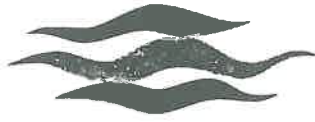
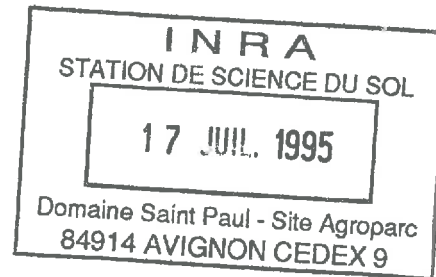


ECOLE NATIONALE DU GENIE
DE L'EAU ET DE L'ENVIRONNEMENT
DE STRASBOURG

INSTITUT NATIONAL
DE LA RECHERCHE AGRONOMIQUE



ENGEES



**MODELISATION DES TRANSFERTS COUPLES
EAU - NITRATE**

**Application à une parcelle conduite
en maraîchage intensif sous climat méditerranéen**

Stage effectué au sein de la
Station de Science du Sol de l'I.N.R.A
Centre de Recherches d'Avignon

Juillet 1995

Mémoire de troisième année

Caroline LABOUCARIE

Remerciements

Les résultats présentés dans ce mémoire ont nécessité deux années d'expérimentations, 1992 et 1993, au sein de l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Avignon. L'acquisition des données, leur traitement et leur exploitation par la modélisation, objet de mon étude, n'ont pu exister que par la bonne volonté et la gentillesse d'un grand nombre de personnes que je tiens à remercier.

Je remercie Laurent Bruckler pour m'avoir permis de réaliser mon stage de fin d'étude au sein de son équipe. Je tiens tout particulièrement à lui exprimer toute ma reconnaissance pour l'ensemble des conseils scientifiques qu'il m'a prodigués et pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail, tant sur la forme que sur le fond.

Je tiens également à adresser mes plus sincères remerciements à François Lafolie, sans qui la modélisation serait restée pour moi du domaine des voies impénétrables. Sa disponibilité, son esprit scientifique et sa perpétuelle bonne humeur ont chaque jour stimulé et fait progresser mes travaux.

Ma reconnaissance s'adresse également à Anne-Marie de Cockborne qui est à l'origine de l'acquisition d'une grande partie des données expérimentales utilisées dans ce mémoire. Sa gentillesse et sa coopération ont toujours été présentes lors de mon travail.

Je tiens à remercier Messieurs Zilliox, Sardin et Delphin pour avoir accepté d'être membres du jury lors de la soutenance de ce mémoire.

Je remercie également Pierre Renault et Bruno Mary pour les critiques constructives qu'ils ont formulées à l'égard de mon travail ainsi que Dalila Mohrath pour sa contribution au traitement des données hydrodynamiques.

Je voudrais aussi remercier de tout coeur toute l'équipe de l'unité de Science du Sol ainsi que l'ensemble des stagiaires qui ont contribué à créer une atmosphère sympathique.

RESUME

MODELISATION DES TRANSFERTS COUPLES EAU-NITRATE Application à une parcelle conduite en maraîchage intensif sous climat méditerranéen

Mots-clés: Modèle, transferts, eau, nitrate, maraîchage, minéralisation, dénitrification

D'avril 1992 à mars 1994, un suivi hydrique et azoté a été mené sur une parcelle conduite en maraîchage intensif sur le bassin de la Vistrenque (Gard) où la nappe est fortement polluée par le nitrate. Les données acquises sur ce site servent alors à caler et valider un modèle de transfert d'eau et de nitrate dans le sol en vue d'études ultérieures de comparaison de stratégies d'irrigation et de fertilisation. Le modèle utilisé, mécaniste et déterministe, prend en compte l'absorption d'eau et de nitrate par la plante ainsi que le cycle de l'azote. Il restitue les concentrations en nitrate, les potentiels matriciels en fonction du temps et de la profondeur et estime les différents flux sur la parcelle.

La modélisation du transfert de l'eau montre une bonne concordance entre les valeurs de potentiels matriciels mesurées sur le site et estimées par le modèle. Les légères discordances observées proviennent essentiellement de la méconnaissance de la répartition des intrants, notamment durant l'été, et de la localisation de l'absorption racinaire. Le modèle met en évidence un système très drainant où le stock d'eau reste constant, en permanence proche de la saturation à cause d'une irrigation excessive. La contribution de la plante est négligeable dans un tel système.

En ce qui concerne le transfert du nitrate, le modèle semble mettre en évidence une intense minéralisation de la matière organique pour les trois cycles culturaux menés durant une année (600 kg d'N/ha) ainsi qu'une forte dénitrification durant l'été (300 kg d'N/ha), hypothèses qu'il reste à vérifier par l'expérimentation. Au début de l'automne, de brutales augmentations de concentrations ne peuvent être reproduites par le modèle. L'hypothèse d'horizons structurés dans lesquels existent des écoulements préférentiels, associée à une forte variabilité spatiale des données utilisées, est envisageable mais ne suffit pas à expliquer ces variations brutales.

ABSTRACT

MODELLING WATER FLOW AND NITROGEN TRANSPORT The case of a mediterranean vegetable field

Key words: modelling, water flow, nitrogen transport, vegetable field, mineralization, dénitrification

Field experiments were conducted over a period of two years on a commercial vegetable crop in the Gard department (France). Water and nitrate data are used to modelling water flow, nitrogen transport, root uptake and nitrogen cycle. The mecanistic and unidimensionnal model provides soil water pressure head, nitrate concentration at different depths and times and an estimation of nitrate and water leaching. The fitted model will be a mean to compare different scenarios of irrigation and fertilisation in order to make the groundwater pollution decrease.

Concerning soil water pressure head, the comparisons between simulation results and measurements are good. Observed differences may come from a bad estimation of irrigation during the summer and a bad estimation of root uptake. The model reproduces a constant water stock with water content always near of saturation because of an excessive irrigation.

A important rythm of mineralisation is estimated by the model (600 kg N/ha for the three crop periods during one year). During the summer, a rapid decrease of nitrate concentration is fairly reproduced by an intense dénitrification (300 kg N/ha). These assumptions have yet to be tested by the experiment. At the beginning of automn, the comparisons show also that some important increase of nitrate concentration is not taken into account by the model. The assumption of preferential pathways with a great spatial variability of used data can explain partly this discrepancy.

SOMMAIRE

Introduction	1
1. Synthèse bibliographique.....	3
1.1. Le cycle de l'azote.....	3
1.1.1. Les entrées d'azote.....	3
1.1.2. Les transformations de l'azote (figure 2).....	3
1.1.2.1. La minéralisation	3
1.1.2.2. La nitrification.....	4
1.1.2.3. La réduction dissimilative du nitrate.....	5
1.1.2.4. La réorganisation ou immobilisation	5
1.1.3. Les sorties d'azote.....	5
1.1.3.1. Le lessivage.....	5
1.1.3.2. La dénitrification	6
1.1.3.3. Les prélèvements par la plante	7
1.1.3.4. La volatilisation.....	7
1.2. Modélisation de l'écoulement de l'eau	7
1.2.1. La méthode du bilan hydrique	8
1.2.2. Les modèles mécanistes	8
1.2.3. Les modèles fonctionnels	9
1.3. Modélisation du transfert de solutés	10
1.3.1. La méthode du bilan azoté	10
1.3.2. L'équation de dispersion-convection.....	10
1.3.3. Les modèles mathématiques à deux phases liquides	11
1.3.4. Les modèles fonctionnels	12
1.4. Modélisation de l'absorption racinaire.....	13
1.4.1. La transpiration potentielle de la culture.....	13
1.4.2. L'absorption d'eau par le système racinaire	14
1.4.2.1. La croissance racinaire au cours du temps.....	14
1.4.2.2. La fonction puits racinaire	15
1.4.3. La demande potentielle en nitrate et l'absorption de nitrate.....	15
1.5. Modélisation des processus biologiques.....	16
1.5.1. La minéralisation.....	16
1.5.2. La dénitrification.....	17
1.5.3. Prise en compte des facteurs environnementaux	18
2. Description du modèle utilisé.....	19
2.1. Modélisation du flux hydrique	19
2.1.1. L'équation.....	19
2.1.2. Conditions liées au temps et au maillage.....	21
2.1.3. Caractéristiques hydrodynamiques du sol	21
2.1.4. Conditions initiales et conditions aux limites.....	22
2.2. Le transfert de solutés	24
2.2.1. Les mécanismes de transport de solutés en milieu poreux	24
2.2.1.1. La dispersion hydrodynamique.....	24
2.2.1.2. La diffusion	24
2.2.2. Modélisation des transferts prenant en compte une seule phase	24
mobile	24
2.2.3. Modélisation à deux phases, mobile et immobile.....	26

2.2.4. Conditions initiales et conditions aux limites.....	26
2.3. Le transfert de chaleur.....	27
2.3.1. L'équation.....	27
2.3.2. Conditions initiales et aux limites.....	28
2.4. L'absorption racinaire.....	28
2.4.1. Densité et croissance racinaire.....	28
2.4.2. L'évolution du couvert végétal.....	29
2.4.3. L'absorption d'eau par les racines.....	29
2.4.4. L'absorption de nitrate.....	30
2.5. Les transformations biochimiques.....	31
2.5.1. La cinétique de minéralisation.....	31
2.5.1.1. Influence de la température.....	32
2.5.1.2. Influence de la teneur en eau sur la minéralisation.....	32
2.5.2. La cinétique de nitrification.....	33
2.5.3. La cinétique de dénitrification.....	34
2.6 Rappel des paramètres à déterminer.....	35
3. Matériel et méthodes.....	36
3.1. La parcelle.....	36
3.2. L'expérimentation sur le terrain.....	36
3.2.1. Le suivi hydrique.....	37
3.2.1.1. La teneur en eau du sol.....	37
3.2.1.2. Les mesures tensiométriques.....	37
3.2.1.3. Les intants.....	37
3.2.2. Le suivi azoté.....	38
3.2.2.1. Les prélèvements à la tarière.....	38
3.2.2.2. Les prélèvements de la solution du sol par bougies poreuses.....	38
3.2.2.3. Les apports azotés.....	38
3.2.3. Le suivi de la culture.....	39
3.2.4. Conclusion.....	39
3.3. Les méthodes de laboratoire.....	39
3.3.1. Dosage de l'azote.....	39
3.3.1.1. Dosage de l'azote nitrique.....	39
3.3.1.2. Dosage de l'azote total.....	39
3.3.2. Détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol.....	40
3.3.2.1. Le principe de la méthode.....	40
3.3.2.2. Résultats.....	41
4. Résultats.....	43
4.1. Modélisation du transfert hydrique.....	43
4.1.1. Le calage des paramètres hydrodynamiques.....	44
4.1.1.1. La technique de calage.....	44
4.1.1.2. Calage des paramètres hydrodynamiques hors culture (inter-rang).....	44
4.1.1.3. Conditions initiales et aux limites.....	45
4.1.1.4. Résultats et discussions.....	46
4.1.1.5. Analyse des stocks d'eau, des teneurs en eau et des flux.....	48
4.1.1.6. Calage des paramètres liés à la plante (paillage).....	49
4.1.1.7. Analyse des stocks d'eau, des teneurs en eau et des flux.....	51
4.1.1.8. Discussion.....	52

4.1.2. Validation.....	53
4.1.2.1. Résultats de validation sur l'inter-rang (zone non cultivée).....	53
4.1.2.2. Résultats de validation à partir des données sous paillage.....	54
4.1.3. Conclusions.....	55
4.2. Modélisation du transfert de solutes.....	56
4.2.1. Analyse des résultats expérimentaux.....	56
4.2.1.1. Expérimentation menée en 1992.....	56
4.2.1.1.1. Description des profils de concentration.....	56
4.2.1.1.2. Analyse quantitative de la variation de stock d'azote nitrique.....	57
4.2.1.2. Expérimentation menée en 1993.....	57
4.2.1.2.1. Description des profils de concentration.....	57
4.2.1.2.2. Analyse quantitative de la minéralisation nette.....	58
4.2.2. Choix des données de calage.....	58
4.2.3. Choix des paramètres.....	59
4.2.3.1. Le transfert thermique.....	59
4.2.3.2. Le transfert de solutés.....	60
4.2.3.3. Les transformations du cycle de l'azote.....	60
4.2.3.4. L'absorption racinaire de nitrate.....	61
4.2.3.5. Conditions initiales et aux limites.....	62
4.2.4. Résultats.....	62
4.2.4.1. Comparaison des concentrations simulées et observées.....	62
4.2.4.2. Estimation des flux de minéralisation, dénitrification et drainage.....	62
4.2.4.3. Analyse quantitative des termes du bilan azoté.....	63
4.2.5. Application des paramètres utilisés aux deux autres cultures.....	64
4.2.5.1. Culture d'été 1993: résultats sous paillage.....	64
4.2.5.2. Culture d'automne-hiver: résultats sous paillage.....	65
4.2.5.3. Culture de printemps : résultats dans l'inter-rang.....	66
4.2.5.4. Culture d'automne hiver : résultats sur inter-rang.....	67
4.2.6. Nouvelles hypothèses envisagées.....	67
4.2.6.1. Hypothèses.....	67
4.2.6.2. Résultats.....	68
4.2.7. Conclusions.....	68
Conclusions générales.....	70
Bibliographie.....	72
Listes des tableaux.....	80
Listes des figures.....	81
Listes des annexes.....	84
Annexes.....	87

INTRODUCTION

La qualité de l'eau destinée à la consommation humaine ne cesse de se dégrader. C'est ce que montre en effet les données régulièrement collectées depuis une vingtaine d'années par les Agences de Bassin et les Services du Ministère de la Santé (Directions Départementales et Régionales des Affaires Sanitaires et Sociales). Les problèmes proviennent pour l'essentiel des produits peu ou pas biodégradables diffusés largement dans l'environnement et difficilement éliminés par traitement. C'est le cas notamment du nitrate qui s'accumule dans les eaux souterraines. Cette forme de dégradation de la qualité des eaux de boisson est la plus fréquente. En 1988, on estimait que le nitrate provenait pour deux tiers de l'agriculture et de l'élevage, le tiers restant correspondant aux rejets d'origines domestique et industrielle (eaux usées, résidus de production). La pollution par le nitrate est donc étroitement liée au plan d'occupation des sols. A titre d'exemple, la Bretagne est particulièrement touchée et les zones où les teneurs sont les plus élevées comme le Finistère, les Côtes d'Armor et l'Ille et Vilaine sont caractérisées par une agriculture et un élevage très intensifs. La nappe de la Vistrenque, située dans le Gard, d'une superficie de 390 km², n'échappe pas à ce constat. La DIREN a établi un inventaire de l'occupation agricole des sols et de la pollution azotée de la nappe de la Vistrenque (**Document Diren, 1992 et 1994**). Différentes cultures peuvent être distinguées, qui sont, par ordre croissant de fertilisation azotée:

- vigne, oliviers, friches, prairies naturelles
- grandes cultures, tous types confondus
- arboriculture
- asperges
- maraîchage, serres, pépinières, jardins collectifs

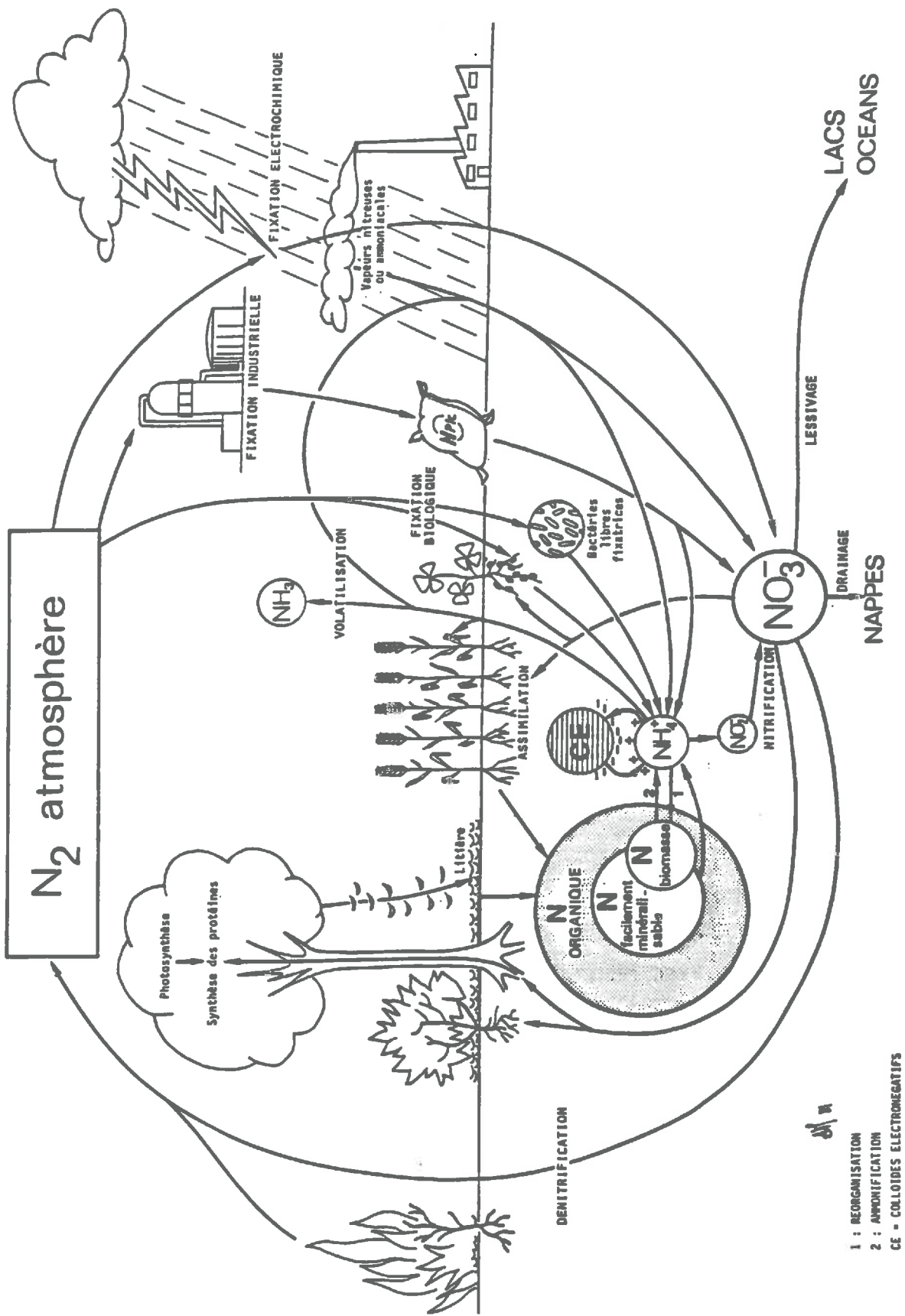
Il apparaît également que le maraîchage est important: il représente 10% de la surface agricole de la Vistrenque. L'irrigation et la fertilisation associées à ce type de culture sont souvent excessives. Dans cette zone de maraîchage intensif, de fortes concentrations en nitrate ont été mesurées, pouvant parfois atteindre 160 mg/l; la limite de teneur en nitrate des eaux destinées à la consommation est de 50 mg/l (norme européenne). Il est donc apparu nécessaire et urgent d'analyser dans le détail cette zone pour vérifier quel est le rôle exact que joue le maraîchage intensif dans la pollution nitrique de la nappe. C'est dans ce contexte qu'a été mis en place un projet pluridisciplinaire dont les différents partenaires sont l'INRA d'Avignon (Unité de Science du Sol), l'ENGREF de Montpellier (Département de Maîtrise de l'Eau), la DIREN du Languedoc-Roussillon et la Chambre d'Agriculture du Gard. Ce programme de recherche est commandé par le Syndicat Intercommunal de la nappe de la Vistrenque, dont les préoccupations, d'abord axées sur les problèmes de quantité d'eau, se sont peu à peu orientées vers les problèmes de qualité des eaux. Ce programme de recherche, débuté en 1992, doit permettre dans un délai de 3 à 5 ans de réaliser un diagnostic de la situation dans la vallée de la Vistrenque et de faire des propositions d'amélioration de la gestion des intrants en vue de minimiser la pollution nitrique d'origine agricole. La maîtrise de cette pollution, en accord avec les différents intervenants, apparaît comme une réelle nécessité dont l'enjeu économique est important: minimiser les coûts de dépollution par les distributeurs d'eau potable.

Ainsi, les axes de recherches menées à l'INRA concernent:

- un volet géochimique avec l'étude des processus d'élimination naturelle des nitrates (Thèse en cours)
- un volet agronomique dont l'objectif final est la mise en place de stratégies raisonnées de fertilisation et d'irrigation

Le travail que j'ai réalisé au sein de l'INRA s'intègre dans ce dernier axe de recherche. Il vient à la suite de deux années d'expérimentations menées sur un sol cultivé en maraîchage intensif sous climat méditerranéen dans la Vallée de la Vistrenque. Il consiste à mettre au point et à valider un modèle de transfert couplé eau-nitrate en vue d'études ultérieures de comparaison de stratégies d'irrigation et de fertilisation appliquées au maraîchage.

La démarche adoptée lors de cette étude débute par une étude bibliographique qui permet de situer ce travail dans l'ensemble des travaux de modélisation des transferts d'eau et d'azote. Ensuite, on propose une mise au point et une validation du modèle de transfert hydrique. Enfin, un calage est proposé pour le transfert de soluté, notre objectif premier étant la compréhension du cycle de l'azote dans le contexte d'étude.



1 : REORGANISATION
 2 : AMMONIFICATION
 CE - COLLOIDES ELECTRONEGATIFS

Figure 1: Cycle de l'azote selon MARIOTTI (1982)

1. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

1.1. LE CYCLE DE L'AZOTE

Dans le sol, l'azote se présente pour 5% sous forme minérale et pour 95% sous forme organique. Le cycle de l'azote est constitué par les transformations que subit l'azote, qu'il s'agisse d'un processus interne, d'une perte ou d'un gain (**figure 1**).

1.1.1. Les entrées d'azote

La fixation biologique : c'est le passage de l'azote gazeux N_2 en azote combiné assimilable. Cette réduction est assurée par différents groupes de micro-organismes dits "azototrophes" qui sont soit des fixateurs libres (azotobacters), soit des fixateurs symbiotiques (rhizobium des légumineuses) (**MARIOTTI, 1982**).

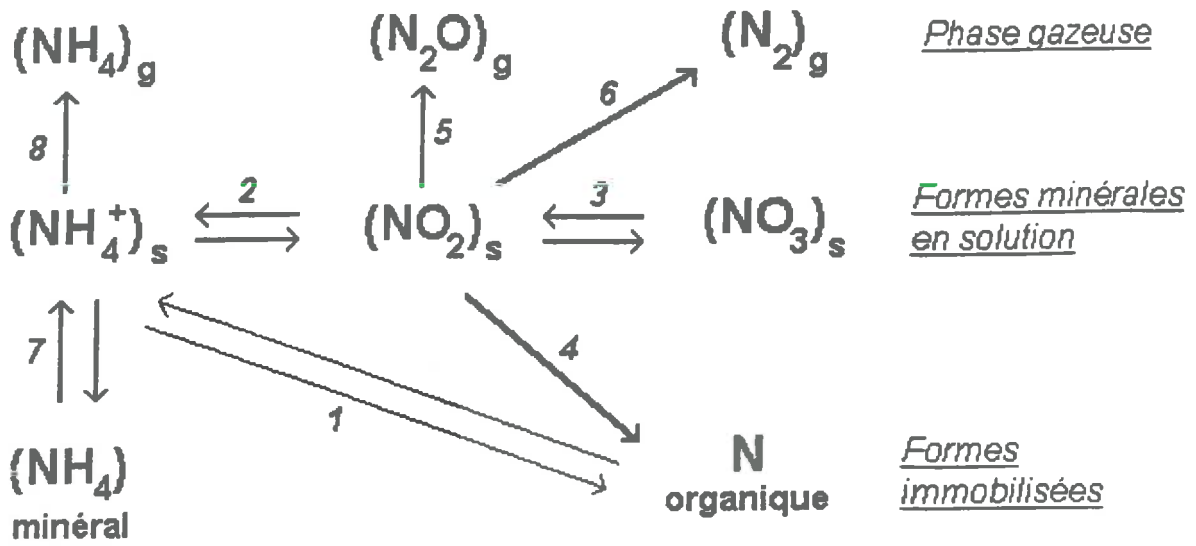
Les précipitations : elles sont porteuses d'azote inorganique (ammonium ou nitrate). Les apports représenteraient 2 à 4 kg d' $N-NO_3$ /ha/an. (**CPWU,1977; KUGLER,1988**)

Les apports artificiels : ils sont réalisés par les engrais minéraux (nitrate et ammonium) ou organiques (azote organique et ammoniacal). Lorsque l'eau d'irrigation est riche en nitrates (eau de nappe par exemple), elle peut être à l'origine d'apports non négligeables.

1.1.2. Les transformations de l'azote (**figure 2**)

1.1.2.1. La minéralisation

La minéralisation est la décomposition microbienne d'une fraction de l'azote organique en ammonium. La plupart des micro-organismes du sol est capable d'hydrolyser l'azote organique. Les micro-organismes sont hétérotrophes, c'est à dire qu'ils assurent leurs besoins énergétiques par l'oxydation des composés organiques du sol. Les flux d'azote minéralisé sont corrélés au flux de carbone minéralisé car le carbone représente l'énergie potentiellement assimilable pour la biomasse microbienne. C'est une réaction catalysée par des enzymes (hydrolases, oxydases). La matière organique du sol étant très hétérogène, on peut distinguer des fractions facilement minéralisables et des fractions plus récalcitrantes qui se traduisent par des cinétiques de minéralisation plus faibles. **JANSSON (1958)**, considère deux fractions d'azote organique dans le sol: une fraction passive très lentement minéralisable et une fraction active de petite taille. **MARY et al. (1979)** ont confirmé ce modèle en comparant des tests d'incubation avec les résultats expérimentaux au champ obtenus à partir de 30 sols du bassin parisien. Ils précisent également que les tests d'incubation ne sont représentatifs du pouvoir minéralisateur du sol qu'à partir du 14^e jour d'incubation, les premiers jours générant un effet d'extraminéralisation non



- | | |
|-------------------------------------|-------------------|
| Nitrification : | 1-2-3 |
| Réorganisation : | 3-2-1 et 3-4 |
| Dénitrification : | 3-5, 3-6 et 3-2-8 |
| Immobilisation par échange d'ions : | 7 |
| Minéralisation : | 1. |

Figure 2: Processus de transformations internes du cycle de l'azote (CALVET, 1981)

représentatif. C'est un phénomène qui a été souvent observé; il s'ajoute à la minéralisation "normale" de la matière organique et pourrait intervenir à chaque changement brutal des conditions expérimentales. L'extraminéralisation peut être attribuée au séchage du sol et à la présence de résidus organiques frais en voie de décomposition rapide. **PAUL et JUMA (1981)** ont affiné ces résultats en quantifiant la contribution d'au moins 4 pools d'azote organique: la biomasse, les métabolites azotés, la matière organique active et la matière organique stabilisée dont la contribution respective à la minéralisation est de 14%, 4%, 32% et 40%. L'approche de la répartition de l'azote organique en plusieurs fractions minéralisables n'est qu'un concept qui permet d'expliquer les variabilités des rythmes de minéralisation dans un sol.

Le précédent cultural peut avoir des effets importants sur la disponibilité en azote minéral du sol. Selon **MARY (1987)**, le rapport C/N ne permet pas de caractériser la biodégradabilité du résidu: la vitesse initiale de minéralisation du carbone est sensiblement proportionnelle à la fraction du résidu soluble dans l'eau (**JAWSON et al., 1986**). Les racines, moins riches en fraction soluble, se décomposent plus lentement que les parties aériennes.

Les conditions optimales pour la minéralisation se situent à une température de 35°C environ (**STANFORD et al, 1973**). Elle est favorisée par un sol bien aéré, un rapport C/N compris entre 10 et 20, un pH compris entre 5 et 8, et est optimale pour une teneur en eau proche de la capacité au champ (**DELPHIN, 1986; STANFORD et al, 1974**). La minéralisation décroît très rapidement si la température est inférieure à 10°C.

Les changements de teneur en eau dans le temps ont un important effet sur la minéralisation. La réhumectation d'un sol sec engendre une reprise de la minéralisation expliquée par une expansion de la population microbienne (**CAMPBELL and BIERDERBECK, 1982**). Le substrat lors de cette reprise est constitué de cellules microbiennes mortes à faible rapport C/N (C/N = 8) et de la matière organique nouvellement exposée à l'attaque microbienne.

Dans un sol cultivé, la minéralisation moyenne est estimée à 150 à 200 kg d'N/ha/an (**HENIN, 1980**).

L'ammonium issu de cette transformation peut être absorbé par les plantes, retenu par les colloïdes minéraux ou organiques, volatilisé. Il peut également être oxydé par les micro-organismes du sol : c'est la nitrification.

1.1.2.2. La nitrification

La nitrification est la succession de deux processus microbiologiques :

- la nitritation qui transforme l'ammonium en nitrite
- la nitratisation qui transforme le nitrite en nitrate

La nitritation est réalisée par des bactéries oxydantes de type *Nitrosomonas* suivant la réaction:



La nitratisation est réalisée par des bactéries de type *Nitrobacter* suivant la réaction :

La dernière étape est beaucoup plus rapide que la première. Les nitrites ne font donc qu'une brève apparition.

Les conditions optimales de nitrification sont identiques à celle de la minéralisation avec toutefois un besoin supérieur en oxygène (DOMMERGUES et MANGENOT,1970).

1.1.2.3.. La réduction dissimilative du nitrate.

En condition anoxique, les nitrates peuvent être réduits par certains micro-organismes (ex clostridium) en ammonium. On néglige ce phénomène par rapport à la dénitrification (FAZZOLARI et al, 1990 a et b).

1.1.2.4.. La réorganisation ou immobilisation

Les besoins azotés de croissance de la biomasse microbienne sont prélevés sur le stock d'azote minéral du sol ou proviennent de l'azote organique contenu dans le résidu végétal présent dans le sol; on parle alors de phase de réorganisation qui a deux composantes :

- l'organisation de l'azote minéral
- la réorganisation de l'azote minéralisé provenant du résidu organique

Les micro-organismes assimilent préférentiellement NH_4^+ à NO_3^- (MARIOTTI, 1982).

La réorganisation a souvent été observée après enfouissement de résidus végétaux à forts rapports C/N (MARY, 1987). A l'inverse, l'incorporation de jeunes racines d'orge par exemple dont le rapport C/N est faible provoque une minéralisation accrue car il contient beaucoup d'azote nitrique. La période de réorganisation nette est souvent de courte durée, le temps de la régénération de la population microbienne.

L'azote réorganisé peut ensuite être reminéralisé. Lorsque la minéralisation brute est supérieure à la réorganisation brute, on parle de minéralisation nette; dans le cas contraire, on parle de réorganisation nette.

1.1.3. Les sorties d'azote

1.1.3.1.. Le lessivage

L'ion ammonium est aisément adsorbé sur le complexe argilo-humique. L'ion nitrate, du fait de sa charge négative et de sa forte solubilité (GENG,1988) ne peut être adsorbé et se trouve alors entraîné par l'eau en direction des nappes. Plusieurs paramètres influencent les quantités d'azote lessivées (GENG,1988; HENIN,1980; LIND,1979; WILD et CAMERON, 1980; KEE-WONG et DEVILLE,1984; ADDISCOTT,1988):

Sol	Culture	Fertilisation kg N / ha	Période de mesure	Méthode de mesure	Dénitrification kg N / ha / an	Référence
Limon.	Légumes irrigués	290 à 665	1 an	Enceintes - C ₂ H ₂	95 à 233	Ryden et Lund, 1980
Arg.Limon.	Prairie perm.	0	1 an	Enceintes - C ₂ H ₂	1.6	Ryden, 1993
"	"	250	"	"	11.1	"
"	"	500	"	"	29.1	"
Chemozem	Blé (2 parcelles)	50	26/5-31/8	Cylindres-C ₂ H ₂	1.2 et 1.8	Aulakh <i>et al.</i> , 1982
Chemozem	Blé (Labouré)	45 - 75	1 an	Cylindres-C ₂ H ₂	3 à 7	Aulakh <i>et al.</i> , 1984
"	Blé (non labouré)	45 - 75	"	"	12 à 16	"
"	Jachère	0	"	"	12 à 33	"
Arg.Limon.	Blé	155	1/2-20/10	Enceintes-C ₂ H ₂	15.9	Germon <i>et al.</i> , 1985
Limon.	Blé	153	1/3-18/10	Enceintes-C ₂ H ₂	10.4	"
Arg.Limon.	Maïs	200	1/5-31/8	Enceintes- ¹⁵ N	3	Mosier <i>et al.</i> , 1986
"	Orge	"	1/5-31/7	"	0.7	"
Limon.Sabl.	Blé	203	1 an	Cylindres - C ₂ H ₂	0.7	Myrold, 1988
"	Ray gras	107	"	"	1.7	"
Limon.	Forêt	0	1 an	Cylindres-C ₂ H ₂	10 à 24	Groffman et Tiedje, 1989
Limon.Arg.	"	0	"	"	17 à 40	"
Sabl.	"	0	"	"	0.5 à 0.8	"
Arg.Limon.	Prairie perm.	120	1/3-15/9	Enceintes-C ₂ H ₂	17.6	Germon et Couton, 1989
Limon.	Prairie temp.	100 (+lisier)	15/3-15/9	"	19.1	"
"	"	0 (+lisier)	"	"	15.2	"
	Forêt d'Aulnes	0	1 an	Enceintes-C ₂ H ₂	4.9	Struwe et Kjoller, 1990
Limon.	Prairie	?-450	1 an	Cylindres-C ₂ H ₂	19.2	Jarvis <i>et al.</i> , 1991
Limon.	Prairie	"	"	"	47.5	"
Sol humique	Forêt	0	1 an	Cylindres-C ₂ H ₂	1.3	Struwe et Kjoller, 1991
Limon.	Blé	220	25/5-10/6	Enceintes-C ₂ H ₂	11.8	Goulding <i>et al.</i> , 1993
"	Prairie temp.	220	"	"	8	"
Limon.Arg.	Prairie	0	20/4-5/10	Cylindres-C ₂ H ₂	0 à 10	Groffman <i>et al.</i> , 1993

Tableau 1: Estimations des pertes annuelles d'azote par dénitrification
(HENAULT, 1993)

- la capacité de rétention en eau du sol
- la quantité d'eau reçu par le sol
- l'alternance de cycles sécheresse / réhumectation
- la concentration en nitrate de la solution du sol
- le type de culture

Le flux lessivé est soumis à une forte variabilité saisonnière et spatiale. Le lessivage est souvent le plus important à la plantation de la culture, dans le cas d'irrigations mal contrôlées, et lorsque le sol est nu (MARTIN et al., 1982; SCHEPERS et al., 1985). Le contrôle de cette perte reste un des objectifs majeurs pour réduire la pollution des nappes et améliorer l'économie agricole.

1.1.3.2. La dénitrification

C'est la transformation biologique par laquelle les nitrates sont réduits à l'état de produits gazeux. Dans des conditions anaérobies, certaines bactéries aérobies par nature (Nitrosomonas, Pseudomonas) utilisent le nitrate à la place de l'oxygène dans leur processus respiratoire. Le bilan final de la dégradation du glucose peut s'écrire :



La dénitrification correspond à la séquence de transformations suivantes :



Un sol correctement aéré peut présenter localement des zones saturées où une dénitrification de l'ordre de 15 à 20 kg/ha/an est possible. (GLEMAREC,1988).

STANFORD et al (1975), ont réalisé des cinétiques de dénitrification à différentes températures comprises entre 5°C et 45°C sur trois sols. Ces cinétiques ont montré pour les trois sols une augmentation de l'activité de dénitrification entre 15°C et 35°C, respectant globalement la loi du Q10 = 2, un décrochement de cet effet vers 10°C, température en dessous de laquelle l'activité devient très ralentie, une stabilisation de l'activité au delà de 35°C. BEAUCHAMP et al (1989) ont également précisé que l'influence de la température est toujours positive mais moins marquée entre 35°C et 60°C. L'activité de la dénitrification chute très brutalement au delà de 60°C.

Les conditions optimales sont : une température comprise entre 35°C et 60°C et un pH entre 6 et 8,6 (STANFORD et al,1975; DOMMERGUES et MANGENOT, 1970); un sol saturé en eau; un sol riche en matière organique métabolisable par la microflore dénitrifiante (DOMMERGUES et MANGENOT, 1970).

Des estimations annuelles des pertes d'azote par dénitrification ont été calculées à partir de résultats de mesures directes et ponctuelles, effectuées régulièrement au cours de la période expérimentale (tableau 1). En général, les pertes d'azote mesurées dans les sols sont inférieures à 50 kg N/ha/an avec de nombreux résultats inférieurs à 20 kg N/ha/an. Cependant, RYDEN et LUND (1980) ont mesurés des valeurs pouvant être supérieures à 230 kg N/ha/an. Les faibles quantités ont été mesurées dans des sols généralement bien drainés. Cependant, il se peut que la dénitrification soit beaucoup plus importante dans des situations particulières

comme c'est le cas de la culture de légumes irriguées et fortement fertilisée sur laquelle **RYDEN et LUND (1980)** ont travaillé.

La disponibilité en carbone apparaît comme un facteur limitant la dénitrification dans les sols (**BOWMAN et FOCHT, 1974**). La fertilisation organique ou minérale influence aussi le déclenchement de l'activité dénitrifiante. **DOWDELL (1981)** a observé que les fertilisations minérales conduisent à des pics d'activités brefs et élevés après les pluies (**RYDEN, 1983; JARVIS et al., 1991**) et que les fertilisations organiques conduisent à une réalisation plus continue de l'activité de dénitrification du sol; on relie ce phénomène au fait que l'épandage de composés organiques dans le sol provoque une diminution de la teneur en oxygène jusqu'à 80 cm sur une période de plusieurs mois (**DOWDELL, 1981**).

Des mesures de dénitrification et de respiration réalisées simultanément dans des parcelles cultivées ont montré que ces deux activités présentent des variations saisonnières marquées, avec des maximum au printemps et en automne, quand les sols sont humides et chauds (**MYROLD, 1988; PARSONS et al., 1991**).

1.1.3.3. Les prélèvements par la plante

L'azote est le principal élément nutritif des plantes qu'elles absorbent essentiellement sous forme de nitrate et rarement sous forme ammoniacale. La disponibilité de ces formes d'azote dans le sol dépend de caractères climatiques, physico-chimiques mais aussi humains (irrigation, travail du sol, apports d'engrais).

1.1.3.4. La volatilisation

C'est le passage de l'ammonium du sol en ammoniacque gazeux. Cette réaction est favorisée par le vent ainsi que l'alcalinité du sol (**DOMMERGUES et MANGENOT, 1970**).

1.2. MODELISATION DE L'ECOULEMENT DE L'EAU

La prise en compte du transfert de nitrate dans le sol doit être précédée de la connaissance des mécanismes de transfert hydrique. Nous disposons de plusieurs approches du transfert de l'eau en milieux saturé et non saturé:

- la méthode du bilan hydrique
- les modèles mécanistes, fondés sur la connaissance des lois physiques des mécanismes mis en jeu
- les modèles fonctionnels, représentation simplifiée de la réalité, moins exigeants en variables et paramètres observés que les modèles mécanistes

1.2.1. la méthode du bilan hydrique

On considère un volume de sol donné. Pour déterminer les variations de stock d'eau entre deux dates ($S_{wj}-S_{wi}$), il faut prendre en compte les entrées et les sorties qui interviennent entre ces deux dates. Les entrées sont la pluie (P), l'irrigation (I) et les sorties le drainage (D_w), l'évapotranspiration réelle (ETR) et le ruissèlement (R_w). Le bilan s'écrit:

$$S_{wj} - S_{wi} = (P + I) - (ETR + D_w + R_w) \quad (5)$$

L'avantage d'un tel bilan est qu'il ne nécessite aucune caractérisation du sol étudié; il exige cependant la connaissance des intrants auxquels on accède par des pluviomètres ou des pluviographes, et de l'ETR qui ne peut être facilement mesurée. Des hypothèses doivent donc être émises à ce sujet. Des simplifications peuvent être envisagées dans le cas où l'on néglige la variation de stock et le ruissèlement par exemple. C'est avec ces hypothèses que **CLAUDOT (1994)** a travaillé pour l'étude du bilan azoté mené sur le sol et les cultures qui nous intéressent. Le drainage peut donc être déduit par:

$$D_w = (P + I) - ETR \quad (6)$$

Si la méthode présente l'avantage de calculer un drainage sur un temps donné et à une certaine profondeur, elle ne rend pas compte des variations internes de l'état hydrique du sol dans le volume considéré. Les résultats globaux peuvent être corrects sans que soient mis en évidence des mécanismes de transfert. Les modèles mécanistes viennent alors compléter cette approche par la prise en compte des flux d'eau dans le volume de sol considéré.

1.2.2. Les modèles mécanistes

Ils sont souvent fondés sur la connaissance des lois physiques des phénomènes pris en compte. Dans le sol, le transfert de l'eau obéit à l'équation de Richards, dérivée de la loi de Darcy. Ces modèles permettent le suivi dans le temps et dans l'espace du transfert de l'eau. Leur utilisation fait apparaître plusieurs problèmes:

- la résolution de l'équation nécessite la caractérisation du sol par la relation liant la teneur en eau au potentiel matriciel ($\psi(\theta)$) et la relation liant la conductivité hydraulique à la teneur en eau $K(\theta)$. Les paramètres qui caractérisent le sol sont soumis à une très forte variabilité spatiale alors que les modèles mécanistes déterministes simulent localement les phénomènes.

- les variations des paramètres climatiques dans l'espace et dans le temps sont difficiles à prendre en compte.

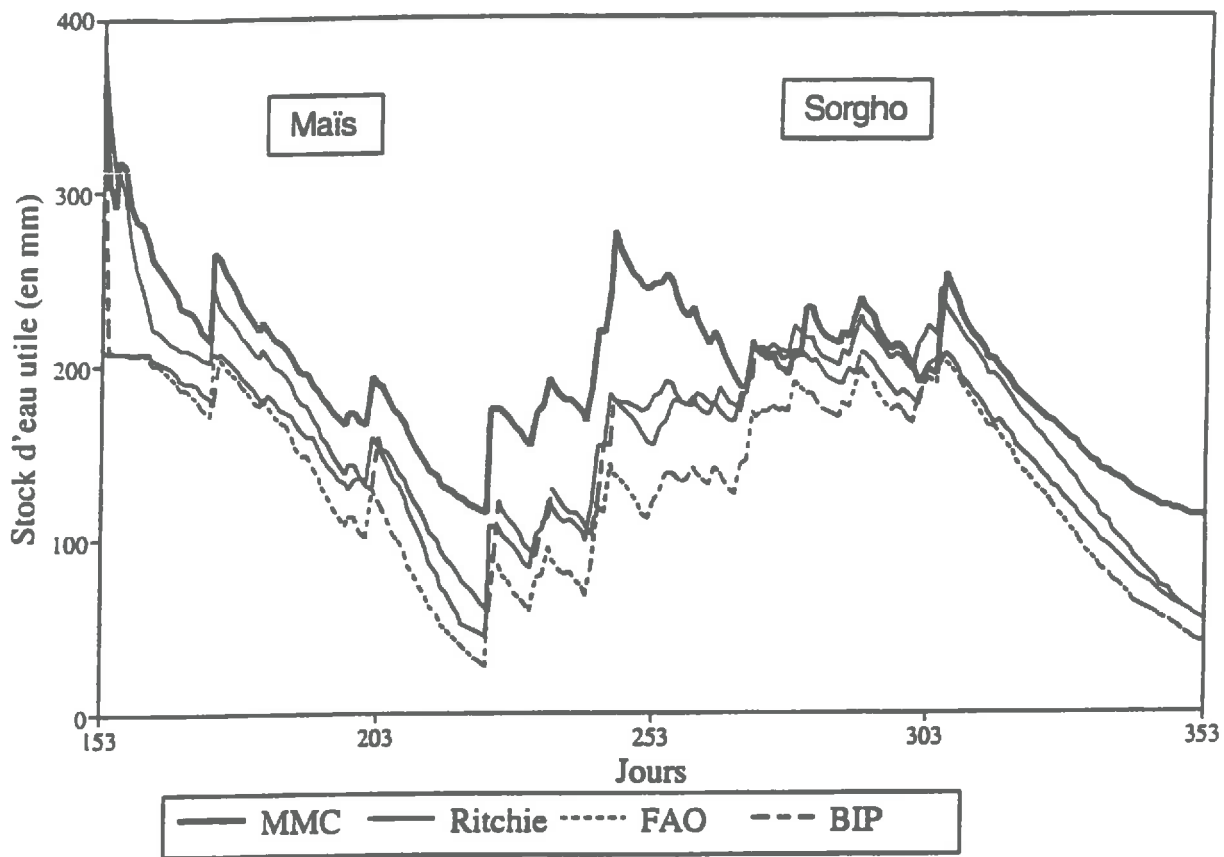


Figure 3: Comparaison des stocks d'eau simulés par le modèle mécaniste (MMC) et trois modèles fonctionnels (Ritchie, FAO, BIP) sur une culture de maïs/sorgho au Nicaragua (MARAUX, 1994)

Ces modèles, dont le degré de complexité peut parfois être développé, font appel à un nombre élevé de paramètres physiques mesurables directement ou indirectement. Ils ne sont donc pas d'un usage facile et immédiat et ne rendent pas toujours compte de la réalité. Ils exigent un important travail de détermination des propriétés hydrodynamiques du sol étudié et la connaissance dans le temps de la condition à la limite inférieure du profil (teneur en eau ou potentiel). Une autre approche, plus simplifiée, consiste alors à utiliser des modèles qui ne résolvent pas l'équation et considèrent le sol comme un ou plusieurs réservoirs: les modèles fonctionnels.

1.2.3. Les modèles fonctionnels

Contrairement aux modèles précédents qui sont essentiellement fondés sur la notion de vitesse ou de flux d'eau, les modèles dits "fonctionnels" sont de type capacitif: chaque couche de sol, considérée comme un réservoir, est caractérisée physiquement par son épaisseur, son humidité volumique à saturation, à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent. Le transfert d'eau, d'un réservoir à l'autre, est en fait régulé par la capacité au champ: au delà de cette valeur de teneur en eau, l'eau est drainée dans les horizons inférieurs. La prise en compte de l'évaporation et de la transpiration par les plantes peut également être traitée de façon simplifiée.

MARAUX (1994), a comparé les résultats du modèle mécaniste que nous allons utiliser (LAFOLIE, 1991) avec trois modèles fonctionnels (RITCHIE, 1972, 1985; DOORENBOS et PRUITT, 1977; FRANQUIN et FOREST, 1977). Il a constaté que globalement, le comportement des trois modèles en terme de bilan cumulé de la consommation d'eau par la plante et de restitution du stress hydrique était satisfaisant. En revanche, les stocks d'eau simulés par les modèles fonctionnels sont toujours différents de ceux estimés par le modèle mécaniste. (figure 3). La principale limite aux modèles fonctionnels est vraisemblablement liée à l'incapacité de ces modèles à prendre en compte les mécanismes de remontées capillaires qui réapprovisionnent le stock en période de sécheresse.

Il ressort de son analyse que les modèles mécanistes, comparés aux modèles fonctionnels, sont des outils performants pour comprendre le fonctionnement hydrique des sols cultivés ou non mais ils ne peuvent constituer des outils de prédiction et de gestion facile d'emploi. En revanche, les modèles fonctionnels, bien adaptés, renseignés et calés peuvent constituer des outils d'aide à la décision mais sont très limités pour l'explication et la compréhension de situations particulières. Actuellement, il paraît donc difficile de privilégier un type de modèles plus qu'un autre; les modèles mécanistes, qui privilégient la compréhension des phénomènes, pourraient être utilisés pour l'élaboration et la mise au point de modèles fonctionnels opérationnels.

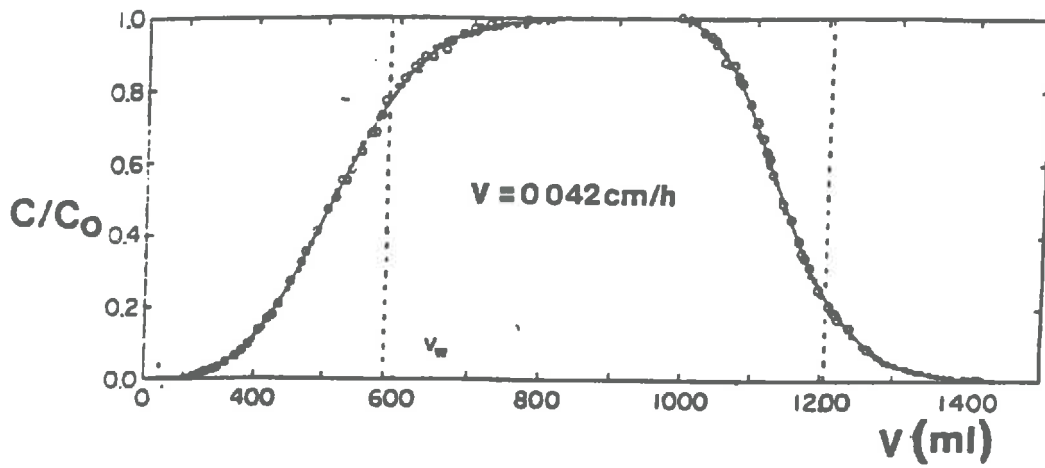


Figure 4: Courbes d'élution à l'apport et au lessivage révélant la présence d'une phase liquide immobile. Injection de 620 ml d'une solution de chlorure dans une colonne de teneur en eau volumique totale de 588 ml (NIELSEN et BIGGAR, 1962)

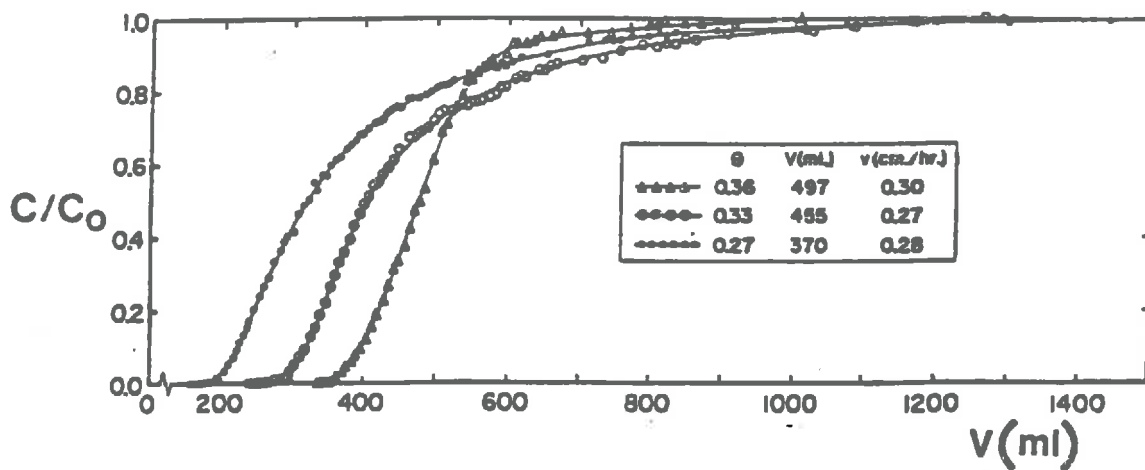


Figure 5: Courbes d'élution obtenues sur un sable à trois teneurs en eau. La vitesse moyenne est de l'ordre de 0.3 cm/h (NIELSEN et BIGGAR, 1962)

1.3. MODELISATION DU TRANSFERT DE SOLUTES

On peut envisager différentes approches du transfert de solutés. Nous évoquerons la méthode du bilan azoté, les modèles mécanistes et fonctionnels.

1.3.1. La méthode du bilan azoté

Elle repose sur les mêmes principes que le bilan hydrique. Pour un volume de sol donné, les variations de stock azoté, entre deux dates, sont évaluées par différence entre les entrées et les sorties. Les entrées proviennent des apports par les engrais ou la ferti-irrigation et la minéralisation nette. Les sorties sont constituées par les exportations par la culture, le flux convectif d'azote nitrique en limite inférieure de profil, le ruissèlement, les pertes par dénitrification ou par volatilisation. Le bilan hydrique, par la quantité d'eau drainée, permet d'accéder au flux d'azote drainé dès l'instant où l'on connaît la concentration à la base du profil.

Même si la plupart du temps, certains termes peuvent être négligés, de très fortes incertitudes persistent pour la détermination de chaque terme. De plus, ces incertitudes viennent s'ajouter à celles évoquées pour la détermination du bilan hydrique.

Cette approche, même si elle est fondée sur le principe de conservation de la masse, méconnaît tous les mécanismes de transferts d'eau et d'azote. On s'est donc orienté vers la prise en compte de ces mécanismes.

1.3.2. L'équation de dispersion-convection

Dans l'hypothèse où il n'existe pas d'interactions physico-chimiques entre le soluté et la surface solide (sorption-desorption, échanges d'ions), l'équation de dispersion-convection est obtenue en combinant l'équation de conservation de la masse et l'équation donnant le mouvement d'un soluté dans un milieu poreux.

Elle peut également être formulée dans l'hypothèse où le soluté réagit avec la matrice solide, en supposant qu'il y ait équilibre instantané, comparé aux temps caractéristiques de la convection et de la dispersion. C'est l'hypothèse d'équilibre local (LEA).

Les travaux de **BIGGAR** et **NIELSEN (1961, 1962)**, menés au laboratoire, ont montré les limitations de l'équation de convection-dispersion. Ils ont étudié le déplacement d'un fluide contenant un traceur par le même fluide sans traceur, pour divers milieux.

- la **figure 4** montre que le traceur apparaît plus tôt que ne le laissait prévoir la solution analytique. La courbe sigmoïde est décalée vers la gauche et l'ordonnée 0.5 est atteinte avant l'abscisse $V=V_w$, contrairement à ce que donnerait la solution analytique. Cela est expliqué par la présence d'eau qui ne participe pas à l'écoulement.

- d'autres expériences ont été menées en milieu non saturé avec différents teneurs en eau (**figure 5**); le même phénomène s'observe mais accentué pour les faibles teneurs en eau. De plus le maximum $C/C_0=1$ est retardé pour les faibles teneurs en eau car des échanges de solutés interviennent entre la phase mobile et immobile.

L'équation de convection-dispersion ne tient pas compte de l'eau du sol qui ne participe pas à l'écoulement, et reste donc adaptée à des milieux réellement homogènes et saturés dans lesquels elle a été validée. Cette approche semble donc inadaptée au cas des sols non remaniés: structurés, fissurés ou non saturés. La prise en compte de cette spécificité fut alors réalisée non plus par une simple équation mais par un système d'équations adaptées.

1.3.3. Les modèles mathématiques à deux phases liquides

Cette hypothèse est très souvent invoquée pour expliquer les discordances importantes entre les résultats de modèles fondés sur l'équilibre local et les observations. La prise en compte de l'existence de deux phases liquides apparaît donc nécessaire (COATS and SMITH, 1964; GAUDET 1974, VAN GENUCHTEN, 1976). Dans un sol, la fraction d'eau immobile est directement liée à la forme et à la distribution des grains. Elle peut dépendre également de la présence ou non d'agrégats dans la structure du sol. Le pourcentage d'argile est aussi un facteur important.

Les modèles à deux phases reposent sur plusieurs hypothèses:

- le soluté dans la phase mobile est transporté par convection-dispersion
- le soluté dans la phase immobile est transporté par diffusion seulement
- l'échange entre les deux phases se fait par un gradient de concentration

Dans le modèle le plus souvent utilisé, proposé par VAN GENUCHTEN (1976), il est supposé que l'échange de soluté entre les deux phases peut être modélisé par un processus du 1^o ordre. L'équation différentielle du premier ordre exprime que l'accumulation ou la perte de soluté dans la phase immobile est directement proportionnelle à une différence de concentrations entre les deux phases.

