

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER

Discipline : Géophysique, géochimie et géomécanique

présentée et soutenue publiquement par

Céline DUWIG

le 8 Septembre 1998

**Etude des transferts d'eau et de nitrate dans les sols
ferrallitiques de Maré (Nouvelle-Calédonie) :
risques de pollution des lentilles d'eau douce**

Directeur de thèse :

M. M. VAUCLIN

JURY

M. L. CHARLET, Professeur UJF, LGIT, Grenoble	Président
M. B.E. CLOTHIER, Professeur HortResearch, Nouvelle Zélande	Rapporteur
M. H. MANICHON, Professeur INA P-G, CIRAD, Montpellier	Rapporteur
M. T. BECQUER, Chargé de Recherche ORSTOM, Nancy	Examineur
M. A.J. HERBILLON, Professeur Université Nancy I	Examineur
M. M. VAUCLIN, Directeur de Recherche CNRS, LTHE, Grenoble	Examineur

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

en collaboration avec le
**Laboratoire d'Agropédologie du Centre ORSTOM de Nouméa et
Environment and Risk Management Group**

du HortResearch Institute de Palmerston North en Nouvelle Zélande

AVANT PROPOS

Ces recherches ont été réalisées dans le cadre d'un programme de recherche de l'ORSTOM intitulé "Etude des risques de dégradation de la fertilité des sols et de pollution des lentilles d'eau douce", financé dans le cadre d'un contrat de développement Etat-Province des Iles Loyauté.

Cette étude a été menée au sein du laboratoire d'Agropédologie du centre ORSTOM de Nouméa, en collaboration avec le CIRAD, la Direction du Développement Economique de la Province des Iles, le LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et en Environnement, UMR 5564, CNRS, INPG, UJF, ORSTOM), et le laboratoire Environment and Risk Management Group de l'Institut HortResearch à Palmerston North en Nouvelle Zélande.

Ce travail est en grande partie dû à Thierry Becquer, qui m'a encadrée et conseillée tout au long de sa réalisation. Il m'a de plus initiée à la pédologie et à la chimie des sols. Au sein du laboratoire d'Agropédologie de l'ORSTOM à Nouméa, je tiens aussi à remercier Emmanuel Bourdon, William Nigoté, Léon Taputuarai et Joseph Ouckewen pour les moments partagés et leur travail sur le terrain comme au laboratoire, ainsi que Bernard Bonzon pour m'avoir accueillie au sein de son équipe. Igor Dubus m'a également bien secondée sur le terrain et a toujours été de bon conseil, au bureau et aussi comme voisin !

Les analyses chimiques des sols et des eaux ont été réalisées par le Laboratoire d'Analyses du Centre ORSTOM de Nouméa. Que Laurent Veysseyre, Jean-Louis Duprey et toute l'équipe du Laboratoire soient remerciés pour les quelques 4000 échantillons analysés!

Michel Vauclin a supervisé cette thèse malgré les 20 000 km qui nous séparaient et finalement, le mail a fonctionné... Je citerais quelques étudiants du LTHE pour leur présence sur la toile quand j'appelais au secours : Béatrice Normand, Tarik Zakri et Stéphanie Roulier.

Ce travail a été achevé au sein du Environment and Risk Management Group du HortResearch à Palmerston North. Je remercie vivement Brent Clothier pour son accueil, ses conseils, et auprès de qui tout semble facilité. Iris Vogeler a toujours été disponible et d'une aide précieuse, ainsi que Steve Green (thanks Steve!) malgré son aversion pour la langue française. Thanks also to Jon and Carlo.

A Maré, je voudrais aussi remercier le CIRAD, notamment Franck Letournel et Christian Corniaux qui ont largement amélioré mes conditions de travail ainsi que mes connaissances en agronomie! Edmond Wacapo de la section du Développement Economique de la Province des Iles Loyauté a été un chef de programme intéressé et intéressant. Wapone du GIE Corawakuro a toujours fait son possible pour m'aider dans la réalisation des mesures de terrain.

Finalement, le travail sur le terrain a constitué une grande part de mon étude et je dois une fière chandelle à tous ceux qui m'ont aidée dans ce travail, quelque peu répétitif : outre Thierry, Igor, Manu et les techniciens de l'ORSTOM, je suis très reconnaissante en particulier

à Véronique Vincent et Véronique Chabolt. Je n'oublie pas Etienne, les Schouffs, Hélène, John Morton, les jeunes de la tribu de Tawaïnèdre....

J'ai pu poursuivre ce travail de terrain dans de bonnes conditions grâce à l'accueil de la famille Ngaiohni à Atha (Maré) chez qui j'ai vécu presque le quart de l'année. Le vieux Kaiwhatre m'a fait découvrir la culture mélanésienne tout en acceptant mon mode de vie.

SUMMARY

The purpose of this study was to determine the risk of groundwater pollution from intensified agricultural practices on Maré, in the Loyalty Islands of New Caledonia. To achieve this goal, the water and nitrogen balances were established during three quite different wet seasons, and under different agricultural treatments and soil-cover conditions.

Maré is an uplifted coral atoll which is build upon an underlying volcanic structure. Underneath, fresh water lenses are located inside the coral rock and these are floating on the underlying sea water. These lenses supply potable water to the indigenous Kanak people. The Maréan soil is a ferralitic oxisol derived from weathered volcanic ejecta and ash. It is a shallow and very permeable soil, with a saturated conductivity in excess of 100 mm h^{-1} . This soil possesses a certain degree of anion exchange capacity, that should retard to some degree the leaching of nitrate. The weather of Maré is characterized by a wetter season during which there are frequent tropical storms of high intensity, so the soil water fluxes can be very high.

Intensification of agriculture on Maré offers the opportunity to develop economically sustainable enterprises for the Kanak population. However the fragile nature of the ecosystem requires careful land management strategies to ensure that such intensive agriculture is also environmentally sustainable. The impact of land management on the quality of underlying water contained in the fresh water lenses is critical.

To calculate drainage and nitrate leaching under the rootzone, non-destructive devices such as Time Domain Reflectometry were used to measure the soil water content, tensiometers for the soil water pressure, and suction cups to extract the soil solution. An infiltrometer provided us with the soil's hydraulic characteristics, and we obtained some hydro-dispersive parameters with soil column experiments in the laboratory.

About 100 kgN ha^{-1} per year was applied to a corn field, a perennial pasture and a bare soil plot. The results show that pollution risks from fertilizers are significant under this permeable soil in this humid tropical climate. Furthermore, mineralisation of organic nitrogen is high thereby increasing the amount of N-NO_3^- present in the soil. In 1996, we obtained 200 % losses of nitrate under a fertilized bare soil, as compared to the amount of N-NO_3^- applied. However, even though the 1996 season was wet compared to 1995, the amount of nitrate leaching on corn was reduced from 130 % (1995) to 48 % (1996) of the N-NO_3^- applied. In 1996, the nitrate fertilizer was applied in two split applications so that the plants were able to take it up more efficiently. In 1995, all the N-NO_3^- fertilizer was applied on the day of corn sowing. The grass plot showed that a perennial plant is able to consume most of the applied nitrate throughout the 1996 season, and this decreased the leaching to about 20 % of the N-NO_3^- applied. Despite possessing anion exchange capacity, the high rainfall rates and

permeable nature of the soil conspire to render nitrate easily leached. The pollution risk can however be strongly reduced with split applications such that root uptake of nitrate can proceed before the nutrient is leached beyond the rootzone where it can be termed a pollutant. Some fertilization is still considered necessary because these ferralitic oxisols lack a range of nutrients of which nitrogen is one of the most important. Therefore careful application strategies will need to be developed.

The soil parameters determined on the field and in the laboratory allowed us to employ a mechanistic model for water and solute transport, and to assess its ability to reproduce and predict our data. The model WAVE (Water and Agrichemicals in the Vadose Environment) was used. The measurements for the three years under different climatic conditions were quite well reproduced. By the model now validated, it can thus be used to develop efficient and sustainable fertiliser management practices for the farmers on Maré.

SOMMAIRE

AVANT PROPOS.....	III
SUMMARY.....	V
SOMMAIRE.....	VII
LISTE DES SYMBOLES.....	XI
INTRODUCTION.....	1

I. PROCESSUS DE TRANSFERT D'EAU ET DE SOLUTÉS - CYCLE DE L'AZOTE 5

I.1. LES ÉCHELLES D'ÉTUDE ET LA MODÉLISATION.....	5
I.1.1. <i>Le sol</i>	5
I.1.2. <i>Les différentes échelles d'étude</i>	6
I.1.3. <i>La modélisation et les différents types de modèles</i>	7
I.2. LES LOIS DE TRANSFERT D'EAU ET DE SOLUTÉS.....	9
I.2.1. <i>Hypothèses de base</i>	9
I.2.2. <i>Transfert et bilan de l'eau</i>	9
I.2.2.1. Equation de Richards.....	10
I.2.2.2. Bilan hydrique.....	10
I.2.3. <i>Transfert des solutés</i>	12
I.2.3.1. L'équation de convection-dispersion.....	13
I.2.3.2. Modèle des zones d'eau mobile/immobile.....	15
I.3. LE CYCLE DE L'AZOTE.....	16
I.3.1. <i>Gains d'azote au sol</i>	17
I.3.2. <i>Minéralisation et immobilisation</i>	17
I.3.2.1. Définitions.....	17
I.3.2.2. Les transformations de la matière organique.....	18
I.3.3. <i>Nitrification et dénitrification</i>	19
I.3.4. <i>Volatilisation</i>	19
I.3.5. <i>Consommation par les plantes</i>	19
I.3.6. <i>Lixiviation</i>	20
I.4. APPLICATIONS DE LA THÉORIE.....	21
I.4.1. <i>Au terrain</i>	21
I.4.2. <i>A la colonne de sol</i>	23

II. PRÉSENTATION DU SITE ET DES MÉTHODES EXPÉRIMENTALES 27

II.1. MARÉ ET LES ÎLES LOYAUTÉ.....	27
II.1.1. <i>Le milieu physique</i>	27
II.1.1.1. Formation de l'île.....	27
II.1.1.2. La lentille d'eau douce.....	28
II.1.1.3. Généralités sur les sols.....	29
II.1.1.4. Éléments de climatologie.....	30
II.1.1.5. La végétation.....	30
II.1.2. <i>Les activités agricoles actuelles</i>	31
II.2. PRÉSENTATION DU SITE ET DES PARCELLES D'EXPÉRIMENTATION.....	32
II.2.1. <i>Le site d'expérimentation</i>	32
II.2.1.1. Localisation du site.....	32
II.2.1.2. Les sols de la station d'expérimentation.....	32
II.2.1.3. Le protocole d'expérimentation agronomique.....	34
II.2.2. <i>Les parcelles étudiées pour le suivi hydro-chimique</i>	35
II.3. MÉTHODES D'ÉTUDE POUR LE SUIVI HYDRO-CHIMIQUE.....	38
II.3.1. <i>Le suivi météorologique</i>	39
II.3.2. <i>Mesures de la teneur en eau et de la conductivité électrique du sol par TDR</i>	39
II.3.2.1. Principe et description.....	39
II.3.2.2. Etalonnage de la TDR pour la mesure de la teneur en eau.....	43
II.3.2.3. Mesures des paramètres de transport des solutés par TDR.....	45
II.3.3. <i>La méthode tensiométrique</i>	47
II.3.4. <i>Méthodes d'étude de la solution du sol</i>	48
II.3.4.1. Les cellules de prélèvement.....	48
II.3.4.2. Extraction de l'azote minéral.....	49
II.3.5. <i>Intérêts et limites de ces méthodes</i>	49

II.4. EQUIPEMENTS DES PARCELLES ET PROTOCOLES DE MESURES	50
III. FONCTIONNEMENT DU MILIEU.....	53
III.1. CARACTÉRISTIQUES STATIQUES.....	54
III.1.1. Les méthodes d'étude	54
III.1.2. Caractérisation morphologique et cartographie des volumes structuraux.....	54
III.1.3. Compacité et profils racinaires	56
III.1.4. Masse volumique sèche	60
III.1.5. Etude de la courbe de rétention en eau et de la distribution porale sur cylindre.....	60
III.1.5.1. Distribution porale.....	62
III.1.5.2. Indices des vides, d'eau et d'air.....	63
III.1.6. Courbes de rétention en eau in situ.....	64
III.2. CARACTÉRISTIQUES DYNAMIQUES.....	67
III.2.1. Mesures par infiltrométrie.....	68
III.2.1.1. Description de l'infiltromètre à disque.....	68
III.2.1.2. Méthode d'analyses des données.....	69
III.2.1.3. Conductivité hydraulique et sorptivité proche de la saturation.....	71
III.2.1.4. Tailles de pores hydrauliquement fonctionnels	75
III.2.2. Relation entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau.....	76
III.2.2.1. Méthode du plan de flux nul.....	77
III.2.2.2. Résultats combinés avec l'infiltrométrie.....	77
III.3. CARACTÉRISTIQUES HYDRODISPERSIVES	79
III.3.1. Expériences sur colonne horizontale de sol	79
III.3.1.1. Matériels et méthodes	79
III.3.1.2. Résultats	80
III.3.2. Expériences sur colonne verticale de sol	81
III.3.2.1. Matériels et méthodes	82
III.3.2.2. Résultats	84
III.3.3. Conclusions	89
III.4. COMPARAISON DES RÉSULTATS, DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS	89
III.4.1. En surface.....	90
III.4.2. En profondeur	90
III.4.3. Conclusion.....	91
IV. FLUX ET BILANS.....	93
IV.1. ÉLÉMENTS DE CLIMATOLOGIE DURANT LES TROIS SAISONS ÉTUDIÉES	93
IV.2. FLUX ET BILAN HYDRIQUES.....	94
IV.2.1. Dynamique des écoulements.....	95
IV.2.2. Calcul du drainage par la loi de Darcy	97
IV.2.3. Résultats des années 1995 et 1997	100
IV.2.3.1. L'année 1995.....	100
IV.2.3.2. L'année 1997.....	103
IV.2.3.3. Comparaison et conclusion.....	104
IV.3. DEVENIR DE L'AZOTE SUR SOL NU	105
IV.3.1. Evolution des concentrations et pertes par lixiviation	106
IV.3.2. Estimation de la nitrification nette.....	110
IV.3.3. Conclusion.....	111
IV.4. DEVENIR DE L'AZOTE SUR PARCELLES CULTIVÉES	112
IV.4.1. Concentrations et stocks.....	112
IV.4.2. Evaluation de la lixiviation	116
IV.4.3. Essai de bilan	118
IV.5. CONCLUSION	120
V. MODÉLISATION MÉCANISTE DU TRANSFERT D'EAU ET DE SOLUTÉS DANS LES SOLS OXYDIQUES DE MARÉ	123
V.1. PRÉSENTATION DU MODÈLE	123
V.1.1. Le transfert de l'eau.....	124
V.1.1.1. Equation de transport.....	124
V.1.1.2. Evaporation et transpiration potentielles	125
V.1.1.3. Extraction racinaire et transpiration réelle	126
V.1.2. Le transfert de soluté	126
V.1.3. Le transfert de chaleur.....	127
V.1.4. Le cycle de l'azote.....	127
V.2. PROCEDURE DE VALIDATION DU MODÈLE	128
V.2.1. Comparaison avec une solution analytique en conditions contrôlées	128
V.2.2. Procédure de validation.....	129

V.3. COMPARAISON MODÈLE-MESURES SUR SOL NU.....	131
<i>V.3.1. Transport de l'eau</i>	131
V.3.1.1. Identification des paramètres	131
V.3.1.2. Résultats de calage de l'année 1996	132
V.3.1.3. Extrapolation et prédiction temporelle.....	136
<i>V.3.2. Le cycle de l'azote et le transport de nitrate</i>	140
V.3.2.1. Identification des paramètres	140
V.3.2.2. Résultats de calage de l'année 1996	143
V.3.2.3. Extrapolation et prédiction temporelle.....	145
V.4. COMPARAISON MODÈLE-MESURES SUR SITES CULTIVÉS	147
<i>V.4.1. Transport de l'eau</i>	147
V.4.1.1. Identification des paramètres	148
V.4.1.2. Résultats de simulation de l'année 1996.....	150
V.4.1.3. Extrapolation temporelle.....	152
<i>V.4.2. Le cycle de l'azote et le transport de nitrate</i>	155
V.4.2.1. Identification des paramètres	155
V.4.2.2. Résultats de calage de l'année 1996	156
V.4.2.3. Extrapolation temporelle.....	156
V.5. SCÉNARIOS	157
V.6. CONCLUSIONS	158

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	161
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	167
ANNEXE A : CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DU SOL	183
ANNEXE B : PRINCIPALES ÉQUATIONS DU MODÈLE WAVE.....	185

LISTE DES SYMBOLES

Lettres romanes

<i>a</i>	constante	-
<i>b</i>	constante	-
<i>f</i>	fraction des sites d'échanges dans la phase mobile	-
<i>f_e</i>	efficacité de transformation du carbone	-
<i>f_h</i>	coefficient d'humification	-
<i>h</i>	pression effective de l'eau	cm
<i>i</i>	taux d'infiltration	m s ⁻¹
<i>l</i>	longueur du guide d'onde TDR	m
<i>m</i>	paramètre de forme (pour la courbe de rétention en eau)	-
<i>n</i>	paramètre de forme (pour la courbe de rétention en eau)	-
<i>q</i>	densité volumique de flux d'eau	m s ⁻¹
<i>q_s</i>	densité massique de flux de soluté	kg ou mol m ⁻² s ⁻¹
<i>r</i>	rayon des pores	m
<i>s_f</i>	position du front de soluté	m
<i>t</i>	temps	s
<i>x</i>	échelle horizontale	m
<i>x_f</i>	position du front convectif	m
<i>z</i>	profondeur	m
<i>A</i>	constante	-
<i>C_f</i>	concentration de flux	kg ou mol m ⁻³
<i>C_{fm}</i>	concentration résidente dans la phase mobile	kg ou mol m ⁻³
<i>C_{rim}</i>	concentration résidente dans la phase immobile	kg ou mol m ⁻³
<i>C_r</i>	concentration résidente dans la solution du sol	kg ou mol m ⁻³
<i>C_w</i>	capacité capillaire	m ⁻¹
<i>D</i>	drainage	m
<i>D_e</i>	coefficient de diffusion effective	m ² s ⁻¹
<i>D_o</i>	coefficient de diffusion dans l'eau pure	m ² s ⁻¹
<i>D_s</i>	coefficient de dispersion hydrodynamique	m ² s ⁻¹
<i>D_w</i>	diffusivité capillaire de l'eau	m ² s ⁻¹
<i>E_a</i>	pouvoir évaporant de l'air	Kg m ⁻² s ⁻¹
<i>H</i>	charge hydraulique	m
<i>I</i>	quantité d'eau infiltrée	m
<i>H_r</i>	humidité relative	%
<i>K</i>	conductivité hydraulique	m s ⁻¹
<i>K_a</i>	constante diélectrique	-
<i>K_c</i>	coefficient cultural	-
<i>K_d</i>	coefficient d'adsorption	m ³ kg ⁻¹
<i>K_{hum}</i>	constante de dégradation de l'humus	j ⁻¹

K_{lit}	constante de dégradation de la litière	j^{-1}
K_{man}	constante de dégradation du lisier	j^{-1}
K_{nit}	constante de nitrification	j^{-1}
K_s	conductivité hydraulique à saturation	$m s^{-1}$
L	quantité de soluté lixivié	$kg m^{-2}$
M	quantité totale de soluté dans le sol	$mol m^{-3}$
P	pluie	m
Q_n	stock de soluté dans le sol	$kg ha^{-1}$
R	retard	-
R_g	rayonnement solaire arrivant au sol	$W m^{-2}$
R_n	rayonnement net	$W m^{-2}$
S	sorptivité	$m s^{-1/2}$
S_{max}	taux d'extraction racinaire maximal	j^{-1}
S_s	quantité de soluté adsorbé	kg ou $mol kg^{-1}$
S_w	stock d'eau dans le profil de sol	m
T	température	$^{\circ}K$ ou $^{\circ}C$

Lettres grecques

α	coefficient de transfert de masse	s^{-1}
α_d	inverse de la pression d'entrée d'air	m^{-1}
β	constante (pour la diffusivité capillaire)	-
ε	conductivité diélectrique	-
ϕ	potentiel de flux matriciel	$m^2 s^{-1}$
γ	constante (pour la diffusivité capillaire)	-
η	paramètre de forme (pour la conductivité hydraulique)	-
λ	dispersivité	m
λ_B	constante de Boltzman	$m s^{-1/2}$
λ_B^*	front d'eau convectif	$m s^{-1/2}$
λ_B^p	front du soluté réactif	$m s^{-1/2}$
λ_m	taille de pores hydrauliquement fonctionnels	m
λ_c	longueur capillaire	m
v	vitesse de l'eau dans les pores	$m s^{-1}$
v_f	vitesse du front d'infiltration de l'eau	$m s^{-1}$
v_s	vitesse du front d'invasion du soluté	$m s^{-1}$
θ	teneur en eau	$m^3 m^{-3}$
θ_{im}	teneur en eau dans la phase immobile	$m^3 m^{-3}$
θ_m	teneur en eau dans la phase mobile	$m^3 m^{-3}$
θ_n, θ_i	teneur en eau initiale	$m^3 m^{-3}$
θ_o	teneur en eau finale	$m^3 m^{-3}$
θ_r	teneur en eau résiduelle	$m^3 m^{-3}$
θ_s	teneur en eau à saturation	$m^3 m^{-3}$
ρ	masse volumique du sol sec	$g cm^{-3}$
σ	conductivité électrique	$S m^{-1}$

Abréviations

CDE	équation de convection dispersion
CEC	capacité d'échange cationique
C/N	rapport des concentrations en carbone sur celles en azote
E_a	évaporation réelle d'une culture
T_a	transpiration réelle d'une culture
ETP	évapotranspiration potentielle
ETR	évapotranspiration réelle
ET_{crop}	évapotranspiration potentielle d'une culture
ET_{max}	évapotranspiration maximale
ET_p	évaporation potentielle d'une culture
LAI	indice foliaire (Leaf Area Index)
T_p	transpiration potentielle d'une culture
VER	volume représentatif élémentaire
TDR	Time Domain Reflectometry

INTRODUCTION

L'agriculture moderne a des conséquences mitigées autant d'un point de vue environnemental qu'économique. Si on ne peut nier ses effets positifs sur les problèmes alimentaires de nombreux pays, cependant cet accroissement de l'efficacité et de la productivité a profondément modifié l'économie de ces pays. La pratique de cultures en continu conduit bien souvent à une baisse de la fertilité des sols. Pour pallier aux baisses de rendement des cultures et pour lutter contre les problèmes phytosanitaires qui se posent (enherbement, attaques parasitaires), engrais et pesticides, ainsi que l'irrigation, sont souvent massivement utilisés. Cette réaction en chaîne a généralement pour effet une dégradation générale du milieu physique, dont les causes peuvent être : l'acidification des sols, la réduction du taux de matière organique, la salinisation, la compaction et l'érosion, ainsi que la pollution des eaux de surface et souterraines (Sumner et McLaughlin, 1996). Pourtant, les cultures à faibles niveaux d'intrants, outre le fait qu'elles ne couvrent pas toujours les besoins alimentaires des populations, ont aussi des effets négatifs sur la fertilité des sols. Seuls les systèmes à base de successions culture-jachère ou culture-prairie de longue durée avec des apports d'amendements organiques importants permettent de maintenir le niveau des stocks organiques du sol à une valeur constante (Feller, 1994), ainsi que les effets bénéfiques qui y sont associés. Cependant, ces pratiques sont souvent difficiles à maintenir (comme la jachère) ou à développer.

Les îles du Pacifique Sud ne sont plus épargnées par ces changements de pratiques agricoles, à cause de pressions démographiques et économiques. L'augmentation de la population entraîne l'abandon progressif des systèmes traditionnels intégrant la jachère, qui avait pour objectif de restaurer, au moins partiellement, la fertilité du milieu. La surface totale des sols mis en culture n'a pourtant pas augmenté considérablement ces dix dernières années, certainement à cause du manque de terre arable. Le taux de matière organique pouvait être relativement élevé à l'origine dans la plupart des sols des îles du Pacifique Sud, mais la mise en culture induit généralement leur diminution rapide. Ces sols sont généralement peu fertiles et carencés en phosphore et potassium, mais les fertilisants appliqués (le phosphore excepté) à la surface du sol sont vite entraînés en profondeur du fait du climat tropical humide (Morrison *et al.*, 1996).

Les sols ferrallitiques (Oxisols), caractérisés par la présence d'argile de type kaolinite et par des fortes teneurs en oxydes de fer et d'aluminium, sont assez courants dans le Pacifique Sud (Morrison, 1982 ; Naidu *et al.*, 1991). Les sols ferrallitiques allitiques (ou sols oxydiques) que l'on trouve sur les Iles Loyauté (Nouvelle Calédonie) et d'autres îles du Pacifique Sud comme dans l'archipel des Salomon, à Tahiti et à Hawaii (Ségalen, 1995) sont pratiquement dépourvus de silice et donc de minéraux argileux. Contrairement aux sols andiques dérivés d'apports volcaniques récents (au Vanuatu, Samoa occidentales) généralement très fertiles, les sols ferrallitiques, très évolués, le sont beaucoup moins.

Les Iles Loyauté (Nouvelle-Calédonie) sont bien représentatives des atolls coralliens surélevés du Pacifique Sud. Leur surélévation, consécutif à des phénomènes tectoniques, a conduit, d'une part, au remplissage de l'ancien lagon par des cendres et des ponces d'origine volcanique, et d'autre part, à la création de lentilles d'eau douce flottant sur l'eau de mer, à l'intérieur du soubassement calcaire. Les sols des Iles Loyauté sont particulièrement fragiles vis à vis de l'intensification des cultures. Diverses études pédologiques et hydrologiques ont été menées antérieurement, notamment par Dugain (1954), Girard (1957), Ternicier (1971), Brunel (1975), Brunel et Gernigon (1976), Latham (1980, 1982), Latham et Mercky, (1983), Bonzon *et al.* (1991), et par l'Agence pour l'Eau et l'Environnement du Pacifique (1993). Elles ont montré que ces sols présentent diverses caractéristiques physico-chimiques (épaisseur réduite, forte vitesse d'infiltration de l'eau, faible capacité d'échange, teneurs très élevées en oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium induisant l'existence de charges variables au niveau du complexe d'échange) se traduisant par une très faible rétention des engrais (sauf du phosphore) et probablement des pesticides. Ceci peut se traduire, d'une part par l'apparition de carences et de déséquilibres minéraux susceptibles de limiter la croissance et le développement des plantes cultivées, d'autre part par des risques de pollution des lentilles d'eau douce.

Bien que les Iles Loyauté soient encore épargnées par une augmentation massive de la population, les pressions économiques qu'elles subissent ainsi qu'une certaine volonté de fixer les populations locales conduisent les agriculteurs à abandonner progressivement les techniques traditionnelles d'exploitation. Face à cette situation qui fait peser des risques importants sur ces écosystèmes, il est indispensable d'analyser les conséquences de pratiques agricoles plus intensives, sur les sols et les ressources en eau, afin de mettre au point et de proposer aux agriculteurs des systèmes de culture à la fois stables, respectueux de l'environnement et rémunérateurs pour les producteurs.

Le maintien de la fertilité à long terme des sols ferrallitiques allitiques des Iles Loyauté vis à vis de l'intensification de l'agriculture, l'évaluation des risques de pollution des ressources en eau par les apports d'engrais ou de pesticides, et la définition des conditions d'une gestion technico-économique rigoureuse des exploitations agricoles, pour différents systèmes de production, nécessitent donc de mettre en place des recherches visant à mieux connaître les facteurs contrôlant la rétention par le sol des éléments apportés (engrais, pesticides) et leur utilisation par la plante ainsi qu'à étudier les modalités de leur transfert afin de suivre les niveaux de pollution des percolations dans les sols.

Un programme de recherches a été développés par le Laboratoire d'Agropédologie de l'ORSTOM à Nouméa, ainsi que par le CIRAD qui mène en parallèle des recherches sur divers systèmes de culture. Une étude globale a donc été mise en place afin de pouvoir chiffrer les flux des éléments minéraux (apports par les fertilisants, production interne par minéralisation, consommation par les plantes, lixiviation) au niveau des agro-systèmes. Le rôle des processus biologiques (minéralisation, réactions à l'interface rhizosphère / solution) et

physico-chimiques (réactions d'échange à l'interface solides / solution, qui sont particulièrement importants dans les sols à charges variables) est également abordé. Ces informations permettraient éventuellement d'intervenir sur ces processus, afin d'améliorer l'efficacité des fertilisants et de limiter, voire d'éviter les pollutions (notamment par le nitrate ou les pesticides).

Notre étude a été réalisée sur Maré, l'une des trois Iles Loyauté. Le sujet constitue un des points principal de la problématique générale. Il s'agit en effet de l'étude des transferts d'eau et de nitrate sous différents systèmes de culture, dans les sols ferrallitiques de Maré afin d'évaluer le risque de pollution des lentilles d'eau douce. Les objectifs de l'étude sont :

- de déterminer les paramètres climatiques, hydriques et physico-chimiques agissant sur les flux d'eau et de solutés,
- de suivre, pour différents systèmes de culture, les flux d'eau et de nitrate, dans une optique d'évaluation du risque de pollution des ressources en eau,
- de modéliser au niveau de la parcelle agricole les conséquences d'une modification des pratiques culturales sur les bilans en eau et en fertilisants des cultures. Différentes cultures et travaux du sol ont été étudiés ainsi que différents protocoles d'apports d'engrais, selon la dose et le fractionnement.

Dans un premier chapitre, nous rappellerons les processus intervenant dans le transfert d'eau et de solutés. Ils gouvernent aussi bien les expériences en laboratoire que sur le terrain que nous avons mises en place, et sont à la base du modèle que nous avons étudié. Le cycle de l'azote est aussi succinctement abordé afin de rappeler au lecteur les différents gains et pertes possibles en nitrate.

Le deuxième chapitre situera l'expérimentation et décrira les méthodes de mesures utilisées ainsi que les caractéristiques originales des sols ferrallitiques de Maré.

Après la mise en place de ce cadre théorique et expérimental, le chapitre III donnera les caractéristiques physiques et chimiques du sol, déterminées de façon statique ou dynamique. Ces caractéristiques seront nécessaires à la résolution des équations présentées dans le chapitre I.

Ces différents paramètres, ainsi que le suivi *in situ* de l'évolution de différentes variables, permettront de calculer le drainage et la lixiviation du nitrate (chapitre IV). Finalement, le cinquième et dernier chapitre concernera une étude du modèle WAVE (Vancloster *et al.*, 1994) et sa capacité à reproduire les résultats expérimentaux ainsi qu'à prédire le devenir de l'eau et du nitrate dans le sol. La simulation de scénarios permettra alors de déterminer quelles sont les pratiques agricoles à suivre pour protéger l'environnement. Ce modèle mécaniste a été choisi car notre approche expérimentale du terrain a facilité son utilisation. Il nous a permis de prévoir les impacts de certaines pratiques culturales, et, même si tous les paramètres ne sont pas facilement accessibles, il constitue un moyen de révéler nos lacunes sur le fonctionnement de ces sols.

Chapitre I

I. PROCESSUS DE TRANSFERT D'EAU ET DE SOLUTÉS - CYCLE DE L'AZOTE

Dans le cadre d'une intensification de l'agriculture, la préservation de l'environnement vis à vis des pollutions d'origine agricole passe par une bonne gestion de l'eau, des nutriments et des pesticides. La gestion de l'eau est d'autant plus importante quand elle est un facteur limitant, comme en zone tropicale. Ces objectifs nécessitent de bien connaître le devenir de l'eau et des solutés dans l'agro-système, et donc de pouvoir prévoir et prédire les transferts de masse (eau, substances chimiques, gaz).

Or, c'est dans le domaine physique appelé classiquement zone non saturée du sol, interagissant d'une part avec l'atmosphère, d'autre part avec les aquifères, que se situent les réserves en eau et en substances nutritives pour les plantes, qu'a lieu l'essentiel des transferts conduisant à l'évapotranspiration, l'infiltration et la recharge des nappes phréatiques et des transformations bio-physico-chimiques des composés minéraux et organiques (Vauclin, 1994).

Dans l'optique d'une quantification *in situ* des transferts et des bilans d'eau et de nitrate dans le sol, il est nécessaire de procéder à un rappel théorique des processus. Ce chapitre reste néanmoins succinct car le lecteur pourra se référer à de nombreux articles et quelques thèses portant sur le sujet notamment : Elrick et Clothier (1990), Cissé (1991), Kutilek et Nielsen (1994), Vauclin (1994) et Carrillo-Avila (1995).

I.1. LES ÉCHELLES D'ÉTUDE ET LA MODÉLISATION

De nombreuses approches ont été développées dans les vingt dernières années pour décrire la lixiviation des solutés dans les sols. Associés à ces approches, des modèles ont été proposés qui montrent une grande diversité dans leur degré de complexité et sont largement influencés par l'environnement, la spécialité et les préoccupations du développeur (Addiscott et Wagenet, 1985). Ainsi, ces modèles ne sont pas tous applicables à la même échelle et ne peuvent souvent être utilisés que dans des situations spécifiques.

I.1.1. Le sol

Les échelles d'étude dépendent avant tout du niveau d'observation auquel on se place dans l'étude du sol. Pour cela, on rappelle succinctement les différentes phases qui constituent le sol.

D'un point de vue hydrodynamique, le sol est considéré comme un milieu polyphasique dans lequel coexistent trois phases : solide, liquide et gazeuse.

La phase *solide* est constituée de particules d'origine minérale et organique. La taille et la distribution des particules caractérisent la texture du sol, tandis que l'organisation des agrégats dont elles font partie détermine la structure, qui donnent lieu à la matrice poreuse, au sein de laquelle ont lieu les écoulements d'eau (Carrillo-Avila, 1995).

La phase *liquide* est un mélange d'eau et de substances de différentes compositions chimiques, qui sont partiellement ou complètement solubles dans l'eau du sol. On peut y trouver essentiellement des sels, des composés organiques, des complexes organo-minéraux, des gaz dissous ... Il a été montré que toute l'eau liquide (Coats et Smith, 1964) ne participait pas au transport des solutés. Ce comportement affecte significativement la répartition des solutés dans le milieu.

La vitesse de l'eau dans le sol peut varier de 0 jusqu'à la vitesse de drainage gravitaire, selon la taille et la connectivité des pores. Cependant, il est souvent plus simple de séparer ce spectre de vitesse en deux : i) l'eau mobile, dont le mouvement est déterminé par la gravité et par les forces capillaires ; ii) l'eau immobile qui comprend l'eau liée aux particules de la matrice solide par des forces de nature électrostatique, et qui ne contribue guère à l'écoulement, car les molécules qui la composent sont fortement adsorbées par les parois de la phase solide. De l'eau stagnante peut aussi se trouver dans les agrégats, dans des pores "sans issues" ou non connectés avec ceux participant à l'écoulement, ainsi que de l'eau de constitution.

La phase *gazeuse* est constituée généralement d'un mélange d'air sec et de vapeur d'eau qui remplit l'espace de la matrice poreuse laissé libre par la phase liquide.

I.1.2. Les différentes échelles d'étude

Lorsqu'on aborde l'étude expérimentale et la modélisation des transferts dans un milieu polyphasique comme le sol, plusieurs échelles, correspondant à des niveaux d'analyse et de préoccupations différents doivent être considérées. D'après Elrick et Clothier (1990), la première est l'échelle de caractérisation des propriétés du milieu. La seconde est la dimension sur laquelle les propriétés doivent être moyennées pour donner une représentation continue du milieu, et la troisième est l'échelle sur laquelle les données mesurées sont représentatives.

De manière un peu différente, Vauclin (1994) en définit trois :

a) *l'échelle microscopique* (le pore) supposée grande devant les dimensions moléculaires. A cette échelle, les grandeurs locales présentent de larges fluctuations. Chaque phase peut être considérée comme un milieu continu et le milieu poreux comme un ensemble

de milieux continus plus ou moins imbriqués. C'est à cette échelle qu'il convient de se placer pour la compréhension fine des mécanismes fondamentaux mis en jeu.

b) *l'échelle macroscopique* : la colonne de laboratoire ou l'horizon pédologique. La complexité géométrique de l'espace poral, associée aux difficultés que posent la définition précise de la topologie des différentes phases et la métrologie des variables et paramètres, font que la description microscopique ne peut être mise en pratique sans un changement d'échelle, dont l'étape essentielle conduit à introduire le concept de Volume Élémentaire Représentatif (VER). Un VER doit toujours contenir à la fois une phase solide et des vides, quelque soit l'endroit où il est placé (Bear, 1972). Le concept de VER est intuitif et dépend des propriétés du sol. Pour illustrer l'idée d'un VER, considérons la porosité. En un point défini par un volume infiniment petit, la porosité est égale soit à 1 soit à 0, selon que le point se situe dans un pore ou dans la matrice solide. En augmentant la taille de l'échantillon, la porosité change, puisqu'on incorpore petit à petit différents mélanges de pores et de matrice solide. En augmentant encore la taille des échantillons, ces variations de la porosité vont diminuer. Ainsi, pour la mesure de la porosité, des échantillons de 100 cm³ sont généralement représentatifs (Vogeler, 1997a).

A cette échelle macroscopique, les phénomènes sont décrits par des équations dont les variables et les paramètres sont représentatifs des grandeurs moyennes au sein du continuum du milieu poreux. Pourtant, l'étude des transferts de solutés à cette échelle peut se heurter à la difficulté de prendre en compte l'organisation du sol, par exemple pour des sols très structurés ou des sols argileux gonflants.

c) *l'échelle mégascopique* : le terrain. L'extension de l'approche précédente se heurte à de sérieuses limitations :

- un sol n'est jamais uniforme et homogène. Ses propriétés physiques et chimiques varient d'un "point macroscopique" à un autre. Etudier et modéliser les transferts nécessiteront d'étudier cette variabilité, et d'utiliser des outils statistiques et géostatistiques. Cela implique bien souvent d'ajouter à l'aspect mécaniste des équations, une description stochastique des paramètres pertinents ;

- de plus, les propriétés du sol ne sont pas nécessairement distribuées aléatoirement dans l'espace, mais présentent bien souvent une structure horizontale et/ou verticale qu'il convient d'identifier pour la description et la modélisation du milieu ;

- dans l'environnement naturel, les conditions aux limites peuvent être variables dans le temps et l'espace, ce qui renforce encore l'aspect stochastique de la démarche (Vauclin, 1994).

I.1.3. La modélisation et les différents types de modèles

Addiscott et Wagenet (1985) proposent différents classements des modèles. On peut distinguer les modèles selon leur objectifs : la quantité de paramètres requis, le niveau de

considération des processus, la précision et la sensibilité des simulations variant selon que le modèle est un outil de gestion ou de recherche.

Une autre distinction importante est la comparaison entre les modèles *déterministes*, où un jeu de variables d'entrée et de paramètres conduit à une seule solution, et les modèles *stochastiques*, où les sorties sont incertaines, et qui sont structurés de façon à prendre en compte cette incertitude. Les variables d'entrée et/ou les paramètres sont considérés comme étant des fonctions aléatoires.

Une troisième distinction est la différence entre les modèles *mécanistes* et *fonctionnels*. Les premiers sont fondés sur les connaissances actuelles des phénomènes. Ils sont en général fondés sur la notion de flux de matière. Les modèles capacitifs font partie de la deuxième catégorie : ils assimilent le sol à un réservoir, défini par des conditions aux limites, par exemple deux humidités, la capacité au champ et le point de flétrissement.

Un modèle est défini comme une image schématique d'une réalité physique complexe. Il peut se mettre sous la forme générale suivante (Vauclin, 1994):

$$Y = F(X_i, a_j) + \varepsilon,$$

où X_i et Y sont les variables d'entrée et de sortie respectivement, a_j les paramètres et ε l'erreur commise en assimilant l'objet d'étude à son image. Cette forme permet une classification des modèles :

- les modèles *conceptuels* (*mécanistes* ou *fonctionnels*) lorsque la relation F est fondée sur une certaine connaissance et sur la description des processus impliqués.
- Lorsque F résulte d'expériences, le modèle est dit *empirique* ;
- quelle que soit la nature de F , le modèle peut être soit *stochastique* ou *déterministe*, selon que X_i et a_j sont ou ne sont pas des fonctions aléatoires.

Les modèles de transport de solutés sont communément représentés soit par des fonctions de transfert, soit par des équations aux dérivées partielles (Vogeler, 1997a). Alors que ces dernières peuvent être utilisées pour des conditions de flux transitoire, les fonctions de transfert sont restreintes aux flux permanents, ou au moins à des conditions où les trajectoires d'écoulement et la teneur en eau varient peu. Cette dernière approche est utilisée dans certains modèles stochastiques (Jury, 1982).

Ces différents modèles peuvent toujours être résolus de façon numérique, et dans quelques cas, généralement en condition de flux uniforme, de façon analytique. Les solutions analytiques sont souvent utilisées pour des expériences contrôlées en laboratoire, sur un sol homogène.

Nous avons donné ici très succinctement les définitions des différents types de modèles. Pour plus de précisions sur leur domaine d'utilisation, les équations utilisées ainsi que leurs avantages et inconvénients, on pourra se référer à des analyses complètes (Addiscott et Wagenet, 1985 ; Nielsen *et al.*, 1986 ; Vauclin, 1994).

Nous avons choisi d'utiliser l'approche mécaniste déterministe qui nous a permis, dans la mesure du possible, d'étudier en détail les mécanismes ainsi que de conduire des études de sensibilité à différents paramètres ou processus. Nous décrivons dans les prochains paragraphes les hypothèses et les équations utilisées ainsi que la façon dont nous les avons appliquées sur le terrain.

I.2. LES LOIS DE TRANSFERT D'EAU ET DE SOLUTÉS

I.2.1. Hypothèses de base

Par la suite, on fera les hypothèses suivantes :

- le profil de sol est constitué de couches superposées, chacune étant supposée être un milieu poreux homogène, incompressible et isotrope ;
- l'écoulement est unidirectionnel (vertical) et l'eau incompressible. L'axe des profondeurs (z) sera orienté positivement vers le bas, l'origine étant fixée à la surface du sol ;
- les mouvements sont supposés se passer en conditions isothermes ;
- l'eau dans le sol est toujours en phase liquide, les transferts en phase vapeur sont négligés ;
- les phénomènes d'hystérésis sont négligeables devant la variabilité spatiale du milieu (spécialement pour la relation pression-teneur en eau) ;
- l'existence admise d'un Volume Élémentaire Représentatif (VER) implique que les grandeurs hydrodynamiques ont un caractère continu dans ce volume.

I.2.2. Transfert et bilan de l'eau

L'écoulement de l'eau dans un sol agricole non saturé est un phénomène physique complexe où les phases présentes sont en interaction permanente, dans un domaine soumis à des contraintes thermiques et mécaniques, et où se développe le système racinaire de la culture qui consomme de l'eau.

A tout instant, l'état hydrique d'un milieu poreux non saturé peut être défini par ses variables d'état :

- sa teneur volumique en eau, θ ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), expression d'un volume d'eau contenu dans un volume unitaire de sol ;
- son énergie ou pression, h (m), exprimant l'effet des phénomènes capillaires aux interfaces eau-air et des forces de liaison entre l'eau et le milieu, et définie comme étant la différence entre la pression de l'eau du sol et la pression atmosphérique. Dans la zone non saturée, ce terme est négatif.

Il est possible, pour un sol donné, de relier la pression à la teneur en eau par une relation phénoménologique, $h(\theta)$, appelée courbe de rétention en eau (voir chapitre III.2).

1.2.2.1. Equation de Richards

L'équation de conservation de la masse, appliquée en-dehors de la zone racinaire, ou intégrée sur un profil de sol incluant totalement l'enracinement, s'écrit :

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

où q est la densité volumique de flux d'eau ($m\ s^{-1}$), t est le temps (s) et z la profondeur (m).

La loi de Darcy généralisée au milieu poreux non saturé définit la proportionnalité entre le flux d'eau et le gradient de charge hydraulique :

$$q = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z}, \quad (I.2)$$

où $K(\theta)$ est la conductivité hydraulique ($m\ s^{-1}$), qui est dépendante de la teneur en eau et par la même de la pression. On peut donc de la même façon écrire une relation $K(h)$, en utilisant la relation $h(\theta)$. H est la charge hydraulique (m), et s'exprime en fonction de la pression de l'eau dans le sol par : $H = h - z$. Toute différence de charge entre deux points à des profondeurs différentes induira un écoulement dans le sens des charges décroissantes.

L'équation (I.2) peut donc s'écrire :

$$q = -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right). \quad (I.3)$$

Richards a introduit le concept de capacité capillaire C_w (m^{-1}) :

$$C_w(h) = \frac{d\theta}{dh}, \quad (I.4)$$

qui exprime la facilité avec laquelle un sol libère ou emmagasine de l'eau quand il est soumis à une variation de pression. C'est aussi l'inverse de la pente de la courbe de rétention en eau.

En introduisant l'équation (I.3) dans l'équation (I.1), et en utilisant (I.4), on obtient l'équation du mouvement :

$$C_w(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right]. \quad (I.5)$$

Cette équation est connue comme étant l'équation de Richards. La présence des fonctionnelles $K(h)$ et $C_w(h)$ et leurs fortes variations avec la pression ou l'humidité, confèrent à cette équation un caractère fortement non linéaire.

1.2.2.2. Bilan hydrique

L'équation de conservation de la masse (I.1) intégrée sur une période de temps Δt et sur la totalité du profil racinaire, peut s'écrire :

$$\Delta S_w = D_1 - D_2, \quad (I.6)$$

où ΔS_w est la variation du stock d'eau dans le profil pendant la période Δt , D_1 (m) correspond aux entrées et aux sorties d'eau à la surface du sol, et D_2 (m) aux entrées et aux sorties d'eau à la base du profil.

Ainsi, le bilan d'eau sur le profil de sol considéré s'écrit :

$$\Delta S_w = P - ETR - R_w - D, \quad (I.7)$$

avec P étant la pluie incidente, ETR l'évapotranspiration réelle, R_w le ruissellement et D le drainage. Tous ces termes sont exprimés en mm. Le ruissellement sera négligé, compte tenu du caractère très filtrant du sol étudié et de la pente quasi-nulle du terrain (voir chapitre III.2).

a) *Le drainage*

Le drainage D peut être déterminé à partir de la densité de flux calculée par la loi de Darcy (Eq. I.2), en intégrant cette relation sur un intervalle de temps Δt . Avec la convention d'orienter l'axe des z positivement vers le bas, D est positif si le mouvement de l'eau va vers le bas. Un apport par capillarité qui remonte dans le profil se traduit par un drainage négatif.

b) *Le stock d'eau*

Le stock d'eau à la profondeur z_0 (mm) se calcule par : $S_w(z_0) = \int_0^{z_0} \theta dz$.

c) *La pluie incidente*

P est la pluie incidente tombant sur sol couvert ou non, et n'est donc pas forcément la pluie arrivant au sol. En effet, les plantes au développement foliaire important comme le maïs peuvent intercepter une quantité non négligeable de pluie qui s'évapore alors sans avoir atteint le sol. Dans le bilan, cette lame d'eau est intégrée dans le terme d'évapotranspiration réelle, ETR.

d) *L'ETR calculée à partir de l'évapotranspiration potentielle*

Un moyen d'estimer l'ETR est de la déduire à partir de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Une méthode est décrite dans Chopart et Siband (1988) :

ETR = ETP le jour de la pluie,

$ETR(j) = \frac{ETP(j)}{2j}$, les jours suivants, j étant le nombre de jours depuis la dernière

pluie ($j \geq 1$). Le flux d'évaporation est considéré comme étant borné par $ETP(j)/8$, à partir du cinquième jour, pour tenir compte non seulement du dessèchement du sol, mais aussi de la participation des couches profondes à l'évaporation.

L'ETP est définie comme étant la demande évaporative de l'air quand les conditions d'humidité du sol ne sont pas limitantes pour la consommation de la plante. La formule de Penman-Monteith s'applique normalement pour un couvert de graminées et est exprimée

comme la somme de deux fonctions, résultant l'une du bilan radiatif au sol et l'autre du bilan advectif, fonction des caractéristiques physiques de la masse d'air, soit :

$$ETP = 86400 \times \left[\frac{R_n}{\lambda^*} \times \frac{F'(T)}{\gamma^* + F'(T)} + E_a \times \frac{\gamma^*}{\gamma^* + F'(T)} \right], \text{ en mm j}^{-1}, \quad (I.8)$$

avec :

R_n : rayonnement net ($W m^{-2}$), en ignorant le flux de chaleur du sol,

λ^* : chaleur latente de vaporisation, égale à $2,5 \cdot 10^6 J Kg^{-1}$,

γ^* : constante psychrométrique, égale à $66 Pa K^{-1}$,

E_a : pouvoir évaporant de l'air ($Kg m^{-2}s^{-1}$),

$F'(T)$: dérivée de la tension de vapeur saturante en fonction de la température, en $Pa K^{-1}$, donnée par la formule de Clausius-Clapeyron :

$$F(T) = 610,78 \times \exp\left(\frac{17,27T}{237,3 + T}\right), \text{ en Pa,}$$

$$\text{d'où : } F'(T) = \frac{2,5 \cdot 10^6}{(237,3 + T)^2} \exp\left(\frac{17,27T}{237,3 + T}\right), \text{ en Pa K}^{-1}.$$

Le pouvoir évaporant de l'air s'exprime par la relation suivante :

$$E_a = C_v (1 - H_r / 100),$$

avec :

H_r : l'humidité relative de l'air (%),

C_v : un coefficient qui est une fonction empirique du vent de forme linéaire.

D'après Penman (1956, dans Brunel, 1994) et suite à des mesures sur cases lysimétriques (Valancogne, 1992), on considère $C_v = 0,26 \cdot 10^{-2} \times (0,5 + 0,54 U)$, où U ($m s^{-1}$) est la vitesse du vent mesurée à 2m de hauteur.

I.2.3. Transfert des solutés

Le transfert des solutés dans les sols structurés est souvent caractérisé par des phénomènes non linéaires. Ces phénomènes sont liés aux processus d'interaction entre les trois phases présentes dans un sol. Les interfaces liquide-gaz et solide-gaz doivent être prises en considération dans l'étude des substances volatiles, susceptibles de se retrouver en concentration non négligeable dans l'atmosphère. Pour le cas des molécules peu ou pas volatiles, qui nous intéressent particulièrement ici, la prise en compte de l'interface solide-liquide est suffisante. Les interactions avec la phase solide sont régies par trois phénomènes principaux :

- la structure de l'écoulement de l'eau, qui véhicule la molécule, est dépendante des propriétés physiques hétérogènes du sol comme par exemple, la conductivité hydraulique, la teneur en eau, la densité apparente (Brusseau et Rao, 1990) ;

- les lois d'équilibre entre le solide et le fluide, qui permettent d'avoir accès aux quantités de soluté potentiellement adsorbables, liées cette fois essentiellement à la nature des surfaces solides ;
- les lois cinétiques de mise en équilibre du soluté, donnant accès aux quantités réellement fixées, dépendantes des temps de séjour, et liées à la géométrie des agrégats qui régit l'accessibilité des sites réactionnels (Normand, 1996).

1.2.3.1. L'équation de convection-dispersion

Les solutés se déplacent à travers le sol essentiellement sous l'effet de la convection et de la dispersion. A une échelle microscopique, le flux convectif à travers les pores n'est pas uniforme, mais variable à la fois au sein des pores et entre les pores de tailles diverses. Ces variations de vitesse, et dans les chemins plus ou moins sinueux empruntés par l'eau, entraînent une dispersion mécanique du soluté à l'intérieur du milieu, s'ajoutant à la diffusion moléculaire (Beven et Germann, 1982). L'effet combiné de la dispersion mécanique et de la diffusion moléculaire est décrit par le terme de la dispersion hydrodynamique (Kutilek et Nielsen, 1994).

Les modèles déterministes mécanistes de transport de solutés sont représentés par des équations aux dérivées partielles. Ils sont fondés sur les lois de conservation et de flux. La conservation de la masse est donnée par :

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -\frac{\partial q_s}{\partial z} + \sum_i \varphi_i, \quad (I.9)$$

où M est la quantité totale de soluté dans un volume de sol unité (kg ou mol m^{-3}) et φ_i ($\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$) est un terme source ou puits dans le sol, qui comprend les effets de la précipitation et de la dissolution chimique, de l'absorption des solutés par les racines, et de la transformation et l'utilisation des solutés par les micro-organismes du sol.

q_s est la densité de flux massique de soluté ($(\text{kg}$ ou $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1})$, donnée par :

$$q_s = qC_r - D_s \theta \frac{\partial C_r}{\partial z} \quad (I.10)$$

où q est la densité volumique de flux d'eau donnée par la loi de Darcy (m s^{-1}), D_s le coefficient de dispersion hydrodynamique ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) et C_r la concentration résidente de soluté (kg ou mol m^{-3}). Cette concentration est une concentration moyennée sur un volume, et peut être mesurée directement par prélèvement de sol, ou par des mesures de résistances électriques, comme la Reflectométrie dans le Domaine Temporel (TDR). La mesure par TDR est maintenant bien connue sur colonne de sol en conditions contrôlées (voir chapitre II et Vogeler, 1996 ; Vogeler *et al.*, 1997b), mais est encore difficilement applicable sur une parcelle agricole. Par contraste, la concentration de flux est le rapport entre q_s et q . C'est la concentration effective de soluté dans l'eau en mouvement. Elle peut se mesurer dans les effluents à la sortie des expériences sur colonnes de sol ou de lysimètres (Vogeler, 1997a).

Pour des flux d'eau suffisamment rapides, la diffusion moléculaire est faible devant la dispersion mécanique (Gardner, 1965). Le coefficient de dispersion est alors approximativement proportionnel à la vitesse de l'eau dans les pores (Campbell, 1985). Cette proportionnalité est souvent décrite comme suit (Brusseau, 1993) :

$$D_s = \lambda v^n + D_e, \quad (\text{I.11})$$

où λ est la dispersivité (m), v la vitesse de l'eau dans les pores définie par q/θ (m s^{-1}), n une constante souvent fixée à 1 (Huston et Wagenet, 1995).

D_e est le coefficient de diffusion effective ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), pouvant être estimé à l'aide de l'équation de Kemper et Van Schaik (d'après Vancloster *et al.*, 1994) :

$$D_e = \frac{D_o a e^{b\theta}}{\theta}, \quad (\text{I.12})$$

où D_o le coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau pure (environ égal à $1.5 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), et a et b sont des constantes empiriques, qui expriment la nature tortueuse des pores dans le sol.

De nombreux composés chimiques sont susceptibles de s'adsorber sur les minéraux du sol ou à la surface des composés organiques, par divers mécanismes physico-chimiques (Stumm et Morgan, 1996). Ces échanges contrôlent étroitement le mouvement des solutés dans le sol et peuvent induire un effet retard sur le transfert des solutés par rapport à celui de l'eau. Pour un soluté réactif avec la matrice solide, la quantité totale de soluté dans le sol M (mol m^{-3}) est supposée être divisée en deux phases, la concentration de la partie adsorbée S_s (mol kg^{-1}) et la concentration de la solution du sol C_r . On obtient donc :

$$M = \rho S_s + \theta C_r \quad (\text{I.13})$$

où ρ est la masse volumique du sol sec (kg m^{-3}). La relation entre la concentration de la phase adsorbée et celle de la solution du sol à l'équilibre est décrite par des isothermes d'adsorption. Généralement, les réactions d'échanges sont supposées être très rapides (hypothèse d'équilibre local). Plusieurs équations ont été proposées pour décrire ces isothermes (Calvet, 1989) :

- le modèle probablement le plus utilisé est une simple relation *linéaire* : $S_s = K_d C_r$, où K_d est appelé coefficient de distribution ;
- l'équation de *Freundlich* : $S_s = K_f C_r^{n_f}$, où K_f et n_f sont deux paramètres empiriques reflétant respectivement la capacité et l'intensité de l'adsorption;
- l'équation de *Langmuir* : $S_s = X_{\max} K_L C_r / (1 + K_L C_r)$, où X_{\max} est la capacité maximale d'adsorption mono-couche, et K_L une constante d'équilibre résultat de l'adsorption-désorption, liée à l'énergie de liaison (Dubus, 1997).

En combinant les équations (I.9), (I.10) et (I.13), on obtient l'équation classique de convection-dispersion :

$$\frac{\partial(\theta C_r)}{\partial t} + \rho \frac{\partial S_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta D_s \frac{\partial C_r}{\partial z} \right] - \frac{\partial(q C_r)}{\partial z} + \sum_i \varphi_i \quad (\text{I.14})$$

I.2.3.2. Modèle des zones d'eau mobile/immobile

Ce modèle considère la vitesse de l'eau à une échelle microscopique. Coats et Smith (1964, puis van Genuchten et Wierenga (1976), et Gaudet *et al.* (1977) ont divisé simplement l'espace poral en deux domaines aux comportements différents. Le premier est considéré comme une zone dynamique en terme de flux, qui contient la teneur en eau mobile (θ_m) et le deuxième est supposé être une zone stagnante, qui contient l'eau immobile (θ_{im}). Les zones d'eau stagnante (Figure I-1) peuvent être de minces pellicules d'eau autour des particules de sol, ou des pores "sans issues", ou de l'eau immobile dans les agrégats, ou encore des régions isolées du sol associées à des conditions non saturées du sol (Kutilek et Nielsen, 1994). Le transport par convection-dispersion n'est possible que dans la fraction mobile de l'eau.

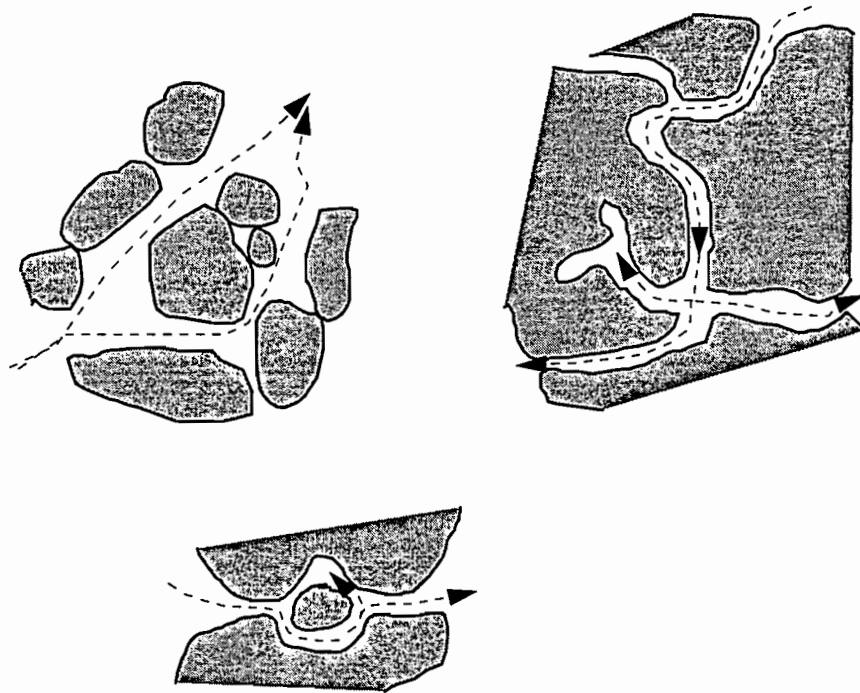


Figure I-1 : Exemples de chemins microscopiques et de pores "sans issues" (repris dans Kutilek et Nielsen, 1994)

Pour l'application de l'équation de convection-dispersion, il faut alors rajouter les phénomènes de diffusion entre les zones d'eau mobile et immobile, exprimés par :

$-\alpha(C_m - C_{im})$, où α est un coefficient de transfert empirique (j^{-1}), C_m et C_{im} sont les concentrations en soluté, respectivement dans les phases mobile et immobile.

De plus, les sites d'adsorption des solutés peuvent être en contact avec soit des zones mobiles, soit des zones immobiles. On utilise alors un paramètre f , multiplicateur de la concentration de la solution adsorbée, qui est la fraction des sites d'adsorption situés en contact avec la zone mobile.

L'équation (I.14) appliquée pour l'eau mobile devient alors :

$$\frac{\partial(\theta_{rm} C_{rm})}{\partial t} + f\rho \frac{\partial S_{sm}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta_m D_s \frac{\partial C_{rm}}{\partial z} \right] - \frac{\partial(q C_{rm})}{\partial z} - \alpha(C_m - C_{im}) + \sum_i \varphi_i \quad (I.15)$$

Cette équation appliquée à l'eau immobile s'écrit :

$$\frac{\partial \theta_{im} C_{rim}}{\partial t} + (1-f)\rho \frac{\partial S_{sim}}{\partial t} = \alpha(C_m - C_{im}) + \sum_i \varphi_i, \quad (I.16)$$

puisqu'il n'y a plus de mouvement dans cette zone et que les solutés rentrent et sortent de cette phase uniquement par diffusion moléculaire. Les termes de sources ou de puits ne sont pas déterminés dans chaque phase mobile/ immobile, mais plutôt dans un volume de sol, qui comprend les deux phases. C'est pourquoi ces termes apparaissent de la même façon dans les deux dernières équations.

I.3. LE CYCLE DE L'AZOTE

Après avoir décrit la théorie des transferts d'eau et de solutés à l'échelle microscopique, nous nous attachons, dans ce chapitre, à expliquer brièvement le cycle de l'azote (Figure I-2), à présenter les principaux termes du bilan de l'azote à l'échelle mégascopique (sur le terrain), et à définir les différents paramètres qui contrôlent les transformations.

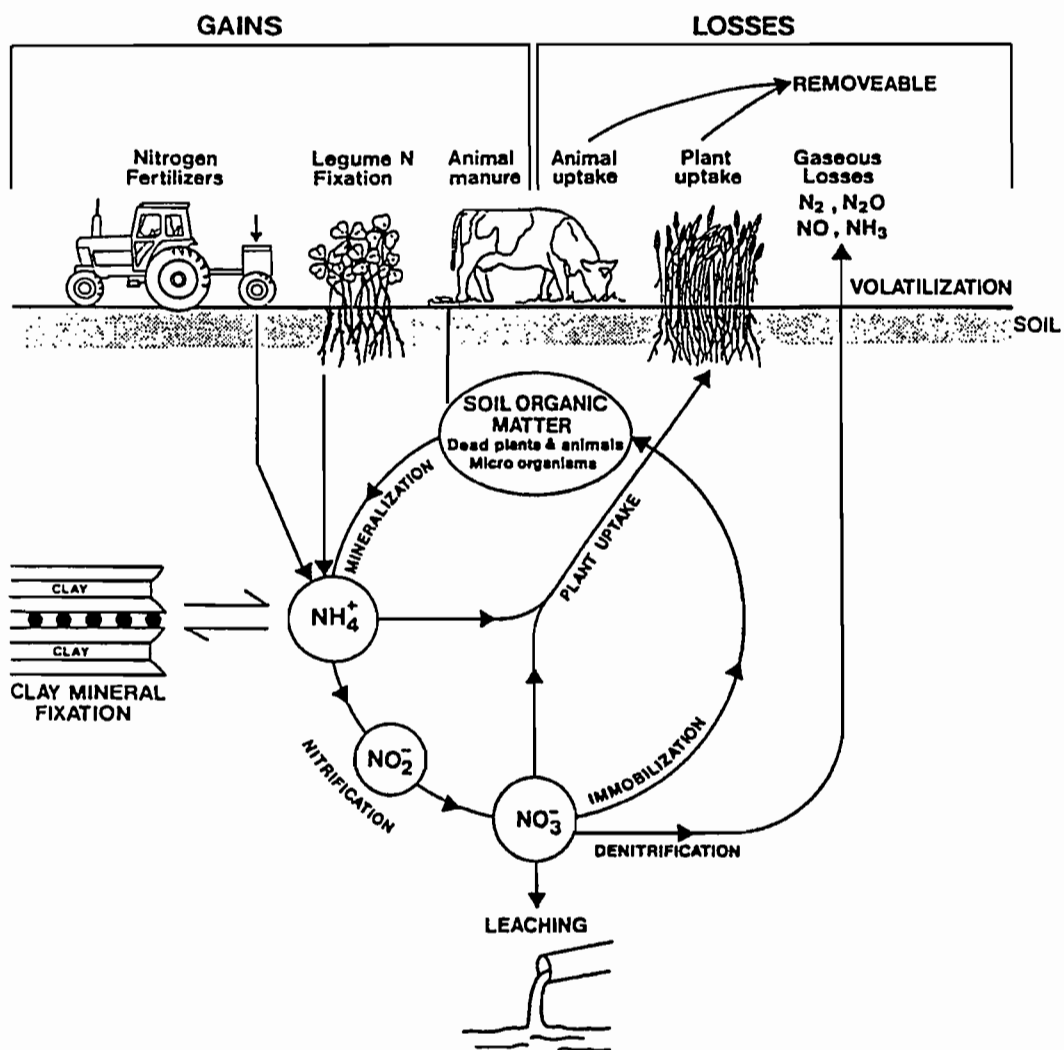


Figure I-2 : Le cycle de l'azote dans un système agricole (d'après McLauren et Cameron, 1996).

L'azote est un élément essentiel pour la croissance et le fonctionnement de tous les organismes dans le sol. Les sols contiennent cependant peu d'azote, en moyenne 0,1-0,6 % dans les 15 premiers cm, et la source principale d'azote, sous forme de gaz inerte N_2 , est l'atmosphère. La plupart des végétaux ne peuvent assimiler l'azote que sous forme soluble minérale, principalement sous forme nitrique (NO_3^-) et éventuellement sous forme ammoniacale (NH_4^+). Ces deux formes constituent l'essentiel de la fraction inorganique qui représente généralement moins de 5 % de l'azote du sol. Le reste est présent sous forme organique comme les racines, la faune, la microflore bactérienne et fongique, la litière et les composés humiques. Nous présentons succinctement ici le cycle de l'azote dont un diagramme simplifié est donné en Figure I-2, ainsi que les principaux processus mis en jeu. Le lecteur pourra se référer à la littérature pour plus de détails (Whitehead, 1995 ; Normand, 1996).

I.3.1. Gains d'azote au sol

Dans les écosystèmes naturels et dans certains systèmes agricoles, les gains d'azote proviennent de la fixation du N_2 atmosphérique par des bactéries symbiotiques (légumineuses) ou non symbiotiques. La fixation par les micro-organismes non symbiotiques, qui est le mécanisme essentiel dans la plupart des écosystèmes, est réduite : pour les sols des Etats-Unis, elle est de l'ordre de $7 \text{ kg N ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$ (Stevenson, 1982). Dans des parcelles agricoles où les légumineuses dominent, la fixation symbiotique peut être très importante et atteindre plusieurs centaines de $\text{kg N ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$. Dans certaines zones polluées (Europe, Etats-Unis), les apports par les précipitations peuvent être également importants. Dans les agro-systèmes, des apports supplémentaires d'azote sont réalisés. Ceux-ci peuvent l'être sous forme organique (déjection animales, restitution des résidus de culture, compost, fumier,...) ou minérale (engrais azotés).

I.3.2. Minéralisation et immobilisation

La majeure partie de l'azote est présente sous forme organique et cette forme est peu soluble en comparaison avec le nitrate (très soluble et mobile dans la plupart des sols). Aussi, l'équilibre entre les formes organiques et minérales de l'azote est d'une importance cruciale pour la protection des nappes d'eau souterraine (Power et Broadbent, 1989).

I.3.2.1. Définitions

La plupart de l'azote organique du sol est relativement stable, mais une faible quantité (10 à $200 \text{ kgN ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$ pour des sols très fertiles) est libérée (Juergens-Gschwind, 1989). Cette transformation de l'azote organique en ammonium, effectuée grâce à des organismes

microbiens, est la minéralisation. Les facteurs contrôlant ce processus sont expliqués dans Schepers et Meisinger (1994), ou dans Wang *et al.* (1996), pour des ferrosols plus spécifiquement.

L'immobilisation est essentiellement le processus inverse de la minéralisation. Durant l'immobilisation, l'azote minéral du sol est incorporé dans des molécules organiques (composées d'azote). Le nitrate et l'ammonium peuvent donc s'accumuler dans le sol si le taux de minéralisation brute est plus élevé que le taux d'immobilisation.

L'équilibre entre la minéralisation et l'immobilisation (= minéralisation nette) est largement dépendant des processus de décomposition des matériaux organiques. La décomposition de débris végétaux et d'animaux a toujours pour conséquence la minéralisation d'une quantité de carbone et d'azote. Pendant la décomposition, une partie du carbone est assimilée dans la formation de molécules et immobilisée dans la biomasse microbienne, et une autre partie est perdue en CO₂ par la respiration microbienne (Whitehead, 1995). McGill *et al.* (1981) définissent l'efficacité d'utilisation du carbone, comme étant le rapport f_c de la quantité de carbone transformé sur la quantité de carbone consommé. Ils ont relevé, d'après une synthèse de la littérature, des valeurs variant entre 5 et 60 %. Vanclooster *et al.* (1994) considèrent une autre fraction f_h , qui définit la part du carbone organique du sol incorporé dans le compartiment stable de la matière organique.

Les quantités d'azote et de carbone dans la matière organique du sol sont étroitement liées puisqu'elles sont utilisées par la population microbienne. Pendant la phase initiale de la décomposition, il y a une augmentation de la biomasse microbienne, et le carbone, aussi bien que l'azote sont nécessaires dans la synthèse des constituants des cellules microbiennes. Seul l'azote qui est en surplus est libéré sous forme minéralisée, mais si la concentration dans les matériaux organiques qui se décomposent est faible, il n'y aura pas de surplus. Ainsi, l'équilibre entre la minéralisation et l'immobilisation est largement influencé par le rapport C/N (concentration en carbone sur concentration en azote) du matériau organique en décomposition. Pour un rapport C/N inférieur à 20, la minéralisation nette l'emporte alors que pour un rapport C/N supérieur à 25, l'immobilisation est prépondérante (Whitehead, 1995).

1.3.2.2. Les transformations de la matière organique

Nous avons vu que seule une partie de l'azote organique se transforme. Afin de modéliser ces processus, le pool de matière organique est souvent divisé en plusieurs compartiments, qui subissent des transformations plus ou moins rapides. Le modèle WAVE (Vanclooster *et al.*, 1994) utilise trois compartiments : i) l'humus composé de produits stables qui se dégradent lentement, ii) la litière (et les résidus de culture) composée de matière plus fraîche et de la biomasse microbienne vivante, plus facilement dégradable, et iii) le fumier et le compost (ou autres amendements organiques) qui se décomposent en tas, avant l'apport sur

le sol. Le rapport C/N diminue par l'action de micro-organismes et par la respiration, ce qui favorise la minéralisation par rapport à l'immobilisation quand l'apport est effectué.

Le taux de décomposition des différents compartiments est extrêmement variable selon les auteurs et la composition de la matière organique (dans Vanclooster *et al.*, 1994) : de $7 \cdot 10^{-5}$ à $1,1 \cdot 10^{-3} \text{ j}^{-1}$ pour l'humus, de 0,001 à 0,0035 j^{-1} pour le fumier, et de 0,0008 à 0,01 j^{-1} pour la litière. Le rapport C/N contrôle l'azote minéral relâché dans le sol par ces trois compartiments. La minéralisation et l'immobilisation de la matière organique du sol sont gouvernées par ces taux de décomposition.

I.3.3. Nitrification et dénitrification

L'ammonium du sol peut être transformé en nitrate par un groupe de bactéries dites bactéries nitreuses et nitriques. Cette transformation, appelée nitrification, est contrôlée par la pression partielle de l'oxygène dans la zone racinaire, le pH, la température et la concentration en carbone organique (Vanclooster *et al.*, 1994). Elle est souvent modélisée par une cinétique du premier ordre.

La dénitrification est la réduction du nitrate en ion nitrite (NO_2^-), puis en oxydes nitreux (N_2O), et finalement en azote gazeux (N_2) par des processus biologiques. *In situ*, la dénitrification a lieu quand l'humidité du sol est élevée, l'aération mauvaise, et est fortement corrélée à la présence de matière organique facilement décomposable, qui en se transformant, réduit le taux d'oxygène. Ce processus limite la quantité d'azote potentiellement lixiviable vers les eaux souterraines, mais augmente le risque d'effet de serre par l'émission de N_2O vers l'atmosphère.

I.3.4. Volatilisation

Outre le départ de gaz issus de la dénitrification (N_2O , N_2 , ...), les sols cultivés peuvent perdre de l'azote par volatilisation d'ammoniac (NH_3) dans l'atmosphère. Ce processus est négligeable quand l'azote ammoniacal est apporté sous forme solide. Il a lieu essentiellement après l'apport d'urée, de fumiers ou de boues d'épuration. Il est essentiellement lié au pH du milieu qui contrôle la transformation d'ammonium en ammoniac : une augmentation du pH favorise la volatilisation de NH_3 .

I.3.5. Consommation par les plantes

Les plantes assimilent l'azote sous forme minérale, soit nitrate soit ammonium. C'est un élément essentiel pour leur croissance et aussi pour de nombreuses fonctions : il est un constituant de la chlorophylle, de nombreux enzymes ainsi que d'autres protéines. L'azote est

l'élément minéral le plus demandé par les plantes et constitue 1 à 6 % de leur matière sèche. La quantité d'azote consommée par la plante varie de 300-500 kg ha⁻¹ an⁻¹ pour des pâturages, à 40 kg ha⁻¹ an⁻¹ pour une forêt de conifères.

