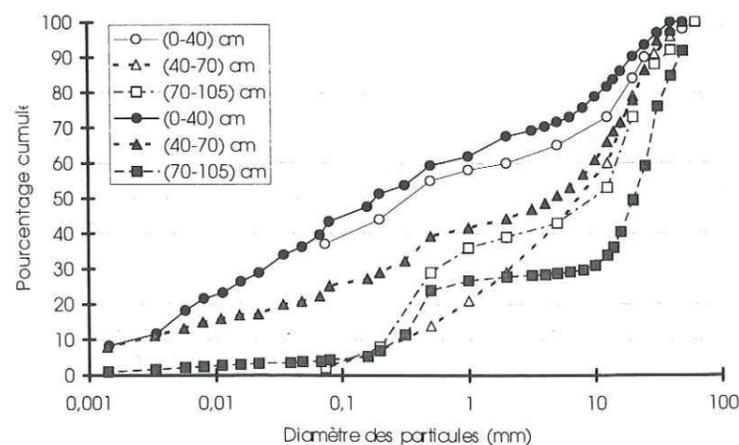


Figure III-1. Courbes granulométriques obtenues à partir des tamisages humides et sédimentation pour les trois profils du sol de la Côte Saint-André au cours de différentes expérimentations : symboles fermés (Netto – 1995) et symboles ouverts (Kengni, 1994).

La Figure III-2 montre l'influence du tamisage (à sec ou humide) du sol et de la séparation des grains par ultrasons dans l'eau pour les courbes granulométriques obtenues par granulométrie laser des particules inférieure à 200 μm tamisées. On observe qu'après le tamisage à 200 μm , le graphe de la courbe granulométrique montre la présence de particules qui sont supérieures à 200 μm . Les deux méthodes mesurent des tailles différentes.

Quand on augmente le temps d'exposition des particules à l'ultrason (appliqué pour désagréger les particules), on fait varier la distribution granulométrique des particules.

L'obtention de la courbe granulométrique est très importante lorsqu'on veut estimer les paramètres de la courbe de rétention $h(\theta)$ en utilisant la méthode développée par van Genuchten et al. (1992) et Haverkamp et al. (1997c) qui consiste à relier les courbes granulométriques et les courbes $h(\theta)$ (Chapitre V) par le concept de similarité des formes.

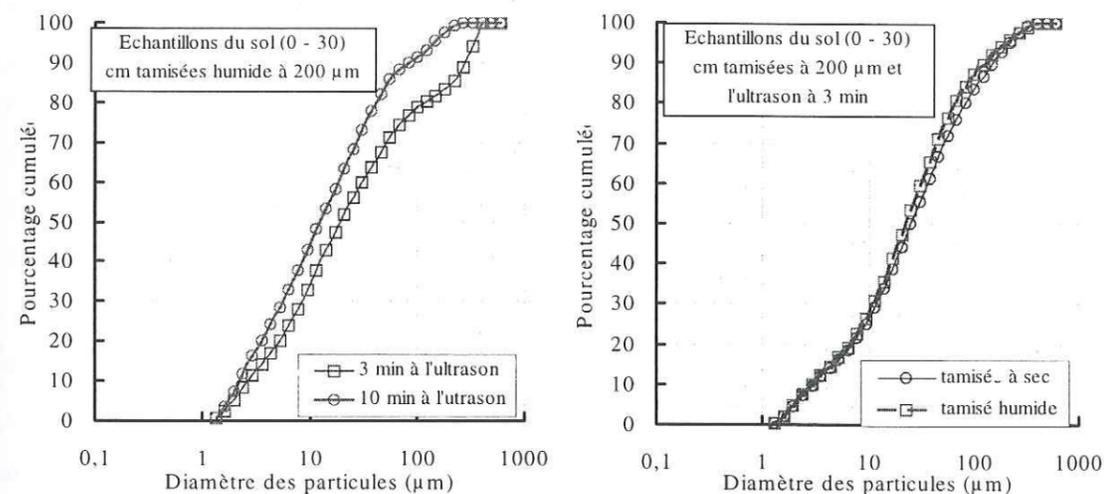


Figure III-2. Courbes granulométriques du sol de La Côte Saint-André pour le profil de 0 – 30 cm obtenues par granulométrie laser après tamisage du sol à 200 μm à sec et humide. Effet de séparation sous ultrasons avant les mesures.

III.2.2. Pluviométrie : Jachère, Sol Nu (1995) et Maïs Irrigué (1996)

La Figure III-3 présente les apports d'eau journaliers (pluie, irrigation et neige) obtenus pendant la campagne de 1995 dans le site Jachère.

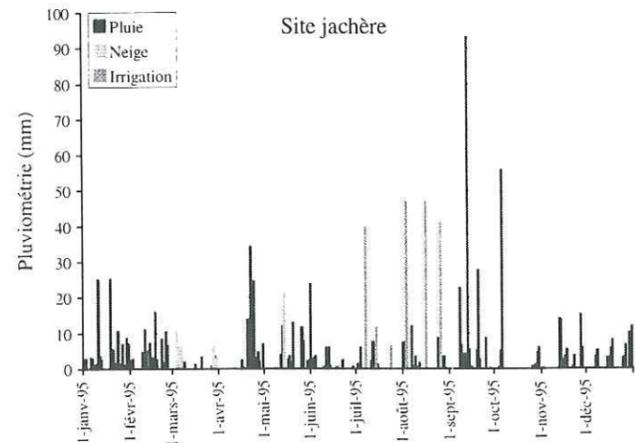


Figure III-3. Données pluviométriques du site Jachère obtenues en 1995.

La Figure III-4 présente les valeurs mensuelles pluviométriques (pluie et irrigation) obtenues à partir des données de la ferme agricole et de deux pluviomètres enregistreurs (M1 Nord et M1 Sud) pendant la campagne de 1996 sur maïs irrigué.

Les valeurs obtenues par les pluviomètres enregistreurs (M1 Nord et M1 Sud) ont débuté le 21 Juin et sont mises hors service le 22 Novembre.

On voit une bonne concordance des valeurs obtenues pour les trois pluviomètres pendant les mois de Juillet à Octobre, malgré la distance d'environ 800 m entre le pluviomètre de la ferme et ceux du site M1.

Le mois de novembre 1996 présente une valeur pluviométrique importante qui est loin de la valeur moyenne de 45 ans ($83,9 \pm 54,2$ mm).

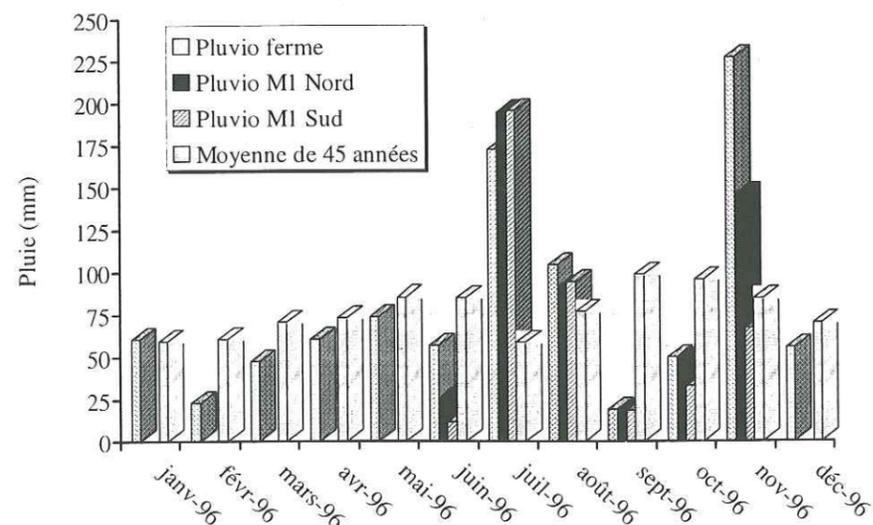


Figure III-4. Valeurs pluviométriques obtenues pendant la campagne de 1996 sur maïs irrigué et valeurs moyennes pluviométriques de 45 années.

III.3. ANALYSES GEOSTATISTIQUE ET STATISTIQUE DES DONNEES

Le sol n'est pas homogène ; il présente une forte variabilité spatiale tant verticale (profil pédologique) qu'horizontale. Pendant les dernières décennies la variabilité spatiale des propriétés physico-chimiques des sols a été largement étudiée (Nielsen et al., 1973 ; Warrick and Nielsen, 1980 ; Peck, 1983 ; Jury, 1985).

Dans les analyses statistiques conventionnelles des propriétés physico-chimiques des sols, les observations sont supposées être statistiquement indépendantes les unes des autres. Un ensemble d'observations est réduit à sa valeur moyenne et à une mesure de sa fluctuation exprimée en terme d'une distribution de densité de probabilité estimée sans référence à la position spatiale (Nielsen et al., 1973). Cependant, il n'est pas évident que les propriétés physico-chimiques des sols soient nécessairement indépendantes spatialement. Le caractère bien souvent non-aléatoire de ces propriétés nécessite alors la prise en compte de ces structures spatiales dans le traitement statistique des variables (Matheron, 1971 ; Campbell, 1978 ; Russo and Bresler, 1981 ; Vieira et al., 1983 ; Vauclin et al., 1983 ; Greminger et al., 1985).

Le but de ce paragraphe est de présenter l'analyse statistique complète de la variabilité des teneurs massiques en eau (W), des masses volumiques sèches (ρ_d), des teneurs volumiques en eau (θ) et des concentrations (C : brome, chlore, nitrate et Bentazone) dans les directions horizontale et verticale dans le sol. Les variables ont été obtenues par prélèvements du sol dans des tranchées et dans le lysimètre lors de trois essais (Essai I – Lysimètre ; Essai II – Jachère et Essai III – Maïs irrigué) décrits dans le chapitre précédent.

La méthodologie utilisée ici pour étudier la variabilité spatiale de la parcelle consiste à assimiler les N observations de la variable considérée à une réalisation d'un processus stochastique bidimensionnel et à y appliquer les principes d'analyse géostatistique (recherche des structures spatiales) et statistique classique (moyenne (μ) et variance (σ^2)) brièvement rappelés dans l'annexe A.

III.3.1. Dépendance spatiale

La structure spatiale et le degré de corrélation entre observations ont été étudiés en calculant le semivariogramme $\gamma(h)$ décrit dans l'annexe A.

L'observation de ces structures spatiales peut alors être utilisée pour des applications pratiques tels que l'estimation de valeurs d'une propriété considérée dans un point non échantillonné en utilisant la technique du Krigeage ou co-Krigeage (Webster and Bruggess, 1980 ; Vauclin et al., 1983), lors de la construction de la cartographie bidimensionnelle (2D) par interpolation (Krigage) ou peut être utilisée pour délimiter des réseaux d'échantillonnage. Elle peut aussi être utilisée pour générer des données ou des paramètres qui seront nécessaires pour la modélisation du transport stochastique (Muñoz-Pardo, 1987 ; Ababou, 1988 ; Hopmans et al., 1988).

III.3.1.1. Essai I – Lysimètre :

La Figure III-5 présente les semivariogrammes des teneurs massiques en eau (W), des concentrations en Brome et en Nitrate obtenus à partir de 30 échantillons du sol prélevés horizontalement à 15 et 75 cm de profondeur dans le lysimètre, après l'évaluation de la stationnarité de la variance pour chaque variable considérée. La distance initiale pour le calcul des paires de données (h – lag distance) a été de 236,4 mm avec un nombre minimal de 180 paires de données.

Les semivariogrammes présentent un comportement constant autour de la variance pour toutes les distances. Ce comportement s'exprime par un effet purement de "pépité" (pure nugget effect) où les données ne montrent aucune dépendance spatiale à courte distance. Ceci est vrai pour toutes les profondeurs échantillonnées et pour les variables teneur massique en eau (W), concentrations en Brome et en Nitrate. On montre dans la Figure III-5 les semivariogrammes pour les trois variables aux profondeurs de 15 et 75 cm. Les autres semivariogrammes sont présentés dans l'annexe B.

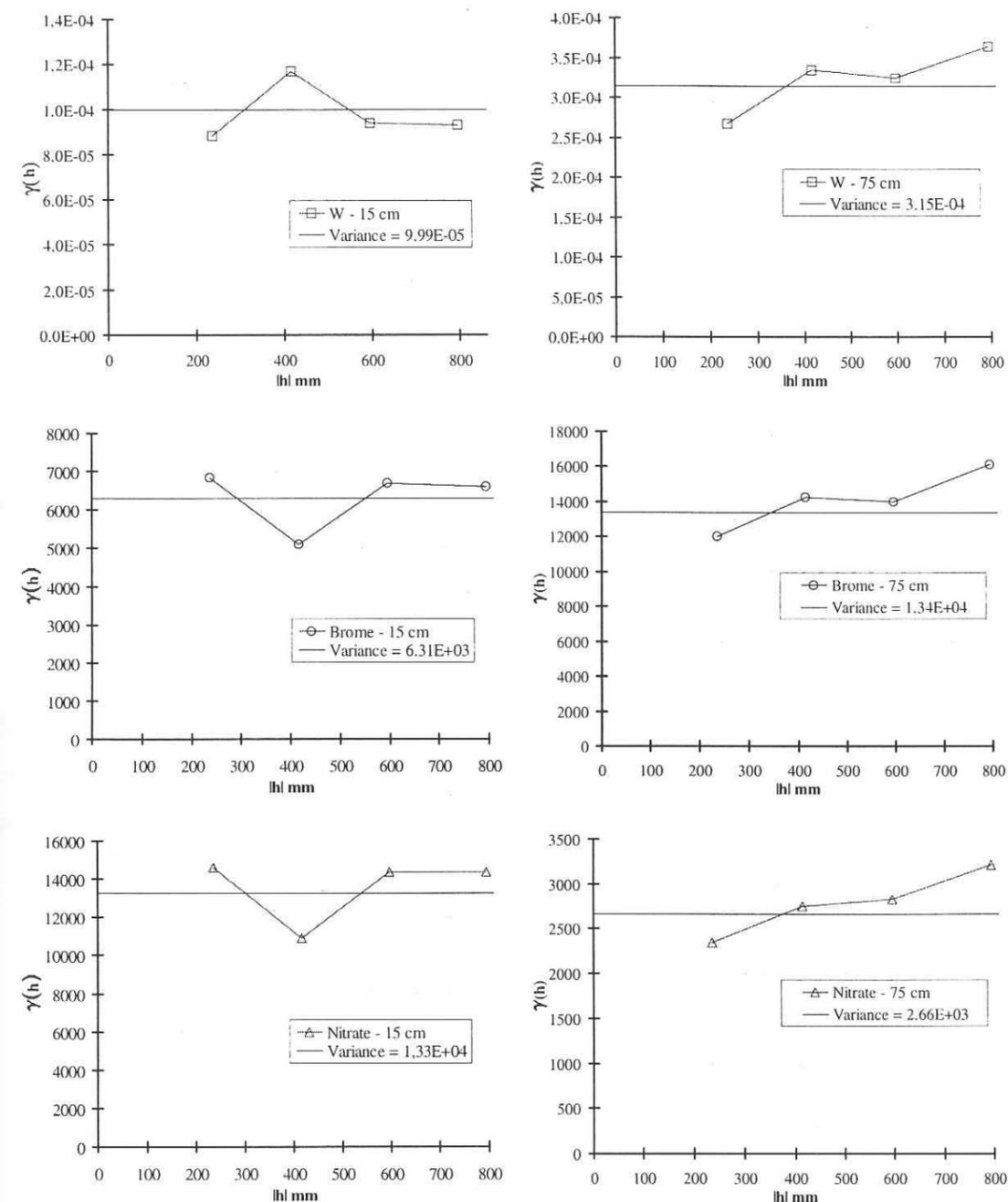


Figure III-5. Semivariogrammes des teneurs massiques en eau (W), des concentrations en Brome et en Nitrate obtenues à partir des 30 échantillons du sol prélevés à 15 et 75 cm de profondeur dans le lysimètre.

L'étude de la dépendance spatiale des variables considérées dans des coupes verticales du sol du lysimètre a été faite à partir des écarts à la moyenne (résidus) de chaque horizon pour éliminer la présence de tendances déterministes par horizon pédologique du sol.

Pour visualiser la variabilité spatiale des variables considérées, des coupes ont été effectuées selon le schéma de la Figure III-6 (Schoen, 1996). Les coupes 2b et 3 ont été faites pour passer le plus près possible des bougies poreuses de prélèvement de la solution du sol.

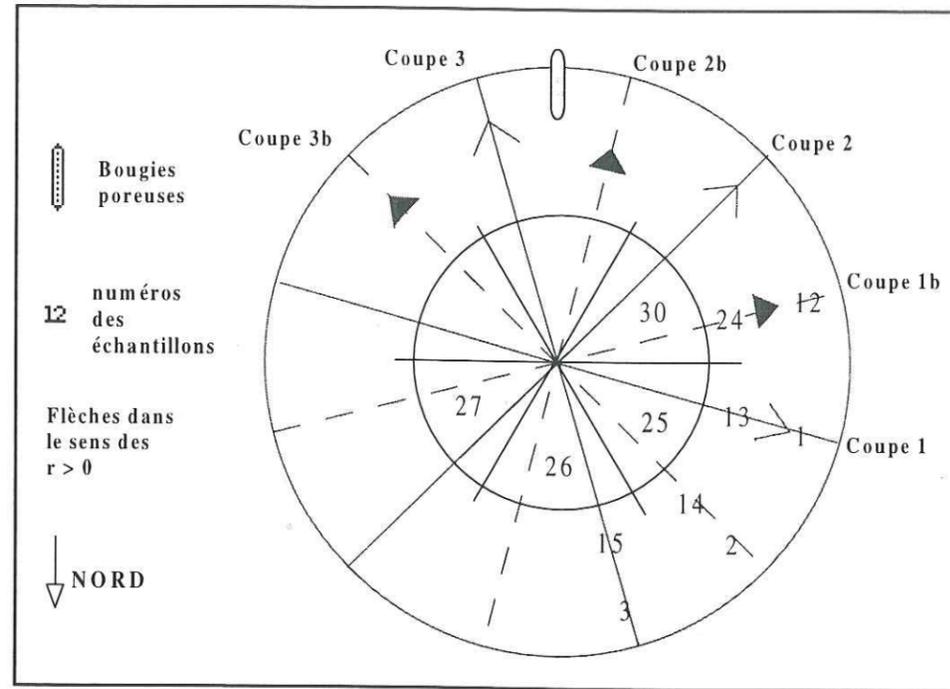


Figure III-6. Schéma de localisation des coupes verticales du profil du sol du lysimètre (Schoen, 1996)

La Figure III-7(a) présente les profils de teneurs massiques en eau (W) (avec la moyenne pour chaque profondeur) d'une coupe verticale du lysimètre (Coupe 1) et les valeurs respectives des écarts à la moyenne. Trois différents horizons peuvent être identifiés pour décrire le profil étudié.

La Figure III-7(b) présente le semivariogramme des écarts à la moyenne de la teneur massique en eau (W) pour la couche variant de 0 à 450 mm de profondeur. Ici, la distance initiale pour le calcul des paires de données a été de 161,1 mm avec un nombre minimal de 476 paires de données.

On peut voir que le semivariogramme présente un comportement presque constant autour de la variance pour toutes les distances h . Ce comportement s'exprime par un effet purement de "pépité" (pure nugget effect) où les données ne montrent aucune dépendance spatiale à courte distance. Un comportement semblable a été trouvé pour les autres coupes verticales du profil du sol dans le lysimètre (Annexe C).

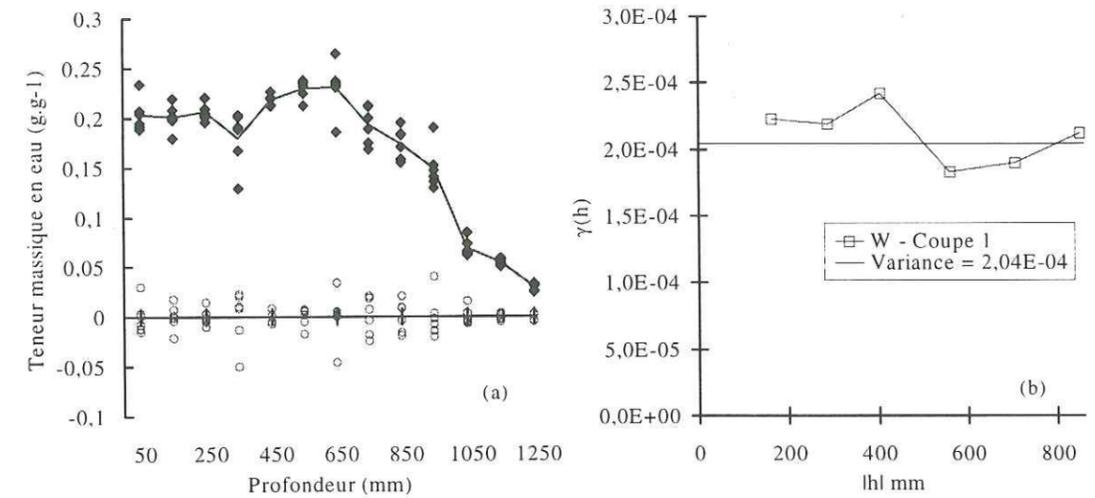


Figure III-7. (a) Profils des teneurs massiques en eau (W) (symboles fermés) d'une coupe verticale (COUPE 1) du lysimètre avec la moyenne et les valeurs respectives des écarts à la moyenne (cercles ouverts), (b) semivariogramme des écarts à la moyennes pour le premier horizon variant de 0 à 450 mm de profondeur.

Les Figures III-8(a) et III-8(c) présentent les profils des concentrations en Brome et Nitrate avec leurs moyennes pour la Coupe 1 du lysimètre et leurs valeurs respectives des écarts à la moyenne. Les semivariogrammes des concentrations en Brome et en Nitrate sont présentés (Figures III-8(b) et (d)).

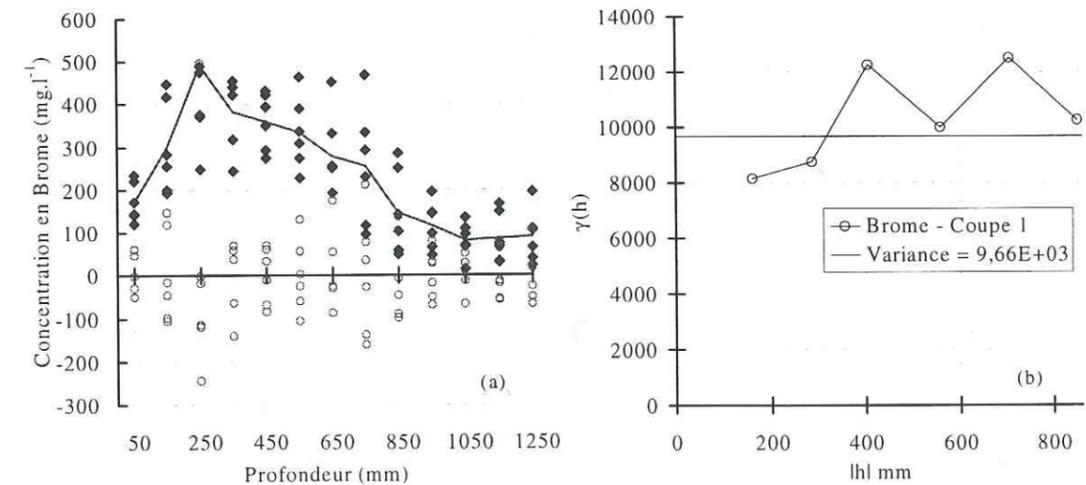


Figure III-8. Profils des concentrations (a) en Brome et (c) en Nitrate avec leurs moyennes pour la Coupe 1 du lysimètre et leurs valeurs respectives des écarts à la moyenne, et les semivariogrammes des concentrations (b) en Brome et (d) en Nitrate (suite page suivante).

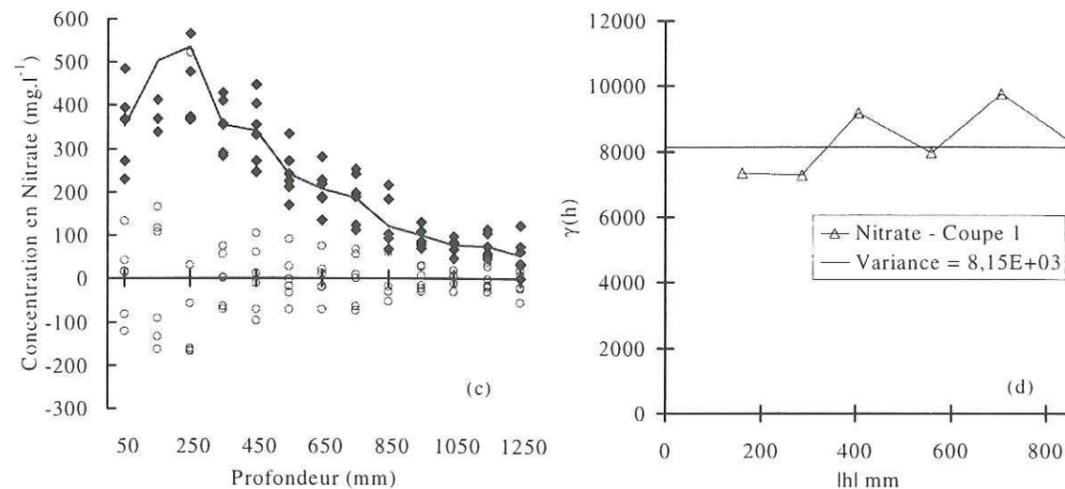


Figure III-8. Profils des concentrations (a) en Brome et (c) en Nitrate avec leurs moyennes pour la Coupe 1 du lysimètre et leurs valeurs respectives des écarts à la moyenne, et les semivariogrammes des concentrations (b) en Brome et (d) en Nitrate.

Comme pour la teneur massique en eau, on constate qu'il n'y a pas de dépendance spatiale verticale des résidus des concentrations.

III.3.1.2. Essai II – Jachère – 1995

Pour évaluer la dépendance spatiale horizontale (par couche du sol dans un transect) avec le plus grand nombre de points de mesure des variables obtenues par prélèvements du sol dans des tranchées, on a assemblé les tranchées ayant pour une profondeur donnée les mêmes valeurs de la moyenne, évaluées par le test *t* de Student.

La taille et le nombre des échantillons sont importants pour obtenir une représentation précise de la dépendance spatiale (voir par exemple Kutílek et Nielsen, (1994)).

Russo et Jury (1987a) ont étudié le problème d'estimation théorique du semivariogramme par simulation numérique. Ils ont créé un champ de points avec une structure spatiale connue où ils ont essayé de déduire cette structure à partir de plusieurs schéma d'échantillonnage. Ils ont conclu qu'un réseau d'échantillonnage bidimensionnel fourni des informations plus précises du semivariogramme $\gamma(h)$ qu'un transect (lignes monodimensionnelles d'échantillonnage) avec le même nombre de points et que le schéma d'échantillonnage qui a moins de 72 paires de données pour chaque distance *h* estime la portée d'une structure spatiale vraie avec une erreur de 25 % ou plus.

La Figure III-9 présente les semivariogrammes (a) de la teneur massique en eau (*W*), (b) de la masse volumique sèche (ρ_d) et (c) de la teneur volumique en eau (θ) obtenues à partir d'assemblage des tranchées qui ont présenté les mêmes valeurs de la moyenne des variables considérées. La distance initiale des paires de données a été de 10 cm et constant dans tout le transect avec des nombres minimaux de 38, 72 et 24 paires de données pour la teneur massique en eau (*W*), la masse volumique sèche (ρ_d) et la teneur volumique en eau (θ) respectivement.

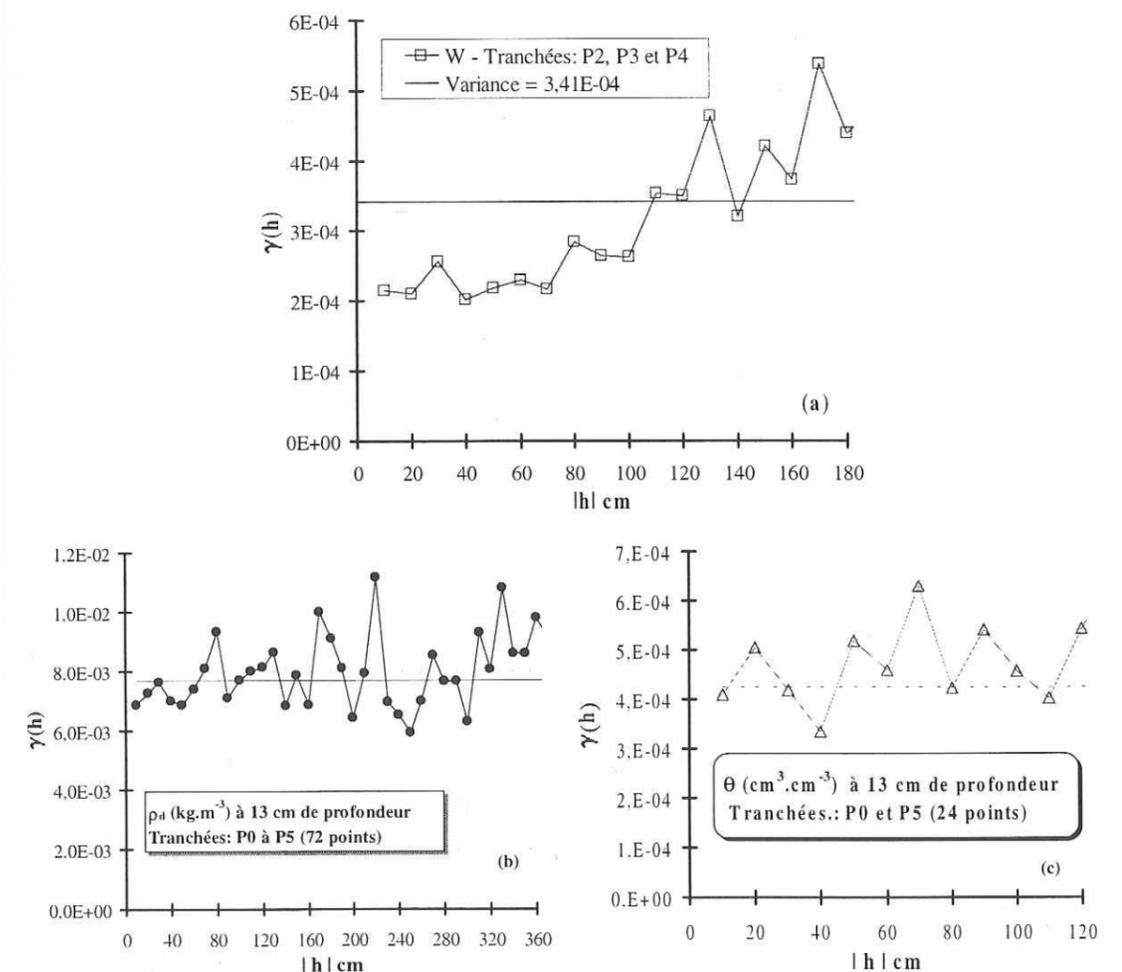


Figure III-9. Semivariogrammes (a) de la teneur massique en eau (*W*) à 23 cm de profondeur, (b) de la masse volumique sèche (ρ_d) à 13 cm de profondeur et (c) de la teneur volumique en eau (θ) à 13 cm de profondeur obtenues à partir d'assemblage des tranchées avec les mêmes moyennes.

Les semivariogrammes de la Figure III-9 ne montrent aucune dépendance spatiale. De nouveau, les variables considérées ont un comportement purement de pépite (pure nugget effect), à l'exception de la teneur massique en eau (W) qui présente une tendance linéaire, aussi observé dans les autres semivariogrammes présentés dans l'Annexe D.

On a également calculé les semivariogrammes verticaux pour chaque tranchée et par horizon du sol à partir des valeurs des écarts aux moyennes des teneurs massiques en eau (W), des masses volumiques sèches (ρ_d) (calculés jusqu'à 45 cm de profondeur), des teneurs volumiques en eau (θ) et des concentrations en nitrate (NO_3^-). La distance initiale des paires de données a été de 10 cm avec un nombre minimal de 382 paires de données.

La Figure III-10 présente les profils des teneurs massiques en eau (W), des masses volumiques sèches (ρ_d), des teneurs volumiques en eau (θ) et des concentrations en Nitrate (NO_3^-) avec leurs moyennes pour la tranchée P2 et les valeurs respectives des écarts à la moyenne. Les semivariogrammes normalisés $\gamma_s(h)$ des écarts à la moyenne de ces variables sont présentés pour la première couche du sol (0 – 45 cm). Le semivariogramme normalisé permet de comparer les résultats obtenus pour différentes variables étudiées.

Les semivariogrammes normalisés $\gamma_s(h)$ des écarts à la moyenne présentent un comportement pur de pépite, à l'exception du nitrate où le semivariogramme présente une tendance linéaire. Des comportements semblables ont été observés pour les variables étudiées dans des autres tranchées pour les mêmes couches du sol (0 – 45 cm) (Annexe D).

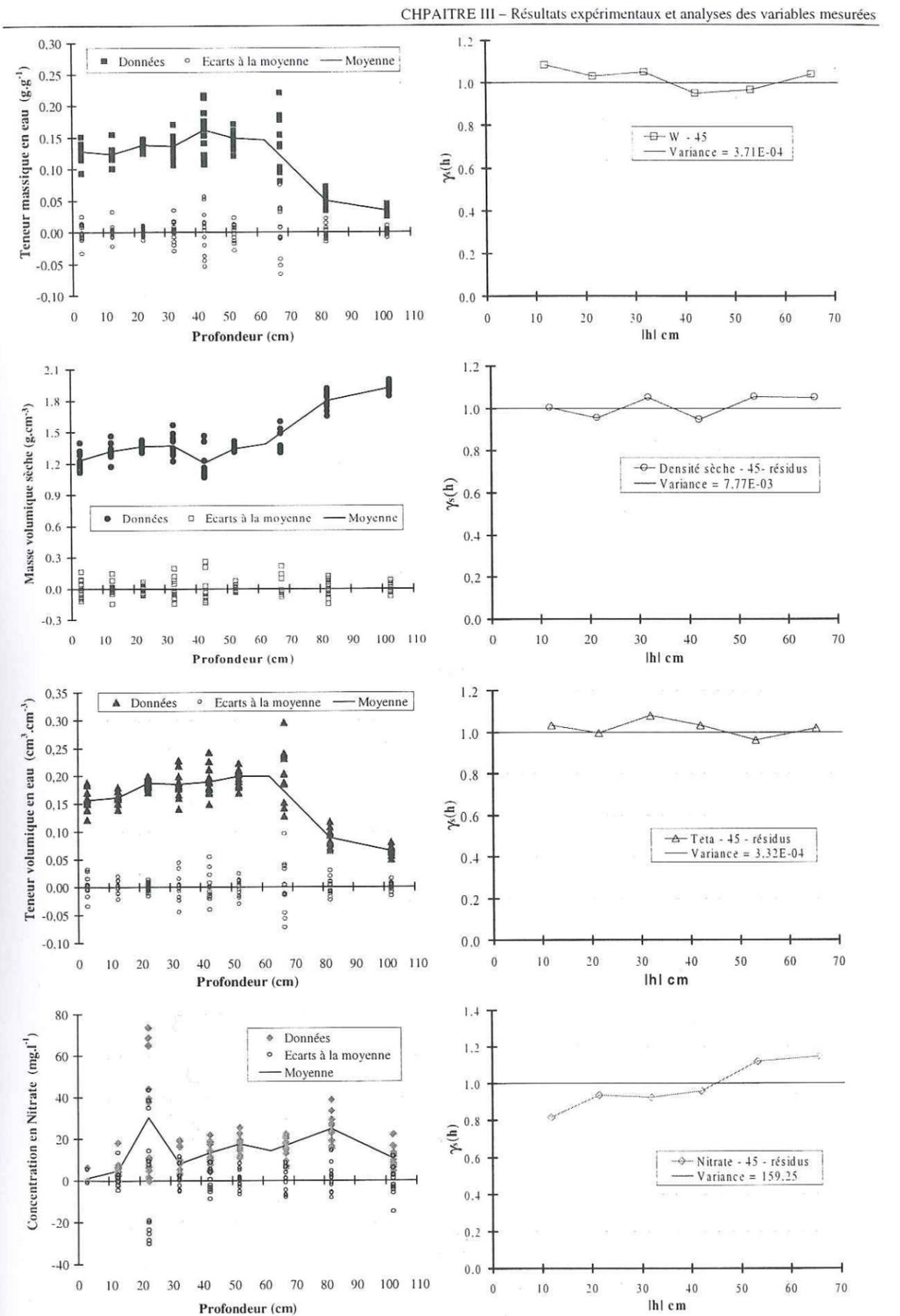


Figure III-10. Profils des teneurs massiques en eau (W), des masses volumiques sèches (ρ_d), des teneurs volumiques en eau (θ) et des concentrations en Nitrate (NO_3^-) avec leurs moyennes pour la tranchée P2 et leurs valeurs respectives des écarts à la moyenne, et leurs semivariogrammes normalisés ($\gamma_s(h)$) des écarts à la moyenne pour la première couche du sol (0 – 45 cm).

III.3.1.3. Essai III – Maïs irrigué - 1996

Pour l'Essai III on a suivi la même procédure que l'Essai II pour évaluer la dépendance spatiale horizontale (par couche du sol dans un transect) avec le plus grand nombre probable de points de mesure des variables obtenues par prélèvements du sol dans des tranchées. On a assemblé les tranchées ayant pour une profondeur donnée les mêmes valeurs de la moyenne, évaluées par le test *t* de Student.

La Figure III-11 présente les semivariogrammes (a) de la teneur massique en eau (W), (b) de la masse volumique sèche (ρ_d) et (c) de la teneur volumique en eau (θ) à 43 cm de profondeur obtenues à partir d'assemblage des tranchées T1 et T2 qui ont présenté les mêmes valeurs de la moyenne des variables considérées. La distance initiale des paires de données a été de 30,2 cm avec un nombre minimal de 134 paires de données.

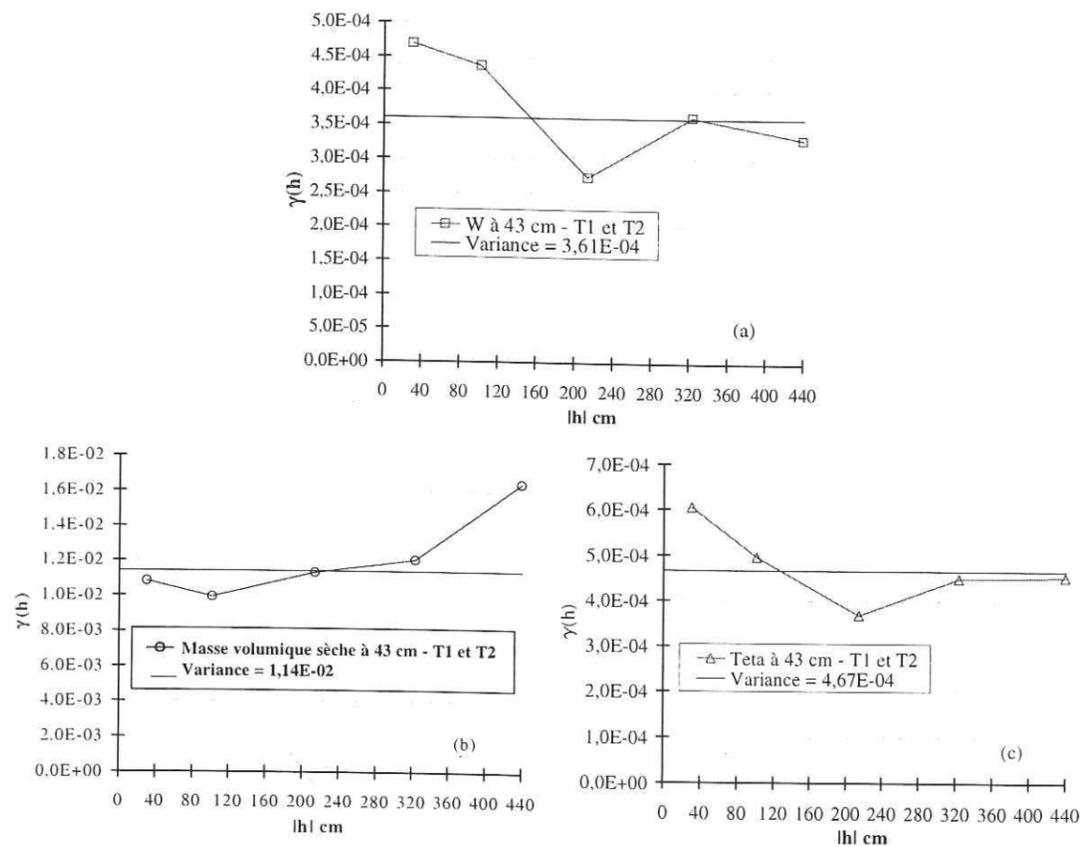


Figure III-11. Semivariogrammes (a) de la teneur massique en eau (W), (b) de la masse volumique sèche (ρ_d) et (c) de la teneur volumique en eau (θ) à 43 cm de profondeur obtenues à partir d'assemblage des tranchées T1 et T2 présentant les mêmes moyennes.

Ici, de nouveau, aucune corrélation à courte distance n'a été trouvée, exprimant un comportement des variables étudiées spatialement indépendant. Des comportements semblables ont été trouvés pour les autres couches du sol (Annexe E).

Comme pour les deux essais (I et II) précédents, on a calculé les semivariogrammes pour chaque tranchée pour la couche du sol variant de 0 à 45 cm de profondeur à partir des écarts à la moyenne pour les teneurs massiques en eau (W), les masses volumiques sèches (ρ_d), les teneurs volumiques en eau (θ) et les concentrations en Nitrates. La distance initiale des paires de données a été de 11,9 cm avec un nombre minimal de 280 paires de données.

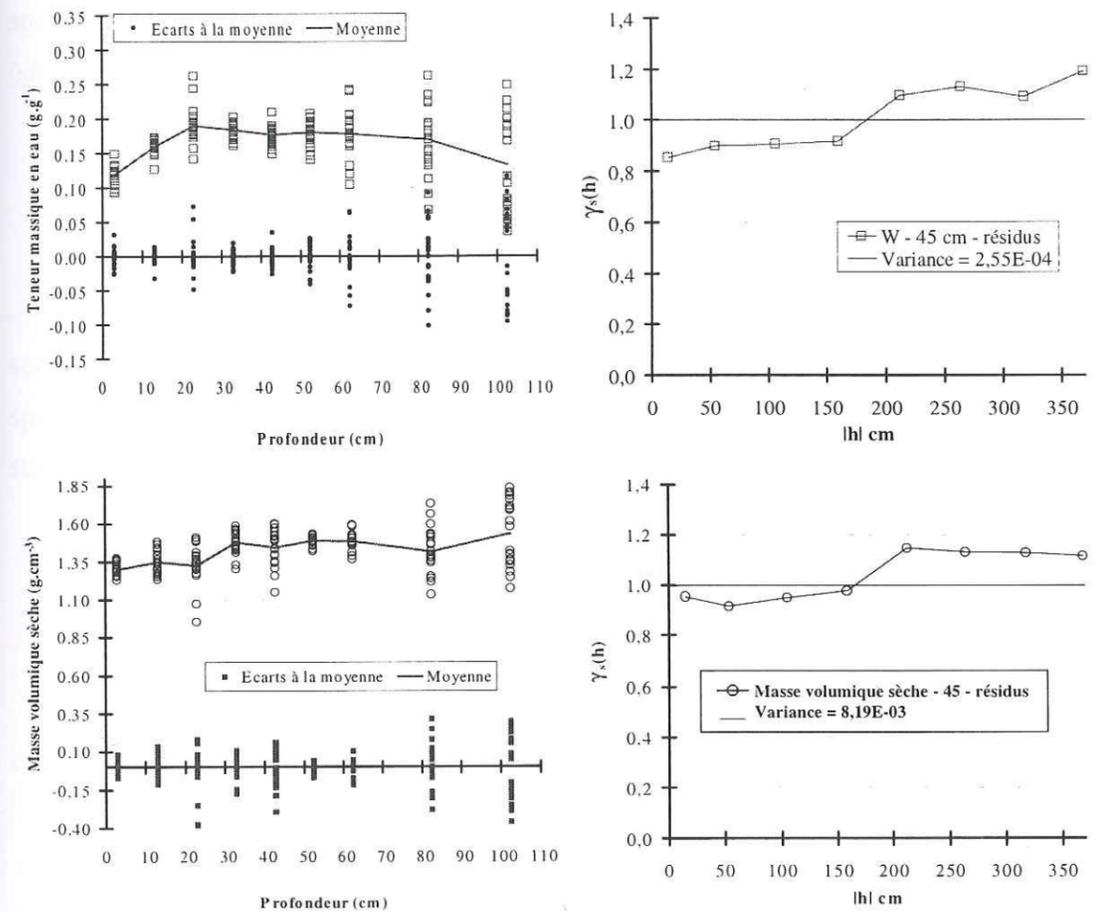


Figure III-12. Profils de teneur massique en eau (W) et de masse volumique sèche (ρ_d) avec leurs moyennes pour la tranchée T2 et leurs valeurs respectives des écarts à la moyenne, et leurs semivariogrammes normalisés des écarts à la moyenne pour la première couche du sol (0 – 45 cm).

La Figure III-12 présente les profils des teneurs massiques en eau (W), des masses volumiques sèches (ρ_d), des teneurs volumiques en eau (θ) et des concentrations en Nitrate (NO_3^-) avec leurs moyennes pour la tranchée T2 et leurs valeurs respectives des écarts à la

moyenne. Les semivariogrammes normalisés des écarts à la moyenne de ces variables sont présentés pour la première couche du sol (0 – 45 cm).

Les semivariogrammes normalisés des écarts à la moyenne présentent un comportement aléatoire autour de la variance. Des comportements semblables ont été observés pour les variables étudiées dans des autres tranchées pour les mêmes couches du sol (0 – 45 cm) (Annexe E).

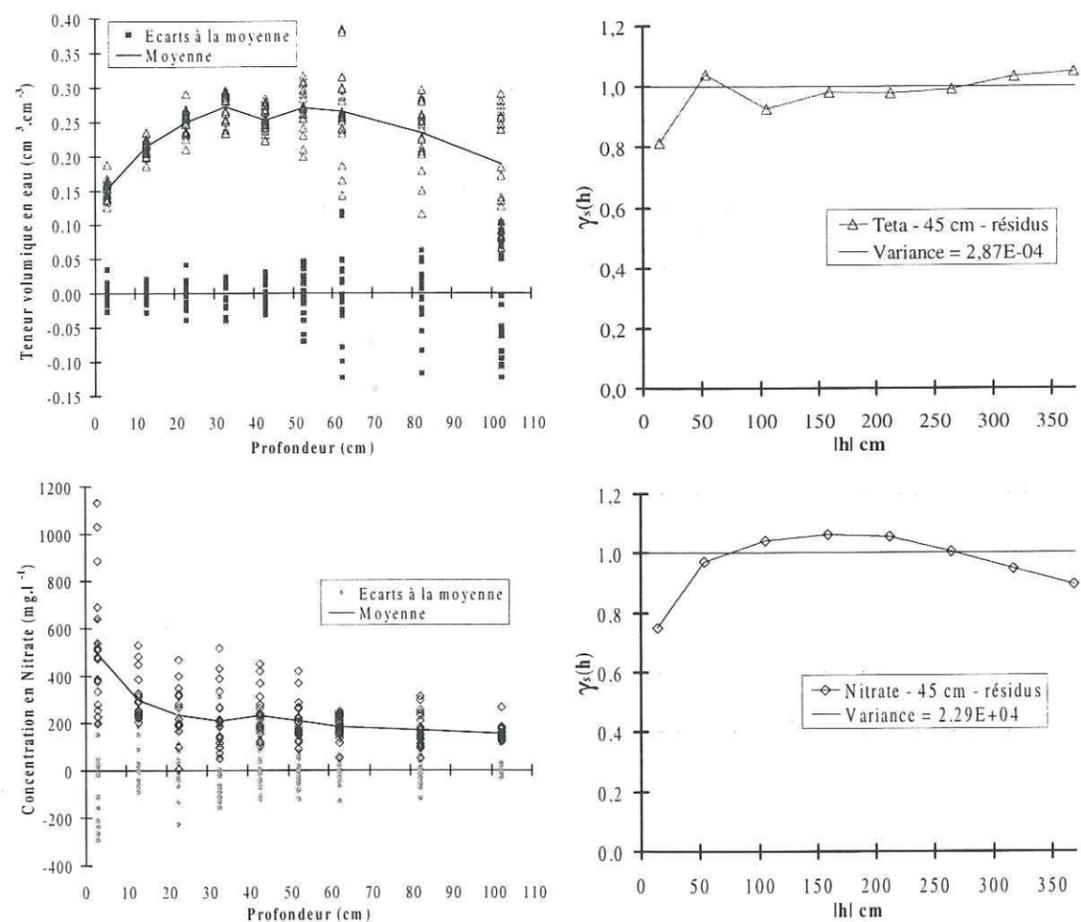


Figure III-13. Profils de teneur volumique en eau (θ) et de concentration en Nitrate pour la tranchée T2 avec leurs moyennes et leurs valeurs respectives des écarts à la moyenne, et leurs semivariogrammes normalisés des écarts à la moyenne pour la première couche du sol (0 – 45 cm).

On peut déduire à partir des semivariogrammes des variables étudiés (par couches et par horizons) pour les trois essais (I, II et III) qu'on peut considérer les variables spatialement indépendantes.

Hansen et al. (1986) en étudiant deux types de sol (sable limoneux, sol Tåstrup ; et sableux, sol Jyndedad) ont trouvé que les semivariogrammes pour la masse volumique sèche

(ρ_d) par couches du sol sont spatialement indépendants. Ils ont trouvé aussi que la teneur volumique en eau (θ) devient spatialement dépendante lorsque le sol commence à se dessécher.

Pour la première couche du sol (0 – 45 cm) étudié dans ce travail, dont la texture est sablo-limoneuse, on a trouvé un résultat pour les semivariogrammes de la masse volumique sèche (ρ_d) similaire à celui obtenu par Hansen et al. (1986).

Kengni et al. (1994) en étudiant une surface de 2 ha du sol de La Côte de Saint-André dans un réseau de 56 points (17,5 m x 17,5 m) ont trouvé que les semivariogrammes des stocks d'eau à 80 cm de profondeur et à une date donnée ne présentent pas de dépendance spatiale. Sur ce sol, l'indépendance spatiale semble également vraie pour une autre variable (stock d'eau) et à une autre échelle d'espace.

III.3.2. Analyses par statistiques classiques

Après vérification de l'absence de corrélation à courte distance par les semivariogrammes des variables considérées dans ce travail, on a caractérisé l'hétérogénéité spatiale des variables par la statistique classique en considérant que les observations sont statistiquement indépendantes les unes des autres.

III.3.2.1. Essai I – Le lysimètre

Ce paragraphe est relatif à l'analyse statistique des grandeurs physico-chimiques des échantillons du sol prélevés dans le lysimètre (Schoen, 1996).

Le tableau III-2 présente les moyennes (μ), les écart-types (σ), les coefficients de variation (CV) et les tests de normalités de Shapiro-Wilk pour les grandeurs physico-chimiques du sol (W et concentrations : NO_3^- , Br^- et Cl^-).

Certaines données expérimentales ont une variabilité spatiale plus grande que d'autres. Cela peut être exprimée par le coefficient de variation (CV) calculé. La valeur du coefficient de variation (CV) dépend de la grandeur mesurée, de la variabilité spatiale du terrain et de la taille d'échantillonnage.

La Figure III-14 présente les coefficients de variations pour la teneur massique en eau (W) et pour les concentrations en Brome, Chlore et Nitrate.

Si on regarde la première couche du sol (0 – 45 cm), la valeur moyenne du coefficient de variation (CV) pour la teneur massique en eau (W) est de 6,4% avec un maximum de 10,3% à 35 cm de profondeur. La deuxième couche (50 – 75 cm) a une valeur moyenne du coefficient de variation de 8,9% et le dernier horizon a une valeur moyenne du coefficient de variation de 13,7% avec un maximum de 29,9% à 105 cm de profondeur. Cette variation dans les valeurs des coefficients de variation pour chaque horizon est liée aux différentes distributions granulométriques dans les trois horizons.

Le coefficient de variation de la teneur massique en eau (W) est faible (< 11%) et semble peu sensible à la profondeur, sauf pour la cote de 105 cm.

Les coefficients de variation pour les concentrations en Brome, Chlore et Nitrate diminuent globalement de la surface vers la profondeur dans la première couche du sol (0 – 45 cm). Dans la deuxième couche (50 – 75 cm) les coefficients de variation augmentent et dans la dernière couche (80 – 125 cm) les coefficients de variations se stabilisent (Figure III-14). Les coefficients de variation pour les concentrations en Brome, Chlore et Nitrate ont présenté des valeurs très proches pour chaque profondeur jusqu'à 65 cm de profondeur.

On a cherché à tester si la distribution des variables, pour chaque profondeur, obéit à une loi normale (test de Shapiro-Wilk) (Shapiro et al., 1968).

20 cas sur 52 ont été rejetés par le test de normalité de Shapiro-Wilk sur la base d'un niveau de signification de 10 %. Soit 38,46 % de tous les cas étudiés.

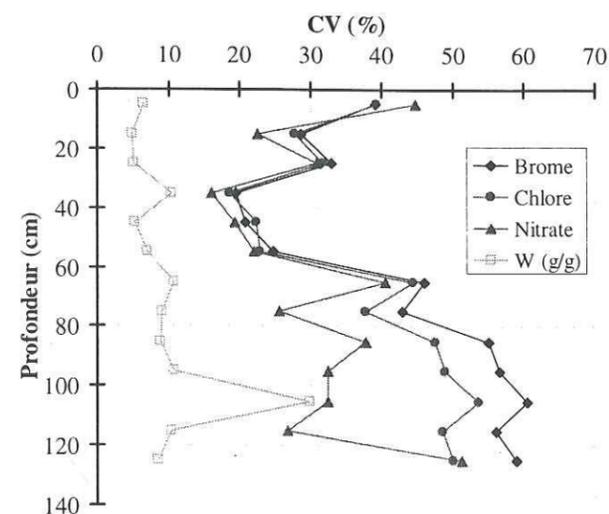


Figure III-14. Profils des coefficients de variation (CV) pour la teneur massique en eau et les concentrations en Brome, chlore et Nitrate (Essai I).

Tableau III-2. Analyses statistiques de la teneur massique en eau ($g.g^{-1}$) et des concentrations : Brome ($mg.l^{-1}$), Nitrate ($mg.l^{-1}$) et Chlore ($mg.l^{-1}$) pour le lysimètre (Essai I).

Profondeur cm	Brome ($mg.l^{-1}$)				NO_3^- ($mg.l^{-1}$)			
	moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)	W ^a	moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)	W ^a
5	199,7	78,2	39,1	0,97	415,8	186,0	44,7	0,95
15	276,2	79,4	28,8	0,89*	509,8	115,1	22,6	0,93*
25	421,9	139,0	33,0	0,75*	501,4	155,2	30,9	0,68*
35	399,2	77,8	19,5	0,93	375,8	60,5	16,1	0,97
45	395,4	82,6	20,9	0,94	347,4	67,0	19,3	0,95
55	342,3	84,5	24,7	0,94	256,5	56,7	22,1	0,95
65	350,0	161,0	46,0	0,95	255,1	103,0	40,4	0,91*
75	269,6	115,7	42,9	0,96	201,9	51,6	25,6	0,92*
85	170,9	93,9	55,0	0,88*	131,4	49,7	37,8	0,90*
95	146,9	83,0	56,5	0,92*	112,9	36,6	32,4	0,91*
105	113,3	68,6	60,5	0,95	92,2	29,9	32,4	0,93
115	108,6	60,8	56,0	0,90*	86,6	23,2	26,8	0,95
125	100,4	59,1	58,8	0,92*	71,7	36,8	51,3	0,96

Profondeur cm	Teneur massique en eau ($g.g^{-1}$)				Chlore ($mg.l^{-1}$)			
	moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)	W ^a	moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)	W ^a
5	0,203	0,013	6,5	0,95	109,0	42,9	39,3	0,95
15	0,203	0,010	4,9	0,96	139,5	38,7	27,8	0,90*
25	0,205	0,011	5,2	0,93	200,7	63,9	31,8	0,79*
35	0,185	0,019	10,3	0,82*	196,2	36,3	18,5	0,95
45	0,214	0,011	5,3	0,96	208,5	46,5	22,3	0,94
55	0,230	0,016	7,0	0,96	174,6	40,0	22,9	0,94
65	0,216	0,023	10,7	0,97	172,1	76,2	44,3	0,95
75	0,195	0,018	9,1	0,96	137,0	51,6	37,7	0,95
85	0,176	0,016	8,9	0,97	86,5	41,1	47,5	0,87*
95	0,162	0,017	10,8	0,95	73,3	35,9	48,9	0,92*
105	0,091	0,027	29,9	0,91*	56,1	30,0	53,6	0,95
115	0,060	0,006	10,3	0,92*	58,4	28,3	48,5	0,91*
125	0,030	0,003	8,5	0,99	56,5	28,3	50,0	0,94

^a Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité $p < 0.1$

[†] Trente observations

III.3.2.2. Essai II – Jachère

Ce paragraphe présente les résultats des variables physico-chimiques des 12 échantillons du sol prélevés dans des tranchées (P0, P1, ..., P5) à intervalle de 10 cm de profondeur jusqu'à 60 cm et après à intervalle de 20 cm de profondeur jusqu'à 100 cm de profondeur.

Le Tableau III-3 présente les moyennes (μ), les écart-types (σ), les coefficients de variations (CV) et les tests de normalités de Shapiro-Wilk pour les grandeurs physico-chimiques du sol (W, θ , ρ_d , et concentrations : Br^- , NO_3^- et Bentazone) obtenues par échantillonnage des sols dans la tranchée P2 pour chaque couche.

L'Annexe F présente les tableaux de données relatifs aux autres tranchées.

La Figure III-15 présente les coefficients de variations pour la teneur massique en eau (W), la masse volumique sèche (ρ_d), la teneur volumique en eau (θ) et la concentration en Nitrate par couche du sol pour la tranchée P2.

A partir du Tableau III-3 et de la Figure III-15, on voit que les coefficients de variations (CV) pour ρ_d , W et θ sont plus faibles dans la couche de surface (0 - 30 cm) et sont nettement moins importants que ceux de la concentration en Nitrate. Les coefficients de variations pour la masse volumique sèche (ρ_d) et pour la teneur volumique en eau (θ) suivent le même comportement avec la profondeur que la teneur massique en eau.

Les valeurs des coefficients de variations sont plus élevées pour les variables W, ρ_d et θ dans le profil du sol variant de 40 à 70 cm de profondeur. Ce comportement peut être attribué à la structure de ce profil. Cet horizon du sol contient des cailloux altérés et poreux. Cet aspect est en accord avec les observations faites sur les courbes granulométriques, Figure III-1.

Pour les concentrations en Brome, Nitrate et Bentazone, les valeurs des coefficients de variations ont été dans la plupart des cas supérieures à 50%.

Pour les variables teneur massique en eau (W), masse volumique sèche (ρ_d) et teneur volumique en eau (θ) obtenues pour la tranchée P2 (3 variables avec 9 couches - 12 échantillons pour chaque couche) on a trouvé que 2 cas sur 27 ont été rejetés par le test de normalité de Shapiro-Wilk sur la base d'un niveau de signification de 10 %. Soit 7,4 % des cas étudiés (Tableau III-3).

Tableau III-3 - Analyses statistiques des teneurs massiques en eau ($g.g^{-1}$), des masses volumiques sèches ($g.cm^{-3}$), des teneurs volumiques en eau ($cm^3.cm^{-3}$), et des concentrations Br ($mg.l^{-1}$), NO_3 ($mg.l^{-1}$) et Bentazone ($\mu g.l^{-1}$) pour la tranchée P2 (Jachère - 1995).

Couche (cm)	W ($g.g^{-1}$)			ρ_d ($g.cm^{-3}$)			θ ($cm^3.cm^{-3}$)		
	Moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)	Moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)	Moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)
0 - 6	0.127	0.016	12.7	1.232	0.085	6.9	0.156	0.019	11.9
10 - 16	0.123	0.012	9.9	1.317	0.070	5.3	0.162	0.011	6.8
20 - 26	0.137	0.008	6.5	1.362	0.038	2.8	0.187	0.009	4.8
30 - 36	0.136	0.017	12.7	1.367	0.095	6.9	0.185	0.024	12.9
40 - 46	0.162	0.035	21.9	1.200	0.141	11.8	0.189	0.026	13.8
50 - 55	0.149	0.015	10.5	1.341	0.032	2.4	0.200	0.016	8.0
60 - 65	0.146	0.041	28.6	1.384	0.098	7.1	0.199	0.047	23.0
80 - 85	0.049	0.012	23.7	1.796	0.079	4.4	0.089	0.015	17.3
100 - 105	0.034	0.005	15.1	1.916	0.040	2.1	0.065	0.008	11.5

Couche (cm)	Br ⁻ ($mg.l^{-1}$)			NO_3 ($mg.l^{-1}$)			Bentazone ($\mu g.l^{-1}$)		
	Moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)	Moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)	Moyenne [†]	Ecart-type	CV (%)
0 - 6	4.6	4.2	90.4	1.08	2.51	233.5	44.8	34.7	77.5
10 - 16	0.362	0.775	214.2	4.8	4.9	103.2	---	---	---
20 - 26	---	---	---	30.2	28.0	92.6	2.5	8.7	346.4
30 - 36	---	---	---	7.9	5.3	67.6	1.8	6.3	346.4
40 - 46	---	---	---	13.4	5.2	38.9	7.2	25.1	346.4
50 - 55	---	---	---	17.6	4.1	23.2	---	---	---
60 - 65	0.105	0.249	237.1	14.1	5.6	39.9	---	---	---
80 - 85	---	---	---	24.8	7.1	28.5	---	---	---
100 - 105	0.153	0.528	346.4	10.5	4.9	46.9	---	---	---

^a Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité $p < 0.1$

[†] Douze observations.

Si on prend toutes les tranchées (P0 à P5) et les trois variables W , ρ_d et θ (18 ensembles avec 12 échantillons chacun), on a trouvé que 29 cas sur 162 ont été rejetés par le test de normalité de Shapiro-Wilk sur la base d'un niveau de signification de 10 %. Soit 17,9 % de tous les cas étudiés.

La variabilité, exprimée par le coefficient de variation, indique que les variables peuvent être classées par ordre croissant d'hétérogénéité selon : masse volumique sèche (ρ_d), teneur volumique en eau (θ), teneur massique en eau (W) puis concentration en solutés.

Le Tableau III-4 présente les valeurs moyennes des coefficients de variations par horizons du sol de la teneur massique en eau (W), de la masse volumique sèche (ρ_d) et de la teneur volumique en eau (θ) pour les six tranchées (P0 à P5).

On retrouve les tendances mentionnées pour la tranchée P2.

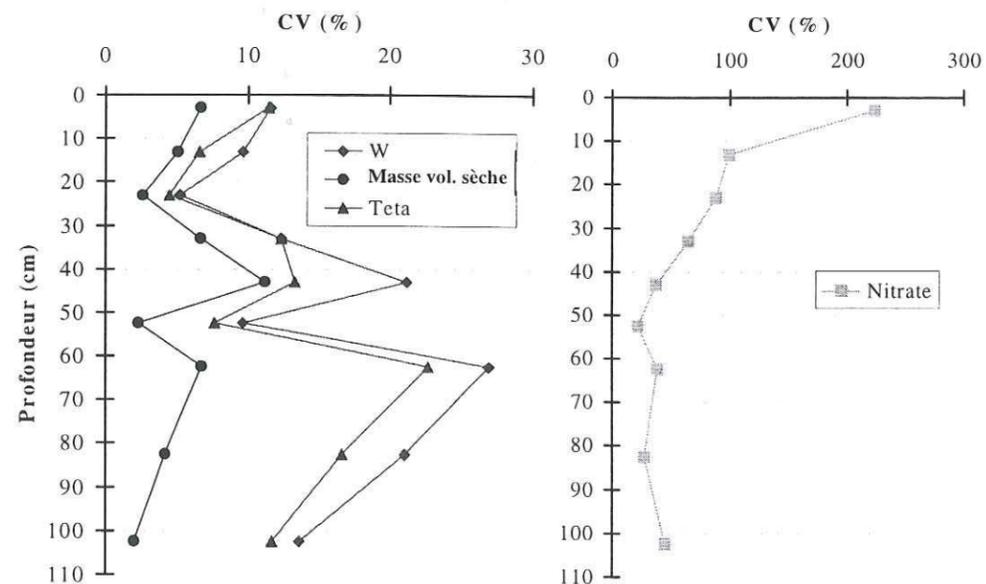


Figure III-15. Profils des coefficients de variations (CV) pour la teneur massique en eau (W), la masse volumique sèche (ρ_d), la teneur volumique en eau (θ) et la concentration en Nitrate pour la tranchée P2 (Essai II).

Tableau III-4. Valeurs moyennes des coefficients de variation par horizon du sol pour les variables : W , ρ_d et θ (toutes les tranchées).

Horizon	Coefficients de variations (CV) en %		
	W ($g \cdot g^{-1}$)	ρ_d ($g \cdot cm^{-3}$)	θ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)
0 – 40 cm	10,4	6,4	9,1
40 – 70 cm	18,7	4,3	16,6
70 – 105 cm	20,7	4,9	16,8

III.3.2.3. Essai III – Maïs irrigué

Ce paragraphe présente les résultats des grandeurs physico-chimiques des 20 échantillons du sol prélevés dans la tranchée T2 à intervalle de 10 cm de profondeur jusqu'à 60 cm et après à intervalle de 20 cm de profondeur jusqu'à 100 cm de profondeur, conformément à la méthodologie décrite dans le chapitre précédent.

Le Tableau III-5 présente les moyennes (μ), les écart-types (σ), les coefficients de variations (CV) et les tests de normalités de Shapiro-Wilk pour les grandeurs physico-chimiques du sol (W , θ , ρ_d , et concentrations : Br^- et NO_3^-) obtenues par échantillonnage des sols dans la tranchée T2 pour chaque couche du sol.

La Figure III-16 présente les coefficients de variations pour la teneur massique en eau (W), la masse volumique sèche (ρ_d), la teneur volumique en eau (θ) et la concentration en Nitrate par couche du sol pour la tranchée T2.