Les travaux expérimentaux de VAN GENUCHTEN et al (1976), NKEDDI KIZZA et al (1982, 1983, 1984) et de RAO et JESSUP (1980) montrent que le coefficient d'échange est fonction des propriétés physiques du milieu (taille des agrégats, vitesse moyenne dans les pores, coefficient de diffusion, forme des régions d'eau immobile). Il diminue avec la vitesse d'écoulement. Ce coefficient, du fait de ses nombreuses dépendances avec des paramètres difficilement mesurables du milieu poreux, ne peut être déterminé rigoureusement et doit être calé. Leurs travaux mettent également en évidence que la proportion d'eau stagnante augmente lorsque la vitesse d'écoulement diminue, lorsque la taille des agrégats augmente ou lorsque la densité augmente. Les travaux de GAUDET et al (1977), sur un sable non saturé confortent ces résultats: la proportion d'eau immobile croît lorsque la teneur en eau totale diminue.

Devant la difficulté de détermination de la fraction d'eau immobile, il existe plusieurs approches de ce paramètre. L'analyse de la porosité permet d'en définir une première approche. La porosité totale peut être divisée en une porosité texturale et une porosité structurale. La première est liée à l'arrangement des particules entre elles. L'eau occupant cette porosité est supposée soustraite aux mécanismes de transferts par convection, rapides par rapport à la diffusion. En revanche, la porosité structurale, assimilée à un réseau de fissures délimitant les agrégats, jouerait un rôle prépondérant dans les transferts rapides. Sinon, RUSSO et al (1989) ont défini une teneur en eau critique θ_c en dessous de laquelle toute l'eau est immobile. GAUDET (1978) obtient une relation non linéaire entre θ_m et θ .

Le modèle FO (premier ordre), par l'introduction du concept d'eau mobile, immobile et d'échange par diffusion entre ces deux régions, a largement contribué à l'explication et la prise en compte de certains phénomènes:

- écoulements préférentiels dans des milieux structurés, fissurés
- existence d'une fraction d'eau immobile pouvant jouer un rôle de "puits" et "source" pour le soluté.

Cependant, les problèmes posés par la détermination du coefficient de transfert de masse α et de la relation liant l'eau mobile à l'eau immobile constituent des limites très importantes à l'utilisation de ce modèle comme outil prédictif en régime d'écoulement non saturé.

L'approche mécaniste apparaît donc comme un outil de recherche permettant de conduire des études de sensibilité à tel ou tel phénomène ou paramètre. Cependant, devant l'impossibilité d'obtention directe de certains paramètres, ces derniers sont le plus souvent obtenus par ajustement du modèle à des données expérimentales. De plus, les modèles sont validés sur des mesures de concentrations alors qu'ils simulent les flux d'eau et de matière. En effet, les mesures de concentrations reflètent la résultante des mécanismes de transfert. Il n'est pas exclu que des hypothèses différentes génèrent une même répartition de concentrations. Selon **VAUCLIN (1994)**, les concentrations ne sont pas les meilleurs indicateurs de flux au travers de la zone non saturée du fait de la présence d'écoulements préférentiels.

L'utilisation des modèles en conditions naturelles se heurte à la variabilité spatiale déjà évoquée dans la modélisation du transfert de l'eau pour les caractéristiques hydrodynamiques. L'hypothèse d'unicité des relations vitesse de pore - teneur en eau - coefficient de dispersion est remise en question. Comme pour le transfert de l'eau, l'ensemble de ces difficultés a donc stimulé des approches plus simplifiées.

1.3.4. Les modèles fonctionnels

Nous pouvons citer les modèles réservoirs qui reposent sur le même principe que les modèles hydriques du même type. Dans l'équation de transport, la diffusion et la dispersion sont négligées de façon à ne considérer que le transport convectif (écoulement piston). Les pics de concentration sont alors déterminés de façon triviale (**de SMEDT et WIERENGA, 1978; ROSE et al, 1982**). Ces modèles, partiellement ou totalement analytiques, ont été utilisés avec succès pour simuler le devenir de crêneaux de concentration appliqués à la surface d'un sol (**de SMEDT et WIERENGA, 1978; ROSE et al., 1982; CAMERON et al., 1982**).

En définitive, les modèles fonctionnels présentent l'avantage d'une structure mathématiques simple et n'utilisant qu'un nombre réduit de données d'entrées et de paramètres. De plus, il semble que les paramètres des modèles fonctionnels soient moins variables, sur le terrain que les paramètres de transferts macroscopiques (coefficient d'échange, conductivité hydraulique). Cependant, de même que pour les mécanismes de transfert d'eau, ils ne peuvent contribuer à la connaissance sur les processus fondamentaux.

1.4. MODELISATION DE L'ABSORPTION RACINAIRE

La prise en compte de l'absorption racinaire, aussi bien pour l'eau que pour le nitrate, s'exprime généralement en termes de puits introduits dans les équations de transfert.

Il est nécessaire d'adopter une représentation pour:

- la transpiration potentielle
- l'absorption d'eau par les racines
- la demande potentielle en nitrate
- l'absorption de nitrate par les racines

1.4.1. La transpiration potentielle de la culture

Il est possible de déterminer directement la quantité d'eau transpirée à partir des caractéristiques du couvert végétal et des conditions climatiques. Le calcul requiert cependant des données telles que la vitesse du vent et la densité du feuillage qui ne sont pas facilement accessibles. Dans le cas de grandes cultures, telles que le maïs, **CHILDS et HANKS (1975)** ont établi une relation qui donne le rapport entre évaporation et transpiration en fonction de la saison de croissance à partir de l'évapotranspiration potentielle. Une autre approche consiste à décomposer la demande climatique globale (ETP ou Evapotranspiration Potentielle), calculée par la formule de Penman par exemple, en deux termes:

- une demande s'exerçant sur le sol ou évaporation potentielle (EP)
- une demande s'exerçant sur le couvert ou transpiration potentielle (TP)

Cette décomposition est effectuée selon une procédure d'extinction progressive du rayonnement (loi de Beer), en fonction de l'indice de surface foliaire (LAI) (**VARLET-GRANCHER et al., 1989**). De nombreuses relations similaires ont été proposées dans le passé. **NEUMAN et al. (1975)** utilisent une relation exponentielle comparable tandis que **TANJI et al (1980)** utilisent une fonction qui augmente la TP quand le LAI augmente.

MARAUX (1994) a constaté des incohérences en utilisant l'approche de **VARLET-GRANCHER et al.** En travaillant sur des cultures de maïs et sorgho, il a observé qu'en période de forte croissance de la culture et de stress hydrique, les stocks simulés étaient toujours supérieurs aux stocks observés: le modèle tend donc à sous-estimer l'évapotranspiration pendant cette période ou restitue mal la réaction de la plante à un stress hydrique. Le modèle est conçu sur la base d'une demande climatique globale égale à l'ETP, concept qui se réfère à un gazon. Mais lorsque la demande climatique s'exerce sur un couvert plus complexe et plus développé, la demande climatique est plus forte (**DOORENBOS, 1979**). Beaucoup de modèles sont disponibles pour proposer une formulation plus élaborée de la demande transpirative s'exerçant sur un couvert. **BRISSON (1992)** propose un modèle dont le schéma global reste le même: l'ETP est divisée en une demande potentielle sur la plante TP et une sur le sol EP. On introduit un coefficient cultural K, caractéristique de l'état du couvert. Ce coefficient permet d'adapter la demande potentielle initiale à la culture: la transpiration maximale TM est alors égale à $K \times TP$. En utilisant un coefficient de 1.4 pour le maïs, l'ajustement obtenu par **MARAUX (1994)**, toutes choses égales par ailleurs, est meilleur.

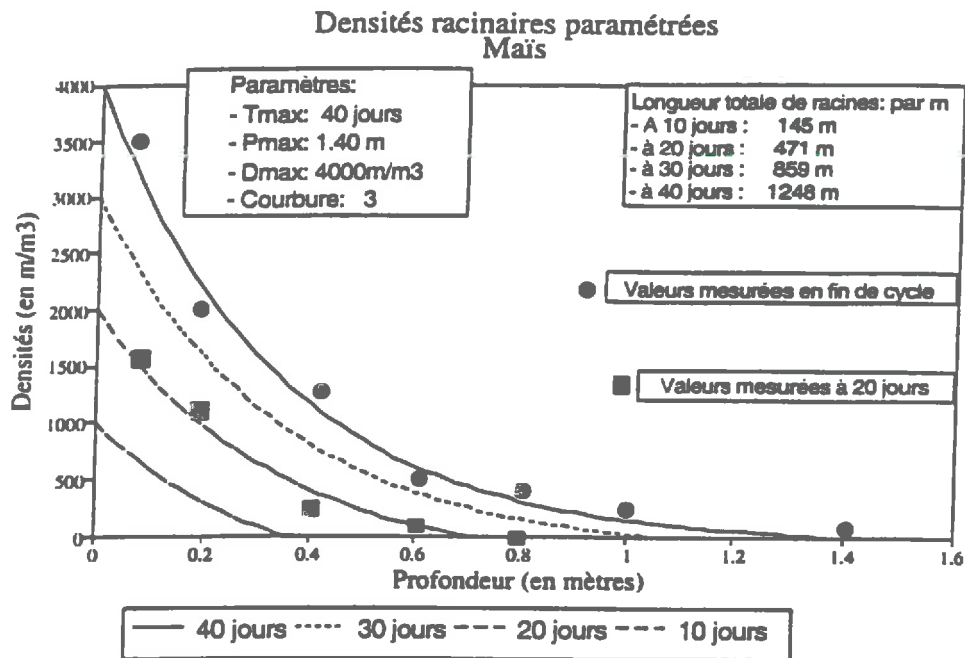


Figure 6: Modèle de représentation des densités racinaires selon l'approche de GERWITZ et PAGE (MARAUX, 1994)

La détermination de la transpiration potentielle nécessite une caractérisation du couvert végétal. Il existe de nombreuses représentations analytiques qui requièrent l'ajustement de plusieurs paramètres. Ces représentations présentent un avantage lorsque les mesures ne sont pas disponibles. Cependant, dans la littérature, il semble qu'il n'existe pas de caractérisation du couvert végétal de cultures maraîchères telles que la salade.

1.4.2. L'absorption d'eau par le système racinaire

Le transfert d'eau dans la plante est la conjonction de phénomènes biologiques complexes qui sont essentiellement :

- l'absorption d'eau par les racines
- le transfert d'eau par le xylème depuis les racines jusqu'aux feuilles
- la transpiration de cette eau par les feuilles au niveau des stomates

Il est d'abord nécessaire de modéliser la croissance racinaire au cours du temps puis la fonction puits racinaire qui représente l'absorption d'eau à partir du profil de densité racinaire.

1.4.2.1. La croissance racinaire au cours du temps

Pour une culture donnée, il n'existe pas de relation donnant directement l'évolution de la densité racinaire en fonction du temps. Les facteurs qui en dépendent, climatiques et culturaux, sont trop nombreux. Beaucoup de travaux reposent sur des mesures directes de la densité racinaire (longueur racinaire par unité de volume de sol) pour divers stades de développement (MENGEL et BARBER, 1974). Les mesures de densités racinaires sont très fortement entachées d'erreur. Elles ne se prêtent pas à la réalisation de simulations de situations non observées. Des formulations analytiques de la densité racinaire et de sa croissance dans le temps ont donc été proposées. Certaines approches considèrent la densité racinaire constante pour un temps donné sur la profondeur d'enracinement (FEDDES et al, 1978), ou décrite par des fonctions simples de type exponentiel (FEDDES et al, 1974) ou segments de droite (GARDNER in VAN GENUCHTEN, 1987). GERWITZ et PAGE (1974) partent de l'hypothèse que la densité racinaire décroît exponentiellement avec la profondeur, la densité racinaire de surface croît linéairement dans le temps jusqu'à une valeur maximale de même que la profondeur d'enracinement. On obtient une relation à 4 paramètres dont un doit être calé. MARAUX (1994) a utilisé cette approche pour le maïs et le sorgho et les résultats d'ajustements sont satisfaisants (figure 6).

Les physiologistes (PICARD, 1986; VARTANIAN, 1981) ont montré qu'un stress hydrique peut affecter le développement du système racinaire, sa morphologie et son efficacité. JONES et al (1986) prennent en compte ces effets en considérant qu'un stress hydrique affecte l'ensemble du système racinaire, sous forme d'une réduction de longueur à tous les niveaux. MARAUX (1994) a également montré la nécessité de prendre en compte une absorption différentielle sur l'ensemble du profil racinaire. En effet, lors de ses simulations, les potentiels en profondeur sont toujours surestimés par rapport aux potentiels de surface en période de sécheresse et en fin de culture. L'hypothèse d'uniformité de l'absorption racinaire sur l'ensemble du profil est certainement trop forte: les racines en profondeur deviennent probablement plus efficaces quand celles de surfaces deviennent peu actives du fait de l'état de dessiccation du sol.

1.4.2.2. La fonction puits racinaire

Une des approches classiques est celle de **FEDDES et al. (1978)**. Il considère que la demande climatique est répartie de façon homogène sur l'ensemble du profil racinaire et que l'extraction d'eau par la plante dépend du potentiel matriciel de l'eau du sol. Un sol trop humide entraîne l'asphyxie et trop sec l'impossibilité d'extraire de l'eau. Ainsi, on calcule un taux maximal d'extraction par unité de longueur de racine. Ce taux est ensuite pondéré par une fonction stress α , fonction de la teneur en eau. On peut supposer que la fonction α dépend de la culture, des caractéristiques hydrodynamiques et du système racinaire. Devant la difficulté de leur détermination, les paramètres qui caractérisent la fonction stress sont de type "boîte noire" et doivent être calés. Ce modèle a été très largement utilisé et semble être adapté à de nombreuses situations.

Une deuxième approche consiste à considérer que l'absorption d'eau par les racines est induite par un gradient entre le potentiel de l'eau du sol et le potentiel de l'eau dans les racines. Il apparaît en effet que le potentiel racinaire est régulé par des hormones émises par les feuilles (**ZHANG et al., 1989**). De nombreux auteurs utilisent ce concept en considérant que le potentiel racinaire s'ajuste au potentiel de l'eau du sol pour générer l'absorption (**BRESLER et al., 1982; NOVAK, 1987**). Bien que cette option se fonde sur des bases physiques plus séduisantes que la première approche, elle se heurte à certaines difficultés du fait que le potentiel racinaire n'est pas facilement mesurable, et de plus, n'est pas constant sur l'ensemble du chevelu racinaire pendant que l'eau circule dans la plante (**SIMMONEAU, 1992**). Cette approche ne présente pas de paramètres à caler mais il semblerait qu'il faille introduire un terme de résistance à la transpiration qui freine l'absorption d'eau en période de stress hydrique, car le modèle ne fait jamais apparaître de situations limitantes (il existe toujours un potentiel qui permette d'extraire l'eau). **MARAUX (1994)** l'a constaté, la transpiration potentielle lors des simulations était toujours satisfaite alors que la culture présentait incontestablement des signes morphologiques de stress (feuilles étiolées, ...). Cependant, **LAFOLIE (1991)** et **MARAUX (1994)**, utilisant la technique d'optimisation du potentiel racinaire, ont constaté que la localisation du prélèvement d'eau était mieux restituée par rapport à l'utilisation de la fonction stress α .

De nombreuses tentatives de prise en compte de la physiologie et de la morphologie de la plante en situation de stress hydrique existent (sénescence foliaire, ...). Cependant, notre étude concerne des cultures très différentes par rapport à celles qui ont donné lieu à de nombreuses modélisations. Les cultures maraîchères, surtout en climat méditerranéen, sont en permanence irriguées. Elles ne sont jamais en situation de stress hydrique. Les racines atteignent une profondeur maximale qui ne dépasse pas 30 cm de profondeur.

1.4.3. La demande potentielle en nitrate et l'absorption de nitrate

L'absorption des nitrates par la plante est un phénomène encore mal connu. Les approches qui existent à ce sujet sont donc très nombreuses. Il suffit de s'en référer à l'analyse réalisée par **de WILLIGEN (1991)** pour s'en convaincre. Il a comparé 14 modèles prenant en compte le transfert d'eau et de nitrate de même que le cycle de l'azote:

- 3 modèles considèrent l'absorption comme déterminée par la solution du sol
- 11 modèles considèrent l'absorption comme principalement conduite par la demande de la plante

La demande potentielle de la plante est alors, soit discrétisée, soit formulée analytiquement avec des paramètres d'ajustement. L'absorption peut être modélisée par une cinétique de Michaelis-Menten ou diverses hypothèses peuvent être émises sur la fraction d'azote minéral disponible; on trouve également certains modèles qui déterminent la quantité d'azote absorbée par un module qui prend en compte la production de matière fraîche. La plupart de ces modèles prennent également en compte la distribution des racines dans le sol pour l'absorption de nitrate.

Sans détailler chacun des 14 modèles, il résulte de la comparaison entre eux que l'absorption d'azote est mieux simulée pour les modèles qui calculent la production de matière fraîche, seule approche qui ne nécessite aucun paramètre d'ajustement.

Dans notre étude, l'absorption de nitrate et donc sa modélisation ne semblent pas devoir retenir particulièrement notre attention. Le système que nous étudions est très riche en azote nitrique et le prélèvement par la plante reste faible en comparaison de l'azote disponible. Durant l'expérimentation menée pendant les deux années 1992 et 1993, la production de matière fraîche a été suivie de même que le stock total d'azote nitrique sur 90 cm. En fin de culture de printemps, le dosage de l'azote total de la matière fraîche est d'environ 60 kg N/ha et peut être assimilé à la quantité d' N_{NO_3} exportée par la culture pendant deux mois environ (GACHON, 1994; CLAUDOT, 1994). Le stock d'azote nitrique du sol varie entre 300 kg N/ha et 800 kg N/ha durant la culture (CLAUDOT, 1994). La demande en azote par la plante est donc toujours satisfaite. Aucun stress ne peut donc être lié à la quantité d'azote dans le sol. En soi, l'absorption de nitrate n'est donc pas d'un intérêt prioritaire dans notre étude. Nous chercherons plutôt à caractériser la résultante des mécanismes prépondérants qui affectent les quantités d'azote du sol susceptibles d'être lessivées et non pas à quantifier précisément les processus minoritaires. En ce sens, au vue des premières estimations de bilan azoté et de minéralisation (CLAUDOT, 1994), les processus biologiques de transformations du cycle de l'azote nous paraissent prédominer sur tous les autres facteurs.

1.5. MODELISATION DES PROCESSUS BIOLOGIQUES

Des différences importantes existent dans la représentation des processus biologiques du cycle de l'azote. Ces différences sont liées à l'état des connaissances qui sont encore limitées dans ce domaine de même qu'à la difficulté de prendre en compte l'ensemble des processus qui interviennent dans les transformations.

1.5.1. La minéralisation

En ce qui concerne la minéralisation, le modèle le plus commun est basé sur l'existence d'un pool de matière organique facilement minéralisable, d'après les concepts de JANSSON (1958). Ce pôle est supposé être minéralisé selon une cinétique du 1^o ordre (STANFORD et al., 1972). Les essais d'ajustement de cinétique sont faits à partir de résultats d'incubation. Il est également nécessaire de préciser le stock d'azote organique disponible et le taux de

Modèle A

Modèle B

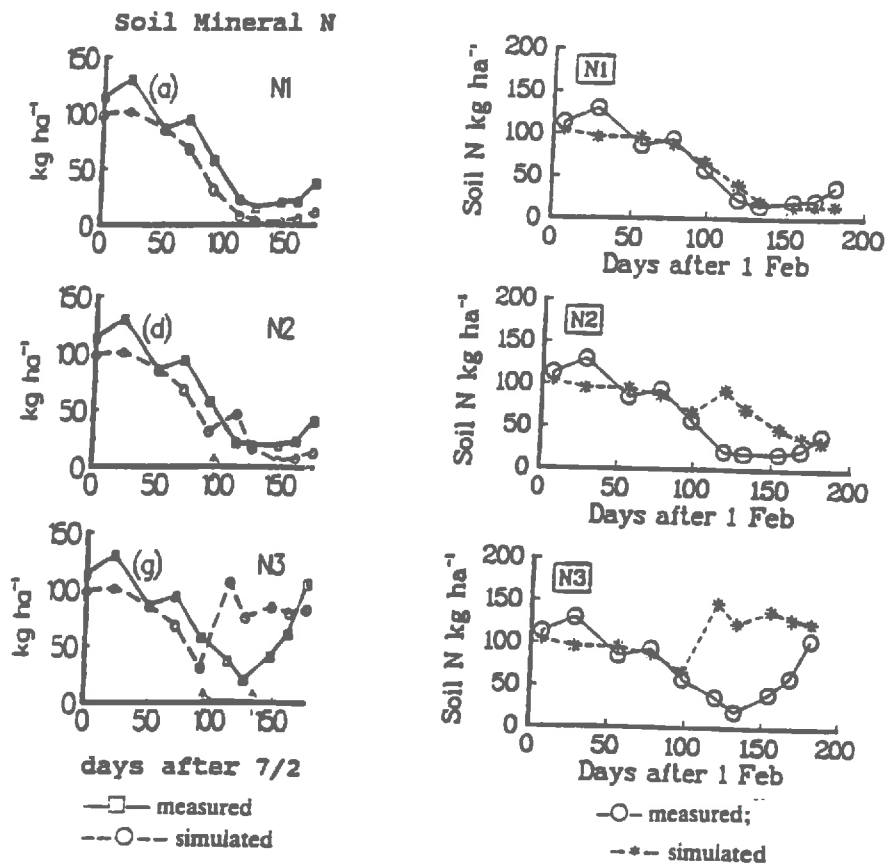


Figure 7: Comparaison des résultats de deux modèles de simulation des stocks d'azote minéral dans un sol. A: WHITMORE, 1991; B: ADDISCOTT, 1991

minéralisation. **BROADBENT (1986)** a suggéré que l'ajustement empirique à d'autres modèles (paraboles) donnent de meilleurs résultats dans certains cas par rapport à une cinétique du premier ordre.

Des variantes ont été testées autour de ces modèles. Certains considèrent la minéralisation comme un processus d'ordre 0 et d'autres représentent la matière organique et la biomasse par l'intermédiaire de plusieurs pools. De l'analyse menée sur 14 modèles, de **WILLIGEN (1991)** constate que les modèles les plus compliqués ne donnent pas de meilleurs résultats que les plus simples lorsqu'il s'agit d'analyser les effets sur les stocks d'azote. Il a comparé les résultats d'un modèle qui utilise 4 pools d'azote décomposés par des cinétiques du 1^o ordre (**WHITMORE, 1991**) avec un modèle utilisant un seul pool d'azote et une cinétique d'ordre 0 (**ADDISCOTT, 1991**). Les résultats sont présentés sur la **figure 7**.

Des modèles biologiques plus élaborés proposent une représentation de l'évolution couplée du carbone et de l'azote car le devenir de l'azote dans le sol est lié à l'énergie disponible à la biomasse (= quantité de carbone assimilable). Le modèle présenté sur la **figure 8** réalisé par **MARY**, inspiré de celui de **VAN VEEN (1981)**, en est un exemple. Il est encore en phase de mise au point. Ainsi, les flux de carbone et d'azote sont traités séparément. Chaque transformation du carbone correspond à une transformation de l'azote. Le taux de décomposition du carbone organique détermine ainsi le taux de minéralisation et d'organisation de l'azote. Finalement, les flux modélisés sont:

- décomposition du carbone
- assimilation du carbone par la biomasse
- minéralisation de l'azote
- assimilation de l'azote par la biomasse supposé être fonction du rapport C/N

(**GUIRAUD, 1984**)

- dénitrification

Beaucoup d'auteurs admettent que les cinétiques des réactions complexes telles que la nitrification et la décomposition du carbone et de l'azote organique, sont gouvernées par l'étape la plus limitante. En d'autres termes, les composés intermédiaires de la minéralisation NH_4^+ et NO_2^- ne sont pas considérés, et l'on passe directement de l'azote organique à l'azote nitrique.

1.5.2. La dénitrification

En ce qui concerne la dénitrification, sa modélisation pose de nombreux problèmes. Les mécanismes liés à l'anoxie présentent des cinétiques très différentes des réactions aérobies et sont encore mal définis. **HENAULT (1993)**, a établi une relation entre la concentration en nitrate du sol et l'activité de dénitrification qui s'exprime par une cinétique de type michaélienne. D'autres auteurs, dans le passé, ont également opté pour ce type de relation (**BOWMAN et FOCHT, 1974; KOHL, 1976; RHIZOVA, 1979**). D'autres ont proposé des cinétiques d'ordre 1 pour les concentrations inférieures à 100 mg d' $\text{N_NO}_3/\text{kg sol}$, puis d'ordre 0 pour des concentrations comprises entre 40 et 600 mg d' $\text{N_NO}_3/\text{kg sol}$ (**AULAKH et al., 1992**). Pour **REDDY et al. (1978)**, **PHILLIPS et al. (1978)** et **SMITH (1980)**, la cinétique de dénitrification dans les sols ne peut être que celle d'une réaction apparemment d'ordre 1, ordre de réaction imposé par la diffusion des nitrates dans le sol qui limite leur arrivée vers les microsites dénitrifiant.

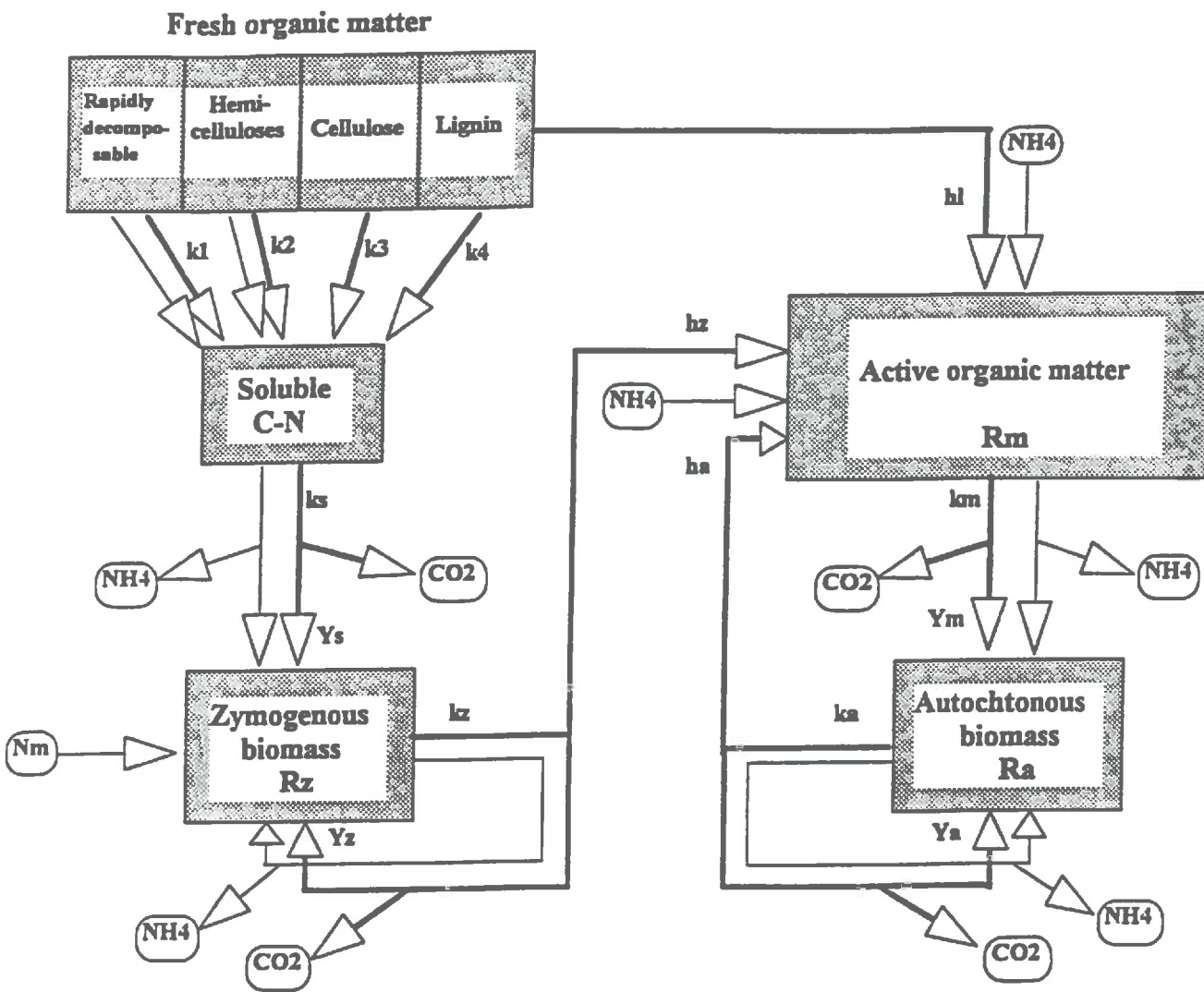


Figure 8: Organigramme d'un modèle complexe de transformations biogéochimiques du carbone et de l'azote (MARY, en cours d'élaboration)

1.5.3. Prise en compte des facteurs environnementaux

La plupart des modèles trouvés dans la littérature prend en compte l'effet des facteurs externes sur les processus biologiques: la température et la teneur en eau qui viennent pondérer les constantes de cinétiques.

Pour la dénitrification, plusieurs auteurs ont montré qu'il n'y avait pas d'activité dénitrifiante dans des sols dont l'humidité relative était inférieure à 60% et que la relation entre l'activité dénitrifiante d'un sol et son humidité relative est de type exponentiel (NOMMICK, 1956; GRUNDMAN et ROLSTON, 1987; ROLSTON et al; 1984). Ils proposent tous d'exprimer l'effet de l'humidité relative du sol sur la dénitrification sous forme d'une fonction fW , sans dimension comprise entre 0 et 1 et qui rend compte de l'effet limitant sur la dénitrification. Les différences proviennent de la valeur de l'humidité relative pour laquelle apparaît l'activité dénitrifiante (60%, 62%, 80%) et du paramètre de courbure de l'exponentielle.

Sans développer les fonctions de pondération qui sont utilisées, nous pouvons citer les influences de la manière de modéliser les transferts de chaleur et d'eau sur les processus biologiques. de WILLIGEN (1991) a constaté que lorsque le principal intérêt était la modélisation du cycle de l'azote, les modèles fonctionnels de prédiction de la teneur en eau pouvaient avantageusement être utilisés par rapport aux mécanistes. Cela provient du fait que ces modèles requièrent un nombre limité de paramètres d'ajustement et que la précision des résultats des modèles fonctionnels est bien souvent de l'ordre de celle des modèles mécanistes, lorsqu'il s'agit de prendre en compte leur influence sur les transformations du cycle de l'azote. Cependant, les modèles fonctionnels sont incapables de reproduire des conditions limites telles que la saturation: au delà de la capacité au champ, l'eau transite dans le réservoir inférieur et la prédiction de la dénitrification devient dès lors impossible.

La prise en compte de la température nécessite la modélisation du transfert de chaleur dans le sol. L'approche la plus classique est celle qui considère le flux total de chaleur comme un flux transféré par conduction et un flux transféré par convection. C'est une approche simplifiée qui présente l'avantage d'utiliser des données facilement accessibles. De plus, le transfert de chaleur n'apparaît pas comme une réelle source de problèmes. Les simulations qui en résultent sont toujours satisfaisantes au regard du résultat attendu. Les processus biochimiques de transformations de l'azote sont beaucoup plus incertains que ceux qui commandent le transfert de chaleur.

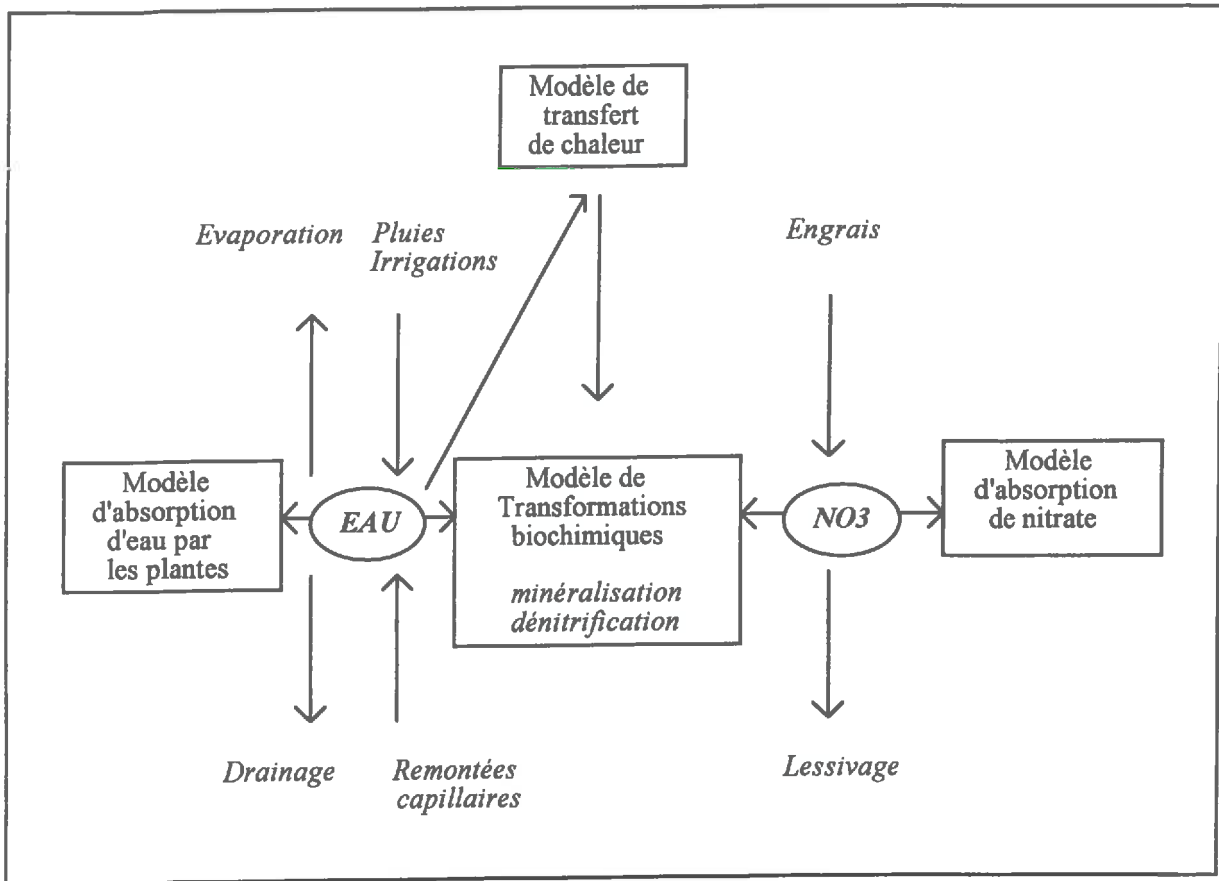


Figure 9: Schéma d'organisation générale du modèle de transferts d'eau et de solutés

2. DESCRIPTION DU MODELE UTILISE

C'est un modèle de transferts de masse (eau et solutés) et de chaleur (LAFOLIE, 1991). Il prend en compte l'absorption d'eau et de nitrate par la plante et de façon simplifiée le cycle de l'azote. Ne sont citées dans cette partie que quelques références bibliographiques concernant l'élaboration du modèle, la totalité pouvant être retrouvée dans LAFOLIE, 1991.

La figure 9 représente la structure générale du modèle. Il s'agit d'un modèle mécaniste et monodimensionnel. Le modèle général fournit un profil de températures, de concentrations en nitrate et de teneurs en eau. Le module représentant le cycle de l'azote utilise alors ce profil pour la simulation des processus biologiques du cycle de l'azote. La prise en compte de la plante dans ce modèle s'exprime en termes de puits aussi bien pour l'eau que pour le nitrate. L'utilisation du modèle nécessite la définition d'un maillage, la connaissance de conditions initiales et aux limites ainsi que la caractérisation de nombreux paramètres qui seront exposés par la suite. Le modèle permet d'accéder à l'évolution des potentiels matriciels et des teneurs en eau en fonction du temps et de la profondeur. Il calcule également les flux hydriques et azotés (évapotranspiration et drainage d'eau et de solutés).

La simulation du transfert d'eau est la première étape de chaque pas de temps car ses résultats conditionnent le transfert thermique, l'activité microbienne et le transfert de solutés.

2.1. MODELISATION DU FLUX HYDRIQUE

2.1.1. L'équation

La représentation adoptée est fondée sur l'équation de Richards, qui combine la loi de conservation de la masse avec la loi de Darcy en milieux saturé et insaturé. On suppose que la phase gazeuse du milieu poreux est à la pression atmosphérique et que seule l'eau s'écoule. Le milieu poreux étudié est supposé isotrope du point de vue de ses caractéristiques hydrodynamiques. Les effets liés à la présence d'un soluté (influence sur la densité ou la viscosité de la solution du sol) sont négligés. Les écoulements sont supposés monodimensionnels verticaux. Sous le corps d'hypothèses énoncé précédemment, le potentiel se réduit aux termes de gravité et de capillarité.

La résolution de l'équation de Richards nécessite la connaissance de deux relations qui caractérisent le milieu:

- la relation $\psi(\theta)$, potentiel matriciel-teneur en eau
- la relation $K(\theta)$, conductivité hydraulique - teneur en eau

Chaque sol présente des courbes $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ caractéristiques qui doivent être définies par couche dans le cas où le sol est stratifié. Ces caractéristiques dépendent essentiellement de la texture et de la structure du sol. La relation $\psi(\theta)$ présente un phénomène d'hystérésis donnant une teneur en eau plus forte en phase de dessèchement qu'en phase d'humectation pour une pression donnée. Ce phénomène ne sera pas pris en compte dans notre étude. La relation $K(\theta)$ ne semble que très peu soumise au phénomène d'hystérésis.

La loi de Darcy, qui exprime la proportionnalité entre le flux d'eau et le gradient de potentiel, s'écrit:

$$\bar{q} = -K(\theta)\text{grad}(H) \quad (7)$$

$$\bar{q} = \text{vitesse de darcy } [LT^{-1}]$$

$$K(\theta) = \text{conductivité hydraulique fonction de la teneur en eau } [LT^{-1}]$$

$$H = \text{potentiel total de l'eau du sol } [L]$$

$$\theta = \text{teneur en eau volumique } [L^3L^{-3}]$$

La loi de conservation de la masse s'exprime par la relation:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div}(\bar{q}) \quad (8)$$

Ce système d'équations nous donne l'expression suivante:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div}(K(\theta)\text{grad}(H)) \quad (9)$$

$$H = \psi(\theta) - z$$

$$\psi = \text{potentiel matriciel } [L]$$

L'équation finale prise en compte dans le modèle est:

$$C(\psi, z) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi, z) \frac{\partial H}{\partial z} \right] - \Gamma(\psi, \rho, (z, t)) \quad (10)$$

Elle est formulée ici en utilisant la variable H , potentiel total de l'eau du sol, car elle présente l'avantage d'être continue entre les différentes couches et entre zones non saturées et zones saturées.

$$C(\psi, z) = \text{capacité capillaire du sol déduite de la pente de la courbe de rétention}$$

$$\text{de l'eau du sol } [L^{-1}]$$

$$t = \text{temps } [T]$$

$$z = \text{profondeur } [L]$$

$\Gamma(\psi_r, \psi, \rho_r(z, t)) =$ fonction puits racinaire $[T^{-1}]$

$\psi_r =$ potentiel racinaire $[L]$

$\rho_r(z, t) =$ densité racinaire à la cote z au temps t $[LL^{-3}]$

La résolution de cette équation aux dérivées partielles, non linéaire du second ordre, fait appel à la méthode des différences finies et à un schéma implicite d'intégration dans le temps. La résolution nécessite donc la définition d'un maillage, de conditions initiales et aux limites.

2.1.2. Conditions liées au temps et au maillage

D'un point de vue de la résolution, le modèle utilise des pas de temps variables (de 2 secondes à 2 heures). Lors du traitement de non linéarité, ces pas de temps sont ajustés automatiquement par une procédure qui prend en compte le nombre d'itérations nécessaire à l'obtention de la convergence (processus d'itérations à point fixe) et les variations brusques telles qu'un début de pluie, ou un début de traçage par une solution nitratée.

Le pas de profondeur Δz n'est pas imposé. Une interpolation linéaire est ensuite effectuée entre les différentes valeurs calculées par le modèle, pour l'évaluation de valeurs ponctuelles ou pour l'évaluation des stocks. Le pas d'espace Δz peut être variable en fonction de la profondeur et est classiquement compris entre 1 mm et 20 mm.

2.1.3. Caractéristiques hydrodynamiques du sol

Il est nécessaire de connaître la relation $\psi(\theta)$. La formulation adoptée est celle de VAN GENUCHTEN (1980). Elle semble actuellement être l'une des mieux adaptées pour à peu près tous les types de sols et pour des conditions variées de saturation du sol. Cependant, lorsqu'il existe plusieurs paliers dans la courbe de rétention, cette formulation n'est plus envisageable.

La relation s'écrit:

$$\Theta = \frac{1}{[1 + (\alpha|\psi|)^n]} \text{ pour } \psi < 0 \quad (11)$$
$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

$\alpha =$ paramètre de forme de la courbe $\psi(\theta)$ $[L^{-1}]$

$n =$ paramètre de forme de la courbe $\psi(\theta)$ $[]$

$\theta_s =$ teneur en eau volumique à saturation $[L^3L^{-3}]$

$\theta_r =$ teneur en eau volumique résiduelle $[L^3L^{-3}]$

La teneur en eau volumique à saturation représente la valeur pour laquelle le potentiel matriciel tend vers 0; la teneur en eau volumique résiduelle représente la valeur pour laquelle le potentiel matriciel tend vers l'infini.

La relation $K(\theta)$ doit être également définie. VAN GENUCHTEN (1987) propose une relation $K(\theta)$, inspirée des travaux de MUALEM (1976). Cette relation, testée à de nombreuses reprises, présente l'avantage de faire intervenir les mêmes paramètres que la relation $\psi(\theta)$ précédemment établie, réduisant ainsi le nombre de paramètres à caler. Cependant, cette relation $K(\theta)$ a été remise en cause dans des conditions proches de la saturation, ce qui est notre cas. On peut alors avantageusement choisir une formulation Log-polynomiale qui semble mieux adaptée :

$$\text{Log}_{10}(K(\theta)) = a_0 + a_1\theta + a_2\theta^2 + a_3\theta^3 \quad (12)$$

a_0, a_1, a_2 , et a_3 étant quatre paramètres à caler

2.1.4. Conditions initiales et conditions aux limites

Un temps initial est fixé pour le fonctionnement du modèle. On doit imposer des valeurs initiales de pressions ou de teneurs en eau à différentes profondeurs. Les valeurs aux points du maillage sont ensuite déterminées par interpolation linéaire à partir des points de mesure.

Les conditions aux limites génèrent des changements à l'intérieur du système. Il en existe en surface et en profondeur. Deux types de conditions peuvent être imposées à la limite supérieure du sol: une condition de flux (Neuman) ou une condition de potentiel imposé (Dirichlet). La condition de flux imposé est utilisée pour les pluies, l'irrigation par aspersion ou l'évaporation tant que la capacité d'infiltration ou d'évaporation du sol est respectée.

Cette condition peut s'écrire :

$$\left[-K(\psi, z) \frac{\partial H}{\partial z} \right]_{z=0} = Q(t) \quad (13)$$

où $Q(t)$ est l'intensité de la pluie ou de l'irrigation.

La condition de Dirichlet est utilisée quand le sol est inondé. Le modèle passe automatiquement d'une condition à l'autre quand cela est nécessaire. En fait, il est rare d'imposer un potentiel à la surface sauf si on simule l'infiltration. Dans le cas de notre étude, nous utiliserons une condition de flux imposé par les pluies, les irrigations ($Q(t)>0$), et l'évaporation à partir de la surface du sol ($Q(t)<0$). Les pluies et irrigations seront imposées par les valeurs mesurées sur le terrain à l'aide de pluviomètres. Le problème de l'évaporation à partir du sol est plus complexe. Une évaporation potentielle est appliquée en surface (mm/j) et elle est calculée à partir de données météorologiques standards selon le modèle de BRISSON (1992), présenté au paragraphe 1.4.1, qui repose sur la division de la demande climatique globale (ETP) en une évaporation potentielle (EP) et une transpiration potentielle (TP).

On calcule d'abord la décomposition de l' ETP en TP et EP par une procédure d'extinction progressive du rayonnement (loi de Beer), en fonction de l'indice de surface foliaire (LAI).

Ainsi, pour le sol:

$$EP(t) = ETP(t) \exp(-a(LAI(t))) \quad (14)$$

$EP(t)$ = flux potentiel d'évaporation appliqué au sol nu [LT⁻¹]

$ETP(t)$ = flux potentiel d'évapotranspiration au temps t [LT⁻¹]

a = coefficient d'extinction dépendant de la plante (sans dimension)

$LAI(t)$ = indice de surface foliaire au temps t (sans dimension)

La demande climatique s'exerçant sur la plante s'obtient alors par différence:

$$TP(t) = ETP(t) - EP(t) \quad (15)$$

$TP(t)$ = flux potentiel de transpiration à t [LT⁻¹]

On introduit alors un coefficient K caractéristique de l'état du couvert:

- soit $TP_0(t)$ la transpiration potentielle instantanée calculée par le modèle ci-dessus.

- si le LAI est supérieur à cinq, on considère que la transpiration potentielle est affectée totalement par le coefficient:

$$\text{Si } LAI > 5 \quad TP(t) = K \cdot TP_0(t) \quad (16)$$

- à l'opposé, si le LAI est inférieur à 1.5, ce coefficient ne s'applique pas:

$$\text{si } LAI < 1.5 \quad TP(t) = TP_0(t) \quad (17)$$

- entre les deux valeurs, le coefficient s'applique en proportion de l'excès de LAI par rapport à la valeur 1.5 soit:

si $1.5 < LAI < 5$, alors:

$$TP(t) = TP_0(t) \left((K - 1) LAI + 5 - K \cdot 1.5 \right) / 3.5 \quad (18)$$

L'adoption d'une telle fonction résulte des travaux de **MARAUX (1994)** qui obtient une amélioration de son calage en utilisant ce modèle à la place de la version initiale. Il peut arriver que le sol ne puisse évaporer au taux imposé par le climat (EP). Dans ce cas, l'évaporation se fait à un taux plus faible que celui imposé: on impose un potentiel limite de surface en dessous duquel le modèle ne peut descendre.

À la limite inférieure, deux types de conditions peuvent être imposées: une condition de potentiel ou de flux. Pour simuler un horizon imperméable, on impose une condition de flux nul. L'eau ne peut disparaître que par évaporation ou absorption racinaire. Cette condition est moins utilisée que la condition de potentiel imposé. La condition de pression s'applique lorsque l'on considère le niveau de la nappe comme la limite inférieure. Dans le cas où la nappe est trop profonde, on impose alors une condition de pression à une profondeur choisie en dessous de la profondeur maximale d'enracinement et pour laquelle nous disposons de valeurs mesurées sur le terrain. L'eau peut alors remonter par capillarité ou être drainée dans les horizons inférieurs.

2.2. LE TRANSFERT DE SOLUTES

2.2.1. Les mécanismes de transport de solutés en milieu poreux

Dans un milieu poreux, on distingue deux types de transfert d'un soluté:

- un transfert par convection - dispersion
- un transfert par diffusion

2.2.1.1. La dispersion hydrodynamique

Lorsqu'un soluté s'écoule dans un milieu poreux, les molécules sont entraînées par convection. Elles circulent à des vitesses différentes et empruntent des chemins de longueurs différentes; les molécules sont alors soumises à la dispersion hydrodynamique. Elle est induite par l'hétérogénéité du champ des vitesses. **FRIED et COMBARNOUS (1971)** résumant la non-uniformité des vitesses à l'aide des trois facteurs suivant:

- l'existence d'un gradient de vitesse à l'échelle du pore pouvant donner une distribution parabolique des vecteurs vitesse
- la variation de dimension des pores; entre chaque pore, les vitesses peuvent être très différentes en intensité
- la fluctuation des lignes de courant par rapport à l'écoulement principal.

L'ensemble de ces trois actions agit sur la direction et les vitesses du soluté par rapport à la direction et la vitesse moyenne de l'écoulement. A l'intérieur d'un pore, la diffusion moléculaire intervient également sur la dispersion du fluide mobile.

2.2.1.2. La diffusion

Dans un milieu poreux, c'est le processus par lequel l'espèce chimique se déplace sous l'influence d'un gradient de concentration. Lorsque le milieu poreux, assimilé à un milieu pseudo-homogène, est caractérisé par sa porosité et par un coefficient de tortuosité, le flux de soluté peut être relié au gradient de concentration par la loi de Fick. Le coefficient de diffusion à l'intérieur des zones d'eau immobile joue un rôle important sur la dispersion du soluté.

2.2.2. Modélisation des transferts prenant en compte une seule phase mobile

Au paragraphe 1.3., nous avons mentionné que l'équation de convection - dispersion (CDE) est utilisée pour modéliser le transport d'espèces non réactives (nitrate par exemple) tandis que le transport d'espèces adsorbées (ammonium par exemple) est modélisé selon l'hypothèse de l'équilibre local (LEA) qui est l'extension de l'équation de convection - dispersion pour les espèces instantanément adsorbées. Les modèles LEA et CDE sont bien appropriés aux sols faiblement structurés uniquement.

Dans ce modèle, toutes les sources de dispersion sont incluses dans un seul paramètre, le coefficient de dispersion $D(\theta, v)$.

Nous supposons que:

- le soluté réagit avec la matrice solide
- l'équilibre est instantané
- l'adsorption est décrite par l'isotherme linéaire de Freundlich, c'est à dire que la concentration adsorbée S est reliée à la concentration en soluté C par la constante de partage k [L^3M^{-1}]

Sous ces hypothèses, l'équation de convection - dispersion s'écrit:

$$\frac{\partial(RC)}{\partial t} = \frac{\partial \left[\theta D(\theta, v) \frac{\partial C}{\partial z} - v\theta C \right]}{\partial z} + p_r + p_b + s_b \quad (19)$$

$D(\theta, v)$ = coefficient de dispersion apparente [L^2T^{-1}]

$v = q/\theta$ = vitesse moyenne de l'eau des pores [LT^{-1}]

p_r = puits racinaire [$ML^{-3}T^{-1}$]

p_b = puits biologique [$ML^{-3}T^{-1}$]

s_b = source biologique [$ML^{-3}T^{-1}$]

R = facteur de retard regroupant les effets capacitifs liés à la phase liquide et à la phase adsorbée. Il est défini par:

$$R = \theta + \rho_s k \quad [L^3L^{-3}] \quad (20)$$

ρ_s = densité sèche [ML^{-3}]

Le facteur R est réduit à θ ($k = 0$) dans le cas d'espèces non adsorbées. On retrouve alors la simple équation de convection-diffusion.

Pour résoudre cette équation, il est nécessaire de définir les caractéristiques dispersives du sol, c'est à dire le terme $D(\theta, v)$. L'expression retenue est la suivante :

$$D(\theta, v) = D_m(\theta) + \lambda|v| \quad (21)$$

$D_m(\theta)$ = coefficient de diffusion moléculaire dans le milieu [L^2T^{-1}]

λ = dispersivité du milieu [L]

$D_m(\theta)$ dépend d'un facteur de tortuosité. Il est souvent négligeable par rapport à $\lambda|v|$. D_m et λ peuvent changer avec la profondeur. En tout rigueur, λ est aussi fonction de la teneur en eau. Il est à noter que la dépendance linéaire de $D(\theta, v)$ avec v n'est valable que pour les assez grandes vitesses. **SPOSITO (1986)** a remarqué que la relation n'est plus valable à un faible taux de saturation. La vitesse moyenne de l'eau des pores est connue par résolution de l'équation de l'écoulement de l'eau, seule la dispersivité λ est à estimer (sa valeur est de l'ordre de un à quelques centimètres).

2.2.3. Modélisation à deux phases, mobile et immobile

Les équations du modèle FO s'exprime dans le modèle par:

$$\frac{\partial(R_m C_m)}{\partial t} + \frac{\partial(R_{im} C_{im})}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta_m D(\theta_m, v) \frac{\partial C_m}{\partial z} - v \theta_m C_m \right] + P_{mr} + P_{mb} + S_{mb} \quad (22)$$

$$\frac{\partial R_{im} C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m \theta_m - C_{im} \theta_{im}) + P_{imr} + P_{imb} + S_{imb} \quad (23)$$

où α , de dimension $[T^{-1}]$, représente le coefficient d'échange entre les deux phases, il est considéré comme constant. En fait, il dépend de θ et le choisir constant est une approximation. Les indices m et im réfèrent respectivement à la phase mobile et immobile. La concentration à l'intérieur de la phase immobile dépend de la profondeur. Bien qu'ils existent, les gradients transversaux ne sont pas considérés. C_{im} représente alors une concentration moyenne.

La résolution des équations nécessite la connaissance préalable de la vitesse de Darcy accessible par résolution de l'équation d'écoulement de l'eau. Elle nécessite également la donnée d'une valeur de coefficient de dispersion $D(\theta, v)$ qui peut être calculé comme précédemment en tenant compte de la vitesse moyenne de l'eau des pores v . Il est également nécessaire de connaître la relation entre θ_m et θ_{im} . GAUDET (1978), en travaillant sur des colonnes de sols sableux, a montré que la fraction mobile n'est pas constante et varie avec la teneur en eau totale. Il a obtenu une relation non linéaire que l'on peut approximer par une relation linéaire :

$$\theta_m = a\theta + b \quad (24)$$

De plus, la relation qui lie θ_m à θ_{im} est:

$$\theta_{im} = \theta - \theta_m \quad (25)$$

2.2.4. Conditions initiales et conditions aux limites

En conditions initiales, des concentrations sont imposées en chaque point du maillage et le modèle détermine le profil par interpolation linéaire entre les différentes valeurs obtenues aux points de mesure.

A la limite supérieure, la condition s'écrit en terme de flux:

$$\left[\theta D(\theta, v) \frac{\partial C}{\partial z} - v \theta C \right]_{z=0} = Q_s(t) \quad (26)$$

La concentration entrante doit être fixée. Il existe un problème avec les pratiques agricoles. L'engrais est déposé et se solubilise avec la pluie ou l'irrigation. Il faut donc calculer la concentration en considérant l'intensité de la pluie.

A la limite inférieure, on peut se placer en condition d'écoulement libre (drainage) et le flux convectif fait sortir le soluté du profil. On peut également se fixer une concentration au bas du profil (imposée par une nappe par exemple).

2.3. LE TRANSFERT DE CHALEUR

2.3.1. L'équation

La température est un paramètre qui influence l'intensité des transformations biologiques et la modélisation du transfert de chaleur est alors requise. L'équation du transfert de chaleur est établie, sous l'hypothèse que la chaleur est transmise par deux phénomènes:

- la conduction thermique qui intéresse la totalité du milieu poreux
- la convection thermique qui intéresse seulement la chaleur échangée par la phase liquide

Le flux de chaleur latente n'est pas pris en compte, son influence est considérée comme négligeable dans le sol. En supposant que la phase du sol et la phase aqueuse sont à la même température, l'équation, dans le cas monodimensionnel vertical, s'écrit:

$$C_h(\theta, z) \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta, z) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial}{\partial z} (qT) \quad (27)$$

T = température [K⁻¹]

$C_h(\theta, z)$ = capacité calorifique volumique du système "eau-sol" au point considéré [ML⁻¹T⁻²K⁻¹]

$\lambda(\theta, z)$ = conductivité thermique au point considéré [MLT⁻³K⁻¹]

C_w = capacité calorifique volumique de l'eau [ML⁻¹T⁻²K⁻¹]

q = vitesse de Darcy [L/T]

La vitesse de Darcy étant connue par résolution de l'équation de l'écoulement de l'eau et la valeur de la capacité calorifique de l'eau C_w étant connue a priori, il reste à déterminer les valeurs de conductivité thermique λ et de capacité calorifique du sol $C_h(\theta, z)$.