Il existe deux approches communément utilisées pour modéliser l'absorption de l'azote par le système racinaire (Normand, 1996) : i) l'approche microscopique fondée sur le fonctionnement d'une racine isolée, ii) l'approche macroscopique qui prend en compte l'effet de l'ensemble du système racinaire sur un volume représentatif de sol. La première approche est à l'image de l'extraction de l'eau par une racine : Clothier et Green (1997) donnent une synthèse des connaissances sur ce processus. La deuxième approche nécessite la connaissance de certains paramètres liés au développement de la plante et des racines. Dans le modèle WAVE (Vanclouster *et al.*, 1994), par exemple, la demande potentielle totale en azote est évaluée à partir de la fraction de la saison culturale au cours de laquelle la plante se développe effectivement, et la quantité d'azote assimilable par la culture. Cette demande potentielle est alors divisée en deux flux convectif et diffusif. Le premier est lié à la consommation d'eau par le système racinaire et à la concentration totale en azote minéral. L'absorption diffusive n'est calculée que si la part convective ne suffit pas à expliquer la demande maximale. Elle nécessite la connaissance du rayon moyen des racines, de la distance moyenne entre la solution du sol et la surface de la racine, la densité racinaire et de son évolution en fonction de la profondeur (Normand, 1996).

I.3.6. Lixiviation

L'évaluation des quantités de soluté participant à l'écoulement est souvent difficile en raison de la complexité des cycles bio-géochimiques des éléments minéraux. Divers processus agissent au sein du sol et conduisent soit à la production (notamment à la suite de la dégradation et de la minéralisation de la matière organique), soit à la perte des éléments minéraux (par adsorption, précipitation, consommation par la plante). Les composantes du bilan minéral sont souvent difficiles à estimer : les prélèvements par la plante au niveau des racines, ainsi que les pertes gazeuses, sont difficilement mesurables.

Le processus de lixiviation a déjà été étudié dans le paragraphe I.2 : nous avons vu que l'écoulement de l'eau à travers le sol joue le rôle essentiel de "vecteur". Généralement, le nitrate est la forme dominante de l'azote dans la solution du sol. Cette forme très mobile est donc susceptible d'être lixiviée en grande quantité. Nous verrons néanmoins que dans notre cas, le nitrate est adsorbé par la matrice solide, contrairement à la grande majorité des sols, ce qui peut induire un retard sur son transfert (voir paragraphe I.2.3.1).

I.4. APPLICATIONS DE LA THÉORIE

I.4.1. Au terrain

La mesure au niveau de la parcelle agricole de l'évolution des variables h et θ , et la détermination de la fonctionnelle $K(\theta)$, à des profondeurs différentes (voir chapitre III), permet d'utiliser la loi de Darcy (I.2) pour calculer le flux volumique d'eau q , à un pas de temps supérieur ou égal à la journée. Le drainage D est ensuite calculé au-dessous de la zone racinaire (à 40 cm), par $D = q \Delta t$, sur des périodes de temps Δt où le flux de Darcy, q , varie peu. Nous verrons plus tard (chapitre IV) les conséquences de cette remarque sur le choix de la période d'échantillonnage, et les difficultés d'estimer le drainage au cours d'un épisode pluvieux important.

Finalement, grâce au bilan et en connaissant la pluie incidente, la variation du stock en eau, et le drainage, on peut donc accéder au terme d'ETR. On verra dans le chapitre IV que ce bilan sera aussi utilisé pour déterminer le drainage quand les données h et θ ne sont pas disponibles ou trop peu rapprochées pour pouvoir appliquer la loi de Darcy. On utilisera alors une estimation de l'ETR à partir de l'évapotranspiration potentielle estimée par la formule de Penman.

La Figure I-3 montre ce que le bilan d'eau devient à l'échelle de l'atoll corallien. Cette figure est donnée à titre indicatif, de manière à comprendre le devenir de l'eau drainée à la base du profil de sol.

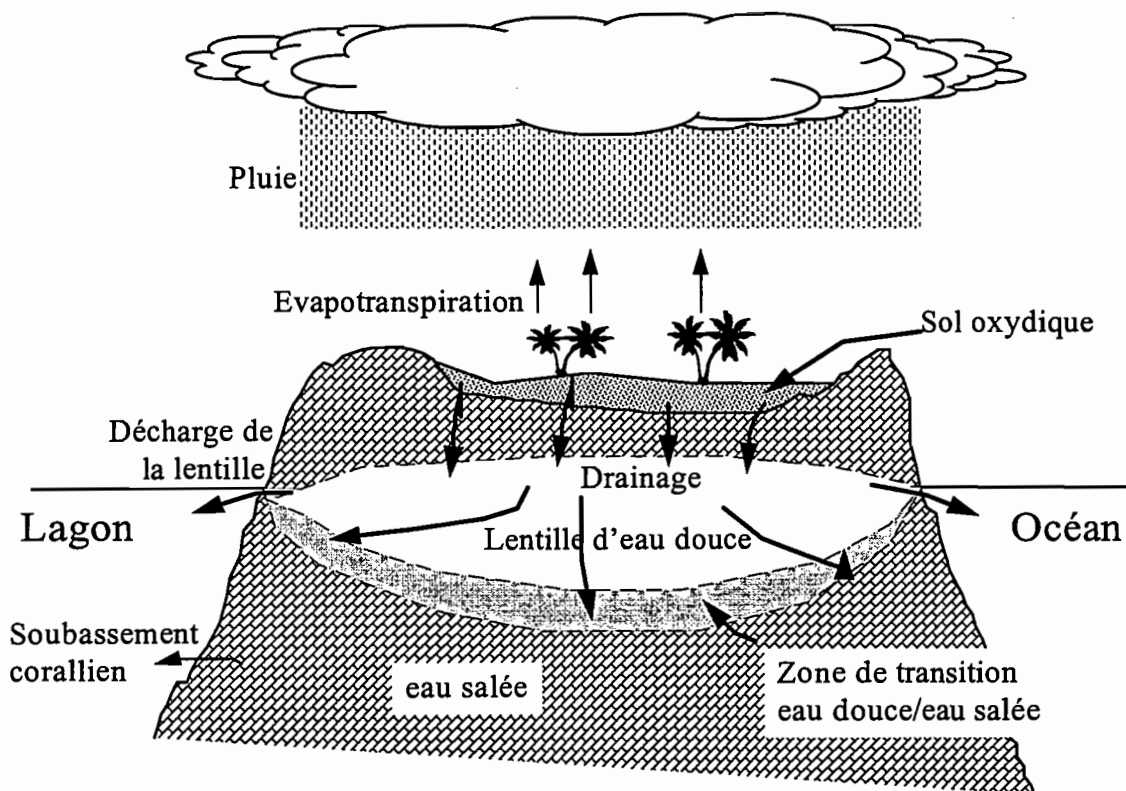


Figure I-3 : Schéma du bilan hydrique - section à travers un atoll

L'équation de conservation de la masse (I.9) fournit le bilan de soluté pour l'élément étudié. Cette équation a été intégrée sur l'ensemble du profil, afin de prendre en compte la totalité de l'absorption racinaire. Nous ne nous sommes intéressés qu'à l'azote minéral, et plus particulièrement au nitrate, l'ammonium se nitrifiant très rapidement dans le sol étudié (voir chapitre IV.3.). Pour l'analyse des données sur le terrain, le nitrate a été considéré en première approximation comme inerte (chapitre IV). Pour la modélisation, il sera considéré comme réactif, une constante d'adsorption ayant été définie par des expériences sur colonnes de sol (Chapitre III.3).

Ainsi le bilan en nitrate s'écrit :

$$\Delta Q_n = (\text{Apports} + \text{Minéralisation}) - (\text{Prélèvements par la plante} + \text{Lixiviation} + \text{Pertes gazeuses}),$$

où ΔQ_n est la variation de stock de nitrate présent dans le profil de sol pendant une durée donnée. Les processus qui alimentent ce profil de sol en nitrate peuvent être la fertilisation (dans notre cas, par de l'engrais chimique et organique), ainsi que les transformations biologiques de l'azote organique en azote minéral (minéralisation nette). Les quantités qui quittent le sol sont celles prélevées par la culture et qui s'accumulent dans les racines et les parties aériennes, ainsi que les pertes par voie hydrique (lixiviation à la base du profil) et par voie gazeuse (volatilisation d'ammoniac, dénitrification du nitrate).

On est alors en mesure de déterminer, plus ou moins précisément, tous les termes du bilan. Les apports par fertilisation sont connus et :

- la lixiviation est calculée grâce à l'équation (I.10) dans laquelle le transport dispersif a été négligé devant la convection. En intégrant cette équation sur un pas de temps Δt , la quantité d'azote lixiviée L (kg N-NO₃⁻ ha⁻¹) à la base du profil est estimée par :

$$L = D C_f \quad (\text{I.17})$$

où C_f est la concentration de flux de la solution du sol moyennée sur Δt . On retrouve ici le problème de la fréquence d'échantillonnage déjà abordé dans le calcul du drainage ;

- le stock Q_n (en kg N-NO₃⁻ ha⁻¹) est calculé à partir des concentrations en azote nitrique déterminées soit par prélèvements de la solution du sol, soit par prélèvements de sol. Il est calculé comme suit :

i) Dans la solution du sol : à partir de la concentration moyenne C_f en azote nitrique (mg N-NO₃⁻ L⁻¹) dans une tranche de sol d'épaisseur Δz :

$$Q_n = \frac{C_f \int_z^{z+\Delta z} \theta dz}{100}, \quad (\text{I.18})$$

où l'intégrale est le stock d'eau présent dans la tranche de sol Δz (défini au paragraphe I.2.3.) et 100 est un facteur d'échelle qui permet d'exprimer Q_n en kg ha⁻¹ à partir des concentrations en mg L⁻¹ et du stock d'eau en mm.

ii) Dans les prélèvements de sol : les résultats des analyses effectuées sur des échantillons de sol sont exprimés en teneur massique, ω_n en mg g^{-1} d'azote nitrique. En connaissant la masse volumique du sol sec, ρ (g cm^{-3}) et Δz , l'épaisseur de la tranche de sol prélevée (m), le stock d'azote nitrique s'écrit :

$$Q_n = \omega_n \rho \Delta z ; \quad (\text{I.19})$$

- la consommation par les plantes a été estimée par des analyses d'azote total ($\text{kg N-NO}_3^- \text{kg}^{-1}$ de matière sèche) dans des prélèvements de végétaux, et par des estimations de rendements.

I.4.2. A la colonne de sol

Des expériences sur colonnes de sol remanié ont été mises en place pour obtenir certaines caractéristiques hydrodispersives du sol en milieu contrôlé (voir chapitre III.3). Deux types de colonnes ont été utilisées :

a) Colonne horizontale

Une expérience préliminaire a été réalisée de manière à obtenir la sorptivité, la diffusivité du sol remanié, ainsi que d'avoir une première idée sur la possibilité d'échange entre les anions et le sol.

L'expérience consiste à laisser s'imbiber une colonne de sol horizontale (de longueur variable entre 23 et 25,7 cm et de 20 mm de diamètre) avec une solution contenant NO_3^- ou Br^- , en condition de flux transitoire non saturé. En négligeant la gravité, le flux d'eau dans la colonne peut être décrit par la forme suivante de l'équation de diffusion non linéaire suivante (Clothier *et al.*, 1988) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D_w(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right], \quad (\text{I.20})$$

où x est la distance horizontale (m), et D_w la diffusivité capillaire ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), qui est définie

$$\text{comme : } D_w(\theta) = \frac{K(\theta)}{C_w(\theta)}. \quad (\text{I.21})$$

L'équation I.20 est obtenue en écrivant l'équation I.5 en fonction de θ et en utilisant l'équation I.21.

Nous avons utilisé une fonction exponentielle (Brutsaert, 1979) pour décrire la diffusivité D_w :

$$D_w(\theta) = \frac{\gamma S^2}{(\theta_s - \theta_n)^2} \exp \left[\frac{\beta(\theta - \theta_n)}{\theta_s - \theta_n} \right], \quad (\text{I.22})$$

où γ et β sont des constantes interdépendantes, θ_n et θ_s les teneurs en eau résiduelle et à saturation respectivement, et S ($\text{m s}^{-1/2}$), la sorptivité, donnée par (Philip, 1969) :

$$S = \int_{\theta_n}^{\theta_s} \frac{x}{t^{1/2}} d\theta = \int_{\theta_n}^{\theta_s} \lambda_B d\theta, \quad (I.23)$$

où $\lambda_B(\theta) = x(\theta) / t^{1/2}$ est la variable de Boltzman.

Pour cette expérience de courte durée (environ 30 min), où l'infiltration de l'eau induit des vitesses convectives suffisamment rapides, la diffusion du soluté peut être négligée devant la dispersion. En ignorant la diffusion et en supposant $n = 1$ dans l'équation I.11, le coefficient de dispersion hydrodynamique s'écrit : $D_s = \lambda v$. L'équation de convection-dispersion (Eq. I.14), pour le transport d'un soluté réactif dans une colonne de sol horizontale, où la teneur en eau est uniforme, devient :

$$\frac{\partial C_r}{\partial t} = \alpha' \frac{\partial}{\partial x} \left(v \frac{\partial C_r}{\partial x} \right) - v' \frac{\partial C_r}{\partial x}, \quad (I.24)$$

où $\alpha' = \lambda / R$ et $v' = v / R$. En supposant une isotherme linéaire d'adsorption, le facteur de retard R s'exprime par :

$$R = 1 + (\rho K_d / \theta), \quad (I.25)$$

où K_d est le coefficient de distribution ($L \text{ kg}^{-1}$).

En utilisant la variable de Boltzman, Watson et Jones (1981), entre autres, ont trouvé une expression approximative décrivant l'évolution de la concentration dans la colonne, après un apport de soluté de concentration C_1 pendant un temps très court :

$$C = \frac{C_r - C_o}{C_1 - C_o} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{(\lambda_B - \lambda'_B) t^{1/4}}{2(\alpha' \lambda'_B)^{1/2}} \right], \quad (I.26)$$

où C est la concentration adimensionnelle, C_o la concentration initiale dans la colonne de sol et λ'_B la position relative du point central du front d'infiltration du soluté réactif.

En supposant que la solution initialement présente dans le sol est totalement déplacée par la solution envahissante (Smiles et Philip, 1978), il est possible de localiser le point central, λ^*_B , du front d'infiltration de l'eau :

$$\int_{\theta_n}^{\theta_s} \lambda_B d\theta = \int_0^{\lambda^*_B} \theta d\lambda_B, \quad (I.27)$$

La position relative du point central du front d'infiltration du soluté réactif, λ'_B est alors donnée par (Clothier *et al.*, 1988) :

$$\lambda'_B = \lambda^*_B / R. \quad (I.28)$$

Cette expérience a permis d'obtenir la sorptivité S du sol remanié, ainsi que des valeurs pour β et γ . Le calcul de λ^*_B et sa comparaison avec λ'_B déterminé grâce aux profils $C(\lambda)$ montrent qu'il y a adsorption du brome et du nitrate et permettent de calculer une valeur du retard R , ainsi que de K_d , le coefficient d'échange.

b) Colonne verticale

Deux expériences ont ensuite été réalisées sur colonne verticale de sol (300 mm de long et 300 mm de diamètre), afin d'obtenir les paramètres de l'équation de convection-dispersion, pour le mouvement de solutés réactifs à travers ce sol.

Une solution de NO_3^- ou Br^- a été appliquée sur la surface initialement sèche, ou humide, d'une colonne de sol recompacté, avec et sans plante. Une pluie d'intensité constante est appliquée à la surface. Le flux d'eau vertical en régime transitoire, passant à travers le sol non saturé peut être décrit par l'équation de Richards (Eq. I.5). En supposant que la consommation d'eau par les racines est négligeable, cette équation peut se formuler de la façon suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_w(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} . \quad (\text{I.29})$$

La fonction décrivant la diffusivité est aussi supposée être de forme exponentielle et la conductivité hydraulique est décrite par une loi puissance (Quadri *et al.*, 1994). Les conditions initiales et aux limites pour ce flux d'eau en condition non saturée, sous une pluie d'intensité constante, sont :

$$\begin{array}{lll} \theta = \theta_i(z) & t=0 & 0 \leq z \leq l \\ q = q_0 & z=0 & t > 0 \end{array} , \quad (\text{I.30})$$

où θ_i est la teneur en eau initiale ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), l est la longueur de la colonne (m), et q_0 est le flux constant imposé à la surface (m s^{-1}).

L'équation de convection dispersion (Eq. I.14) pour un soluté réactif a été utilisée en supposant les termes de sources et puits négligeables, étant donné la courte durée de l'expérience (une dizaine d'heures). L'adsorption du soluté par la matrice solide a été décrite par une isotherme linéaire : $S_s = K_d C_r$. De la même façon que pour la colonne horizontale, le retard R du front de soluté dû à l'adsorption des anions est défini par l'équation I.25.

Les équations I.29 et I.14 ont été résolues numériquement en utilisant la méthode itérative de Newton-Raphson pour l'équation du flux d'eau, et le schéma de Crank-Nicolson pour le flux de soluté, avec les valeurs de S et D_w déterminées grâce aux expériences ci-dessus. Ces expériences ont alors fourni des valeurs de K_d , coefficient d'échange pour le nitrate et le brome, ainsi que les dispersivités λ correspondantes.

La description des expériences ainsi que les résultats sont donnés dans le chapitre III.3.

Chapitre II

II. PRÉSENTATION DU SITE ET DES MÉTHODES EXPÉRIMENTALES

II.1. MARÉ ET LES ÎLES LOYAUTÉ

II.1.1. Le milieu physique

II.1.1.1. Formation de l'île

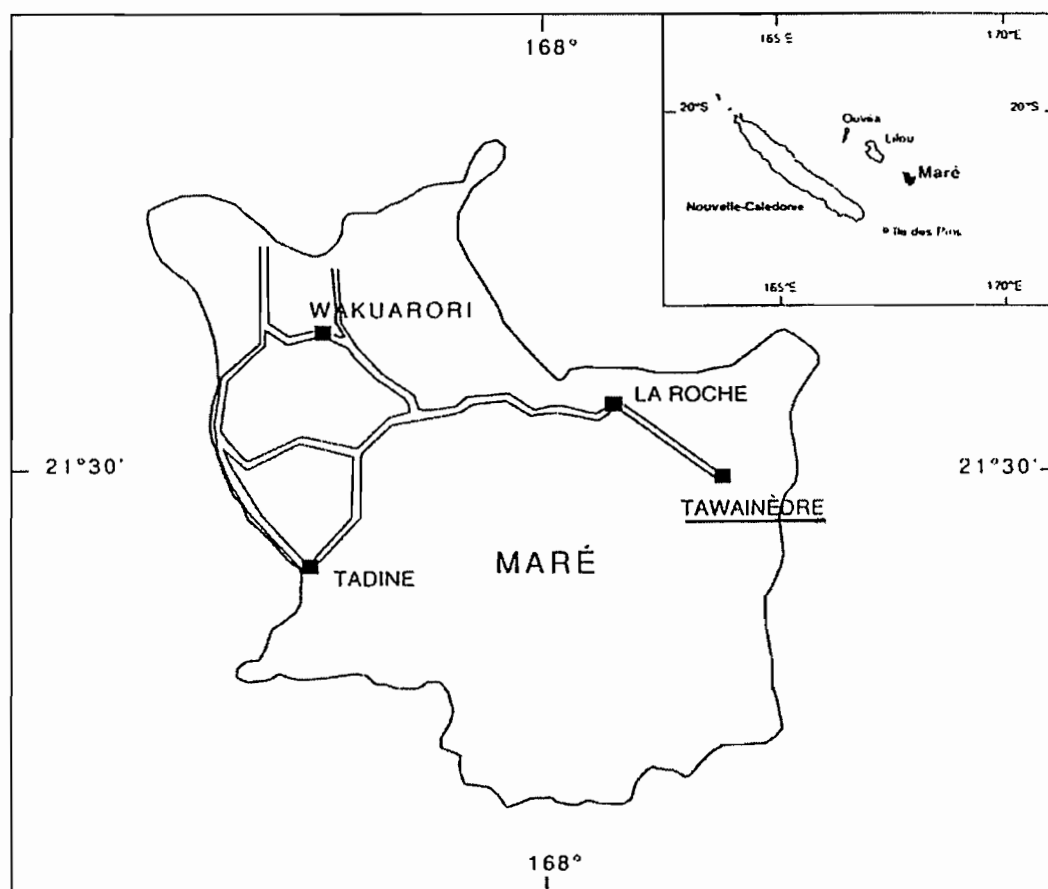


Figure II-1 : Situation géographique de Maré et de la station expérimentale

L'île de Maré (Figure II-1) s'est constituée à partir d'un atoll corallien construit autour d'un socle volcanique (Figure II-2), qui apparaît actuellement de façon très localisée en trois points de l'île (Latham et Mercky, 1983). Le soulèvement de l'atoll, à la suite de mouvements tectoniques, s'est traduit par la formation d'une île limitée à sa circonférence par la présence d'une couronne récifale, formée de matériaux très durs, d'origine calcaire et dolomitique limitant un grand plateau central (correspondant à l'ancien lagon). Lors du surélévement, ce dernier s'est progressivement rempli par diverses formations sédimentaires provenant soit de

calcaire bioconstruit (formations à rhodolithes) soit de formations biodétritiques. Ces formations calcaires servent de réservoir à une importante nappe d'eau douce. Sur ce soubassement calcaire se sont déposés, selon Tercinier (1971), des matériaux d'origine volcanique (cendres et ponces), qui se sont accumulés en couches plus ou moins épaisses entre les formations rocheuses d'origine corallienne, et qui ont donné naissance aux sols actuels.

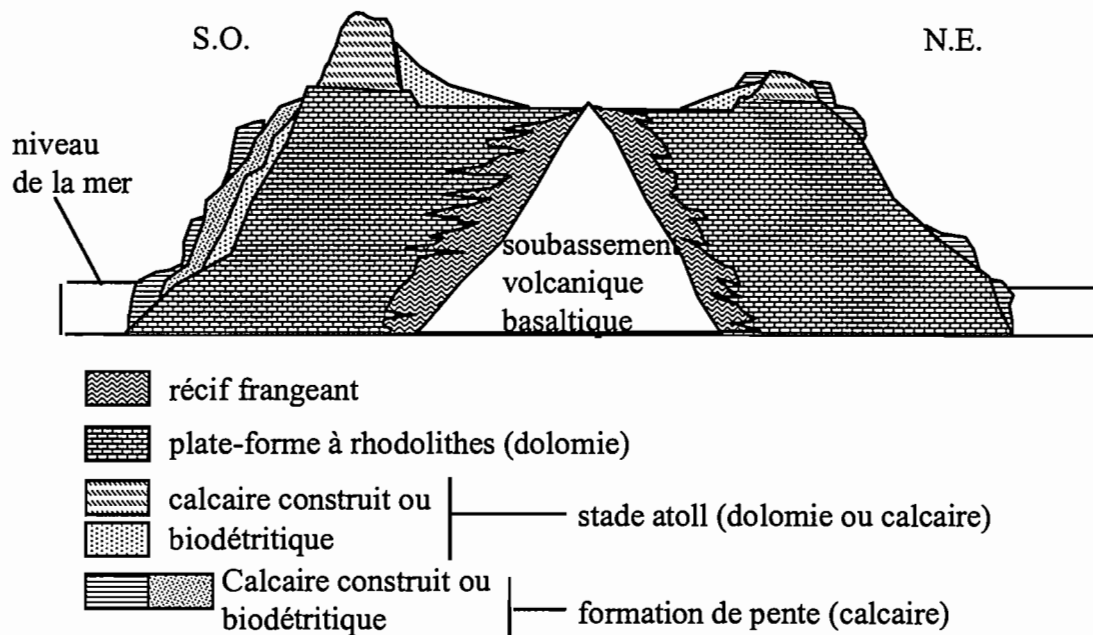


Figure II-2 : Coupe synthétique de Maré (d'après Blanchard, 1990). La dimension verticale est exagérée.

II.1.1.2. La lentille d'eau douce

Les formations calcaires dolomitiques servent de réservoir à une (ou des) lentille(s) d'eau douce qui flotte(nt) sur l'eau salée. La quantité d'eau en surplus dans la lentille s'écoule latéralement vers la mer.

La forme de la nappe, qui est lenticulaire en condition idéale, est conditionnée par les matériaux géologiques qui constituent l'île. La majorité de l'eau douce se situe généralement en dessous du niveau de la mer (voir Figure I.3 pour une représentation schématique). La structure de la lentille a été étudiée par des sondages électriques. La Figure II-3 présente le contact eau douce/eau salée en coupe NO-SE de l'île de Maré (Blanchard, 1990). L'eau douce semble atteindre une grande profondeur au centre de l'île. En s'approchant de la côte, la tranche d'eau douce dans le calcaire diminue et fait place à de l'eau saumâtre. L'épaisseur de la lentille diminuant aussi à proximité des affleurements volcano-clastiques, indiquerait la présence de cinérites imperméables jouant le rôle d'écran empêchant l'infiltration de l'eau douce en profondeur.

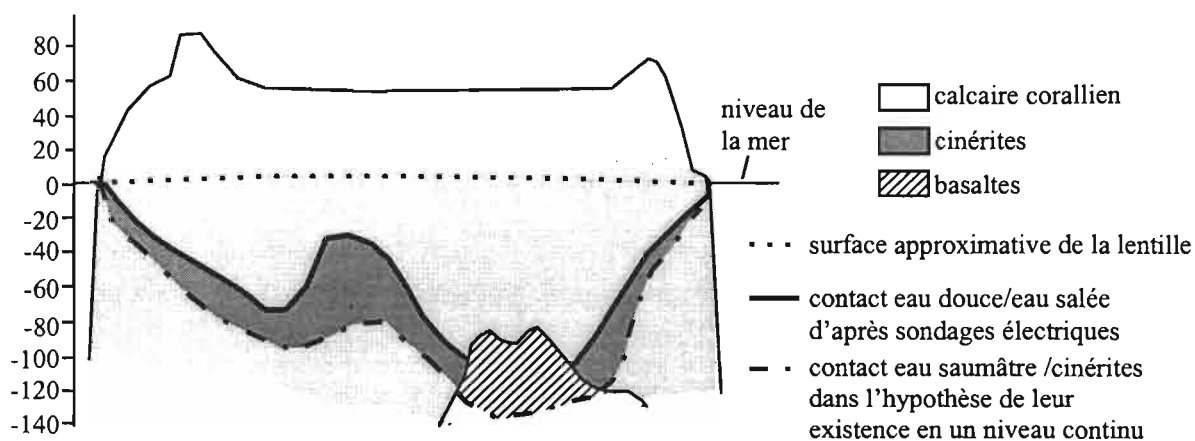


Figure II-3 : Niveau du contact eau douce/eau salée en coupe (NO-SE) (d'après Blanchard, 1990)

Une étude entreprise par l'Agence pour l'Eau et l'Environnement du Pacifique (1993) montre que les concentrations en nitrate dans les eaux des lentilles sont faibles et généralement inférieures à $7 \text{ mg NO}_3^- \text{ L}^{-1}$. Certaines stations de pompage à proximité d'habitations ou de zones agricoles ont néanmoins des eaux dont les concentrations en nitrate sont souvent plus élevées ($10\text{-}14 \text{ mg NO}_3^- \text{ L}^{-1}$).

Ces résultats et recherches bibliographiques montrent que la lentille d'eau douce de Maré semble être assez bien préservée pour l'instant. L'utilisation d'engrais chimiques est encore très limitée : la consommation est de l'ordre de 10 t d'engrais azotés par an, pour les trois îles Loyauté. La teneur en nitrate dans les eaux souterraines n'est pourtant pas nulle et peut s'expliquer par les apports d'engrais (très restreints à ce jour), par la lixiviation de l'azote des cendres après brûlis, ou encore par la présence d'élevage (cochons et vaches) sur des surfaces restreintes.

II.1.1.3. Généralités sur les sols

Les études précédentes menées sur les îles Loyauté et plus particulièrement sur Maré, notamment les travaux de Latham et Mercky (1983), ont montré que l'ancien lagon de Maré est essentiellement formé de sols bruns calciques humifères à faciès allitisé et de sols ferrallitiques allitiques humifères. Ces sols se sont formés sur les calcaires coralliens, aux dépens de dépôts de matériaux volcaniques d'apport (Tercinier, 1971). Ce sont des sols épais de quelques dizaines de centimètres, avec une variabilité importante en fonction de l'état de la surface du substrat calcaire, fortement humifère, très poreux et de couleur brun à brun-rouge foncé.

D'un point de vue minéralogique, ces sols sont d'une part essentiellement constitués d'oxydes d'aluminium (gibbsite, bohémite) et de fer (goethite), et d'autre part, ils sont dépourvus d'argiles du fait de la pauvreté en silicium dans la roche mère. Par ailleurs, bien que reposant sur un substrat calcaire, ces sols sont généralement non carbonatés, ce qui s'explique

par l'origine allochtone des produits d'altération. Ces sols sont également caractérisés par leur richesse en phosphore total, dont les teneurs atteignent souvent 1 à 2 % de P_2O_5 . Ce phosphore, qui provient probablement de la transformation d'un guano en phosphate d'aluminium (crandalite), est très peu assimilable par les plantes (Tercinier, 1971 ; Bonzon et Becquer, 1994).

II.1.1.4. Eléments de climatologie

Le climat de Maré, et des îles Loyauté en général, est plus homogène que celui de la Grande Terre du fait des faibles variations altimétriques de l'île. La température annuelle moyenne varie entre 21 et 24 °C avec des maxima de l'ordre de 31 °C (entre janvier et mars) et des minima inférieurs à 10 °C (entre juin et septembre). Il existe toutefois de légères variations entre les divers points d'observations météorologiques marquées notamment par une amplitude thermique plus faible le long des côtes par rapport à l'intérieur de l'île. La moyenne des précipitations annuelles sont respectivement de 1488 mm à Tadine (pour la période 1953-1966) (Brunel et Gernignon, 1976) et de 1641 mm à La Roche (pour la période 1956-1985) (Blanchard, 1990). La distribution des pluies montre une certaine variabilité avec un maximum de précipitation au centre de l'île et une décroissance régulière des hauteurs d'eau lorsqu'on se rapproche des côtes. La comparaison des précipitations et des mesures d'évapotranspiration montre que la pluviométrie est généralement supérieure à cette dernière : des périodes de déficit hydrique n'apparaissent, en moyenne mensuelle, qu'entre octobre et décembre (Latham et Mercky, 1983). Toutefois, l'irrégularité des pluies est importante, avec de fortes variations spatiales et inter-annuelles : à Tadine (voir Figure II-1), pour la période 1956-1985, les hauteurs de pluies des décennales sèches et humides sont respectivement de 1137 et 3013 mm (Blanchard, 1990). L'absence de cours d'eau et la forme en cuvette de l'île permet à l'ensemble de l'excédent des précipitations de servir à la recharge de la nappe d'eau douce.

II.1.1.5. La végétation

Actuellement, la végétation naturelle la plus représentative de l'île est sans doute la forêt dense humide sempervirente sur calcaire (Latham et Mercky, 1983). Elle couvre actuellement environ la moitié de la surface de l'île. Cette forêt a subi d'importantes modifications d'origine anthropique (Jaffré et Veillon, 1987) liées à la pratique des cultures traditionnelles, qui consiste à utiliser le terrain pendant deux ou trois ans, à la suite de son défrichement (par brûlis ou "à la main"), et ensuite à le laisser en jachère pendant une période plus ou moins longue pouvant varier de quelques années (généralement 8 à 10 ans) à plusieurs décennies. A ces modifications liées à une utilisation agricole du milieu, s'ajoutent bien souvent celles liées au brûlage plus ou moins systématique de certaines parcelles (Becquer *et al.*, 1993a).

Dans les zones fortement évoluées, comme la station de Tawaïnèdre (voir Figure II-1), ces modifications du milieu par l'activité humaine ont conduit à une régression importante de la couverture forestière au profit d'une savane plus ou moins herbacée à goyaviers (*Psidium guajava*), Lantana (*Lantana camera*), Imperata (*Imperata cylindrica*), faux gaïac (*Dodonea viscosa*) et faux poivrier (*Schinus terebenthifolius*). Dans les zones les moins favorables à l'agriculture, en raison de la pierrosité des sols, la forêt dense originelle s'est beaucoup mieux maintenue.

II.1.2. Les activités agricoles actuelles

Outre les cultures vivrières, généralement itinérantes et essentiellement destinées à la production d'ignames, qui représentent encore l'essentiel des activités agricoles de l'île, une certaine sédentarisation de l'agriculture associée à la production de cultures marchandes (légumes, fruits), commence à se développer.

L'agriculture ne couvre encore que des surfaces relativement modestes : Blanchard (1990) a estimé que la surface consacrée à l'agriculture était de 923 ha soit environ 1,5 % de la surface totale de l'île. Toutefois, les surfaces anthropisées (savanes, cultures, sols nus) sont beaucoup plus importantes. Une étude (Danloux, comm. pers.) montre que ces zones représentent 18,9 % de la surface totale. L'anthropisation est très variable selon le type de sol.

Types de sols	Surface (en % du tot.)	Forêts (en %)	Zones anthropisées (en %)	Surfaces anthropisées (en ha)
Sols peu évolués, non climatiques, d'érosion, sur calcaire	36,04	93,75	6,25	1449
Sols bruns calcaïques humifères à faciès allitisé	43,61	88,23	11,77	3303
Sols bruns eutrophes, ferruginisés, sur basalte	0,41	30,92	69,08	182
Sols ferrallitiques allitiques, humifères	19,94	43,77	56,23	7216

Tableau II-1 : Importance de l'anthropisation en fonction des types de sols

Les sols ferrallitiques allitiques, qui ne couvrent que 19,9 % de la surface totale, représentent près de 60 % des zones anthropisées (zones cultivées + routes + tribus, ...) (Tableau II-1). En effet, ces sols sont suffisamment profonds et présentent une extension significative. Comparativement, les sols bruns eutrophes, ferruginisés sur basalte sont des sols argileux à très bonnes qualités agrologiques mais sont malheureusement d'extension réduite. Les sols peu évolués et les sols bruns calcaïques sont très peu profonds et de nombreux cailloux et blocs de calcaire corallien sont présents à la surface du sol.

Le développement futur de l'agriculture sur ces sols particulièrement fragiles nécessite donc de mieux connaître le fonctionnement du milieu en général, et des sols en particulier.

Parallèlement à ces productions végétales, les agriculteurs de Maré se consacrent également à l'élevage traditionnel des chèvres, qui exploitent les zones de maquis, et à la production de porcs. On observe également un développement de l'élevage bovin sur des pâturages cultivés.

II.2. PRÉSENTATION DU SITE ET DES PARCELLES D'EXPÉRIMENTATION

II.2.1. Le site d'expérimentation

Une station expérimentale a été mise en place sur les sols ferrallitiques allitiques, qui sont donc parmi les sols les plus intéressants pour l'agriculture. L'île de Maré a été choisie pour sa vocation agricole, par rapport à l'île de Lifou, considérée comme ayant plutôt une vocation touristique. La gestion des essais a été réalisée par le CIRAD en collaboration avec le Service du Développement Economique de la Province des Iles, et l'exploitation a été effectuée par le GIE CORAWAKURO, dont les membres sont des agriculteurs de la tribu de Tawaïnèdre, propriétaire des terres.

Deux grands objectifs sont liés à cette expérimentation :

- pouvoir proposer aux agriculteurs de Maré, un choix de systèmes de cultures stables ;
- mettre au point des itinéraires techniques dans le cadre de ces systèmes stabilisés, adaptés aux conditions particulières (édaphiques notamment) de Maré.

II.2.1.1. Localisation du site

L'étude a été effectuée sur l'île de Maré, Iles Loyauté, Nouvelle-Calédonie, sur le site de la station du Centre d'appui au Développement Agricole de Tawaïnèdre (Figure II-1). Cette station située à environ 2 km de la tribu de Tawaïnèdre (coordonnées = S 21°30' - E 168°4', altitude 41 m), est constituée de différentes parcelles, dont la surface totale fait environ 32 ha.

II.2.1.2. Les sols de la station d'expérimentation

Les sols ferrallitiques allitiques du site de Tawaïnèdre ont été étudiés en détail par Becquer *et al.* (1993a et b) (voir annexe A) avant l'expérimentation qui fait l'objet de cette thèse, et les principaux résultats de ces études sont repris ici.

L'étude **morphologique** du profil montre que l'épaisseur du sol est réduite, entre 0 et 1m de profondeur, et en moyenne de 40 cm. La texture du sol est très fine, les particules inférieures à 20 µm représentent 70 à 80 % de l'ensemble. Le contact entre le sol et le calcaire corallien est brutal. Ce dernier présente toutefois une très grande variabilité au niveau de sa surface. Cette variabilité de la surface du calcaire, d'ordre métrique, est un problème majeur

dans la détermination, de façon fiable, de la profondeur du sol. Le profil de sol présente deux horizons majeurs :

- l'horizon de surface, de couleur brun foncé est généralement très humifère, à structure grumeleuse (parfois à tendance particulaire), meuble, très poreux, avec de très nombreuses racines ;

- l'horizon sous-jacent est essentiellement minéral (oxydique). La structure devient massive, assez poreuse, et les racines se raréfient. Cet horizon présente généralement une zone très meuble, d'environ 10 cm d'épaisseur, au contact de l'horizon humifère, et devient beaucoup plus cohérent en dessous.

Nous avons déjà vu (paragraphe II.1.1.3) que les sols ferrallitiques allitiques des Iles Loyauté présentent des caractéristiques **minéralogiques** particulières : l'analyse tri-acides de ces sols montre la large prédominance des sesquioxydes d'aluminium et de fer (34 à 42 % d' Al_2O_3 et 19 à 24 % de Fe_2O_3) et les faibles teneurs en silice (généralement moins de 1 % de SiO_2). Ces caractéristiques ont des conséquences physico-chimiques importantes et donc une grande incidence sur le fonctionnement de ces sols :

- l'absence d'argile, qui joue habituellement un rôle important dans la rétention minérale dans les sols, explique une capacité d'échange cationique à peu près nulle au niveau de la phase minérale. La rétention des cations par le sol n'est assurée que par la matière organique d'où son extrême importance, pour éviter la lixiviation de ces éléments et pour assurer le maintien de la fertilité de ces sols ;

- la richesse en oxydes d'aluminium et de fer. Ces constituants, chargés électropositivement au pH du sol, sont susceptibles de retenir de façon très énergique certains anions par des mécanismes de fixation spécifiques (notamment le phosphore), et d'en rendre l'assimilation par les plantes très difficile. Les ions tels que le nitrate, le chlore ou le brome ne développent que des interactions électrostatiques faibles avec les sesquioxydes. Ces interactions pourraient, à priori, limiter le transfert de ces ions.

Certaines caractéristiques **chimiques** sont aussi à relever :

- le $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ est très légèrement acide (entre 6 et 7), ce qui est généralement favorable à la croissance de la plupart des plantes. Le ΔpH (= $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ - pH_{KCl}) positif dans les horizons de surface devient nul en profondeur. Les charges électro négatives qui sont majoritaires en surface s'équilibrent donc en profondeur avec les charges électropositives ;

- la teneur en matière organique est très importante dans l'horizon de surface (environ 13%). Elle décroît rapidement dans les horizons inférieurs. Le C/N d'environ 10-12 est un indice d'une bonne humification de la matière organique. Les charges négatives de la matière organique pourraient contrebalancer l'effet de rétention des sesquioxydes sur les anions ;

- la capacité d'échange cationique (C.E.C.) est importante en surface et décroît rapidement en profondeur, de façon assez similaire à la matière organique. Le complexe d'échange est saturé par le calcium et par le magnésium. Par contre, le potassium est très peu abondant et doit probablement induire des carences importantes. Hormis l'horizon humifère où un peu de potassium est présent (0,48 meq/100 g), il est pratiquement absent du reste du sol (0,04 à 0,09 meq/100 g).

II.2.1.3. Le protocole d'expérimentation agronomique

Pour comparer différents systèmes de culture, trois facteurs d'intensification de la production par rapport aux techniques traditionnelles ont été étudiés :

a) le travail du sol

- un travail "lourd" qui signifie travail du sol "classique" avec labour, affinage et semis mécanisés ;

- un travail "léger" qui signifie travail du sol minimum, pas de labour mécanisé profond (simplement utilisation d'outils à disques pour un travail superficiel) et semis manuel. En 1995, les parcelles avec travail "léger" ont été buttées pour la mise en place de la culture de patates douces, de la même manière que les parcelles avec travail "lourd". Elles ont été travaillées en profondeur ce qui a influencé les résultats de l'année 1996.

b) la fertilisation

Trois niveaux de fertilisation ont été étudiés au cours de cette expérimentation :

- la fertilisation F1, qui correspond à un apport de 400 kg ha⁻¹ de 13/13/21 (N, P₂O₅, K₂O),

- la fertilisation F2 qui correspond à un apport de 800 kg ha⁻¹,

- le niveau F3 correspond à ce même apport d'engrais chimiques plus du compost, épandu à la dose de 5 t ha⁻¹, avant la préparation du sol.

Le compost apporté provient d'un mélange de Panicum, de Rhodes Grass et de fumier.

Le Tableau II-2 ci-dessous donne les caractéristiques des fertilisants apportés.

Fertilisants	Quantité (kg ha ⁻¹)	Caractéristiques
engrais minéral	400/800	13 % d'azote dont 5 % de nitrate et 8 % d'ammonium 13 % de phosphate dont 9% soluble dans l'eau et 13% dans le citrate d'ammonium 21 % de potasse sous forme de chlorure de potassium
compost	5000	21 mg g ⁻¹ d'azote total 450 mg g ⁻¹ de carbone total

Tableau II-2 : Quantité et qualité des fertilisants apportés

La première année, l'engrais a été apporté en une seule fois, au même moment que le semis, et une pluie importante est tombée 11 jours après. Etant donné les quantités de nitrate lixiviées lors de cette période (chapitre IV.3), nous avons décidé de changer le protocole expérimental en fractionnant la fertilisation en deux apports, au stade trois feuilles et au moment de la floraison du maïs. Pour les autres parcelles, nous avons essayé d'appliquer l'engrais au même moment, pour pouvoir s'affranchir des conditions climatiques dans la comparaison des différentes parcelles d'un même cycle.

c) la rotation des cultures

Plusieurs types de rotations correspondant à différents niveaux d'intensification ont été mis en place : une culture pérenne (graminées), une culture annuelle (maïs ou ignames), une culture (maïs ou ignames) + des légumineuses de couverture, ou deux cultures par an (maïs puis patates douces).

II.2.2. Les parcelles étudiées pour le suivi hydro-chimique

Parmi les différents systèmes étudiés par le CIRAD, certains ont été choisis pour l'étude des transferts hydrique et de nitrate. Nous avons voulu étudier des systèmes aussi diversifiés que possible tout en limitant notre choix aux doses de fertilisation présentant le plus de risque de lixiviation du nitrate. De plus, le maïs a été choisi comme plante de référence car son comportement est bien connu.

Le Tableau II-3 et la Figure II-4 présentent les différentes parcelles considérées, toutes n'ayant pas été suivies et étudiées durant les trois cycles. Les instruments utilisés sont décrits dans le paragraphe II.3 et leur utilisation expliquée dans II.4.

Parcelle	Culture	Rotation	Travail du sol	Fertilisation
A	sol nu	aucune	"lourd"	aucune
B	sol nu	aucune	"lourd"	F2
C	maïs	maïs-patate-douce/ maïs-patate-douce	"lourd"	F2
D	maïs	maïs-patate-douce/ maïs-patate-douce	"lourd"	F3
E	maïs	maïs-patate-douce/ maïs-patate-douce	"léger"	F2
F	maïs	maïs-patate-douce/ maïs-patate-douce	"léger"	F3
G	graminées pérennes	aucune	"lourd"	F2
H	légumineuses	aucune	"lourd"	aucune
I	maïs	maïs-légumineuses/ igname- légumineuses	"lourd"	F2

Tableau II-3 : Description des parcelles étudiées

Trois parcelles de base ont été étudiées durant les trois cycles culturaux de 1995, 1996 et 1997 (de janvier à mai) :

- une parcelle sol nu fertilisée (B),
- une parcelle en rotation maïs-patate douce/maïs-patate douce (C),
- une parcelle sous graminées pérennes (G).

Ces trois parcelles reçoivent une fumure minérale "haute" (F2) qui correspond à un apport de 800 kg ha⁻¹ de 13-13-21 (64 kg ha⁻¹ sous forme de N-NH₄⁺ et 40 sous forme N-NO₃⁻) et sont

soumises à un travail du sol "lourd" (labour et semis mécanisés), tous les ans pour les parcelles B et C, et au semis (en 1993) des graminées pour G.

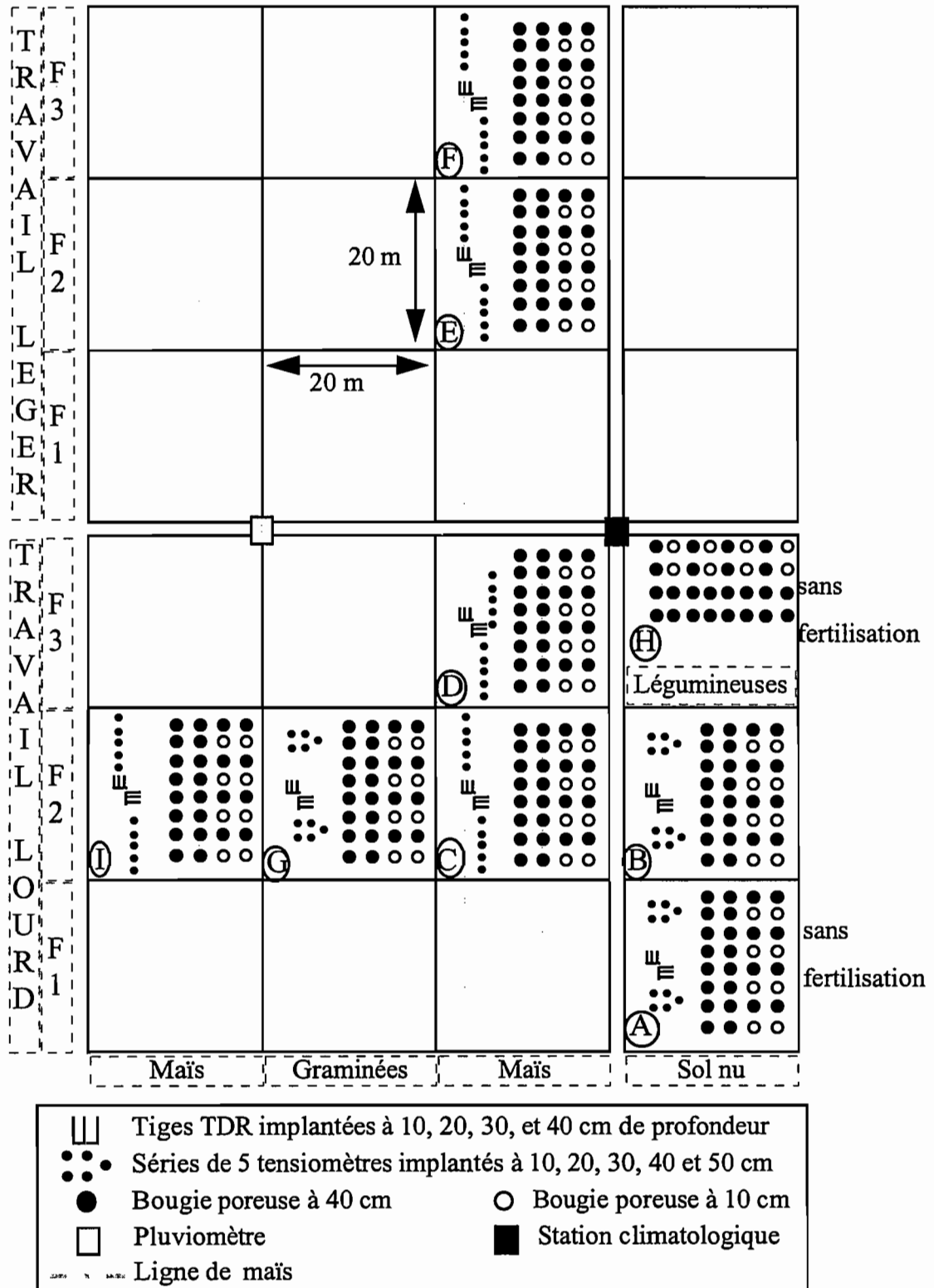


Figure II-4 : Schéma des différentes parcelles suivies et des instruments implantés

Pour le premier cycle étudié en 1995, au cours duquel le protocole expérimental a été mis au point, nous n'avons donc étudié que les parcelles B, C et G, ainsi que I. Cela nous a permis de comparer des parcelles avec même travail du sol (exception faite de G) et même fertilisation tout en comparant la parcelle maïs à cycle court (3 mois et demi) avec une plante

pérenne, susceptible de consommer le nitrate sur une période de temps plus importante. L'intérêt de suivre une parcelle sol nu (B) est de pouvoir faire la part des phénomènes pédologiques (équilibre sol-solution, lixiviation, ...) de ceux liés à la plante.

En 1996, il a été décidé d'étudier les différences de comportement selon le travail du sol et la fertilisation. Ont donc été ajoutées en plus des parcelles B, C et G :

- une parcelle sol nu non fertilisée (A), afin de pouvoir estimer la production interne du sol en azote et potassium au cours de la minéralisation de la matière organique ;
- trois parcelles en rotation maïs-patate-douce/maïs-patate-douce : la première (D), avec fertilisation "haute" plus apport de compost (F3) et sous travail du sol "lourd", la deuxième (E) avec fertilisation F2 et sous travail du sol "léger" (en principe, labour mécanisé et semis manuel, voir paragraphe II.2.1.2), et la dernière (F) avec travail "léger" et fertilisation F3 ;
- une parcelle de légumineuses (H) soumise au travail du sol "lourd" et sans fertilisation, afin d'étudier la fourniture azotée au sol d'une telle couverture, mais aussi l'importance éventuelle des pertes en azote.

En 1997, seules les parcelles A, B, C, D, G et H ont été étudiées, pour limiter le travail sur le terrain, déjà prenant en suivant 6 parcelles. Les parcelles avec travail du sol "léger" n'ont pas été suivies car les résultats n'ont pas montré de différences significatives entre le travail du sol "lourd" et "léger" (voir chapitre IV).

Les cultures auxquelles nous nous sommes intéressés sont les graminées pérennes (Rhode grass, *Chloris gayana* cv. Callide) implantées en Janvier 1993, une culture annuelle de maïs (*Zea mays* cv. Hycorn 90) et une culture annuelle de légumineuses (*Macroptilium atropurpureum* cv. Siratro).

Le Tableau II-4 présente le calendrier des principales opérations culturales.

Date	1995	1996	1997
11/01	semis + fertilisation (104 kgN/ha)	compost + labour semis	semis
15/01			
17/01			
18/01			
13/02			engrais 54 kgN/ha
15/02		engrais sur CDEFG	
24/02		engrais sur B 54 kgN/ha	
10/03	floraison		
14/03		engrais 54 kgN/ha	
17/03			engrais 54 kgN/ha
03/04		récolte en vert	pas de récolte effectuée
26/04	récolte en sec		cette année

Tableau II-4 : Protocoles expérimentaux des trois cycles culturaux du maïs

II.3. MÉTHODES D'ÉTUDE POUR LE SUIVI HYDRO-CHIMIQUE

Notre objectif essentiel a été de caractériser *in situ* la lixiviation du nitrate au-delà de la zone racinaire qui, pour les parcelles étudiées, est la limite inférieure du sol, soit en moyenne 40 cm sur le site de Tawainèdre. D'après les équations de transfert présentées au chapitre I, ceci nous a conduit à déterminer au cours de trois cycles culturaux de 1995, 1996 et 1997 :

- les flux d'eau, qui nécessitent :
 - un suivi météorologique afin de connaître les apports d'eau par la pluie et de calculer l'évapotranspiration des cultures ;
 - le suivi des teneurs en eau et de leur répartition sur le profil du sol ;
 - la détermination de la pression de l'eau du sol, et en particulier du gradient de charge hydraulique à la côte de référence. Ces deux dernières variables permettent de déterminer le drainage à la côte de référence où l'on considère que l'eau n'est plus utilisée par la culture, c'est-à-dire au-delà de la zone racinaire ;
- les teneurs en nitrate des solutions percolant à différents niveaux dans le sol, afin de déterminer le flux convectif de lixiviation et les variations de stock.

Les différents dispositifs (Figure II-5) qui ont été utilisés ainsi que les méthodes de calcul sont présentés dans la suite. Les limites d'utilisation de ces techniques seront également discutées.

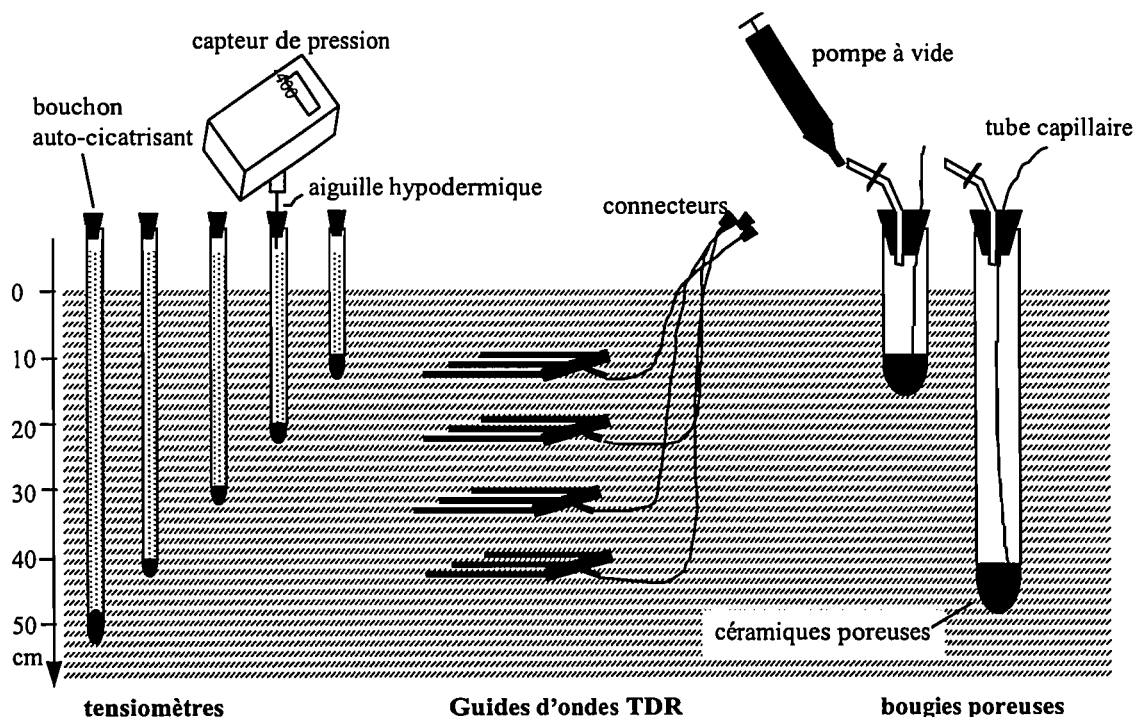


Figure II-5 : Station de mesure du transfert hydrique et de solutés dans le sol

II.3.1. Le suivi météorologique

Les différentes variables enregistrées sont les suivantes :

La pluie

Un pluviomètre à augets basculeurs relié à une centrale d'acquisition de données, permet d'enregistrer le volume de pluie tombé instantanément. En connaissant le diamètre du collecteur, on en déduit la hauteur de pluie, en mm. Le principe est le suivant : l'eau recueillie tombe dans un auget qui bascule pour un volume précis collecté (0,2 mm) et ce basculement est détecté et enregistré par une centrale d'acquisition.

La connaissance de la hauteur de pluie tombée et de son intensité sur les parcelles étudiées permet de connaître exactement les entrées du système pour le calcul du bilan hydrique de ces parcelles.

Les caractéristiques de l'atmosphère

- Le rayonnement solaire qui arrive au sol ou rayonnement solaire global, R_g ($W m^{-2}$), de courtes longueurs d'onde, est mesuré à l'aide d'un pyranomètre (modèle 6501, UNIDATA, Australie).

- Le rayonnement net ou bilan radiatif au sol, R_n , mesuré par le pyrromètre différentiel (modèle 097, UNIDATA, Australie), est la quantité d'énergie disponible pour le processus d'évaporation et de transfert de chaleur sensible entre le sol et l'atmosphère.

Pour pallier un fonctionnement défectueux du pyrromètre pendant une période après le cyclone du 27 mars 1996, une relation entre R_n et R_g a dû être établie empiriquement :

$$R_n = 0,72 R_g - 1,62 ; R^2 = 0,99.$$

- La température T ($^{\circ}K$) est mesurée et enregistrée grâce à un thermomètre sous abri et l'humidité relative H_r (en %) grâce à un psychromètre. La vitesse du vent U (en $m s^{-1}$) et sa direction sont déterminées avec un anémomètre, situé à 2 m au-dessus de la surface du sol.

II.3.2. Mesures de la teneur en eau et de la conductivité électrique du sol par TDR

II.3.2.1. Principe et description

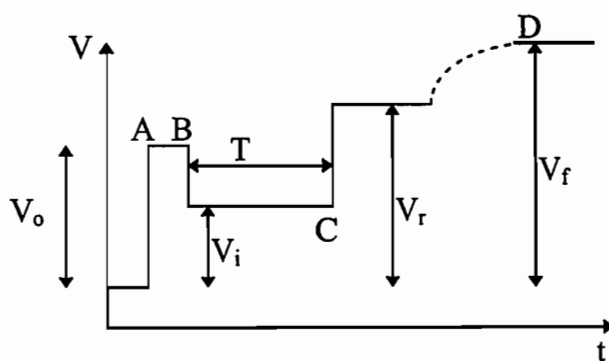
L'étude impose la mesure aussi précise que possible de l'évolution des teneurs en eau à différentes profondeurs du sol. La mesure par prélèvement gravimétrique, méthode destructive par excellence, n'est pas envisageable pour le suivi *in situ* de l'évolution de l'humidité sur des surfaces de terrain réduite. La sonde à neutrons n'a pas été utilisée pour deux raisons principales : elle est mal adaptée aux mesures proches de la surface du sol (au-dessus de 15 cm de profondeur), et l'importation d'une source radioactive en Nouvelle-Calédonie n'est pas aisée. La mesure par Reflectométrie dans le Domaine Temporel, étant une technique utilisée maintenant depuis plus de 15 ans avec succès (Topp *et al.*, 1980), a donc été choisie. Diverses calibrations ont été proposées pour la mesure de la teneur en eau (Topp *et*

al., 1980 ; Dasberg and Dalton, 1985 ; Roth *et al.* 1992 ; Jacobsen et Schjonning 1993) et cette technique pour la mesure de la teneur en eau est maintenant bien acceptée et couramment utilisée (Zegelin *et al.*, 1992 ; Vanclooster *et al.*, 1993 ; Vogeler *et al.*, 1996).

La TDR est constituée de deux éléments principaux : une unité centrale et un guide d'onde, reliés entre eux par un câble coaxial. Le guide d'onde, formé de tiges parallèles (trois tiges de 20 cm de long dans notre cas) est enfoncé dans le sol. Nous avons enfoncé les guides d'onde horizontalement dans le sol, pour avoir la teneur en eau à une profondeur donnée du profil. Ce principe permet une installation peu destructive pour le sol et un mouvement parallèle et perpendiculaire de l'eau autour des tiges (Nissen et Moldrup, 1994). Ce guide joue le rôle de câble coaxial et évite l'emploi d'un adaptateur d'impédance (Zegelin et White, 1989). Le fil extérieur du câble coaxial est substitué par les deux tiges en métal à l'extérieur du guide d'onde, et le cœur par la tige du milieu.

L'unité centrale génère des impulsions électromagnétiques qui sont transmises jusqu'au guide d'onde par le câble coaxial. Cette impulsion subit diverses atténuations lors de son passage le long du guide et à travers le matériau. Un tracé idéal de l'onde en fonction du temps est présentée à la Figure II-6. L'unité mesure également la propagation et la réflexion de l'impulsion ainsi que son atténuation par le milieu, et enregistre les valeurs.

L'onde entre dans le câble coaxial au point A et va jusqu'au début du guide d'onde au point B. A ce point, une partie de l'impulsion est réfléchiée vers le point A, ce qui a pour conséquence une diminution de l'amplitude de l'onde. Au point C, qui correspond à la fin du guide d'onde, l'onde transmise est totalement réfléchiée vers B. Ensuite, une partie est transmise au générateur, ce qui cause l'augmentation d'amplitude au point C, et le reste est à nouveau réfléchi vers le point C. De multiples réflexions continuent ainsi jusqu'à ce que l'onde disparaisse et l'amplitude finale soit atteinte au point D (Cassel *et al.*, 1994).



- A : sortie du générateur
- B : réflexion au début du guide d'onde
- C : réflexion à la fin du guide
- D : amplitude finale après de multiples réflexions
- AB : temps de parcours le long du câble coaxial
- BC : temps de parcours le long du guide d'onde implanté dans le sol
- T : temps de propagation mesuré
- V_0 : amplitude de référence
- V_i : amplitude initiale
- V_r : amplitude après réflexion à la fin du guide
- V_f : amplitude finale

Figure II-6 : Une trace idéale de l'onde TDR en fonction du temps (Vogeler, 1997a)

La réponse d'un matériau homogène à une excitation électromagnétique varie en fonction de ses caractéristiques physico-chimiques. Elle fait appel à trois paramètres : la

permittivité électrique, la conductivité électrique et la perméabilité magnétique. Pour la plupart des sols, la perméabilité magnétique est supposée égale à celle du vide, car les principaux minéraux rencontrés, ainsi que l'eau, ont une perméabilité magnétique relative très voisine de 1. Pour le sol de Maré, constitué en majorité d'oxydes de fer et d'aluminium, cette perméabilité magnétique doit certainement être prise en considération : en effet, la perméabilité relative de l'hématite (Fe_2O_3) est de 1,0065, celle de la magnétite est de 7 (Zakri, 1997). La part électrique du signal est fortement influencée par les propriétés diélectriques des constituants du sol, et en particulier l'eau. En effet, la constante diélectrique apparente (K_a) de l'eau libre est de 81,4, celle des minéraux entre 3 et 5, celle de l'air est 1, et celle de la matière organique est comprise entre 6 et 8, à une température de 20 °C et à une fréquence de 1 Ghz (Vogeler, 1997a). Cela signifie qu'une variation, aussi minime soit-elle, de la teneur en eau va provoquer une variation importante de la constante diélectrique du matériau.

a) La TDR pour mesurer la teneur en eau du sol

La détermination de la teneur en eau des sols nécessite la mesure de la vitesse (v_e) de propagation de l'impulsion électromagnétique le long du guide d'ondes, donnée par Topp *et al.* (1980) :

$$v_e = c K_a^{-1/2}, \quad (\text{II.1})$$

avec c la vitesse de la lumière ($3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$), et K_a , la constante diélectrique du milieu. La vitesse de propagation (Eq. II.1) est calculée à partir du temps (T en s) d'aller et retour de l'onde dans le guide de longueur l :

$$v_e = 2l / T, \quad (\text{II.2})$$

où l est la longueur du guide d'onde (m). En combinant les équations II.1 et II.2, on élimine la vitesse et on obtient la relation donnant la constante diélectrique directement à partir du temps mesuré, soit :

$$K_a = \left(\frac{cT}{2l} \right)^2. \quad (\text{II.3})$$

Une relation d'étalonnage entre K_a et θ permet alors d'en déduire la teneur volumique en eau. La courbe établie par Topp *et al.* (1980), qui est un polynôme empirique du troisième degré en K_a , considérée comme valable dans une large gamme de sols, a d'abord été proclamée universelle. La relation proposée :

$$\theta = -5,3 \times 10^{-2} + 2,92 \times 10^{-2} K_a - 5,5 \times 10^{-4} K_a^2 + 4,3 \times 10^{-6} K_a^3, \quad (\text{II.4})$$

a été discutée par la suite par d'autres auteurs. Roth *et al.* (1992) donnent une calibration unique pour les sols usuels et une autre, distincte de la précédente, pour les sols organiques (qui contiennent plus de 30 % de matière organique). La présence de propriétés magnétiques dans les sols qu'ils ont étudiés ne semble pas avoir d'influence sur la calibration de la TDR. D'après Nadler *et al.* (1991), la plupart des fonctions de calibration peuvent être exprimées par une relation similaire, non identique à celle de Topp. Jacobsen et Schjonning (1993) utilisent la relation de Topp en y incorporant le taux de matière organique, la densité apparente, le taux d'argile et la température. Mais les relations trouvées ne sont pas plus

satisfaisantes qu'un polynôme semblable à celui de Topp, étant donnée l'incertitude sur la détermination de la teneur en eau par prélèvements gravimétriques.

Une autre approche pour déterminer la teneur en eau à partir de la constante diélectrique du sol est l'utilisation des lois de mélange, utilisant les constantes diélectriques et les fractions volumiques des composants du sol (Alharthi et Lange, 1987 ; Roth *et al.*, 1990 ; Dirksen et Dasberg, 1993 ; Weitz *et al.*, 1997 ; Young *et al.*, 1997 ; Zakri, 1997).

Un résumé des calibrations utilisées dans la littérature est donné dans Jacobsen et Schjonning (1994) ainsi que l'adéquation à leurs données pour 5 sols différents. Il apparaît que pour les sols considérés, le modèle mixte de Maxwell-De Loor (utilisé par Dobson *et al.*, 1985) constitue la meilleure alternative. Ce modèle, issu des lois de mélange, permet de calculer la teneur en eau uniquement à partir de paramètres physiques, accessibles à la mesure directe.

b) La TDR pour mesurer la concentration en soluté

Dalton *et al.* (1984) ont été les premiers à proposer l'utilisation de la TDR pour mesurer la conductivité électrique (σ) du sol. Ils ont démontré que l'atténuation de l'amplitude de l'onde le long du guide peut être utilisée pour déterminer σ . La concentration résidente de soluté C_r est ensuite déterminée à partir de σ . Depuis, plusieurs approches ont été suggérées pour utiliser l'atténuation du signal réfléchi pour déterminer σ , et elles sont fondées sur diverses valeurs de l'amplitude à différents points le long de la trace de la TDR (voir Figure II-6). Cependant, on ne sait pas pour l'instant quelle est l'approche la plus appropriée pour le calcul de σ (Vogeler, 1997a). Nous présentons ici la méthode de Wraith *et al.* (1993) réutilisée ensuite par Vogeler *et al.* (1996).

D'après Nadler *et al.* (1991) et Wraith *et al.* (1993), la conductivité électrique du sol peut être calculée à partir de l'impédance (Z_L) mesurée lorsque toutes les multiples réflexions de l'onde transmise dans le guide ont disparu. Ces auteurs supposent alors qu'il existe une relation inverse entre σ et Z_L donnée par :

$$\sigma = K_G Z_L^{-1} f_c \quad , \quad (II.5)$$

où K_G est une constante géométrique du guide d'onde (m^{-1}), qui doit être déterminée empiriquement, et f_c un coefficient correcteur en fonction de la température. L'impédance électrique du sol est calculée en utilisant la technique de Wraith *et al.* (1993). En mesurant l'amplitude de référence, V_o , l'amplitude initiale V_i au début du guide d'onde, et l'amplitude finale V_f (voir Figure II-6) après de multiples réflexions, Z_L peut être calculée par :

$$Z_L = Z_o \frac{V_f - V_o}{2V_i - V_f - V_o} \quad , \quad (II.6)$$

où Z_o (Ω) est l'impédance caractéristique de la TDR.

La constante géométrique du guide d'onde est simplement donnée par :

$$K_G = \sigma_{ref} Z_L \quad , \quad (II.7)$$

où σ_{ref} est la conductivité électrique d'une solution de référence à la température de 298 K. Cette constante K_G peut être calculée par l'équation II.6, en immergeant un guide d'onde TDR dans des solutions de diverses conductivités électriques connues, et en mesurant les impédances respectives.

Ward *et al.* (1994) ont suggéré deux méthodes pour obtenir la relation $\sigma - C_r$. La première est une méthode indirecte fondée sur l'analyse des solutions recueillies à la base de colonnes de sol. La deuxième est une méthode plus directe qui nécessite la mise en place d'une expérience spécifique, au cours de laquelle l'impédance mesurée est reliée aux concentrations de solutés à des teneurs en eau fixées. Cette méthode est décrite et utilisée par Vogeler *et al.* (1997b). Cette méthode donne de bons résultats pour des expériences en colonne de sol en conditions contrôlées (teneur en eau peu variable, présence d'anions connus) mais est encore peu utilisée sur le terrain.

II.3.2.2. Etalonnage de la TDR pour la mesure de la teneur en eau

La revue bibliographique précédente nous a montré l'existence de divergences importantes selon les modèles utilisés. Etant donné d'une part le caractère oxydique de notre sol et d'autre part sa teneur importante en matière organique (en surface), il nous a fallu procéder à notre propre étalonnage. Nous avons effectué une calibration empirique, car nous n'avons pas pu procéder à des mesures de perméabilité magnétique pour utiliser les lois de mélange.

Deux méthodes ont été utilisées pour l'étalonnage de la TDR. Premièrement, nous avons effectué des mesures simultanées de TDR et d'humidité par prélèvements gravimétriques sur le terrain. Ensuite, nous avons implanté un guide d'onde dans des monolithes de sol non remaniés (30 x 15 x 10 cm), prélevés au champ à une teneur en eau proche de la saturation. Ces monolithes étaient placés sur une balance et les mesures effectuées au cours de la dessiccation. L'horizon de surface a été réhumecté une deuxième fois au laboratoire pour une autre série de mesures (on ne constate pas de différence entre les deux dessiccations).

Trois niveaux ont été différenciés pour l'étalonnage :

- le premier, proche de la surface, entre 0 et 10 cm,
- le deuxième, niveau intermédiaire, entre 20 et 30 cm,
- le dernier, en profondeur entre 40 et 50 cm.

Ces niveaux correspondent approximativement aux trois principaux volumes de sol déterminés lors des descriptions des profils (chapitre III.1).

Les données ont été analysées par une fonction polynômiale du troisième degré, analogue à la première calibration trouvée par Topp *et al.* (1980) et réutilisée par de nombreux auteurs (Dasberg et Dalton, 1985 ; Nadler *et al.*, 1991 ; Roth *et al.*, 1992 ; Zegelin *et al.*, 1992 ; Jacobsen et Schjonning, 1993).

Le polynôme est de la forme suivante :

$$\theta = a + bK_a + cK_a^2 + dK_a^3,$$

où a , b , c et d ont été déterminés par la méthode des moindres carrés. La Figure II-7 montre les points expérimentaux ainsi que les courbes d'étalonnage pour les trois horizons.

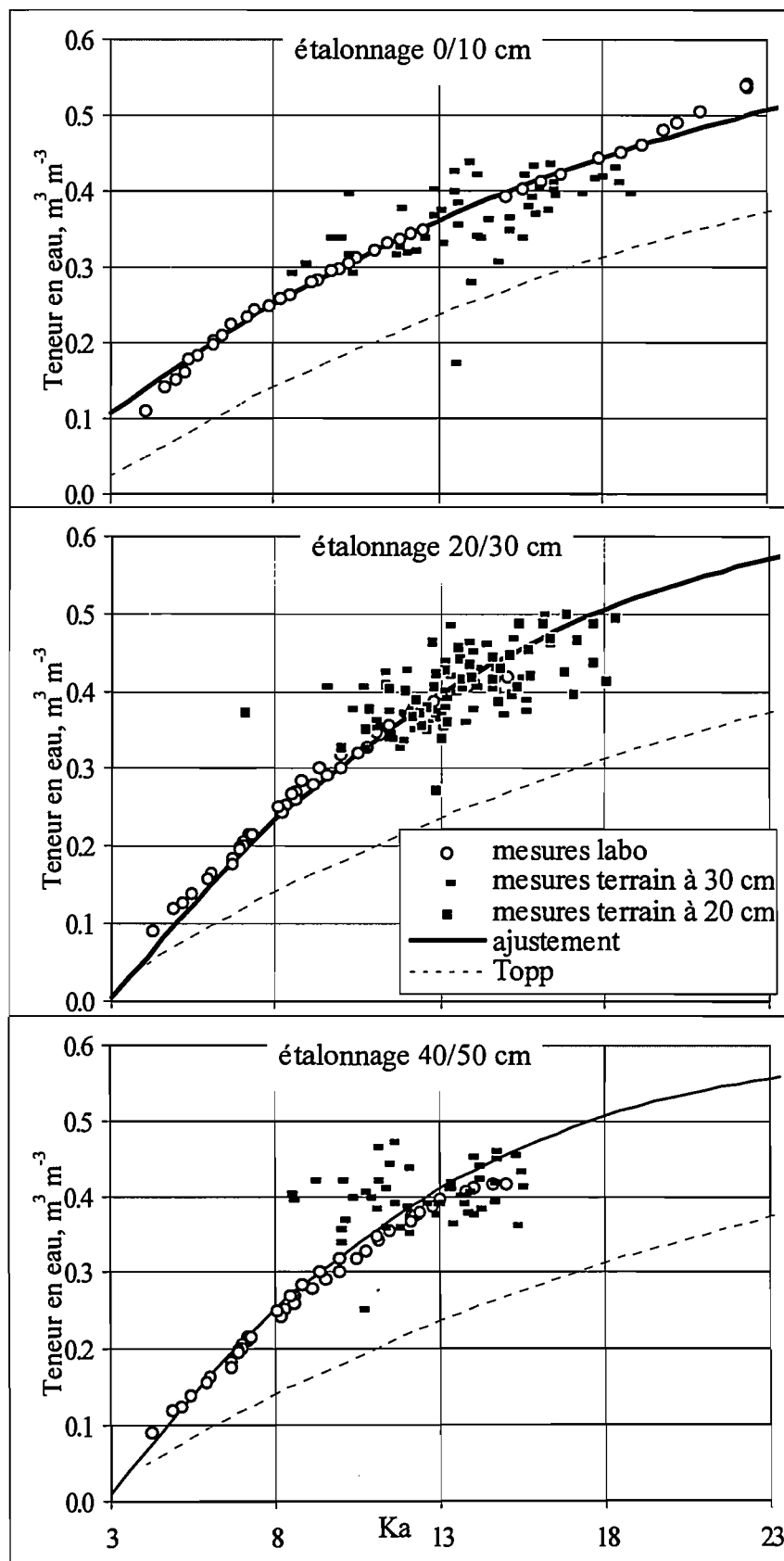


Figure II-7 : Étalonnage de la TDR pour les trois horizons

Le Tableau II-5 précise la valeur des différents paramètres selon la couche de sol étudiée, ainsi que le coefficient de détermination R^2 de la relation ajustée sur les mesures effectuées au laboratoire sur monolithes et sur le terrain.

profondeur	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	R^2
10 cm	4,0 E-4	3,8 E-6	-9,0 E-4	8,9 E-4	0,84
20 à 30 cm	-1,7 E-1	6,3 E-2	-1,7 E-3	1,6 E-5	0,80
40 à 50 cm	-1,8 E-1	7,0 E-2	-2,2 E-3	2,4 E-5	0,84

Tableau II-5 : Paramètres de l'étalonnage de la TDR en fonction de la profondeur

Les courbes ajustées pour les horizons 20 à 30 cm et 40 à 50 cm ne sont pas significativement différentes. La calibration de la TDR différencie donc deux couches de sol : l'horizon de surface, humifère et de faible masse volumique sèche, et les couches plus profondes. D'après Jacobsen et Schjonning (1993), le taux de matière organique et la densité apparente sont des paramètres importants dans la calibration de la TDR. Par contre, la différence de structure entre les horizons ne semble pas l'être.