Globalement, l'analyse est identique à celle du paragraphe précédent. Les coefficients de variation de la concentration en Nitrate restent les plus élevés, mais leur évolution avec la profondeur est différente de l'essai II sous Jachère. Ceci est explicable par des conditions différentes d'apport d'engrais (nul sur Jachère) et de la minéralisation de la matière organique du sol.

Le Tableau III-5 présente les valeurs moyennes des coefficients de variation par horizon du sol de la teneur massique en eau (W), de la masse volumique sèche (ρ_d) et de la teneur volumique en eau (θ) pour toutes les trois tranchées (T1, T2 et T3).

Pour les variables teneur massique en eau (W), masse volumique sèche (ρ_d) et teneur volumique en eau (θ) obtenues pour la tranchée T2 (3 variables avec 9 couches – 20 échantillons pour chaque couche) on a trouvé que 5 cas sur 27 ont été rejetés par le test de normalité de Shapiro-Wilk sur la base d'un niveau de signification de 10 %. Soit 18,5 % des cas étudiés (Tableau III-6).

Si on prend toutes les tranchées (T1, T2 et T3) et les trois variables W , ρ_d et θ (9 ensembles avec 12 échantillons pour la tranchée T1 et 20 échantillons pour les tranchées T2 et T3), on a trouvé que 15 cas sur 81 ont été rejetés par le test de normalité de Shapiro-Wilk sur la base d'un niveau de signification de 10 %. Soit 18,5 % de tous les cas étudiés.

Tableau III-5. Valeurs moyennes des coefficients de variation par horizon du sol pour les variables : W, ρ_d et θ (toutes les tranchées).

Horizon	Coefficients de variations (CV) en %		
	W (g.g ⁻¹)	ρ_d (g.cm ⁻³)	θ (cm ³ .cm ⁻³)
0 - 40 cm	9,7	5,8	8,5
40 - 70 cm	19,5	3,8	23,0
70 - 105 cm	42,2	8,9	27,8

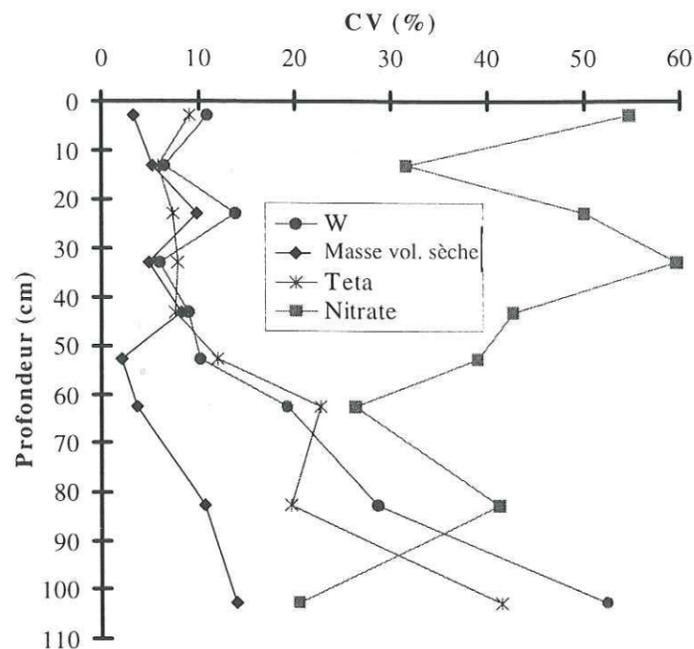


Figure III-16. Profils des coefficients de variation (CV) pour la teneur massique en eau (W), la masse volumique sèche (ρ_d), la teneur volumique en eau (θ) et la concentration en Nitrate pour la tranchée T2 (Essai III).

Table III-5. Analyses statistiques des teneurs massiques en eau (g.g⁻¹), des masses volumiques sèches (g.cm⁻³), des teneurs volumiques en eau (cm³.cm⁻³), et des concentrations Br⁻ (mg.l⁻¹) et NO₃⁻ (mg.l⁻¹) pour la tranchée T2 (Mais irrigué - 1996).

Couche (cm)	W (g.g ⁻¹)			ρ_d (g.cm ⁻³)			θ (cm ³ .cm ⁻³)		
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)
0 - 6	0,118	0,012	10,6	1,299	0,041	3,1	0,94	0,013	8,8
10 - 16	0,159	0,010	6,3	1,348	0,069	5,1	0,97	0,012	5,6
20 - 26	0,190	0,026	13,6	1,327	0,127	9,6	0,86*	0,018	7,2
30 - 36	0,184	0,011	5,9	1,476	0,072	4,9	0,94	0,021	7,7
40 - 46	0,176	0,015	8,7	1,441	0,115	8,0	0,95	0,019	7,4
50 - 55	0,181	0,018	9,9	1,490	0,029	2,0	0,94	0,032	11,7
60 - 65	0,178	0,033	18,8	1,484	0,054	3,6	0,95	0,059	22,1
80 - 85	0,170	0,047	27,9	1,416	0,147	10,4	0,98	0,045	19,2
100 - 105	0,133	0,068	51,1	1,531	0,210	13,7	0,91	0,076	40,4

Couche (cm)	Br ⁻ (mg.l ⁻¹)			NO ₃ ⁻ (mg.l ⁻¹)		
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)
0 - 6	255,0	197,4	77,4	492,7	236,1	53,4
10 - 16	0,408	0,651	159,3	297,5	91,3	30,7
20 - 26	0,170	0,406	238,5	234,3	114,1	48,7
30 - 36	1,650	6,843	414,7	209,6	121,9	58,1
40 - 46	1,624	4,957	305,2	230,7	95,8	41,5
50 - 55	0,254	0,473	186,4	208,0	79,0	38,0
60 - 65	1,411	2,072	146,8	183,6	47,0	25,6
80 - 85	3,005	4,934	164,2	168,1	67,5	40,2
100 - 105	1,472	1,544	104,9	155,3	31,0	20,0

* Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité p < 0.1

† Vingt observations.

III.3.3. Cartographies bidimensionnelles (2D) des variables

Ce paragraphe présente les cartographies bidimensionnelles des variables étudiées pendant les trois essais (I, II et III).

Pour la construction des cartographies, les valeurs ont été interpolées, sans krigeage, en utilisant la méthode appelée Radial Basis Function (RBF) étant donné qu'on n'observe pas de corrélation à courte distance. Pour cela on a utilisé le logiciel SURFER version 6.0 (Golden Software, Inc.).

La méthode d'interpolation Radial Basis Function (RBF) est une méthode Multiquadric représentée par l'équation :

$$B(h) = \sqrt{h^2 + R^2}$$

où

B est une fonction de pondération du méthode MULTIQUADRIC (Carlson et Foley, 1991a et Carlson et Foley, 1991b, cité dans SURFER version 6.0) ;

h est la distance relative du point à un nœud, et

R^2 est un paramètre de lissage spécifié par l'utilisateur. Une valeur typique pour R^2 se situe entre la distance d'échantillonnage moyenne et la moitié de la distance d'échantillonnage moyenne.

III.3.3.1. Cartographies des variables pour l'Essai I – Le lysimètre

Ce paragraphe présente les cartographies horizontales et verticales des teneurs massiques en eau (W), des concentrations en brome et en nitrate obtenues à partir des échantillons du sol prélevés dans le lysimètre.

Ces cartographies (obtenues par interpolation) seront utilisées pour une meilleure visualisation qualitative des champs bidimensionnels des variables.

La Figure III-17 présente les cartographies horizontales des teneurs massiques en eau (W) et des concentrations en brome et en nitrate pour deux couches du sol (0 – 10 cm et 70 – 80 cm de profondeurs).

Le sol au voisinage de la paroi du cylindre a subi à un tassement, à cause de la mise en place du lysimètre par enfouissement du cylindre dans le sol.

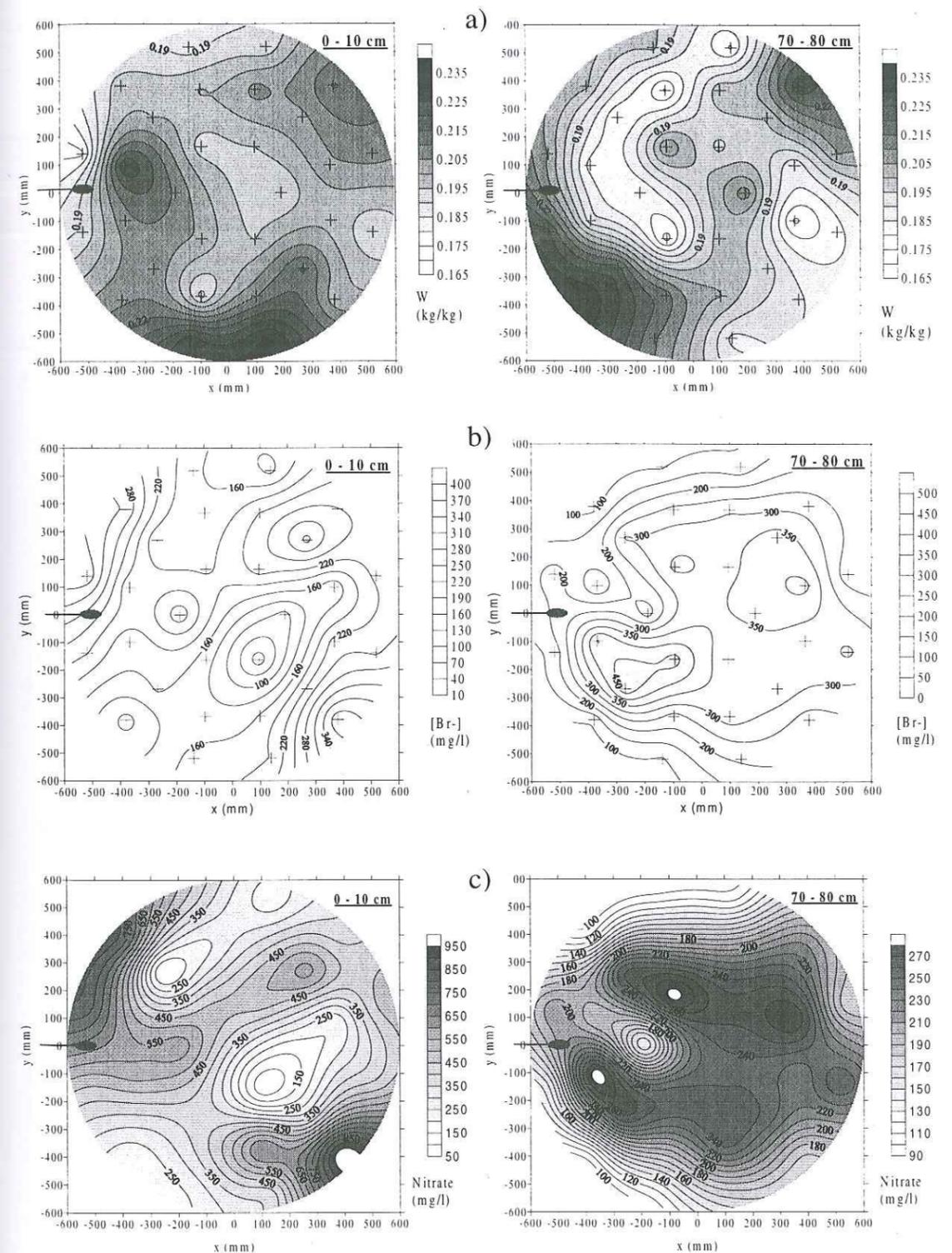


Figure III-17. Cartographies : a) des teneurs massiques en eau (W) et des concentrations : b) en brome et c) en nitrate pour deux couches du sol variant de 0 - 10 cm et 70 - 80 cm. Les positions où ont été faits les prélèvements du sol sont représentées par le symbole (+) et (-) représente la position de la bougie poreuse (Figure II-5).

Ce tassement est observé à partir des cartographies des concentrations en brome pour les profondeurs supérieures à 30 cm, où on observe une tendance à des concentrations plus élevées vers la partie centrale du lysimètre que près de la paroi (Figure III-17 et Figures de l'Annexe G). Cette tendance n'est pas observée dans les 30 premiers centimètres du sol parce qu'ils ont été remaniés après la mise en place du cylindre (simulation d'un labour).

Ce tassement induit une baisse artificielle des vitesses d'écoulement par rapport aux conditions naturelles près de la paroi du lysimètre.

La Figure III-18 présente les cartographies verticales des teneurs massiques en eau (W) et des concentrations en brome et nitrate obtenues à partir de deux coupes verticales (Coupes 2b et 3).

On voit à partir des cartographies que la teneur massique en eau (W) a été presque constante dans les premiers 80 cm de profondeur, présentant des variabilités verticales au-dessous de 90 cm de profondeur. Cette variabilité est due à la distribution de la texture du sol dans ce profil. A partir de 90 cm profondeur le profil présente un fort gradient de teneur massique en eau.

Selon Kengni et al. (1994) la texture du sol (sable et cailloux) et la présence d'une porosité structurale peuvent entraîner des mouvements très rapides d'eau apportée par la pluie et/ou l'irrigation.

Les cartographies des concentrations en brome et en nitrate montrent la présence dominante de la variabilité verticale, mais aussi la présence d'une variabilité horizontale significative (Figure III-18).

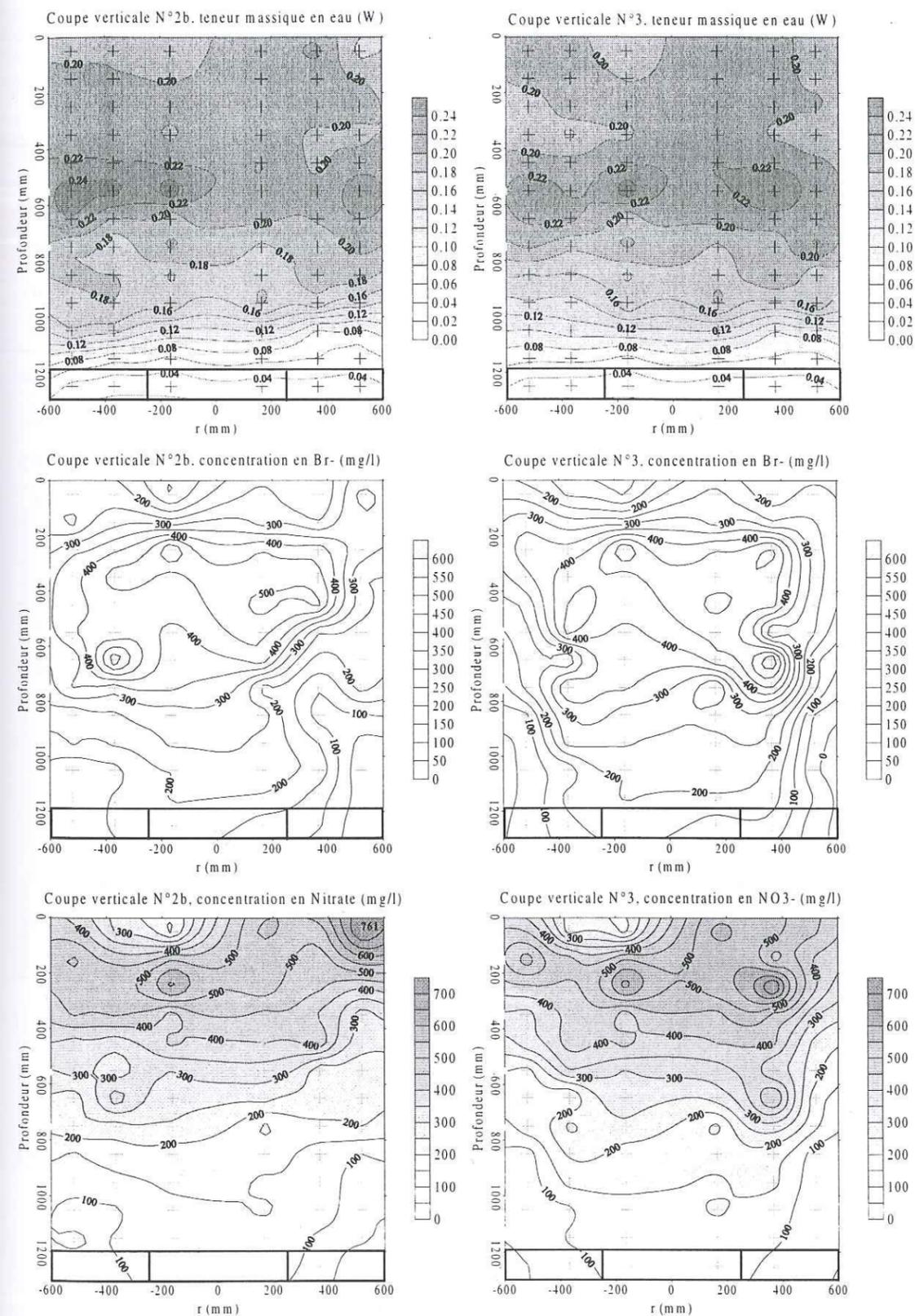


Figure III-18. Cartographies verticales des teneurs massiques en eau (W) et des concentrations en brome et en nitrate pour les coupes 2b et 3.

III.3.3.2. Cartographies des variables pour l'Essai II – Jachère (1995)

La Figure III-19 présente les cartographies des teneurs massiques en eau (W) et des masses volumiques sèches (ρ_d) obtenues à partir des échantillons de sol prélevés dans des tranchées P0 à P5 pendant l'essai II (Jachère – 1995).

On voit à partir des cartographies des teneurs massiques en eau (W) la présence d'une forte variabilité verticale avec une diminution de la teneur massique en eau avec la profondeur. Cette diminution est due à une augmentation de la masse volumique sèche et au changement de texture du sol avec la profondeur (Figure III-19).

La masse volumique sèche a été calculée directement à partir des échantillons de sol pris avec les petits cylindres jusqu'à la profondeur de 46 cm. Au-delà de cette profondeur, les valeurs des masses volumiques sèches ont été obtenues par corrélation, conformément au paragraphe II.3.2.2.5.

Les cartographies des masses volumiques sèches présentent un comportement très variable entre les tranchées pour le profil du sol variant de 70 à 105 cm de profondeur. Cette couche du sol présente une distribution horizontale des particules la plus variable de tout le profil du sol.

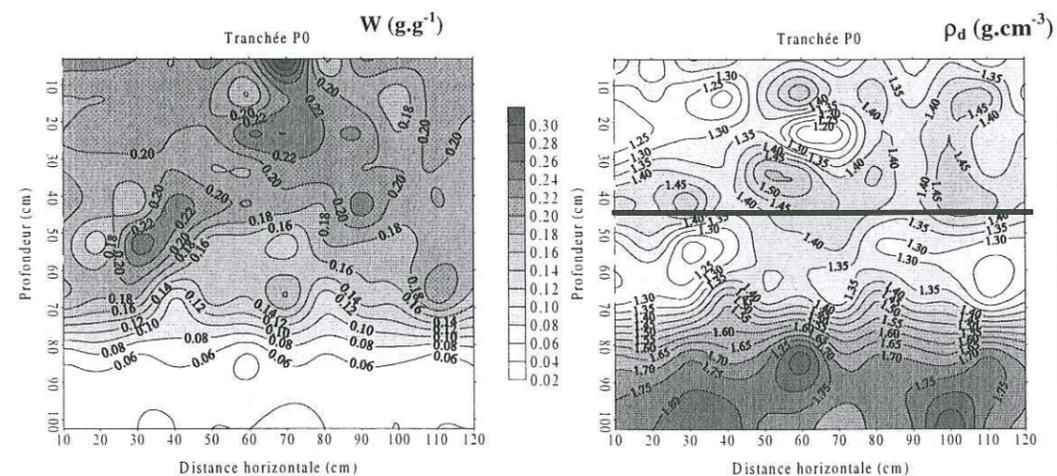


Figure III-19. Cartographies des teneurs massiques en eau (W) et des masses volumiques sèches (ρ_d) obtenues à partir de prélèvements de sol dans les tranchées P0 à P5 (Jachères – 1995) (suite page suivante).

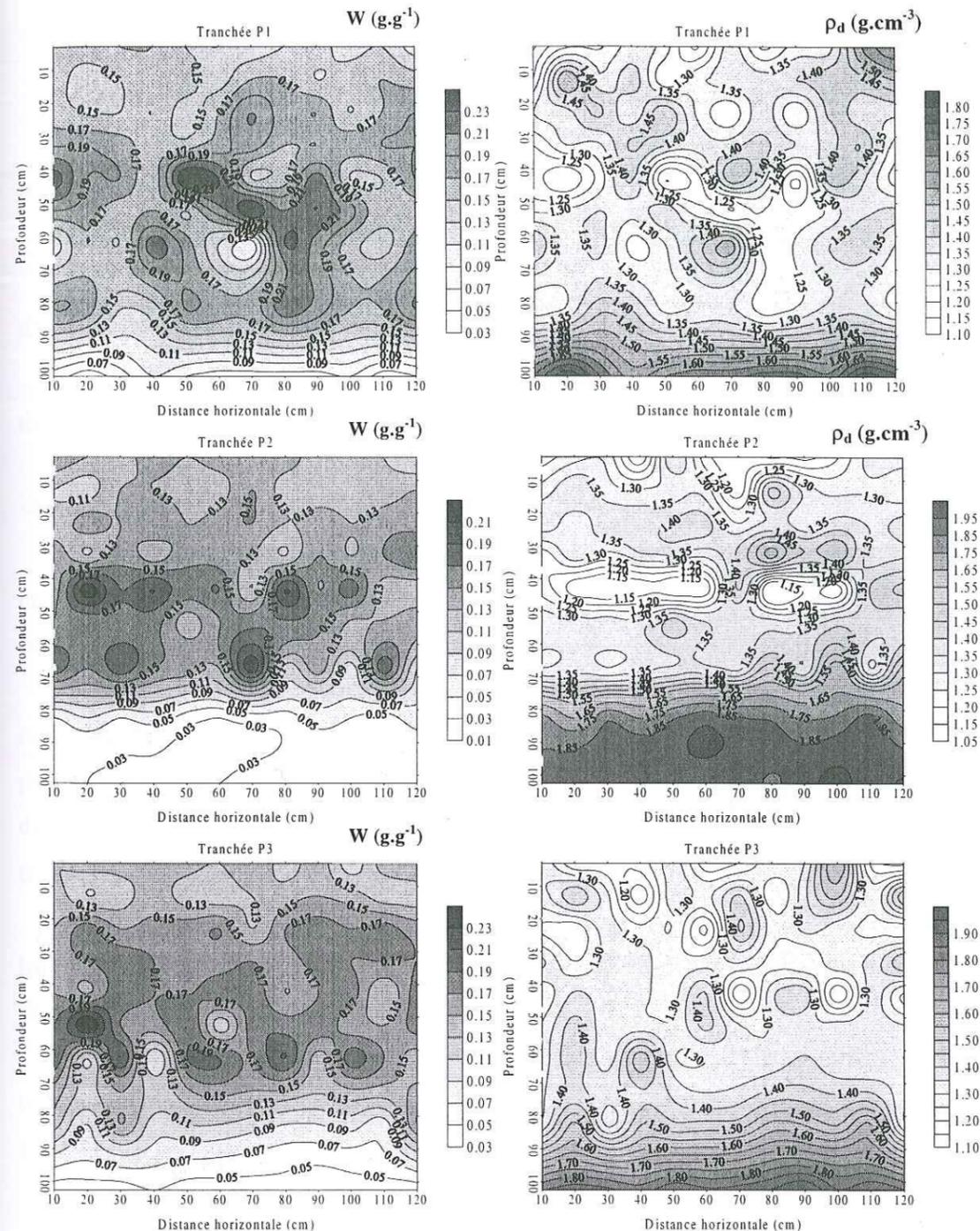


Figure III-19. Cartographies des teneurs massiques en eau (W) et des masses volumiques sèches (ρ_d) obtenues à partir de prélèvements de sol dans les tranchées P0 à P5 (Jachères – 1995) (suite page suivante).

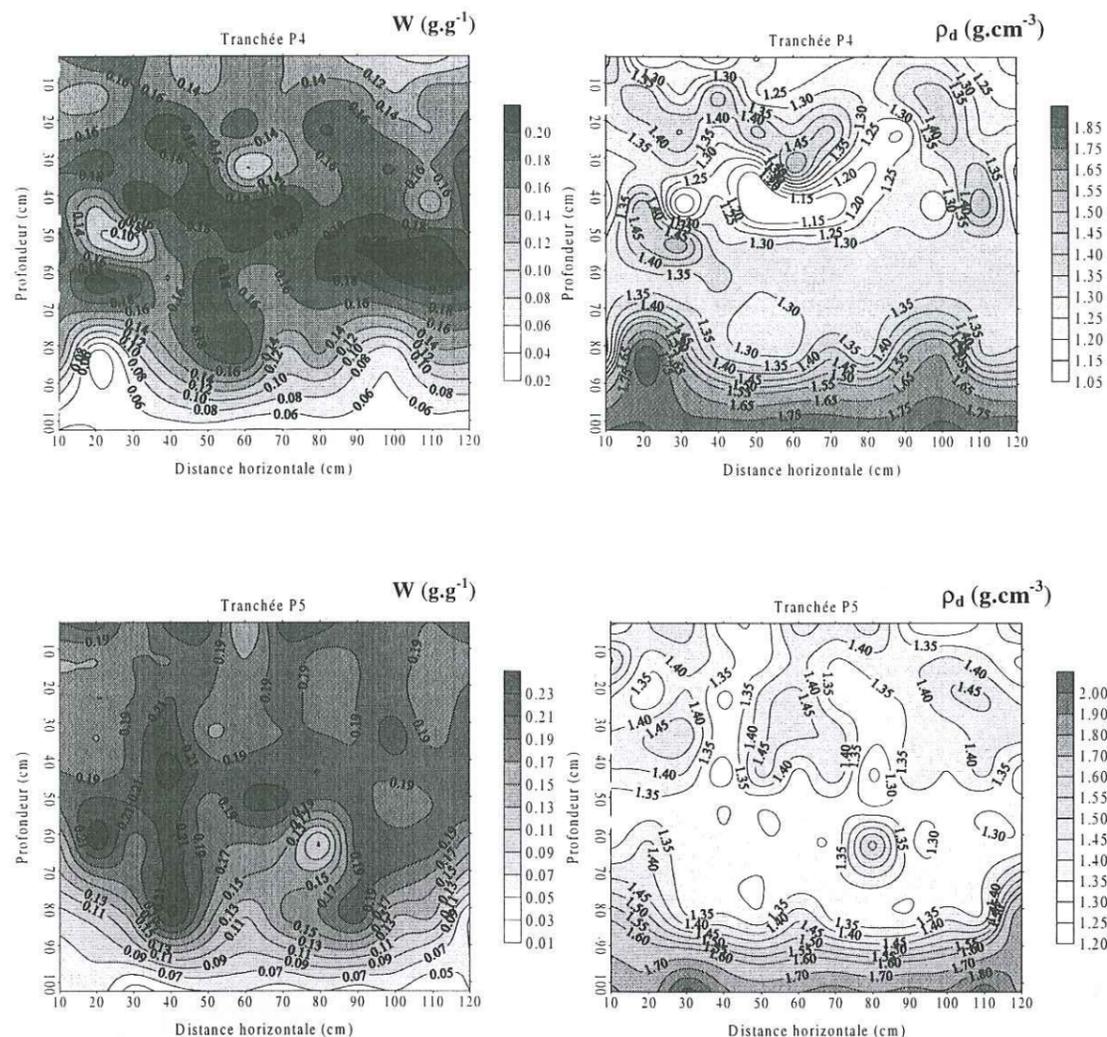


Figure III-19. Cartographies des teneurs massiques en eau (W) et des masses volumiques sèches (ρ_d) obtenues à partir de prélèvements de sol dans les tranchées P0 à P5 (Jachères – 1995).

Les masses volumiques sèches montrent une tendance à de faibles valeurs vers la surface (couche aérée par le travail du sol et par l'occupation biotique (racines, microflore et faune) et une tendance à une valeur plus forte en profondeur (présence de sable et de cailloux).

Les teneurs massiques en eau fluctuent en relation avec les apports d'eau (pluie, irrigation) et l'évapotranspiration. Le sol reste sec en profondeur (masse volumique sèche élevée et composition sableuse).

III.3.3.3. Cartographies des variables pour l'Essai III – Maïs irrigué (1996)

La Figure III-20 présente les cartographies des teneurs massiques en eau (W) et des masses volumiques sèches (ρ_d) obtenues à partir des échantillons de sol prélevés dans des tranchées T1 à T3 pendant l'essai III (Maïs irrigué – 1996).

Les tranchées ont des dimensions horizontales différentes suivant la taille du transect des sites permanents des mesures (Figure II-12).

Les cartographies pour les variables de la tranchée T1 (conditions initiales) ont la même dimension horizontale que les tranchées ouvertes pendant l'essai II (Jachère – 1995).

Les premiers 30 cm de profondeur présentent de faibles valeurs de masse volumique sèche dues au labour du sol. Cet horizon est le plus homogène.

Les données des cartographies de la tranchée T2 ont été obtenues pendant la saison de croissance du maïs. La taille du transect pour les prélèvements des échantillons du sol dans la tranchée T2 a été de 6,70 mètres, soit plus de 5 fois plus grand que la tranchée T1 (1,20 m).

On voit que pour les 20 premiers centimètres du sol la masse volumique sèche et teneur massique en eau sont homogènes (Figure III-20). La couche variant de 70 à 105 cm de profondeur montre deux zones différentes, une moins dense que l'autre (les premiers 350 cm de la distance horizontale). Ces deux zones sont aussi observées dans les cartographies des teneurs massiques en eau (W) et des teneurs volumiques en eau (θ) (Figure III-23).

Les variables obtenues à partir de la tranchée T3 ont été échantillonnées dans un transect de taille intermédiaire entre les tranchées T1 et T2 (4,00 m). Les prélèvements du sol ont été faits après la récolte du maïs.

Pour mieux visualiser les cartographies des tranchées T2 et T3, elles sont présentées par un rapport entre x et y de (1:2,57 pour T2 et 1:1,68 pour T3), contrairement à la cartographie pour T1 (1:1).

La masse volumique sèche est homogène dans les 30 premiers cm du sol avec des valeurs élevées comparées aux valeurs des masses volumiques sèches obtenues dans les autres tranchées. Les 30 premiers centimètres du sol ont subi un tassement entre le labour et la récolte.

La cartographie de la teneur massique en eau (W) présente des profils très humides dans les 60 premiers centimètres du sol à cause des quantités d'eau apportées par la pluie pendant les mois de novembre et le début de décembre (Figure III-4).

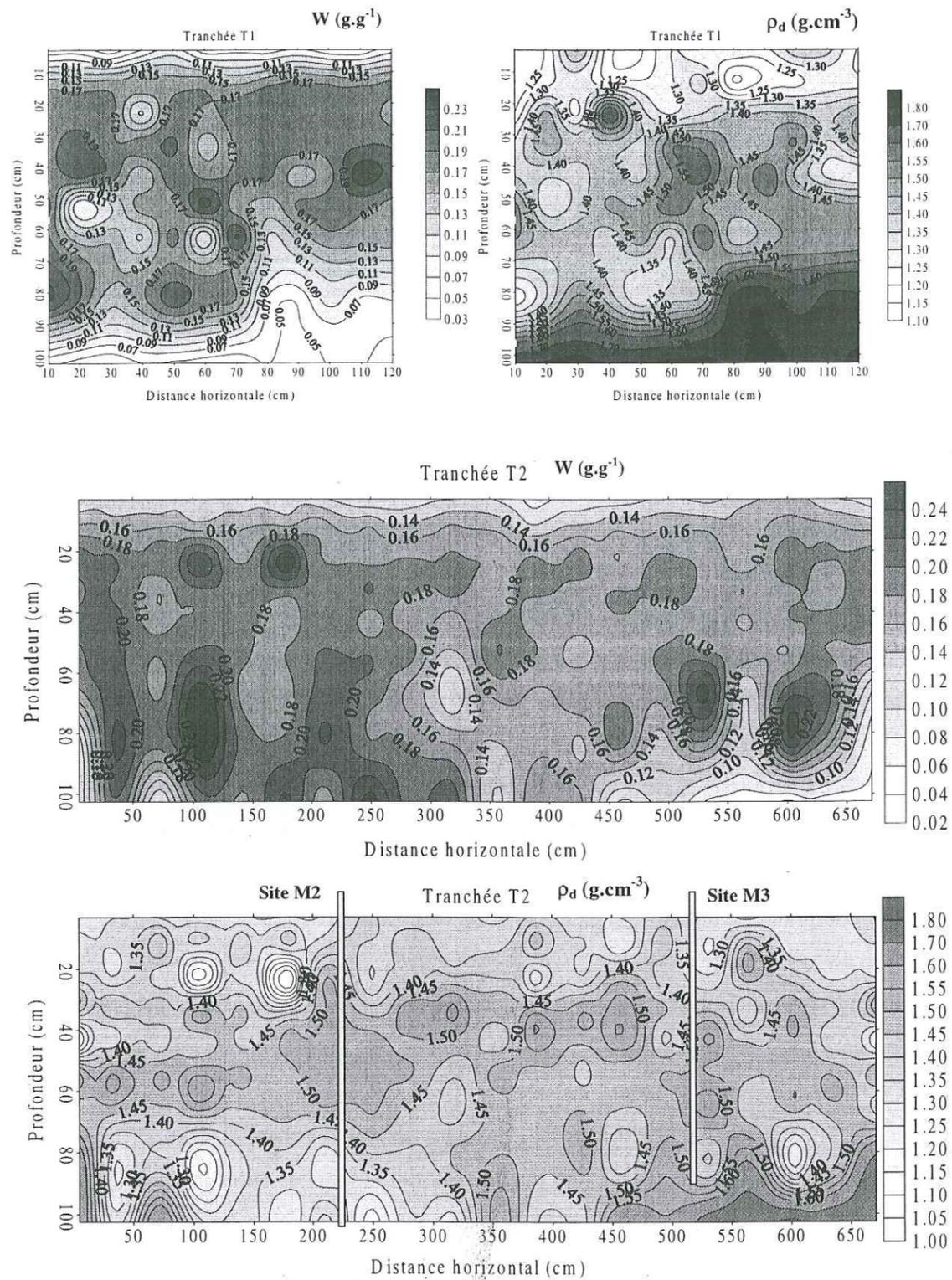


Figure III-20. Cartographies des teneurs massiques en eau (W) et des masses volumiques sèches (ρ_d) obtenues à partir de prélèvements de sol dans les tranchées T1 à T3 (Maïs irrigué – 1996) (suite page suivante).

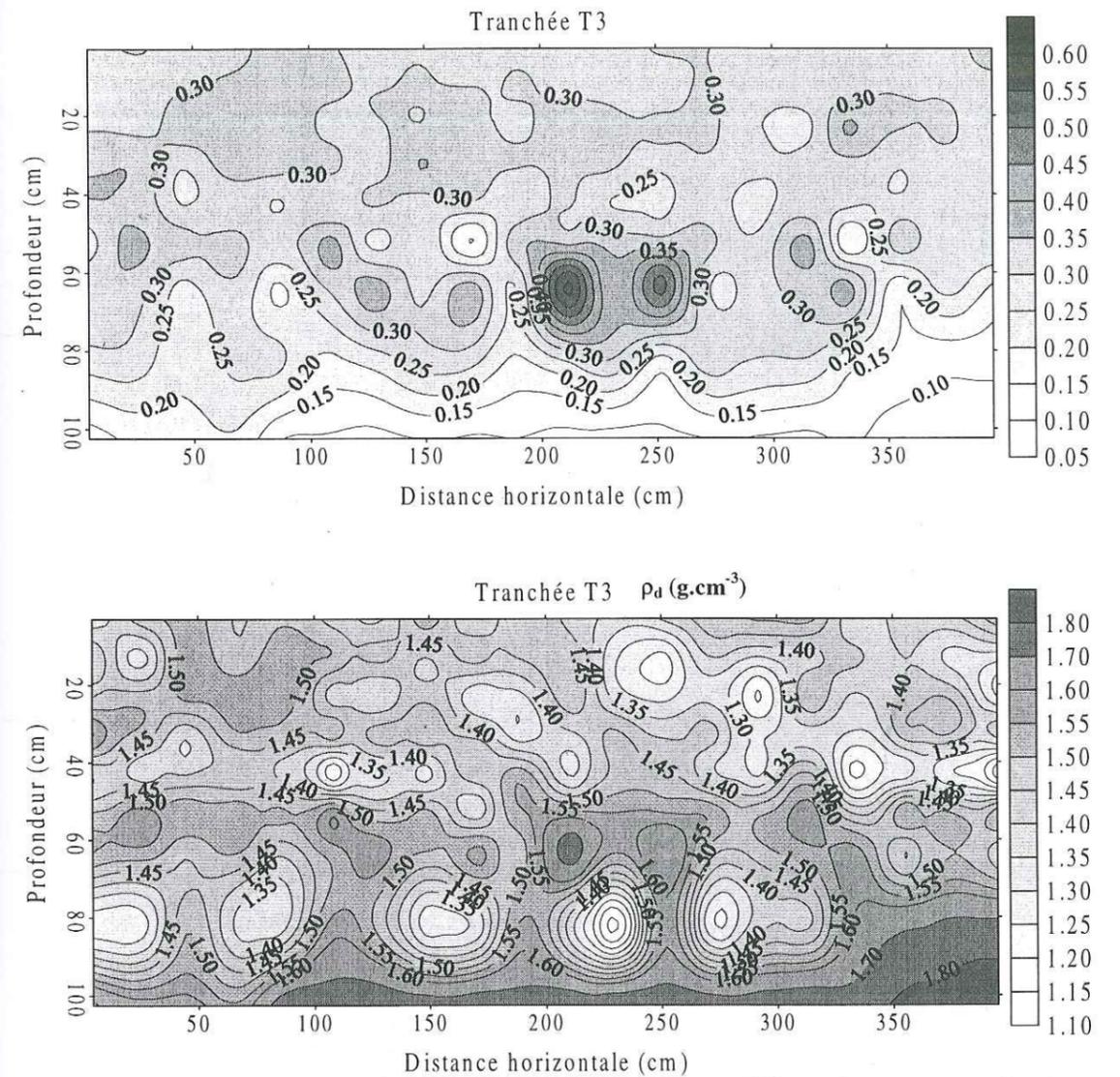


Figure III-20. Cartographies des teneurs massiques en eau (W) et des masses volumiques sèches (ρ_d) obtenues à partir de prélèvements de sol dans les tranchées T1 à T3 (Maïs irrigué – 1996)

01 SEP. 2003
 Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

III.4. COMPARAISON ENTRE LES VARIABLES $Z_i(t)_{x,z}$ (sites permanents) ET $Z_i(x,z)_t$ (tranchées)

III.4.1. Comparaison entre les teneurs volumiques en eau (θ)

Les comparaisons entre les teneurs volumiques en eau (θ) obtenues par mesures à partir de la sonde à neutrons dans les sites permanentes ont été comparées aux mesures des teneurs volumiques en eau (θ) obtenues à partir des échantillons de sol prélevés dans les tranchées.

III.4.1.1. Pour l'Essai II (Jachère)

Les valeurs des teneurs volumiques en eau (θ) utilisées ici pour comparaison avec celles obtenues à partir des échantillons du sol prélevés dans les tranchées sont celles du site permanent Jachère (Figure II-2), estimées aux mêmes dates.

La Figure III-21 présente les profils des teneurs volumiques en eau obtenues à partir des données des tranchées P1 à P5 avec leurs moyennes et leurs écart-types comparés aux profils des teneurs volumiques en eau obtenues par la sonde à neutrons dans le site permanent Jachère. On présente aussi les cartographies des teneurs volumiques en eau associées à chaque tranchée.

Malgré la distance du site permanent Jachère aux tranchées (Figure II-2), on voit que les profils des teneurs volumiques en eau obtenues par la sonde à neutrons sont dans les fourchettes d'erreur (+/- l'écart-type) dans la plupart des cas, à l'exception des tranchées P1 et P2. Pour la tranchée P1, le profil de teneur volumique en eau de la sonde à neutrons est plus humide que le profil moyen de la teneur volumique en eau de la tranchée jusqu'à la profondeur de 80 cm.

Pour le profil de la tranchée P2, le profil de teneur volumique en eau de la sonde à neutrons est dans la fourchette d'erreur jusqu'à 60 cm de profondeur, sauf pour la profondeur de 20 cm où la valeur de la teneur volumique en eau est plus faible (probablement due à un mauvais étalonnage de la sonde à neutrons pour cette profondeur, observé aussi dans le profil de la tranchée P3). Au-delà de 60 cm de profondeur les valeurs des teneurs volumiques en eau mesurées par la sonde à neutrons sont plus élevées.

A partir des graphes des profils des teneurs volumiques en eau et des cartographies associées, on observe la présence d'une forte variabilité horizontale dans le profil du sol dans une couche variant de 30 à 80 cm de profondeur (et à la surface du sol pour les tranchées P2, P4 et P5).

On observe aussi la présence des forts gradients de teneur en eau à partir d'environ 70 cm de profondeur, quelle que soit la date des mesures.

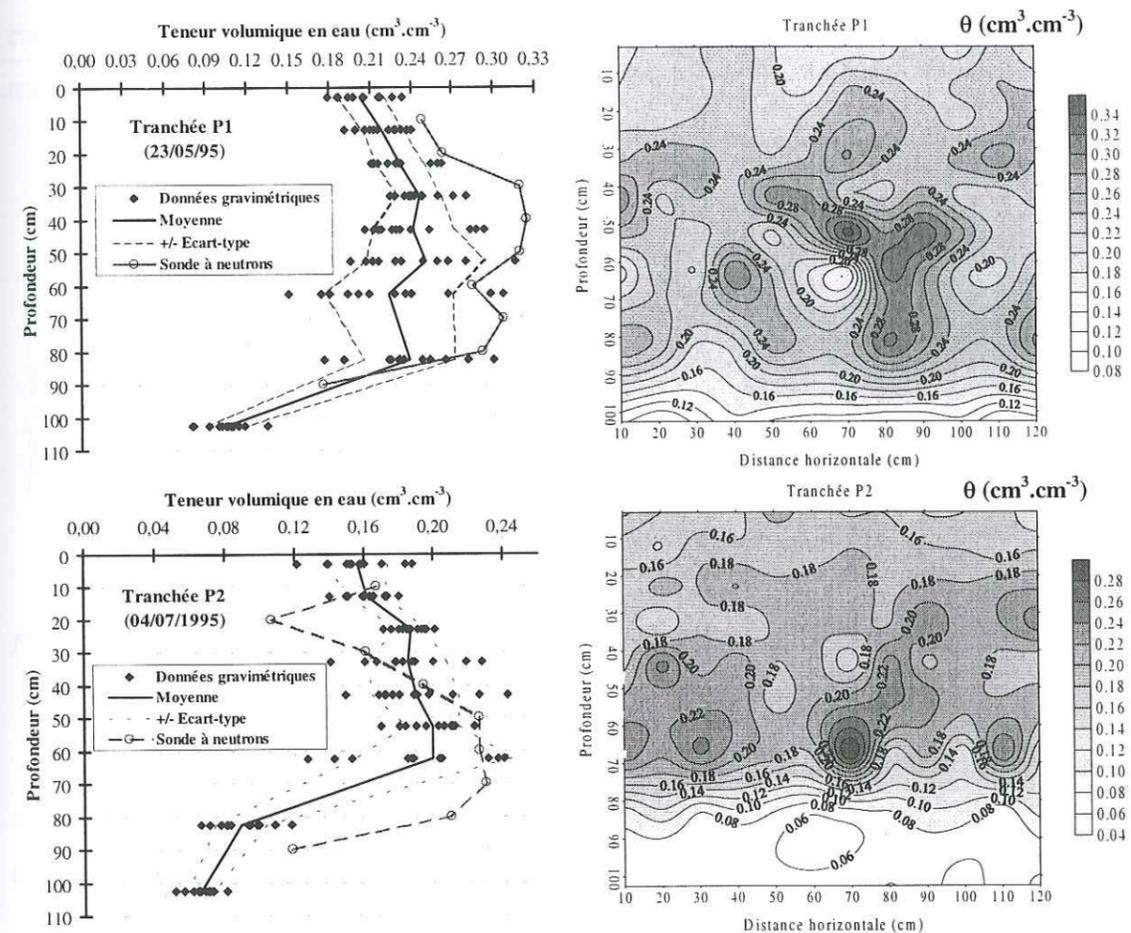


Figure III-21. Profils des teneurs volumiques en eau (θ) (moyenne et écart-types) obtenues par échantillonnages de sols dans des tranchées comparés à celles obtenues par la sonde à neutrons dans le site Jachère (1995) et leurs cartographies respectives (suite page suivante).

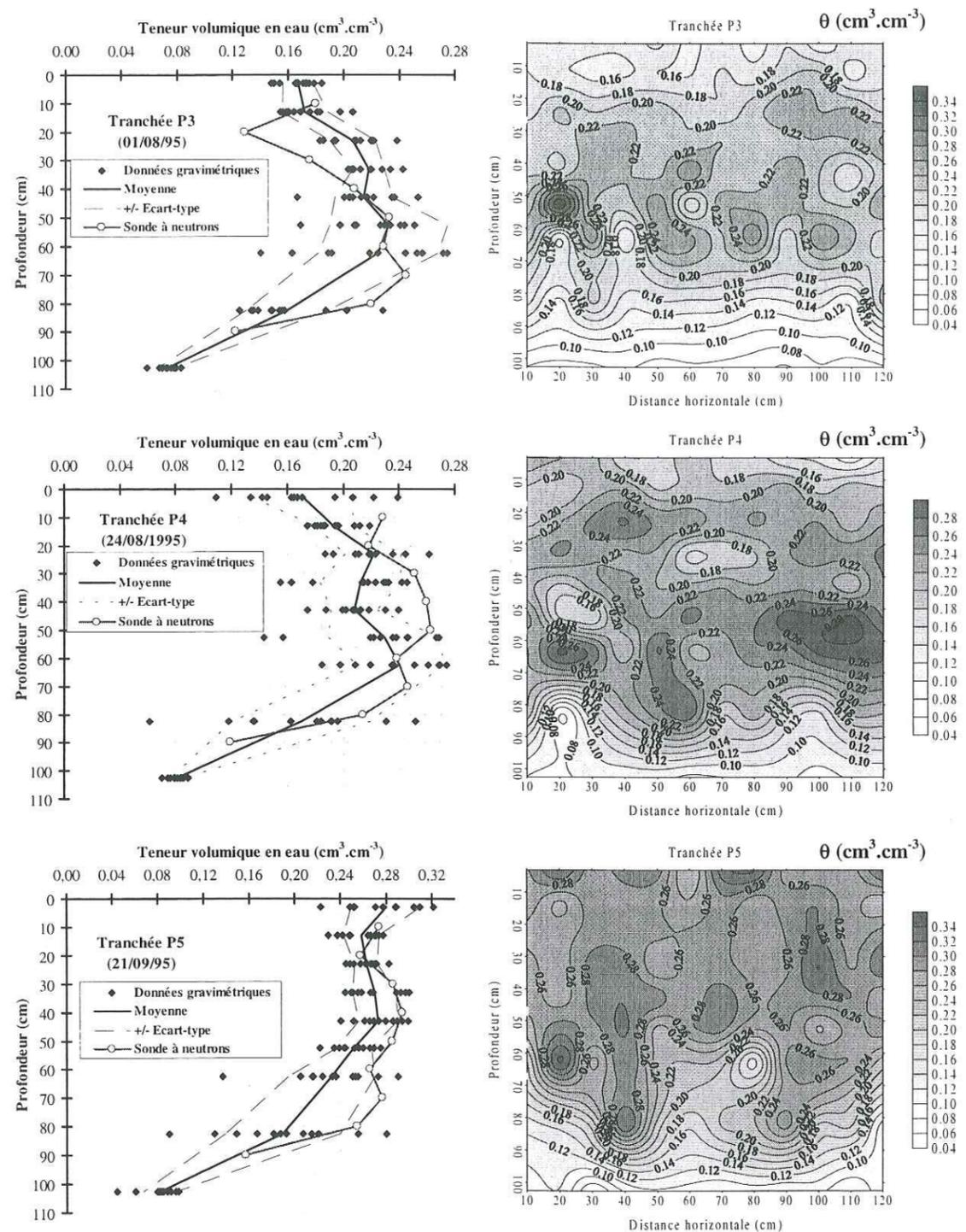


Figure III-21. Profils des teneurs volumiques en eau (θ) (moyenne et écart-types) obtenues par échantillonnages de sols dans des tranchées comparés à celles obtenues par la sonde à neutrons dans le site Jachère (1995) et leurs cartographies respectives.

III.4.1.2. Pour l'Essai III (Maïs irrigué - 1996)

Les profils des teneurs volumiques en eau de la tranchée T1 ont été obtenus avant le traitement avec les solutés et le semis du maïs (conditions initiales) (Figure III-22). La surface du sol et la couche variant de 90 à 105 cm de profondeur présentent les plus basses valeurs des teneurs volumiques en eau. On observe aussi la présence de fortes variabilités verticales et horizontales (30 – 80 cm). Ces fortes variabilités des teneurs volumiques en eau peuvent causer des grandes variabilités dans le flux d'eau, liées à des régions avec des conductivités hydrauliques différentes.

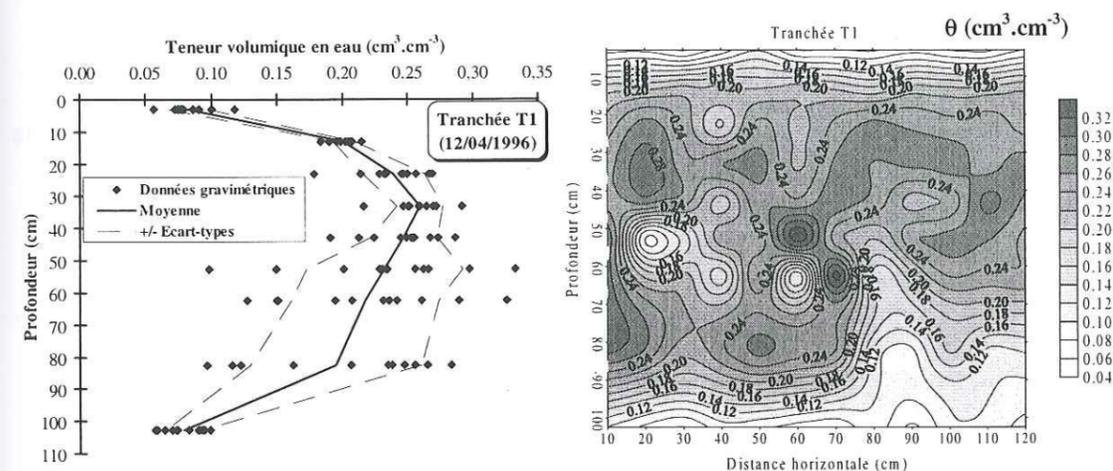


Figure III-22. Profils des teneurs volumiques en eau (θ) (moyenne et écart-types) obtenues par échantillonnage du sol dans la tranchée T1 et leur cartographie respective.

Les valeurs des teneurs volumiques en eau (θ) obtenues par la sonde à neutrons dans les sites sont comparées à celles obtenues à partir des échantillons du sol prélevés dans les tranchées (sites M2 et M3 ↔ tranchée T2 et M1 ↔ T3) (Figure II-12).

La Figure III-23 présente les profils des teneurs volumiques en eau obtenues à partir des données des tranchées T2 avec leurs moyennes et leurs écart-types comparés aux profils des teneurs volumiques en eau obtenues par la sonde à neutrons dans les sites permanents M2 et M3. On présente aussi les cartographies des teneurs volumiques en eau associées à chaque tranchée.

Le graphe des profils de teneurs volumiques en eau montre la présence de variabilité horizontale qui augmente avec la profondeur, contrairement aux profils des teneurs volumiques en eau présentés dans l'essai II (Jachère – 1995) et aux graphes des profils des teneurs volumiques en eau des tranchées T1 et T3, qui diminuaient à partir de 80 cm de

profondeur. Cette variabilité horizontale dans les couches du bas du profil du sol est due à deux régions avec différentes distributions de granulométrie.

On voit que les profils des teneurs volumiques en eau obtenues à partir des mesures avec la sonde à neutrons dans les sites M2 et M3 sont similaires jusqu'à 40 cm de profondeur et légèrement différents au-delà de 50 cm de profondeur et se situent dans la fourchette d'erreur. Sur la cartographie est montré où ont été disposés les tubes d'accès à la sonde à neutrons (Figure III-23).

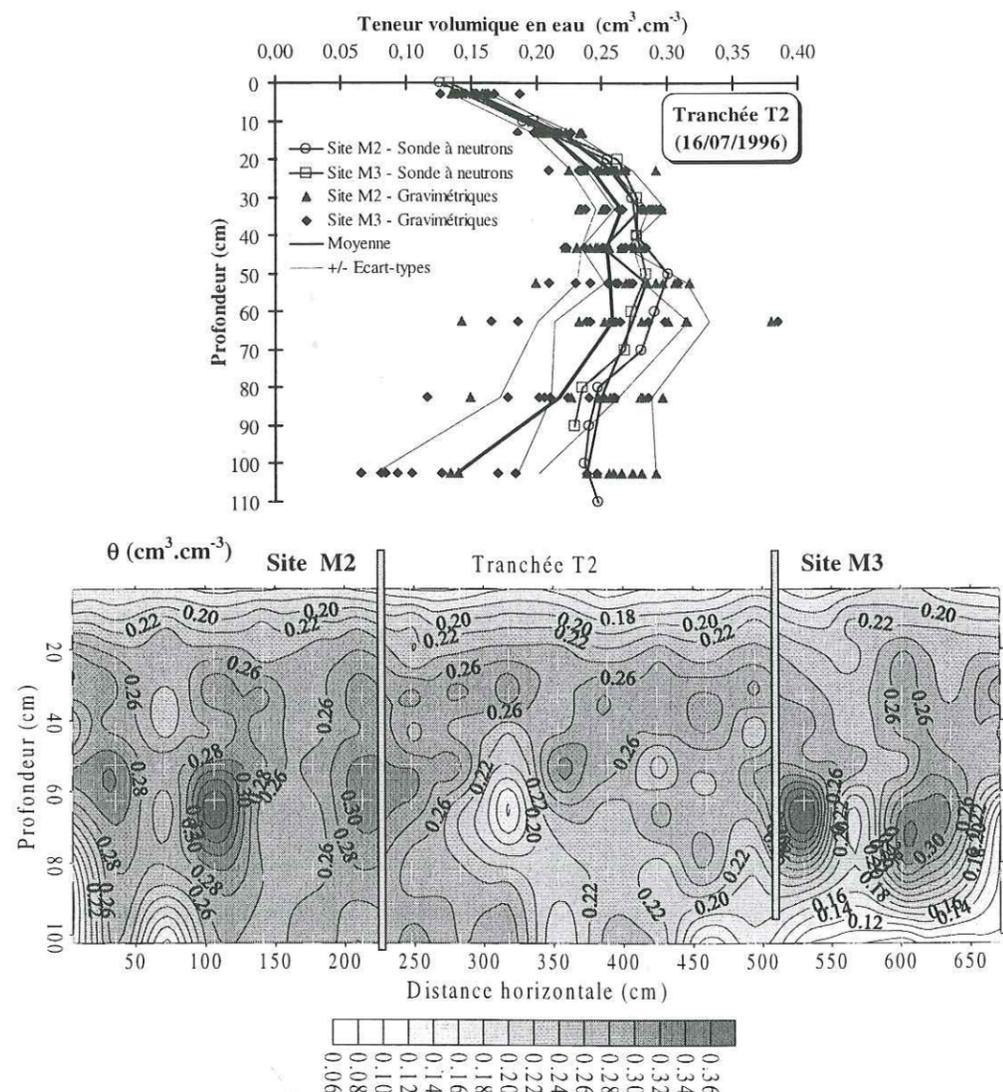


Figure III-23. Profils des teneurs volumiques en eau (θ) (moyenne et écart-types) obtenues par échantillonnages de sols dans la tranchée T2 comparés à celles obtenues par la sonde à neutrons dans les sites M2 et M3 (1996) et leurs cartographies respectives. Le symbole + représente où ont été faits les échantillonnages du sol.

Par hasard, les deux tubes d'accès à la sonde à neutrons dans les sites M2 et M3 ont été installés dans chacune des deux zones repérées précédemment (Figure III-20).

La Figure III-24 présente les profils des teneurs volumiques en eau obtenues à partir des données des tranchées T3 avec leurs moyennes et leurs écart-types comparés au profil de teneur volumique en eau obtenue par la sonde à neutrons dans le site permanent M1. On présente aussi la cartographie de teneur volumique en eau associée.

Le profil de teneur volumique en eau obtenu par la sonde à neutrons est presque similaire au profil moyen des données obtenus par échantillonnages du sol, à l'exception de la couche 0 -10 cm. La valeur de la teneur volumique en eau à la surface a été obtenue par interpolation à partir des données des profondeurs à 10 et 20 cm.

Le profil de teneur volumique en eau variant de 0 à 80 cm est très humide.

De nouveau, on observe la présence d'un gradient très prononcé de la teneur volumique en eau dans la couche variant de 70 à 105 cm de profondeur.

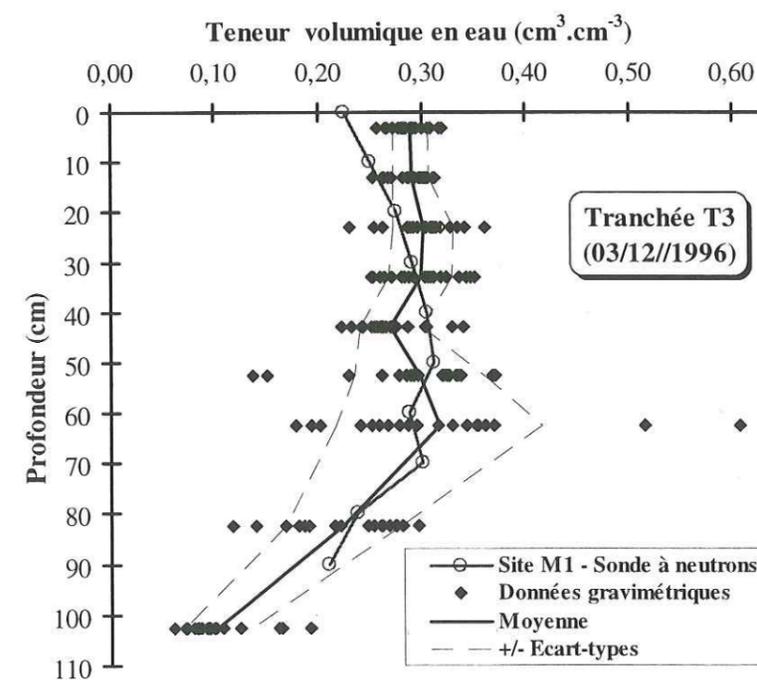


Figure III-24. Profils des teneurs volumiques en eau (θ) (moyenne et écart-types) obtenues par échantillonnages de sols dans la tranchée T3 comparés à celles obtenues par la sonde à neutrons dans le site M1 (1996) et leurs cartographies respectives (suite page suivante).

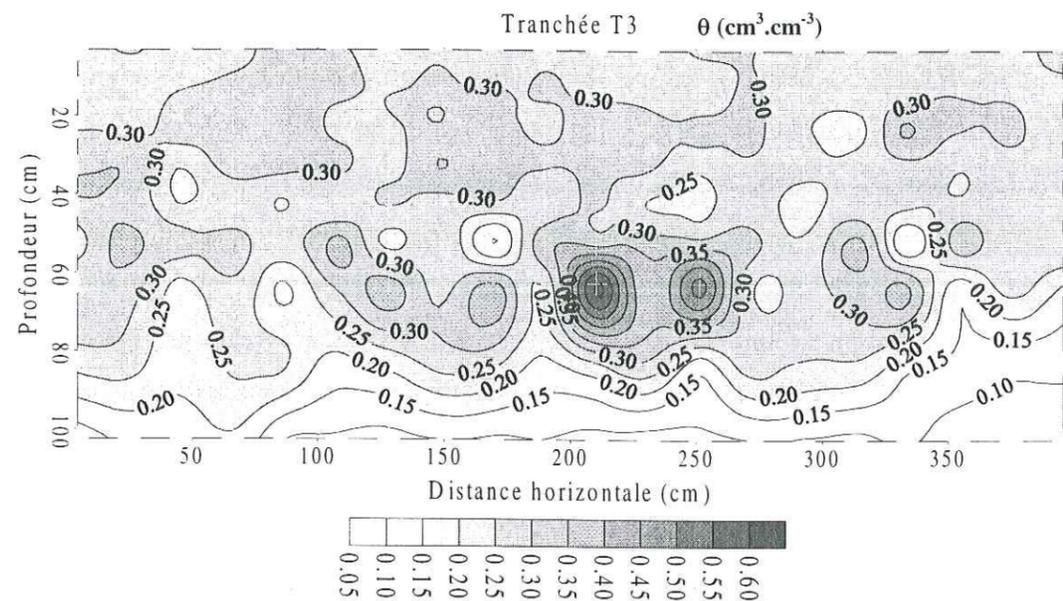


Figure III-24. Profils des teneurs volumiques en eau (θ) (moyenne et écart-types) obtenues par échantillonnages de sols dans la tranchée T3 comparés à celles obtenues par la sonde à neutrons dans le site M1 (1996) et leurs cartographies respectives.

III.4.2. Comparaison entre les concentrations en Nitrate (bougies et prélèvements)

Ce paragraphe présente les évolutions temporelles et les profils des concentrations en nitrate (NO_3^-) obtenues par les bougies poreuses installées à 30, 50 et 80 cm de profondeur en duplicata dans le site Jachère (Essai II) et les sites M1, M2 et M3 (Essai III) comparées aux mesures obtenues par extraction de la solution du sol dans les échantillons prélevés dans les tranchées P2 à P5 (Essai II) et les tranchées T1 à T3 (Essai III).

Le choix de la présentation des résultats des concentrations en nitrate a été fait parce que ces données sont les plus précises et les plus complètes.

Les concentrations en brome et en Bentazone ont trop souvent donné des valeurs proches des limites de détection analytique ($0,2 \text{ mg.l}^{-1}$ pour Br^- et $0,5 \text{ } \mu\text{g.l}^{-1}$ pour la Bentazone).

Plusieurs auteurs ont comparé les deux techniques de l'extraction de la solution du sol pour déterminer la concentration en nitrate dans le profil du sol (Alberts et al., 1976 ; Barbee et Brown, 1986 ; Djurhuus et Jacobsen, 1995).

Litaor (1988) a fait une synthèse des méthodes des prélèvements de la solution du sol. Il remarque que la composition et les concentrations des solutions du sol ne sont pas homogènes

et que les concentrations en solutés dans les macropores sont différentes de celles dans les micropores.

III.4.2.1. Essai II (Jachère – 1995)

La présence de nitrate dans cet essai II est seulement due à la minéralisation de la matière organique du sol. Le sol de La Côte de Saint-André possède une bonne capacité de minéralisation due à une bonne aération du sol et à une quantité substantielle de matière organique (2-3 %) dans la couche supérieure du sol.

La variabilité spatiale est assez importante dans la partie productive du profil du sol de 0 à 40 cm de profondeur (Figures III-25 et III-26).

La Figure III-25 présente les évolutions temporelles des concentrations en nitrate obtenues par les bougies poreuses installées à 30, 50 et 80 cm de profondeur en duplicata (Nord et Sud) dans le site Jachère comparées à celles obtenues par l'extraction de la solution du sol dans des échantillons prélevés aux profondeurs de 33, 52,5 et 82,5 cm dans les tranchées P1 à P5.

A 30 cm de profondeur les courbes présentent des différences importantes, entre les deux méthodes, dans les quantités de nitrate extraites par les bougies poreuses (Nord et Sud) et par les prélèvements du sol. Il faut remarquer que la distance qui sépare chaque paire de bougie aux mêmes profondeurs est de l'ordre de un mètre et la distance entre les tranchées et le site Jachère ne dépasse pas 15 mètres.

Ce comportement est confirmé par les cartographies des concentrations en nitrate (Figure III-26), notamment pour la tranchée P2.

Cette forte variabilité dans la couche de 0 – 40 cm peut compromettre la précision du calcul du bilan de masse de nitrate (ou d'un autre soluté, voir paragraphe V.4) (Figure III-27).

En observant la cartographie de la concentration en nitrate de la tranchée P2, on voit la présence d'une région ($60 \text{ cm} < \text{distance horizontale} < 120 \text{ cm}$) de forte concentration en nitrate à 25 cm de profondeur et une autre région où le nitrate a été lessivé. Il est probable que la concentration en nitrate est plus forte dans des zones où la matière organique est plus importante (hétérogénéité d'enfouissement au labour précédent la jachère). Djurhuus et Jacobsen (1995) ont trouvé un comportement similaire pour un sol limon sableux à Rønhave.