La capacité calorifique du sol $C_h(\theta, z)$ dépend de la composition minérale du sol et de la teneur en eau. Soit n la porosité du sol, la capacité calorifique du sol s'écrit (DE VRIES, 1963):

$$C_h(\theta, z) = C_m(1-n) + C_w\theta \quad (28)$$

avec C_m = capacité calorifique du solide [ML⁻¹T⁻²K⁻¹]

La conductivité thermique du sol λ dépend de sa densité, de sa composition minérale et de la teneur en eau. On peut adopter un ajustement polynomial ou bien faire une estimation à partir du modèle de DE VRIES (1963). On utilisera l'ajustement polynomial :

$$\lambda = a_0 + a_1\theta + a_2\theta^2 \quad (29)$$

On adopte en général une approximation linéaire avec seulement a_0 et a_1 à ajuster.

2.3.2. Conditions initiales et aux limites

Le profil initial de température est réalisé en chaque noeud du maillage par interpolation linéaire entre les valeurs précisées en différents noeuds du profil.

La température est imposée au bas du profil. A la limite supérieure, on peut prendre en première approximation la température de l'air comme température de surface du sol. Elle est acquise par les données météorologiques de la station la plus proche. Bien qu'imprécises à cause de l'éloignement entre le site et la station météorologique, elles ont l'avantage d'être facilement accessibles.

2.4. L'ABSORPTION RACINAIRE

Nous avons défini précédemment les facteurs qui affectent l'absorption d'eau et de nitrate par le système racinaire des plantes. Les fonctions suivantes définissant ces facteurs ont été modélisées:

- densité racinaire en fonction de la profondeur à un moment donné.
- croissance racinaire en fonction du temps
- couverture végétale du sol déterminant le rapport entre la transpiration potentielle et l'évaporation potentielle.
- quantité d'eau absorbée à une profondeur donnée et pour des conditions de transpiration données
- demande potentielle en nitrate
- quantité de nitrate absorbée à une profondeur donnée et pour des conditions d'absorption potentielle données.

2.4.1. Densité et croissance racinaire

On peut utiliser une représentation de la densité racinaire par une fonction exponentielle de la profondeur (**FEDDES et al., 1974**). Ce type de modélisation nécessite la connaissance d'un paramètre de courbure qui doit être calé. Dans sa version actuelle, la croissance racinaire est modélisée en paramétrant la fonction densité racinaire en fonction du temps. Il est nécessaire de préciser la profondeur maximale d'enracinement, la densité maximale, les jours de semis et de récolte.

Un suivi hebdomadaire des cultures ayant été réalisé, nous possédons des données de densité racinaire en fonction du temps que nous utilisons directement pour la modélisation. On s'affranchit ainsi de paramètres supplémentaires à caler.

2.4.2. L'évolution du couvert végétal

Ne possédant pas d'estimation directe du flux de transpiration, cette donnée est acquise classiquement à partir de l'ETP. Le détail du calcul est donné au paragraphe 2.1.4. Pour cela, il est nécessaire de connaître la croissance de la couverture végétale du sol en fonction du temps, classiquement estimée par le LAI (Leaf Area Index). La modélisation du LAI s'adapte bien aux grandes cultures, mais dans not re cas, nous avons opté pour le calage de ce paramètre non pas en vue d'accéder à la couverture végétale réelle mais plutôt à une alimentation hydrique satisfaisante pour la culture.

2.4.3. L'absorption d'eau par les racines

Elle peut être modélisée selon deux approches. En première approche, on peut utiliser le modèle de **FEDDES et al., (1978)** qui présente l'avantage d'être simple et de fournir des résultats satisfaisants. Ce modèle dépend seulement de la pression de l'eau du sol et d'un flux d'extraction maximum. En supposant que la demande est uniformément distribuée le long du système racinaire, ce qui n'est pas forcément vérifié, sa formulation, par unité de longueur de racine, est la suivante:

$$\Gamma(\psi_r, \psi, \rho_r(z, t)) = \alpha_p(\psi) S_{\max} \quad (30)$$

$\Gamma(\psi_r, \psi, \rho_r(z, t)) =$ terme puits de l'équation de Richards $[T^{-1}]$

$\alpha_p(\psi) =$ fonction adimensionnelle traduisant la réponse de la plante au stress hydrique, elle est égale au rapport flux d'extraction réelle sur le flux d'extraction potentielle.

$S_{\max} = Tp(t)/L(t) [T^{-1}]$

$Tp(t) =$ transpiration potentielle à la date t $[LT^{-1}]$

$L(t) =$ longueur totale du système racinaire à la date t $[L]$

La fonction $\alpha_p(\psi)$ peut être considérée comme linéaire par morceaux et requiert l'ajustement de quatre paramètres caractéristiques de l'état hydrique du sol. Les quatre paramètres h_1 , h_2 , h_3 et h_4 délimitent cinq segments le long desquels la valeur α évolue linéairement en fonction de la décroissance du potentiel:

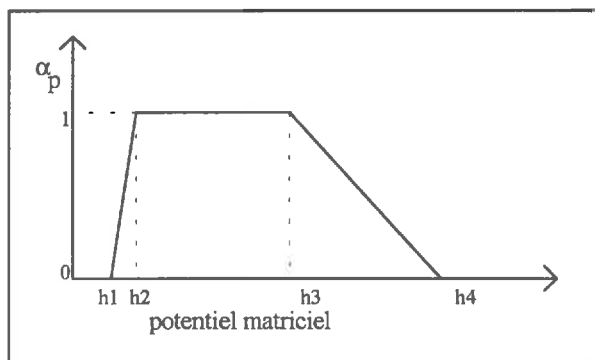


figure 10: allure de la fonction $\alpha_p(\psi)$

- $h_0 < \Psi(z,t) < h_1$: il y a asphyxie et l'absorption racinaire est nulle
- $h_1 < \Psi(z,t) < h_2$: la plante se dégage de l'asphyxie et en arrive progressivement à une alimentation maximale
- $h_2 < \Psi(z,t) < h_3$: l'alimentation hydrique est maximale
- $h_3 < \Psi(z,t) < h_4$: le stress apparaît et va croissant avec le potentiel
- $h_4 < \Psi(z,t) < h_5$: le stress est maximal et la plante n'extrait plus d'eau

La deuxième approche consiste à supposer que l'absorption d'eau est provoquée par un gradient de potentiel entre la racine et le sol. Sa formulation est:

$$\Gamma = K(\psi_r - \psi)\rho_r \quad (31)$$

ψ_r = potentiel à l'interface sol racine [L]

ψ = potentiel de l'eau du sol [L]

K = conductivité hydraulique [LT^{-1}]

On cherche donc à optimiser le potentiel à l'interface sol racine pour ajuster la quantité d'eau absorbée à la demande climatique. Il manque certainement à ce modèle la prise en compte d'une résistance racinaire et le potentiel à l'interface sol racine n'est pas facilement mesurable. Nous avons donc opté pour la première approche.

2.4.4. L'absorption de nitrate

La connaissance de l'évolution de la demande potentielle en azote au cours du temps est nécessaire. On introduit des valeurs d'azote nitrique potentiellement absorbé à différentes dates et le modèle effectue ensuite une interpolation linéaire entre les différentes dates. Comme on l'a précisé au paragraphe 1.4.3., deux modèles peuvent être utilisés dans le programme. On peut choisir un modèle où l'absorption de nitrate dépend seulement de l'absorption d'eau. Cette dépendance n'est pas démontrée dans le cas général, ce qui a conduit bon nombre de modélisateurs à considérer indépendamment absorptions d'eau et de nitrate. C'est ce deuxième modèle que nous avons choisi. On utilise une cinétique de Michaelis-Menten proposé par NYE AND MARYOTT (1969). Le flux de nitrate par unité de longueur de racines est donné par :

$$F = F_{\max} \frac{C}{K + C} \quad (32)$$

F = flux de nitrate par unité de longueur de racines [$ML^{-1}T^{-1}$]

F_{\max} = taux maximal d'absorption correspondant à la demande potentielle en nitrates [$ML^{-1}T^{-1}$]

K = constante de cinétique de Michaelis-Menten [ML^{-3}]

Les valeurs de K dans la littérature sont de 10^{-5} à 10^{-6} M. L'expression p_r (puits racinaire) de l'équation de transfert de solutés (équation 19) s'écrit alors :

$$p_r = F \cdot \rho_r \quad (33)$$

2.5. LES TRANSFORMATIONS BIOCHIMIQUES

Les principales transformations de l'azote du sol ont été exposées au paragraphe 1.1. Il est à noter que le cycle de l'azote décrit un grand nombre de phénomènes biochimiques qui peuvent avoir lieu simultanément et que la complexité de ces phénomènes est telle qu'il serait utopique de vouloir les intégrer tous au niveau d'une modélisation à l'échelle du terrain.

La modélisation du cycle de l'azote est réalisée très simplement. Cependant, vue les données expérimentales dont nous disposons, l'utilisation d'un modèle plus élaboré serait impossible. Plusieurs pools de matière organique peuvent être utilisés. Le carbone n'est pas pris en compte. Les trois processus principaux, minéralisation, nitrification et dénitrification sont modélisés. On considère des flux nets (la réorganisation n'est pas modélisée). La prise en compte des transformations biochimiques dans l'équation de transport se fait par introduction d'un terme puits ou source (P_b et S_b) ajouté à l'équation générale n°19.

2.5.1. La cinétique de minéralisation

Une cinétique d'ordre 1 par rapport à la quantité totale d'azote organique est ici utilisée. Cette cinétique a été le plus souvent établie (STANFORD ET EPSTEIN, 1974; ADDISCOTT 1983; POWER ET BROADBENT, 1989).

L'équation s'écrit :

$$\theta \frac{\partial C_{NH_4}}{\partial t} = K_1 \rho_s C_{mo} \quad (34)$$

K_1 = constante de cinétique de la réaction [T^{-1}]

C_{mo} = concentration en matière organique [MM^{-1}]

ρ_s = densité sèche [ML^{-3}]

$$\text{avec } K_1 = K_m (T_{\min}, \theta_{opt}) f(\theta) g(T) \quad (35)$$

En effet, la valeur de la constante de cinétique est directement influencée par la teneur en eau et la température qui interviennent comme fonctions de pondération d'une valeur de $K = K_m$ correspondant à une température minimale de minéralisation T_{\min} et à un optimum de teneur en eau θ_{opt} .

2.5.1.1. Influence de la température

On considère qu'en dessous d'une certaine température T_{\min} l'activité microbienne est quasiment nulle, l'optimum se situant aux alentours de 35°C. T_{\min} est souvent voisine de 10°C. Avec ces hypothèses, la fonction de pondération s'écrit :

$$\begin{aligned}
 g(T) &= 0 & \text{si } T < T_{\min} \\
 g(T) &= x^{\frac{T-T_{\min}}{10}} & \text{si } T_{\min} < T < T_{\text{opt}} \\
 g(T) &= x^{\frac{T_{\text{opt}}-(T-T_{\text{opt}})-T_{\min}}{10}} & \text{si } T > T_{\text{opt}}
 \end{aligned}
 \tag{36}$$

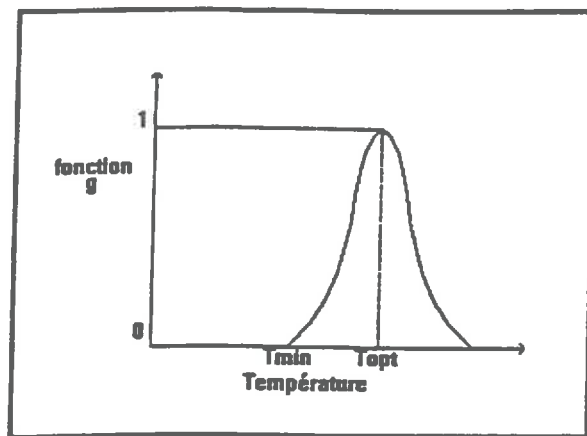


Figure 11: allure de la fonction g

Dans la littérature, x vaut très souvent 2, ce qui signifie que la constante de cinétique double pour une augmentation de température de 10°C (STANFORD ET EPSTEIN, 1974; ADDISCOTT, 1983). La cinétique suit alors une loi de $Q_{10}=2$. Cependant, il est possible que dans certaines conditions, la sensibilité à la température soit bien supérieure, ce qui nous a conduit à opter pour la calage de la valeur x qui peut être supérieure à 2.

2.5.1.2. Influence de la teneur en eau sur la minéralisation (JOHNSON et al, 1987)

Nous supposons qu'il existe une teneur en eau optimale θ_{opt} pour la minéralisation, proche de la capacité au champ. Nous supposons qu'il existe également une teneur en eau minimale θ_{\min} en dessous de laquelle l'activité microbienne s'annule. Lorsque le sol est saturé ($\theta = \theta_s$), la minéralisation s'annule également.

Avec ces hypothèses, la fonction $f(\theta)$ s'écrit:

$$\begin{aligned}
 f(\theta) &= \left[\frac{\theta_s - \theta}{\theta_s - \theta_{opt}} \right]^m & \theta_{opt} < \theta < \theta_s \\
 f(\theta) &= 1 & \theta &= \theta_{opt} \\
 f(\theta) &= \left[\frac{\theta - \theta_{min}}{\theta_{opt} - \theta_{min}} \right]^m & \theta_{min} < \theta < \theta_{opt}
 \end{aligned} \tag{37}$$

m est une constante empirique. La valeur de la teneur en eau est obtenue par résolution de l'équation d'écoulement de l'eau.

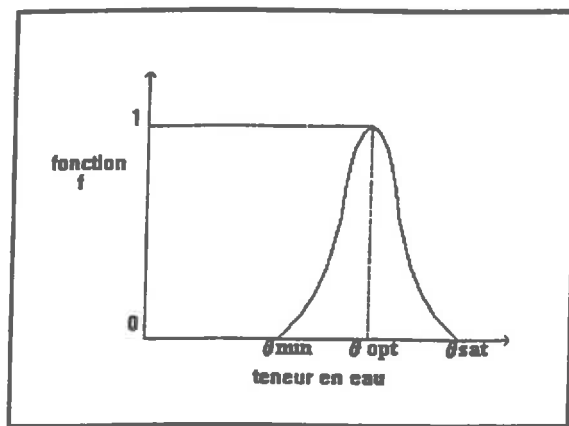


figure 12: allure de la fonction f

2.5.2. La cinétique de nitrification

Avec les mêmes hypothèses que pour la minéralisation, une cinétique d'ordre 1 est adoptée:

$$\frac{\partial C_{NO3}}{\partial t} = K_n(T_{min}, \theta_{opt}) f_n(\theta) g_n(T) C_{NH4} \tag{38}$$

$f_n(\theta)$ et $g_n(T)$ sont les mêmes fonctions de pondérations que précédemment et la constante de cinétique K_n correspond à une température minimale de nitrification T_{min} et à un optimum de teneur en eau θ_{opt} .

2.5.3. La cinétique de dénitrification

Une cinétique d'ordre 1 par rapport à la concentration de l'eau du sol en nitrate semble la plus fréquemment admise (STANFORD et al, 1975).

$$\frac{\partial C_{NO3}}{\partial t} = KC_{NO3} \quad (39)$$

avec $K = K_d f_d(\theta) g_d(T)$

Tout comme dans les deux phénomènes précédents, l'intensité de la dénitrification est directement influencée par la teneur en eau et la température qui interviennent comme fonctions de pondération par rapport à une constante initiale K_d . Cette dernière correspond à une température minimale T_{min} et à une teneur en eau optimale.

Les effets de la température sont les mêmes pour les trois phénomènes (minéralisation, nitrification et dénitrification) à la différence près que la température optimale de dénitrification est d'environ 45°C. La dénitrification étant un phénomène essentiellement anaérobie, nous supposons que la teneur en eau optimale se situe à la saturation. En dessous d'une certaine valeur θ_d , la dénitrification devient nulle. Dans le modèle, on définit alors un ratio θ_d/θ_s . Les valeurs les plus couramment observées sont comprises entre 0.8 et 0.9. La fonction de pondération, inspirée de JOHNSON et al (1987) et ROLSTON et al (1984), s'écrit alors :

$$f_d(\theta) = \left(\frac{\theta - \theta_d}{\theta_s - \theta_d} \right)^m \quad \text{si } \theta_d \leq \theta \leq \theta_s \quad (40)$$

$$f_d(\theta) = 0 \quad \text{si } \theta \leq \theta_d$$

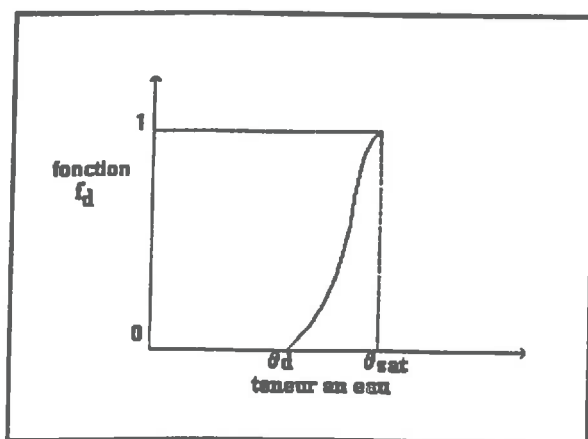


figure 13: allure de la fonction fd

2.6 RAPPEL DES PARAMETRES A DETERMINER

MODULES	PARAMETRES	DIMENSION
<i>Transfert de l'eau</i>	θ_s et θ_r : teneur en eau volumique à saturation et résiduelle	$[L^3 L^{-3}]$
	α : paramètre de courbure de la relation $h(\theta)$	$[L^{-1}]$
	n : paramètre de la relation $h(\theta)$	$[]$
	a_0, a_1, a_2 et a_3 : paramètres de la relation $K(\theta)$	$[]$
<i>Transfert de chaleur</i>	$\lambda(\theta, z)$: conductivité thermique	$[MLT^{-3}K^{-1}]$
	$C_h(\theta, z)$: capacité calorifique volumique du sol	$[MLT^{-2}K^{-1}]$
<i>Transformations biochimiques</i>	$\theta_{opt}, \theta_{min}$ et θ_d : paramètres des fonctions de pondération des constantes de cinétique	$[L^3 L^{-3}]$
	T_{min} : paramètre des fonctions de pondération des constantes de cinétiques	$[K]$
	K_1 et K_2 : coefficient de cinétique de minéralisation et de dénitrification	$[T^{-1}]$
	x : paramètres d'ajustement du Q10	$[]$
<i>Transport de solutés</i>	λ : dispersivité	$[L]$
	$D_m(\theta)$: coefficient de diffusion moléculaire	$[L^2 T^{-1}]$
	a et b : paramètres de la relation entre eau mobile et immobile	$[]$
	α : coefficient d'échange entre les deux phases d'eau mobile et immobile	$[T^{-1}]$
<i>Absorption racinaire</i>	K : coefficient cultural	$[]$
	a : coefficient d'extinction de la loi de Beer	$[]$
	h_1, h_2, h_3 et h_4 : paramètres de la fonction de stress hydrique $\alpha_p(\psi)$	$[L]$
	LAI: indice de surface foliaire	$[]$
	$\rho_r(z, t)$: densité racinaire	$[LL^{-3}]$
	K : constante de Michaelis-Menten	$[ML^{-3}]$

Tableau 2: Récapitulatif des paramètres à déterminer

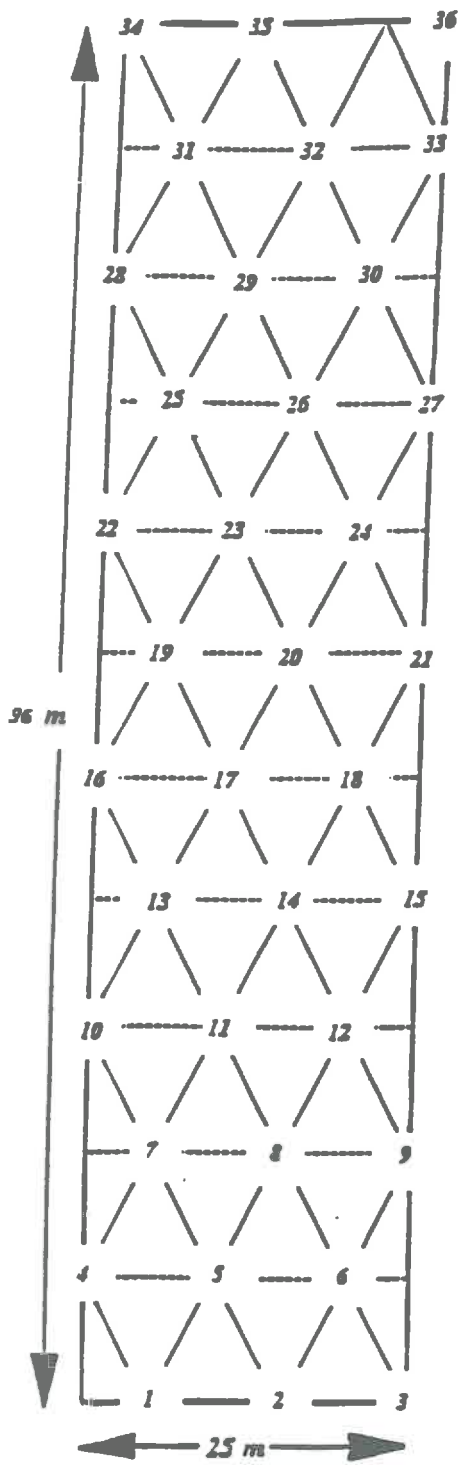


Figure 14: Maillage utilisé pour les prélèvements

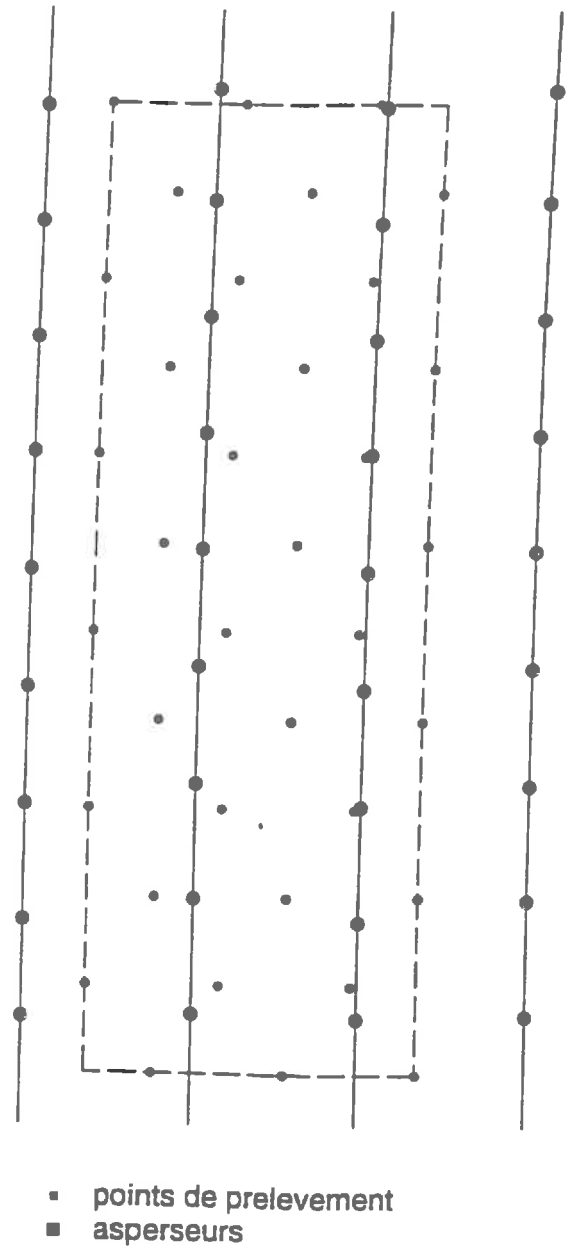


Figure 15: Schéma du réseau d'irrigation

3. MATERIEL ET METHODES

3.1. LA PARCELLE

La parcelle d'étude, d'une superficie de 3 ha, se situe sur la commune de Codognan, dans le Gard, au lieu dit "La Servie". Elle se trouve en zone à relief uniforme, avec une très légère pente vers le Nord-Nord Ouest, sur des épandages alluvio-colloviaux recouvrant une surface loessique qui repose sur le diluvium alpin. C'est un sol de nature limono-argileuse.

La parcelle est conduite en maraîchage depuis une trentaine d'années. Elle est plantée de salades (chicorée frisée, chicorée scarole, laitue pommée et laitue batavia) pendant trois cycles successifs: printemps, été et automne-hiver. Les salades sont plantées sur un paillage plastique (polyéthylène) micro-perforé de 1,40 m de large orienté Est-Ouest. L'espacement entre deux rangées de paillage est de 0.5 m. Il sera noté par la suite inter-rang.

L'irrigation se fait par des buses d'aspersion. Elle est réalisée avec de l'eau du Bas-Rhône, de l'eau de nappe ou un mélange des deux. La nappe est très riche en nitrate (aux alentours de 160 mg/l). L'irrigation, lorsqu'elle est réalisée avec de l'eau de nappe, peut donc être une source de fertilisation importante. Le calendrier cultural de la culture est donné en **annexe 1**. Toutes les données relatives au calendrier proviennent de **de COCKBORNE et al. (1994)**, les quantités citées ayant été mentionnées par l'agriculteur.

La superficie de la parcelle étant trop importante pour l'étude, les données ont été acquises à partir d'une sous parcelle de 96 × 25 m, orientée Est-Ouest. On considère cette surface représentative de l'ensemble de la parcelle, et c'est à cette zone que nous attribuerons désormais le nom de parcelle.

3.2. L'EXPERIMENTATION SUR LE TERRAIN

L'année 1992 a surtout été une année d'essais expérimentaux pour la quantification des bilans hydrique et azoté. En 1993, un suivi expérimental plus fin a été mené au niveau de l'azote. Ce chapitre vise à décrire l'expérimentation en vue de dégager les résultats expérimentaux qui serviront à renseigner le modèle utilisé dans cette étude.

Un maillage a été bâti sur la parcelle, définissant 36 points de mesure. Ce maillage a permis en 1992 et 1993 d'étudier la variabilité spatiale des teneurs en nitrate (**SABLIER, 1992; CLAUDOT, 1994**). Il s'agit de mailles triangulaires (triangles équilatéraux de 10 m de coté) comme le montre la **figure 14**. L'avantage de ce type de maillage est de pouvoir envisager six directions et non quatre seulement comme dans le cas d'un maillage carré ou rectangulaire. Le nombre de points constituant le maillage a été choisi dans l'optique de pouvoir réaliser des variogrammes (30 points au minimum).

Le réseau d'irrigation est représenté sur la **figure 15**.

3.2.1. Le suivi hydrique

3.2.1.1. La teneur en eau du sol

La teneur en eau du sol a été mesurée au moyen d'une sonde à neutrons dont la précision de la mesure est de $0.03 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$:

en 1992: quatre sites (dont le n°20 sur paillage et n°11 dans l'inter-rang) ont été suivis quotidiennement, de 10 à 160 cm de profondeur avec un pas de 10 cm. A la mise en place du dispositif, il a également été réalisé un profil de densité sèche aux mêmes profondeurs que les mesures neutroniques à l'aide d'une sonde à rétrodiffusion gamma.

en 1993: le même suivi a été réalisé sur deux sites à une fréquence hebdomadaire (n°8 dans l'inter-rang et n°20 sur le paillage).

La méthode gravimétrique a également été utilisée lors des prélèvements de sol. Ces prélèvements à la tarière ont été réalisés en chaque point du maillage sur l'horizon 0-120 cm, suivant un pas de 30 cm, aux dates suivantes: 07 avril 1992, 13 mai 1992, 10 juin 1992, 07 avril 1993, 12 mai 1993, 21 juillet 1993 et le 22 mars 1994.

3.2.1.2. Les mesures tensiométriques

en 1992: deux profils ont été suivis à l'aide de tensiomètres à mercure sur une profondeur de 120 cm avec un pas de 10 cm (n°20 sur paillage et n°11 dans l'inter-rang) avec une fréquence hebdomadaire.

en 1993: même suivi sur:

- le site n°8 pour les deux premiers cycles culturaux dans l'inter-rang
- le site n°11 pour le troisième cycle cultural dans l'inter-rang
- le site n°20 pour les 3 cycles culturaux sur le paillage

L'imprécision totale lors de la détermination de la charge hydraulique et donc du potentiel matriciel est de l'ordre de 5 %. Elle est liée à la longueur de la bougie tensiométrique, à l'erreur de lecture et aux variations du niveau de mercure dans le réservoir.

3.2.1.3. Les intrants

La répartition des intrants (eau et engrais) sur la parcelle représente une cause importante de la variabilité spatiale des teneurs en azote nitrique dans le sol et des flux en profondeur. Dans notre cas, la fertilisation provient en grande partie de l'eau d'irrigation enrichie en nitrate. Cette irrigation par aspersion n'est pas uniforme, d'autant plus que la parcelle est assez ventée. Les apports d'eau ont donc été mesurés par 36 pluviomètres disposés selon le maillage de la **figure 14** afin de suivre la variabilité spatiale des intrants.

3.2.2. Le suivi azoté

3.2.2.1. Les prélèvements à la tarière

En 1992, la solution du sol est extraite à l'eau déminéralisée sur 10 profils de sol prélevés hebdomadairement à la tarière. Le pas de prélèvement est de 15 cm entre 0 et 90 cm de profondeur. Nous disposons de ces seules données pour le suivi de l'azote minéral en 1992, les capteurs de solution n'ayant pas été implantés. La première campagne de prélèvements a également été utilisée pour le dosage de l'azote total du sol sur deux horizons: 0-30 cm et 30-90 cm.

En 1993, les quatre campagnes de prélèvements à la tarière mentionnées au paragraphe 3.2.1.1. ont également été utilisées pour le suivi de l'azote. Il est complété par un suivi à partir de bougies poreuses dont le détail de l'installation est donné dans le paragraphe ci-dessous.

3.2.2.2. Les prélèvements de la solution du sol par bougies poreuses

Ils ont été réalisés uniquement en 1993. Deux profils ont été suivis entre 30 et 150 cm de profondeur suivant un pas de 30 cm à l'aide de capteurs de solution Nardeux DTM 5000 et à une fréquence hebdomadaire:

- pour l'inter-rang, site n°8 pour les deux premières cultures et n°11 pour la troisième
- sur le paillage, site n°20

Cette méthode permet un suivi local et dans le temps des concentrations en nitrate en minimisant les problèmes liés à la variabilité spatiale. En effet, ce système présente l'avantage d'être non destructif vis-a-vis du sol et permet de s'assurer que l'on prélève toujours au même endroit. Les concentrations déterminées peuvent donc être utilisées pour caler et valider le modèle qui simule localement les situations sans prendre en compte la variabilité spatiale du site.

Des capteurs de solution ont également été placés à la profondeur de 90 cm pour les 36 points du maillage afin de pouvoir accéder par la suite au flux convectif d'azote nitrique à cette profondeur.

Le principe de fonctionnement des bougies poreuses est basé sur le prélèvement de l'eau à travers une céramique poreuse, imperméable à l'air, après mise en dépression du système. La solution extraite est ensuite analysée au laboratoire. En principe, les dépressions appliquées ne permettent pas d'accéder à l'eau fortement liée et à l'eau immobile.

3.2.2.3. Les apports azotés

Les apports par engrais fertilisants sont répertoriés dans les calendriers culturaux (**annexe 1**). A chaque relevé des pluviomètres, la teneur en nitrate de l'eau recueillie a été analysée afin de surveiller les apports par ferti-irrigation ou par de l'eau de nappe, très chargée en nitrate (de l'ordre de 160 mg/l).

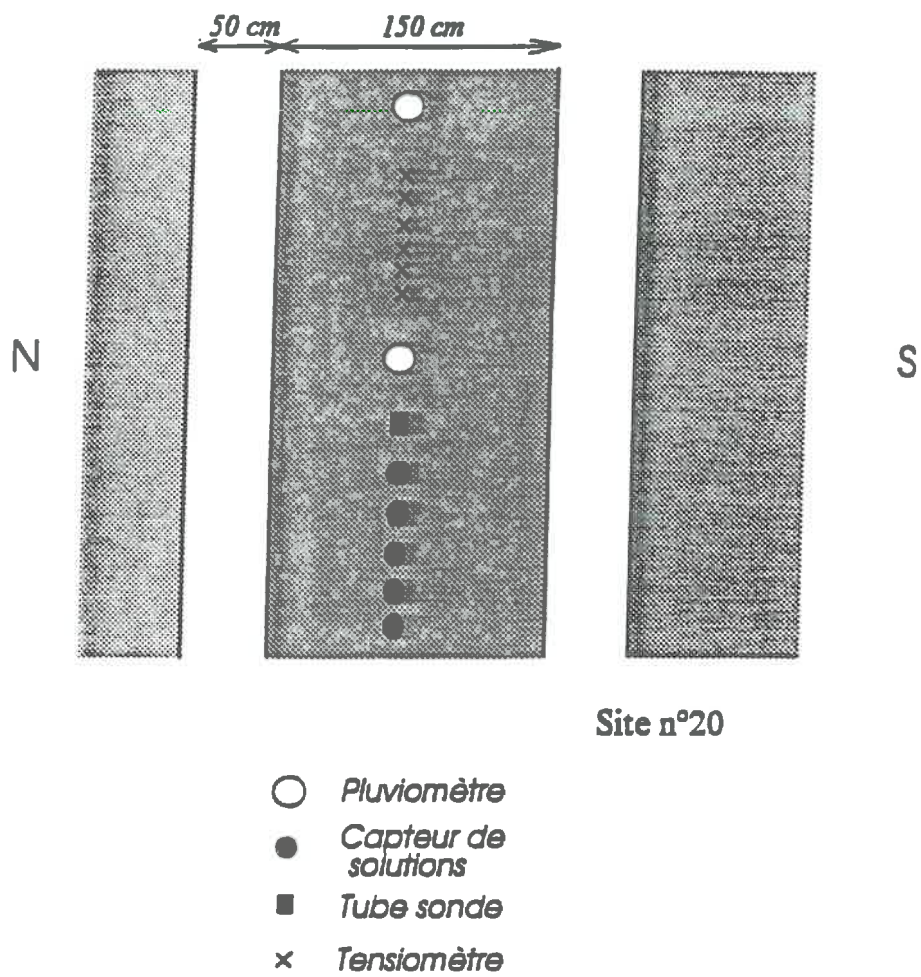


Figure 16: Schéma de l'expérimentation mené sur un site totalement instrumenté

3.2.3. Le suivi de la culture

Les mesures suivantes ont été réalisées à une fréquence hebdomadaire:

- profondeur d'enracinement
- masse de matière sèche et fraîche
- teneur en eau des salades
- teneur en azote total, représentative de l'exportation d'azote par la culture

Ces mesures ont été nécessaires pour pouvoir déterminer le terme du bilan azoté qui correspond au prélèvement par la culture.

3.2.4. Conclusion

En définitive, nous disposons chaque année de deux sites totalement instrumentés, comme le montre la **figure 16** pour le suivi de l'eau et de l'azote:

- en 1992, site n°20 et site n°11
- en 1993, site n°20 et site n°8 (et n°11)

Les mesures provenant de ces deux sites répondent aux exigences du modèle mécaniste que nous utilisons. Nous disposons également de mesures d'exportation de l'azote par la culture qui vont nous permettre de renseigner le modèle pour les données relatives à la plante.

3.3. LES METHODES DE LABORATOIRE

3.3.1. Dosage de l'azote

3.3.1.1. Dosage de l'azote nitrique

Le nitrate a été dosé à l'aide de l'électrode spécifique NO_3^- . Cette méthode de dosage a été employée pour doser le nitrate dans:

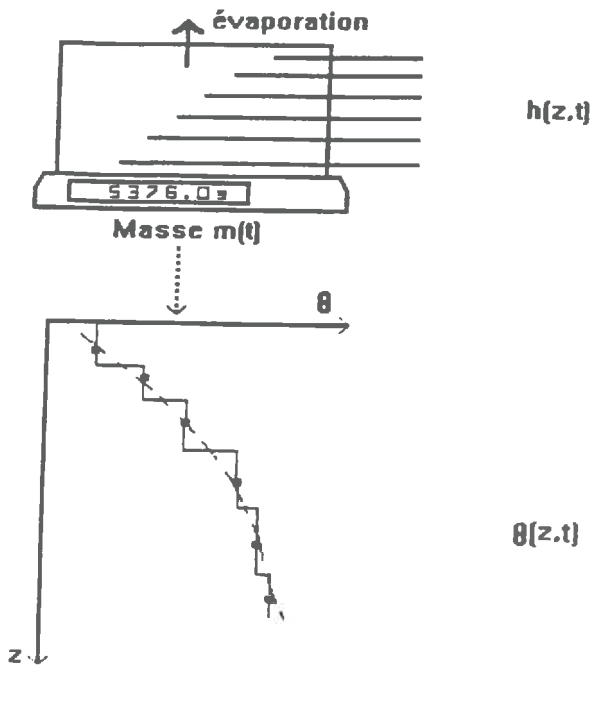
- la solution de sol extraite à partir des prélèvements à la tarière
- la solution de sol extraite à partir des bougies poreuses
- l'eau récupérée dans les pluviomètres

Cette méthode électrochimique de dosage repose sur la mesure, à courant nul, d'une différence de potentiel entre une électrode spécifique, sensible à l'ion étudié, et une électrode de référence, toutes deux plongeant dans la solution à analyser. La précision de la mesure est de l'ordre de 2 %. La méthode de dosage est détaillée dans l'**annexe 2**.

3.3.1.2. Dosage de l'azote total

Cette méthode est basée sur la minéralisation de l'azote total par la méthode KJELDHAL (**BROUSSE, 1994**). L'ammonium ainsi obtenu est dosé à l'auto-analyseur "Technicon". Cette méthode a été utilisée pour doser l'azote du végétal et l'azote total du sol.

DONNEES DE BASE



AJUSTEMENT

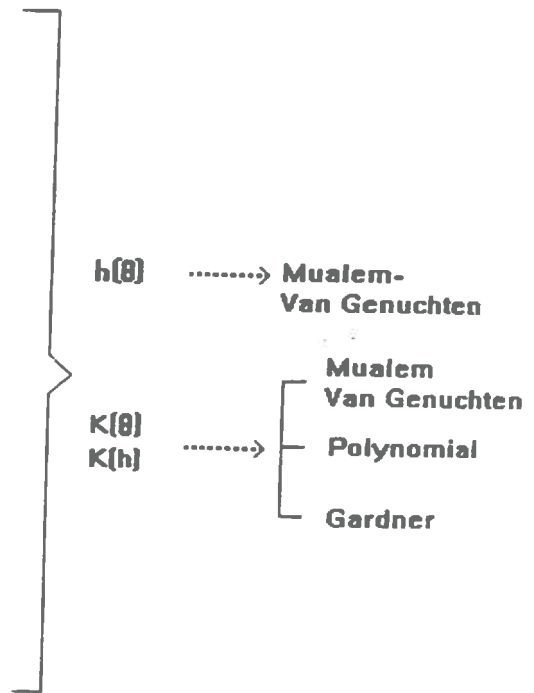


Figure 17: Principe de la méthode de WIND

3.3.2. Détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol

La détermination des propriétés hydrodynamiques d'un sol consiste en:

- l'établissement de la relation liant le potentiel matriciel de l'eau du sol à l'humidité volumique du sol
- la détermination de la conductivité hydraulique du sol en fonction de l'humidité du sol.

Ces relations ont été établies à partir d'une méthode de laboratoire: la méthode de WIND (TAMARI et al, 1993). C'est une méthode originale car elle permet de déterminer à la fois la courbe de rétention et la courbe de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau. La méthode utilise à la fois les données expérimentales et un algorithme permettant de réaliser des ajustements.

3.3.2.1. Le principe de la méthode

Le principe de la méthode est représenté sur la **figure 17**. Un échantillon prélevé sur le terrain et non remanié est soumis à une dessiccation à l'air libre en partant de la saturation. L'échantillon de sol se présente sous la forme d'un cylindre de sol de 6 cm d'épaisseur prélevé à une profondeur donnée. Sa densité est mesurée.

- la teneur en eau moyenne du sol $\bar{\theta}_m(t)$ est suivie par la mesure de la perte en eau de l'échantillon au cours du temps: l'échantillon est placé sur une balance et la mesure est effectuée par pesée.

- la pression est suivie par des micro-tensiomètres implantés à 6 profondeurs différentes.

Procédure d'estimation des paramètres définissant la courbe de rétention:

- à chaque instant et pour chaque profondeur, connaissant $\psi(z,t)$, les teneurs en eau $\theta_e(z,t)$ sont estimées à partir du modèle de Van-Genuchten (VAN-GENUCHTEN, 1980) auquel on impose des paramètres arbitraires au départ.

- à chaque instant, nous pouvons donc accéder à la moyenne des teneurs en eau estimées $\bar{\theta}_e(t)$

- les teneurs en eau moyennes mesurées $\bar{\theta}_m(t)$ et les teneurs en eau moyennes estimées $\bar{\theta}_e(t)$ sont ensuite comparées par la méthode des moindres carrés.

- les paramètres du modèle de Van-Genuchten sont ensuite ajustés de façon à minimiser les écarts entre $\bar{\theta}_e(t)$ et $\bar{\theta}_m(t)$.

- lorsque les critères de convergence sont atteints, on obtient donc un ajustement des paramètres définissant la courbe de rétention.

Estimation de la conductivité hydraulique (figure 18):

Pour chaque cote et pour chaque temps, l'ajustement nous permet d'accéder à une bonne estimation de la teneur en eau. L'application de la loi de Darcy, en écoulement monodimensionnel, permet de calculer une valeur de la conductivité hydraulique pour un intervalle de temps donné ($\Delta t = t_j - t_i$) et pour chaque cote dont on connaît le potentiel (z_1 et z_2). On connaît en effet la variation de teneur en eau entre chaque cote dans l'intervalle de temps considéré.

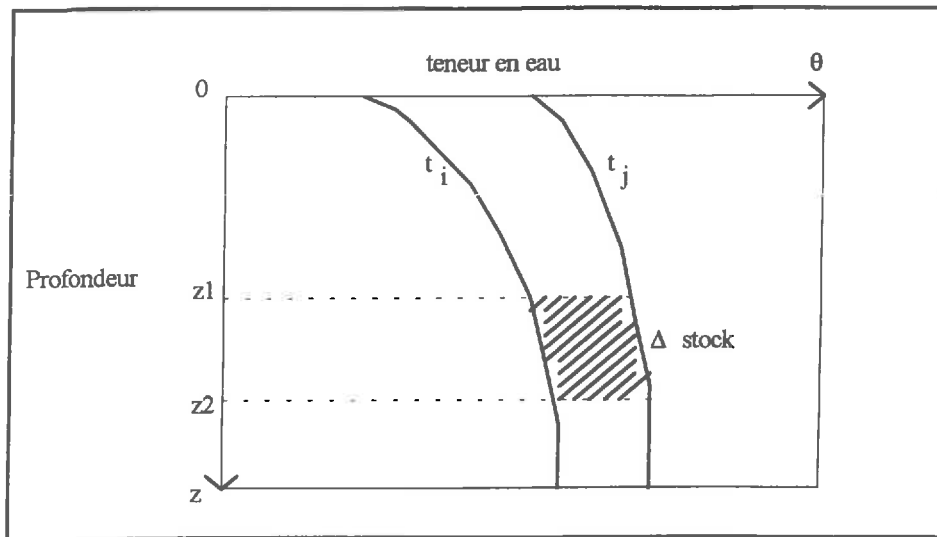


figure 18: représentation de la variation de stock d'eau entre deux cotes pour un intervalle de temps donné

La formule de calcul de la conductivité hydraulique est alors:

$$K(\theta) = \frac{\Delta stock}{\left(\frac{\Delta \psi}{\Delta z} \right)} \quad (41)$$

$\Delta stock$ = variation de stock d'eau entre $z1$ et $z2$ dans l'intervalle de temps Δt [LT^{-1}]

$\Delta \psi$ = différence de potentiel entre $z1$ et $z2$ [L]

Δz = dénivelé entre $z1$ et $z2$ [L]

$K(\theta)$ = conductivité hydraulique [LT^{-1}]

3.3.2.2. Résultats

La méthode a été appliquée dans notre cas à un cylindre de sol prélevé à la profondeur de 15 cm. Le prélèvement a été fait avant la mise en place de la culture en bordure de parcelle où la distinction entre paillage (zone plantée de salades) et inter-rang (zone de sol nu) n'existe pas. **L'annexe 3** présente les relevés de potentiels matriciels en fonction du temps pour chacun des six tensiomètres mis en place dont un n'a pas fonctionné. On notera que proche de la saturation, les potentiels varient très peu en fonction du temps et que les gradients de potentiels y sont très faibles.

Détermination des paramètres de la courbe de rétention:

Nous utilisons l'ajustement de Van-Genuchten (**VAN-GENUCHTEN, 1980**) dont l'équation a déjà été citée au paragraphe 2.1.3.:

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + |\alpha \psi|^n \right]^{\frac{1-n}{n}} \quad (11)$$

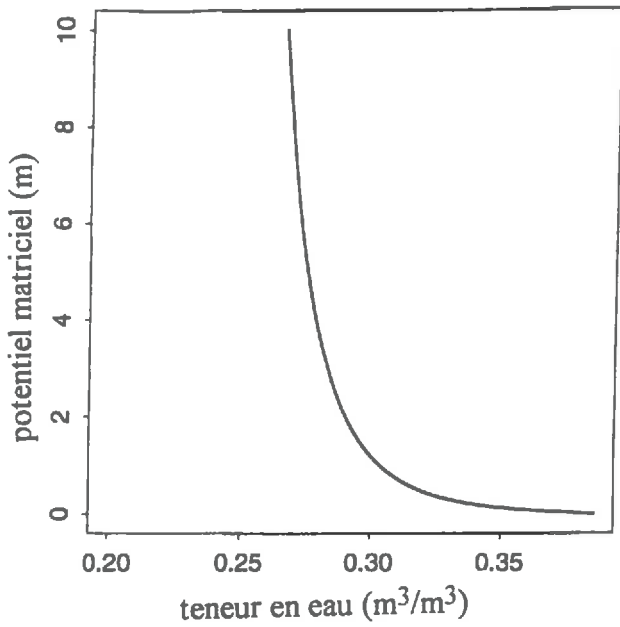


Fig 19: Ajustement des potentiels matriciels en fonction des teneurs en eau volumiques

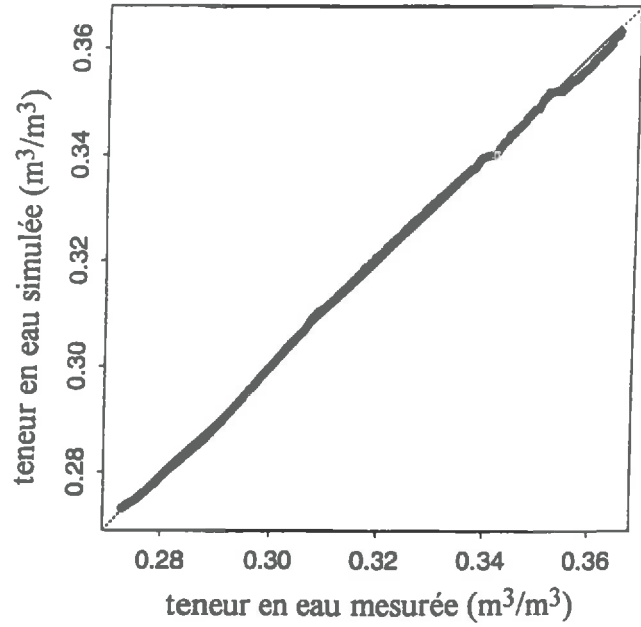


Fig 20: Comparaison des teneurs en eau estimées par le modèle et mesurées

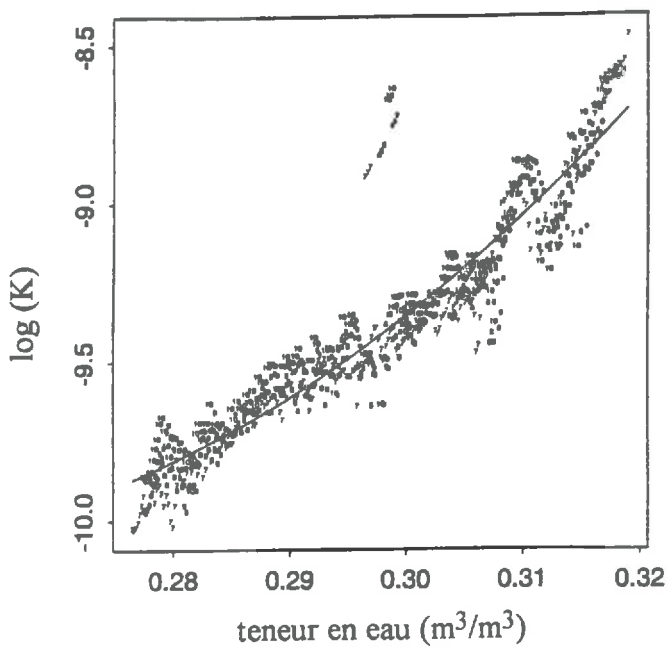


Fig 21: Ajustement des conductivités hydrauliques en fonction des teneurs en eau volumiques

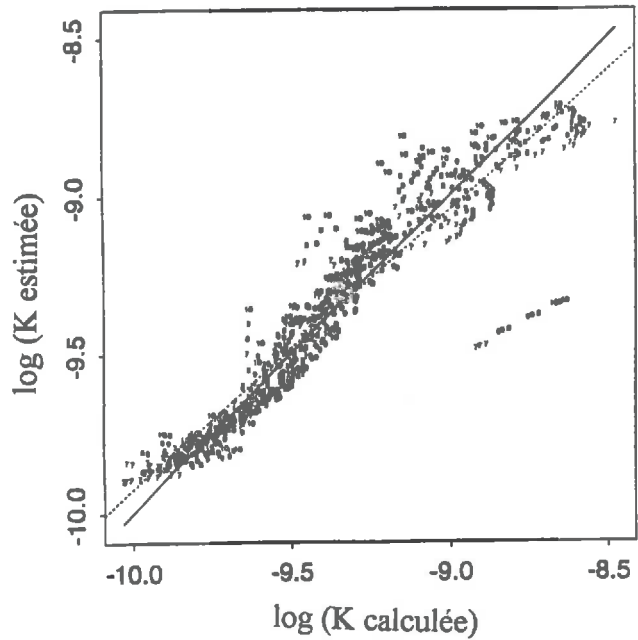


Fig 22: Comparaison des conductivités hydrauliques estimées par le modèle et calculées

$\theta_s, \theta_r, \alpha$ de dimension $[L^{-1}]$ et n , sans dimension, sont quatre paramètres d'ajustement.

Dans nos conditions expérimentales de terrain, le sol est presque toujours à la capacité au champ et les teneurs en eau varient entre cette valeur et la saturation. Nous recherchons donc une bonne description de la relation $\psi(\theta)$ au voisinage de la saturation. La qualité de l'ajustement à proximité de l'humidité résiduelle nous intéresse peu. Nous avons donc fixé arbitrairement la teneur en eau résiduelle θ_r à $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. L'ajustement est donc fait sur une gamme réduite de teneur en eau (entre θ_r et θ_s) mais toutefois représentative des conditions expérimentales de terrain. On impose la valeur de la porosité à θ_s , soit $0.385 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ et θ_r est pris égal à $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Seuls α et n ont été calés. Les résultats de l'ajustement sont:

$\theta_s = 0.385 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$ $\theta_r = 0.2 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$ $n = 1.997$ $\alpha = 17.852 \text{ m}^{-1}$

L'ajustement est représenté graphiquement sur la **figure 19**. La **figure 20** montre l'excellente corrélation entre les teneurs en eau estimées avec l'expression précédente et mesurées. Le coefficient de corrélation est de 0.99.

Détermination de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau:

De la même manière, nous avons fixé θ_r à $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ et nous avons choisi d'ajuster la conductivité hydraulique à un modèle Log-polynomial dont on rappelle la forme:

$$\text{Log}_{10}(K(\theta)) = a_0 + a_1\theta + a_2\theta^2 + a_3\theta^3 \quad (12)$$

Les résultats obtenus avec le modèle de Mualem-Van Genuchten (VAN-GENUCHTEN, 1987) sont moins bons dans notre cas, proche de la saturation: les conductivités hydrauliques sont sous-estimées. Les résultats de l'ajustement choisi, permettant d'obtenir la conductivité hydraulique en m/s, sont:

$a_0 = -6$ $a_1 = -3.076$ $a_2 = -186.28$ $a_3 = 530.79$

La conductivité hydraulique à saturation est alors de 11 cm/h. L'ajustement graphique est donné sur la **figure 21**. La **figure 22** compare les conductivités ajustées par le modèle log-polynomial avec les conductivités calculées à l'aide de l'équation 41. Le coefficient de corrélation est de 0.96, ce qui est tout à fait acceptable. Cependant, on remarque que vers les fortes teneurs en eau, le modèle sous-estime toujours un peu la conductivité.

4. RESULTATS

Dans les chapitres précédents, nous avons eu l'occasion de présenter :

- les phénomènes intervenant dans le transfert du nitrate dans le sol
- le suivi expérimental mené sur le terrain durant 1992 et 1993
- le modèle général de transfert de masse et de chaleur

Ce modèle est déterministe: il simule les phénomènes localement. Nous travaillerons donc à partir de données acquises sur des sites totalement équipés aussi bien du point de vue hydrique qu'azoté. Nous répondons ainsi au caractère local des mesures et paramètres exigé par le modèle. Les problèmes liés à la variabilité spatiale des intrants et de la structure du sol ne sont alors pas pris en compte. Tous les paramètres précisés dans ce chapitre sont définis dans le *tableau 2* au paragraphe 2.6.. Les sites totalement équipés dont nous disposons pour notre étude sont:

- En 1992: site n°20 pour le paillage
 site n°11 pour l'inter-rang
- En 1993: site n°8 pour les deux premières cultures de l'inter-rang
 site n°11 pour la troisième culture de l'inter-rang
 site n°20 pour le paillage

Une première validation du modèle a été réalisée par **MARAUX (1994)** dans un contexte tout à fait différent: à partir de cultures céréalières au Nicaragua. Il a ensuite validé le modèle à partir d'un jeu de données obtenu sur un gazon.

4.1. MODELISATION DU TRANSFERT HYDRIQUE

Nous possédons des données provenant de deux années d'expérimentation:

- une culture de printemps menée en 1992
- trois cultures (printemps, été, automne-hiver) menées en 1993

Pour chaque culture, nous pouvons distinguer les données relatives au paillage, zone plantée de salades, et à l'inter-rang, zone de sol nu. Nous avons donc choisi de caler les paramètres sur la culture de 1992 puis de valider les résultats à partir des trois autres cultures menées en 1993. En ce qui concerne le calage, nous devons à la fois obtenir un calage des paramètres hydrodynamiques et des paramètres liés à la plante. Nous avons mené la phase de calage des paramètres hydrodynamiques à partir des données acquises sur l'inter-rang pour lequel les paramètres relatifs à la plante ne sont pas à considérer. On limite ainsi les incertitudes quant au résultat obtenu. Une phase de calage sur paillage est ensuite menée pour l'obtention des paramètres liés à la plante.

Nous avons délimité la profondeur de simulation à 90 cm. Cette profondeur se justifie d'abord par le fait que l'on dispose de données disponibles et exploitables jusqu'à cette profondeur, à la fois pour l'eau et l'azote. En second lieu, le système racinaire des salades ne dépassant pas 30 cm, nous sommes certains de prendre en compte toute la demande transpirative de la plante.

4.1.1. Le calage des paramètres hydrodynamiques

Le calage présente l'ensemble des étapes visant à préciser les valeurs des paramètres à introduire dans le modèle. Lorsqu'ils ont un sens physique ou biologique, les paramètres du modèle sont susceptibles d'être mesurés directement ou indirectement et d'être pris en compte dans la simulation sans calage. Ces paramètres peuvent également ne pas être mesurés ou être entachés d'une forte erreur expérimentale ou d'une erreur aléatoire importante. On cherchera alors la valeur de ces paramètres qui permet à la simulation de rendre compte au mieux de l'expérience dans sa globalité. Lorsque ces paramètres n'ont pas de sens physique ou biologique, on ne peut les déterminer que par des ajustements, ou alors en acceptant les valeurs moyennes provenant de la littérature.