II.3.2.3. Mesures des paramètres de transport des solutés par TDR

Récemment, la TDR a été utilisée pour suivre le mouvement de l'eau et des solutés grâce à la mesure simultanée de la teneur en eau et de la conductivité électrique du sol et estimer les paramètres de transport. Kachanovski *et al.* (1992) ont été parmi les premiers à mesurer ces paramètres en utilisant des guides d'onde TDR installés verticalement dans une colonne de sol. Vanclooster *et al.* (1993) ont adapté cette méthode pour les guides d'onde installés horizontalement. Ils ont obtenu une bonne concordance entre les paramètres obtenus par la TDR et ceux obtenus par l'analyse des effluents à la base de la colonne de sol. Cependant, ces études se fondent sur l'hypothèse d'une relation linéaire entre la conductivité électrique et la concentration de la solution du sol.

Nous présentons ici une approche simple pour déterminer les paramètres de transport d'un soluté réactif, qui a été testée par des expériences en colonne de sol (voir chapitre III.3). Cette méthode est fondée sur la mesure du changement de teneur en eau et de conductivité électrique, après l'application d'une solution, lixiviée à travers le sol et permet de calculer le retard R du soluté réactif, à partir duquel on peut estimer K_d , le coefficient d'adsorption.

Pour un sol de type "Green-Ampt", c'est-à-dire un sol dont la diffusivité capillaire est un Dirac, l'eau entre dans le sol avec un front en forme de rectangle (voir Figure II-8), qui "glisse au-dessus" de la teneur en eau antécédente θ_i . La quantité d'eau I (m) qui est entrée dans le sol peut être ainsi calculée, à tout moment, par (Clothier, 1998) :

$$I = x_f (\theta_o - \theta_i), \quad (\text{II.8})$$

où x_f est la position du front d'infiltration (m), θ_o est la teneur en eau finale ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

La vitesse du front d'infiltration, v_f , est alors donnée par :

$$v_f = \frac{\partial x_f}{\partial t} = \frac{i}{(\theta_o - \theta_i)}, \quad (\text{II.9})$$

où i est le taux d'infiltration (m h^{-1}). Si les guides d'onde TDR ont été implantés horizontalement à des distances régulières, et en mesurant $\theta(t)$ à ces différentes profondeurs, il est alors possible de calculer v_f .

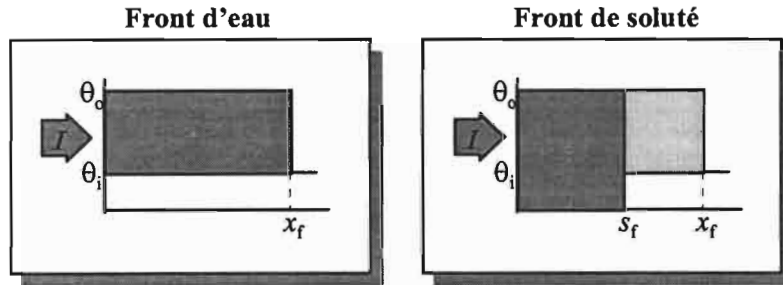


Figure II-8 : Comparaison entre un front d'eau et un front de soluté en conditions idéales

L'eau qui s'infiltré dans le sol entraîne les solutés que nous pouvons considérer comme étant transportés à travers la totalité de l'espace poral. En supposant donc que toute l'eau est mobile et que la dispersion et la diffusion des solutés sont négligeables, le front d'invasion du soluté s_f (m) peut être localisé à la profondeur suivante (voir Figure II-8) :

$$s_f = \frac{I}{\theta_o}. \quad (\text{II.10})$$

En calculant la dérivée de cette équation en fonction du temps, on obtient la vitesse d'invasion du soluté, v_s (m h^{-1}) :

$$v_s = \frac{\partial s_f}{\partial t} = \frac{i}{\theta_o}. \quad (\text{II.11})$$

En éliminant i par la combinaison des équations II.8 et II.10, on obtient une relation entre les deux vitesses :

$$v_s = v_f \frac{(\theta_o - \theta_i)}{\theta_o}. \quad (\text{II.12})$$

En utilisant la TDR pour la détermination de la teneur en eau, il est donc possible de mesurer tous les termes de droite de l'équation II.12, et donc de prédire la vitesse du front du soluté v_s . Cependant, les guides TDR installés horizontalement mesurent aussi le changement de conductivité électrique au passage du front de soluté. En mesurant $\sigma(t)$ à chaque profondeur, il est possible de mesurer cette vitesse v_s^* . Si la valeur mesurée est inférieure à celle prédite (calculée par III.11 ou III.12), cela signifie qu'il y a eu échange chimique entre le soluté et le sol. Le retard R est simplement donné par : v_s / v_s^* . En supposant une isotherme d'adsorption linéaire, il est alors possible de calculer le coefficient d'adsorption K_d (L kg^{-1}) à partir de la formule suivante :

$$R = 1 + \frac{\rho K_d}{\theta_o} = \frac{v_s}{v_s^*}. \quad (\text{II.13})$$

Cette approche simple pour obtenir le retard et le coefficient d'adsorption a été testée sous conditions contrôlées sur colonne de sol recompacté en laboratoire. Les résultats ont été comparés avec ceux obtenus par l'analyse des effluents à la base de la colonne de sol (chapitre III.3).

II.3.3. La méthode tensiométrique

Un tensiomètre permet de mesurer, à une certaine profondeur, la pression h (cm) de l'eau dans le sol. La charge hydraulique H (ou énergie potentielle par unité de poids) est la somme de h et de la cote z (cm) :

$$H = h - z, \text{ avec l'axe des } z \text{ orienté positivement vers le bas.}$$

La connaissance de cette charge hydraulique à plusieurs profondeurs permet de calculer les gradients de charge $\frac{\Delta H}{\Delta z}$, pour en déduire la direction des écoulements de l'eau dans le sol : l'eau s'écoule dans le sens des charges décroissantes.

Dans la zone non saturée du sol, h est toujours négatif et est fonction de la teneur en eau. Les agronomes expriment généralement les données en terme de succion $\Psi = -h$ et de potentiel matriciel de l'eau : $pF = \log_{10} (\Psi \text{ en cm})$.

Le type de tensiomètre utilisé (Figure II-5) est constitué d'une céramique poreuse surmontée d'un tube fermé par un bouchon auto-cicatrisant à jupe rabattable. La mesure de la charge hydraulique est effectuée au moyen d'un capteur tensimétrique électronique, muni d'une aiguille que l'on enfonce, à travers le bouchon auto-cicatrisant, dans la chambre de mesure. Le capteur mesure la dépression existant dans la chambre de mesure, située entre le bouchon et la surface de l'eau contenue dans le tensiomètre. L'aiguille, après avoir traversé le bouchon étanche, est soumise à la dépression qui règne à l'intérieur de la canne. Cette dépression, transmise à travers l'aiguille jusqu'au capteur, sera mesurée par la cellule située plus haut dans la sonde. La dépression ainsi mesurée est directement liée à la pression qu'exerce l'eau du sol au niveau de la bougie poreuse du tensiomètre.

Ce tensiomètre fonctionne pour des pressions comprises entre 0 et -800 mbar. Ce système demande à être installé avec précaution : il faut assurer un très bon contact entre la céramique poreuse et le sol, ce qui n'a pas été facile dans l'horizon de surface, qui sèche très vite et devient soufflé.

II.3.4. Méthodes d'étude de la solution du sol

II.3.4.1. Les cellules de prélèvement

Les cellules de prélèvement sont formées d'un collecteur constitué d'une bougie en céramique poreuse et d'une canne en PVC opaque. La cellule est fermée par un bouchon percé où passe un tube capillaire, allant jusqu'au fond de la céramique poreuse pour collecter la solution, et d'un tuyau pour exercer un vide partiel à l'intérieur de la cellule (Figure II-5). Sous l'effet de la dépression provoquée à l'intérieur de la canne grâce à une pompe à vide, l'eau du sol va entrer dans la bougie poreuse et le prélèvement de la solution s'effectue avec une seringue reliée au tube capillaire. La seringue est rincée à l'eau distillée avant chaque prélèvement.

L'analyse en NH_4^+ et NO_3^- est effectuée par colorimétrie à l'aide d'un auto-analyseur TECHNICON.

L'utilisation des bougies poreuses est courante depuis les années 1960 pour étudier le mouvement des nutriments dans les sols (Litaor, 1988). Pourtant, de nombreux problèmes n'ont pas été résolus quant à la représentativité de la solution recueillie car :

- la taille réduite du collecteur ne permet pas de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale du milieu. De plus, la solution du sol provient d'un volume de sol appelé "sphère d'influence" (Kugler, 1988) qui dépend du sol, de son état hydrique et de la dépression appliquée ;
- hormis le Téflon (très coûteux), les matériaux poreux utilisés, comme la céramique, ne sont pas chimiquement inertes. Bernhard et Schenck (1986), trouvent des phénomènes de sorption/désorption de l'ammonium sur la céramique poreuse ;
- la succion exercée dans la bougie poreuse entraîne des perturbations hydrodynamiques dans le volume de sol autour de la bougie (Barbee et Brown, 1986). Selon sa valeur, il subsiste une incertitude quant à la nature, mobile ou stagnante, de l'eau recueillie ;
- d'après Brandi-Dohrn *et al.* (1996), les bougies poreuses prélevant la solution du sol sous l'effet d'une dépression provoquée à l'intérieur, collectent la concentration résidente. Djurhuus et Jacobsen (1995), comparant les prélèvements de sol avec les bougies poreuses rapportent que celles-ci prélèvent la concentration de flux.

De nombreuses études donnent donc des résultats plus ou moins favorables à l'utilisation des bougies poreuses. Cependant, cette technique semble adaptée au nitrate, ion peu soumis aux phénomènes de sorption. Poss *et al.* (1995) trouvent les bougies efficaces pour suivre l'évolution de la lixiviation du nitrate dans un sol relativement homogène et qui contient peu d'argile. D'après Bernhard et Schenk (1986), l'utilisation des bougies poreuses est la méthode la moins mal adaptée pour le suivi du nitrate.

Des tubes lysimétriques (Roose, 1973) et des plaques lysimétriques (Shilova, 1955) ont également été implantés dans le sol. Mais ces dispositifs n'ont pas permis de récolter correctement la solution du sol et leur utilisation n'a pas été poursuivie.

II.3.4.2. Extraction de l'azote minéral

Des prélèvements de terre ont aussi été effectués pour suivre la concentration résidente de l'azote dans le sol. L'azote minéral échangeable (NO_3^- et NH_4^+) est extrait d'un sous échantillon de sol par agitation d'une heure dans une solution KCl 1M, puis centrifugation et filtration. L'ammonium et le nitrate sont dosés par colorimétrie à l'aide d'un auto-analyseur TECHNICON. Un autre sous échantillon de sol est pesé et séché à 105°C pendant 48h pour déterminer l'humidité du sol, afin de calculer les concentrations en NO_3^- et NH_4^+ dans le sol sec.

Cette démarche est généralement utilisée pour mesurer l'azote inorganique du sol, par exemple pour donner des recommandations de fumures. Il est sans doute illusoire d'utiliser ce type de méthodes pour quantifier précisément la lixiviation du nitrate car de nombreux phénomènes interagissent en même temps (voir chapitre I.3) : lixiviation, prélèvements par les plantes, nitrification et minéralisation, sorption et éventuellement des pertes gazeuses. Toutefois, cette méthode peut présenter deux intérêts principaux : i) sur des périodes courtes où le drainage est important, on peut penser que les diverses sources (productions d'azote) et les puits (consommation et/ou sorption) sont faibles et éventuellement se compensent par rapport à la lixiviation. Cela permet d'avoir une estimation raisonnable de la lixiviation ; ii) en absence de végétation et en période sèche, cette démarche permet aussi d'estimer la minéralisation et la nitrification (voir chapitre IV.3).

II.3.5. Intérêts et limites de ces méthodes

Nous avons présenté dans ce paragraphe les différentes méthodes que nous avons utilisées pour le suivi de la lixiviation du nitrate. Ces méthodes présentent des avantages, mais aussi des limites ou des défauts que nous avons discutés dans chaque paragraphe concerné.

Nous avons essayé d'étudier de façon la plus complète possible, grâce à ces méthodes, les transferts de solutés en prenant en compte les différents processus entrant en jeu. Bien-sûr, notre démarche reste incomplète et certains paramètres restent difficiles à mesurer sur le terrain. En se fondant sur la synthèse des connaissances actuelles et des points à approfondir effectuée par Vauclin (1994), certains processus n'ont pas ou très peu été abordés dans cette étude. Elle reste limitée aux aspects physiques et chimiques du transport, il serait intéressant d'approfondir les processus biologiques, notamment la minéralisation de l'azote. L'influence de la variabilité spatiale et temporelle des propriétés hydrodynamiques du sol serait aussi à approfondir. Certaines hypothèses de base ont été utilisées pour pouvoir utiliser les théories darcéenne et fickienne des écoulements. Elles mériteraient d'être vérifiées.

II.4. EQUIPEMENTS DES PARCELLES ET PROTOCOLES DE MESURES

Le suivi des principales variables d'état (teneur en eau, pression de l'eau, et concentration en nitrate de la solution du sol) a été effectué grâce à l'utilisation de méthodes de mesures non destructives décrites au paragraphe II.3. Dans le souci d'avoir des résultats obtenus dans les mêmes conditions, toutes les parcelles ont été équipées de la même façon (Figure II-5), quand la profondeur du sol le permettait.

- *Teneur en eau*

Toutes les parcelles ont été équipées de 8 sondes TDR (Time Domain Reflectometry), deux à chaque profondeur, 10, 20, 30, et 40 cm. Ces sondes ont été installées horizontalement (voir Figure II-5), à partir d'une fosse creusée au préalable et rebouchée ensuite. Les mesures ont été effectuées à l'aide de l'appareil TRASE de SoilMoisture.

- *Pression de l'eau dans le sol*

La détermination des profils de pression de l'eau dans le sol a été effectuée à l'aide de 10 tensiomètres (SMS de SDEC), deux par profondeur, implantés verticalement à 10, 20, 30, 40 et 50 cm (Figure II-5). La pression est relevée dans le volume d'air entre le bouchon et l'eau dégazée dans le tensiomètre, à l'aide d'un capteur de pression à aiguille hypodermique (système SMS 2500S de SDEC). A chaque mesure, on prend soin de relever la hauteur d'air sous le bouchon de la canne tensiométrique, ou de remplir la canne d'eau dégazée et de relever le volume d'eau ajouté.

- *Solution du sol*

La solution du sol est extraite à l'aide de bougies poreuses (SPS 200 de SDEC). Huit bougies à 10 cm et huit à 40 cm sont implantées verticalement sur toutes les parcelles, 4 sur une ligne de maïs et 4 en interligne sur les parcelles de maïs. En 1996 et 1997, pour pouvoir effectuer des prélèvements tous les jours, deux séries supplémentaires de huit bougies ont été ajoutées à 40 cm sur toutes les parcelles, afin de ne mettre en dépression la même bougie qu'une fois tous les trois prélèvements. Ceci permet de limiter les perturbations du flux hydrique à proximité des bougies, qui peuvent être induites par des prélèvements trop fréquents sur les mêmes bougies poreuses.

La mise en dépression des bougies dure de 2 à 6 heures, selon l'humidité du sol, afin de pouvoir prélever suffisamment d'eau pour l'analyse. Une dépression de l'ordre de -700 hPa est appliquée à l'aide d'une pompe à vide. Du chloroforme (2-3 gouttes) est ensuite ajouté à chaque échantillon immédiatement après prélèvement, pour inhiber la prolifération des bactéries et des champignons pendant le transport de Maré à Nouméa et leur conservation. Les échantillons sont conservés au froid (5° C) jusqu'à l'analyse. La mesure des concentrations en nitrate et ammonium est effectuée au Laboratoire Commun d'Analyse de l'ORSTOM par colorimétrie avec un auto-analyseur Technicon. L'ammonium est analysé par la méthode au bleu d'indophénol, et le nitrate par la méthode de Griess-Ilosvay modifié, après réduction du NO_3^- en NO_2^- par du cadmium amalgamé (Cd/Cu) (Keeney et Nelson, 1982 ; Pétard, 1993).

- *Mesures annexes*

Les sites sont en outre équipés de pluviomètres et on dispose d'une station climatologique (UNIDATA) à enregistrement automatique à moyenne horaire ainsi qu'un pluviographe (OEDIPE) qui enregistre chaque basculement de l'auget. Les données des deux pluviographes (celui de la station ainsi que l'Oedipe) sont comparées sur la totalité du cycle afin de pallier les éventuels manques de données.

- *Déterminations agronomiques*

A deux stades du maïs (floraison et récolte), des prélèvements de 5 plantes (la densité des peuplements a été estimée par le CIRAD) ont été effectués, ainsi que des prélèvements de graminées sur une surface de 1m² lors de la coupe, pour déterminer la masse de matière sèche produite par les cultures. Après séchage à l'étuve et broyage des prélèvements, la mesure des concentrations des principaux composés organiques et minéraux (C, N, Si, P, Ca, Mg, Na, K, Fe, Mn, Al, Cu, Zn), est effectuée. Les données permettent de déterminer les exportations (ou la minéralomasse prélevée) par les cultures. Les épis et l'appareil végétatif sont analysés séparément.

Une estimation des rendements en fin de cycle est effectuée par le CIRAD.

- *Protocoles de mesures*

Les mesures TDR et tensiométriques ont été effectuées pratiquement tous les jours pour les cycles 96 et 97 (quand l'état hydrique du sol le permet pour les tensiomètres) et moins régulièrement en 1995 (tous les 2-3 jours). Les solutions du sol sont prélevées tous les jours après une pluie conséquente (supérieure à 20-30 mm) jusqu'à ce qu'il ne soit plus possible de récolter de l'eau (pression de l'eau dans le sol inférieure à -400 cm).

Chapitre III

III. FONCTIONNEMENT DU MILIEU

Le comportement hydro-dynamique du sol est affecté aussi bien par sa texture que par sa structure. Des discontinuités dans la teneur en eau peuvent en effet être liées aux discontinuités structurales alors que la pression de l'eau est continue (Papy, 1986). De plus, le mouvement des solutés dépend à la fois de la dynamique du mouvement de l'eau et de la connexion du réseau poral du sol (Angulo-Jaramillo *et al.*, 1996).

Le développement de l'agriculture sur les sols ferrallitiques allitiques des Iles Loyauté conduit à l'utilisation plus intensive de matériel agricole qui est susceptible de modifier les caractéristiques physiques et structurales des sols. L'objectif de ce chapitre est donc d'étudier l'évolution de la morphologie et des propriétés physiques du sol afin de comprendre comment ces propriétés affectent le mouvement de l'eau et des éléments minéraux sous différentes pratiques culturales (Duwig *et al.*, 1996). Plusieurs méthodes ont été mises en oeuvre pour cette étude, au laboratoire comme au champ.

Cette étude suppose au préalable une description précise de la morphologie du sol et la définition des volumes structuraux afin de définir les caractéristiques **statiques** du sol. Une description plus détaillée des volumes structuraux, de leurs caractéristiques (chimie, compacité, densité racinaire) et de leur évolution est présentée dans Bourdon *et al.* (1996). La distribution porale des différents volumes structuraux a été déterminée à partir de la courbe de rétention en eau par deux types de mesures : au laboratoire, par la mesure de la teneur en eau de cylindres de sol soumis à différentes pressions, et au champ, par des mesures couplées tensiomètres/TDR.

Ensuite, un infiltromètre à disque (Clothier et White, 1981) a été utilisé pour déterminer les caractéristiques **dynamiques** de chaque volume structural, c'est-à-dire la conductivité hydraulique proche de la saturation, la sorptivité et la taille caractéristique des pores participant à l'écoulement. La conductivité hydraulique pour des teneurs en eau plus faibles, a été déterminée en utilisant la méthode du "plan de flux nul".

Enfin, des expériences en colonne de sol remanié ont été effectuées pour déterminer les caractéristiques **hydrodispersives** qui gouvernent le mouvement des solutés dans le sol. Ces expériences ont permis de caractériser ces paramètres en milieu contrôlé.

III.1. CARACTÉRISTIQUES STATIQUES

III.1.1. Les méthodes d'étude

La détermination des caractéristiques statiques du sol a été effectuée grâce à l'analyse morpho-structurale. Cette méthode s'appuie sur la description du profil pédologique et du profil cultural (Hénin *et al.*, 1969 ; Manichon, 1982 ; de Blic, 1990). Elle se fonde sur l'identification des différents horizons (pédologiques ou anthropisés) qui comprennent une ou plusieurs unités morphologiques, correspondant à des ensembles bien définis d'éléments structuraux. La caractérisation de ces unités est faite à partir de l'examen macromorphologique des profils représentatifs des différentes situations de gestion du sol, en considérant notamment l'état structural, la texture, la couleur, le développement et l'orientation des racines (De Freitas *et al.*, 1996).

Ainsi, sur chaque parcelle étudiée, des fosses ont été creusées pour la description du profil cultural. Une fois les volumes structuraux définis (ou VER, introduit au chapitre I.2.1), la compacité du sol a été mesurée grâce à un pénétromètre de poche à aiguille conique de type Yamanaka (Moreau et Nagumo, 1995), sur l'ensemble du profil en suivant une maille de 10 x 5 cm. Une représentation cartographique des données a été réalisée à l'aide du logiciel SPYGLASS V3.0. L'enracinement a été évalué et cartographié à partir du relevé des impacts racinaires observé sur une face du profil (Tardieu et Manichon, 1986). Des échantillons de sol et des cylindres non perturbés ont été prélevés dans chaque volume structural, afin d'étudier la chimie, la granulométrie, la densité apparente et la relation pF/teneur en eau ($pF = \text{Log}(-h)$, h en cm étant la pression de l'eau dans le sol). La répartition porale a été calculée à partir de cette relation en utilisant la loi de Jurin (Perret, 1993).

Les profils étudiés sont les suivants :

- J : profil sous jachère arbustive ancienne (plus de 10 ans), essentiellement des goyaviers,
- A : profil sous sol nu, travail du sol "lourd",
- C : profil sous maïs, travail du sol "lourd", fertilisation F2,
- E : profil sous maïs, travail du sol "léger", fertilisation F2,
- G : profil sous graminées pérennes.

Le chapitre II donne plus de détails quant au protocole agricole sur ces différentes parcelles.

Ces profils ont été décrits plusieurs fois au cours de l'étude, après la récolte de maïs en 1995, et à la floraison du maïs en 1996 et 1997.

III.1.2. Caractérisation morphologique et cartographie des volumes structuraux

La caractérisation des différents volumes structuraux a été effectuée à partir d'une description morphologique fine. Six volumes structuraux ont été identifiés. Leurs caractéristiques déterminées visuellement sont données ci-dessous :

- en surface (0-15 cm environ) :

- juxtaposition d'une structure grumeleuse (Gr) à une structure sub-anguleuse fine (Sa), de 1 à 2 mm, très meuble, avec une porosité inter-particulaire très importante,
- juxtaposition d'une structure particulaire (Pa) à une structure grumeleuse (Gr), très meuble, avec une porosité très importante,
- en profondeur (en dessous de 15 cm) :
 - structure d'aspect massif fissuré (Mf) avec des éléments sub-anguleux à grumeleux (Sa-Gr), meuble ; le volume des vides semble assez important, et les pores, peu nombreux, sont très fins et tubulaires,
 - structure micro-agrégée d'aspect massif (M1), avec présence de matière organique, assez cohérente ; le volume des vides est très faible, et les pores, nombreux, sont très fins et tubulaires,
 - structure micro-agrégée d'aspect massif (M2), avec peu de matière organique, très cohérente, très compacte ; le volume des vides est très faible, et les pores, nombreux, sont très fins et tubulaires,
 - calcaire corallien (K).

La jachère (Figure III-1a) est constituée de deux types d'horizons à structures très contrastées : un horizon de surface (0-12 cm), très humifère, à structures juxtaposées résultant de la coexistence d'agrégats grumeleux et d'éléments particuliers (Pa/Gr) ; les horizons sous-jacents, moins humifères, sont d'aspects massifs (M). La différence entre les profils de 1995 et 1997 résulte de la variabilité spatiale puisque les profils n'ont bien-sûr pas pu être étudié au même endroit d'une année sur l'autre. On peut observer des descentes localisées de la structure PaGr dans M1 (en 1995) et de M1 dans M2 (en 1997) qui sont certainement la trace d'anciennes racines d'arbres ou autres végétaux.

Après labour, on observe sous les graminées (Figure III-1a), le remplacement d'une bonne partie de la structure M1 par la structure Mf(Sa-Gr), ceci étant dû au labour originel. De 1996 à 1997, la structure de surface PaGr diminue au profit de la structure SaGr ce qui signifie que le sol sous les graminées, non labouré depuis 4 ans et grâce à la présence des racines, devient peu à peu plus structuré.

Sous maïs "travail léger" (Figure III-1b), il y a peu de changement par rapport au profil sous jachère, excepté en surface et l'année 1995 mise à part. En effet, le travail du sol sur cette parcelle en 1995 n'a pas été "minimum", dans le sens où la parcelle a été butée pour la plantation de patates douces alors qu'elles auraient dû être plantées à la main, sur une surface plane. Les années suivantes, la structure SaGr dominante sous jachère s'affine progressivement sous l'action des passages d'outils ; la structure particulaire devient dominante dans le volume structural PaGr.

Sous maïs "travail lourd" (Figure III-1b), on observe une nette diminution de la structure grumeleuse et sub-anguleuse (SaGr) au profit d'une structure plus particulaire (PaGr). Il y a donc un accroissement de la fraction particulaire par rapport à la fraction grumeleuse ou sub-anguleuse, par le fait de l'action des outils. Cette diminution de taille des

agrégats peut poser un problème d'érosion éolienne, sur les parcelles peu couvertes, car le sol est très soufflé après un labour. En profondeur, le travail du sol mécanisé provoque une légère fracturation de l'horizon intermédiaire (10-30 cm), où une structure massive fissurée (Mf), avec une agrégation sub-anguleuse peu nette, se développe, l'horizon massif non modifié se trouvant à plus de 30 cm de profondeur. En 1997, le travail mécanisé atteint le calcaire corallien qui est peu profond à cet endroit, et par conséquent des cailloux de calcaire sont décrochés par l'outil et ramenés à la surface. Sur certaines parcelles labourées où le calcaire est peu profond, on a pu observer une augmentation des cailloux à la surface au fur et à mesure des années.

III.1.3. Compacité et profils racinaires

La Figure III-2 présente la cartographie des valeurs de compacité et des impacts racinaires pour les profils étudiés (d'après Bourdon *et al.*, 1996).

On observe une bonne concordance entre la cartographie pénétrométrique et la cartographie des volumes structuraux. La cartographie pénétrométrique ne montre pas de modification importante de la compacité du sol entre les différents systèmes de culture, labourés ou non, par rapport à l'état initial. La compacité, qui dépasse parfois $6,29 \text{ kg cm}^{-2}$ (ou 20 mm) vers 35-40 cm de profondeur, est susceptible d'avoir un effet néfaste sur l'enracinement de diverses plantes cultivées (Moreau et Nagumo, 1995). Cependant, les comptages racinaires montrent une décroissance progressive de l'enracinement avec la profondeur, sans diminution brutale imputable à un horizon compact ou une zone compactée par le travail du sol. La compacité des sols ferrallitiques allitiques ne semble donc pas induire de problèmes importants sur l'enracinement des cultures.

Le nombre de racines dans les horizons de profondeur ainsi que la profondeur d'enracinement sont légèrement supérieurs pour le système sous graminées. Ce meilleur enracinement peut s'expliquer d'une part par l'ancienneté de la mise en place de la culture (culture pérenne de 3 ans pour la graminées, culture annuelle de trois mois pour le maïs), d'autre part par une colonisation moins importante de l'inter-rang sous maïs. On observe que la densité moyenne sous travail minimum ou travail mécanisé est similaire. Cependant, sous travail du sol minimum, la densité racinaire du maïs correspond à des poquets de deux graines, alors que dans le cas du travail mécanisé, elle correspond à un seul pied. La densité sous travail minimum devrait donc être plus importante pour obtenir un rendement similaire. Comme nos résultats ne permettent pas de penser que les caractéristiques physiques du sol puissent expliquer la limitation du développement racinaire, celle-ci serait donc, plus probablement à rechercher au niveau de la disponibilité chimique des éléments minéraux dans le sol et d'une compétition entre les deux pieds de maïs d'un poquet.

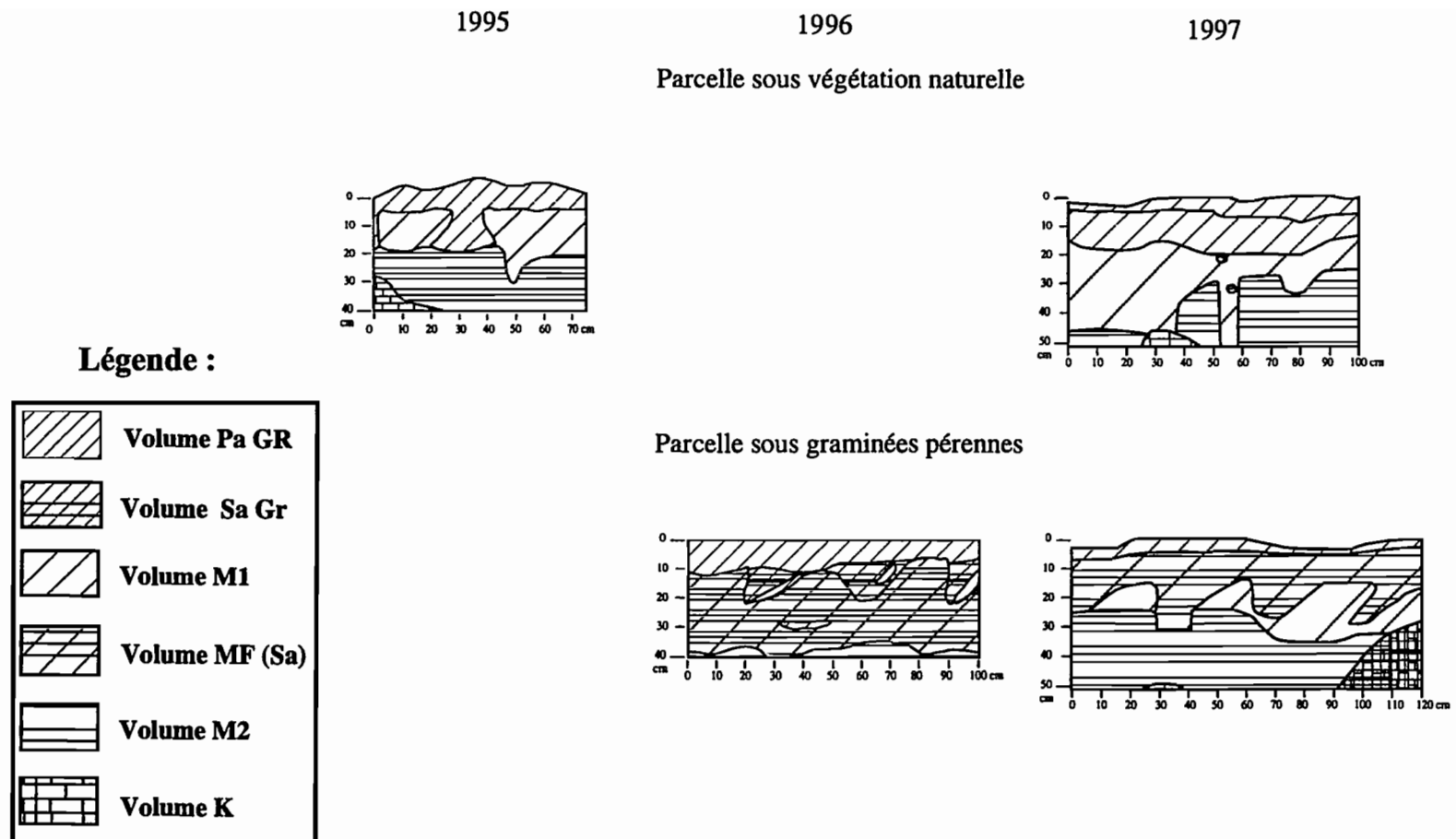


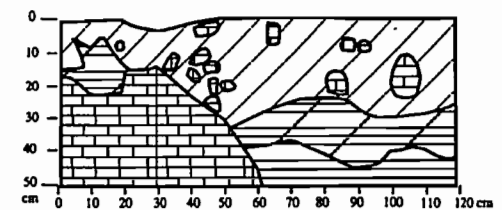
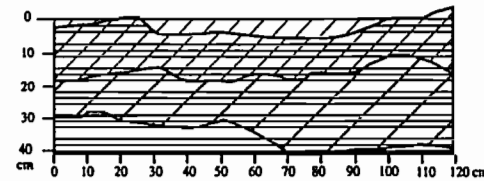
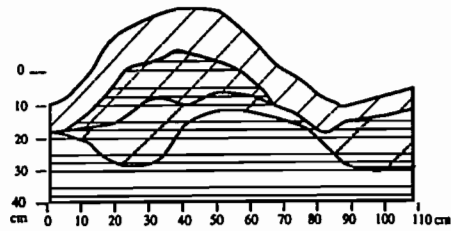
Figure III-1a : Cartographie des volumes structuraux sous végétation naturelle (J) et sous graminées (G). Evolution entre 1995 et 1997

1995

1996

1997

Parcelle sous maïs, travail du sol "lourd"



Parcelle sous maïs, travail du sol "léger"

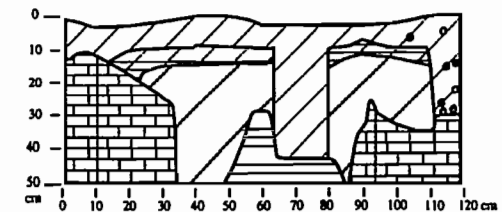
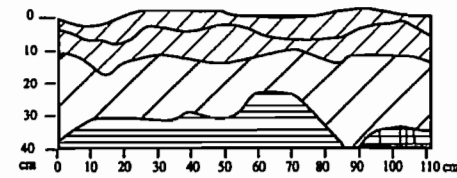
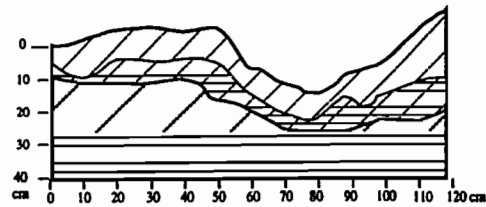
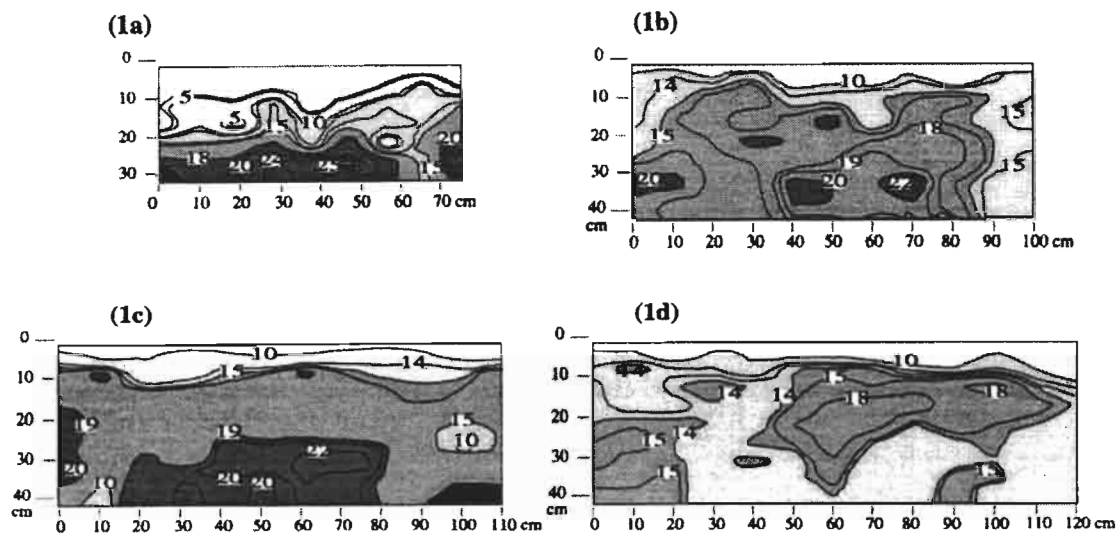


Figure III-1b : Cartographie des volumes structuraux sous maïs travail lourd (C) et maïs travail léger (D). Evolution entre 1995 et 1997.



Valeurs de compacité ou de dureté obtenues, avec un pénétromètre de poche de type Yamanaka, à une humidité du sol proche de la capacité au champ

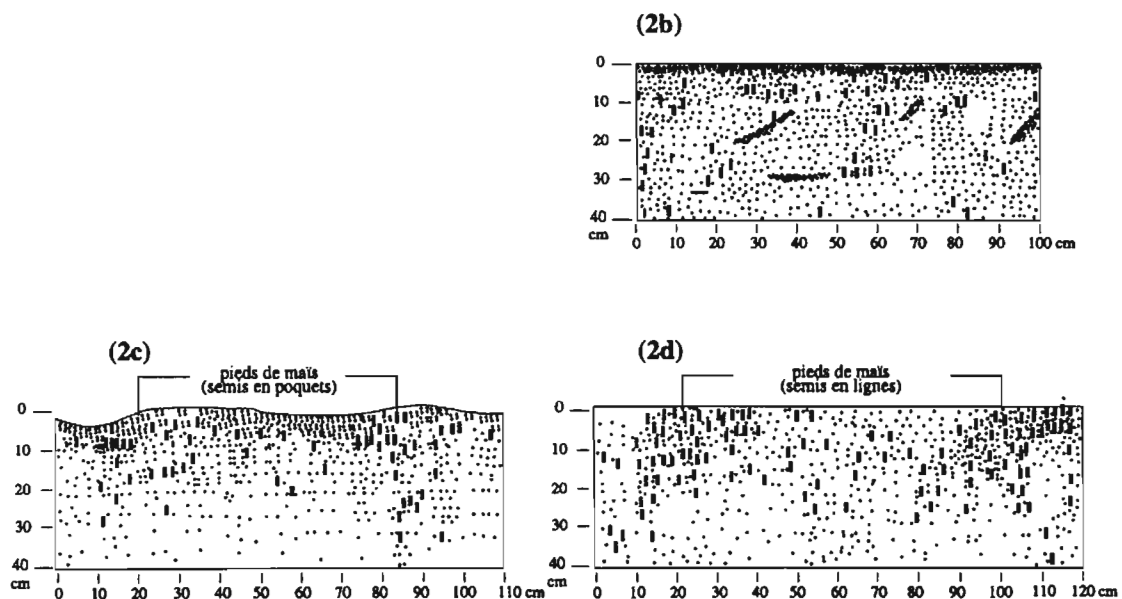
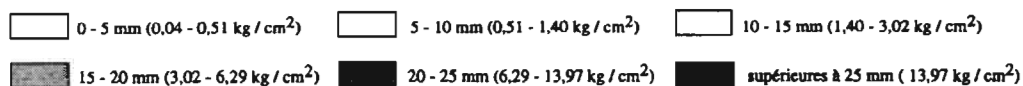


Figure III-2 : Cartographie de la compacité des volumes structuraux (1) et des profils racinaires (2) sous végétation naturelle (a), sous graminées pérennes labourées à l'implantation (b), sous maïs travail léger (c) et sous maïs travail lourd (d) en 1996.

III.1.4. Masse volumique sèche

La masse volumique sèche (densité apparente) est une donnée importante à déterminer : elle sert dans le calcul de la porosité totale, mais aussi dans le passage de la teneur en eau gravimétrique à volumique.

Le Tableau III-1 présente les masses volumiques sèches moyennes et les écart-types sur trois horizons, en regroupant les structures PaGr et SaGr (horizon 1), ainsi que M1 et M2 (horizon 3), l'horizon 2 étant associé à la structure Mf ou M1 (pour le travail du sol "léger").

Horizons (structures)	1995	1996	1997
1 (PaGr, SaGr)	0,72 ± 0,04 (5)	0,68 ± 0,05 (6)	0,7 ± 0,02 (8)
2 (Mf, M1)	0,74 ± 0,06 (6)	0,75 ± 0,02 (6)	0,74 ± 0,06 (8)
3 (M1, M2)	0,87 ± 0,01 (5)	0,84 ± 0,01 (6)	0,95 ± 0,11 (6)

Tableau III-1 : Comparaison des masses volumiques sèches (g cm⁻³) selon les horizons sur les parcelles (entre parenthèse, nombre de mesures)

En moyenne, toutes parcelles confondues, la masse volumique sèche de chaque horizon n'a pas varié d'une année sur l'autre. On n'observe pas de différences significatives entre les différentes parcelles cultivées (résultats non présentés). Seule la jachère présente une masse volumique sèche de surface plus faible, de 0,6 g cm⁻³.

III.1.5. Etude de la courbe de rétention en eau et de la distribution porale sur cylindre

Dans les sols, le mouvement de l'eau est déterminé par le champ spatial de son énergie potentielle. Celle-ci exprimée par unité de poids, est appelée la charge hydraulique. Cette énergie potentielle se décompose en potentiel gravitaire et potentiel matriciel, pour les zones non saturées.

C'est le potentiel matriciel qui détermine la rétention et la circulation de l'eau dans le sol. A ce potentiel matriciel, est relié un rayon de pores équivalent, ces pores étant assimilés à des tubes capillaires cylindriques. Ce rayon de pores équivalent est donné par la loi de Laplace :

$$r = \frac{2\gamma}{\rho gh}, \quad (\text{III.1})$$

- où
- r est le rayon de pores équivalent,
 - γ la tension à l'interface liquide-vapeur (pour l'eau à 20°C, $\gamma=72.10^{-3}$ N m⁻¹),
 - ρ la masse volumique de l'eau,
 - g l'accélération de la pesanteur,
 - h , la pression matricielle.

Les rayons des pores équivalents pour diverses valeurs de pressions (h) ou différents pF définissent diverses classes de pores ; les relations entre ces paramètres sont données dans le Tableau III-2.

pF	-0,3	1,5	2	2,5	3	3,5	4,2
r , μm	75	47,5	15	4,7	1,5	0,5	0,1
h , cm	0,5	31,6	100	316	1000	3162	15849
porosité	←macroporosité grossière→		←macro. fine→		←mésoporosité→		

(au-delà de pF4,2 , correspond la microporosité, soit des rayons de pores inférieurs à 0,1 μm)

Tableau III-2 : Equivalence entre le pF, le rayon de pores équivalent r (μm), la pression h (cm) et le type de porosité.

Dans la macroporosité, le potentiel gravitaire est dominant et le drainage est rapide. Dans la mésoporosité, le potentiel matriciel est dominant et le drainage est lent à très lent, l'eau est également extraite par les racines ou évaporée. Ensuite, dans la microporosité, le drainage est nul et l'extraction par les racines est quasiment impossible, l'assèchement du sol ne se fait plus alors que par évaporation. Ainsi, plus le rayon des pores est petit, plus la rétention de l'eau est importante et donc plus la circulation de l'eau faible.

Dans les faits, une grande partie de l'eau échappe à la gravité. En effet, le drainage après un épisode pluvieux se produit dans les pores larges, qui sont seulement capables de maintenir une pression matricielle faible (Azooz *et al.*, 1996) : le drainage est alors rapide. Après une période de ressuyage du sol ou pour des épisodes pluvieux plus réduits, l'eau circule dans des pores plus fins où la pression matricielle est plus forte : le drainage devient de plus en plus lent puis s'annule.

En toute rigueur, le modèle de pores équivalent s'applique aux étranglements existants d'un pore et ne donne pas d'information réelle sur la géométrie des pores (Perret, 1993). De plus, cette méthode ne s'applique qu'à un matériau rigide. Dans notre cas, bien qu'aucune donnée ne soit disponible sur la déformation éventuelle du sol, l'absence d'argiles gonflantes laisse supposer une déformation réduite.

On peut cependant comparer les systèmes de porosité des différents niveaux de sol, ainsi que l'évolution due au travail du sol. L'évolution de la répartition entre les différentes classes de pores (Figure III-3), en fonction des systèmes de cultures (notamment selon le travail du sol) est en effet très importante dans l'analyse de la circulation de l'eau. Elle peut être abordée au laboratoire par la mesure de la teneur en eau de cylindres de sol non perturbé, soumis à différentes pressions ou pF.

Des cylindres de 50 mm de long et 50 mm de diamètre ont été prélevés dans les différents horizons déterminés lors de l'étude morphologique du profil. Ces cylindres ont été posés sur des plaques poreuses et laissés en dissecation dans une chambre à pression. Les pressions pF1 ; 2 ; 2,5 ; 3 ; et 4,2 ont été fixées successivement. Les cylindres sont pesés avant

chaque changement de pression ce qui permet d'obtenir leur teneur en eau massique, puis la teneur en eau volumique grâce à la mesure de la masse volumique sèche.

III.1.5.1. Distribution porale

A partir des données pF/teneur en eau, on peut calculer l'importance relative de la microporosité, de la mésoporosité et de la macroporosité en utilisant la loi de Jurin (Equation III.1) et les équivalences du Tableau III-2. Les résultats sont présentés sur la Figure III-3, pour les années 1995 et 1997, pour les parcelles sol nu, maïs travail "lourd" et "léger", et jachère.

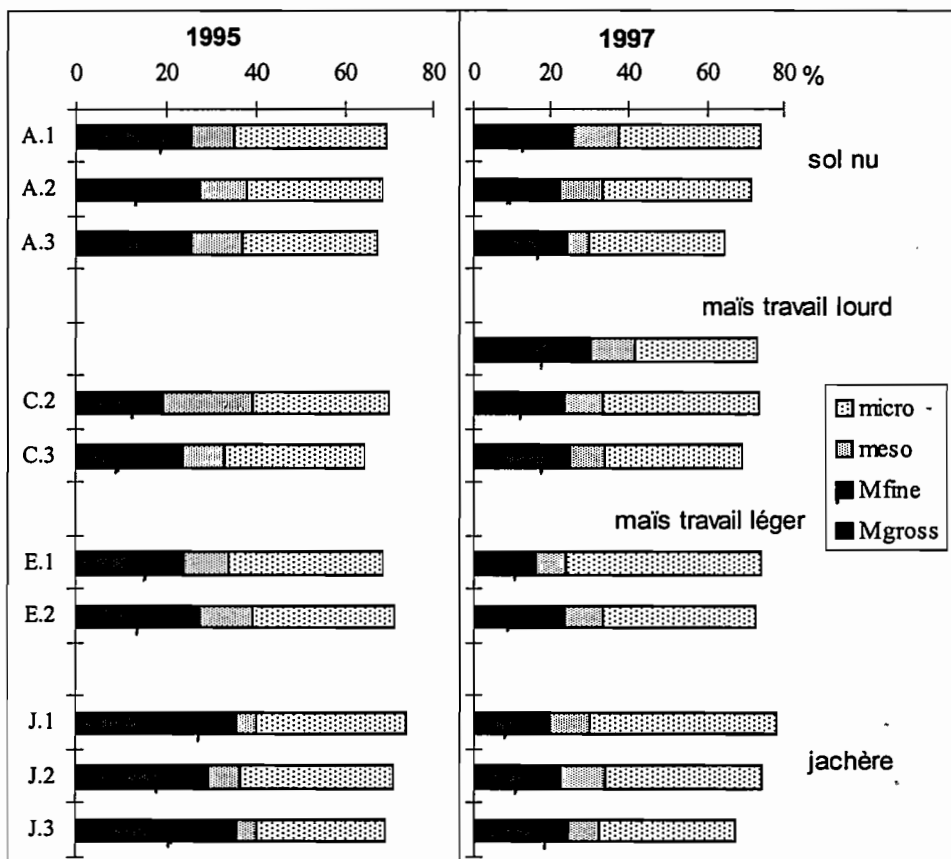


Figure III-3 : Evolution de la distribution porale selon les parcelles et les horizons, pour 1995 et 1997. A.1 signifie la parcelle A, horizon 1 (1: surface, 2: intermédiaire, 3: profondeur). La macroporosité grossière est calculée comme étant la différence entre la porosité totale et la teneur en eau à pF2.

La Figure III-3 ne montre pas d'évolution marquée de la distribution des pores entre 1995 et 1997. En général, on peut noter que la macroporosité fine et la mésoporosité forment les gammes de pores les moins représentées, alors que ce sont celles qui retiennent l'eau facilement accessible pour les plantes. On observe, sur les parcelles labourées en 1995, une diminution de la macroporosité grossière avec la profondeur au profit de la microporosité et aussi une légère diminution de la porosité totale. En 1997, c'est la macroporosité fine et la mésoporosité qui diminuent avec la profondeur, au profit de la microporosité. D'après Beven et Germann (1982), le labour du sol est certainement le principal responsable du changement

de la macroporosité du sol. En effet, l'utilisation d'engins mécanisés tend à accroître la masse volumique sèche des couches superficielles du sol et à détruire les macropores. Nos résultats vont dans le même sens.

III.1.5.2. Indices des vides, d'eau et d'air

Pour comparer les profils entre eux, la notion d'indice de vides, d'eau et d'air par rapport au volume du solide (unité : $m^3 m^{-3}$ de solide) est aussi utilisable :

- indice de l'eau, $I_w = \frac{V_w}{V_s}$,

- indice des vides, $I_v = \frac{V_v}{V_s}$,

- indice de l'air, $I_a = I_v - I_w$,

avec V le volume des différentes phases, solide (indice s), liquide (indice w) et l'indice v se rapporte aux vides ménagés entre les particules solides (Perret, 1993). La Figure III-4 présente les différents indices pour les profils sous jachère et maïs "travail lourd" en 1997.

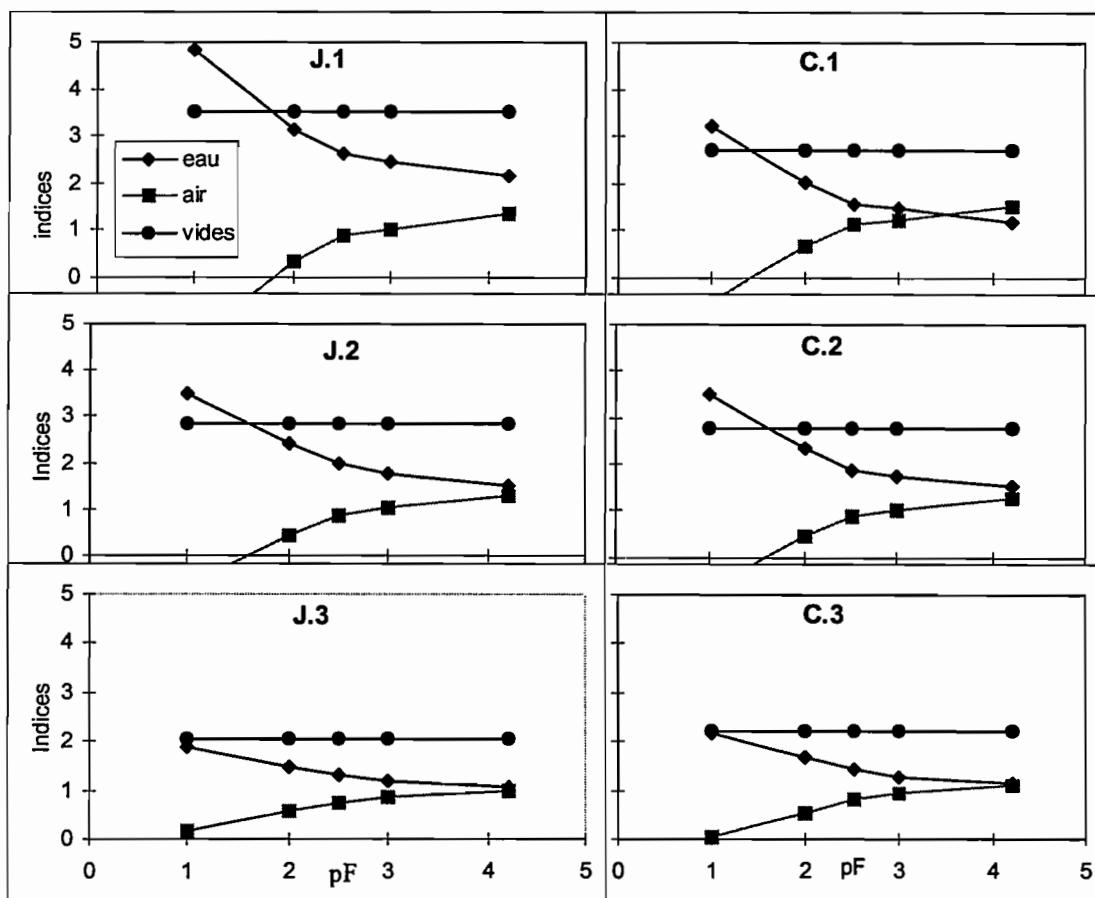


Figure III-4 : Evolution des indices d'eau et d'air sous jachère (J) et sous maïs (C) dans les trois horizons en 1997 (1 signifie : surface, 2 : intermédiaire et 3 : profondeur).

On notera que la masse volumique n'a pas été mesurée aux différents pF, c'est pourquoi l'indice des vides reste constant. On suppose que le sol étudié est peu déformable en fonction des contraintes hydriques.

Il apparaît que :

• Sous végétation naturelle :

- l'indice des vides est important en surface, indiquant une porosité totale forte. Cet indice diminue avec la profondeur ;

- en surface, l'entrée de l'air s'effectue surtout entre pF1 ($h = -10$ cm) et 2 ($h = -100$ cm d'eau), signalant une forte macroporosité inter-agrégats. La macroporosité fine et la mésoporosité sont faibles ;

- les horizons de profondeur ont une répartition des pores beaucoup plus homogène, avec une macroporosité grossière plus faible, car la vidange de l'eau est relativement régulière.

• Sous maïs "travail lourd" :

- l'indice des vides en surface a diminué par rapport à la surface et on observe une légère diminution de la macroporosité ;

- les horizons intermédiaire et de profondeur sont relativement similaires à ceux de la jachère.

De Freitas *et al.* (1996) ont travaillé sur des sols ferrallitiques du Brésil, rouge sombre et fortement désaturés. Ces sols sont plus acides, plus argileux, et moins riches en matière organique que les sols de Maré. D'après leurs travaux, la répartition porale est pratiquement identique à celle décrite ci-dessus. Ils observent également une diminution de la macroporosité grossière et de la porosité totale sous parcelles cultivées et une augmentation de la masse volumique sèche. Leurs conclusions sont qu'une couverture de graminées est associée à une amélioration structurale limitée aux horizons superficiels, jusqu'à 25 cm. De plus, le travail mécanisé semble compacter l'horizon de profondeur, ce qui est une limitation forte à la croissance des racines. Sur ce plan, nos conclusions sont différentes (voir paragraphe III.1.2). Perret (1993) a également observé sur des Andosols de la Réunion, une diminution de la macroporosité par le labour, dû à un double effet émiettement / remontée de matériau massif microporeux (associée peut être à une compression des pores les plus gros > 150 μm).

III.1.6. Courbes de rétention en eau *in situ*

Pour un type de sol donné, une valeur de pression de l'eau dans le sol est liée à une valeur de teneur en eau. La forme de la courbe reliant les deux variables dépend de l'arrangement géométrique des particules, de leur agrégation et d'autres phénomènes chimiques et biologiques (Kutilek et Nielsen, 1994). Généralement, cette relation présente une hystérésis, qui signifie que la teneur en eau du sol au cours du drainage reste plus élevée que celle au cours d'une phase d'humectation, pour la même valeur de pression. Ce phénomène

provient de la géométrie irrégulière des pores, de l'inclusion d'air dans la matrice du sol et du phénomène de retrait-gonflement (Childs, 1969, dans Vancloster *et al.*, 1994).

Cette relation est importante à déterminer, premièrement pour pouvoir recalculer les teneurs en eau à partir des charges hydrauliques, là où les mesures manquent. Deuxièmement, elle est indispensable pour la modélisation des transferts d'eau et d'éléments minéraux.

Quand le phénomène d'hystérésis est négligé, la courbe de rétention en eau peut être décrite par la fonctionnelle de Van Genuchten (1980) :

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha_d |h|)^n)^m}, \quad (\text{III.2})$$

avec la condition de Burdine (1953) : $m = 1 - 2/n$;
où θ_s est la teneur en eau à saturation ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), θ_r la teneur en eau résiduelle ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), α_d est l'inverse de la valeur de la pression à l'entrée d'air (m^{-1}), et n, m sont des paramètres de forme.

Nous avons obtenu cette relation à partir de la mise en relation des mesures *in situ* de teneur en eau et de pression obtenues par relevés TDR et tensiométriques ponctuels sur le terrain à différentes profondeurs. Les divers couples (h, θ) relevés pendant des phases d'humectation ou de dessiccation du sol, ne permettent pas de mettre en évidence un phénomène d'hystérésis, la dispersion des points étant surtout due à la variabilité du milieu. La teneur en eau à saturation a été déduite des mesures de pF sur cylindres à $0,65 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. La teneur en eau résiduelle, θ_r , a été assimilée à la teneur en eau du sol séché à l'air, soit $0,02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Les paramètres α_d et n ont été ajustés en utilisant le logiciel de statistique "Curve Expert 1.1" (Daniel Hyams).

• La Figure III-5 présente les résultats pour la parcelle sol nu (B) et le Tableau III-3 donne les paramètres de l'ajustement et le coefficient de détermination de la relation ajustée.

Cote	α_d	n	$m=1-2/n$	R^2
10 cm	0,046	2,298	0,130	0,87
20 à 30 cm	0,064	2,202	0,092	0,93
40 cm	0,197	2,138	0,065	0,89

Tableau III-3 : Paramètres ajustés de la courbe de rétention sur sol nu B en 1996

On peut distinguer trois niveaux caractéristiques malgré la plage limitée des variations :

- dans une zone proche de la surface, la variation de la pression est limitée pour une gamme de variation de la teneur en eau étendue : la teneur en eau peut varier de $0,35$ à $0,45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ pour une variation de la pression de 100 cm ,
- entre 20 et 30 cm (horizon intermédiaire), la variation de la pression est beaucoup plus importante, cette courbe se rapproche de beaucoup de celle en profondeur,
- en profondeur, pour la même variation de teneur en eau, la pression varie de plus de 400 cm . Cette différence signifie que pour une même gamme de pores, la réserve en eau en surface est

plus importante en surface qu'en profondeur. Cette différence est certainement due en partie au taux relativement important de matière organique en surface.

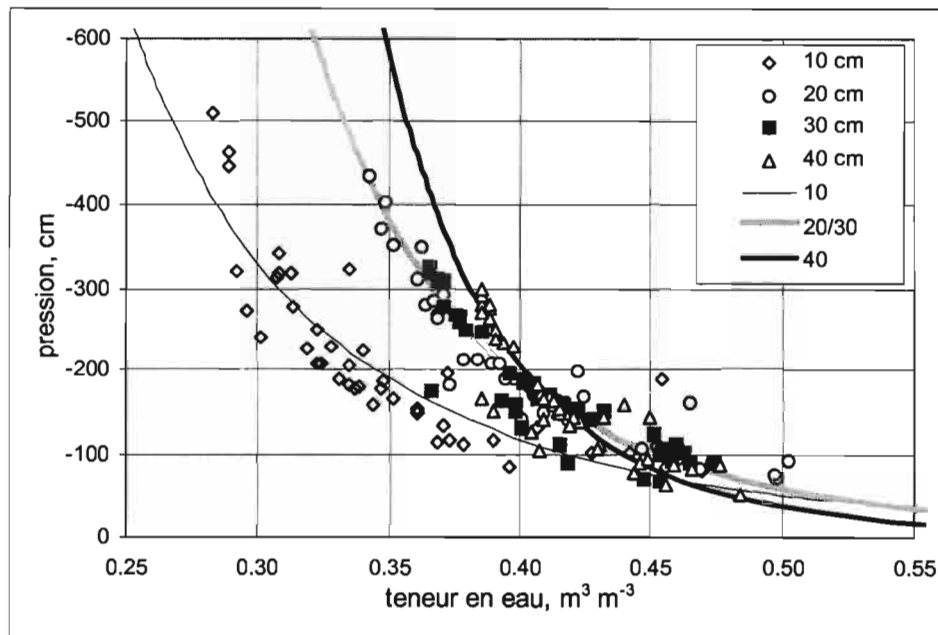


Figure III-5 : Courbes de rétention en eau sur sol nu

- Pour les parcelles cultivées, La Figure III-6 présente les couples de points expérimentaux ainsi que les relations ajustées, pour lesquelles les paramètres sont donnés dans le Tableau III-4.

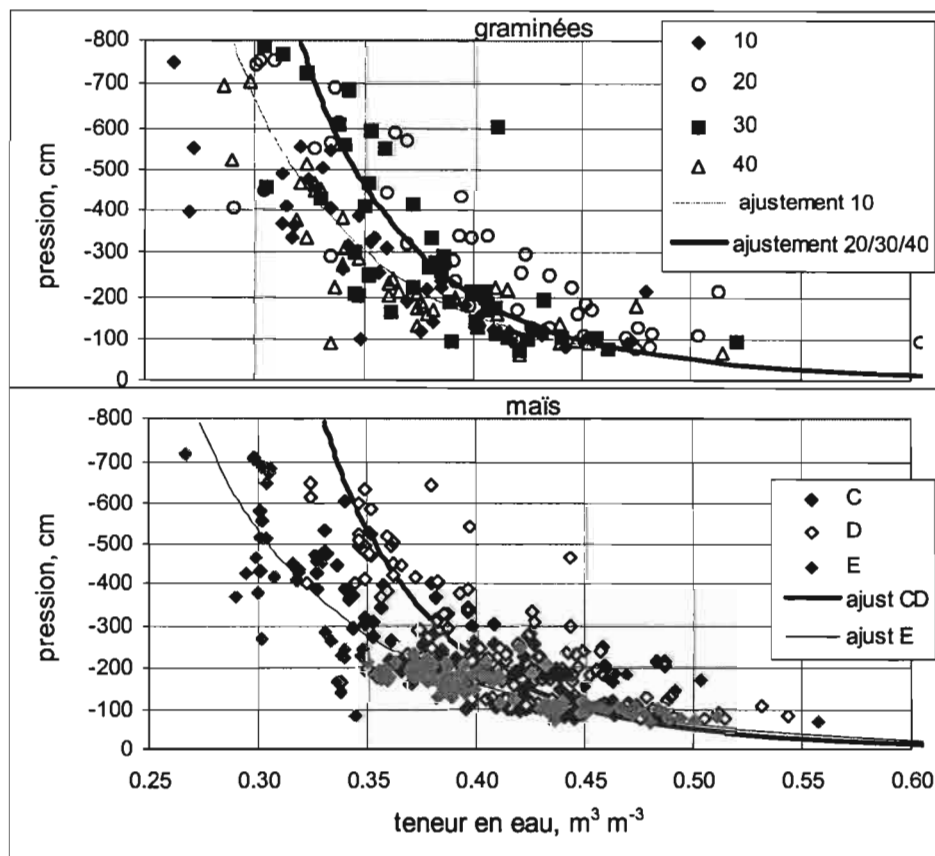


Figure III-6 : Courbes de rétention en eau sur parcelles cultivées

Pour les parcelles **maïs**, la présence de racines semble niveler les différences de comportement entre les différentes couches de sol. De plus, le sol a été travaillé une à deux fois par an pendant 3 ans (labour et/ou buttage ainsi qu'aplanissement des buttes, pour la culture de patates douces) ce qui induit une homogénéisation du profil dans les 20-30 premiers cm. La différence entre l'horizon de surface et celui intermédiaire ne se fait donc plus sentir. Une seule courbe a été ajustée par parcelle, toutes profondeurs confondues. La parcelle E se différencie des parcelles C et D, une courbe différente a alors été tracée. Cette différence entre les parcelles avec travail du sol lourd et travail du sol léger pourrait s'expliquer par une macroporosité et mésoporosité différentes, malheureusement, les mesures sur cylindres ne le montrent pas et les données de F paraissent totalement inexacts. Nous ne pouvons donc pas corroborer cette supposition.

Pour la parcelle **graminées**, non labourée depuis 4 ans, l'horizon de surface se différencie des horizons plus profonds, certainement par le fait de la restructuration du sol par les racines.

parcelles	α_n	n	$m=1-2/n$	R^2
graminées 10cm	0,071	2,210	0,095	0,77
graminées 20/30/40 cm	0,097	2,170	0,078	0,53
maïs C, D	0,115	2,157	0,073	0,74
maïs E	0,047	2,252	0,112	0,85

Tableau III-4 : Paramètres ajustés pour la courbe de rétention des parcelles cultivées

La comparaison des deux méthodes pour la détermination de la courbe de rétention en eau (sur cylindre et *in situ*) est possible entre les pF 1 et 2 ($-1000 \text{ cm} < h < 0$). Les résultats sont comparables, excepté sur sol nu, où les teneurs en eau obtenues par les cylindres sont surestimées par rapport à celles issues des mesures sur le terrain, surtout en surface. On peut suspecter un problème de réhumectation des échantillons, à cause de la matière organique. Cette différence peut aussi s'expliquer par les erreurs de mesures sur le terrain et de l'étalonnage de la TDR. Sur les parcelles cultivées, les points obtenus sur cylindre se trouvent dans le nuage de points obtenus sur le terrain. On peut donc conclure que les deux méthodes sont comparables, étant donné les erreurs de mesures commises au laboratoire comme sur le terrain.

III.2. CARACTÉRISTIQUES DYNAMIQUES

La connaissance de l'organisation structurale du sol nous a permis de travailler sur les différents volumes structuraux (ou VER) mis en évidence dans le paragraphe précédent. Nous allons maintenant nous attacher à étudier les caractéristiques dynamiques du sol, c'est-à-dire celles qui sont obtenues par l'étude du mouvement de l'eau et des solutés dans le sol.

La caractérisation dynamique du sol a été déterminée grâce à l'utilisation d'un infiltromètre à disque et à des mesures couplées tensiomètre/TDR, pour l'obtention d'une part

de la conductivité hydraulique du sol à des teneurs en eau proches de la saturation, de la sorptivité et des tailles de pores hydrauliquement fonctionnels à une pression donnée et d'autre part, de la conductivité hydraulique à des teneurs en eau plus courantes.

III.2.1. Mesures par infiltrométrie

Les forces de gravité et de capillarité sont les deux forces principales qui commandent le mouvement de l'eau dans le sol. Cette notion est traduite en partie dans l'équation de Richards dont la résolution nécessite la connaissance de la conductivité hydraulique. A saturation, les propriétés hydrauliques sont certainement liées à l'état des macropores dans le sol. Pour un sol de moins en moins saturé, les propriétés hydrauliques vont de plus en plus refléter la texture et la distribution des particules dans le sol (Clothier, 1990). Ce sont ces caractéristiques qui nous intéressent le plus, car le sol est rarement saturé en condition naturelle, et nous venons de voir qu'il contient peu de macropores après la mise en culture.

III.2.1.1. Description de l'infiltromètre à disque

L'infiltrométrie à succion contrôlée permet d'avoir accès de façon simple aux deux paramètres phénoménologiques de l'infiltrabilité, la conductivité hydraulique et la sorptivité capillaire, sur des sols non saturés. Ces deux paramètres permettent de caractériser les mouvements de l'eau dans un sol. La conductivité K correspond à la mesure de l'efficacité de la force de gravité à entraîner l'eau du sol vers la profondeur à travers les pores du sol. La sorptivité S quantifie la capacité d'un sol à infiltrer l'eau par capillarité.

Le système de mesure, appelé TRIMS (Triple Ring Infiltrimeters) a été développé au sein du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement en collaboration avec le HortResearch Institute en Nouvelle-Zélande (Clothier et White, 1981 ; Thony *et al.*, 1991 ; Vauclin et Chopart, 1992). Il est constitué (Figure III-7) :

- d'une embase circulaire (B) munie à sa partie inférieure d'une grille métallique sur laquelle est tendue, par un bracelet en caoutchouc, une membrane en nylon tissé perméable à l'eau (diamètre de pore : 20 μm , pression d'entrée d'air : 70 cm d'eau environ),
- un réservoir gradué (R1) d'alimentation en eau hermétiquement fermé à son sommet par un bouchon en caoutchouc muni d'un tuyau souple et d'une pince de Mohr permettant son remplissage,
- un réservoir gradué (R2) de dépressurisation partiellement rempli d'eau, dans lequel on peut faire coulisser un tube d'aération (C1). Un second tube (C2) met en communication les deux réservoirs. Ce réservoir permet de contrôler les succions pour lesquelles un apport d'eau sera réalisé sur le sol.

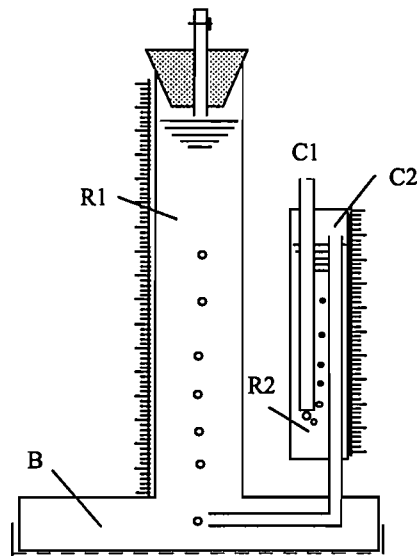


Figure III-7 : Schéma de l'infiltromètre

Un soin particulier doit être pris à la préparation de la surface du sol. On peut déposer un mince couche de sable pour masquer les micro-aspérités du terrain et pour assurer un contact hydraulique horizontal aussi parfait que possible entre la membrane et le sol. Cette couche n'affecte pas le régime permanent d'infiltration, à condition que sa conductivité hydraulique soit beaucoup plus élevée que celle du sol sous-jacent.

On mesure donc le flux d'infiltration en régime permanent donné par :

$$q = x \frac{\Delta z}{\Delta t}, \text{ en fonction de la pression imposée,}$$

où Δz est la variation du niveau d'eau dans le réservoir d'alimentation pendant un pas de temps Δt , et x le rapport des sections entre le réservoir (R1 de rayon 17 mm) et l'embase (B de rayon 40 mm), soit $x = 0,181$.

A la fin de chaque essai et immédiatement après avoir ôté l'infiltromètre, un échantillon de sol est prélevé dans la zone située à la verticale de l'embase pour la détermination de la teneur en eau finale, θ_0 . Des échantillons de sol sont également prélevés à proximité immédiate de l'emplacement de l'essai pour déterminer la teneur en eau initiale θ_n .

III.2.1.2. Méthode d'analyses des données

La méthode utilisée pour analyser les données des essais avec un disque est celle d'Ankeny *et al.* (1991). Les principaux points de cette méthode sont décrits ci-dessous.

L'équation de Wooding (1968) donne le flux d'infiltration en régime permanent q (m s^{-1}), émanant d'une surface circulaire de rayon r :

$$q = K + \frac{4\phi}{\pi r}. \tag{III.3}$$

Cette relation est fondée sur l'hypothèse d'une relation exponentielle entre la conductivité hydraulique K et la pression effective h . Cette hypothèse est utilisée sur le domaine de pression étudiée avec l'infiltromètre (Philip, 1985), entre -15 cm et 0, qui est très restreint par rapport à la gamme de pression étudiée *in situ*. La relation est donc de la forme :

$$K(h) = K_s \exp(Ah), \quad (\text{III.4})$$

où A est une constante (m^{-1}) et K_s la conductivité à saturation (m s^{-1}).

ϕ est le potentiel de flux matriciel (en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) donné par l'équation :

$$\phi(h) = \int_{h_i}^h K(h) dh = \int_{\theta_i}^{\theta} D_w(\theta) d\theta, \quad (\text{III.5})$$

où h_i est la pression initiale de l'eau dans le sol et D_w est la diffusivité capillaire.