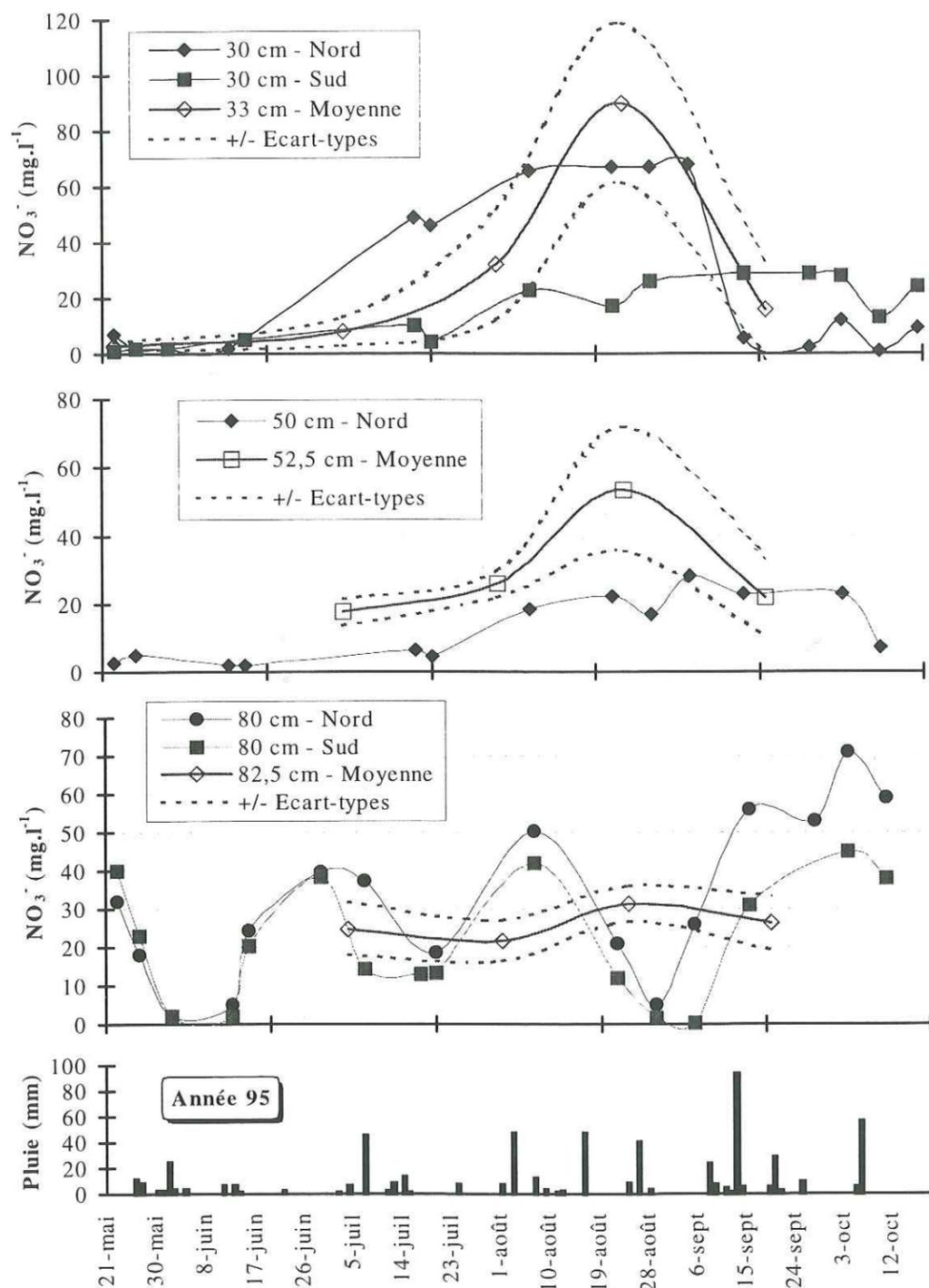


Figure III-25. Evolutions temporelles des concentrations en nitrate obtenues par les bougies poreuses à 30, 50 et 80 cm de profondeur en duplicata (Nord et Sud) dans le site Jachère comparées à celles obtenues par prélèvements du sol dans les tranchées P1 à P5, à 33, 52,5 et 82,5 cm de profondeur. En bas est présentée l'évolution journalière de la pluie correspondant à la période de 21/05 au 18/10/1995.

A 50 cm de profondeur, seule la bougie poreuse installée dans la direction Nord a été opérationnelle. Les valeurs de concentrations en nitrate obtenues par les extractions de la solution du sol des échantillons prélevés dans les tranchées ont été supérieures à celles obtenues par la bougie poreuse à 50 cm (Nord), sauf pour les jours 17 et 18 Septembre où les valeurs coïncident.

On peut voir que les fortes productions de nitrate, par minéralisation de la matière organique présente dans le sol, ont eu lieu dans la période de plein été où les conditions ont été favorables pour la biomasse du sol. C'est également dans cette période qu'apparaît la plus forte variabilité des concentrations en nitrate.

A 80 cm de profondeur, les évolutions temporelles des concentrations en nitrate ont présenté un comportement "sinusoïdal" fortement corrélé aux périodes pluvieuses (Figure III-25), confirmé par les évolutions temporelles des pressions obtenues par les tensiomètres (paragraphe V.2.3.1).

Les courbes obtenues à partir des bougies poreuses à 80 cm de profondeur sont similaires mais il y a 50 % de variabilité entre les deux courbes pour certains jours. L'évolution temporelle des concentrations en nitrate obtenue par les prélèvements du sol présente un comportement sinusoïdal, mais plus lisse que ceux relatifs aux bougies poreuses.

La couche du sol variant de 80 à 105 cm de profondeur est la plus homogène dans le profil du sol (Figure III-26), vis à vis des concentrations en nitrates.

La différence dans les distributions de concentrations obtenues par les bougies poreuses et les échantillons prélevés dans les tranchées est due aux différents modes de prélèvements de la concentration par les deux méthodes. Djurhuus et Jacobsen (1995) ont trouvé des résultats semblables.

Schoen (1996) a comparé sur lysimètre, les extractions de la solution du sol faites par les bougies poreuses aux profondeurs de 37, 57, 87 et 107 cm avec les extractions de la solution du sol obtenues par les échantillons du sol localisés près des bougies poreuses. Il a trouvé que la comparaison donne des résultats qui ne sont que relativement cohérents, certaines valeurs sont surestimées par les bougies et d'autres sous-estimées. Des résultats semblables ont été obtenus par Djurhuus et Jacobsen (1995) pour un sol de texture limoneuse.

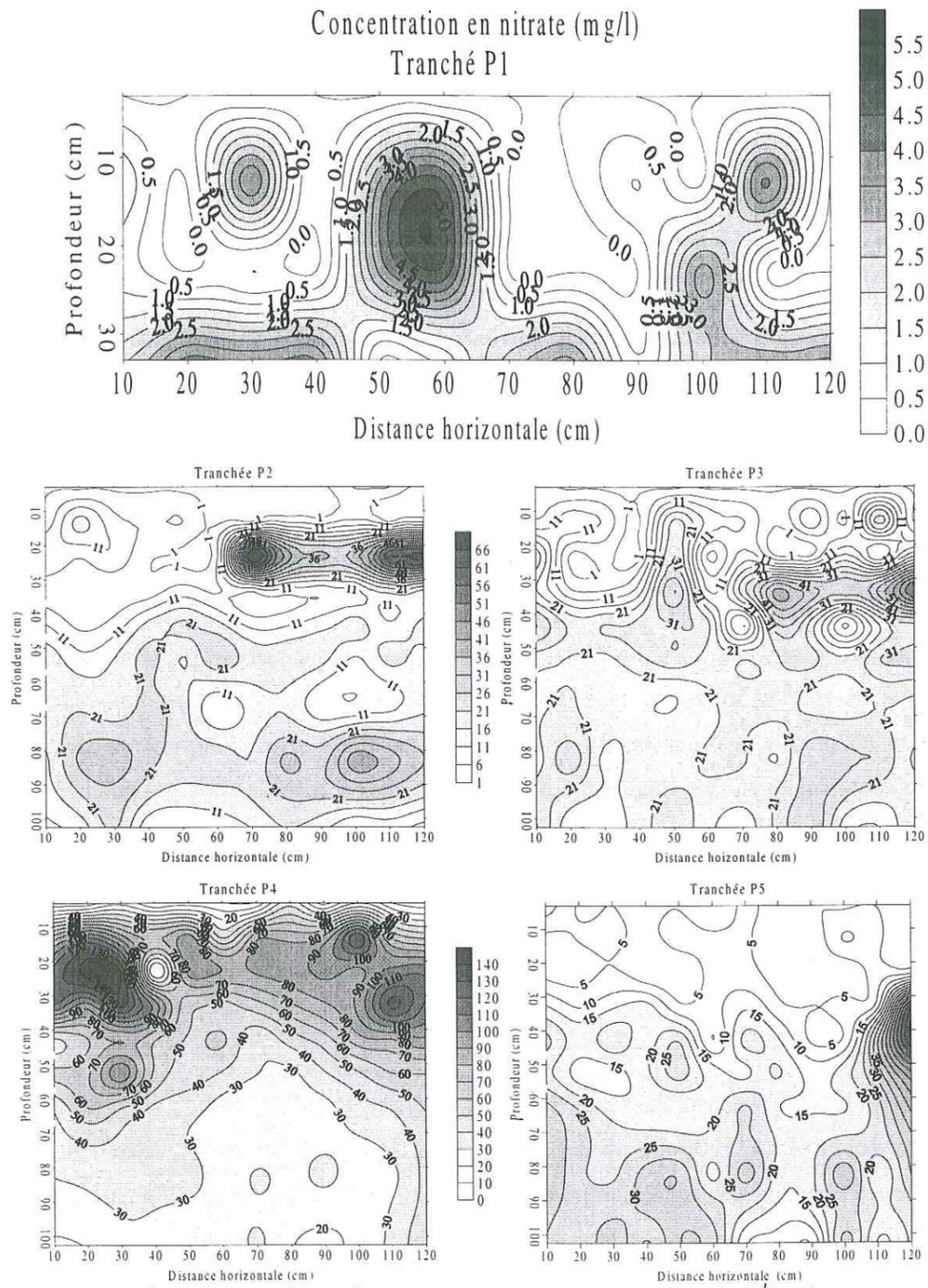


Figure III-26. Cartographies des concentrations en nitrate (mg.l^{-1}) obtenues par des extractions de la solution du sol à partir des échantillons prélevés dans les tranchées P1 à P5 (Jachère – 1995).

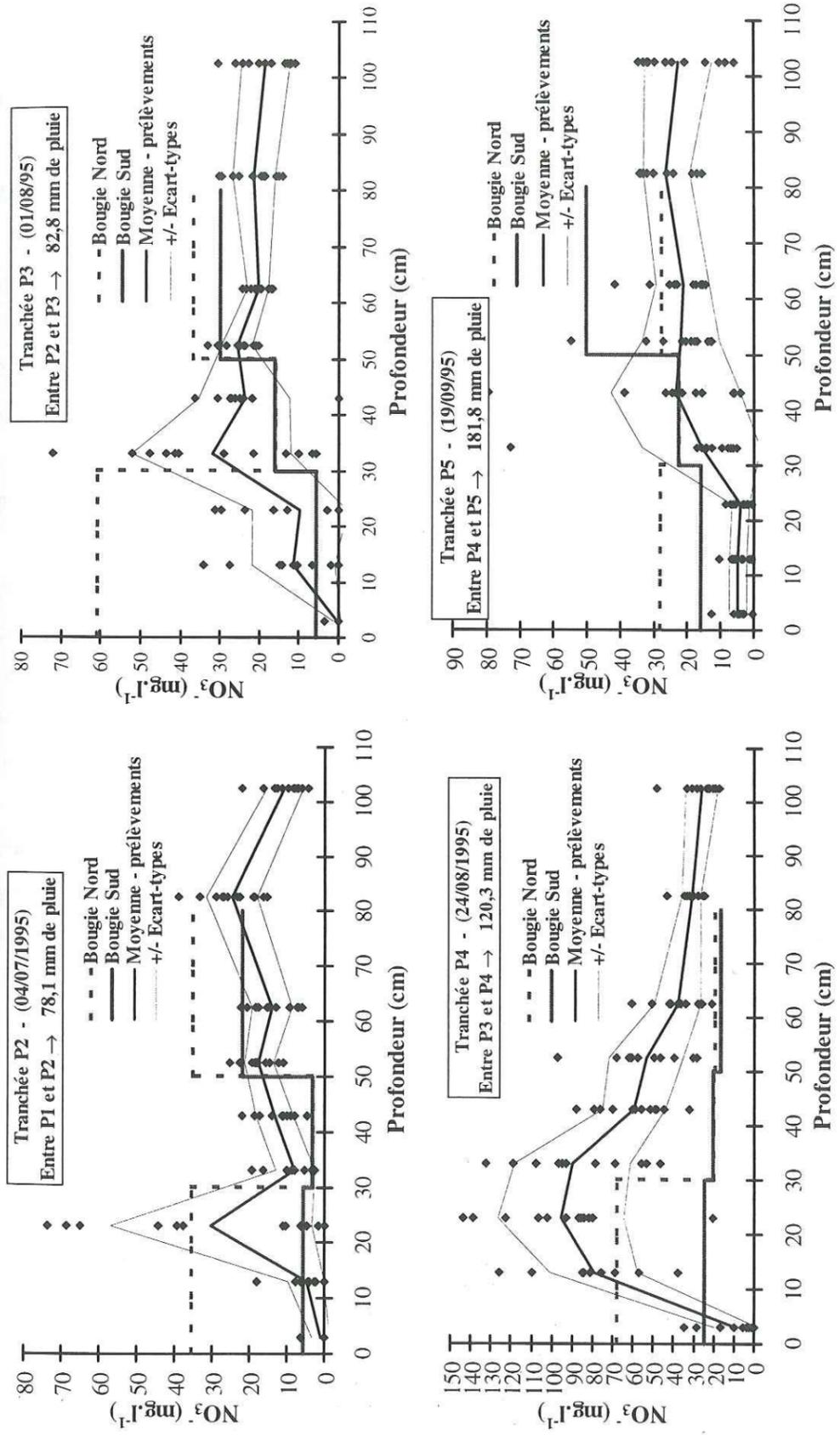


Figure III-27. Profils des concentrations en nitrate (mg.l^{-1}) obtenues par prélèvements du sol dans des tranchées P2 à P5 (moyennes et écart-types) comparées à ceux obtenus par les bougies poreuses en duplicata à 30, 50 et 80 cm dans le site Jachère (1995).

III.4.2.1. Essai III (Maïs irrigué – 1996)

Dans ce paragraphe on présente les évolutions temporelles de la concentration en nitrate obtenues par les bougies poreuses comparées à celles obtenues par les extractions de la solution du sol sur les échantillons prélevés dans les tranchées sur une parcelle de maïs irrigué pendant le cycle cultural.

Un apport d'azote de 150 Kg-N.ha⁻¹ a été fait pendant le développement du maïs (stade à 9 – 10 feuilles).

Des nombreuses études ont été réalisées pour évaluer la relation entre la pollution par le nitrate et les pratiques agronomiques avec l'objectif de minimiser le risque de contamination de la nappe phréatique (Kengni et al., 1994 ; Mohanty et Kanwar, 1994 ; Ellsworth et al., 1996). Les auteurs citent que les taux d'application en nitrate dans la pratique agricole excèdent souvent la quantité qui est assimilée par la culture.

La Figure III-28 présente les évolutions temporelles des concentrations en nitrate obtenues par les bougies poreuses installées à 30, 50 et 80 cm de profondeur en duplicata (Nord et Sud) dans les sites M1, M2 et M3 comparées à celles obtenues par l'extraction de la solution du sol dans des échantillons prélevés aux profondeurs de 33, 52,5 et 82,5 cm dans les tranchées T1, T2 et T3.

Si on compare les évolutions de la concentration en nitrate obtenues par les bougies poreuses aux valeurs moyennes des concentrations en nitrate obtenues par prélèvements du sol dans la tranchée T2 (Figure III-28), on voit que les valeurs coïncident pour les profondeurs de 30 et 50 cm. Pour la profondeur de 80 cm, les valeurs moyennes des concentrations en nitrate obtenues par la tranchée T2 sont sous-estimées comparées à celles des bougies poreuses, sauf pour la bougie Nord à 80 cm de profondeur dans le site M2, où les valeurs coïncident.

A partir des graphes des évolutions temporelles on voit une augmentation de la concentration en nitrate à partir du 20 Juin dû à l'apport d'azote et à la minéralisation de la matière organique du sol.

De nouveau, les évolutions temporelles de la concentration en nitrate entre les bougies poreuses Nord et Sud à 30 et 50 cm de profondeurs suivent un comportement différent après l'apport d'azote, à l'exception du site M3 où les évolutions sont similaires, mais avec une variabilité de 50 % entre les deux bougies (Nord et Sud) pour certains jours.

A 80 cm de profondeur, les évolutions temporelles de la concentration en nitrate sont similaires avec des valeurs très proches entre les bougies jusqu'à la mi-juin. A partir de Juillet, les évolutions temporelles à 80 cm de profondeur ont présenté des valeurs variant de 10 à 190 % entre les deux bougies poreuses.

Après l'apport d'azote, une forte variation de la concentration en nitrate peut régner dans la couche de surface, disparaissant petit à petit avec la profondeur.

Selon Mohanty et Kenwar (1994), plusieurs facteurs sont responsables de la distribution spatiale du nitrate dans le sol, comme par exemple : le déplacement d'eau et du soluté en conditions d'écoulement non stationnaire le long de chemins d'écoulements préférentiels, la nitrification et la dénitrification, l'absorption d'eau et de nitrate par la plante, et la texture du sol.

La Figure III-29 présente les cartographies des concentrations en nitrate obtenues à partir des échantillons de sol prélevés dans les tranchées T1, T2 et T3.

La tranchée T1 a été ouverte le 12 Avril pour la détermination initiale des variables physique du sol huit jours après le labour du sol. Les premiers 30 cm du sol présentent une concentration en nitrate élevée par rapport à l'essai II (Jachère 1995) probablement due au reliquat de la récolte de l'année précédente et à la minéralisation de la matière organique du sol. La concentration en nitrate diminue avec la profondeur où elle est distribuée de façon plus homogène (Figure III-29).

Les données des concentrations en nitrate pour la tranchée T2, ouverte le 16 Juillet, ont été obtenues pendant la pleine croissance du maïs après un apport d'azote sous forme de granules d'ammonitrates de 150 Kg-N.ha⁻¹ le 18 Juin. On voit la présence d'une forte variabilité horizontale dans les 50 premiers centimètres du profil du sol (Figures III-29 et III-30).

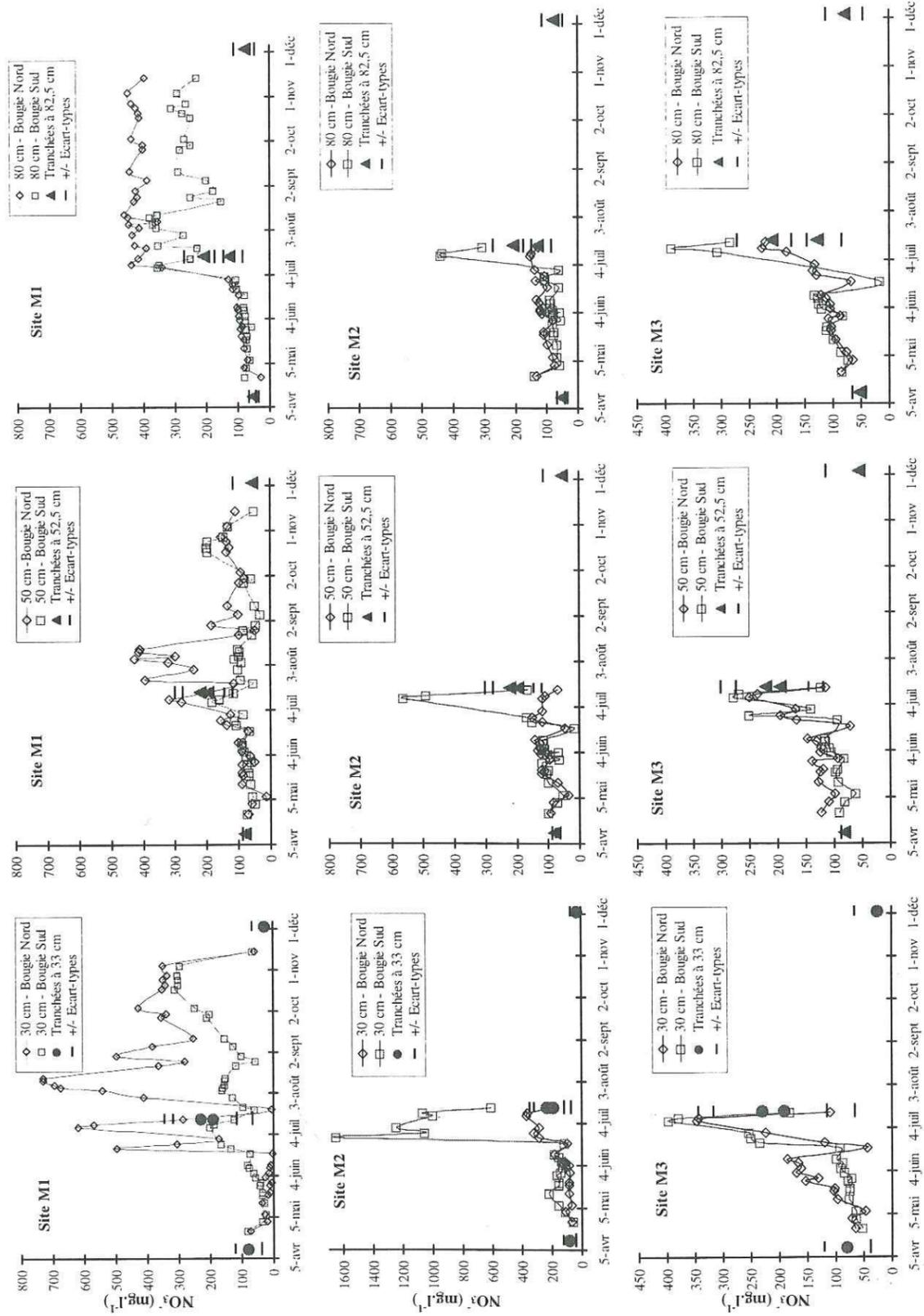


Figure III-28. Evolutions temporelles des concentrations en nitrate obtenues par les bougies poreuses à 30, 50 et 80 cm de profondeur en duplicata (Nord et Sud) dans les sites M1, M2 et M3 comparées à celles obtenues par prélèvements du sol dans les tranchées T1, T2 et T3, à 33, 52,5 et 82,5 cm de profondeur.

Après la récolte du maïs (14 Novembre), presque tous les profils de concentration en nitrate ont présenté des valeurs nulles dans la couche superficielle du sol (0 –30 cm) due au lessivage par une forte pluie tombée pendant le mois de novembre (Figures III-29 et III-30). Sur la cartographies de la tranchée T3 (Figure III-29), il y a un profil vertical (distance horizontale égale à 300 cm) de concentrations en nitrate élevées. Sur cette cartographie, la présence d'écoulements préférentiels du nitrate est évidente.

Si on compare les résultats obtenus dans ce paragraphe avec le paragraphe précédent, on voit qu'à des concentrations élevées en nitrate les deux méthodes de prélèvement de la solution du sol donnent des résultats presque similaires. Au contraire, lorsque les concentrations sont faibles les deux méthodes donnent des résultats différents.

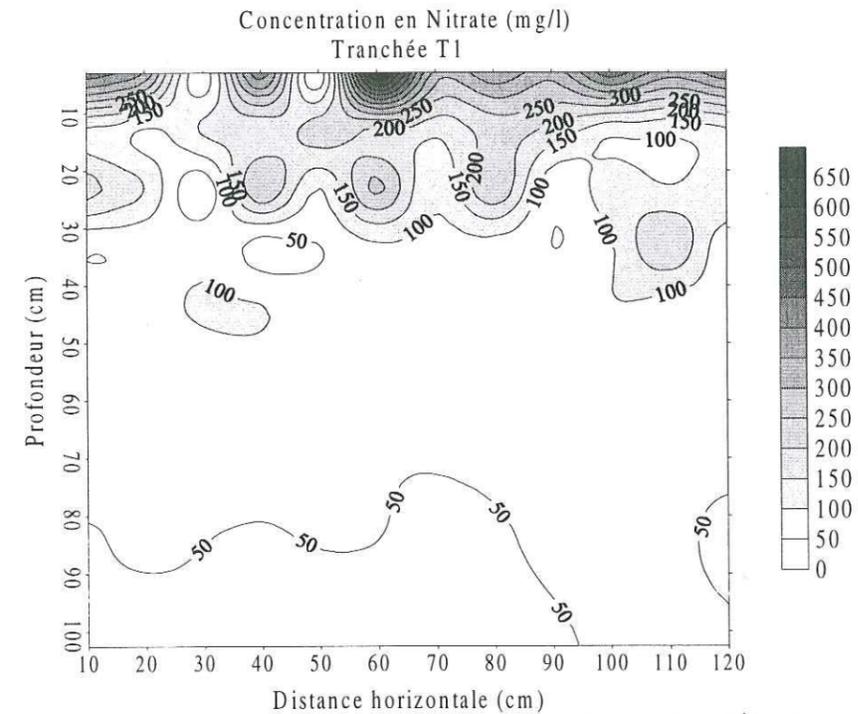


Figure III-29. Cartographies des concentrations en nitrate (mg.l^{-1}) obtenues par des extractions de la solution du sol à partir des échantillons prélevés dans les tranchées T1, T2 et T3 (Maïs irrigué – 1996) (suite page suivante).

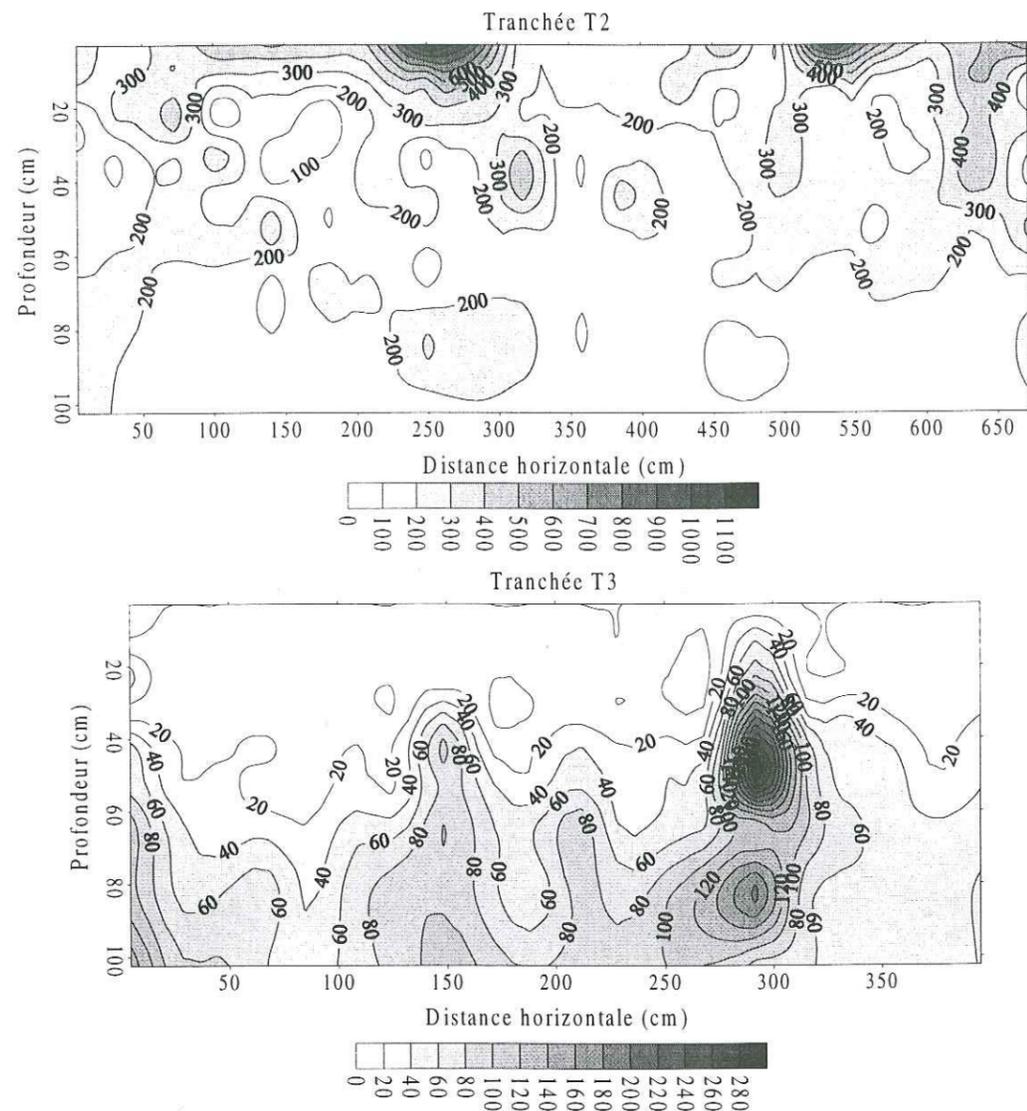


Figure III-29. Cartographies des concentrations en nitrate (mg.l^{-1}) obtenues par des extractions de la solution du sol à partir des échantillons prélevés dans les tranchées T1, T2 et T3 (Maïs irrigué – 1996).

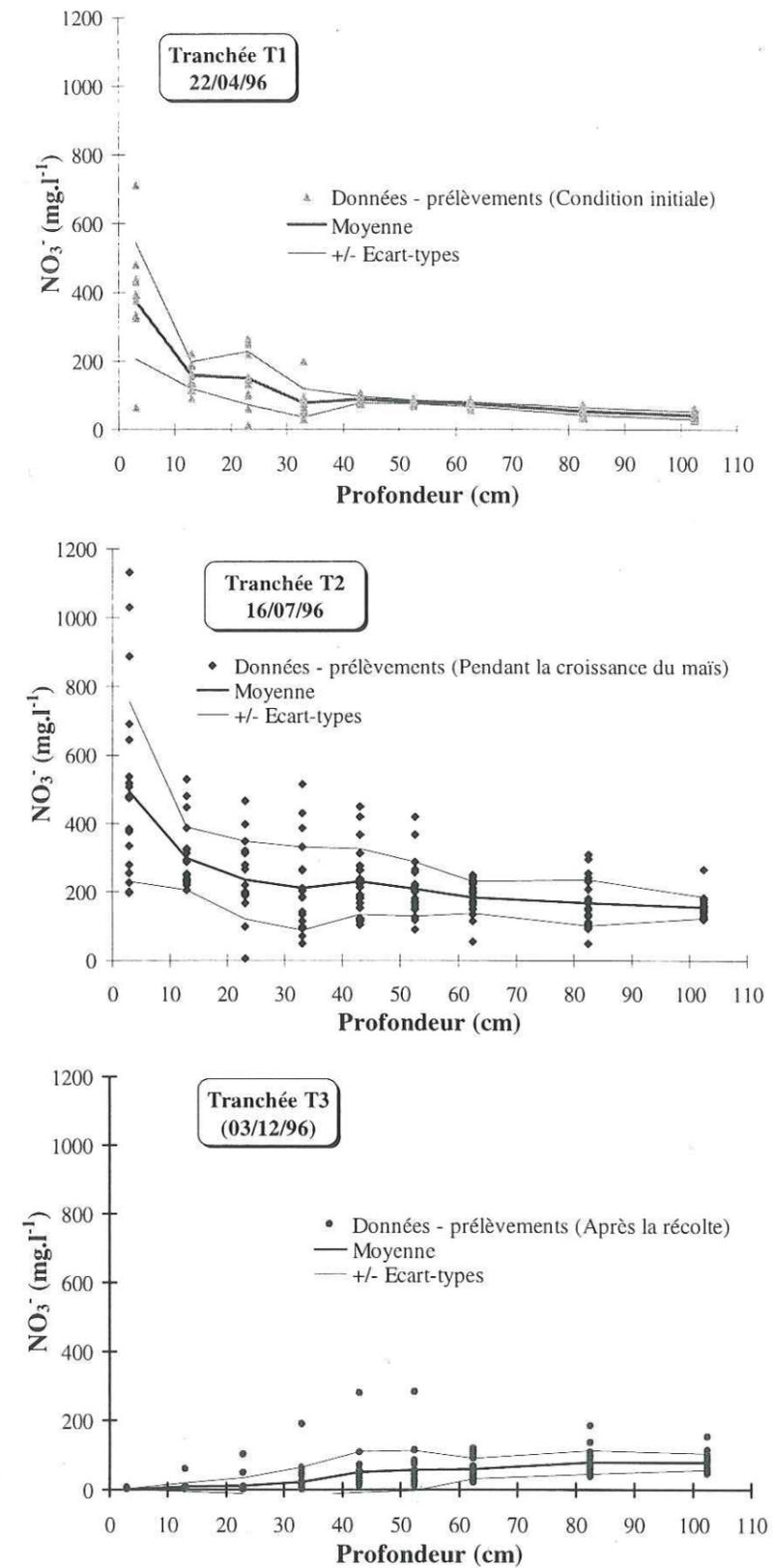


Figure III-30. Profils des concentrations en nitrate (mg.l^{-1}) obtenues des extractions de la solution du sol à partir des échantillons prélevés dans les tranchées T1, T2 et T3 (moyennes et écart-types) pendant l'Essai III (Maïs irrigué).

III.5. CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, on a montré les résultats expérimentaux concernant les courbes granulométriques obtenues au cours de deux différentes expérimentations. On a constaté que pour l'horizon de surface (0 – 40 cm) les résultats sont peu variables, et ils diffèrent pour les autres horizons du sol (40 – 70 cm et 70 – 105 cm).

On a également comparé deux méthodes d'obtention des courbes granulométriques (tamisages-sédimentations et granulométrie à laser) pour des particules inférieures à 200 μm tamisées à sec et en humide et les influences de différents temps d'exposition à l'ultrason dans l'eau (désagrégation des particules). On a vérifié que pour un même temps d'exposition à l'ultrason (3 min), les courbes granulométriques obtenues par tamisages à sec et en humide sont similaires. Ce n'est pas le même cas lorsqu'on soumet les particules à différents temps d'exposition à l'ultrason.

La variabilité spatiale des variables physico-chimiques du sol a été étudiée par les analyses géostatistique et statistique pour les essais I (Lysimètre), II (Jachère-1995) et III (Maïs irrigué-1996).

A partir des analyses géostatistiques, faites en utilisant le semivariogramme $\gamma(h)$, les résultats ont montré que les variables étudiées (W , ρ_d , θ et les concentrations en Nitrate et en Brome) n'ont pas de dépendance spatiale à courte distance. En conséquence, l'hétérogénéité spatiale des variables considérées a été caractérisée par la statistique classique en considérant que les observations sont statistiquement indépendantes les unes des autres.

Les résultats caractérisés par la statistique classique ont montré que la variabilité, exprimée par le coefficient de variation (CV), est telle que les variables peuvent être classées par ordre croissant d'hétérogénéité selon : masse volumique sèche (ρ_d), teneur volumique en eau (θ), teneur massique en eau (W) et concentration en soluté. On a vérifié que plus de 80 % des cas étudiés ont obéi à une loi normale (test de Shapiro-Wilk).

Bien qu'il n'y ait pas de dépendance spatiale, les cartographies des variables considérées ont été interpolées par la méthode appelée Radial Basis Function (RBF).

Pour l'essai I (Lysimètre), les cartographies ont été construites selon deux directions : horizontalement (30 points par couche du sol) et verticalement (78 points par coupe verticale).

Les résultats obtenus pour les trois essais (I, II et III) ont montré la présence de variabilités verticale et horizontale pour les variables étudiées. Les résultats généraux des

teneurs massiques en eau ont présenté un fort gradient de teneur massique en eau dans le profil du sol variant de 70 à 125 cm de profondeur.

Les cartographies des teneurs volumiques en eau ont montré la présence d'une variabilité horizontale dans chaque horizon. La présence de variabilité horizontale et des gradients verticaux de teneur en eau, peuvent favoriser l'apparition d'écoulements préférentiels dans le transfert d'eau et de ses solutés.

On a comparé les profils de teneur volumique en eau (θ) obtenues par mesures à partir de la sonde à neutrons dans les sites permanents (Jachère - Essai II, et les sites M1, M2 et M3 - Essai III) aux profils de teneur volumique en eau (θ) obtenues à partir des échantillons de sol prélevés dans les tranchées (P1 à P5 - Essai II, et T1 à T3 - Essai III).

De ce qui a été présenté dans les paragraphes III.4.1.1 et III.4.1.2, on peut conclure que la sonde à neutrons est un bon estimateur de la teneur volumique en eau (θ).

On a présenté les résultats des comparaisons entre concentrations en solutés dans la solution du sol obtenue par extraction à partir des bougies poreuses installées à trois profondeurs (30, 50 et 80 cm) en duplicata avec celles obtenues à partir des extractions dans les échantillons du sol prélevés dans des tranchées. Les résultats ont montré que les deux méthodes donnent des résultats différents lorsque les concentrations sont faibles et des valeurs similaires lorsque les concentrations sont élevées. Les concentrations dans les solutions du sol extraites par les bougies poreuses à une même profondeur ont globalement présenté des résultats très variés.

Le choix entre les deux méthodes d'extraction de la solution du sol dépend du but, du type de sol et des conditions climatiques. Cependant, on a plus confiance dans la méthode d'extraction par les échantillons prélevés dans les tranchées parce que les concentrations sont parfaitement définies (concentration totale résidente et volume de mesure contrôlé). Cette concentration décrit la quantité de soluté total contenue dans un volume de sol bien défini.

Schoen et al. (1999a) ont montré que la concentration obtenue à partir des bougies poreuses est quelque chose d'intermédiaire entre la concentration résidente (C_r) et la concentration de flux (C_f).

La discussion précédente est en accord avec d'autres auteurs comme Barbee et Brown (1986) ou Djurhuus et Jacobsen (1995) qui montrent que les prélèvements par les bougies poreuses sont quelque fois mal définie (hétérogénéité) ou mal contrôlé (suction appliquée aux bougies).

CHAPITRE IV

**INTEGRATION SPATIALE DES θ ET
STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE
(HYDRIQUE ET SOLUTES)**

Chapitre IV - Intégration spatiale des teneurs en eau et stratégie d'échantillonnage (hydrique et solutés)

IV.1. INTRODUCTION	125
IV.2. VOLUMES DE MESURE DE θ PAR LES SONDAS NEUTRONIQUE ET TDR.....	125
IV.2.1. Détermination de la teneur volumique en eau (θ) des sols	125
IV.2.2. Simulation numérique du volume de mesure de (θ) des sondes neutronique et TDR.	126
IV.2.3. Résultats des simulations et comparaisons avec les profils de (θ) expérimentaux.....	129
IV.3. STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE.....	132
IV.3.1. Détermination de la taille de l'échantillon	132
IV.3.2. Taille d'échantillons pour les variables W , ρ_d , θ et les concentrations (Br^- , Cl^- , NO_3^- et Bentazone).....	133
IV.4. CONCLUSIONS.....	142

IV.1. INTRODUCTION

Dans ce chapitre on présente une méthodologie pour estimer les volumes de mesure de la teneur volumique en eau à partir des cartographies 2D qui peuvent être obtenus par des sondes virtuelles neutronique et TDR générées par la géométrie discrète. On compare les résultats simulés numériquement avec ceux obtenus par les prélèvements des sols dans des tranchées.

Ensuite, on calcule les tailles des échantillons nécessaires pour les variables physico-chimiques avec une précision et un niveau de confiance données.

IV.2. VOLUMES DE MESURE DE θ PAR LES SONDES NEUTRONIQUE ET TDR

Dans ce paragraphe on présente une méthodologie pour estimer le volume de mesure obtenu par les sondes à neutrons et TDR et pour tester la consistence des deux approches dans la mesure d'un profil de teneur volumique en eau.

IV.2.1. Détermination de la teneur volumique en eau (θ) des sols

La teneur volumique en eau est déterminée en utilisant des méthodes directe et indirecte. La méthode directe est obtenue par la méthode gravimétrique qui consiste à peser un échantillon humide du sol de volume connu, à le sécher à l'étuve (105° C) puis à peser cet échantillon sec. La teneur volumique en eau (θ) du sol est déterminée par le rapport entre la masse d'eau et la masse de sol sec multiplié par la valeur de la masse volumique sèche (ρ_d) du sol (Chapitre I).

Les méthodes indirectes, telles que les techniques électriques (méthode de résistance électrique, méthode de capacitance (Time Domain Reflectometry – TDR)) ou radiologiques (thermalisation neutronique, atténuation par rayonnement gamma), estiment les propriétés physiques du milieu poreux connus qui ont une influence sur la teneur en eau. Ces techniques demandent un étalonnage préalable de la sonde utilisée avant son utilisation. Une description complète et détaillée des différentes méthodes est donnée par Gardner (1986).

On va décrire le volume de mesure mis en jeu par les sondes à neutrons et TDR.

⇒ **Sonde à neutrons**

La méthode pour l'estimation de la teneur volumique en eau à partir d'une sonde neutronique a été décrite dans le chapitre II (paragraphe II.3.1.1).

⇒ **Sonde TDR (Réflectométrie dans le domaine temporel)**

Cette méthode est basée sur la mesure de la constante diélectrique du sol. Comme l'eau présente une valeur diélectrique très grande comparée à celle de la phase solide et de l'air, elle a une large influence dans la constante diélectrique globale du sol.

La mesure de la teneur volumique en eau par la méthode TDR consiste à mesurer le temps de propagation des ondes électromagnétiques le long de la sonde (guide d'onde constitué de 2 ou 3 tiges, ou d'un cylindre). Ensuite, on calcule la permittivité électrique (k), donnée par la relation ci-dessous, et en déduire la teneur volumique en eau :

$$k = \left(\frac{c \cdot \Delta t}{2l} \right)^2$$

où c est la vitesse de la lumière, Δt est le temps de propagation de l'onde, et l est la longueur de la sonde. Une technique détaillée est décrite par Topp et al. (1980).

La méthode est très sensible aux variations de la masse volumique sèche, de la température, de la composition du sol et du matériel ainsi que de la salinité de l'eau du sol. Du fait de cette sensibilité, un étalonnage préalable sur le site de mesure est nécessaire.

IV.2.2. Simulation numérique du volume de mesure de (θ) des sondes neutronique et TDR.

Une méthode de simulation du volume de mesure de la teneur volumique en eau par les sondes neutronique et TDR est proposée à partir de la géométrie caractéristique de ces appareils. Cette géométrie est caractérisée par le volume de "sensibilité" à la mesure qui est fonction du phénomène physique (électrique ou radiologique) et de la structure des sondes (tube d'accès). Ainsi, la méthodologie permet l'estimation de l'influence du volume de mesure (sondes) sur les résultats de la teneur volumique en eau.

Le modèle adopté est fondé sur les techniques de la géométrie discrète¹ (Serra, 1988; Chassery et Montanvert, 1991; Pieritz 1994) pour la simulation de la géométrie 2D caractéristique des sondes. Ces formes sont placées sur la cartographie 2D des teneurs volumiques en eau (obtenues par l'analyse gravimétrique des sols prélevés dans les tranchées - paragraphe III.3.3) pour permettre l'évaluation de la mesure de la teneur volumique en eau par les sondes neutronique et TDR.

La forme géométrique 2D du volume de mesure idéalisé pour la sonde neutronique est un cercle dont le rayon d'influence R (en cm) a été obtenu par l'équation IV-1 décrit par Couchat (1974) :

$$R = 15 \cdot \sqrt[3]{\frac{100}{\theta}} \quad (\text{IV-1})$$

où θ est la teneur volumique en eau (%). Pour la génération de la géométrie de la sonde (appelé ici "masque") une valeur de la teneur volumique en eau moyenne de 20 % a été utilisée, ce qui correspond à une valeur d'environ 25,5 cm de rayon.

La sonde TDR simulée dans cette étude est une sonde cylindrique, avec les conducteurs localisés verticalement le long des côtés du cylindre (Photo IV-1). Cette sonde est introduite dans le sol à partir d'un tube d'accès préalablement installé (TDR - TRIMS tube probe - Imko ; Pereira dos Santos, 1997).



Photo IV-1. Présentation d'une sonde TDR - TRIMS (Selon Imko Micromodultechnik)

La forme géométrique 2D du volume de mesure idéalisée pour la sonde TDR est un rectangle dont la longueur et la largeur ont été estimées égales respectivement à 5,0 et 17,5 cm (Topp et al., 1992 ; Pereira dos Santos, 1997).

¹ La géométrie discrète représente l'adaptation des concepts de la géométrie "euclidienne" (dans l'espace réel : cercles, droites, distances, etc.) aux contraintes de l'informatique (codage d'entiers dans l'espace discret). L'avantage de ces techniques et concepts est le développement d'algorithmes simples avec une performance informatique optimale (vitesse d'exécution).

Les formes géométriques des volumes de mesure idéalisés des sondes neutronique et TDR (Figure IV-1) ont été générées avec des coefficients entiers φ_i (index du **masque** géométrique entier – élément structurant) (Archelli et Sanniti de Baja, 1985 ; Chassery et Montanvert, 1991 ; Thiel, 1994). Pour garder les caractéristiques géométriques des volumes de mesures réels des sondes, seuls les points qui sont situés sur la surface entre le tube d'accès et le **masque** (montrée sur la Figure IV-1 par les surfaces en gris) ont été utilisés pour évaluer la teneur volumique en eau (θ).

Les profils de teneurs volumiques en eau simulés ont été obtenus en déplaçant les **masques** sur la cartographie 2D interpolée de la teneur volumique en eau expérimentale dans les directions x-y (pas d'espace égal à 1 cm).

Pour s'approcher des mesures réelles de la teneur volumique en eau moyenne ($\langle\theta\rangle$) obtenues par les sondes neutronique et TDR, trois modèles ont été testés en utilisant une fonction de pondération moyenne $w(\varphi_i)$: constante, linéaire et exponentielle, données par la relation :

$$\langle\theta\rangle = \frac{\sum_{i=1}^n w(\varphi_i) \cdot \theta_i}{\sum_{i=1}^n w(\varphi_i)} \quad (\text{IV-2})$$

où, n est le nombre d'éléments dans le **masque** utilisé, $w(\varphi_i)$ est la fonction d'atténuation (constante, linéaire ou exponentielle) dans la position $(x,y)_i$, et θ_i est la teneur volumique en eau locale sur les cartographies 2D expérimentales.

Le choix des index φ_i se rapporte à la position locale (coordonnée $(x,y)_i$ centrée dans le masque) et à la distance géométrique caractéristique des sondes (cercle de rayon R centré sur $(x,y)_i$ pour la sonde neutronique, et rectangle centré sur $(x,y)_i$ pour la TDR).

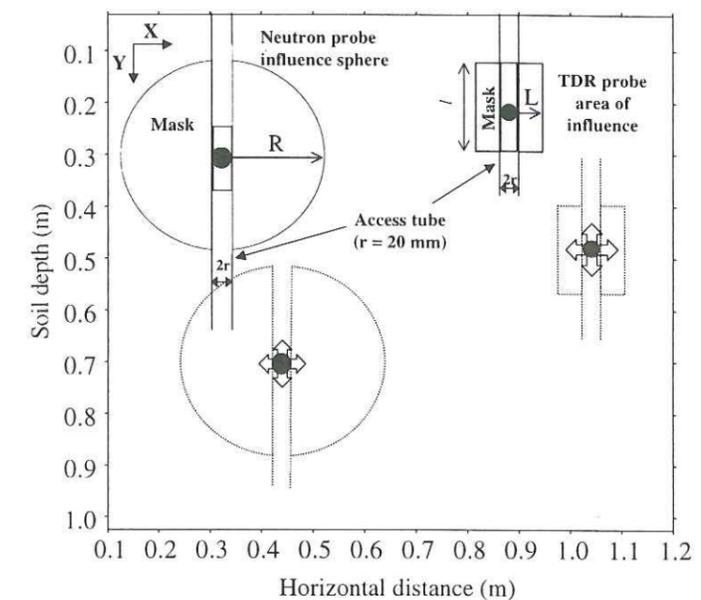


Figure IV-1. Diagramme schématique utilisé pour calculer les profils de teneurs volumiques en eau à partir des sondes virtuelles par déplacement des **masques** dans les directions x-y sur la cartographie 2D interpolée de la teneur volumique en eau.

Finalement, les profils de teneurs volumiques en eau (sondes neutronique et TDR) ont été estimés numériquement à partir de la cartographie simulée pour les mêmes profondeurs et les mêmes distances horizontales que celles obtenues pour les sols prélevés dans les tranchées.

IV.2.3. Résultats des simulations et comparaisons avec les profils de θ expérimentaux.

Dans ce paragraphe, on montre les résultats des simulations numériques des cartographies de la teneur volumique en eau obtenues par une fonction d'atténuation $w(\varphi_i)$ exponentielle, en comparaison aux cartographies de la teneur volumique en eau obtenues expérimentalement.

Le choix de la présentation des résultats des simulations obtenues par une fonction d'atténuation exponentielle est supposé représenter au mieux les phénomènes physiques d'interaction de chaque sonde. La sensibilité de la mesure a son maximum proche de la source et est supposée décroître exponentiellement au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de la source.

La Figure IV-2 présente les cartographies de la teneur volumique en eau expérimentales, obtenues par la méthode gravimétrique, des tranchées P2 et P4, et celles simulées par les sondes virtuelles neutronique et TDR.

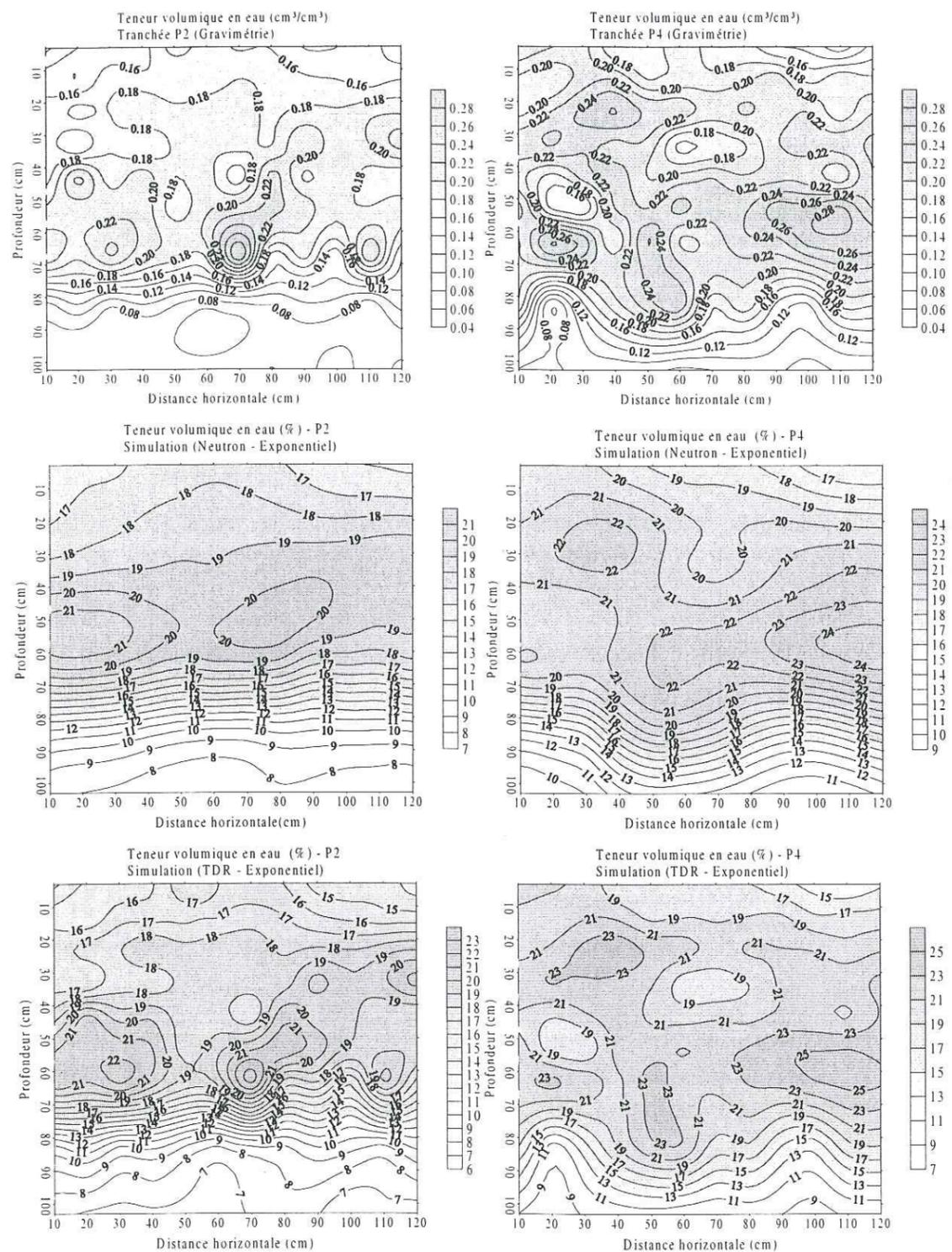


Figure IV-2. Cartographies expérimentales des teneurs volumiques en eau des tranchées P2 (gauche) et P4 (droite) et celles simulées par les sondes virtuelles neutronique et TDR en utilisant une fonction d'atténuation exponentielle.

On voit, à partir des cartographies de la Figure IV-2, que les teneurs volumiques en eau simulées par la sonde neutronique sont plus lissées comparées à celles simulées par la sonde

TDR. Ceci est dû au fait que le volume de mesure par la sonde neutronique est plus grand que celui de la sonde TDR (Figure IV-1).

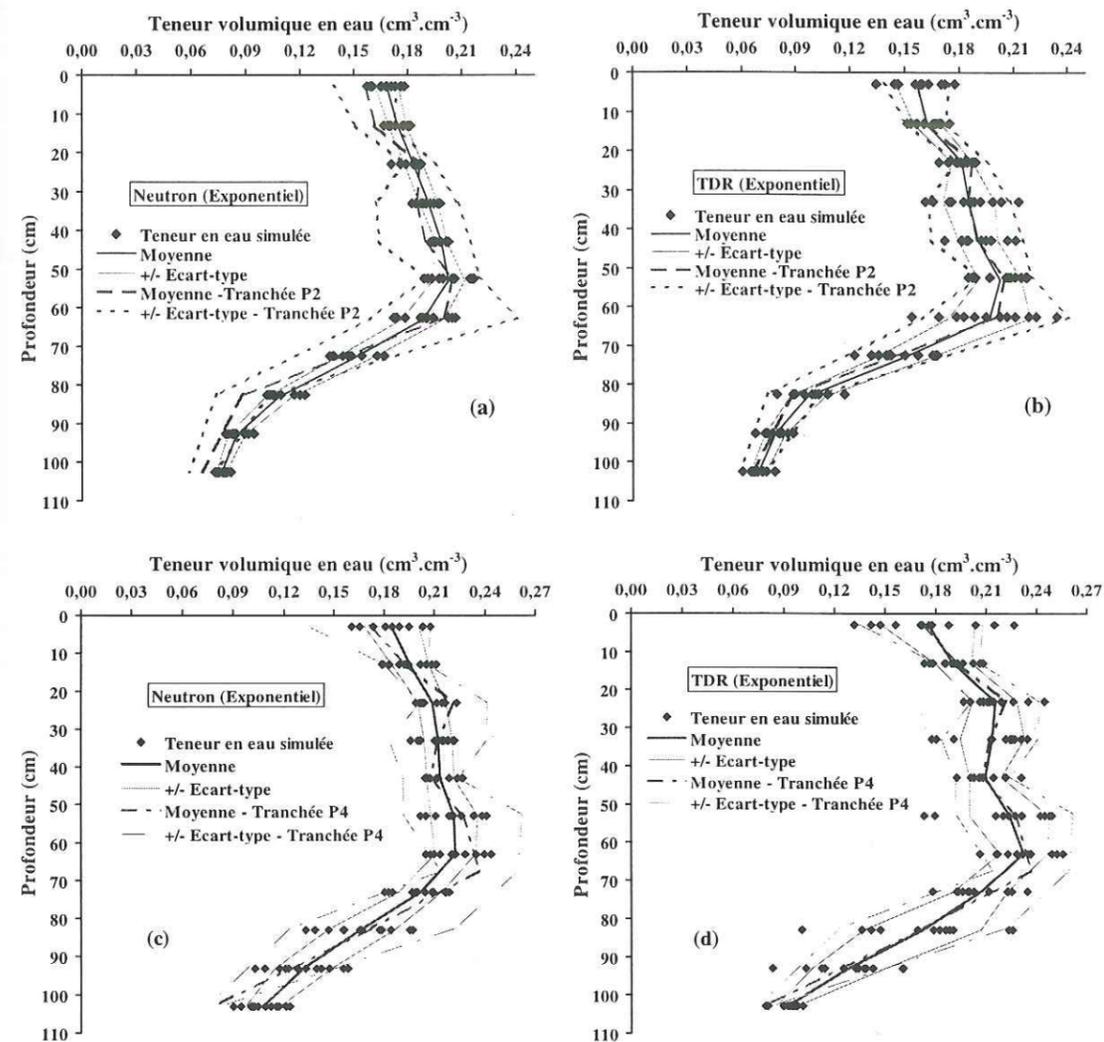


Figure IV-3. Moyennes et écart-types de profils des teneurs volumiques en eau simulés à partir des sondes virtuelles (a et c) neutronique et (b et d) TDR en utilisant une fonction d'atténuation exponentielle comparés à ceux obtenus par gravimétrie à partir des échantillons de sol prélevés dans les tranchées P2 et P4.

La Figure IV-3 présente les profils de teneur volumique en eau obtenus par simulations des sondes virtuelles neutronique et TDR à partir des cartographies de la teneur volumique en eau interpolées à partir des données expérimentales basées sur une approche par la géométrie discrète en utilisant une fonction d'atténuation exponentielle (Eq. IV-2).

Pour les dimensions du site de mesure permanent non destructif (Jachère) utilisé ici, les profils de teneur volumique en eau simulés sont situés à l'intérieur de la fourchette d'erreur expérimentale (+/- écart-type).

On peut voir aussi que les profils de teneur volumique en eau obtenus par la sonde virtuelle TDR sont similaires à ceux obtenus par les profils expérimentaux de la teneur volumique en eau. Cependant, les teneurs volumiques en eau obtenues par la sonde virtuelle TDR sont caractérisées par une variance élevée (Figures IV-4 b et d).

Les profils simulés de teneur volumique en eau obtenus à partir de la sonde neutronique sont plus lissés comparés à ceux obtenus expérimentalement (Figures IV-4 a et c) et présentent un faible variance. Cependant, en présence de forts gradients de teneur volumique en eau, les profils de teneur volumique en eau simulés ne représentent pas parfaitement les profils de teneur volumique en eau observés expérimentalement.

Une autre possibilité d'application de ces résultats pourrait être de faire une optimisation de la géométrie des sondes TDR (2 ou 3 tiges au lieu d'un cylindre) pour prendre en compte la variabilité horizontale de la teneur volumique en eau et de la stratification verticale du sol qui concerne le volume de mesures.

En utilisant des guides d'ondes (2 ou 3 tiges) longs et étroits horizontalement dans le sol, les mesures des teneurs volumiques en eau obtenues par la sonde TDR peuvent être optimisées pour obtenir une meilleure exactitude des profils de la teneur volumique en eau.

IV.3. STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE

IV.3.1. Détermination de la taille de l'échantillon

Un des objectifs de l'étude de la variabilité spatiale des sols est la détermination de la taille des échantillons nécessaires pour avoir un échantillonnage représentatif des propriétés physico-chimiques des sols.

Le nombre d'échantillons nécessaires pour estimer la moyenne d'une population avec un niveau de confiance prescrit est déterminé par la statistique, une fois que la forme de la dispersion des mesures est connue (Biggar et Nielsen, 1976 ; Steel et Torrie, 1980).

La taille d'un échantillonnage (n) nécessaire d'une population qui obéit à une loi normale avec des valeurs des variables indépendantes est calculée par l'expression suivante :

$$n > \left(\frac{t_{1-\beta/2,dl} \cdot CV}{P} \right)^2 \quad (IV-3)$$

où $P(\%)$ est la précision relative souhaitée sur la moyenne ; $t_{1-\beta/2,dl}$ est la valeur du test t de Student avec β le niveau de confiance et dl le degré de liberté, et $CV(\%)$ est le coefficient de variation de la population mesurée.

Pour une description plus détaillée de cette formulation (IV-3) et des grandeurs définies on pourra se rapporter à des ouvrages de base comme : M.R. Spiegel (Chapitre 11 – 1990).

Le nombre minimal d'échantillons nécessaires pour calculer une moyenne et un écart-type est de 2. Donc, on a fixé une valeur minimale de 2 échantillons lorsque le calcul par l'expression IV-3 a donné des valeurs inférieures à 2. Ces valeurs sont présentées en gris sur les tableaux IV-1 à IV-8.

Les valeurs du test t de Student pour chaque niveau de confiance et degré de liberté à une précision donnée ont été obtenues avec le logiciel STATISTICA pour Windows (StatSoft, Inc).

Conformément aux paragraphes III.3.1 et III.3.2, les variables ont été considérées comme statistiquement indépendantes les une des autres et distribuées normalement (pour la grande majorité des mesures).

IV.3.2. Taille d'échantillons pour les variables W , ρ_d , θ et les concentrations (Br^- , Cl^- , NO_3^- et Bentazone)

Essai I (Lysimètre)

Le tableau IV-1 présente les nombres d'échantillons nécessaires calculés pour un niveau de précision P égale à 10 % à trois niveaux de confiances de 90 %, 95 % et 99 % pour les propriétés du sol (W , Br^- , NO_3^- et Cl^-) de l'essai I (Lysimètre).

A partir du tableau IV-1, on voit que le nombre d'échantillons nécessaires pour obtenir une valeur moyenne qui différerait de moins de 10 % de la vraie valeur moyenne augmente avec la profondeur pour les W , Br^- , NO_3^- et Cl^- , pour les niveaux de confiances de 90 %, 95 % et 99 %. Pour les concentrations, les nombres d'échantillons nécessaires sont 20 à 30 fois plus grandes que pour la teneur massique en eau (W). En moyenne 35 et 100 échantillons sont nécessaires pour estimer les concentrations en Br^- , NO_3^- et Cl^- respectivement dans les

couches variant de 0 à 55 cm et 65 à 125 cm avec une précision de 10 % et une valeur du niveau de confiance de 95 %. Cependant, en moyenne 2 et 9 échantillons sont nécessaires pour estimer la teneur massique en eau dans les mêmes couches et avec les mêmes précision et valeur du niveau de confiance décrite ci-dessus.

Tableau IV-1. Nombre d'échantillons nécessaires pour obtenir une valeur moyenne que diffère de moins de 10 % de la vraie valeur moyenne calculée pour les variables W, Br⁻, NO₃⁻ et Cl⁻ pour trois niveaux de confiance (β) de 90 %, 95 % et 99 % (Lysimètre).

Profondeur cm	Brome (mg.l ⁻¹)				NO ₃ ⁻ (mg.l ⁻¹)			
	dl = 29	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 29	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01
	CV (%)	1,699126	2,045229	2,756387	CV (%)	1,699126	2,045229	2,756387
5	39,1	44	64	116	44,7	58	84	152
15	28,8	24	35	63	22,6	15	21	39
25	33	31	46	83	30,9	28	40	73
35	19,5	11	16	29	16,1	7	11	20
45	20,9	13	18	33	19,3	11	16	28
55	24,7	18	26	46	22,1	14	20	37
65	46	61	89	161	40,4	47	68	124
75	42,9	53	77	140	25,6	19	27	50
85	55	87	127	230	37,8	41	60	109
95	56,5	92	134	243	32,4	30	44	80
105	60,5	106	153	278	32,4	30	44	80
115	56	91	131	238	26,8	21	30	55
125	58,8	100	145	263	51,3	76	110	200

Profondeur cm	Teneur massique en eau (g.g ⁻¹)				Chlore (mg.l ⁻¹)			
	dl = 29	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 29	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01
	CV (%)	1,699126	2,045229	2,756387	CV (%)	1,699126	2,045229	2,756387
5	6,5	2	2	3	39,3	45	65	117
15	4,9	2	2	2	27,8	22	32	59
25	5,2	2	2	2	31,8	29	42	77
35	10,3	3	4	8	18,5	10	14	26
45	5,3	2	2	2	22,3	14	21	38
55	7	2	2	4	22,9	15	22	40
65	10,7	3	5	9	44,3	57	82	149
75	9,1	2	3	6	37,7	41	59	108
85	8,9	2	3	6	47,5	65	94	171
95	10,8	3	5	9	48,9	69	100	182
105	29,9	26	37	68	53,6	83	120	218
115	10,3	3	4	8	48,5	68	98	179
125	8,5	2	3	5	50	72	105	190

30 échantillons

Essai II (Jachère 1995)

Le tableau IV-2 présente les nombres des échantillons nécessaires calculés pour un niveau de précision P égale à 10 % à trois niveaux de confiances de 90 %, 95 % et 99 % pour les propriétés du sol (W, ρ_d et θ) de l'essai II (Jachère - 1995).

A partir du tableau IV-2, on voit que le nombre d'échantillons nécessaires pour obtenir une valeur moyenne qui différerait de moins de 10 % de la vraie valeur moyenne augmente avec la profondeur pour les variables teneur massique en eau (W) et teneur volumique en eau (θ) pour les niveaux de confiances de 90 %, 95 % et 99 %. Les nombres d'échantillons nécessaires pour obtenir des valeurs moyennes qui différeraient de moins de 10 % des vraies

valeurs moyennes calculées pour la masse volumique sèche sont très petits comparés aux deux autres variables (W et θ) et se maintiennent presque constantes dans le profil du sol.

A un niveau de confiance de 95 % et une précision de 10 %, le nombre moyen d'échantillons nécessaires pour obtenir la masse volumique sèche est d'environ de cinq échantillons par couche du sol, tandis que pour les teneurs massique et volumique en eau, le nombre moyen d'échantillons nécessaires est d'environ de 15 par couche jusqu'à la profondeur de 70 cm et d'environ de 100 pour le profil du sol variant de 70 à 105 cm de profondeur (Tableau IV-3).

Tableau IV-2. Nombre d'échantillons nécessaires pour obtenir une valeur moyenne que diffère de moins de 10 % de la vraie valeur moyenne calculée pour les variables W, ρ_d et θ pour trois niveaux de confiance de 99 %, 95 % et 90 % (Tranchées P0 à P5 - Jachère 1995).