4.1.1.1. La technique de calage

On recherche lors du calage, les valeurs des paramètres qui donnent le meilleur ajustement entre les grandeurs estimées par le modèle et les grandeurs observées. Pour cela, nous employons la technique du calage par essai-erreur qui consiste à visualiser l'effet d'un paramètre dont on a fixé préalablement la valeur. Au vue des résultats, nous faisons varier le paramètre pour ajuster au mieux les résultats simulés et observés. Nous pourrions employer la technique de calage automatique dans la limite où elle ne concerne que quelques paramètres. Il s'est avéré dans le passé qu'elle pose un problème d'unicité des solutions et qu'elle peut être parfois assez longue d'emploi pour l'obtention de résultats similaires au calage par essai-erreur.

Nous choisissons de caler le module hydrique à partir des mesures directes de pression. En effet, durant les deux années d'expérimentation, les variations de teneur en eau sont faibles car le sol a été maintenu à la capacité au champ. De plus, elles peuvent parfois être inférieures à la précision de la mesure par la sonde à neutrons. Le potentiel matriciel, quant à lui, présente des variations beaucoup plus marquées. Le calage sur les stocks d'eau nous paraît non judicieux car on pourrait masquer d'importantes discordances (l'existence de zones plus conductrices par exemple) tout en obtenant un résultat global satisfaisant. C'est donc sur les potentiels matriciels que s'est porté notre choix. Une fois le calage réalisé, nous devons obtenir une bonne concordance au niveau des stocks et des teneurs en eau.

4.1.1.2. Calage des paramètres hydrodynamiques hors culture (inter-rang)

Nous considérons l'inter-rang comme un sol nu. Le système racinaire des salades cultivées sur la zone de paillage ne peut influencer fortement sur le transfert d'eau dans l'inter-rang. En premier lieu, nous faisons l'hypothèse d'un unique horizon ayant les caractéristiques hydrodynamiques déterminées au paragraphe 3.3.2.2. à partir d'un cylindre de sol prélevé à 15 cm soit:

Pour la courbe de rétention, paramètres issus de l'ajustement de Van-Genuchten:

$$\begin{aligned}\theta_s &= 0.385 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \\ \theta_r &= 0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \\ \alpha &= 0.17852 \text{ cm}^{-1} \\ n &= 1.1997\end{aligned}$$

Pour la relation liant la conductivité hydraulique (m/s) à la teneur en eau, modèle Log-polynomial:

$$\begin{aligned}a_0 &= -6 \\ a_1 &= -3.076 \\ a_2 &= -186.28 \\ a_3 &= 530.79\end{aligned}$$

4.1.1.3. Conditions initiales et aux limites

Les conditions initiales sont données par le profil de potentiels matriciels relevé le 15/04/1992 soit le jour 105 qui correspond donc à la date de début de la simulation.

A la limite inférieure, nous possédons des données de potentiels matriciels en fonction du temps à la profondeur de 90 cm, valeurs que nous imposons dans les simulations.

Concernant les intrants, le modèle utilise un fichier de pluies (ou irrigations) dans lequel on précise l'heure de début de pluie (ou irrigation), de fin de pluie (ou irrigation), et l'intensité moyenne pendant la période en mm/h. Les données dont nous disposons ne présentent pas ce niveau d'information: les intrants sont mesurés par les pluviomètres qui sont relevés en général tous les 2 ou 3 jours, parfois quotidiennement. Nous avons donc émis plusieurs hypothèses:

- les données météorologiques de la station de Nîmes - St Gilles ont été utilisées pour préciser les jours de pluie lorsque les relevés des pluviomètres n'étaient pas quotidiens. La distance entre la station et notre site d'étude est de 16 km.

- nous supposons que les irrigations ont lieu à la même heure, soit 8 heures du matin, pendant deux heures. Les quantités relevées dans les pluviomètres sont donc ramenées en mm/h avec cette hypothèse.

Il est évident que de telles hypothèses peuvent générer des discordances lors des simulations mais elles nous semblent refléter au mieux la réalité avec les données que nous possédons.

En ce qui concerne l'évaporation potentielle, les données journalières, calculées à partir de la formule de Penman, proviennent de la station météorologique précédemment citée. A partir de ces données, le modèle génère des données d'ETP instantanées qui reposent sur plusieurs hypothèses:

- la demande climatique est nulle pendant la nuit

- la demande climatique évolue de façon sinusoïdale dans la journée en fonction de la durée astronomique du jour et de l'angle d'incidence des rayons du soleil avec le plan horizontal

Des discordances peuvent apparaître car l'ETP n'évolue pas vraiment de façon sinusoïdale dans la journée.

Figure 23: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992 -
Hypothèse: un horizon 0-90 cm

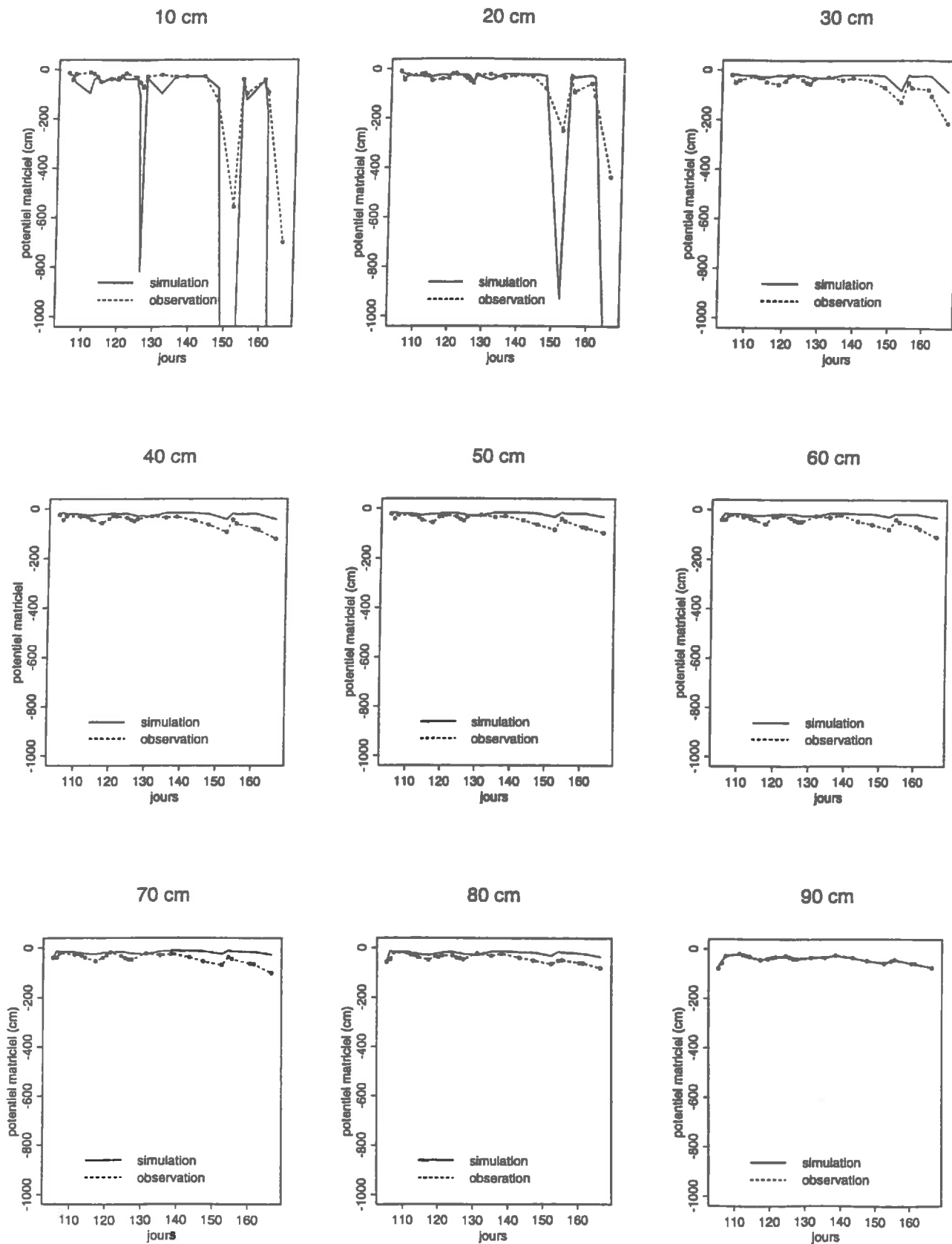
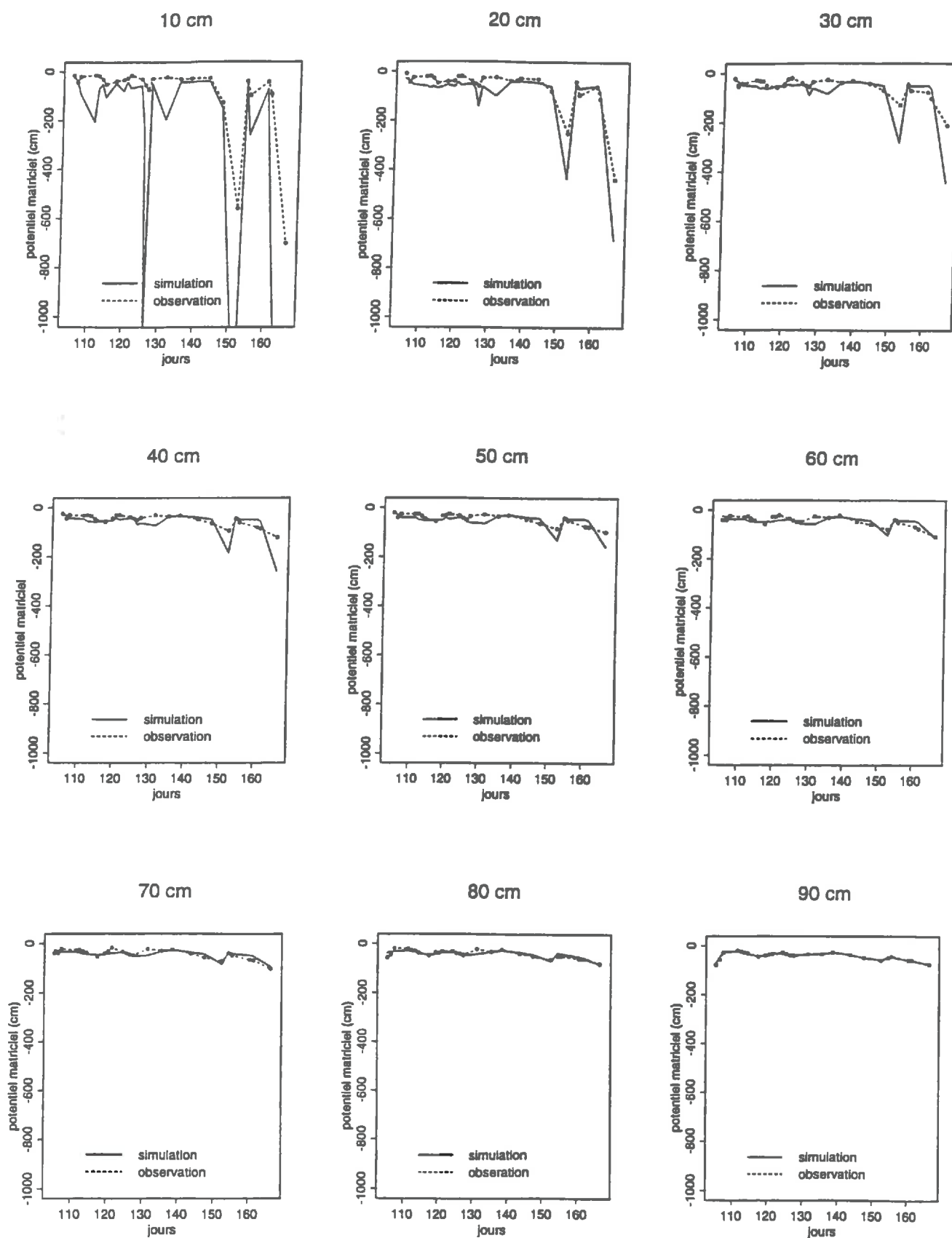
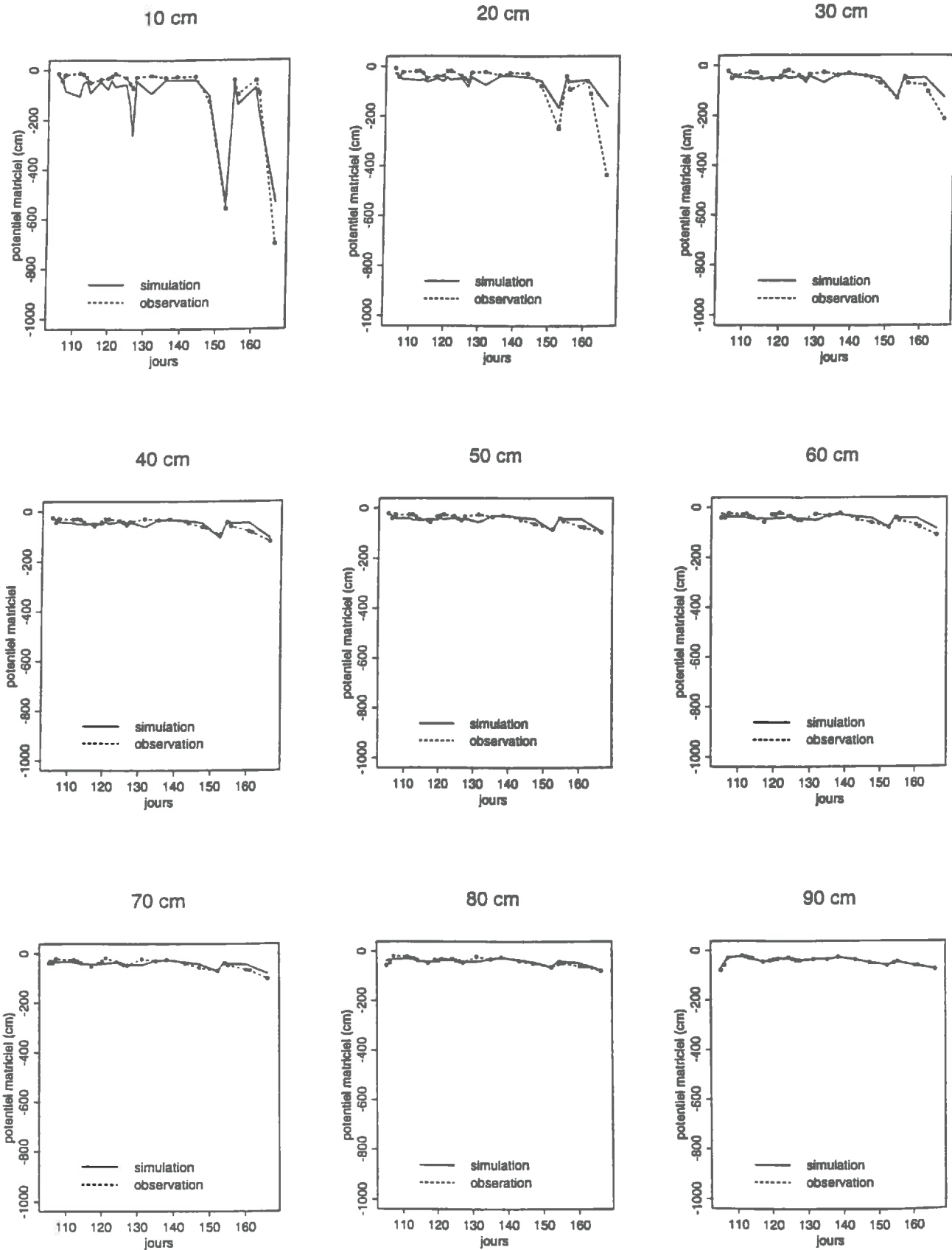


Figure 24: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992 - Hypothèse: deux horizons 0-15 et 15-90 cm



**Figure 25: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992 -
Hypothèse: deux horizons et potentiel limite en surface**



4.1.1.4. Résultats et discussions

La comparaison des résultats de la simulation avec les mesures de terrain fait apparaître des discordances majeures (**figure 23**):

- l'évolution des événements de dessèchement et de réhumectation est bien restituée mais le modèle ne simule pas les événements avec la même amplitude, notamment en surface aux profondeurs de 10 et 20 cm. Tous les événements sont amplifiés par la simulation.

- en profondeur et jusqu'à 80 cm, il persiste un décalage systématique de la courbe simulée vers les forts potentiels matriciels (bien marqué à partir du jour 130): dans la simulation, le sol est toujours plus humide qu'en situation réelle.

- certaines discordances ne vont pas dans le même sens, surtout en début de culture.

On peut envisager plusieurs explications:

- la détermination des caractéristiques hydrodynamiques $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ n'est peut être pas représentative des flux sur l'ensemble du profil, ce qui conduit à générer des décalages par rapport aux observations. Cela ne remet pas en cause la qualité de l'ajustement des paramètres hydrodynamiques par la méthode de WIND mais plutôt les hypothèses que nous avons émises: présence d'un seul horizon.

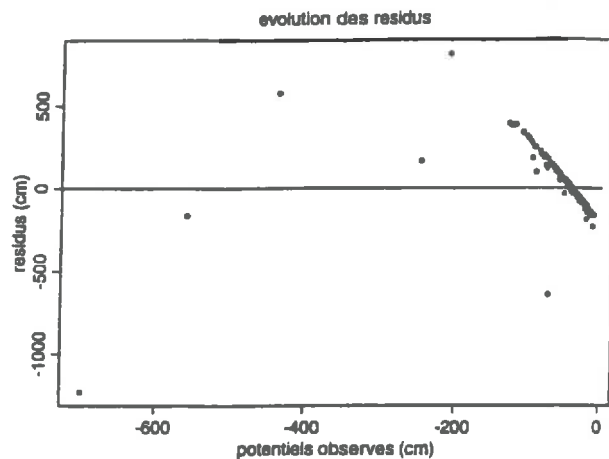
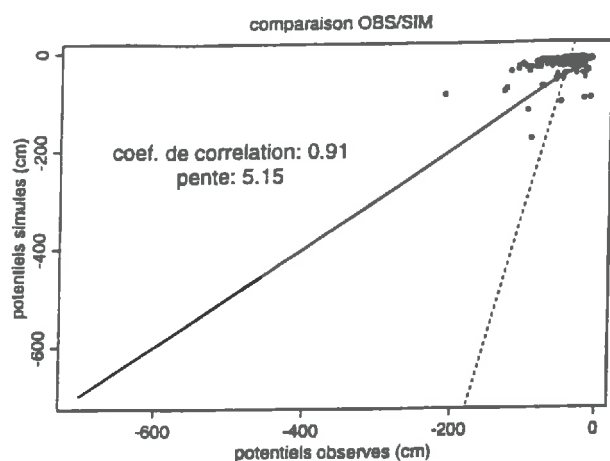
- l'horizon de surface semble évaporer trop d'eau dans la simulation et entraîne donc un assèchement trop important en surface sur les 20 premiers centimètres: les potentiels sont tous décalés vers les faibles valeurs. Inversement, on observe à partir de la profondeur 30 cm un décalage systématique de la courbe simulée vers les potentiels élevés. Il semblerait donc que la demande évaporatrice du sol ne soit pas transmise au delà de -20 cm; l'horizon de surface, lorsqu'il se dessèche, n'est pas assez alimenté par les horizons inférieurs. Ces considérations nous ont donc orientés vers une simulation prenant en compte deux horizons. Nous rappelons que nous possédons des mesures de $K(\theta)$ et $\psi(\theta)$ uniquement sur l'horizon de surface; les caractéristiques de l'horizon profond ont donc été choisies de façon à générer une bonne concordance entre les valeurs de potentiels matriciels simulées et mesurées. Par ailleurs, nous avons également constaté que le modèle Log-polynomial semblait sous-estimer la conductivité au voisinage de la saturation (paragraphe 3.3.2.2.). Nous avons ainsi adopté:

- un horizon de surface 0-15 cm ayant les mêmes caractéristiques que précédemment

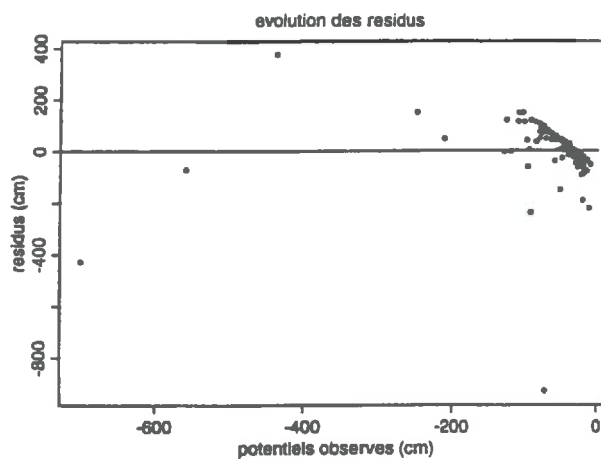
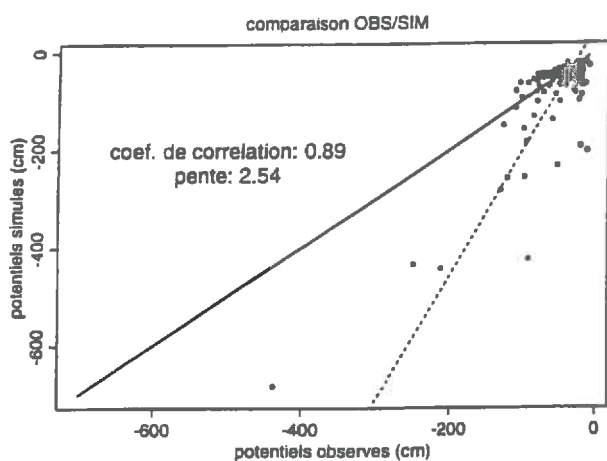
- un horizon inférieur 15-90 cm présentant la même courbe de rétention mais une conductivité hydraulique 10 fois supérieure à celle de l'horizon de surface de façon à permettre des flux d'eau plus importants.

Les résultats sont représentés sur la **figure 24**. L'ajustement obtenu nous paraît satisfaisant dans le sens où il corrige les discordances observées entre horizons de surface et horizons profonds. En effet, la phase de dessèchement est bien transmise dans les horizons profonds et ce jusqu'à -80 cm où l'effet correctif est encore sensible. Il semble donc que tout se passe comme si l'on pouvait distinguer deux horizons au moins; l'horizon profond est beaucoup plus conducteur et permet de réalimenter la surface. Cependant, la discordance majeure observée en surface vers les jours 125 et 150 (amplification des phases de dessèchement-réhumectation) persiste encore: le modèle tend à surestimer l'évaporation jusqu'à 20 cm de profondeur.

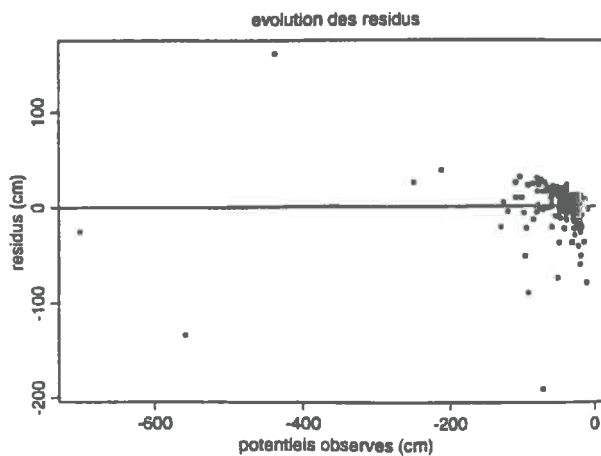
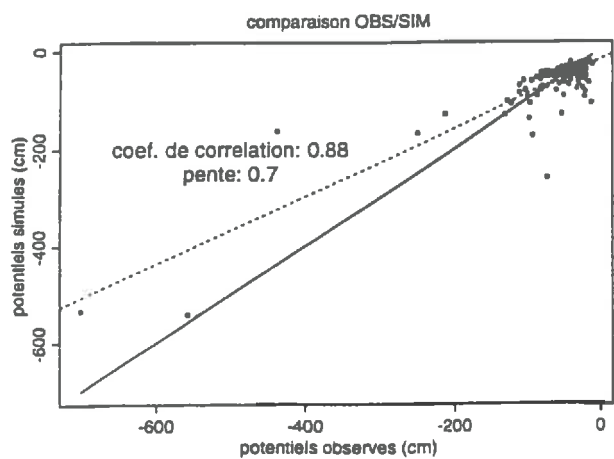
Figure 27: Comparaison des potentiels matriciels observés et simulés, évolution des résidus pour les trois hypothèses - Culture de printemps (*inter-rang*) 1992 -



Hypothèse 1: un horizon 0-15 cm



Hypothèse 2: deux horizons 0-15 cm et 15-90 cm



Hypothèse 3: deux horizons et limitation de l'évaporation en surface

- il est possible qu'en réalité, le sol ne puisse satisfaire la demande climatique et donc perde moins d'eau par évaporation que la quantité imposée par l'ETP. Le modèle peut prendre en compte ce phénomène: on impose un potentiel en dessous duquel le modèle ne peut descendre. Une fois atteint, le modèle recalcule les gradients en considérant le potentiel de surface imposé et la demande évaporatrice est donc diminuée. Nous avons donc testé cette option en imposant un potentiel limite de surface égal à 2,5 bars (cf figure 25). L'effet correctif est très positif. En limitant l'évaporation, l'ajustement de la phase d'assèchement et de réhumectation aux alentours des jours 125 et 150 est bien meilleur, les amplitudes sont respectées.

- le parallélisme entre la simulation et les observations sur le terrain n'est pas toujours respecté, parfois même les discordances ne vont pas dans le même sens: en surface et en début de culture, les observations font apparaître une réhumectation alors que le modèle simule un assèchement. Il faut relier ce problème aux incertitudes que l'on peut avoir à propos des intrants. La figure 26 représente l'évolution des intrants et des potentiels matriciels à 10 cm de profondeur en fonction du temps. On remarque en effet qu'en début de culture, il existe des oppositions de phases. Ce phénomène est certainement lié aux hypothèses émises sur la répartition des intrants qui ne correspond pas à la réalité. Certains pluviomètres ont pu être malencontreusement vidés: les tensiomètres réagissent à la pluie ou à l'irrigation tandis que le modèle montre un dessèchement.

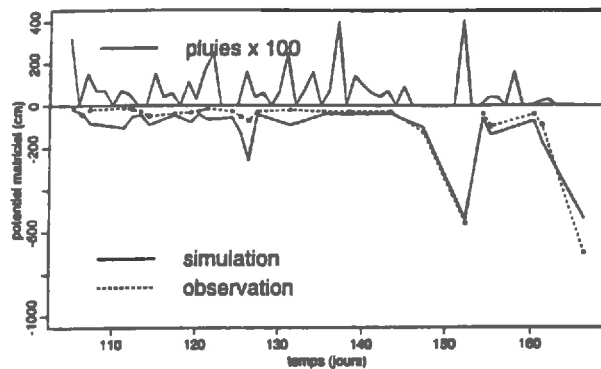


Figure 26: Potentiels matriciels mesurés et estimés à 10 cm de profondeur en fonction des intrants et du temps dans l'inter-rang pour la culture de printemps de 1992

- la figure 27 permet de visualiser de manière synthétique les améliorations apportées par les trois hypothèses envisagées ci-dessus:

- *hypothèse 1*: un seul horizon
- *hypothèse 2*: deux horizons
- *hypothèse 3*: deux horizons et limitation de l'évaporation en surface

On constate en effet que la valeur de la pente des droites de régression est plus proche de la valeur 1 dans le cas de la dernière hypothèse. De même, l'évolution des résidus devient plus aléatoire de l'hypothèse 1 à l'hypothèse 3, ce qui signifie que la simulation est non biaisée. Il apparaît clairement à travers ce graphe que nous travaillons dans une zone très limitée de potentiels matriciels: le sol est toujours très humide.

Figure 28: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992 -

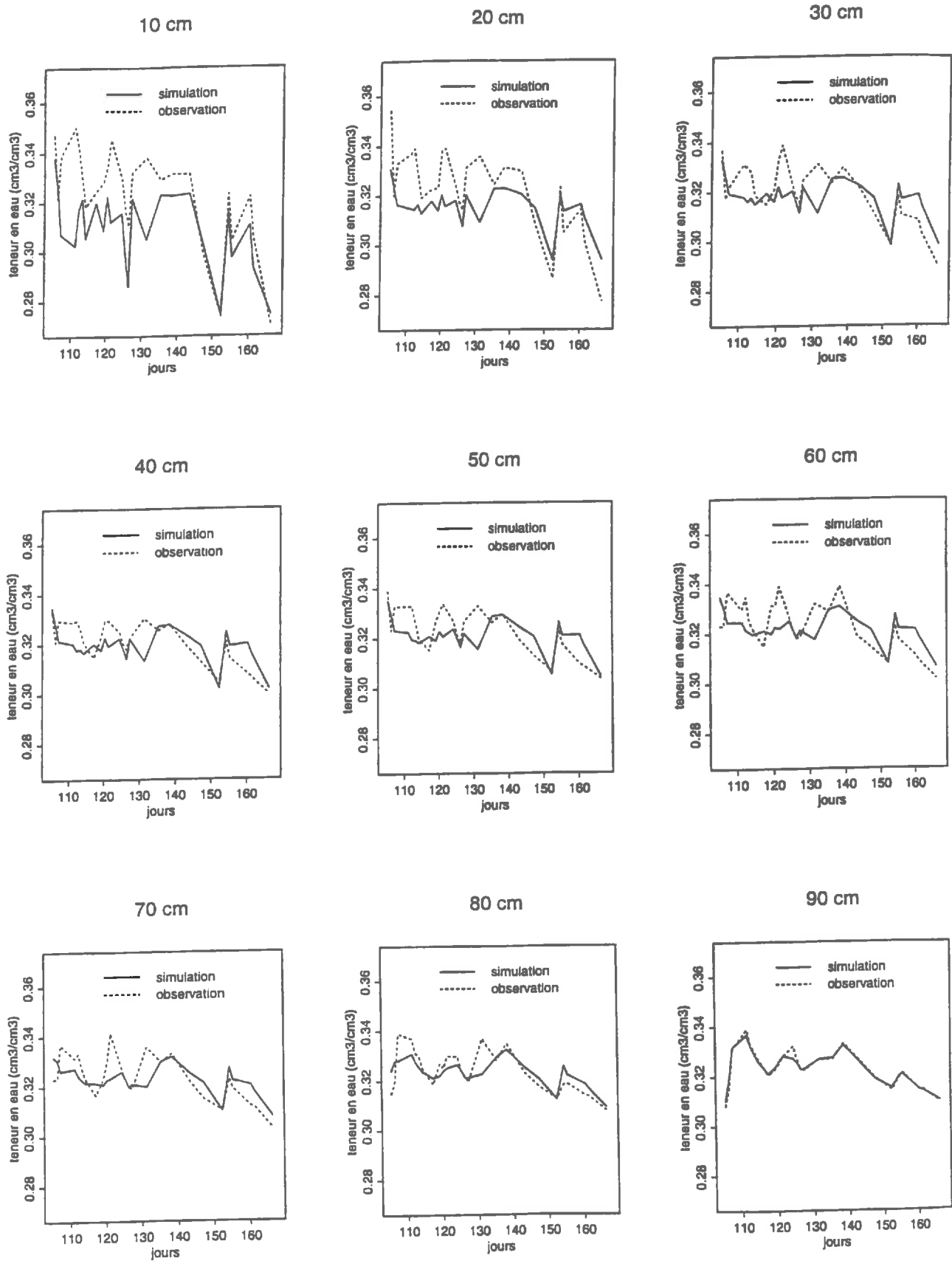
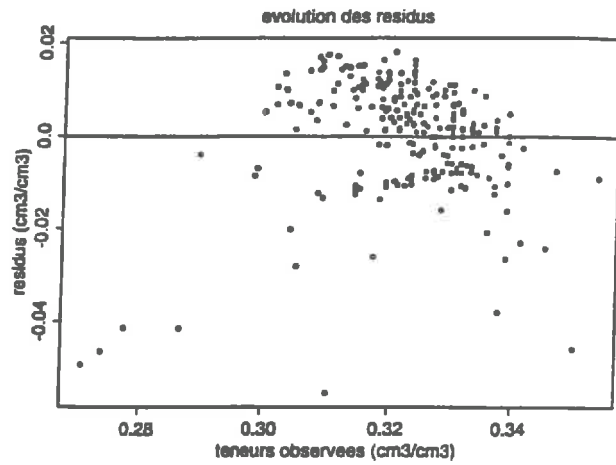
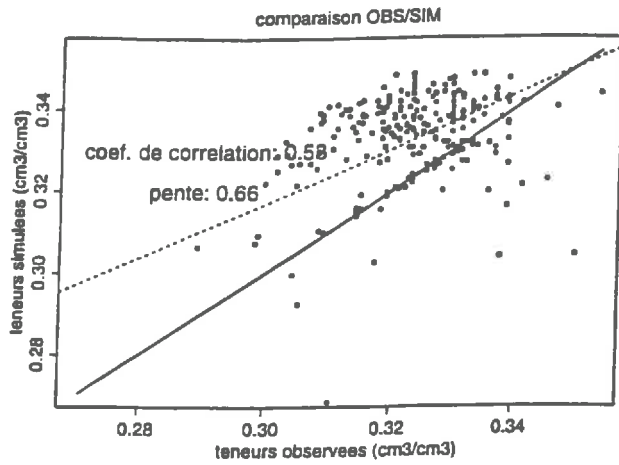
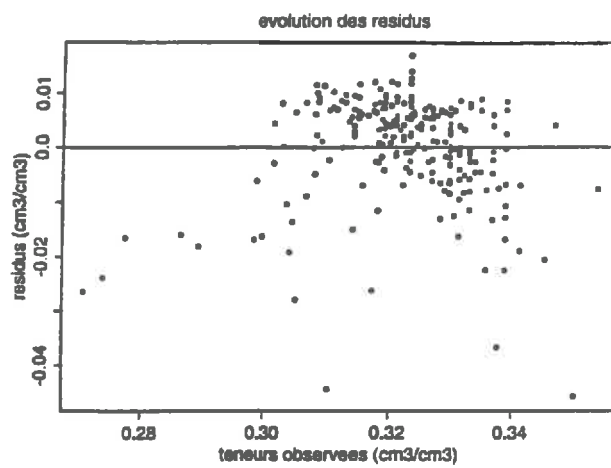
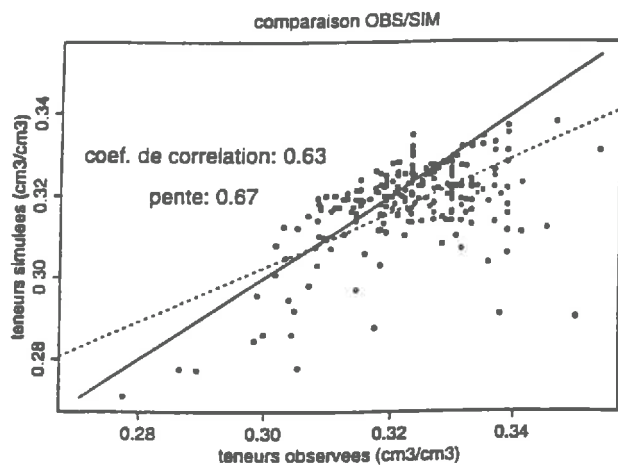


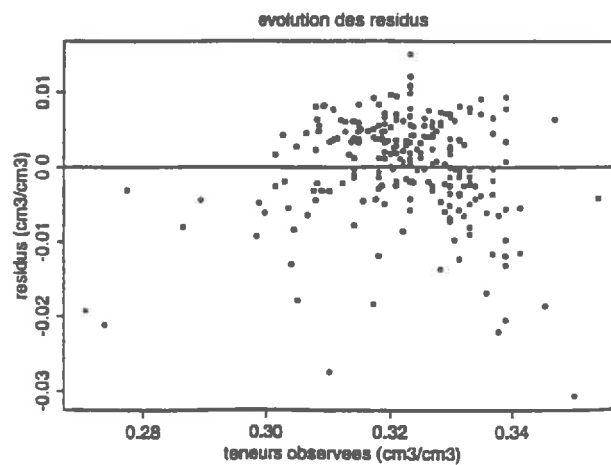
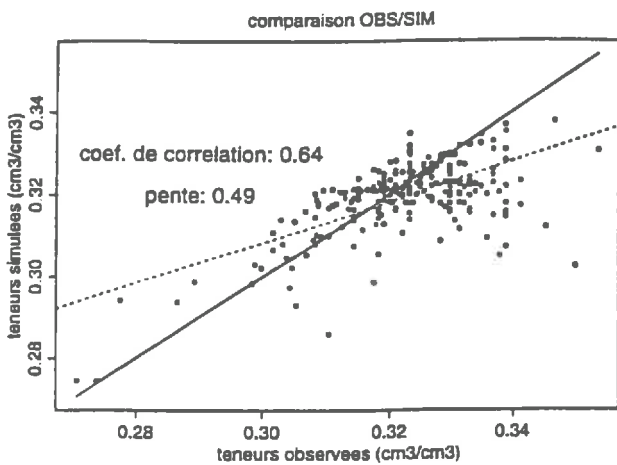
Figure 29: Comparaison des teneurs en eau observées et simulées, évolution des résidus pour les trois hypothèses - Culture de printemps (*inter-rang*) 1992-



Hypothèse 1: un horizon 0-15 cm



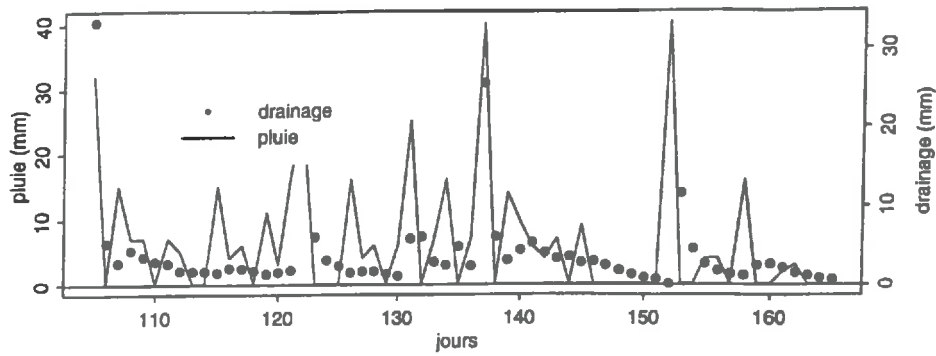
Hypothèse 2: deux horizons 0-15 cm et 15-90 cm



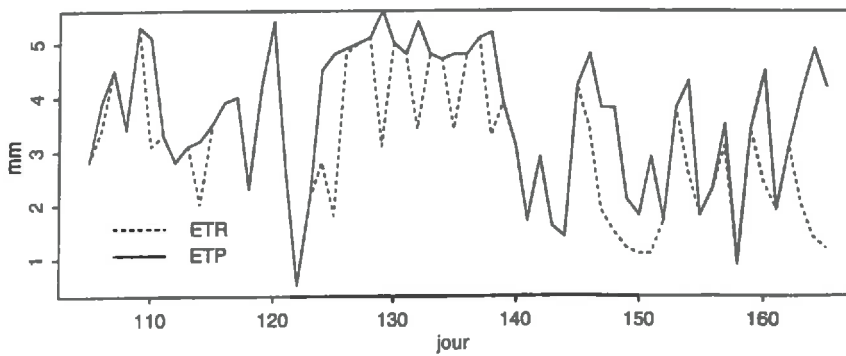
Hypothèse 3: deux horizons et potentiel limite en surface

Figure 30: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison du stock hydrique observé et estimé dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992 -

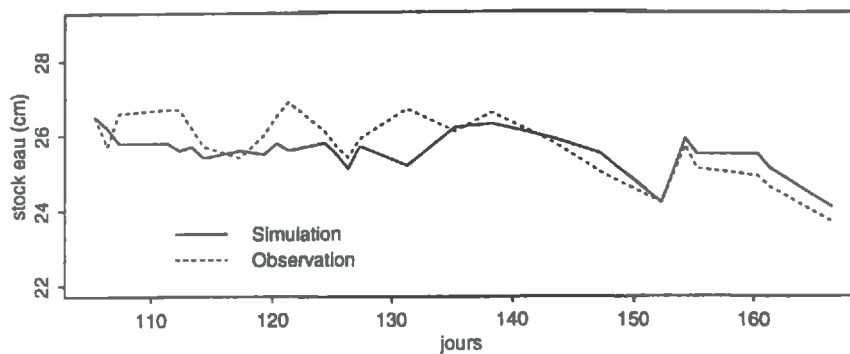
Flux a 90 cm en 1992



comparaison ETR/ETP



Evolution des stocks d'eau simule et observe



rapport ETR/ETP: 0.83

drainage cumule: 241.2 mm

ETR: 184.7 mm ETP: 222.8 mm

Transpiration Potentielle: -0 mm Transpiration réelle: -0 mm

Compte tenu de toutes ces observations, les résultats finaux de calage sont:

Tableau3: Ajustement des paramètres de la courbe de rétention

	θ_s (cm ³ /cm ³)	θ_r (cm ³ /cm ³)	α (cm ⁻¹)	n
HORIZON 0-15 cm	0.385	0.2	0.17852	1.1997
HORIZON 15-90 cm	0.385	0.2	0.17852	1.1997

Tableau4: Ajustement des paramètres de la relation K(θ) par le modèle Log-Polynomial

	a0	a1	a3	a4
HORIZON 0-15 cm	-6	-3.076	-186.28	530,79
HORIZON 15-90 cm	K(θ) × 10			

On obtient alors des conductivités à saturation de 11 cm/h pour l'horizon 0-15 cm et 110 cm/h pour l'horizon 15-90 cm.

4.1.1.5. Analyse des stocks d'eau, des teneurs en eau et des flux

figures 28, 29 et 30

Comparaison des teneurs en eau simulées et observées (figure 28):

Remarque : les teneurs en eau observées sont recalculées à partir du modèle de Van-Genuchten à partir des potentiels observés.

On retrouve un ajustement satisfaisant où l'on note les mêmes discordances que dans le graphe précédent. Sur l'ensemble des profils, l'écart de teneur en eau entre les observations et la simulation ne dépasse pas 0.02 cm³/cm³ lorsque le modèle et les observations varient dans le même sens. La **figure 29** montre que l'effet correctif apporté par les diverses hypothèses est beaucoup moins sensible que dans le cas des potentiels matriciels. On remarque que l'ensemble des teneurs en eau se situe dans la gamme 0.30 - 0.34 cm³/cm³.

Comparaison des stocks d'eau simulé et observé (figure 30) :

Sur l'ensemble du graphe, la différence entre les stocks d'eau simulé et observé sur une profondeur de 90 cm ne dépasse jamais 10 mm. L'ajustement est satisfaisant mais les discordances liées à l'imprécision de la connaissance des intrants restent visibles, surtout en début de simulation, notamment aux alentours du jour 130. L'assèchement à partir du jour 153 est dû à un arrêt de l'irrigation après la récolte.

Estimation des flux en profondeurs (figure 30):

Les flux simulés à 90 cm correspondent à un drainage sur toute la période. La simulation met en évidence un système très drainant où les intrants sont rapidement éliminés, la variation de stock d'eau reste alors négligeable durant toute la simulation. Nous constatons en effet que le stock d'eau varie entre 240 et 260 mm. Le drainage cumulé en fin de simulation est de 240 mm.

Evaluation de l'évapotranspiration réelle et potentielle (figure 30):

La demande climatique n'est pas toujours satisfaite. On retrouve l'effet du potentiel limite de surface qui diminue l'évaporation lorsque le potentiel matriciel en surface est trop fort. Le rapport global ETR/ETP est de 0.83.

4.1.1.6. Calage des paramètres liés à la plante (paillage)

Le calage des paramètres liés à la plante est réalisé à partir des données tensiométriques recueillies sous le paillage. Les salades sont plantées sur ce film de plastique noir micro-perforé. Il semble difficile de ne pas prendre en compte les incidences d'un tel film sur les transferts d'eau. Cependant, nous ne possédons aucun renseignement sur le comportement de ce paillage vis-à-vis des flux d'eau: infiltration-évaporation. En première approche, nous considérons que le film noir ne limite pas l'évaporation à partir de la surface du sol, ce qui est une hypothèse forte. Nous calons et testons le modèle d'absorption racinaire avec cette hypothèse. En deuxième approche, nous supposons que l'évaporation est limitée par le paillage et nous imposons un coefficient de limitation de l'évaporation potentielle par le paillage. Nous analyserons l'effet correctif apporté par cette option.

Nous supposons que tous les paramètres hydrodynamiques calés dans les conditions de sol nu sont applicables au sol sous paillage. Ainsi nous reprenons les deux horizons précédents avec les mêmes caractéristiques hydrodynamiques et le même potentiel limite de surface. Nous simulons la culture de printemps de 1992. Les salades sont plantées le jour 99 et récoltées le jour 153.

La fonction de stress hydrique $\alpha_p(\psi)$ doit être précisée. Il est nécessaire de mentionner encore une fois que le sol étudié est en permanence à la capacité au champ pendant les périodes de culture. La culture dispose donc de toute l'eau dont elle a besoin. Les observations ont montré que le sol est filtrant. Les périodes de flaqueage n'existent que très transitoirement. On prendra ainsi $h_1 = h_2 = 0$, et on choisira $h_3 = h_4 = 20000$ cm soit 2000 KPa. La fonction est représentée sur la **figure 31**. Ce sont des données de la littérature pour de grandes cultures de céréales. Nous ne possédons pas de réelles indications sur ces valeurs dans le contexte de cultures maraîchères. Du fait que les potentiels ne descendent jamais en dessous de 10 m soit 100 KPa, on peut estimer que les salades ne sont jamais affectées par un stress hydrique.

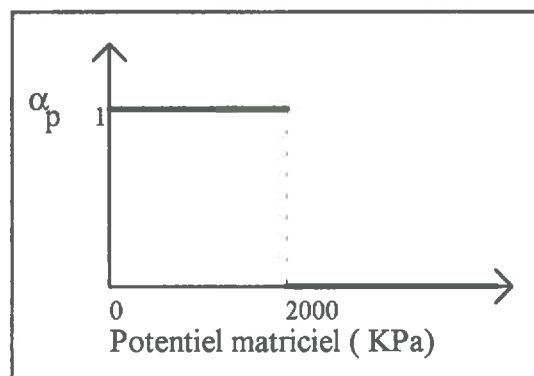


Figure 31: Courbe $\alpha_p(\psi)$ dans la simulation

L'évolution de la densité racinaire en fonction du temps doit également être précisée. Des mesures directes ont été réalisées. Même si elles présentent une forte imprécision, il ressort de l'analyse de ces mesures que le système racinaire des salades atteint à maturité la profondeur de 30 cm et qu'il peut être considéré comme homogène sur toute la profondeur. Finalement, cela revient seulement à préciser la profondeur d'enracinement en fonction du temps. Les valeurs adoptées sont répertoriées dans le tableau ci dessous:

	jour 99	jour 119	jour 126	jour 133	jour 139	jour 141	jour 152	jour 153
0-3 cm	1	1	1	1	1	1	1	0
3-6 cm	0	1	1	1	1	1	1	0
6-9 cm	0	1	1	1	1	1	1	0
9-12 cm	0	0	1	1	1	1	1	0
12-15 cm	0	0	0	1	1	1	1	0
15-30 cm	0	0	0	0	1	1	1	0
30-90 cm	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 5: densité racinaire en fonction du temps et de la profondeur en cm de racine/cm³ de sol

Les valeurs adoptées de 1 cm r/cm³ de sol reflètent l'hypothèse d'uniformité. Il faut préciser qu'à chaque date, les valeurs de densité racinaire interviennent dans le modèle comme valeurs relatives par rapport à la longueur totale des racines à la même date.

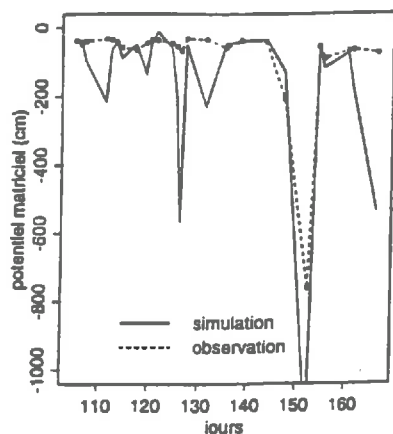
La couverture végétale du sol doit être caractérisée. Le modèle prend en compte la couverture végétale du sol par l'indice de surface foliaire (LAI). On peut ajuster une fonction mais là encore, les paramètres de la littérature dont nous disposons ne concernent seulement que les grandes cultures. Nous sommes partis de l'observation que le taux de couverture du sol par les salades sur le paillage était rapidement maximal, ce qui correspond à un LAI de 6. Nous avons adopté un coefficient d'extinction de la loi de Beer (α) de 0.6, valeur souvent utilisée dans la littérature. Nous avons donc calé les valeurs de LAI dans le temps de 0 à 6. Nous avons calé en même temps le coefficient cultural qui permet d'ajuster la demande transpirative à la plante.

temps (en jours absolus)	LAI
99	0
112	1.2
119	1.3
126	1.4
133	1.6
135	2.8
139	4.0
141	5.8
145	6.0
147	6.0
152	6.0
153	0
168	0

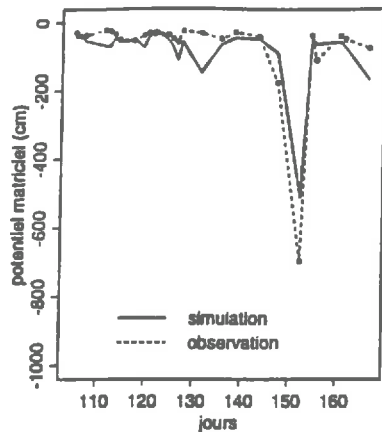
Tableau 6: distribution du LAI dans le temps

Figure 32: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous *paillage* - Culture de printemps 1992 -

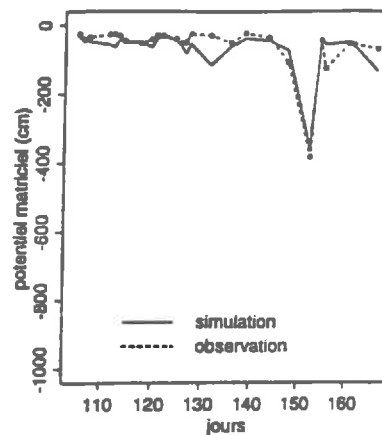
10 cm



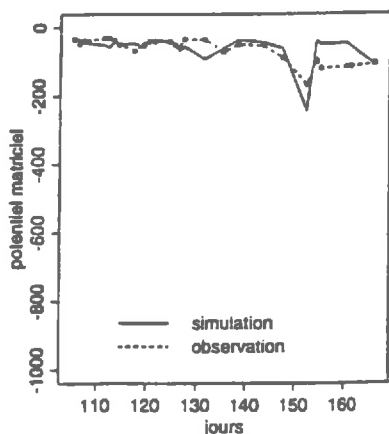
20 cm



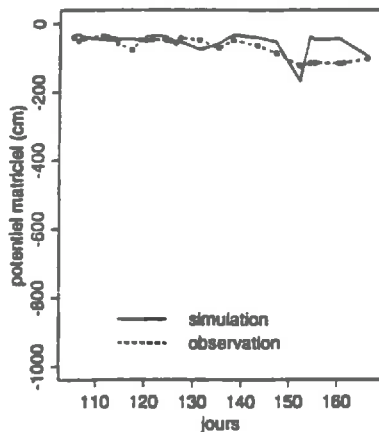
30 cm



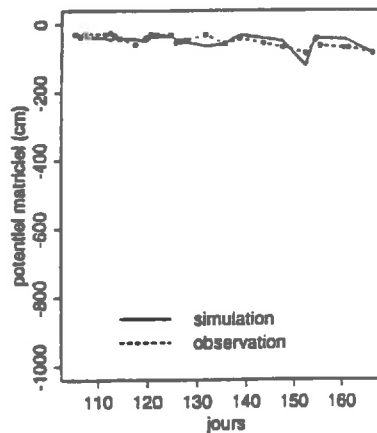
40 cm



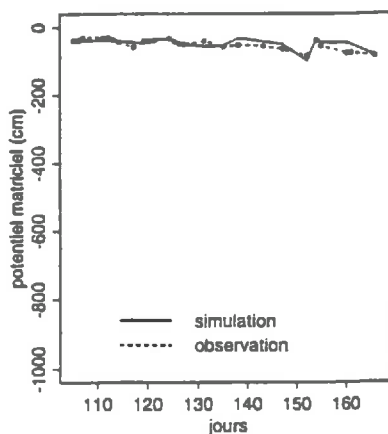
50 cm



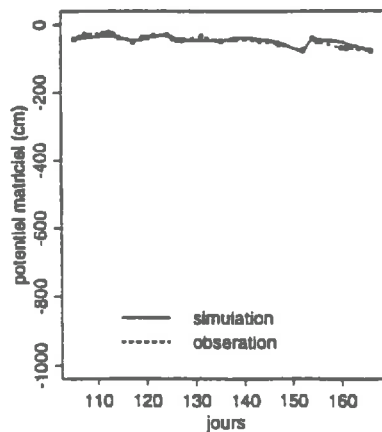
60 cm



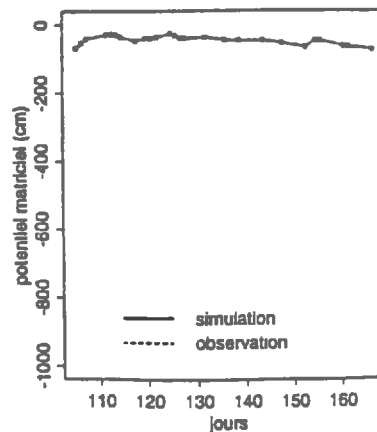
70 cm



80 cm

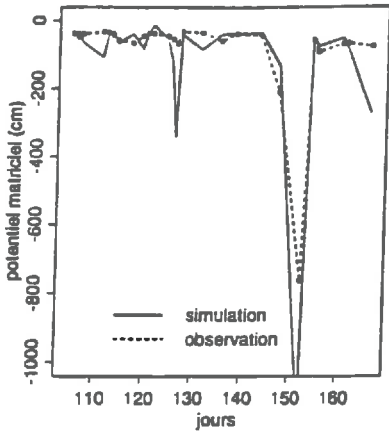


90 cm

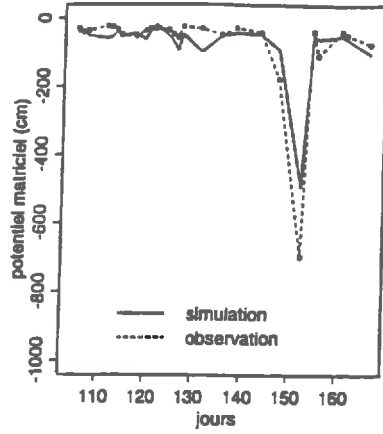


**Figure 33: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture de printemps 1992 -
Hypothèse: réduction de l'évaporation par le paillage**