Grâce à la relation (III.4), on obtient :

$$K(h) / \phi(h) = A. \quad (\text{III.6})$$

Or, la mesure des flux pour deux pressions différentes, h_1 et h_2 , permet la détermination de A en utilisant (III.4):

$$A = \frac{\ln[q(h_1) / q(h_2)]}{h_1 - h_2}. \quad (\text{III.7})$$

Ainsi, en connaissant A , et en utilisant les équations (III.3) et (III.6), on obtient $K(h)$:

$$K(h) = \frac{q}{1 + \frac{4}{\pi r A}}. \quad (\text{III.8})$$

Par parcelle, trois pressions différentes h_o ont été utilisées (-0,5 ; -5 et -15 cm). On obtient donc 4 valeurs de K : $K(-0.5)_{0,5-5}$, $K(-5)_{0,5-5}$, $K(-5)_{5-15}$ et $K(-15)_{5-15}$. On suppose que la meilleure estimation de $K(h)$ est la moyenne entre les deux valeurs calculées à partir de deux couples différents de pressions, par exemple : $K(-5) = (K(-5)_{0,5-5} + K(-5)_{5-15})/2$.

En admettant (Reichardt *et al.*, 1972 dans Thony *et al.*, 1991) une relation exponentielle de la diffusivité capillaire avec la teneur en eau volumique de la forme :

$$D_w(\theta) = \frac{\gamma S_o^2}{(\theta_o - \theta_n)^2} \exp\left[\frac{\beta(\theta - \theta_n)}{\theta_o - \theta_n}\right] \text{ avec } 0 < \beta < \infty, \quad (\text{III.9})$$

où les indices n et o correspondent aux conditions initiale et finale de l'essai, le potentiel de flux matriciel (équation III.5) s'exprime alors par :

$$\phi = \frac{b S_o^2}{\theta_o - \theta_n}, \quad (\text{III.10})$$

où S_o est la sorptivité capillaire à la pression h_o et $b [= \gamma / \beta(\exp\beta - 1)]$ est un paramètre variant dans un domaine étroit borné par 0,5 et $\pi / 4$ [Il est d'usage courant de retenir $b = 0,55$ pour un sol "réel" (White et Sully, 1987)].

Après avoir calculé K et ϕ grâce aux relations (III.6, 7 et 8), la relation (III.10) nous donne la sorptivité S_o , à la pression appliquée h_o .

Une échelle de longueur macroscopique (ou longueur capillaire), qui exprime l'importance relative des forces capillaires et gravitaires agissant sur la pénétration de l'eau dans le sol, est calculée à partir de la sorptivité (Philip, 1985) :

$$\lambda_c = \frac{bS_o^2}{(\theta_o - \theta_n)K_o} = \frac{1}{A}. \quad (\text{III.11})$$

Une échelle de longueur microscopique qui définit une dimension moyenne des pores hydrauliquement fonctionnels à la pression imposée par l'infiltromètre, est calculée par (White et Sully, 1987) :

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho g \lambda_c} = 7,4 \times A. \quad (\text{III.12})$$

III.2.1.3. Conductivité hydraulique et sorptivité proche de la saturation

Les mesures d'infiltrométrie ont été réalisées dans les principales structures différenciées lors de la description du profil (voir paragraphe III.1.2). On retrouve donc l'horizon de surface, l'horizon intermédiaire et celui de profondeur (les structures M1 et M2 n'ont pas été distinguées), sur lesquels les mesures de masse volumique sèche et les prélèvements de cylindres ont été effectués.

Les Figures III-8 et III-9 donnent l'évolution de la conductivité hydraulique et de la sorptivité en fonction de la pression exercée, pour les différentes parcelles présentées au début de ce chapitre. Le mois durant lequel la mesure a été effectuée a été précisé car la conductivité, spécialement en surface, dépend en partie du temps écoulé (ou de la quantité de pluie tombée) depuis le labour. On rappelle qu'un seul labour est effectué par an, à la mi-janvier, excepté pour la parcelle maïs "travail lourd", qui a été butée en septembre, pour la plantation de patates douces. Quand cela a été possible, les structures sur lesquelles ont été effectuées les infiltrations ont été précisées, de manière à pouvoir comparer exactement les résultats.

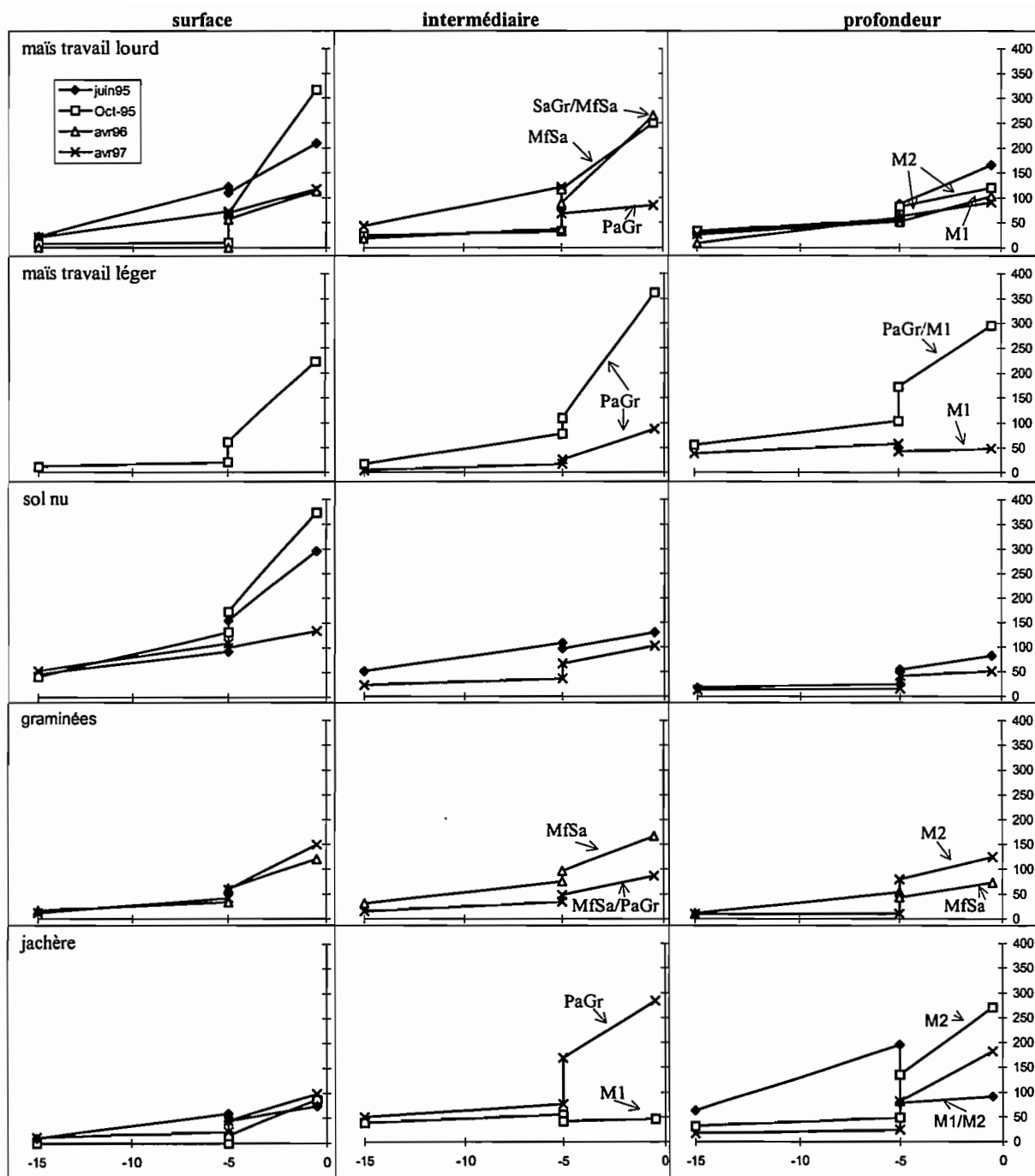


Figure III-8 : Evolution de la conductivité hydraulique proche de la saturation (mm h^{-1}) en fonction de la pression (cm) sur les différentes parcelles selon les années, la profondeur et la structure.

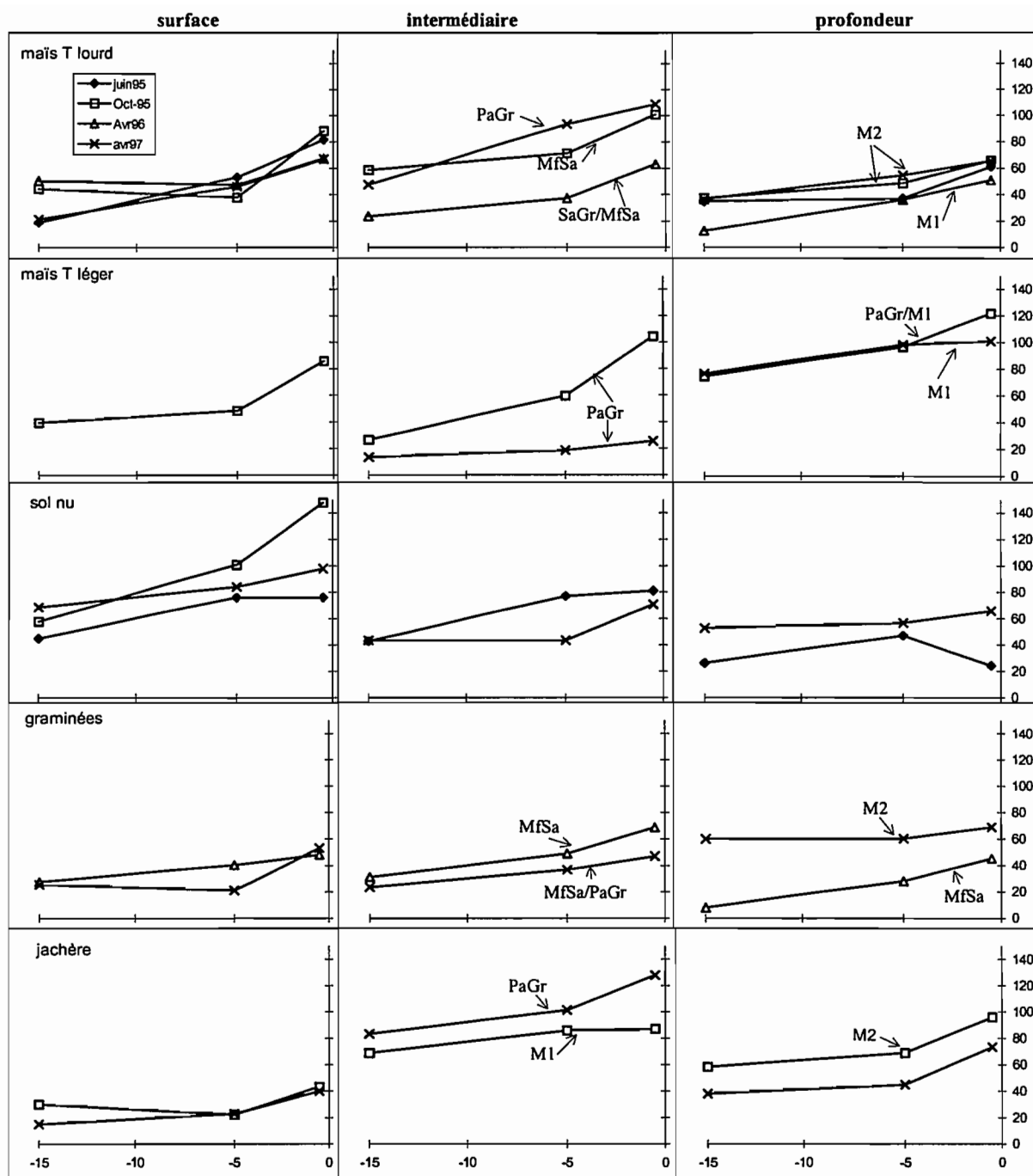


Figure III-9 : Evolution de la sorptivité proche de la saturation ($\text{mm h}^{-1/2}$) en fonction de la pression (cm) sur les différentes parcelles selon les années, la profondeur et la structure.

Les deux Figures III-8 et III-9, suggèrent les commentaires suivants sur les trois horizons :

Pour la surface :

- la conductivité hydraulique et la sorptivité sont systématiquement plus élevées sous culture que sous jachère. Le labour a certainement pour effet d'améliorer la connexion des pores entre eux, avec des vides d'entassement, à la place de pores formés par des processus biologiques, comme on peut les trouver sous jachère. Vaclin et Chopart (1992) ont étudié l'infiltration de parcelles cultivées, avec et sans labour, sur sols ferrallitiques moyennement

désaturés de Côte-d'Ivoire. Ils trouvent également que le labour créerait une collection importante de pores de petites dimensions, bien connectés, qui contribueraient à assurer une conductivité hydraulique et une sorptivité plus élevées que sur sol non labouré ;

- **sous jachère**, l'eau circule très lentement pour les pressions -15 et -5 cm. On peut supposer que ceci est dû à l'effet de l'hydrophobicité de la matière organique (Boyle *et al.*, 1989) dont la quantité est importante dans l'horizon de surface ;

- on observe une variation importante de la conductivité hydraulique entre les pressions -5 et -0,5 cm, spécialement **sous maïs**. Certains auteurs expliquent cette variation par une séparation nette du flux entre les domaines des macropores grossiers et des macropores fins (Clothier *et al.*, 1995 ; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1996) ;

- on peut noter une évolution de la conductivité à la baisse suivant le temps écoulé depuis le labour ou suivant la quantité de pluie tombée (les mesures des différentes années ont été effectuées à des moments plus ou moins éloignés du labour). Cela pourrait s'expliquer par l'impact des gouttes de pluie qui provoquerait des modifications de la structure en surface. Il n'y a cependant pas d'évolution visible des deux variables avec les années. Par exemple, sur maïs "travail lourd", les valeurs de sorptivité sont pratiquement égales d'une année sur l'autre. Angulo-Jaramillo *et al.* (1997) ont aussi trouvé une diminution temporelle des caractéristiques durant le cycle cultural du maïs, sur un sol sablo-limoneux et un autre de type brun fersiallitique. Pour ce dernier, il est apparu que, au cours du cycle, le réseau des micropores, bien interconnecté au début, le devient très peu à la fin. Cela a induit une augmentation de la teneur en eau mobile au cours de la saison.

Pour l'horizon intermédiaire :

- la conductivité hydraulique (dans la structure MfSa) diminue légèrement pour les parcelles cultivées par rapport à la surface, alors qu'elle augmente pour la jachère et le maïs "travail léger" (dans la structure PaGr). La sorptivité varie peu, sauf pour la jachère où elle augmente aussi par rapport à la surface. Elle est d'ailleurs beaucoup plus élevée que pour les parcelles cultivées. On remarque que dans cet horizon, la variabilité spatiale semble être très importante, car les mêmes structures ont des valeurs de sorptivité et de conductivité parfois très différentes.

Pour l'horizon de profondeur :

- le labour semble affecter cet horizon, bien que l'outil ne travaille qu'à 20 cm de profondeur. Pourtant, la conductivité et la sorptivité ont légèrement diminué sur toutes les parcelles cultivées, exceptée la parcelle maïs "travail léger" dont les valeurs sont comparables à celles de la jachère. Cette diminution peut s'expliquer par le tassement des couches profondes par le passage d'engins lourds sur les parcelles maïs "travail lourd".

En résumé, malgré une forte variabilité spatiale, même au sein d'une même structure, on peut dégager trois points importants :

- la conductivité hydraulique diminue depuis les structures peu cohérentes, particulières et grumeleuses, vers les structures plus cohérentes et d'aspect massif. La conductivité en surface sur les parcelles fraîchement labourées est très élevée ;

- la sorptivité varie peu selon les structures, à part l'horizon de surface de la jachère dont la faible sorptivité est certainement due à la présence de matière organique humifiée et de débris végétaux non humifiés dans les premiers cm du sol ;

- le labour semble augmenter la conductivité hydraulique et la sorptivité en surface, cette action étant certainement due à une combinaison des effets de déstructuration par le travail du sol et de l'enfouissement de la matière organique. Cependant, il semble avoir un effet néfaste sur les deux paramètres de l'horizon le plus profond. Cet horizon n'étant pas directement touché par le travail du sol, cette dégradation est peut être due au tassement du sol par le passage d'engin ; les mesures de compacité ne montrent pourtant pas de différences entre jachère et parcelles labourées. On ne relève pas d'évolution selon les années, à part en surface, où les paramètres sont sensibles à l'évolution de l'état de surface après le labour.

III.2.1.4. Tailles de pores hydrauliquement fonctionnels

L'utilisation de l'Equation III-12 pour déterminer des tailles de pores hydrauliquement fonctionnels (White et Sully, 1987 ; Vauclin et Chopart, 1992 ; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1996) permet de confronter les résultats à ceux obtenus par des méthodes "statiques" (Chapitre III.1).

Le Tableau III-5 donne les résultats obtenus pour les trois horizons des différentes parcelles.

parcelle	h, cm	surface (0-2 cm)			intermédiaire (15-25 cm)			profondeur (35-40 cm)		
		95	96	97	95	96	97	95	96	97
jachère J	-0,5	295		133	20		86	115		132
	-5	0		52	29		32	31		28
sol nu B	-0,5	126		48			72			37
	-5	85		53			34			13
graminées G	-0,5		112	153		90	96		86	74
	-5		51	91		65	62		117	8
maïs T. lourd C	-0,5	256	114	86	125	180	37	64	118	63
	-5	20	1	92	25	82	76	42	142	51
maïs T. léger E	-0,5	211			196		203	88		22
	-5	44			113		103	46		31

Tableau III-5 : Tailles de pores hydrauliquement fonctionnels λ_m (μm), en fonction de la pression effective h , pour les trois horizons et les trois années étudiées

En surface, on note une légère diminution de la taille des pores avec le labour (parcelles maïs et sol nu). Cette diminution serait liée au fait que la structure de la surface des parcelles labourées devient de plus en plus particulière avec le temps (paragraphe III.1.2). La valeur nulle de λ_m pour la surface de la jachère à $h_0 = -5$ cm provient du fait que la conductivité hydraulique pour $h_0 \leq -5$ cm est nulle. Ceci serait dû à un phénomène d'hydrophobicité dans l'horizon de surface de la jachère, très riche en matière organique. Par

contre, sous graminées, on peut observer une augmentation de la taille avec les années. Cette parcelle n'a été labourée qu'au début de l'expérimentation. La graminée pérenne aurait donc pour effet de reconstituer un réseau de macropores, grâce aux racines et à l'activité biologique.

Ces résultats sont en accord avec ceux de Vauclin et Chopart (1992) qui remarquent que le labour récent est caractérisé par une classe très uniforme de pores fonctionnels de plus petites dimensions (20-30 μm) que pour les autres traitements, labour ancien ou semis direct. La pulvérisation du sol semble avoir conduit à la création de pores de taille réduite, mais en grand nombre. Cela peut expliquer les plus fortes valeurs de la conductivité hydraulique mais surtout de la sorptivité capillaire observées pour ce traitement. Sauer *et al.* (1990) arrivent également à la même conclusion par l'étude des caractéristiques hydrauliques d'une parcelle non labourée et d'une autre labourée. La conductivité hydraulique de cette dernière est plus forte alors que la taille des pores hydrauliquement fonctionnels est plus petite que celle de la parcelle labourée.

Pour les autres horizons, il n'y a pas d'évolution marquée, on peut simplement noter que la taille des pores est en général assez faible et relativement homogène avec la pression, comparée à d'autres travaux sur le sujet. Clothier et Smettem (1990), trouvent une taille de pores effective de 2200 μm pour une pression entre -3,5 et 0 cm, sur un sol sablo-limoneux. Thony *et al.* (1991) ont étudié deux sols : le premier est très argileux avec une taille de pores de 9 μm pour des pressions entre -10 et -2 cm, et de 265 μm à saturation ; le second est limoneux avec des tailles de pores qui varient de 211 à 310 μm pour des pressions variant de -10 à 0 cm.

La comparaison entre les données de l'infiltromètre et l'analyse de la distribution porale (paragraphe III.1.5.1) ne peut s'effectuer que pour la macroporosité grossière, la pression appliquée à l'infiltromètre ne pouvant descendre que jusqu'à -15 cm. On observe, grâce aux deux types d'analyse, une diminution de la taille et du nombre de macropores avec la profondeur, sur parcelles cultivées en 1995. En 1997, la taille diminue aussi mais le nombre reste stable avec la profondeur. Le labour a donc premièrement eu comme conséquence de casser et tasser la macroporosité, et après quatre années de labour, la taille des macropores continue à diminuer, mais leur importance relative reste constante, alors que l'importance de la macroporosité fine et de la mésoporosité diminuent.

III.2.2. Relation entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau

La connaissance de la conductivité hydraulique, $K(\theta)$ est un préalable indispensable pour le calcul du flux de drainage par la loi de Darcy (voir chapitre I), et pour la mise en oeuvre de la modélisation des transferts hydriques et de solutés. La détermination *in situ* a été effectuée uniquement à $z = 40$ cm, à laquelle les flux sont estimés. En effet, on rappelle que les racines ne sont plus présentes en-dessous de 40 cm et on peut donc supposer que l'eau et les éléments minéraux lixivillés à cette profondeur sont perdus pour la plante.

III.2.2.1. Méthode du plan de flux nul

L'utilisation de la "méthode du plan de flux nul" ou du bilan naturel (Vachaud *et al.*, 1978) pour obtenir la relation $K(\theta)$ consiste à choisir des périodes (de préférence sans précipitations supérieures à 10 mm) où le sens des écoulements en profondeur est constant. Sur ces périodes, l'évolution des profils de charge hydraulique présente parfois un plan de flux nul, $z = z_0$, séparant la zone de sol soumise à l'évaporation (flux ascendant) et une zone drainante (flux descendant). La cote z_0 (voir Figure III-10) correspond au maximum ($dH/dz = 0$). La variation de stock entre 2 instants $t_2 - t_1 = \Delta t$, compris entre z_0 et un niveau de référence L (ici 40 cm) correspond au drainage (D) et la conductivité hydraulique est calculée par la loi de Darcy : $K_L(\theta) = -\frac{D}{\text{grad}H \Delta t}$. La valeur résultante de K_L est affectée à la teneur en eau moyenne $\bar{\theta}$ sur l'intervalle de temps Δt à la profondeur L (Figure III-10).

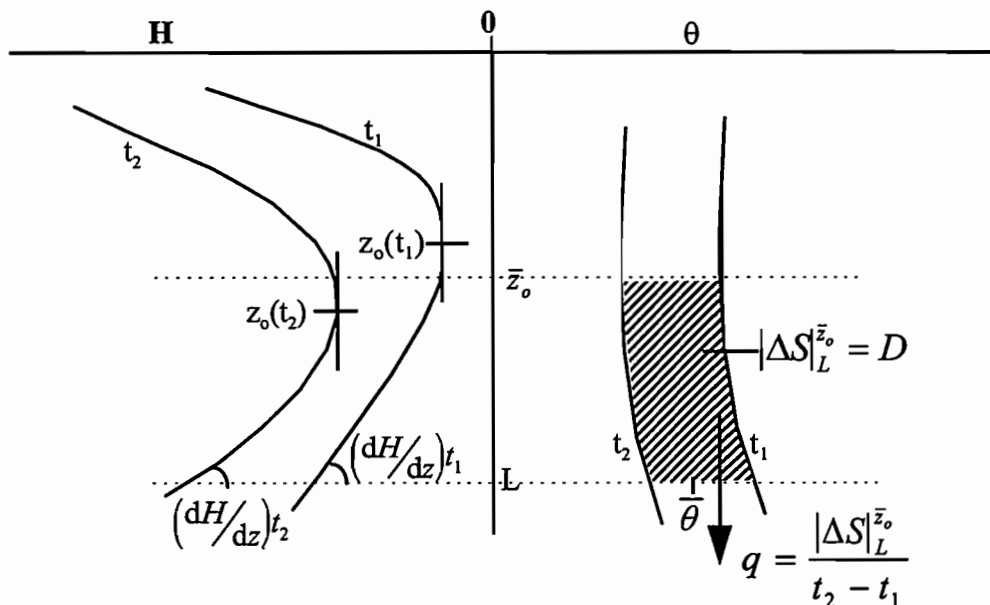


Figure III-10 : Schéma du principe de calcul des flux par la méthode du plan de flux nul (Vachaud *et al.*, 1978)

Cette méthode a permis d'obtenir une vingtaine de couples $K_L(\theta_i)$ répartis dans la gamme des teneurs en eau comprises entre 0,35 et 0,45 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ à la profondeur de 40 cm. Elle a été appliquée sur toutes les parcelles labourées, avec ou sans culture, lors des cycles de 1995 et 1996.

III.2.2.2. Résultats combinés avec l'infiltrométrie

A partir des valeurs de $K(\theta)$ obtenues par la méthode présentée ci-dessus et celles déterminées par infiltrométrie TRIMS, dans l'horizon de profondeur, nous pouvons établir

une relation entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau sur une gamme étendue de cette dernière. L'ensemble des résultats est reporté sur la Figure III-11 qui présente également la relation ajustée de Brooks et Corey (1964) :

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{2}{\eta} + 3}, \quad (\text{III.13})$$

où η est un paramètre de forme ajusté aux points expérimentaux. En utilisant les valeurs de θ_r et θ_s déterminées au paragraphe précédent, le meilleur ajustement a conduit à retenir $K_s = 250$, $\eta = 0,2$.

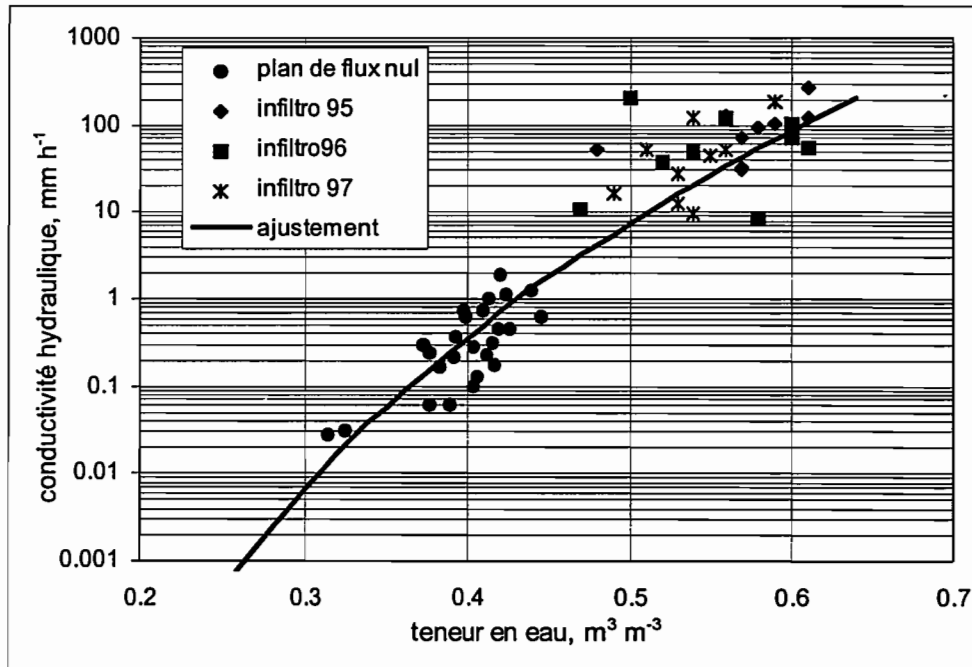


Figure III-11 : Conductivité hydraulique de l'horizon de profondeur (40 cm)

Nous avons supposé que cette relation est applicable sur toutes les parcelles, cultivées ou non, puisque les mesures "statiques" et les mesures par l'infiltromètre ont montré que cet horizon de profondeur est peu perturbé par les différentes pratiques culturales.

Pour les horizons de surface et intermédiaire, il n'a pas été possible d'appliquer la méthode du plan de flux nul, soit à cause de la présence des racines sur les parcelles cultivées, soit en raison de la difficulté d'identifier un plan de flux à faible profondeur sur sol nu. En effet, à faible profondeur, le profil de sol passe vite du drainage à l'évaporation et le plan de flux nul est donc difficile à mesurer. Nous ne pouvons donc utiliser que les mesures par infiltrométrie ainsi que la condition de Burdine (1953) qui relie le paramètre de forme n de la courbe de rétention en eau (Eq. III.2) avec le paramètre de forme η de la relation de Brooks et Corey (Eq. III.13) : $\eta = n-2$. Après avoir vérifié que les courbes ajustées passaient correctement par les points expérimentaux, les paramètres présentés dans le Tableau III-6 ont donc été utilisés, principalement pour la modélisation présentée dans le chapitre V.

Parcelles	Horizon de surface		Horizon intermédiaire		Horizon de profondeur	
	K_s (mm h ⁻¹)	η (-)	K_s (mm h ⁻¹)	η (-)	K_s (mm h ⁻¹)	η (-)
Sol nu	333	0,298	291	0,2	250	0,2
Graminées	150	0,182	291	0,2	250	0,2
Maïs	300	0,157	291	0,2	250	0,2

Tableau III-6 : Paramètres de la relation $K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{2}{\eta} + 3}$, avec $\theta_r = 0,02$ et $\theta_s = 0,65 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$

III.3. CARACTÉRISTIQUES HYDRODISPERSIVES

Pour améliorer notre connaissance et notre compréhension des mécanismes de transport des solutés dans les sols ferrallitiques de Maré, des expériences en colonnes de sol ont été réalisées, au laboratoire Environment Group, du HortResearch en Nouvelle Zélande (Duwig *et al.*, 1998b ; Vogeler *et al.*, 1998). Elles ont permis l'obtention des paramètres de transport nécessaires à la résolution de l'équation de convection-dispersion (I.14). Nous avons de plus étudié l'effet d'une plante, de ses feuilles et des racines sur le transport et la lixiviation du nitrate, sous de fortes intensités de pluie. Ces expériences ont aussi permis de valider une méthode d'obtention du facteur de retard des solutés réactifs dans le sol (voir chapitre II.3.2.3).

III.3.1. Expériences sur colonne horizontale de sol

Des expériences simples ont tout d'abord été mises en oeuvre pour obtenir les caractéristiques hydrodynamiques du sol remanié, et une première évaluation d'une éventuelle adsorption du nitrate par le sol. La théorie relative à cette expérience a été expliquée au chapitre I.4.2.

III.3.1.1. Matériels et méthodes

Un échantillon de sol du site d'étude, prélevé dans les deux premiers horizons (0-20 cm), a été envoyé en Nouvelle Zélande, après fumigation. Il a été séché à l'air, passé au tamis de 2 mm et compacté à la masse volumique de $0,84 (\pm 0,005) \text{ g cm}^{-3}$, dans un tube sectionnable en acrylique de 20 mm de diamètre interne (Figure III-11), appelé tube de Perroux (Smiles et Philip, 1978). Quatre expériences, mono-dimensionnelles, horizontales, ont été effectuées, en laissant la colonne de sol s'imbiber d'eau ou de solution avec du nitrate (0,025 M) ou du bromure (0,025 et 0,1 M). Ces solutions sont fournies par un réservoir de Mariotte, rattaché à une extrémité de la colonne. Pendant l'expérience, la position du front d'infiltration et le niveau d'eau dans le réservoir de Mariotte ont été relevés fréquemment,

pour calculer la sorptivité. Après chaque infiltration, la colonne de sol a été rapidement découpée en sections de longueurs différentes (entre 0,42 et 2,57 cm) dont les poids humide et sec (l'infiltration avec du nitrate exceptée) ont été mesurés pour la détermination de la teneur en eau. Les teneurs en bromure ou en nitrate ont été déterminées, après extraction KCl 1M pour le nitrate, dans chaque section du tube.

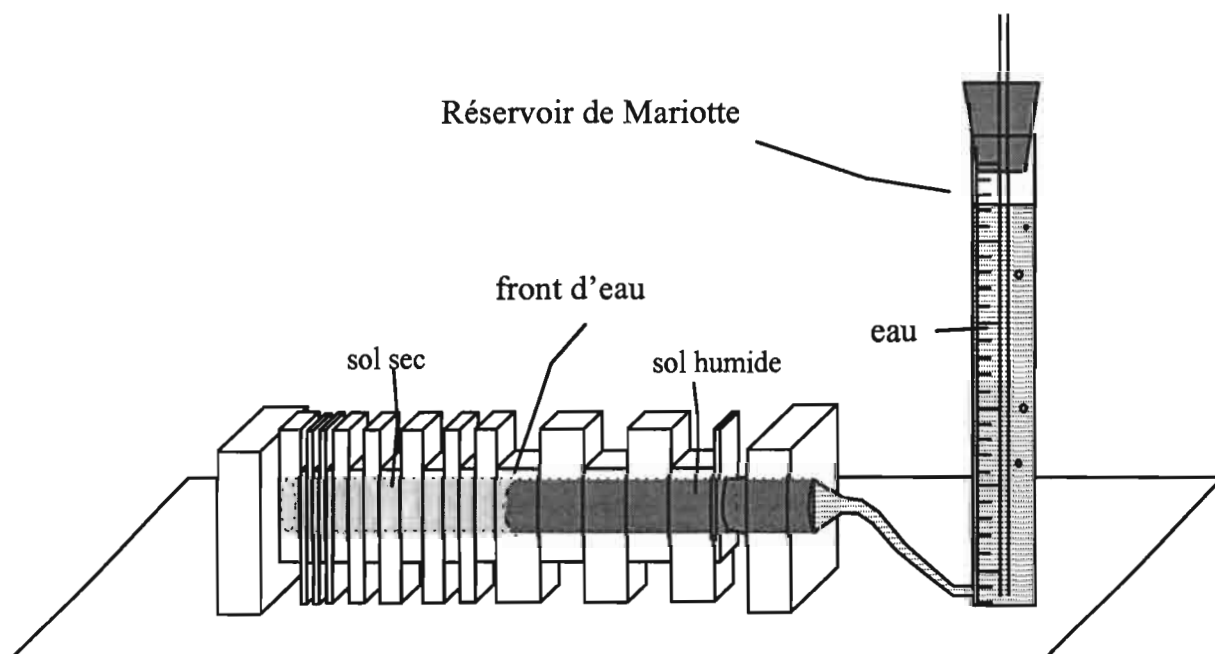


Figure III-12 : Schéma du dispositif expérimental

III.3.1.2. Résultats

Les profils de teneur en eau, et de concentrations normalisées en Br^- et NO_3^- sont présentés Figure III-13. Les paramètres de la fonction de diffusivité (Equation I.22) ont été obtenus par ajustement d'un modèle numérique, au profil $\theta(\lambda)$ mesuré. Parmi les différents couples de valeurs testées, donnés dans Clothier et White (1981), $\beta = 12$ et $\gamma = 3,57 \times 10^{-5}$ donnent le meilleur ajustement. La sorptivité calculée en utilisant l'équation I.23 est $S = 2,4 (\pm 0,15) \text{ mm s}^{-1/2}$. Cette valeur, obtenue sur sol remanié et tamisé, apparaît plus élevée que celle obtenue *in situ* par infiltrométrie TRIMS ($S \cong 1,3 \text{ mm s}^{-1/2}$).

La position du front d'infiltration de l'eau, calculée par l'équation I.27, correspond à $\lambda_B^* = 3,67 (\pm 0,19) \text{ mm s}^{-1/2}$. La position du front de soluté $\lambda_B' = 3,3 \text{ mm s}^{-1/2}$ pour le bromure et $\lambda_B' = 3,2 \text{ mm s}^{-1/2}$ pour le nitrate. Le retard du soluté réactif par rapport au front convectif (Equation I.28) est donc : 1,1 pour le bromure et 1,15 pour le nitrate, c'est-à-dire un K_d de 0,12 et 0,18 L kg^{-1} respectivement.

Dans l'équation I.26, une dispersivité hydrodynamique de $\lambda = 1,5 \text{ mm}$, soit une valeur de $\alpha' = 1,4$ et $1,3 \text{ mm}$ pour le bromure et le nitrate respectivement, donne une reproduction satisfaisante de la forme des profils $C(\lambda)$. Cette valeur est raisonnable si on considère la structure très fine du sol étudié. Kirda *et al.* (1973, dans Clothier *et al.*, 1988) ont trouvé que

$\lambda = 2$ mm était approprié pour le mouvement de traceurs inertes, dans des sols fins et recompressés.

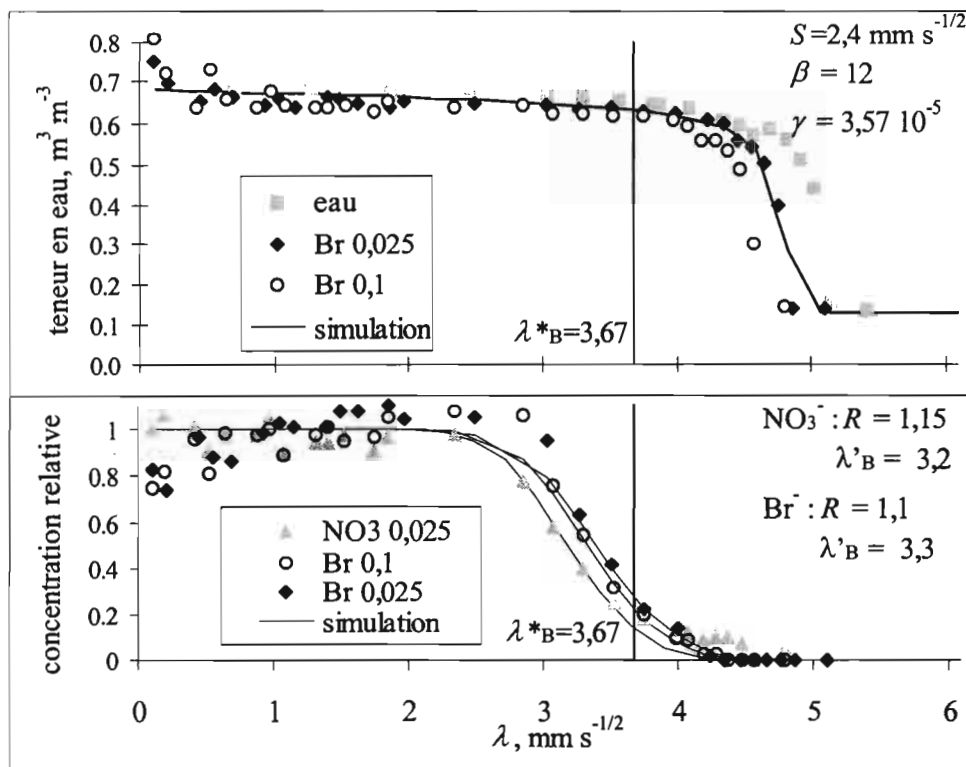


Figure III-13 : Profils de teneurs en eau et de concentrations adimensionnelles, mesurés et calculés.

On obtient donc une adsorption assez importante du nitrate et du bromure dans ce sol ferrallitique allitique, d'autant plus que les concentrations initiales des solutions infiltrées sont fortes. Bellini *et al.* (1996) ont étudié l'adsorption du nitrate sur un sol acide. Les retards déterminés varient de 2,81 à 1,51 pour des concentrations entre 0,005 et 0,03 M, le retard augmentant quand la concentration diminue. La teneur élevée en oxydes d'aluminium et de fer dans le sol de Maré, bien cristallisés et peu organisés (Dubus *et al.*, 1998) peuvent expliquer cette adsorption. Kinjo et Pratt (1971) ont aussi trouvé que le nitrate s'adsorbait dans des oxisols d'Amérique du Sud, ce qui semble être relié à la quantité de matériaux amorphes et inorganiques présents. Katou *et al.* (1996) ont étudié un andisol du Japon, contenant des allophanes et d'autres matériaux peu cristallisés. Ils ont montré que ce sol présente une affinité pour le nitrate, avec un facteur retard autour de 1,4 - 1,7.

III.3.2. Expériences sur colonne verticale de sol

Des expériences en colonnes verticales de sol ont ensuite été mises en place, pour pouvoir obtenir les paramètres de transport de l'équation de convection-dispersion (CDE), et pour valider une méthode simple d'étude du transport de solutés réactifs grâce à la métrologie TDR. Les conséquences de la présence d'une plante active, ainsi que d'un apport de fertilisants sur sol humide ou sec ont été également étudiées.

III.3.2.1. Matériels et méthodes

Le même sol, séché à l'air et tamisé, a été compacté dans un cylindre de diamètre et de longueur 300 mm, à une masse volumique de $0,8 \text{ g cm}^{-3}$. De la moutarde a été plantée, car c'est une plante qui pousse et développe des racines rapidement. Des fertilisants ont été ajoutés comme source de nutriments pour les plantes. Après trois semaines, les racines avaient envahi toute la longueur de la colonne. Les plants de moutarde ont ensuite asséché la colonne de sol pendant quelques jours, jusqu'à une teneur en eau de $\theta_i = 0,25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. La colonne de sol a alors été placée sur un infiltromètre inversé de manière à assurer un flux d'eau non saturé à la base de la colonne, et permettre l'échantillonnage régulier des effluents (Magesan *et al.*, 1995). Les plants de moutarde mesuraient alors 300 mm de hauteur. Des guides d'onde TDR ont été implantés aux profondeurs de 50 (guide 1), 150 (guide 2) et 250 mm (guide 3) et la teneur en eau θ ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) ainsi que la conductivité électrique du sol σ (S m^{-1}) ont été enregistrées régulièrement.

Une solution concentrée de CaBr_2 (47 mM), a été pulvérisée sur la surface de la colonne, en quantité molaire équivalente à une application de $100 \text{ kg N-NO}_3^- \text{ ha}^{-1}$. La solution concentrée a ensuite été lixiviée par une quantité d'eau distillée équivalente à 4 volumes poraux, grâce à un simulateur de pluie (voir Figure III-14 et Vogeler *et al.*, 1997c), réglé à une intensité de 46 mm h^{-1} . Ensuite, une autre solution concentrée de $\text{Ca(NO}_3)_2$ de la même concentration, a été pulvérisée sur la surface, alors que la pluie était maintenue en régime permanent. Les effluents à la base de la colonne ont été analysés pour déterminer leur concentration en NO_3^- et Br^- .

Après cette expérience, le sol a été séché à l'air ($\theta_n = 0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) et tamisé avant d'être compacté dans une autre colonne de longueur 280 mm. Aucune plante n'a été semée dans cette colonne. Les guides d'onde TDR ont été implantés à 30, 130 et 230 mm de profondeur. Pour cette colonne, une intensité de pluie de 30 mm h^{-1} a été utilisée. Quand l'écoulement a atteint un régime permanent, une solution concentrée de Ca Br_2 de quantité molaire équivalente à un apport de $100 \text{ kg N-NO}_3^- \text{ ha}^{-1}$ a de nouveau été appliquée sur la surface de la colonne et lixiviée par l'équivalent de 4 volumes poraux. Ensuite, une solution de nitrate a été appliquée de la même façon et lixiviée par 4 volumes poraux. Pour cette dernière expérience, les deux traceurs ont été appliqués dans les mêmes conditions de teneur en eau et de flux.

Ces deux expériences ont permis d'étudier les effets de la teneur en eau initiale, ainsi que l'impact des plantes et de leurs racines sur le transport des anions à travers la zone non saturée.

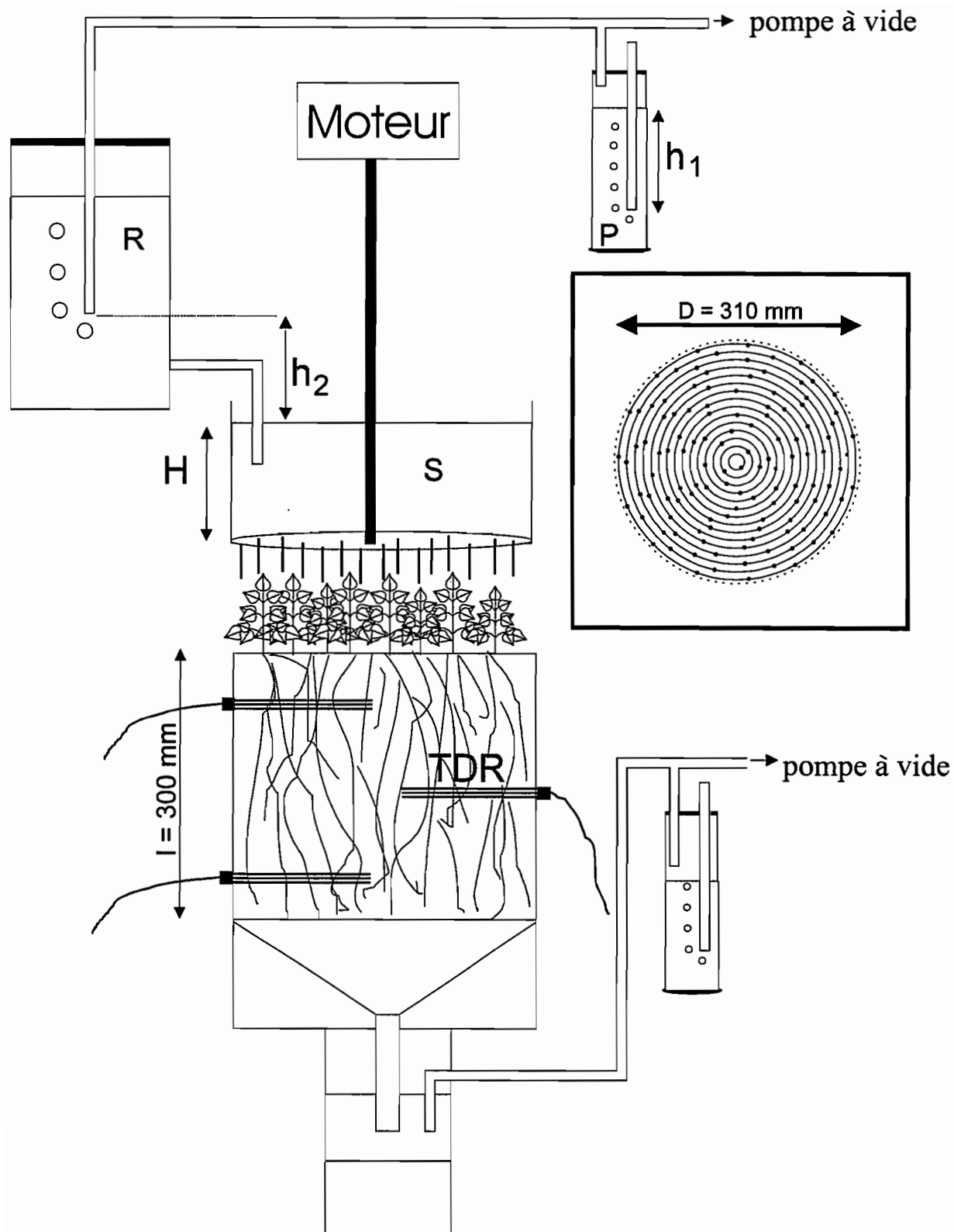


Figure III-14 : Schéma du dispositif expérimental. Le niveau H dans le bac du simulateur (S) est déterminé par le niveau h_1 dans la chambre qui régule la pression (P) et $h_1 = h_2$. R est le réservoir d'eau.

III.3.2.2. Résultats

Pour la colonne de sol sous moutarde, nous n'avons pas pu utiliser une intensité de pluie supérieure à 46 mm h^{-1} , car au-delà l'eau libre s'accumulait en surface. Pourtant, la conductivité hydraulique à saturation mesurée sur le terrain est supérieure à 100 mm h^{-1} . Le tamisage et le compactage du sol ont à l'évidence affecté les propriétés hydrauliques de ce sol peu structuré. Sur colonne de sol nu, l'intensité de la pluie a dû encore être diminuée jusqu'à 30 mm h^{-1} . Il est possible qu'une légère croûte de surface se soit développée sous l'impact des gouttes d'eau. Nous ne nous intéressons cependant pas aux caractéristiques hydrauliques ici, puisque le but de l'expérience est l'étude des échanges chimiques entre le sol et les solutés.

Les concentrations de flux en bromure et en nitrate ont été mesurées dans les solutions recueillies à la base des deux colonnes, et sont présentées en Figure III-15. On rappelle que la solution de bromure en surface de la colonne sous moutarde a été appliquée sur sol sec. Sur cette figure sont également représentés les meilleurs ajustements d'une solution numérique de l'équation de convection-dispersion (Equation I.14) aux valeurs observées de concentration. Des valeurs de dispersivité λ allant de 3 à 9 mm, ainsi que des retards entre 1,2 et 1,5 ont été trouvés (voir Tableau III-7). Ces valeurs correspondent aux résultats de Bellini *et al.* (1996), en interpolant leur relation "R en fonction de la concentration initiale" jusqu'à la concentration de 47 mM . La teneur en eau initiale ainsi que la présence ou non de plantes ne semblent pas affecter le transport des solutés sous ces intensités de pluie élevées.

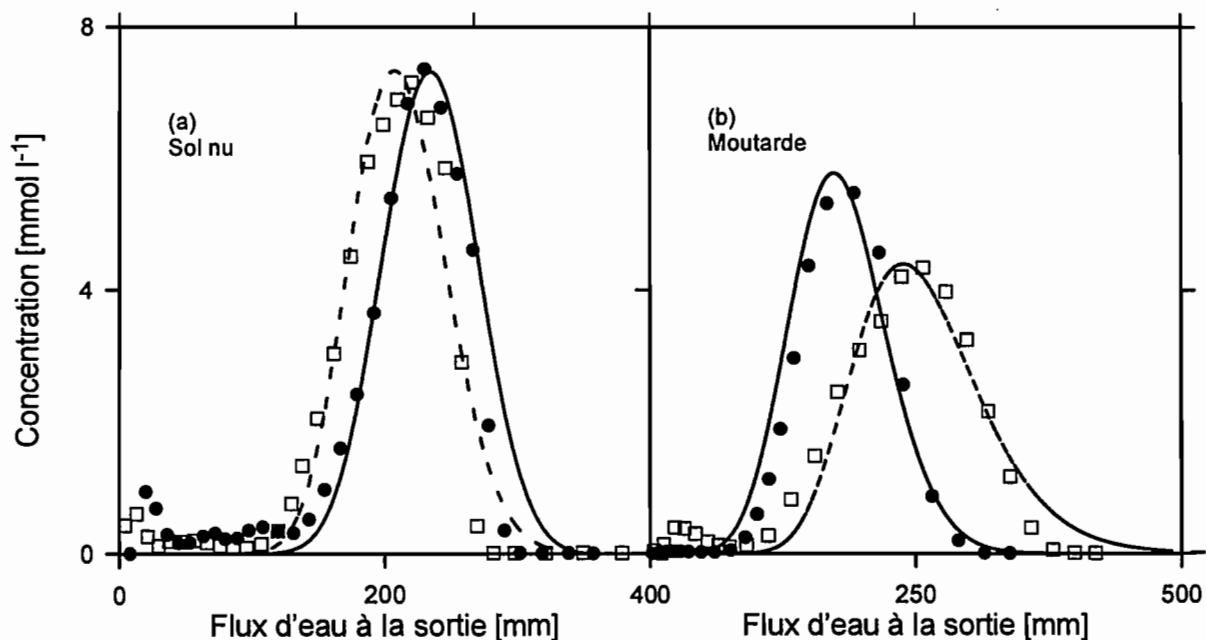


Figure III-15 : Concentrations en bromure (● et ligne continue) et en nitrate (□ et ligne pointillée), mesurées et simulées en sortie des colonnes.

La Figure III-16 présente la conductivité électrique mesurée par TDR lors de la lixiviation du nitrate, ainsi que la concentration en nitrate dans les effluents à la sortie des colonnes, sous moutarde et sol nu. Les mêmes données sont disponibles pour le bromure et sont présentées dans la suite de ce paragraphe. On peut noter que sur sol nu, après deux

volumes poreux, la totalité du nitrate appliqué a été lixiviée au-delà de 300 mm. On peut également noter que les pics sont plus dispersés sous moutarde que sur sol nu. Ainsi, la présence de plantes et d'un système racinaire semblent augmenter la dispersion du pic de soluté, ce que nous avons aussi remarqué pour le passage de l'eau à travers le sol (voir ci-dessous et Figure III-18).

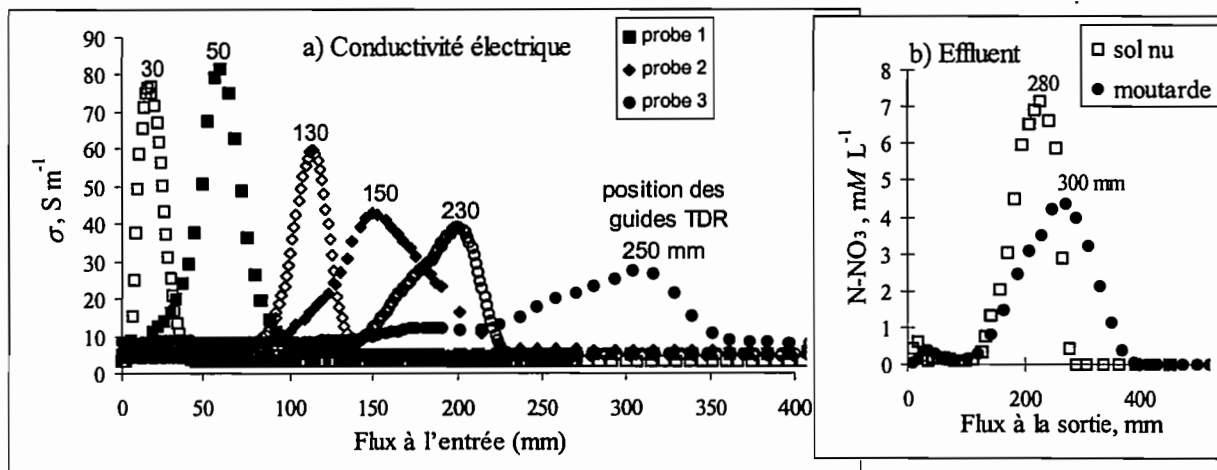


Figure III-16 : Conductivité électrique (a) et concentration en nitrate (b) mesurées dans les effluents, pour le sol cultivé en moutarde (symboles pleins) et le sol nu (symboles vides).

q (mm h ⁻¹)	θ (m ³ m ⁻³)	λ (mm)		BTC	R	K_d (L kg ⁻¹)	
		BTC	TDR			BTC	TDR
Sol nu, solution de bromure sur sol humide							
36,4	0,663	3	2 ; 1	1,3	1,4	0,21	0,32
Sol nu, solution de nitrate sur sol humide							
29,7	0,663	4	3 ; 1	1,2	1,4 ; 1,3	0,11	0,32 ; 0,24
Moutarde, solution de bromure sur sol sec							
43,6	0,625	4	-	1,5	1,9	0,39	0,70
Moutarde, solution de nitrate sur sol humide							
44,5	0,625	9	1 ; 2	1,4	1,4	0,29	0,29

Tableau III-7 : Données relatives aux expériences et paramètres obtenus par résolution de l'équation CDE. Le tiret indique une valeur manquante, et le point-virgule sépare des répétitions. BTC signifie "Break Through Curve", pour désigner les paramètres obtenus à partir des effluents.

La Figure III-17 montre, pour la colonne de sol nu, les concentrations en bromure, calculées à partir des mesures de conductivité électrique par TDR, aux profondeurs de 30, 130, et 230 mm. La relation concentration/conductivité électrique a été obtenue par bilan de masse. En connaissant la quantité de moles de soluté appliquée à la surface de la colonne, on peut calculer le pic de concentration au niveau du premier guide d'onde, en sachant que la surface de la courbe doit être égale à cette quantité appliquée. On obtient donc une équivalence entre l'échelle des conductivités électriques et celle des concentrations. Sur cette figure sont également représentées les prédictions de l'équation CDE en utilisant les paramètres λ et K_d obtenus à partir de la courbe d'éluion (lignes pleines). Le modèle prédit

l'arrivée des pics en même temps que ceux mesurés par TDR. Pour les guides d'onde installés à 30 et 130 mm de profondeur, le modèle prédit un pic plus dispersé.

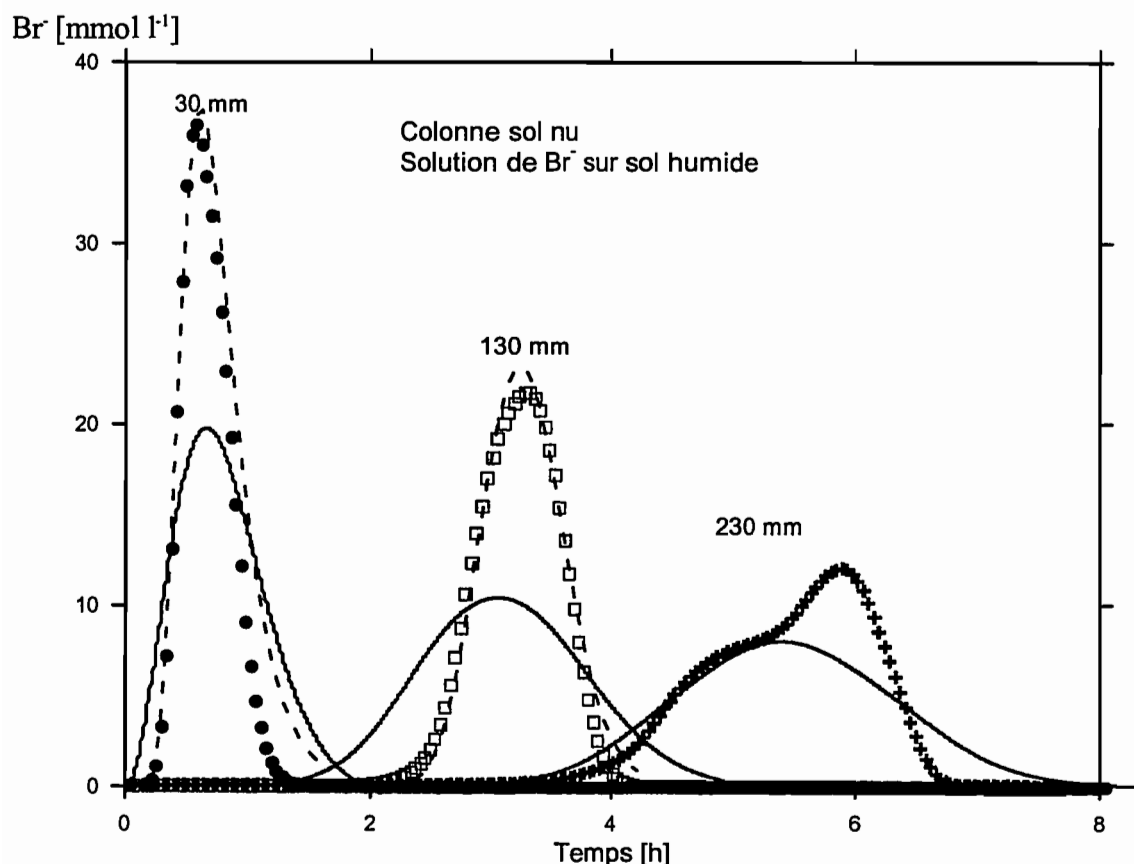


Figure III-17 : Concentrations en Br^- mesurées par TDR et simulées, sol nu.

L'équation CDE a aussi été ajustée directement aux mesures TDR de ces deux premiers guides d'onde (lignes pointillées sur la Figure III-17). Des dispersivités de 1 et 2 mm ont été trouvées, valeurs qui sont légèrement inférieures à celles obtenues à partir de la courbe d'élution. Les valeurs trouvées pour les autres expériences sont données dans le Tableau III-7 et varient entre 1 et 3 mm. L'équation CDE, en utilisant les paramètres obtenus indépendamment (par la simulation des concentrations dans les effluents), prédit des pics plus dispersés que les mesures de σ avec la TDR, puisque les dispersivités des courbes d'élution varient de 3 à 9 mm. Sur la Figure III-17, la forme du troisième pic n'a pas pu être expliquée de façon satisfaisante. Cela provient peut-être d'une mauvaise insertion du guide d'onde. En effet, la TDR effectuant la mesure très localement autour des guides, l'insertion minutieuse de ces guides dans le sol est très importante.

Les teneurs en eau ont été enregistrées par TDR dans les colonnes sol nu et plantée avec de la moutarde (Figure III-18). La vitesse de propagation du front d'infiltration de l'eau peut alors être calculée à partir des temps d'arrivée du front aux différentes profondeurs. Sous les plants de moutarde, les vitesses sont de 181 et 194 mm h^{-1} entre les guides d'onde 1-2, et 2-3 respectivement. Sous le sol nu, elles sont de 91 et 79 mm h^{-1} .

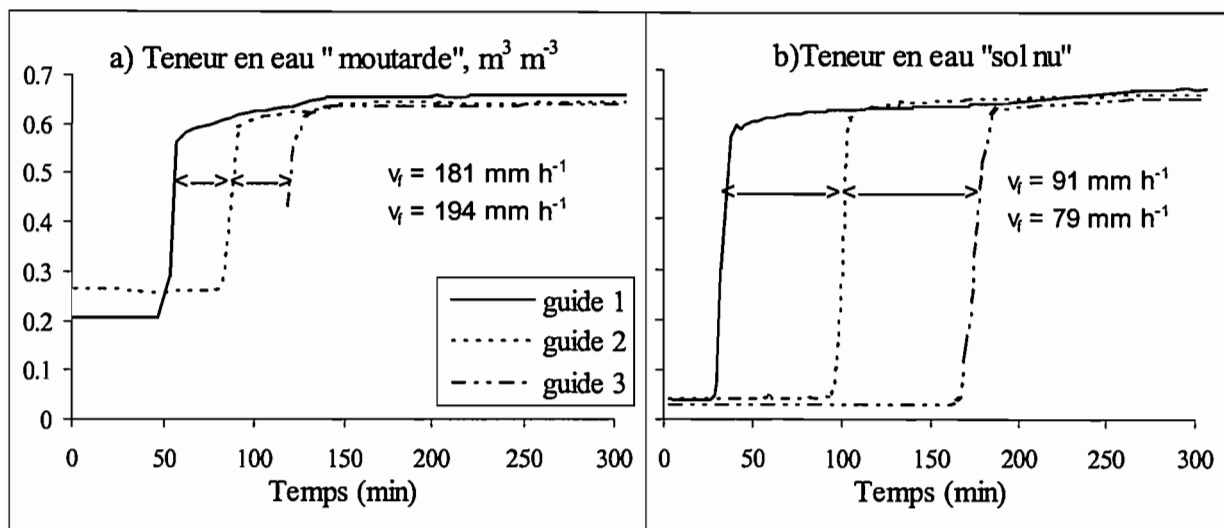


Figure III-18 : Teneurs en eau dans les colonnes de sol nu et avec plants de moutarde

Si l'on suppose que le sol se comporte comme un sol de Green-Ampt (voir chapitre II.3.2.3, Kutilek et Nielsen, 1994), la vitesse peut aussi être calculée par l'équation II.9. Cette équation donne des vitesses de 115 mm h^{-1} sous moutarde et de 50 mm h^{-1} sous sol nu. Ces vitesses ont été calculées en considérant que l'intensité de la pluie est de 46 mm h^{-1} pour l'expérience avec moutarde, et de 30 mm h^{-1} sur sol nu. Les vitesses prédites sont donc bien différentes de celles mesurées, et cette différence peut être due à des cheminements préférentiels. La forme inhabituelle de la courbe $\theta(t)$ sous moutarde confirme cette hypothèse (Figure III-18a). Ces écoulements préférentiels peuvent être dus à la présence des feuilles de moutarde, qui dévient la pluie incidente et la rassemblent en certains endroits de la canopée. Le front d'infiltration de l'eau ne bouge donc pas comme un piston uniforme, comme on peut le supposer pour un sol de Green-Ampt, mais est dérangé par les feuilles et ensuite les racines, et leur interaction avec la structure du sol.

En partant de la même hypothèse que pour le front d'infiltration de l'eau, on peut calculer la vitesse de déplacement du soluté, en utilisant le temps d'arrivée des pics de conductivité électrique aux différentes profondeurs. La Figure III-19 présente les mesures de conductivité électrique sur sol nu, après l'application de la solution de bromure, en régime permanent. Les vitesses mesurées sont de 38 mm h^{-1} , alors que celle prédite par l'équation II.12 est de 55 mm h^{-1} . Le bromure est donc adsorbé par le sol et le retard entre le front de soluté et le front convectif est $R = 1,4$. Les valeurs de R trouvées pour les autres expériences sont présentées dans le Tableau III-7, et se trouvent entre 1,3 et 1,4 pour les flux en régime permanent. Dans tous les cas, ces valeurs sont similaires à celles obtenues par la modélisation des effluents (Tableau III-7).

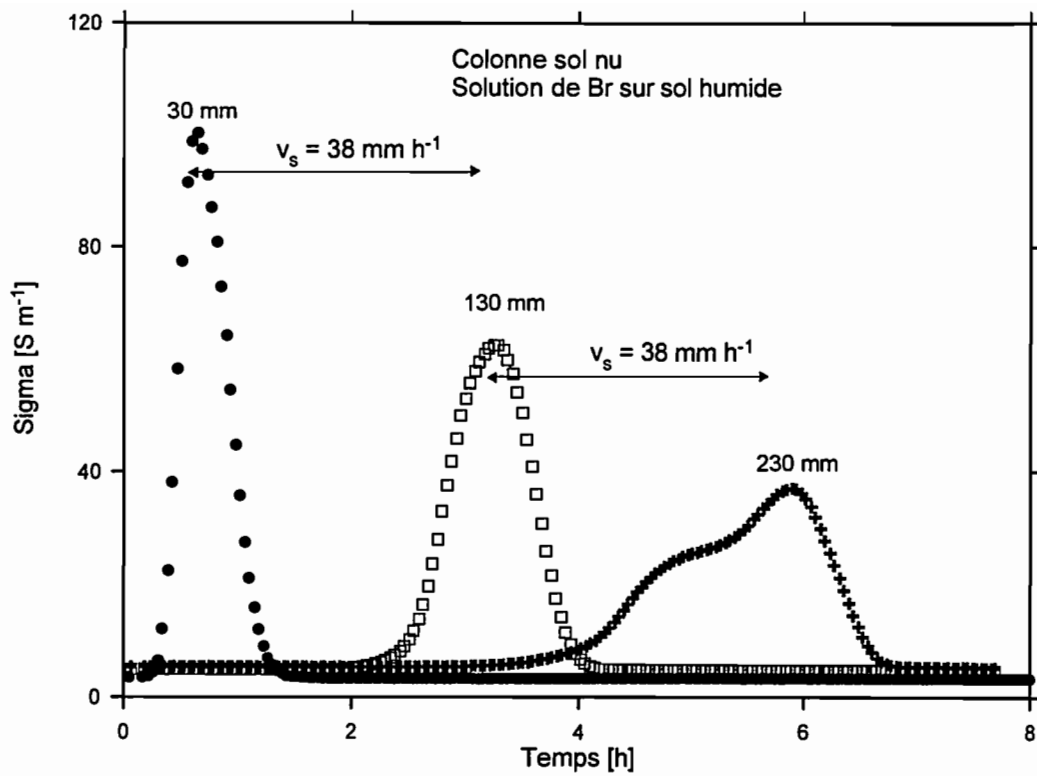


Figure III-19 : Conductivité électrique de la solution de CaBr_2 mesurée par TDR sur sol nu

Pour le cas de l'infiltration en régime transitoire, la Figure III-18a présente la teneur en eau, et la Figure III-20, les valeurs de conductivité électrique, mesurées par TDR, après l'application d'une solution de bromure sur la colonne sous moutarde.

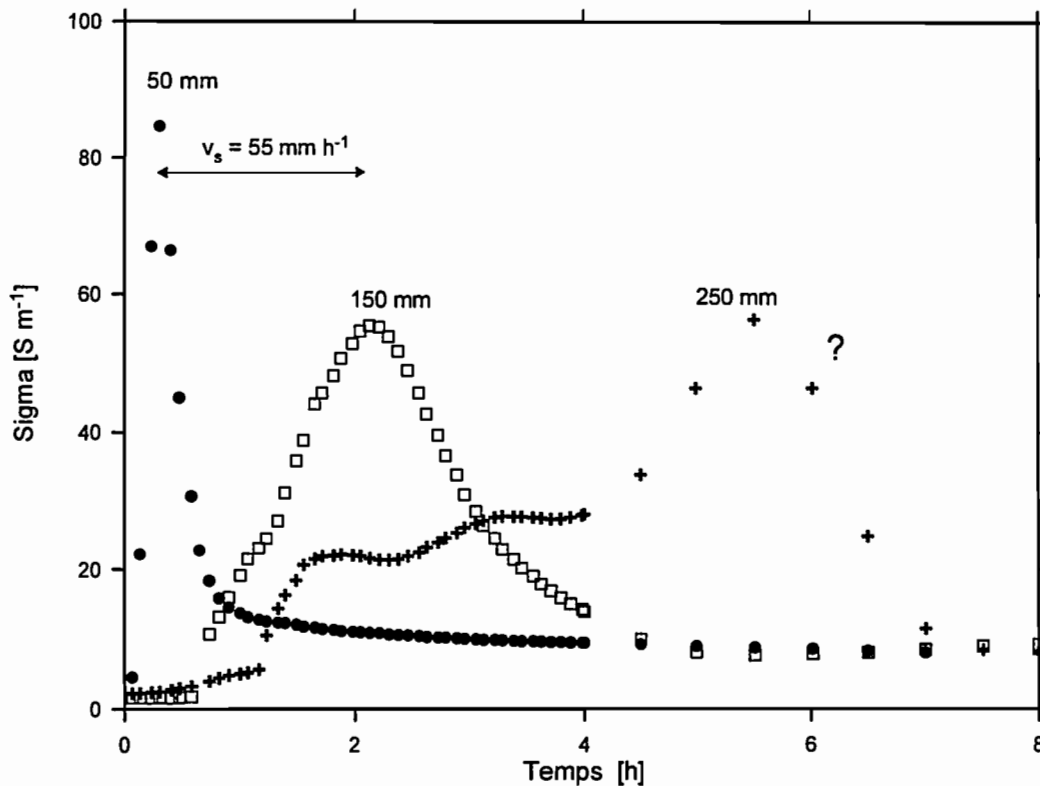


Figure III-20 : Conductivité électrique de la solution de CaBr_2 mesurée par TDR sur sol cultivé en moutarde

Seuls les pics mesurés par les deux premiers guides d'onde ont été pris en compte, le troisième donnant des valeurs inexplicables de σ . La mesure de la vitesse du front de soluté entre les deux premiers pics donne 55 mm h^{-1} , alors que celle prédite par l'équation II.11 donne une vitesse v_s de 105 mm h^{-1} . Il en résulte un retard R de 1,9, qui est assez différent de celui obtenu par les effluents (1,5). En utilisant cette approche pour l'obtention des facteurs de retard par la TDR, on a aussi supposé que le sol se comportait comme un sol de Green-Ampt, avec un front d'infiltration régulier et rectangulaire. Cependant, comme on l'a déjà remarqué pour la teneur en eau (Figure III-18a), ce n'est pas tout à fait le cas, pour l'infiltration d'un soluté en régime transitoire.

III.3.3. Conclusions

En mettant en place ces deux types d'expériences sur colonne de sol, par ailleurs complémentaires, nous avons déterminé les caractéristiques de transport de l'eau et des solutés à travers le sol. Nous avons testé au laboratoire une approche simple, utilisant la TDR, pour l'obtention des facteurs de retard des solutés réactifs. Cette approche donne des valeurs similaires à celles obtenues par l'analyse et la modélisation des effluents à la base de la colonne de sol. Elle pourrait facilement être utilisée sur le terrain.

Nous avons de plus montré que le nitrate et le bromure étaient adsorbés dans ce sol ferrallitique, et que l'adsorption pouvait être décrite par une isotherme linéaire, et par un coefficient de distribution de 0,1 à $0,3 \text{ L kg}^{-1}$. Pourtant, malgré cette affinité du sol pour les anions, les intensités de pluie importantes ainsi que la perméabilité élevée du sol rendent le nitrate très mobile. On a vu qu'il suffisait d'un épisode pluvieux de 200 mm, qui peut tomber en un jour à Maré, pour lixivier le nitrate en-dessous de la zone racinaire. De plus, en présence d'une culture, les feuilles et les racines créent des chemins préférentiels d'écoulement, et augmentent la dispersivité du sol et les vitesses de l'eau et des solutés.

III.4. COMPARAISON DES RÉSULTATS, DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

Nous avons utilisé plusieurs méthodes de caractérisation du sol. Ces méthodes donnent des résultats concordants puisque les courbes de rétention en eau déterminées *in situ* et les mesures de pF sur cylindre montrent une diminution des macropores en surface sur les parcelles cultivées. Cette évolution a été aussi mise en évidence par infiltrométrie et par le calcul d'un rayon moyen de pores hydrauliquement fonctionnels.

Les principales caractéristiques déterminées par ces méthodes peuvent être synthétisées de la manière suivante :

III.4.1. En surface

- L'horizon de surface de la jachère est caractérisé par une structure grumeleuse-particulaire, avec une masse volumique sèche faible ($\rho = 0,6 \text{ g cm}^{-3}$), un nombre et une taille de macropores hydrauliquement fonctionnels importants, une conductivité hydraulique et une sorptivité relativement faibles ($K \cong 50-100 \text{ mm h}^{-1}$; $S \cong 20-40 \text{ mm h}^{-1/2}$).