Profondeur (cm)	P = 10 % t _{1-β2} CV (%)	Teneur massique en eau W (g.g ⁻¹)			Masse volumique sèche ρ _d (g.cm ⁻³)			Teneur volumique en eau θ (cm ³ .cm ⁻³)					
		β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01			
		1,795885	2,200985	3,105805	1,795885	2,200985	3,105805	1,795885	2,200985	3,105805			
		Nombre d'échantillons			Nombre d'échantillons			Nombre d'échantillons					
Tranchée P0	3	15,3	8	11	23	3,9	2	2	2	13,9	6	9	19
	13	8,5	2	3	7	7,7	2	3	6	9,2	3	4	8
	23	8,3	2	3	7	7,0	2	2	5	5,9	2	2	3
	33	4,4	2	2	2	5,0	2	2	2	4,3	2	2	2
	43	9,0	3	4	8	3,3	2	2	2	7,2	2	3	5
	52,5	17,5	10	15	30	4,9	2	2	2	18,8	11	17	34
	62,5	20,9	14	21	42	6,1	2	2	4	17,9	10	16	31
	82,5	15,3	8	11	23	3,9	2	2	2	12,2	5	7	14
	102,5	18,5	11	17	33	4,1	2	2	2	14,7	7	10	21
Tranchée P1	3	9,2	3	4	8	9,6	3	5	9	8,3	2	3	7
	13	6,0	2	2	3	5,8	2	2	3	6,7	2	2	4
	23	11,0	4	6	12	4,9	2	2	2	7,6	2	3	6
	33	7,0	2	2	5	4,4	2	2	2	6,4	2	2	4
	43	18,6	11	17	33	8,7	2	4	7	12,2	5	7	14
	52,5	15,7	8	12	24	2,3	2	2	2	17,6	10	15	30
	62,5	22,5	16	25	49	3,9	2	2	2	21,0	14	21	42
	82,5	14,5	7	10	20	2,0	2	2	2	14,1	6	10	19
	102,5	18,4	11	16	33	4,3	2	2	2	14,0	6	10	19
Tranchée P2	3	11,6	4	7	13	6,6	2	2	4	11,4	4	6	13
	13	9,7	3	5	9	5,1	2	2	2	6,6	2	2	4
	23	5,2	2	2	3	2,6	2	2	2	4,5	2	2	2
	33	12,3	5	7	15	6,6	2	2	4	12,3	5	7	15
	43	21,2	14	22	43	11,2	4	6	12	13,3	6	9	17
	52,5	9,7	3	5	9	2,3	2	2	2	7,6	2	3	6
	62,5	26,9	23	35	70	6,8	2	2	4	22,7	17	25	50
	82,5	21,0	14	21	43	4,2	2	2	2	16,6	9	13	27
	102,5	13,6	6	9	18	2,0	2	2	2	11,6	4	7	13
Tranchée P3	3	10,2	3	5	10	8,2	2	3	6	6,4	2	2	4
	13	8,4	2	3	7	7,8	2	3	6	9,4	3	4	8
	23	9,7	3	5	9	5,9	2	2	3	7,8	2	3	6
	33	2,9	2	2	2	4,6	2	2	2	5,3	2	2	3
	43	9,6	3	4	9	7,5	2	3	5	9,7	3	5	9
	52,5	16,8	9	14	27	3,1	2	2	2	18,1	11	16	32
	62,5	22,1	16	24	47	5,0	2	2	2	19,2	12	18	36
	82,5	25,8	21	32	64	6,3	2	2	4	18,6	11	17	33
	102,5	10,2	3	5	10	1,7	2	2	2	8,6	2	4	7
Tranchée P4	3	20,5	14	20	41	6,0	2	2	3	21,2	14	22	43
	13	7,2	2	3	5	5,7	2	2	3	6,8	2	2	5
	23	9,3	3	4	8	5,9	2	2	3	9,0	3	4	8
	33	15,8	8	12	24	7,1	2	2	5	13,6	6	9	18
	43	14,2	6	10	19	10,8	4	6	11	7,9	2	3	6
	52,5	20,3	13	20	40	5,2	2	2	3	17,5	10	15	30
	62,5	13,3	6	9	17	1,3	2	2	2	12,8	5	8	16
	82,5	35,9	42	62	124	12,2	5	7	14	29,0	27	41	81
	102,5	7,6	2	3	6	1,4	2	2	2	6,2	2	2	4
Tranchée P5	3	9,8	3	5	9	5,6	2	2	3	10,9	4	6	11
	13	5,7	2	2	3	4,5	2	2	2	6,0	2	2	4
	23	5,1	2	2	3	4,1	2	2	2	3,9	2	2	2
	33	8,3	2	3	7	3,8	2	2	2	7,1	2	2	5
	43	6,7	2	2	4	4,9	2	2	2	6,2	2	2	4
	52,5	8,3	2	3	7	1,1	2	2	2	9,3	3	4	8
	62,5	21,4	15	22	44	5,2	2	2	3	21,0	14	21	43
	82,5	34,9	39	59	118	9,6	3	4	9	30,2	29	44	88
	102,5	21,4	15	22	44	4,2	2	2	2	18,6	11	17	33

12 échantillons

Tableau IV-3. Valeurs moyennes des nombres d'échantillons nécessaires calculées pour chaque couche du sol à partir des valeurs moyennes obtenues des tranchées P0 à P5 des variables W, ρ_d et θ , ainsi que les valeurs moyennes des nombres d'échantillons nécessaires calculées par horizon du sol (0 - 40, 40 - 70 et 70 - 105).

Profondeur (cm)	W (g.g ⁻¹)		ρ_d (g.cm ⁻³)		θ (cm ³ .cm ⁻³)	
	$\beta = 0,05$ (95 %) et P = 10 %					
	$t_{1-\beta/2} = 2,200985$					
	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
3	9	6	3	1	8	7
13	3	1	2	1	3	1
23	4	1	2	---	3	1
33	5	4	2	---	4	3
43	10	7	4	2	5	2
52,5	11	6	2	---	12	6
62,5	23	8	2	---	18	5
82,5	33	21	3	2	22	15
102,5	12	7	2	---	8	5
Couche	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
0 - 40 ¹	6	3	2	---	6	3
40 - 70 ²	13	3	2	1	11	2
70 - 105 ³	102	59	6	3	62	36

¹ $t_{1-\beta/2} = 2,01174$ pour un degré de liberté de dl = 47

² $t_{1-\beta/2} = 2,03011$ pour un degré de liberté de dl = 35

³ $t_{1-\beta/2} = 2,06866$ pour un degré de liberté de dl = 23

Le tableau IV-4 présente les nombres d'échantillons nécessaires calculés pour un niveau de précision P égale à 10 % à trois niveaux de confiance de 90 %, 95 % et 99 % pour les concentrations en nitrate, brome et Bentazone de l'essai II (Jachère - 1995).

Le nombre d'échantillons nécessaires pour estimer la concentration en nitrate diminue avec la profondeur, mais est élevé par rapport aux propriétés physiques W, ρ_d et θ .

Pour les concentrations en brome et en Bentazone, les nombres d'échantillons nécessaires calculés sont très élevés. Cela est dû aux valeurs des coefficients de variation (CV) et aussi aux faibles valeurs de concentrations mesurées (valeurs proches de la limite de détection analytique). Les distributions pour les concentrations en brome et en Bentazone n'ont obéi ni à une loi normale ni à une loi log-normale. Il est ainsi difficile d'estimer la taille d'échantillons nécessaires pour ces deux variables.

Tableau IV-4. Nombre d'échantillons nécessaire pour obtenir une valeur moyenne que diffère de moins de 10 % de la vraie valeur moyenne calculée pour les concentrations en Br⁻, NO₃⁻ et Bentazone pour trois niveaux de confiance de 90 %, 95 % et 99 % (Tranchés P0 à P5 - Jachère 1995).

Profondeur (cm)	Concentration en nitrate (mg.l ⁻¹)				Concentration en brome (mg.l ⁻¹)				Concentration en Bentazone (µg.l ⁻¹)			
	P = 10 %	$\beta = 0,1$ $\beta = 0,05$ $\beta = 0,01$			$t_{1-\beta/2}$	$\beta = 0,1$ $\beta = 0,05$ $\beta = 0,01$			$t_{1-\beta/2}$	$\beta = 0,1$ $\beta = 0,05$ $\beta = 0,01$		
		CV (%)	1,795885	2,200985		3,105805	CV (%)	1,795885		2,200985	3,105805	CV (%)
Nombre d'échantillons												
Tranchée P1												
3	---	---	---	---	172,6	961	1443	2873	---	---	---	---
13	123,3	490	737	1467	68,0	149	224	446	116,8	440	661	1316
23	169,7	929	1395	2777	69,0	154	231	460	186,5	1121	1684	3354
33	54,6	96	144	287	88,9	255	382	762	346,4	3870	5813	11575
43	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
52,5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
62,5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
82,5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
102,5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tranchée P2												
3	223,6	1613	2422	4823	86,6	242	363	724	74,2	178	267	532
13	98,8	315	473	942	205,2	1358	2040	4063	---	---	---	---
23	88,6	253	380	757	---	---	---	---	331,7	3548	5329	10611
33	64,7	135	203	404	---	---	---	---	331,7	3548	5329	10611
43	37,3	45	67	134	---	---	---	---	331,7	3548	5329	10611
52,5	22,3	16	24	48	---	---	---	---	---	---	---	---
62,5	38,2	47	71	141	226,7	1658	2490	4959	---	---	---	---
82,5	27,2	24	36	72	---	---	---	---	---	---	---	---
102,5	44,9	65	98	194	---	---	---	---	---	---	---	---
Tranchée P3												
3	331,7	3548	5329	10611	---	---	---	---	---	---	---	---
13	92,4	275	414	824	---	---	---	---	---	---	---	---
23	123,0	488	733	1460	---	---	---	---	---	---	---	---
33	62,8	127	191	381	---	---	---	---	---	---	---	---
43	48,2	75	113	224	---	---	---	---	---	---	---	---
52,5	15,4	8	11	23	---	---	---	---	---	---	---	---
62,5	13,4	6	9	17	---	---	---	---	---	---	---	---
82,5	24,8	20	30	59	---	---	---	---	---	---	---	---
102,5	33,2	36	53	106	---	---	---	---	---	---	---	---
Tranchée P4												
3	120,7	470	706	1406	---	---	---	---	---	---	---	---
13	27,2	24	36	71	---	---	---	---	---	---	---	---
23	32,5	34	51	102	---	---	---	---	---	---	---	---
33	31,8	33	49	98	---	---	---	---	---	---	---	---
43	26,1	22	33	66	---	---	---	---	---	---	---	---
52,5	34,0	37	56	112	---	---	---	---	---	---	---	---
62,5	30,0	29	44	87	---	---	---	---	---	---	---	---
82,5	15,0	7	11	22	---	---	---	---	---	---	---	---
102,5	30,9	31	46	92	---	---	---	---	---	---	---	---
Tranchée P5												
3	55,4	99	149	296	---	---	---	---	---	---	---	---
13	54,9	97	146	291	---	---	---	---	---	---	---	---
23	60,3	117	176	351	---	---	---	---	---	---	---	---
33	111,8	403	606	1207	---	---	---	---	---	---	---	---
43	82,3	218	328	653	---	---	---	---	---	---	---	---
52,5	52,6	89	134	267	---	---	---	---	---	---	---	---
62,5	37,2	45	67	133	---	---	---	---	---	---	---	---
82,5	26,2	22	33	66	---	---	---	---	---	---	---	---
102,5	43,8	62	93	185	---	---	---	---	---	---	---	---

Le tableau IV-5 présente les nombres moyens d'échantillons nécessaires calculés par couche et horizon du sol (0 - 40, 40 - 70 et 70 - 105) pour une précision de 10 % et un niveau de confiance de 95 % pour les concentrations en nitrate, brome et bentazone.

Tableau IV-5. Valeurs moyennes des nombres d'échantillons nécessaires calculées pour chaque couche du sol à partir des valeurs moyennes obtenues des tranchées P1 à P5 des variables NO₃⁻, Br⁻ et Bentazone, ainsi que les valeurs moyennes des nombres d'échantillons nécessaires calculées par horizon du sol (0 - 40, 40 - 70 et 70 - 105).

Profondeur (cm)	NO ₃ ⁻ (mg.l ⁻¹)		Br ⁻ (mg.l ⁻¹)		Bentazone (µg.l ⁻¹)	
	β = 0,05 (95 %) et P = 10 %					
	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
	t _{1-β/2} = 2,200985					
3	2151	2017	903	540	464	197
13	361	248	1132	908	1684	----
23	547	483	231	----	5571	242
33	239	192	382	----	5329	----
43	135	115	----	----	5329	----
52,5	56	48	----	----	----	----
62,5	47	25	2490	----	----	----
82,5	27	10	----	----	----	----
102,5	73	23	5329	----	----	----
Couche	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
0 - 40 ¹	680	299	1978	1178	6585	7218
40 - 70 ²	75	48	7180	----	14425	----
70 - 105 ³	59	35	9842	----	9842	----

¹ t_{1-β/2} = 2,01174 pour un degré de liberté de dl = 47

² t_{1-β/2} = 2,03011 pour un degré de liberté de dl = 35

³ t_{1-β/2} = 2,06866 pour un degré de liberté de dl = 23

Essai III (Maïs irrigué - 1996)

Le tableau IV-6 présente les nombres des échantillons nécessaires calculés pour un niveau de précision P égale à 10 % à trois niveaux de confiance de 90 %, 95 % et 99 % pour les propriétés du sol (W, ρ_d et θ) de l'essai III (Maïs irrigué - 1996).

Globalement, les résultats des calculs des nombres d'échantillons nécessaires pour les variables W, ρ_d et θ pour l'essai III sont semblables à ceux obtenus dans l'essai II.

Le tableau IV-7 présente les nombres d'échantillons nécessaires moyens calculés pour chaque couche du sol et par horizon (0 - 40, 40 - 70 et 70 - 105) à un niveau de confiance de 95 % et une précision de 10 % pour les variables W, ρ_d et θ.

Les résultats ici sont semblables à ceux obtenus dans l'essai II, surtout pour la masse volumique sèche (ρ_d).

Tableau IV-6. Nombre d'échantillons nécessaires pour obtenir une valeur moyenne que diffère de moins de 10 % de la vraie valeur moyenne calculée pour les variables W, ρ_d et θ pour trois niveaux de confiance de 90 %, 95 % et 99 % (Tranchées T1, T2 et T3 - Maïs irrigué 1996).

Profondeur (cm)	Teneur massique en eau W (g.g ⁻¹)				Masse volumique sèche ρ _d (g.cm ⁻³)				Teneur volumique en eau θ (cm ³ .cm ⁻³)				
	β = 0,1				β = 0,05				β = 0,01				
	dl = 11	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 11	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 11	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	
	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	
	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	
	Nombre d'échantillons				Nombre d'échantillons				Nombre d'échantillons				
Tranchée T1	3	22,2	16	24	48	5,6	2	2	3	18,0	10	16	31
	13	4,5	2	2	2	4,4	2	2	2	4,2	2	2	2
	23	12,1	5	7	14	7,0	2	2	5	9,9	3	5	10
	33	7,5	2	3	5	4,2	2	2	2	6,7	2	2	4
	43	13,6	6	9	18	6,2	2	2	4	10,2	3	5	10
	52,5	22,7	17	25	50	4,0	2	2	2	25,7	21	32	64
	62,5	22,4	16	24	49	3,8	2	2	2	26,1	22	33	66
Tranchée T2	82,5	43,5	61	92	182	11,9	5	7	14	33,6	36	55	109
	102,5	19,1	12	18	35	1,4	2	2	2	17,7	10	15	30
		dl = 19	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 19	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 19	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01
		t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}
		CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)
		Nombre d'échantillons				Nombre d'échantillons				Nombre d'échantillons			
	Tranchée T3	3	10,6	3	5	9	3,1	2	2	2	8,8	2	3
13		6,3	2	2	3	5,1	2	2	2	5,6	2	2	3
23		13,6	5	8	15	9,6	3	4	7	7,2	2	2	4
33		5,9	2	2	3	4,9	2	2	2	7,7	2	3	5
43		8,7	2	3	6	8,0	2	3	5	7,4	2	2	4
52,5		9,9	3	4	8	2,0	2	2	2	11,7	4	6	11
62,5		18,8	11	15	29	3,6	2	2	2	22,1	15	21	40
Tranchée T3	82,5	27,9	23	34	64	10,4	3	5	9	19,2	11	16	30
	102,5	51,1	78	114	214	13,7	6	8	15	40,4	49	71	133
		dl = 19	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 19	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 19	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01
		t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}	t _{1-β/2}
		CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)
		Nombre d'échantillons				Nombre d'échantillons				Nombre d'échantillons			
		CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)	CV (%)

Tableau IV-7. Valeurs moyennes des nombres d'échantillons nécessaires calculées pour chaque couche du sol à partir des valeurs moyennes obtenues des tranchées T1, T2 et T3 des variables W, ρ_d et θ, ainsi que les valeurs moyennes des nombres d'échantillons nécessaires calculées par horizon du sol (0 - 40, 40 - 70 et 70 - 105).

Profondeur (cm)	W (g.g ⁻¹)		ρ _d (g.cm ⁻³)		θ (cm ³ .cm ⁻³)	
	β = 0,05 (95 %) et P = 10 %					
	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
3	10	10	2	----	7	6
13	2	----	2	----	2	----
23	6	2	3	1	4	1
33	2	1	2	----	3	1
43	6	2	2	----	4	1
52,5	15	8	2	----	19	11
62,5	22	5	2	----	33	9
82,5	59	24	6	1	32	16
102,5	64	40	4	3	44	23
Couche	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
0 - 40 ¹	22	19	2	1	25	21
40 - 70 ²	13	5	2	1	18	6
70 - 105 ³	140	57	6	1	85	36

¹ t_{1-β/2} = 2,01174 pour un degré de liberté de dl = 207

² t_{1-β/2} = 2,03011 pour un degré de liberté de dl = 155

³ t_{1-β/2} = 2,06866 pour un degré de liberté de dl = 103

Le tableau IV-8 présente les nombres des échantillons nécessaires calculés pour un niveau de précision P égale à 10 % à trois niveaux de confiance de 90 %, 95 % et 99 % pour les concentrations en nitrate, brome et chlore de l'essai III (Maïs irrigué – 1996).

Le nombre d'échantillons calculé pour la concentration en nitrate pour le profil du sol augmente avec les tranchées (Tableau IV-8). Cela est dû aux variations temporelles des concentrations en nitrate et à la variabilité spatiale, ici représentée par le coefficient de variation (CV).

Le nombre d'échantillons calculé pour la concentration en brome est très élevé. L'explication pour cela est dû aux faibles valeurs de concentrations en brome obtenues (valeurs très proches de la limite de détection) et aux faibles nombres d'échantillons où a été détecté la concentration en brome par l'analyse chimique.

Tableau IV-8. Nombre d'échantillons nécessaires pour obtenir une valeur moyenne que diffère de moins de 10 % de la vraie valeur moyenne calculée pour les concentrations en Br⁻, NO₃⁻ et Cl⁻ pour trois niveaux de confiance de 90 %, 95 % et 99 % (Tranchées T1, T2 et T3 – Maïs irrigué 1996).

Tranchée	Profondeur (cm)	Nitrate (mg.l ⁻¹)			Brome (mg.l ⁻¹)			Chlore (mg.l ⁻¹)					
		P = 10 %			P = 10 %			P = 10 %					
		dl = 11 t ₁₋₉₂	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 11 t ₁₋₉₂	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 11 t ₁₋₉₂	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01
		1,795885	2,200985	3,105805	1,795885	2,200985	3,105805	1,795885	2,200985	3,105805			
		CV (%)	Nombre d'échantillons		CV (%)	Nombre d'échantillons		CV (%)	Nombre d'échantillons				
Tranchée T1	3	45,0	65	98	195	331,7	3548	5329	10611				
	13	24,7	20	30	59	---	---	---	---				
	23	52,1	88	132	262	---	---	---	---				
	33	52,6	89	134	267	65,6	139	209	416				
	43	11,4	4	6	13	39,4	50	75	150				
	52,5	7,3	2	3	5	20,5	14	20	41				
	62,5	10,4	3	5	10	148,1	707	1062	2115				
	82,5	22,2	16	24	48	---	---	---	---				
	102,5	29,7	28	43	85	---	---	---	---				
			dl = 19 t ₁₋₉₂	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 19 t ₁₋₉₂	β = 0,1	β = 0,05	β = 0,01	dl = 19 t ₁₋₉₂	β = 0,1	β = 0,05
		1,729133	2,093026	2,860937	1,729133	2,093026	2,860937	1,729133	2,093026	2,860937			
		CV (%)	Nombre d'échantillons		CV (%)	Nombre d'échantillons		CV (%)	Nombre d'échantillons				
Tranchée T2	3	53,4	85	125	233	97,1	282	413	772				
	13	30,7	28	41	77	159,3	759	1112	2077				
	23	48,7	71	104	194	238,5	1701	2492	4655				
	33	58,1	101	148	277	414,7	5142	7534	14077				
	43	41,5	52	75	141	305,2	2786	4082	7626				
	52,5	38,0	43	63	118	186,4	1038	1522	2843				
	62,5	25,6	20	29	54	146,8	645	944	1765				
	82,5	40,2	48	71	132	164,2	806	1181	2207				
	102,5	20,0	12	17	33	104,9	329	482	901				
	Tranchée T3	3	163,1	795	1165	2177					75,4	170	249
13		168,3	847	1241	2318					56,9	97	142	265
23		218,5	1428	2092	3908					37,8	43	63	117
33		175,1	917	1344	2510					42,9	55	81	151
43		114,8	394	578	1079					60,2	108	159	296
52,5		105,6	333	489	913					37,3	42	61	114
62,5		48,4	70	103	192					31,8	30	44	83
82,5		42,5	54	79	148					47,5	68	99	185
102,5		31,1	29	42	79					39,8	47	69	130

Le tableau IV-9 présente les nombres d'échantillons nécessaires moyens calculés pour chaque couche du sol et par horizon (0 – 40, 40 – 70 et 70 – 105) à un niveau de confiance de 95 % et une précision de 10 % pour les concentrations en nitrate, brome et chlore.

Le nombre moyen d'échantillons nécessaires pour estimer la concentration en nitrate pour l'essai III est le même obtenu pour l'essai II.

Pour la concentration en chlore, le nombre d'échantillons moyen nécessaire pour le profil du sol variant de 0 – 45 cm est de trois fois plus petit par rapport à la concentration en nitrate (Tableau IV-9).

Tableau IV-9. Valeurs moyennes des nombres d'échantillons nécessaires calculées pour chaque couche du sol à partir des valeurs moyennes obtenues des tranchées T1, T2 et T3 des variables NO₃⁻, Br⁻ et Cl⁻, ainsi que les valeurs moyennes des nombres d'échantillons nécessaires calculées par horizon du sol (0 – 40, 40 – 70 et 70 – 105)

Profondeur (cm)	NO ₃ ⁻ (mg.l ⁻¹)		Br ⁻ (mg.l ⁻¹)		Cl ⁻ (mg.l ⁻¹)	
	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
3	463	497	2871	2458	249	---
13	437	568	1112	---	142	---
23	776	931	2492	---	63	---
33	542	567	3872	3663	81	---
43	220	255	2078	2003	159	---
52,5	185	216	771	751	61	---
62,5	46	41	1003	59	44	---
82,5	58	24	1181	---	99	---
102,5	34	12	482	---	69	---
Couche	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
0 - 40 ¹	929	1029	10755	6012	238	---
40 - 70 ²	133	144	9029	10404	77	---
70 - 105 ³	45	9	1722	583	78	---

¹ t_{1-β/2} = 2,01174 pour un degré de liberté de dl = 207

² t_{1-β/2} = 2,03011 pour un degré de liberté de dl = 155

³ t_{1-β/2} = 2,06866 pour un degré de liberté de dl = 103

Globalement, les nombres d'échantillons moyens nécessaires pour obtenir une valeur moyenne que diffère de moins de 10 % de la vraie valeur moyenne à un niveau de confiance de 95 % calculés pour chaque horizon du sol pour la teneur massique en eau (W) sont respectivement de 20 échantillons pour les horizons de 0 – 40 cm et 40 – 70 cm et d'environ 100 échantillons dans le dernier horizon (70 – 105), pour la masse volumique sèche (ρ_d) sont de 5 échantillons dans les deux premiers horizons (0 – 40 cm et 40 – 70 cm) et d'environ 10 échantillons dans le dernier horizon ; et pour la teneur volumique en eau (θ) sont d'environ 20 échantillons dans les deux premiers horizons et d'environ 100 échantillons dans le dernier horizon du sol.

Pour les concentrations en nitrate, brome et chlore, les nombres moyens d'échantillons nécessaires dépendent de la valeur de la concentration et pour le sol étudié dans ce travail doivent être supérieurs à 50 échantillons par couches du sol.

IV.4. CONCLUSIONS

Ces conclusions concernent la taille des mesures mises en jeu, c'est à dire le m^2 ou le m^3 .

La simulation (bidimensionnelle) de la mesure de teneur en eau par la sonde à neutrons, à partir des cartographies des tranchées, permet d'expliquer la bonne qualité de l'intégration spatiale de cet appareil. On peut également voir que les mesures sont moins précises lorsque le volume de la sonde intercepte une forte variation de teneur en eau (interface entre couches ou près de la surface du sol). Une alternative à ce problème peut être l'emploi d'une sonde TDR dont on contrôle le volume de mesure par la forme des tiges faisant office de guide d'onde. Une forme rectangulaire allongée et déplacée horizontalement permettrait de couvrir une surface intégratrice suffisante et compatible avec la présence d'une interface. Les cartographies que l'on a obtenues et la méthode de simulation (géométrie discrète) employée permettent de simuler la mesure d'une telle sonde et donc de l'optimiser. On notera cependant que l'installation de sondes TDR horizontales à plusieurs tiges au-dessous de 50 cm dans ce sol posera de sérieux problèmes technologiques à cause de la présence de cailloux.

D'autre part, le calcul du nombre moyen d'échantillons nécessaires à une précision donnée montrent que pour les variables masse volumique sèche et teneurs en eau, on peut, le plus souvent, se limiter à moins de 10 échantillons par couche. La couche entre 60 et 90 cm pose plus de problèmes.

Par contre, pour les concentrations, le nombre d'échantillons à prélever dépasse les limites du réaliste (plusieurs dizaines à plusieurs centaines).

En conditions naturelles de terrain, on doit alors composer des incertitudes très larges et intégrer ce fait aux interprétations et aux estimations de la qualité des modélisations.

CHAPITRE V

ANALYSE DES TRANSFERTS D'EAU ET DES SOLUTES

Chapitre V - Analyse des transferts d'eau et de solutés

V.1. INTRODUCTION.....	145
V.2. ANALYSE DES TRANSFERTS D'EAU	145
V.2.1. Transferts hydriques dans le sol.....	145
V.2.1.1. La loi de Darcy.....	145
V.2.1.2. Conservation de la masse et bilan hydrique	146
V.2.2. Caractérisation hydrodynamique du sol : $h(\rho)$ et $K(\rho)$.....	149
V.2.2.1. Teneur volumique en eau (θ) – pression de l'eau du sol (h).....	149
V.2.2.2. Conductivité hydraulique (K) - teneur volumique en eau (θ).....	151
V.2.3. Charges et gradients hydrauliques :.....	153
V.2.3.1. Sites Jachère et Sol Nu :	153
V.2.3.2. Sites M1, M2 et M3 sur maïs irrigué :	156
V.2.3.3. Teneur volumique en eau (θ) et stock d'eau (S):	159
V.2.3.3.1. Sites Jachère et Sol Nu	159
V.2.3.3.2. Sites M1, M2 et M3.....	162
V.2.4. Flux d'eau à la surface – Condition à la limite supérieure ($Z = 0$).....	164
V.3. ANALYSE DES TRANSFERTS DE SOLUTÉ	167
V.3.1. Bilan sur le Lysimètre (Essai I).....	168
V.3.1.1. A partir des courbes de percée (breakthrough curve).....	169
V.3.1.1.1. Analyse des moments	169
V.3.1.1.2. Taux de restitution (r).....	170
V.3.1.1.3. Temps de séjour moyen τ (T).....	170
V.3.1.1.4. La dispersivité λ (L) et l'écart-type σ (T).....	171
V.3.1.2. A partir du profil de concentration en Brome (Essai 2)	171
V.4. BILAN DE SOLUTES SUR LES TRANCHÉES	174
V.4.1. Essai II (Jachère – 1995).....	174
V.4.2. Essai III (Maïs irrigué - 1996).....	177
V.4.3. Discussion sur le taux de "restitution".....	179
V.5. EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN BROME ET BENTAZONE PENDANT L'ESSAI II (JACHERE – 1995).	179
V.6. CONCLUSIONS.....	182

V.1. INTRODUCTION

Les transferts de masse d'eau et de ses solutés sont analysés globalement en contrôlant les bilans de masse dans la tranche de sol non saturée, domaine de l'étude.

On détermine les coefficients de transfert hydrique sur le site Jachère.

On analyse les variations temporelles des différentes variables physiques et des concentrations.

Enfin, on compare les mesures spatiales destructives et les mesures temporelles à différentes positions spatiales.

V.2. ANALYSE DES TRANSFERTS D'EAU

V.2.1. Transferts hydriques dans le sol

La connaissance des propriétés hydrodynamiques d'un sol non saturé est indispensable pour comprendre et gérer le transport des éléments chimiques et du flux d'eau dans le sol. Le succès des modèles dépend largement de la disponibilité et de l'évaluation des relations entre la teneur en eau (θ), la pression de l'eau (h), et la conductivité hydraulique (K) ou la diffusivité hydrodynamique (D), car ils quantifient les taux auxquels eau et solutés se déplacent à travers la zone non saturée du sol.

V.2.1.1. La loi de Darcy

Elle exprime la relation de proportionnalité entre la densité de flux $q(\theta, Z)$ (LT^{-1}) et le gradient de potentiel ∇H où le coefficient de proportionnalité est appelé la conductivité hydraulique $K(\theta, Z)$ (LT^{-1}), donnée par l'équation V-1 :

$$q(\theta, Z) = -K(\theta, Z) \cdot \nabla H \quad (V-1)$$

où le gradient de potentiel ∇H monodimensionnel est donné par dH/dZ .

V.2.1.2. Conservation de la masse et bilan hydrique

La conservation de la masse d'eau pendant un intervalle de temps Δt dans un profil de sol (0 – 80 cm, plus grand que la limite d'exploration racinaire) est exprimée par l'équation V-2 :

$$\Delta S = P - Dr - ETR \quad (V-2)$$

où

P est l'apport d'eau (pluie ou irrigation) (L) ;

Dr est la perte d'eau à la base du profil (L) calculé par l'équation V-3, dès que la relation $K(\theta)$ est connue à la base du profil.

$$Dr_L = q_L \cdot \Delta t = -K(\theta) \cdot \nabla H \cdot \Delta t \quad (V-3)$$

ETR est l'évapotranspiration réelle (L), et

ΔS est la variation de stock d'eau pendant Δt (L)

De nombreuses évaluations du bilan hydrique ont été réalisées sur le site expérimental de La Côte de Saint-André (Kengni, 1993 ; Carrillo-Avila, 1995 ; Normand, 1996 ; Schoen, 1996).

Le stock d'eau présent entre deux cotes Z_1 et Z_2 peut être calculé à partir d'un profil de teneur volumique en eau $\theta(Z)$ par :

$$S = \int_{Z_1}^{Z_2} \theta(z) \cdot dz \quad (V-4)$$

Dans notre cas, on a utilisé la méthode du trapèze pour calculer le stock d'eau. On a extrapolé la valeur de la teneur volumique en eau à la surface du sol en utilisant les valeurs des teneurs volumiques en eau à 10 et 20 cm de profondeur. Pour cela, on a délimité un seuil minimal de $0,02 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ pour que la valeur de la teneur volumique en eau à la surface ne devienne pas négative lors de l'interpolation. Le stock d'eau S (mm) à une cote Z et à un temps donné a été calculé par :

$$S_{0-Z} = \left[0,5 \cdot (\theta_0 + \theta_Z) + \sum_{i=1}^{N-1} \theta_i \right] \cdot 100 \quad (mm) \quad (V-5)$$

où N correspond à la cote Z (exprimée en cm) pour un intervalle de ΔZ de 10 cm.

La variation de stock ΔS est calculée entre deux dates successives correspondantes aux mesures des profils de teneur volumique en eau. La Figure V-1 présente l'évolution des stocks d'eau du profil du sol de 0 – 80 cm de profondeur pour les sites Jachère et Sol Nu.

A partir des évolutions temporelles de la pluie et des stocks d'eau, on observe une période sèche qui va jusqu'à la fin Juin et une autre humide à partir du début Juillet.

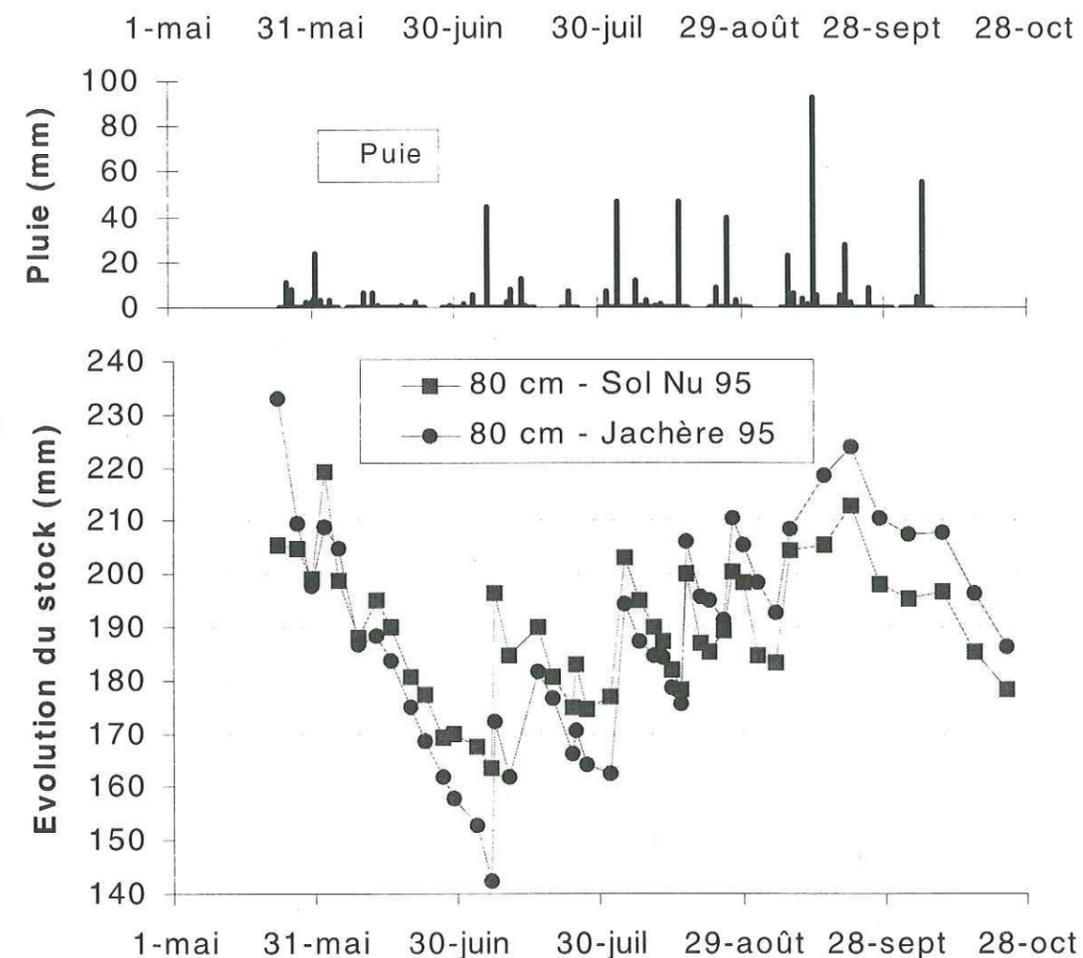


Figure V-1. Les évolutions des stocks pour les sites Jachère (cercles) et Sol Nu (carrés). En haut les valeurs pluviométriques pour la même période.

Les évolutions des stocks d'eau sont plus importantes pour le site Jachère (prélèvement racinaire).

Pour la caractérisation de la relation conductivité hydraulique – teneur volumique en eau $K(\theta)$ in situ en conditions naturelles, deux sites (Jachère et Sol Nu) ont été étudiés en utilisant la méthode du bilan (plan de flux nul, Vachaud et al., 1978). Cette méthode est basée

sur les mesures non destructives simultanées et continues de la teneur volumique en eau (θ) et de pression de l'eau (h) dans le sol à différentes profondeurs entre deux épisodes pluvieux éloignés (Figure V-2).

Quelques jours après la pluie, le profil du sol présente deux effets simultanés : évaporation dans la partie supérieure du sol, représenté par un gradient de potentiel positif ($dH/dZ > 0$) et un flux ascendant ($q < 0$), et drainage en profondeur, représenté par un gradient négatif ($dH/dZ < 0$) et un flux descendant ($q > 0$) (Figure V-2). Entre ces deux zones existe, par continuité, un niveau où le flux est nul (plan de flux nul) qui correspond d'après la loi de Darcy (Eq. V-1) à un maximum ($dH/dZ = 0$) du profil de charge $H(Z)$, représenté par Z_0 entre deux profils de charge hydraulique évalués dans le temps (Figure V-3).

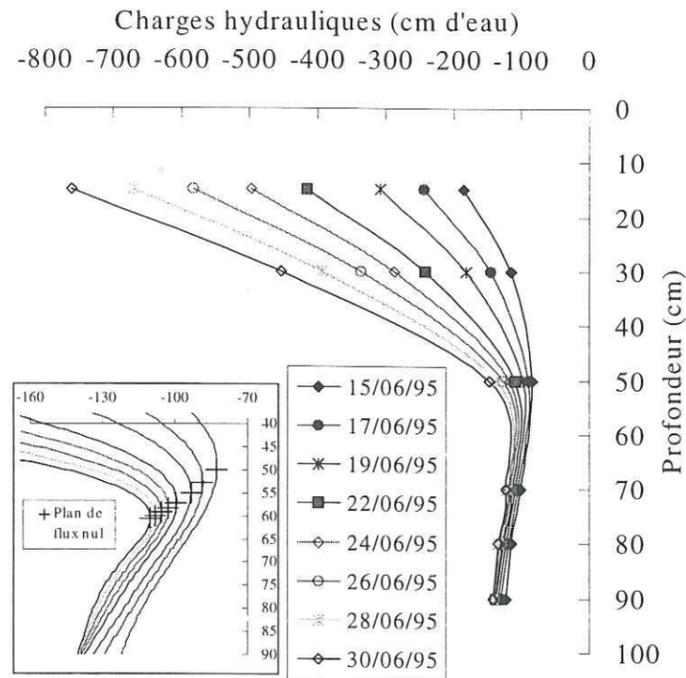


Figure V-2. Profils des charges hydrauliques (H) et les évolutions du plan de flux nul (croix) pour le site Jachère.

La relation conductivité hydraulique – teneur volumique en eau $K(\theta)$ peut être calculée à la cote Z pendant un intervalle de temps Δt , connaissant les pertes en eau ($q \cdot \Delta t$), le gradient dH/dZ et la teneur volumique en eau, par la formule V-6 :

$$K(\theta) = -\frac{q}{dH/dz} \quad (V-6)$$

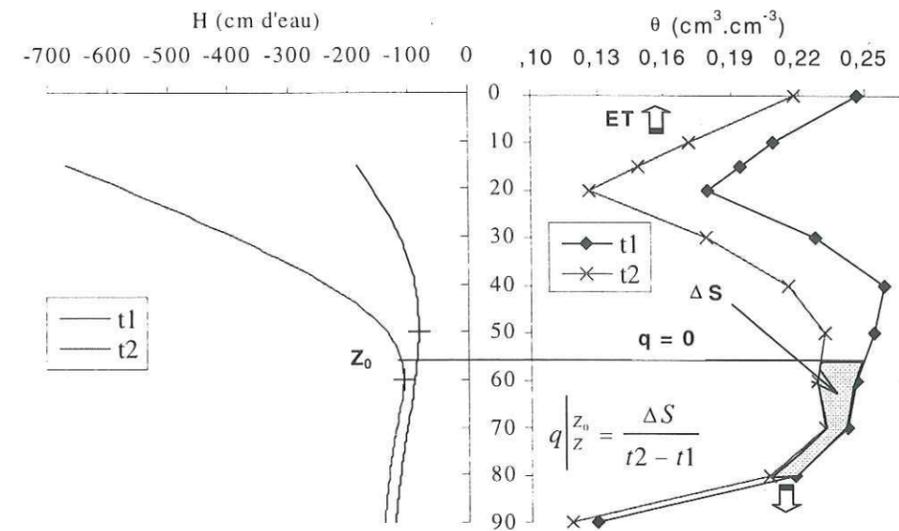


Figure V-3. Schéma pour la détermination in situ de la relation $K(\theta)$ à partir de la méthode du plan de flux nul (Vachaud et al., 1978).

La méthode du plan de flux nul ne permet de couvrir qu'une gamme restreinte de variation de $K(\theta)$.

V.2.2. Caractérisation hydrodynamique du sol : $h(\theta)$ et $K(\theta)$.

Les deux relations essentielles intervenant dans la modélisation de l'écoulement de l'eau dans le sol sont : la relation $h(\theta)$ qui permet de représenter l'énergie interne de pression dans un volume de sol et, $K(\theta)$ qui permet de connaître avec quelle facilité l'eau s'écoule à la suite d'une variation de potentiel entre deux tranches de sol.

Les courbes de rétention $h(\theta)$ et de conductivité hydraulique $K(\theta)$ (van Genuchten, 1980) avec l'hypothèse de Burdine (1953), relations V-7 et V-8, ont été ajustées sur des points expérimentaux en utilisant le code de calcul UNSODA (Unsaturated Soil Hydraulic Database, User's Manual Version 1.0 – Leij et al., 1996).

V.2.2.1. Teneur volumique en eau (θ) – pression de l'eau du sol (h)

La relation $h(\theta)$ est donnée par l'expression suivante :

$$s_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + (\alpha_{vG} h)^n \right]^{-m} \quad \text{avec } m = 1 - 2/n \quad (V-7)$$

où

S_e est le degré de saturation effective (-) ;

θ_s et θ_r sont les teneurs volumiques en eau saturée et résiduelle ($L^3.L^{-3}$) ;

α_{VG} est un paramètre d'ajustement (L^{-1}), et

m et n sont les paramètres de forme qui affectent la pente ou la localisation du point d'inflexion de la courbe de rétention.

La Figure V-4 présente les courbes de rétentions $h(\theta)$ obtenues sur les sites Sol Nu et Jachère à plusieurs profondeurs.

Le phénomène d'hystérèse a été négligé.

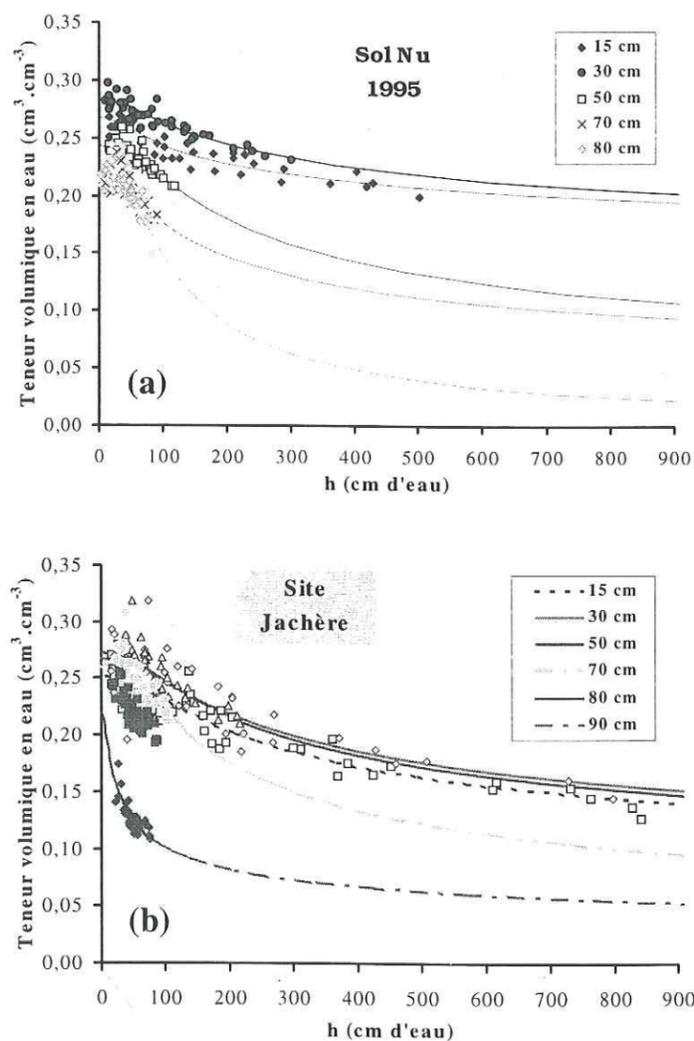


Figure V-4. Courbes de rétention de l'eau dans le sol pour les sites (a) Sol Nu et (b) Jachère.

Le premier horizon (0 – 40 cm) présente des courbes de rétention $h(\theta)$ à 15 et 30 cm qui sont caractéristiques d'un sol sablo-argileux, le deuxième horizon (40 – 70 cm), les courbes $h(\theta)$ à 50 et 70 cm ont une caractéristique limon ou limono-sableux, et le dernier horizon (70 – 105 cm) présente des courbes $h(\theta)$ à 80 et 90 cm avec des caractéristiques d'un sol sableux (Figure V-4).

V.2.2.2. Conductivité hydraulique (K) - teneur volumique en eau (θ)

Les conductivités hydrauliques ont été ajustées en utilisant le modèle de van Genuchten (1980) avec l'hypothèse de Burdine (1953) pour reproduire au mieux les valeurs des couples de mesures (K_i et θ_i) :

$$K(S_e) = K_s S_e^2 \left[\frac{g(S_e)}{g(1)} \right] \quad \text{avec } g(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{dx}{[h(x)]^2} \quad (V-8)$$

où

K_s est la conductivité hydraulique à saturation (LT^{-1}).

La Figure V-5 présente les courbes des conductivités hydrauliques $K(\theta)$ obtenues pour les sites Sol Nu et Jachère.

Les valeurs des paramètres sont évaluées itérativement en minimisant la somme des moindres carrés des résidus entre calcul et mesures.

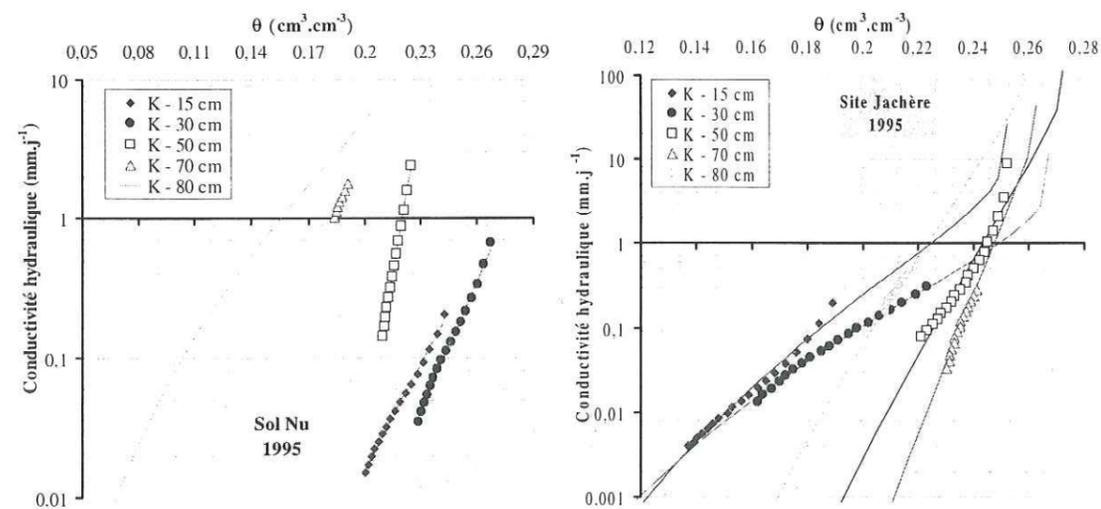


Figure V-5. Courbes des conductivités hydrauliques pour les sites Sol Nu et Jachère.

Les différences entre les courbes $K(\theta)$ obtenues entre les sites Sol Nu et Jachère met en évidence la nécessité de caractériser la relation $K(\theta)$ sur chaque site de mesure.

Le tableau V-2 présente les valeurs des paramètres des courbes caractéristiques de l'eau pour les sites Sol Nu et Jachère, ainsi que les erreurs associées (SE coeff. est définie en Annexe H).

Les erreurs sont plus significatives pour le paramètre conductivité hydraulique à saturation K_s . En effet, plusieurs auteurs ont trouvé que la conductivité hydraulique à saturation K_s est un paramètre extrêmement variable (Greminger et al., 1985 ; Lauren et al., 1988 ; Mohanty et al., 1994a ; Mallants et al., 1996).

Tableau V-2. Valeurs des paramètres des courbes caractéristiques du sol pour les sites Jachère et Sol Nu à plusieurs profondeurs, et les erreurs associées.

Site	Profondeur (cm)	θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)		α (cm^{-1})		n		K_s ($\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$)	
		Valeur	S.E. coeff.	Valeur	S.E. coeff.	Valeur	S.E. coeff.	Valeur	S.E. coeff.
Jachère	15	0,252	0,004	0,01071	0,00199	2,2586	0,0293	26,4	15,1
	30	0,267	0,006	0,01032	0,00219	2,2503	0,0290	12,3	6,5
	50	0,273	0,010	0,01135	0,00813	2,2654	0,1881	214,4	412,3
	70	0,263	0,007	0,01279	0,00628	2,4117	0,3297	45,3	82,5
	80	0,261	0,017	0,05258	0,0371	2,1749	0,0465	565,4	1155,8
	90	0,218	0,284	0,13469	0,66105	2,2968	0,0880	20,0	----
Sol Nu	15	0,268	0,003	0,02318	0,0064	2,1057	0,0133	11,9	3,6
	30	0,284	0,002	0,01522	0,00156	2,1287	0,0046	21,4	4,1
	50	0,243	0,003	0,01101	0,00433	2,3574	0,2466	190,2	215,5
	70	0,222	0,004	0,02003	0,00862	2,2981	0,1603	79,4	68,9
	80	0,223	0,004	0,014	0,0029	2,8297	0,4976	22,0	----

A cause des faibles variations dans les évolutions des teneurs volumiques en eau pendant l'essai III (Maïs irrigué – 1996), on n'a pas pu calculer la relation $K(\theta)$ en utilisant la méthode du plan de flux nul décrit ci-dessus.

Sur les données du lysimètre, on dispose de plus de points de mesures de $h(\theta)$ et $K(h)$, notamment dans la couche superficielle du sol. Il apparaît qu'une formulation empirique de la fonctionnelle $k(h)$ proposée par Gardner (1958) est beaucoup plus proche des résultats expérimentaux (Saâdi et al., 1999). La relation fonctionnelle de Gardner s'écrit :

$$K(h) = \frac{K_s}{1 + (B|h|)^N}$$

En conséquence, on a transformé toutes les relations $K(\theta)$ précédentes en $K(h)$ selon Gardner.

On donne les valeurs des paramètres retenus pour le lysimètre sur le tableau V-3 et pour le sol sous jachère sur le tableau V-4.

Tableau V-3. Paramètres hydrodynamiques ajustés du sol pour le lysimètre (Saâdi et al., 1999).

	couche	θ_r ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	n	α_{vG} (cm^{-1})	K_s ($\text{cm} \cdot \text{j}^{-1}$)	B	N
Lysimètre	0-20cm	0,05	0,253	2,4	0,012	12,5	0,1	2,6
	20-60cm	0,05	0,32	2,18	0,016	5,5	0,1	2,6
	60-80cm	0,05	0,36	2,2	0,056	4,5	0,1	2,6
	80-90cm	0,05	0,321	2,26	0,064	4,5	0,1	2,6
	90-150 cm	0,12	0,263	3,81	0,31	2651,26	0,244	4,1

Tableau V-4. Paramètres hydrodynamiques ajustés du sol pour le site Jachère (Jachère – 1995).

	couche	θ_r ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	n	α_{vG} (cm^{-1})	K_s ($\text{cm} \cdot \text{j}^{-1}$)	B	N
Jachère	0-20cm	0	0,252	2,26	0,011	2,64	0,058	1,64
	20-60cm	0	0,267	2,25	0,010	1,23	0,060	1,48
	60-80cm	0	0,263	2,41	0,013	4,53	0,053	3,32
	80-90cm	0	0,261	2,18	0,053	56,54	0,308	2,03
	90-250 cm	0	0,218	2,30	0,135	2,00	0,661	1,65

V.2.3. Charges et gradients hydrauliques :

V.2.3.1. Sites Jachère et Sol Nu :

Les Figures V-6 à V-9 présentent les variations des charges hydrauliques (cm d'eau) et des gradients hydrauliques à 70 et 80 cm de profondeur obtenues dans les sites Jachère et Sol Nu.

On observe à partir des courbes d'évolution des charges hydrauliques une faible variation entre 70 à 90 cm de profondeur. L'amplitude des variations est plus faible pour le site Jachère que pour le site Sol Nu (Figures V-6 et V-8).

Les variations des charges hydrauliques à 15 et 30 cm de profondeur sont plus prononcées pour le site Jachère. Ceci est du à l'extraction d'eau par les racines du gazon (Figure V-6 et Figure V-8).

Les gradients hydrauliques à 70 cm (Figure V-9) et 80 cm (Figure V-7) de profondeur ont été presque toujours négatifs, traduisant des flux drainants en permanence à la base du profil (Figure V-7). Le tensiomètre à 80 cm de profondeur dans le site Jachère n'a pas fonctionné pendant la période de Juin à mi-Juillet.

On observe de très rapides variations des charges hydrauliques dans le profil de sol suite aux pluies et/ou irrigations. Ces variations induisent aussi une brutale variation des gradients de charge qui se répercutent au niveau des flux d'eau.

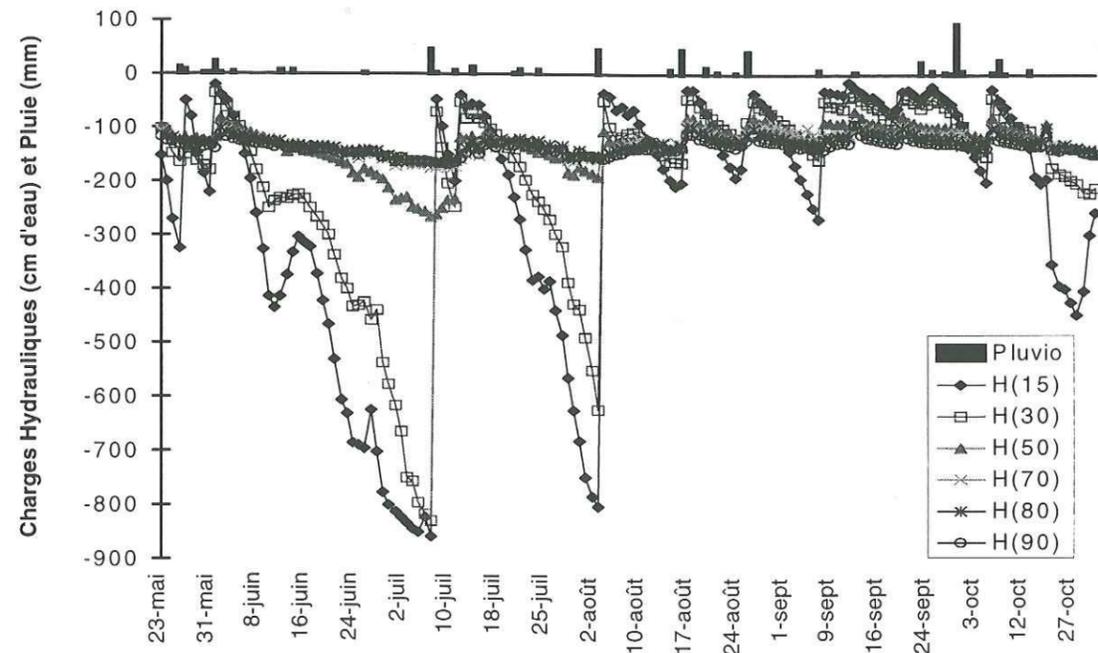


Figure V-6. Variations des charges hydrauliques et des pluies pour le site Jachère.

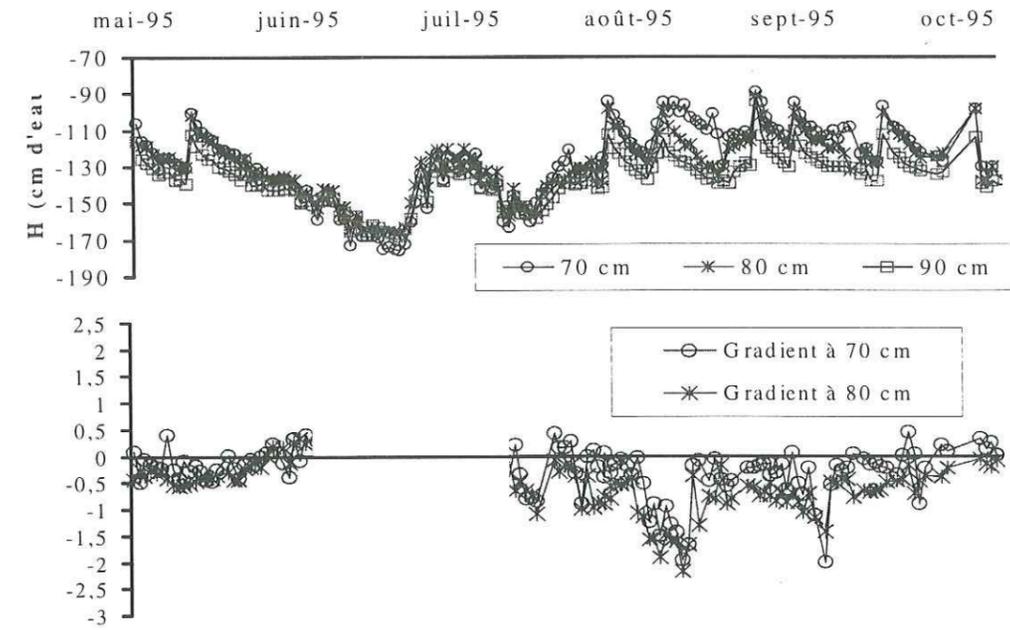


Figure V-7. Variations des charges et gradients hydrauliques pour le site Jachère.

Après analyse et traitement des données des pressions de l'eau dans le sol (h), les profils des pressions ont été lissés par fonctions splines. Les gradients de charges hydrauliques (∇H) ont été obtenus à partir des dérivés dH/dz des courbes des charges hydrauliques $H(z)$ lissées aux profondeurs considérées (70 et/ou 80 cm).

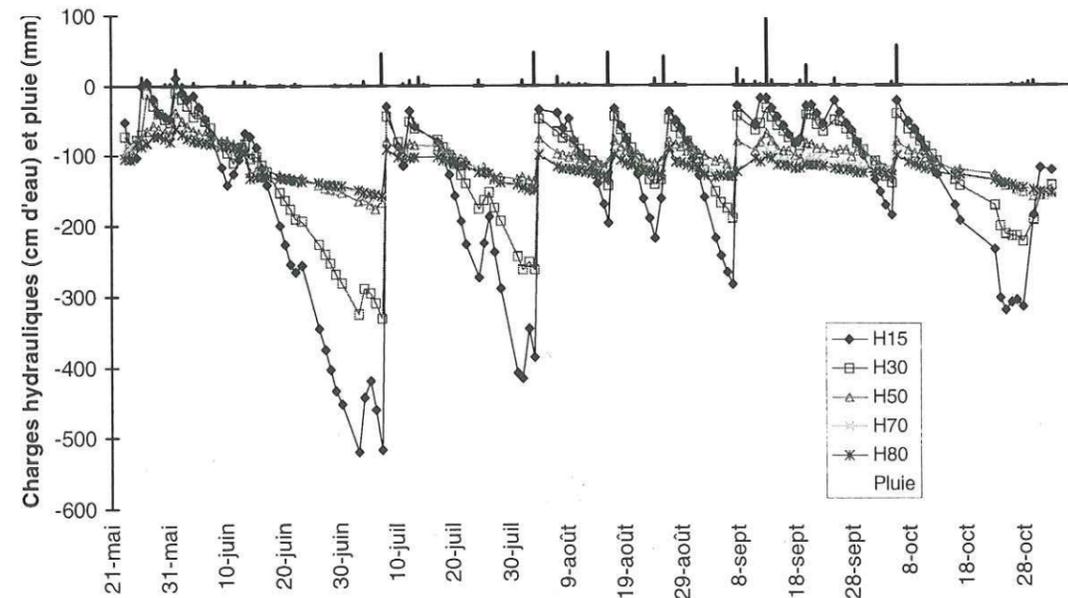


Figure V-8. Variations des charges hydrauliques et des pluies pour le site Sol Nu.

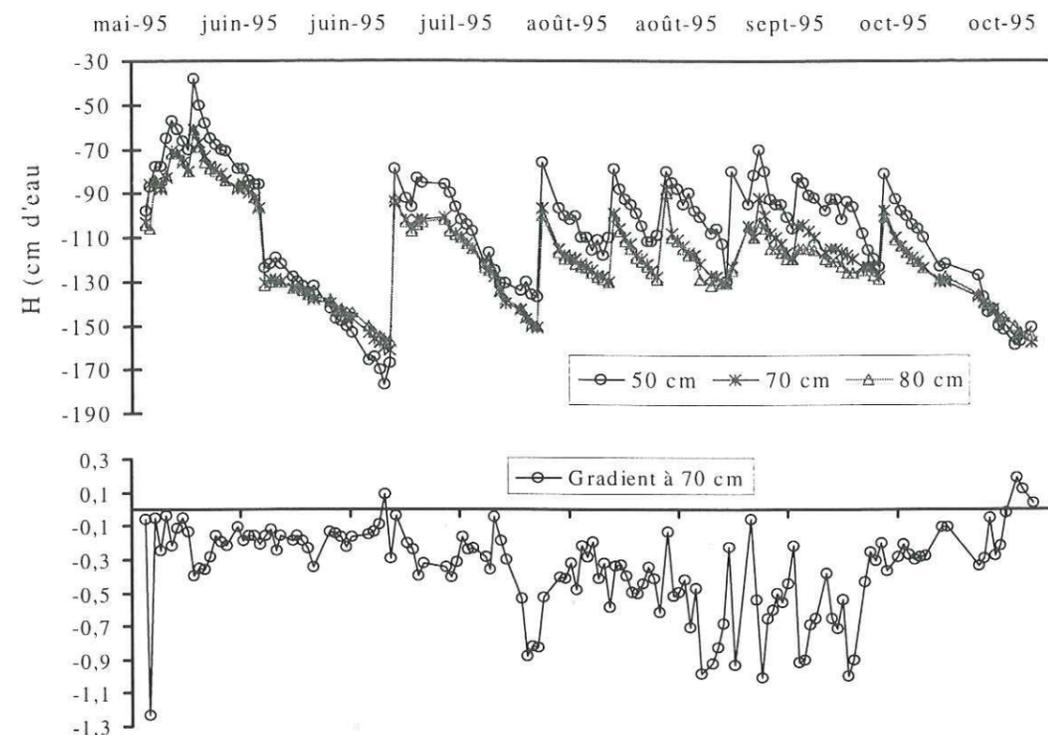


Figure V-9. Variations des charges et gradients hydrauliques pour le site Sol Nu.

V.2.3.2. Sites M1, M2 et M3 sur maïs irrigué :

Les Figures V-10 à V-12 présentent les variations des charges hydrauliques H (cm d'eau) et des gradients hydrauliques à 70 et 80 cm de profondeur obtenues dans les sites M1, M2 et M3 sur maïs irrigué.

Les variations des charges hydrauliques ont été très faibles dans le profil de sol jusqu'au 4 Juin. A partir de cette date, les variations sont notables surtout pour les profondeurs de 15 et 30 cm. Elles sont dues aux extractions d'eau par les racines du maïs qui commencent à se développer, et sont plus prononcées à partir de la mi-août où le maïs se trouve dans son état de plein développement (épis formés) (Figure V-10).

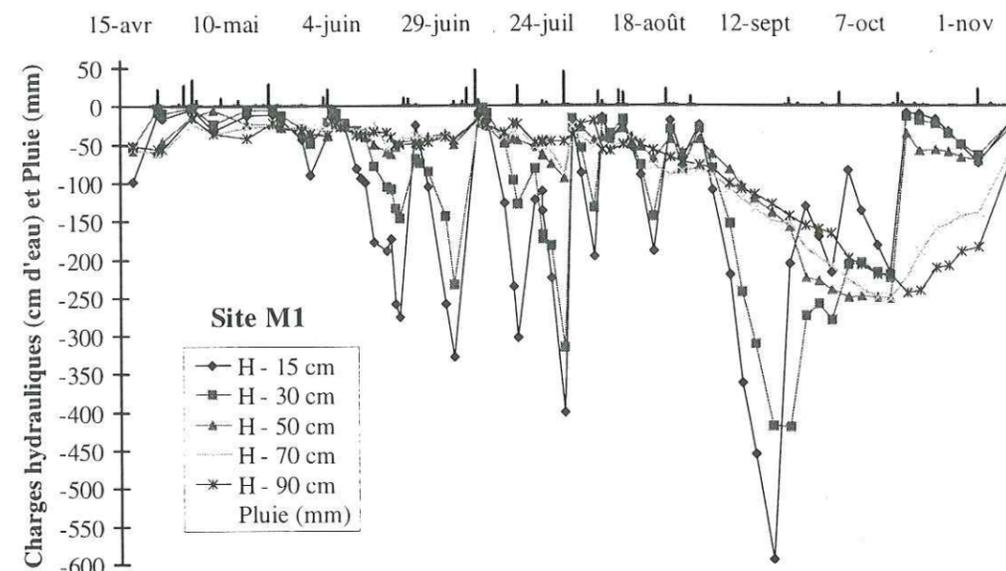


Figure V-10. Variations des charges hydrauliques et des pluies pour le site M1.

Le gradient de charge hydrique à 80 cm de profondeur a été négatif avec des valeurs proche de -1 jusqu'à mi-août.

Les évolutions des charges hydriques des sites M2 et M3 ont été suivies jusqu'au 16 Juillet, date à laquelle la tranchée T2 a été ouverte. Les évolutions des charges hydrauliques (H) et des gradients (∇H) ont été similaires à celles du site M1 pour la même période (Figures V-12 et V-13).

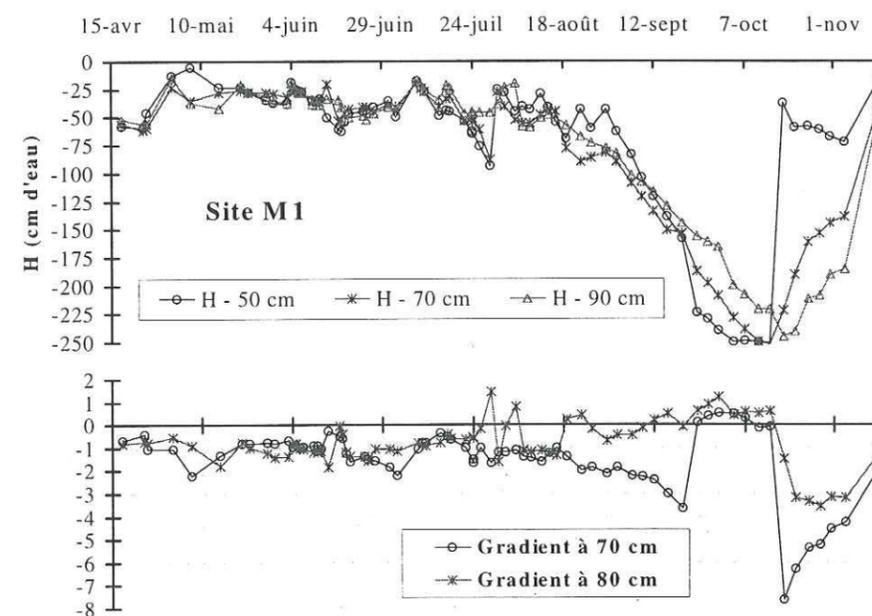


Figure V-11. Variations des charges et gradients hydrauliques pour le site M1.