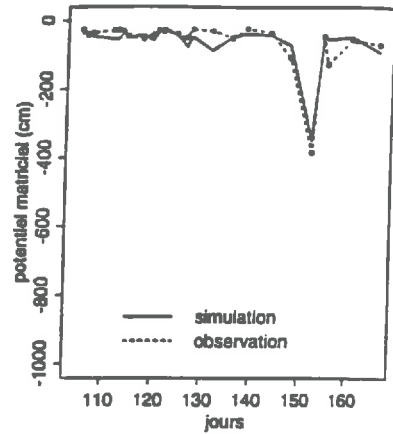
10 cm



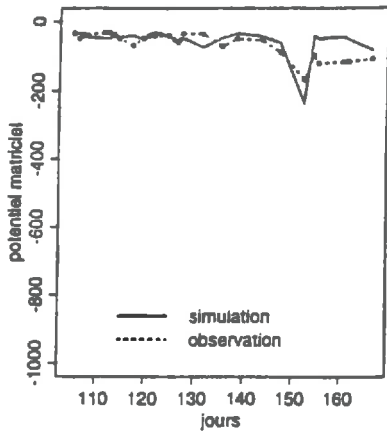
20 cm



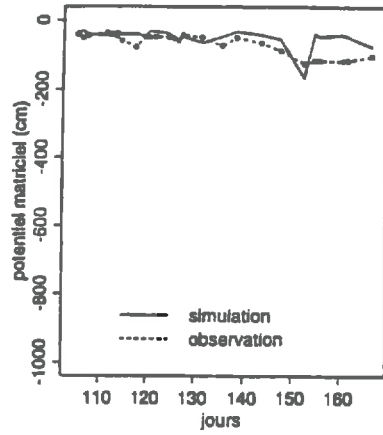
30 cm



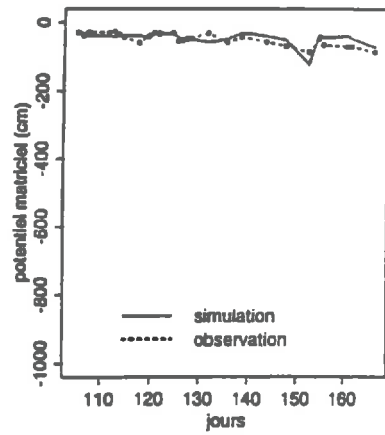
40 cm



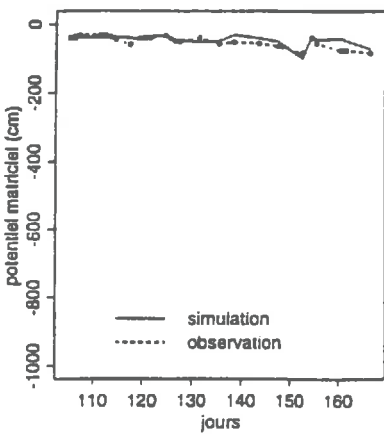
50 cm



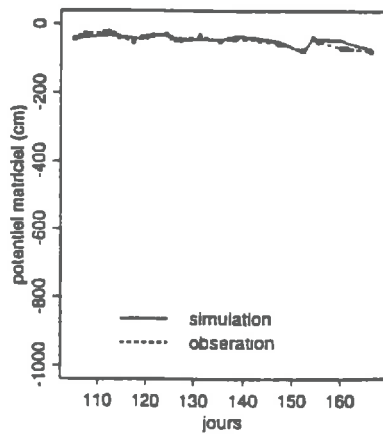
60 cm



70 cm



80 cm



90 cm

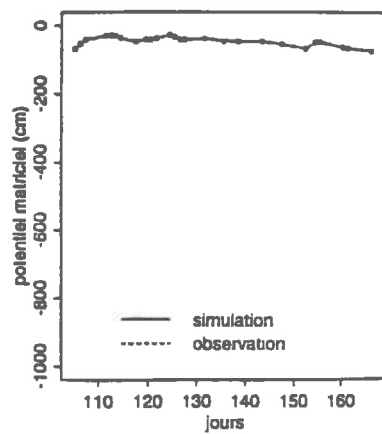
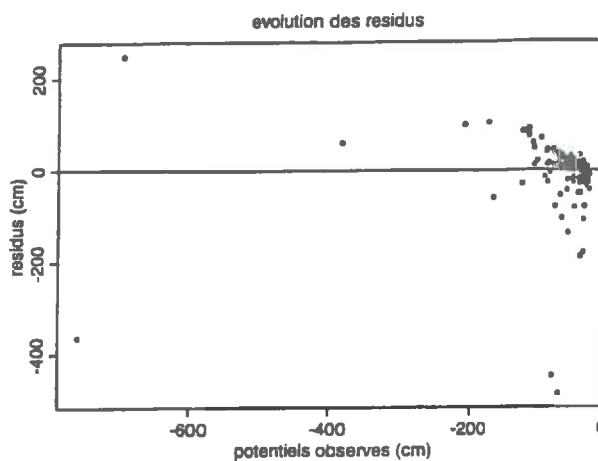
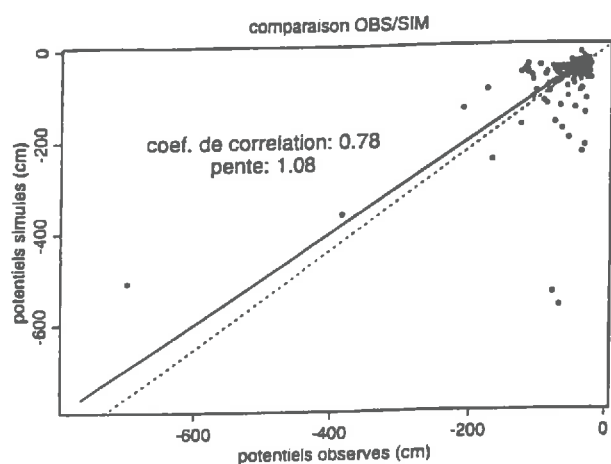
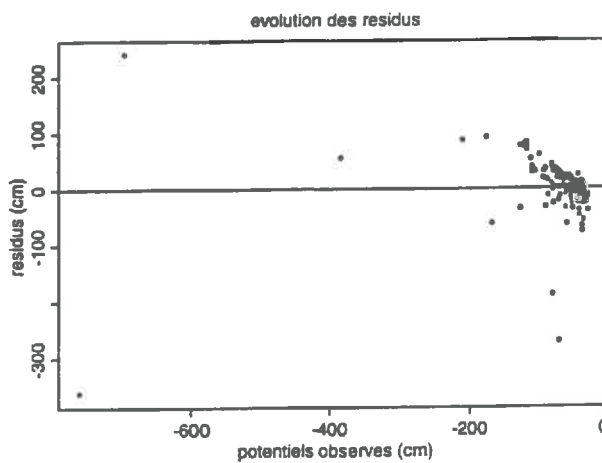
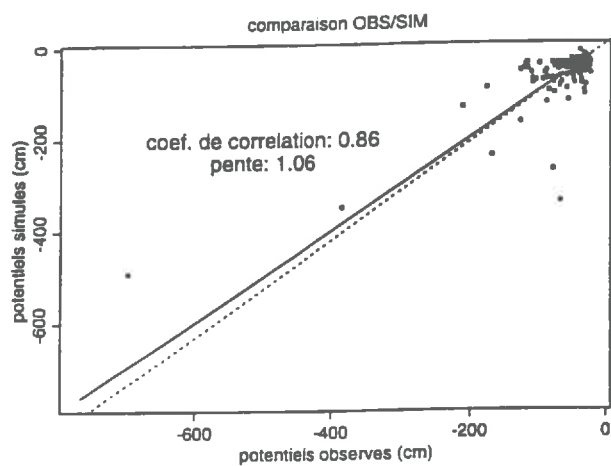


Figure 34: Comparaison des potentiels matriciels observés et simulés, évolution des résidus pour les deux hypothèses - Culture de printemps (*paillage*) 1992 -



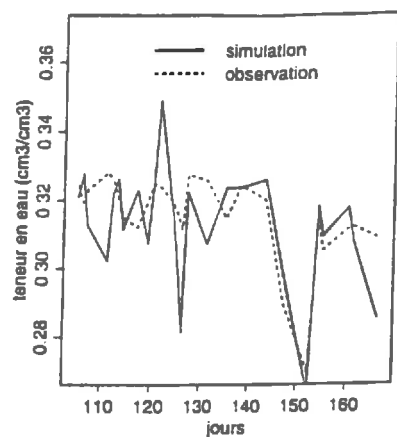
Hypothèse 1: deux horizons et potentiel limite en surface



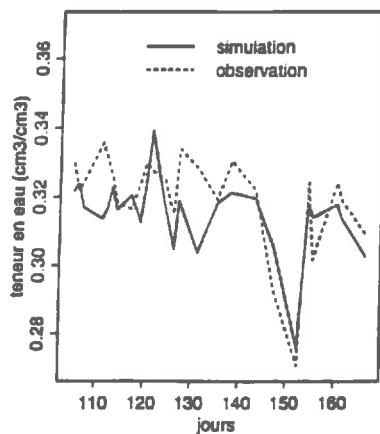
Hypothèse 2: hypothèse 1 + limitation de l'évaporation par le paillage

Figure 35: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps sous *paillage* - Culture de printemps 1992 -

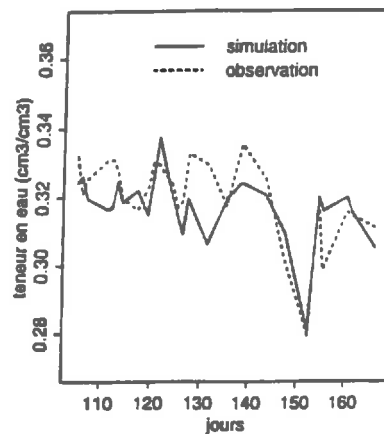
10 cm



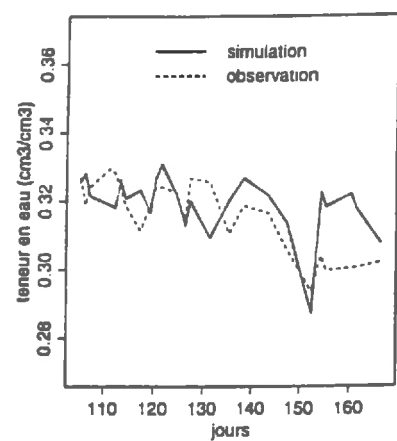
20 cm



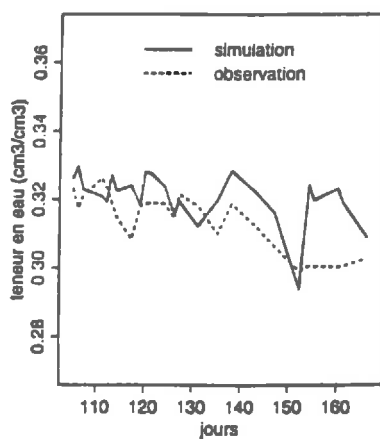
30 cm



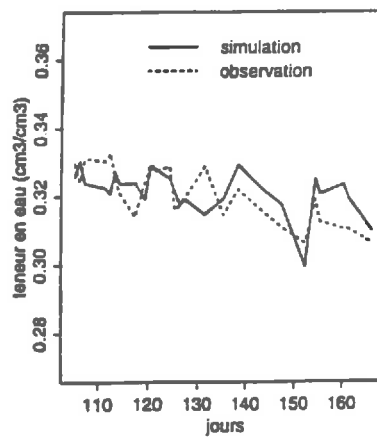
40 cm



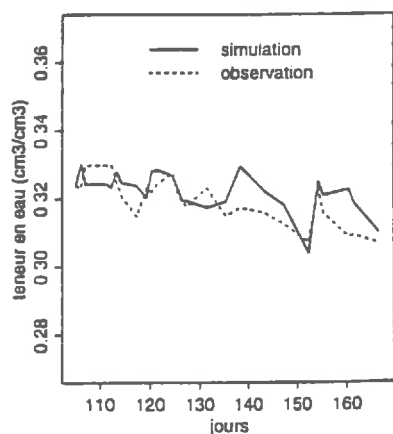
50 cm



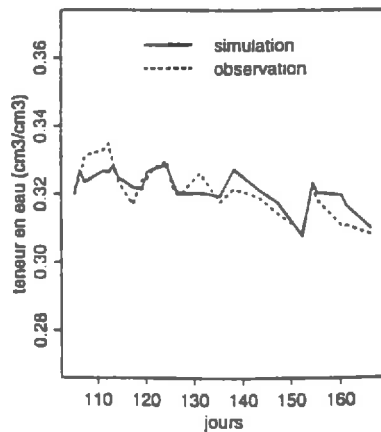
60 cm



70 cm



80 cm



90 cm

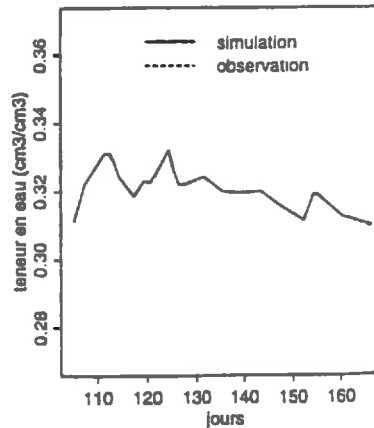
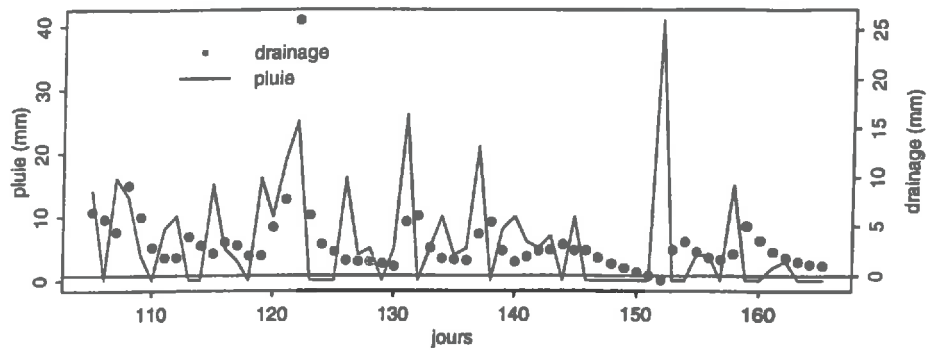
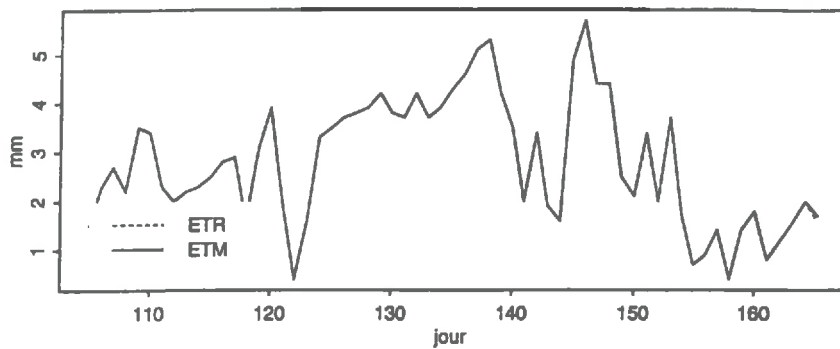


Figure 36: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETM et comparaison du stock hydrique observé et estimé sous *paillage* - Culture de printemps 1992 -

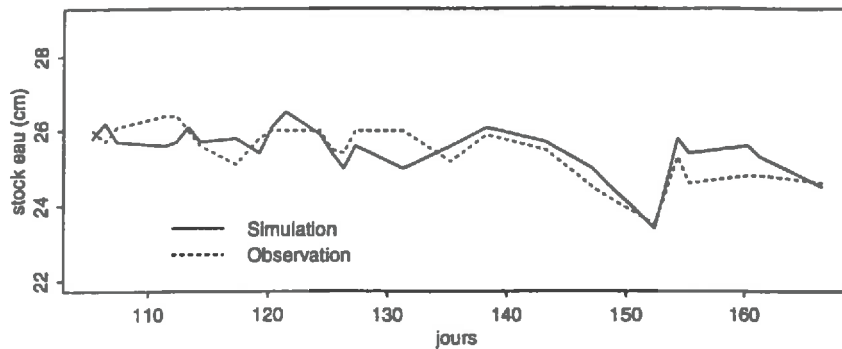
Flux a 90 cm



comparaison ETR/ETM



Évolution des stocks d'eau simulé et observe



rapport ETR/ETM: 1

drainage cumule: 195.2 mm

ETR: 171.2 mm ETM: 171.4 mm

Transpiration maximale: 130.6 mm Transpiration réelle: 130.6 mm

A partir de cette évolution du LAI dans le temps, nous obtenons une bonne concordance entre les potentiels observés et simulés en calant la valeur du coefficient cultural K à 1.2 (**figure 32**). La quantité d'eau transpirée par la plante qui est de 150 mm pour toute la simulation nous semble correcte. Nous ne possédons pas de données de la littérature mais par définition, la valeur de 1 est affectée à un gazon uniformément réparti sur le sol. Sur le paillage, où la couverture par les salades est rapidement maximale, la valeur de 1.2 nous paraît donc plausible. Cependant, à 10 cm de profondeur, on observe un décalage systématique et important des potentiels simulés vers les faibles valeurs. Si l'on estime que les paramètres d'absorption racinaire sont corrects, nous pouvons expliquer ce décalage par une surestimation de l'évaporation de surface. Ainsi, nous retrouvons bien le problème évoqué précédemment quant à la méconnaissance du comportement du paillage vis-à-vis de l'eau. Nous avons donc limité l'évaporation de surface pour corriger cet écart. En limitant l'évaporation à 40 % de la demande potentielle évaporatrice, nous obtenons une diminution des écarts observés en début de culture (**figure 33**) sans détériorer l'ajustement dans les autres profondeurs. Lorsque nous observons de manière synthétique l'ensemble des potentiels observés et estimés par le modèle (**figure 34**), nous remarquons que la correction apportée par l'hypothèse de l'effet limitatif du paillage est assez minime et n'influe pas sur la répartition des résidus.

Il subsiste cependant quelques discordances:

- en surface, le modèle intensifie les phases d'assèchement sur toute la simulation par rapport aux observations.
- à partir de -20 cm, le dessèchement du sol aux alentours du jour 150 est sous-estimé.
- les tensiomètres perçoivent l'assèchement du sol aux alentours du jour 150 sur toutes les profondeurs excepté le tensiomètre de la profondeur 50 cm.
- le modèle réagit toujours plus aux pluies et la réhumectation semble moins importante dans les observations aux alentours du jour 150 à partir de 40 cm de profondeur.

4.1.1.7. Analyse des stocks d'eau, des teneurs en eau et des flux **figures 35 et 36**

Comparaison des teneurs en eau simulées et observées (figure 35):

Tous les commentaires faits sur les potentiels peuvent être appliqués aux teneurs en eau. Les écarts de teneurs en eau entre la simulation et les observations avoisinent $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Comparaison des stocks d'eau simulés et observés sur 90 cm (figure 36):

Les écarts entre valeurs observées et simulées ne dépassent jamais 10 mm et l'ajustement est considéré comme correct. On retrouve bien des discordances de sens contraire liées à la méconnaissance de la répartition des pluies dans le temps, problème déjà évoqué dans l'inter-rang.

Estimation des flux à la profondeur de 90 cm (figure 36):

Les conclusions sont similaires à celles faites sur l'inter-rang. Nous sommes en présence d'un système perpétuellement drainant. Le drainage cumulé atteint 195 mm.

Evolution de l'évaporation réelle et potentielle (figure 36):

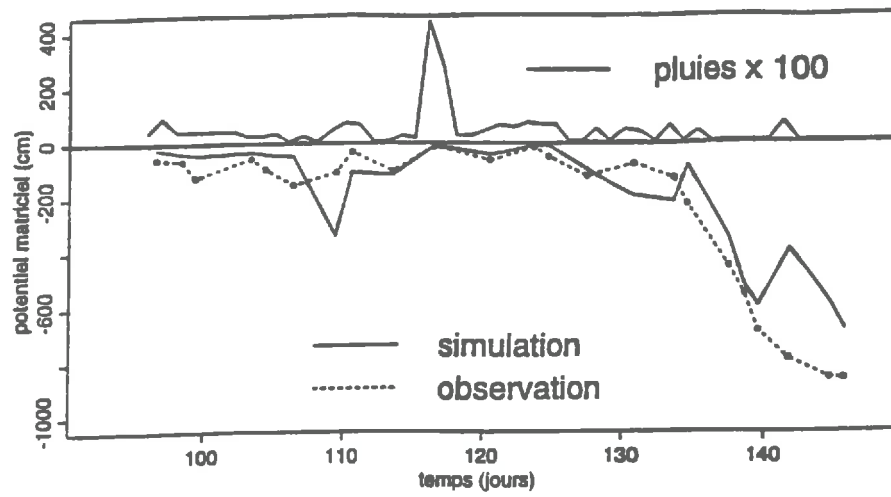
La demande climatique est en permanence satisfaite compte tenu du fait que l'essentiel de l'eau transite par la plante, qui n'est jamais en condition de stress hydrique. La transpiration réelle (TR) de la plante qui est de 130 mm est égale à la transpiration maximale (TM). Nous rappelons que dans nos hypothèses, TM est reliée à la transpiration potentielle TP par $TM = K \times TP$. L'évapotranspiration maximale (ETM) est donc définie par: $ETM = EP + TM$. A titre de comparaison, GYSI (1990) a travaillé sur la modélisation du cycle de l'azote sur une culture de laitues, en Suisse. Il obtient pour une culture de deux mois durant le printemps une valeur de 84 mm, sous un climat moins chaud. La valeur que nous obtenons est donc plausible, l'ETP étant plus importante dans notre cas de figure.

4.1.1.8. Discussion

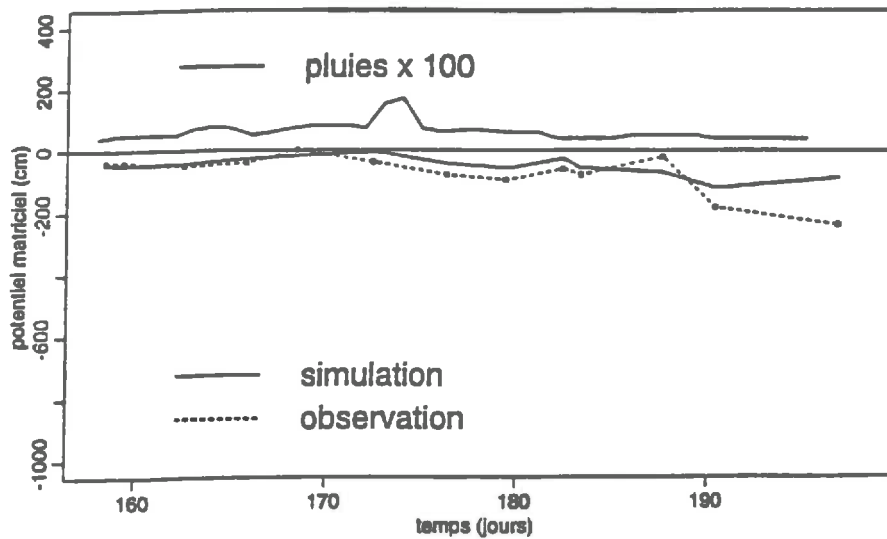
Les discordances observées sur les 20 premiers centimètres peuvent s'expliquer par les grandes incertitudes qui subsistent quant à l'absorption racinaire. Les hypothèses envisagées sont très certainement trop simplificatrices et trop nombreuses. C'est en effet au niveau des trente premiers centimètres que se réalise l'absorption racinaire. En réalité, la répartition de l'absorption n'est pas uniforme sur tout le profil. Les racines actives se déplacent dans les profondeurs lorsque le sol devient plus sec. Dans le cas de notre simulation, la transpiration en fin de simulation, lorsque le sol se dessèche, est donc surestimée à -10 cm et sous-estimée à 20 cm de profondeur. Même si l'on admet cette explication, on ne peut l'invoquer à elle seule: beaucoup trop d'incertitudes existent sur le calage de la densité racinaire, du LAI et surtout du coefficient cultural K_c . Les ordres de grandeur sont cependant plausibles. Le tensiomètre à 50 cm semble ne pas être sensible, en fin de culture, au passage de l'eau après de fortes pluies. On pense qu'il peut y avoir un écoulement préférentiel à cette profondeur. Le problème des amplitudes des cycles de dessèchement-réhumectation peut être également lié au comportement du paillage vis-à-vis des intrants. Si l'on a fait une hypothèse sur l'évaporation, en revanche, aucune hypothèse n'a été émise sur le comportement du paillage vis-à-vis des pluies. Il est possible qu'il y ait un ruissellement du paillage vers l'inter-rang et la quantité d'eau infiltrée à travers le paillage serait donc surestimée.

A partir du jour 155, après la récolte de la culture, les potentiels observés ont des comportements différents sur le paillage (**figure 33**) et sur l'inter-rang (**figure 25**): les potentiels rechutent rapidement dans l'inter-rang à cause d'un arrêt de l'irrigation; ils ne chutent que très légèrement sous le paillage à -20 cm puis ils tendent à remonter dans les profondeurs. Après la récolte, il semblerait qu'il y ait des remontées capillaires qui maintiennent de faibles potentiels en surface bien que l'on amorce une phase de sécheresse. Il est possible que le paillage contribue à ce phénomène en maintenant un sol plus humide. Ce phénomène s'observe couramment. Cependant, le modèle ne semble pas réagir dans ce sens. La précision de la caractérisation du sol, divisé en deux horizons, n'est certainement pas suffisante.

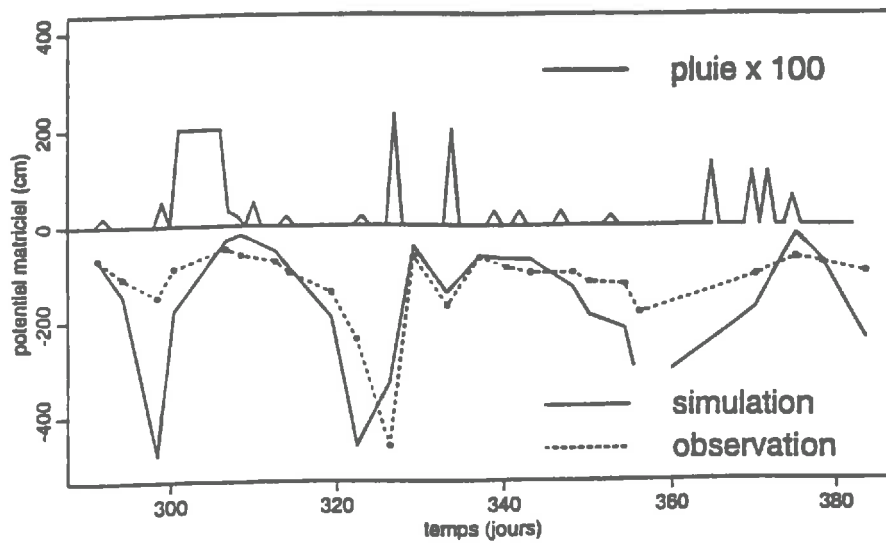
Dans les deux cas, paillage et inter-rang, les événements sont bien simulés. Avec nos hypothèses de travail, lors de dessèchements importants, l'origine du départ de l'eau en surface est due à l'évaporation dans l'inter-rang alors qu'elle est essentiellement due à la transpiration au niveau du paillage; la résultante sur l'évolution des potentiels sur les 30 premiers centimètres est cependant identique. Le drainage est certainement surestimé sur le paillage du fait du ruissellement qui doit exister, et il est donc sous-estimé sur l'inter-rang.



Culture de printemps



Culture d'été



Culture d'automne-hiver

Figure 37: Potentiels matriciels mesurés et estimés à 10 cm de profondeur en fonction des intrants dans l'inter-rang pour les trois cultures de 1993

4.1.2. Validation

La mise au point du modèle a été réalisée sur les deux cultures menées en 1992:

- les données d'inter-rang ont servi au calage des paramètres hydrodynamiques
- celles sous paillage ont servi au calage des paramètres d'absorption racinaire.

Nous proposons de valider le modèle sur l'année 1993 pendant laquelle ont été menées trois cultures. En ce qui concerne l'inter-rang, seules diffèrent les données climatiques et les intrants. Aucun calage de paramètres ne doit être réalisé. C'est une simple vérification de la cohérence des résultats. En ce qui concerne le paillage, nous devons ajuster pour chaque culture les LAI en fonction du temps de même que la densité racinaire. Tous les autres paramètres sont issus du calage.

4.1.2.1. Résultats de validation sur l'inter-rang (zone non cultivée)

L'évolution des intrants et des potentiels matriciels à -10 cm pour chaque culture est représentée sur la **figure 37**. Nous constatons que la répartition des intrants est très différente selon la période de l'année. La culture d'été est caractérisée par une irrigation très homogène dans la fréquence et l'intensité, ce qui se traduit par des potentiels en surface constamment élevés et variant peu. En revanche, les cultures de printemps et plus particulièrement celle d'automne-hiver sont caractérisées par une irrigation hétérogène, complétant l'apport d'eau lié aux pluies. Les variations de potentiels matriciels en surface sont donc plus marquées.

Culture de printemps 1993: Annexes 4a, 4b, 4c

En terme de potentiels matriciels, les résultats sont satisfaisants (**annexe 4a**). Si l'on excepte les 30 premiers centimètres, la concordance est très bonne entre la simulation et les observations. Aux alentours du jour 140, le modèle réagit à l'arrivée d'une pluie et les potentiels matriciels issus de la simulation augmentent. Quant aux observations, seule la profondeur 20 cm réagit, ce qui peut paraître étonnant, d'autant plus que l'eau tombant sur le paillage doit certainement ruisseler dans l'inter-rang.

Il semble qu'il subsiste une sous-estimation de l'évaporation simulée à partir du jour 135. Il se peut que le potentiel limite de surface adopté lors de la phase de calage soit trop limitatif. Sur l'**annexe 4c**, on remarque que c'est en effet à cette période qu'intervient une limitation de l'évaporation potentielle.

En terme de teneurs en eau (**annexe 4b**), les résultats restent très satisfaisants. Les écarts entre les valeurs observées et simulées sont du même ordre de grandeur que lors de la phase de calage. Les écarts qui peuvent sembler importants en terme de potentiel ne sont que très limités lorsque l'on compare les teneurs en eau volumiques. Cela vient du fait que la courbe de rétention présente de fortes variations de potentiels matriciels pour de faibles variations de teneurs en eau.

En résultat global, on remarque une bonne concordance des stocks d'eau simulé et observé, les écarts ne dépassant jamais 5 mm. Le drainage simulé sur toute la période est de l'ordre de 100 mm et le rapport global ETR/ETP est de 0.82, valeurs sensiblement égales à celles obtenues lors du calage sur la culture de printemps en 1992.

Culture d'été 1993:
Annexes 5a, 5b, 5c

Le modèle réagit avec de faibles amplitudes car nous avons supposé que la répartition des irrigations était homogène dans le temps (à fréquence quotidienne). Il est donc possible qu'une répartition moins homogène des intrants puissent générer des variations plus brutales.

En terme de teneurs en eau (**annexe 5b**), les écarts sont plus marqués car les potentiels observés sont toujours très proches de 0. Certains potentiels atteignent même la valeur de 0, ce qui se traduit par des teneurs en eau qui augmentent brutalement jusqu'à la saturation. Il se peut que de très fortes pluies soient tombées et qu'elles n'apparaissent pas dans les relevés des pluviomètres. Les orages d'été sont souvent très localisés et peuvent ne pas concerner la station météorologique prise comme référence.

La valeur des écarts entre les observations et la simulation, que ce soit pour les potentiels matriciels, les teneurs en eau et les stocks nous paraît acceptable en tant que résultats de validation. Le drainage cumulé en fin de simulation est de 95 mm et le rapport global ETR/ETP est voisin de 1.

Culture d'automne-hiver 1993:
Annexes 6a, 6b, 6c

Cette culture se différencie nettement des deux autres par des variations dans le temps de potentiels beaucoup plus marquées, que ce soit dans la simulation ou dans les observations. Ces variations sont liées au caractère beaucoup plus ponctuel dans le temps et intense des intrants, ce que nous avons déjà évoqué précédemment.

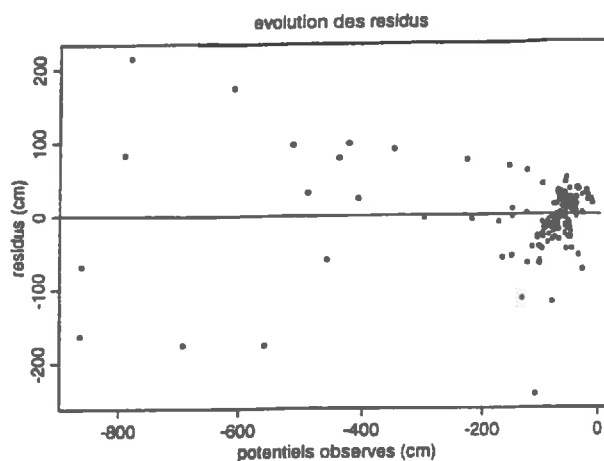
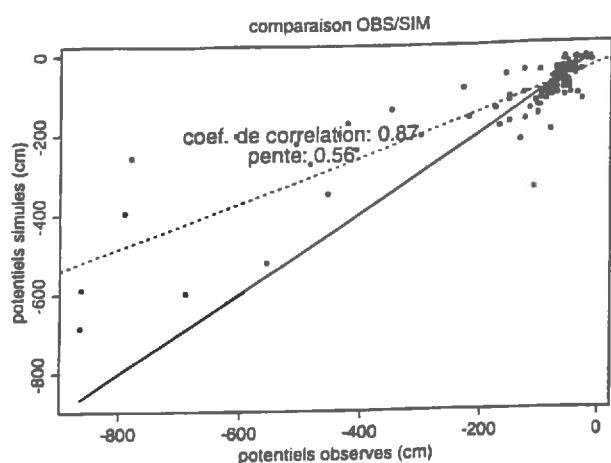
Toutes les variations sont bien rendues avec de faibles écarts entre les observations et la simulation. L'ajustement au niveau des stocks et des teneurs en eau est donc très satisfaisant. Sur cette culture, les intrants sont de fortes pluies pour lesquelles les données climatiques nous indiquent la date d'occurrence. La station météorologique étant assez proche, nous faisons l'hypothèse que la date à laquelle est tombée la pluie est celle précisée par la station. Les répercussions sur l'ajustement sont bien visibles si l'on compare la qualité des résultats avec ceux de la culture d'été, par exemple, pour laquelle la répartition des intrants était moins bien connue (**annexes 5a, 5b, 5c**). Le drainage cumulé en fin de culture est de 153 mm et le rapport ETR/ETP est égal à 0.9.

4.1.2.2. Résultats de validation à partir des données sous paillage

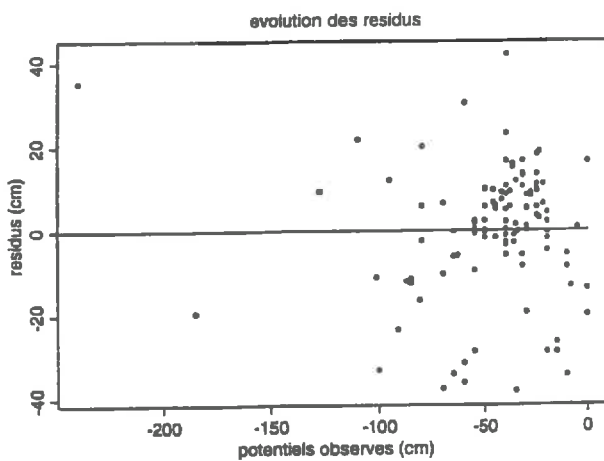
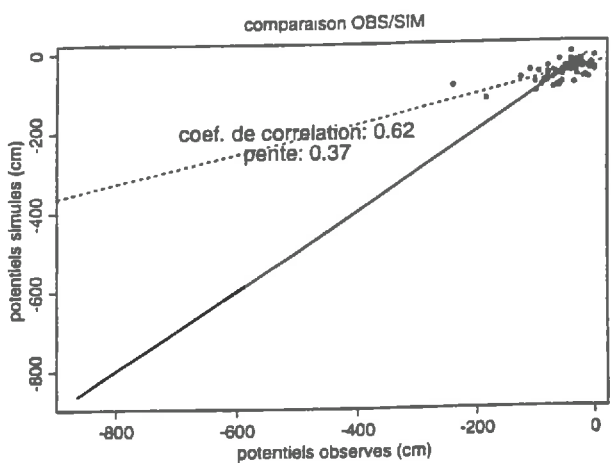
Culture de printemps 1993:
Annexes 7a, 7b, 7c

Les salades sont plantées le jour 84 et récoltées le jour 137. Les résultats obtenus sont tout à fait satisfaisants, les écarts de potentiels entre la simulation et les observations étant faibles (**annexe 7a**). Les valeurs de potentiels observés à la profondeur de 50 cm sont systématiquement décalées vers les faibles potentiels. Ces écarts sont plus visibles sur le graphique représentant les teneurs en eau (**annexe 7b**). Il s'agit peut-être d'écoulements préférentiels où la profondeur de 50 cm serait en quelque sorte court-circuitée lors du transfert de l'eau. Nous avons déjà émis cette hypothèse lors de la phase de calage. L'ajustement des stocks d'eau est en revanche très correct dans l'ensemble. Le drainage est de 95 mm, l'évapotranspiration est en permanence satisfaite comme dans le cas du calage.

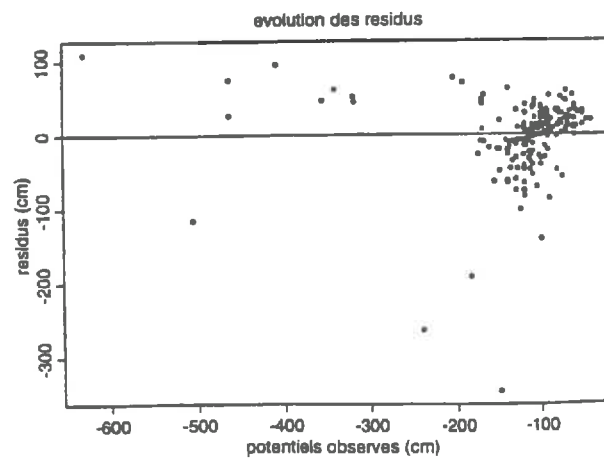
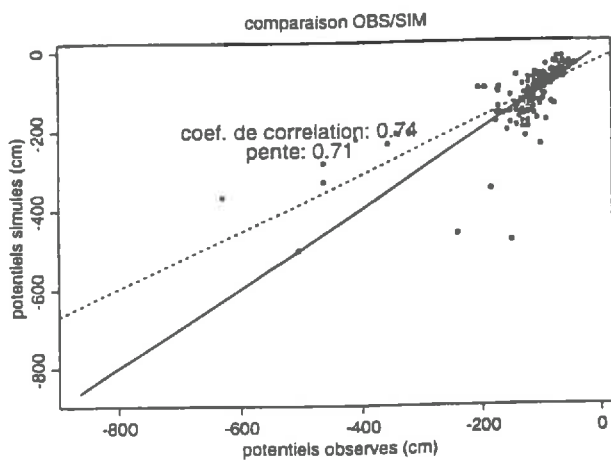
Figure 38: Comparaison des potentiels matriciels observés et simulés, évolution des résidus pour les trois cultures de 1993 dans l'inter-rang



Culture de printemps

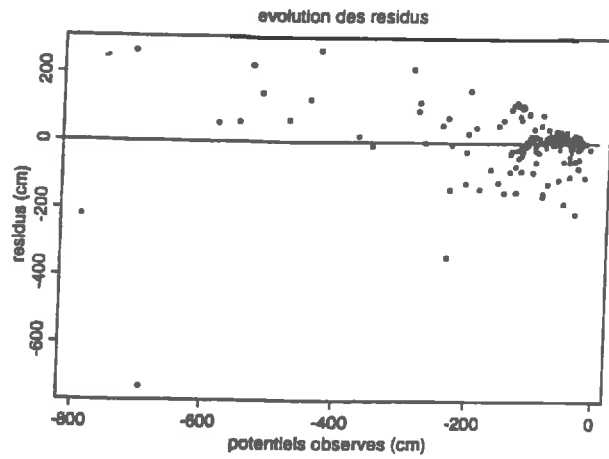
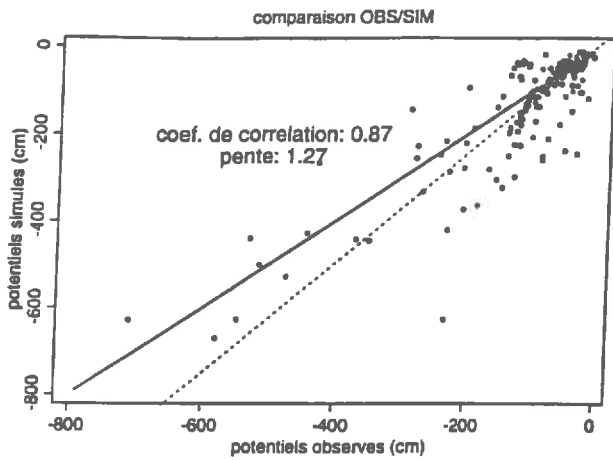


Culture d'été

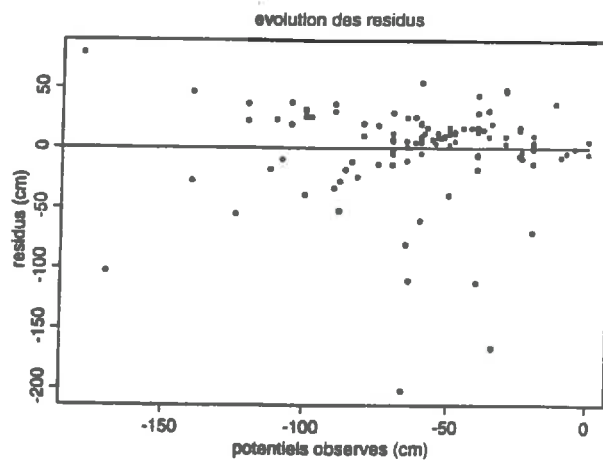
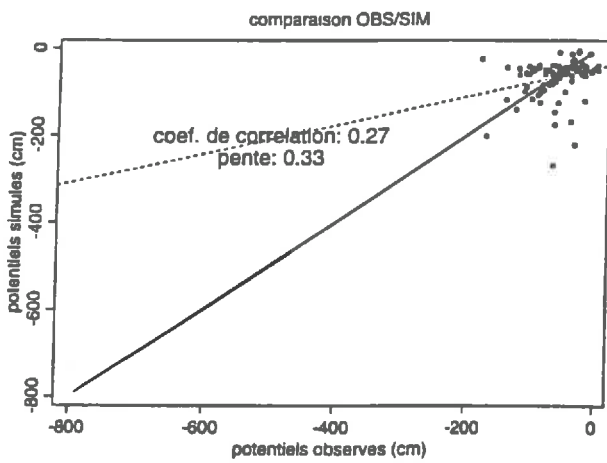


Culture d'automne-hiver

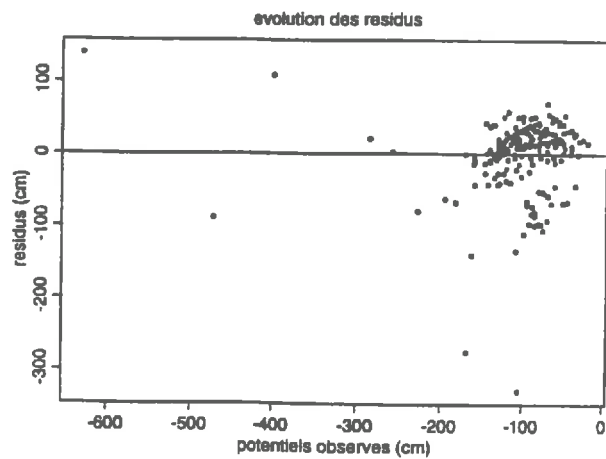
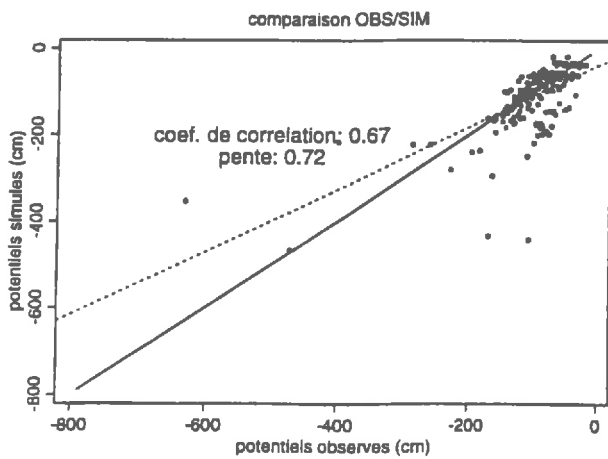
Figure 39: Comparaison des potentiels matriciels observés et simulés, évolution des résidus pour les trois cultures de 1993 sous *paillage*



Culture de printemps



Culture d'été



Culture d'automne-hiver

Culture d'été 1993:
Annexes 8a, 8b, 8c

Les salades sont plantées le jour 157 récoltées le jour 195. Dans l'ensemble, l'ajustement reste correct. L'absorption racinaire est peut être sous-estimée en début de culture et surestimée en fin de culture. A la profondeur de 50 cm, les potentiels observés restent en permanence en dessous de la simulation, mises à part deux dates auxquelles ils remontent à 0. Si l'on excepte ces deux points, on retrouve bien l'éventualité d'écoulements préférentiels mentionnée ci-dessus. Le résultat global au niveau des stocks d'eau reste bon et le drainage simulé en fin de culture atteint 70 mm.

Culture d'automne-hiver 1993:
Annexes 9a, 9b, 9c

Les salades sont plantées le jour 279 et récoltées le jour 424. Les remarques émises sur l'inter-rang sont applicables sur cette culture. Les écarts de potentiels entre simulation et observations ne s'expriment que par de faibles différences en terme de teneur en eau. On note une surestimation de l'évapotranspiration en surface; l'estimation de la répartition de la transpiration et de l'évaporation à partir du coefficient de Beer, gérée par le LAI est certainement entachée d'erreur. Il se peut également que le coefficient cultural soit surestimée.

4.1.3. Conclusions

L'ensemble des résultats obtenus lors de la validation nous conforte dans l'idée que le calage proposé est correct. Chacune des validations faites sur les trois cultures est satisfaisante aux points de détails près évoqués précédemment:

- surestimation de l'absorption racinaire en surface et en fin de culture
- méconnaissance de la répartition des intrants durant l'été.

Les **figures 38 et 39** permettent de constater que l'ajustement des potentiels matriciels est effectivement moins bon pendant la culture d'été et de meilleure qualité durant l'automne-hiver, à la fois pour l'inter-rang et le paillage. Les **annexes 10a et 10b** permettent de tirer les mêmes conclusions en terme de teneurs en eau.

La reproductibilité des résultats indique que nous sommes assez proches des processus réels que nous rappelons brièvement:

- le sol en surface ne permet pas de satisfaire la demande climatique au delà d'un certain potentiel que nous avons estimé à 2,5 bars. Les résultats de validation nous conduisent à envisager une valeur plus forte qui limiterait beaucoup moins l'évaporation. Toutefois l'incertitude sur ce paramètre ne met en jeu qu'une faible quantité d'eau.

- l'hypothèse de deux horizons est légitime. Les 15 premiers centimètres d'un sol sont souvent plus marqués par le travail de l'agriculteur et ne conduisent pas l'eau de la même façon qu'en profondeur.

- la prise en compte d'un effet limitatif de l'évaporation provoqué par le paillage semble nécessaire; il s'agirait de le vérifier et de le quantifier, bien qu'elle ne mette en jeu que de faibles quantités d'eau.

Tableau 7: Bilan hydrique récapitulatif des simulations (en mm) en 1993

<i>PAILLAGE</i>	<i>CULTURE 1 (printemps)</i> <i>Du 6/04/1993 au 25/5/1993</i>	<i>CULTURE 2 (été)</i> <i>Du 06/06/93 au 20/07/93</i>	<i>CULTURE 3 (automne-hiver)</i> <i>Du 13/10/93 au 19/01/1994</i>	<i>TOTAL</i>
Drainage (mm)	94	70	153	317
ETP (mm)	120	145	78	343
ETR (mm)	118	145	78	341
ETR/ETP	0.98	1	1	0.99
Transpiration potent.	100	124	72	296
Transpiration réelle	100	124	72	296
<i>INTER-RANG</i>				
Drainage (mm)	104	95	153	352
ETP (mm)	145	170	82	397
ETR (mm)	116	170	75	361
ETR/ETP	0.82	1	0.91	0.9
Transpiration potent.	0	0	0	0
Transpiration réelle	0	0	0	0

Sous ce corps d'hypothèses, les variations de teneurs en eau, de potentiels matriciels et de stock d'eau estimés par le modèle sont faibles, conformément aux observations où le sol est constamment à la capacité au champ. Il en résulte que les flux hydriques, notamment le drainage, sont probablement correctement estimés. Par la suite, l'estimation des flux convectifs de nitrate ne devrait pas être entravée par la composante hydrique de ce flux.

Le **tableau 7** représente un bilan synthétique de la modélisation des trois cultures de 1993. Le total des quantités d'eau drainée durant les trois cultures est de l'ordre de grandeur de l'ETR à la fois pour le paillage et pour l'inter-rang. En somme, il semble que la parcelle reçoive le double de la quantité d'eau nécessaire à la satisfaction de ces besoins (évaporation et transpiration). Selon la culture, les rapports ETR/ETM estimés par le modèle varient de 0.82 à 1 pour l'inter-rang et avoisinent la valeur de 1 pour le paillage. Lorsque ce rapport est inférieur à 1, dans la simulation, la demande climatique n'est pas entièrement satisfaite à cause d'une limitation de l'évaporation. Quant à la transpiration potentielle, qui existe uniquement dans la zone plantée de salades (paillage), elle est toujours satisfaite du fait de l'état hydrique du sol. Lors d'une première estimation du drainage par la méthode du bilan hydrique simplifié, ce rapport avait été encadré entre les valeurs de 0.75 et 1, ce qui ne paraît pas aberrant en regard de nos résultats.

La qualité des ajustements obtenus à partir des deux années d'expérimentation nous paraît satisfaisante pour aborder le calage concernant l'azote. En effet, les écarts obtenus entre les teneurs en eau mesurées et simulées nous paraissent minimes: leur répercussion sur la modélisation du cycle de l'azote peut être considérée comme négligeable. De toute manière, il nous semble inutile de pousser plus loin nos investigations. Bien que l'on puisse toujours améliorer les résultats, nous ne disposons d'aucun critère d'appréciation de la validité des paramètres employés en ce qui concerne l'absorption racinaire. Il n'a pas été mené d'expériences pour renseigner sur l'ETR et la répartition du couvert végétal reste assez arbitraire dans le cas de notre simulation. Nous pouvons simplement dire que nos hypothèses rendent compte correctement de la réalité sans pouvoir réellement les vérifier. Nous touchons là aux limites de la modélisation qui ne peut être "réellement" validée que lorsqu'elle est accompagnée d'une expérimentation qui confirme la cohérence des paramètres employés. Il se peut également que le modèle ne soit pas fondamentalement adapté aux cultures en rang.

4.2. MODELISATION DU TRANSFERT DE SOLUTES

4.2.1. Analyse des résultats expérimentaux

4.2.1.1. Expérimentation menée en 1992

4.2.1.1.1. Description des profils de concentration

Les prélèvements à la tarière effectués en 1992 ont permis de suivre l'évolution dans le temps de 10 profils dont 7 ont été réalisés sous le paillage. Les résultats sont présentés sur l'**annexe 11a**. Dans l'ensemble, les profils présentés à 5 dates différentes ont tous les mêmes tendances:

- les concentrations sont toujours très fortes quelle que soit la date et la profondeur; elles peuvent même atteindre 12 g/l.
- du 7/04/92 au 29/04/92 et du 13/05/92 au 20/05/92, les augmentations de concentration sur l'ensemble des profils sont énormes (de 2 à 10 g/l)
- pour une même date, la variabilité mise en jeu au niveau des différences de concentration est très élevée.

4.2.1.1.2. Analyse quantitative de la variation de stock d'azote nitrique

A partir de ces données, nous avons tenté de quantifier les variations de stock d'azote nitrique sur 90 cm, pour les intervalles de temps précisés ci dessus. Les résultats, exprimés en termes de moyenne, coefficient de variation et écart-type, sont:

	Moyenne ΔS (kg N/ha)	ET	CV (%)
du 7/04/92 au 29/04/92	+ 1766	1320	74
du 13/05/92 au 20/05/92	+ 1216	1300	107

Tableau 8: variations de stock d'N_NO3 en 1992

Les quantités mises en jeu dans un intervalle de temps si faible nous paraissent énormes. L'apport d'ammonitrate en début de culture représente 50 kg d'N/ha, celui des irrigations fertilisantes est également de 50 kg d'N/ha. On peut donc attribuer la presque totalité de variation de stock à de la minéralisation, si l'on considère que l'on se trouve en conditions d'azote et de carbone non limitantes. Cependant, les quantités mises en jeu nous paraissent déraisonnables et nous avons préféré ne pas les prendre en compte dans le cadre de la modélisation.

4.2.1.2. Expérimentation menée en 1993

4.2.1.2.1. Description des profils de concentration

En 1993, nous disposons pour quatre dates différentes de 36 prélèvements à la tarière. Les profils sont donnés par les **annexes 11b, 11c, 11d et 11e**. De l'analyse de ces profils, il ressort:

- en début de culture, le 7/04/93 et 12/05/93, dans l'ensemble, les profils ont un comportement similaire: les concentrations en nitrate sont fortes en surface et plus faibles en profondeur.
- le 21/07/93, les concentrations en surface ont nettement diminué tandis que les concentrations en profondeur semblent stationnaires.
- en fin de culture, le 22/03/94, les concentrations en surface ayant encore fortement baissé, l'allure des profils est inversée par rapport au début de culture: les concentrations sont plus fortes en profondeur qu'en surface.
- pour une date et une profondeur données, il existe une forte hétérogénéité spatiale des concentrations.

4.2.1.2.2. Analyse quantitative de la minéralisation nette

A partir des deux profils de capteurs de solution, l'un sur paillage et l'autre dans l'inter-rang, la minéralisation nette a pu être suivie dans le temps pour les trois cultures (fig 40) par la méthode du bilan simplifié (CLAUDOT, 1994). Le terme de minéralisation nette est en fait la résultante des phénomènes de minéralisation, réorganisation, dénitrification et volatilisation. Les trois cultures présentent des phénomènes de minéralisation très intense, 200 kg d'N/ha pouvant apparaître en 15 jours, quantités souvent maximales trouvées pour une année dans la littérature (MARY, 1987). Cependant, il ne faut pas oublier le contexte d'étude: cultures très irriguées, milieu méditerranéen, fortes températures avec parfois de fortes amplitudes et de nombreux cycles de dessèchement et réhumectation. La variabilité temporelle est également remarquable.

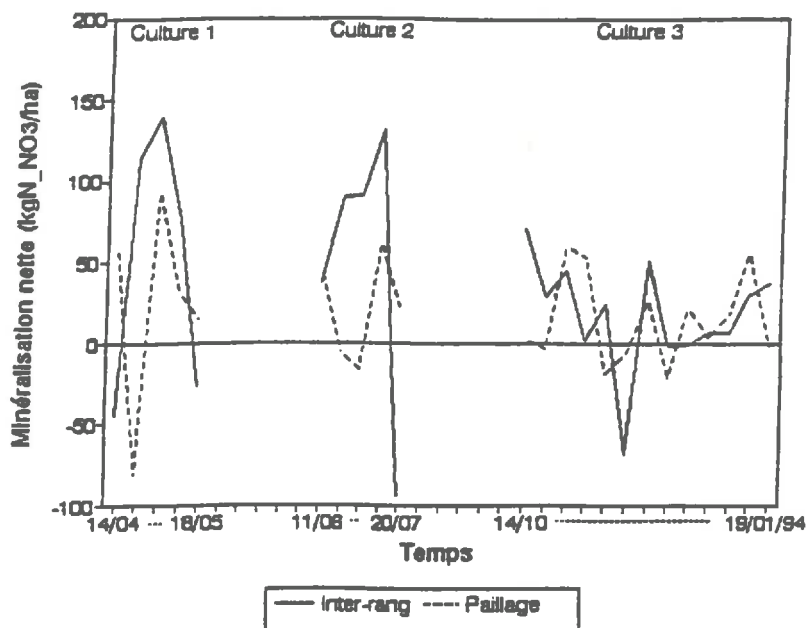


Figure 40: Suivi de la minéralisation nette en deux profils pour les trois cultures de 1993 (CLAUDOT, 1994)

4.2.2. Choix des données de calage

Dans le chapitre 1.3., nous avons précisé que le transfert de solutés en milieu poreux pouvait être modélisé selon le schéma de convection-dispersion ou selon le modèle reposant sur l'existence de deux phases liquides, mobile et immobile. Nous ne possédons pas d'indications concernant la relation entre eau mobile et immobile; nous avons donc opté, en première approche, pour l'utilisation de l'équation de convection-dispersion qui ne prend en compte que des effets structuraux limités. En revanche, le nombre de paramètres à déterminer est limité: nous n'avons pas à rechercher le coefficient d'échange et la relation entre eau mobile et immobile, la plupart du temps issus d'un calage sans validation à l'appui. Nous utiliserons éventuellement le modèle à deux phases en fonction des résultats obtenus.