- Avec le labour, on enregistre :

- une modification importante de la structure sous culture qui devient, en fonction du temps, plus particulaire ;

- une augmentation de la masse volumique sèche, qui reste toutefois assez faible ($\rho = 0,7 \text{ g cm}^{-3}$), due à une modification de l'organisation structurale et qui peut être reliée à la diminution de la macroporosité ;

- quand on se rapproche de la saturation, on observe sous culture, une conductivité hydraulique ($K \cong 150-300 \text{ mm h}^{-1}$) et une sorptivité ($S \cong 80 \text{ mm h}^{-1/2}$) fortes ;

- une diminution de la macroporosité et du diamètre moyen des pores ;

- curieusement, cette modification temporelle de la macroporosité se traduit par une augmentation de la conductivité et de la sorptivité. Ce n'est pas tout à fait le cas sous graminées, où la taille des pores hydrauliquement fonctionnels augmente en surface avec le temps.

Deux raisons peuvent expliquer ces résultats contradictoires :

- une meilleure connexion des pores des volumes travaillés, caractérisés par des vides d'entassement entre agrégats et non par des vides biologiques comme sous jachère ;

- éventuellement un effet marqué de l'hydrophobicité sous jachère.

III.4.2. En profondeur

- l'horizon de profondeur a une structure massive, avec peu de macropores, une masse volumique sèche plus importante ($\rho = 0,75 - 0,87 \text{ g cm}^{-3}$) qu'en surface, et une conductivité hydraulique assez importante ($K \cong 100-250 \text{ mm h}^{-1}$), bien que plus faible que celle de l'horizon de surface,

- le travail du sol affecte peu la structure des horizons de profondeur. Seule une légère fracturation de l'horizon intermédiaire (passage de la structure M1 à Mf) est observée ;

- l'horizon de profondeur bien que très compact, ne semble pourtant pas constituer une limite physique pour la colonisation des racines ;

- la conductivité hydraulique, la sorptivité et la taille des pores hydrauliquement fonctionnels diminuent légèrement au cours du temps. Cette évolution est surtout présente sur les parcelles travaillées mécaniquement et est certainement due à un tassement. Pourtant, il n'y a pas de changement dans les valeurs de compacité entre la jachère et les parcelles cultivées.

III.4.3. Conclusion

Plusieurs caractéristiques physiques du sol ont été mises en évidence grâce aux différents moyens mis en oeuvre : description des profils culturaux, étude de la distribution porale sur cylindre, mesure de la masse volumique sèche, infiltrométrie, étude du transport sur colonnes de sol. On observe peu de différences entre les parcelles cultivées, et nous avons regroupé dans l'analyse ci-dessous les différentes caractéristiques communes.

Trois horizons différents ont été définis dans le profil de sol :

- un horizon de surface (0-15 cm), à structure particulière, dont la masse volumique sèche est faible, et la microporosité est dominante. En terme de caractéristiques hydrodynamiques, la conductivité hydraulique et la sorptivité sont fortes, et les pores fonctionnels apparemment bien connectés. On peut donc supposer que le drainage soit très rapide dans cette horizon, cependant, la lixiviation du nitrate pourrait être ralentie grâce à son adsorption sur la matrice poreuse ;

- un horizon intermédiaire (15-35 cm), à structure sub-anguleuse-grumeleuse à massive fissurée, dont les caractéristiques hydrodynamiques sont moins fortes qu'en surface ;

- un horizon de profondeur (35-50 cm), très compact, dont la structure est massive. La sorptivité et la conductivité hydraulique sont encore plus faibles.

La parcelle sous graminées, non labourée pendant l'étude, présente cependant des caractéristiques différentes. La structure de l'horizon de surface est plus cohérente, la conductivité hydraulique et la sorptivité sont plus faibles en surface et restent relativement constantes avec la profondeur, et la taille des pores hydrauliquement fonctionnels augmente avec les années. On observe donc un effet potentiellement bénéfique de la "jachère" de graminées sur la structuration et les propriétés hydrodynamiques du sol.

Les anions sont adsorbés assez fortement par les oxydes de fer et d'aluminium, constituants principaux des sols ferrallitiques de Maré. Ce phénomène peut créer un retard dans la lixiviation du nitrate. Cependant, la forte perméabilité du sol et la possibilité de pluies très intenses, sous ce climat tropical, rendent le nitrate tout de même très mobile.

Chapitre IV

IV. FLUX ET BILANS

Le transfert d'éléments minéraux dans le sol est principalement gouverné par l'écoulement de l'eau. C'est pourquoi il est important de définir correctement et en premier lieu les termes du bilan hydrique. Les méthodes de calcul ont été présentées au chapitre I et les outils de mesures au chapitre II. Certaines caractéristiques physico-chimiques du sol déterminées au chapitre III vont être utilisées pour le calcul des flux hydriques et des flux minéraux.

Ce chapitre se divise en quatre paragraphes :

- la première partie donne les principaux éléments de climatologie concernant les trois cycles culturels étudiés, afin de présenter les caractéristiques du climat tropical des Iles Loyauté;
- dans le deuxième paragraphe sont calculés les flux d'eau et les différents termes du bilan hydrique ;
- les troisième et quatrième paragraphes présentent les résultats relatifs au calcul des flux et des bilans en nitrate, d'abord sur parcelles sol nu pour s'affranchir de l'extraction racinaire, et ensuite sur parcelles cultivées.

IV.1. ELÉMENTS DE CLIMATOLOGIE DURANT LES TROIS SAISONS ÉTUDIÉES

On rappelle que la pluviométrie moyenne annuelle de 1956 à 1985 sur La Roche (à 5 km du site d'étude) était de 1641 mm (Blanchard, 1990). Durant cette période, des intensités de pluie supérieures à 20 mm j⁻¹ ont été enregistrées en moyenne 14 fois par an.

- La saison 1995 présente un cumul de pluviométrie assez faible sur les 6 premiers mois de l'année, 718 mm comparés à 1000 mm pour une année moyenne (Blanchard, 1990).
- La campagne 1996 se caractérise par une pluviométrie abondante, comparée à celle du cycle culturel étudié en 1995. Durant le mois de mars 1996, le cyclone Béti (27/03) a atteint tout le territoire de Nouvelle-Calédonie, entraînant sur Maré un apport de pluie de 238 mm en 4 jours, et au plus fort du cyclone, 138,6 mm en 24 heures. L'ensemble du mois de mars a été très pluvieux avec une pluviométrie de 606 mm, soit 28 % d'une pluie annuelle déjà élevée, 2173 mm. Durant cette saison, nous avons enregistré 7 fois des intensités de pluie supérieures à 20 mm h⁻¹.
- La pluviométrie des 5 premiers mois de 1997 a été de 490 mm, une quantité encore plus faible qu'en 1995.

La Figure IV-1 donne les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (calculée par Penman-Monteith) pour les trois saisons suivies en 1995, 1996 et 1997.

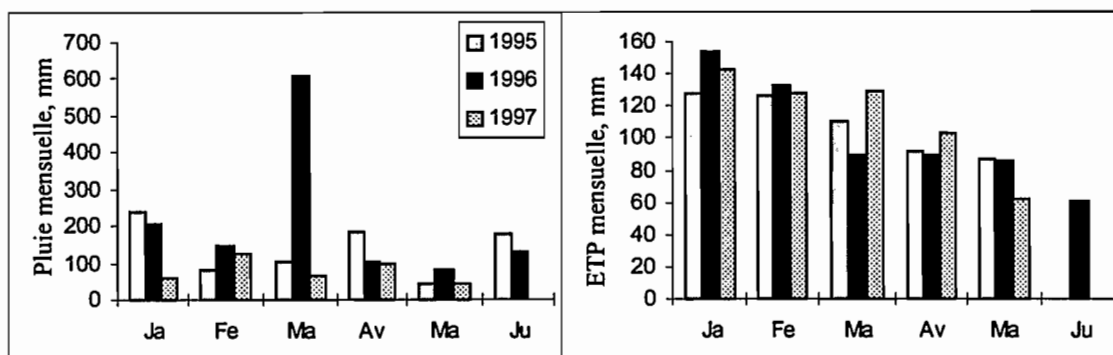


Figure IV-1 : Comparaison de la pluviométrie et de l'évapotranspiration potentielle mensuelle des trois saisons étudiées.

Durant le cycle cultural de l'année 95, le bilan mensuel précipitation/évapotranspiration est déficitaire durant trois mois, février, mars et mai (voir Tableau IV-1). Durant le cycle 1996, le bilan est excédentaire ou nul sur toute la durée. Enfin, le bilan précipitation/évapotranspiration est déficitaire durant pratiquement la totalité du cycle de 1997. Ces résultats donnent une idée sur les risques potentiels de lixiviation du nitrate, qui sont certainement plus limités lorsque l'évapotranspiration excède la pluie. Pourtant, nous verrons qu'ils peuvent être importants sur une période limitée bien que le bilan mensuel soit déficitaire, sous ce climat tropical caractérisé par des fortes intensités de pluie.

mois	janvier	février	mars	avril	mai	juin
P-ETP en 1995	112,1	-47,1	-9,9	91,2	-40,5	-
P-ETP en 1996	52,9	-7,6	516,4	14,6	-1,6	68,8
P-ETP en 1997	-84,1	-3,6	-60,9	-6	-16,6	-

Tableau IV-1 : Différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle mensuelles en mm.

IV.2. FLUX ET BILAN HYDRIQUES

Durant les trois années d'étude, neuf parcelles différentes ont été étudiées. Cet important travail de terrain nous a permis d'acquérir de nombreuses données. Il convient de présenter et d'analyser ces données de manière à montrer la spécificité de chaque parcelle ainsi qu'une évolution d'ensemble en fonction des itinéraires techniques et agricoles et des conditions climatiques. Nous avons choisi de présenter en détail le cycle de l'année 1996, qui est intéressant au niveau des flux hydriques et minéraux, et de le comparer aux cycles 1995 et 1997, pour comprendre ce qui peut arriver sous des conditions climatiques plus sèches et une application des fertilisants non fractionnée (en 1995).

IV.2.1. Dynamique des écoulements

Le Figure IV-2 montre l'évolution des charges hydrauliques aux 5 profondeurs étudiées et du gradient de charge à la base du profil, sur trois parcelles au couvert végétal différent : une parcelle sol nu (B), une parcelle maïs (C) et la parcelle graminées pérennes (G).

A première vue, on remarque deux périodes bien distinctes dans l'évolution des charges hydrauliques : avant et après le 24/02/96. La pluie de ce jour là (82 mm) correspond à la fin d'une période sèche de plus de vingt jours. Les tensiomètres ont été installés lors de cette période sèche. Aux profondeurs 10 et 20 cm, les valeurs sont probablement très imprécises, soit parce que les tensiomètres ne sont pas en charge soit parce que le contact sol/canne n'est pas correctement assuré. Effectivement, quand le sol est sec (à une teneur en eau inférieure à $0,25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), le sol est soufflé et n'a aucune cohésion en surface, ce qui rend très difficile l'implantation des tensiomètres. La plupart d'entre eux ont d'ailleurs dû être réinstallés après la première pluie.

Avant la pluie, les charges hydrauliques se différencient en profondeur. Les parcelles sol nu et maïs sont similaires, puisque le maïs est encore jeune (stade 3 feuilles le 24/02). Par contre, on observe que les charges sur la parcelle graminées sont beaucoup plus faibles à partir de 20 cm. Cela indique que l'absorption de l'eau par les racines a lieu jusqu'à 50 cm de profondeur au moins.

Après la pluie, l'évolution des charges hydrauliques montre que, toutes parcelles confondues, les variations de charges diminuent quand la profondeur augmente. A 50 cm de profondeur, il y a très peu de différence entre les parcelles. Les variations vont de -100 à -500 cm et seulement jusqu'à -300 cm pour la parcelle sol nu. Pour les autres profondeurs, les différences entre les parcelles s'accroissent au fur et à mesure que la dernière pluie s'éloigne. La parcelle graminées enregistre la baisse la plus rapide des charges après une pluie, alors que les charges sur la parcelle sol nu baissent beaucoup plus lentement. En effet, la densité racinaire sur la parcelle graminées est supérieure à celle sous maïs au-delà de 20 cm. Elle reste relativement importante jusqu'à 40 cm de profondeur, alors que celle sous maïs diminue jusqu'à devenir nulle.

Le gradient de charge à la base du profil (40 cm) a été calculé à partir des charges hydrauliques à 30 et 50 cm. Quelques valeurs manquent au cours de la période étudiée car : i) les mesures n'ont pas été effectuées systématiquement tous les jours et, ii) en fin de cycle (entre le 18/04 et 1/05/96), le capteur de mesure de pression était défectueux. Pour pallier les mesures manquantes, un lissage manuel a été réalisé entre les valeurs présentées sur le graphe à 30 et à 50 cm de profondeur, afin de pouvoir calculer les gradients de charge à 40 cm.

Un gradient de charge négatif indique un flux drainant, c'est-à-dire orienté vers le bas. A l'inverse, un gradient positif témoigne de remontées capillaires (flux ascendant). Sur les parcelles cultivées, on remarque que le gradient devient positif après 4 à 5 jours de temps sec.

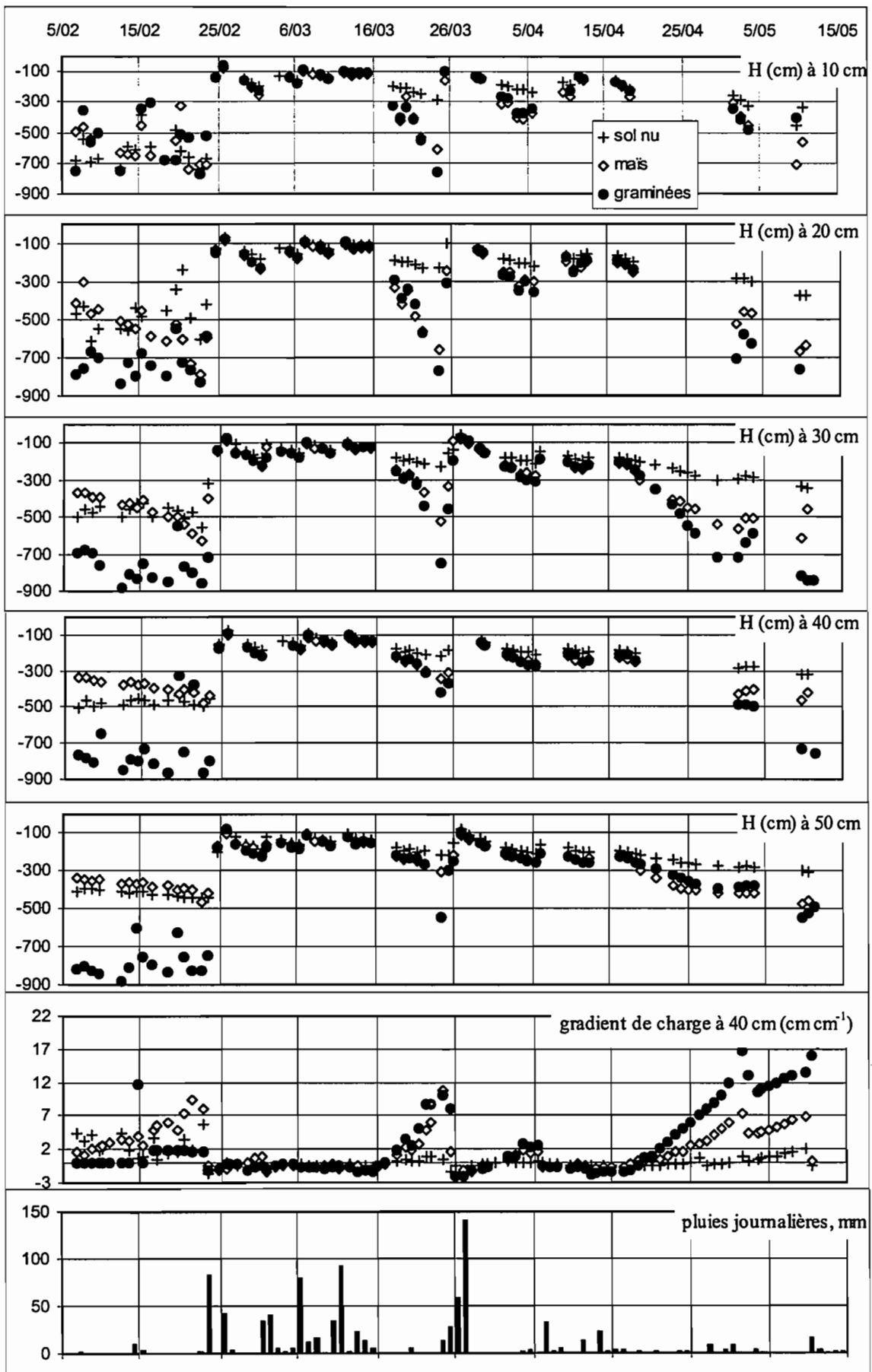


Figure IV-2 : Evolution temporelle des charges hydrauliques à différentes profondeurs, du gradient de charge à la base du profil et de la pluie journalière. Année 1996, comparaison des parcelles sol nu (B), maïs (C) et graminées (G).

Le gradient devient parfois fortement positif, et il est alors impossible de boucler le bilan d'eau car l'évapotranspiration en résultant est irréaliste. Ces fortes valeurs positives du gradient à 40 cm de profondeur peuvent être expliquées par l'existence de remontées capillaires du calcaire vers le sol. Le calcaire sous-jacent serait donc capable de retenir l'eau et de la restituer au sol sus-jacent quand celui-ci s'assèche. Cela expliquerait aussi pourquoi la couche de sol en profondeur reste relativement humide tout au long du cycle même en période de relative "sécheresse", comme pendant les cycles de 1995 et 1997. Pour établir le bilan en eau uniquement sur les apports par la pluie, ceux-ci n'ont été calculés qu'en période de drainage. Après une pluie suffisante, (supérieure à 20 mm), le profil est humidifié en 24 heures et on enregistre donc une variation de charge tout au long du profil. Cependant, quand la mesure est faite trop rapidement après la pluie, la présence du front d'humidité peut provoquer un front de pression marqué. Si la mesure des tensiomètres à 30 et 50 cm est effectuée alors que le front est entre ces deux profondeurs, l'estimation du gradient donne une valeur instantanée surévaluée par rapport à une valeur moyenne sur la journée. Ces valeurs de gradient n'ont alors pas été utilisées pour le calcul du drainage.

En résumé, la dynamique des variations de charge hydraulique est identique sur les trois sites. Une pluie supérieure à 20 mm provoque une variation des charges dans les heures qui suivent, et comme le profil est peu profond, le gradient à 40 cm varie donc rapidement. Les cinétiques de flux sont donc rapides, en drainage comme en évapotranspiration. On aurait pu cependant s'attendre à une influence plus notable des racines, surtout sur la parcelle graminées. Cependant, la réserve utile du sol (entre la capacité au champ à pF_{2,5} et le point de flétrissement à pF_{4,2}), calculée sur une profondeur de sol de 50 cm, est approximativement de 36 mm. Une pluie moyenne suffit donc à recharger ce stock même sur les parcelles cultivées où la plante utilise une partie de cette réserve. La différence de comportement après une pluie, entre parcelles cultivées et sol nu, ne peut donc s'observer qu'après une pluie relativement faible.

IV.2.2. Calcul du drainage par la loi de Darcy

En 1996, les teneurs en eau ont été pratiquement mesurées tous les jours, au même moment que les charges hydrauliques. Un effort a été fait pour effectuer les mesures à la même heure tous les jours (environ 8 heures du matin), sachant que la mesure des charges et des teneurs en eau sur les 7 parcelles suivies en 1996 nécessite environ 2 heures. Les teneurs en eau et les gradients de charge ont ensuite été lissés manuellement sur papier millimétré, de manière à pallier les valeurs manquantes et à pouvoir appliquer la loi de Darcy quotidiennement. Ce lissage manuel permet aussi de détecter toute mesure aberrante et de comprendre la dynamique des flux sur chaque parcelle. Le flux de Darcy q ($m\ j^{-1}$) est alors calculé (Equation I.2) à l'aide de la relation $K(\theta)$ donnée au chapitre III.3.2. La quantité d'eau drainée à 40 cm est alors identifiée à $D = q\ \Delta t$.

Les autres termes du bilan sont la variation du stock d'eau et l'évapotranspiration. Le stock d'eau S_w (mm) est calculé à partir des mesures de teneurs en eau à 10, 20, 30 et 40 cm par $S_w = 100 \times (\theta_{10} + \theta_{20} + \theta_{30} + \theta_{40})$, en affectant la mesure de la teneur en eau à 10 cm à la tranche de sol de 0 à 10 cm de profondeur, et ainsi de suite. Comme les valeurs de teneurs en eau ne sont pas disponibles systématiquement tous les jours et que seules celles à 40 cm ont été lissées pour l'utilisation de la loi de Darcy, il n'est pas toujours possible d'établir le bilan sur une base journalière. Ce calcul a été effectué entre deux dates où les stocks d'eau peuvent être calculés.

L'évapotranspiration calculée par la méthode du bilan en eau a été comparée à celle estimée à partir de l'évapotranspiration potentielle calculée par la formule de Penman-Monteith (voir Chapitre I.2.2.2.).

Cette estimation de l'ETR nous a permis de valider nos calculs de drainage par la loi de Darcy. De plus, quand les mesures de teneurs en eau et de charges hydrauliques n'étaient pas utilisables, nous avons utilisé cette valeur d'ETR pour le calcul du drainage, ceci pour quelques jours du cycle de 1996. Pour certaines périodes de pluie très intenses, le drainage est tellement rapide qu'une mesure journalière des paramètres du flux (h , θ) ne suffit plus, et le drainage, calculé par la loi de Darcy est sous-estimé ou surestimé selon l'instant où la mesure a été prise. Il faudrait alors pouvoir extrapoler les mesures, mais bien que l'extrapolation en période de dessiccation soit assez simple, le contraire n'est pas vrai.

Le Tableau IV-2 donne l'exemple de la parcelle C (maïs), lors de la pluie du 06/03/96, où la mesure a été faite le 06/03 juste avant la pluie (qui dure de 9h à 14h) et où la mesure le 07/03 n'enregistre déjà plus de drainage. Entre le 04/03 et le 09/03/96, le drainage calculé par la loi de Darcy est de 52,6 mm alors que le bilan hydrique donne un drainage de 85,6 mm à 40 cm de profondeur.

Date	Pluie (mm)	ETR (mm)	S_w (mm)	Grad H	θ à 40 cm	q (mm j ⁻¹)
04/03/96	1,6	2,5	168,6	-0,5	0,42	7,5
05/03/96	5,2	2,1	168,3	-0,5	0,41	6,4
06/03/96	79,4	1,5	166,7	0,06	0,42	-1,15
07/03/96	11,2	1,7	190,1	0,03	0,44	-0,89
08/03/96	15,8	1,5	181,9	-0,7	0,44	26,2
09/03/96	0,6	3,7	183,8	-0,4	0,45	14,5

Tableau IV-2 : Exemple de calcul du drainage par la loi de Darcy, et de la détermination des termes du bilan sur la parcelle C. L'ETR est l'évapotranspiration réelle estimée à partir de l'ETP, S_w est le stock d'eau dans le profil, Grad H est le gradient de charge hydraulique à 40 cm, θ est la teneur en eau (m³ m⁻³) à 40 cm, et q le flux d'eau calculé par Darcy.

Cet exemple montre que même des mesures journalières ne sont pas toujours suffisantes pour une bonne utilisation de la loi de Darcy, pour un sol aussi drainant et des intensités fortes de pluie (durant la saison 1996, 7 intensités supérieures à 20 mm h⁻¹ ont été enregistrées en 35 jours). Cependant, sur l'ensemble du cycle, les différences entre les deux

méthodes s'estompent, le drainage par le bilan hydrique donnant 670 mm, et le drainage cumulé calculé par la loi de Darcy étant de 738 mm.

La Figure IV-3 donne le drainage cumulé pour toutes les parcelles étudiées en 1996, drainage calculé par la loi de Darcy et éventuellement corrigé par le drainage estimé par le bilan hydrique.

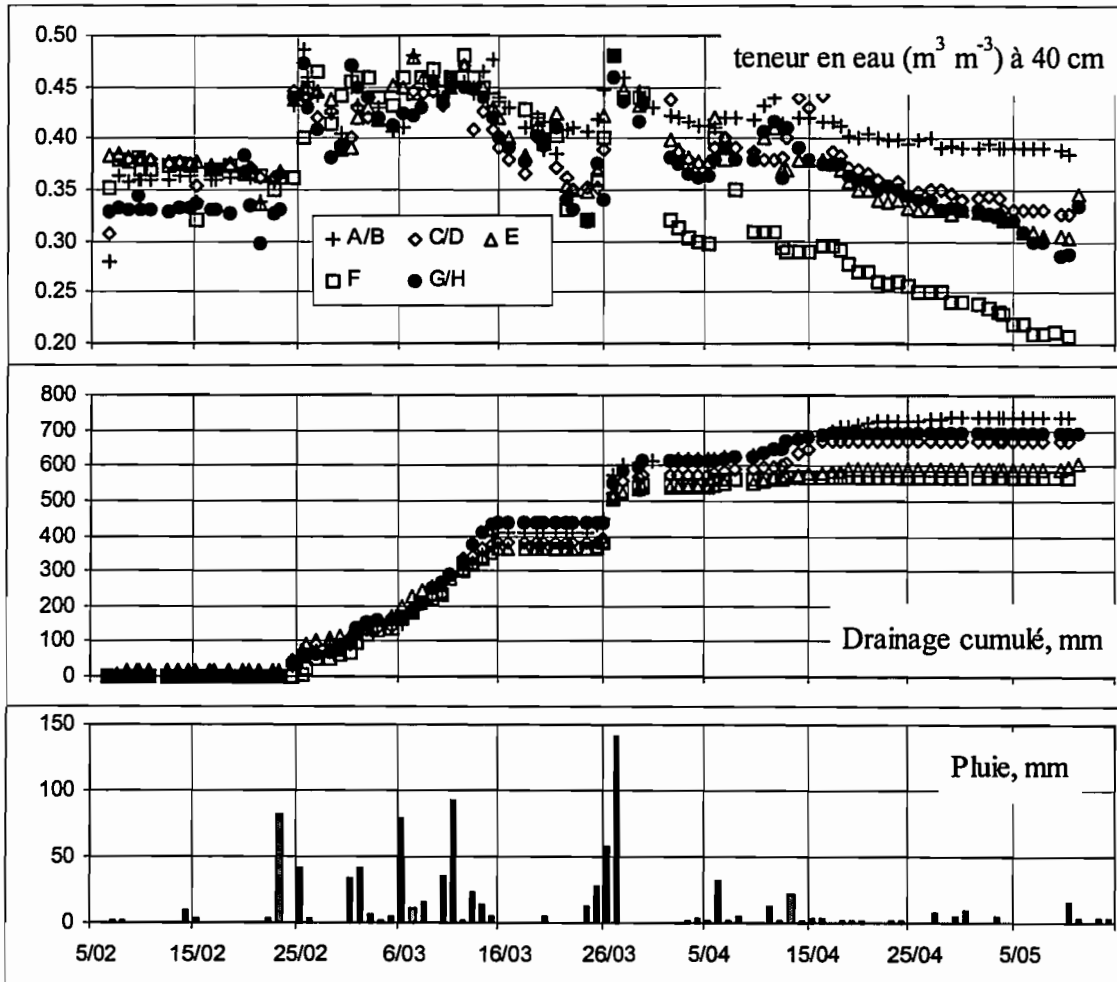


Figure IV-3 : Evolution de la teneur en eau et du drainage cumulé à la base du profil, sur toutes les parcelles étudiées en 1996 (A/B : sol nu, C/D : maïs travail lourd, E/F : maïs travail léger, G : graminées, H : légumineuses).

En général, on observe peu de différence entre les flux hydriques des différentes parcelles étudiées. Bien sûr, le flux sous les parcelles sol nu est plus important que sous les parcelles cultivées. La pluviométrie de la période est très importante : 868 mm en 79 jours, soit 50 % de la pluviométrie annuelle d'une année normale et 40 % de la pluviométrie de l'année 1996. La consommation de la plante, qu'elle soit active ou pas, est faible comparée à un tel apport de pluie. On peut noter en effet que les différences entre les parcelles se font sentir à partir du moment où la pluviométrie diminue, soit après le cyclone du 27/03/96. A partir de cette date, le drainage sur les parcelles E et F est pratiquement nul, alors que celui sur les parcelles G et C/D augmente encore d'une centaine de mm jusqu'à la fin du cycle. Cette différence entre les parcelles de maïs provient peut-être du fait que la densité de plants était

plus faible sur C et D. En effet, la levée des grains a été plus faible sur les parcelles C et D, et il a fallu procéder à un semis manuel trois semaines après le premier, aux endroits où les graines n'avaient pas levé. Cette levée plus faible peut être expliquée par la différence de travail du sol. La couche de surface est plus meuble et plus soufflée sur les parcelles C et D que sur les parcelles au travail du sol minimum E et F. La graine de maïs a donc été plantée plus en profondeur sur C et D et la levée des grains a été plus difficile. Pour la parcelle G, le stade de développement de la graminée est assez avancé (épiaison), la croissance est faible et la consommation d'eau assez limitée, ce qui explique la différence entre le drainage de cette parcelle et celui sur les parcelles maïs E et F.

L'analyse des résultats du cycle 1996 nous a montré que l'application de la loi de Darcy est parfois imprécise lorsque les mesures ne sont pas assez rapprochées après une forte pluie, corroborant ainsi le constat fait par Normand (1996), dans le cas de sols caillouteux également très filtrants. Cette méthode reste cependant la plus fiable pour des calculs quotidiens de flux. En effet, le calcul du drainage par la méthode du bilan hydrique repose sur l'estimation de l'évapotranspiration réelle. Nous avons estimé celle-ci à partir de l'ETP, mais ce calcul reste imprécis et n'est valable que pour les parcelles sol nu. La détermination de l'ETR sur parcelles cultivées dépend de la plante, de son développement, et de ses racines. Nous avons donc décidé d'appliquer la loi de Darcy dans la mesure du possible, en utilisant le bilan hydrique seulement quand les mesures sont manquantes.

IV.2.3. Résultats des années 1995 et 1997

IV.2.3.1. L'année 1995

Résultats

L'année 1995 est caractérisée par une pluie de 160 mm en 8 heures le 31/01/95 (Figure IV-4), soit 20 jours après l'application d'engrais, qui a été effectuée le même jour que le semis. Les autres pluies ont rarement excédé 30 mm par jour et sont réparties assez régulièrement de fin février à fin avril. L'intensité maximale enregistrée au cours de l'épisode du 31/01/95 est de 49,2 mm h⁻¹. Toutefois, pour l'établissement du bilan hydrique, le ruissellement a été négligé, car la conductivité hydraulique à saturation est d'environ 100 mm h⁻¹ (voir chapitre III). La Figure IV-4 montre que les variations de teneur en eau à 40 cm de profondeur sont assez restreintes, entre 0,30 et 0,45 m³ m⁻³. Les fluctuations de la teneur en eau restent cependant très rapides et le gradient de charge hydraulique répond en moins d'une heure après un épisode pluvieux significatif. De la même manière qu'en 1996, on peut noter que le gradient de charge est parfois très élevé, probablement dû à des remontées capillaires du soubassement calcaire vers le sol.

Sur la parcelle sol nu (B), le gradient est pratiquement tout le temps négatif, sauf à la fin de la période sèche consécutive à l'épisode pluvieux du 30/01/95. Cela signifie que le drainage est pratiquement continu, et donc que le risque de lixiviation existe. Les

comportements des parcelles sol nu et maïs sont similaires, pendant un mois après le semis. Ensuite, l'extraction racinaire commence à être importante sur les parcelles de maïs (C et I). Sur la parcelle de graminées (G), le gradient devient fortement positif au cours de la période sèche suivant le premier épisode pluvieux. A cette date, c'est la seule parcelle où une plante est active et consomme de l'eau. A la fin du cycle, la graminée est proche de la maturité et sa consommation est réduite par rapport à celle du maïs qui est toujours actif. Cela explique probablement la différence de comportement entre les deux parcelles cultivées.

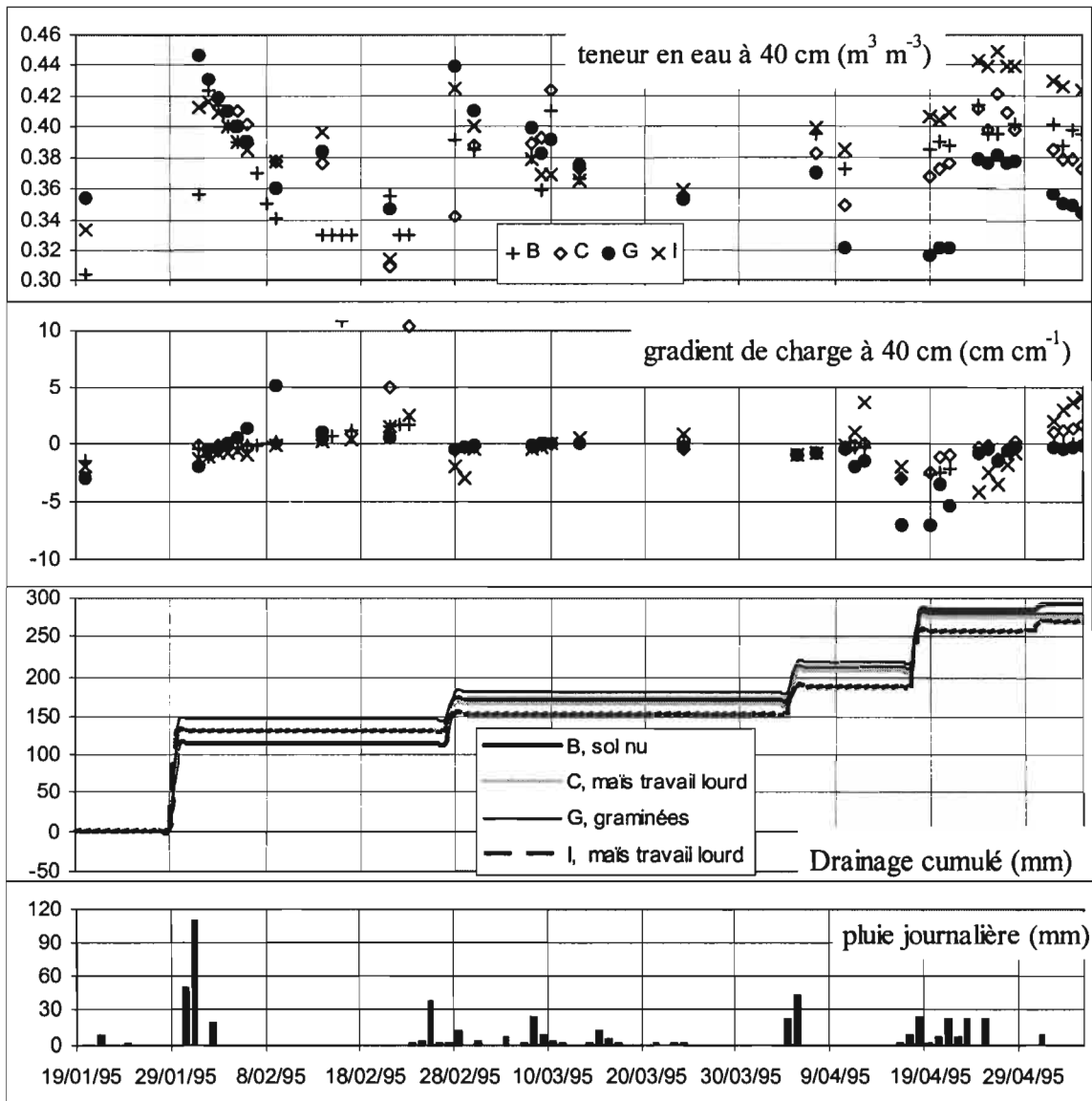


Figure IV-4 : Evolution de la teneur en eau, du gradient de charge hydraulique et du drainage sur toutes les parcelles étudiées, en 1995.

Calcul

Le drainage en 1995 a été calculé avec la loi de Darcy (chapitre I.2). Les valeurs manquantes de teneur en eau et de charges hydrauliques ont été interpolées entre deux mesures, soit en utilisant la courbe de rétention en eau, soit en lissant l'évolution de la variable dans le temps. Sur certaines périodes où trop peu de mesures sont disponibles, le flux volumique calculé pour un jour, a été affecté aux jours suivants. Cette approximation n'a été

utilisée que pour les périodes de faible pluviométrie. On suppose donc qu'il y a peu de variation du drainage au cours du temps. Heureusement, les épisodes pluvieux importants (supérieurs à 30 mm) ont été suivis pratiquement quotidiennement. Nous avons aussi utilisé la méthode du bilan pour pouvoir comparer les deux résultats. La Figure IV-5 présente les deux calculs pour la parcelle B. Les deux méthodes donnent à peu près le même résultat, à 30 mm près, ce qui est acceptable vu les mesures disponibles. Il n'y a pas d'accumulation d'erreurs d'une méthode par rapport à l'autre, ce qui signifie qu'aucune ne sous-estime ou surestime continuellement le drainage.

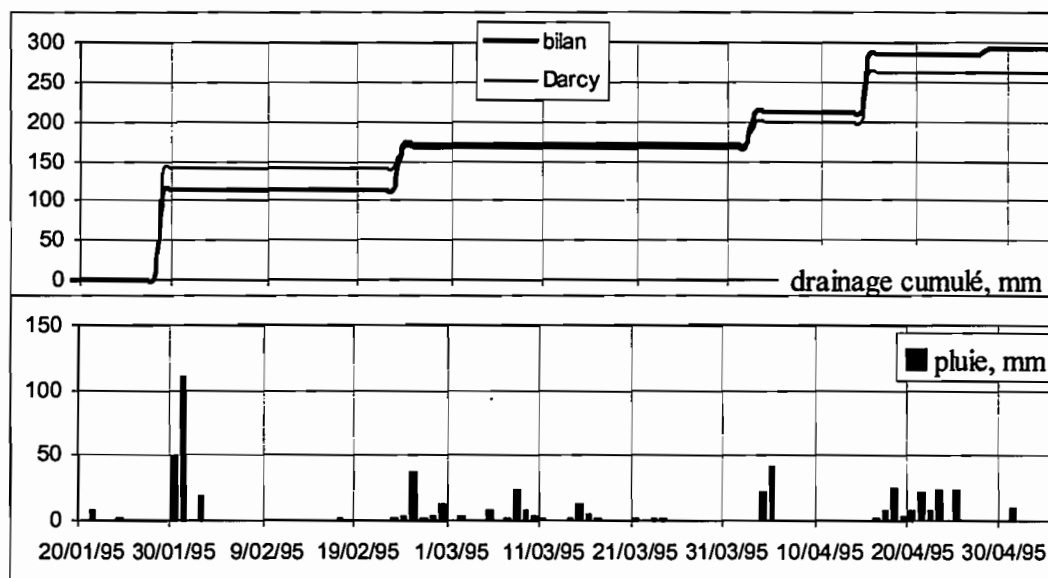


Figure IV-5 : Calcul du drainage par la loi de Darcy et par le bilan hydrique pour la parcelle sol nu (B) en 1995

Suite au premier épisode pluvieux, le drainage sur toutes les parcelles atteint 60 à 77 % de la pluie incidente : 55 % du drainage total est perdu après deux jours, 80 % en trois jours, et le drainage devient négligeable après une semaine. Exception faite de la parcelle graminées, la consommation par les plantes au début du cycle est négligeable, mais la quantité et l'intensité de pluie tombée sont telles que même la consommation par les graminées devient négligeable dans l'établissement du bilan hydrique. Les comportements des parcelles sol nu et cultivées sont alors pratiquement similaires.

Sur l'ensemble du cycle, le drainage représente environ 50 % de la pluie totale, toute parcelle confondue. Il est impossible d'obtenir des différences significatives de comportement entre les parcelles, parce que la moitié du drainage total au cours du cycle se produit après la première pluie. De plus, il a déjà été vu (paragraphe IV.2.1) que la réserve utile du sol est extrêmement faible et que le rôle "tampon" qu'elle peut jouer ainsi que les différences engendrées par la consommation par les plantes est donc très réduite par comparaison avec l'importance des épisodes pluvieux.

IV.2.3.2. L'année 1997

Le cycle de l'année 1997 (Figure IV-6) est pratiquement toujours en déficit hydrique et il n'y a eu qu'un seul épisode pluvieux de 80 mm qui a entraîné un drainage significatif.

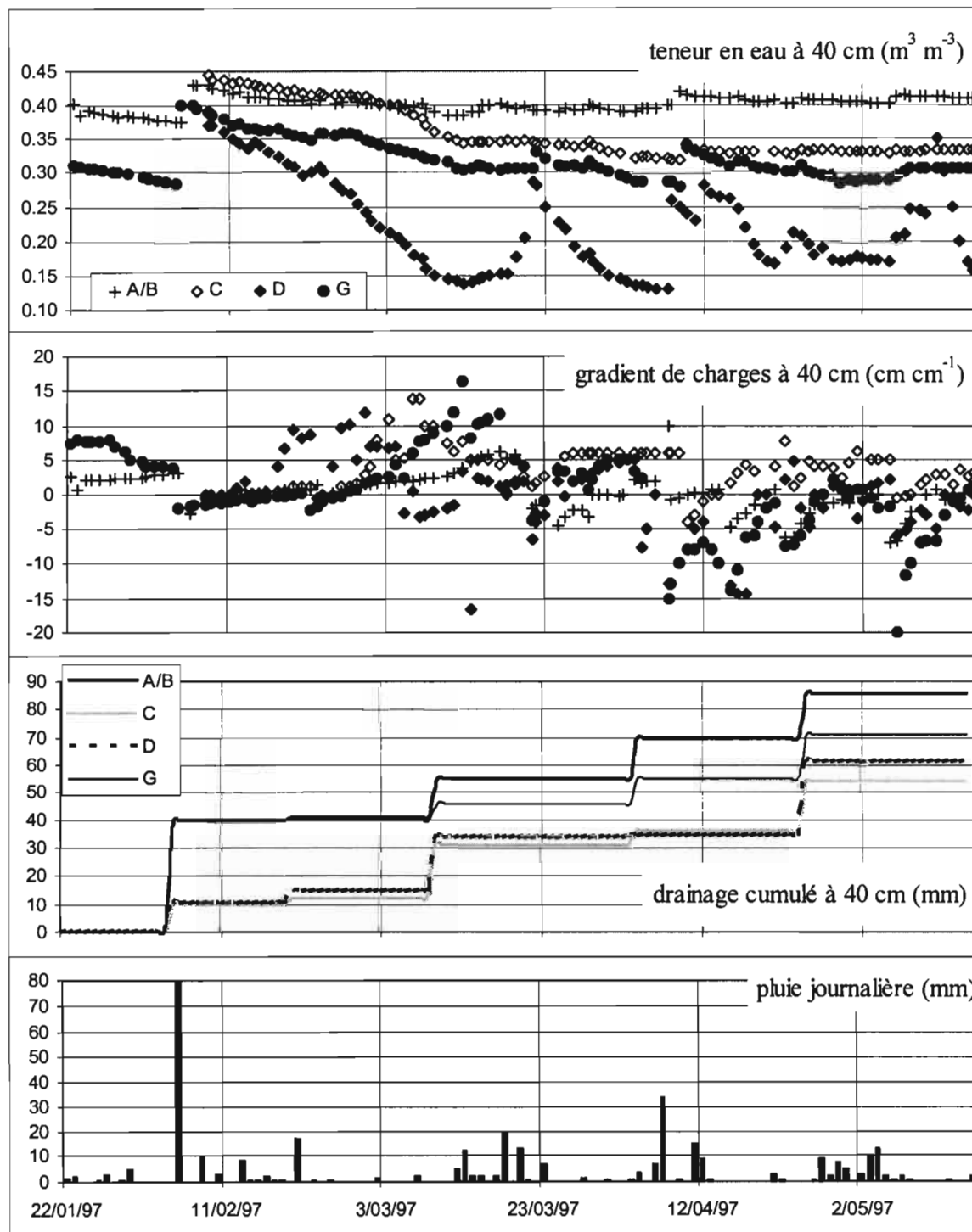


Figure IV-6 : Evolution de la teneur en eau, de la charge hydraulique et du drainage cumulé à la base du profil, pour toutes les parcelles étudiées en 1997 (A/B : sol nu, C/D : maïs travail lourd, G : graminées).

Sur les parcelles cultivées, les charges hydrauliques le long du profil sont presque toujours inférieures à -700 cm, quand les tensiomètres n'ont pas décroché. Pour cause de

manque de données de charges hydrauliques, il a été difficile de calculer un flux hydrique quotidien par la loi de Darcy. Les mesures de teneur en eau et de charge hydraulique ont tout de même été lissées pour pallier les mesures manquantes, mais le calcul du drainage par la loi de Darcy donne souvent un résultat aberrant. Le drainage a donc été estimé par le bilan hydrique en utilisant l'ETR calculé à partir de l'ETP.

Sur les parcelles C et G, les teneurs en eau à 40 cm varient très peu, et sont en diminution pratiquement continue après la première pluie du cycle, le 5/02/97. Les teneurs en eau de la parcelle D sont plus variables et généralement plus faibles. Les données sont en fait mesurées à 30 cm de profondeur, car il a été impossible d'installer des tiges TDR à 40 cm par manque de profondeur de sol. Les tiges TDR sont donc très proches du calcaire corallien dont la teneur en eau est beaucoup plus faible que celle du sol, due à une porosité également plus faible.

Le drainage cumulé est très faible sur toutes les parcelles. Cependant, on peut noter que le drainage des parcelles sol nu et graminées d'un côté, et des deux parcelles maïs de l'autre, sont quasiment identiques. Un drainage plus fort sur graminées que sur maïs peut s'expliquer par le fait que cette parcelle, plantées en 1993, est fortement dégradée après 4 ans de culture, une part importante des graminées ayant disparu et étant remplacé par des mauvaises herbes.

IV.2.3.3. Comparaison et conclusion

Le Tableau IV-3 récapitule les principaux résultats relatifs aux composantes des bilans des trois cycles étudiés.

Date	Pluie mm	ETP mm	ET R mm	Drainage cumulé mm ΔS_w (fin - début de période) mm						
				A/B	C	D	E	F	G/H	I
20/01-05/05 1995	517	400	173	293	276	-	-	-	281	268
				43	12				7	34
22/02-10/05 1996	868	244	150	653	601	601	538	546	611	-
				20	0	17	-12	-12	6	
5/02-6/05 1997	317	308	192	75	55	62	-	-	71	-
				43	4	0			35	

Tableau IV-3 : Récapitulatif des composantes du bilan hydrique des différentes parcelles pour les trois cycles étudiés

Les trois cycles ont été très différents en matière de climatologie. Bien que les trois périodes étudiées se situent normalement pendant "la saison pluvieuse", la pluie varie en moyenne de 352 mm / 100 jours en 97, à 488 mm / 100 jours en 95 jusqu'à 1099 mm / 100 jours en 96. Ceci a bien-sûr eu pour conséquence de faire varier l'ETP et l'ETR d'une année

sur l'autre. L'ETR est en moyenne assez faible sur la totalité du cycle ($< 2,1 \text{ mm j}^{-1}$). La méthode de calcul utilisée pour estimer l'ETR à partir de l'ETP n'est peut-être pas adaptée aux conditions climatiques de Maré. Cependant, étant donnée la faible réserve utile du sol, l'eau est souvent en disponibilité insuffisante pour les plantes, comme le montre la décroissance rapide de la charge hydraulique en période sèche, ce qui a pour effet de diminuer l'ETR.

Le cycle de l'année 1996 est évidemment celui qui comporte le plus de risques en matière de lixiviation des éléments minéraux. Pourtant en 1995, nous avons vu qu'une intensité de pluie forte provoque un drainage important très rapidement. En 1997, le cumul de pluie total est très faible, et le drainage rapporté à la pluie est de beaucoup inférieur à celui des cycles 1995 et 1997. Le drainage cumulé rapporté à la pluie totale varie de 17 à 24 % selon les parcelles en 1997, de 52 à 57 % en 1995 et de 62 à 75 % en 1996. Les pluies ont été très faibles et relativement régulières en 1997, et le profil de sol est resté relativement sec pendant toute la saison.

Une part importante du drainage provient d'un ou de deux épisodes pluvieux très forts durant la saison : fin janvier 1995, fin mars 1996 et début février 1997. Ces pluies représentent entre 20 et 23 % de la pluviométrie des 5 premiers mois de l'année et ont entraîné entre 30 et 46 % du drainage total sur la saison. Ces épisodes pluvieux intenses n'étant par essence pas prévisibles, il est donc difficile de prévoir une gestion de l'eau pour limiter le drainage.

De plus, nous avons vu que la réserve utile du sol est faible (paragraphe IV.2.1) : elle ne peut donc pas jouer un rôle tampon notable pour limiter le drainage et constituer un stock d'eau utilisable pour les plantes. Ces résultats sur les transferts d'eau dans les sols oxydiques de Maré peuvent être appliqués pour une meilleure gestion de l'irrigation de manière à apporter de l'eau quand les plantes en ont besoin, ce qui leur permettrait aussi de consommer plus efficacement l'engrais apporté. Nous verrons aussi dans le paragraphe suivant, que la quantité totale d'eau drainée ne signifie pas nécessairement un fort entraînement du nitrate, puisque la lixiviation dépend aussi de la concentration à la base du profil. Une gestion saine de la protection de l'environnement contre la pollution passe donc obligatoirement par un apport contrôlé des fertilisants.

IV.3. DEVENIR DE L'AZOTE SUR SOL NU

On rappelle que 8 bougies poreuses ont été installées à 10 et 40 cm (3 x 8 à 40 cm en 1996 et 1997) sur toutes les parcelles étudiées chaque année. Le Tableau IV-4 récapitule les dates principales des itinéraires techniques sur les trois années.

	1995	1996	1997
Semis	11/01	18/01	15/01
Apport de compost		105 kg N/ha sur D et F	105 kg N/ha sur D
1 ^{er} apport d'engrais	11/01 104 kg N/ha	15/02, sur CDEFG 24/02, sur B 52 kg N/ha	13/02 sur B, C et D 52 kg N/ha
2 nd apport d'engrais	-	14/03 52 kg N/ha	17/03 52 kg N/ha
Récolte	26/04 en sec	03/04 en vert	-

Tableau IV-4 : Itinéraire technique pour les trois cycles étudiés

L'évolution des teneurs en azote minéral a été suivie *in situ* grâce à des prélèvements de solution du sol par des bougies poreuses ou par prélèvements de sol puis extraction de l'azote minéral par KCl. Nous ne présentons, dans les deux paragraphes suivants, que les résultats concernant les concentrations en $N-NO_3^-$, car les concentrations en ammonium se sont toujours révélées négligeables, que ce soit dans la solution du sol ou dans les prélèvements de terre (Figure IV-7), hormis de façon très ponctuelle après un apport de fertilisant.

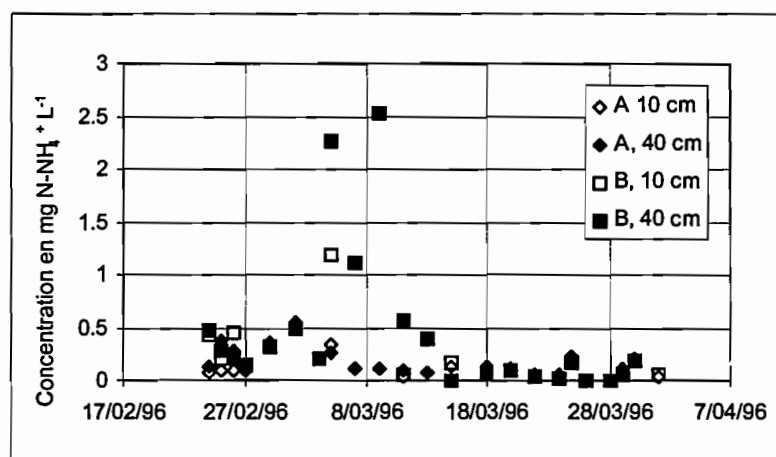


Figure IV-7 : Evolution des concentrations en ammonium sur parcelle sol nu non fertilisée (A) et fertilisée (B) en 1996.

IV.3.1. Evolution des concentrations et pertes par lixiviation

Concentrations

La Figure IV-8 montre l'évolution des concentrations en azote nitrique de la solution du sol sur les parcelles sol nu non fertilisée (A) et fertilisée (B) ainsi que les stocks durant le cycle de 1996, calculés à partir des données précédentes (Equation I.17). On rappelle que la mesure des concentrations en nitrate à 10 cm est affectée à la tranche 0-20 cm et la mesure à 40 cm à la tranche 20-40 cm.

Sur la parcelle B, on remarque deux pics de concentration décalés à 10 et 40 cm, entre le premier et le deuxième apport d'engrais. Le deuxième apport sur B n'a pratiquement aucune incidence sur les concentrations. L'engrais a été apporté deux jours avant le cyclone,

et aucune mesure n'a pu être effectuée au moment du drainage le plus fort. La première hypothèse est que la dissolution et la lixiviation de l'engrais se sont passées très rapidement et nous aurions alors manqué le pic de concentration en nitrate à 40 cm. La seconde est que ce deuxième apport n'a pas été effectué sur la parcelle B. Ceci est corroboré par le fait que le pic dû au deuxième apport d'engrais est bien visible sur les parcelles cultivées (voir paragraphe IV.3.).

Les variations de la concentration sur la parcelle A sont très faibles. On peut cependant noter une légère augmentation de la concentration à 40 cm due à la lixiviation entre le 23/02 et le 16/03, où les pluies sont pratiquement continues. D'après Poss (1991), l'accroissement de la quantité de nitrate observé en début de saison des pluies correspond au pic de minéralisation qui apparaît systématiquement sous les climats tropicaux. Ce phénomène a aussi été mesuré sous climat tempéré par Haynes et Swift (1989) en réhumidifiant des sols séchés à l'air. Pendant toute la saison des pluies, le stock sur A reste à peu près constant alors qu'il y a drainage, ce qui prouve que la minéralisation n'est pas limitée aux premiers jours de la saison des pluies, mais qu'elle se poursuit pendant plusieurs mois.

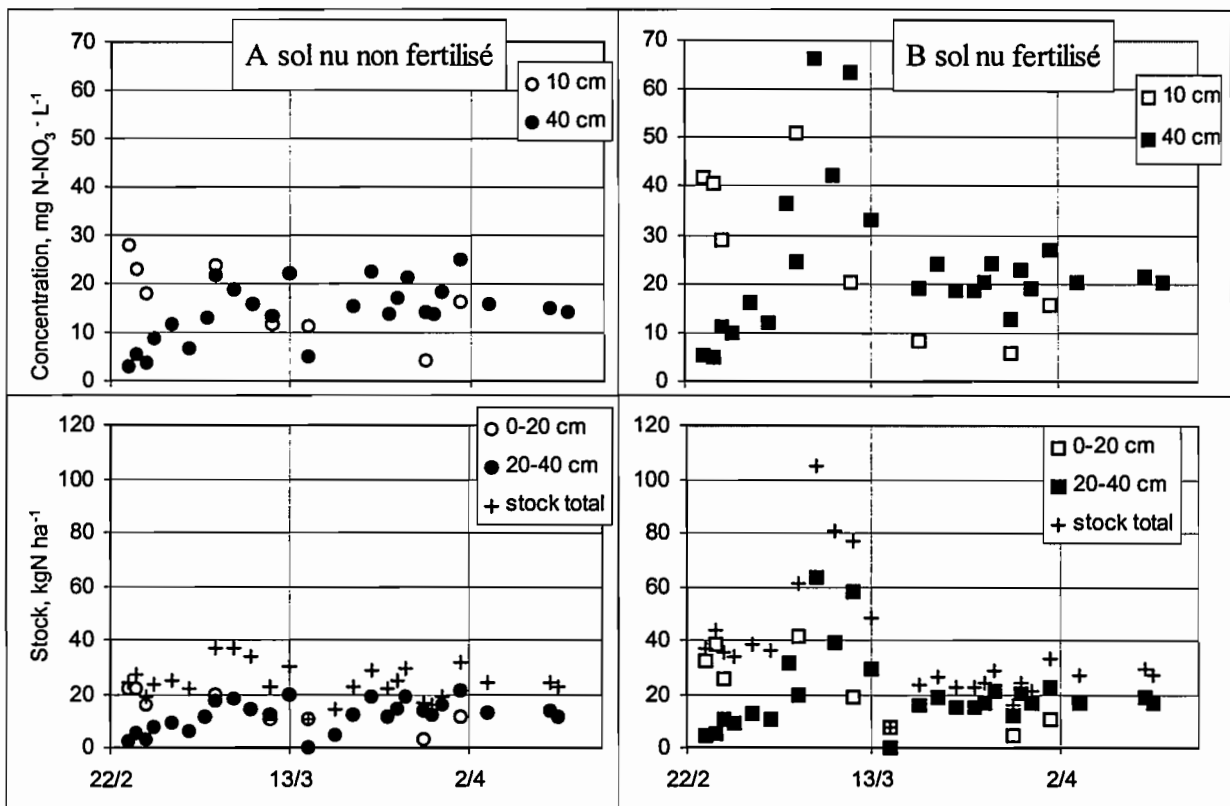


Figure IV-8 : Evolution des concentrations et des stock de nitrate, sur parcelle sol nu non fertilisée (A) et fertilisée (B) en 1996.

En 1995, comme les prélèvements de solution du sol n'étaient pas toujours possibles en raison de la faible humidité du sol, plus de prélèvements de sol que de prélèvements de solution du sol ont été effectués. La Figure IV-9 présente la comparaison des stocks en N-NO_3^- obtenus par les deux méthodes. On remarque que le stock total déterminé par les

mesures sur les bougies poreuses est pratiquement toujours inférieur à celui obtenu par les prélèvements de sol.

En effet, les deux méthodes ne prélèvent pas la solution dans le même volume de sol. Un prélèvement de terre comprend toute l'eau du volume alors que les bougies poreuses prélèvent uniquement l'eau qui peut être extraite par la dépression appliquée. Poss *et al.* (1995), trouvent que les prélèvements de sol contiennent des quantités de nitrate significativement plus élevées que les solutions du sol, pour des concentrations inférieures à $10 \text{ mg N-NO}_3^- \text{ L}^{-1}$. Cette différence est expliquée par le fait que les bougies poreuses prélèvent dans un intervalle de taille de pores limité à cause de la faible pression appliquée (-70 kPa), alors que les prélèvements de sol extraient le nitrate de tous les pores.

Bernhard et Schenck (1986) ne trouvent pas de relation systématiquement significative entre le nitrate du sol et de la solution du sol. Ils expliquent ce résultat par la très forte variabilité spatiale en azote nitrique du sol. En effet, Flemmings et Butters (1995) ont obtenu, sur une série de trois bougies poreuses par profondeur, un coefficient de variation moyen de 66 % et un maximum de 170 %. D'après Biggar et Nielsen (1976), il faudrait avoir 20 prélèvements de solution du sol pour réduire le coefficient de variation à 100 %. Djurhuus et Jacobsen (1995), qui ont travaillé sur des sols sableux, ont montré que les bougies poreuses, collectant surtout l'eau mobile, sont des instruments adaptés à la mesure de la lixiviation du nitrate. Cependant, le nombre de prélèvements nécessaire pour obtenir une concentration moyenne en nitrate avec une précision de 10 % est généralement élevé (entre 7 et 106). Nous avons trouvé un coefficient de variation moyen de 100 %, sur 8 répétitions de bougies poreuses.

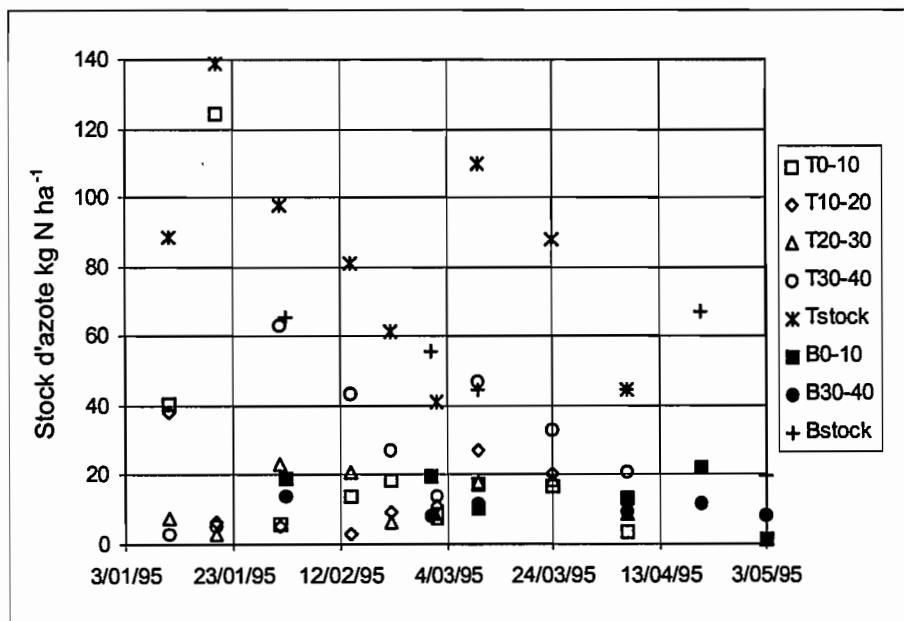


Figure IV-9 : Stock de nitrate, déterminé à partir des concentrations dans le sol obtenues par prélèvements gravimétriques (T) ou par bougies poreuses (B). Parcelle sol nu fertilisée (B), année 1995.

Tous ces arguments sont valables pour des sols où le nitrate est un soluté inerte. Or le sol de Maré possède une capacité d'échange anionique. Dans ce cas là, la concentration en nitrate déterminée dans un échantillon de sol est certainement supérieure à celle de la solution du sol. En effet, l'utilisation de KCl pour l'extraction augmente la force ionique de la solution et cela a pour effet de désorber le nitrate adsorbé sur les particules de sol (Bremner et Keeney, 1966).

Au vu de ces résultats, nous avons choisi d'utiliser les concentrations en nitrate issues de l'analyse des solutions du sol extraites par bougies poreuses pour le calcul de la lixiviation, en considérant que c'était la seule méthode non destructive pour un suivi sur trois ans, puisque les plaques et les tubes lysimétriques n'ont pas fonctionné correctement. Il est en effet impossible de suivre l'évolution de la concentration en nitrate par prélèvements de sol avec autant de répétitions et un pas de temps réduit (entre 1 et 3 jours) entre deux prélèvements successifs, alors que nous prélevions la solution dans 8 bougies à la même profondeur, par parcelle.

Lixiviation

A partir des concentrations, nous avons donc pu calculer le flux de nitrate en-dessous de la zone racinaire, à 40 cm. En utilisant l'équation (I.10), et en négligeant la dispersion hydrodynamique, on peut calculer le flux de soluté par qC_f (Equation I.17). On suppose alors que les bougies poreuses prélèvent la concentration de flux, comme l'ont montré Djurhuus et Jacobsen (1995). La représentativité des mesures par cellules de prélèvement a déjà été discutée au chapitre II.3.4.1.

En 1996, des prélèvements ont été effectués pratiquement chaque jour une semaine pendant et après un épisode pluvieux. Il a donc été possible de calculer la lixiviation quotidiennement. La Figure IV-10 montre la lixiviation de l'azote nitrique pour les parcelles sol nu fertilisée (B) et non fertilisée (A) en 1996. On peut noter que les pluies continues du mois de mars ont lixivié sur B 113 kg N ha⁻¹ entre le premier et le deuxième apport d'engrais, ce qui correspond au double de la quantité d'engrais apportée. Par le bilan, cette lixiviation correspond à une minéralisation de 46 kg N ha⁻¹. Durant la même période, la minéralisation est de 32 kg N ha⁻¹ sur A. Compte tenu des écarts types obtenus sur les mesures par bougies poreuses, ces deux valeurs sont comparables et montrent que la minéralisation pendant cette période a été très importante, en raison des conditions favorables de température et d'humidité du sol (voir aussi paragraphe suivant). La différence entre les parcelles sol nu fertilisée et non fertilisée peut aussi provenir du fait que la minéralisation nette du sol serait améliorée par la fertilisation (Jenkinson *et al.*, 1985).

En 1995 et 1997, un seul prélèvement de bougies poreuses a été effectué en moyenne par épisode pluvieux (Figure IV-10). La date de ce prélèvement détermine donc la période de calcul du drainage cumulé. On suppose qu'en dehors de ces périodes, le drainage est nul ou négligeable, puisqu'il a été impossible de prélever de l'eau avec les bougies poreuses. La

lixiviation a donc été calculée par épisode pluvieux, en multipliant la concentration moyenne par le drainage cumulé sur l'épisode.

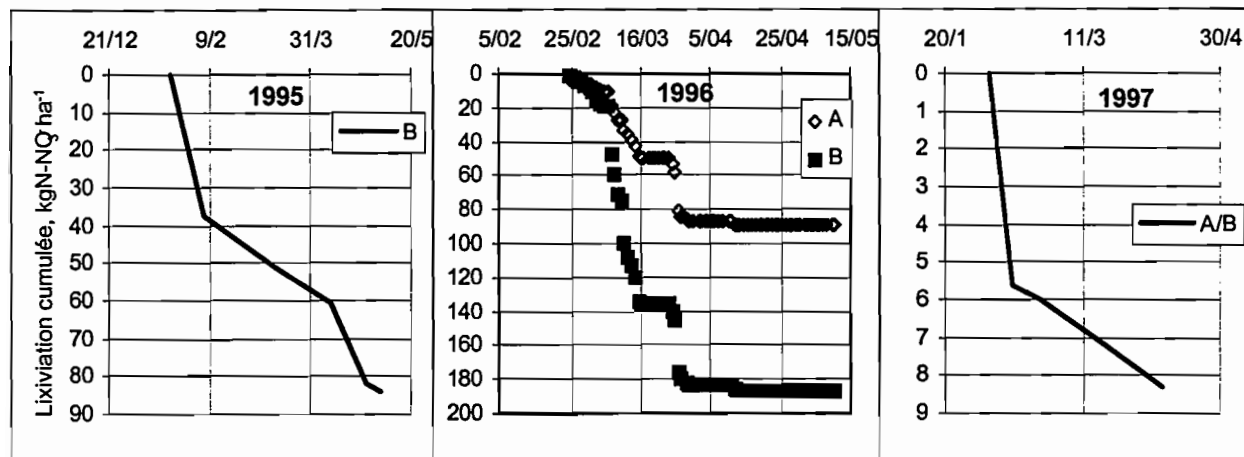


Figure IV-10 : Lixiviation cumulée du nitrate sur les parcelles sol nu non fertilisée (A) et fertilisée (B) pour les trois années étudiées.

IV.3.2. Estimation de la nitrification nette

La minéralisation est l'un des processus les plus importants du cycle de l'azote dans un agro-système. Le résultat de la minéralisation est la production de l'azote ammoniacal, qui est transformé en azote nitrique lors de la nitrification (voir chapitre I.3). Nous ne nous intéressons ici qu'à la production nette de nitrate, donc nous parlerons de nitrification nette, plutôt que minéralisation nette.

A partir des calculs de stock et d'azote lixivié sur sol nu, nous pouvons estimer la quantité de nitrate issu de la transformation de la matière organique du sol. En effet, le bilan en azote nitrique sur sol nu est simple :

$$\text{Nitrification nette} = \Delta Q_n + \text{Lixiviation} - \text{Apport},$$

ΔQ_n étant la variation de stock d'azote nitrique entre les dates de semis et de récolte. Ce bilan ne tient pas compte des pertes gazeuses. Nous supposons qu'elles sont négligeables (voir commentaires du chapitre I.3). Le Tableau IV-5 ci-dessous donne, pour les trois cycles étudiés, les termes du bilan et la quantité d'azote minéralisée déduite.

Année	Parcelle	Apport	Lixiviation	ΔQ_n	Nitrification	Nbre de jours	Nitrification nette/jour
1995	B	104	40	84	20	106	0,19
1996	A	-	91	-10	81	79	1,0
	B	104	180	-10	66		0,8
1997	A	-	8	30	38	90	0,4
	B	104	9	60	<0		

Tableau IV-5 : Estimation de la nitrification sous sol nu (tous les termes sont en kg N-NO₃ ha⁻¹).

En supposant que toute la nitrification ait lieu dans les 10 premiers centimètres du sol, nos résultats sous climat tropical varient entre 0 et 1,46 mg N kg⁻¹ j⁻¹. Ces estimations diffèrent beaucoup d'une année sur l'autre. Nous avons essayé d'expliquer ces résultats avec les données trouvées dans la littérature. Ces données sont relatives à la minéralisation nette, mais peuvent en partie expliquer ce qui se passe pour la nitrification nette.

D'après Stanford et Smith (1972), la quantité d'azote potentiellement minéralisable augmente avec des apports de compost ou d'engrais azotés minéraux. La minéralisation nette du sol varie aussi avec la température, la teneur en eau et les pratiques agricoles. D'après Cassman et Munns (1980), l'optimum de pression de l'eau pour la minéralisation se situe vers 0,1 - 0,3 bars, ce qui correspond à environ -100 à -330 cm d'eau. La minéralisation est deux fois plus faible dès 2 bars. Ceci explique les estimations de 1996, où la minéralisation est beaucoup plus élevée que pour les autres années. En effet, en 1996 les charges hydrauliques sont pratiquement tout au long du cycle supérieures à -500 cm, ce qui n'est absolument pas le cas en 1995 et 1997. Kengni (1993) trouve une minéralisation de 100 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹ en 10 mois, soit 0,3 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹ j⁻¹ en climat tempéré. Cette valeur correspond à peu près à nos résultats de 1995 et 1997. Poss (1991) a étudié des sols ferrallitiques profonds au Togo. Ces sols sont peu pourvus en matière organique (moins de 1 % dès la mise en culture) ainsi qu'en azote total. Il obtient cependant une minéralisation d'environ 100 kg N ha⁻¹ au début de la saison des pluies, d'Avril à Juin. Schepers et Meisinger (1994) trouvent des taux de minéralisation variant de 0,11 à 1,54 mg N kg⁻¹ j⁻¹ pour des sols labourés ou non, et fertilisés ou non, en climat tempéré.

IV.3.3. Conclusion

Nous avons vu quelques caractères particuliers de la dynamique du nitrate sur le sol nu. Les capacités productrices du sol sont importantes, de l'ordre de 40 à 60 kg N ha⁻¹ en 4 mois. Même en absence de fertilisation, les pertes d'azote sont inévitables sur le sol nu au cours des périodes de drainage. Les risques sont potentiellement augmentés lors des saisons humides, car les conditions favorables à la lixiviation sont également favorables à la nitrification. Ce processus naturel est pourtant difficilement contrôlable.

La nitrification, qui peut fournir 10 kg d'azote par mois (durant la saison humide), voire 20 au cours d'une année vraiment humide, doit être prise en compte dans la gestion azotée des cultures. En particulier, au début du cycle végétatif, lorsque les besoins des cultures sont faibles, l'azote n'est pas forcément le facteur majeur limitant leur développement. Toutefois, en période de croissance, les besoins excèdent largement la fourniture potentiel d'azote par le sol ; des apports complémentaires de fertilisants restent nécessaires.

IV.4. DEVENIR DE L'AZOTE SUR PARCELLES CULTIVÉES

Les méthodes d'analyse des données ayant été précisées dans le paragraphe précédent, nous présentons donc de la même façon l'évolution des concentrations et des stocks d'azote nitrique sur les parcelles cultivées pendant les trois années étudiées. Ici aussi, l'année 1996 sera présentée plus en détail, et comparée aux autres années. On utilisera enfin l'estimation de la minéralisation effectuée dans le paragraphe précédent, en supposant que la minéralisation et la nitrification sont identiques sur sol nu et sous culture. Cela nous permet de calculer l'exportation par les plantes dans le bilan d'azote, qui sera comparée aux estimations effectuées par les analyses de végétaux.

IV.4.1. Concentrations et stocks

a) Concentrations

En 1996, les concentrations en azote nitrique sont en général plus faibles que lors des deux autres cycles. Le fort drainage qui a eu lieu en 1996 a donc un effet de dilution important. Les concentrations en 1996 sont pourtant souvent supérieures à $11,3 \text{ mg L}^{-1}$ de N-NO_3^- , soit 50 mg L^{-1} de nitrate (Figure IV-11), seuil de potabilité établi par la Commission Européenne.

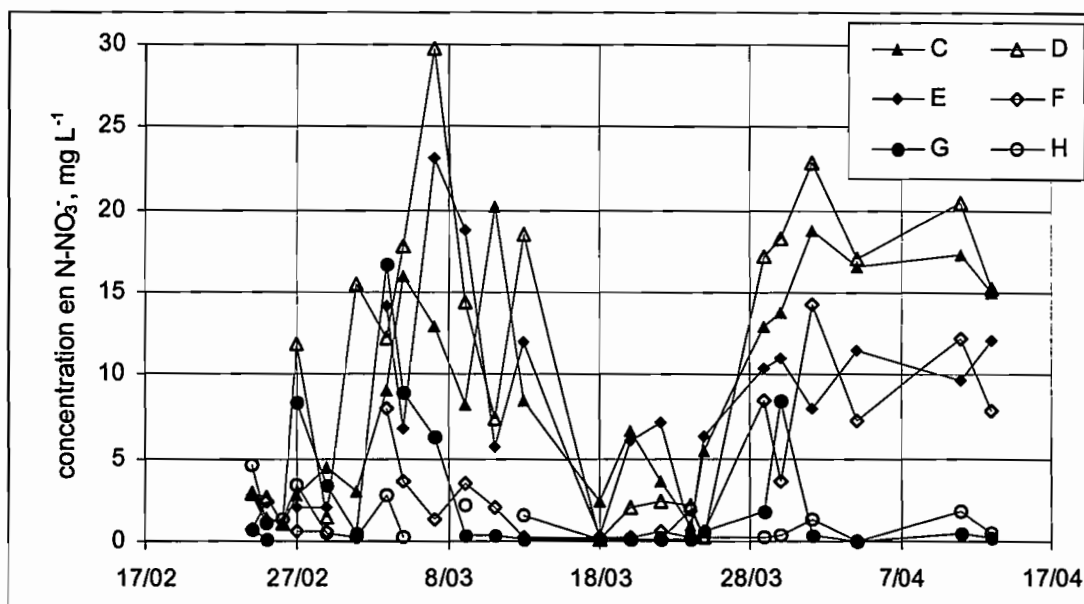


Figure IV-11 : Evolution à 40 cm des concentrations en azote nitrique sur les parcelles cultivées, en 1996. C: maïs travail lourd fertilisation F2, D: maïs travail lourd fertilisation F3, E: maïs travail léger fertilisation F2, F: maïs travail léger fertilisation F3, G: graminées et H: légumineuses. La fertilisation F2 correspond à 104 kg N/ha et F3 à la même quantité + 5 t de compost.