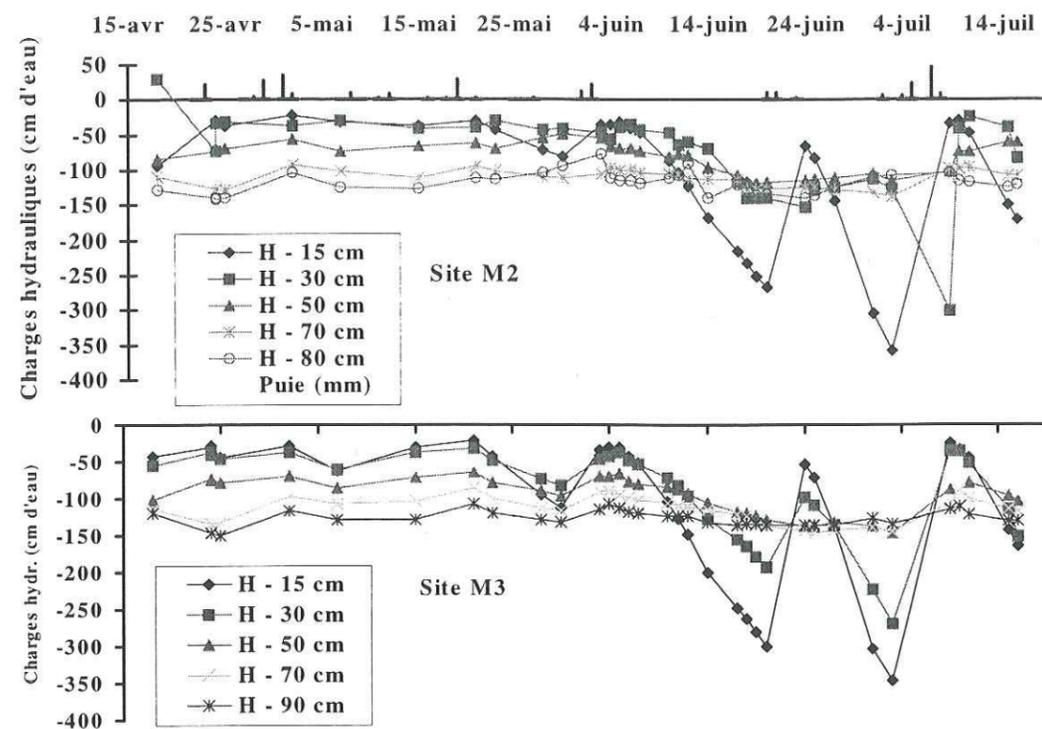


Figure V-12. Variations des charges hydrauliques et des pluies pour les sites M2 et M3.

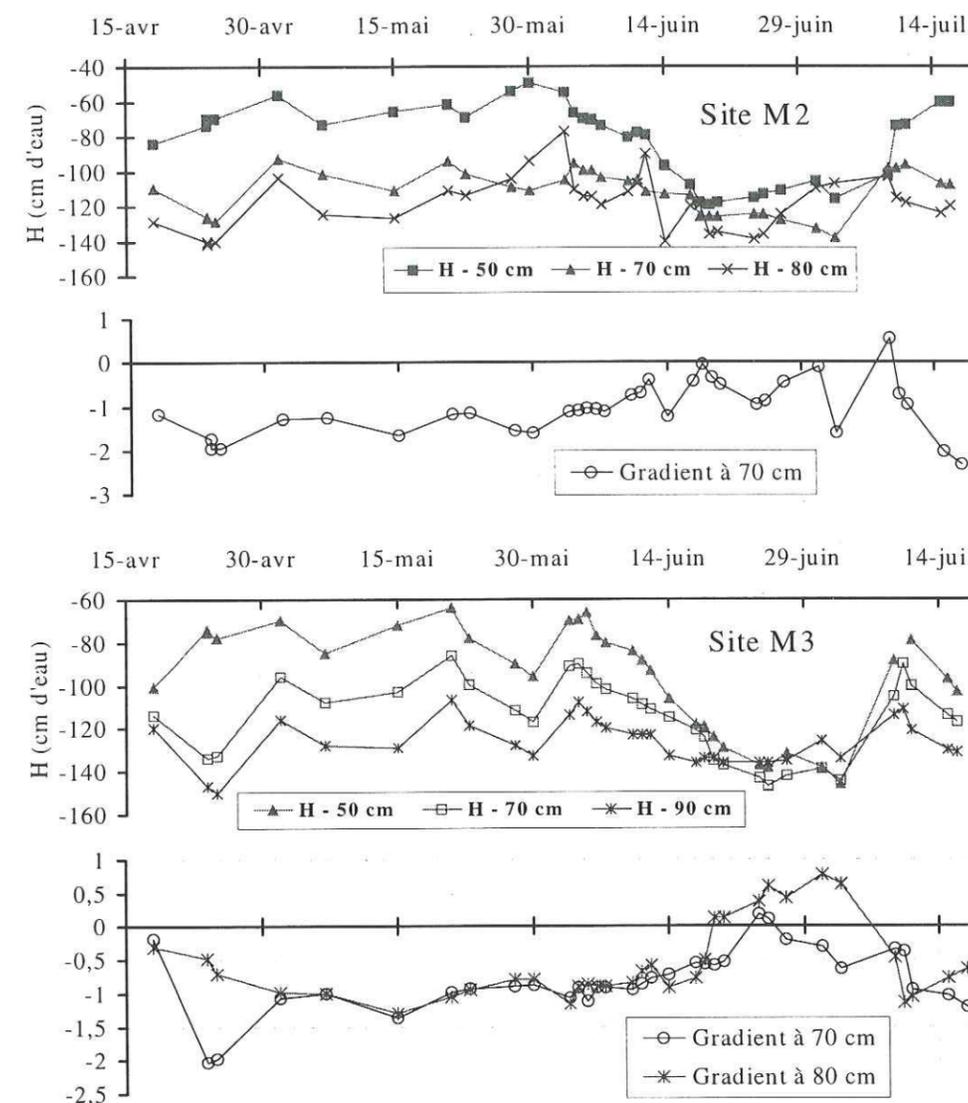


Figure V-13. Variations des charges et gradients hydrauliques pour les sites M2 et M3.

V.2.3.3. Teneur volumique en eau (θ) et stock d'eau (S):

V.2.3.3.1. Sites Jachère et Sol Nu

Les Figures V-14 et V-15 présentent les évolutions des teneurs volumiques en eau (θ) au cours de la campagne 1995 sur les sites Jachère et Sol Nu. Les variations sont plus importantes dans la tranche de sol comprise entre 0 et 40 cm de profondeur pour le site Jachère (Figure V-14). Dans cette couche superficielle, les valeurs moyennes des teneurs volumiques en eau sont plus élevées pour le Sol Nu par rapport à la Jachère (Figure V-16). Cela est dû aux extractions d'eau par les racines dans le site Jachère.

Dans la couche variant de 50 à 70 cm de profondeur, les valeurs moyennes des teneurs volumiques en eau sont plus faibles pour le site Sol Nu par rapport à la Jachère. Cela est probablement dû au drainage libre dans le profil du sol et/ou à la nature du sol.

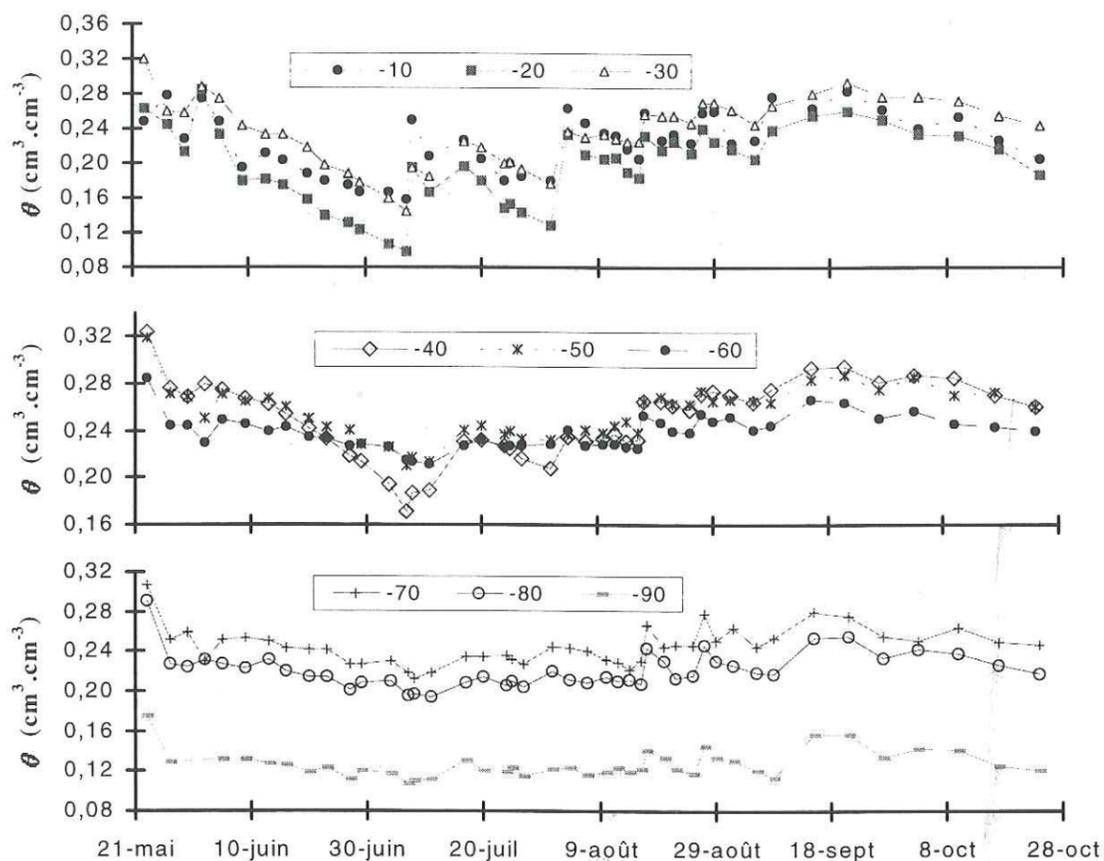


Figure V-14. Variations des teneurs volumiques en eau pour le site Jachère.

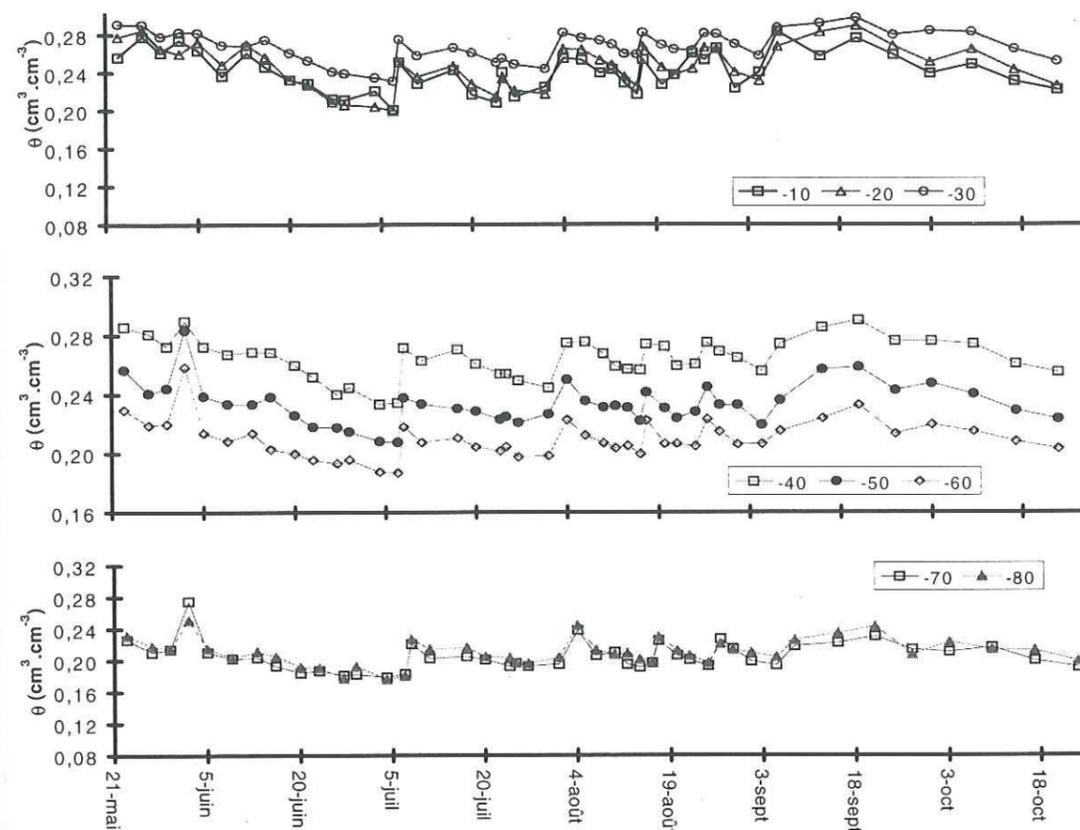


Figure V-15. Variations des teneurs volumiques en eau pour le site Sol Nu

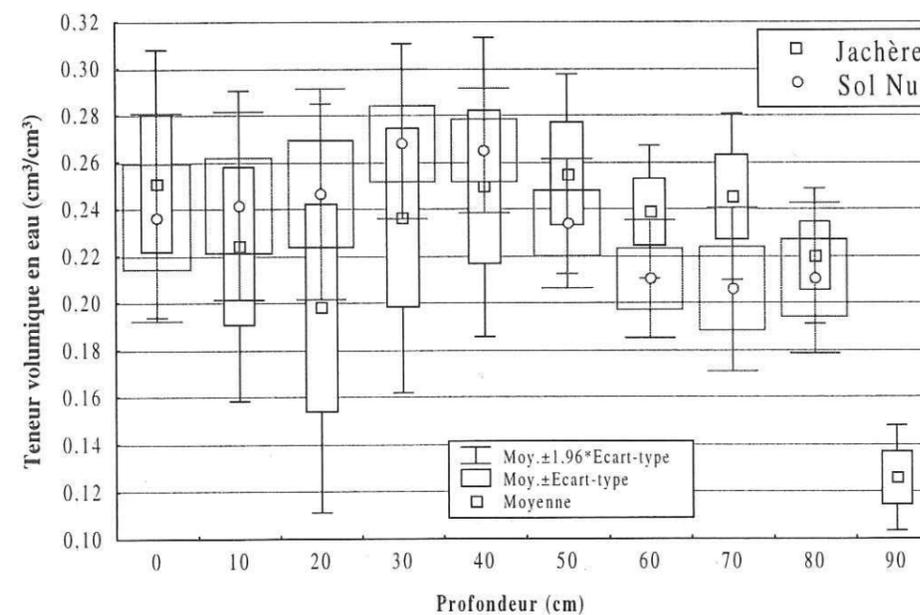


Figure V-16. Moyennes et écart-types des variations des teneurs volumiques en eau au cours de l'année 1995 pour les sites Jachère (carrés) et Sol Nu (cercles).

V.2.3.3.2. Sites M1, M2 et M3

Les Figures V-17 à V-19 présentent pour les trois sites l'évolution des teneurs volumiques en eau au cours de la campagne 1996 sur maïs irrigué. A 10 et 20 cm de profondeur elles présentent quasiment les mêmes valeurs.

Les variations des teneurs volumiques en eau présentent un même comportement dans le profil du sol de 0 à 30 cm (Figure V-20). Au-delà de 30 cm de profondeur, les comportements sont différents, notamment entre les sites M2 et M3 adjacents sur le terrain. Cette différence est probablement due à la distribution de la porosité dans ce profil du sol, confirmée par les valeurs des masses volumiques sèches (ρ_d) dans la tranchée T2 qui comprend les sites M2 et M3 (Figures III-20 et III-23).

Les variations des teneurs volumiques en eau sont plus importantes au site M1 que pour les sites M2 et M3.

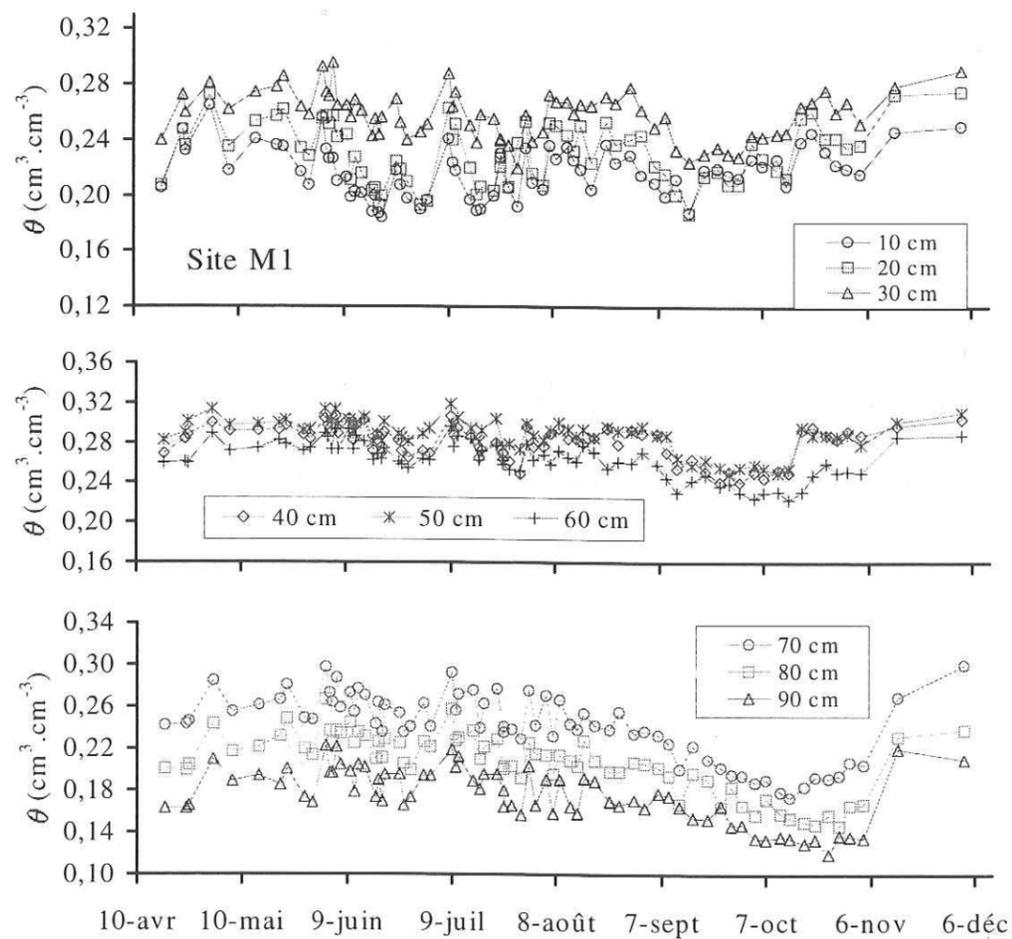


Figure V-17. Variations des teneurs volumiques en eau pour le site M1.

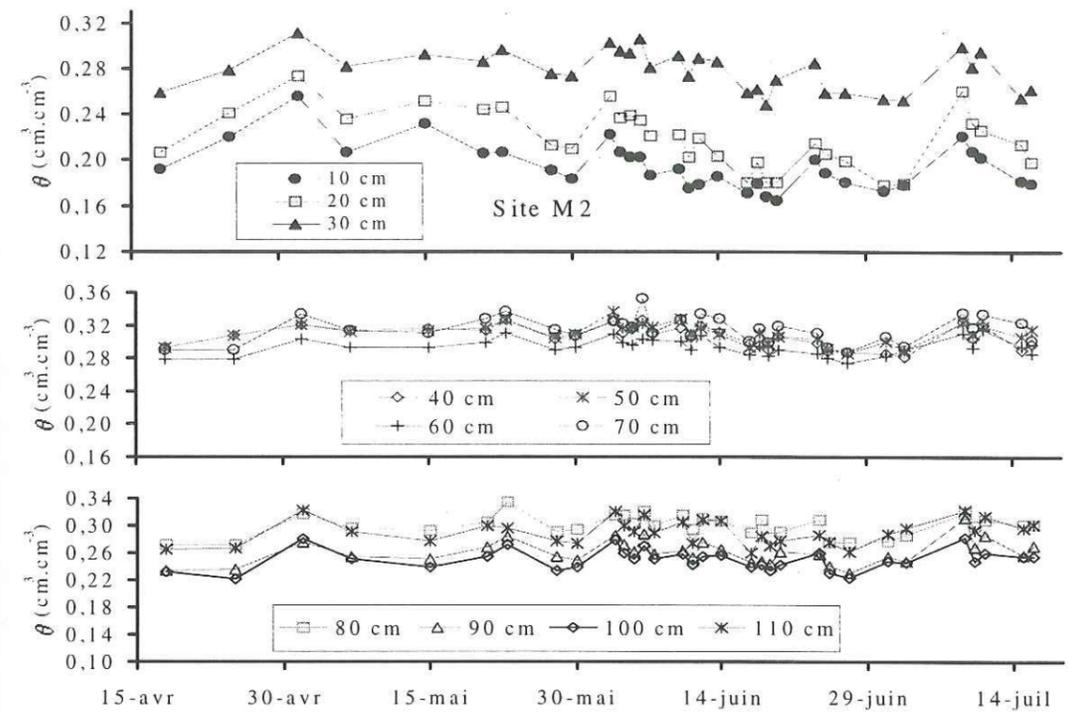


Figure V-18. Variations des teneurs volumiques en eau pour le site M2.

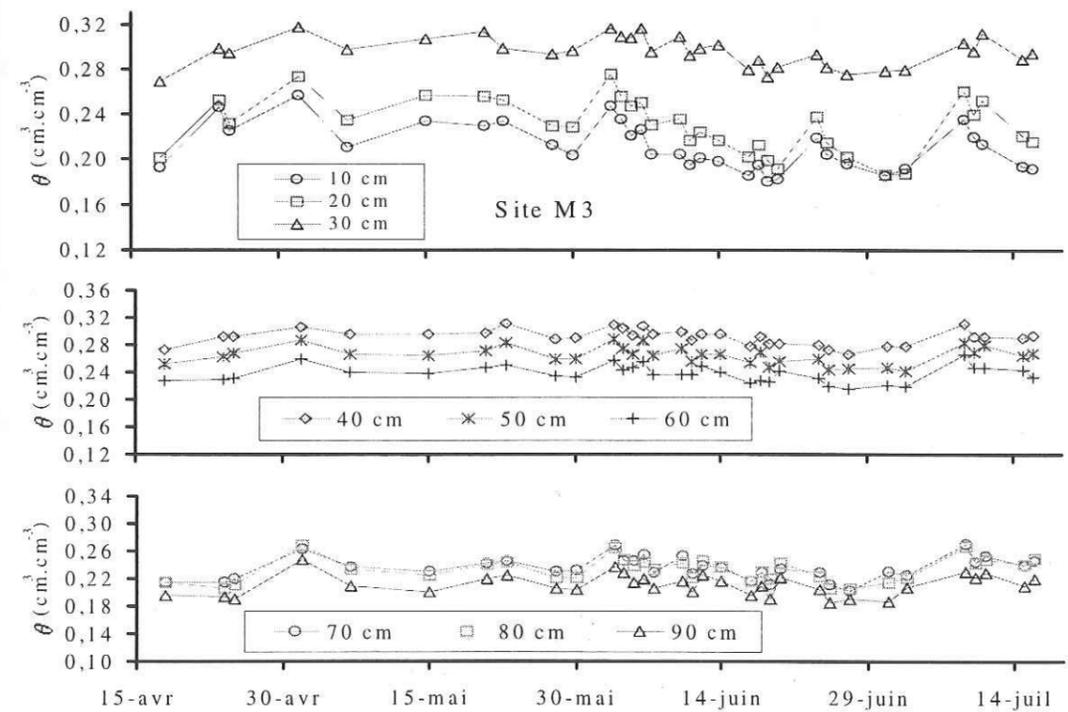


Figure V-19. Variations des teneurs volumiques en eau pour le site M3.

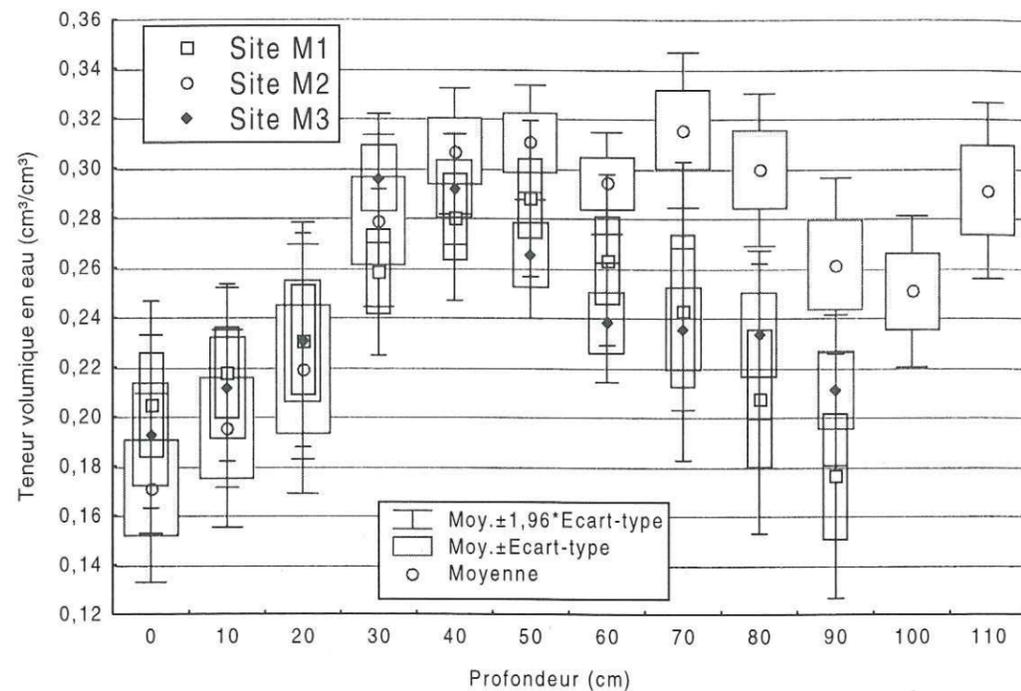


Figure V-20. Moyennes et écart-types des variations des teneurs volumiques en eau au cours de l'année 1996 pour les sites M1 (carrés), M2 (cercles) et M3 (losanges).

V.2.4. Flux d'eau à la surface – Condition à la limite supérieure ($Z = 0$)

Le calcul du flux d'eau apporté à la surface du sol est donné par les quantités d'eau journalières calculées par l'expression :

$$q(0, t) \cdot \Delta t = I(t) = P(t) - ETR(t)$$

où $I(t)$ représente la lame d'eau apportée au sol (mm) pendant Δt , $P(t)$ est la pluie et/ou irrigation (mm) pendant Δt , et $ETR(t)$ est l'évapotranspiration réelle (mm) pendant Δt .

✓ La pluie et l'irrigation

Les données de pluie et irrigation ont été obtenues de la façon décrite au paragraphe II.3.1.5 dans les sites expérimentaux et comparées aux données pluviométriques de la Ferme Agricole.

Le jeu des données pluviométriques présenté ici se réfère à la campagne de 1995 (Jachère – 1995).

✓ L'évapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration est la composante du cycle hydrologique la plus difficile à évaluer à cause des interactions complexes entre les composantes du système sol-plante-atmosphère. L'évaporation dépend de plusieurs facteurs, tels que : température, vitesse du vent, pression atmosphérique, rayonnement solaire, qualité d'eau, nature et forme de la surface exposée à l'évaporation, localisation géographique, etc.

Il n'est pas question ici de produire une estimation précise de l'ETR mais de tenter d'encadrer son évolution temporelle et de voir qualitativement son influence sur le transfert d'un soluté.

L'évapotranspiration réelle a été évaluée de deux façons :

- 1) A partir des données d'évapotranspiration potentielle (ETP) journalière fournies par la station météorologique localisée à l'Aéroport de Saint-Étienne de Saint-Geoirs à 5 km des sites expérimentaux (Méthode de Penman, 1948).

L'évapotranspiration réelle (ETR) a été calculée par un algorithme proposé par Chopart et Siband (1988) selon (Kengni, 1993):

$$ETR = ETP \text{ le jour de la pluie ;}$$

$$ETR(j) = \frac{ETP(j)}{2 \cdot j} \text{ les jours suivants, } j \text{ étant le nombre de jour depuis}$$

la dernière pluie ($j \geq 1$). A partir du cinquième jour, le flux d'évaporation est borné par $\frac{ETP(j)}{8}$ pour tenir compte du dessèchement de la surface du sol et de la participation des couches profondes à l'évaporation.

- 2) A partir des données de la vitesse du vent à 5 m de hauteur ($u_5(\text{m.s}^{-1})$), de la valeur de l'humidité relative ($Hr(\%)$), de la température de l'air ($T_a(^{\circ}\text{C})$) et de la valeur de la pression de vapeur saturante ($e_0(\text{mbar})$) obtenues à la station météorologique installée sur le site expérimental.

Les valeurs de l'évapotranspiration réelle ont été ainsi calculées en utilisant l'équation proposée par Xu et Singh (1998) selon :

$$ETR = 0,35 \cdot (1 + 0,24 \cdot u_s) \cdot (1 - Hr) \cdot e_0 \quad (\text{mm} \cdot \text{j}^{-1})$$

Les coefficients numériques de l'expression ci-dessus utilisés dans nos calculs sont les mêmes que ceux utilisés par Xu et Singh (1998) pour une étude réalisée dans la région de Vaud (Suisse). Xu et Singh (1998) ont comparé les valeurs d'évaporation obtenues sur bac d'eau (Type classe A) avec les valeurs d'évaporation obtenues par 4 approches basées sur la température (Thornthwaite), l'humidité (Romanenko), le transfert de masse et d'énergie et la radiation solaire (Turc). Ils ont trouvé que l'estimation de l'évaporation a été mieux représentée par l'approche basée sur le transfert de masse.

La Figure V-21 présente les évolutions cumulées de la pluie, de l'évapotranspiration potentielle et des évapotranspirations réelles obtenues par les deux approches décrites ci-dessus.

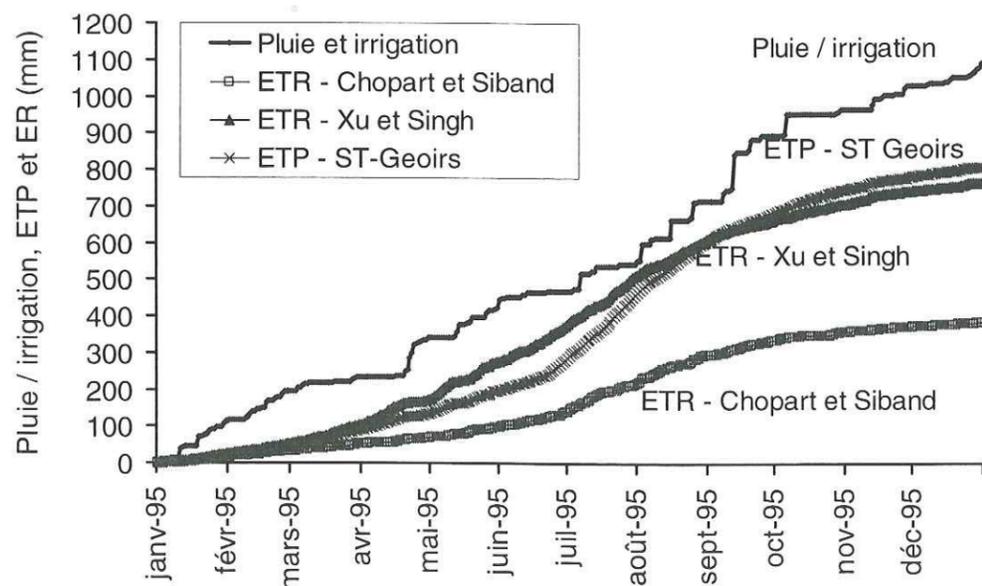


Figure V-21. Évolutions cumulées de la pluie/irrigation, l'évapotranspiration potentielle (ETP) et les évapotranspirations réelles (ETR) obtenues par deux approches (Chopart et Siband, et Xu et Singh) pour l'essai II (Jachère - 1995).

On voit, à partir de la Figure V-21, que les deux approches donnent des évolutions cumulées de l'évapotranspiration réelle (ETR) différentes.

Dans l'impossibilité d'évaluer par des mesures directes l'évapotranspiration réelle (ETR), on a utilisé les deux approches pour calculer le flux d'eau imposé à la surface du sol dans la modélisation numérique (Chapitre VI).

Le Figure V-22 présente les évolutions temporelles des flux d'eau apportés à la surface du sol en utilisant les deux approches retenues pour une période où les flux ont été très importants. On constate que les flux d'eau instantanés sur de faibles périodes calculés par les deux approches diffèrent peu, bien que les valeurs cumulées sur plusieurs mois sont très différentes.

Au vu des travaux de Xu et Singh (1998) pour une climatologie proche de celle du site de La Côte Saint-André, on a considéré que les valeurs de l'ETR (estimées par les deux méthodes retenues) encadrent les valeurs réelle. La méthode proposée par Xu et Singh (1998) surestime l'ETR alors que la méthode ETR donnée par Chopart et Siband la sous-estime.

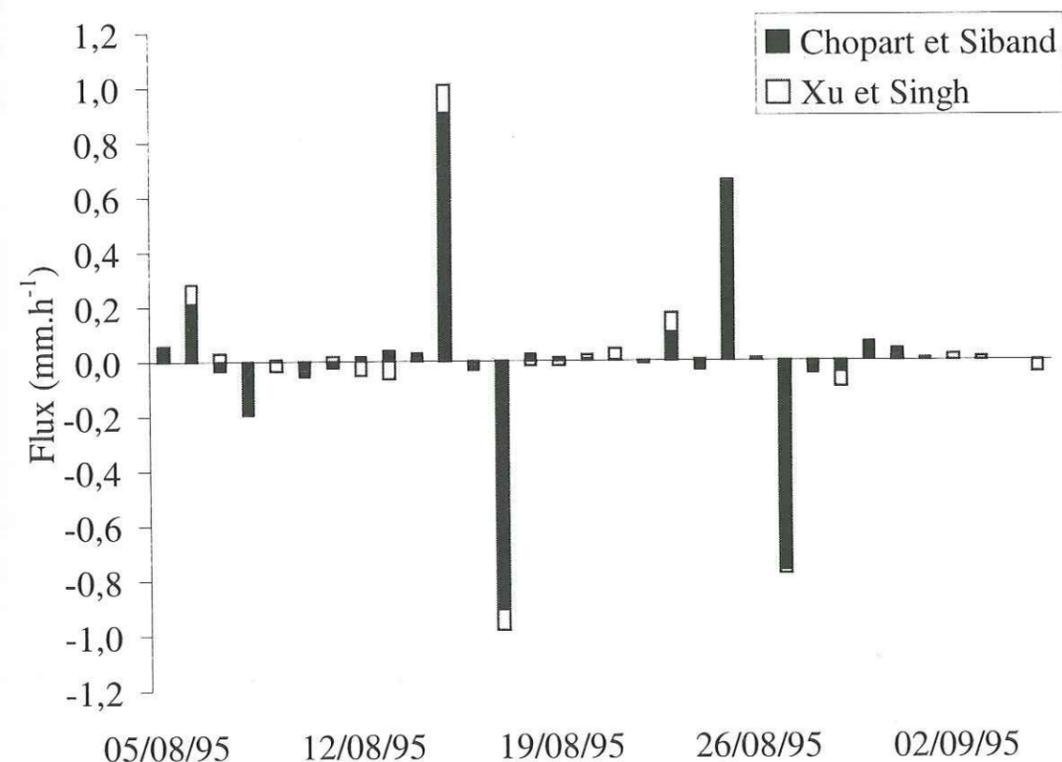


Figure V-22. Evolution temporelle des flux d'eau calculés à la surface du sol par les deux approches retenues pour l'essai II (Jachère - 1995).

V.3. ANALYSE DES TRANSFERTS DE SOLUTE

Plusieurs études ont été réalisées sur des colonnes de laboratoire pour évaluer les paramètres des transferts de solutés dans les sols (Gaudet et al., 1977 ; Krzyszowska et al., 1994 ; Novy-Quadri, 1994).

Cependant, ces études ne prennent pas en compte les variabilités spatiales des propriétés physico-chimiques des sols. D'autres expérimentations ont été menées dans de larges monolithes de sol intact (lysimètre) (Bowman, 1988 ; Bergström, 1990 ; Jacobsen et al., 1992 ; Bowman et al., 1994, Poletika et al., 1995, Schoen, 1996, Schoen et al., 1999a) où le transfert de solutés a été soumis à des conditions contrôlées (flux d'eau permanent et créneaux de concentration en solutés).

V.3.1. Bilan sur le Lysimètre (Essai I)

Trois essais ont été réalisés par Schoen (1996) sur le lysimètre (Essais 1A, 1B et 2). Les essais 1A et 1B correspondent à des flux d'eau constants de 1,48 mm.h⁻¹ et de 1,05 mm.h⁻¹, respectivement. Dès que les flux d'eau de drainage ont été constants, les solutés ont été appliqués, en créneau, à la surface du lysimètre.

L'essai 2 a été soumis à un flux d'eau constant de 1,07 mm.h⁻¹.

Le tableau V-5 présente les compositions, les concentrations et les intervalles de temps d'application de chaque soluté pour les trois essais.

Schoen (1996) présente les détails des trois essais réalisés sur le lysimètre.

J'ai participé à l'expérimentation (essai 2) notamment pour la collecte et l'analyse des échantillons, en relation avec la variabilité spatiale.

Tableau V-5. Flux d'eau, teneur volumique en eau moyenne, durée du créneau et solutés appliqués pour les trois essais réalisés sur le lysimètre (d'après Schoen, 1996).

Essais	1A	1B	2
Flux d'eau (q)	1,48 mm.h ⁻¹	1,05 mm.h ⁻¹	1,07 mm.h ⁻¹
Teneur volumique en eau moyenne (θ)	0,248 cm ³ .cm ⁻³	0,253 cm ³ .cm ⁻³	0,247 cm ³ .cm ⁻³
Durée du créneau (t_0)	75,5 h	143,8 h	112,0 h
Solutés et concentrations (C_0)	/	² H ₂ O 4537 δ ‰ Br ⁻ 1033 mg.l ⁻¹ Cl ⁻ 455 mg.l ⁻¹	/ Br ⁻ 972 mg.l ⁻¹ Cl ⁻ 431 mg.l ⁻¹

V.3.1.1. A partir des courbes de percée (breakthrough curve)

V.3.1.1.1. Analyse des moments

L'étude du transport de solutés dans les sols est fondée sur la connaissance des paramètres du transport. Ces paramètres sont déterminés à partir des données expérimentales en utilisant différentes méthodologies. Les courbes de percée sont les réponses en concentration en fonction du temps, à la sortie du lysimètre, en réponse à une excitation connue à l'entrée.

Ainsi, la quantité totale de soluté, le temps moyen de séjour et la variance de la courbe peuvent être évalués à partir du calcul des moments temporels des courbes de percées expérimentales, indépendamment du modèle de transport utilisé (Skopp, 1985 dans Leij et Dane, 1991, Jury et Roth, 1990).

Les moments expérimentaux ont été selon (Schoen et al., 1999a) :

$$M^0 = \int_0^{\infty} f(t) dt \quad M^1 = \int_0^{\infty} t f(t) dt \quad M^2 = \int_0^{\infty} (t - E)^2 f(t) dt$$

où

M^0 (T), M^1 (T²) et M^2 (T³) sont, moments d'ordre zéro, un et deux, respectivement.

$f(t)$ est la fonction d'interpolation (spline cubique) des courbes expérimentales $C(t)$.

Le bilan de masse r , le temps de séjour τ (T), l'écart-type σ (T) et la dispersivité λ (L) ont été calculés par :

$$r = \frac{M^0}{M^{0in}} \quad E = \frac{M^1}{M^0} \quad \tau = E - \frac{t_0}{2} \quad \sigma^2 = \frac{M^2}{M^0} \quad \text{et} \quad \lambda = \frac{L}{2} \left(\frac{\sigma}{\tau} \right)^2$$

où

M^{0in} est la surface du créneau imposé à l'entrée ; E (T) est l'espérance mathématique (temps de séjour), t_0 (T) est la durée du créneau ; σ^2 (T²) est la variance ; L (L) est la longueur du lysimètre (150 cm) ; λ (L) est la dispersivité définie par $\lambda = D^{ap}/v$ où D^{ap} (L².T⁻¹) est le coefficient de dispersion et $v = q/\theta_c$ est la vitesse convective du soluté avec q (L.T⁻¹) le vitesse de Darcy et θ_c (L³.L⁻³) la teneur volumique en eau calculée.

On note que r , τ et σ^2 sont indépendants d'un modèle de transfert. Par contre, la dispersivité (λ) est liée à une modélisation (convection – dispersion).

V.3.1.1.2. Taux de restitution (r)

Les taux de restitution sont présentés dans le tableau V-6.

Les taux de restitution donnent des valeurs de l'ordre de 100 % pour les traceurs utilisés (Cl^- , Br^- et $^2\text{H}_2\text{O}$) et de 177 % pour le nitrate (NO_3^-). La valeur élevée du taux de restitution pour le NO_3^- est attribuée à la nitrification de l'ammonium (NH_4^+) appliqué au sol.

Schoen (1996) en comparant les courbes de sortie pendant l'essai 1B pour les traceurs anioniques (Cl^- et Br^-) et isotopique ($^2\text{H}_2\text{O}$), a montré que l'apparition plus précoce des anions par rapport à l'eau deutérée est due aux mécanismes d'exclusions des anions. Ce comportement a été aussi observé par plusieurs auteurs (Bowman, 1984 ; Schulin et al., 1987a ; Gvitzman et Gorelik, 1991).

V.3.1.1.3. Temps de séjour moyen τ (T)

Le tableau V-6 présente les temps de séjour pour les traceurs utilisés pendant les essais 1A et 1B.

Schoen et al. (1999a) ont comparé les valeurs du temps de séjour moyen, calculé par la méthode des moments, avec les temps de séjour prédit T (T) obtenu par la formule :

$$T = \frac{L\theta}{q}$$

où

θ ($\text{L}^3 \cdot \text{L}^{-3}$) est la teneur volumique en eau mesurée par la sonde à neutrons, L est la longueur du lysimètre (150 cm) et q ($\text{L} \cdot \text{T}^{-1}$) est le flux de Darcy.

Schoen et al. (1999a) ont attribué la différence entre les deux temps de séjour (mesuré et prédit) à la présence d'eau ne participant pas au transfert de solutés (exclusion anionique par exemple). La fraction d'eau mobile est calculée par $f = \tau/T$.

V.3.1.1.4. La dispersivité λ (L) et l'écart-type σ (T)

Le tableau V-6 présente les valeurs des dispersivités λ (L) et de l'écart-type σ (T) obtenues par la méthode des moments pour les essais 1A et 1B.

La comparaison entre les valeurs des coefficients de dispersion obtenus pour les différents traceurs par la méthode des moments est difficile à faire à cause de l'incertitude observée dans les queues des courbes de concentrations et du poids de ces valeurs dans le calcul des moments d'ordre supérieur ou égal à 2.

Tableau V-6. Moments expérimentaux obtenus à partir des courbes de sortie des traceurs Cl^- , Br^- , $^2\text{H}_2\text{O}$ et NO_3^- pendant les essais 1A et 1B.

Essais	Cl^- (1A)	Cl^- (1B)	Br^- (1B)	$^2\text{H}_2\text{O}$ (1B)	NO_3^- (1B)
Taux de restitution r	100 %	102 %	101 %	105 %	177 %
Temps de séjour moyen τ	214 h	300 h	300 h	329 h	366 h
Temps de séjour prédit T	251 h	361 h	361 h	361 h	361 h
Fraction d'eau qui voit l'anion $f = \tau/T$	85 %	83 %	83 %	91 %	-----
Ecart-type σ	110 h	145 h	154 h	151 h	169 h
Dispersivité λ	19,8 cm	17,5 cm	19,7 cm	15,8 cm	-----
Coefficient de dispersion calculé D^{ap} ($\text{cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}$)	13,9	8,7	9,8	7,2	-----

V.3.1.2. A partir du profil de concentration en Brome (Essai 2)

Le détail du protocole expérimental pour l'essai 2 sur le lysimètre est donné aux paragraphes II.4.1.1 et II.5.1. Une description plus complète de l'essai 2 est fournie par Schoen (1996).

Schoen (1996) décrit la méthodologie appliquée pour estimer le taux de restitution à partir des profils moyens de la teneur volumique en eau (θ) et de la concentration en brome (Br^-).

La valeur globale du taux de restitution (r) obtenue par la réponse en concentration en brome à la base du lysimètre a été de 96% (Essais 1A et 1B). Schoen (1996) a aussi calculé les taux de restitution pour les deux sorties du lysimètre pour ces mêmes essais.

Le tableau V-7 présente les valeurs des taux de restitution des sorties centrale et périphérique obtenues par Schoen (1996) pendant les essais 1A et 1B.

Tableau V-7. Valeurs des taux de restitution (r %) des sorties centrale et périphérique des essais 1A (Cl⁻) et 1B (Cl⁻ et Br⁻) d'après Schoen (1996).

Sortie	Cl ⁻ (1A)	Cl ⁻ (1B)	Br ⁻ (1B)
Centrale	109 %	95 %	97 %
Périphérique	97 %	97 %	96 %
Total	99 %	97 %	96 %

On a calculé les taux de restitution (r) pour chacun des 30 ($i = 1$ à 30) profils verticaux de concentration en brome où ont été faits les prélèvements de sol dans le lysimètre en utilisant la formule suivante :

$$M_{Br} = \sum_{j=1}^4 V_i(j) \cdot C_i(j) + V \cdot \rho_d(k) \cdot \sum_{k=5}^{13} w_i(k) \cdot C_i(k)$$

où

$V_i(j)$ et $C_i(j)$ sont les volumes d'eau et les concentrations en brome des échantillons prélevés dans la couche de 0 à 40 cm de profondeur à intervalles de 10 cm ; V est le volume de sol ($z \geq 40$ cm) prélevé dans chaque secteur ; $\rho_d(k)$ est la masse volumique sèche moyenne de chaque niveau du profil du sol variant de 40 à 130 cm de profondeur ; $w_i(k)$ et $C_i(k)$ sont les teneurs massiques en eau et les concentrations en brome des échantillons prélevés dans la couche de 40 à 130 cm de profondeur à intervalle de 10 cm.

A partir de la Figure V-23, on voit que le taux de "restitution vertical" a été plus élevé dans la partie centrale du lysimètre. Cela s'explique par un tassement du sol près de la paroi du lysimètre pendant l'installation du lysimètre et par des concentrations plus élevées dans la partie centrale du lysimètre, observées sur les cartographies horizontales et verticales des concentrations en brome (paragraphe III.3.3.1 et Annexe G).

A partir de la cartographie de la Figure IV-23, on peut constater une distribution verticale du brome (Br⁻) dans le sol du lysimètre différenciée entre la région centrale et proche de la paroi du lysimètre. Dans la partie centrale, le brome semble avoir suivi un mouvement plus rapide qu'à la périphérie.

Smith et al. (1995) ont montré que la distribution de pores, le tassement du sol et les cycles de saturation influençaient le mouvement des solutés. Ils ont trouvé que le brome se

déplace plus vite lorsque la distribution de pores augmente et lorsque les masses volumiques sèches sont plus faibles.

Les taux de restitution des parties centrale et périphérique, calculés pour chaque profil des concentrations en brome et des teneurs volumiques en eau, ont été de 114,2% et 88,3% respectivement.

Cependant, les taux de restitution calculés à partir des mesures de solutés recueillies dans les parties centrales et périphériques du fond du lysimètre (Essais 1A et 1B) sont très proches de 100 % (97 % et 96 %, Schoen, 1996).

Les distributions spatiales verticales des concentrations et des teneurs en eau ne sont que partiellement représentatives de la distribution de flux de solutés à travers une surface horizontale à la base inférieure des profils.

Les différences entre les deux types de mesures (distributions spatiales de la masse de soluté, distribution des flux de masse de soluté à travers une surface) peuvent être dues à différents facteurs :

- dans le flux de soluté mesuré par les courbes de percée, seule une fraction de l'eau du sol est mobile (les concentrations par prélèvement d'échantillons de sol intéressent la totalité du volume de sol) ;
- les profils de concentrations ont été calculés sur des verticales, mais les flux sont tridimensionnels et les lignes de courant d'eau convectant le soluté ne sont certainement pas verticales ;
- les flux de solutés dans les parties internes et externes du fond du lysimètre intègrent un volume plus important que les échantillons prélevés.

Chaque type de mesure peut répondre à des objectifs différents :

- les mesures spatiales verticales sont indispensables pour agir sur l'efficacité du contact soluté – racines des plantes ou du lessivage d'une zone contaminée.
- L'estimation des flux à travers de grandes surfaces donne les quantités de solutés transportées vers les nappes.

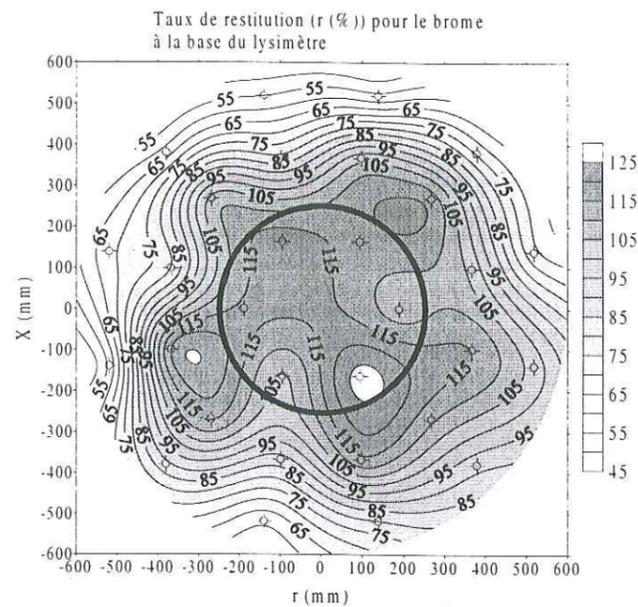


Figure V-23. Cartographie du taux de restitution (%) du brome à la base du lysimètre obtenue à partir de l'essai 2. Les symboles représentent les positions centrales des prélèvements de sol dans le lysimètre.

V.4. BILAN DE SOLUTES SUR LES TRANCHEES

Les bilans de solutés pour les essais II (Jachère – 1995) et III (Maïs irrigué – 1996) ont été uniquement réalisés et présentés ici pour les traceurs brome (Br^-) et chlore (Cl^-), car les concentrations pour la Bentazone ont été trop proche de la limite de détection analytique ($< 5 \mu\text{g.l}^{-1}$).

V.4.1. Essai II (Jachère – 1995)

Le calcul du bilan de masse pour le brome a été fait pour chaque profil de concentration en brome associé au profil de teneur volumique en eau correspondant. Ces profils ont été obtenus par prélèvements du sol dans les tranchées. On a utilisé l'équation suivante (i représente les points horizontaux, $i = 1, \dots, 12$ et k les verticales, $k = 1, \dots, 9$) :

$$MR = \sum_{k=1}^9 \frac{\theta_i(k) \cdot C_i(k) \cdot \Delta Z(k)}{1000} \quad (\text{V-9})$$

où

MR (mg.cm^{-2}) est la masse "récupérée" ; $\theta_i(k)$ et $C_i(k)$ (mg.l^{-1}) sont la teneur volumique en eau et la concentration de soluté à chaque position de prélèvement du sol à différentes profondeurs ; ΔZ (cm) est l'incrément de profondeur.

Donc, le bilan de masse (BM) est calculée par :

$$BM = \frac{\text{Masse récupérée (MR)}}{\text{Masse injectée}}$$

et exprimé en pourcentage par le taux de restitution r donné par :

$$r = 100 \cdot BM$$

La Figure V-24 présente les cartographies des concentrations en brome des tranchées P1 et P2, avec les taux de restitution pour chaque profil de concentration.

On voit que les taux de restitution dans les profils de concentrations en brome sont très variables.

Pour la tranchée P1, on a fait les analyses chimiques pour la couche du sol variant de 0 à 35 cm de profondeur. Cette tranchée a été ouverte 28 jours après l'épandage de la solution sur le sol ($8,2 \text{ g Br.l}^{-1}$), et lorsqu'il est tombé 73,5 mm de pluie cumulée.

Dans la cartographie de la tranchée P1 (Figure V-24(a)), on voit une région où les taux de restitution (r) sont supérieurs à 100 % ($65 \text{ cm} < \text{distance horizontale} < 85 \text{ cm}$) et une autre région où le taux de restitution est proche de 100 % (distance horizontale = 120 cm).

Les taux de restitution pour la tranchée P2 (Figure V-24(b)) ont été obtenus après qu'il soit tombé 151,6 mm de pluie cumulée à la suite de l'épandage de la solution sur le sol. Les valeurs des taux de restitution sont inférieures à 50 % avec deux profils des concentrations où les valeurs du taux de restitution sont nulles (distance horizontale $< 20 \text{ cm}$).

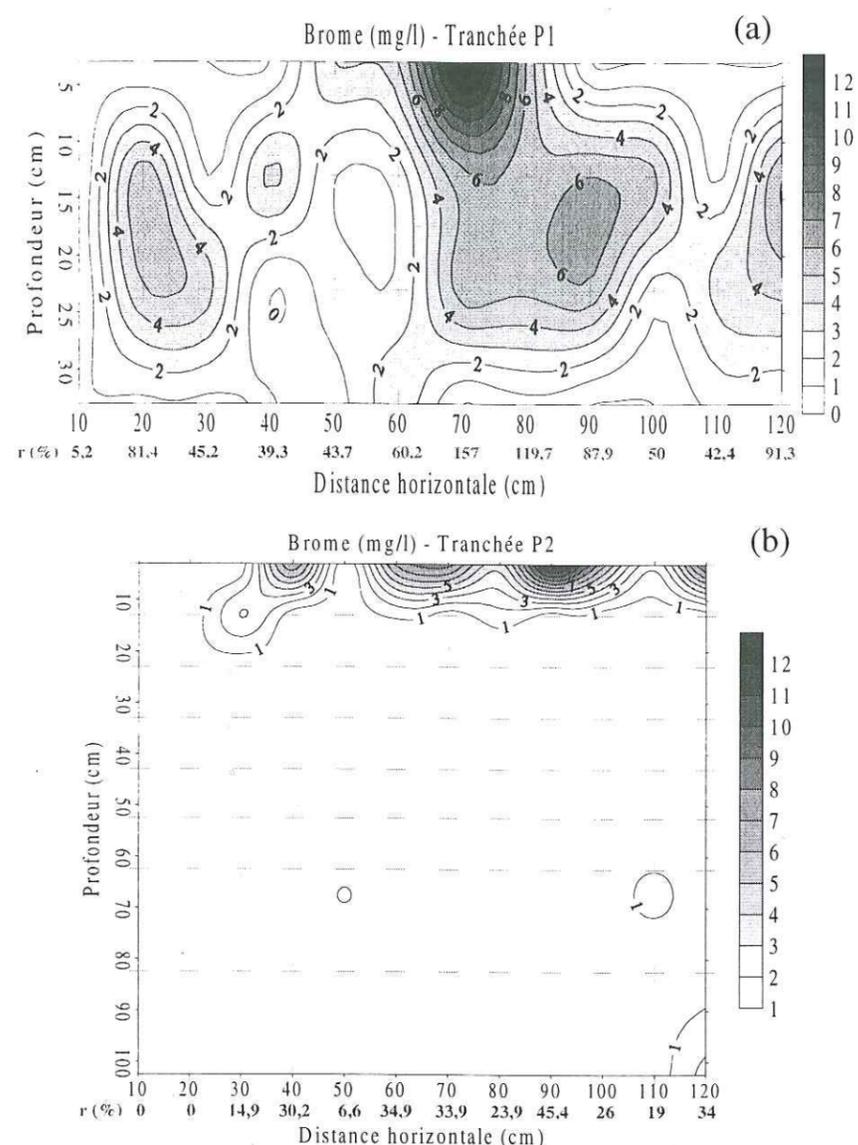


Figure V-24. Cartographies des concentrations en brome (mg.l^{-1}) des tranchées (a) P1 et (b) P2 avec les valeurs des taux de restitution pour chaque profil de concentration (Jachère - 1995). Les symboles + représentent les points où ont été faits les prélèvements de sol dans les tranchées.

Les valeurs de taux de restitution moyens et les écart-types pour les tranchées P1 et P2 sont présentées ci-dessous.

Tranchée	Taux de restitution moyen (%) +/- écart-type
P1	64,1 +/- 36,8
P2	20,5 +/- 13,2

V.4.2. Essai III (Maïs irrigué - 1996)

Pour l'essai III, on présente les bilans de masse des solutés obtenus avec le brome (tranchée T2) et le chlore (tranchée T3). Le bilan de masse a été calculé en utilisant l'équation V-9 avec $i = 1..12$ pour la tranchée T2 et $1..20$ pour la tranchée T3.

La tranchée T2 a été ouverte après la chute de 146,2 mm de pluie cumulée à la suite du jour de l'épandage de la solution sur le sol. La valeur de la concentration d'anion bromure appliquée à la surface du sol a été d'environ de $1,48 \text{ g.m}^{-2}$ ($38,5 \text{ g Br.l}^{-1}$).

Les valeurs des taux de restitution du brome, pour la tranchée T2, ont été globalement inférieures à 50 %, sauf pour trois profils de concentrations (deux profils proches de 100 % à $X = 38 \text{ cm}$ et $X = 104 \text{ cm}$ et un profil avec $r = 53,1 \%$ à 645 cm) (Figure V-25).

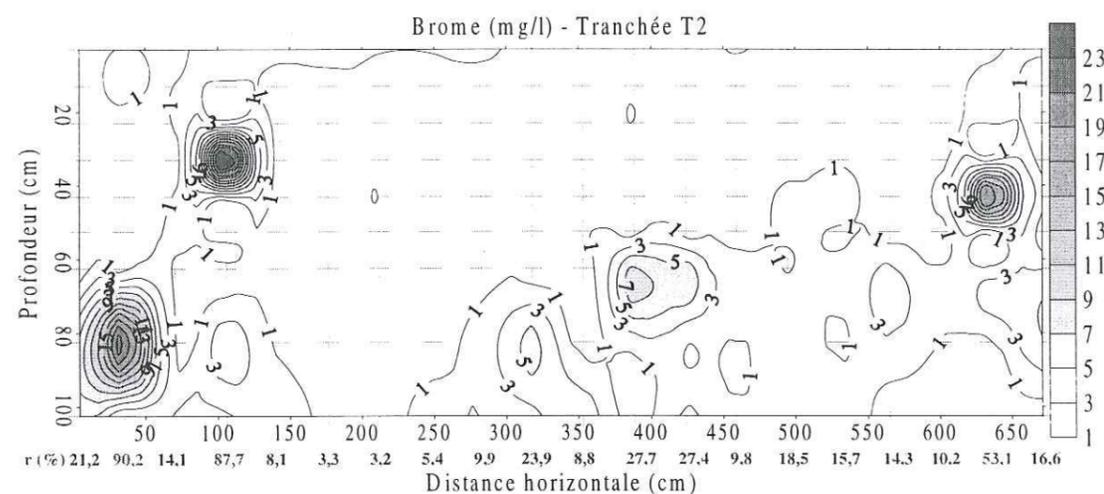


Figure V-25. Cartographie de concentration en brome (mg.l^{-1}) de la tranchée T2 avec les valeurs des taux de restitution pour chaque profil de concentration (Maïs irrigué - 1996).

Un traitement complémentaire avec une solution en chlore a été fait sur le site M1 pour suivre plus finement l'écoulement du traceur dans le profil du sol, car le brome épandu précédemment est trop dilué dans le sol à cette époque. La quantité d'anion chlorure (Cl^-) appliquée à la surface du sol a été d'environ de $1,96 \text{ g.m}^{-2}$ ($2,82 \text{ g Cl.l}^{-1}$).

La cartographie des concentrations en chlore présente des taux de restitution supérieurs à 100 % pour 11 profils sur 20 (Figure V-26). Ces valeurs élevées des taux de restitution sont dues aux concentrations en chlore d'eau de la nappe phréatique apportée par les irrigations avant le traçage avec le chlore.

Schoen (1996) en faisant analyser l'eau de la nappe phréatique, a montré que les concentrations en chlore dans l'eau de la nappe varient entre 15 et 20 mg.l⁻¹.

La quantité d'eau apportée par irrigation a été de 70 mm (26 mm – 18 Juillet, et 44 mm – 29 Juillet), soit une valeur de 70 l.m⁻². Si on multiplie cette valeur par 15 mg.l⁻¹ de chlore, on obtient une valeur de 1,05 g.m⁻² de chlore apportée par l'eau d'irrigation. Cette valeur représente environ 50 % en plus la concentration en chlore apportée pendant l'essai sur le site M1.

Les autres profils présentent des valeurs des taux de restitution supérieures à 50 %.

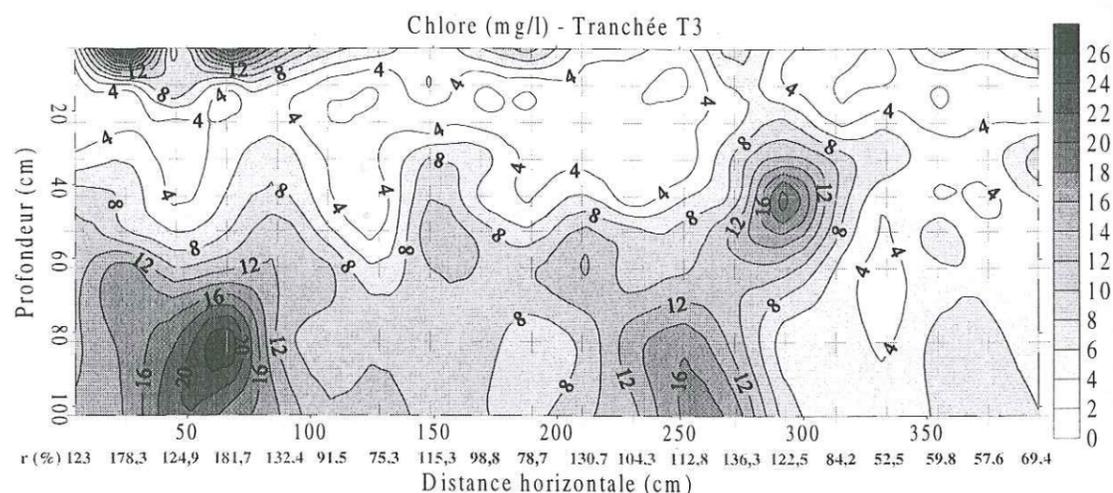


Figure V-26. Cartographie de concentration en chlore (mg.l⁻¹) de la tranchée T3 avec les valeurs des taux de restitution pour chaque profil de concentration (Maïs irrigué – 1996).

Les valeurs des taux de restitution et les écart-types pour les tranchées T2 (Br⁻) et T3 (Cl⁻) sont présentées ci-dessous.

Tranchée	Taux de restitution moyen (%) +/- écart-type	
T2	(Br ⁻)	23,5 +/- 24,5
T3	(Cl ⁻)	106,5 +/- 35,6

V.4.3. Discussion sur le taux de "restitution"

Plusieurs facteurs peuvent être considérés pour expliquer les faibles valeurs des taux de restitution des concentrations en brome pendant les essais II (Jachère – 1995) et III (Maïs irrigué) :

- i) Contrairement au lysimètre (conditions contrôlées), on connaît mal les conditions aux limites supérieure et inférieure (variables temporellement).
- ii) Les mesures des concentrations sur les tranchées sont faites dans un plan (2D), alors que les écoulements sont tridimensionnels (3D).
- iii) Les bilans sont établis sur des verticales en conditions hydriques quasi stratifiées et les flux sont tridimensionnels (comme dans le lysimètre).

V.5. EVOLUTION DES CONCENTRATIONS EN BROME ET BENTAZONE PENDANT L'ESSAI II (JACHÈRE – 1995).

Ce paragraphe présente l'évolution des concentrations en brome (mg.l⁻¹) et en bentazone (µg.l⁻¹) obtenues à partir des prélèvements du sol dans les tranchées P1 à P4 pendant l'essai II (Jachère – 1995).

Plusieurs chercheurs ont étudié les évolutions du transport et des interactions de la concentration en bentazone dans le sol (Bergström, 1992 ; Bergström et Jarvis, 1993 ; Gaston et Locke, 1996).

A partir des cartographies des concentrations en brome et en bentazone de la tranchée P1, on voit des comportements différents entre les deux concentrations. Les différences dans le transport entre le brome et la bentazone sont dues aux différentes interactions avec le sol. Le brome (traceur) suit le mouvement de l'eau mobile, tandis que la bentazone interagit avec la matrice du sol (matière organique, argile,...).

La biodégradation de la molécule de bentazone est faite par un processus aérobie et cette biodégradation est plus dépendante du pH de la solution du sol (Gaston et Locke, 1996). La durée de vie moyenne de la bentazone dans les sols varie de 2 à 15 semaines (Bergström et Jarvis, 1993).

Dans les cartographies des concentrations en brome et en bentazone de la tranchée P2, on voit que près de la surface du sol les concentrations sont similaires. Cependant, des différences significatives peuvent être observées à 40 cm de profondeur où la bentazone

présente une concentration locale relativement élevée. Ce comportement montre deux vitesses apparentes différentes pour le brome et la bentazone et par les interactions de la molécule de la bentazone avec le sol (observée dans les cartographies des tranchées P3 et P4).

Bergström (1992) a observé que le lessivage de la bentazone est plus prononcé sur un sol sableux que dans un sol argileux. Il a vérifié que la bentazone est raisonnablement mobile, avec une constante d'adsorption (K_{OC}) $< 13 \text{ ml.g}^{-1}$.