Les flux de nitrate dépendent également des transformations internes du cycle de l'azote (minéralisation et dénitrification). Le calage des paramètres de transport et d'activité microbienne a donc été mené simultanément. Nous précisons également les paramètres du transfert de chaleur car la température est nécessaire à la caractérisation des différentes fonctions de pondération des cinétiques microbiennes.

Pour les trois cultures menées en 1993, nous disposons à chaque fois de:

- un suivi dans le temps des profils de concentrations en nitrate réalisés sous paillage
- un suivi dans le temps des profils de concentrations en nitrate réalisés dans l'inter-rang

Ils ont été réalisés à partir de prélèvements de la solution du sol à l'aide de bougies poreuses. Nous avons choisi de caler les paramètres à partir des profils réalisés sous paillage lors de la première culture (culture de printemps). En effet, nous disposons seulement de quelques valeurs de concentrations dans l'inter-rang concernant les deux premières cultures, les capteurs de solution ayant moins bien fonctionné; nous n'avons donc pas retenu l'inter-rang pour le calage. Nous analyserons ensuite les effets de ce calage sur les deux autres cultures:

- concentrations obtenues sous paillage pendant la culture d'été
- concentrations obtenues sous paillage pendant la culture d'hiver
- concentrations obtenues dans l'inter-rang pour les cultures de printemps et d'automne-hiver; lors de la culture d'été, les capteurs de solution n'ont pas tous fonctionné dans l'inter-rang et nous ne disposons pas d'un nombre d'observations suffisant pour pouvoir faire une comparaison.

4.2.3. Choix des paramètres

4.2.3.1. Le transfert thermique

Nous ne disposons pas de relevés de température qui permettent de réaliser un calage du modèle avec l'expérience. Les valeurs de températures utilisées en surface et en profondeur proviennent de la station météorologique de Nîmes - St Gilles. N'ayant pas de moyen de vérification des paramètres de calage employés, nous utiliserons des paramètres de transfert thermique communément employés dans la littérature.

Pour chaque horizon:

- la capacité calorifique massique du sol est de 800 J/kg K
- les coefficients a_0 et a_1 caractérisant la conductivité thermique λ en W/mK sont:

$$a_0 = 0.5$$

$$a_1 = 1.0$$

Dans la littérature, les valeurs de λ varient entre 0.1 et 3.5 W/mK (CHANZY, 1991).

Nous avons précisé au paragraphe 1.5.3. que la modélisation du transfert thermique ne posait pas vraiment de problèmes tant que les résultats ne sont utilisés que pour la modélisation des transformations biologiques du cycle de l'azote. Nous accepterons ces données sans les remettre en cause et nous accorderons d'avantage d'importance aux conditions limites.

4.2.3.2. Le transfert de solutés

Nous avons choisi d'utiliser le modèle de convection-dispersion. Pour chaque horizon, nous avons fixé arbitrairement les valeurs de la diffusion moléculaire et de la dispersivité dans des limites physiquement plausibles:

- dispersivité $\lambda = 3$ cm
- coefficient de diffusion moléculaire $D_m = 0.5 \text{ cm}^2/\text{j}$

Ces données ont été obtenues par **SCHULIN (1987)**, **LAIGLE (1991)** les a également adoptées lors de ses simulations dans la plaine d'Alsace.

4.2.3.3. Les transformations du cycle de l'azote

En ce qui concerne la minéralisation, nous ne possédons pas d'informations sur la répartition de la population microbienne active dans le sol. En vue de simplifier la simulation, nous avons considéré les horizons biologiques identiques aux horizons déterminés pour le transfert de l'eau:

- 1° horizon : 0-15 cm
- 2° horizon : 15-90 cm

Nous estimons que la minéralisation doit exister en profondeur du fait de la quantité d'azote total présente sur tout le profil jusqu'à 90 cm. En effet, les mesures d'azote total réalisées en début de culture révèlent la présence d'azote jusqu'à 90 cm (**annexe 12**). Pour la modélisation, à partir d'une moyenne de ces données, nous avons imposé un profil d'azote dans le sol:

- 600 mg N/ kg sol sur l'horizon 0-30 cm
- 900 mg N/ kg sol sur l'horizon 30-90 cm

Nous avons considéré ce stock d'azote total comme le stock d'azote organique potentiellement minéralisable. Nous pouvons comparer ces données avec celles utilisées par **LAIGLE (1991)**:

- 1° horizon: 3500 mg N/kg sol
- 2° horizon: 1200 mg N/kg sol
- 3° horizon: 700 mg N/kg sol

La comparaison n'est faite que pour mettre en évidence l'existence d'un profil atypique dans notre cas de figure. Même si les ordres de grandeur sont respectés, le profil s'enrichit en azote organique en profondeur. Nous travaillons donc avec l'hypothèse que la minéralisation existe sur l'ensemble du profil.

Les premiers essais nous ont conduit à choisir:

- pour l'horizon 0-30 cm, constante de minéralisation $K_1 = 0.72 \text{ j}^{-1}$
- pour l'horizon 30-90 cm, constante de minéralisation $K_1 = 0.168 \text{ j}^{-1}$

On admet également, comme beaucoup d'auteurs, que la cinétique d'apparition du nitrate est gouvernée par l'étape la plus limitante, c'est à dire l'étape de minéralisation. Nous fixons donc arbitrairement la constante de cinétique de nitrification à 12 j^{-1} , ce qui revient à dire que l'ammonium qui apparaît est immédiatement transformé en nitrate.

Nous prenons en compte que la matière organique de l'horizon profond, plus stable et plus ancienne, se minéralise moins vite que la matière organique récemment enfouie dans l'horizon de surface et dont la biomasse est plus active. Les constantes que nous utilisons sont très éloignées des données de la littérature qui sont beaucoup plus faibles: **PAUL et JUMA (1981)** détermine une constante de 0.0037 j^{-1} pour caractériser la fraction active de la matière organique et 0.0143 j^{-1} pour la biomasse, **MARY et al (1979)** trouve une constante de 0.0057 j^{-1} pour un sol limoneux du nord de la France, **DELPHIN (1986)** obtient des constantes de 0.000167 j^{-1} à 0.000445 j^{-1} pour des sols d'Alsace. Il faut préciser qu'aucun de ces sols ne reflète la situation dans laquelle nous travaillons: climat chaud et humide avec des alternances de cycles de dessèchement et réhumectation importants et irrigation intensive. De plus, l'analyse des résultats expérimentaux laissait prévoir de telles valeurs.

Nous avons fait l'hypothèse que la dénitrification était présente sur l'ensemble du profil. Nous avons fixé la valeur de la constante de cinétique sur les deux horizons à 0.0024 j^{-1} , valeur plausible dans la littérature.

Nous avons également fixé les paramètres des fonctions de pondération:

- teneur en eau optimale de minéralisation $\theta_{\text{opt}} = 0.30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$
- teneur en eau optimale de nitrification $\theta_{\text{opt}} = 0.30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$
- teneur en eau minimale pour les processus biologiques $\theta_{\text{min}} = 0.20 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$
- température optimum de minéralisation et nitrification $T_{\text{opt}} = 35^\circ\text{C}$
- température minimale pour les processus biologiques $T_{\text{min}} = 10^\circ\text{C}$
- température optimale de dénitrification 45°C
- ratio θ_d/θ_s à partir duquel apparaît la dénitrification = 0.8
- exposant de la fonction puissance utilisé pour les processus biologiques $m = 1$
- facteur de la loi du $Q_{10} = 3$. Cette valeur se justifie par le fait que nous supposons que les processus biologiques sont amplifiés dans notre contexte d'étude au vue des résultats expérimentaux présentés au paragraphe 4.2.1.. Les valeurs du Q_{10} dans la littérature varient entre 2 et 3.

4.2.3.4. L'absorption racinaire de nitrate

Il est nécessaire de préciser la demande potentielle en azote. Elle est décrite de façon discrétisée dans un fichier. L'azote total retrouvé dans le végétal correspond à l'azote nitrique que la salade a prélevé dans le sol. A partir des résultats expérimentaux, **GACHON (1994)** a établi que l'exportation d'azote par la culture étudiée croît de façon exponentielle au cours du temps selon l'équation, établie pour la culture de printemps en 1993:

$$E = 0.343e^{0.111J} \quad (42)$$

J = jours à partir de la plantation

E = exportation en kg d'azote par hectare

A la récolte, on obtient une exportation de 65 kg d'N_NO3/ha

Nous avons utilisé ces résultats pour le calcul des exportations quotidiennes d'azote.

Les valeurs de la constante de Michaélis-Menten utilisées dans la littérature sont de 10^{-5} à 10^{-6} M. Nous avons adopté arbitrairement la valeur de 10^{-5} M. Il faut cependant préciser que les concentrations en nitrate de la solution du sol sont élevées (300 à 600 mg/l). Dans ces conditions, la constante de Michaelis n'a aucun effet sur l'absorption de nitrate. Nous ne reviendrons donc pas sur la valeur de ce paramètre.

4.2.3.5. Conditions initiales et aux limites

La condition initiale est donnée par un profil de concentrations en nitrate déterminé à partir de prélèvements à l'aide de bougies poreuses le 14/4/94 (c.a.d le jour 104), date prise pour le début de la simulation. Nous disposons de concentrations aux profondeurs de 30 cm, 60 cm et 90 cm.

La condition à la limite supérieure est déterminée par les fertilisations. Elles sont réalisées à partir de l'eau de nappe, parfois diluée avec de l'eau du Bas-Rhône. Nous avons précisé au paragraphe 4.1.1.3. que chaque pluie ou irrigation est caractérisée par sa durée et son intensité. Pour chaque irrigation (ou pluie), il suffit alors de préciser la concentration en azote nitrique mesurée dans l'eau des pluviomètres. Aucun apport d'engrais minéral n'a été réalisé, contrairement à l'année 1992 où l'agriculteur avait apporté de l'ammonitrate.

A la limite inférieure de 90 cm, il existe une condition de drainage libre.

4.2.4. Résultats

4.2.4.1. Comparaison des concentrations simulées et observées

Annexe 13a

Nous avons comparé les concentrations en nitrate estimées par le modèle et mesurées à trois profondeurs: 30 cm, 60 cm et 90 cm. Globalement, les valeurs simulées s'écartent peu des valeurs observées. On peut toutefois observer que le modèle ne reproduit pas, notamment au niveau de l'horizon 60 cm, des augmentations locales de concentrations (entre le jour 100 et 110) par exemple. On reproduit bien une légère tendance à l'enrichissement en profondeur.

4.2.4.2. Estimation des flux de minéralisation, dénitrification et drainage

Annexe 13b

On observe que le modèle est sensible à la succession des événements pluvieux. Chaque pluie ou irrigation engendre une diminution du rythme de minéralisation et une augmentation du rythme de dénitrification liées à l'augmentation des teneurs en eau. A partir du jour 125, le rythme de minéralisation s'intensifie du fait que la température augmente et que les conditions hydriques se rapprochent de l'optimum ($0.30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$).

La réponse du modèle à la dénitrification n'est peut-être pas représentative des processus réels. Nous avons précisé que le processus de dénitrification était plus ponctuel dans le temps que la minéralisation. Le modèle réagit dans ce sens mais nous ne sommes pas certains que chaque irrigation, appliquée dans nos hypothèses pendant deux heures, puissent générer presque instantanément de la dénitrification. Bien que la littérature abonde dans ce sens, il reste à vérifier par des mesures sur le terrain dans quelles situations apparaît réellement la dénitrification.

La simulation semble attribuer l'essentiel du drainage aux événements pluvieux intenses (aux alentours du jour 115). Ce résultat pouvait être prévisible à partir des résultats des flux hydriques qui font apparaître un drainage important à cette date; ceci du fait que le sol est en permanence à la capacité au champ.

4.2.4.3. Analyse quantitative des termes du bilan azoté

Sur l'ensemble de la culture, les valeurs simulées de chaque terme du bilan azoté sont:

Simulation du jour 104 au jour 145 sur l'horizon 0-90 cm
Stock initial = 220
Stock final = 284
Fertilisation = 16
Absorption racinaire réelle et potentielle = 75
Drainage = 60
Minéralisation = 190
Dénitrification = 10

Tableau 9: termes du bilan azoté en kg d'N_NO3/ha pour la culture de printemps 1993 en présence de paillage

On peut constater que conformément aux hypothèses que l'on avait émises lors du calage, l'absorption racinaire a peu d'influence sur le bilan azoté. De plus, elle doit être surestimée du fait que le modèle exponentiel utilisé pour la demande potentielle surestime les quantités en fin de culture. L'augmentation du stock d'azote nitrique semble être générée préférentiellement par la minéralisation qui représente 12 fois la quantité apportée par fertilisation. La dénitrification, bien que non négligeable lorsque l'on s'intéresse aux quantités mises en oeuvre, représente seulement 5 % de la minéralisation et son influence sur le bilan est minime. En début de culture, l'agriculteur apporte 3 tonnes d'engrais organique dont la teneur en azote organique est de 5 %, soit 150 kg d'azote organique potentiellement et facilement minéralisable. Les quantités mises en oeuvre tendent à dire que l'épuisement de ce stock, préférentiellement utilisé par la biomasse, est réalisé avant la fin de la culture qui dure 40 jours.

Le modèle nous donne une bonne représentation de la réalité en simulant une situation essentiellement contrôlée par une minéralisation intense. Il ne faut pas perdre de vue que les quantités ici mises en oeuvre sur une durée de 40 jours sont de l'ordre de grandeur des quantités rencontrées à l'année dans des systèmes plus classiquement étudiés. L'étude de la minéralisation en climat méditerranéen dans une situation aussi particulière que la notre d'un point de vue de l'irrigation n'a, à notre connaissance, jamais été menée dans le passé. N'ayant pas moyen de confirmer par la littérature les quantités mises en oeuvre, des mesures de la minéralisation in situ et au laboratoire par la méthode d'incubation permettraient de valider nos résultats. Ces travaux sont actuellement en cours.

4.2.5. Application des paramètres utilisés aux deux autres cultures

Les seules modifications apportées concernent les intrants, la température et la demande potentielle en nitrate pour les simulations sous paillage, que nous avons adaptés à chaque culture. Les paramètres concernant les processus biologiques du cycle de l'azote sont supposés être applicables sur l'ensemble des cultures.

4.2.5.1. Culture d'été 1993: résultats sous paillage

Annexe 14a et 14b

Nous possédons une seule valeur de concentration mesurée à la profondeur de 30 cm qui ne peut donc être représentative. A la profondeur de 60 cm, les résultats de simulation ne reflètent pas les observations. Conformément à la culture précédente, le modèle simule une minéralisation intense, d'autant plus amplifiée par rapport à la culture précédente que les températures estivales sont fortes et que les conditions d'humidité sont favorables.

Lorsque l'on observe les résultats expérimentaux, on constate que les concentrations diminuent notablement entre le jour 168 et le jour 180, à la fois à 60 cm et 90 cm. Nous avons essayé d'annuler la minéralisation pour essayer de reproduire cette chute de concentration dans les horizons profonds. L'effet obtenu est en fait un maintien des concentrations à 60 cm par un transfert du nitrate de la surface vers le fond. Ainsi, la chute observée ne peut pas seulement s'expliquer par une surestimation de la minéralisation. De toute manière, les résultats expérimentaux de la culture de printemps (**Annexe 13a**) semblent mettre en évidence une minéralisation intense. Il nous semble difficile de considérer cette hypothèse comme non valable l'été, période qui rassemble dans notre cas les conditions favorables de minéralisation en termes de température et de teneur en eau. Nous pouvons penser que le départ de cet azote nitrique est dû à un drainage que sous-estimerait le modèle. Cependant, les résultats de simulation des flux hydriques font apparaître un système très drainant où chaque intrant entraîne rapidement un drainage du même ordre de grandeur car le stock d'eau est constant. On ne peut donc pas attribuer le départ d'azote au seul drainage qui est déjà maximal dans la simulation. Une hypothèse envisageable peut-être une disparition de nitrate par dénitrification. Nous la testerons au paragraphe 4.2.6.

Les termes du bilan azoté simulé, en kg d' N_{NO3} /ha, sont:

Simulation du jour 162 au jour 201 sur l' horizon 0-90 cm
Stock initial = 242
Stock final = 384
Fertilisation = 20
Absorption racinaire réelle et potentielle = 50
Drainage = 67
Minéralisation = 276
Dénitrification = 40

Tableau 10: terme du bilan azoté en kg d' N_{NO3} /ha pour la culture d'été 1993 en présence de paillage

Les mêmes conclusions peuvent être tirées avec un poids encore plus important accordé à la minéralisation.

4.2.5.2. Culture d'automne-hiver: résultats sous paillage

Annexe 15a et 15b

Les résultats de la simulation, en terme de concentration, ne concordent pas avec les concentrations observées (**annexe 15a fig. 1**). Au début de cette culture, des pluies importantes sont tombées (120 mm en 6 jours). Le modèle reproduit alors un important lessivage des horizons de surface et un enrichissement en profondeur. Sur l'**annexe 15b**, on constate que le lessivage à 90 cm est effectivement très important durant cette période. En revanche, les pluies n'ont aucune influence sur les concentrations mesurées. Au contraire, pendant cette période, on remarque une importante augmentation des concentrations mesurées: sur l'horizon 0-60 cm, la variation de stock calculée à partir des observations entre le jour 300 et le jour 314 est de 100 kg d' N_{NO3}/ha soit 7 kg d' $N_{NO3}/ha/j$ en moyenne. Si l'on admet que les fortes pluies s'infiltrent à travers le paillage et entraînent inévitablement une dilution et un drainage, les quantités d'azote minéralisé doivent être largement supérieures à 100 kg d' N_{NO3}/ha sur la période considérée pour pouvoir obtenir une telle variation de stock.

Nous avons essayé de travailler avec l'hypothèse qu'il existait un pool d'azote très facilement minéralisable et dont la minéralisation se ferait totalement en 15 jours avec une constante de cinétique très forte. Ce pool pourrait provenir du réenfouissement des résidus de la culture d'été, éventuellement complété par l'apport de matière organique par l'agriculteur. Nous avons imposé une teneur en azote organique de 140 kg/ha distribué de façon homogène sur l'horizon 0-60 cm. Nous avons également annulé la dénitrification pour mieux mesurer l'effet de la seule minéralisation. Nous avons ensuite appliqué une constante de minéralisation de $50 h^{-1}$, valeur aberrante, dans le seul but de générer massivement du nitrate. Les résultats sont visibles sur l'**annexe 15a, figure 2**. Le modèle, du fait de l'important lessivage, ne peut reproduire l'augmentation de stock observé à 30 cm, l'azote minéralisé transitant rapidement en profondeur. En fait, la seule manière de compenser le drainage est de minéraliser un fort pool d'azote organique avec une constante également très forte. Il est évident que ce pool continue alors de se minéraliser par la suite en générant une situation aberrante.

Nous pouvons également penser que les fortes pluies qui tombent sur le paillage ruissèlent dans l'inter-rang. On pourrait alors générer par la simulation une augmentation des concentrations sous le paillage. Cependant, les potentiels matriciels observés sur ce site paillé confirment que les tensiomètres ont réagi à un apport d'eau. Même si la réponse des tensiomètres peut être générée avec des pluies plus faibles, il semble bien que de l'eau ait transité à cette date, entraînant inévitablement du nitrate. Les tensiomètres sont séparés d'environ 1 mètre des capteurs de solution. Il se pourrait alors que l'état hydrique du sol au niveau des capteurs de solution ne soit pas le même qu'au niveau des tensiomètres du fait de l'importante variabilité spatiale.

Nous pouvons émettre l'hypothèse qu'il existe des écoulements préférentiels dans le sol et que l'horizon 0-60 cm est constitué à l'endroit des mesures d'eau immobile où la minéralisation pourrait conduire aux résultats observés. La profondeur de 90 cm, dont les concentrations sont en permanence faibles et relativement constantes, représenterait au contraire un horizon très lessivé. Pour essayer de le vérifier, nous avons utilisé le modèle à deux phases, mobile et immobile. Nous avons imposé une fraction d'eau immobile égale à 80 % de la teneur en eau totale et un coefficient d'échange entre les deux phases de $0.001 h^{-1}$. Nous avons également supposé que les transformations du cycle de l'azote ne se réalisaient que dans la phase immobile. Les résultats sont représentés sur l'**annexe 15a, figure 3**. La phase immobile n'est effectivement pas concernée par le lessivage mais l'augmentation des concentrations à 30 cm ne peut être reproduite par cette hypothèse. Il faudrait un rythme de minéralisation beaucoup plus

intense. A 90 cm, les phases mobile et immobile sont pratiquement en équilibre. Il ne semble donc pas possible de garder à la profondeur de 90 cm de faibles concentrations avec l'hypothèse du modèle à deux phases.

Dans tous les cas, le modèle ne prend pas en compte la particularité de cette culture que l'on peut attribuer à la structure du sol, à l'influence du paillage qui est difficile à prendre en compte ou à l'apport non mentionné d'azote minéral ou organique fortement minéralisable.

Le bilan azoté de cette culture est, en kg d' N_{NO3} /ha, en utilisant les paramètres du calage initial:

Simulation du jour 300 au jour 384 sur l' horizon 0-90 cm	
Stock initial =	161
Stock final =	163
Fertilisation =	2
Absorption racinaire réelle et potentielle =	45
Drainage =	94
Minéralisation =	145
Dénitrification =	8

Tableau 11: termes du bilan azoté en kg d' N_{NO3} /ha pour la culture d'automne-hiver en présence de paillage

On remarque que le modèle simule un drainage de nitrate important, consécutif aux fortes pluies tombées en début de culture. Les quantités d'azote minéralisé et dénitrifié sont moins importantes que dans les deux cultures précédentes (printemps et été) du fait que les températures sont plus basses et que les teneurs en eau varient beaucoup plus.

4.2.5.3. Culture de printemps : résultats dans l'inter-rang

Annexes 16a et 16b

La simulation est correcte pour les profondeurs de 60 et 90 cm (**annexe 16a, figure 1**). En revanche, à la profondeur de 30 cm, les concentrations observées augmentent fortement au cours du temps. Nous avons estimé les variations de stocks d'azote nitrique, sur l'horizon 0-30 cm, à partir des mesures:

	Δ stock en kg N_{NO3} /ha
du jour 110 au jour 117	+ 120
du jour 117 au jour 131	+ 47
du jour 138 au jour 145	+ 70
<i>total</i>	+ 237 kg N_{NO3} /ha en 35 jours sur 30 cm

Les jours 116 et 117, les pluies intenses entraînent un lessivage et une dilution lors de la simulation avec un important drainage (**annexe 16b**), alors que les observations ne montrent pas de dilution ou de lessivage. Les variations de stock mises en jeu, attribuées à de la minéralisation, sur l'horizon 0-30 cm nous paraissent fortes dans l'intervalle de temps considéré. Nous avons pensé que la mesure de la concentration initiale à 30 cm au jour 110 était entâchée d'erreur. Nous avons donc réinitialisé cette concentration à la valeur de 0.8 g/l;

les résultats sont donnés sur l'**annexe 16a, figure 2**. Le modèle réagit toujours en amplifiant le lessivage en surface au profit des horizons inférieurs. Pour essayer de compenser ce lessivage, il faudrait en plus une minéralisation très rapide et importante. Nous avons testé cette hypothèse avec une constante de minéralisation de 4.8 j^{-1} en surface (**annexe 16a, figure3**). Les quantités minéralisées sont alors de $700 \text{ kg d' N}_{\text{NO}_3}/\text{ha}$, ce que l'on peut difficilement concevoir. En revanche, l'hypothèse d'un écoulement préférentiel est envisageable: les concentrations observées ($> 1\text{g/l}$) proviendraient de l'eau immobile mais, de la même façon que pour la culture d'automne-hiver sur paillage, il faudrait tout de même une minéralisation très intense dans la phase immobile.

4.2.5.4. Culture d'automne hiver : résultats sur inter-rang

Annexe 17a et 17b

On remarque que la tendance de fin de culture est assez bien estimée par le modèle. Cependant, en début de culture, le modèle ne rend pas compte des observations (**annexe 17a, figure 1**). En ce qui concerne les concentrations mesurées, les pluies après le jour 300 semblent provoquer un phénomène de dilution avec une chute des concentrations mesurées aux profondeurs de 30 et 60 cm. Le modèle ne simule pas cette diminution car les concentrations simulées sont faibles. Nous avons fait un essai où un stock de $200 \text{ kg d' N}_{\text{NO}_3}$ se minéralise rapidement ($K_{11} = 4.8 \text{ j}^{-1}$); les résultats sont donnés par l'**annexe 17a, figure 2**. On observe effectivement un lessivage à 30 cm mais pas à 60 cm.

Il est à noter que le comportement des concentrations mesurées dans l'inter-rang (**annexe 17a, figure 1**) et sous paillage (**Annexe 15a, figure 1**), pour la même culture d'automne-hiver, est tout à fait différent, notamment en ce qui concerne le lessivage de début de culture. La reprise d'une intense minéralisation semble cependant caractériser à la fois l'inter-rang et le paillage avec des quantités d'azote minéralisé de l'ordre de $200 \text{ kg d'N}/\text{ha}$ en 10 jours. De toute manière, dans les deux cas, le modèle n'est pas en mesure de reproduire la situation observée.

4.2.6. Nouvelles hypothèses envisagées

4.2.6.1. Hypothèses

Les résultats obtenus en présence du paillage pour la culture d'été nous conduisent à envisager l'hypothèse que la disparition observée du nitrate peut être provoquée par de la dénitrification. Nous négligeons la dénitrification sur l'horizon 0-15 cm. La densité du sol sous le paillage est vraisemblablement plus faible que celle déterminée lors de la caractérisation hydrodynamique du sol (1.58 g/cm^3) et doit être de l'ordre de 1.2 g/cm^3 ou 1.3 g/cm^3 . Dans ces conditions, le seuil de teneur en eau pour l'apparition de la dénitrification est moins souvent atteint ($\theta_d/\theta_s = 0.8$). Nous avons donc négligé la dénitrification en surface pour tenir compte de cet aspect. Les fortes concentrations observées en surface laissent également présager que la dénitrification est certainement très minoritaire à ce niveau. Nous gardons les mêmes paramètres de minéralisation que précédemment. Nous adoptons pour les paramètres de dénitrification les valeurs suivantes:

horizon 0-15 cm $K_{21} = 0 \text{ j}^{-1}$

horizon 15-90 cm $K_{22} = 0.024 \text{ j}^{-1}$

Tableau 13: Bilan récapitulatif des simulations en présence de paillage (kg / ha d'N_NO3)

SCENARIO 1 <i>Faible dénitrification sur le profil</i>	CULTURE 1 (Printemps) <i>Du 14/04/93 au 25/5/93</i>	CULTURE 2 (été) <i>du 11/06/93 au 20/07/93</i>	CULTURE 3 (automne-hiver) <i>du 14/10/93 au 19/01/94</i>	TOTAL
Stock initial	220	242	161	
Fertilisation	16	20	2	38
Stock final	285	384	163	
Drainage	57	67	94	218
Absorption racinaire	76	50	45	171
Minéralisation	189	276	145	610
Dénitrification	10	40	8	58
SCENARIO 2				
Forte dénitrification en profondeur				
Stock initial	220	242	161	
Fertilisation	16	20	2	38
Stock final	226	270	125	
Drainage	48	51	77	176
Absorption racinaire	76	50	45	171
Minéralisation	189	276	145	610
Dénitrification	76	170	63	309

4.2.6.2. Résultats

Annexes 18a, 18b, 19a et 19b

On remarque que l'ajustement est meilleur pour la culture d'été en présence de paillage (**annexe 19a**) car le modèle simule effectivement une diminution notable des concentrations. Quant à la culture de printemps sur paillage (**annexe 18a**), la qualité de l'ajustement reste convenable. On ne tirera pas de conclusions concernant la culture d'automne-hiver en présence de paillage et les trois cultures d'inter-rang car l'analyse précédente fait apparaître beaucoup d'autres discordances non corrigées par cette hypothèse.

Les valeurs de la minéralisation et de la dénitrification, en kg d'N_NO3/ha, pour les trois cultures sous paillage sont données dans le tableau ci-dessous:

	<i>culture de printemps</i>	<i>culture d'été</i>	<i>culture d'automne-hiver</i>
minéralisation	189	276	145
dénitrification	76	170	63

Tableau 12: Termes du bilan azoté en kg d'N_NO3/ha pour les trois cultures de 1993 avec l'hypothèse d'une dénitrification importante

On constate que la dénitrification n'est alors plus négligeable devant la minéralisation, notamment en été où elle représente 60 % des quantités minéralisées.

4.2.7. Conclusions

L'hypothèse d'une dénitrification importante donne un ajustement correct en présence de paillage pour les cultures 1 et 2. Les ordres de grandeur et les évolutions sont bien restitués. Les fortes humidités et températures pendant cette période d'irrigation intensive en sont probablement la cause. Le bilan des simulations dans les deux scénarios envisagés est donné pour le paillage où nous avons un suivi complet des trois cultures (**Tableau 13**).

- les valeurs annuelles de dénitrification sont de 300 kg/ha d'N_NO3 dans l'hypothèse où la dénitrification est importante (scénario 2). **RYDEN et LUND (1980)** ont également mesuré ces quantités dans un contexte comparable au notre: cultures légumières fortement irriguées en Californie.

- l'estimation du drainage par la méthode du bilan simplifié (100 kg d'N_NO3) (**CLAUDOT, 1994**) est conforme à celle faite par le modèle (99 kg/ha d'N_NO3 pour les cultures 1 et 2).

- l'absorption de nitrate par la plante estimée à 126 kg d'N_NO3 par le modèle est identique à la valeur réellement exportée du fait que la plante n'est jamais en situation de stress.

- la minéralisation semble le terme prépondérant du cycle de l'azote dans le système que nous étudions, comme le laissait supposer les résultats expérimentaux

Des mesures de minéralisation et de dénitrification, in situ et au laboratoire, en cours de réalisation, devraient permettre de vérifier nos hypothèses quant à l'importance de ces processus.

Les résultats obtenus à partir de l'inter-rang et la culture d'automne-hiver en présence de paillage ne semble pas pouvoir être expliqués par les processus que prend en compte le modèle. L'hypothèse d'un horizon structuré, déjà évoquée, dans lequel une partie de l'eau serait mobile est certainement à garder. Cependant, les discordances observées sont beaucoup trop grandes et la structure du sol ne peut expliquer à elle seule les augmentations de concentrations (et donc de stocks) que nous avons observées. C'est ce que semble indiquer l'utilisation du modèle à deux phases que nous avons testé dans le cas de la culture d'automne-hiver sur paillage.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La modélisation proposée dans cette étude a permis de tirer certains enseignements, autant d'un point de vue hydrique qu'azoté. La modélisation des transferts d'eau semble satisfaisante à la fois pour le calage et les validations proposées, ce qui nous permet d'accéder à un drainage très certainement proche de la réalité. Nous obtenons une bonne prédiction des teneurs en eau et des flux, aspects importants pour la dynamique de l'azote dans le sol.

Le cas des transferts azotés pose beaucoup plus de problèmes. Si la modélisation paraît satisfaisante dans le cas des deux premières cultures, de nombreuses variations locales ne peuvent être reproduites, notamment en ce qui concerne la troisième culture. Les résultats obtenus tendent à accorder une importance majeure aux transformations du cycle de l'azote (intense minéralisation et dénitrification) et peut-être aux transferts (circulations préférentielles). Le modèle utilisé est fondé sur l'existence d'un seul pool d'azote organique et d'une cinétique du premier ordre, influencée par la teneur en eau et la température. Cette représentation apparaît beaucoup trop restrictive dans le contexte d'étude. Il faut cependant rappeler que les données dont nous disposons ne nous permettraient pas de renseigner un modèle plus complexe.

Les études antérieures ont fait apparaître une forte variabilité spatiale et temporelle des concentrations et des stocks en nitrate. D'un profil à l'autre, les concentrations peuvent varier d'un facteur multiplicatif de 10. L'origine de cette variabilité n'a pas encore été réellement cernée. On peut invoquer une hétérogénéité de la répartition de la faune microbienne qui peut être elle-même différenciée, l'hétérogénéité de la répartition de la matière organique, la variabilité de l'influence des facteurs environnementaux sur les processus microbiens, enfin la variabilité de la répartition des intrants. A titre d'indications, les bilans réalisés antérieurement ont montré pour la culture de printemps que la moyenne du flux convectif azoté à 90 cm était de 50 kg d' N_{NO3} /ha avec un coefficient de variation de 50%. La minéralisation nette avait été estimée par la méthode du bilan simplifié à -40 kg d' N_{NO3} /ha avec un coefficient de variation supérieur à 100 %. Dans une telle situation, il semble difficile d'extrapoler à la parcelle un calcul de bilan réalisé à partir d'une moyenne lorsque l'on observe une telle variabilité. De la même façon, si on ne connaît pas la variabilité spatiale des paramètres, comment utiliser un modèle mécaniste qui reproduit localement les phénomènes? De plus, notre travail met bien en évidence que même en situation dite "locale", il est impossible de restituer de façon satisfaisante certains phénomènes avec le modèle dont nous disposons.

Dans la situation que nous avons étudiée, le modèle utilisé ne peut être raisonnablement considéré comme un outil prédictif du fait même de l'extrême variabilité des situations rencontrées. En revanche, il représente un outil de compréhension dans le sens où il nous a permis de tester certaines hypothèses et d'en exclure un certain nombre. En effet, lors des études antérieures, il a été fait l'hypothèse que la dénitrification était négligeable devant la minéralisation. A l'issue de ce travail, il semble au contraire qu'elle soit un des termes prépondérants dans le cycle de l'azote durant l'été. De la même façon, il semble que la dynamique du transfert de l'eau et donc du nitrate ne peut être reproduite que par un sol présentant plusieurs horizons différenciés. L'échec de l'utilisation de l'équation de convection-dispersion dans certaines situations semble également signifier que le sol est en plus très structurés.

Quant à l'utilisation du modèle comme outil de gestion, vient s'ajouter la difficulté de la détermination des paramètres utilisés. La caractérisation hydrodynamique du sol, bien qu'automatisée, est assez lourde de mise en oeuvre. Il en est de même pour la détermination des cinétiques microbiennes et pour l'influence des divers facteurs environnementaux sur ces cinétiques. De plus, certains paramètres sont choisis de manière arbitraire et résultent uniquement du calage (coefficient d'échange et coefficient cultural).

Les perspectives qui s'ouvrent à l'issue de ce travail sont de plusieurs ordres:

- d'une part, vérifier expérimentalement un certain nombre d'hypothèses mises en évidence par la modélisation, à savoir le niveau élevé des rythmes de minéralisation et de dénitrification. Il serait également nécessaire de vérifier la part de carbone soluble dans le sol qui semble ne pas être limitante pour les processus microbiens. Ces travaux sont actuellement en cours avec des essais in situ et au laboratoire. Il semble qu'il faille une haute fréquence d'observations dans un système aussi dynamique que celui du maraîchage intensif. En effet, il se pourrait que l'essentiel de la dénitrification se réalise durant les irrigations, conformément au résultats du modèle. Dans ce cas, il faudrait pouvoir suivre au pas de temps horaire la dénitrification.

- d'autre part, vérifier ces hypothèses sur d'autres jeux de données disponibles afin de réaliser une validation comme elle a pu être faite pour le transfert hydrique. En effet, il faut pouvoir s'assurer que le modèle est capable de restituer des situations différentes tant d'un point de vue hydrique qu'azoté (situations moins humides, moins chaudes).

- compléter le modèle initial en fonction des résultats de l'expérimentation: différenciation de la population microbienne, prise en compte du cycle du carbone par exemple.

- il serait également important de réaliser une analyse fréquentielle du climat pour pouvoir accéder à une prévision fiable des intrants, si l'on veut utiliser le modèle comme un outil de prédiction.

BIBLIOGRAPHIE

- ADDISCOTT T.M., 1983:** "Kinetics and temperature relationships of mineralization and nitrification in Rothamsted soils with differing histories", *Journal of Soil Science*, 34, pp 343-353
- ADDISCOTT T.M., 1988:** "Long-term leakage of nitrate from bare unmanured soil", *Soil use and management*, 4, n°3, pp 333-346
- ADDISCOTT T.M., BAILEY N.J., BLAND G.J. & WHITMORE A.P., 1991:** "Simulation of nitrogen in soil and winter wheat crops: a management model that makes the best use of limited information", *Fertilizer Research*, 27, pp 305-312
- AULAKH M.S., DORAN J.W., MOSIER A.R., 1992:** "Soil denitrification - significance, measurement, and effects of management", *Adv. Soil Sci.*, 18, pp 1-57
- BEAUCHAMP E.G., TREVORS J.T., PAUL J.W., 1989:** "Carbon sources for bacterial denitrification", *Adv. Soil Sci.*, 10, pp 113-142
- BIGGAR J.W. and NIELSEN D.R., 1962:** "Miscible displacement: II. Behaviour of tracers", *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, pp 125-128
- BOWMANN R.A., FOCHT D.D., 1974:** "The influence of glucose and nitrate concentrations upon denitrification rates in sandy soils", *Soil Biol. Biochem.*, 6, pp 297-301
- BRESLER E., McNEAL B.L. and CARTER D.L., 1982:** "Saline and sodic soils", Springer-Verlag, New-York, 236 p
- BRISSON N., SEGUIN B. et BERTUZZI P., 1992:** "Agrometeorological soil water balance for crop simulation models", *Agric. Forest Meteorol.*, 59, pp 267-287
- BROADBENT F.E., 1986:** "Empirical modeling of soil nitrogen mineralization", *Soil Sci.*, 141, pp 208-213
- CAMERON K.C., WILD A., 1982:** "Prediction of solute leaching under field conditions: an appraisal of three methods", *J. Soil Sci.*, 33, pp 659-669
- CAMPBELL C.A. and BIEDERBECK V.O., 1982:** "Changes in mineral N and numbers of bacteria and actinomycetes during two years under wheat-fallow in Southwestern Saskatchewan", *Canadian Journal of Soil Science*, 62, pp 125-137
- CHILDS S.W. et HANKS R.J., 1975:** "Model of soil salinity effects on crop growth", *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, pp 617-622
- CLAUDOT B., 1994:** "Variabilité des teneurs en nitrate dans le cas de cultures maraîchères intensives: conséquences sur l'échantillonnage et l'estimation des bilans azotés" DEA national d'Hydrologie, ENGREF-INRA

- COATS K.H. and SMITH B.D., 1964:** "Dead-end pore volume and dispersion in porous media", Soc. Petrol. Eng. J.O., 4, pp 73-84
- de COCKBORNE A.M. et BRUCKLER L., 1994:** "Etude Agronomique, Année 1992-1993, Compte-rendu d'expérience", Rapport interne INRA.
- CWPU, 1977:** "Water resources with particular references to groundwater", Reading Bridge House, Reading RG1, UK, 8p
- DELPHIN J.E., 1986:** "Evaluation du pouvoir minéralisateur des sols agricoles en fonction de leurs caractéristiques physico-chimiques", Agronomie, 6(5), pp 453-458
- DOCUMENT DIREN, 1992:** "Etude de la pollution par les nitrates de la nappe de la Vistrenque", 45 p
- DOCUMENT DIREN, 1994:** "Etude de la nappe de la Vistrenque - Enquête sur l'occupation agricole des sols à l'échelle cadastrale - Mesure des teneurs en nitrate de l'eau de la nappe - Premier volet du programme triennal deuxième année", 10 p
- DOMMERGUES Y. et MANGENOT F., 1970:** "Ecologie microbienne du sol", Editions Masson, 796p
- DOORENBOS J. et PRUITT W.O., 1977:** "Crop water requirements", FAO Irrigation and Drainage Paper, 24, Rome
- DOORENBOS J. et KASSAM A.H., 1979:** "Yield response to water crop water requirements" FAO Irrigation and Drainage Paper, 33, Rome, Italie
- DOWDELL R.J., 1981:** "Denitrification in soils treated with annual slurry", 397-408 in J.C. Brogan, (ed.), Nitrogen losses and surface run-off from landspreading of manures. Martinus Nijhoff / Dr W. Junk.
- FAZZOLARI E., MARIOTTI A., GERMON J.C., 1990a:** "Nitrate reduction to ammonia: a dissimilatory process in *Enterobacter amnigenus*", Can. J. Microb., 36, pp 779-785
- FAZZOLARI E., MARIOTTI A., GERMON J.C., 1990b:** "Dissimilatory ammonia production vs. denitrification in vitro and in inoculated soil samples", Can. J. Microb., 36, pp 786-793
- FEDDES R.A., BRESLER E., et NEUMAN S.P., 1974:** "Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems", Water Resours. Res., 10(6), pp 1199-1216
- FEEDES R.A., et ZARADNY H., 1978:** "Numerical model for transient water flow in non-homogeneous soil-root systems with groundwater influence, Modeling, Identification and Control in Environmental systems", Vansteenkiste, Ed IFIP, North-Holland Publishing Company, pp 291-308
- FEDDES R.A., KOWALIK P.J. and ZARADNYE H., 1978:** "Simulation of field water use and crop yield", Halsted Press. John Wiley & Sons (eds), New York, 188 p

FRANQUIN P. et FOREST F., 1977: "Des programmes d'analyse fréquentielle des termes du bilan hydrique", *Agron Trop.*, 32(1), pp 1-22

FRIED J.J. et COMBARNOUS M.A., 1971: "Dispersion in porous media. Advances in Hydroscience", 7, pp 169-282

GACHON F., 1994: "suivi d'une culture maraîchère, la salade. Son exportation en azote", Rapport de stage I.U.T., 39p

GAUDET J.P., JEGAT G., VACHAUD and WIERENGA P.J., 1977: "Solute transfert with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42, pp 665-672

GAUDET J.P., 1978: "Transfert d'eau et de solutés dans les sols non-saturés. Mesure et simulation". Thèse Université de Grenoble

GENG Q.Z., 1988: "Modélisation conjointe du cycle de l'eau et du transfert des nitrates dans un système hydrologique", Thèse de docteur-ingénieur, E.N.S.MINES de Paris, 226p

GERWITZ A., PAGE E.R., 1985: "An empirical mathematical model to describe plant root systems", *J. Appl. Ecol.*, 11, pp 773-781

GLEMAREC Y., 1988: "Différentes approches adoptées pour la réalisation d'un bilan de l'azote in situ", Mémoire de D.E.A. Hydrologie, U.F.C-E.N.G.R.E.F Montpellier, 55p

GRUNDMANN G.L., ROLSTON D.E., 1987: "A water function approximation to degree of anaerobiosis associated with denitrification", *Soil Sci.*, 144, pp 437-441

GUIRAUD G., 1984: "Contribution du marquage isotopique à l'évaluation des transferts d'azote entre les compartiments organiques et minéraux dans les systèmes sol-plantes", Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)

GYSI C., 1990: "Modelling and measurement of the nitrogen cycle in a vegetable field in Switzerland. I. A soil-plant model for the nitrogen cycle", *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 153, pp 181-187

GYSI C., 1990: "Modelling and measurement of the nitrogen cycle in a vegetable field in Switzerland II. Validation of the nitrogen model with field data", *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 153, pp 189-196

HENIN S., 1980: "Rapport de groupe de travail: activités agricoles et qualité des eaux", Tome I et II, 352p

HENAULT C., 1993: "Quantification de la dénitrification dans les sols à l'échelle de la parcelle cultivée, à l'aide d'un modèle prévisionnel", Thèse de doctorat, ENSAM

JANSSON S.L., 1958: "Tracer studies on nitrogen transformations in soil with special attention to mineralization-immobilization relationships", *Annu. Rep. Agric. Coll. Swed.*, 24, pp 101-361

JARVIS S.C., BARRACLOUGH D., WILLIAM J., ROOK A.J., 1991: "Patterns of denitrification loss from grazed grassland: effects of fertilizer inputs at different sites", *Plant Soil*, 131, pp 77-88

JAWSON M.D., ELLIOTT L.F., 1986: "Soil Biol. Biochem.", 18, pp 321-323

JOHNSON H., BERGSTROM L., JANSSON P. and PAUSTIAN K., 1987: "Simulated nitrogen dynamics and losses in a layered agricultural soil", *Agric. Ecosyst. Environ.*, 18, pp 333-356

JONES C.A., et KINIRY J.R., 1986: "CERES Maize. A simulation Model of Maize Growth and Development", Texas A&M University. College Station, USA

KEE-WONG K.F. et DEVILLE J., 1984: "Nitrogen leaching from soils cropped with sugarcane under the humid tropical climat", *J. Env. Qual.*, 13(3), pp 471-474

KOHL D.H., VITHAYATHIL F., WHITLOW P., SHEARER G., CHIEN S.H., 1976: "Denitrification kinetics in soil systems: the significance of good fits of data to mathematical forms", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, pp 249-253

KUGLER J., 1988: "Approche méthodologique pour la modélisation du transfert des nitrates vers la nappe phréatique d'Alsace: cas de la zone inondable du Ried central de l'Ill", Thèse IMF-ENITRTS, ULP Strasbourg, 186p

LAFOLIE F., 1991: "Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimisation of the root water potentiel ", *Fert. Res.*, 27, pp 215-231

LAIGLE D., 1991: "Une application de la modélisation mathématique et de l'optimisation de paramètres à la dynamique de l'eau et des nitrates dans un sol agricole", Thèse IMF-ENITRTS, ULP Strasbourg, 230p

LIND A.M., 1979: "Nitrogen in soil water", *Nordic hydrology*, 10, pp 65-78

MARAUX F., 1994: "Modélisation mécaniste et fonctionnelle du bilan hydrique des cultures. Le cas des sols volcaniques du Nicaragua ", Thèse de doctorat de l' Institut National Agronomique Paris-Grignon, 268 p

MARIOTTI A., 1982: "Apports de la géochimie isotopique à la connaissance du cycle de l'azote", Thèse de Doctorat d'Etat, Paris 6, 476p

MARTIN D.L., WATTS D.G, MIELKE L.N., FRANK K.D. and EISENHAUER D.E., 1982: "Evaluation of nitrogen and irrigation management for maize production using water high in nitrate", *Soil Sci. Am. J.*, 46, pp 1056-1062

- MARY B., REMY J.C., 1979:** "Essai d'appréciation de la capacité de minéralisation de l'azote des sols de grande culture", *Ann. Agron.*, 30(6), pp 513-527
- MARY B., 1987:** "Effets du précédent cultural sur la disponibilité du sol en azote minéral", *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 73 n°3 pp 57-69
- MENGEL D.B. et BARBER S.A., 1974:** "Development and distribution of the corn root system under field conditions", *Agronomy Journal*, 66, pp 341-345
- MUALEM Y., 1976:** "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media", *Water Resour. Res.*, 12, pp 513-522
- MYROLD D.D., 1988:** "Denitrification in ryegrass and winter wheat cropping systems of Wester Oregon", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, pp 412-416
- NEWMAN S.P., FEDDES R.A. and BRESLER E., 1975:** "Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots: I. Theory", *Soil Sci. Am. Proc.*, 39, pp 224-230
- NIELSEN D.R., and BIGGAR J.W., 1961:** "Miscible displacement in soils: I. Experimental Informations", *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 25, pp 1-5
- NKEDI-KIZZA P., RAO P.S.C., JESSUP R.E., DAVIDSON J.M., 1982:** "Ion exchange and diffusive mass transfert during miscible displacement through an aggregated oxisol", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, pp 471-476
- NKEDI-KIZZA P., BIGGAR J.W., VAN-GENUCHTEN M.Th., WIERENGA P.J., SELIM H.M., DAVIDSON J.M., NIELSEN D.R., 1983:** "Modeling tritium and chloride transport through an aggregated oxisol", *Water Resour. Res.*, 19, pp 691-700
- NKEDI-KIZZA P., BIGGAR J.W., VAN-GENUCHTEN M.Th., WIERENGA P.J., SELIM H.M., DAVIDSON J.M., NIELSEN D.R., 1984:** "On the equivalence of two conceptual models for describing ion exchange during transport through an aggregated oxisol", *Water Resour. Res.*, 20, pp 1823-1836
- NÖMMIK H., 1956:** "Investigations on denitrification in soil", *Acta Agric. Scand.*, 6, pp 195-228
- NOVAK V., 1987:** "Estimation of soil-water extraction patterns by roots", *Agric. Water Manage.*, 12, pp 271-278
- NYE P.H. and MARIOTT F.H.C., 1969:** "A Theoretical study of the distribution of substances around roots resulting from simultaneous diffusion and mass flow", *Plant and Soil*, 30, pp 459-472
- PAUL E.A. and JUMA N.G., 1981:** "Mineralization and immobilization of soil nitrogen by microorganisms", Clark F.E. & Rosswall T.(eds), *Terrestrial Nitrogen Cycles*, *Ecol. Bull.(Stockholm)*, 33, pp 179-195

PARSONS L.L., MURRAY R.E., SMITH M.S., 1991: "Soil denitrification dynamics: spatial and temporal variations of enzyme activity, populations, and nitrogen gas loss", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, pp 90-95

PICARD D., 1986: "Etudes racinaires et résistance à la sécheresse en zone inter-tropicale", *Pour une lutte intégrée*, Cirad éditions, pp 131-144

PHILLIPS R.E., REDDY K.R., PATRICK W.H., 1978: "The role of nitrate diffusion in determining the order and rate of denitrification in flooded soil: II. Theoretical analysis and interpretation", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42, pp 272-278

POWER J.F. et BROADBENT., 1989: "Proper accounting for N in cropping systems in Nitrogen management and groundwater protection", Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, Ed R.F. Follet, pp 159-181

RAO P.S.C., JESSUP R.E., ROLSTON D.E., DAVIDSON J.M., KILCREASE D.P., 1980b: "Experimental and mathematical description of non-adsorbed solute transfer by diffusion in spherical aggregates", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp 684-688

REDDY K.R., PATRICK W.H., PHILLIPS R.E., 1978: "The role of nitrate diffusion in determining the order and rate of denitrification in flooded soil: I. Experimental results", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42, pp 268-272

RITCHIE J.T., 1972: "Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover", *Water Resour. Res.*, 8, pp 1204-1213

RITCHIE J.T., 1985: "A user oriented model of the soil water balance in Wheat", *Wheat Growth and Modelling*, ed W. Day and R.K. Atkin, NATO ASI series, New-York: Plenum Publishing Corp

ROLSTON D.E., RAO P.S.C., DAVIDSON J.M., JESSUP R.E., 1984: "Simulation of denitrification losses of nitrate fertilizer applied to uncropped, cropped, and manure-amended field plots", *Soil Sci.*, 137, pp 270-279

ROSE C.W., CHICHESTER F.W., WILLIAMS J.R., RITCHIE J.T., 1982: "Application of an approximate analytic method of computing solute profiles with dispersion in soils", *J. Environ. Qual.*, 11, pp 151-155

RUSSO D., JURY W.A., BUTTERS G.L., 1989: "Numerical analysis of solute transport during transient irrigation 2. The effect of immobile water", *Water Resour. Res.*, 25, pp 2119-2127

RYDEN J.C., LUND L.J., 1980: "Nature and extent of directly measured denitrification losses from some irrigated vegetable crop production units", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp 501-511

RYDEN J.C., 1983: "Denitrification loss from a grassland soil in the field-receiving different rates of nitrogen as ammonium-nitrate", *J. Soil Sci.*, 34, pp 355-365

- RYZHOVA I.M., 1979:** "Effect of nitrate concentration on the rate of soil denitrification", *Sov. Soil Sci.*, 11, pp 168-171
- SABLIER L., 1992:** "Transfert d'eau et de nitrate dans la zone maraîchère du bassin versant de la Vistrenque (Gard). Première année d'études: essai de quantification du bilan azoté d'une parcelle de salades; réflexion sur la stratégie d'échantillonnage", mémoire ENITA, 39p
- SCHEPERS J.S., FRANK K.D., WATTS D.G., 1985:** In: Dunin F.X., Matthes G. and Gras R.A. (Editors) *Relation of Groundwater Quantity and Quality*, Proc., Int. Assoc. Hydrological Sciences Symp., Hamburg, Germany, Aug., 25-26, 1983, IAHS Press, Inst. Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK, IAHS Pub. No. 146 pp 21-32
- SIMMONEAU T., 1992:** "Absorption d'eau en conditions de disponibilité hydrique non uniforme", Thèse de doctorat de l'Institut National Agronomique de Paris-Grignon, France, 239 p
- DE SMEDT F., WIERENGA P.J., 1978:** "Approximate analytical solution for the solute flow during infiltration and redistribution", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42, pp 407-412
- SCULIN R., WIERENGA P.J., FLUHLER H., and LEUENBERGER J., 1987:** "Solute transport through a Stony Soil", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, pp 36-42
- SMITH K.A., 1980:** "A model of the extent of anaerobic zones in aggregated soils and its potential application to estimates of denitrification", *J. Soil Sci.*, 31, pp 263-277
- SPOSITO G., JURY W.A. and GUPTA V.K., 1986:** "Fundamental problems in the stochastic convection-dispersion model of solute transport in aquifers and field soils", *Water Resour. Res.*, 22, pp 77-88
- STANFORD G., and SMITH S.J., 1972:** "Nitrogen mineralization potentials in soils", *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36, pp 465-472
- STANFORD G., FRERE M.H., SCHWANINDER D.H., 1973:** "Temperature coefficient of soil nitrogen mineralization", *Soil Sci.*, 115(4), pp 321-323
- STANFORD G. et EPSTEIN E., 1974:** "Nitrogen mineralization-water relations in soils", *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38, pp 103-107
- STANFORD G., DZIENA S. et VANDER POL. R.A., 1975:** "Effect of temperature on denitrification rate in soil", *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 39, pp 867-870
- TANJI K.K., MEHRAN M. and GUPTA S.K., 1980:** "Water and nitrogen flux in the root zone of irrigated maize" In: Frissel M.J. and van Veen J.A. (eds) *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant systems*, PUDOC, Wagen-ingen, pp 51-66
- VAN-GENUCHTEN M.Th. and WIERENGA P.J., 1976:** "Mass transfert studies in sorbing porous media I. Analytical solutions", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, pp 473-480

VAN-GENUCHTEN M.Th., 1980: "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils ", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp 892-898

VAN-GENUCHTEN M.Th., 1987: "A numerical model for water and solute movement in and below the root zone: model description and user manual", USSL research report, United States department of agriculture, agricultural research service, U.S. salinity laboratory Riverside California

van VEEN J.A., FRISSEL M.J., 1981: "Simulation model of the behaviour of N in soil", In *Simulation of Nitrogen Behaviour of soil-Plant System*. M.J. Frissel and J.A. van Veen, eds Prod Wageningen, pp 126-144

VARLET GRANCHER C., GOSSE G., CHARTIER M., SINOQUET H., BONHOMME R. et ALLIRAND J.M., 1989: "Mise au point: rayonnement solaire absorbé ou intercepté par un couvert végétal", *Agronomie* 9, pp 419-439

VARTANIAN N., 1981: "Some aspects of structural and functional modifications induced by drought in root systems", *Plant and soils*, 63, pp 83-92

VAUCLIN M., 1994: "Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol", *Revue des Sciences de l'eau*, 7, pp 81-102

DE VRIES D.A., 1963: "Thermal properties of soils", *Physics of plan environment*, Wanwijk (Eds.), North Holland publishing Co., Amsterdam, The Netherlands, pp 210-235

WILD A. et CAMERON K.C., 1980: "Soil nitrogen and nitrate leaching", *Soil and agriculture*, vol 2, pp 35-70

WHITMORE A.P., COLEMAN K.W., BRADBURY N.J. & ADDISCOTT T.M., 1991: "Simulation of nitrogen in soil and winter wheat crops: modelling nitrogen turnover through organic matter", *Fertilizer Research*, 27, pp 283-291

de WILLIGEN P., 1991: "Nitrogen turnover in the soil-crop system; comparison of fourteen simulation models", *Fertilizer Research*, 27, pp 141-149