• Sur la Figure IV-11, on remarque deux pics bien distincts après les deux apports d'engrais, le 15/02 et le 14/03.

- La concentration sur la parcelle H, **légumineuse** non fertilisée est toujours très faible, la fixation symbiotique d'azote ne semble donc pas induire de pertes par lixiviation. Celle sur la parcelle **graminées** (G) devient très vite faible après les apports d'engrais. La graminée pérenne est une plante active sur une plus grande partie de son cycle et dont l'enracinement est mieux réparti dans le profil et plus profond que le maïs. La consommation d'éléments minéraux a donc lieu sur une grande partie du cycle et sur l'ensemble du profil.

- Les parcelles **maïs** (C, D, E et F) ont un comportement bien différent des parcelles graminées et légumineuses. Le maïs est semé en lignes et la colonisation de l'inter-rang par les racines est mauvaise. Le nitrate a donc plus de chance d'être lixivié à ces endroits, que sur la parcelle graminées où les racines s'étendent latéralement dans tout le profil. Au cours du premier pic, la parcelle F se différencie des autres avec des concentrations étonnamment plus faibles que les trois autres parcelles de maïs. Cette différence pourrait s'expliquer par une immobilisation, en surface, de l'azote minéral par la matière organique. Ce phénomène n'aurait lieu qu'au début du cycle, car le compost, fraîchement apporté, induit un prélèvement d'azote minéral par la microflore, lors de sa dégradation. Le compost apporté a pourtant un rapport C/N inférieur à 25, ce qui signifie que la minéralisation de l'azote organique est probablement plus importante que l'immobilisation. Cependant, la dégradation des résidus de culture qui peuvent avoir des rapports C/N très élevés (pour la paille : 100) induit un prélèvement d'azote minéral (Whitehead, 1995 ; Normand, 1996).

- Ce phénomène n'apparaît pas sur la parcelle D où le même apport de compost a été effectué au moment du labour. Le travail du sol sur D étant plus profond, la matière organique a été enfouie plus profondément et mélangée à un volume de sol plus important. De plus, le calcaire corallien étant plus proche de la surface sur cette parcelle, les bougies poreuses n'ont pas pu être installées aussi profondément que sur les autres parcelles. C'est pourquoi le pic de nitrate est plus important, apparaît plus tôt et est moins étalé. En effet, les concentrations sur la parcelle D sont systématiquement plus élevées que sur C, et ce dès le début du cycle. On retrouve le même résultat en 1997.

On observe également lors du deuxième pic, des concentrations sur C et D systématiquement plus élevées que sur E et F. La densité et l'aspect général des plants de maïs sur les parcelles au "travail lourd" sont moins satisfaisants que sur les parcelles au "travail léger". Ceci peut expliquer une consommation du nitrate plus faible sur ces parcelles.

En 1995, on rappelle que l'engrais a été apporté en une seule fois au moment du semis du maïs, ce qui explique que les concentrations sont bien plus élevées que celles des autres années (voir Figure IV-12). Vingt jours après la fertilisation, nous avons enregistré une forte concentration en azote nitrique sur la parcelle C nettement supérieure à celle de la parcelle I, qui est pourtant soumise au même système de culture. Cette forte concentration peut s'expliquer par la forte variabilité spatiale des données obtenues par les bougies poreuses. Cette variabilité a plusieurs raisons :

- i) l'engrais a été épandu à la volée et sa répartition n'est donc pas homogène,

ii) la structure du sol implique certainement des vitesses de transfert variables liées à des volumes structuraux différents. Malgré une structure relativement homogène par couches horizontales, une certaine variabilité a été observée à la fois sur les horizons de surface du fait du travail du sol, et dans les horizons de profondeur (non travaillés), où des zones plus compactes peuvent être observées (comme on l'a montré dans le chapitre III),

iii) les volumes recueillis dans les bougies poreuses diffèrent d'une bougie à l'autre, ce qui peut induire des variations dans les concentrations.

Les concentrations sur les parcelles maïs C et I (même fertilisation et même travail du sol) deviennent similaires peu après le pic dû à la première pluie. Après cet épisode pluvieux, la concentration sur la parcelle graminées G devient faible.

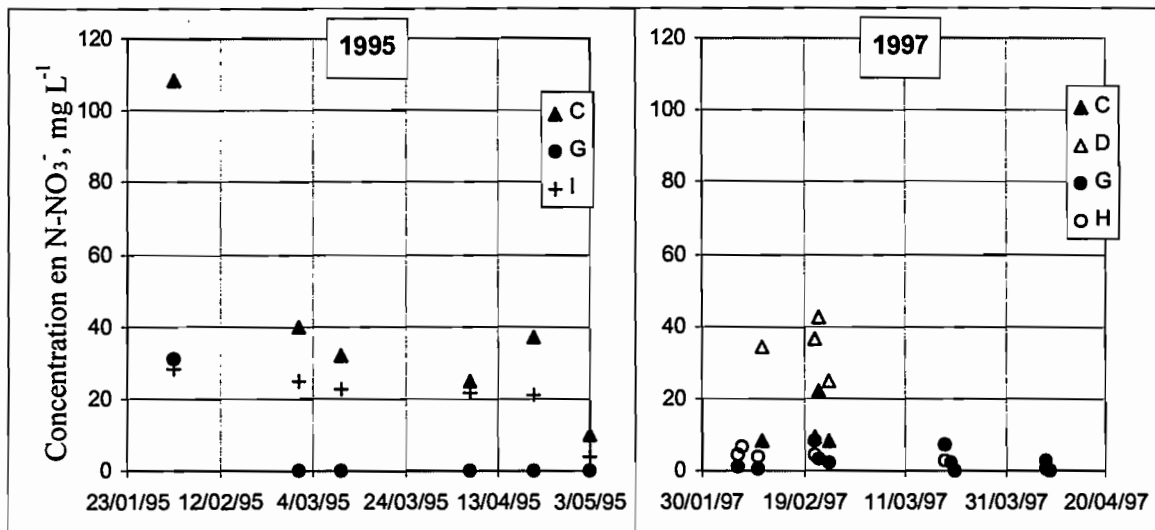


Figure IV-12 : Evolution à 40 cm des concentrations en azote nitrique sur les parcelles cultivées en 1995 et 1997 (C/I : maïs travail lourd fertilisation F2, D : maïs travail lourd fertilisation F3, G : graminées et H : légumineuses).

En 1997, les concentrations sont relativement faibles, sauf sur la parcelle D (Figure IV-12). De la même façon qu'en 1996, le compost a pour effet un apport supplémentaire d'azote organique qui pourrait se transformer rapidement en azote minéral. De plus, le profil de sol sur la parcelle D est moins profond, la mesure par les bougies poreuses est donc plus proche de la surface que sur C.

b) Stocks

La Figure IV-13 montre l'évolution des stocks d'azote nitrique, calculés à partir des prélèvements par bougies poreuses, durant les trois cycles de 1995, 1996 et 1997.

On remarque que les points sont très dispersés pour les raisons évoquées ci-dessus. On peut cependant observer les tendances suivantes :

- En 1995, l'apport d'engrais a été effectué en une seule fois le 11/01/95, et 3 semaines après, le stock d'azote nitrique sur la parcelle C de maïs dépasse la quantité d'azote apportée

(104 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹). D'après les stocks calculés à partir de prélèvements de terre, le stock initial en azote nitrique de la parcelle C est déjà élevé avant l'apport d'engrais : 86 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹ alors que celui sur la parcelle I est de 34 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹. Ces valeurs expliquent la différence de stock le 02/02/95 entre les parcelles C et I et la différence entre les concentrations discutées au paragraphe précédent. La pluie des 30 et 31/01/95 a lixivié une bonne partie de l'engrais apporté et le stock d'azote nitrique a déjà diminué fortement alors que le maïs n'est pas encore actif. Les stocks sur les parcelles C et I restent identiques durant le reste du cycle, de l'ordre de 30-35 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹. Sur la parcelle graminées G, le stock devient rapidement très faible indiquant que la plante consomme de l'azote dans la totalité du profil.

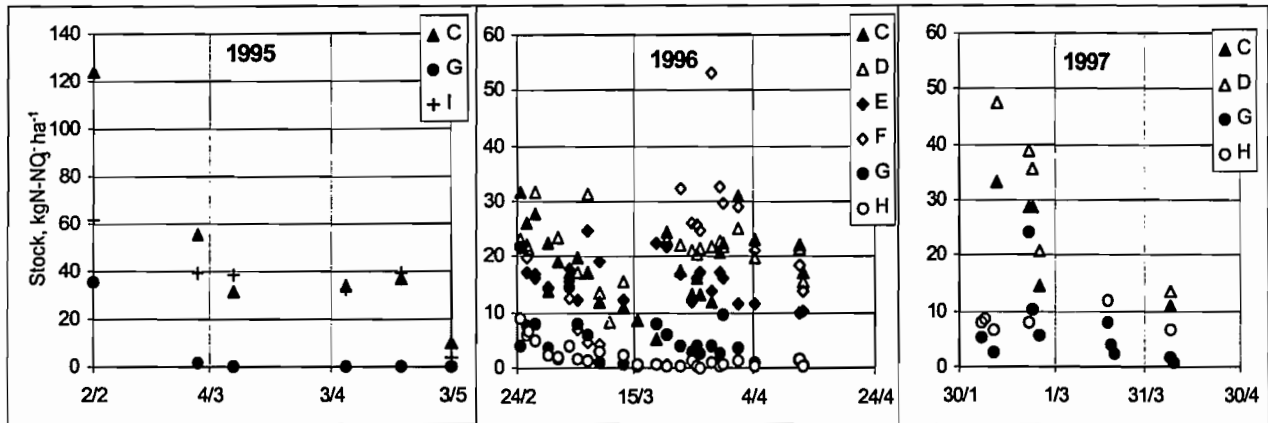


Figure IV-13 : Stocks en nitrate sur les parcelles cultivées. Comparaison des années 1995, 1996 et 1997.

• En 1996, malgré la forte variabilité des mesures, deux points sont remarquables :

i) les parcelles graminées et légumineuses ont des stocks d'azote nitrique faibles, mais le stock de la parcelle G réagit tout de même au deuxième apport d'engrais, qui a pour effet d'augmenter le stock de 10 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹, alors que l'apport est de 52 kg N ha⁻¹. On ne peut pas analyser le comportement du stock avant et après le premier apport d'engrais, car nous n'avons pas de mesures disponibles, le sol ayant été trop sec pour le prélèvement par bougies. Nous verrons dans le paragraphe suivant que la lixiviation est très faible. La différence provient soit d'une forte consommation des graminées, soit d'une immobilisation du nitrate (voir chapitre IV.4.3) ;

ii) les stocks d'azote nitrique des parcelles D et F augmentent d'environ 10 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹ après le deuxième apport d'engrais minéral. Ces deux parcelles ont reçu un apport de compost au moment du labour (105 kg N ha⁻¹) et celui-ci contribue à augmenter notablement le stock d'azote nitrique.

• En 1997, malgré la faible quantité de mesures disponibles, on remarque une rapide diminution du stock sur les parcelles maïs après le premier apport d'engrais. Comme en 1996, le stock sur la parcelle D reste toujours supérieur à celui de la parcelle C. Le stock sur la parcelle légumineuse H est relativement élevé comparativement à l'année précédente. La quantité d'azote fournie au sol par cette culture a pu se maintenir constante grâce à la relative

sécheresse de ce cycle. De plus, en 1996, la faible quantité d'azote minéral du sol a été probablement lixivié, alors qu'elle est restée dans le profil en 1997.

IV.4.2. Evaluation de la lixiviation

De la même façon qu'au paragraphe IV.3.1, le lessivage de l'azote nitrique est calculé en utilisant le drainage au-delà de la zone racinaire (à 40 cm) et les concentrations en azote nitrique à la même profondeur. La Figure IV-14 présente la quantité de N-NO_3^- lixivié pour les trois cycles des années 1995, 1996, 1997. Ces courbes sont à analyser en relation étroite avec le drainage cumulé (Figures IV-3, IV-4 et IV-5). Cependant, nous n'avons pas trouvé d'importantes variations dans les quantités d'eau drainées selon les différentes parcelles. Ce sont donc surtout les concentrations en azote nitrique à 40 cm de profondeur qui font la différence.

Le point le plus important est la différence dans les quantités lixiviées entre les cycles 1995 et 1996. Malgré une pluviométrie très forte en 1996, la quantité d'azote nitrique lixiviée reste plus faible qu'en 1995. Cela montre l'importance du fractionnement des apports d'engrais au moment où la plante est capable de le consommer. La lixiviation de l'azote nitrique reste très faible en 1997 : bien que les concentrations soient relativement importantes, la teneur en eau du sol est restée faible et le drainage aussi.

On peut également noter que la lixiviation sur la parcelle **graminées** (G) reste toujours plus faible que sur les parcelles maïs (C, D et E). Une plante pérenne, dont l'enracinement est étendu plus latéralement et en profondeur, limite les risques.

En effet, pour le **maïs**, les quantités les plus importantes ont été perdues durant le premier mois, avant la floraison. Il est connu que l'absorption maximale d'éléments minéraux par le maïs se situe au moment de la floraison. Poss (1991) trouve une absorption maximale d'azote de l'ordre de 100 kg N ha^{-1} entre la montaison et la floraison. Normand (1996) trouve une consommation maximale de $100\text{-}150 \text{ kg N ha}^{-1}$ sur les parcelles non fertilisées, et sur celles recevant 150 kg/ha , la consommation dépasse 200 kg N ha^{-1} . Ensuite, les besoins sont plus faibles car il y a surtout des transferts internes, avec passage de l'azote des tiges et feuilles vers les épis.

La lixiviation sur la parcelle **légumineuse** H est toujours très faible, puisque les concentrations de la solution prélevée par les bougies poreuses ont été pratiquement toujours négligeables. Ce genre de culture ne présente donc apparemment pas de risques de pollution des lentilles d'eau douces. Saragoni *et al.* (1990) trouvent cependant un résultat opposé dans les terres de barre du sud Togo : la lixiviation est plus élevée sous légumineuses, à enracinement peu profond, que sous maïs, lorsque ces deux cultures font suite à du maïs fertilisé.

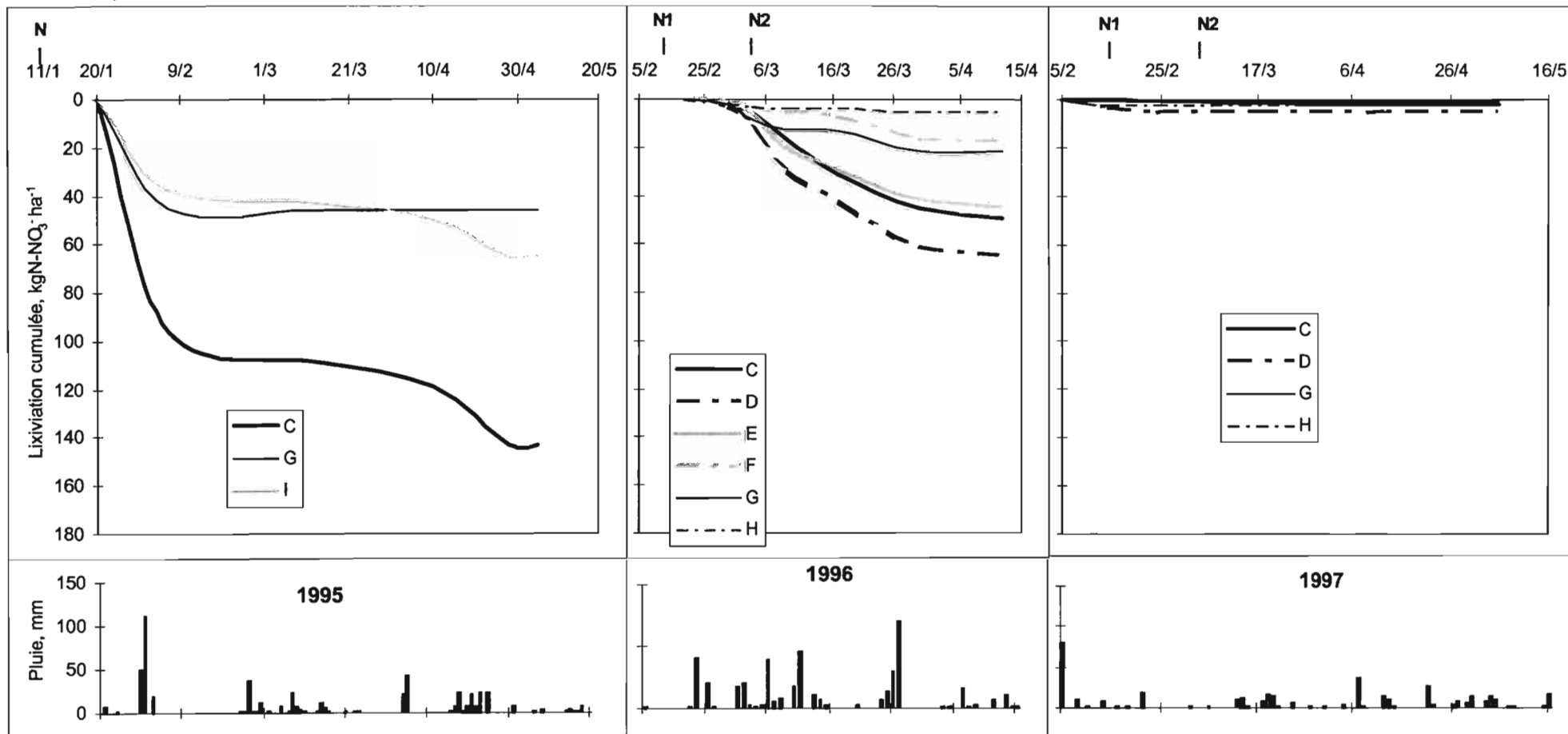


Figure IV-14 : Lixiviation cumulée du nitrate, pour toutes les parcelles cultivées. N = 104 kg N ha⁻¹; N1 = N2 = 52 kg N ha⁻¹.

IV.4.3. Essai de bilan

On rappelle que le bilan en nitrate s'écrit :

$$\text{Apport} + \text{Minéralisation} = \text{Variation de stock} + \text{Lixiviation} + \text{Consommation par la plante} \\ + \text{pertés gazeuses.}$$

La mesure des pertés gazeuses (dénitrification, volatilisation) nécessite un appareillage et un suivi particulier que nous n'avons pas pu mettre en oeuvre. Ces deux processus sont donc inclus abusivement dans le terme "Consommation par la plante", qui a été déterminé par l'équation du bilan ci-dessus, les autres termes étant connus par ailleurs. L'analyse de la quantité de nitrate dans la matière végétale permet alors de savoir si ces processus non mesurés sont importants ou non dans le bilan.

Il n'est cependant possible d'effectuer ce bilan que pour les parcelles où la minéralisation peut se rapprocher de celle sur parcelle sol nu. Nous avons donc établi le bilan sur la parcelle de maïs C sans apport de compost, le protocole agricole étant identique sur B et C. Nous avons essayé de l'établir également pour la parcelle graminées G, ayant eu le même apport d'engrais, bien qu'il n'y ait pas de labour entre les différents cycles, la matière organique n'étant donc pas enfouie. Le Tableau IV-6 donne, pour les trois cycles, les différents termes du bilan et une estimation de la consommation d'azote nitrique par la plante pour les parcelles C et G.

Parcelle	C, maïs			G, graminées		
	1995	1996	1997	1995	1996	1997
Termes						
Apport	104	104	104	104	104	104
Minéralisation	60	60	60	60	60	60
Variation de stock	-100	-10	-20	-35	0	-5
Lixiviation	144	50	2	46	22	1
Consommation	120	124	162	142	153	168

Tableau IV-6 : Termes du bilan en azote nitrique, kg N-NO₃⁻ ha⁻¹

On remarque que, malgré les accumulations d'erreurs en additionnant les différents termes, les résultats sont comparables pour les années, et ce pour les deux cultures. La consommation du maïs est cependant plus forte en 1997, ce qui est certainement dû à une erreur dans l'estimation de la variation de stock ou de la lixiviation, vu le peu de mesures disponibles par les bougies poreuses. Ces valeurs de consommation d'azote nitrique par le maïs sont comparables à ce que trouve Normand (1996) : ses résultats varient entre 100 et 290 kg N ha⁻¹ pour des fertilisations allant de 0 à 260 kg N ha⁻¹ d'azote. Poss (1991) obtient un total d'environ 110 kg N ha⁻¹ dans la totalité de la plante de maïs en conditions de fertilisation non limitante.

Cependant, le calcul des quantités de nitrate exportées par les plantes, sur chaque parcelle ne donne pas les mêmes résultats (voir Tableau IV-7). Ces quantités ont été calculées à partir des analyses d'azote dans les prélèvements de plantes, et des rendements des parcelles en 1996 (d'après Letournel et Corniaux, 1996).

Parcelles	C	D	E	F	G
azote exporté (kg N ha ⁻¹)	44	54	42	52	72

Tableau IV-7 : Azote exporté par les différentes parcelles, à la fin du cycle du maïs en 1996

La différence entre les deux calculs provient soit d'erreurs d'estimation ou des pertes gazeuses, que nous n'avons pas estimé, ou des deux. En effet, nous n'avons pas pris en compte l'azote dans les racines (10-15 kg N ha⁻¹), qui est également de l'azote exporté mais non pris en compte dans le Tableau IV-7 (uniquement l'azote exporté par les parties aériennes). Dans le cas du maïs, les prélèvements d'azote par les adventices étaient non négligeables, car la culture était souvent envahie par ces dernières. Dans le cas des graminées, l'apport d'azote par les feuilles sénescentes qui tombent au sol, et qui n'a été pris en compte ni dans l'analyse de la solution du sol, ni dans celle des plantes, pourrait aussi expliquer en partie cette différence.

Les pertes gazeuses englobent la dénitrification et la volatilisation. La volatilisation est favorisée par un pH plutôt basique, ce qui n'est pas le cas du sol étudié. La dénitrification est affectée par le taux d'oxygène dans le sol, le taux de carbone, de nitrate, le pH et d'autres facteurs. L'absence d'oxygène est essentielle, et l'aération du sol, lors du labour par exemple, diminue ainsi ces pertes par voie gazeuse. L'humidité est aussi un facteur déterminant, et la dénitrification peut être importante dans un sol humide (Normand, 1996). Grundmann *et al.* (1988) ont mesuré des taux de dénitrification moyens de 0,1 kg N ha⁻¹ j⁻¹, avec des pics à 0,8 sur un sol limoneux, profond et bien drainant de Californie. Les conditions optimum étaient une teneur en eau moyenne de 0,38 m³ m⁻³, une concentration en nitrate d'environ 303 µg N mL⁻¹, la concentration en carbone organique restant constante à 47 mg C kg⁻¹. De Vos (1997) rapporte que sur des sols de Hollande, la dénitrification peut atteindre 6 kg N ha⁻¹ j⁻¹, quand les conditions sont optimales (sol engorgé).

Le sol étudié est bien aéré mais souvent assez humide, la concentration en N-NO₃⁻ mesurée dans la solution du sol ne dépasse pas 120 mg L⁻¹ et la concentration en carbone total est d'environ 80 mg g⁻¹. Ainsi, la différence de 80 kg N ha⁻¹ (sur 80 jours) qui manque dans le bilan peut être en partie expliquée aussi par des pertes par dénitrification. La volatilisation de l'ammoniac est aussi possible dans ce sol aux endroits où le calcaire corallien est peu profond. En effet, le pH du sol qui est en général voisin de 6,5, peut dépasser 7 quand la teneur en CaCO₃ augmente (Becquer *et al.*, 1993b).

IV.5. CONCLUSION

La métrologie non destructive, associant Reflectométrie Temporelle, tensiométrie et prélèvements de la solution du sol par bougies poreuses, a permis de suivre et quantifier les transferts couplés d'eau et de fertilisants azotés dans le sol. La lixiviation de l'azote nitrique total au-delà de la zone racinaire (40 cm) a alors été estimée sur trois cycles culturaux successifs, caractérisés par une pluviométrie très contrastée. Des prélèvements de sol et de plantes à la récolte ont permis également d'estimer la minéralisation de l'azote organique et la consommation par la plante.

Différents enseignements peuvent être tirés de cette étude expérimentale :

- la capacité productrice du sol est importante, et l'existence de risques de lixiviation de nitrate sur sol nu non fertilisé est réelle ;

- les mesures nous ont permis de confirmer les craintes quant aux risques de pollution de la lentille d'eau douce par les fertilisants azotés. Malgré l'adsorption du nitrate sur la matrice solide, le drainage est rapide. En 1995, les concentrations initiales dans le sol sont très élevées, environ $90 \text{ mg N-NO}_3^- \text{ L}^{-1}$ pour les parcelles sol nu et maïs et la lixiviation sous maïs atteint 130 % du nitrate apporté (Duwig *et al.*, 1998a). En 1996, année très pluvieuse, la quantité de nitrate lixiviée au-dessous de la zone racinaire a été pourtant réduite par rapport à 1995, car l'apport d'engrais a été fractionné en deux au moment où la plante était le plus susceptible de consommer rapidement le nitrate. Sur la période d'étude, la lixiviation du N-NO_3^- dépasse $50 \text{ kg N-NO}_3^- \text{ ha}^{-1}$ pour les parcelles maïs C et D. Toutefois, cela correspond à une teneur moyenne de $8,6 \text{ mg L}^{-1}$ en azote, soit $38,1 \text{ mg L}^{-1}$ de nitrate ; cette valeur reste en dessous du seuil de pollution des eaux. Ainsi, malgré un drainage très élevé, lié notamment au passage du cyclone Béli (27/03/96), les eaux drainées sous culture restent en dessous du seuil de pollution acceptable ;

- même lors de saisons des pluies favorisant particulièrement le drainage, les risques peuvent être nettement diminués par le fractionnement des apports d'engrais, selon les besoins de la plante et en fonction de la densité de la culture ;

- ils peuvent aussi être très fortement diminués par l'utilisation de graminées pérennes, actives tout au long du cycle et dont l'enracinement est mieux réparti dans le profil ;

- cette dernière remarque pose le problème de l'enracinement des inter-rangs pour une culture annuelle comme le maïs. Plusieurs méthodes peuvent être envisagées pour limiter les pertes de nitrate dans ces inter-rangs. Une possibilité serait d'appliquer la fertilisation localement sur la ligne. Une façon de favoriser une meilleure colonisation racinaire serait d'associer le maïs avec une légumineuse dans l'inter-rang. Timlin *et al.* (1992) ont trouvé que la différence de densité racinaire entre les rangs et les inter-rangs favorise les flux transversaux en diminuant les flux verticaux. Un moyen de diminuer la lixiviation serait d'augmenter la densité racinaire dans les rangs comparativement à celle dans les inter-rangs ;

- sous légumineuses non fertilisées, la lixiviation est très faible. L'utilisation d'une telle plante comme pâturage est donc à envisager. Cependant, nous n'avons pas étudié quel pouvait être l'apport en azote dans le sol quand ce type de plante est enfouie ;

- l'apport de compost associé à un labour minimum et peu profond limiterait les risques de lixiviation puisqu'il immobilise l'engrais minéral au début du cycle. Ce point doit être approfondi pour savoir à quel moment la minéralisation a lieu et quelle est la quantité de nitrate disponible pour les plantes.

V. MODÉLISATION MÉCANISTE DU TRANSFERT D'EAU ET DE SOLUTÉS DANS LES SOLS OXYDIQUES DE MARÉ

L'importante base de données qui a été constituée lors de cette étude nous a donné l'opportunité d'évaluer les performances du modèle de type mécaniste, WAVE, initialement développé pour des conditions de climat tempéré. Ce modèle pourrait être utilisé pour simuler et prévoir les transferts couplés d'eau et de nitrate dans le contexte hydro-pédo-climatique particulier des Iles Loyauté. Il servirait alors comme un outil d'aide à la décision dans la valorisation de techniques agricoles alternatives par rapport aux techniques traditionnelles.

Après une présentation succincte du modèle, nous exposons les résultats relatifs aux parcelles sol nu et cultivées, et ce sur le plan hydrique et du cycle de l'azote.

Comme toute modélisation mécaniste, le modèle WAVE est "paramétrivore". Aussi avons-nous utilisé au maximum les paramètres qui ont pu être déterminés directement dans le cadre de cette étude, soit *in situ*, soit au laboratoire. Néanmoins, certains d'entre eux ont du faire l'objet d'une estimation par meilleur ajustement de la solution numérique aux observations. Dans ce cas, les données de l'année 1996 ont systématiquement servi de calage (ou apprentissage) du modèle, celles relatives à 1995 et 1997 constituant le support à la vérification et l'évaluation du modèle sans modification des paramètres identifiés.

V.1. PRÉSENTATION DU MODÈLE

Nous présentons ici succinctement un résumé du modèle utilisé. Une description détaillée peut être trouvée dans Vanclouster *et al.* (1994) ou Normand (1996).

Le modèle WAVE (Water and Agrochemicals in the soil, crop and Vadose Environment, Vanclouster *et al.*, 1994) est une version révisée de SWATNIT (Vereecken *et al.*, 1991). Il intègre différents modèles comme SWATRE (Belmans *et al.*, 1983), SUCROS et des modules de LEACHM (Ramos et Carbonell, 1991 ; Jabro *et al.*, 1995). Il est programmé de façon modulaire et peut facilement être étendu à la modélisation du devenir d'autres espèces chimiques dans le continuum sol-plante. Un schéma des différents modules de WAVE est donné en Figure V-1. WAVE est un modèle *mécaniste et déterministe* (se référer à la discussion du chapitre I.2 pour la définition de ces différents termes). Ce modèle est aussi dit *holistique* car les différents sous-systèmes sont décrits avec un même degré de sophistication.

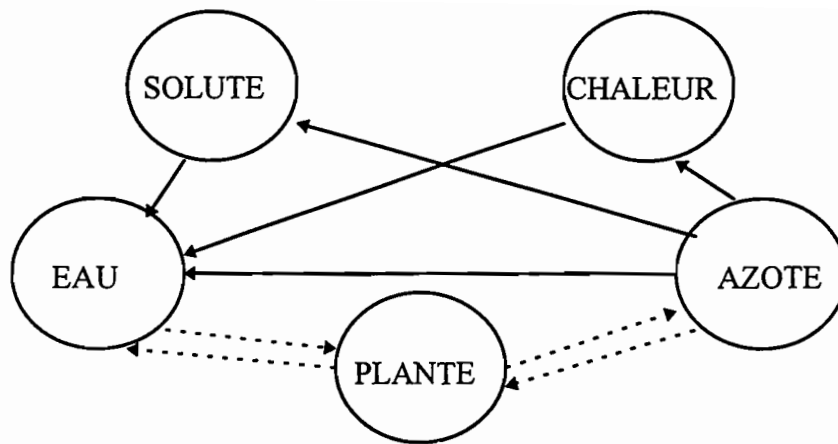


Figure V-1 : Présentation schématique des modules de WAVE (version 2.0). Les traits pleins indiquent des relations d'utilisation obligatoires, les pointillés représentent celles qui sont optionnelles.

WAVE est ainsi divisé en modules, dont quatre (eau, soluté, chaleur, azote) sont nécessaires pour la modélisation des transferts de nitrate. Le cinquième, le module de développement de la plante, n'a pas été utilisé ici, car trop peu de paramètres caractéristiques de la plante sont connus. Les développements racinaire et foliaire sont spécifiés en entrée du modèle et l'extraction racinaire calculée à partir de ces données (voir chapitre I.3.4).

Le profil de sol est composé de différents horizons, chacun divisé en compartiments de même épaisseur. Les équations de conservation de la masse pour l'eau, le soluté ainsi que la chaleur sont utilisées dans chaque compartiment, en prenant chaque fois en compte le terme de source ou puits correspondant. Les équations de flux sont résolues numériquement en utilisant la méthode des différences finies.

Les différents modules de WAVE sont décrits dans les paragraphes suivants. Les principales équations et les paramètres nécessaires sont donnés en annexe B.

V.1.1. Le transfert de l'eau

V.1.1.1. Equation de transport

Le transport de l'eau est modélisé en utilisant l'équation de Richards (Eq. I.5) dont la résolution nécessite la connaissance de la conductivité hydraulique, dont plusieurs représentations sont possibles dans le modèle (Brooks and Corey, Van Genuchten, Mualem...voir Vanclouster *et al.*, 1994), et la connaissance de la courbe de rétention en eau qui est décrite par le modèle de Van Genuchten (Eq. III.1). L'utilisation de cette loi signifie que les flux préférentiels de l'eau ne sont pas explicitement pris en compte dans ce modèle. Néanmoins, le flux dans les macropores peut être partiellement simulé par l'adoption d'une

distribution de pores hétérogènes, et par conséquent, la courbe de rétention en eau et la conductivité hydraulique le seront aussi.

- *Condition initiale* : pour chaque compartiment, une valeur de pression ou de teneur en eau doit être spécifiée.

- *Condition à la limite supérieure* : le flux à la surface du sol est déterminé par le flux d'infiltration ou d'évaporation. Si la surface du sol n'est pas saturée, la condition à la limite supérieure est une condition de flux, calculé à partir de la loi de Darcy. Si la surface devient saturée, l'infiltration devient bornée par les capacités d'infiltration du sol (K_s , $\text{grad}H$). Soit l'eau s'accumule en surface sur une épaisseur maximale (h_{pond}) précisée par l'utilisateur, soit l'eau ruisselle immédiatement. Dans ce cas, la condition devient une condition de pression ($h = 0$ ou $h = h_{\text{pond}}$). De même, si la surface devient trop sèche (h inférieure à une valeur spécifiée $h_{\text{dry}} \cong -10^6$ cm), le sol ne peut plus fournir la demande évaporative, et l'évaporation réelle du sol est diminuée.

Les données de forçage climatique sont la pluie (inférieure à 50 mm j^{-1}), et l'ETP ou l'ETR pour le sol nu.

- *Condition à la limite inférieure* : pour résoudre l'équation de flux à la base du profil de sol, le flux doit y être précisé. Celui-ci est contrôlé par les conditions géo-hydrologiques. Cinq situations sont disponibles dans le modèle : flux nul, drainage libre, de lysimètre (flux nul ou positif vers le bas), présence d'une nappe phréatique ou encore valeurs de pression à l'extérieur du profil considéré précisées par l'utilisateur.

V.1.1.2. Evaporation et transpiration potentielles

Lors de la modélisation du bilan sur parcelles cultivées, la transpiration et l'interception font partie de ce bilan. La capacité d'interception de la pluie par la culture, Canstor, est une entrée du modèle (Equation V.2). La fraction de l'évapotranspiration potentielle qui est évaporée (E_p) est calculée à partir de l'indice foliaire (LAI) et de l'évapotranspiration maximale ET_{crop} (Equation V.1). La transpiration potentielle (T_p) est calculée comme étant la différence entre l'évapotranspiration maximale (ET_{crop}), et E_p additionnée par la quantité d'eau interceptée sur la canopée Canstor (Equation V.2). L' ET_{crop} est obtenue en multipliant l'ETP par un coefficient cultural (K_c), spécifique à la culture, et dépendant du type d'équation utilisée pour le calcul de l'ETP.

$$E_p = f e^{-c \text{ LAI}} ET_{\text{crop}}, \quad (\text{V.1})$$

$$T_p = ET_{\text{crop}} - E_p - \text{Canstor}, \quad (\text{V.2})$$

où f et c sont des paramètres spécifiques à la culture, et Canstor, la quantité d'eau qui peut être interceptée par la canopée. Dans WAVE, f et c sont fixés à 1 et 0,6 respectivement.

V.1.1.3. Extraction racinaire et transpiration réelle

Dans WAVE, l'extraction maximale $S_{\max}(z)$ (j^{-1}) par les racines est donnée en entrée par l'utilisateur. Une fonction linéaire ou exponentielle peut être adoptée pour décrire sa distribution dans le profil. L'extraction racinaire $S(h, z)$ dépend essentiellement de la pression de l'eau dans le sol et cette dépendance est prise en compte en multipliant S_{\max} par une fonction $\alpha(h)$, comprise entre 0 et 1. La Figure V-2 donne la forme générale de cette fonction, avec des valeurs prises dans Vereecken *et al.* (1991).

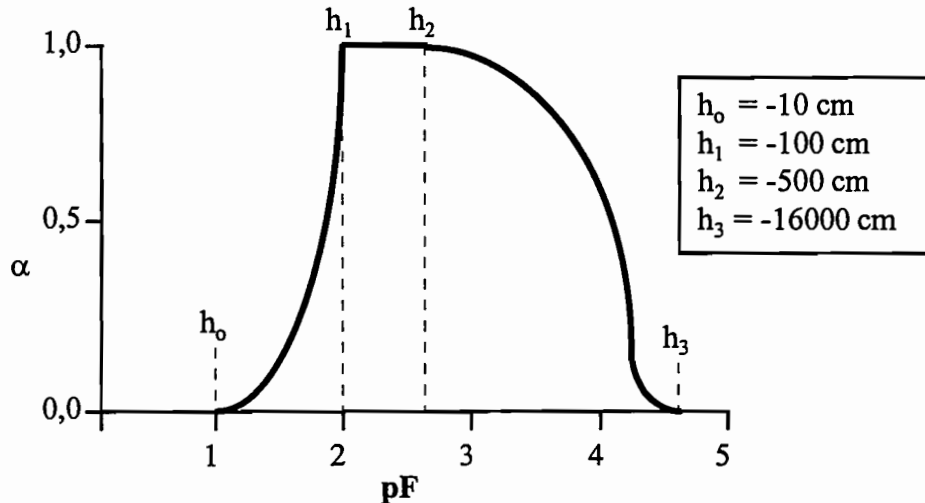


Figure V-2 : Forme générale de la fonction $\alpha(h)$, et valeurs numériques de Vereecken *et al.* (1991)

Ce modèle ne suffit pas à décrire l'extraction racinaire, car il a été montré que l'extraction a lieu généralement près de la surface, sauf s'il y a stress hydrique. Pour trouver la profondeur maximale d'extraction racinaire, la fonction $S(h, z)$ est alors intégrée de la surface vers une profondeur z inférieure à la profondeur d'enracinement L_r (mm), jusqu'à ce que l'intégrale devienne égale à la transpiration potentielle T_p (mm). Si l'intégration sur la totalité de la profondeur racinaire ne suffit pas à atteindre T_p , la plante est en stress hydrique et la transpiration réelle T_a (mm) est égale à cette intégrale :

$$T_a = \int_0^{z \leq L_r} S(h, z) dz \leq T_p \quad (V.3)$$

V.1.2. Le transfert de soluté

La théorie et les équations utilisées dans le module de transport de soluté sont décrites dans le chapitre I.2. L'équation de convection-dispersion est utilisée avec, si l'utilisateur le décide, la prise en compte des phases d'eau mobile et immobile. Pour les solutés réactifs, une isotherme d'adsorption linéaire est utilisée, caractérisée par un coefficient de distribution pour chaque soluté étudié.

- *Condition initiale* : l'utilisateur spécifie en entrée les concentrations initiales dans chaque compartiment.
- *Condition à la limite supérieure* : l'apport de soluté peut être effectué de deux manières : dépôts secs ou en solution. Ces quantités sont stockées dans un réservoir fictif au-dessus de la surface du sol. Cette quantité se dissout dans la masse d'eau entrant dans le profil, le premier jour où il y a infiltration.
- *Condition à la limite inférieure* : le gradient de concentration est considéré comme nul à la base du profil.

V.1.3. Le transfert de chaleur

La modélisation du transfert de chaleur est indispensable pour la description correcte de processus, comme la minéralisation, qui sont fortement dépendants de la température. Le modèle utilisé est une équation mono-dimensionnelle de transfert de chaleur dans un milieu poreux (voir en annexe).

- *Condition à la limite supérieure* : elle est calculée à partir des températures minimales et maximales journalières.
- *Condition à la limite inférieure* : elle est imposée à 7°C. Cette valeur trop faible, pour un sol peu profond sous climat tropical a été appliquée à 1m50 de profondeur, dans la couche simulant le calcaire corallien, et ne devrait pas affecter les processus étudiés entre 0 et 40 cm de profondeur.

Le modèle donne en sortie les variations de la température du sol à différentes profondeurs. Cependant, nous n'avons aucun moyen de comparer les simulations avec des mesures, car les températures du sol n'ont jamais été relevées. La plausibilité des simulations a simplement été vérifiée.

V.1.4. Le cycle de l'azote

Les différents processus intervenant dans le cycle de l'azote ont été décrits dans le chapitre I.3. Nous rappelons succinctement les différents processus avec les paramètres nécessaires. Pour plus de précisions, on pourra se référer au manuel de Vanclouster *et al.* (1994) et aux équations fournies en annexe.

• *La minéralisation de l'azote organique*

Les transformations de l'azote organique et la minéralisation résultante sont décrites en divisant la matière organique en trois pools : l'humus, la litière et le fumier. Chacun de ces compartiments nécessite la connaissance d'un coefficient de dégradation : K_{hum} , K_{lit} , et K_{man} (en j^{-1}) respectivement. La quantité d'azote organique minéralisée est contrôlée par le rapport C/N,

qui est donné en entrée. La transformation du carbone organique est décrite en utilisant deux fractions f_c et f_h (voir chapitre I.3.1.1 pour leur définition).

- *La nitrification, la dénitrification, la volatilisation et l'hydrolyse de l'urée*

Ces quatre processus sont décrits par une cinétique de premier ordre et nécessitent la connaissance des constantes K_{nit} , K_{denit} , K_{vol} et K_{hyd} (j^{-1}). Les effets de la teneur en eau du sol et de la température sont pris en compte par l'utilisation de coefficients réducteurs.

- *La consommation par les plantes*

La consommation d'azote par les plantes est décrite en utilisant un modèle d'extraction macroscopique (voir en annexe pour les équations), qui nécessite la connaissance du rayon moyen des racines RORAD (mm), la distance moyenne entre la solution du sol et la surface de la racine D0 (mm), la densité racinaire, calculée à partir de la densité à la surface du sol RDENS₀ (cm racine L⁻¹ sol) et d'un coefficient de décroissance exponentielle avec la profondeur α_{rdens} (mm⁻¹). L'extraction racinaire est bornée par une quantité maximale d'azote assimilable par la culture N_{max} (mg m⁻²).

- *Conditions initiales et aux limites*

L'utilisateur spécifie les profils initiaux de teneurs en carbone et en azote totales (mg m⁻²) pour chacun des compartiments.

Les teneurs en azote et en carbone des compartiments de matière organique sont mises à jour lors d'apport organique, d'un labour ou à la récolte.

V.2. PROCEDURE DE VALIDATION DU MODÈLE

V.2.1. Comparaison avec une solution analytique en conditions contrôlées

De manière à vérifier notre bonne appropriation du modèle, nous avons comparé la réponse de WAVE et celle d'une solution analytique (Van Genuchten et Alves, 1982). Nous avons simulé dans les deux cas, le transfert d'un soluté inerte, en régime permanent, appliqué à la surface d'une colonne de sol de 40 cm de long. Le soluté est appliqué à la concentration de 100 mM L⁻¹ pendant une journée sous une pluie de 50 mm j⁻¹, maintenue constante pendant la durée de la simulation. Le soluté n'étant appliqué que quand le régime permanent est atteint, la teneur en eau dans la colonne de sol est constante, dans le temps et selon la profondeur. La Figure V-3 montre que les deux solutions numérique et analytique donnent le même résultat, excepté un petit décalage dans le temps, qui reste inexpliqué. Il est certainement dû à l'approximation de la solution numérique par rapport à la solution analytique. Ce test nous a aussi permis de choisir les points de fonctionnement qui sont demandés en entrée dans WAVE :

- la valeur minimum et maximum du pas de temps Δt de calcul : 0,01 j et 0,05 j, respectivement. Le modèle utilise un Δt variable pour résoudre numériquement les équations de transport. Il est calculé en fonction du flux d'eau calculé, de la variation maximale

autorisée de la teneur en eau pendant cet intervalle de temps, et de l'erreur sur la conservation de la masse de l'eau, ceci dans chaque compartiment ;

- l'erreur maximale autorisée sur le bilan d'eau : $0,01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3} \text{ j}^{-1}$. La satisfaction de ce critère arrête les itérations lors de la résolution numérique de l'équation de Richards ;

- la variation maximale de la teneur en eau dans un compartiment pendant un incrément de temps est fixée à $0,01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

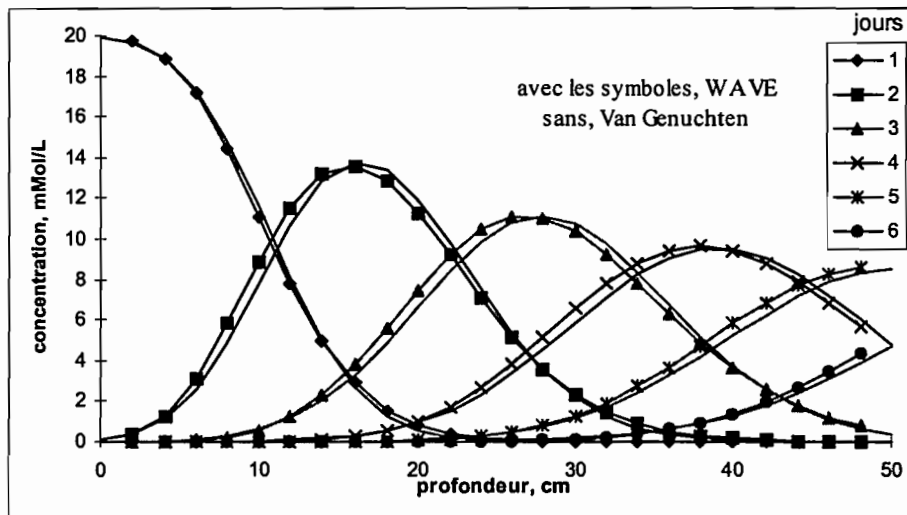


Figure V-3 : Comparaison de la solution numérique de WAVE (symboles) avec la solution analytique de Van Genuchten (traits continus)

Nous avons choisi ces paramètres de manière à réaliser un optimum acceptable entre le temps de calcul et la précision de la solution numérique, appréciée par la comparaison avec la solution analytique.

V.2.2. Procédure de validation

Malgré le fait que le modèle WAVE décrive de manière compréhensible les différents processus intervenant dans le devenir de l'azote, la **validation** du modèle reste une tâche essentielle et ardue. Etant un modèle holistique, son utilisation demande une quantité importante de paramètres qui ne sont pas tous faciles à déterminer d'une manière unique et directe.

Dans la mesure du possible, nous avons essayé d'identifier tous les paramètres indépendamment du modèle et des variables d'état que nous avons essayés de simuler. Les données mesurées et simulées ont été comparées en termes de teneur en eau, pression effective de l'eau dans le sol et concentration en nitrate de la solution du sol. Le drainage et la quantité de nitrate lixiviée simulés et calculés sont également fournis, mais à titre indicatif. En effet, l'évaluation de la capacité du modèle à prédire le drainage et la lixiviation ne peut être faite que si ceux-ci sont mesurés directement, ce qui n'est pas souvent le cas.

Les performances du modèle sont évaluées à l'aide des critères statistiques suivants (Loague et Green, 1991 ; Normand, 1996) :

• l'erreur maximale :

$$ME = \max |s_i - m_i|, \quad (V.4)$$

• l'écart quadratique moyen (RMSE, root mean square error) :

$$RMSE = \frac{100}{\bar{m}} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (s_i - m_i)^2}{n}} \quad (V.5)$$

• l'efficacité du modèle (EF) :

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (m_i - \bar{m})^2 - \sum_{i=1}^n (s_i - m_i)^2}{\sum_{i=1}^n (m_i - \bar{m})^2} \quad (V.6)$$

• le coefficient de masse résiduelle (CRM, coefficient of residual mass) :

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^n m_i - \sum_{i=1}^n s_i}{\sum_{i=1}^n m_i}, \quad (V.7)$$

où n est le nombre de valeurs disponibles, s_i les valeurs simulées, m_i mesurées et \bar{m} la moyenne des valeurs mesurées.

RMSE traduit la dispersion des points (m_i, s_i) autour de la première bissectrice. L'efficacité EF est en fait un coefficient de détermination lors d'une régression linéaire, mais on impose la droite sans chercher celle qui conduit à la meilleure corrélation. Une valeur négative de EF signifie que la moyenne des mesures est un meilleur prédicteur de l'état du système que les valeurs simulées. Une valeur positive de CRM indique que le modèle a tendance à sous-estimer le système, et une valeur négative, une tendance à surestimer. On essaye d'obtenir des valeurs de ME, RMSE, EF et CRM aussi proches que possible de 0,0 ; 0,0 ; 1,0 et 0,0 respectivement. Ces valeurs permettent d'évaluer la capacité de **reproduction** du modèle.

Lors de la calibration et de la validation du modèle, il est important d'étudier les paramètres et les processus qui dominent dans la description du comportement du système. C'est pourquoi une étude de la **sensibilité** des paramètres sur les sorties du système doit être menée. Nous nous sommes surtout attachés à faire cette étude sur les paramètres mal ou pas connus, en étudiant l'influence de leur variation sur le drainage ou la lixiviation du nitrate au-delà de la zone racinaire (sorties du système). Nous avons choisi ces deux sorties du modèle puisqu'elles représentent le but ultime de notre travail de modélisation. Nous avons donc fait varier un paramètre à la fois en laissant les autres constants, ce qui ne permet cependant pas d'aborder la sensibilité des paramètres aux effets corrélés. La réponse à un changement de la valeur du paramètre, x , a été reliée à la variation de la valeur de la sortie du modèle considérée, y , avec :

$$x = \frac{p - p_{opt}}{p_{opt}} \text{ et } y = \frac{Y - Y_{opt}}{Y_{opt}}, \quad (V.8)$$

où p est la valeur du paramètre, et Y la valeur de sortie correspondante. L'indice opt est relatif aux valeurs optimales, résultant de la calibration du modèle. Les résultats de cette analyse seront représentés graphiquement.

Cependant, une bonne simulation des valeurs mesurées ne donne aucune information sur la capacité de **prédiction** du modèle. Notre étude sur le terrain sur trois cycles de culture du maïs nous a permis d'évaluer la capacité de prédiction du modèle. Nous avons "calé" le modèle sur le cycle 1996, riche en données. Nous avons ensuite utilisé les mêmes paramètres pour essayer de reproduire les cycles plus secs de 1995 et 1997, en changeant uniquement les données de forçage climatique.

V.3. COMPARAISON MODÈLE-MESURES SUR SOL NU

V.3.1. Transport de l'eau

V.3.1.1. Identification des paramètres

Définition du profil

Le profil de sol a été étendu jusqu'à 52 cm de profondeur, pour pouvoir inclure la mesure de pression de l'eau à cette profondeur comme étant entièrement dans le profil. Ce profil a été discrétisé en compartiments de 2 cm d'épaisseur, regroupés en trois horizons comme nous l'avons défini précédemment (chapitre III) :

- l'horizon de surface, de 0 à 14 cm,
- l'horizon intermédiaire, de 14 à 34 cm,
- l'horizon de profondeur, non perturbé par le labour, de 34 à 52 cm.

Condition à la limite inférieure

Etant donné les conditions à la limite inférieure disponibles dans WAVE, la seule possibilité qui est offerte est la condition de drainage libre au bas du profil. Cette condition n'étant pratiquement jamais atteinte, comme nous l'avons vu dans le chapitre IV, une couche simulant le calcaire corallien a été rajoutée. Le nombre maximum de compartiments étant fixé à 100 dans le modèle, nous avons fait varier l'épaisseur de cette couche de 50 cm à 1,48 m. Ce paramètre étant peu sensible, nous l'avons fixé à 1 m et imposé un gradient de charge unitaire à la profondeur de 1,52 m.

Condition à la limite supérieure

La condition à la limite supérieure est liée à l'infiltration ou à l'évaporation de l'eau à la surface du sol. L'évaporation d'un sol nu est entièrement dépendante des conditions climatiques et de l'état d'humidité du sol. Pour l'étude des transferts dans le sol nu, il nous a fallu entrer l'évaporation réelle du sol.

- Nous avons calculé l'évaporation du sol nu (ETR) à partir de l'ETP, en utilisant la formule donnée dans Kerr et Clothier (1978) :

$ETR = \min [ETP, ET_{max}/j^{1/2}]$, où ET_{max} est l'évaporation maximale. Kerr et Clothier (1978) utilise une valeur de ET_{max} de 5,5 mm. Après une comparaison graphique de l'adéquation du modèle aux mesures de pressions effectives et de teneur en eau, nous avons choisi la valeur de 4,5 mm et étudié la sensibilité de ce paramètre sur le drainage cumulé (Figure V-4). Ce paramètre a peu d'incidence sur les années humides (1995 et 1996) mais est très influant sur la saison sèche de 1997, comme cela est confirmé par l'examen de la comparaison des valeurs mesurées et calculées.

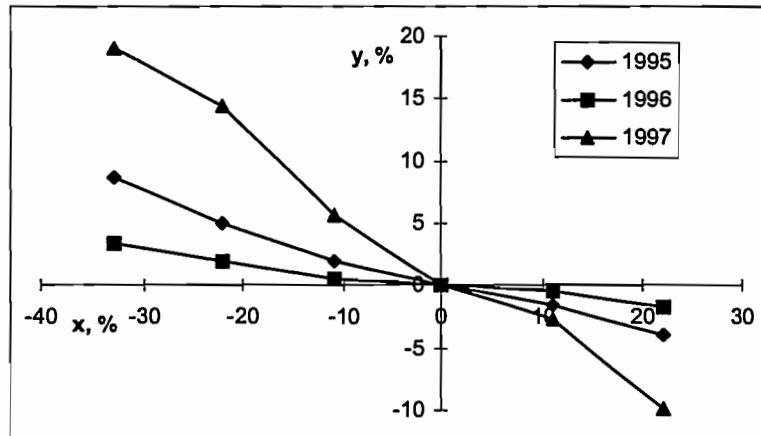


Figure V-4 : Sensibilité de l' ET_{max} (x) sur le drainage cumulé (y).

- Les variations de la pression effective de l'eau dans le sol ont été limitées à la gamme $[-10^7 \text{ cm}, 0 \text{ cm}]$. La limite supérieure signifie qu'il n'y a jamais d'accumulation d'eau à la surface en raison du caractère très filtrant du sol. L'infiltration de l'eau à la surface du sol n'est donc pas limitée.

Propriétés hydrauliques $h(\theta)$ et $K(\theta)$

Les propriétés hydrauliques définies dans le chapitre III.2 ont été utilisées pour les trois couches de sol. Elles sont rappelées dans le Tableau III-6. Pour la couche simulant la présence du calcaire corallien, une courbe de rétention en eau a été ajustée sur des mesures de porosité effectuées par intrusion de mercure, suivant le modèle de Van Genuchten (Eq. III.2), la condition de Burdine donnant l'exposant η de la fonctionnelle $K(\theta)$ associée (Eq. III.13 de Brooks et Corey). LA teneur en eau résiduelle θ_r , a donc été estimée à $0 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, la teneur en eau à saturation à $0,3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ et les paramètres de forme : $n = 2,5$, $m = 0,2$ et $\eta = 0.5$. Le seul paramètre non déterminé reste la conductivité à saturation. Celle-ci a été fixée à 50 cm j^{-1} et la sensibilité de ce paramètre a été étudiée.

V.3.1.2. Résultats de calage de l'année 1996

Le Tableau V-1 résume les valeurs des critères statistiques (Eqs. V.4 à V.7) relatives à la pression effective et à la teneur en eau à 10, 20, 30 et 40 cm de profondeur.

	ME	RMSE	EF	CRM
h (cm), $n = 59$				
10 cm	528	-42	0,63	-0,01
20 cm	426	-49	0,30	-0,11
30 cm	284	-37	0,51	-0,08
40 cm	265	-39	0,44	-0,02
θ ($m^3 m^{-3}$), $n = 72$				
10 cm	0,187	20,5	-0,01	-0,18
20 cm	0,137	9,5	0,52	-0,002
30 cm	0,139	7,7	0,56	-0,009
40 cm	0,400	11,9	0,94	-0,003

Tableau V-1 : Critères statistiques de la première simulation (site sol nu, 1996). n est le nombre de mesures.

Les critères EF et CRM pour h et EF, CRM et ME pour θ présentent les meilleurs résultats. Les valeurs de CRM sont toujours négatives, ce qui indique une légère surestimation des mesures par le modèle. Les valeurs élevées de ME pour la pression effective proviennent des mesures au début du cycle lorsque le sol était très sec. Les tensiomètres n'ont certainement pas donné des mesures très précises dans cette gamme de pressions très faibles. Ces fortes valeurs de ME se répercutent sur le critère RMSE qui mesure la dispersion des valeurs simulées en fonction des mesures, autour de la première bissectrice. Cette dispersion peut aussi provenir de la difficulté du modèle à reproduire les pics de teneur en eau ou de pression. En effet, WAVE n'accepte pas des quantités de pluies supérieures à 50 mm j^{-1} . Nous avons alors dû répartir sur plusieurs jours les cinq épisodes dont la quantité de pluie journalière était supérieure à 50 mm . Le résultat se fait particulièrement sentir pour le cyclone de mars 1996 où les 238 mm tombés en quatre jours (dont 140 mm en un jour) ont dû être répartis en 5 jours. De plus, WAVE distribue de façon homogène la pluie sur l'ensemble de la journée où elle est inscrite, ce qui implique que des pics d'intensité de 30 mm h^{-1} ou plus sont réduits au maximum à 2 mm h^{-1} . Cette restriction a cependant peu d'influence sur le bilan en eau global sur la saison, puisque le drainage cumulé est bien reproduit (Figure V-5).

Le seul paramètre non fixé par des mesures est la conductivité hydraulique à saturation du calcaire. Nous l'avons premièrement estimé à 50 cm j^{-1} et l'avons fait varier entre 30 et 100 cm j^{-1} . La valeur de 90 cm j^{-1} améliorant quelque peu les critères statistiques (Tableau V-3) a été conservée dans la suite des calculs. Les caractéristiques hydrodynamiques des divers horizons du profil de sol sont rappelés dans le Tableau V-2 ci-dessous.

Couches	θ_r ($m^3 m^{-3}$)	θ_s ($m^3 m^{-3}$)	α_a (cm^{-1})	n	m	K_s ($cm j^{-1}$)	η
surface	0,02	0,65	0,046	2,298	0,130	800	0,298
intermédiaire	0,02	0,65	0,064	2,202	0,092	700	0,202
profondeur	0,02	0,65	0,197	2,138	0,065	600	0,20
calcaire	0,0	0,3	0,03	2,5	0,2	90	0,5

Tableau V-2 : Caractéristiques hydrodynamiques des divers horizons du profil de sol

	ME	RMSE	EF	CRM
h (cm), $n = 59$				
10 cm	527	-31	0,80	0,134
20 cm	371	-36	0,63	0,06
30 cm	339	-25	0,77	0,01
40 cm	315	-28	0,71	0,15
θ (m ³ m ⁻³), $n = 72$				
10 cm	0,07	8,30	0,83	-0,02
20 cm	0,09	7,23	0,72	-0,005
30 cm	0,10	5,38	0,78	-0,006
40 cm	0,09	4,05	0,99	0,001

Tableau V-3 : Critères statistiques de la simulation après calage de K_s pour le calcaire (site sol nu, 1996).

La Figure V-5 présente l'évolution temporelle de la teneur en eau (5b), de la pression effective à différentes profondeurs (5a), ainsi que celle du flux volumique et du drainage cumulé à la base du profil à 40 cm (5b). On constate une très bonne concordance du modèle aux observations. Les résultats médiocres donnés par les critères ME et RMSE sont donc atténués par cette évaluation qualitative.

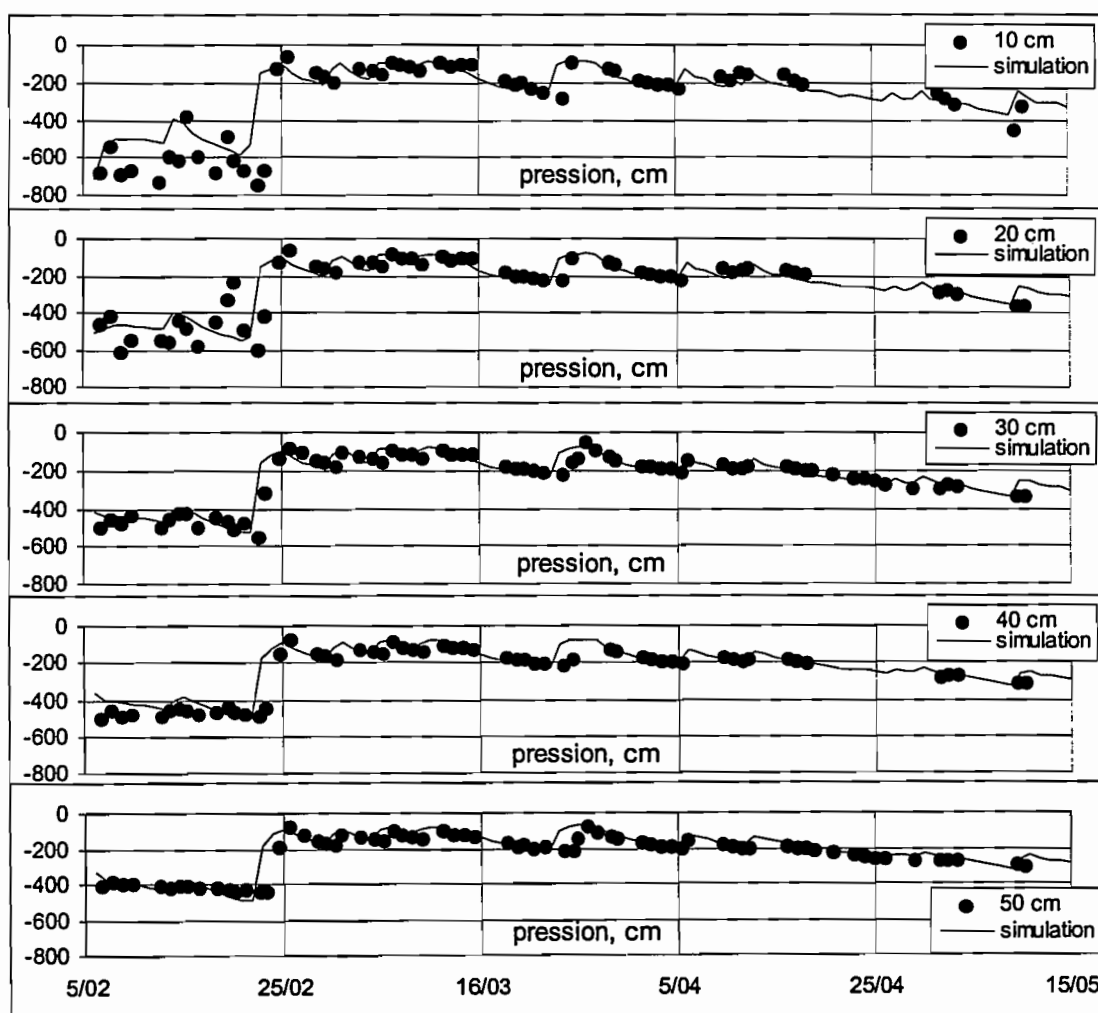


Figure V-5 a : Pressions mesurées (•) et simulées (—), sur la parcelle B, en 1996

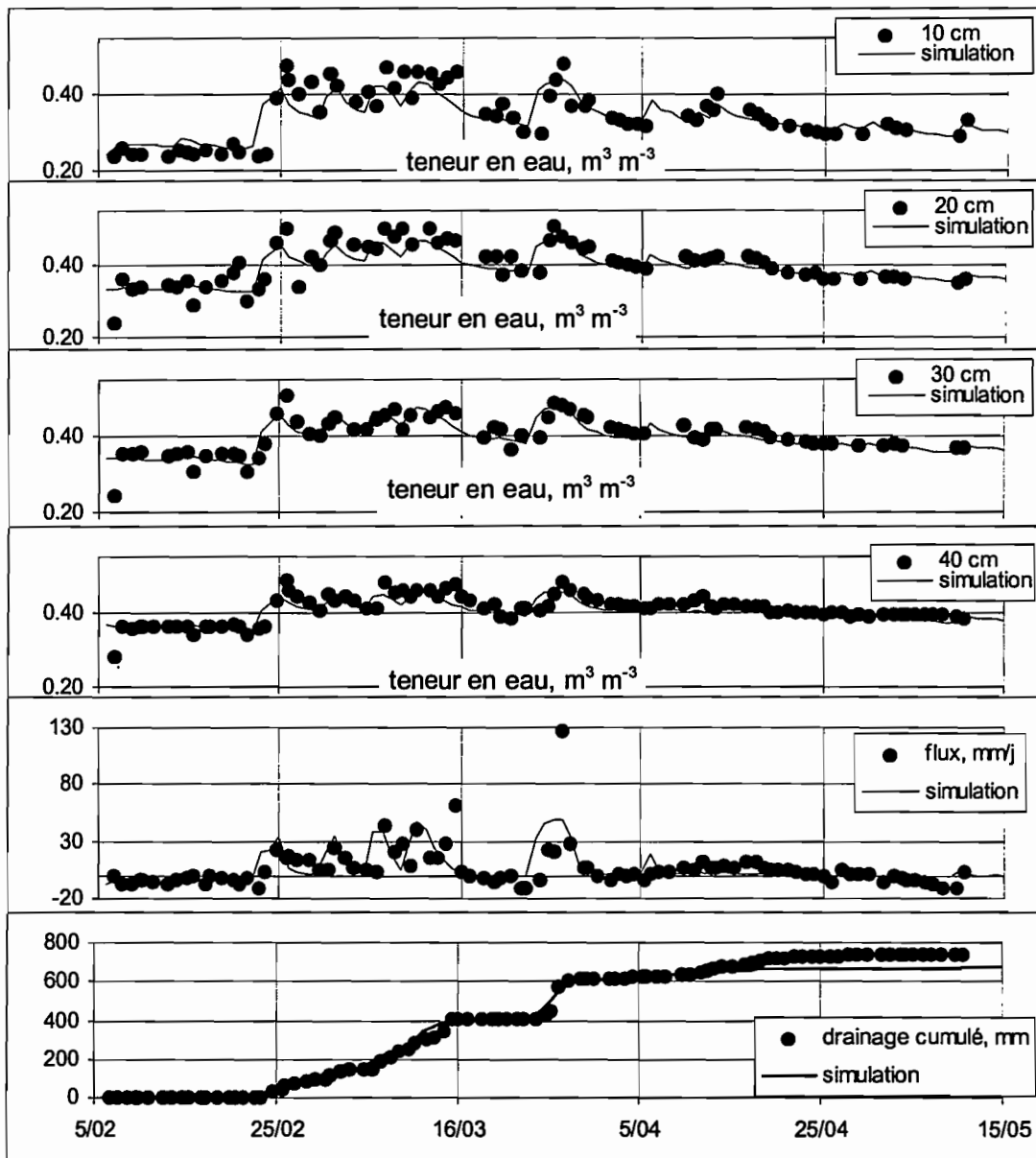


Figure V-5b : Teneurs en eau, flux et drainage cumulé, mesurés (●) et simulés (—), sur la parcelle B, en 1996

Analyse de sensibilité

Les caractéristiques de la couche simulant le calcaire étant assez imprécises, nous avons étudié les conséquences de la variation de ces paramètres sur le drainage cumulé calculé par le modèle. Chaque paramètre a été modifié graduellement en gardant les autres constants. La Figure V-6 présente la variation de y (%) en fonction de x (%) (Eqs. V.8), x étant calculé pour chacun des paramètres K_s , η , θ_s et α_a , et y est le drainage simulé correspondant. Les paramètres n et m sont reliés à η par la condition de Burdine et n'ont donc pas été étudiés.

En général, le drainage cumulé à 40 cm est peu sensible (entre -5 et 2 % de variation) aux paramètres hydrauliques de la couche de calcaire (entre 0,52 et 1,52 m) quand on les fait varier de -50 à +50 % autour de leurs valeurs fixées au départ. Nous avons donc décidé de les conserver ainsi (Tableau V-2) pour toutes les simulations ultérieures.

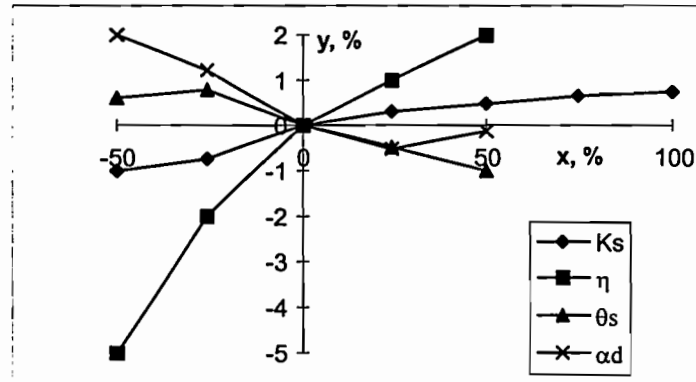


Figure V-6 : Analyse de sensibilité des propriétés hydrauliques de la couche de calcaire (x) sur le drainage cumulé simulé (y) (sol nu, 1996)

V.3.1.3. Extrapolation et prédiction temporelle

Le même site sol nu (B) a été instrumenté de la même façon en 1995, 1996 et 1997. A partir du jeu de paramètres utilisés ci-dessus pour l'année 1996, et la condition à la limite inférieure, nous avons essayé de reproduire les mesures des saisons humides des années 1995 et 1997. Nous n'avons donc modifié que les données climatiques. Nous avons déjà vu (chapitre IV) que les conditions climatiques diffèrent beaucoup entre les trois saisons. 1996 a été particulièrement humide et 1997 très sèche. Cela nous permet d'évaluer en même temps les qualités d'extrapolation et de prédiction temporelle du modèle.

La Figure V-7 présente l'évolution des teneurs en eau (7a), des pressions (7b), ainsi que celle du flux volumique et du drainage cumulé (7a) au cours du cycle de l'année 1995. On peut observer que la simulation des pressions est très satisfaisante alors que celle des teneurs en eau l'est moins. On rappelle que les mesures de teneurs en eau avant le 17/04/95 ont été effectuées par gravimétrie. On observe une plus grande dispersion dans ces mesures que pour celles effectuées avec la TDR. Le modèle reproduit correctement les mesures avec la TDR.

La modélisation du flux volumique montre que le nombre de mesures pendant ou juste après un épisode pluvieux n'est pas assez élevé puisque les pics les plus importants n'ont pas été mesurés. Cependant, le drainage cumulé simulé est identique à celui calculé à partir des mesures *in situ*.