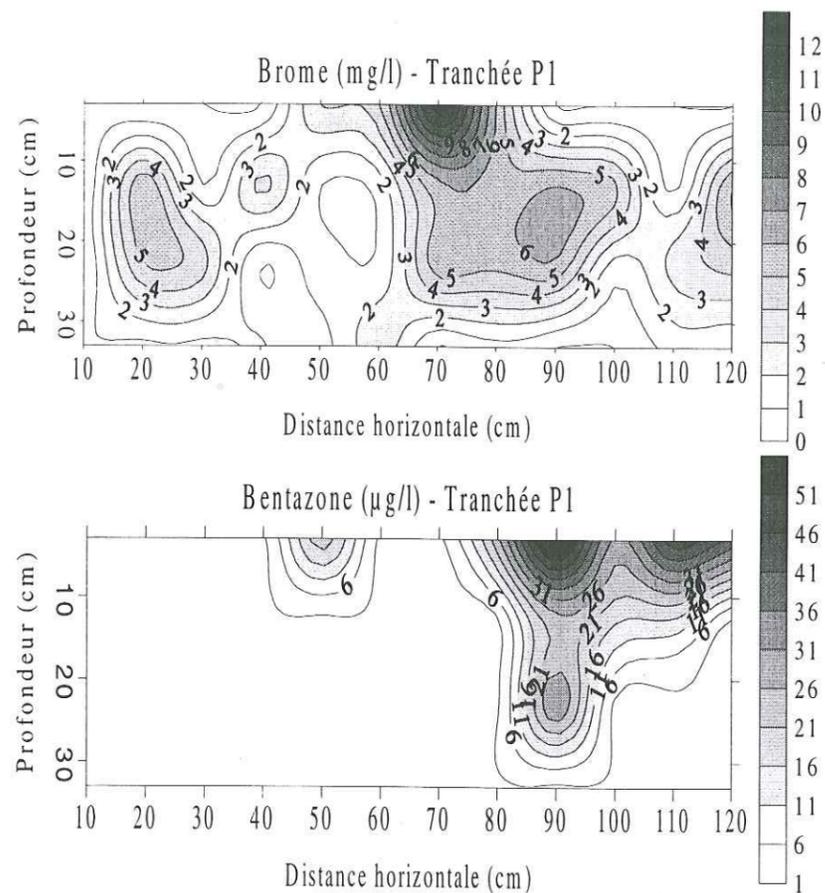


Figure V-27. Cartographies des concentrations en brome (mg.l^{-1}) et en bentazone ($\mu\text{g.l}^{-1}$) obtenues à partir des prélèvements du sol dans les tranchées P1 à P4 (Jachère - 1995) (suite page suivante).

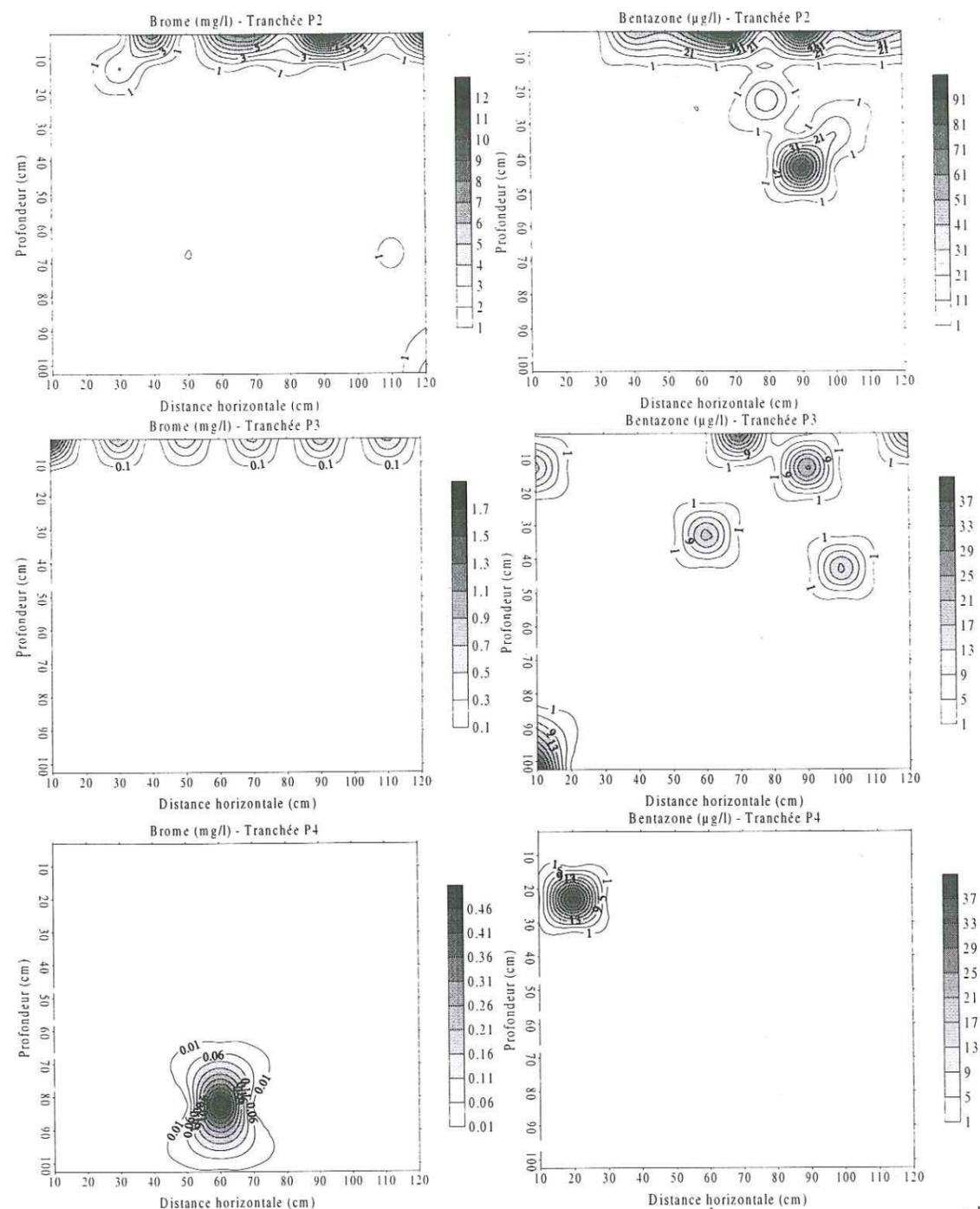


Figure V-28. Cartographies des concentrations en brome (mg.l^{-1}) et en bentazone ($\mu\text{g.l}^{-1}$) obtenues à partir des prélèvements du sol dans les tranchées P1 à P4 (Jachère - 1995).

On ne peut faire qu'une analyse quantitative de ces données (trop près de la limite de détection analytique).

V.6. CONCLUSIONS

Le transfert hydrique dans la tranche de sol non-saturée (0 – 110 cm) est correctement caractérisé à l'échelle du m^3 , correspondante aux mesures classiques sur un site vertical (sonde à neutrons et tensiomètres). On peut mesurer et calculer les variations de stock d'eau de manière très satisfaisante.

Les échanges de masse d'eau de cette tranche avec l'extérieur sont beaucoup moins bien évalués :

- à la surface de sol ($z = 0$) la mesure des apports pluvieux est bonne, mais l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) est plus problématique. On a donc choisi de travailler avec deux estimations encadrant les valeurs cumulées de cette évapotranspiration réelle (ETR).
- à la base de la tranche de sol, l'estimation des quantités d'eau drainée est délicate car la limite d'implantation des tubes d'accès à la sonde neutronique se situe dans la zone 60 – 90 cm, où la variabilité (donc l'incertitude) est la plus grande.

Pour les solutés, les résultats sont nombreux et de bonne qualité dans le lysimètre où les conditions d'essais sont particulières :

- concentrations élevées pour les anions, ou utilisation d'isotopes de l'eau ;
- les flux sont maintenus constants pendant de longues périodes ;
- les conditions initiales et aux limites sont parfaitement contrôlées.

En conditions naturelles, sur le sol non contraint, les résultats fondés sur les mesures de concentrations sont soumis à de grandes incertitudes (valeurs moyennes des concentrations par couche et bilans de masse globaux).

On pourra améliorer la qualité des mesures de concentration en conditions naturelles en augmentant (d'un facteur 100 ou 1000) les quantités de traceur épandu en surface, ou en utilisant des isotopes. Dans le premier cas, les concentrations deviendraient incompatibles avec l'activité biotique des 30 premiers centimètres de sol (racines des plantes et micro-organismes). L'utilisation d'isotopes, possible pratiquement, induit des coûts expérimentaux actuellement incompatibles avec nos projets.

Le problème de la qualité des mesures de concentration est :

- difficile pour les anions à forte concentration (nitrate)
- critique pour les traceurs anioniques (bromure, chlorure)

- très critique pour les molécules pesticides organiques (très bas niveau de concentration, fixation sur la phase solide, biotransformation).

CHAPITRE VI

MODELISATION 1D DES TRANSFERTS

Chapitre VI - Modélisation 1D des transferts

VI.1. INTRODUCTION	187
VI.2. PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES DU SOL	187
VI.2.1. Relation teneur en eau - pression de l'eau du sol $\theta(h)$	187
VI.2.2. Relation conductivité hydraulique - pression de l'eau du sol $K(h)$	188
VI.3. PARAMETRES HYDRO-DISPERSIFS	189
VI.3.1. Teneur en eau mobile θ_m	189
Couches	191
VI.3.2. Coefficients de dispersion D_m^{ap} et d'échange α	191
VI.4. MODELISATION DU PROBLEME HYDRODYNAMIQUE.....	192
VI.4.1. Equation de l'écoulement de l'eau.....	192
VI.4.2. Conditions initiales	192
VI.4.3. Conditions aux limites.....	193
VI.4.3.1. Condition à la limite supérieure.....	193
VI.4.3.2. Conditions aux interfaces	193
VI.4.3.3. Condition à la limite inférieure.....	194
VI.5. SIMULATIONS D'ESSAIS HYDRIQUES SUR LYSIMETRE ET SUR LE TERRAIN.....	194
VI.5.1. L'essai sur Lysimètre.....	194
VI.5.2. L'essai sur Jachère (Essai II).....	195
VI.6. MODELISATION ET SIMULATION DE TRANSFERT D'UN TRACEUR DANS LE SOL.....	197
VI.6.1. Equations de transfert de soluté - Modèle à deux régions d'eau mobile et immobile (MIM)	197
VI.6.2. Conditions initiales et aux limites	198
VI.6.2.1. Conditions initiales.....	198
VI.6.2.2. Conditions aux limites	198
VI.6.2.2.1. Condition à la limite supérieure	198
VI.6.2.2.2. Conditions aux interfaces	199
VI.6.2.2.3. Condition à la limite inférieure	199
VI.7. RAPPEL DE LA SIMULATION OBTENUE PAR RESOLUTION ANALYTIQUE SUR LE LYSIMETRE	201
VI.8. RESULTATS OBTENUS PAR RESOLUTION NUMERIQUE DU MODELE PHYSIQUE (Br).....	202
VI.8.1. Résultats sur lysimètre (traceur Br).....	202
VI.8.2. Résultats sur terrain (Jachère 1995).....	203
VI.9. CONCLUSIONS.....	210

VI.1. INTRODUCTION

Dans ce chapitre on présente la modélisation de l'écoulement monodimensionnel vertical de l'eau et de transfert du traceur Br^- en conditions naturelles de terrain (site Jachère – 1995).

Pour cela, on a utilisé le code numérique développé précédemment pour le cas d'un sol stratifié (Saâdi, 1996) tenant compte du modèle à deux régions d'eau mobile et immobile en régime transitoire. Le code numérique utilise des schémas numériques aux différences finies implicites.

Le code numérique a été testé pour des conditions initiales et aux limites contrôlées dans le cas de transfert monodimensionnel de différents traceurs dans le lysimètre.

Les mesures de teneur volumique en eau (θ) et de la pression de l'eau dans le sol (h) en conditions naturelles du terrain (site Jachère) ont permis de caractériser les propriétés hydrodynamiques des différentes couches du sol nécessaires pour la résolution de l'équation de Richards. Cinq couches homogènes du sol de nature hydrodynamique différente ont été mises en évidence.

Pour résoudre le problème de transfert de soluté dans la zone non saturée du sol, on a utilisé les paramètres dispersifs relatifs aux différentes couches du sol obtenus dans le cas de transfert du traceur Br^- en conditions contrôlées dans le lysimètre (Saâdi, 1996, Schoen, 1996).

VI.2. PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES DU SOL

VI.2.1. Relation teneur en eau - pression de l'eau du sol $\theta(h)$

Cette relation s'obtient en prenant pour une même profondeur de mesure et au même temps les valeurs expérimentales de la teneur volumique en eau et de la pression de l'eau du sol. On néglige l'effet d'hystérésis (paragraphe V.2.2).

Les courbes $h(\theta)$ relatives aux différentes profondeurs du sol ont été ajustées par une relation analytique de type van Genuchten (1980) sur les points expérimentaux (paragraphe V.2.2).

Les courbes de rétention $h(\theta)$ relatives aux profondeurs 30 cm et 50 cm sont similaires, ce qui nous a poussé à admettre l'existence d'une seule couche homogène comprise entre 20 cm et 60 cm. Les autres courbes $h(\theta)$ mesurées aux profondeurs 15 cm, 70 cm, 90 cm sont différentes entre elles et par rapport aux deux autres profondeurs ce qui suggère trois autres couches homogènes différentes.

Au-delà de 90 cm de profondeur, on a utilisé la courbe de $h(\theta)$ obtenue à 90 cm de profondeur.

Les différentes couches ainsi que les valeurs numériques des paramètres de la courbe $h(\theta)$ sont regroupées sur le tableau VI-1.

VI.2.2. Relation conductivité hydraulique - pression de l'eau du sol $K(h)$.

On rappelle que pour la modélisation, on a utilisé la relation de Gardner (1958) pour ajuster les couples de mesure (K_i, h_i) générées par les équations V-7 et V-8 (présentées dans le chapitre V) :

$$K(h) = \frac{K_s}{1 + (B|h|)^N} \quad (\text{VI-1})$$

Cette formulation empirique apparaît meilleure au niveau de la couche supérieure (0-20) où le sol est fortement agrégé.

Les valeurs numériques de l'équation (VI-1) pour les différentes couches sont regroupées dans le tableau V-3.

Tableau VI-1. Valeurs des paramètres des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$ du site Jachère.

Couches	θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	α (cm^{-1})	n	K_s ($\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$)	B	N
0 - 20 cm	0,252	0,01071	2,2586	26,4	0,05763	1,6428
20 - 60 cm	0,267	0,01032	2,2503	12,3	0,06001	1,4810
60 - 80 cm	0,263	0,01279	2,4117	45,3	0,052795	3,3216
80 - 90 cm	0,261	0,05258	2,1749	565,4	0,30816	2,0296
90 - 250 cm	0,218	0,13469	2,2968	20,0	0,66131	1,6548

VI.3. PARAMETRES HYDRO-DISPERSIFS

L'état de nos connaissances et les moyens de mesures actuellement disponibles ne permettent pas d'appréhender directement les paramètres dispersifs.

Une méthode de détermination indirecte consiste à déterminer les valeurs des paramètres de manière à faire correspondre au mieux les résultats du modèle et les résultats expérimentaux pour des conditions initiales et aux limites simples et parfaitement contrôlées (Gaudet et al., 1977).

On suppose que chaque couche est homogène, avec des paramètres propres à chacune d'entre elle.

VI.3.1. Teneur en eau mobile θ_m

Pour la modélisation en régime transitoire la teneur volumique en eau mobile $\theta_m(\theta)$ est supposée nulle pour $\theta = \theta_r$ (teneur volumique en eau résiduelle) et maximale pour $\theta = \theta_s$ (teneur volumique en eau à saturation naturelle). Entre les valeurs θ_r et θ_s on suppose que la teneur volumique en eau mobile varie linéairement avec la teneur volumique en eau totale θ , figure VI-1.

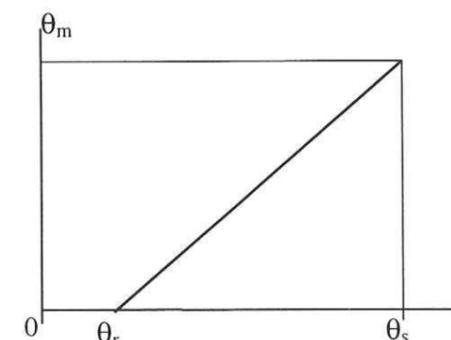


Figure VI-1. Variation linéaire de la teneur volumique en eau mobile (θ_m) avec l'humidité volumique du sol.

Les relations exprimant la variation $\theta_m(\theta)$ entre θ_r et θ_s sont représentées par:

$$\theta_m(l) = k_l \cdot (\theta - \theta_r) \quad \text{où} \quad k_l = f_l \cdot \frac{\theta_s}{\theta_s - \theta_r} \quad (\text{VI-2})$$

où f_l représente la fraction d'eau mobile dans la $l^{\text{ème}}$ couche ($l = 1, \dots, 5$).

La procédure d'identification des fractions d'eau mobile (f_l) a été réalisée par l'étude de transfert des traceurs Br^- et $^2\text{H}_2\text{O}$ en régime d'écoulement d'eau permanent dans le lysimètre (Saâdi et Gaudet, communication personnelle).

La procédure consiste, dans une première étape, à considérer le transfert de soluté en régime d'écoulement d'eau permanent dans un profil de sol homogène, et d'en déduire la fraction d'eau mobile moyenne sur toute l'épaisseur de sol par calage de la courbe de sortie.

Par la suite, on procède à la détermination des fractions d'eau mobiles dans les différentes couches relatives au traceur $^2\text{H}_2\text{O}$ en respectant les volumes globaux d'eau totale et d'eau mobile (Saâdi, 1996). Les valeurs numériques sont données dans le Tableau VI-2.

Les deux traceurs ont une forme chimique différente : neutre pour l'eau deutérée et anionique pour le brome. Ils "visitent" des volumes d'eau du sol différents lors de leur transfert. On suppose que l'eau deutérée voit toute l'eau du sol, soit $\theta_{\text{deut}} = \theta_{\text{hydr}}$, où θ_{hydr} est la teneur volumique en eau totale du sol mesurée par gravimétrie et/ou sonde à neutrons.

Par contre, le brome ne voit qu'une fraction de l'eau puisqu'il est exclu du volume proche de la surface des argiles chargés négativement ($\theta_{\text{Br}} < \theta_{\text{hydr}}$).

Le calcul de la teneur volumique en eau que voit le brome est fait en utilisant la correction suivante :

$$(\theta)_{\text{Br}} = \frac{(\tau_s)_{\text{Br}}}{(\tau_s)_{^2\text{H}_2\text{O}}} \cdot (\theta)_{\text{hydr}} = 0,913 \cdot (\theta)_{\text{hydr}} \quad (\text{VI-3})$$

où, $(\tau_s)_{\text{Br}}$ et $(\tau_s)_{^2\text{H}_2\text{O}}$ sont les temps de séjour des traceurs déterminés par le calcul des moments à partir des courbes de percée du brome et du $^2\text{H}_2\text{O}$ (Essai 1B, Schoen et al., 1988a). On suppose que les fractions mobiles sont identiques pour les deux traceurs, soit :

$$(\theta_m)_{\text{Br}} = f_{\text{deut}} \theta_{\text{Br}} \quad (\text{VI-4})$$

Le tableau VI-2 présente les valeurs des fractions d'eau mobiles des différentes couches du sol qui ont été utilisées pour les simulations numériques.

Tableau VI-2. Les fractions d'eau mobile obtenues pour les traceurs $^2\text{H}_2\text{O}$ et Br^- .

Couches	$f = \theta_m/\theta$ pour $^2\text{H}_2\text{O}$	α (h^{-1})
0 – 20 cm	0,545	$5 \cdot 10^{-4}$
20 – 60 cm	0,98	$6 \cdot 10^{-5}$
60 – 80 cm	1,00	$6 \cdot 10^{-5}$
80 – 90 cm	1,00	$6 \cdot 10^{-5}$
90 – 250 cm	0,794	$6 \cdot 10^{-5}$

VI.3.2. Coefficients de dispersion D_m^{ap} et d'échange α

Le coefficient de dispersion hydrodynamique est considéré comme étant la contribution de la diffusion moléculaire (D_e) et de la dispersion mécanique ($D_{\text{méc}}$) :

$$D_m^{\text{ap}} = D_e + D_{\text{méc}} = D_e + \lambda v_m = D_e + \lambda \frac{q}{\theta_m} \quad (\text{VI-5})$$

où D_e est le coefficient de diffusion moléculaire du soluté dans le sol ($\text{L}^2 \cdot \text{T}^{-1}$), $D_{\text{méc}} = \lambda v_m$ est le coefficient de dispersion mécanique du soluté dans le sol ($\text{L}^2 \cdot \text{T}^{-1}$), λ est la dispersivité (L), $v_m = q/\theta_m$ est la vitesse convective.

Les valeurs des coefficients D_m^{ap} et α sont ceux obtenus par calage du modèle de transport de soluté en régime d'écoulement d'eau permanent dans le lysimètre.

Vu le manque de données concernant la détermination du paramètre λ pour chaque couche du sol, celui-ci a été gardé constant dans toutes les couches du sol et a été pris égal à la valeur de 8,6 cm (Schoen, 1996).

A de faibles valeurs de la vitesse convective, la diffusion moléculaire est le mécanisme principal dans le transfert de soluté. On a utilisé une loi de comportement :

$$\text{Si } v_m < 5,72 \cdot 10^{-3} \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1} \Rightarrow D_m^{\text{ap}} = 0,0492 \text{ (cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}\text{)}$$

$$\text{Si } v_m > 5,72 \cdot 10^{-3} \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1} \Rightarrow D_m^{\text{ap}} = \lambda v_m \text{ (cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}\text{)}$$

Par contre, le calage du paramètre α a montré une très grande sensibilité du calcul des concentrations dans le profil du sol, surtout dans la couche 0 - 20 cm du sol où il y a beaucoup d'agrégats. Les valeurs numériques du paramètre α sont présentées dans le tableau VI-2.

Tous les paramètres nécessaires à la résolution du modèle de transfert couplé eau-soluté sont connus. Il est ainsi possible de résoudre le modèle mathématique décrivant les transferts d'eau et de soluté.

VI.4. MODELISATION DU PROBLEME HYDRODYNAMIQUE

VI.4.1. Equation de l'écoulement de l'eau

Le choix porte sur l'équation monodimensionnelle de Richards (Cf chapitre I, équation (I-3)) suivant la verticale, dont la variable descriptive est la pression de l'eau du sol, h , exprimée en cm d'eau. Soit :

$${}^l C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[{}^l K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (\text{VI-6})$$

avec :

l : 1, , 5, indice de la couche considérée,

${}^l C(h) = \frac{d^l \theta}{dh}$: capacité capillaire de l'eau de la $l^{\text{ième}}$ couche du sol stratifié (L^{-1})

z : coordonnée spatiale prise positive vers le bas (L).

t : le temps (T).

L'équation (VI-6) est une équation aux dérivées partielles de la fonction h , à deux variables (z, t), non linéaire et de type : diffusion-convection avec terme source.

VI.4.2. Conditions initiales

Le drainage précédent l'infiltration est suffisamment long pour considérer qu'aucun mouvement n'a lieu avant le début de l'infiltration. Ceci correspond à un gradient de charge

initial $\frac{\partial H}{\partial z}$ nul, donc à un flux nul dans tout le profil du sol (équilibre) :

$$q = 0 = -{}^l K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \quad (\text{VI-7})$$

avec :

$$h(z_{\max}) = 0 \quad \text{et} \quad h(0) = -250 \text{ cm} \quad (\text{VI-8})$$

où z_{\max} est la profondeur maximale du profil simulé (250 cm).

Donc, à partir des équations (VI-7) et (VI-8) on aboutit au profil de pression initial :

$$h(z, 0) = h^{\text{ini}}(z) = z - 250 \text{ cm} \quad (\text{VI-9})$$

VI.4.3. Conditions aux limites

VI.4.3.1. Condition à la limite supérieure

On considère une condition de flux variable dans le temps, donnée par la loi de Darcy :

$$q(0, t) = q_o(t) = -{}^1 K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \Big|_{z=0} \quad (\text{VI-10})$$

où l'indice 1 indique la couche supérieure du sol.

Le flux d'eau apporté à la surface du sol est donné par les quantités d'eau journalières calculées par l'expression:

$$q(0, t) \cdot \Delta t = I(t) = P(t) - ER(t)$$

où $I(t)$ représente la lame d'eau apportée au sol (mm) pendant Δt ; $P(t)$ est la pluie et/ou irrigation pendant Δt (mm), et $ER(t)$ est l'évaporation réelle pendant Δt (mm). $P(t)$ et $ER(t)$ sont représentés sur la Figure V-21.

VI.4.3.2. Conditions aux interfaces

A travers l'interface séparant deux couches de sols de nature hydrodynamique différente, on doit respecter, en plus, les deux conditions physiques suivantes (Elmaloglou, 1980) :

- **continuité de la pression de l'eau du sol** : Indépendamment de la séquence des strates la pression de l'eau du sol est continue à travers l'interface, soit donc :

$$h|_{L-\varepsilon} = h|_{L+\varepsilon} \quad (\text{VI-11})$$

- **continuité du flux massique d'eau** : Le flux qui sort d'une couche doit être égal à celui qui entre dans la couche sous-jacente. On écrit donc :

$$q|_{L-\varepsilon} = q|_{L+\varepsilon} \quad (\text{VI-12})$$

où :

L : cote de l'interface (L)

ε : valeur positive infiniment petite (L).

VI.4.3.3. Condition à la limite inférieure

La condition à la limite inférieure exprime un drainage libre à la sortie du profil (nappe phréatique) :

$$h(z_{\max}, t) = 0 \quad (\text{VI-13})$$

Résoudre le problème ainsi défini (Equations VI-6 à VI-13), revient à chercher une fonction $h(z, t)$ solution de l'équation (VI-6) qui satisfasse les conditions initiales et aux limites. Le problème est non linéaire avec des stratifications et ne peut être résolu qu'avec un schéma numérique (Différence Finie implicite). Pour plus de détails sur la discrétisation de l'équation de Richards avec les conditions initiale et aux limites (CI et CL) correspondantes, voir Annexe I.

VI.5. SIMULATIONS D'ESSAIS HYDRIQUES SUR LYSIMETRE ET SUR LE TERRAIN.

VI.5.1. L'essai sur Lysimètre

Deux exemples parmi les essais transitoires de simulations qui ont été faits sur lysimètre (Essai 1B, Schoen, 1996) avec un flux constant $q_0 = 1,07 \text{ mm.h}^{-1}$ à la surface du sol sont

donnés sur les Figures VI-2 et VI-3. Il s'agit respectivement d'un profil hydrique à un temps donné et de la variation de flux à la sortie du lysimètre. Ceci montre clairement que le code numérique peut être utilisé parfaitement pour des simulations en essai de terrain, lorsque les conditions initiales et aux limites sont connues avec précision.

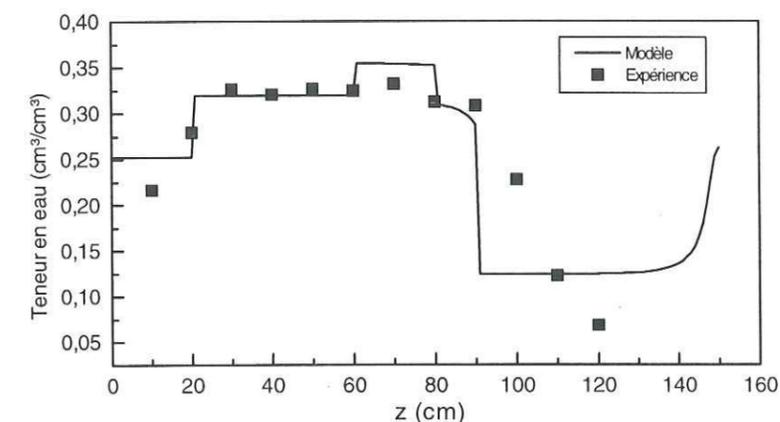


Figure VI-2. Profils hydriques simulé (trait continu) et mesuré (carrés) après une durée de 68^h30 d'infiltration avec un flux constant de 1,07 mm.h⁻¹ (d'après Saâdi, 1996).

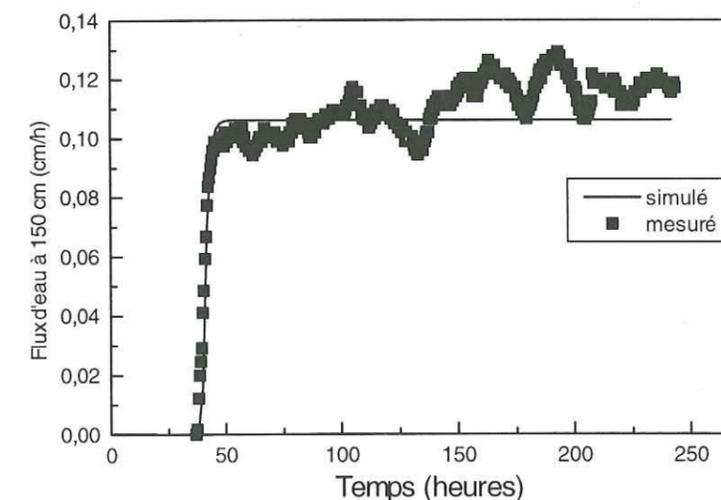


Figure VI-3. Densité de flux volumique d'eau à la sortie du lysimètre (Saâdi, 1996).

VI.5.2. L'essai sur Jachère (Essai II)

La période de simulation couvre la période du 18 Avril 1995 au 25 Septembre 1995.

Les valeurs des coefficients hydriques $h(\theta)$ et $K(h)$ sont ceux données dans le tableau V-

4.

Les profils hydriques calculés aux dates de mesures sur les tranchées P1 (23/05/1995) à P5 (19/09/1995) sont présentés sur la Figure VI-4.

Les profils de teneur volumique en eau (θ) obtenus par la simulation numérique coïncident avec ceux obtenus par prélèvements de sols dans les tranchées (P1 à P5), avec un décalage sur les premiers 20 cm du profil du sol (tranchées P2, P3 et P5). Ceci est probablement dû à une mauvaise estimation des flux d'évaporation à la surface du sol.

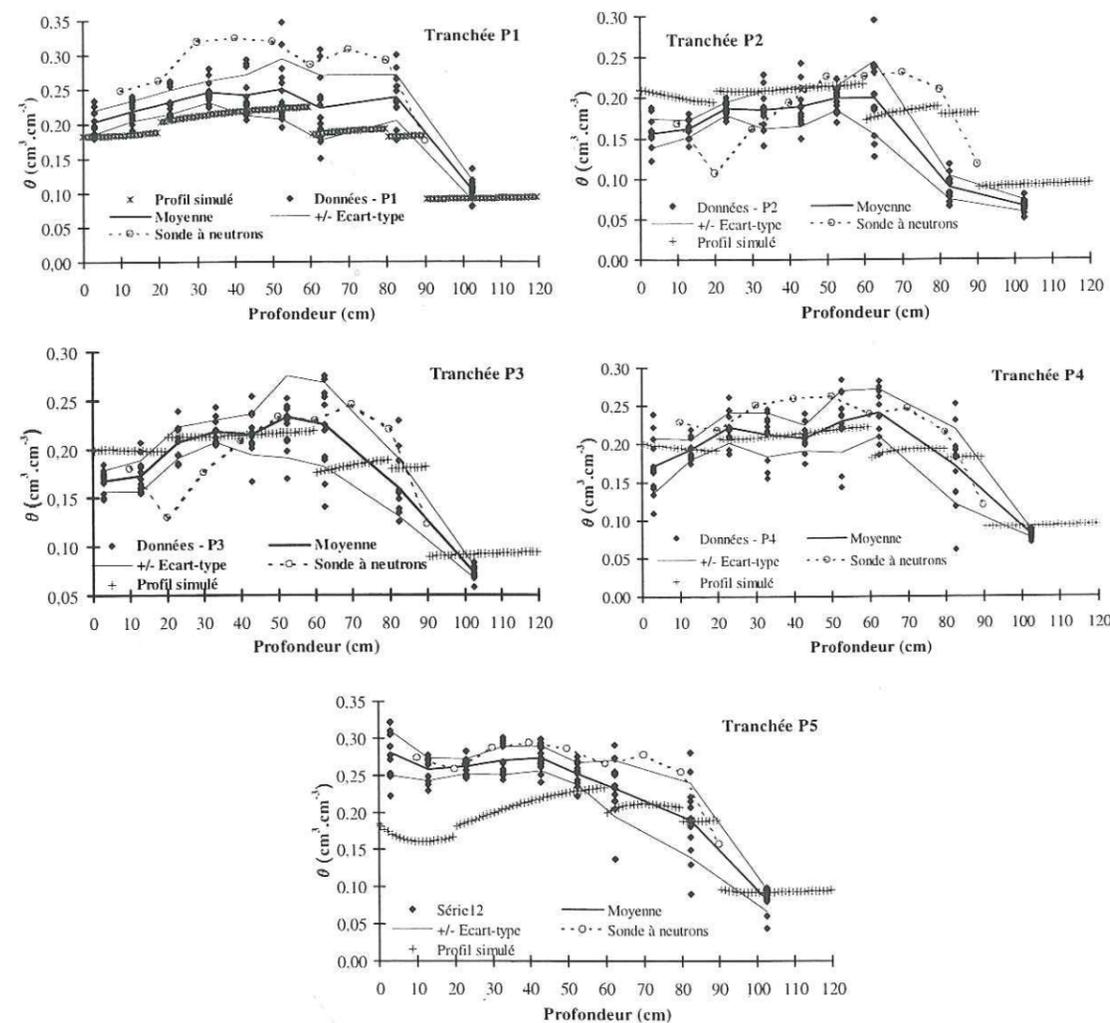


Figure VI-4. Profils de teneurs volumiques en eau (θ) obtenus par prélèvements sur les tranchées P1 à P5 comparés aux profils de teneurs volumiques en eau (θ) obtenus par les simulations.

On peut conclure que le modèle numérique monodimensionnel (1D) simule de manière satisfaisante le transport d'eau dans le cas d'un régime transitoire.

VI.6. MODELISATION ET SIMULATION DE TRANSFERT D'UN TRACEUR DANS LE SOL

VI.6.1. Equations de transfert de soluté – Modèle à deux régions d'eau mobile et immobile (MIM)

En modifiant l'équation de convection-dispersion pour tenir compte de la présence de deux fractions d'eau dans le sol (fraction mobile θ_m et une fraction stagnante θ_{im}), on aboutit au modèle dit "avec échange latéral", qui s'écrit (Coats et Smith, 1964) :

$$\frac{\partial(\theta_m C_m)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta_{im} C_{im})}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_m D_m^{ap} \frac{\partial C_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (q C_m) \quad (VI-14)$$

avec : $\theta = \theta_m + \theta_{im}$

$$C\theta = C_m \theta_m + C_{im} \theta_{im}$$

C , C_m et C_{im} sont les concentrations de la solution totale, mobile et immobile ($M.L^{-3}$)

Cette équation comporte deux variables (C_m et C_{im}); il faut lui adjoindre une relation supplémentaire. La présence d'eau immobile génère des transferts diffusifs entre les deux fractions liquides. Si l'on admet que le taux d'échange de soluté entre la solution mobile et la solution immobile est proportionnel à la différence de concentration de chacune des fractions, on associera donc à l'équation (VI-14) la relation suivante (cinétique du premier ordre) :

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m - C_{im}) \quad (VI-15)$$

où α est le coefficient de transfert entre les deux fractions d'eau (T^{-1}).

La combinaison des équations (VI-14) et (VI-15) donne :

$$\frac{\partial(\theta_m C_m)}{\partial t} + \alpha C_m + \frac{\partial J}{\partial z} = -C_{im} \left(\frac{\partial \theta_{im}}{\partial t} - \alpha \right) \quad (\text{VI-16})$$

où :

$$J = -\theta_m D_m^{ap} \frac{\partial C_m}{\partial z} + q C_m \quad (\text{VI-17})$$

est le flux massique total de soluté dû à la dispersion et à la convection.

Le problème consiste à résoudre numériquement les équations (VI-16) et (VI-15), assorties des conditions initiales et aux limites imposées au domaine d'écoulement, pour déterminer C_m , C_{im} et $C = f.C_m + (1-f).C_{im}$ (avec $f = \theta_m/\theta$).

VI.6.2. Conditions initiales et aux limites

VI.6.2.1. Conditions initiales

La condition initiale donne la répartition spatiale des concentrations dans le sol à l'instant $t = 0$. Les conditions d'essais sont telles que les valeurs des concentrations en traceurs dans les solutions mobile et immobile sont nulles sur tout le profil étudié. On écrira donc :

$$C_m(z, 0) = C_{im}(z, 0) = 0 \quad (\text{VI-18})$$

VI.6.2.2. Conditions aux limites

VI.6.2.2.1. Condition à la limite supérieure

On considère une condition de flux de soluté à la surface du sol :

$$J_o(t) = q_o(t)C_o = q_o(t)C_m|_{z \rightarrow 0^+} - D_m^{ap} \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial z}|_{z \rightarrow 0^+} \quad (\text{VI-19})$$

avec $C/C_o = 1$ pour $0 < t \leq t_c$ et,

$C/C_o = 0$ pour $t > t_c$.

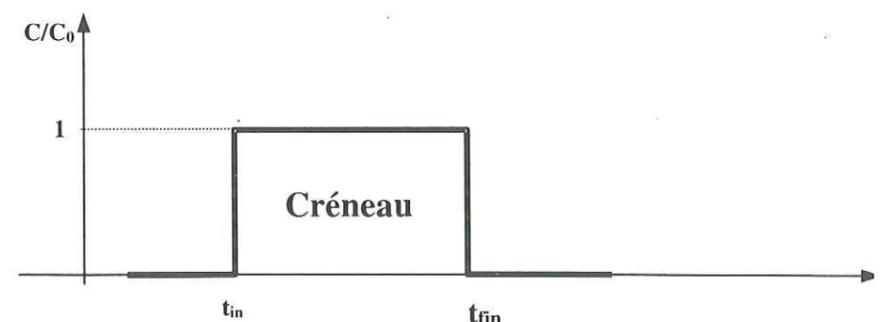


Figure V-5. Injection en créneau d'une solution à concentration C_0 .

L'injection du créneau de soluté à la surface du sol a été faite avec un flux positif d'eau à la surface du sol (Figure VI-5). La lame de solution appliquée à la surface du sol traitée a été de 0,0386 mm. A partir de cette valeur, on a calculé le temps d'injection de la solution en Br ($C/C_0 = 1$) dans la lame d'eau apportée par $P(t) - ER(t)$ à la surface du sol. Le temps d'injection de soluté est calculé automatiquement par le programme.

VI.6.2.2.2. Conditions aux interfaces

Aux voisinages de l'interface séparant deux couches successives l et $l+1$ on doit respecter d'une part la continuité des flux massiques de soluté, soit :

$$q C_m|_{L-\varepsilon} - D_m^{ap} \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial z}|_{L-\varepsilon} = q C_m|_{L+\varepsilon} - D_m^{ap} \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial z}|_{L+\varepsilon} \quad (\text{VI-20})$$

et d'autre part la continuité de la concentration en soluté mobile,

$$C_m|_{L-\varepsilon} = C_m|_{L+\varepsilon} \quad (\text{VI-21})$$

où L : Cote de l'interface (L)
 ε : valeur infinitésimale (L).

VI.6.2.2.3. Condition à la limite inférieure

Puisqu'on considère la variation de la concentration à la sortie du profil, on doit également considérer la discontinuité à l'extrémité inférieure $z = z_{\max}$ et écrire que le flux

massique de soluté parvenant du sol à la sortie du profil est égal au flux massique de soluté sortant, soit :

$$\left. \frac{\partial C_m}{\partial z} \right|_{z=z_{\max}} = 0 \quad (\text{condition de type Neumann}) \quad (\text{VI-22})$$

Pour plus de détails sur les problèmes posés par les conditions aux frontières on pourra se référer à la thèse d'Elmaloglou (1980).

Dans le cas où toute l'eau participe à l'écoulement ($f = 1$), le traitement du problème dispersif se simplifie considérablement puisqu'il s'agit d'un cas particulier du problème d'écoulement par convection-dispersion, où :

$$C_{\text{im}} = 0, \quad C = C_m, \quad \alpha = 0, \quad \theta_{\text{im}} = 0, \quad \theta_m = \theta$$

La discrétisation du modèle numérique du transport de soluté (traceur) se trouve dans l'Annexe J.

La modélisation MIM et la résolution numérique ont été testées sur les résultats expérimentaux obtenus dans le lysimètre (Schoen, 1996).

La Figure VI-6 présente les courbes de percée simulées et mesurées du traceur H_2^{18}O injecté au régime transitoire. Cette expérimentation a été utilisée pour évaluer le modèle en régime d'écoulement transitoire. L'essai simulé est celui qui a été considéré pour la variation de la modélisation de l'écoulement de l'eau (paragraphe VI.5.1).

L'eau initialement présente est de l'eau naturelle, alors que l'eau infiltrée est enrichie en isotope H_2^{18}O , dès le début de l'infiltration (phase transitoire de l'écoulement). La concentration relative en H_2^{18}O calculée est comparée à la concentration mesurée dans l'eau sortante du lysimètre à 150 cm.

Il apparaît que la modélisation MIM est meilleure pour représenter les variations observées dans le sol du lysimètre de la Côte Saint-André.

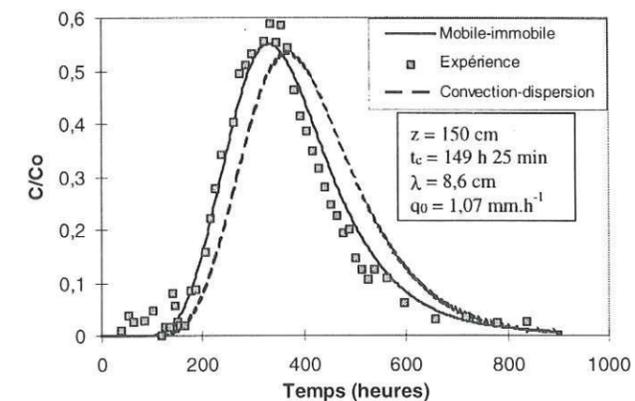


Figure V-6. Variations temporelles des concentrations en H_2^{18}O , simulée et mesurée, à la sortie du lysimètre (d'après Saâdi, 1996).

V.7. RAPPEL DE LA SIMULATION OBTENUE PAR RESOLUTION ANALYTIQUE SUR LE LYSIMETRE

Ce paragraphe présente un rappel des résultats des simulations obtenues à partir des courbes de percées et du profil de concentration mesurés par Schoen et al. (1999b).

Schoen et al. (1999b) ont étudié le transport de soluté dans un lysimètre sur conditions contrôlées (flux d'eau constant à la surface d'un sol nu en évitant l'évaporation) en utilisant différents traceurs ainsi que des solutés interactifs/réactifs.

Quatre modèles classiques de transfert de solutés ont été étudiés: convection-dispersion (CDE), convection-dispersion avec deux paramètres (D^{ad} et θ), modèle à deux régions d'eau (mobile - immobile; MIM) et convectif-lognormal (CLT) utilisant des solutions analytiques en considérant le profil du sol homogène (Jury et Roth, 1990; Toride et al., 1993; Ellsworth et al., 1996; in Schoen et al., 1999b).

Les paramètres pour les modèles CDE et MIM ont été obtenus par la méthode des moments à partir des ajustements des courbes de percées (breakthrough curve) (Schoen, 1996; Schoen et al., 1999b) présentés au paragraphe IV.3.1.1. Les paramètres pour le modèle CLT (μ_L et σ_L) ont été obtenus par ajustement de la courbe de percée par une fonction de distribution de densité de probabilité (fdp) du type lognormal (Jury et Roth, 1990).

Schoen et al. (1999b) ont montré que les modèles qui représentent le mieux les courbes de percées sont les modèles convection-dispersion à deux paramètres, MIM et CLT. Les modèles convection-dispersion à deux paramètres et CLT ont donné des résultats identiques.

Néanmoins, le modèle MIM a conduit au meilleur résultat concernant le degré d'asymétrie de la courbe de percée.

Une simulation avec les modèles cités ci-dessus a été réalisée pour reproduire sans calage de concentration en brome (Br^-). Schoen et al. (1999b) ont considéré le profil du sol homogène avec une même valeur moyenne de la teneur volumique en eau (θ) pour toutes les profondeurs. Ils ont montré que le profil de concentration en brome n'est bien représenté que par le modèle MIM (Figure 4 dans Schoen et al., 1999b).

Cependant, pour étendre la simulation à des conditions aux limites très différentes, le modèle MIM doit prendre en compte la stratification du sol.

V.8. RESULTATS OBTENUS PAR RESOLUTIN NUMERIQUE DU MODELE PHYSIQUE (TRACEUR Br^-)

VI.8.1. Résultats sur lysimètre (traceur Br^-)

La Figure VI-7 montre les résultats obtenus en simulant le profil de concentration en supposant le milieu homogène et en considérant le milieu stratifié. Pour les profils, il s'agit de la concentration totale $C = f C_m + (1-f) C_{im}$. Il est évident, sur cette figure, que la prise en compte des stratifications représente beaucoup plus fidèlement les résultats expérimentaux.

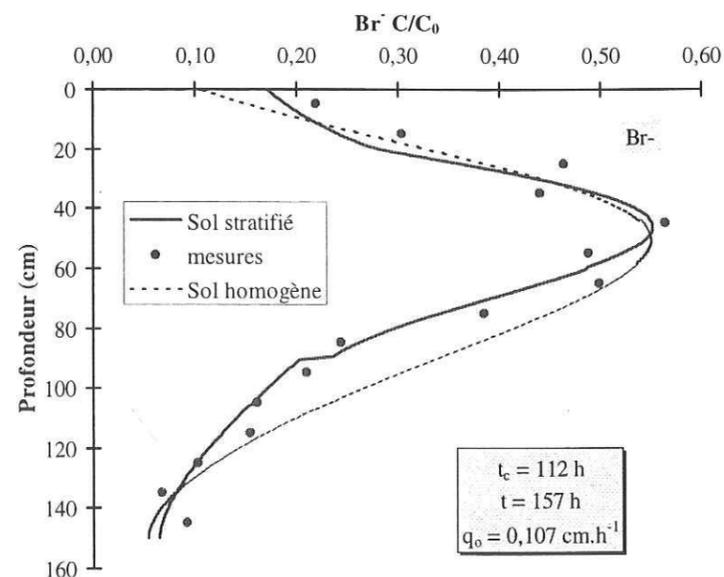


Figure VI-7. Profils de concentration totale en brome, mesuré et simulé, dans les cas homogène et stratifié pour le lysimètre (d'après Saâdi, 1996).

La Figure VI-8 montre la courbe de restitution du brome en tenant compte des stratifications. On peut noter que le résultat est légèrement moins bon que si l'on considère le milieu homogène équivalent avec calage des paramètres. On a optimisé la représentation du milieu pour reproduire au mieux à la fois le comportement global d'une tranche du sol et la distribution spatiale des concentrations.

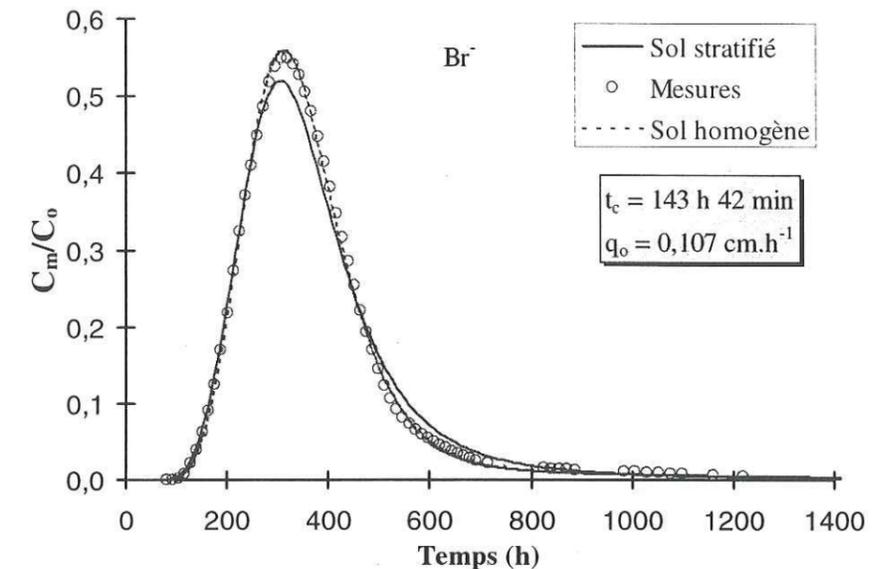


Figure VI-8. Variations temporelles des concentrations en Br^- , simulée et mesurée, dans les cas homogène et stratifié à la sortie du lysimètre (cas stratifié) (d'après Saâdi, 1996).

VI.8.2. Résultats sur terrain (Jachère 1995)

Dans ce paragraphe on présente les résultats obtenus par les simulations numériques du transport du brome en utilisant les modèles CDE et MIM en régime d'écoulement d'eau transitoire. Les flux d'eau ont été calculés à partir de l'estimation de l'évaporation (ER) par deux approches : (a) selon Chopart et Siband (1988) dans Kengni (1993) à partir des valeurs de l'évapotranspiration potentielle (ETP), et (b) par calcul direct en utilisant l'approche utilisée par Xu et Singh (1998) (paragraphe V.2.4).

La Figure VI-9 présente les évolutions temporelles de la concentration totale relative (C/C_0) obtenues par la simulation numérique en utilisant le modèle MIM aux profondeurs 15, 30, 50 et 70 cm. On voit la présence d'une variation sensible (dilution et reconcentration) de

la concentration à 15 cm de profondeur. Cela est dû à l'évaporation alternant avec de la pluie dans la couche du sol variant de 0 à 20 cm de profondeur.

Un décalage d'environ 10 jours est observé pour la détection du brome à 30 cm de profondeur par rapport à 15 cm de profondeur.

La Figure VI-10 présente les évolutions des profils si : dernier jour concentration totale correspondant aux expérimentations (tranchées P1 à P5). Les jours correspondants à chaque tranchée sont ceux après le jour de l'épandage de la solution dans le sol.

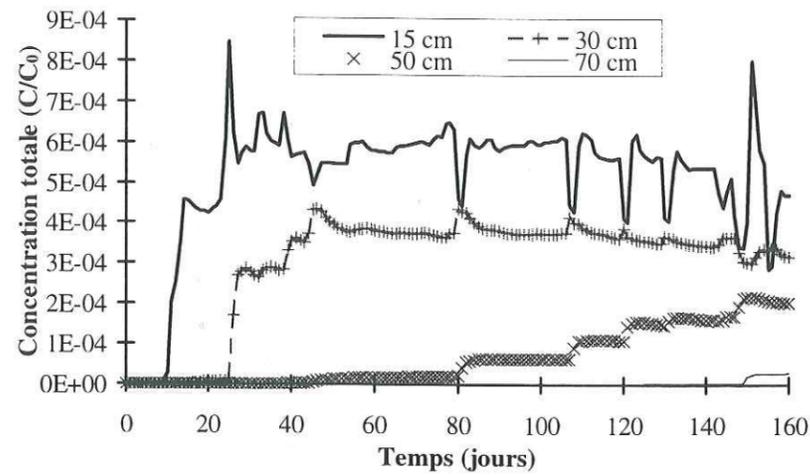


Figure VI-9. Les évolutions temporelles de la concentration totale en Brome (C/C₀) obtenues par la simulation numérique pour les profondeurs de 15, 30, 50 et 70 cm.

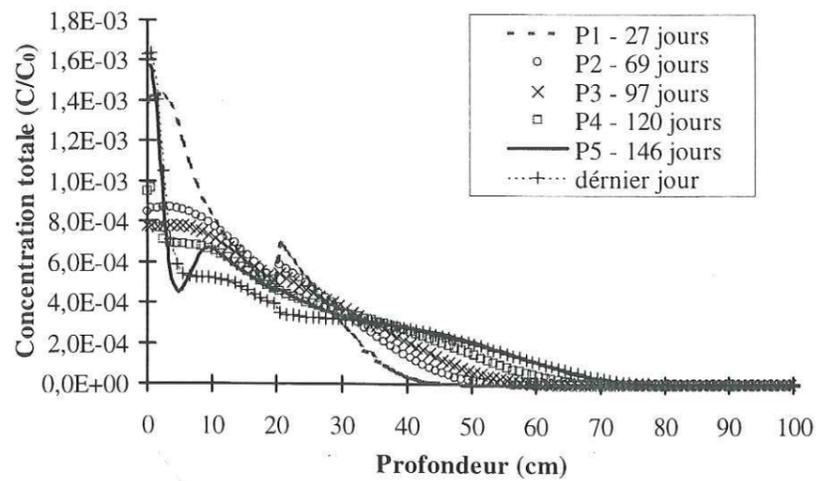


Figure VI-10. Les évolutions des profils simulés de la concentrations totales en brome (C/C₀) correspondant aux expérimentations avec les tranchées (Jachère - 1995).

Pendant la période de simulation (160 jours) la variation de concentration observée à 90 cm de profondeur est négligeable.

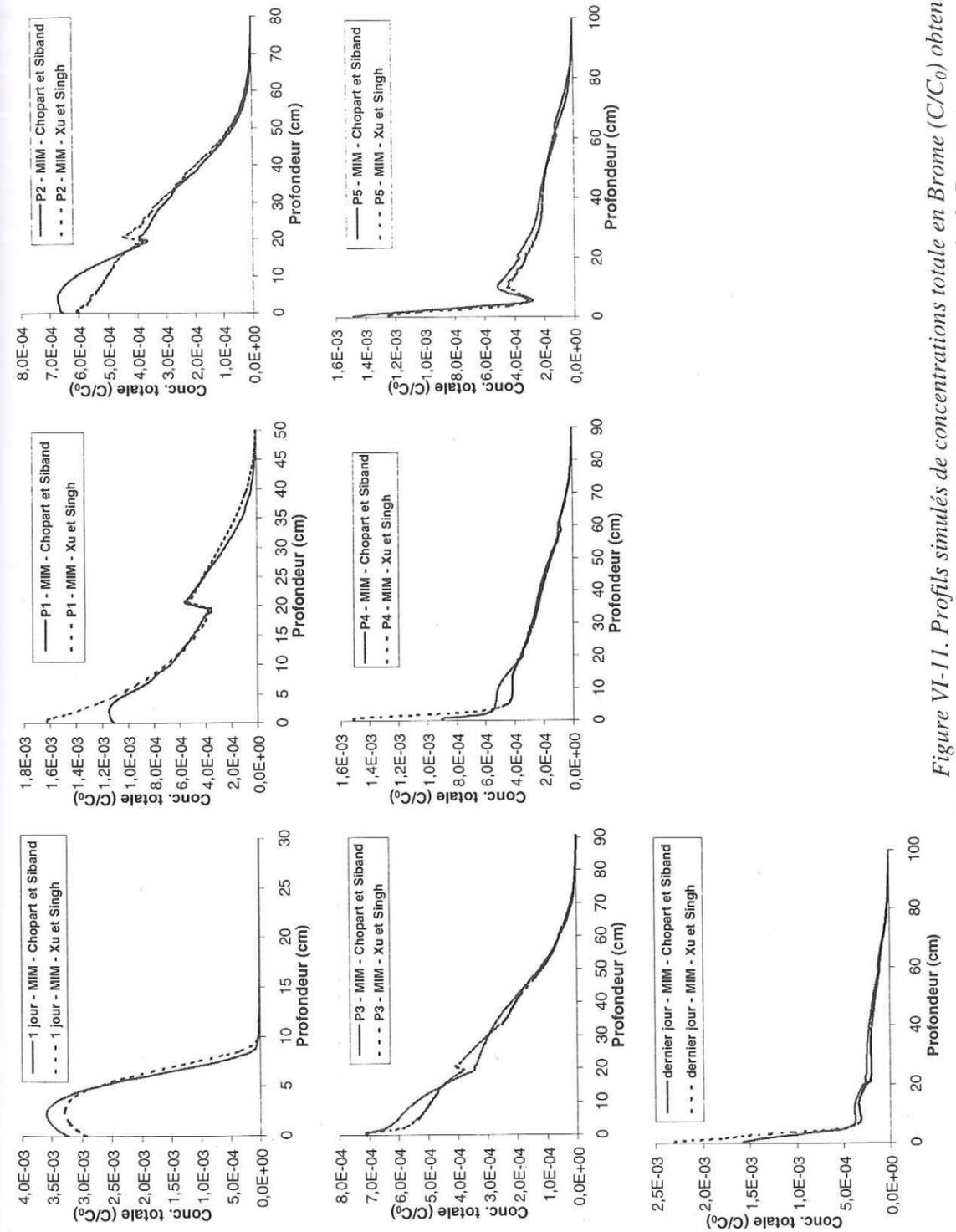


Figure VI-11. Profils simulés de concentrations totale en Brome (C/C₀) obtenus par deux flux dont les évaporations ont été calculées à partir de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et par la formule de Penman.

La Figure VI-11 présente les comparaisons entre les évolutions des profils de concentration totale simulés pour le cas de deux flux obtenus par les deux approches décrite précédemment (à partir de l'ETP et par l'approche de Xu et Singh (1998)). La différence entre les deux courbes se limite aux 10 premiers centimètres du sol, surtout la zone de forte influence de la condition à la limite supérieure. Les deux estimations de l'évaporation réelle sont supposées encadrer sa valeur réelle. Ce comportement a été aussi observé dans le profil de concentration en chlore obtenu par prélèvement du sol dans la tranchée T3 pendant l'essai III sur maïs irrigué (Figure VI-12).

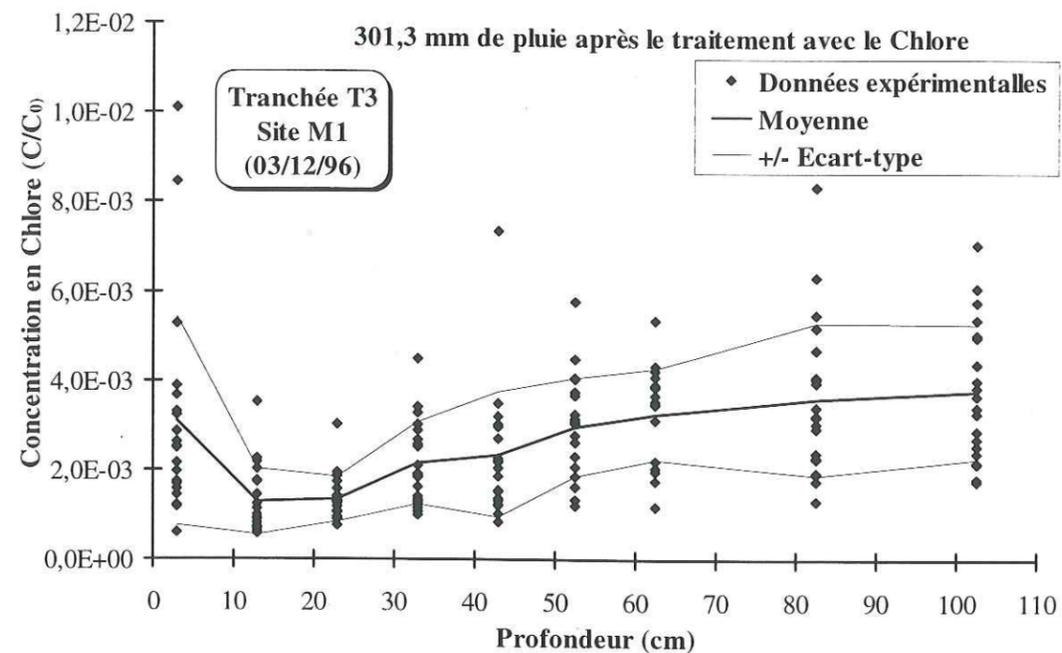


Figure VI-12. Profil de concentration en chlore obtenu par prélèvement du sol sur la tranchée T3 pendant l'essai III sur maïs irrigué (1996).

Au dessous de 20 cm de profondeur, on trouve une faible sensibilité entre les deux courbes sur toute la période simulée (160 jours).

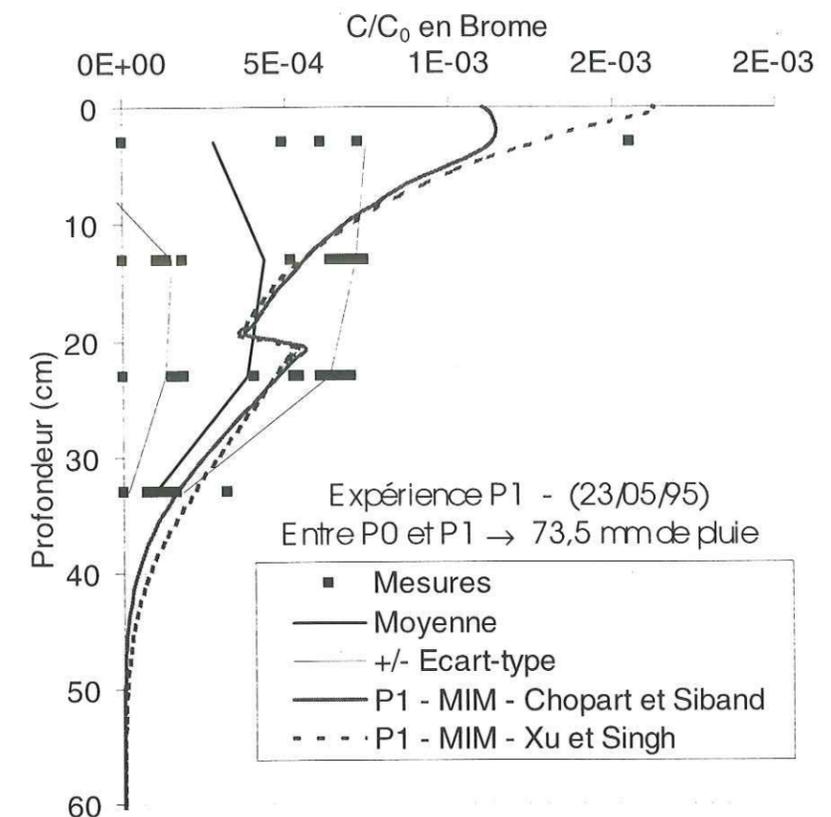


Figure VI-13. Profils simulés de concentration totale obtenus par deux différentes flux apportés à la surface du sol (Chopart et Siband, et Xu et Singh) comparés aux données expérimentales obtenus sur la tranchée P1 (moyenne et écart-type).

On ne dispose que des mesures de concentration totale à la tranchée P1 pour les comparer avec nos simulations numériques (Figure VI-13).

Les deux profils simulés dans le cas des deux approches (a) et (b) présentent des bons résultats par rapport à l'expérience (Figure VI-13). En surface les calculs et les mesures divergent mais ceci est probablement dû à l'écriture de la condition à la limite supérieure (CL) où dans la simulation, on a reporté toute l'ETP à travers la surface.

En réalité, au niveau du site il y avait pompage d'eau par les racines des plantes par la couche significative 0 - 30 cm qui est maximale surtout entre 0 à 10 cm, alors que dans le calcul par le modèle toute l'évapotranspiration (ETR) est forcée à $z = 0$.

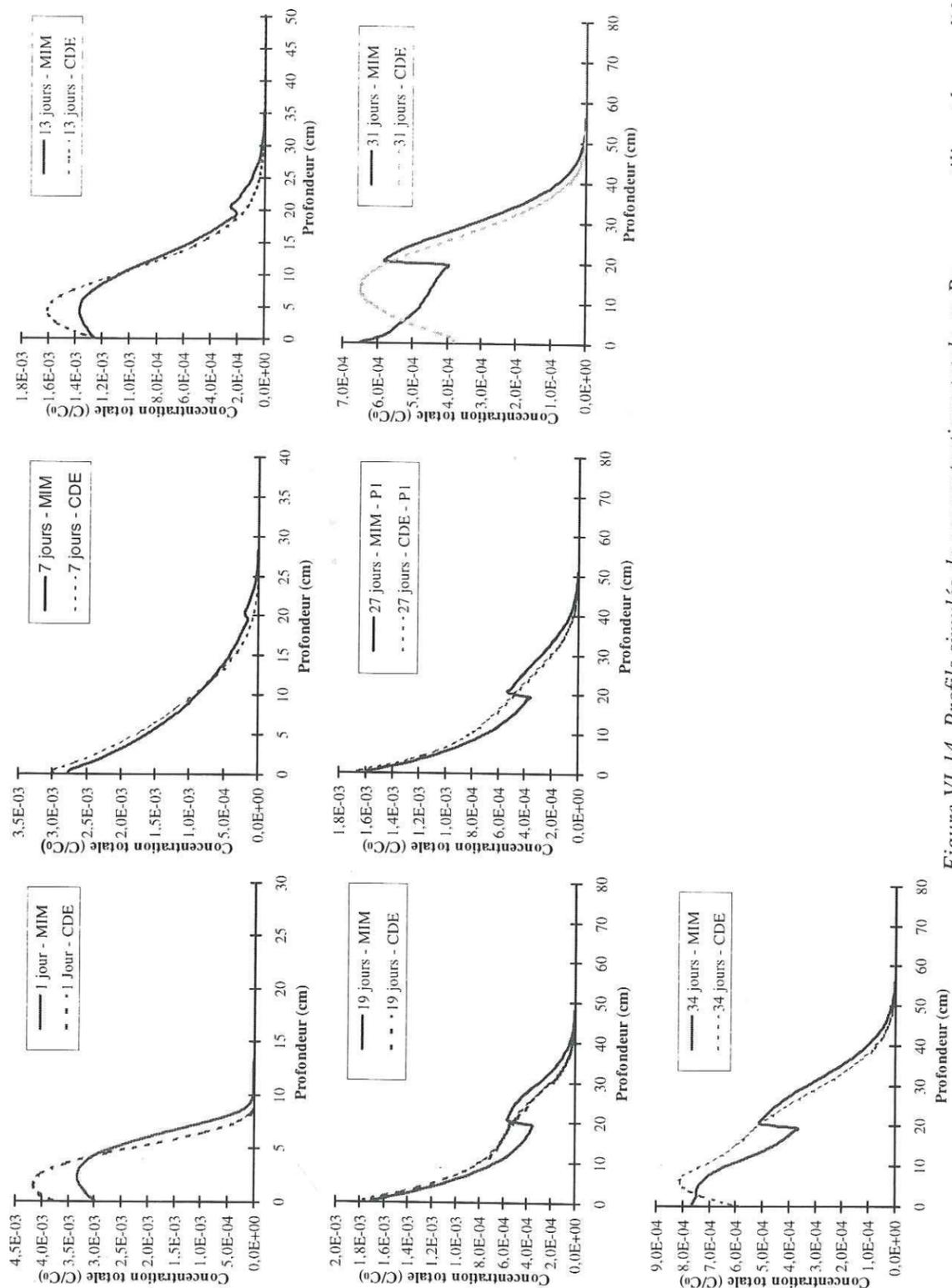


Figure VI-14. Profils simulés de concentrations totale en Brome en utilisant les modèles CDE

et MIM jusqu'à 34 jours.