ZHANG J. and DAVIES W.J., 1989: "Abscisic acid produced in deshydrating roots may enable the plant to measure the water status of the soil", *Plant Cell. Environ.*, 12, pp 73-81

Liste des tableaux

Tableau 1: Estimations des pertes annuelles d'azote par dénitrification (HENAULT, 1993)

Tableau 2: Récapitulatif des paramètres à déterminer

Tableau 3: Ajustement des paramètres de la courbe de rétention

Tableau 4: Ajustement des paramètres de la relation $K(\theta)$ par le modèle Log-Polynomial

Tableau 5: Densité racinaire en fonction du temps et de la profondeur en cm r/cm^3 de sol

Tableau 6: Distribution du LAI dans le temps

Tableau 7: Bilan hydrique récapitulatif des simulations en 1993

Tableau 8: Variations de stock d' N_NO_3 en 1993

Tableau 9: Termes du bilan azoté en $\text{kg d'N_NO}_3/\text{ha}$ pour la culture de printemps 1993 en présence de paillage

Tableau 10: Termes de bilan azoté en $\text{kg d'N_NO}_3/\text{ha}$ pour la culture d'été 1993 en présence de paillage

Tableau 11: Termes du bilan azoté en $\text{kg d'N_NO}_3/\text{ha}$ pour la culture d'automne-hiver en présence de paillage

Tableau 12: Termes du bilan azoté en $\text{kg d'N_NO}_3/\text{ha}$ pour les trois cultures de 1993 avec l'hypothèse d'une dénitrification importante

Tableau 13: Bilan récapitulatif azoté des simulations en présence de paillage (kg/ha d'N_NO_3)

Liste des figures

- Figure 1:** Cycle de l'azote selon MARIOTTI (1982)
- Figure 2:** Processus de transformations internes du cycle de l'azote (CALVET, 1981)
- Figure 3:** Comparaison des stocks d'eau simulés par le modèle mécaniste (MMC) et trois modèles fonctionnels (Ritchie, FAO, BIP) sur une culture de maïs/sorgho au Nicaragua (MARAUX, 1994)
- Figure 4:** Courbes d'élution à l'apport et au lessivage révélant la présence d'une phase liquide immobile. Injection de 620 ml d'une solution de chlorure dans une colonne de teneur en eau volumique totale de 588 ml (NIELSEN et BIGGAR, 1962)
- Figure 5:** Courbes d'élution obtenues sur un sable à trois teneurs en eau. La vitesse moyenne est de l'ordre de 0.3 cm/h (NIELSEN et BIGGAR, 1962)
- Figure 6:** Modèle de représentation des densités racinaires selon l'approche de GERWITZ et PAGE (MARAUX, 1994)
- Figure 7:** Comparaison des résultats de deux modèles de simulation des stocks d'azote minéral dans un sol. A: WHITMORE, 1991; B: ADDISCOTT, 1991
- Figure 8:** Organigramme d'un modèle complexe de transformations biogéochimiques du carbone et de l'azote (MARY, en cours d'élaboration)
- Figure 9:** Schéma d'organisation générale du modèle de transferts d'eau et de solutés
- Figure 10:** Allure de la fonction $\alpha p(h)$
- Figure 11:** Allure de la fonction g
- Figure 12:** Allure de la fonction f
- Figure 13:** Allure de la fonction fd
- Figure 14:** Maillage utilisé pour les prélèvements
- Figure 15:** Schéma du réseau d'irrigation
- Figure 16:** Schéma de l'expérimentation mené sur un site totalement instrumenté
- Figure 17:** Principe de la méthode de WIND
- Figure 18:** Représentation de la variation de stock d'eau entre deux cotes pour un intervalle de temps donné

Figure 19: Ajustement des potentiels matriciels en fonction des teneurs en eau volumiques

Figure 20: Comparaison des teneurs en eau estimées par le modèle et mesurées

Figure 21: Ajustement des conductivités hydrauliques en fonction des teneurs en eau volumiques

Figure 22: Comparaison des conductivités hydrauliques estimées par le modèle et calculées

Figure 23: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992 - Hypothèse: un horizon 0-90 cm

Figure 24: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992 - Hypothèse: deux horizons 0-15 cm et 15-90 cm

Figure 25: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992 - Hypothèse: deux horizons et potentiel limite en surface

Figure 26: Potentiels matriciels mesurés et estimés à 10 cm de profondeur en fonction des intrants et du temps dans l'inter-rang pour la culture de printemps 1992

Figure 27: Comparaison des potentiels matriciels observés et simulés, évolution des résidus pour les trois hypothèses - Culture de printemps (inter-rang) 1992 -

Figure 28: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992-

Figure 29: Comparaison des teneurs en eau observées et simulées, évolution des résidus pour les trois hypothèses - Culture de printemps (inter-rang) 1992 -

Figure 30: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison du stock hydrique observé et estimé dans l'inter-rang - Culture de printemps 1992 -

Figure 31: Courbe $\alpha_p(h)$ dans la simulation

Figure 32: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture de printemps 1992 -

Figure 33: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture de printemps 1992 - Hypothèse: réduction de l'évaporation par le paillage

Figure 34: Comparaison des potentiels matriciels observés et simulés, évolution des résidus pour les deux hypothèses - Culture de printemps (paillage) 1992 -

Figure 35: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture de printemps 1992 -

Figure 36: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETM et comparaison du stock hydrique observé et estimé sous paillage - Culture de printemps 1992 -

Figure 37: Potentiels matriciels mesurés et estimés à 10 cm de profondeur en fonction des intrants dans l'inter-rang pour les trois cultures de 1993

Figure 38: Comparaison des potentiels matriciels observés et simulés, évolution des résidus pour les trois cultures de 1993 dans l'inter-rang

Figure 39: Comparaison des potentiels matriciels observés et simulés, évolution des résidus pour les trois cultures de 1993 sous paillage

Figure 40: Suivi de la minéralisation nette en deux profils pour les trois cultures de 1993 (CLAUDOT, 1994)

Liste des annexes

Annexe 1: Calendriers culturaux

Annexe 2: Dosage de l'ion nitrate à l'électrode spécifique NO₃-

Annexe 3: Evolution des potentiels matriciels en fonction du temps au niveau des six tensiomètres implantés dans le cylindre de sol

Annexe 4a: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1993 -

Annexe 4b: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1993-

Annexe 4c: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison des stocks hydriques observé et estimé dans l'inter-rang - Culture de printemps 1993 -

Annexe 5a: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture d'été 1993 -

Annexe 5b: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture d'été 1993-

Annexe 5c: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison des stocks hydriques observé et estimé dans l'inter-rang - Culture d'été 1993 -

Annexe 6a: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture d'automne-hiver 1993 -

Annexe 6b: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture d'automne-hiver 1993-

Annexe 6c: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison des stocks hydriques observé et estimé dans l'inter-rang - Culture d'automne-hiver 1993 -

Annexe 7a: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture de printemps 1993 -

Annexe 7b: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture de printemps 1993-

Annexe 7c: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison des stocks hydriques observé et estimé sous paillage - Culture de printemps 1993 -

Annexe 8a: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture d'été 1993 -

Annexe 8b: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture d'été 1993-

Annexe 8c: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison des stocks hydriques observé et estimé sous paillage - Culture d'été 1993 -

Annexe 9a: Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture d'automne-hiver 1993 -

Annexe 9b: Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps sous paillage - Culture d'automne-hiver 1993-

Annexe 9c: Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison des stocks hydriques observé et estimé sous paillage - Culture d'automne-hiver 1993 -

Annexe 10a: Comparaison des teneurs en eau observées et simulées, évolution des résidus pour les trois cultures de 1993 dans l'inter-rang

Annexe 10b: Comparaison des teneurs en eau observées et simulées, évolution des résidus pour les trois cultures de 1993 sous paillage

Annexe 11a: Concentration en NO₃. Evolution dans le temps de 7 profils sous paillage

Annexe 11b: Profils de nitrate 7/04/93

Annexe 11c: Profils de nitrate 12/05/93

Annexe 11d: Profils de NO₃ (g/l) le 21/07/93

Annexe 11e: Profils de NO₃ (g/l) le 22/03/94

Annexe 12: Dosage de l'azote total du sol en mg N/g de sol à partir de 47 prélèvements de sol effectués le 07/04/1992

Annexe 13a: Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture de printemps sous paillage

Annexe 13b: Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture de printemps sous paillage pour une surface de 1 m²

Annexe 14a: Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture d'été sous paillage

Annexe 14b: Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm pour la culture d'été sous paillage pour une surface de 1 m²

Annexe 15a: Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture d'automne-hiver sous paillage

Annexe 15b: Flux de minéralisation, dénitrification et drainage calculés pour la culture d'automne-hiver sous paillage

Annexe 16a: Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture de printemps dans l'inter-rang

Annexe 16b: Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture de printemps dans l'inter-rang pour une surface de 1 m²

Annexe 17a: Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture d'automne-hiver dans l'inter-rang

Annexe 17b: Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture d'automne-hiver dans l'inter-rang pour une surface de 1 m²

Annexe 18a: Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture de printemps sous paillage. Hypothèse: forte dénitrification sur l'horizon 15-90 cm

Annexe 18b: Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture de printemps sous paillage pour une surface de 1 m². Hypothèse: forte dénitrification sur l'horizon 15-90 cm

Annexe 19a: Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture d'été sous paillage. Hypothèse: forte dénitrification sur l'horizon 15-90 cm

Annexe 19b: Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture d'été sous paillage pour une surface de 1 m². Hypothèse: forte dénitrification sur l'horizon 15-90 cm

ANNEXES

ANNEXE 1

Calendriers cultureux

Calendrier culturel de 1992

Seule la culture de printemps a été suivie

- *novembre 1991:* Dernière récolte de la campagne 1991
Labour à 30 cm (enfouissement de racines)
Rotavator
- *janvier 1992:* Epandage de tourteaux à 5 % d'azote organique à raison de 3 T/ha
Rotavator
- *30 mars 1992:* Epandage d'engrais 0-10-25: 1 T/ha
- *09 avril 1992:* Pose du paillage plastique
- *11 avril 1992:* Plantation des salades
- *13 avril 1992:* Première irrigation
- *24 avril 1992:* Ferti-irrigation par de l'ammonitrate à 33.5 % en granulés, à raison de 150 kg/ha, soit 50 kg d'N_NO3 et d'N_NH4 à l'hectare
Traitement anti-pucerons (Lannate)
- *25 mai 1992:* Retrait du dispositif d'irrigation
- *06 juin 1992:* Début de la récolte

Calendrier culturel de 1993:

- *mi-février 1993:* Epandage de tourteaux à 5 % d'azote organique à raison de 3 tonnes à l'hectare
- *mi-mars 1993:* Sous-solage, épandage de 2 tonnes par hectare d'engrais de fond 4-5-12, et passage du rotavator
- *1° cycle cultural:* Plantation le 25 mars 1993 et récolte le 17 mai 1993
- *2° cycle cultural:* Plantation le 6 juin 1993 et récolte le 14 juillet 1993
- *3° cycle cultural:* Plantation le 6 octobre 1993 et récolte le 28 février 1994

ANNEXE 2

Dosage de l'ion nitrate à l'électrode spécifique NO_3^-

Cette méthode de dosage, basée sur la loi de Nernst, revient à mesurer une différence de potentiel entre deux électrodes plongeant dans la solution à analyser; l'une étant l'électrode spécifique de l'ion recherché, l'autre étant l'électrode de référence. Le potentiel à travers la membrane de l'électrode spécifique est donné par la relation:

$$E = E_o \frac{2.3RT}{nF} \text{Log}A$$

R = constante des gaz parfaits 8.32 J / mol / K

T = température

n = valence de l'ion

A = activité de la solution

F = nombre de Faraday

E_o = potentiel standard de l'électrode de référence

Lorsque l'on travaille à des concentrations inférieures ou égales à 10^{-2}M , nous pouvons assimiler l'activité à la concentration.

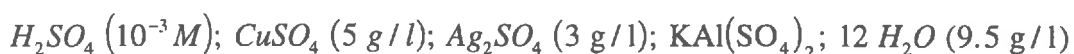
$$E = E_o \frac{2.3RT}{nF} \text{Log}C$$

Le domaine de linéarité de la relation logarithmique de la concentration ($\text{Log}C$) en fonction de la différence de potentiel E s'étend de 10^{-2}M à 5.10^{-5}M . On écrit alors:

$$\text{Log}C = aE + b, \text{ a et b étant des paramètres d'ajustement.}$$

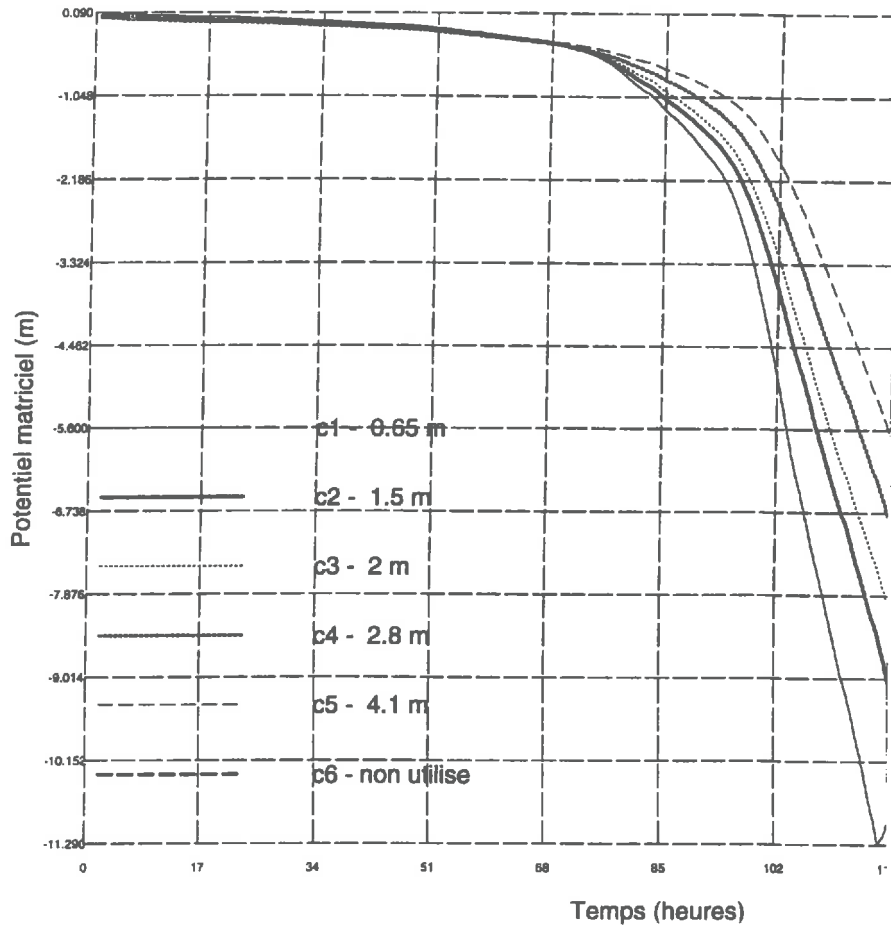
Une droite d'étalonnage est établie à l'aide de solutions étalons ORION (NaNO_3 10^{-2}M , 10^{-3}M , 10^{-4}M , 5.10^{-5}M), l'abscisse représentant le logarithme de la concentration en azote nitrique des solutions étalons et l'ordonnée la différence de potentiel E lue sur l'appareil.

La comparaison des mesures ne peut se faire que si toutes les solutions ont même force ionique. On rajoute donc un volume constant d'ajusteur de force ionique. Il existe de plus des phénomènes d'interférences chimiques au niveau de l'électrode qui n'est pas totalement spécifique à une seule espèce ionique; il faut donc rajouter à la solution un correcteur d'interférences. Elles peuvent être dues aux ions chlorures et organiques ainsi qu'au pH dont la valeur doit être comprise entre 4 et 5. Ajusteur de force ionique et correcteur d'interférences chimiques sont réunis en une solution tampon préparée au laboratoire dont la composition est:



ANNEXE 3

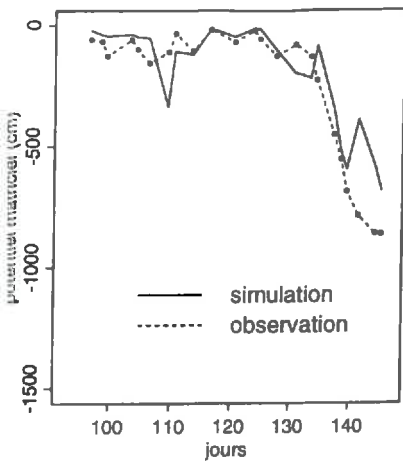
Evolution des potentiels matriciels en fonction du temps au niveau des six tensiomètres implantés dans le cylindre de sol



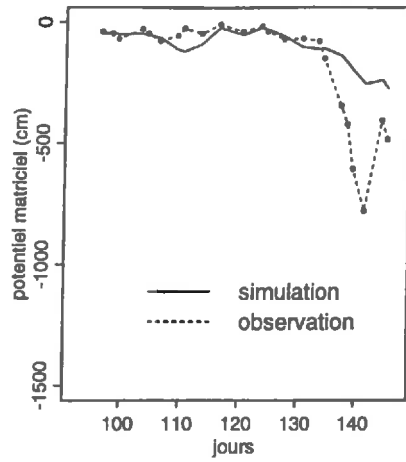
ANNEXE 4a

Potentiel matriciel mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1993 -

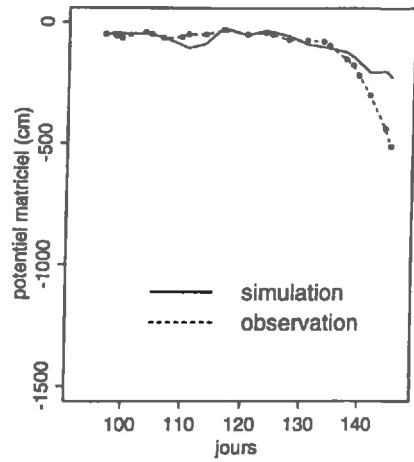
10 cm



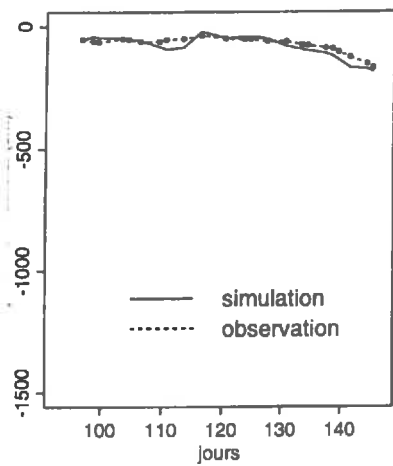
20 cm



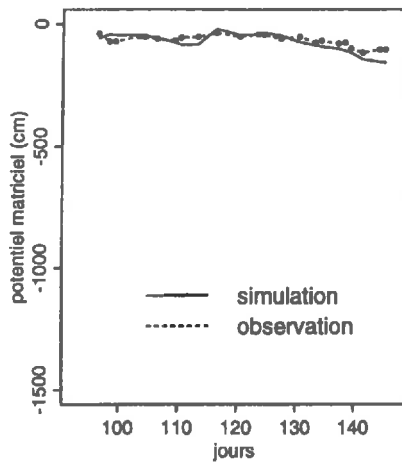
30 cm



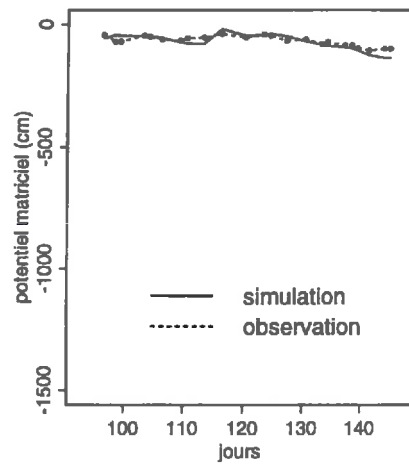
40 cm



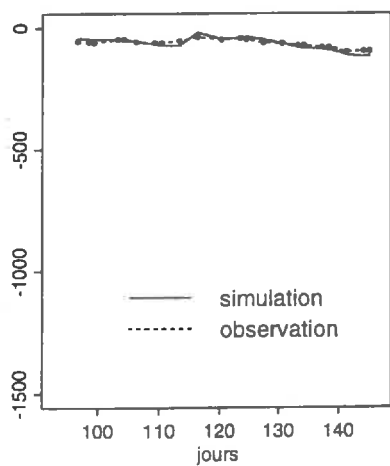
50 cm



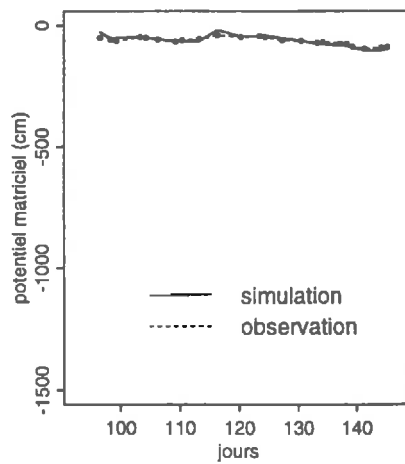
60 cm



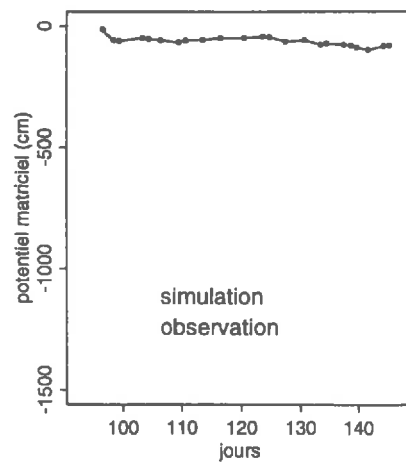
70 cm



80 cm



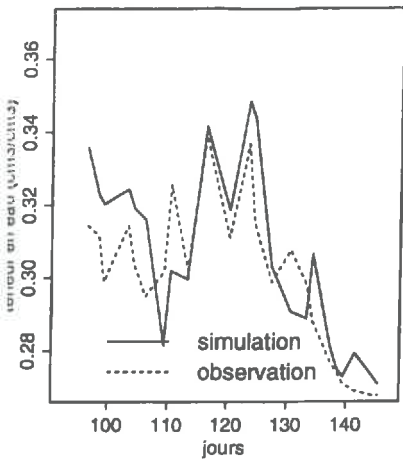
90 cm



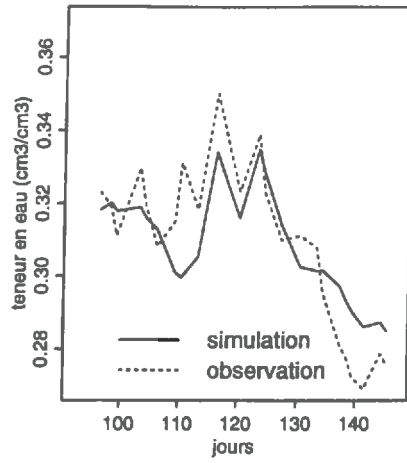
ANNEXE 4b

Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture de printemps 1993 -

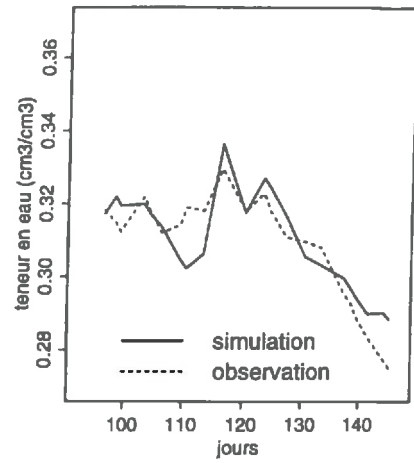
10 cm



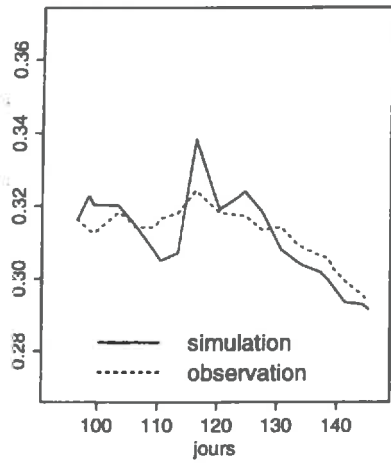
20 cm



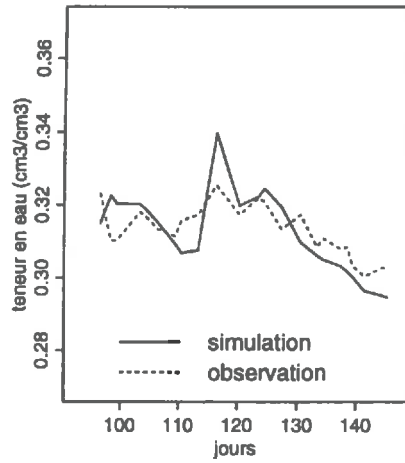
30 cm



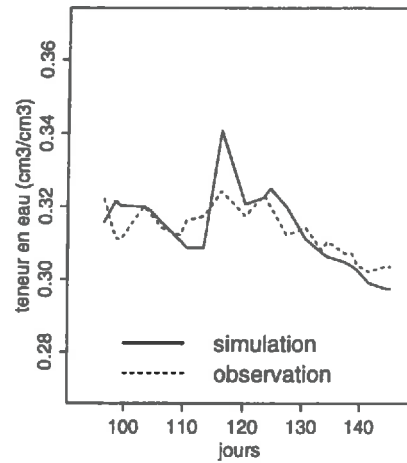
40 cm



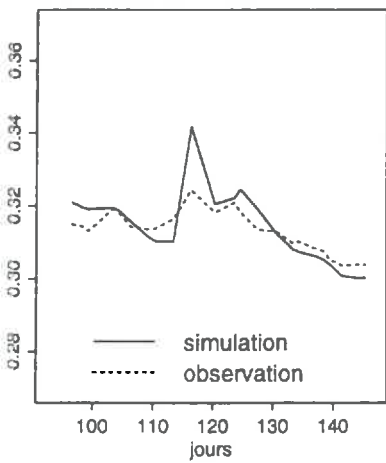
50 cm



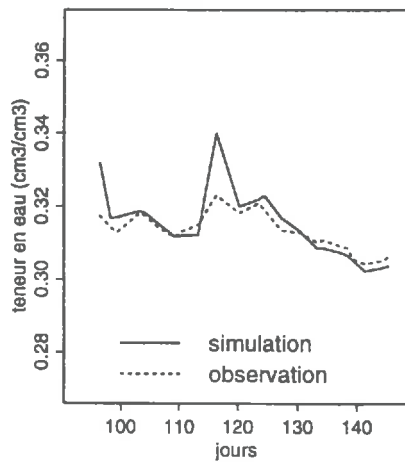
60 cm



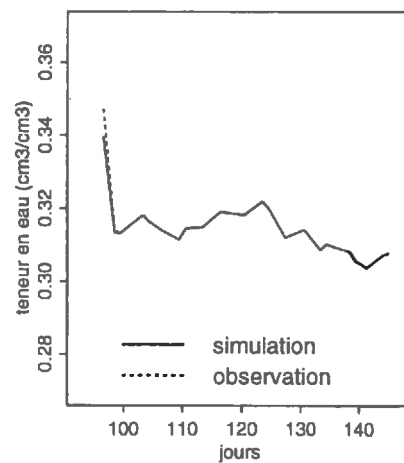
70 cm



80 cm



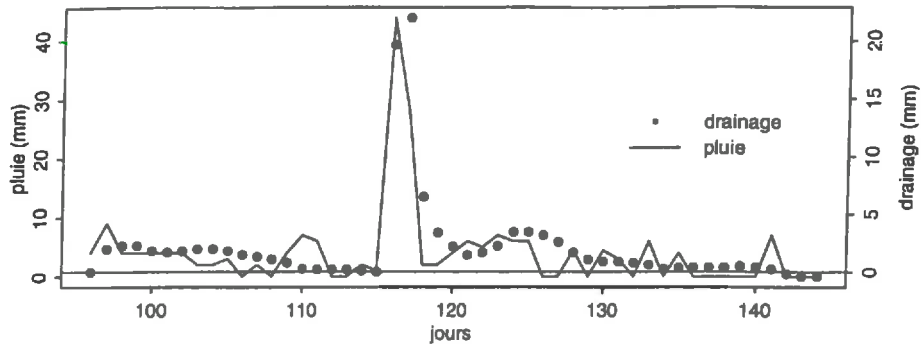
90 cm



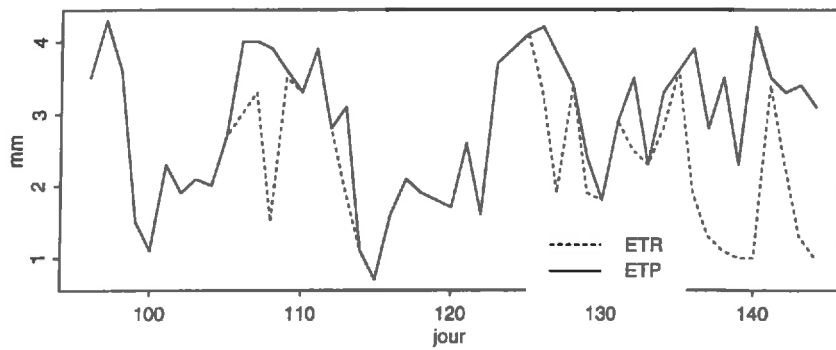
ANNEXE 4c

Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison des stocks hydriques observé et estimé dans l'inter-rang - Culture de printemps 1993 -

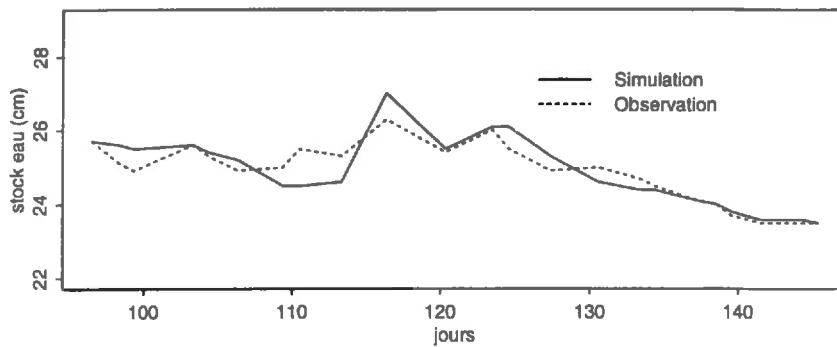
Flux a 90 cm



comparaison ETR/ETP



Evolution des stocks d'eau simulé et observe



rapport ETR/ETP : 0.82

drainage cumule ; 103.6 mm

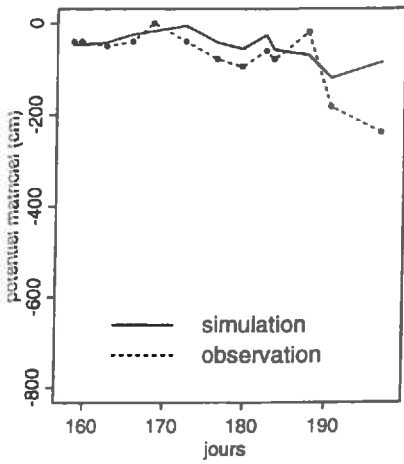
ETR: 115.7 mm ETP: 141.6 mm

Transpiration Potentielle: -0 mm Transpiration réelle: -0 mm

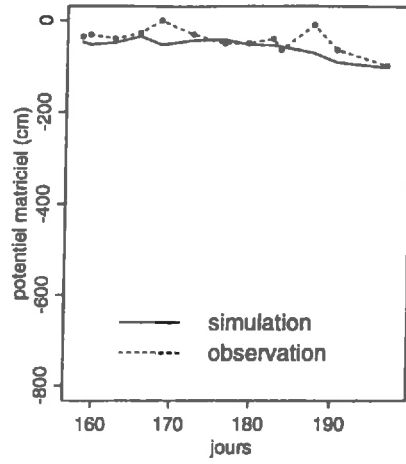
ANNEXE 5a

Potentiel matriciel mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture d'été 1993 -

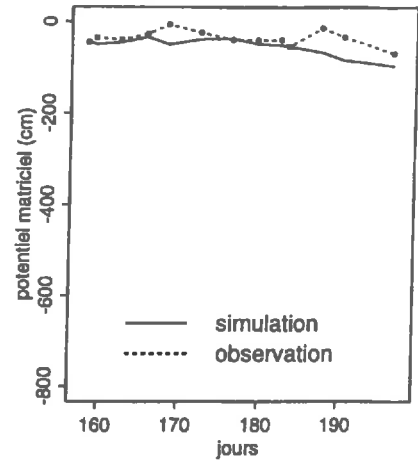
10 cm



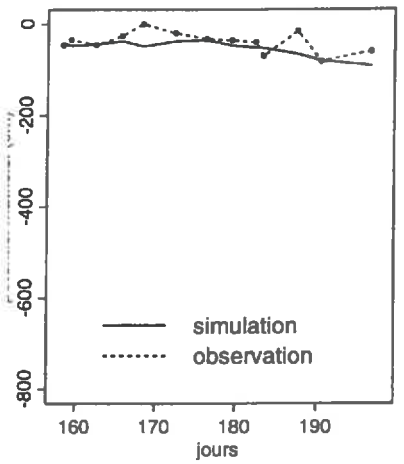
20 cm



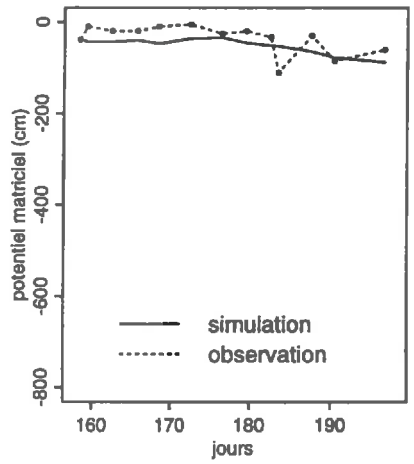
30 cm



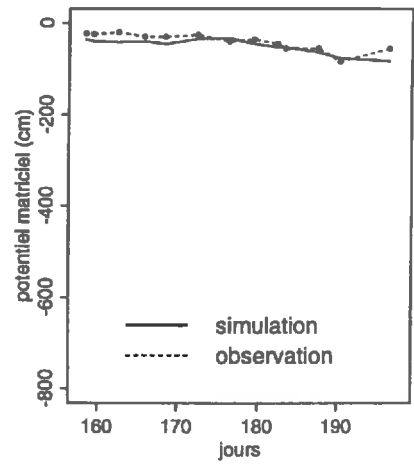
40 cm



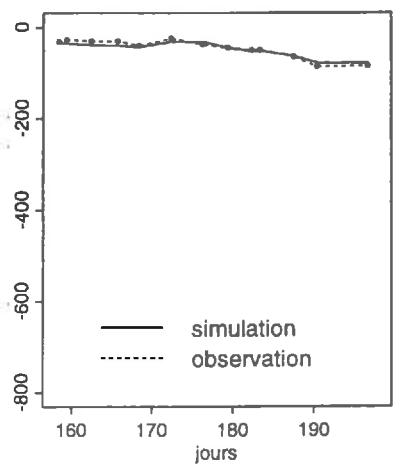
50 cm



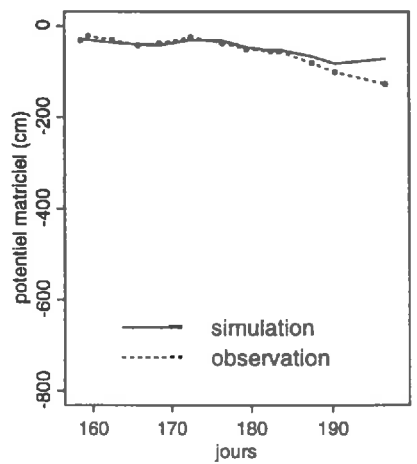
60 cm



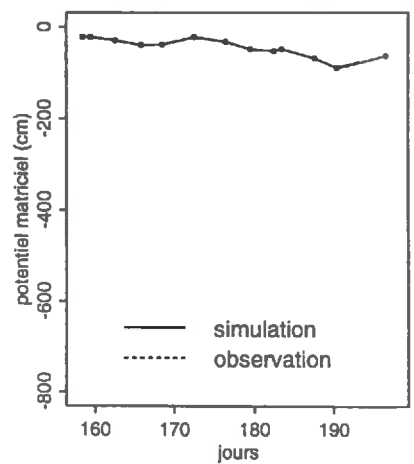
70 cm



80 cm



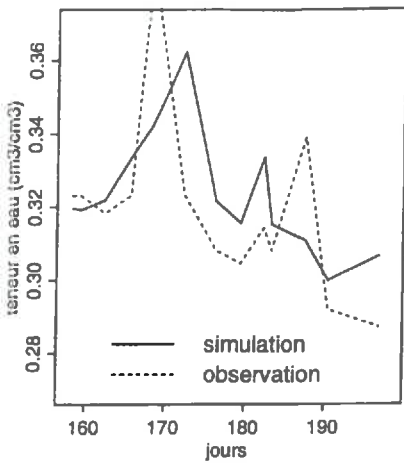
90 cm



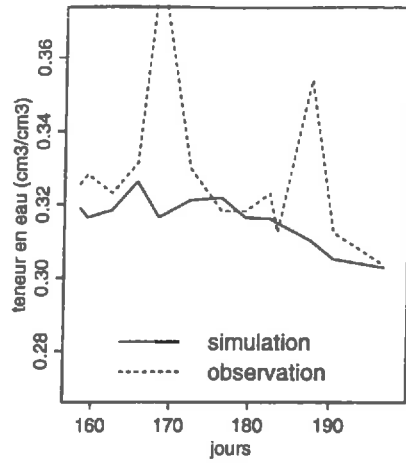
ANNEXE 5b

Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture d'été 1993 -

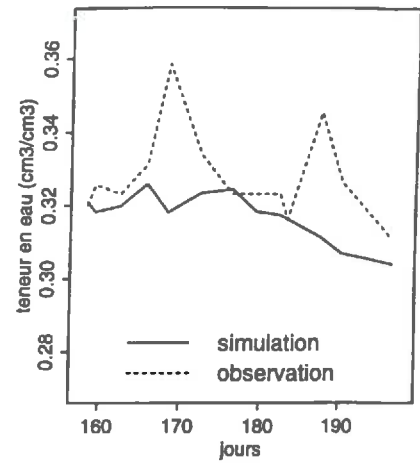
10 cm



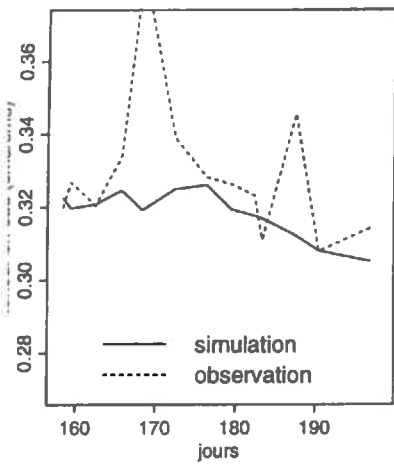
20 cm



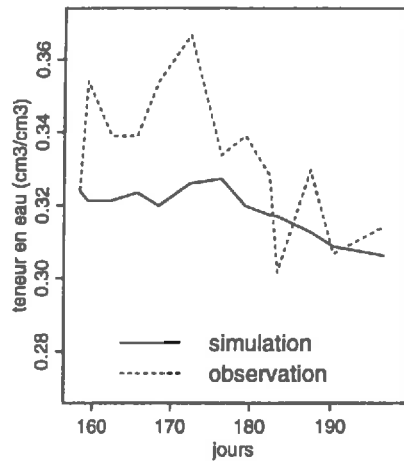
30 cm



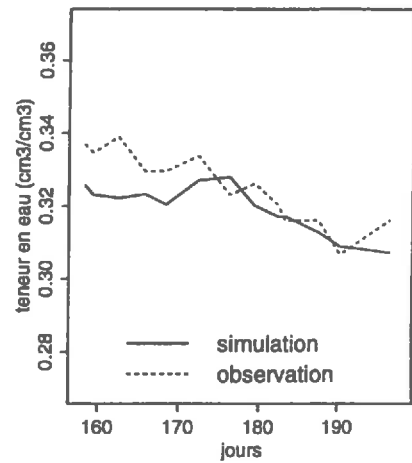
40 cm



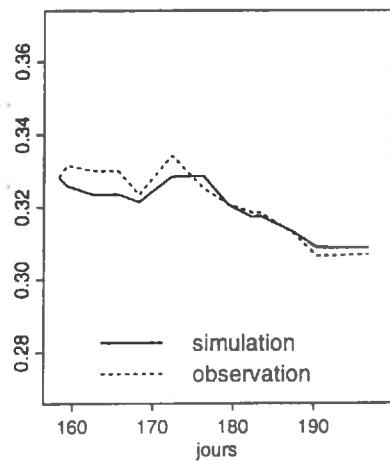
50 cm



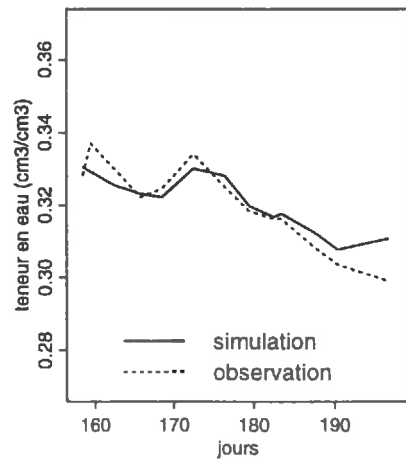
60 cm



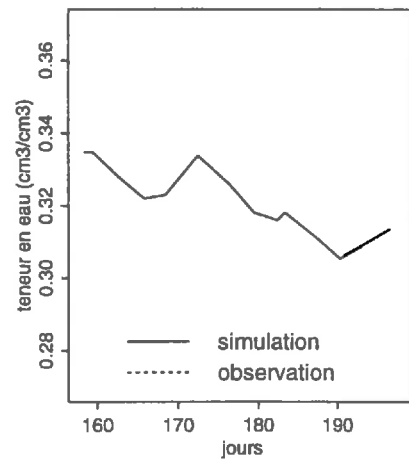
70 cm



80 cm



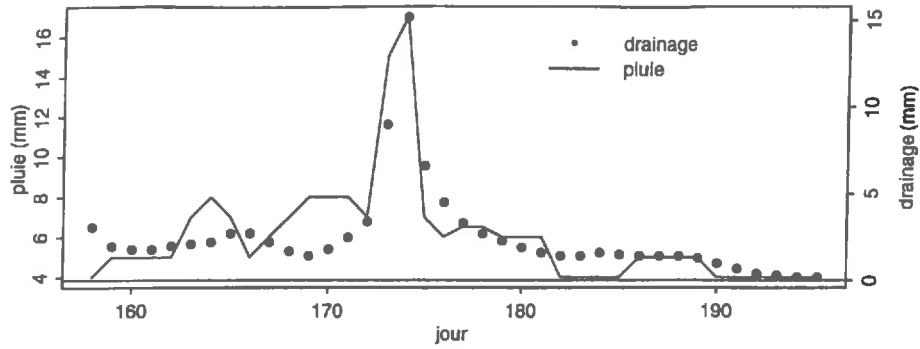
90 cm



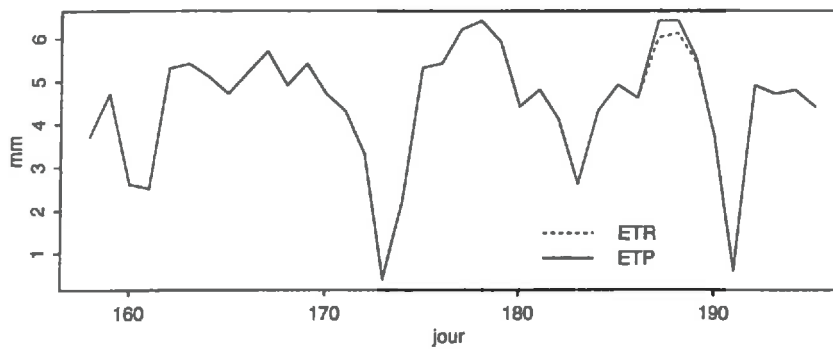
ANNEXE 5c

Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison des stocks hydriques observé et estimé dans l'inter-rang - Culture d'été 1993 -

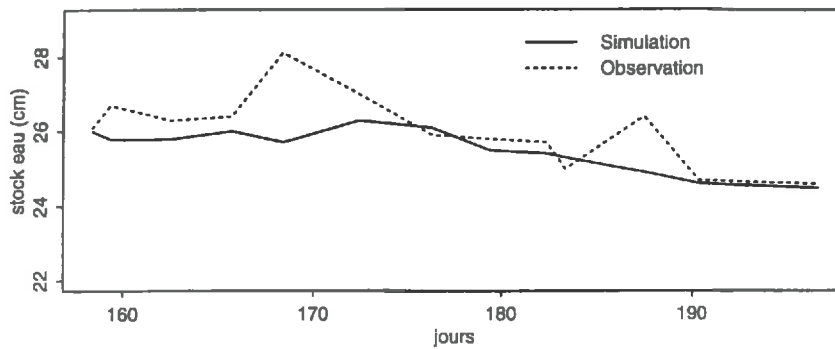
Flux a 90 cm



comparaison ETR/ETP



Evolution des stocks d'eau simule et observe



rapport ETR/ETP : 1

drainage cumule : 94.7 mm

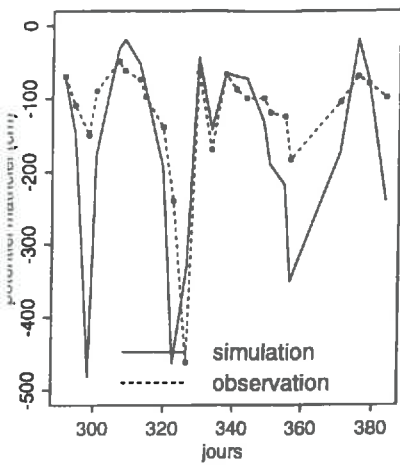
ETR: 169.6 mm ETP: 170.4 mm

Transpiration Potentielle: -0 mm Transpiration réelle: -0 mm

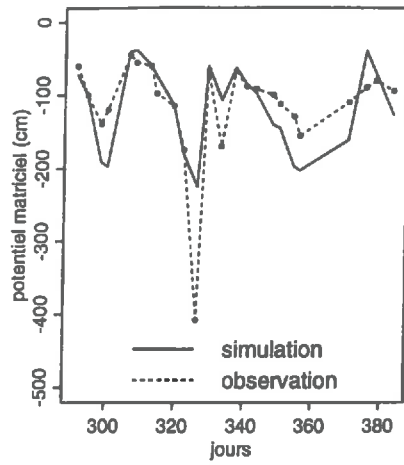
ANNEXE 6a

Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture d'automne-hiver 1993 -

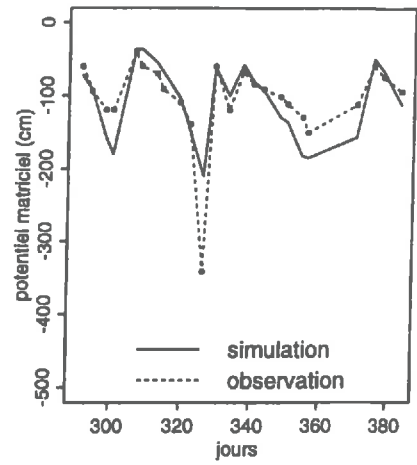
10 cm



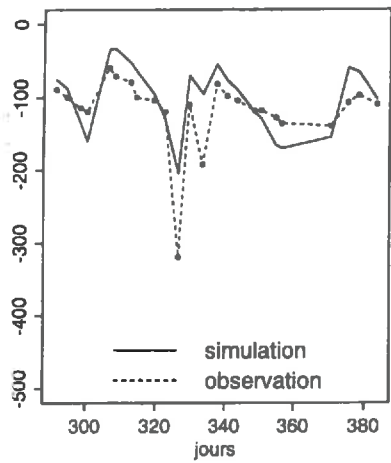
20 cm



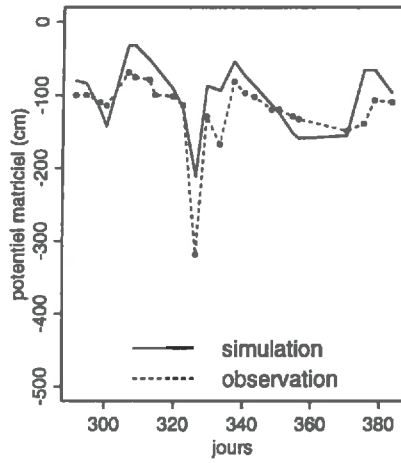
30 cm



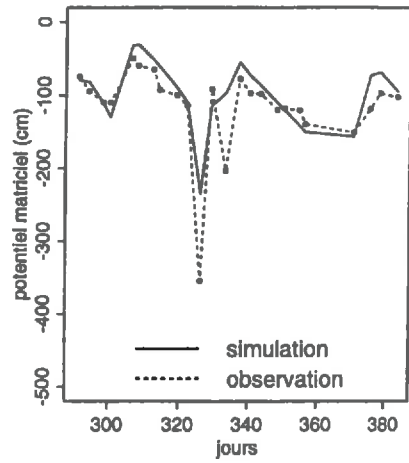
40 cm



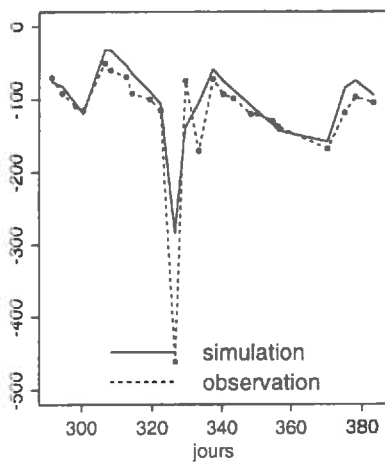
50 cm



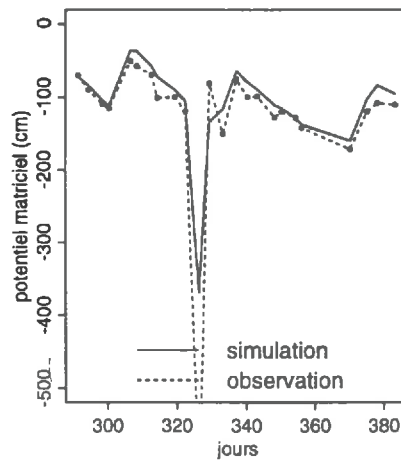
60 cm



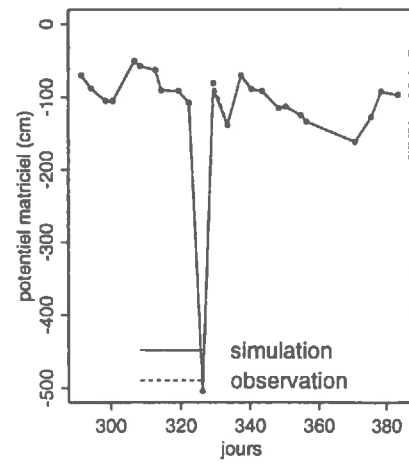
70 cm



80 cm



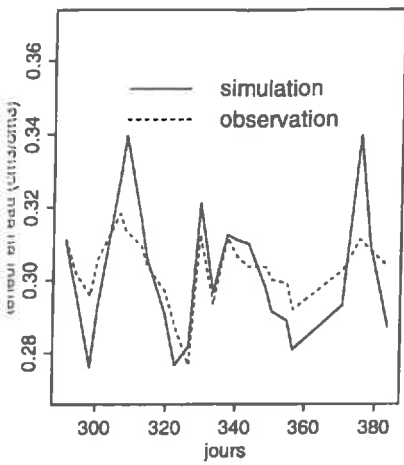
90 cm



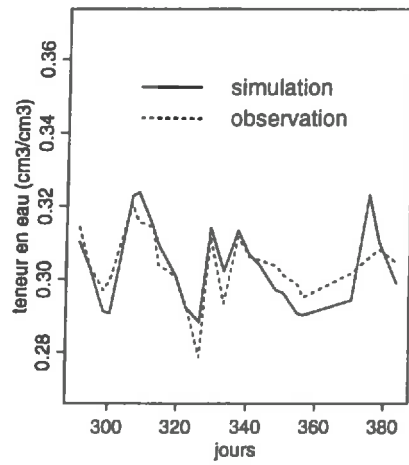
ANNEXE 6b

Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps dans l'inter-rang - Culture d'automne-hiver 1993 -

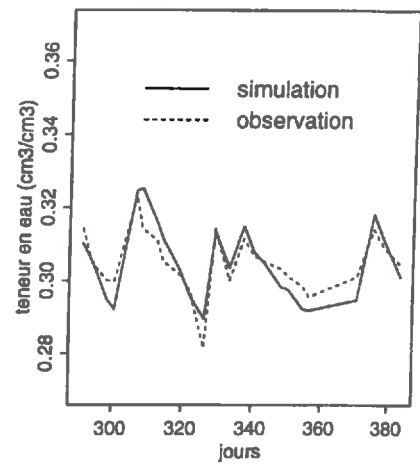
10 cm



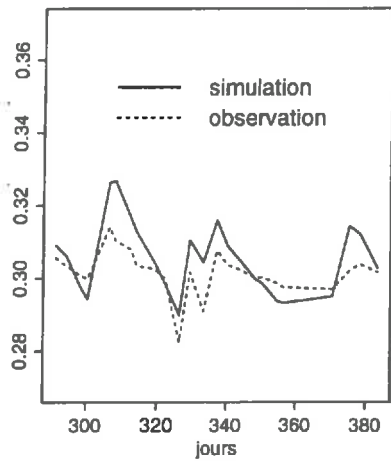
20 cm



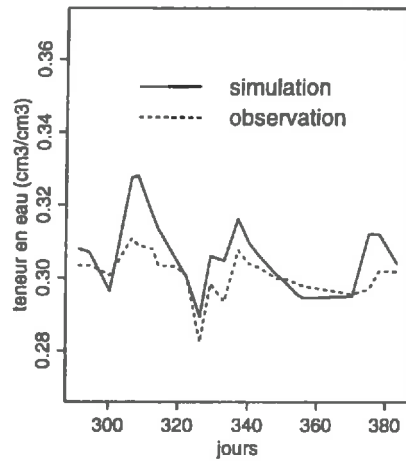
30 cm



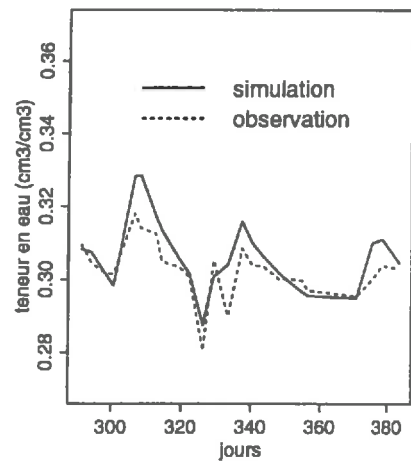
40 cm



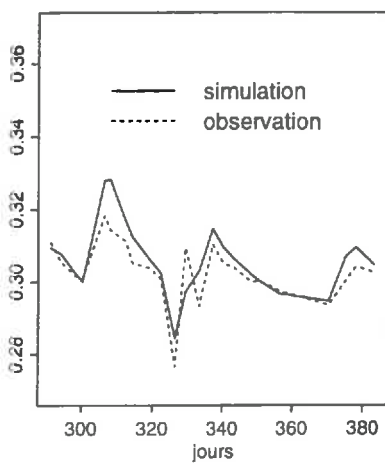
50 cm



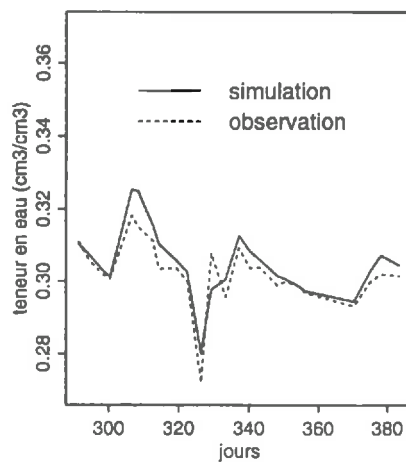
60 cm



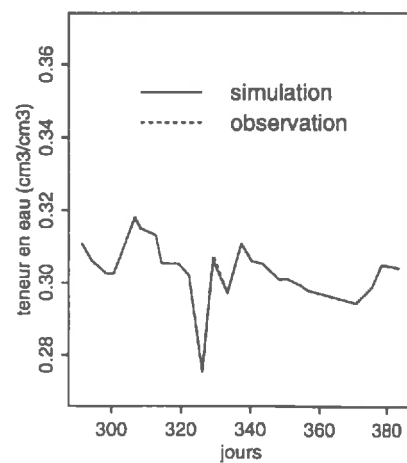
70 cm



80 cm



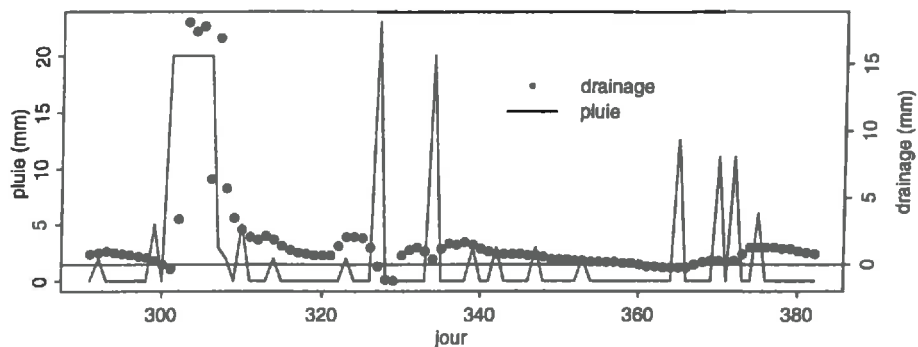
90 cm



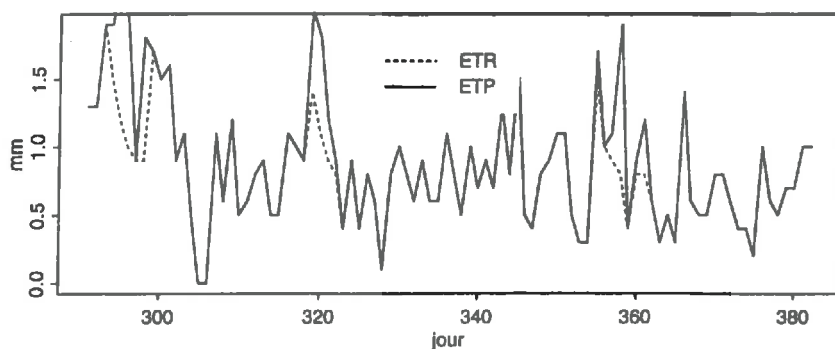
ANNEXE 6c

Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETP et comparaison du stock hydrique observé et estimé dans l'inter-rang - Culture d'automne-hiver 1993 -