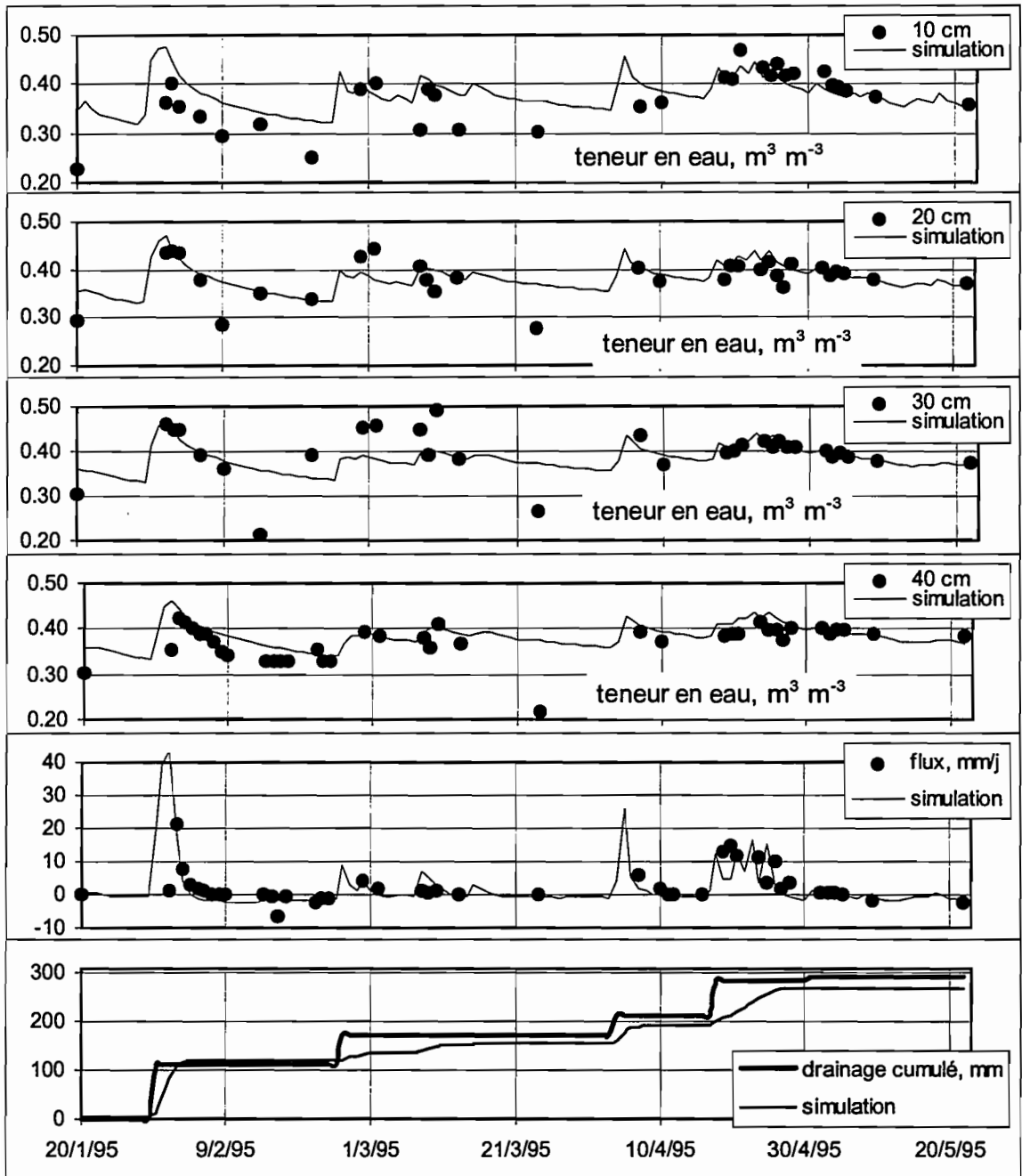


Figure V-7 a : Teneurs en eau, flux et drainage cumulé, mesurés et simulés, sur la parcelle B en 1995

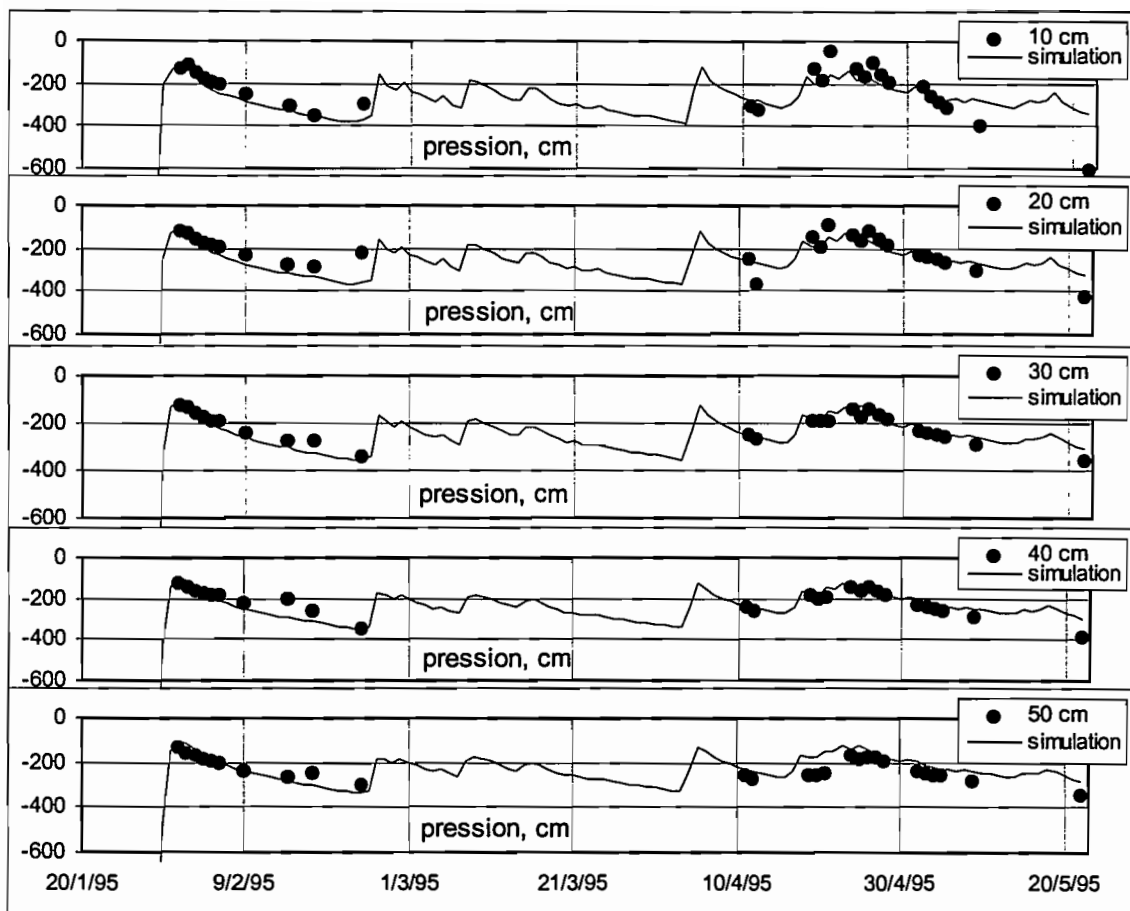


Figure V-7 b : Pressions mesurées (•) et simulées (—), sur la parcelle B en 1995

Le Tableau V-4 donne les valeurs des différents critères statistiques pour 1995 et 1997.

1995	ME	RMSE	EF	CRM	1997	ME	RMSE	EF	CRM
h (cm), n = 34					h (cm), n = 67				
10 cm	342	-36	0,87	-0,03	10 cm	582	-35,5	0,80	0,01
20 cm	325	-37	0,86	-0,06	20 cm	471	-30,4	0,92	-0,07
30 cm	309	-29	0,91	0,007	30 cm	496	-30,2	0,92	0,06
40 cm	296	-30	0,90	0,03	40 cm	366	-27,2	0,93	0,07
θ (m ³ m ⁻³), n = 30					θ (m ³ m ⁻³), n = 68				
10 cm	0,097	15,50	0,98	0,10	10 cm	0,10	17,6	0,97	0,12
20 cm	0,090	7,86	0,99	-0,01	20 cm	0,07	10,6	0,99	0,05
30 cm	0,096	7,26	0,99	0,04	30 cm	0,07	12,5	0,98	0,09
40 cm	0,090	6,48	0,99	-0,07	40 cm	0,04	6,07	0,99	0,02

Tableau V-4: Critères statistiques de l'extrapolation en 1995 et 1997 (site sol nu)

Les critères statistiques pour la teneur en eau en 1995 sont excellents, excepté le critère RMSE pour θ et RMSE et ME pour h pour lesquelles le nombre de mesures est inférieur à 1996.

Pour 1997, la Figure V-8 ne présente que les pressions effectives et le drainage cumulé calculé par le bilan en eau. En effet, nous avons vu au chapitre IV que les mesures de teneur en eau sont certainement fausses sur la parcelle sol nu. Le modèle reproduit correctement les pressions supérieures à -300 cm, mais assez mal les périodes de dessiccation. Il représente en

général une amplitude de variation des variables nettement plus faible que celle des mesures *in situ*. Le drainage cumulé simulé est surestimé à partir du 10/4/97. Il semble en effet que le modèle ait tendance à surestimer les teneurs en eau (et les pressions) en période de dessiccation. Cependant, la différence reste assez faible étant donné la faible quantité d'eau drainée pendant cette saison.

Le Tableau V-4 présente les critères statistiques pour la pression. Nous avons aussi calculé ces critères pour la teneur en eau, pour calculer leurs valeurs pour des données simulées divergeant fortement des mesures. La comparaison graphique (non présenté ici) montre clairement un décalage constant entre les valeurs simulées et mesurées. En effet, CRM est constamment positif, ce qui signifie que le modèle sous-estime la réalité. Pourtant, les autres critères sont bons, ce qui montre l'importance d'une comparaison visuelle pour compléter, voire atténuer l'interprétation des résultats issus de critères statistiques.

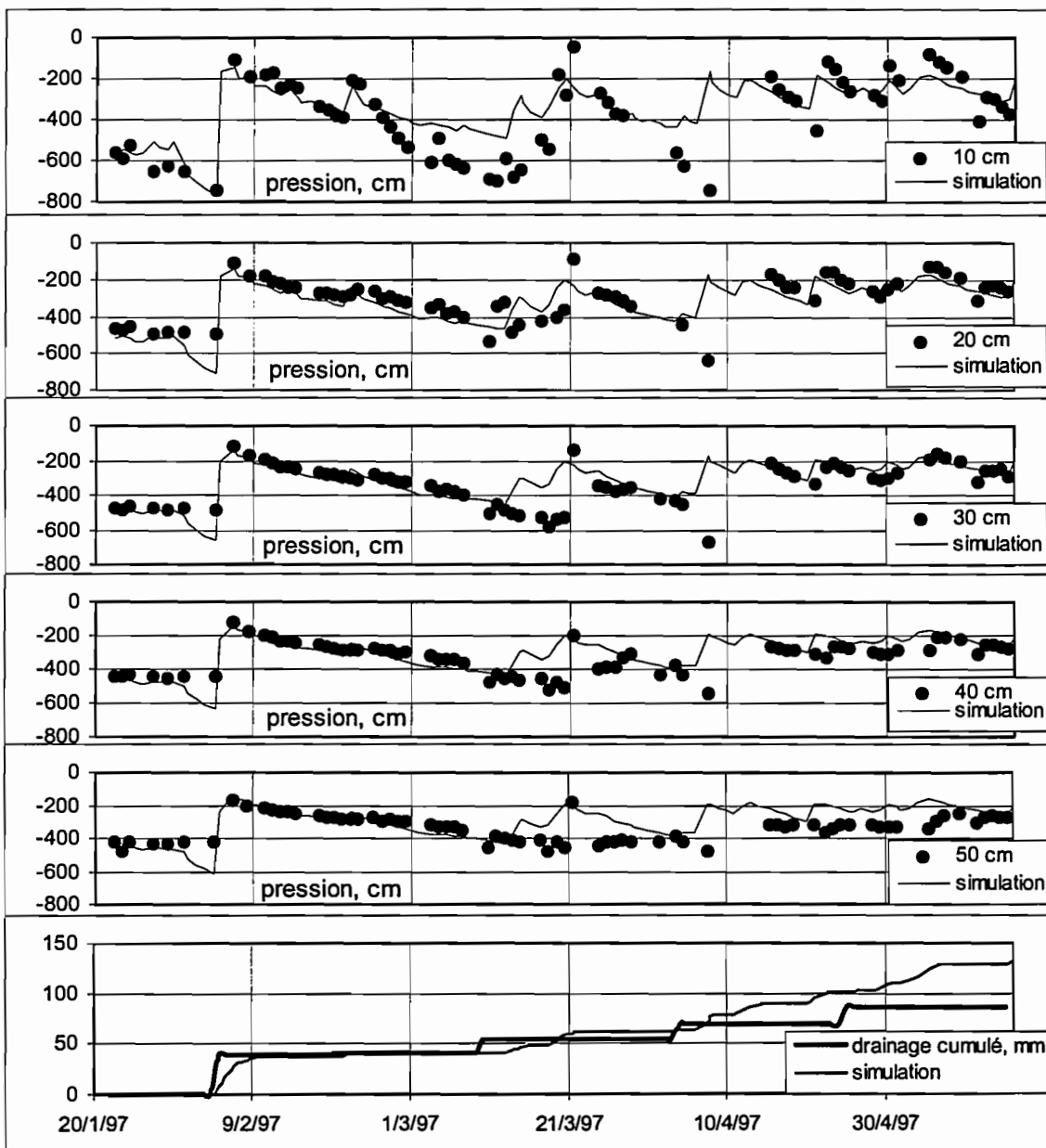


Figure V-8 : Pressions mesurées et simulées, drainage cumulé calculé et simulé, sur la parcelle B en 1997

V.3.2. Le cycle de l'azote et le transport de nitrate

Le module azote a été évalué sur les mesures de concentration de la solution du sol. De nombreux paramètres concernant essentiellement la matière organique n'ayant pu être déterminés *in situ* sont issus de la littérature. Au vu des résultats, certains d'entre eux ont été réajustés par calage aux données de l'année 1996. Nous avons testé les qualités de prédiction temporelle du modèle en utilisant les mêmes paramètres pour les cycles de 1995 et 1997.

V.3.2.1. Identification des paramètres

Le transfert de soluté

Si on choisit de modéliser le transport et les transformations de l'azote, les trois solutés implicitement définis sont l'urée, l'ammonium et le nitrate. L'urée n'est pas utilisée sur le site. Tous les paramètres nécessaires pour la résolution des équations de transport de ces solutés (voir aussi en annexe) sont définis dans le paragraphe V.1.4.

- Le coefficient de distribution du nitrate K_d est de $0,2 \text{ L kg}^{-1}$ pour les horizons de surface (entre 0 et 30 cm) comme nous l'avons déterminé au chapitre III. D'après les caractéristiques chimiques relevées au chapitre II.2.1.2, l'adsorption des anions en profondeur doit être au moins aussi importante qu'en surface car :

- le ΔpH ($= \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} - \text{pH}_{\text{KCl}}$) est positif en surface, ce qui signifie qu'il y a plus de surfaces électro-négatives qu'électro-positives. La couche de surface aurait une faible efficacité pour adsorber les anions. Ce ΔpH devient nul en profondeur, on peut donc supposer que cette efficacité d'adsorption des anions est au moins aussi importante qu'en surface ;
- la quantité de matière organique susceptible de limiter l'adsorption est plus faible (Dubus *et al.*, 1998) en profondeur qu'en surface ;
- la minéralogie est identique tout au long du profil de sol. Or, le pH de l'horizon de profondeur étant plus acide que celui de surface, la capacité d'échange cationique est plus faible et la capacité d'échange anionique est plus importante en profondeur qu'en surface (Herbillon, 1988) ;
- l'effet de dissolution du soluté a tendance à augmenter le facteur retard R (Bellini *et al.*, 1996). Or, le nitrate est plus dilué en profondeur.

Tous ces points montrent que l'adsorption du nitrate dans les horizons de profondeur est certainement plus importante qu'en surface. Nous avons donc choisi un coefficient d'adsorption de $0,4 \text{ L kg}^{-1}$ en profondeur et avons étudié l'effet de ses variations sur les concentrations en nitrate.

- Le coefficient de distribution de l'ammonium peut être compris entre $0,3$ et $1,5 \text{ L kg}^{-1}$ (Vereecken *et al.*, 1991). Kaluarachchi et Parker (1988) montrent que les profils de nitrate sont peu sensibles à la valeur du K_d de l'ammonium. De plus, les concentrations en ammonium mesurées sur les parcelles sont presque toujours très faibles. Nous avons donc choisi un coefficient de distribution nul pour l'ammonium.

- Le coefficient de diffusion effective, D_e (Eq. I.12), est calculé à partir des données suivantes (Vanclouster *et al.*, 1994) : $D_o = 120 \text{ mm}^2 \text{ j}^{-1}$, $a = 0,001$ et $b = 10,0$.

- La dispersivité hydrodynamique n'a pas été mesurée sur le terrain, mais uniquement sur colonne de sol remanié (chapitre III.3). Ramos et Carbonell (1991) rapportent des valeurs de dispersivité comprises entre 1 et 300 mm. Etant donnée la relative homogénéité de la distribution porale (pas ou peu de macropores), il est permis de supposer que la dispersivité n'est pas très élevée. Nous avons choisi une valeur de 30 mm. Ce paramètre, qui fera l'objet d'un calage, n'affecte toutefois pas la quantité de nitrate lixiviée à la base de la zone racinaire.

La matière organique

Pour les parcelles sol nu ne recevant pas d'apport de compost, la matière organique a été divisée en deux compartiments : i) un compartiment qui se dégrade lentement, l'humus, qui contient 95 % de l'azote organique (Vanclouster *et al.*, 1994) ; ii) un compartiment qui se dégrade plus rapidement, la litière, alimenté par les résidus de récolte. Par la suite et pour les parcelles recevant un apport de compost, nous ajouterons en plus un compartiment fumier (amendements organiques).

Les teneurs en azote total et carbone total de ces deux compartiments, pour les parcelles sol nu, ont été calculées à partir des teneurs déterminées dans des prélèvements de sol : 44,9 mg C g⁻¹ et 4,3 mg N g⁻¹ dans l'horizon de surface, 23,8 et 2,2 dans l'horizon intermédiaire, et 8 mg C g⁻¹ et 1 mg N g⁻¹ dans l'horizon de profondeur. Ces teneurs ont été partagées entre le compartiment humus, 95 %, et 5% dans la litière en surface, et uniquement attribuées au compartiment humus en profondeur. Pour ces parcelles, il n'y a pas d'incorporation de résidus organiques.

Recyclage et transformations de la matière organique

- Le rapport C/N est un paramètre demandé dans WAVE : il caractérise la biomasse du sol et contrôle les transformations en azote minéral dans les trois compartiments de matière organique. D'après Becquer *et al.* (1993b), le rapport C/N pour le sol étudié est en moyenne de 11.

- L'efficacité de transformation du carbone f_c est égale à la fraction de carbone minéralisé qui se transforme en matière organique et n'est donc pas perdu sous forme de dioxyde de carbone. Cette fraction commande aussi la quantité d'azote immobilisée ou minéralisée à travers le rapport C/N de la biomasse. Cette efficacité est généralement comprise entre 10 et 60 % (voir chapitre I) et dépend du type de substrat ou des micro-organismes qui participent au processus de décomposition. D'après Smith et Johnson (dans Mc Gill *et al.*, 1981), cette fraction semble augmenter quand l'aération du sol est bonne. Dans le résumé des données trouvées dans la littérature, effectué par Mc Gill *et al.* (1981), la plupart des valeurs sont supérieures ou égales à 30 %. Nous avons donc choisi 0,5 pour notre sol bien aéré.

- Une partie du carbone organique du sol qui se transforme est incorporée dans le compartiment “humus” de la matière organique. Cette fraction est contrôlée par le coefficient d’humidification f_h qui est souvent fixé à 0,2 (Johnson *et al.*, 1987 dans Vanclooster *et al.*, 1994).

- Chaque compartiment de la matière organique (chapitre I.3), humus, litière, fumier, est caractérisé par une constante de dégradation, K_{hum} , K_{lit} , K_{man} , respectivement. On a utilisé un taux de dégradation de l’humus en surface de $7 \cdot 10^{-5} \text{ j}^{-1}$, ce qui équivaut à une minéralisation de 114 kg N an^{-1} (la masse volumique sèche de la couche de surface est de $0,7 \text{ g cm}^{-3}$, la quantité de carbone est de 49 t ha^{-1} , et le rapport C/N est de 11). Cette valeur semble réaliste compte tenu des estimations de minéralisation effectuées au chapitre IV.3.2 pendant la saison des pluies, la minéralisation étant probablement plus faible en saison sèche. Desjardins *et al.* (1994) trouvent une diminution de la teneur en carbone organique de 52 % en 10 ans, ce qui équivaut à un taux de $1,4 \cdot 10^{-4} \text{ j}^{-1}$, sous climat tropical et dans un Ultisol du Brésil. Vanclooster *et al.* (1994) donnent des valeurs comprises entre $1,1 \cdot 10^{-3}$ et $7 \cdot 10^{-5} \text{ j}^{-1}$. Le taux K_{hum} de $7 \cdot 10^{-5} \text{ j}^{-1}$ est donc assez faible par rapport aux valeurs proposées par Vanclooster *et al.* (1994). Toutefois, la biodégradation de la matière organique est fortement ralentie lorsqu’elle est complexée par de l’aluminium ou du fer (Boudot *et al.*, 1989).

Le taux de dégradation de la litière a été choisi à $1,1 \cdot 10^{-2} \text{ j}^{-1}$, ce qui correspond à un temps de dégradation des débris organiques dans le sol de trois mois. Cette valeur résulte de l’observation des profils culturaux, deux mois après le labour, qui ne présentent plus beaucoup de fragments organiques bien visibles, dans les parcelles labourées. Ces deux constantes ont été divisées par 10 à partir de 30 cm de profondeur.

Transformations de l’azote minéral

Les transformations de l’azote minéral ont été réduites à la nitrification. Nous avons déjà noté que la concentration en ammonium dans le sol est toujours très faible (chapitre IV.3), sauf après un apport d’engrais. Jabro *et al.* (1995) utilisent des valeurs de 0,2-0,4 j^{-1} pour la constante de nitrification K_{nit} , dans un sol argileux limoneux. Dans Ramos et Carbonell (1991), elle diminue de 0,11 j^{-1} en surface à 0,02 j^{-1} à 1 m de profondeur, dans un sol sous culture de blé en hiver. Lafolie (1991) utilise une valeur de 4,8 j^{-1} dans un sol hollandais. Nous avons donc choisi une constante de nitrification de 0,5 j^{-1} , en supposant que tout l’ammonium apporté par la fertilisation était nitrifié en deux jours. Etant donné la conclusion faite au chapitre IV.4.3, nous avons fixé un taux de dénitrification de 0,02 j^{-1} en surface, d’après des valeurs données par Jabro *et al.* (1995) lors de l’utilisation du modèle LEACHM. La volatilisaison est négligeable lorsque le pH est inférieur à 7 (Stevenson, 1982). De plus, plus de la moitié de l’apport d’azote a été effectué directement sous forme de nitrate.

Conditions à la limite supérieure

Sur la période de simulation, de début février à fin mai, il n'y a pas eu de travail du sol. Les apports d'azote ont été réalisés uniquement sous forme minérale. L'engrais azoté a été apporté en deux fois, le 24/02 et le 14/03 sur la parcelle B, sous forme d'ammonium et de nitrate. Etant donné la remarque faite au chapitre IV.3.1, nous ne sommes pas sûr que le deuxième apport d'engrais ait été effectué. Les deux possibilités seront testées. Il n'y a eu aucun apport d'azote sur la parcelle A. Aucune parcelle n'a été irriguée.

V.3.2.2. Résultats de calage de l'année 1996

Nous avons utilisé ces paramètres pour simuler les concentrations en N-NO_3^- (mg L^{-1}) à 10 et 40 cm de profondeur, ainsi que la lixiviation cumulée ($\text{kg N-NO}_3^- \text{ ha}^{-1}$) au-delà de la zone racinaire, à 40 cm de profondeur (Figure V-9).

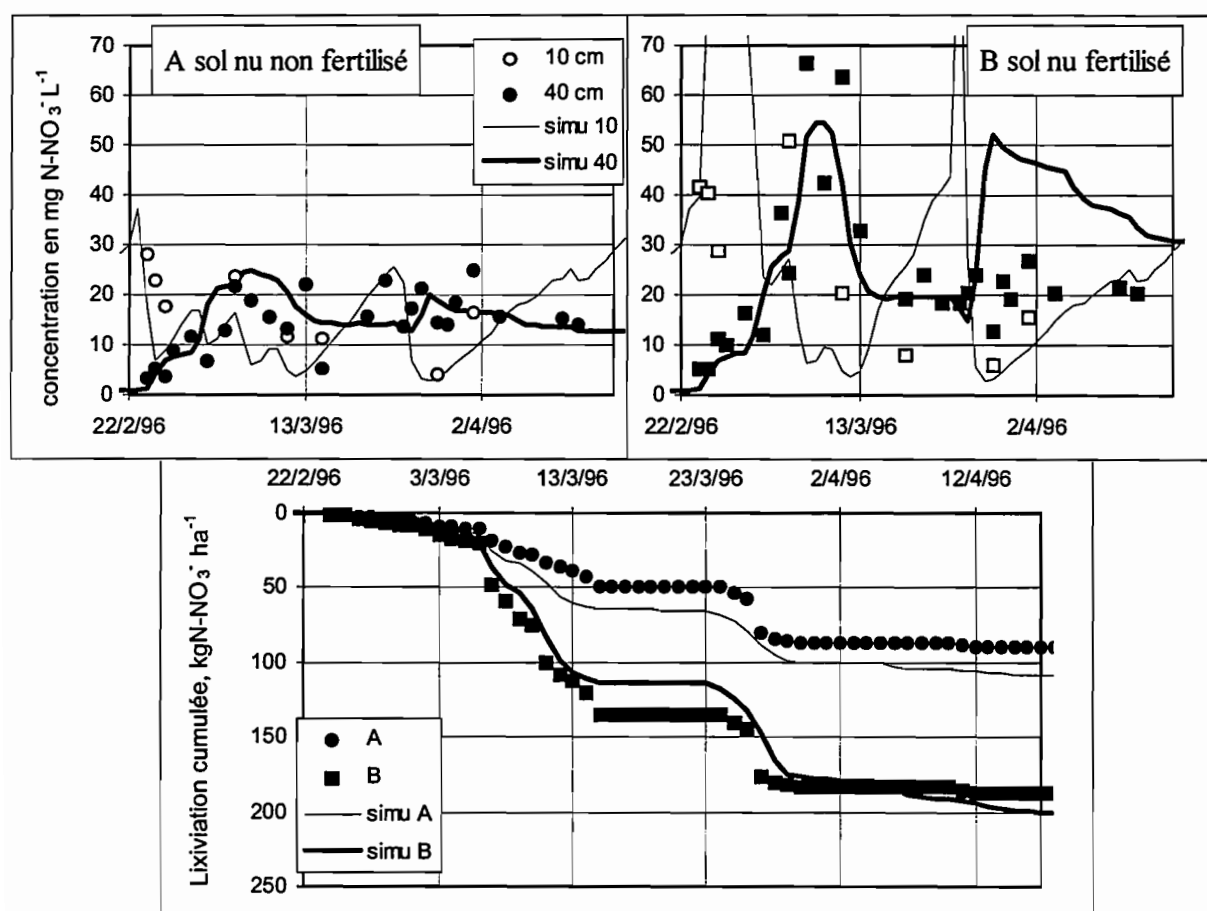


Figure V-9 : Concentrations et lixiviation cumulée, mesurées (symboles) et simulées (lignes), sur les parcelles A et B en 1996

Les paramètres de transformation de la matière organique ont été calés pour obtenir un comportement correct de la concentration en nitrate sur la parcelle sol nu non fertilisée A. Les concentrations simulées étant trop fortes, le modèle surestimait la capacité productrice du sol. Nous avons alors diminué la constante de dégradation de la litière à $8 \cdot 10^{-3} \text{ j}^{-1}$ en surface et $8 \cdot 10^{-4} \text{ j}^{-1}$ en profondeur. L'efficacité de la transformation du carbone, f_c a été changée à 0,6. La

Paramètres	C/N	f_h	f_e	$K_{hum}(j^{-1})$	$K_{lit}(j^{-1})$	$K_{nit}(j^{-1})$
valeur optimale	11	0,2	0,6	$7 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-3}$	0,5

Tableau V-5 : Paramètres et leur valeur optimale

La Figure V-10 donne les résultats de cette analyse de sensibilité sur la lixiviation cumulée de nitrate ($\text{kg N-NO}_3^- \text{ha}^{-1}$).

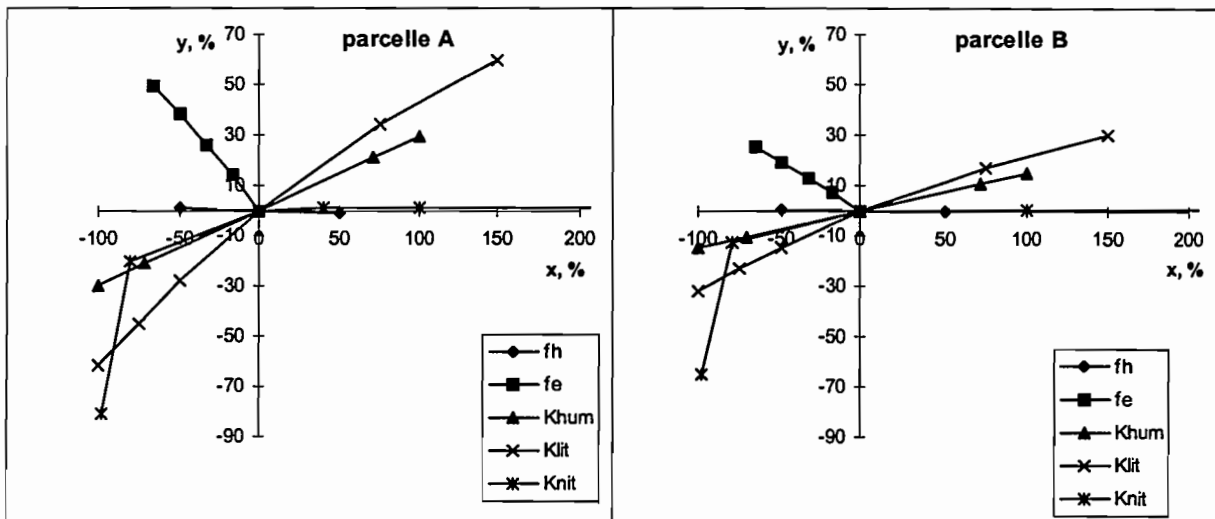


Figure V-10 : Sensibilité du nitrate lixivié (y) aux différents paramètres (x) régissant les transformations de l'azote

Les paramètres les plus sensibles sont le coefficient de dégradation de la litière K_{lit} , compartiment de la matière organique qui se dégrade le plus vite, et le rapport f_e . Ils sont visiblement plus sensibles sur la parcelle non fertilisée. En général, le nitrate lixivié sur la parcelle fertilisée est assez peu sensible aux paramètres définissant le comportement de la matière organique. On observe aussi une baisse très importante de la lixiviation cumulée sur les deux parcelles, quand le coefficient K_{nit} diminue de -70 à -100 %. Le coefficient est alors très faible et correspond à une très mauvaise nitrification qui ne peut pas être attendue en condition naturelle. Toutefois, des inhibiteurs de nitrification sont utilisés depuis longtemps en agriculture (notamment aux Etats-Unis, Bundy et Brenner, 1973). Leur emploi pourrait être favorable, sous réserve que ces produits ne soient pas eux-mêmes transférés vers la lentille.

V.3.2.3. Extrapolation et prédiction temporelle

Sans modifier ces paramètres, nous avons ensuite simulé les concentrations en azote nitrique et la lixiviation cumulée au-delà de la zone racinaire, pour les cycles de 1995 et 1997.

Pour 1997, le modèle calcule des quantités de N-NO_3^- lixiviées cumulées qui sont de l'ordre de celles qui ont été estimées au chapitre IV.3. Cependant, les concentrations simulées à 10 cm (Figure V-11) sont constamment supérieures à celles qui ont été mesurées, jusqu'à deux fois supérieures. La lixiviation cumulée n'est pas affectée puisque le drainage a été très

faible cette année là. La comparaison mesures/simulations reste toutefois hasardeuse étant donné le faible nombre de mesures effectuées. On peut simplement en conclure que le modèle semble donner une réponse "plausible".

Nous avons de plus gardé les mêmes valeurs des paramètres de transformation de la matière organique d'une année sur l'autre, alors que les conditions d'humidité du sol sont très différentes. Cela peut affecter singulièrement la quantité d'azote organique produite par le sol.

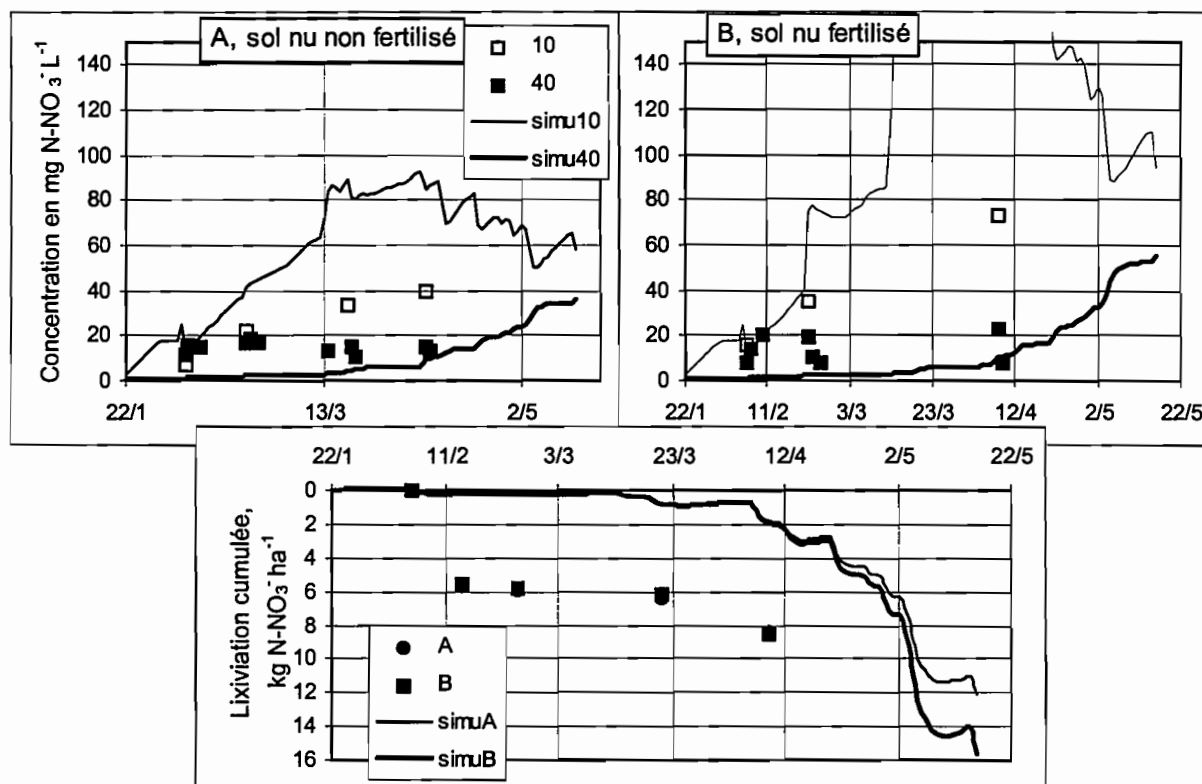


Figure V-11 : Concentrations et lixiviation cumulée, mesurées (symboles) et simulées (lignes), sur les parcelles A et B en 1997

Nous avons aussi gardé les mêmes concentrations initiales en azote et en carbone dans les différents pools de matière organique. Or, pour 1995, nous ne connaissons pas les pratiques effectuées précédemment sur la parcelle, qui a certainement été une parcelle cultivée et labourée. Nous pouvons donc supposer que des résidus de récoltes ont été incorporés dans le labour au début du cycle 1995, et que le rapport C/N du compartiment litière est plus élevé (= 30, similaire à ce que nous allons voir sur la parcelle maïs au lieu de 20 sur les parcelles sol nu en 1996 et 1997). En effet, nous ne connaissons pas l'antécédent cultural sur la parcelle sol nu avant 1995.

La simulation est alors meilleure, les concentrations en nitrate dans la solution du sol ont diminué, et le nitrate lixivié cumulé est ressemblant à celui calculé (Figure V-12).

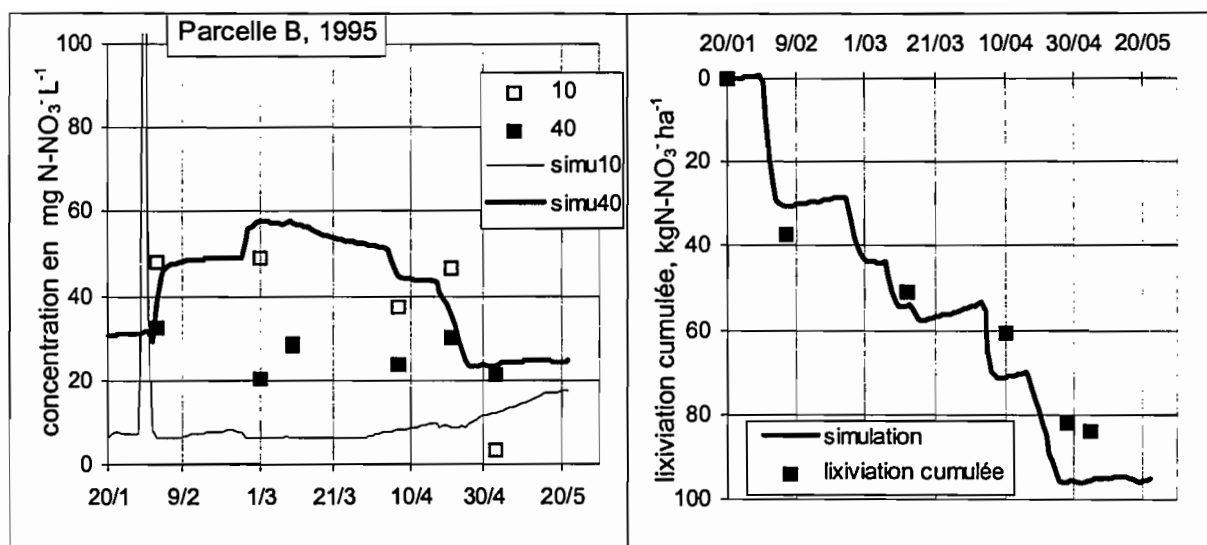


Figure V-12 : Concentrations et lixiviation du nitrate, mesurées (symboles) et simulées (lignes), sur la parcelle B en 1995

V.4. COMPARAISON MODÈLE-MESURES SUR SITES CULTIVÉS

Elle a porté sur la parcelle C, maïs, avec apport d'engrais azoté (104 kg N ha⁻¹) et travail du sol lourd.

V.4.1. Transport de l'eau

Pour simuler les bilans d'eau sur les parcelles cultivées, il faut y inclure la transpiration des plantes, l'extraction d'eau par les racines, et l'interception de l'eau par le couvert végétal. La surface foliaire, la longueur des racines, la densité racinaire et la capacité d'interception potentielle du couvert végétal sont des paramètres nécessaires dans WAVE. Ces paramètres varient dans le temps et sont des entrées du modèle. En effet, nous n'avons pas utilisé le module de croissance de plante SUCROS, disponible dans WAVE, car trop peu de paramètres caractéristiques de la plante, en particulier sous climat tropical, sont connus.

Comme pour les parcelles sol nu, nous avons déterminé les paramètres soit en nous référant à des mesures *in situ*, soit en prenant des valeurs issues de la littérature. Nous les avons appliqués à la simulation des teneurs en eau et des charges hydrauliques mesurées en 1996 et avons éventuellement procédé à un calage de certains paramètres. Nous avons ensuite testé ce jeu de paramètres pour la prédiction des cycles de culture de 1995 et 1997, pour des conditions climatiques différentes.

V.4.1.1. Identification des paramètres

Caractéristiques hydrodynamiques

Pour les sites cultivés, les caractéristiques hydrodynamiques définies dans le chapitre III.2 pour les trois couches de sol ont été utilisées. La couche de calcaire corallien a été conservée avec les mêmes caractéristiques que pour les parcelles sol nu. On rappelle ces caractéristiques dans le tableau V-6.

Couches	θ_r ($m^3 m^{-3}$)	θ_s ($m^3 m^{-3}$)	α_d (cm^{-1})	n	m	K_s ($cm j^{-1}$)	η
surface	0,02	0,65	0,115	2,157	0,073	720	0,157
intermédiaire	0,02	0,65	0,115	2,157	0,073	700	0,2
profondeur	0,02	0,65	0,115	2,157	0,073	600	0,2
calcaire	0,0	0,3	0,03	2,5	0,2	90	0,5

Tableau V-6 : Caractéristiques hydrodynamiques du sol sous maïs, parcelle C.

Capacité d'interception potentielle du couvert végétal

L'interception de la pluie incidente par le couvert végétal peut être considérable. Sa capacité d'interception maximale $Canstor_{max}$ est spécifiée en entrée dans le modèle. Peu de données sont disponibles sur l'évolution de cette capacité en fonction du stade de développement de la plante et des conditions climatiques. L'interception de la pluie incidente par les forêts a été largement étudiée sous climat tempéré. Elle dépend généralement de l'intensité et la durée de la pluie, et des intervalles de temps entre les épisodes pluvieux (Gash, 1979). Rutter et Morton (1977) donnent différentes valeurs de capacité d'interception du couvert : celles-ci varient de 0,5 à 3 mm selon les types d'arbres. Aucune valeur sur le maïs n'ayant été trouvée dans la littérature, nous avons adopté la valeur de $Canstor_{max} = 3$ mm à partir du stade 8-9 feuilles du maïs et jusqu'à la récolte. La sensibilité de ce paramètre a été étudiée, en le faisant varier entre -100 et 100 % autour de cette valeur de référence.

Coefficient cultural K_c

L'évapotranspiration potentielle (ETP) a été calculée par la formule de Penman-Monteith. Pour calculer l'évapotranspiration potentielle d'une culture de maïs saine, cultivée sous conditions d'humidité du sol et de fertilisation optimales, nous avons multiplié l'ETP par un coefficient cultural K_c . Ce coefficient varie au cours du cycle du maïs et sa valeur dépend du développement de la plante et des conditions climatiques. Nous avons utilisé les valeurs de Doorenbos et Pruitt, données par Vanclouster *et al.* (1994). La période initiale où ce coefficient est égal à 1, s'étend du semis au stade 8-9 feuilles (Normand, 1996), c'est à dire du 18/01/96 au 13/02/96. On rappelle que le maïs étudié à un cycle court, de 4 mois et demi. Le coefficient cultural augmente ensuite linéairement jusqu'à 1,1 à la date de la floraison femelle, qui est le 13/03/96. Il conserve cette valeur jusqu'à la date de récolte en vert, vers le 03/04/96. Il diminue ensuite linéairement jusqu'à 0,6 le jour de la récolte, le 26/04/96. Il redevient égal à 1 le lendemain, et ce jusqu'à la fin de la simulation.

Développement foliaire

Pour déterminer les différents stades de développement foliaire, nous nous sommes basés sur les mêmes dates que celles définissant les variations du coefficient cultural. Eik et Hanway (1966) ont mesuré, lors de la floraison, des LAI (Leaf Area Index) entre 1,8 et 3,1 pour le maïs sous différents traitements. La densité des plants et leurs tailles sur les parcelles que nous avons étudiées étaient en général plus faibles que celles des “cultures européennes”, nous avons utilisé des valeurs de LAI relativement faibles : 0 pour la première période, 0,5 pour la deuxième, 2 pour les deux suivantes, puis 0,5 et 0 pour les deux dernières.

Développement racinaire et extraction de l'eau par les racines

L'étude des profils (chapitre III.1) nous permet de connaître la profondeur maximale d'enracinement L_r , qui est à 40 cm sur les parcelles maïs. Nous avons supposé une croissance linéaire de la profondeur racinaire avec le temps, le maximum étant atteint au moment de la floraison femelle.

La simulation de l'extraction de l'eau par le système racinaire dans WAVE nécessite la connaissance du taux d'extraction maximal, S_{\max} (j^{-1}) en fonction de la profondeur. Pour le maïs, Novák (1987) a calculé, à partir de mesures *in situ*, des extractions racinaires variant de 0,01 à 0,015 j^{-1} en surface. Vanclooster *et al.* (1994) proposent, d'après une revue de la littérature, des valeurs de S_{\max} partant de 0,03 j^{-1} en surface et diminuant soit linéairement soit exponentiellement avec la profondeur. L'étude *in situ* de l'enracinement sur des profils de sol (chapitre III.1) a montré que la densité racinaire diminue linéairement avec la profondeur. Nous avons donc supposé une valeur de S_{\max} de 0,02 j^{-1} en surface, et celle-ci diminue linéairement de 0 à 40 cm de profondeur.

L'extraction racinaire est fortement réduite aux pressions proches de la saturation, à cause des conditions d'anaréobie, et aux pressions faibles, à cause du manque d'eau. Le terme S_{\max} est donc multiplié par une fonction $\alpha(h)$, inférieure ou égale à 1, qui dépend de la pression effective de l'eau (voir paragraphe V.1). Nous avons adopté les valeurs de Vereecken *et al.* (1991) pour la fonction $\alpha(h)$ (voir paragraphe V.1.1.3).

Les différents paramètres sont résumés dans le Tableau V-7. Les variables varient linéairement dans le modèle entre les différentes dates.

Date	Stade du maïs	LAI	K_c	Prof. racinaire
18/01	semis	0	1	0
06/02	émergence	0	1	
13/02	stade 8-9 feuilles	0,5	1	
13/03	floraison femelle	2	1,1	-420 cm
03/04	récolte grains vert	2	1,1	
26/04	récolte épis	0,5	0,6	-420 cm
27/04		0	1	
15/05	enfouissement plants	0	1	

Tableau V-7 : Evolution du LAI, de K_c et de la profondeur racinaire selon le stade du maïs

V.4.1.2. Résultats de simulation de l'année 1996

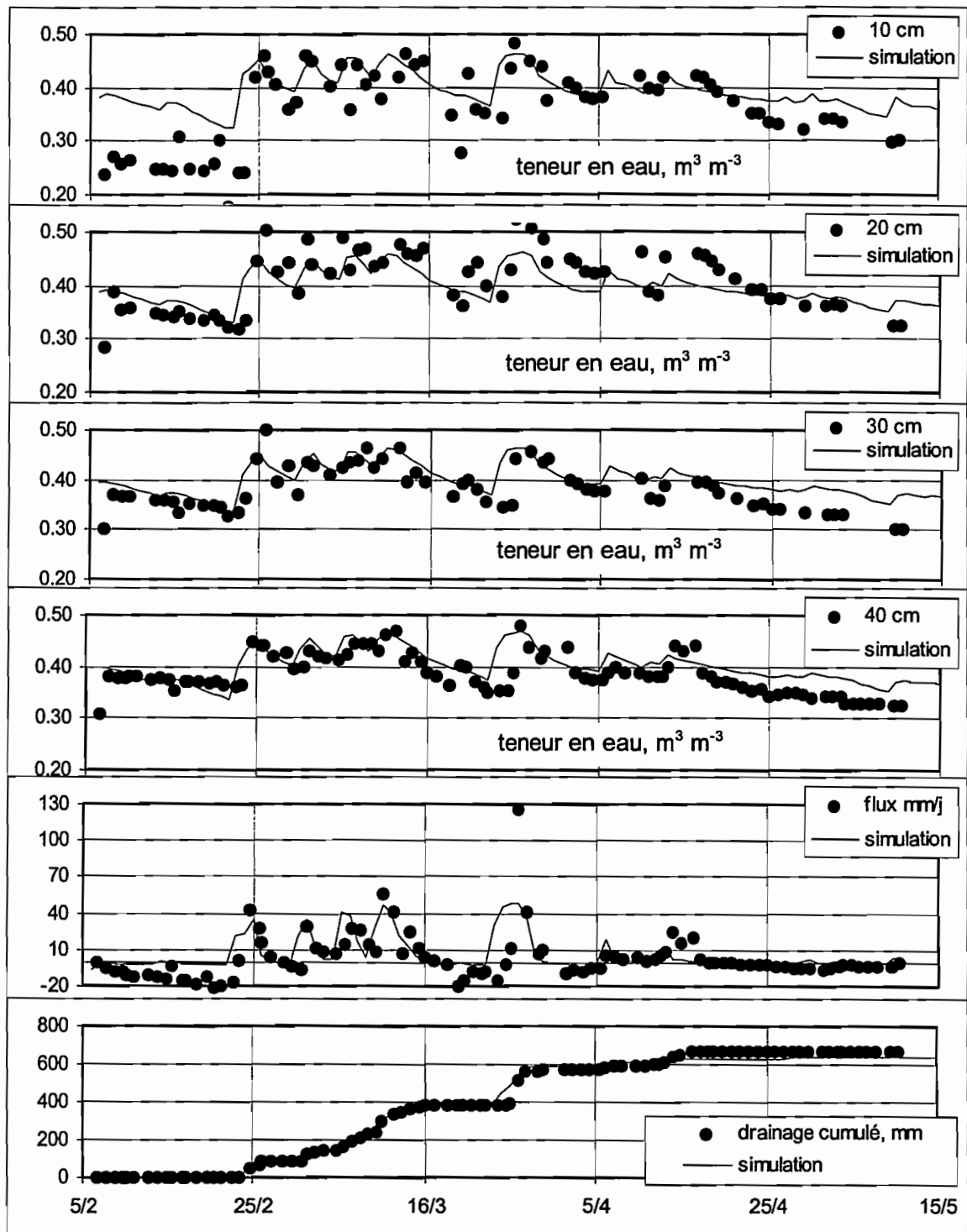


Figure V-13a : Teneurs en eau, flux et drainage cumulé, mesurés et simulés, sur la parcelle C, en 1996

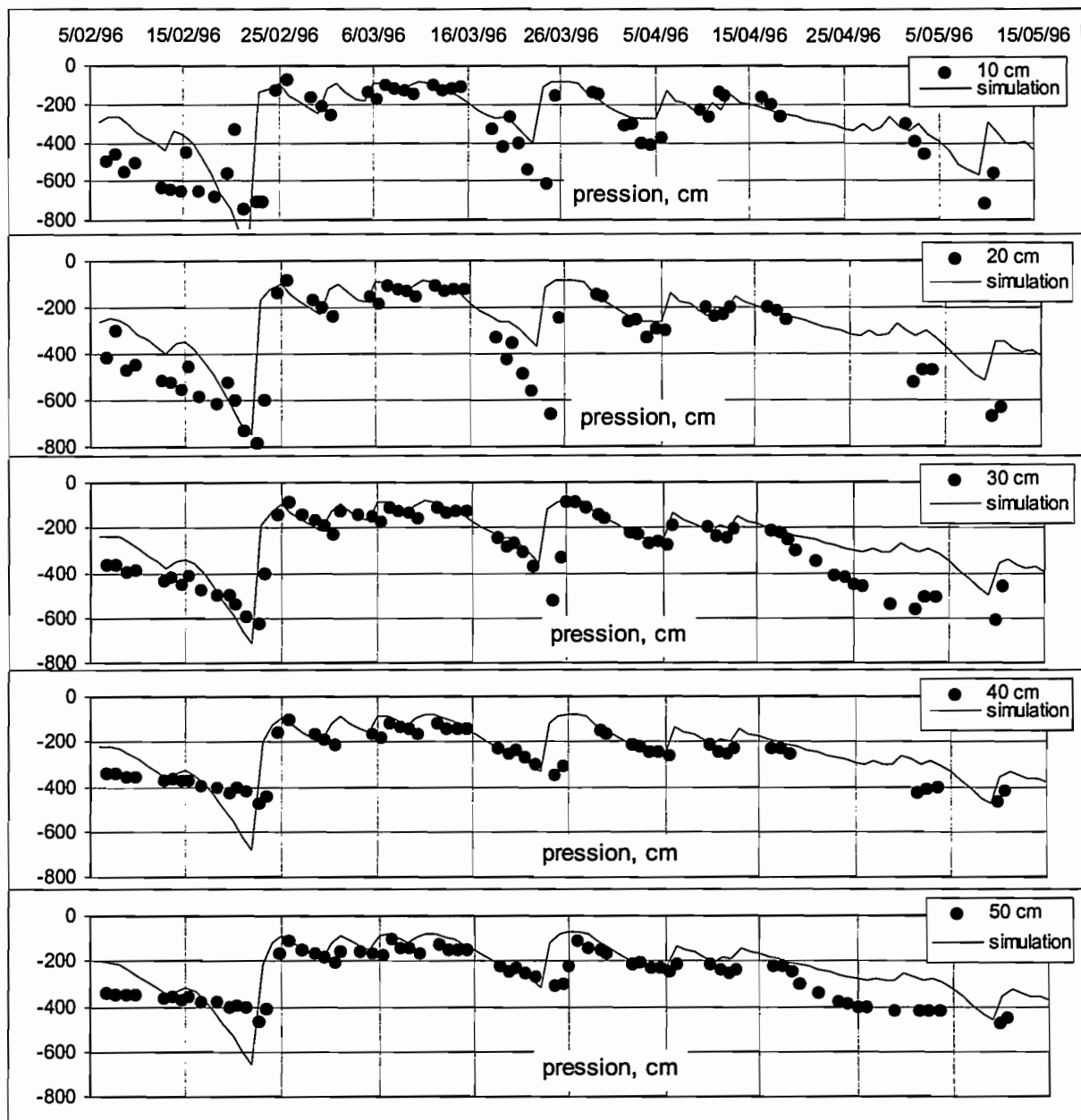


Figure V-13b : Pressions mesurées et simulées, sur la parcelle C en 1996

La simulation des teneurs en eau (V-13a) et des pressions (V-13b) est satisfaisante et les drainages cumulés, mesurés et simulés, sont pratiquement identiques (Figure V-13). On peut simplement noter que le modèle prédit une diminution de la teneur en eau et de la pression à la fin du cycle moins rapide que les mesures. Nous avons effectivement précisé dans le modèle la date de récolte au 27/04/97. Le modèle arrête à ce moment là tout prélèvement racinaire. La récolte des épis de maïs a bien été effectuée à cette date, mais les maïs ont été laissés sur pied, pendant plus d'un mois après, jusqu'au labour pour la plantation suivante de patates-douces. Les plants, bien que secs, ont dû continuer à consommer de l'eau, ainsi que les adventices qui ont colonisé les parcelles.

Analyse de sensibilité

Nous avons étudié l'effet de variation du coefficient cultural K_c , du LAI, de l'extraction racinaire maximale et de la capacité maximale d'interception ($Canstor_{max}$) du

feuillage sur le drainage cumulé. Les résultats sont présentés en Figure V-14. Pour K_c et LAI, nous avons fait varier l'ensemble des valeurs d'un certain pourcentage.

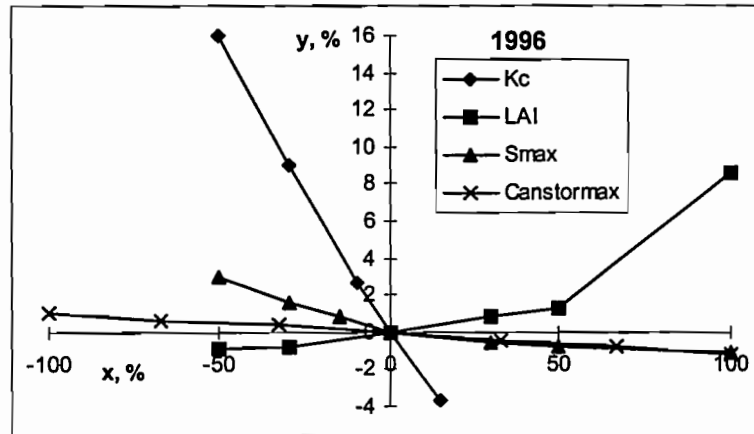


Figure V-14 : Sensibilité du drainage cumulé (y) aux paramètres définissant l'extraction et l'interception de l'eau par le maïs (x), sur la parcelle C en 1996.

Le drainage cumulé est en général peu sensible aux paramètres définissant le développement de la plante, sa consommation en eau et l'interception. Ceci est certainement dû à la forte pluviométrie de cette saison, et comme nous l'avons déjà vu au chapitre IV, l'extraction de l'eau par les racines est une composante assez faible du bilan hydrique. Le paramètre le plus sensible est le coefficient cultural. Curieusement, l'augmentation du LAI qui devrait définir une plante capable de consommer plus d'eau, entraîne une augmentation du drainage cumulé.

V.4.1.3. Extrapolation temporelle

En utilisant les paramètres définis pour l'année 1996, nous avons reproduit les années 1995 et 1997 (Figures V-15 et V-16). En 1995, ces prédictions sont très satisfaisantes et les drainages cumulés, calculés et simulés, sont comparables. En 1997, les teneurs en eau à 10, 20 et 30 cm sont aussi reproduites correctement. Il y a cependant un problème d'initialisation de la teneur en eau à la profondeur de 40 cm. Le drainage cumulé est aussi simulé correctement. D'après la Figure V-17, le paramètre le plus sensible reste le coefficient cultural, mais le drainage est bien plus sensible lors de cette saison sèche qu'en 1996. Ainsi, certains paramètres peu influents pour le cycle 1996 ou même en 1995, deviennent importants pour le cycle 1997. Néanmoins, la lixiviation du nitrate étant très faible cette année-là, la précision sur la simulation des variables d'état n'est pas si cruciale qu'en 1995 et 1996, années qui présentaient plus de risques.

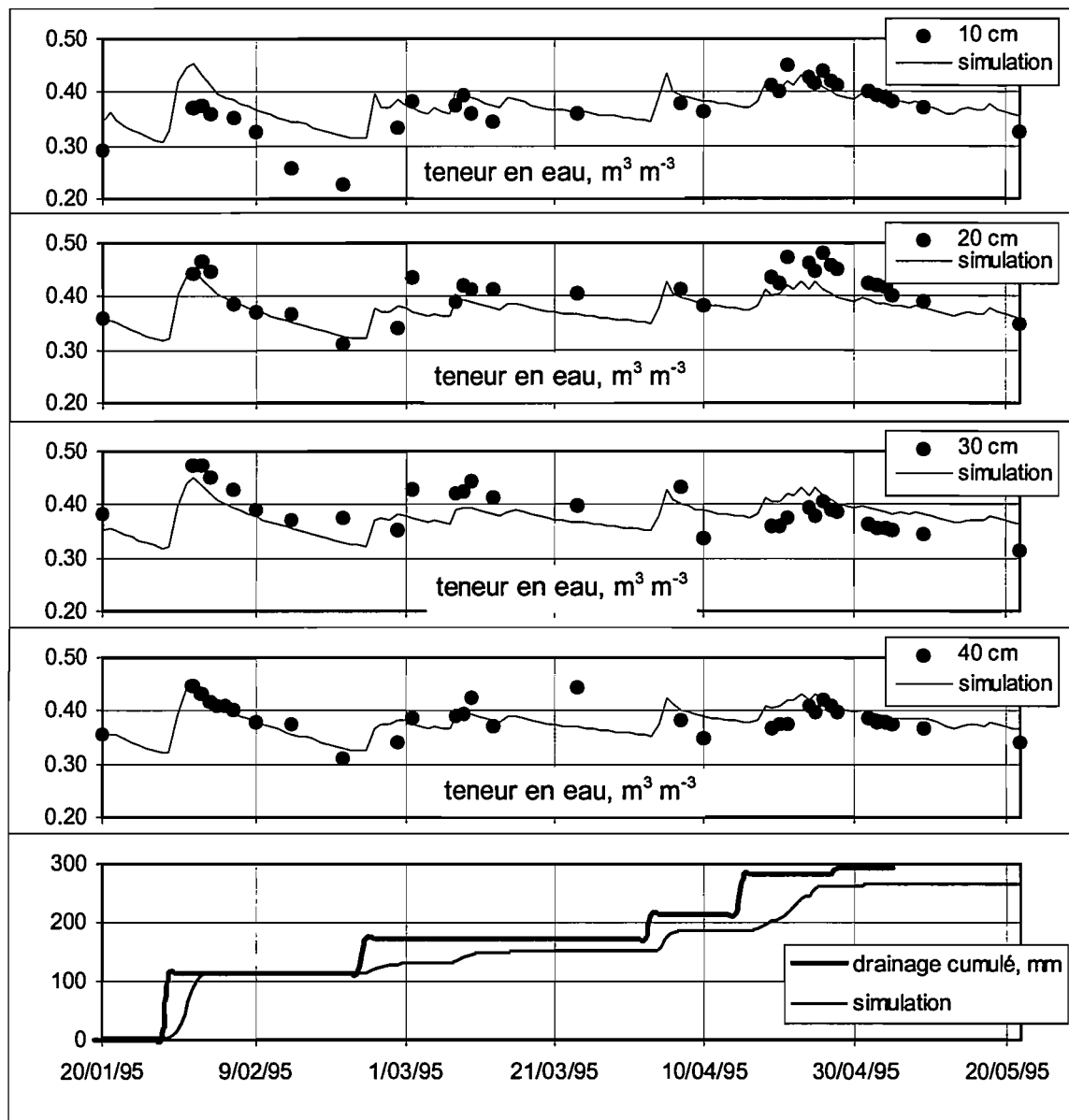


Figure V-15 : Teneurs en eau et drainage cumulé, mesurés et simulés, sur la parcelle C en 1995

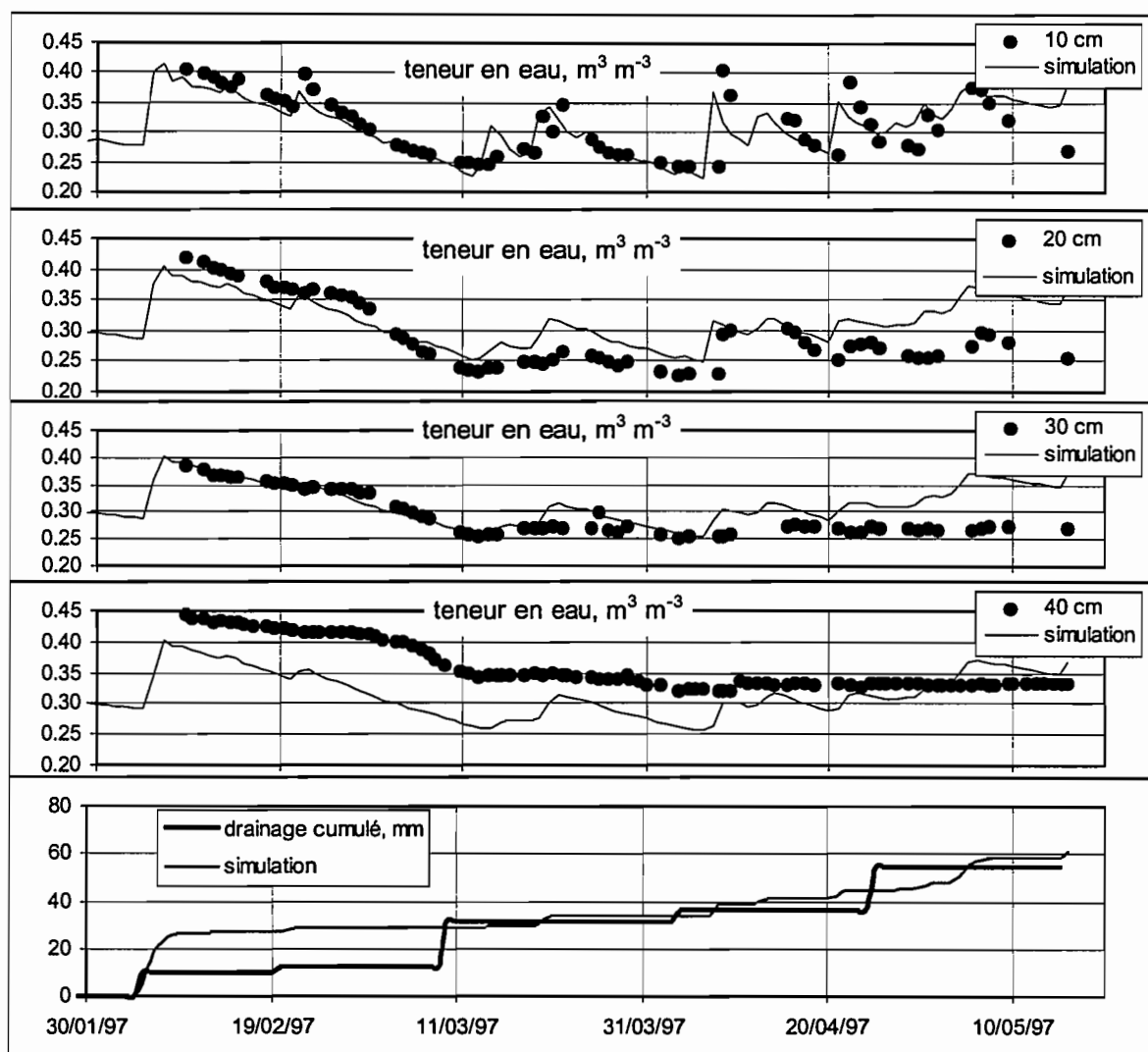


Figure V-16 : Teneurs en eau et drainage cumulé, mesurés et simulés, sur la parcelle C en 1997

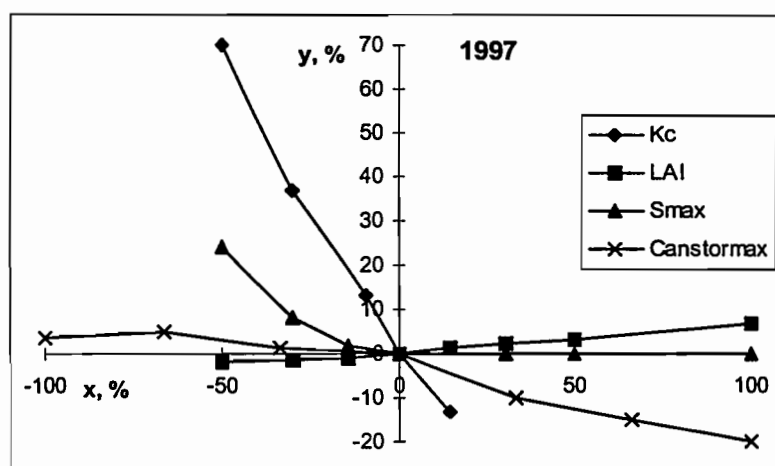


Figure V-17 : Sensibilité du drainage cumulé (y) aux paramètres définissant l'extraction et l'interception de l'eau par le maïs (x), sur la parcelle C en 1997.

Le problème reste que nous avons utilisé les mêmes paramètres définissant le développement de la plante d'une année sur l'autre, alors que la plante a été certainement en stress hydrique plus souvent en 1997 qu'en 1995. Sans l'utilisation du module de

développement de la plante SUCROS, la croissance de la plante n'est reliée à aucun paramètre climatique, et le modèle ne donne pas d'information sur la production de matière sèche.

V.4.2. Le cycle de l'azote et le transport de nitrate

L'absorption d'azote par la plante est la dernière étape de validation du modèle, après l'étude du transport de l'eau, du nitrate, l'absorption de l'eau par le système racinaire, et de la production d'azote par la matière organique du sol.

V.4.2.1. Identification des paramètres

Comme nous l'avons vu au paragraphe V.1.4.2, la simulation de ce processus nécessite la connaissance de l'extraction maximale potentielle d'azote par les plantes, de la densité racinaire de surface, et de la décroissance exponentielle de cette densité avec la profondeur.

Nous avons fixé l'extraction maximale potentielle d'azote N_{max} à 100 kg N ha^{-1} , étant donné la consommation d'azote relativement faible que nous avons observé pour les prélèvements de végétaux (chapitre IV.4.3). La densité racinaire en surface a été calculée à partir de données trouvées dans Durieux *et al.* (1994). Pour une parcelle recevant 56 kg N ha^{-1} de fertilisation azotée, la densité moyenne de racines par plant de maïs était de 1217 m/plant . Pour la parcelle recevant 140 kg N ha^{-1} , elle était de 1236 m/plant , dans les 20 premiers cm de sol. Sachant que la densité du semis sur nos parcelles s'élève à $50\,000 \text{ plants/ha}$ et que l'apport en azote nitrique par la fertilisation est de 104 kg N ha^{-1} , nous avons calculé une densité racinaire linéaire de surface d'environ $RDENS_0 = 3000 \text{ cm m}^{-1}$. La décroissance de la densité racinaire a été déterminée à partir de comptages racinaires dans le profil de sol (voir chapitre III.1) comme égale à $\alpha_{rdens} = 0,0016 \text{ mm}^{-1}$. La décroissance n'est d'ailleurs pas exponentielle, mais plutôt linéaire. Cette valeur est en accord avec celle donnée par Gerwitz et Page (1973), qui est de $0,0025 \text{ mm}^{-1}$ pour du maïs.

Les concentrations initiales en azote et carbone total dans les compartiments de matière organique ont été modifiées par rapport à celles utilisées sur sol nu, puisque les résidus de récolte sont réincorporés au labour, pour les parcelles maïs. Ainsi :

- pour le compartiment humus, les teneurs en azote et carbone total calculées pour les parcelles sol nu ont été gardées. L'enfouissement des résidus des cultures ne devrait pas augmenter de beaucoup ces teneurs ($\cong 3 \%$),

- pour la litière, à partir du rendement de la parcelle et en enlevant le rendement des grains, on obtient pour la parcelle C : 5247 kg ha^{-1} de matière sèche réincorporée. La teneur en carbone dans la matière sèche du maïs est d'environ 44% (Salisbury et Ross, 1978), et la teneur en azote mesurée dans les plants est de $1,5 \%$ du poids sec.

V.4.2.2. Résultats de calage de l'année 1996

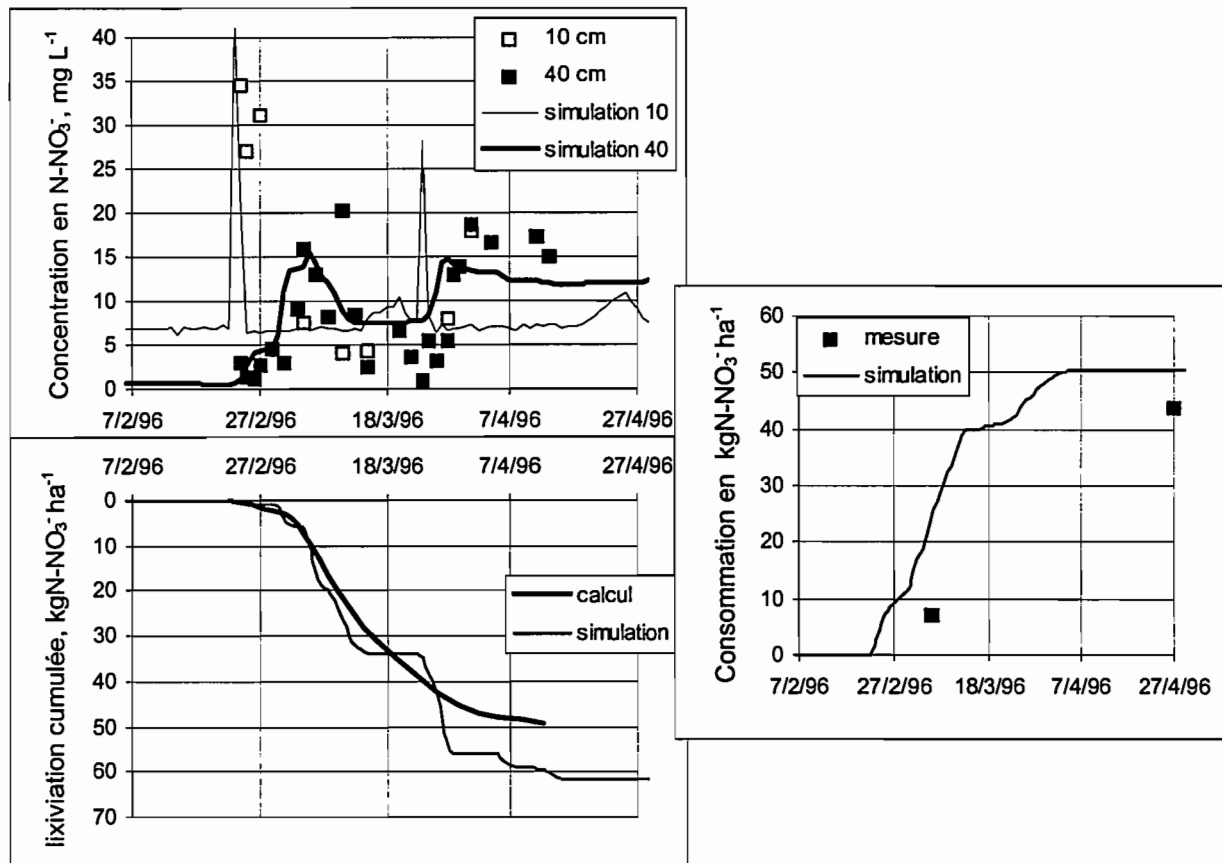


Figure V-18 : concentrations, lixiviation cumulée, et consommation par la plante, sur la parcelle C en 1996

La Figure V-18 présente les concentrations en N-NO_3^- dans la solution du sol, la lixiviation cumulée en N-NO_3^- calculée et simulée, et la quantité de N-NO_3^- consommée par la plante, mesurée dans les prélèvements de végétaux et simulée. Les concentrations simulées sont similaires à celles mesurées, exceptés les pics qui sont sous-estimés par le modèle. La consommation de nitrate par la plante est surestimée par le modèle d'environ 10 kg N ha^{-1} . Les lixiviations calculées et simulées sont par contre parfaitement similaires, ce qui montre que la plante simulée est trop active alors que la production du sol doit être sous-estimée.

La minéralisation de l'azote organique en ammonium simulée par le modèle est de 35 kg N ha^{-1} et la nitrification de l'ammonium en nitrate est de 40 kg N ha^{-1} . Ces valeurs sont effectivement un peu faibles, et viennent probablement du fait que la teneur en carbone du compartiment litière a été singulièrement augmentée par rapport à la parcelle sol nu.

V.4.2.3. Extrapolation temporelle

Nous avons donc utilisé les paramètres définis ci-dessus, avec les mêmes concentrations initiales en azote et carbone organique qu'en 1996, pour simuler les concentrations et la lixiviation du nitrate en 1995. Seules les concentrations initiales en azote

minéral ont changé. Le résultat de la simulation est montré en Figure V-19. Les concentrations en nitrate à 40 cm sont très mal reproduites. La concentration initiale en azote nitrique à 40 cm était très élevée mais les mesures indiquent qu'elle baisse assez vite, lixiviée par la première grosse pluie du cycle. Le modèle garde des concentrations à 40 cm assez élevées jusqu'à la fin du cycle. Pourtant, la lixiviation cumulée simulée est similaire à celle calculée. Cela ne signifie évidemment pas que le modèle est validé pour 1995. Il est très sensible aux concentrations initiales en azote minéral et organique et en carbone organique et ces teneurs n'ont pas été mesurées toutes les années.