La Figure VI-14 présente les comparaisons entre les profils simulés de la concentration totale en utilisant les modèles CDE et MIM. On constate que pour des faibles valeurs de flux, les comportements de transfert du traceur Br⁻ n'est pas très différent vis à vis de ces modèles. Ce résultat est très différent de ce que l'on a pu obtenir sur le lysimètre où les modèles CDE et MIM donnaient des profils ou de courbes de sortie sensiblement différents. La raison est que les rapports entre les temps caractéristiques du transfert (temps de séjour convectif t_c et temps de l'échange t_α entre fractions d'eau mobile et immobile) sont très différents entre lysimètre et terrain en conditions naturelles :

$$\frac{t_c}{t_\alpha} \text{ lysimètre} \ll \frac{t_c}{t_\alpha} \text{ terrain}$$

De ce fait, l'échange peut être considéré comme presque instantané sur le terrain (par rapport à la vitesse moyenne de déplacement de l'eau) et le transfert MIM se rapproche du cas CDE.

Une comparaison entre les profils simulés de concentration totale obtenus par les modèles CDE et MIM avec les données expérimentales obtenues sur la tranchée P1 est donné par la Figure VI-15.

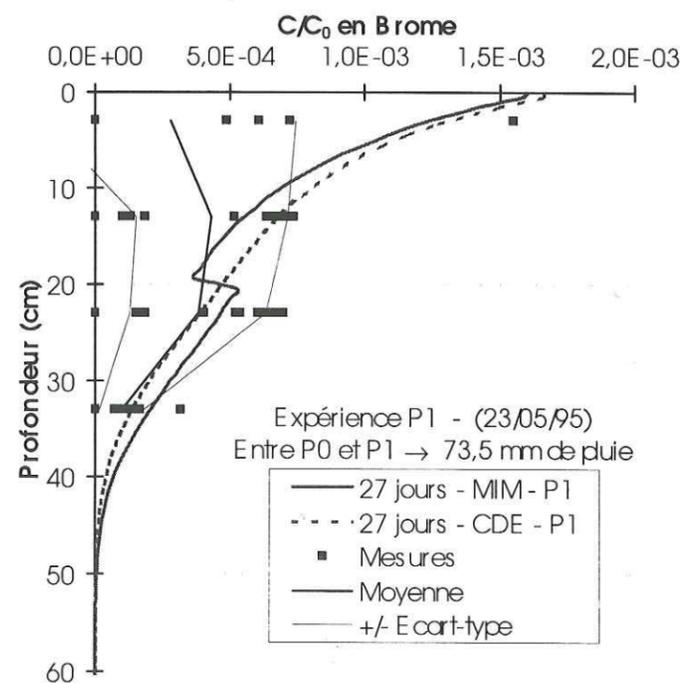


Figure VI-15. Comparaisons entre les profils de concentration totale simulés par les modèles CDE et MIM avec les données expérimentales de la tranchée P1 (Jachère – 1995).

Le modèle numérique décrivant le transfert monodimensionnel (1D) couplé eau-soluté (Richards – MIM) semble décrire qualitativement assez correctement les transferts d'eau et de solutés dans ce type de sol. Malheureusement on ne dispose que d'un seul jeu de données (par trop incertaines) de concentrations pour estimer la qualité de cette modélisation.

VI.9. CONCLUSIONS

La modélisation monodimensionnelle verticale de l'écoulement de l'eau est fondée sur l'équation de Richards et le transport de soluté non-interactif est décrit par le concept de convection, dispersion et partition eau mobile – eau immobile. Des couches de sol de propriétés différentes ont été identifiées et caractérisées.

On reproduit très correctement l'évolution des teneurs en eau, des concentrations et des flux en sortie de lysimètre, où la caractérisation et les bilans sont issus de nombreuses mesures avec de faibles incertitudes. D'autre part, les conditions aux limites sont connues et les flux et concentrations élevées.

En conditions naturelles, les vitesses moyennes d'écoulement de l'eau sont beaucoup plus faibles (environ 50 fois) que celles utilisées dans le lysimètre. Les temps d'échange et d'interaction restent pratiquement constants. On constate alors que le transport simulé par l'approche CDE (équilibre local de l'échange) est très proche de l'approche MIM.

On peut envisager une double modélisation :

- la simulation de transport "de base" avec les faibles débits (moyens mensuels) avec l'approche CDE ;
- la simulation d'épisodes "à risque" (apport de soluté en surface suivi d'une forte pluie) superpose au précédent sur des périodes courtes en utilisant l'approche MIM.

Cette double modélisation serait similaire à la prévision des débits dans le réseau hydrographique avec prise en compte de débit de base et prédiction des débits de crue.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de ce travail était de quantifier les transferts de différents types de solutés dans les sols, ainsi que leur distribution spatiale à un temps donné. On a notamment cherché à évaluer les valeurs moyennes et les distributions spatiales des variables hydriques et des concentrations (on suspectait la présence d'écoulements préférentiels).

On s'est appuyé sur une modélisation des transferts pour choisir les variables et mesurer les coefficients pertinents.

Dans l'ensemble des résultats expérimentaux, on peut noter, globalement, différentes tendances. Ce type d'étude met en jeu différents aspects aux niveaux expérimentaux et théoriques, les deux ne pouvant pas être traités séparément.

On ne peut envisager une modélisation exhaustive prenant en compte tous les mécanismes physico-chimiques et la variabilité physico-chimique du sol et du transport. On a donc choisi d'identifier par type de soluté (traceur, nitrate, pesticide) les mécanismes prépondérants qui dépendent des échelles de temps et d'espace considérées.

Une échelle d'espace a été privilégiée, celle du site de mesure pour le bilan hydrique sur le terrain (de l'ordre du m^3).

Parmi les différentes mesures faites, seul le lysimètre intègre la totalité du volume. Sinon, différentes tailles (inférieures) sont mises en jeu (échantillon, sonde à neutrons, cellule de prélèvement, ...).

On a comparé différentes méthodologies et métrologies :

- Pour l'hydrique, échantillonnage et mesure neutroniques semblent en accord, et représentatifs du lysimètre ;
- Pour les concentrations en solutés :
 - a) il y a une très forte variabilité spatiale,
 - b) échantillonnage et prélèvement par les bougies poreuses ne convergent pas.

On peut avancer deux explications :

- 1) la variabilité spatiale affecte les mesures (seulement deux points par profondeur par bougies),
 - 2) la solution extraite n'intéresse pas la même eau du sol (mobile/totale/mélange).
- c) sur lysimètre les profils verticaux montrent une forte distribution de la répartition de masse de soluté qui ne se retrouve pas dans les flux en bas du lysimètre.

On pense que la prise en compte des écoulements tridimensionnels est nécessaire pour expliquer ces résultats, en relation avec les différentes concentrations C^r et C^f (y compris locales).

- d) pour les faibles concentrations et les temps longs, les mesures sont très délicates et les résultats sont assortis d'incertitudes.

Dans l'ensemble des résultats expérimentaux on peut ressortir quelques tendances plus précises.

Les deux méthodes utilisées pour l'obtention des courbes granulométriques du sol (par tamisage - sédimentation et granulométrie laser) montrent que la couche 0 - 40 cm est relativement homogène vis à vis de la distribution des grains. Au-delà de 40 cm, le sol est très hétérogène.

La variabilité spatiale des variables a été étudiée par les analyses géostatistiques (semivariogrammes) et statistiques "classiques".

Les résultats de l'analyse géostatistique ont montré que les variables étudiées ne présentent pas de corrélation à courte distance. En conséquence, nous avons considéré que les observations sont statistiquement indépendantes les unes des autres. Cela a conduit à l'étude de l'hétérogénéité spatiale des variables par l'analyse de la statistique "classique".

Les résultats caractérisés par la statistique classique ont montré que les variabilités des variables, exprimées par le coefficient de variation (CV), peuvent être classées par ordre croissant d'hétérogénéité selon : masse volumique sèche, teneur volumique en eau, teneur massique en eau, et concentration en soluté. Dans 80 % des cas étudiés, les distributions des variables ont obéi à une loi normale (test de Shapiro-Wilk).

A partir des résultats obtenus par les analyses géostatistique et statistique, nous avons construit des cartographies 2D des variables considérées (horizontales - lysimètre, et verticales - couches) par interpolation des données.

Les cartographies 2D ont permis d'observer et de discuter qualitativement les variabilités horizontales et verticales pour chaque variable, et notamment :

- la présence d'un fort gradient de teneur en eau (W et θ) dans le profil du sol entre 70 à 125 cm de profondeur ;
- la présence d'une variabilité horizontale dans chaque horizon.

Ces deux constatations expliquent le développement d'écoulements préférentiels dans le transfert d'eau et de ses solutés.

A partir de la comparaison entre les teneurs volumiques en eau obtenues sur le site Jachère (sonde à neutrons) et sur les tranchées (gravimétriques), nous avons conclu que la sonde à neutrons est un bon estimateur de la teneur volumique en eau.

Une confirmation de ces résultats a été observée par la simulation bidimensionnelle de la mesure de la teneur en eau par les sondes virtuelles à neutrons et TDR. Les résultats ont également montré que les mesures sont moins précises lorsque le volume de la sonde à neutrons intercepte un fort gradient de teneur en eau.

La simulation à partir d'une sonde virtuelle TDR dont le volume de mesure est contrôlé par la forme de la sonde (cylindrique ou 2 ou 3 tiges) peut donner un résultat meilleur. Nous pouvons également optimiser la forme de la sonde TDR pour obtenir un bon résultat. Cependant, l'installation de sondes TDR horizontales à plusieurs tiges dans ce sol est difficile à cause de la présence de cailloux, surtout à partir de 50 cm de profondeur. A cause d'une variance plus élevée obtenue par la sonde TDR par rapport à la sonde neutronique, un nombre de mesures plus grand sera nécessaire.

Nous avons calculé le nombre d'échantillons nécessaires à une précision donnée pour les variables étudiées. Nous avons montré qu'un nombre de 10 échantillons pour la couche du sol variant de 0 à 60 cm de profondeur est nécessaire pour avoir une valeur de la moyenne avec une précision relative meilleure ou égale à 10 %. Ce nombre augmente pour la couche entre 60 et 100 cm.

L'étude de la caractérisation hydrique ($h(\theta)$ et $K(\theta)$) dans le profil du sol (0 - 110 cm) sur les sites non destructifs (sonde à neutrons et tensiomètre) est correctement caractérisée à l'échelle du m^3 , permettant aussi de calculer de manière très satisfaisante les variations de stock d'eau. Par contre, l'estimation de l'évapotranspiration réelle est plus problématique car demande plus de mesures que celles que nous avons mises en œuvre. De plus, l'estimation des quantités d'eau drainée à la base du profil de sol étudié dans ce travail est très délicate, car nous sommes limités par l'installation de tubes d'accès à sonde à neutrons à une profondeur variant de 60 à 90 cm, où l'incertitude de la mesure de la teneur en eau est la plus grande.

Les résultats des comparaisons entre les concentrations obtenues par bougies poreuses et par analyses d'extractions de la solution du sol sur les échantillons de sol, ont montré que pour des valeurs faibles de concentrations les deux méthodes donnent des valeurs différentes de concentrations, tandis que pour de fortes concentrations les deux méthodes sont similaires.

Cependant, les concentrations obtenues par les bougies poreuses en duplicata à une même profondeur donnent des résultats très variés, surtout dans le profil du sol variant de la

surface jusqu'à 70 cm de profondeur. De ce qui a été présenté, nous pouvons être plus confiant dans la méthode d'extraction par les échantillons prélevés dans les tranchées car les concentrations sont parfaitement définies.

Le nombre d'échantillons nécessaires pour obtenir une valeur de la moyenne des concentrations à une précision de moins de 10 % dépasse les limites du réaliste (plusieurs dizaines à plusieurs centaines).

Il reste encore beaucoup à faire sur les mesures hydriques et de concentrations sur le terrain.

Au niveau de la modélisation du transfert d'eau et de solutés, nous avons utilisé un modèle monodimensionnel vertical basé sur l'équation de Richards (pour l'écoulement d'eau) et sur la convection – dispersion (CDE) et la partition d'eau mobile – immobile (MIM), en prenant en compte la stratification du sol.

A l'échelle des temps courts, les écoulements préférentiels dans ce type de sol semblent pouvoir être pris en compte par l'approche globalisée MIM.

A l'échelle des temps longs, le modèle classique CDE semble être suffisant (mais reste le problème de la prévision du coefficient de dispersion).

En conditions agronomiques sur ce sol étudié, il y a le risque d'écoulements préférentiels surtout pour de fortes intensités de pluie à la suite d'épandage.

D'où la proposition d'une première approche monodimensionnelle avec traitement d'un transfert de base à l'échelle annuelle sur lequel on superpose des crues liées à de forts épisodes pluvieux dans des périodes à risque.

Ce travail est une contribution, principalement expérimentale, avec la construction d'une importante base de données qui doit encore être exploitée notamment :

- pour mettre au point d'autres métrologies en liaison avec les différentes concentrations (C^r et C^f) ;
- pour la modélisation stochastique conduisant à des résultats avec moyennes et écart-types ;
- pour voir à partir de cette modélisation stochastique si un milieu homogène équivalent à l'échelle de taille supérieure (hectare) reste pertinent.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ababou, R. 1988. Three-dimensional flow in random porous media, Ph.D. dissertation, Ralph Parsons Lab., Mass. Inst. Of Technol., Cambridge.
- Addiscott, T.M., and Wagenet, R.J. 1985. Concepts of solute leaching in soils : a review of modelling approaches. *J. of Soil Sci.*; 36: 411-424.
- Alberts, E.E., Burwell, R.E., and Shuman, G.E. 1976. Soil nitrate-nitrogen determined by coring and solution extraction techniques. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41:90-92.
- Archelli, C., and Sanniti de Baja, G. 1985. A width-independent fast thinning algorithm. *IEEE trans. on PAMI*, 7(4): 463-474.
- Babel, M.S., Loof, F., and Das Gupta, A. 1995. Fingered preferential flow in unsaturated homogeneous coarse sands. *J. des Sciences Hydrologiques*. 40 : 1-17.
- Barbee, G.C. and Brown, K.W. 1986. Comparison between suction and free-drainage soil solution samplers. *Soil Sci.* 141:149-154.
- Barry, D.A., and Parker, J.C. 1987. Approximations for solute transport through porous media with flow transverse to layering. *Transport in Porous Media*. 2 : 65-82.
- Bear, J., and Bachman, Y. 1984. Transport phenomena in porous media – basic equations, in *Fundamentals of Transport in Porous Media*, Bear, J., and Corapocioglu, M.Y. (Eds.), Martinus Nijhoff: 3-61.
- Bergström, L. 1990. Use of lysimeters to estimate leaching of pesticides in agricultural soils. *Env.Pollution*. 67:325-347.
- Bergström, L. 1992. Leaching of bentazon in swedish soils using field lysimeters. *Swedish J. Agric. Res.* 22 : 103-109.
- Bergström, L., and Jarvis, N.J. 1993. Leaching of dichlorprop, bentazon, and ³⁶Cl in undisturbed field lysimeters of different agricultural soils. *Weed Science*. 41 :251-261.
- Beven, K., and Germann, P. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18(5) : 1311-1325.
- Biggar, J.W., and Nielsen, D.R. 1967. Miscible displacement and leaching phenomena. *Agronomy*. 11 : 254-274.
- Biggar, J.W., and Nielsen, D.R. 1976. Spatial variability of leaching characteristics of a field soil. *Water Resour. Res.* 9 : 975-986.
- Bolt, G.H. 1982. Movement of solutes in soil : Principles of adsorption/exchange chromatography. In *Soil Chemistry. B. Physico-chemical models*. G.H. Bolt (Ed.) ELSEVIER. Amsterdam.
- Bowman, B.T., Brunke, R.R., Reynolds, W.D., and Wall G.J. 1994. Rainfall simulator-grid lysimeter system for solute transport studies using large intact soil blocks. *J.Env.Qual.* 23 : 815-822.
- Bowman, R.T. 1984. Evaluation of some new tracers for soil water studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48 : 987-993.
- Bowman, R.T. 1988. Mobility and persistence of metolachlor and aldicarb in field lysimeters. *J.Env.Qual.* 17 : 689-694.
- Bresler, E., and Dagan, G. 1983. Unsaturated flow in spatially variable fields 3. Solute transport models and their application to flow fields. *Water Resour. Res.* 19 : 429-435.
- Buckingham, E. 1907. Studies on the movement of soil moisture. USDA. Bur. Soils. 38p.
- Burdine, N.T. 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petrol. Trans.*, Am. Inst. Min. Eng. 198 : 71-77.

- Campbell, J.B. 1978. Spatial variation of sand content and pH within contiguous delineation of two soil mapping units. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42 : 460-464.
- Carillo-Avila, E. 1995. Modélisation des transferts hydriques dans le système sol-plante-atmosphère. Application à la plaine de la Bièvre (Isère). Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I.
- Carlson, R.E., and Foley, T.A. 1991a. Radial basis interpolation methods on track data. Lawrence Livermore National Laboratory, UCRL-JC-1074238.
- Carlson, R.E., and Foley, T.A. 1991b. The parameter R^2 in multiquadric interpolation. *Computers Math. Applic.* V. 21, n. 9, p. 29-42.
- Chassery, J.M., and Montanvert, A. 1991. "Géométrie discrète en analyse d'images". Ed. HERMES - Paris - France.
- Chopart, J.L., and Siband, P. 1988. PROBE; programme de bilan d'eau. Mémoires et travaux de l'IRAT, n° 17, 76p.
- Coats, K.H., and Smith, B.D. 1964. Dead-end pore volume and dispersion in porous media. *Society of Petroleum Engineers Journal*; March : 73-84.
- Couchat, P. 1974. Mesure neutronique de l'humidité des sols. Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, France.
- Darcy, H. 1956. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, Victor Dalmont. 526p.
- Davidoff, B., and Selim, H.M. 1988. Correlation between spatially variable soil moisture content and soil temperature. *Soil Sci.* 145:1-10.
- De Smedt, F., Wauters, F., Sevilla, J. 1986. Study of tracer movement through unsaturated sand. *J. Hydrol.* 85: 169-181.
- Djurhuus, J., and Jacobsen, O.H. 1995. Comparison of ceramic suction cups and KCL extraction for the determination of nitrate in soil. *Europ. J. of Soil Sci.* 46:387-395.
- Ellsworth, T.R., Shouse, P.J., Skaggs, T.H., Jobes, J.A., and Fargerlund, J. 1996. Solute transport in unsaturated soil: Experimental design, parameter estimation, and model discrimination. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60 : 397-407.
- Elmaloglou, S. 1980. Effets des stratifications sur les transferts de matières dans les sols. Thèse de doctorat de l'Université Scientifique et Médicale (INPG) – Grenoble.
- Fleming, J.B., Butters, G.L. 1995. Bromide transport detection in tilled and non-tilled soil : solution samplers vs. soil cores. *Soil Sci. Soc. Am. J.*; 59 : 1207-1216.
- Flury, M., Leuenberger, J., Studer, B., and Flüeler H. 1995. Transport of anions and herbicides in a loamy and a sandy field soil. *Water Resour. Res.* 31(4) : 823-835.
- Flury, M., Leuenberger, J., Studer, B., Flüeler, H., Jury, W.A., and Roth, K. 1994. Pesticide transport through unsaturated field soils : preferential flow. A research report submitted to Ciba Ltd., Basel, Switzerland ; présenté par Soil Physics, Institute of Terrestrial Ecology, Swiss Federal Institute of Technology Zürich (ETHZ)".
- Gardner, W.H. 1958. Some steady-state solutions of unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85 : 228-232.
- Gardner, W.H. 1986. Water content, in *Methods of Soil Analysis*, A.Klute (ed.) Agronomy Monograph 9, 2nd edition. Madison, WI.
- Garnier, J.M., Crampon, N., Préaux, C., Porel, G., and Vreulx, M. 1985. Traçage par ¹³C, ²H, I- et uranine dans la nappe de la craie sénonienne en écoulement radial convergent. *J. Hydrol.*; 78 : 379-392.
- Gaston, L.A., and Locke, M.A. 1996. Bentazon mobility through intact, unsaturated columns of conventional- and no-till dundee soil. *J. Environ. Qual.* 25 : 1350-1356.
- Gaudet, J.P., Jegat, H., Vachaud, G., and Wierenga, P.J. 1977. Solute transfer with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41(4) : 665-671.
- Gaudet, J.P. 1978. Transferts d'eau et de soluté dans les sols non-saturés; Mesures et simulation. Thèse de doctorat de l'Université Scientifique et Médicale (INPG) – Grenoble.
- Glass, R.J., Steenhius, T.S., and Parlange, J.-Y. 1988. Wetting front instability as a rapid and far-reaching hydrologic process in the vadose zone. *J. Contam. Hydrol.* 3 : 207-226.
- Greminger, P.J., Sud, Y.K., and Nielsen, D.R. 1985. Spatial variability of field-measured soil-water characteristics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:1075-1082.
- Gvirtzman, H., and Gorelick, S.M. 1991. Dispersion and advection in porous media enhanced by anion exclusion. *Nature.* 352 : 793-795.
- Hansen, S., Storm, B., and Jensen, H.E. 1986. Spatial variability of soil physical properties theoretical and experimental analyses. I. Soil sampling, experimental analyses and basic statistics of soil physical properties. Dep. of Soil and Water and Plant nutrition the Royal Veterinary and Agricultural University, Copenhagen. 54p.
- Harris, G.L. ; Nicholls, P.H. ; Bailey, S.W. ; Howse, K.R. ; and Mason, D.J. 1994. Factors influencing the loss of pesticides in drainage from cracking clay soil. *J. Hydrol.* 159 : 235-253.
- Haverkamp, R., Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P.J., and Vachaud, G., 1977. A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41 : 285-294.
- Haverkamp, R., Vauclin, M., and Vachaud, G. 1984. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements : local standpoint. *Soil Science*; 137(2) : 78-90.
- Haverkamp, R., Zammit, C., Bouraoui, F., Fuentes, C., Saâdi, Z., and Sander, G. 1997c. A physically-based approach for estimating water retention curve parameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (in press).
- Hillel, D. 1980. Fundamentals of soil physics. *Academic Press, London.*
- Hillel, D. 1998. Environmental Soil Physics. *Academic Press. New York.*
- Hoppmans, J.W., Schukking, H., and Torfs, P.J.J.F. 1988. Two-dimensional steady-state unsaturated water flow in heterogeneous soils with autocorrelated soil hydraulic functions. *Water Resour. Res.* 24 : 2005-2017.
- Jacobsen, O.H., Leij, F.J., and van Genuchten, M.Th. 1992; Lysimeter study of anion transport during steady flow through layered coarse-textured soil profiles. *Soil. Sci.*; 154(3) : 196-205.
- Jaynes, D.B., Logsdon, S.D., and Horton, R. 1995. Field method for measuring mobile/immobile water content and solute transfer rate coefficient. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59 : 352-356.
- Journel, A.G., Huijbregts, Ch.J. 1978. Mining geostatistics. Academic Press, New York. 600 pp.
- Jury, W.A. 1982. Simulation of solute transport using a transfer function model. *Water Resour. Res.* 18(2) : 363-368.
- Jury, W.A., and Flüeler, H. 1992; Transport of chemicals through soil : mechanisms, models, and field applications. *Advances in Agron.*; 47:141-201.
- Jury, W.A. 1985. Spatial variability of soil physical parameters in solute migration : A critical literature review. EPRI EA-4228, Research Project 2845-6, Riverside, CA.
- Jury, W.A., and Roth, K. 1990. Transfer functions and solute movement through soil. Theory and applications. Birkhäuser Verlag Basel. Boston – Berlin. 226 pgs.
- Jury, W.A., and Utermann, J. 1992. Solute transport through layered soil profiles : zero and perfect travel time correlation models. *Transport in Porous Media* ; 8 : 277-297.
- Jury, W.A., Dyson, J.S., and Butters, G.L. 1990. Transfert function model of field-scale solute transport under transient water flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54 : 327-332.

- Jury, W.A., Stolzy, L.H., and Shouse, P. 1982. A field test of the transfer function model for predicting solute transport. *Water Resour. Res.*; 18(2) : 369-375.
- Kengni, L. 1993. Mesure *in-situ* des pertes d'eau et d'azote sous culture de maïs irriguée. Application à la Plaine de la Bièvre (Isère). Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I, France.
- Kengni, L., Vachaud, G., Thony, J.L., Laty, R., Garino, B., Casabianca, H., Jame, P., and Viscogliosi, R., 1994. Field measurements of water and nitrogen losses under irrigated maize. *J. Hydrol.* 192: 23-46.
- Kookana, R.S., Schuller, R.D., and Aylmore, L.A.G. 1993. Simulation of simazine transport through soil columns using time-dependent sorption data measured under flow conditions. *J. Cont. Hydrol.*; 14 : 93-115.
- Krzyszowska, A.J., Allen, R.D., and Vance, G.F. 1994. Assessment of the fate of two herbicides in a Wyoming rangeland soil : column studies. *J. Env. Qual.* 23 : 1051-1058;
- Kung, K.J.S. 1990. Preferential flow in a sandy vadose zone 2. Mechanisms and implications. *Geoderma.* 46 : 59-71.
- Kutílek, M., and Nielsen, D.R. 1994. Soil Hydrology. *GeoEcology textbook.* CATENA VERLAG ;
- Lauren, J.G., Wagenet, R.J., Bouma, J., and Wösten, J.H.M. 1988. Variability of saturated hydraulic conductivity in a Glossaquic Hapludalf with macropores. *Soil Sci.* 145 : 20-28.
- Leij, F.J., Alves, W.J., van Genuchten, M.Th., and Williams, J.R. 1996. The UNSODA Unsaturated Soil Hydraulic database, User's Manual Version 1.0. National Risk Manag. Res. Lab., U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OHIO 45268.
- Leij, F.J., and Dane, J.H. 1991. Solute transport in a two-layer medium investigated with time moments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55 : 1529-1535.
- Leij, F.J., and Dane, J.H. 1992. Moment method applied to solute transport with binary and ternary exchange. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 667-674.
- Leij, F.J., Skaggs, T.H., and van Genuchten, M.Th. 1991. Analytical solutions for solute transport in three-dimensional semi-infinite porous media. *Water Resour. Res.* 27(10) : 2719-2733.
- Li, Y., and Ghodrati, M. 1994. Preferential transport of nitrate through soil columns containing roots channels. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58 : 653-659.
- Litaor, M.I. 1988. Review of soil solution samplers. *Water Resour. Res.* 24(5) : 727-733.
- Luxmoore, R.J. 1991. On preferential flow and its measurement. In T.J. Gish and A. Shirmohammadi (ed.) Preferential flow proc. Symp., Chicago. 16-17 Dec. 1991. ASAE, St. Joseph, MI. 113-121.
- Mallants, D., Mohanty, B.P., Jacques, D., and Feyen, J. 1996. Spatial variability of hydraulic properties in a multi-layered soil profile. *Soil Sci.* 161(3) : 167-181.
- Matheron, G. 1963. Principles of geostatistics. *Econ. Geol.* 58 : 1246-1266.
- Matheron, G. 1971. The theory of regionalized variables and its applications, *Cah. Cent. Morphol. Math.*, 5, 211p.
- McDowell-Boyer, L.M. ; Hunt, J.R. ; and Sitar, N. 1985. Particle transport through porous media. Sanitary Eng. Environ. Health Res. Lab. Publ. Rep. No. 85-12. Univ. Of California, Berkley.
- McDowell-Boyer, L.M., Hunt, J.R., and Sitar, N. 1985. Particle transport through porous media. Sanitary Eng. Environ. Health Res. Lab. Publ. Rep. No. 85-12. Univ. Of California, Berkley.
- Mehta, B.K., and Shiozawa, S. 1995. Measurement of molecular diffusion of salt in unsaturated soils. *Soil. Sci.* 159(2) : 115-121.
- Mermoud, A. 1982. Contribution à l'étude des transferts simultanés d'eau et de soluté en milieu poreux. Thèse N° 432, Ecole Polytechnique Fédéral de Lausanne.
- Mohanty, B.P., Ankeny, M.D., Horton, R., and Kanwar, R.S. 1994a. Spatial variability of hydraulic conductivity measured by disc infiltrometer. *Water Resour. Res.* 30 : 2489-2498.
- Mohanty, B.P., and Kanwar, R.S. 1994. Spatial variability of residual nitrate-nitrogen under two tillage systems in central Iowa : A composite three-dimensional resistant and exploratory approach. *Water Resour. Res.* 30(2) : 237-251.
- Muñoz-Pardo, J.F. 1987. Approche géostatistique de la variabilité spatiale des milieux géophysiques. Application à l'échantillonnage de phénomènes bidimensionnels par simulation d'une fonction aléatoire. Thèse de doctorat de l'Université Scientifique et Médicale (INPG) – Grenoble.
- Mury, J.P. 1991. Raisonnement et pratique de la fertilisation azotée. Etude socio-économique. District de La Côte Saint-André. Chambre d'Agriculture de l'Isère, 71p.
- Musy, A., Soutter, M.; 1991. Physique des sols. *Presses Polytechniques et Universitaires Romandes.*
- Netto, A.M., Pieritz, R.A., and Gaudet, J.P. 1999. Field study on the local variability of soil water content and solute concentration. *J. Hydrol.* (in press).
- Nielsen, D.R., Biggar, J.W., and Erh, K.T. 1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia*, Vol. 42 : 215-260.
- Nkeddi-Kizza, P., Biggar, J.W., van Genuchten, M.Th., Wierenga, P.J., Selim, H.M., Davidson, J.M., and Nielsen, D.R. 1983. Modeling tritium and chloride 36 transport through an aggregated Oxisol. *Water Resour. Res.* (19): 691-700.
- Nkedi-Kizza, P., Biggar, J.W., Selim, H.M., van Genuchten, M.T., Wierenga, P.J., Davidson, J.M., and Nielsen, D.R. 1984. On the equivalence of two conceptual models for describing ion exchange during transport through an aggregated oxisol. *Water Resour. Res.* 20(8):1123-1130.
- Normand, B. 1996. Etude expérimentale et modélisation du devenir de l'azote dans le système sol-plante-atmosphère. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I, France.
- Novy-Quadri, M. G. 1993. Transfert de solutés dans les sols saturés ou non : application au pentachlorophénol. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I, France.
- Peack, A.J. 1983. Field variability of soil physical properties. In Advances in irrigation, vol 2. D. Hillel (ed.) Academic Press, New York, p : 189-221.
- Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. Land.* 193 : 120-145.
- Pereira dos Santos, L.A. 1997. Développement d'une nouvelle méthode de détermination des profils de teneur en eau dans les sols par inversion d'un signal TDR. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I, France.
- Pieritz, R.A.; 1994, "Desenvolvimento das técnicas do Gráfico da Linha Mediana e da Binarização por Regiões Conexas aplicadas a Caracterização Geométrica de Meios Porosos". *M. Sc. Thesis - LMPT Universidade Federal de Santa Catarina - Brazil.*
- Poletika, N.N., Jury, W.A., and Yates, M.V. 1995. Transport of bromide, simazine and MS-2 coliphage in a lysimeter containing undisturbed, unsaturated soil. *Water Resour. Res.* 31(4) : 801-810.
- Rao, P.S.C., Jessup, R.E., Rolston, D.E., Davidson, J.M., and Kilcrease, D.P. 1980a. Experimental and mathematicval description of nonadsorbed solute transfert by diffusion in spherical aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 684-688.
- Ritsema, C.J., Dekker, L.W., and Heijs, A.W. 1997. Three-dimensional fingered flow patterns in a water repellent sandy field soil. *Soil Sci.* 162(2) : 79-90.

- Ritsema, C.J., Dekker, L.W., Hendrickx, J.M.H., and Hamminga, W. 1993. Preferential flow mechanism in a water repellent sandy soil. *Water Resour. Res.* 29(7) : 2183-2193.
- Ritsema, C.J., Dekker, L.W., Nieber, J.L., and Steenhius, T.S. 1998. Modeling and field evidence of finger formation and finger recurrence in a water repellent sandy soil.
- Roth, K. 1996. Lecture notes in Soil Physics. Institute of Soil Science, University of Hohenheim. Version 3.2.
- Russo, D. 1984. Statistical analysis of crop soil water relationships in heterogeneous soil under trickle irrigation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42:1402-1410.
- Russo, D., and Bouton M. 1992. Statistical analysis of spatial variability in unsaturated flow parameters. *Water Resour. Res.* (28) 7: 1991-1925.
- Russo, D., and Bresler, E. 1981. Soil hydraulic properties as stochastic processes: I. An analysis of the field spatial variability. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 : 682-687.
- Russo, D., and Jury, W.A. 1987a. A theoretical study of the estimation of the correlation scale in spatially variable fields. 1. Stationary fields. *Water Resour. Res.* (23) 7 : 1257-1268.
- Russo, D., and Jury, W.A. 1987b. A theoretical study of the estimation of the correlation scale in spatially variable fields. 2. Non-stationary fields. *Water Resour. Res.* (23) 7 : 1269-1279.
- Russo, D., Dagan, G. 1993. Water Flow and Solute Transport in Soils. Developments and Applications. *Advanced Series in Agricultural Sciences. Springer-Verlag.*
- Saâdi, Z. 1996. Modélisation de l'infiltration de l'eau et de transfert des traceurs $H_2^{18}O$, 2H_2O et Br^- en lysimètre. Rapport de stage effectué au LTHE (mars-juin 1996).
- Schoen, R. 1996. Transferts de solutés dans un lysimètre en conditions contrôlées: Expériences et simulation. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I, France.
- Schoen, R., Gaudet, J-P., and Bariac, T. 1999a. Preferential flow and solute transport in a large lysimeter, under controlled boundary conditions. *J. Hydrol.* (in press)
- Schoen, R., Gaudet, J-P., and Elrick, D.E. 1999b. Modeling of solute transport in a large undisturbed lysimeter, during steady-state water flux. *J. Hydrol.* (in press). (in press)
- Schulin, R., van Genuchten, M.Th., Flühler, H., and Ferlin, P. 1987a. An experimental study of solute transport in a stony field soil. *Water Resour. Res.* 23(9) : 1785-1794.
- Selim, H.M., and Ma, L. 1995. Transport of reactive solutes in soils : a modified two-region approach. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 75-82.
- Serra, J. 1988. Image analysis and mathematical morphology, part II: theoretical advances, Academic Press.
- Seyfried, M.S., and Rao, P.S.C. 1987. Solute transport in undisturbed columns of an aggregated tropical soil: Preferential flow effects. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51 : 1434-1444.
- Shackelford C.D., Daniel D.E., and Liljestrang H.M. 1989. Diffusion of inorganic chemical species in compacted clay soil. *J. Cont. Hydrol.* 4 : 241-273.
- Shapiro, S.S., Wilk, M.B., and Chen H.J. 1968. A comparative study of various tests of normality. *Journal of the American Statistical Association.* 63 : 1343-1372.
- Smith, E.A., Pomers, W.L., and Shea, P.J. 1995. Relationship of bromide and atrazine movement in soil to pore size distribution, compaction, and saturation cycles. *Soil Sci.* 159(1) : 23-31.
- Spiegel, M.R. 1990. Théorie et Applications de la Statistique. *Série SCHAUM.* McGraw-Hill, Paris.
- Starr, J.L., Parlange, J.-Y., and Frink, C.R. 1986. Water chloride movement through a layered field soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50 : 1384-1390.
- Steel, R.G.D., and Toride, J.H. 1980. Principles and procedures of statistics. McGraw-Hill, Nex York.
- Thiel, E. 1994. Les distances de chanfrein en analyse d'images: fondements et applications. *Ph.D. Thesis – TIMC-IMAG – Université Joseph Fourier – Grenoble I – France.*
- Topp, G.C., Davis, J.L., and Annan, A.P. 1980. Electromagnetic determination of soil-water content : Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16 : 574-582.
- Topp, G.C., Reynolds, W.D., and Green, R.E. 1992. Advances in measurements of soil physical properties: Bringing theory into practice. *Soil Sci. Soc. Am, Inc.* Madison, Wisconsin, USA. 288 p.
- Toride, N., Leij, F.J., and van Genuchten, M.Th. 1993. A comprehensive set of analytical solutions for nonequilibrium solute transport with first-order decay and zero-order production. *Water Resour. Res.* 21 : 2167-2182.
- Vachaud, G., Dancette, C., Sonko, S., and Thony, J.L. 1978. Méthodes de caractérisation hydrodynamique *in situ* d'un sol non saturé : Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agron.* 29(1) : 1-36.
- Vachaud, G., Passerat de Silans, A., Balabanis, P., and Vauclin, M. 1985. Temporal stability measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:822-828.
- Vachaud, G., Royer, J.M., and Cooper, J.D. 1977. Comparison of methods of calibration of a neutron probe by gravimetry or neutron capture model. *J. Hydrol.*; 34 : 343-356.
- van Genuchten, M.Th., and Wierenga, P.J., and O'Conner, G.A. 1977. Mass transfer studies in sorbing porous media : III : Experimental evaluation with 2,4,5-T. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41 : 278-285.
- van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 : 892-898.
- van Genuchten, M.Th., and Wierenga, P.J. 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media I. analytical solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40(4) : 473-480.
- van Genuchten, M.Th., F.J. Leij, and L.J. Lund . 1992. Proceedings International Workshop. Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Univ. California, Riverside.
- Vauclin, M., Haverkamp, R. and Vachaud, G., 1979. Résolution numérique d'une équation de diffusion non linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés. Presses Universitaires de Grenoble.
- Vauclin, M. 1994. Revue - Etat de l'art : Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Rev. des sci. de l'eau;* 7(1):201-212.
- Vauclin, M., Viera, S.R., Vachaud, G., and Nielsen, D.R. 1983. The use of co-kriging with limited field soil observations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 175-184.
- Vieira, S.R., Hatfield, J.L., Nielsen, D.R. and Biggar, J.W. 1983. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. *Hilgardia* 51.
- Vinten, A.I.A., Yaron, B., and Nye, P.H. 1983. Vertical transport of pesticides into soil when adsorbed on suspended particles. *J. Agric. Food. Chem.* 31 : 662-664.
- Warrick, A.W., and Nielsen, D.R. 1977. Spatial variability of soil physical properties in the field. In Applications of soil physics. D. Hillel (ed.) Academic Press, New York, p :319-344.
- Watson, K.W., and Luxmoore, R.J. 1986. Estimating macroporosity in a forested watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50 : 578-582.
- Webster, R., and Burgess, T.M. 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties III. Changing drift and universal kriging. *J. Soil Sci.* 31 : 505-524.
- Xu, C.-Y., and Singh, V.P. 1998. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. *Hydrol. Process.* 12 : 429-442.

Yong, R.N., Mohamed, A.M.O., and Warkentin, B.P. 1992. Principles of contaminant transport in soils. *In* Developments in Geotechnical Engineering, 73. (ed.) ELSEVIER, Netherlands.

Yule, D.F., and Gardner, W.R. 1978. Longitudinal and transverse dispersion coefficients in unsaturated Plainfield sand. *Water Resour. Res.* 14 : 582-588.

Zurmühl, T., and Druner, W. 1996. Modeling transient water and solute transport in a bioporous soil. (Soumis à *Water Resour. Res.*).

ANNEXES

ANNEXE A	Analyses statistiques et géostatistiques	229
ANNEXE B	Semivariogrammes des variables pour les profondeurs de 25 et 55 cm (lysimètre)	232
ANNEXE C	Semivariogrammes des variables pour les coupes 1B et 3 dans le lysimètre	233
ANNEXE D	Semivariogrammes des résidus des variables des tranchées P0 à P5 (Essai II)	234
ANNEXE E	Semivariogrammes des résidus des variables des tranchées T1 à T3 (Essai III)	238
ANNEXE F	Analyses statistiques des variables pour les essais II et III	243
ANNEXE G	Cartographies par coupes et horizontales des concentrations en Brome obtenues sur le lysimètre	250
ANNEXE H	Ajustement des paramètres des courbes caractéristiques $h(\theta)$ et $K(\theta)$ ou $D(\theta)$ dans le programme RETC (UNSODA)	251
ANNEXE I	Résolution numérique de l'équation de l'écoulement de l'eau	253
ANNEXE J	Discrétisation des équations décrivant le transfert de soluté (approximation par différences finies implicites)	258

ANNEXE A

A.1. Analyses statistiques et géostatistiques

A.1.1. Statistique classique

☛ Distribution de probabilité :

Dans le cas d'études statistiques classiques, les grandeurs étudiées sont considérées comme des variables aléatoires $Z(r_i)$, caractérisées par des observations obtenues en N points de coordonnées $r_i(x_i, y_i)$ et considérées spatialement indépendantes les unes des autres.

Deux différents modèles théoriques de densité de probabilité sont considérés, les distributions normale et log-normale.

La densité de probabilité d'une distribution normale d'une variable aléatoire $Z(r)$ est donné par :

$$f(Z) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left(-\frac{(Z-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (\text{A-1})$$

où les paramètres du modèle μ et σ sont les moments associés (moyenne et écart-type), calculés par :

$$\begin{aligned} E\{Z^p(r)\} &= \int_{-\infty}^{\infty} Z^p(r) f(Z(r)) dZ \\ \mu &= \langle Z \rangle = E\{Z(r)\} \\ \sigma^2 &= E\{Z^2(r)\} - E^2\{Z(r)\} \end{aligned} \quad (\text{A-2})$$

où p représente le $p^{\text{ième}}$ moment associé.

La distribution normale est symétrique et le coefficient de dissymétrie est égal à zéro.

Les paramètres μ et σ du modèle estimés à partir d'un échantillonnage sont ajustés par une distribution normale et contrôlée par le test statistique de Shapiro-Wilk (W). Si le test statistique de Shapiro-Wilk est significatif à un niveau de probabilité p donné, alors

l'hypothèse de distribution normale doit être rejetée. Le test de Shapiro-Wilk est préféré à d'autres pour sa meilleure représentativité sur des échantillons de petite taille ($N < 50$).

La densité de probabilité d'une distribution log-normale d'une variable aléatoire $Z(r)$ est donné par :

$$f(Z) = \frac{1}{Z\beta\sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left(-\frac{(\ln Z - \alpha)^2}{2\beta^2}\right) \quad (\text{A-3})$$

où les paramètres α et β du modèle sont la moyenne et l'écart-type des variables transformées ($\ln Z$). Lorsque la variable aléatoire $Z(r)$ est représentative d'une distribution log-normale, alors la variable $\ln(Z)$ est distribuée normalement.

Le test de Shapiro-Wilk est aussi appliqué au modèle log-normal. On teste la normalité des variables transformées ($\ln Z$).

A.1.2. Dépendance spatiale

L'analyse statistique classique présentée dans le paragraphe précédent ne prend pas en compte l'aspect spatial du phénomène. Aucune information n'a été fournie sur la variabilité des paramètres par rapport à localisation des points où ont été faits les échantillonnages.

L'analyse géostatistique est fondée dans la théorie des variables régionalisées (Matheron, 1971) dans laquelle la variable régionalisée $Z(r)$ est une fonction de l'espace qui varie d'un point à un autre avec une apparente continuité.

Ainsi, la détermination du semivariogramme $\gamma(h)$ permet de définir la structure spatiale de la variable aléatoire $Z(r)$. Afin d'identifier les structures spatiales des observations et donc de définir complètement la nature statistique des variables correspondantes, les semivariogrammes expérimentaux moyens (toutes directions confondues) sont calculés par l'équation A-4 en respectant les lois de distribution. Pour cela, on a utilisé le logiciel VARIOWIN 2.1 développé par Pannatier (1994).

L'utilisation du semivariogramme n'impose pas à la variable aléatoire $Z(r)$ d'avoir une variance finie. L'hypothèse intrinsèque (valeur moyenne de $Z(r)$ et variance des incréments $\{Z(r) - Z(r+h)\}$ indépendantes de l'espace) permet alors le calcul du semivariogramme $\gamma(h)$ par l'expression (Journel and Huijbregts, 1978) :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(r_i) - Z(r_i+h)]^2 \quad (\text{A-4})$$

où $N(h)$ est le nombre de paires d'observations séparées de la distance h ; $Z(r_1), Z(r_2), \dots, Z(r_n)$ sont les variables mesurées aux points r_1, r_2, \dots, r_n .

La valeur d'une variable ou d'un paramètre du sol quelconque $Z(r_i)$, où r_i identifie la localisation (coordonnées (x_i, y_i)), peut être considérée comme une réalisation particulière de la variable aléatoire $Z(r_i)$ en tout point r_i . Dans la pratique une seule réalisation de $Z(r)$ est connue, donc l'hypothèse d'ergodicité a été utilisée ; ainsi une future inférence sur les paramètres de $Z(r)$ est fondée sur les moyennes spatiales d'une simple réalisation sur une population finie. Une autre hypothèse utilisée est l'hypothèse intrinsèque ou l'hypothèse de stationnarité d'ordre 2.

Une fonction régionalisée $Z(r)$ présente une stationnarité d'ordre 2 si :

☛ l'espérance mathématique $E\{z(r)\}$ existe et est indépendante de la position r :

$$E\{Z(r)\} = \mu, \quad \forall r \quad (\text{A-5})$$

☛ pour une paire de variables aléatoires $\{Z(r), Z(r+h)\}$, la covariance $C(h)$ existe et ne dépend que de la séparation h :

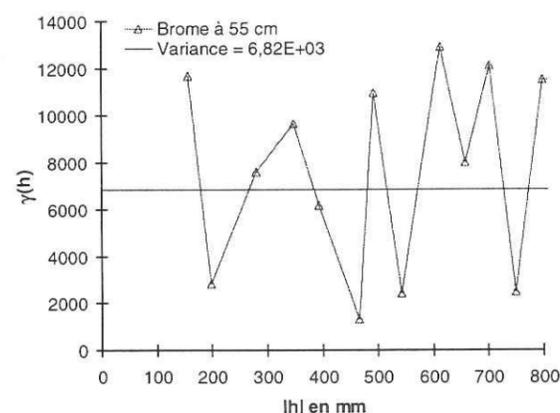
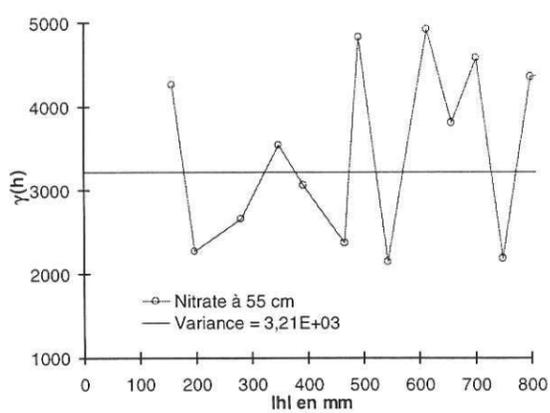
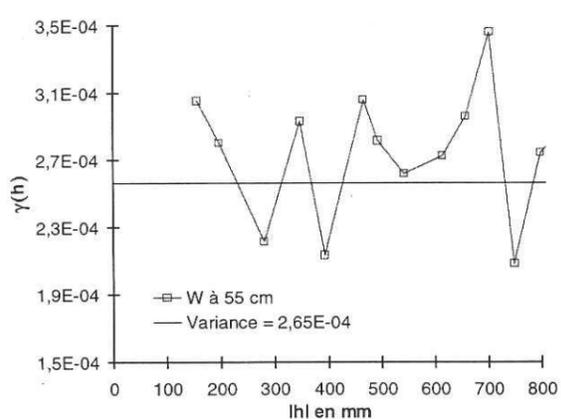
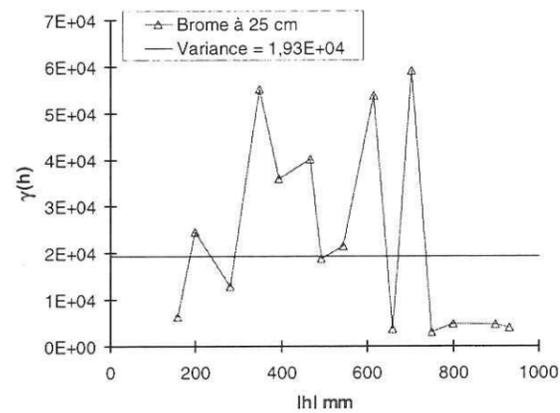
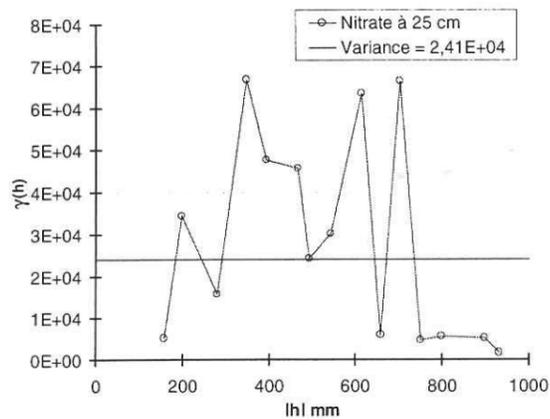
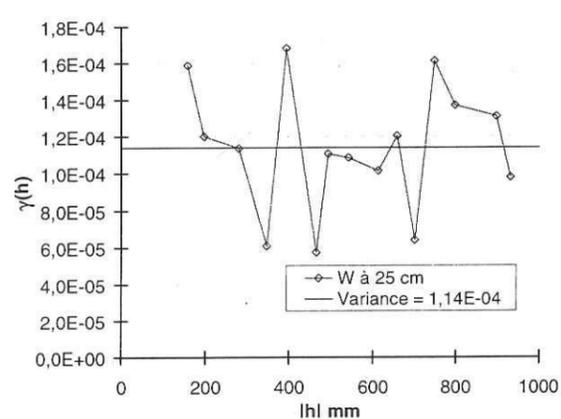
$$C(h) = E\{Z(r) \cdot Z(r+h)\} - \mu^2, \quad \forall r \quad (\text{A-6})$$

La stationnarité de la covariance $C(h)$ implique aussi la stationnarité du semivariogramme $\gamma(h)$, l'inverse n'étant pas vrai.

La structure statistique de la variable $Z(r)$ est alors parfaitement définie par ses fonctions de répartition et d'autocovariance. En effet, l'identification de la densité de probabilité $f(Z(r))$ permet de calculer les moments associés décrits au paragraphe précédent.

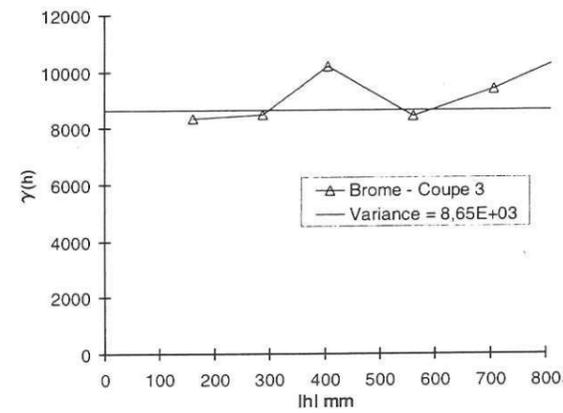
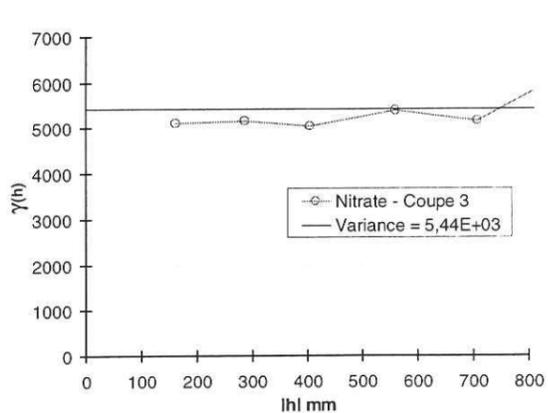
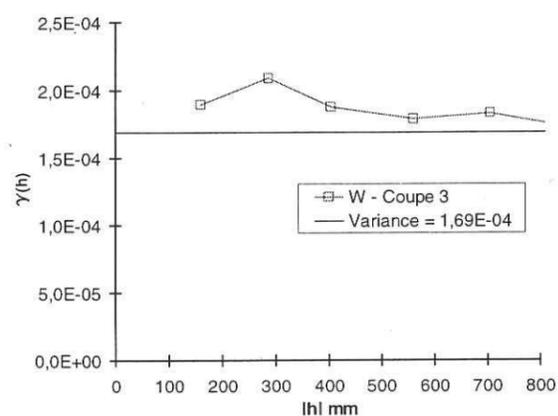
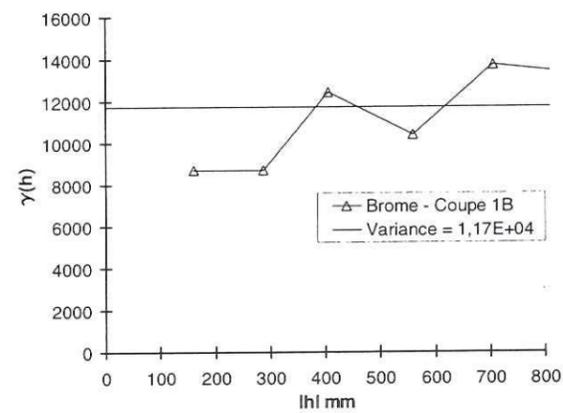
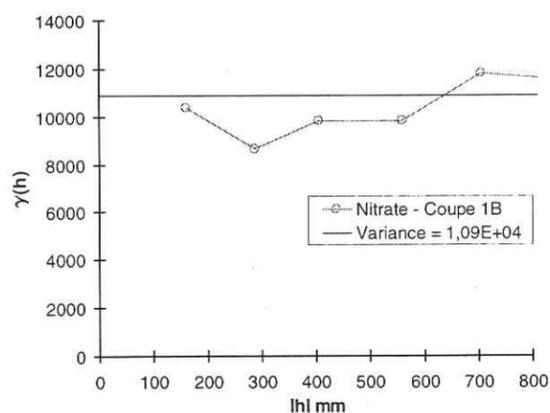
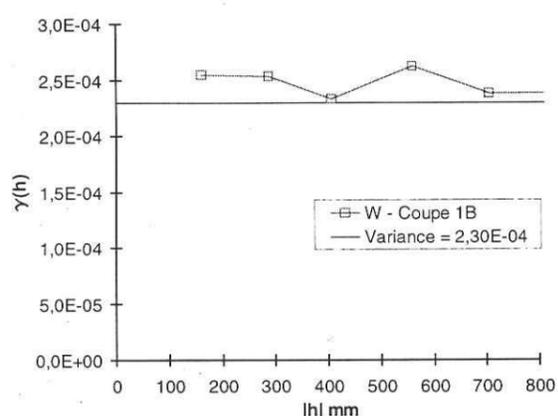
ANNEXE B

Semivariogrammes des teneurs massiques en eau (W), des concentrations en Brome et en nitrate obtenues à partir des 30 échantillons du sol prélevés à 25 et 55 cm de profondeur dans le lysimètre.



ANNEXE C

Semivariogrammes des teneurs massiques en eau (W), des concentrations en Brome et en nitrate pour les coupes 1B et 3 dans le lysimètre. Les semivariogrammes pour les autres coupes (2, 2B, et 3B) ont présenté des comportements semblables.



ANNEXE D

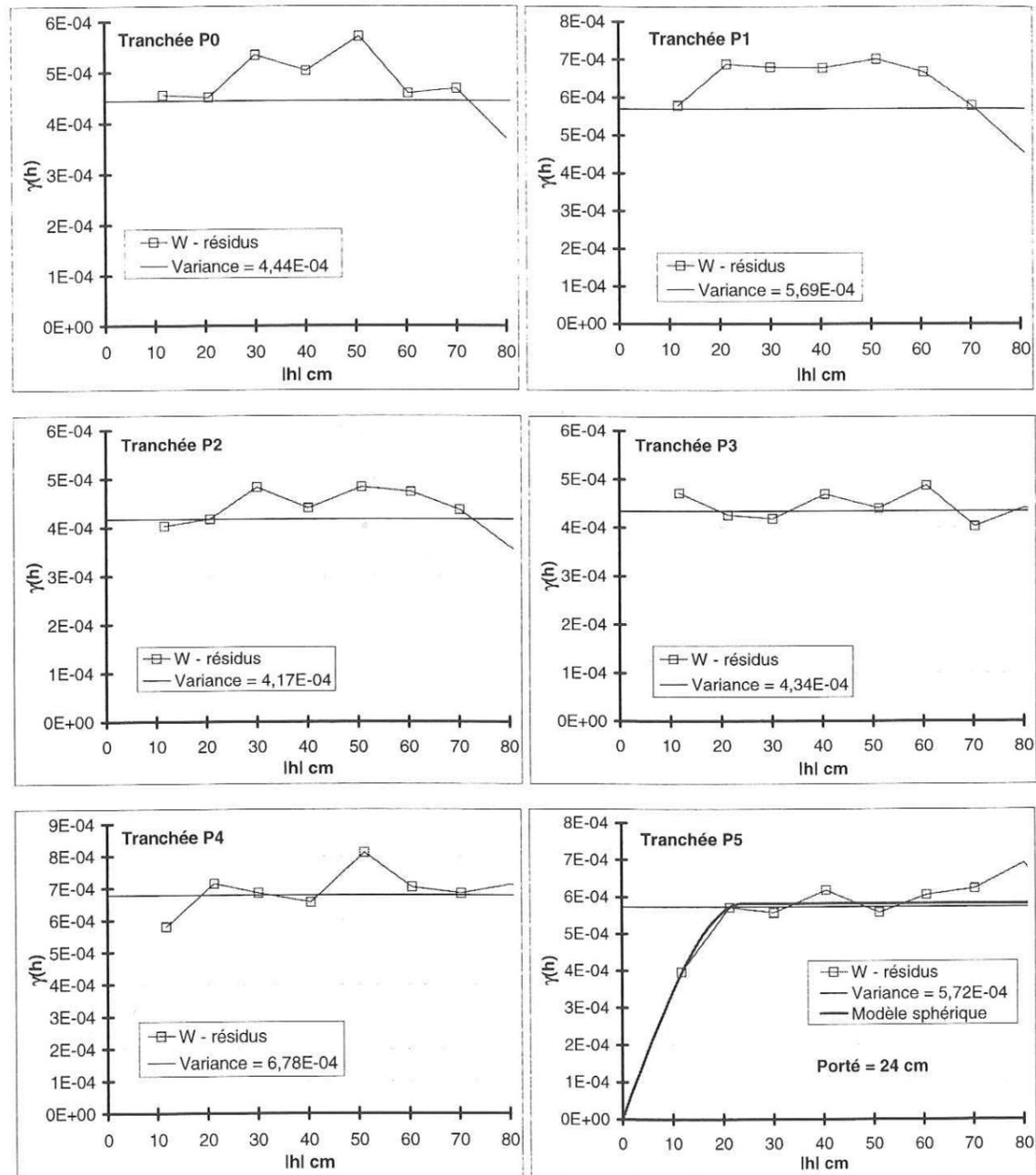


Figure D-1. Semivariogrammes des résidus des teneurs massiques en eau ($g \cdot g^{-1}$) des tranchées P0 à P5 (Essai II).

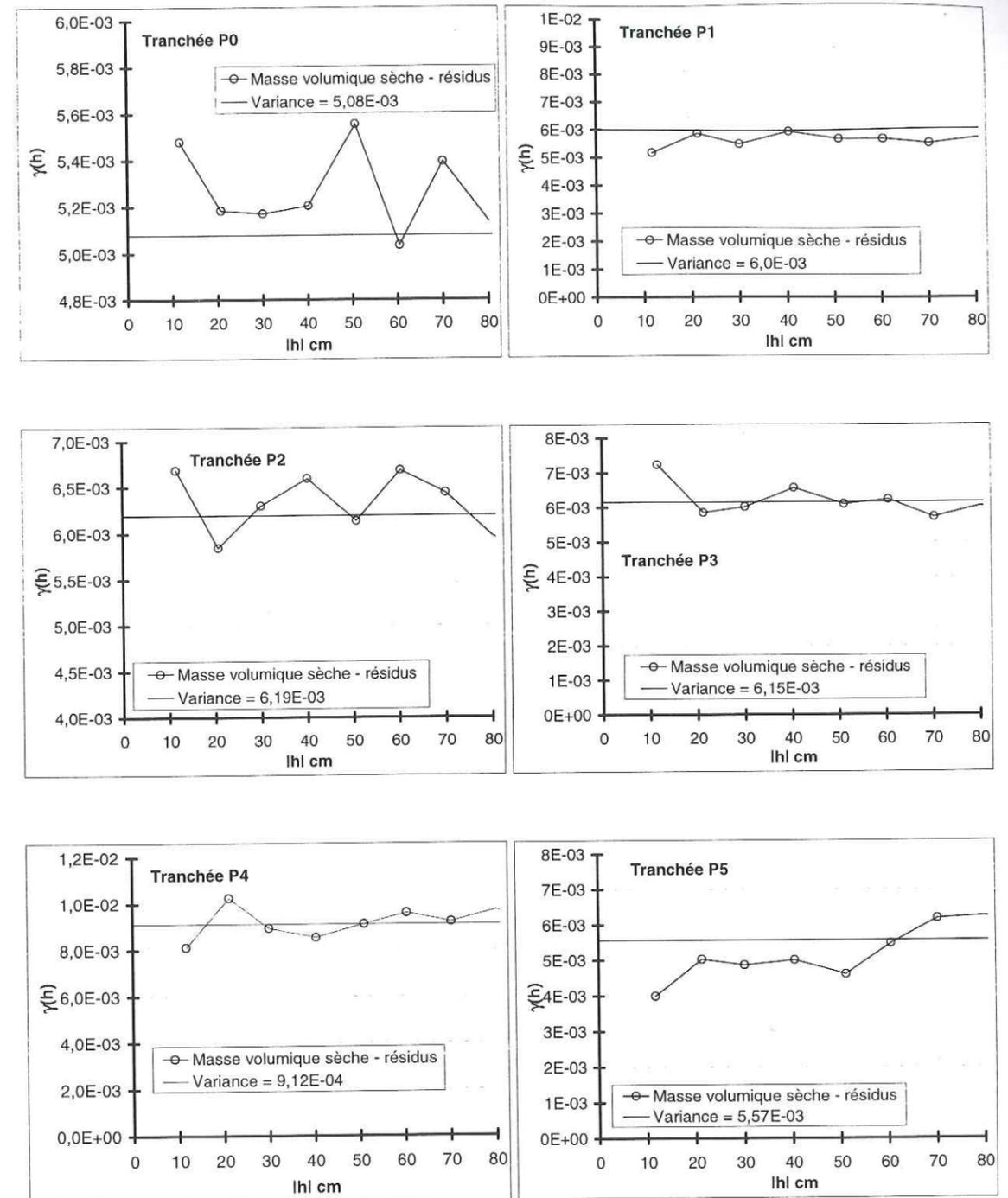


Figure D-2. Semivariogrammes des résidus des masses volumiques sèches ($g \cdot cm^{-3}$) des tranchées P0 à P5 (Essai II).

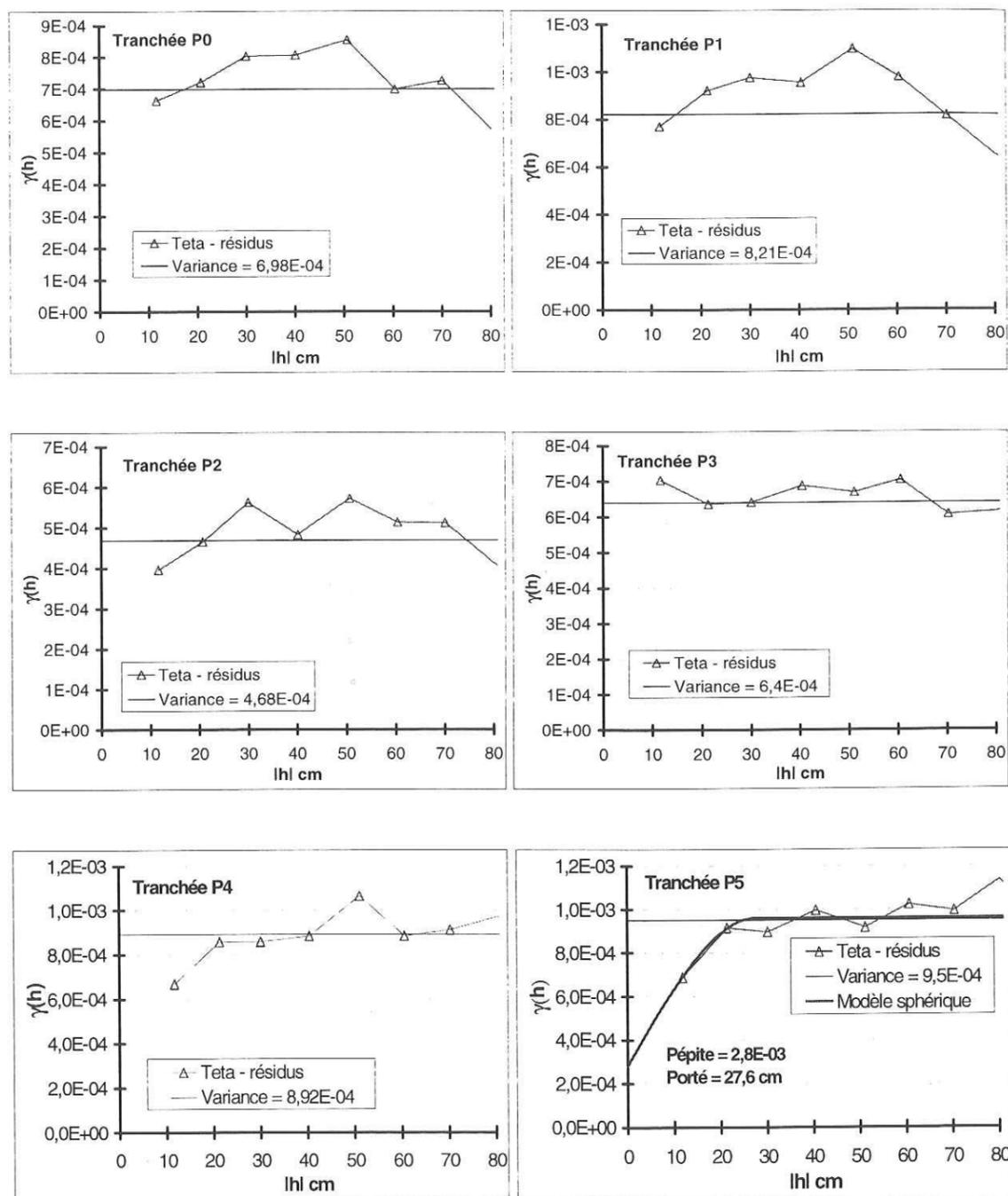


Figure D-3. Semivariogrammes des résidus des teneurs volumiques en eau ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) des tranchées P0 à P5 (Essai II).

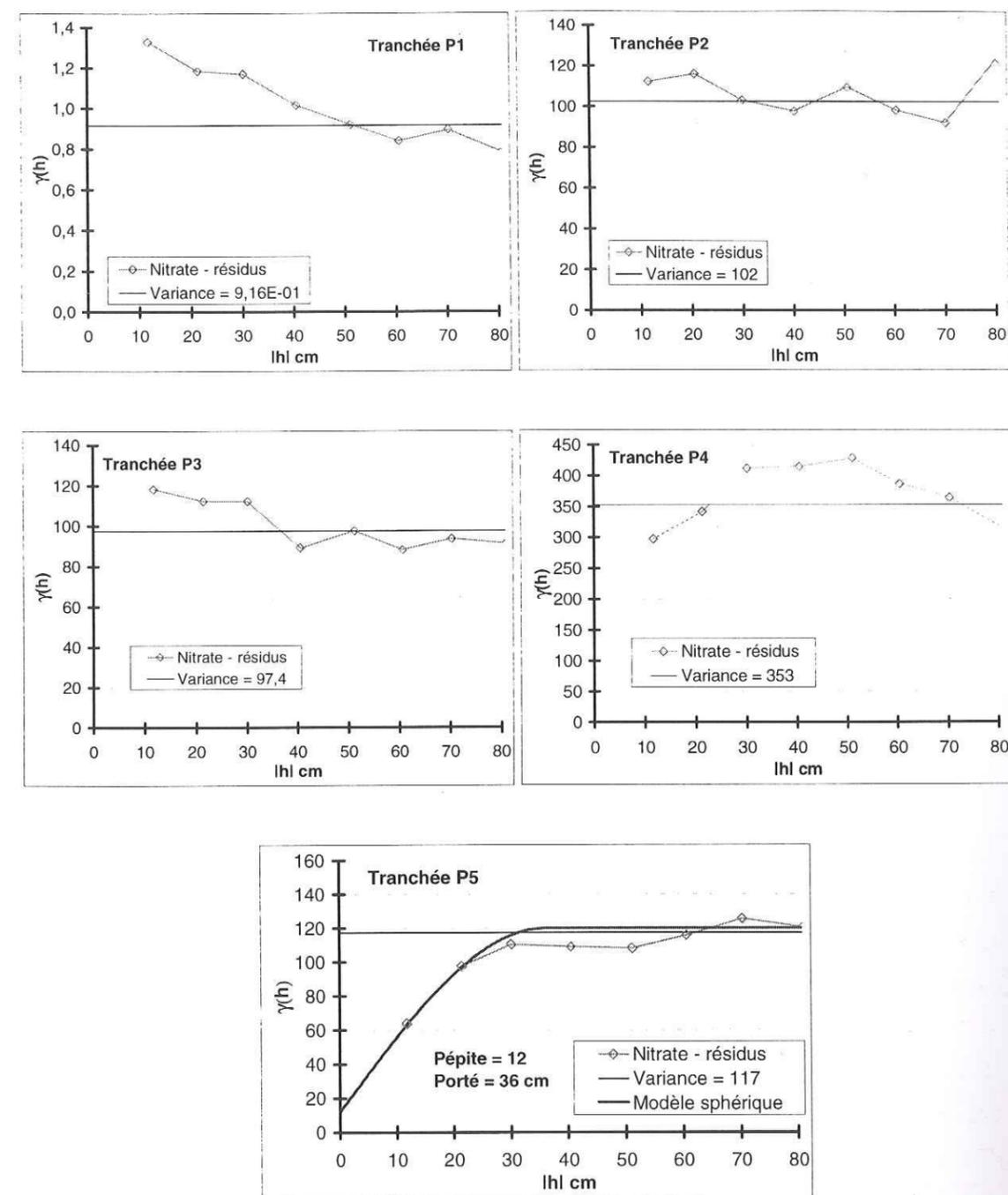


Figure D-4. Semivariogrammes des résidus des Nitrates ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) des tranchées P0 à P5 (Essai II).

ANNEXE E

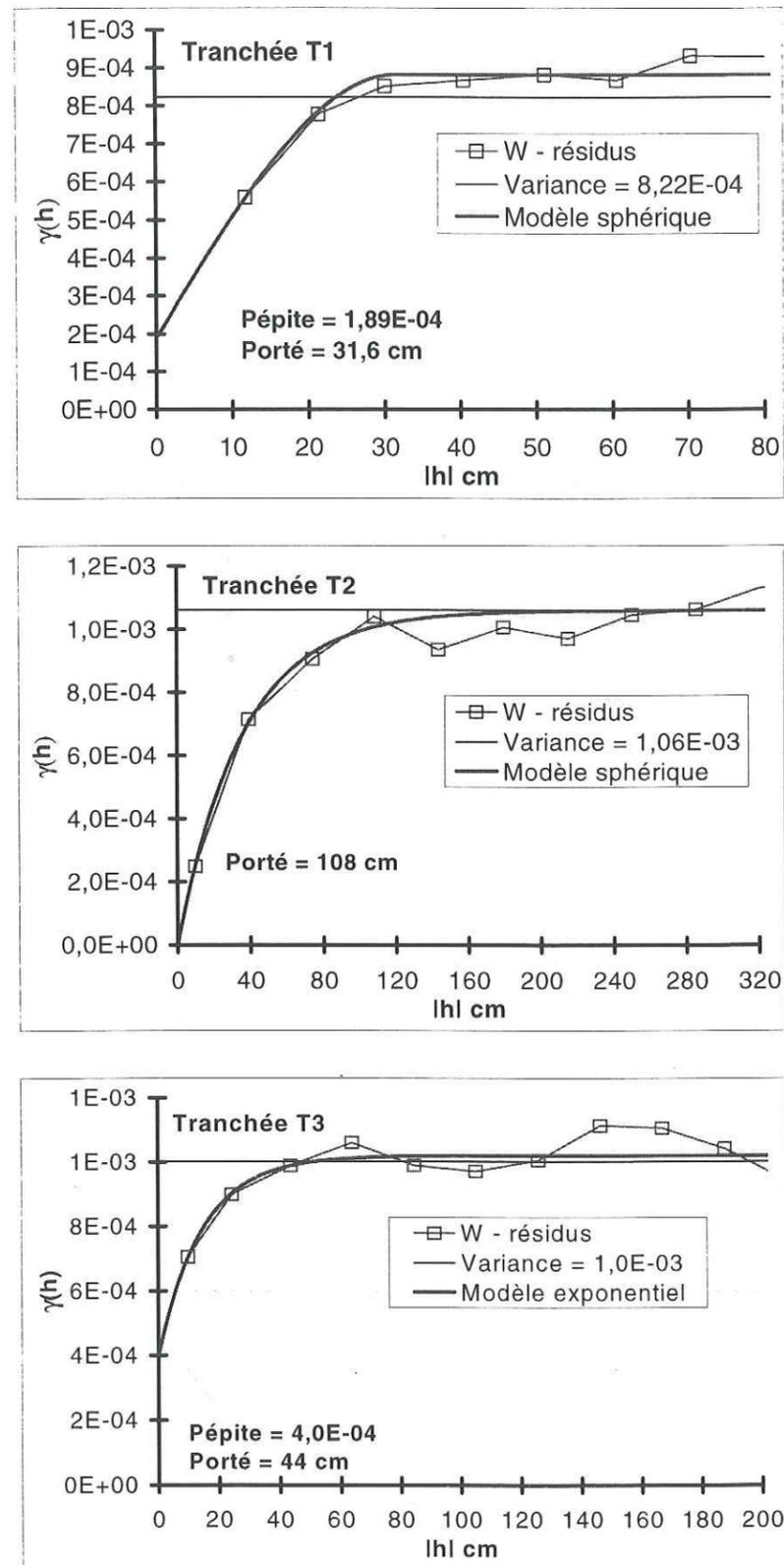


Figure E-1. Semivariogrammes des résidus des teneurs massiques en eau ($g.g^{-1}$) pour les tranchées T1, T2 et T3 (Essai III).

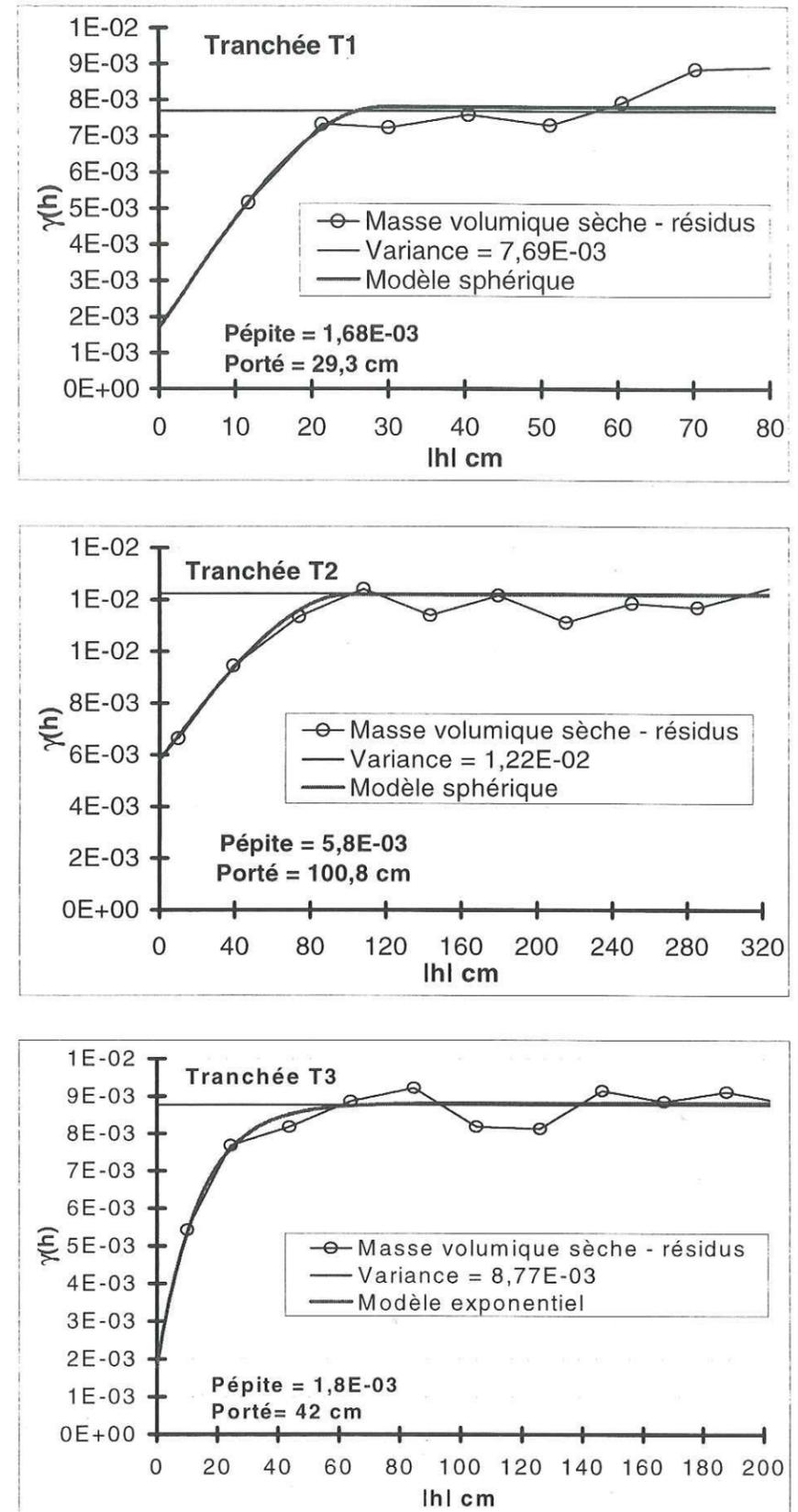


Figure E-2. Semivariogrammes des résidus des masses volumiques sèches ($g.cm^{-3}$) pour les tranchées T1, T2 et T3 (Essai III).

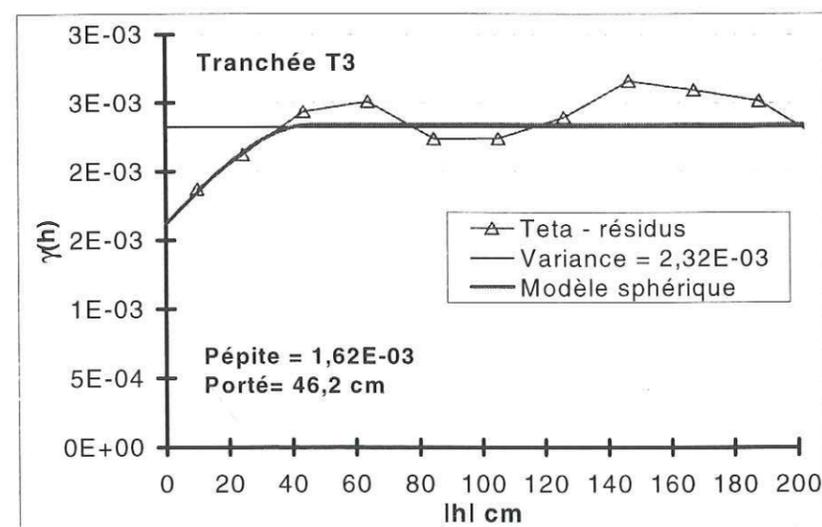
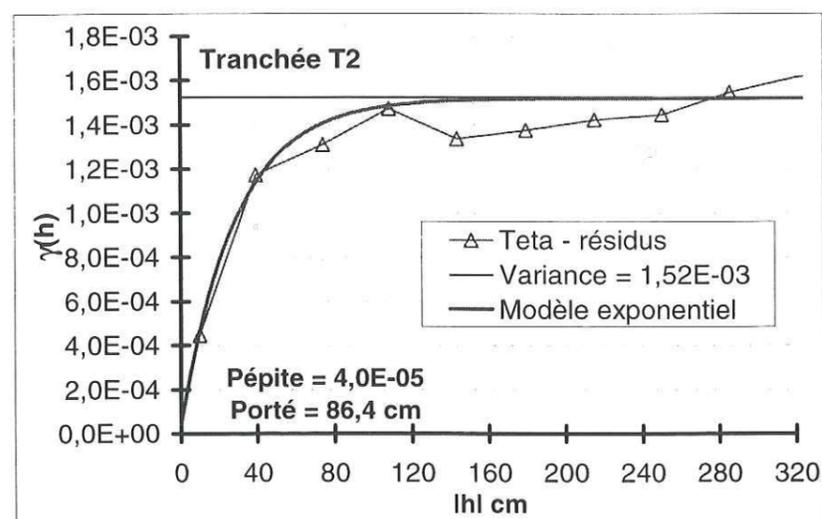
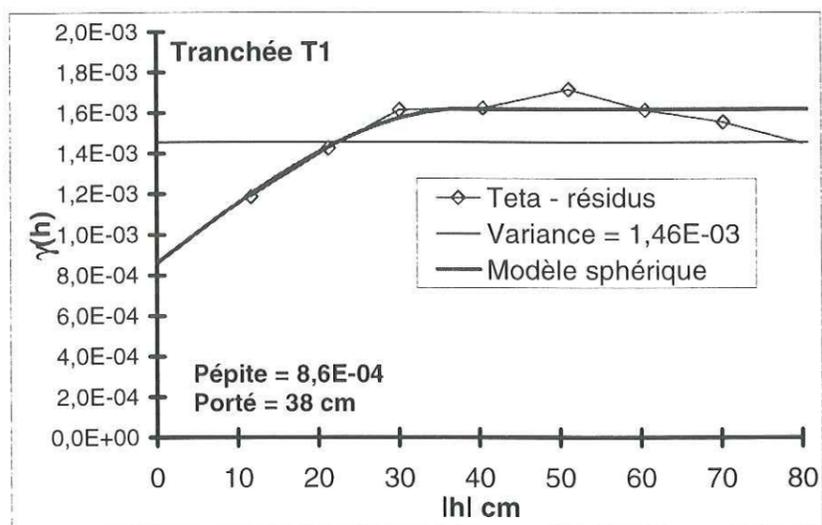


Figure E-3. Semivariogrammes des résidus des teneurs volumiques en eau ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) pour les tranchées T1, T2 et T3 (Essai III).

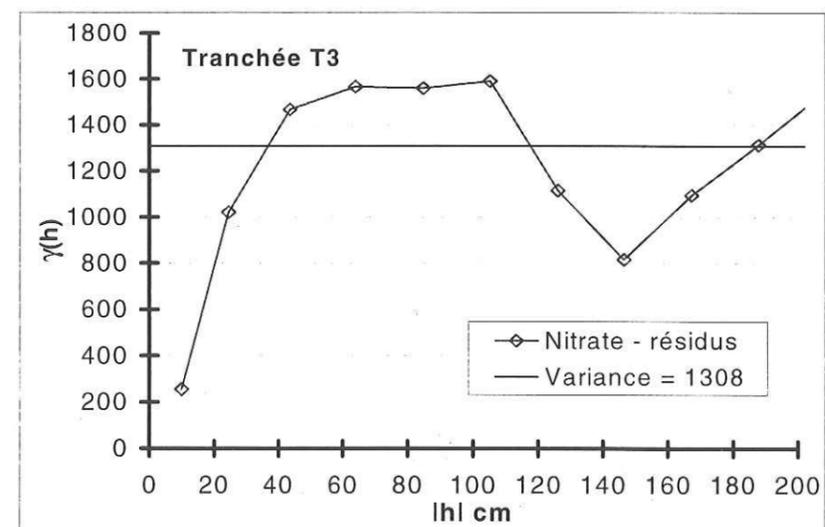
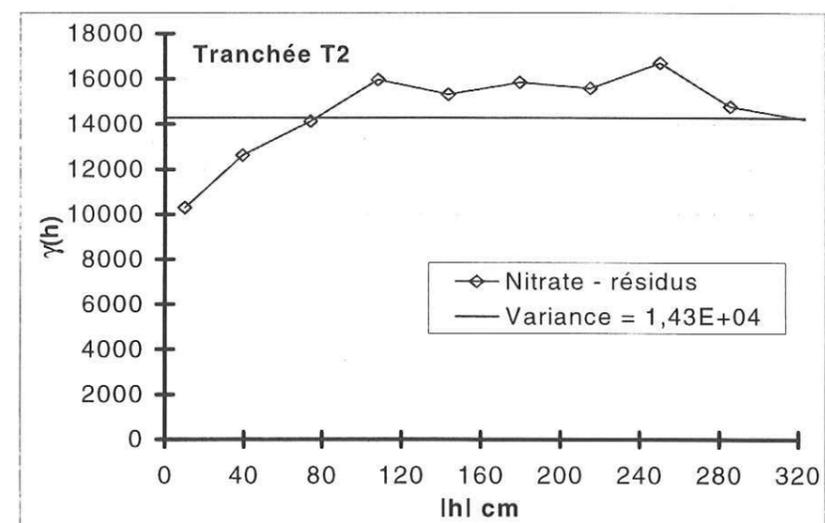
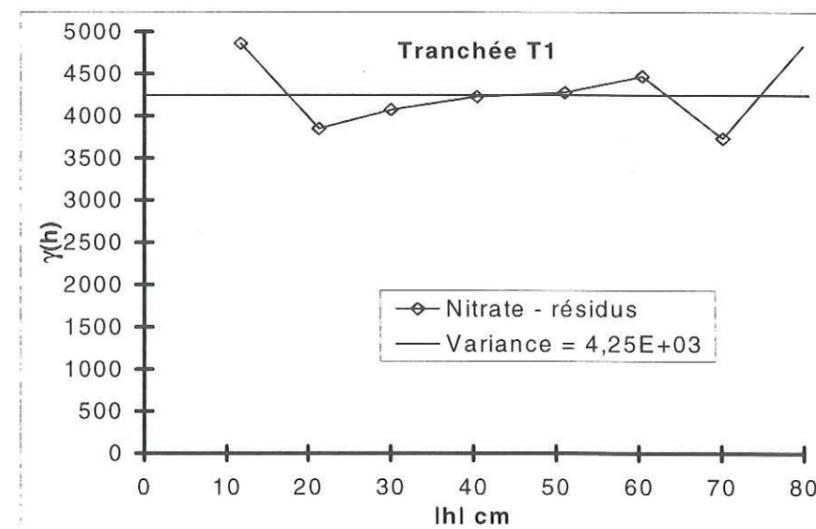


Figure E-4. Semivariogrammes des résidus des Nitrate ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) pour les tranchées T1, T2 et T3 (Essai III).

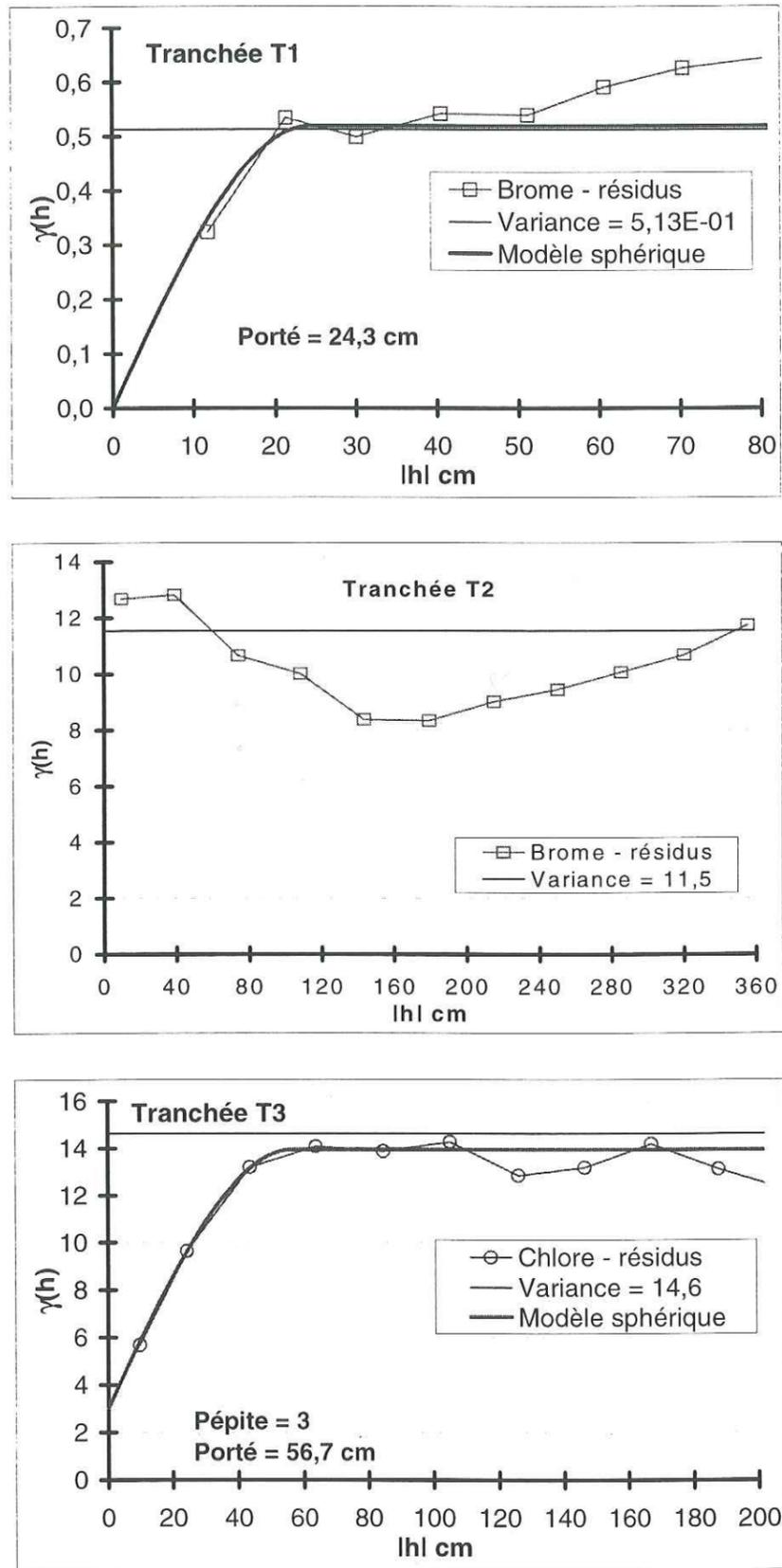


Figure E-5. Semivariogrammes des résidus des Brome et Chlore (mg.l^{-1}) pour les tranchées T1, T2 et T3 (Essai III).

ANNEXE F

Tableau F-1. Analyses statistiques des teneurs massiques en eau (g.cm^{-3}), des masses volumiques sèches (g.cm^{-3}), des teneurs volumiques en eau ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$), et des concentrations Br (mg.l^{-1}), NO_3^- (mg.l^{-1}) et Bentazone ($\mu\text{g.l}^{-1}$) pour la tranchée P0 (Jachère - 1995).

Couche (cm)	W (g.g^{-1})			ρ_d (g.cm^{-3})			θ ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)					
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	0,219	0,034	15,3	0,84*	1,329	0,052	3,9	0,92	0,291	0,041	13,9	0,89
10 - 16	0,199	0,017	8,5	0,94	1,354	0,104	7,7	0,94	0,268	0,025	9,2	0,94
20 - 26	0,209	0,017	8,3	0,86*	1,312	0,092	7,0	0,98	0,273	0,016	5,9	0,86*
30 - 36	0,196	0,009	4,4	0,96	1,417	0,071	5,0	0,93	0,277	0,012	4,3	0,98
40 - 46	0,198	0,018	8,9	0,94	1,438	0,047	3,3	0,95	0,284	0,020	7,2	0,92
50 - 55	0,177	0,031	17,5	0,92	1,317	0,064	4,9	0,94	0,232	0,029	12,4	0,93
60 - 65	0,159	0,033	20,9	0,97	1,361	0,084	6,1	0,93	0,214	0,033	15,5	0,96
80 - 85	0,064	0,010	15,3	0,87	1,697	0,065	3,9	0,80	0,108	0,013	12,4	0,86*
100 - 105	0,054	0,010	18,5	0,98	1,763	0,072	4,1	0,96	0,094	0,014	14,7	0,98

^a Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité $p < 0.1$

† Douze observations.

Tableau F-2. Analyses statistiques des teneurs massiques en eau ($g.g^{-1}$), des masses volumiques sèches ($g.cm^{-3}$), des teneurs volumiques en eau ($cm^3.cm^{-3}$), et des concentrations Br^- ($mg.l^{-1}$), NO_3^- ($mg.l^{-1}$) et Bentazone ($\mu g.l^{-1}$) pour la tranchée P1 (Jachère - 1995).

Couche (cm)	W ($g.g^{-1}$)				ρ_d ($g.cm^{-3}$)				θ ($cm^3.cm^{-3}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	0,152	0,015	9,6	0,95	1,344	0,135	3,9	0,87	0,203	0,018	8,6	0,95
10 - 16	0,158	0,010	6,2	0,96	1,391	0,085	7,7	0,94	0,219	0,015	7,0	0,88
20 - 26	0,170	0,019	11,5	0,96	1,368	0,070	7,0	0,96	0,231	0,018	7,9	0,97
30 - 36	0,180	0,013	7,3	0,96	1,369	0,062	5,0	0,96	0,246	0,017	6,7	0,92
40 - 46	0,190	0,037	19,4	0,89	1,288	0,117	3,3	0,92	0,241	0,031	12,8	0,87
50 - 55	0,188	0,031	16,4	0,97	1,329	0,032	4,9	0,94	0,250	0,046	18,3	0,93
60 - 65	0,166	0,039	23,5	0,98	1,350	0,054	6,1	0,81*	0,223	0,049	21,9	0,96
80 - 85	0,180	0,027	15,2	0,95	1,323	0,028	3,9	0,72*	0,238	0,035	14,7	0,97
100 - 105	0,061	0,012	19,3	0,96	1,720	0,078	4,1	0,96	0,104	0,015	14,7	0,96

Couche (cm)	Br^- ($mg.l^{-1}$)				NO_3^- ($mg.l^{-1}$)				Bentazone ($\mu g.l^{-1}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	2,29	3,95	172,6	0,66*	----	----	----	----	18,8	21,9	116,8	0,82*
10 - 16	3,53	2,40	68,0	0,82*	1,54	1,90	123,3	0,76*	4,5	8,5	186,5	0,60*
20 - 26	3,11	2,15	69,0	0,89	1,07	1,82	169,7	0,64*	2,5	8,7	346,4	0,32*
30 - 36	0,80	0,71	88,9	0,87	2,64	1,44	54,6	0,86	----	----	----	----
40 - 46	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
50 - 55	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
60 - 65	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
80 - 85	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
100 - 105	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

^a Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité $p < 0.1$

† Douze observations.

Tableau F-3. Analyses statistiques des teneurs massiques en eau ($g.g^{-1}$), des masses volumiques sèches ($g.cm^{-3}$), des teneurs volumiques en eau ($cm^3.cm^{-3}$), et des concentrations Br^- ($mg.l^{-1}$), NO_3^- ($mg.l^{-1}$) et Bentazone ($\mu g.l^{-1}$) pour la tranchée P3 (Jachère - 1995).

Couche (cm)	W ($g.g^{-1}$)				ρ_d ($g.cm^{-3}$)				θ ($cm^3.cm^{-3}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	0,134	0,014	10,6	0,78*	1,260	0,108	8,5	0,84*	0,167	0,011	6,7	0,94
10 - 16	0,130	0,011	8,8	0,93	1,332	0,108	8,1	0,91	0,172	0,017	9,8	0,95
20 - 26	0,163	0,017	10,1	0,93	1,270	0,078	6,1	0,96	0,207	0,017	8,2	0,89
30 - 36	0,168	0,005	3,0	0,94	1,299	0,062	4,8	0,95	0,218	0,012	5,5	0,92
40 - 46	0,168	0,017	10,0	0,84*	1,283	0,100	7,8	0,89	0,215	0,022	10,1	0,94
50 - 55	0,175	0,031	17,5	0,91	1,329	0,043	3,2	0,64*	0,233	0,044	18,9	0,82*
60 - 65	0,168	0,039	23,1	0,89	1,348	0,070	5,2	0,66*	0,225	0,045	20,0	0,92
80 - 85	0,110	0,030	26,9	0,86*	1,473	0,097	6,6	0,93	0,160	0,031	19,4	0,87
100 - 105	0,039	0,004	10,6	0,95	1,876	0,033	1,8	0,95	0,073	0,007	9,0	0,94

Couche (cm)	Br^- ($mg.l^{-1}$)				NO_3^- ($mg.l^{-1}$)				Bentazone ($\mu g.l^{-1}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	0,479	0,578	120,5	0,79*	0,28	0,92	331,7	0,32*	4,5	10,2	227,3	0,48*
10 - 16	----	----	----	----	11,28	10,42	92,4	0,89	3,7	8,5	227,3	0,48*
20 - 26	----	----	----	----	9,76	12,01	123,0	0,77*	----	----	----	----
30 - 36	----	----	----	----	31,96	20,08	62,8	0,94	1,6	5,2	331,7	0,32*
40 - 46	----	----	----	----	23,82	11,49	48,2	0,80*	1,5	5,0	331,7	0,32*
50 - 55	----	----	----	----	25,73	3,96	15,4	0,95	----	----	----	----
60 - 65	----	----	----	----	20,39	2,73	13,4	0,92	----	----	----	----
80 - 85	----	----	----	----	21,51	5,33	24,8	0,94	----	----	----	----
100 - 105	----	----	----	----	18,53	6,15	33,2	0,92	3,3	10,9	----	0,32*

^a Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité $p < 0.1$

† Douze observations.

Tableau F-4. Analyses statistiques des teneurs massiques en eau ($g.g^{-1}$), des masses volumiques sèches ($g.cm^{-3}$), des teneurs volumiques en eau ($cm^3.cm^{-3}$), et des concentrations Br^- ($mg.l^{-1}$), NO_3^- ($mg.l^{-1}$) et Bentazone ($\mu g.l^{-1}$) pour la tranchée P4 (Jachère - 1995).

Couche (cm)	W ($g.g^{-1}$)				ρ_d ($g.cm^{-3}$)				θ ($cm^3.cm^{-3}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	0,135	0,029	21,5	0,97	1,269	0,080	6,3	0,88	0,172	0,038	22,1	0,97
10 - 16	0,145	0,011	7,6	0,94	1,333	0,079	5,9	0,94	0,193	0,014	7,1	0,97
20 - 26	0,163	0,016	9,7	0,88	1,358	0,084	6,2	0,94	0,222	0,021	9,4	0,94
30 - 36	0,165	0,027	16,5	0,88	1,298	0,097	7,4	0,91	0,212	0,030	14,2	0,86*
40 - 46	0,170	0,025	14,8	0,84*	1,237	0,140	11,3	0,90	0,208	0,017	8,3	0,96
50 - 55	0,173	0,037	21,2	0,83*	1,341	0,072	5,4	0,57*	0,229	0,042	18,3	0,88
60 - 65	0,182	0,025	13,9	0,92	1,320	0,018	1,3	0,82*	0,241	0,032	13,4	0,94
80 - 85	0,121	0,046	37,5	0,97	1,461	0,186	12,7	0,79*	0,170	0,051	30,3	0,96
100 - 105	0,044	0,003	7,9	0,95	1,836	0,027	1,5	0,95	0,081	0,005	6,5	0,95

Couche (cm)	Br^- ($mg.l^{-1}$)				NO_3^- ($mg.l^{-1}$)				Bentazone ($\mu g.l^{-1}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	---	---	---	---	9,1	11,0	120,7	0,77*	---	---	---	---
10 - 16	---	---	---	---	79,5	21,6	27,2	0,94	---	---	---	---
20 - 26	---	---	---	---	95,5	31,0	32,5	0,90	3,3	11,5	346,4	0,32*
30 - 36	---	---	---	---	89,9	28,6	31,8	0,95	---	---	---	---
40 - 46	---	---	---	---	59,5	15,5	26,1	0,97	---	---	---	---
50 - 55	---	---	---	---	53,4	18,2	34,0	0,92	---	---	---	---
60 - 65	---	---	---	---	38,0	11,4	30,0	0,96	---	---	---	---
80 - 85	0,045	0,150	331,7	0,32*	31,2	4,7	15,0	0,90	---	---	---	---
100 - 105	---	---	---	---	26,2	8,1	30,9	0,84*	---	---	---	---

^a Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité $p < 0.1$

† Douze observations.

Tableau F-5. Analyses statistiques des teneurs massiques en eau ($g.g^{-1}$), des masses volumiques sèches ($g.cm^{-3}$), des teneurs volumiques en eau ($cm^3.cm^{-3}$), et des concentrations Br^- ($mg.l^{-1}$), NO_3^- ($mg.l^{-1}$) et Bentazone ($\mu g.l^{-1}$) pour la tranchée P5 (Jachère - 1995).

Couche (cm)	W ($g.g^{-1}$)				ρ_d ($g.cm^{-3}$)				θ ($cm^3.cm^{-3}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	0,203	0,021	10,2	0,84*	1,381	0,081	5,9	0,86*	0,280	0,032	11,3	0,95
10 - 16	0,186	0,011	5,9	0,99	1,387	0,065	4,7	0,97	0,258	0,016	6,3	0,97
20 - 26	0,190	0,010	5,3	0,92	1,384	0,059	4,3	0,87	0,262	0,011	4,0	0,90
30 - 36	0,192	0,017	8,7	0,91	1,405	0,055	3,9	0,94	0,270	0,020	7,4	0,90
40 - 46	0,200	0,014	7,0	0,89	1,365	0,070	5,2	0,92	0,273	0,018	6,5	0,98
50 - 55	0,199	0,017	8,6	0,98	1,318	0,015	1,2	0,86	0,262	0,025	9,7	0,99
60 - 65	0,179	0,040	22,4	0,95	1,345	0,073	5,5	0,59*	0,239	0,053	22,0	0,97
80 - 85	0,137	0,050	36,5	0,99	1,426	0,143	10,0	0,78*	0,190	0,060	31,5	0,97
100 - 105	0,045	0,010	22,3	0,85*	1,833	0,080	4,4	0,82*	0,082	0,016	19,4	0,82*

Couche (cm)	Br^- ($mg.l^{-1}$)				NO_3^- ($mg.l^{-1}$)				Bentazone ($\mu g.l^{-1}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	---	---	---	---	4,8	2,7	55,4	0,76*	---	---	---	---
10 - 16	---	---	---	---	4,8	2,6	54,9	0,95	---	---	---	---
20 - 26	---	---	---	---	4,1	2,5	60,3	0,90	---	---	---	---
30 - 36	---	---	---	---	15,8	17,7	111,8	0,53*	---	---	---	---
40 - 46	---	---	---	---	23,5	19,4	82,3	0,77*	---	---	---	---
50 - 55	---	---	---	---	21,9	11,5	52,6	0,75*	---	---	---	---
60 - 65	---	---	---	---	21,4	8,0	37,2	0,81*	---	---	---	---
80 - 85	---	---	---	---	26,4	6,9	26,2	0,87	---	---	---	---
100 - 105	---	---	---	---	22,8	10,0	43,8	0,90	---	---	---	---

^a Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité $p < 0.1$

† Douze observations.

Tableau F-6. Analyses statistiques des teneurs massiques en eau ($g \cdot g^{-1}$), des masses volumiques sèches ($g \cdot cm^{-3}$), des teneurs volumiques en eau ($cm^3 \cdot cm^{-3}$), et des concentrations Br^- ($mg \cdot l^{-1}$), NO_3^- ($mg \cdot l^{-1}$) et Bentazone ($\mu g \cdot l^{-1}$) pour la tranchée T1 (Maïs irrigué - 1996).

Couche (cm)	W ($g \cdot g^{-1}$)				ρ_d ($g \cdot cm^{-3}$)				θ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	0,064	0,014	22,2	0,91	1,292	0,072	5,6	0,92	0,082	0,015	18,0	0,90
10 - 16	0,160	0,007	4,5	0,96	1,258	0,055	4,4	0,99	0,201	0,008	4,2	0,95
20 - 26	0,173	0,021	12,1	0,62*	1,392	0,098	7,0	0,89	0,239	0,024	9,9	0,89
30 - 36	0,180	0,014	7,5	0,77*	1,442	0,060	4,2	0,97	0,260	0,017	6,7	0,91
40 - 46	0,176	0,024	13,6	0,97	1,412	0,088	6,2	0,97	0,247	0,025	10,2	0,93
50 - 55	0,159	0,036	22,7	0,92	1,453	0,058	4,0	0,92	0,232	0,060	25,7	0,94
60 - 65	0,150	0,034	22,4	0,98	1,439	0,054	3,8	0,98	0,217	0,057	26,1	0,98
80 - 85	0,135	0,059	43,5	0,91	1,523	0,182	11,9	0,91	0,195	0,066	33,6	0,88
100 - 105	0,044	0,026	58,9	0,93	1,806	0,026	1,4	0,93	0,079	0,014	17,7	0,93

Couche (cm)	Br^- ($mg \cdot l^{-1}$)				NO_3^- ($mg \cdot l^{-1}$)				Bentazone ($\mu g \cdot l^{-1}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	----	----	----	----	374,6	168,6	45,0	0,89	----	----	----	----
10 - 16	0,093	0,309	331,7	0,32*	158,5	39,2	24,7	0,96	----	----	----	----
20 - 26	----	----	----	----	149,5	77,9	52,1	0,94	----	----	----	----
30 - 36	----	----	----	----	78,4	41,3	52,6	0,76*	----	----	----	----
40 - 46	1,800	1,182	65,6	0,89	88,0	10,0	11,4	0,96	----	----	----	----
50 - 55	1,584	0,624	39,4	0,91	81,5	5,9	7,3	0,98	----	----	----	----
60 - 65	1,274	0,262	20,5	0,95	74,2	7,7	10,4	0,97	----	----	----	----
80 - 85	1,103	1,632	148,1	0,72*	53,0	11,8	22,2	0,97	----	----	----	----
100 - 105	----	----	----	----	41,7	12,4	29,7	0,92	----	----	----	----

^a Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité $p < 0.1$

† Douze observations.

Tableau F-7. Analyses statistiques des teneurs massiques en eau ($g \cdot g^{-1}$), des masses volumiques sèches ($g \cdot cm^{-3}$), des teneurs volumiques en eau ($cm^3 \cdot cm^{-3}$), et des concentrations Br^- ($mg \cdot l^{-1}$), NO_3^- ($mg \cdot l^{-1}$) et Cl^- ($mg \cdot l^{-1}$) pour la tranchée T3 (Maïs irrigué - 1996).

Couche (cm)	W ($g \cdot g^{-1}$)				ρ_d ($g \cdot cm^{-3}$)				θ ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	0,199	0,011	5,4	0,96	1,452	0,054	3,7	0,94	0,2895	0,0167	5,8	0,98
10 - 16	0,205	0,011	5,6	0,95	1,413	0,080	5,7	0,95	0,2898	0,0170	5,9	0,92
20 - 26	0,218	0,021	9,5	0,90	1,391	0,093	6,7	0,96	0,3021	0,0291	9,6	0,96
30 - 36	0,210	0,016	7,8	0,97	1,425	0,076	5,4	0,95	0,2988	0,0304	10,2	0,96
40 - 46	0,201	0,025	12,6	0,95	1,351	0,104	7,7	0,97	0,2702	0,0293	10,9	0,93
50 - 55	0,195	0,035	18,1	0,82*	1,513	0,057	3,8	0,82*	0,2974	0,0619	20,8	0,85*
60 - 65	0,204	0,051	25,0	0,91	1,527	0,083	5,4	0,91	0,3165	0,0996	31,5	0,88*
80 - 85	0,162	0,055	34,2	0,95	1,440	0,171	11,9	0,95	0,2238	0,0549	24,5	0,89*
100 - 105	0,060	0,022	37,4	0,79*	1,757	0,069	3,9	0,80*	0,1030	0,0326	31,7	0,82*

Couche (cm)	Br^- ($mg \cdot l^{-1}$)				NO_3^- ($mg \cdot l^{-1}$)				Cl^- ($mg \cdot l^{-1}$)			
	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a	Moyenne†	Ecart-type	CV (%)	W ^a
0 - 6	0,105	0,460	435,9	0,24*	0,79	1,29	163,1	0,65*	8,7	6,6	75,4	0,77*
10 - 16	0,450	0,901	200,3	0,51*	7,2	12,0	168,3	0,39*	3,6	2,1	56,9	0,83*
20 - 26	0,112	0,486	435,9	0,24*	10,6	23,1	218,5	0,43*	3,8	1,4	37,8	0,82*
30 - 36	----	----	----	----	23,7	41,5	175,1	0,54*	6,0	2,6	42,9	0,92
40 - 46	0,179	0,778	435,9	0,24*	50,9	58,5	114,8	0,59*	6,6	4,0	60,2	0,78*
50 - 55	----	----	----	----	55,0	58,0	105,6	0,64*	8,4	3,1	37,3	0,97
60 - 65	----	----	----	----	60,2	29,1	48,4	0,90	9,2	2,9	31,8	0,93
80 - 85	----	----	----	----	78,6	33,4	42,5	0,85*	10,1	4,8	47,5	0,92
100 - 105	----	----	----	----	79,8	24,8	31,1	0,93	10,6	4,2	39,8	0,95

^a Test statistique de Shapiro-Wilk, * sont non significatifs à un niveau de probabilité $p < 0.1$

† Vingt observations.

ANNEXE G

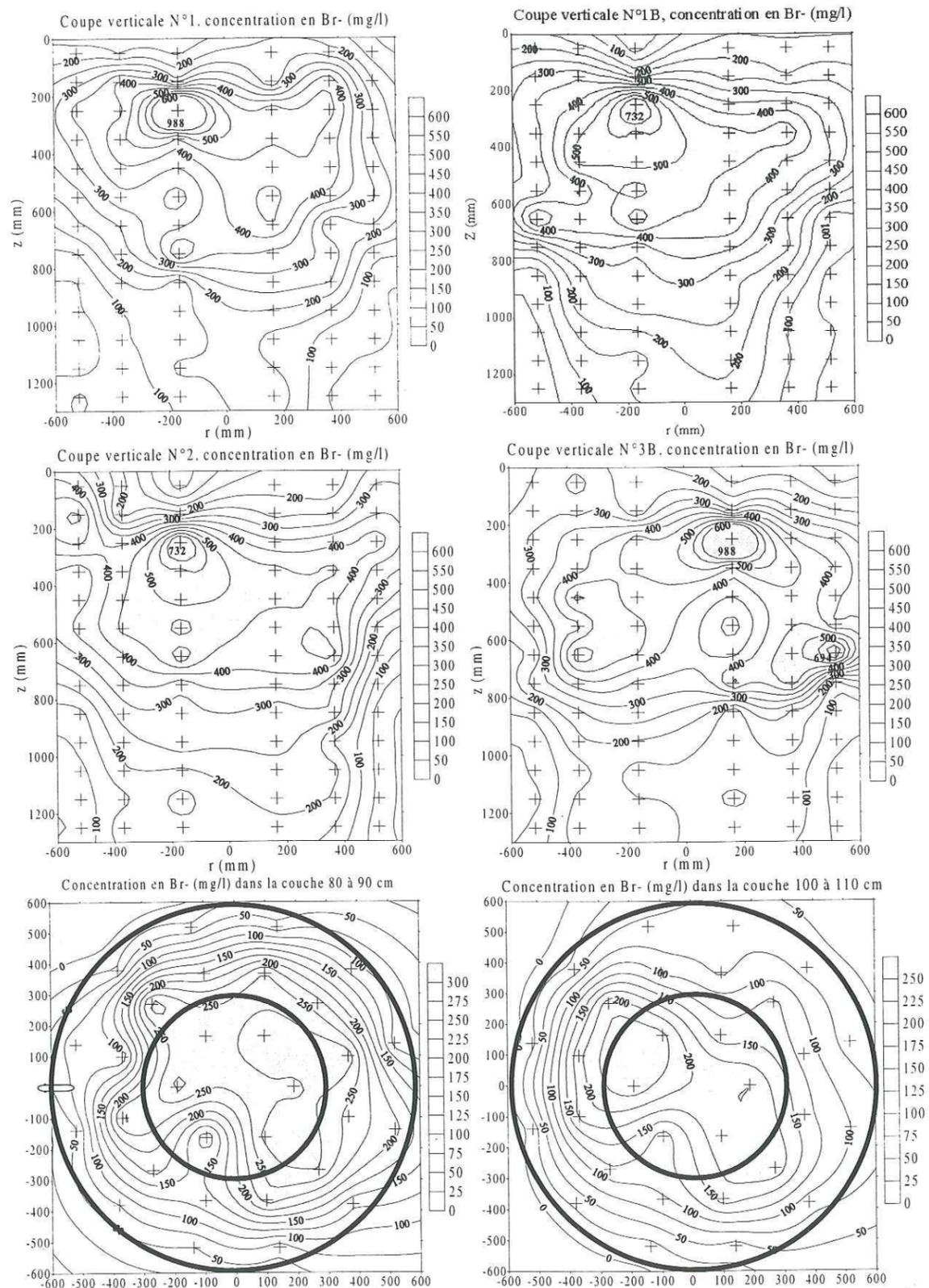


Figure G-1. Cartographies par coupes verticales et horizontales (80-90 et 100-110 cm) des concentrations en Brome (mg.l^{-1}) obtenues sur le lysimètre.

ANNEXE H

AJUSTEMENT DES PARAMETRES DES COURBES CARACTERISTIQUES $h(\theta)$, $K(\theta)$ ou $D(\theta)$ DANS LE PROGRAMME RETC (UNSODA).

Le programme RETC permet un nombre maximum de sept paramètres à ajuster. Dans notre cas, les paramètres sont contenus dans un vecteur $\mathbf{b} = \{\theta_r, \theta_s, n, m, l, K_s\}$. Les valeurs optimales des paramètres sont trouvées par minimisation itérative des sommes des carrés des résidus. Le programme permet l'optimisation :

- les données de la courbe de rétention $h(\theta)$;
- les données de la courbe de conductivité $K(\theta)$ ou diffusivité $D(\theta)$ hydraulique;
- ou de l'ensemble $h(\theta)$, $K(\theta)$ ou $D(\theta)$.

Pour un ajustement simultané des données de $h(\theta)$, $K(\theta)$ ou $D(\theta)$, cette somme est définie par la fonction objective suivante :

$$O(\mathbf{b}) = \sum_{i=1}^N \{[\theta_i - \hat{\theta}_i(\mathbf{b})]\}^2 + \sum_{i=N+1}^M \{w_1 w_2 [Y_i - \hat{Y}_i(\mathbf{b})]\}^2$$

où θ_i et $\hat{\theta}_i$ sont respectivement les teneurs en eau observées et ajustées, Y_i et \hat{Y}_i sont les logarithmes de la conductivité ou diffusivité observés et ajustés, N est le nombre de données de la relation $h(\theta)$, et M est le nombre total de données (incluant K et D). Le coefficient W_1 attribue un poids différent à toutes les données K et D relatives à $h(\theta)$, tandis que W_2 , calculé par le code, compense les variations entre les données de $h(\theta)$ et $K(\theta)$ ou $D(\theta)$ dues aux différences de nombre et/ou d'amplitude des données observées (UNSODA – User's Manual Version 1.0, 1996). La valeur par défaut de W_1 dans l'UNSODA est l'unité.

Il faut noter que le jeu de données dans le programme UNSODA peut exhiber une dispersion considérable. Dans ce cas la fonction objective ne peut pas converger vers une valeur minimale, et l'optimisation sera alors terminée par un nombre maximum de 30 itérations. Cependant, la valeur minimale de la fonction objective peut ne pas être égale à la

valeur minimale globale et une solution incorrecte de l'inversion du problème est obtenue. Des solutions non uniques peuvent être calculées lorsque la fonction objective représente une surface de réponse très plate. Cela est typique lorsque les paramètres sont optimisés simultanément en utilisant les données avec une faible résolution (variations faibles de θ ou h). Le choix des paramètres initiaux pour avoir un bon ajustement est fondamental. Dans le programme, certains paramètres peuvent être exclus du processus d'ajustement en leur donnant des valeurs fixes.

ANNEXE I

I.1. RESOLUTION NUMERIQUE DE L'EQUATION DE L'ECOULEMENT DE L'EAU

La discrétisation du temps et de l'espace en incréments finis Δt et Δz se traduit par une grille (Figure I-1) dans le plan (z, t) limitée par les droites $t = 0$ (condition initiale), $z = 0$ et $z = z_{\max}$ (condition à la limite).

La valeur de la variable spatiale à chaque nœud est repérée par l'indice i tel que :

$$z_i = i \cdot \Delta z \quad \text{pour} \quad 0 \leq i \leq n$$

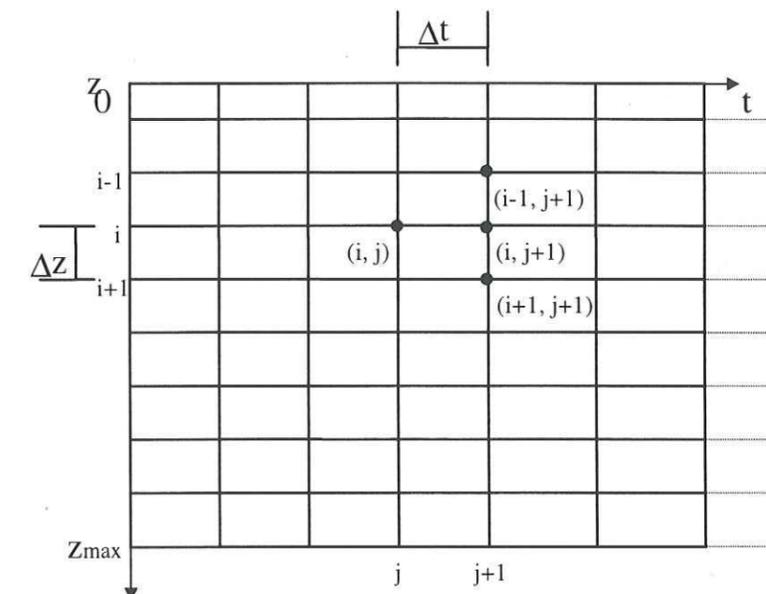


Figure I-1. Grille de discrétisation

où $n = z_{\max} / \Delta z$

$$z_{i+1} = z_i + \Delta z$$

$$z_{i-1} = z_i - \Delta z$$

Le temps est discrétisé selon :

$$t_j = j \cdot \Delta t \quad j \geq 0$$

La technique consiste à calculer les valeurs des inconnues h_i^{j+1} aux nœuds d'une rangée à partir des valeurs connues h_i^j calculées au pas de temps précédent. La discrétisation aux différences finies de l'équation (VI-6) est inspirée (Haverkamp et al., 1977) du schéma implicite avec linéarisation explicite dans le temps.

Afin de pouvoir traiter (Mermoud, 1982) aisément diverses formes de conditions aux limites, on a déplacé les nœuds extrêmes d'un demi incrément au delà des limites du domaine d'écoulement. Ainsi, la valeur de la variable spatiale au nœud i devient :

$$z_i = (i-1/2) \Delta z \quad \text{où} \quad i = 0, 1, \dots, n+1$$

L'écriture en différences finies retenue est la suivante :

$$C_i^j \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \left\{ K_{i+1/2}^j \left(\frac{h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1}}{\Delta z} - 1 \right) - K_{i-1/2}^j \left(\frac{h_i^{j+1} - h_{i-1}^{j+1}}{\Delta z} - 1 \right) \right\} \quad (\text{I-1})$$

Les conductivités hydrauliques internodales sont estimées par des moyennes arithmétiques en vue de réaliser la stabilité du schéma numérique (Vauclin et al., 1979). Soit :

$$K_{i\pm 1/2}^j = \frac{K_i^j + K_{i\pm 1}^j}{2} \quad (\text{I-2})$$

En regroupant les termes en h_{i-1}^{j+1} , h_i^{j+1} , et h_{i+1}^{j+1} , l'équation (I-1) se met sous la forme suivante :

$$A_i h_{i-1}^{j+1} + B_i h_i^{j+1} + D_i h_{i+1}^{j+1} = E_i \quad \text{pour } 1 \leq i \leq n \quad (\text{I-3})$$

où les inconnues sont les h_i^{j+1} , et les coefficients A_i , B_i , D_i , et E_i sont connus à l'instant t_i^j .

En écrivant cette équation pour chacun des nœuds à un pas du temps donné et en introduisant les conditions aux limites pour les points extrêmes, on obtient un système de n équations qu'il faut résoudre simultanément.

I.1.1. Condition à la limite supérieure ($i = 1$)

En discrétisant l'expression de flux q_0 donnée par l'équation (VI-10), on détermine l'expression de la pression effective au nœud imaginaire $i = 0$,

$$h_0^{j+1} = h_1^{j+1} + \Delta z \left(\frac{q_0}{K_{1/2}^j} - 1 \right) \quad (\text{I-4})$$

L'équation (I-4) introduite dans (I-3) pour $i = 1$, donne la première équation du système d'équations linéaires. Soit :

$$B_1 h_1^{j+1} + D_1 h_2^{j+1} = E_1 \quad (\text{I-5})$$

où B_1 , D_1 sont connus à l'instant $t^j = j \cdot \Delta t$.

I.1.2. Condition à la limite inférieure ($i = n$)

Cette condition exprime le fait que : $h_{n+1/2}^{j+1} = 0$

$$\text{où:} \quad h_{n+1/2}^{j+1} \cong \frac{h_{n+1}^{j+1} + h_n^{j+1}}{2} \quad (\text{I-6})$$

ce qui aboutit à l'équation donnant la pression de l'eau du sol au nœud fictif z_{n+1} :

$$h_{n+1}^{j+1} = -h_n^{j+1} \quad (\text{I-7})$$

Tenant compte de l'expression (I-7) dans (I-3), la dernière équation du système linéaire est donnée par :

$$A_n h_{n-1}^{j+1} + B_n h_n^{j+1} = E_n \quad (\text{I-8})$$

La condition initiale sous forme discrétisée est traduite sous la forme :

$$h_i^0 = h_{ini}(z) \quad (\text{I-9})$$

La solution h_i^{j+1} , pour chaque i compris entre 1 et n est obtenue en résolvant le système d'équations linéaires, à matrice tridiagonale, fourni par les équations (I-3), (I-4), et (I-8), et ceci par la méthode du double balayage de Cholesky, en respectant la condition initiale donnée par (I-9).

Connaissant cette solution on peut calculer au temps $(j+1) \cdot \Delta t$, les valeurs de θ et q qui seront utilisées pour la résolution du problème dispersif selon :

$$\theta_i^{j+1} = \theta(h_i^{j+1}) \quad (\text{I-10})$$

$$q_{i+1/2}^{j+1} = -K_{i+1/2}^{j+1} \left[\frac{h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1}}{\Delta z} - 1 \right] \quad (\text{I-11})$$

I.2. Les intervalles d'espace et de temps utilisées

Le pas d'espace utilisé dans le modèle est $\Delta Z = 1$ cm.

La détermination des intervalles de temps utilisés dans le modèle pour la simulation en conditions naturelles de terrain (régime transitoire) est fondée sur la valeur des flux d'eau régnant tant à la surface du sol, que dans les nœuds de discrétisation. Pour cela, la valeur du pas de temps entre t^{j-1} et t^j est calculée en utilisant les valeurs des flux dans le profil au temps t^{j-1} . Les critères utilisés sont les suivants:

$$\Delta t_a = \frac{\Delta \theta_{\max} \cdot \Delta Z}{|q_{\max}|} \quad (\text{I-12})$$

où $\Delta \theta_{\max}$ est la variation maximale de la teneur volumique en eau dans un nœud et dans un pas de temps, pour laquelle une valeur de $0,04 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ a été utilisé par le modèle, q_{\max} est le flux d'eau maximal dans le profil au temps t^{j-1} .

Les valeurs maximales et minimales du pas de temps utilisées par le modèle ont été de 0,05 fois la durée d'un jour et 10^{-4} fois la durée d'un jour.

Compte tenu des critères signalés ci-dessus, la valeur assignée au pas de temps est calculée en prenant, dans une première étape, la valeur minimale entre Δt_a et la valeur maximale du pas de temps:

$$\Delta t_1 = \text{minimum}(\Delta t_a, \Delta t_{\max})$$

Et, finalement, dans une deuxième étape, la valeur du pas de temps de calcul est déterminée en prenant la valeur maximale entre celle obtenue précédemment et la valeur minimale imposée:

$$\Delta t_j = \text{maximum}(\Delta t_1, \Delta t_{\min})$$

Cette condition permet de respecter le bilan hydrique. Le modèle numérique est stable et on peut calculer des temps d'infiltration compatibles avec la durée de nos expériences.

ANNEXE J

J.1. DISCRETISATION DES EQUATIONS DECRIVANT LE TRANSFERT DE SOLUTE (APPROXIMATION PAR DIFFERENCES FINIES IMPLICITES)

Le maillage est le même que celui utilisé pour résoudre le problème de l'hydrodynamique.

Le schéma implicite consiste à discrétiser l'équation (VI-16) au nœud z_i à l'instant $t^{j+1} = (j+1) \cdot \Delta t$; ce qui donne les relations (J-1) :

$$\frac{\theta M_i^{j+1} CM_i^{j+1} - \theta M_i^j CM_i^j}{\Delta t} + \alpha CM_i^{j+1} + \frac{J_{i+1/2}^{j+1} - J_{i-1/2}^{j+1}}{\Delta z} = -CIM_i^{j+1} \left\{ \frac{\theta IM_i^{j+1} - \theta IM_i^j}{\Delta t} - \alpha \right\}$$

$$\text{avec } J_{i\pm 1/2}^{j+1} = q_{i\pm 1/2}^{j+1} CM_{i\pm 1/2}^{j+1} \pm \lambda q_{i\pm 1/2}^{j+1} \frac{CM_i^{j+1} - CM_{i\pm 1}^{j+1}}{\Delta z} \quad (\text{J-1})$$

$$\text{et } CM_{i\pm 1/2}^{j+1} = \frac{CM_i^{j+1} + CM_{i\pm 1}^{j+1}}{2}$$

Dans les relations (J-1) les indices m et im sont remplacés par les lettres majuscules M et IM pour clarifier la lecture.

De même l'équation de transfert entre les deux phases d'eau mobile et immobile est discrétisée selon :

$$\theta IM_i^{j+1} \frac{CIM_i^{j+1} - CIM_i^j}{\Delta t} = \alpha (CM_i^{j+1} - CIM_i^{j+1}) \quad (\text{J-2})$$

Les discrétisations utilisées conduisent à des approximations de l'ordre de $O(\Delta t + (\Delta z)^2)$.

En éliminant l'expression de CIM_i^{j+1} donnée par l'équation (J-2), de l'équation (J-1), et en regroupant les termes en CM_{i-1}^{j+1} , CM_i^{j+1} , CM_{i+1}^{j+1} , on aboutit au système d'équations linéaires suivant :

$$a_i CM_{i-1}^{j+1} + b_i CM_i^{j+1} + d_i CM_{i+1}^{j+1} = e_i \quad \text{pour } 1 \leq i \leq n \quad (\text{J-3})$$

où a_i , b_i , d_i et e_i des coefficients connus à l'instant t^j .

J.1.1. Introduction de la condition à la limite supérieure ($i = 1$)

En discrétisant l'expression de flux de soluté J_0 à la surface donnée par (VI-19) :

$$J_0 = q_0 C_0 = q_{1/2}^{j+1} CM_{1/2}^{j+1} - \lambda q_{1/2}^{j+1} \frac{\partial CM^{j+1}}{\partial z} \Big|_{1/2} \quad (\text{J-4})$$

on obtient l'expression de la concentration au nœud fictif z_0 :

$$CM_0^{j+1} = \frac{2\Delta z}{\Delta z + 2\lambda} C_0 - \frac{\Delta z - 2\lambda}{\Delta z + 2\lambda} CM_1^{j+1} \quad (\text{J-5})$$

L'expression (J-5) introduite dans (J-3) pour $i = 1$ donne :

$$b_1 CM_1^{j+1} + d_1 CM_2^{j+1} = e_1 \quad (\text{J-6})$$

où b_1 , d_1 et e_1 sont des coefficients connus à l'instant t^j obtenus par simple réarrangement des termes en CM_1^{j+1} et CM_2^{j+1} .

J.2.2. Introduction de la condition à la limite inférieure ($i = n$)

La condition retenue à la sortie du lysimètre exprime que la dérivée $\frac{\partial CM}{\partial z}$ est nulle,

soit :

$$\frac{\partial CM^{j+1}}{\partial z} \Big|_{n+1/2} = 0 \quad (\text{J-7})$$

on en déduit la valeur de la concentration au nœud fictif z_{n+1} :

$$CM_{n+1}^{j+1} = CM_n^{j+1} \quad (\text{J-8})$$

Cette relation associée à l'équation (J-3) pour $i = n$ donne :

$$a_n CM_{n-1}^{j+1} + b_n CM_n^{j+1} = e_n \quad (\text{J-9})$$

avec a_n , b_n et e_n sont connus.

La condition initiale ne présente pas de difficulté particulière et exprime les relations :

$$CM_i^0 = CIM_i^0 = 0 \quad (\text{J-10})$$

La solution CM_i^{j+1} pour $1 \leq i \leq n$ est obtenue en résolvant le système d'équations linéaires résultant des équations (J-3), (J-6), (J-9) et (J-10). La matrice des coefficients est également tridiagonale et le système d'équations associé est aussi résolu par la méthode du double balayage de Cholesky.

THESE DE DOCTORAT

Titre de l'ouvrage :

TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTES DANS UN SOL AGRICOLE HETEROGENE : ANALYSE DE DIFFERENTS TYPES DE MESURES, DE LA VARIABILITE SPATIALE ET MODELISATION MONODIMENSIONNELLE.

Nom de l'auteur :

André Maciel NETTO

Etablissement :

Université Joseph Fourier - Grenoble I

RESUME

L'objectif de cette étude était de caractériser les transferts d'eau et de solutés dans un sol hétérogène pour prédire le devenir de polluants dans le sol et vers l'aquifère sous-jacente. Une série d'essais a été conduite sur le site observatoire de La Côte Saint-André.

Les variabilités spatio-temporelles des variables hydriques et des concentrations de différentes molécules (isotope de l'eau, anions, pesticide, nitrate) ont été mesurées selon différentes méthodes : suivi stationnel (sonde à neutrons, tensiomètres, cellules de prélèvements), percolation à travers un lysimètre, prélèvements destructifs sur un plan vertical ou dans un volume cylindrique.

Une analyse géostatistique et statistique montre que les variables ne sont pas corrélées à courte distance et qu'environ 80 % des distributions suivent une loi normale. L'hétérogénéité des variables (estimée par le coefficient de variation) permet de les classer par ordre croissant : masse volumique sèche, teneurs en eau (massique et volumique) et concentrations.

Les cartographies des concentrations en solutés obtenues après analyse des échantillons (destructifs) dans des plans verticaux indiquent des écoulements préférentiels d'eau que l'on modélise à une taille supérieure (m) par la partition de l'eau en fractions mobile et immobile. Cette approche est confirmée par les transferts globaux de solutés à travers le lysimètre pour des flux d'eau élevés.

La comparaison entre les cartographies des teneurs en eau (prélèvements) et les mesures non-destructives par sonde à neutrons montre que cet appareil a un bon pouvoir intégrateur sur un volume de l'ordre de quelques dm^3 . On peut également utiliser ces cartographies pour optimiser la taille du guide d'onde des sondes TDR.

La confrontation entre concentrations en soluté mesurées par prélèvements de sol ou par extractions à l'aide de bougies poreuses fournit des résultats contrastés : pour les fortes valeurs de concentrations (nitrate par exemple), les mesures sont comparables, mais pour de faibles concentrations (traceur et pesticide) les mesures divergent.

Enfin, la modélisation d'un milieu équivalent vertical ne semble pas trop mauvaise avec différents comportements : l'un à l'échelle annuelle où les temps de séjour convectifs de l'eau sont suffisants pour que les cinétiques physiques et chimiques d'échange soient négligeables (équilibre local) et l'autre à l'échelle de temps de l'épisode pluvieux (intense) où l'on doit tenir compte des cinétiques (comme la partition d'eau mobile - immobile).

La base de données expérimentale peut encore être largement exploitée, notamment pour servir de support à une modélisation stochastique.

MOTS CLES

Transferts d'eau et de solutés, sols non saturés, variabilité spatiale, écoulements préférentiels, modélisation monodimensionnelle.