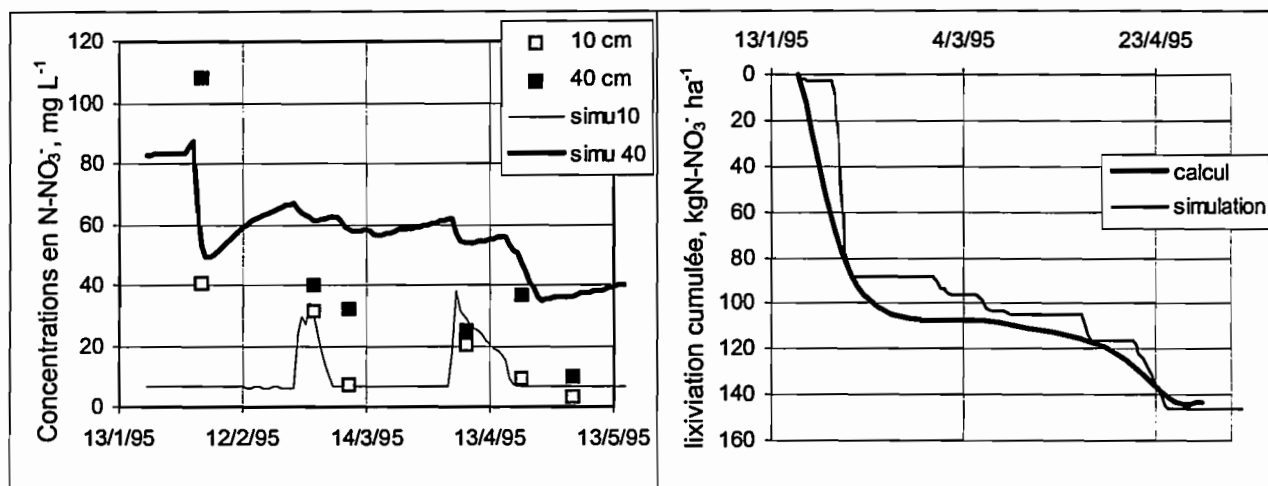


Figure V-19 : Concentrations et lixiviation cumulée, mesurées et simulées, sur la parcelle C en 1995

Il nous reste à simuler les concentrations en nitrate mesurées en 1997. Cet exercice semble difficile car le nombre de mesures de concentration en nitrate est restreinte. Pourtant, après évaluation, ce modèle pourrait éventuellement être utilisé pour produire des données manquantes.

V.5. SCÉNARIOS

Nous avons donc évalué le modèle avec les paramètres disponibles et ceux trouvés dans la littérature. La reproduction des mesures de l'année 1996 est satisfaisante mais elle l'est moins pour les années plus sèches, surtout en ce qui concerne le cycle de l'azote. Cependant, ce sont les années les plus humides qui présentent les risques potentiels les plus importants de contamination de la lentille d'eau douce. Nous allons maintenant essayer d'utiliser le modèle comme un outil de gestion, de façon à étudier les meilleures pratiques de fertilisation en accord avec la préservation de l'environnement.

Les apports de fertilisants pour les années 1995 et 1996 ont été modifiés, en simulant un apport de même quantité mais divisé en deux apports en 1995 lors du stade 3 feuilles et de la floraison, et seulement un apport en 1996, au début du cycle. La Figure V-20 montre qu'en 1995, l'apport de fertilisant fractionné ne diminue pratiquement pas la lixiviation du nitrate en dessous de la zone racinaire. En effet, la teneur en nitrate à 40 cm initialement présente dans le sol était très élevée et a été lixiviée par une forte pluie le 31 janvier (140 mm en 8 heures).

Le nitrate apporté par l'engrais en surface n'augmente pratiquement pas la quantité de nitrate lixivié en-dessous de la zone racinaire, même si l'engrais est apporté avant cette pluie importante. Nous avons aussi étudié l'effet d'un apport d'engrais en une seule fois en 1996, au début du cycle du maïs, de manière à se mettre dans les conditions de fertilisation appliquées en 1995. Le modèle simule alors une lixiviation cumulée de 80 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹, alors qu'elle était de 50 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹, quand l'apport d'engrais était fractionné en deux. Même lors d'une saison particulièrement pluvieuse, la gestion de la fertilisation a un effet significatif sur le risque de pollution de la lentille par le nitrate.

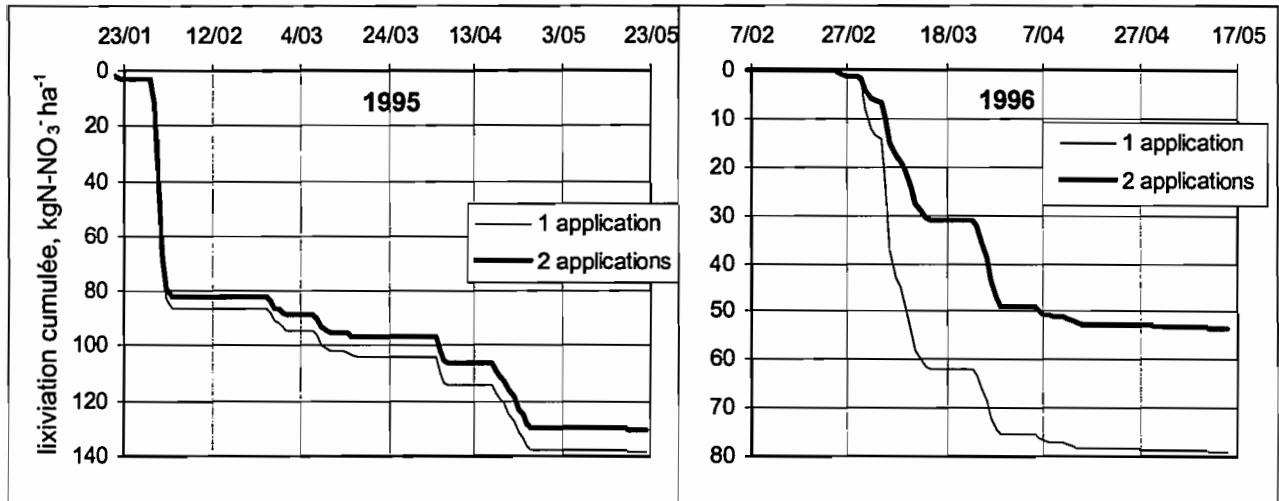


Figure V-20 : Simulations avec apport d'engrais fractionné ou non, sur la parcelle C en 1995 et 1996

D'autres choix de scénarios sont possibles de manière à utiliser WAVE comme un outil d'aide à la gestion agricole et à étudier l'impact de différentes pratiques sur la lixiviation cumulée du nitrate. En gardant les mêmes conditions de forçage climatique, il est par exemple possible d'étudier l'impact de la date de semis, de la profondeur de labour, de la profondeur d'enracinement, ou encore de différentes quantités d'engrais apportées, sur le risque de pollution, comparé au rendement de la culture.

V.6. CONCLUSIONS

Le modèle a donc été validé sur les données de transfert d'eau pour les 3 années. Pour le transfert de nitrate, la simulation des concentrations a été plus difficile car de nombreux paramètres n'ont pas été mesurés ou sont difficiles à évaluer pour chaque condition de sol et de culture. La reproduction des années humides, qui posent le plus de risques en terme de pollution est cependant satisfaisante.

Etant donné le peu de paramètres déterminés précisément pour les conditions spécifiques de sol et de climat de Maré (surtout en ce qui concerne le cycle de l'azote et le développement de la plante), ce modèle reste encore difficile à utiliser en tant qu'outil d'aide à la gestion agricole d'une année sur l'autre, car il demande trop de paramètres pour une mise

en pratique rapide. Il pourrait cependant servir à donner des conseils sur les meilleures périodes pour des apports fractionnés de fertilisants, en utilisant des statistiques sur les données climatiques. Cela permettrait aussi de prendre en compte les années prévues comme particulièrement pluvieuses à cause du phénomène El Niño, ou, au contraire, par le fait de La Niña.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les trois objectifs principaux de cette étude étaient :

- une meilleure compréhension du fonctionnement hydro-dispersif des sols ferrallitiques allitiques de Maré ;
- une quantification des flux d'eau et de nitrate sous différents systèmes de culture, pour évaluer les risques de pollution des ressources en eau induits par une agriculture plus intensive que l'agriculture traditionnelle ;
- une évaluation du modèle WAVE pour reproduire et prédire l'évolution spatio-temporelle des statuts hydrique et azoté du sol, dans les conditions climatiques et pédologiques particulières des Iles Loyauté.

Les résultats principaux des recherches sont rappelés dans ce chapitre final et leurs implications et prolongements à venir sont exposés.

L'étude a porté sur les sols ferrallitiques allitiques des Iles Loyauté, qui représentent près de 60 % des zones anthropisées sur Maré. Des études de terrain et en laboratoire ont été menées pour étudier les caractéristiques de ce sol influant sur les transferts de solutés, et leur évolution selon les pratiques culturales. Le labour affecte surtout l'horizon de surface en cassant les agrégats grumeleux. Ce sol, après labour et culture, présente un horizon de surface à structure essentiellement particulaire et dont la masse volumique sèche est faible ($0,7 \text{ g cm}^{-3}$) et la microporosité dominante. Dans les horizons plus profonds, la structure est plus massive et beaucoup plus compacte. Cette compacité ne semble pourtant pas constituer une limite au développement racinaire. On observe également une légère fracturation de la structure de l'horizon intermédiaire par le travail du sol, et un tassement de l'horizon le plus profond.

Le labour a aussi pour conséquence de diminuer le nombre de macropores en surface. En surface, la conductivité hydraulique et la sorptivité deviennent plus fortes sur parcelles labourées, par rapport à la jachère, certainement grâce à des pores fonctionnels mieux connectés, les volumes poraux étant constitués de vides d'entassement, plutôt que de vides biologiques. De plus, la conductivité hydraulique et la sorptivité au voisinage de la saturation sont fortes ($150\text{-}200 \text{ mm h}^{-1}$ et $80 \text{ mm h}^{-1/2}$ respectivement). En profondeur, malgré la présence d'un plus grand nombre de macropores qu'en surface, la conductivité hydraulique et la sorptivité proches de la saturation diminuent. Le drainage peut donc être très rapide dans l'horizon de surface. Cependant, la lixiviation du nitrate peut être ralentie car ce dernier est adsorbé sur la matrice poreuse ($K_d = 0,2 \text{ L kg}^{-1}$), par les oxydes de fer et d'aluminium.

Peu de différences ont été relevées entre les différentes pratiques sur parcelles de maïs (travail du sol et fertilisation). Cependant, la parcelle "graminées", non labourée depuis 4 ans, présente une amélioration de la structure en surface qui devient plus cohérente et dont la taille des pores hydrauliquement fonctionnels augmente avec les années. Reid et Gross (1981)

trouvent que les racines de graminées améliorent en général la structure du sol, alors que la croissance du maïs est associée à une diminution de la stabilité des agrégats. Dans notre cas, cette amélioration de la structure du sol par les racines de graminées est d'autant meilleure que la parcelle n'a été labourée qu'une seule fois. Par contraste, les parcelles de maïs sont labourées une à deux fois par an, ce qui est certainement la cause principale de la déstructuration du sol.

Le sol ainsi défini est très filtrant et le labour annuel augmente encore les valeurs des caractéristiques hydrauliques par rapport au sol sous jachère. Le nitrate est pourtant retenu assez fortement dans ce sol, le retard induit par cette adsorption étant entre 1,1 et 1,3. Cette capacité du sol à retenir le nitrate est cependant peu efficace étant donné les fortes intensités de pluie qui peuvent se produire sous ce climat tropical.

La mesure sur le terrain des variables d'état [pression de l'eau dans le sol (h), teneur en eau (θ), et concentration en nitrate dans la solution du sol (C_f)] a permis la quantification des flux d'eau et de nitrate pour différentes pratiques agricoles. Le suivi a été effectué durant trois saisons "pluvieuses" de janvier à mai, dont les pluviométries furent très contrastées. La première année (1995), 104 kg N ha⁻¹ (sous forme d'ammonium et de nitrate) ont été apportés le même jour que le semis. La concentration en nitrate initialement présente dans le sol était de plus très importante, certainement à cause des pratiques agricoles antérieures. Sous maïs, 130 % (180 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹) de l'azote apporté a été perdu sous forme de nitrate hors de la zone racinaire, alors que la pluviométrie (720 mm durant les 6 premiers mois) était celle d'une année moyenne. En 1996, alors que la pluviométrie fut très forte (1300 mm durant les 6 premiers mois), les pertes furent seulement de 48 % (70 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹) de l'apport, l'engrais ayant été apporté en deux fois, à différents stades de la pousse du maïs, et la quantité de nitrate initialement présent dans le sol étant faible. Lors de ces deux années, les pertes sous graminées ont toujours été plus faibles que sous maïs, jusqu'à seulement 20 % de l'azote nitrique apporté par l'engrais en 1996. En 1997, malgré des concentrations relativement fortes dans la solution du sol (40 mg N-NO₃⁻ L⁻¹ au maximum), le drainage et donc la lixiviation ont été très faibles (20 kg N-NO₃⁻ ha⁻¹), en raison d'une pluviométrie déficitaire (500 mm pour les 6 premiers mois). Le suivi des parcelles "sol nu non fertilisé" et "fertilisé" a aussi permis d'évaluer les capacités productrices du sol qui sont assez importantes (environ 0,8 kg N ha⁻¹ j⁻¹ en conditions humides, et de 0,2 à 0,4 kg N ha⁻¹ j⁻¹ en condition plus sèche) ce qui augmente encore les risques de pertes.

Les concentrations en azote nitrique relevées dans la solution du sol ont atteint des maxima assez élevés pour les trois cycles étudiés : sur parcelles "sol nu" et "maïs", ces maxima vont de 40 (en 1997) à 110 mg N-NO₃⁻ L⁻¹ (en 1995) lors du passage des pics de nitrate suivant les apports d'engrais. En dehors de ces périodes, les concentrations restent relativement élevées sous sol nu et maïs (10-20 mg N-NO₃⁻ L⁻¹). Elles atteignent donc et même dépassent souvent le seuil de potabilité de l'eau de 11,3 mg N-NO₃⁻ L⁻¹ (ou 50 mg NO₃⁻ L⁻¹) fixé par la Communauté Européenne. Par contre, elles sont sensiblement plus faibles sous graminées et légumineuses (5 mg N-NO₃⁻ L⁻¹). La pluviométrie d'une année moyenne sur

Maré étant de 1600 mm, on peut supposer que le drainage total ne dépasse pas 600 mm. Pour arriver à des concentrations en azote nitrique dans la lentille inférieures à $11,3 \text{ mg N-NO}_3 \text{ L}^{-1}$, la lixiviation totale moyenne annuelle doit être inférieure à $67 \text{ kg N-NO}_3 \text{ ha}^{-1}$. Cette quantité correspond à celle observée en 1996, année où le risque de lixiviation était pourtant élevé du fait d'un drainage important. En 1995, ce niveau avait été dépassé essentiellement en raison d'une mauvaise gestion des apports azotés sur la culture. De plus, l'utilisation agricole des terres reste faible et seulement quelques pourcents de la surface totale des îles sont utilisés pour l'agriculture, ce qui diminue d'autant les risques de pollution des lentilles d'eau douce. La comparaison entre les années 1995 et 1996 montre aussi que l'engrais n'est pas forcément la seule source de pollution, mais qu'en l'occurrence, l'azote nitrique lixivié en 1995 est lié en grande partie à la minéralisation et non à l'apport d'engrais.

Ces résultats montrent que la lixiviation du nitrate vers la lentille peut être régulée, en partie, par les pratiques agricoles. Le premier moyen est le fractionnement des apports d'engrais quand la consommation du nitrate par les racines peut se produire en quantité suffisamment importante. Une attention particulière devrait toutefois être portée sur les concentrations en azote minéral et organique présentes initialement dans le sol, car elles peuvent être des sources de pollution notables difficiles à réguler (en dehors de l'utilisation d'inhibiteur de nitrification), surtout au début du cycle de culture. Ce stock initial de nitrate dans le sol, variable d'une année sur l'autre, doit être pris en compte dans le calcul du bilan d'azote et dans l'évaluation de la formule azotée de l'engrais nécessaire aux cultures, ainsi que pour sa date d'application. Par exemple, s'il y a un reliquat important de l'année précédente, l'apport d'engrais azoté pourra être plus faible et éventuellement plus tardif. La comparaison des comportements du nitrate sous maïs et sous graminées montre que la colonisation racinaire est aussi un facteur important dans la régulation des flux de solutés dans le sol. Il serait intéressant d'étudier le comportement des solutés sous cultures mixtes comme maïs-légumineuses, les racines des légumineuses colonisant l'inter-rang du maïs tout en fixant l'azote atmosphérique de l'air pour le restituer au sol. Les apports d'engrais devraient être calculés en fonction des apports en azote au sol d'une telle culture et des quantités d'azote originellement présentes dans le sol. Toutefois, ces systèmes, outre les difficultés techniques de conduite, peuvent poser des problèmes de disponibilité en eau.

Le modèle WAVE, initialement développé pour des conditions de milieu tempéré, simule correctement les variables définissant le transport de l'eau, bien que la pluie journalière doive être inférieure à 50 mm j^{-1} , et qu'elle soit répartie régulièrement durant la journée. Ces conditions ne semblent pas affecter le bilan d'eau sur une saison, mais elles sont gênantes pour la simulation fine du transport.

L'étude de ce modèle a aussi permis de démontrer l'importance de certaines connaissances sur les processus de transfert des solutés dans le sol, et plus spécifiquement sur les transformations de la matière organique et des interactions entre azote organique et azote minéral. En effet, la simulation des processus de transformation de l'azote s'est révélée difficile car notre étude expérimentale était surtout orientée vers la lixiviation du nitrate. Les

paramètres caractérisant la matière organique et ses transformations ont été peu étudiés. Ils sont d'autant plus importants à connaître que le drainage est faible. C'est pourquoi, les transferts ont été reproduits avec satisfaction en 1996, année pendant laquelle le processus dominant était la lixiviation. En 1995, la connaissance des concentrations initiales en azote et en carbone s'est révélée indispensable car la pluie tombée au début du cycle a lixivié le nitrate présent initialement dans le sol, plutôt que l'engrais apporté. Outre le fait que l'on ne maîtrise pas correctement certains paramètres du modèle, sa validation sur les concentrations mesurées par bougies poreuses pose le problème de la représentativité et la signification de ces mesures. Pourtant, nous avons implanté trois séries de 8 bougies à la même profondeur, de manière à avoir 8 valeurs tout en n'effectuant la dépression qu'un jour sur trois sur la même bougie, ce qui nous a permis (en 1996) d'avoir un nombre de points de mesure important pour identifier les passages de pics de concentrations de nitrate. D'autre part, de nombreux auteurs s'accordent à dire que les cellules de prélèvement sont des dispositifs bien adaptés pour la mesure des concentrations de flux de nitrate. En outre, la structure et la porosité du sol font que les flux préférentiels sont certainement négligeables et la dispersivité est faible.

Le modèle s'est donc révélé capable de simuler assez correctement les risques de lixiviation lors des années à pluviométrie importante (1995 et 1996), car le module modélisant le transfert de l'eau reproduit très bien les mesures. Les concentrations en nitrate sont également bien reproduites quand le processus dominant est la lixiviation des solutés. Le modèle est donc capable d'évaluer correctement les risques de pollution par le nitrate. Nous avons la satisfaction d'avoir pu reproduire correctement les flux en 1996, dans une situation complexe, une parcelle cultivée et fertilisée, alors que les risques de lixiviation étaient potentiellement les plus importants. Par contre, lors de l'année 1997 plus sèche, les processus biologiques (minéralisation/immobilisation de l'azote, prélèvements par les plantes, ...) étaient dominants. Ces processus sont très complexes à simuler. Ils sont de plus très variables en fonction des conditions édaphiques. Or, le modèle ne donne pas la possibilité de les faire varier (du moins pour les coefficients de transformations de la matière organique) au cours du cycle. Cela limite forcément ses possibilités pour reproduire la réalité. Ce modèle n'est donc pas facilement utilisable pour l'évaluation du bilan de l'azote et pour des recommandations quant à une meilleure gestion des engrais azotés. Nous avons cependant testé une possibilité de scénario, en se supposant une application non fractionnée de l'engrais avec apport unique au semis en 1996. Le modèle donne alors une quantité de nitrate lixivié à 40 cm de 30 kg N ha⁻¹ supérieure. Le fractionnement cette année-là a donc été très bénéfique.

Grâce à la mise en place d'expériences peu destructives sur le terrain et au laboratoire, nous pensons maintenant avoir une bonne connaissance des processus de transport du nitrate dans les sols ferrallitiques de Maré. Il est alors possible d'étendre ces résultats à d'autres îles coralliennes du Pacifique Sud, dont certaines présentent les mêmes types de sol. La préservation des réserves en eau douce de ces îles est d'autant plus importante qu'elles sont souvent bien plus peuplées que les Iles Loyauté. La modélisation, fondée sur le travail effectué sur Maré, et en utilisant des données climatiques et pédologiques locales, permettrait de quantifier les risques de pollution dus à l'usage d'engrais azotés. La connaissance et la

modélisation du processus de transport de l'eau peut aussi servir à la quantification du transfert des pesticides, mais des travaux sur leur devenir (rétention, dégradation) dans ces sols seraient alors nécessaires.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Addiscott T. M. et Wagenet R. J. (1985). Concepts of solute leaching in soils : a review of modelling approaches. *J. Soil Science* 36: 411-424.

Agence pour l'Eau et l'Environnement du Pacifique (1993). Elaboration d'un schéma d'exploitation et de protection de la ressource en eau sur Maré et Lifou.

Alharthi A. et Lange J. (1987). Soil water saturation : dielectric determination. *Water Resour. Res.* 23(4): 591-595.

Angulo-Jaramillo R., Gaudet J. P., Thony J. L. et Vauclin M. (1996). Measurement of hydraulic properties and mobile water content of field soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 710-715.

Angulo-Jaramillo R., Moreno F., Clothier B. E., Thony J. L., Vachaud G., Fernandez-Boy E. et Cayuela J. A. (1997). Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 27-32.

Ankeny M. D., Ahmed M., Kaspar T. et Horton R. (1991). Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 467-470.

Azooz R. H., Arshad M. A. et Franzluebbers A. J. (1996). Pore size distribution and hydraulic conductivity affected by tillage in Northwestern Canada. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 1197-1201.

Barbee G. C. et Brown K. W. (1986). Comparison between suction and free-drainage soil solution samplers. *Soil Science* 14: 149-154.

Bear J. (1972). Dynamics of fluids in porous media. Elsevier Science, New York.

Becquer T., Bourdon E. et Nigotte W. (1993a). Contribution à l'étude des sols de Maré : les sols des Centres d'Appuis au Développement Agricole de Tawainèdre et Taodé. 1. Caractérisation morphologique et cartographie des épaisseurs de sols. Nouméa : ORSTOM. Conv. : Sci. Vie : Agropédologie, n°17, 37p., multigr.

Becquer T., Bourdon E. et Petard J. (1993b). Contribution à l'étude des sols de Maré : les sols des Centres d'Appui au Développement Agricole de Tawainèdre et Taodé. 2. Caractérisation physico-chimique des sols. Nouméa : ORSTOM. Conv. : Sci. Vie : Agropédologie, n°24, 63p., multigr.

Bellini G., Sumner, M. E., Radcliffe D. E. et Qafoku N. P. (1996). Anion transport through columns of highly weathered acid soil : adsorption and retardation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 132-137.

Belmans C., Wesseling J. G. et Feddes R. A. (1983). Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *J. Hydrology* 63: 271-286.

Bernhard C. et Schenk C. (1986). Utilisation de bougies poreuses pour extraire la solution du sol dans le Ried central de l'Ill en Alsace. *Bulletin du GFHN* 20: 73-85.

Beven K. et Germann P. (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18(5): 1311-1325.

Biggar J. W. et Nielsen D. R. (1976). Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil. *Water Resour. Res.* 13: 78-84.

Blanchard F. (1990). Ile de Maré (Archipel des Loyauté) gestion et modélisation de la lentille d'eau douce. BRGM.

Bonzon B., Podwojewski P., Bourdon E., L'Huiller I. et De Monpezat P. (1991). Recherches préliminaires pour le développement de la culture du cocotier sur les petits archipels du Pacifique Sud. 1- Adaptation à l'espèce des tests de fertilité sur vases de végétation. 2- Identification des sols sous cocoteraies présentant des carences difficiles à éliminer. Problématique de la mise en valeur de tels sols. Nouméa, ORSTOM. *Conv. Sci. de la vie*, n°8, 275p.

Bonzon B. et Becquer T. (1994). Mise en valeur des sols ferrallitiques allitiques des îles Loyauté. Note de synthèse. Nouméa, ORSTOM. *Conv. Sci. de la vie, Agropédol.* n°28, 14p.

Boudot J.-P., Bel Hadj Brahim A., Steiman R. et Seigle-Murandi F. (1989). Biodegradation of synthetic organo-metallic complexes of iron and aluminium with selected metal to carbon ratios. *Soil Biol. Biochem.* 21(7): 961-966.

Bourdon E., Duwig C., Becquer T. et Blavet D. (1996). Etat structural et enracinement des végétaux cultivés sur sols ferrallitiques allitiques des Iles Loyauté (Nouvelle Calédonie). In: interactions entre itinéraires techniques, performances des équipements et profil cultural, 11-12 septembre, Montpellier, France.

Boyle M., Frankenberger W. T. et Stolzy L. H. (1989). The influence of organic matter on soil aggregation and water infiltration. *J. Prod. Agric.* 2(4): 290-299.

- Brandi-Dohrn F. M., Dick R. P., Hess M. et Selker J. S. (1996).** Suction cups sampler bias in leaching characterization of an undisturbed field soil. *Water Resour. Res.* 32(15): 1173-1182.
- Bremner J. M. et Keeney D. R. (1966).** Determination and isotope-ratio analysis of different forms of nitrogen in soils. III. Exchangeable ammonium, nitrate and nitrite by extraction-distillation methods. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30: 577-582.
- Brooks R. H. et Corey A. T. (1964).** Hydraulic properties of porous media. *Hydrology papers.* Colorado State University, Fort Collins, Colorado. 27p.
- Brunel J. P. (1975).** Etude de la lentille d'eau douce de Lifou. ORSTOM-GR. rapport multigr., 43p. + annexes.
- Brunel J. P. et Gernigon B. (1976).** Etude de la lentille d'eau douce de Maré. ORSTOM-GR. Rapport multigr., 43p. + annexes.
- Brunel J. P. (1994).** L'évaporation sous différents climats du Sud-Ouest Pacifique. Etudes énergétiques et isotopiques. Doctorat d'Etat en Sciences Naturelles. Université de Paris-Sud. 426p.
- Brusseau M. L. (1993).** The influence of solute size, pore water velocity, and intraparticle porosity on solute dispersion and transport in soil. *Water Resour. Res.* 29(4): 1071-1080.
- Brusseau M. L. et Rao P. S. (1990).** Modeling solute transport in structured soils: a review. *Geoderma* 46: 169-192.
- Brutsaert W. (1979).** Universal constants for scaling the exponential soil water diffusivity? *Water Resour. Res.* 15(2): 481-483.
- Bundy L. G. et Bremner J. M. (1973).** Inhibition of nitrification in soils. *Soil Sci. Amer. Proc.* 37:396-398.
- Burdine N. T. (1953).** Relative permeability calculation from size distributions data. *Trans. AIME* 198: 71-78.
- Calvet R. (1989).** Adsorption of organic chemicals. *Environmental Health Perspectives* 83: 145-177.
- Campbell G. S. (1985).** Soil physics with basics. *Transport Models for Soil-Plant Systems.* Elsevier, Amsterdam. Science Publishers B.V.

- Carrillo-Avila E. (1995).** Modélisation des transferts hydriques dans le système sol-plante-atmosphère. Application à la plaine de la Bièvre (Isère). Thèse de Doctorat, Spécialité mécanique. Université Joseph Fourier - Grenoble1. 231p.
- Cassel D. K., Kachanovski R. G. et Topp G. C. (1994).** Practical considerations for using a TDR cable tester. *Soil Technology* 7: 113-126.
- Cassman K. G. et Munns D. N. (1980).** Nitrogen mineralization as affected by soil moisture, temperature and depth. *Sol Sci. Soc. Am. J.* 44: 1233-1237.
- Chopart J. L. et Siband P. (1988).** PROBE : programme de bilan de l'eau. Mémoires et travaux de l'IRAT, n°17, 76p.
- Clothier B. E. et White I. (1981).** Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45(2): 241-245.
- Clothier B. E., Sauer T. J. et Green S. R. (1988).** The movement of ammonium nitrate into unsaturated soil during unsteady absorption. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 340-345.
- Clothier B. E. (1990).** Soil water sorptivity and conductivity. *Remote Sensing Reviews* 5(1): 281-291.
- Clothier B. E. et Smettem K. R. J. (1990).** Combining laboratory and field measurements to define the hydraulic properties of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54(2): 299-304.
- Clothier B. E., Heng L., Magesan G. N. et Vogeler I. (1995).** The measured mobile-water content of unsaturated soil as a function of hydraulic regime. *Aust. J. Soil Res.* 33: 397-414.
- Clothier B. E. et Green S. R. (1997).** Roots : The big movers of water and chemicals in soil. *Soil Science* 162(8): 534-543.
- Clothier B. E. (1998).** Infiltration. In *Soil Analysis*. K.A. Smith and C.E. Mullins (Eds.), Marcel Dekker Inc. (in press).
- Coats K. H. et Smith B. D. (1964).** Dead-end pore volume and dispersion in porous media. *Society of Petroleum Engineering Journal* 4: 74-84.
- Dalton F. N., Herkelrath W. N., Rawling D. S. et Rhoades J. D. (1984).** Time-Domain Reflectometry: simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe. *Science* 224: 989-990.
- Dasberg S. et Dalton F. N. (1985).** Time Domain Reflectometry field measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 293-297.

de Blic P. (1990). L'examen du profil cultural : un outil pour mieux comprendre le comportement du sol soumis à des travaux aratoires. In : Organic matter management and tillage in humid and subhumid Africa, Bangkok. IBSRAM Proceedings, n°10. pp.385-399.

De Freitas P. L., Blancaneaux P. et Moreau R. (1996). Caractérisation des sols des Cerrados Brésiliens (Savanes) sous différents systèmes de gestion dans le cadre de l'analyse morpho-structural. ORSTOM Montpellier. Réunion du Groupe Thématique "Structure et fertilité des sols tropicaux".

De Vos J. A. (1997). Water flow and nutrient transport in a layered silt loam soil. Doctoral Thesis. Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands. 287p.

Desjardins T., Andreux F., Volkoff B. et Cerri C. C. (1994). Organic carbon and ¹³C contents in soils and soil size-fraction, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. Geoderma 61: 103-118.

Dirksen C. et Dasberg S. (1993). Improved calibration of Time Domain Reflectometry soil water content measurements. Soil Sci. Soc. Am. J. 57: 660-667.

Djurhuus J. et Jacobsen O. H. (1995). Comparaison of ceramics suction cups and KCl extraction for the determination of nitrate in soil. European Journal of Soil Science 46: 387-395.

Dobson M. C., Ulaby F. T., Hallikainen M. T. et El-Rayes M. A. (1985). Microwave dielectric behavior on wet soil - Part II: Dielectric Mixing Models. IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing : 35-46.

Dubus I. (1997). Etude en laboratoire de la rétention du phosphore dans les sols ferrallitiques allitiques de l'île de Maré. ORSTOM-Nouméa. Convention Science de la Vie, N°40, 43p.

Dubus I., Becquer T., Bonzon B. et Calvet R. (1998). Phosphorus sorption in two Geric Ferralsols of New Caledonia. XVI World Congress of Soil Science, 20-26 august, Montpellier, France.

Dugain F. (1954). Note sur les sols de maré (Archipel des Loyauté). Nouméa, ORSTOM-IFO. rapp. sci. dact. 14p.

Durieux R. P., Kamprath E. J., Jackson W. A. et Moll R. H. (1994). Root distribution of corn : the effect of nitrogen fertilization. Agronomy J. 86: 958-962.

- Duwig C., Bourdon E., Becquer T., De Blic Ph., Clothier B. E. et Vauclin M. (1996).** Soil structure and water movement on Maré (Loyalty Islands, New Caledonia). Western Pacific Geophysics Meeting, 23-27 July, Brisbane, Australia.
- Duwig C., Becquer T., Clothier B. E. et Vauclin M. (1998a).** Nitrate leaching through oxisols of the Loyalty Islands (New Caledonia) under intensified agricultural practices. *Geoderma*: 29-43.
- Duwig C., Vogeler I., Green S. R., Clothier B. E. et Becquer T. (1998b).** Measurement of reactive solute chemical transport through soil. XVI World Congress of Soil Science, 20-26 August, Montpellier, France.
- Eik K. et Hanway J. J. (1966).** Leaf area in relation to yield of corn. *Agronomy J.* 58: 16-18.
- Elrick D. E. et Clothier B. E. (1990).** Solute Transport and Leaching. *Irrigation of Agricultural Crops* 30: 93-126.
- Feller C. (1994).** La matière organique dans les sols tropicaux à argile 1:1 : recherche de compartiments organiques fonctionnels. Une approche granulométrique. Thèse de Doctorat. Université Louis-Pasteur de Strasbourg.
- Flemmings J. B. et Butters G. L. (1995).** Bromide transport in tilled and nontilled soil : solution sampler vs. soil cores. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59(5): 1207-1216.
- Gardner W. R. (1965).** Movement of nitrogen in soil. In *Soil Nitrogen*. Bartholomew W.V. and Clark F.E. (Eds.), *Agronomy Monograph 10*, ASA-SSSA, Madison, WI, USA, pp 550-572.
- Gash J. H. C. (1979).** An analytical model of rainfall interception by forests. *Quart. J. R. Met. Soc.* 105: 43-55.
- Gaudet J. P., Jégat H., Vachaud G. et 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.
- Gerwitz A. et Page E. R. (1973).** Empirical mathematical model to describe plant root systems. *J. Appl. Ecol.* 11: 773-780.
- Girard G. (1957).** Rapport d'étude sur la nappe d'eau douce de Lifou. ZFO. Note dactyl. 15p.
- Grundmann G. L., Rolston D. E. et Kachanoski R. G. (1988).** Field soil properties influencing the variability of denitrification gas fluxes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1351-1355.

Haynes R. J. et Swift R. S. (1989). Effect of rewetting air-dried soils on pH and accumulation of mineral nitrogen. *J. Soil Science* 40: 341-347.

Hénin S., Gras R. et Monnier G. (1969). Le profil cultural. Masson, Paris. 332 p.

Herbillon A. J. (1988). Introduction to the surface charge properties of iron oxides and oxidic soils. In: *Iron in soil and clay minerals*. J.W. Stucki, B.A. Goodman and U. Schwertmann (Ed.), NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences Vol. 217.

Hutson J. L. et Wagenet R. J. (1995). A multiregion model describing water flow and solute transport in heterogeneous soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 743-751.

Jabro J. D., Toth J. D., Dou Z., Fox R. H. et Fritton D. D. (1995). Evaluation of nitrogen version of LEACHM for predicting nitrate leaching. *Soil Science* 160: 209-217.

Jacobsen O. H. et Schjonning P. (1993). A laboratory calibration of Time Domain Reflectometry for soil water measurement including effects of bulk density and texture. *J. Hydrology* 151: 147-157.

Jacobsen O. H. et Schjonning P. (1994). Comparison of TDR calibration functions for soil water determination. In: *Time-Domain Reflectometry applications in Soil Science*, Tjele, Danemark. L.W. Petersen and O.H. Jacobsen.

Jaffré T. et Veillon J.-M. (1987). Etude des jachères et premiers aperçus sur la succession secondaire à Lifou (Iles Loyauté - Nouvelle-Calédonie). Nouméa, ORSTOM. *Rapp. Sci. et Tech. : Sci. Vie : Botanique*, n°1, 28p., multigr.

Jenkinson D. S., Fox R. H. et Rayner J. H. (1985). Interactions between fertilizer nitrogen and soil nitrogen - the so-called "priming effect". *J. Soil Science* 36: 425-444.

Juergens-Gschwind S. (1989). Ground water nitrate in other developed countries (Europe) in relationships to land use patterns. In: *Nitrogen management and groundwater protection*. R.F. Follet (Eds.), Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo..

Jury W. A. (1982). Simulation of solute transport using a transfer function model. *Water Resour. Res.* 18: 363-368.

Kachanovski R. G., Pringle E. et Ward A. (1992). Field measurement of solute travel times using Time Domain Reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 47-52.

Kaluarachchi J. J. et Parker J. C. (1988). Finite element model of nitrogen species transformation and transport in the unsaturated zone. *J. Hydrology* 103: 249-274.

Katou H., Clothier B. E. et Green S. R. (1996). Anion transport involving competitive adsorption during transient water flow in an Andisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 1368-1375.

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, Spécialité Mécanique. Université Joseph Fourier - Grenoble 1. 220p.

Keeney D. R. et Nelson D. W. (1982). Nitrogen - Inorganic forms. In: *Methods of Soil Analysis, Part 2. Chemical and microbiological properties.* Page A. L., Miller R. H. and Keeney D. R. (Eds.), Agronomy Monograph n°9 (2nd Ed.), ASA-SSSA, Madison, WI, USA.

Kerr J. P. et Clothier B. E. (1978). Modelling evapotranspiration of a maize crop. *Proceedings Agronomy Society of New Zealand* 5: 49-53.

Kinjo T. et Pratt P. F. (1971). Nitrate adsorption : I. In some acid soils of Mexico and South America. *Soil Soc. Am. Proc.* 35: 722-732.

Kugler J. (1988). Approche méthodologique et modélisation du transfert des nitrates vers la nappe phréatique d'Alsace. Cas de la zone inondable du Ried Central de l'Ill. Thèse de Doctorat. Université Louis Pasteur de Strasbourg, 150p. + annexes.

Kutilek M. et Nielsen D. R. (1994). *Soil Hydrology.* Catena Verlag, Cremlingen-Destedt, Germany.

Lafolie F. (1991). Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential. *Fertilizer Research* 27: 215-231.

Latham M. (1980). Les oxydisols dans quelques milieux insulaires du Pacifique sud. Caractérisation, conditions de formation, fertilité, classification. *ORSTOM. série Pédologie, XVIII (3-4):* 305-316.

Latham M. (1982). Les sols des atolls surélevés du Pacifique Sud. Note présentée à la conférence technique régionale de la culture sur les atolls, organisée par la C.P.S. (Majuro, îles Marshall, 21-27 avril 1982). Nouméa, ORSTOM. Rapport multigr. 10p.

Latham M. et Mercky P. (1983). Etude des sols des Iles Loyauté. Carte pédologique et carte d'aptitude culturelle et forestière à 1:200 000. Paris, ORSTOM. Notice explicative n°99.

Letournel F. et Corniaux C. (1996). Essai intensification et mécanisation de l'agriculture et protection de l'environnement sur île corallienne. Propositions de protocole de récolte de données et d'analyse de ces données. Analyse des données pour la saison 1995-1996. CIRAD-Maré, rapport interne.

Litaor M. I. (1988). Review of soil solution samplers. *Water Resour. Res.* 24: 727-733.

Loague K. et Green R. E. (1991). Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models : overview and application. *J. Contaminant Hydrology* 7: 51-73.

Magesan G. N., Vogeler I., Scotter D. R., Clothier B. E. et Tilman R. W. (1995). Solute movement through two unsaturated soils. *Aust. J. Soil. Res.* 33: 585-596.

Manichon H. (1982). L'action des outils sur le sol : appréciation de leurs effets par la méthode du profil cultural. *Sc. Sol* : 203-219.

McGill W. B., Hunt H. W., Woodmansee R. G. et Reuss J. O. (1981). Phoenix, a model of the dynamics of carbon and nitrogen in grassland soils. *Ecol. Bull.* 33: 49-115.

McLauren R. G. et Cameron K. C. (1996). *Soil Science. Sustainable production and environmental protection*, 2nd edition. Oxford University Press, Auckland. 304 p.

Moreau R. et Nagumo F. (1995). Le pénétromètre Yamanaka et son utilisation pour l'évaluation des possibilités d'enracinements dans les horizons des sols cultivés. In: 2ème Réunion du Groupe Thématique "Structure et Fertilité des Sols Tropicaux". Montpellier, ORSTOM. pp85-91.

Morrison R. J. (1982). Bibliography of soils information from the South Pacific. Pacific Information Center. Selected Bibliography N°1, University of the South Pacific Library, Suva. 62p.

Morrison R. J., Gangaiya P. et Koshi K. (1996). Contaminated soils in the South Pacific Islands. In: *Contaminants and the Soil Environment in the Australasia-Pacific Region*, Adelaide, Australia, 18-23 february. R. Naidu, R.S. Kookana, D.P. Oliver, S. Rogers and J.M. McLaughlin (Eds.), Kluwer Academic Publishers.

Nadler A., Dasberg S. et Lapid I. (1991). Time Domain Reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 938.

Naidu R., Haynes R. J., Gawandar J. S., Morrison R. J. et Fitzpatrick R. W. (1991). Chemical and mineralogical properties and soil solution composition of acid soils from the South Pacific Islands. In: *Plant-Soil interactions at low pH*. R.J. Wright *et al.* (Eds.), Kluwer Academic Publishers. pp 4-53.

Nielsen D. R., Van Genuchten M. T. et Biggar J. W. (1986). Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone. *Water Resour. Res.* 22(9): 89S-108S.

- Nissen H. H. et Moldrup P. (1994).** Therorical background for the TDR methodology. In: Time-Domain Reflectometry applications in Soil Science. Petersen and O.W. Jacobsen L.W. (Eds.), Tjele, Danemark.
- Normand B. (1996).** Etude expérimentale et modélisation du devenir de l'azote dans le système sol-plante-atmosphère. Thèse de Doctorat, spécialité Geophysique, Géochimie et Géomécanique. Université Joseph Fourier-Grenoble1. 190p.
- Novák V. (1987).** Estimation of soil-water extraction patterns by roots. *Agricultural Water Management* 12: 271-278.
- Papy F. (1986).** Effet de l'état structural d'une couche labourée sur sa rétention en eau. *Agronomie* 6(6): 555-565.
- Perret S. (1993).** Propriétés physiques, hydriques et mécaniques de sols andiques de la Réunion. Doctorat en Sciences Agronomiques. Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier. 279p.
- Pétard J. (1993).** Les méthodes d'analyse. Tome 2, analyses d'eaux. Laboratoire Commun d'Analyses. ORSTOM, Nouméa. Notes techniques n°6.
- Philip J. R. (1969).** Theory of infiltration. *Adv. Hydrosci.* 5: 215-296.
- Philip J. R. (1985).** Reply to "Comments on steady infiltration from spherical cavities". *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 788-789.
- Poss R. (1991).** Transferts de l'eau et des minéraux dans les terres de Barre du Togo. Conséquences agronomiques. Thèse Doct. Univ. Paris VI.
- Poss R., Noble A., Dunin F. X. et Reyenga W. (1995).** Evaluation of ceramic cup samplers to measure nitrate leaching in the field. *European Journal of Soil Science* 46: 667-674.
- Power J. F. et Broadbent F. E. (1989).** Proper accounting for nitrogen in cropping system. In: Nitrogen management and groundwater protection. R.F. Follet (Eds), Elsevier, Amsterdam-New-York-Tokyo.
- Quadri M. B., Clothier B. E., Angulo-Jaramillo R., Vauclin M. et Green S. R. (1994).** Axisymmetric transport of water and solute underneath a disk permeameter : experiments and numerical model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 696-703.
- Ramos C. et Carbonell E. A. (1991).** Nitrate leaching and soil moisture prediction with the LEACHM model. *Fertilizer Research* 27: 171-180.

- Reid J. B. et Goss M. J. (1981).** Effect of living roots of different plant species on the aggregate stability of two arable soils. *J. Soil Science* 32: 521-541.
- Roose E. (1973).** Dix-sept années expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de basse Côte d'Ivoire. Contribution à l'étude de l'érosion hydrique en milieu intertropical. Thèse de Doctorat. Université de Science d'Abidjan.
- Roth C. H., Malicki M. A. et Plagge R. (1992).** Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. *J. Soil Science* 43: 1-13.
- Roth K., Schulin R., Flühler H. et Attinger W. (1990).** Calibration of Time Domain Reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.* 26(10): 2267-2273.
- Rutter A. J. et Morton A. J. (1977).** A predictive model of rainfall interception in forests. *J. Appl. Ecol.* 14: 567-588.
- Salisbury F. B. et Ross C. W. (1978).** *Plant Physiology*, 2nd edition. Wadsworth Publishing Compagny Inc., Belmont, California. 422 p.
- Saragoni H., Poss R. et Olivier R. (1990).** Dynamique des éléments minéraux dans les Terres de Barre du sud du Togo. *L'Agronomie Tropicale* 45(4): 259-273.
- Sauer T. J., Clothier B. E. et Daniel T. C. (1990).** Surface measurements of the hydraulic properties of a tilled and untilled soil. *Soil and Tillage Research* 15: 359-369.
- Schepers J. S. et Meisinger J. J. (1994).** Field indicators of nitrogen mineralization. In: *Soil testing : prospects for improving nutrient recommendations*. SSSAJ. Special publication 40, Madison, WI, USA. pp31-47.
- Ségalen P. (1995).** Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique. Tome 3 : les sols ferrallitiques en Afrique et en Extrême-Orient, Australie et Océanie. Conclusions générales. Editions de l'ORSTOM. Collection Etudes et Thèses.
- Shilova Y. E. (1955).** Method of obtaining a soil solution under natural conditions. *Pochvovedeniye*, n°11.
- Smiles D. E. et Philip J. R. (1978).** Solute transport during adsorption of water by soil : laboratory studies and their practical applications. *Soil Sci. Soc. A. J.* 42: 537-544.

Stanford G. et Smith S. J. (1972). Nitrogen mineralization potentials of soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36: 465-472.

Stevenson F. J. (1982). Origin and distribution of nitrogen in soil. In: Nitrogen in agricultural soils. F. J. Stevenson (Eds.), Agronomy Monograph n°22, ASA-CSSA-SSSA., Madison, WI, USA. pp1-42.

Stumm W. et Morgan J. J. (1996). Aquatic chemistry : chemical equilibria and rates in natural waters, 3rd Ed. Environmental science and technology. John Wiley and Sons Inc., New York, USA. 1022 p.

Sumner M. E. et McLaughlin M. J. (1996). Adverse impacts of agriculture on soil, water and food quality. In: Contaminants and the Soil Environment in the Australasia-Pacific Region. R. Naidu, R.S. Kookana, D.P. Oliver, S. Rogers and J.M. McLaughlin (Eds.), Adelaide, Australia, 18-23 february, Kluwer Academic Publishers.

Tardieu F. et Manichon H. (1986). Caractérisation en tant que capteur d'eau de l'enracinement du maïs en parcelle cultivée. II- Une méthode d'étude de la répartition verticale et horizontale des racines. Agronomie 6(5): 415-425.

Tercinier G. (1971). Sols des karts de l'atoll surélevé de Lifou (îles Loyauté) Territoire de la Nouvelle-Calédonie, et problèmes de la bauxitisation. C. R. Acad. Sc. Paris 272: 2067-2070.

Thony J. L., Vachaud G., Clothier B. E. et Angulo-Jaramillo R. (1991). Field measurement of hydraulic properties of soil. Soil Technology 4: 111-123.

Timlin D. J., Heathman G. C. et Ahuja L. R. (1992). Solute leaching in crop row vs. interrow zones. Soil Sci. Soc. Am. J. 56: 384-392.

Topp G. C., Davis J. L. et Annan A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. Water Resour. Res. 16(3): 574-582.

Vachaud G., Dancette C., Sonko S. et 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. Annales Agronomiques 29: 1-36.

Valancogne C. (1992). Le bilan énergétique - Conséquences. Laboratoire de bioclimatologie - INRA, Bordeaux. Note dactylographiée.

Van Genuchten M. T. et Wierenga P. J. (1976). Mass transfer studies in sorbing porous media. 1. Analytical Solutions. Soil Sci. Soc. Am. J. 40(4): 473-480.

Van Genuchten M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.

Van Genuchten M. T. et Alves W. J. (1982). Analytical solutions of the one-dimensional convection-dispersive solute transport equation. U.S. Department of Agriculture, Technical Bulletin N°1661. 151p.

Vanclooster M., Mallants D., Diels J. et Feyen J. (1993). Determining local-scale solute transport parameters using Time Domain Reflectometry (TDR). *J. Hydrology* 148: 93-107.

Vanclooster M., Viane P., Diels J. et Christianens K. (1994). WAVE : a mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment. Release 2.0. References and user's manual. Institute for Land and Water Management, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium.

Vanclooster M., Feyen J. et Persoons E. (1996). Nitrogen transport in soils : what do we know ? Recent Developments in Understanding chemical movement in soils. Significance in relation to water quality and efficiency of fertiliser use. Currie L. and Loganathan (Eds.), Fertilizer and Lime Research Centre, Massey University.

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

Vauclin M. et Chopart J.-L. (1992). L'infiltrométrie multidisques pour la détermination *in situ* des caractéristiques hydrodynamiques de la surface du sol gravillonnaire de Côte-d'Ivoire. *L'Agronomie Tropicale* 46(4): 259-271.

Vereecken H., Vanclooster M., Swerts M. et Diels J. (1991). Simulating water and nitrogen behavior in soil cropped with winter wheat. *Fert. Res.* 27: 233-243.

Vogeler I., Clothier B. E., Green S. R., Scotter D. R. et Tillman R. W. (1996). Characterizing water and solute movement by Time Domain Reflectometry and disk permeametry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 5-12.

Vogeler I. (1997a). The Convection Dispersion Equation - not the question, the answer! Anion and Cation transport through undisturbed soil columns during unsaturated flow. Ph. D. diss. Massey University, New Zealand. 214p.

Vogeler I., Clothier B. E. et Green S. R. (1997b). TDR estimation of the resident concentration of electrolyte in the soil solution. *Aust. J. Soil Res.* 35: 515-526.

- Vogeler I., Scotter D. R., Green S. R. et Clothier B. E. (1997c).** Solute movement through undisturbed soil columns under pasture during unsaturated flow. *Austr. J. Soil Res.* 35: 515-526.
- Vogeler I., Duwig C., Green S.R., et Clothier B. E. (1998).** Modelling of reactive solute chemical transport through soil. XVI World Congress of Soil Science, 20-26 August, Montpellier, France.
- Wang X. J., Smethurst P. J. et Holz G. K. (1996).** Nitrogen mineralisation indices in ferrosols under eucalypt plantations of north-western Tasmania : association with previous land use. *Aust. J. Soil Res.* 34: 925-935.
- Ward A. L., Kachanoski R. G. et Elrick D. E. (1994).** Laboratory measurements of solute transport using Time Domain Reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 1031-1039.
- Watson K. K. et Jones M. J. (1981).** Estimation of hydrodynamic dispersion in a fine sand using approximate analytical solution. *Aust. J. Soil Res.* 19: 265-273.
- Weitz A. M., Grauel W. T., Keller M. et Veldkamp E. (1997).** Calibration of Time Domain Reflectometry technique using undisturbed soil samples from humid tropical soils of volcanic origin. *Water Resour. Res.* 33(6): 1241-1249.
- White I. et Sully M. J. (1987).** Macroscopic and microscopic capillary length and times scales from field infiltration. *Water Resour. Res.* 23(8): 1514-1522.
- Whitehead D. C. (1995).** Grassland Nitrogen. CAB International, Wallingford, U.K. 397p.
- Wooding R. A. (1968).** Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4: 1259-1273.
- Wraith J. M., Comfort S. D., Woodbury B. L. et Inskip W. P. (1993).** A simplified waveform analysis approach for monitoring solute transport using Time Domain Reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 637-642.
- Young M. H., Flemings J. B., Wierenga P. J. et Warrick A. W. (1997).** Rapid laboratory calibration of Time Domain Reflectometry using upward infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61(3): 707-712.
- Zakri T. (1997).** Contribution à l'étude des propriétés diélectriques de matériaux poreux en vue de l'estimation de leur teneur en eau : modèles de mélange et résultats expérimentaux. Thèse de Doctorat, spécialité Géophysique, Géochimie et Géomécanique. I.N.P.G. Grenoble. 194 p. + annexes.

Zegelin S. J. et White I. (1989). Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using Time Domain Reflectometry. *Water Resour. Res.* 25(11): 2367-2376.

Zegelin S. J., White I. et Russel G. F. (1992). A critique of the Time Domain Reflectometry technique for determining field soil-water content. *SSSA special publication*, n°30(10): 187-208.

ANNEXE A

CHARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DU SOL

	Jachère							Graminées			
	1995			1997				1997			
Prof. (cm)	0-8	8-20	20-40	0-6	6-20	20-35	35-50	0-5	5-20	20-33	33-50
A ⁽¹⁾ (%)	43,0	37,1	33,5	29,1	41,6	40,5	54,6	19,9	25,3	39,7	56,4
LF ⁽¹⁾ (%)	24,4	24,2	10,8	35,2	31,6	25,6	39,4	30,9	29,9	30,1	20,1
LG ⁽¹⁾ (%)	5,9	6,3	17,4	7,4	7,6	9,2	3,1	10,5	9,9	10,8	15,7
SF ⁽¹⁾ (%)	17,1	26,5	25,7	19,5	16,2	21,9	0,2	33,5	29,5	17,3	6,4
SG ⁽¹⁾ (%)	0,9	1,6	11,0	3,0	1,2	0,7	0,0	3,4	1,9	0,3	0,1
pF ⁽²⁾ 2,5* (%)	52,6	48,0	35,8	64,1	62,3	58,8	46,2	63,0	63,2	50,0	44,0
pF ⁽²⁾ 3,0 (%)	47,3	46,2	33,2	51,3	48,7	42,8	34,9	46,6	47,1	38,1	34,3
pF ⁽²⁾ 4,2 (%)	35,0	32,6	27,1	42,5	33,9	30,4	28,0	36,2	33,9	30,1	27,9
pH H ₂ O	6,68	6,60	6,29	6,38	6,41	6,27	6,07	6,70	6,77	6,12	5,61
pH KCl	6,44	6,43	6,68	6,08	6,22	6,24	6,45	6,45	6,53	6,27	6,16
C (mg g ⁻¹)	76,11	37,23	12,70	71,74	53,08	29,15	9,53	73,48	49,67	17,04	8,97
N (mg g ⁻¹)	6,23	3,35	1,07	7,30	4,67	2,45	0,87	5,91	4,49	1,62	1,00
C/N	12,2	11,1	11,9	9,8	11,4	11,9	11,0	12,4	11,1	10,5	9,0
P total (ppm)	8171	9003	5943	8803	9062	8199	7112	8292	8813	7811	7468
P assimilable ⁽³⁾ (ppm)	580	270	92	254	578	263	206	843	529	235	257
Ca ⁽⁴⁾ (cmol. kg ⁻¹)	11,42	4,27	0,85	14,74	9,92	3,99	0,88	16,16	11,59	2,06	0,46
Mg ⁽⁴⁾ (cmol. kg ⁻¹) ⁴	9,86	4,38	0,42	10,35	5,26	3,06	0,48	7,31	5,08	1,37	0,34
Na ⁽⁴⁾ (cmol. kg ⁻¹) ⁴	0,31	0,20	0,08	0,20	0,12	0,07	0,06	0,16	0,17	0,12	0,04
K ⁽⁴⁾ (cmol. kg ⁻¹) ⁴	0,40	0,09	0,03	0,43	0,13	0,02	0,01	0,40	0,13	0,03	0,00
CEC ⁽⁵⁾ (cmol. kg ⁻¹)	24,49	12,20	2,95	28,31	18,72	9,19	3,41	21,33	15,41	3,62	3,33
S/T ⁽⁶⁾ (%)	90	73	47	91	82	78	42	113	110	99	25

⁽¹⁾ : Granulométrie par la méthode de la pipette de Robinson après dispersion par le métaphosphate de Na [A = argiles ; LF = limons fins ; LG = limons grossiers ; SF = sables fins ; SG = sables grossiers].

⁽²⁾ : Teneurs en eau d'échantillons de sol remaniés soumis à différentes succions (ψ) correspondant à pF 2,5 (* : 2,0 en 1997), 3,0 et 4,2, avec $pF = \log_{10} [\psi \text{ (en cm H}_2\text{O)}]$.

⁽³⁾ : Phosphore assimilable déterminé par la méthode Olsen-Dabin.

⁽⁴⁾ : Éléments échangeables.

⁽⁵⁾ : Capacité d'échange cationique à pH 7.

⁽⁶⁾ : Taux de saturation du complexe d'échange.

	Maïs - travail "lourd"						Maïs - travail "léger"					
	1995			1997			1995			1997		
Prof. (cm)	0-10	10-25	25-40	0-23	23-40	40-50	0-9	9-15	15-30	0-12	16-35	
A ⁽¹⁾ (%)	44,5	47,8	44,7	27,4	22,4	13,2	41,2	41,6	30,0	19,4	26,2	
LF ⁽¹⁾ (%)	22,4	27,3	27,8	28,3	34,4	35,3	23,2	23,6	22,8	37,1	33,1	
LG ⁽¹⁾ (%)	5,9	5,9	9,7	12,2	17,3	30,3	5,3	6,0	13,1	12,3	11,9	
SF ⁽¹⁾ (%)	20,3	11,9	15,7	25,9	22,2	19,7	15,4	23,0	31,3	24,3	24,3	
SG ⁽¹⁾ (%)	0,9	0,2	0,0	3,3	1,1	1,6	0,5	0,7	0,3	2,2	1,2	
pF ⁽²⁾ 2,5* (%)	49,4	49,6	42,8	61,3	55,9	44,1	50,9	49,8	40,2	58,2	60,2	
pF ⁽²⁾ 3,0 (%)	45,6	45,3	41,5	43,3	40,6	33,8	47,1	46,8	38,1	46,9	42,1	
pF ⁽²⁾ 4,2 (%)	31,9	32,8	30,5	31,2	30,6	27,9	32,3	32,1	30,0	35,8	31,6	
pH H ₂ O	6,63	5,93	6,08	7,34	6,44	6,30	6,48	6,33	6,31	6,91	6,08	
pH KCl	6,46	5,82	6,08	7,04	6,40	6,50	6,42	6,21	6,42	6,59	6,08	
C (mg g ⁻¹)	56,49	60,85	23,72	45,80	22,57	9,36	65,53	43,02	18,57	69,22	28,57	
N (mg g ⁻¹)	4,92	5,28	2,04	4,22	2,09	1,00	5,92	4,09	1,79	6,04	2,76	
C/N	11,5	11,5	11,6	10,9	10,8	9,4	11,1	10,5	10,4	11,5	10,4	
P total (ppm)	10233	10560	9082	4048	7886	7340	8642	9117	7887	7699	8081	
P assimilable ⁽³⁾ (ppm)	732	985	340	474	261	246	615	462	205	576	928	
Ca ⁽⁴⁾ (cmol. kg ⁻¹)	9,99	11,44	3,92	13,70	3,73	1,42	13,38	8,23	1,91	14,86	3,81	
Mg ⁽⁴⁾ (cmol. kg ⁻¹) ⁴	5,79	5,96	2,02	7,24	2,36	0,92	7,02	3,31	0,70	8,50	2,50	
Na ⁽⁴⁾ (cmol. kg ⁻¹) ⁴	0,21	0,15	0,11	0,08	0,07	0,03	0,13	0,14	0,07	0,14	0,03	
K ⁽⁴⁾ (cmol. kg ⁻¹) ⁴	0,56	0,75	0,21	0,47	0,20	0,13	0,37	0,17	0,03	0,75	0,08	
CEC ⁽⁵⁾ (cmol. kg ⁻¹)	15,70	20,48	9,49	13,66	7,04	4,76	20,85	14,43	5,53	23,77	10,89	
S/T ⁽⁶⁾ (%)	105	89	66	157	90	53	100	82	49	102	59	

⁽¹⁾ : Granulométrie par la méthode de la pipette de Robinson après dispersion par le métaphosphate de Na [A = argiles ; LF = limons fins ; LG = limons grossiers ; SF = sables fins ; SG = sables grossiers].

⁽²⁾ : Teneurs en eau d'échantillons de sol remaniés soumis à différentes succions (ψ) correspondant à pF 2,5 (ψ : 2,0 en 1997), 3,0 et 4,2, avec $pF = \log_{10} [\psi \text{ (en cm H}_2\text{O)}]$.

⁽³⁾ : Phosphore assimilable déterminé par la méthode Olsen-Dabin.

⁽⁴⁾ : Eléments échangeables.

⁽⁵⁾ : Capacité d'échange cationique à pH 7.

⁽⁶⁾ : Taux de saturation du complexe d'échange.

Annexe B

PRINCIPALES ÉQUATIONS DU MODÈLE WAVE

Equations	paramètres	détermination
Transport de l'eau		
<ul style="list-style-type: none"> • <u>Equation de Richards</u> : $C_w(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] + \sum_i \varphi_i$		
<ul style="list-style-type: none"> • $C_w(h)$ est la pente de la <u>courbe de rétention en eau</u> : $\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + \alpha_d h ^n]^m}$	θ_r, θ_s $(m^3 m^{-3})$ $\alpha_d (m^{-1}),$ n, m (×4)	expérimentale
<ul style="list-style-type: none"> • $K(h)$ est la <u>conductivité hydraulique</u> : $K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{2}{\eta} + 3}$	$K_s (cm j^{-1}),$ η (×4)	expérimentale + calibration
<ul style="list-style-type: none"> • <u>évapotranspiration potentielle d'un sol cultivé</u> : $E_p = f e^{-c LAI} ET_{crop} \text{ (évaporation) (f = 1 et c = 0,6)}$ $T_p = ET_{crop} - E_p - Canstor \text{ (transpiration)}$ $ET_{crop} = K_c ETP$ $Canstor(j) = \min [\text{pluie}, (Canstor_{max} - Canstor(j-1))], \text{ où j est le jour considéré.}$	LAI K_c $Canstor_{max}$ (mm)	littérature littérature littérature
<ul style="list-style-type: none"> • <u>extraction de l'eau par les racines</u> : $S(h, z) = \alpha(h) S_{max}(z)$	$\alpha(h),$ $S_{max}(z) (j^{-1})$	littérature
<ul style="list-style-type: none"> • <u>transpiration réelle</u> : $T_a = \int_0^{z \leq L_r} S(h, z) dz \leq T_p$	$L_r(t) (mm)$	expérimentale

Tous les paramètres sont introduits et définis dans le texte (chapitres I, III, V).

(×4) signifie que ces paramètres doivent être définis pour chaque couche de sol. Dans notre cas, 4 couches ont été utilisées.

Les paramètres dont les valeurs sont données entre parenthèses sont ceux fixés par le modèle.

<p>Transport de solutés</p> <ul style="list-style-type: none"> • <u>équation de convection-dispersion</u> (sans le concept eau mobile/eau immobile): $\frac{\partial(\theta C_r)}{\partial t} + \rho \frac{\partial S_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta D_s \frac{\partial C_r}{\partial z} \right] - \frac{\partial(q C_r)}{\partial z} + \sum_i \varphi_i,$ avec : • <u>dispersion hydrodynamique</u> : $D_s = \lambda v^n + D_e$ ($n = 1$) • <u>diffusion dans l'eau pure</u> : $D_e = \frac{D_o a e^{b\theta}}{\theta}$ ($\text{mm}^2 \text{j}^{-1}$) • <u>isotherme d'adsorption linéaire</u> : $S_s = K_d C_r$ (K_d en L kg^{-1}) • <u>concept eau mobile/immobile</u> : Les paramètres nécessaires pour l'utilisation de ce modèle sont : θ_m/θ rapport du taux d'eau mobile sur le taux d'eau totale, α (j^{-1}) coefficient de transfert entre les deux phases, et f fraction des sites d'adsorption se situant dans la phase mobile. 	<p>ρ (g cm^{-3}) (×4)</p> <p>λ (mm) (×4)</p> <p>D_o, a, b (×4)</p> <p>$K_d(\text{NH}_4^+)$ (×4)</p> <p>$K_d(\text{NO}_3^-)$ (×4)</p> <p>$\alpha, f, \theta_m/\theta$</p>	<p>expérimentale</p> <p>littérature + calibration</p> <p>littérature</p> <p>littérature expérimentale</p>
<p>Transfert de chaleur</p> <ul style="list-style-type: none"> • $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\lambda(\theta)}{\rho_d C_p} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$, avec : • $\rho_d C_p = \rho C_s + \theta \rho_w C_w$, où C_p est la capacité spécifique du sol ($\text{J kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$), ρ_d sa masse volumique humide (g cm^{-3}) C_s est la chaleur spécifique du solide ($840 \text{ J kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$), C_w est celle de l'eau ($4.2 \text{ kJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$) et ρ_w la densité de l'eau. $\lambda(\theta)$, conductivité thermique du sol ($\text{J m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{°C}^{-1}$) est calculé empiriquement. 	<p>ρ (g cm^{-3}) (×4)</p>	<p>expérimentale</p>

Cycle de l'azote		
<ul style="list-style-type: none"> • <u>minéralisation de l'azote organique du sol</u> : 		
$\frac{\partial N_{\text{NH}_4^+}}{\partial t} = \left[\frac{N_{\text{lit}}}{C_{\text{lit}}} - \frac{f_e}{\text{ro}} \right] K_{\text{lit}} C_{\text{lit}} + \left[\frac{N_{\text{man}}}{C_{\text{man}}} - \frac{f_e}{\text{ro}} \right] K_{\text{man}} C_{\text{man}} + K_{\text{hum}} N_{\text{hum}}$	$K_{\text{lit}}, K_{\text{man}},$ $K_{\text{hum}} (j^{-1})$ (×4)	littérature + calibration
$\frac{\partial N_{\text{NO}_3^-}}{\partial t} = -\frac{f_e}{\text{ro}} (K_{\text{lit}} C_{\text{lit}} - K_{\text{man}} C_{\text{man}})$	ro = C / N	expérimentale
- transformation du compartiment litière :		
$\frac{\partial C_{\text{lit}}}{\partial t} = [(1 - f_h) f_e - 1] K_{\text{lit}} C_{\text{lit}}$		
$\frac{\partial N_{\text{lit}}}{\partial t} = \left[(1 - f_h) f_e \frac{1}{\text{ro}} - \frac{N_{\text{lit}}}{C_{\text{lit}}} \right] K_{\text{lit}} C_{\text{lit}}$	f_e, f_h	littérature + calibration
- transformation du compartiment fumier :		
$\frac{\partial C_{\text{man}}}{\partial t} = [(1 - f_h) f_e - 1] K_{\text{man}} C_{\text{man}}$		
$\frac{\partial N_{\text{man}}}{\partial t} = \left[(1 - f_h) f_e \frac{1}{\text{ro}} - \frac{N_{\text{man}}}{C_{\text{man}}} \right] K_{\text{man}} C_{\text{man}}$		
- transformation du compartiment humus :		
$\frac{\partial C_{\text{hum}}}{\partial t} = f_e f_h (K_{\text{lit}} C_{\text{lit}} + K_{\text{man}} C_{\text{man}}) - K_{\text{hum}} C_{\text{hum}}$		
$\frac{\partial N_{\text{hum}}}{\partial t} = \frac{f_e f_h}{\text{ro}} (K_{\text{lit}} C_{\text{lit}} + K_{\text{man}} C_{\text{man}}) - K_{\text{hum}} N_{\text{hum}}$		
<p>N_x et C_x sont les concentrations en azote et en carbone dans le compartiment x.</p>		
<ul style="list-style-type: none"> • <u>dénitrification</u> : 		
$\frac{\partial [\text{NO}_3^-]}{\partial t} = K_{\text{denit}} [\text{NO}_3^-]$	$K_{\text{denit}}, K_{\text{nit}},$ $K_{\text{vol}}, K_{\text{hyd}}$	littérature
<ul style="list-style-type: none"> • <u>nitrification, volatilisation, hydrolyse de l'urée</u> : 		
<p>modélisées par des cinétiques du premier ordre, avec les constantes suivantes : $K_{\text{nit}}, K_{\text{vol}}, K_{\text{hyd}}$</p>	(j^{-1}) (×4)	

<p>• <u>consommation potentielle d'ammonium et de nitrate par les plantes</u> (divisée en consommation convective et diffusive) :</p> $\left. \frac{\partial N}{\partial t} \right _p = At(G-t) \text{ si } t \leq G$ $\left. \frac{\partial N}{\partial t} \right _p = 0 \text{ si } t \geq G$ <p>G est la fraction du cycle où la plante consomme de l'azote. L'indice p est pour la consommation potentielle. t est le temps (j).</p> <p>$A = N_{\max} / (G^3/2 - G^3/3)$, où N_{\max} est l'extraction maximale (mg m^{-2})</p>	<p>G</p> <p>N_{\max} (mg m^{-2})</p>	<p>littérature</p> <p>expérimentale</p>
<p>• <u>consommation potentielle convective (conv) et diffusive (dif):</u></p> $\left. \frac{\partial N}{\partial t} \right _{\text{conv}} = \int_0^{z_{\max}} S_w C_m dz \text{ et } \left. \frac{\partial N}{\partial t} \right _{\text{dif}} = \left. \frac{\partial N}{\partial t} \right _p - \left. \frac{\partial N}{\partial t} \right _{\text{conv}}$ <p>où z_{\max} est la profondeur d'enracinement au temps t, C_m la concentration en NO_3^- ou NH_4^+ dans la solution du sol, et S_w la consommation d'eau convective par les racines, calculée dans le module EAU.</p> <p>Si la consommation convective est inférieure à la consommation potentielle, la consommation diffusive est calculée.</p>		
<p>• <u>consommation maximale diffusive :</u></p> $\left. \frac{\partial N}{\partial t} \right _{\text{dif max}} = \int_0^{z_{\max}} \frac{2 \pi \text{RDENS}_i \text{RORAD Dif}(\theta) C_{mi} \theta}{10^5 D0} dz$ <p>avec $\text{RDENS} = \text{RDENS}_0 e^{-\text{alfa_rdens } z}$</p> <p>$\text{RDENS}_i$ est la densité racinaire. RDENS_0 est la densité racinaire de surface, et alfa_rdens est la décroissance de la densité racinaire dans le profil de sol. RORAD est la rayon moyen des racines, $D0$ la distance moyenne entre la solution du sol et la racine, et Dif est le coefficient de diffusion chimique dans le sol défini dans le module SOLUTE.</p>	<p>RORAD (mm), $D0$ (mm)</p> <p>RDENS_0 (cm m^{-1})</p> <p>alfa_rdens (mm^{-1})</p>	<p>littérature</p> <p>littérature</p> <p>littérature</p> <p>expérimentale</p>

Nous avons dû utiliser une centaine de paramètres, dont environ 40 % ont été déterminés expérimentalement.

Données pour les conditions initiales et aux limites :

- dans le fichier CLIMDATA, doivent être rentrées les valeurs journalières des variables suivantes : l'évapotranspiration potentielle (mm), la pluie (mm), l'irrigation (mm), la quantité de stockage maximale d'eau sur la canopée (mm), les températures maximales et minimales (°C) et la radiation globale ($\text{J cm}^{-2} \text{j}^{-1}$) ;
- dans chaque module (EAU, SOLUTE, AZOTE), doivent être rentrées les valeurs initiales de variables suivantes pour chaque couche de sol : la teneur en eau ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) ou la pression de l'eau (cm), la concentration dans la solution du sol en ammonium, urée et nitrate (mg L^{-1}), et les concentrations en azote et carbone total dans les trois compartiments de la matière organique (mg m^{-2}).

THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

Titre de l'ouvrage :

**ETUDE DES TRANSFERTS D'EAU ET DE NITRATE
DANS LES SOLS FERRALLITIQUES
DE MARÉ (Nouvelle-Calédonie) : RISQUES DE
POLLUTION DES LENTILLES D'EAU DOUCE**

Auteur :

Céline DUWIG

Etablissements :

**Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et
Environnement.(Grenoble)**

et

**Laboratoire d'Agropédologie du Centre Orstom de Nouméa
et Environment and Risk Management Group du
HortResearch Institute (Palmerston North - Nlle Zélande)**

Résumé

Le but principal de cette thèse est la détermination des risques de pollution de l'eau souterraine dus à des pratiques agricoles intensives sur l'île de Maré (Nouvelle-Calédonie).

Maré est un atoll corallien surélevé où la principale ressource en eau douce provient de lentilles situées à l'intérieur du soubassement corallien. Le sol est un sol ferrallitique allitique très perméable, et possédant une capacité importante d'échange anionique. Le climat est caractérisé par une saison humide, où des événements pluvieux de fortes intensités peuvent survenir.

Pour calculer le drainage et la lixiviation du nitrate en-dessous de la zone racinaire, une métrologie non destructive a été mise en oeuvre sur plusieurs parcelles soumises à différentes pratiques culturales. Les caractéristiques hydrauliques du sol ont été obtenues par infiltrométrie et les paramètres de transfert de solutés grâce à des expériences réalisées au laboratoire, sur colonnes de sol. Environ 100 kg N ha⁻¹ ont été apportés sur une parcelle sol nu, de maïs et de graminées. Bien que la saison 1996 fut plus humide qu'en 1995, la quantité de nitrate livixié sous maïs a diminué de 130 % (1995) à 48 % (1996) du nitrate apporté. En 1996, l'engrais a été apporté en deux fois alors qu'en 1995, il a été apporté en totalité le jour du semis. Malgré sa capacité d'échange anionique, la perméabilité du sol ainsi que les fortes intensités de pluie concourent à rendre le nitrate facilement lixiviable. Cependant, le risque de pollution peut être fortement réduit avec des applications fractionnées d'engrais de manière à ce que la consommation du nitrate par les plantes soit améliorée.

Les paramètres du sol déterminés sur le terrain et au laboratoire nous ont permis d'utiliser le modèle mécaniste WAVE et d'évaluer sa capacité de reproduction et de prédiction des données. Les mesures lors des trois saisons aux conditions climatiques différentes ont été reproduites avec satisfaction.

Mots-clés

Sol ferrallitique allitique, atoll corallien, nitrate, bilans, adsorption, échange anionique, mesures, modèle.