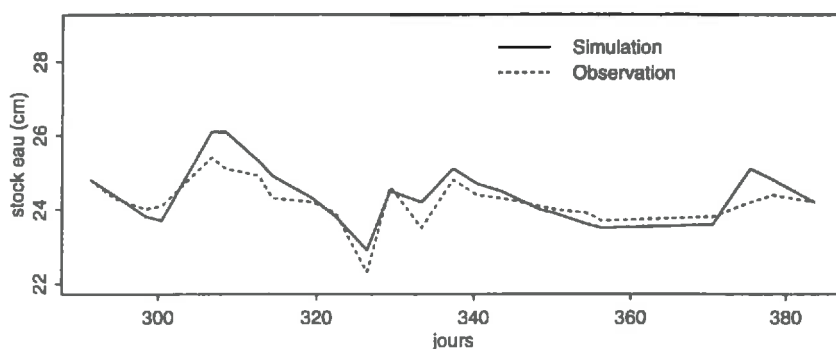
Flux a 90 cm



comparaison ETR/ETP



Evolution des stocks d'eau simule et observe



rapport ETR/ETP : 0.91

drainage cumule ; 152.5 mm

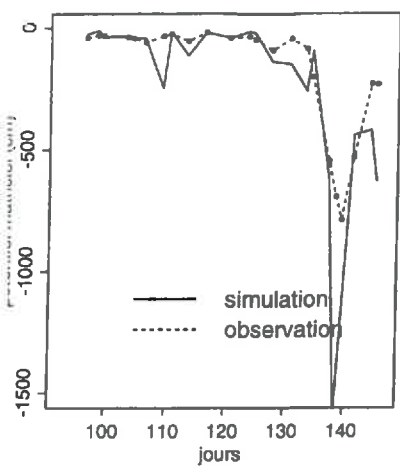
ETR: 74.5 mm ETP: 81.7 mm

Transpiration Potentielle: -0 mm Transpiration réelle: -0 mm

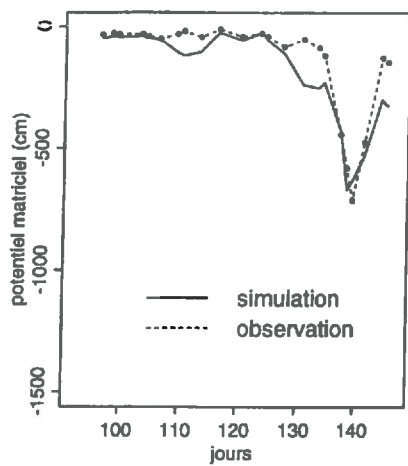
ANNEXE 7a

Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous *paillage* - Culture de printemps 1993 -

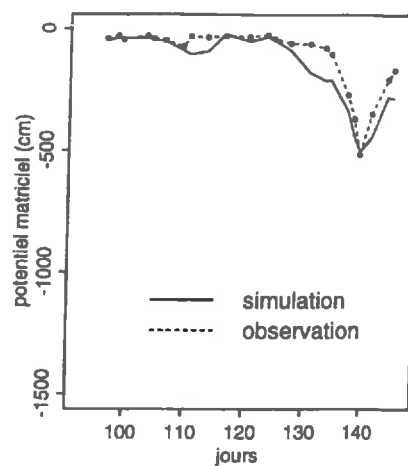
10 cm



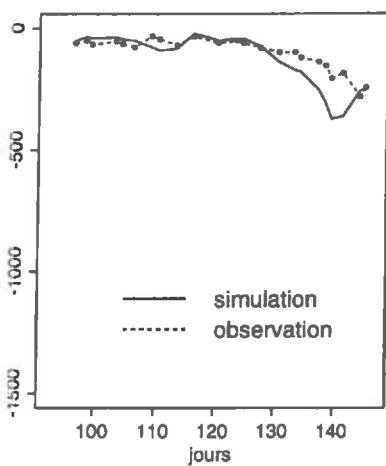
20 cm



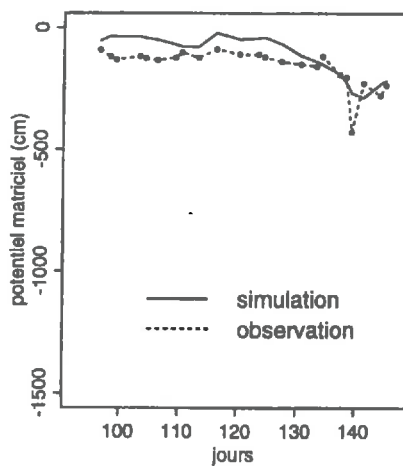
30 cm



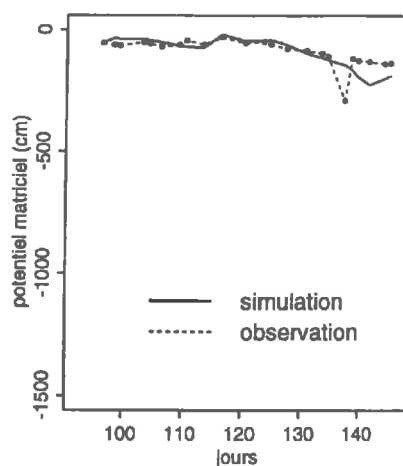
40 cm



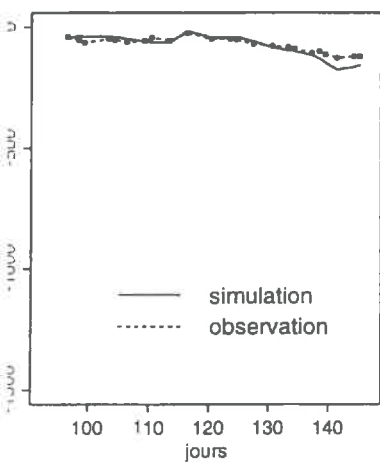
50 cm



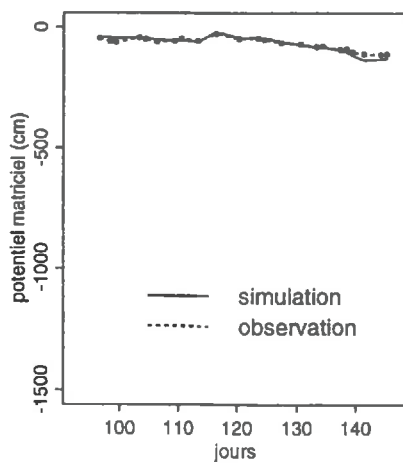
60 cm



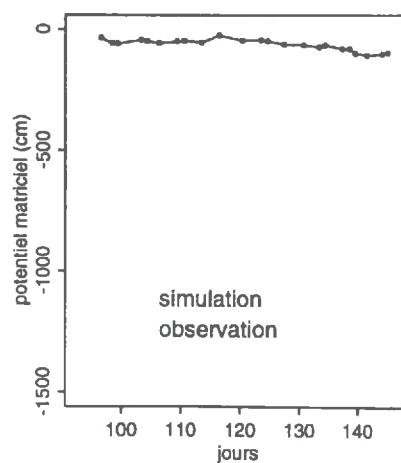
70 cm



80 cm



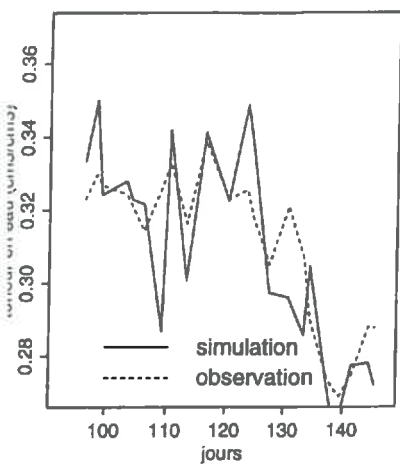
90 cm



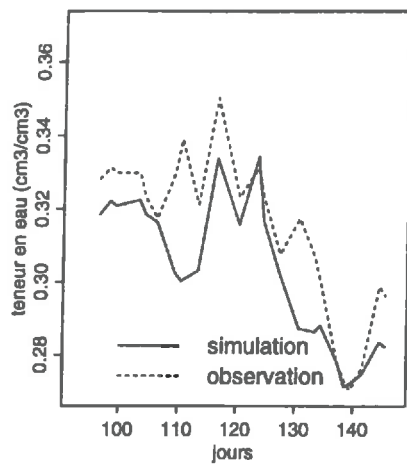
ANNEXE 7b

Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps sous *paillage* - Culture de printemps 1993 -

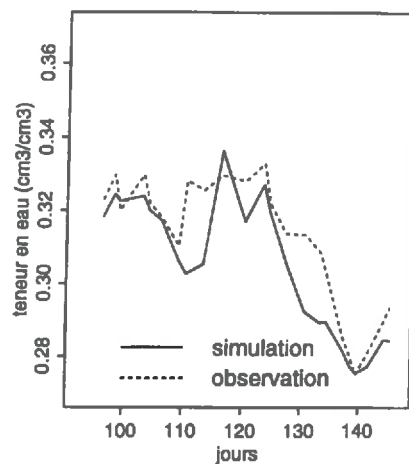
10 cm



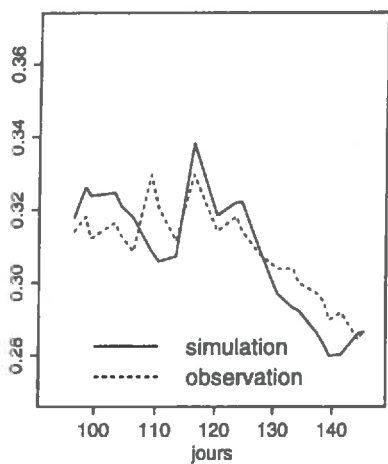
20 cm



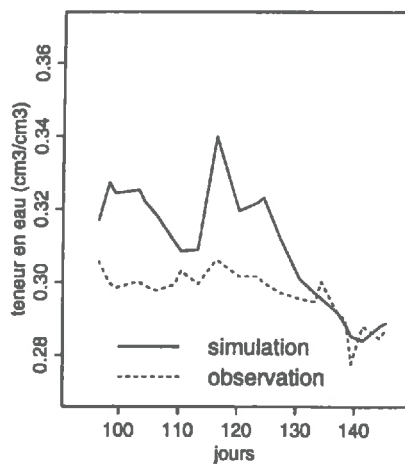
30 cm



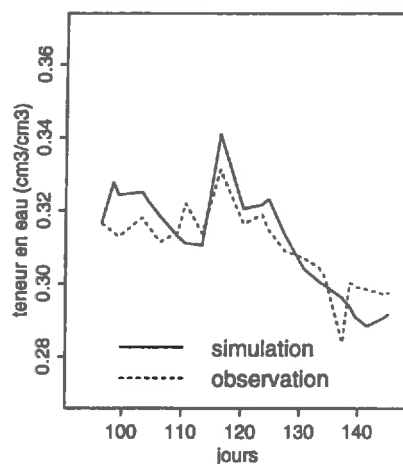
40 cm



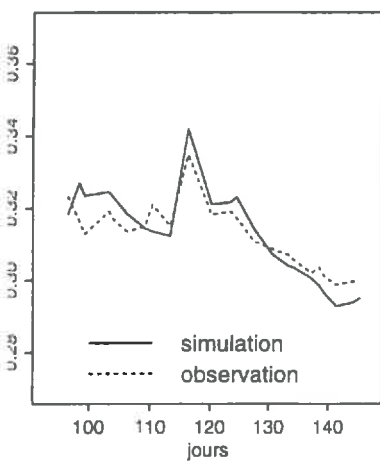
50 cm



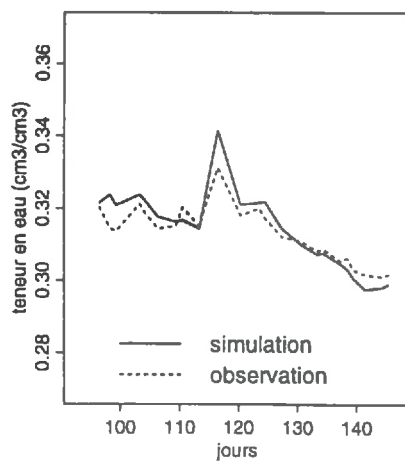
60 cm



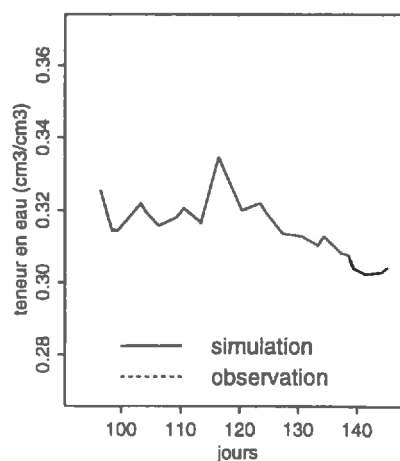
70 cm



80 cm



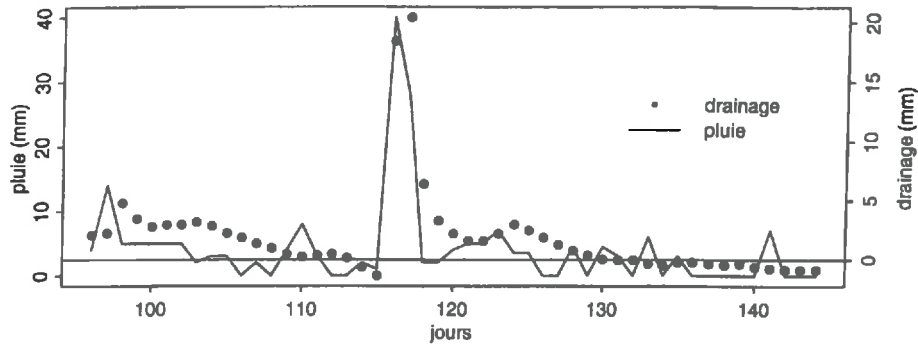
90 cm



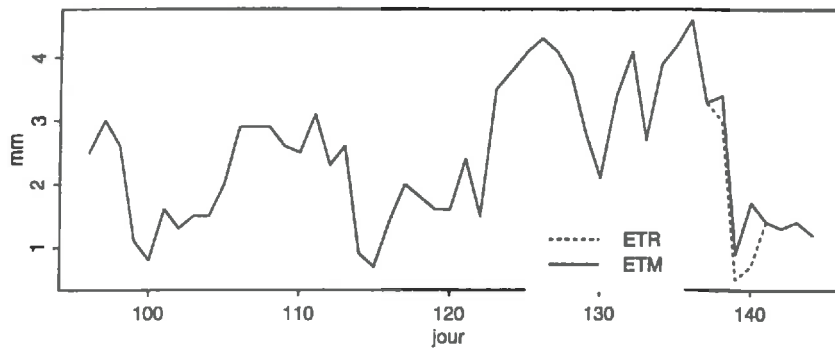
ANNEXE 7c

Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETM et comparaison des stocks hydriques observé et estimé sous *paillage* - Culture de printemps 1993 -

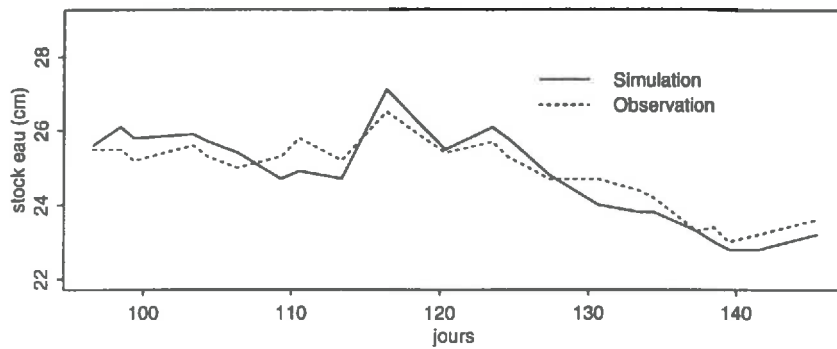
Flux a 90 cm



comparaison ETR/ETM



Evolution des stocks d'eau simule et observe



rapport ETR/ETM : 0.98

drainage cumule ; 94.4 mm

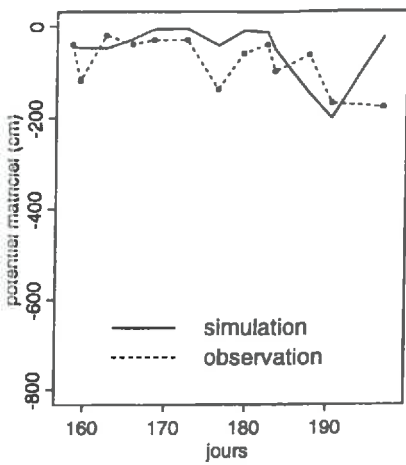
ETR: 117.7 mm ETM: 119.5 mm

Transpiration maximale: 99.4 mm Transpiration réelle: 99.4 mm

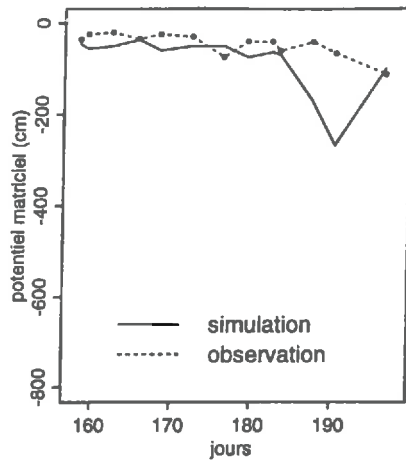
ANNEXE 8a

Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous *paillage* - Culture d'été 1993 -

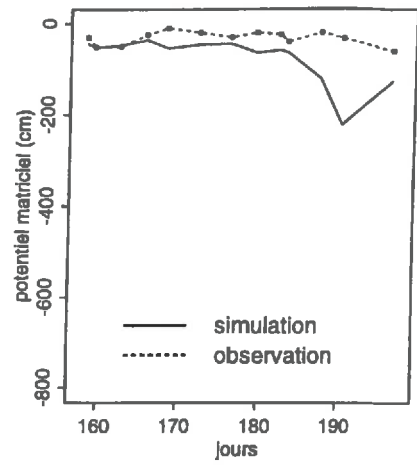
10 cm



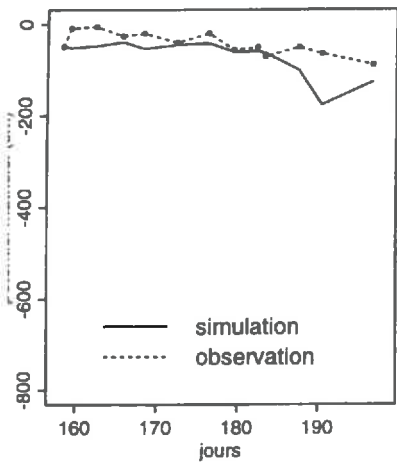
20 cm



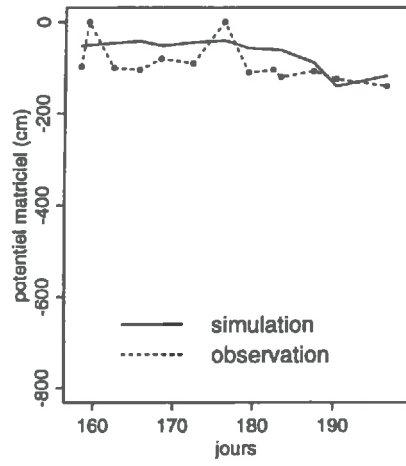
30 cm



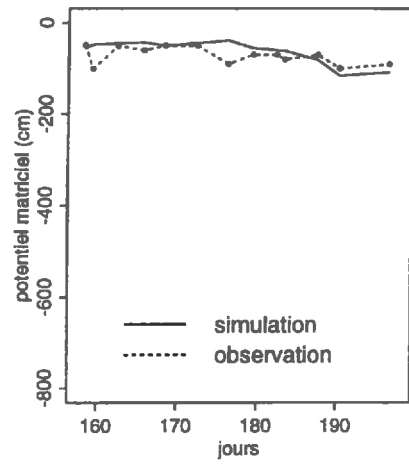
40 cm



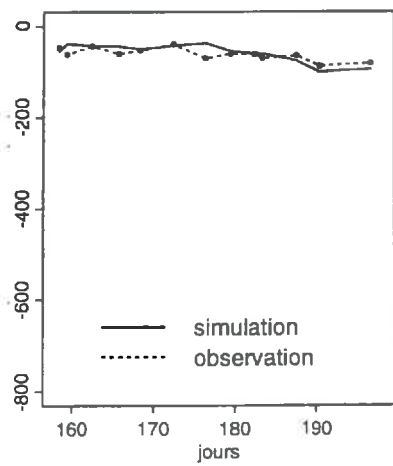
50 cm



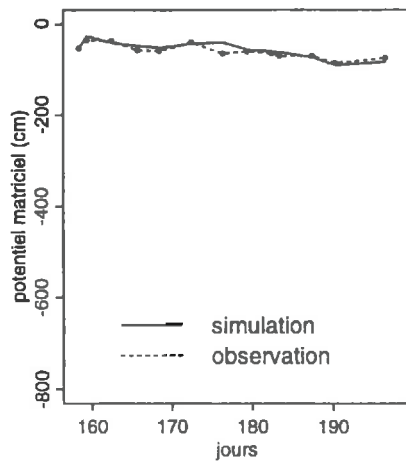
60 cm



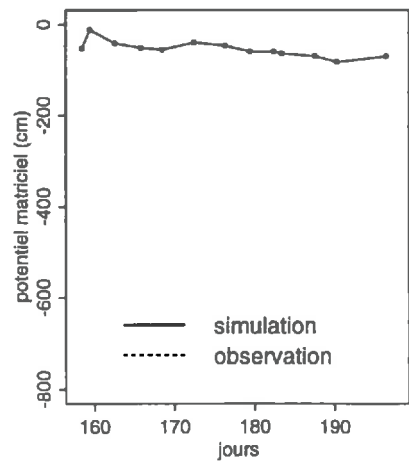
70 cm



80 cm



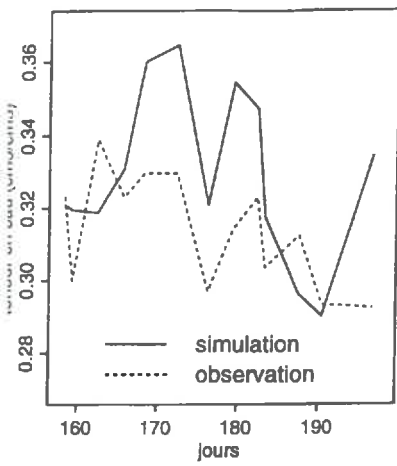
90 cm



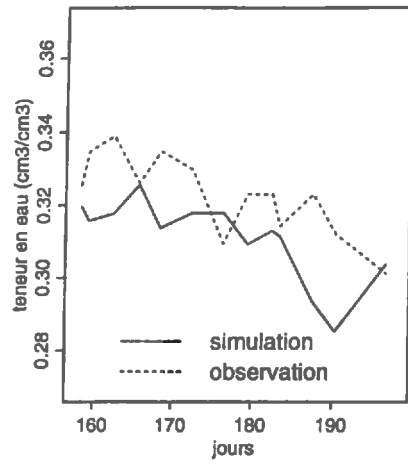
ANNEXE 8b

Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps sous *paillage* - Culture d'été 1993 -

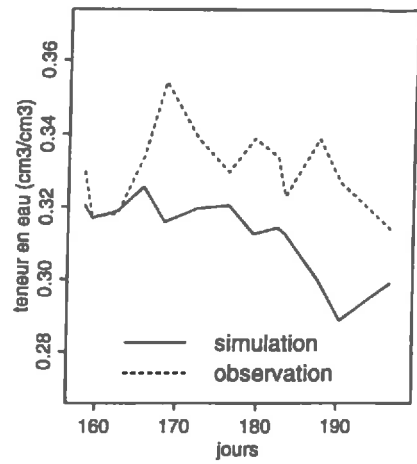
10 cm



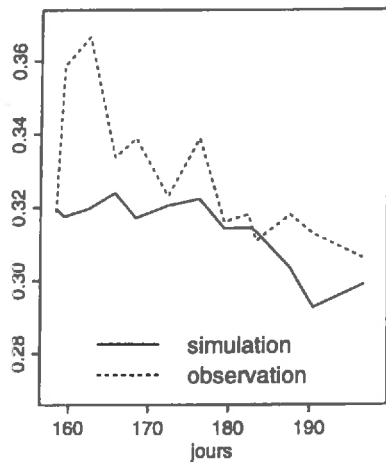
20 cm



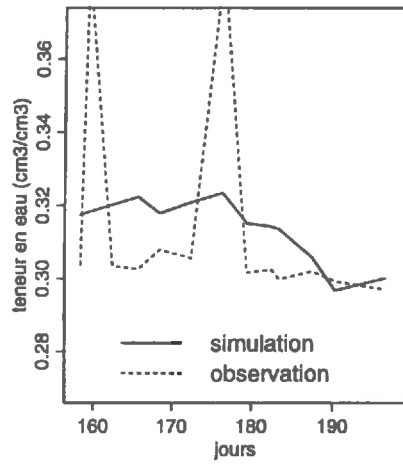
30 cm



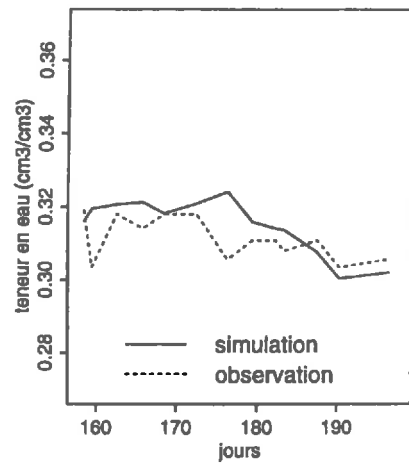
40 cm



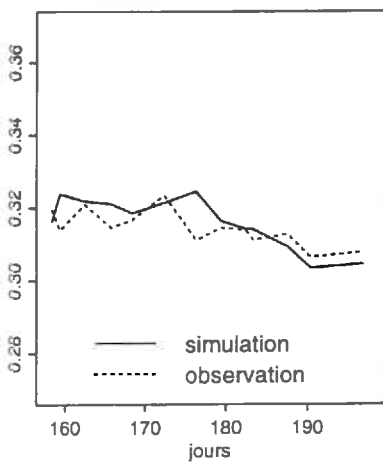
50 cm



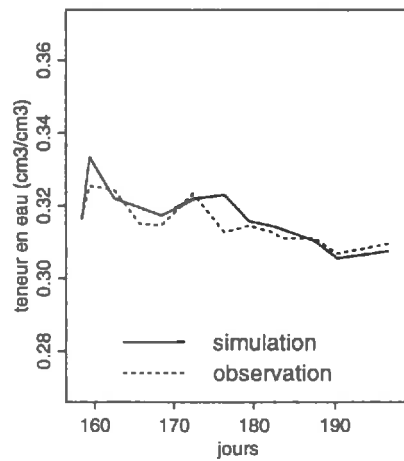
60 cm



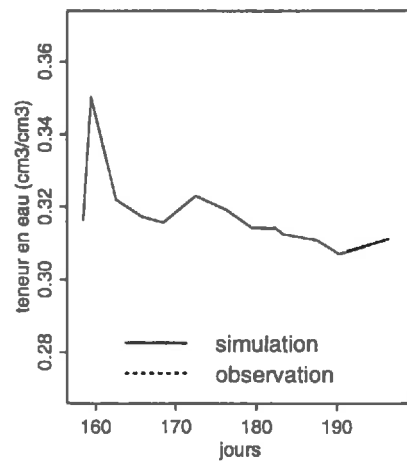
70 cm



80 cm



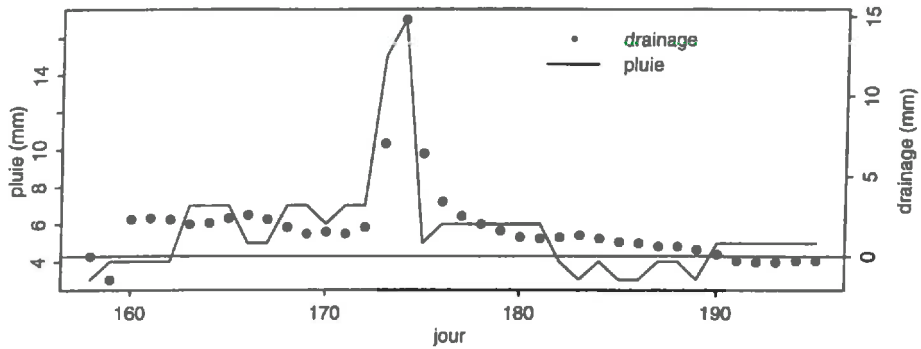
90 cm



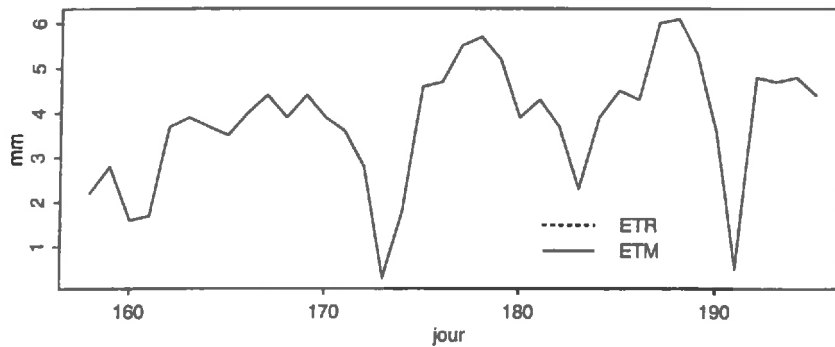
ANNEXE 8c

Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETM et comparaison des stocks hydriques observé et estimé sous *paillage* - Culture d'été 1993 -

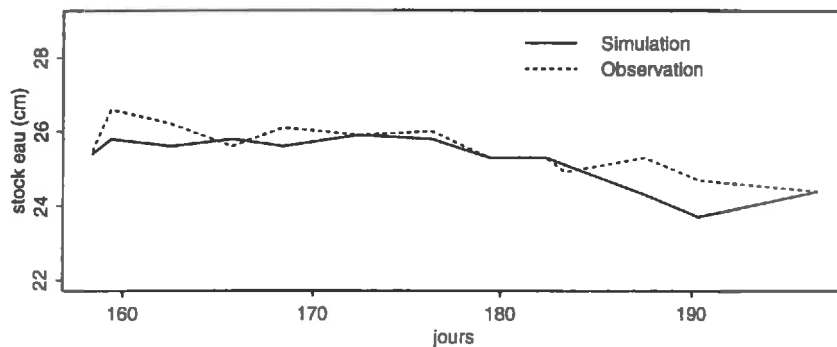
Flux a 90 cm



comparaison ETR/ETM



Evolution des stocks d'eau simule et observe



rapport ETR/ETM : 1

drainage cumule : 70.1 mm

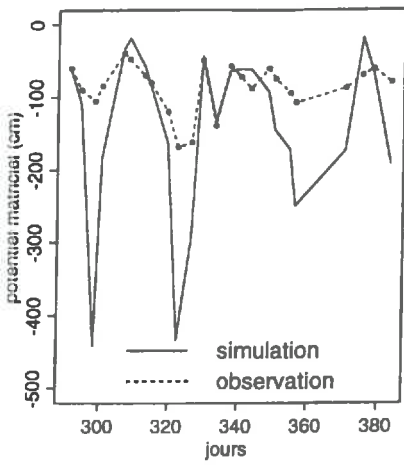
ETR: 145 mm ETM: 145 mm

Transpiration Maximale: 124.3 mm Transpiration réelle: 124.3 mm

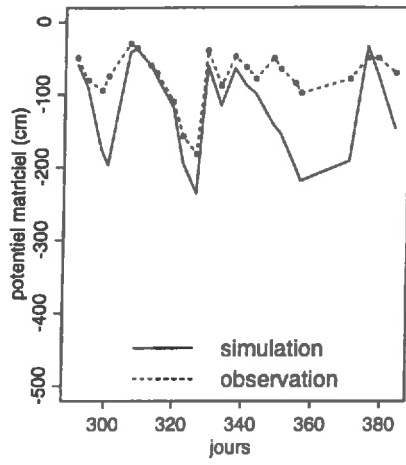
ANNEXE 9a

Potentiels matriciels mesurés et estimés à différentes profondeurs en fonction du temps sous *paille* - Culture d'automne-hiver 1993 -

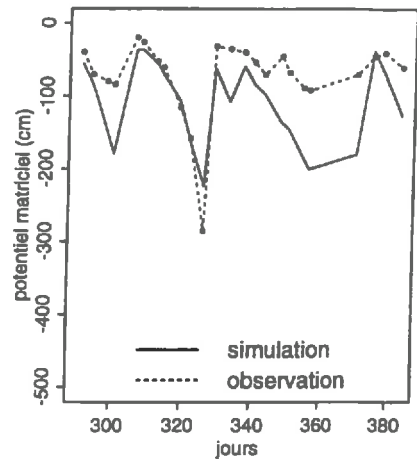
10 cm



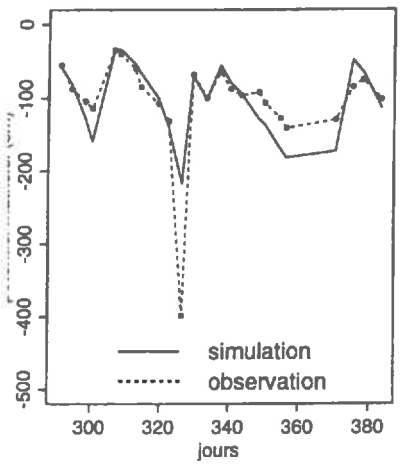
20 cm



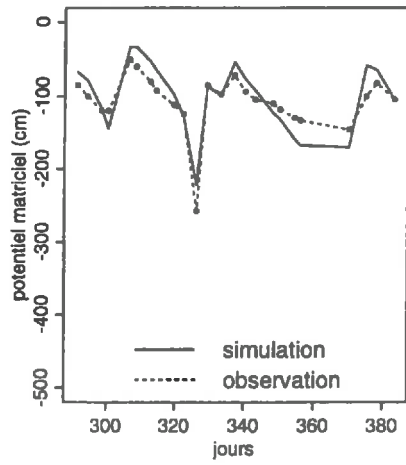
30 cm



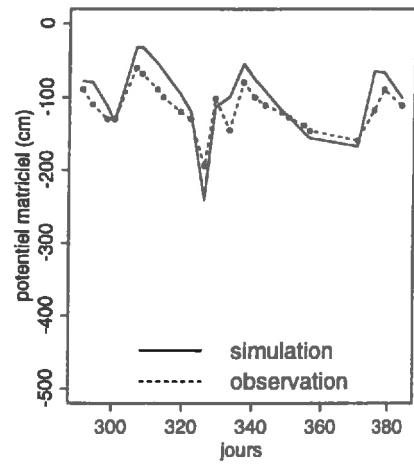
40 cm



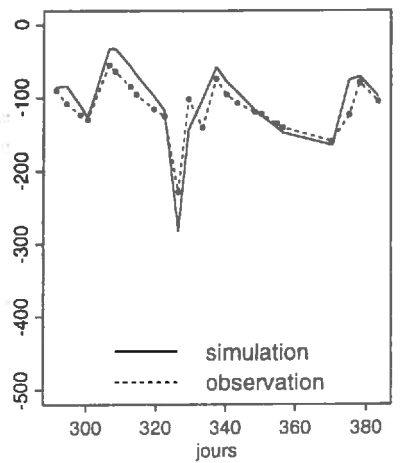
50 cm



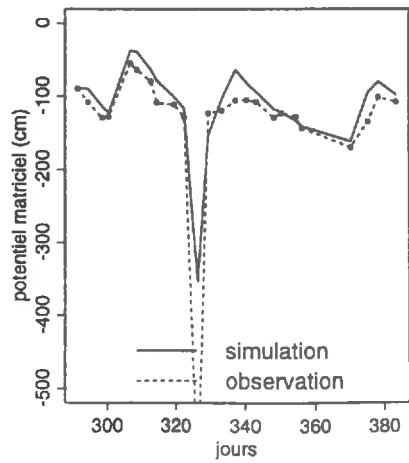
60 cm



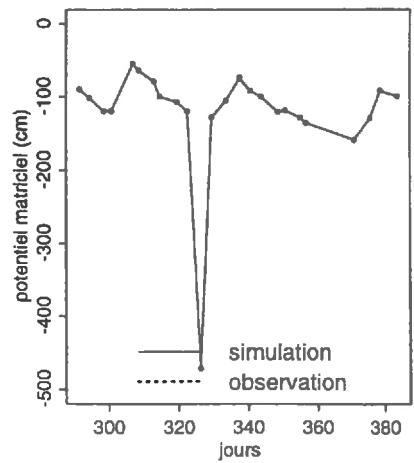
70 cm



80 cm



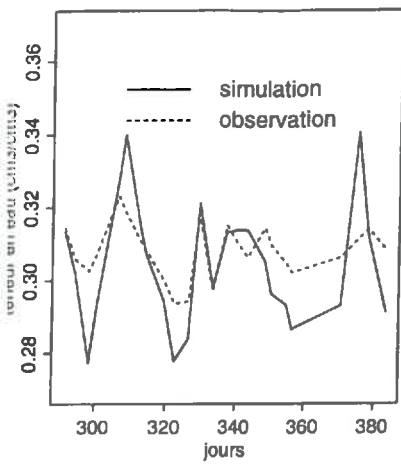
90 cm



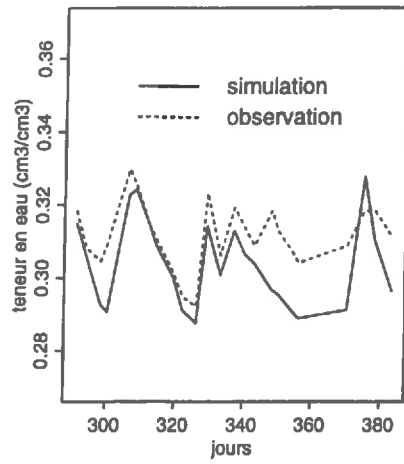
ANNEXE 9b

Teneurs en eau observées et estimées à différentes profondeurs en fonction du temps sous *paille* - Culture d'automne-hiver 1993 -

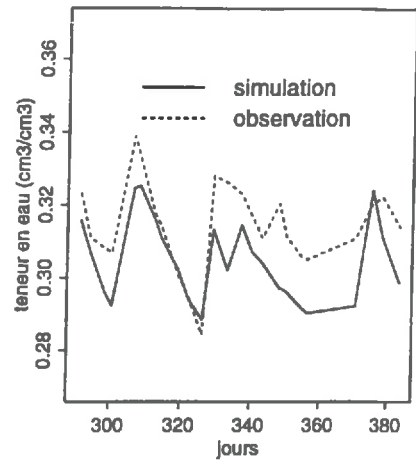
10 cm



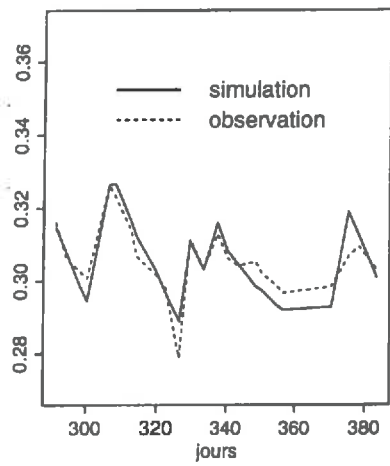
20 cm



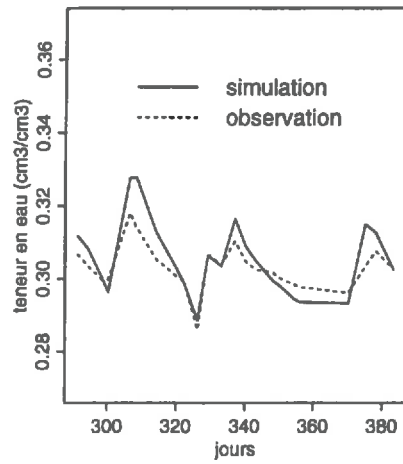
30 cm



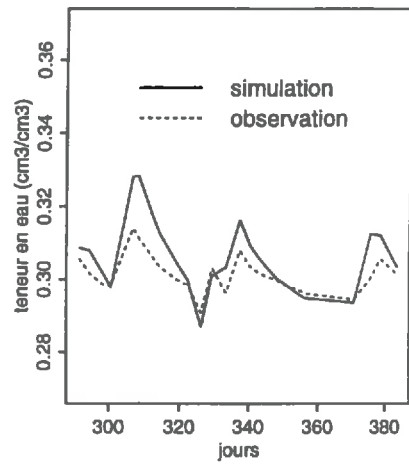
40 cm



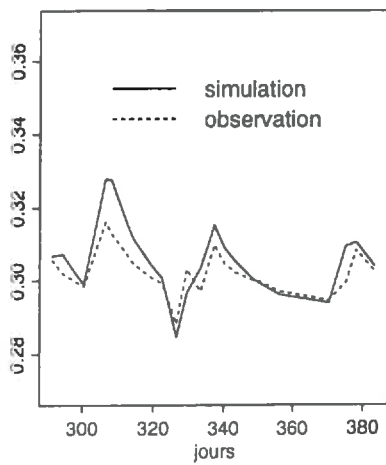
50 cm



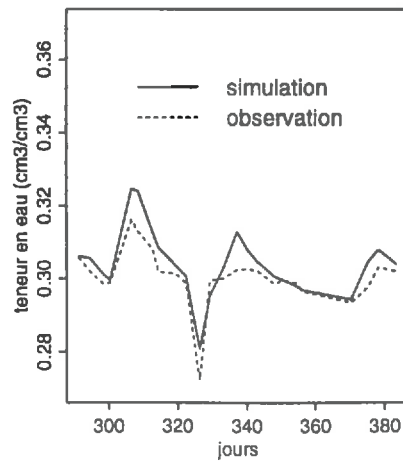
60 cm



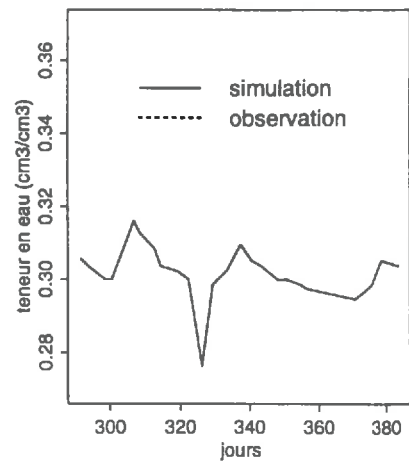
70 cm



80 cm



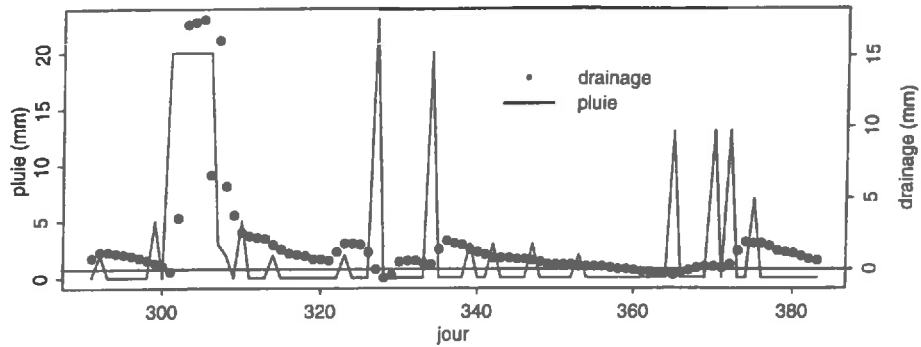
90 cm



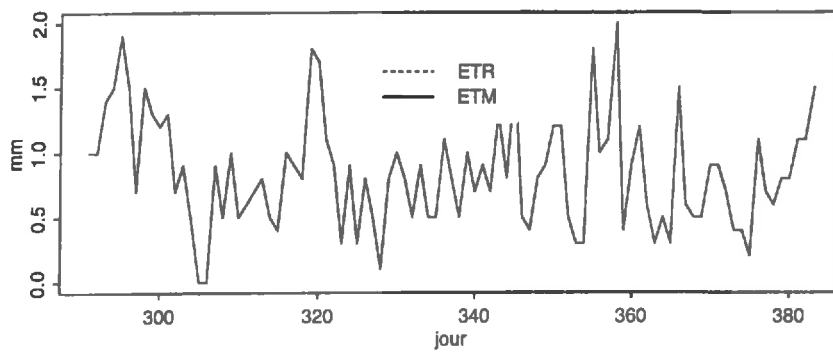
ANNEXE 9c

Flux hydrique à 90 cm, rapport ETR/ETM et comparaison des stocks hydriques observé et estimé sous *paillage* - Culture d'automne-hiver 1993 -

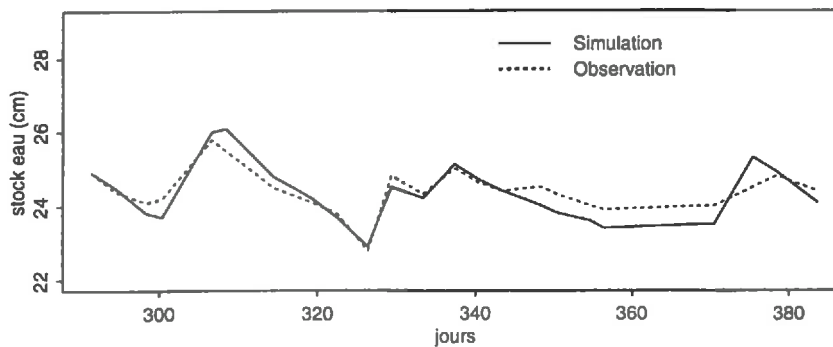
Flux a 90 cm



comparaison ETR/ETM



Evolution des stocks d'eau simulé et observe



rapport ETR/ETM : 1

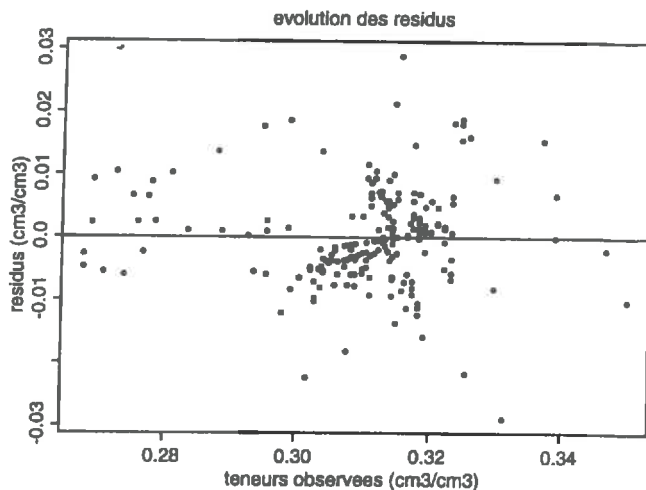
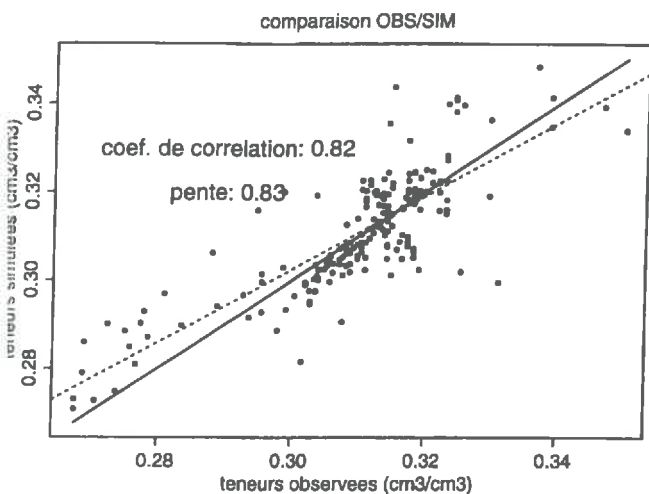
drainage cumule ; 153.2 mm

ETR: 78.3 mm ETM: 78.3 mm

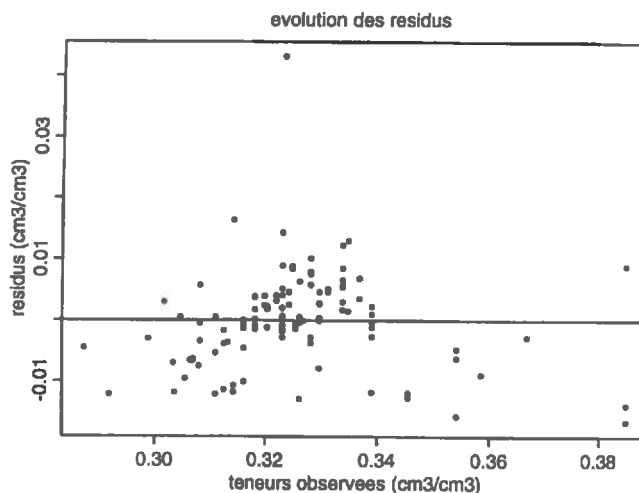
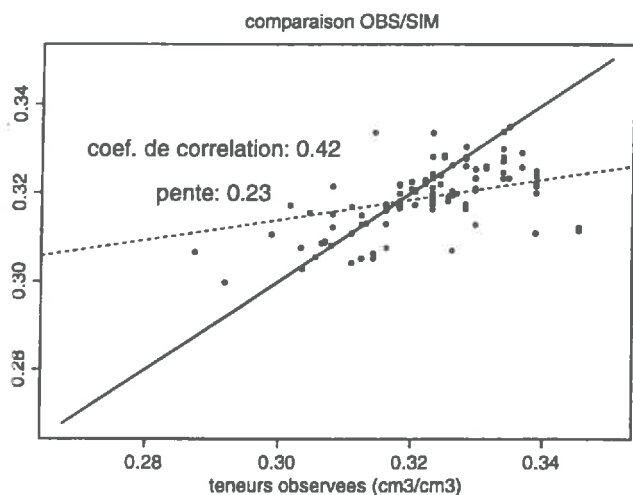
Transpiration Maximale: 72 mm Transpiration réelle: 72 mm

ANNEXE 10a

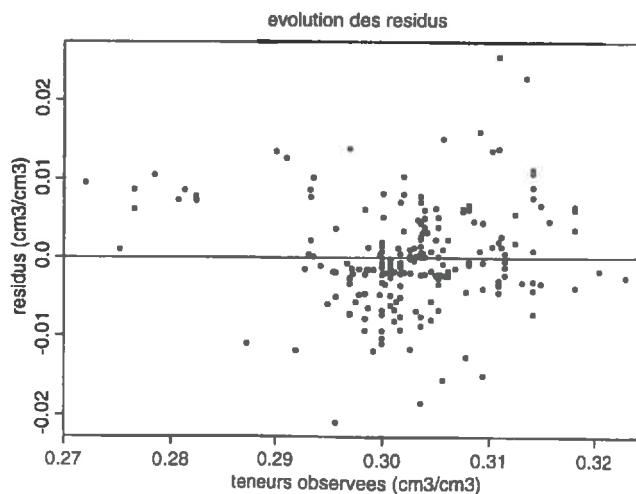
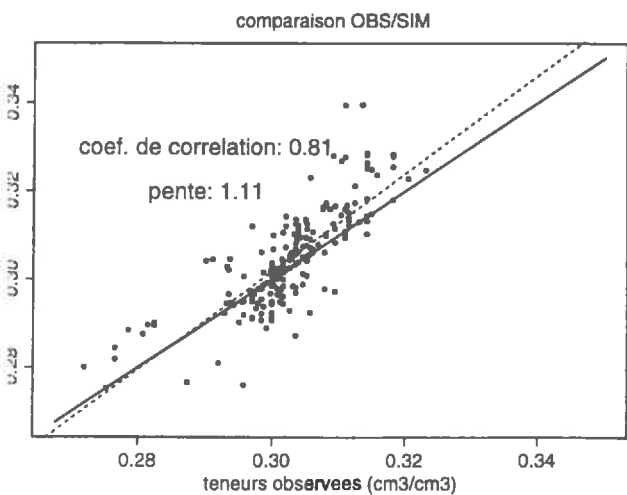
Comparaison des teneurs en eau observée et simulée, évolution des résidus pour les trois cultures de 1993 dans l'inter-rang



Culture de printemps



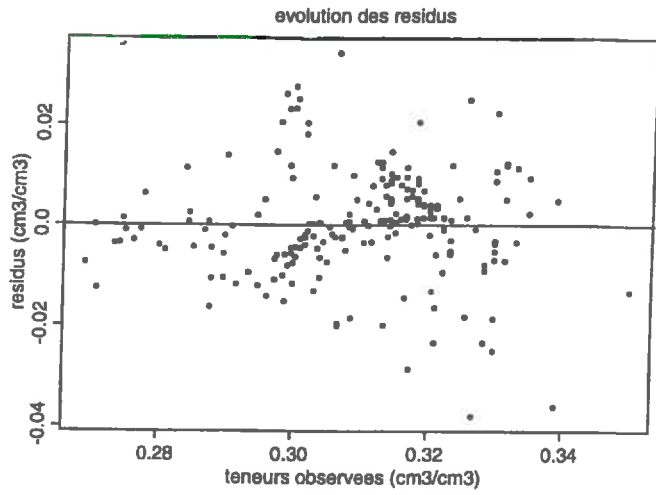
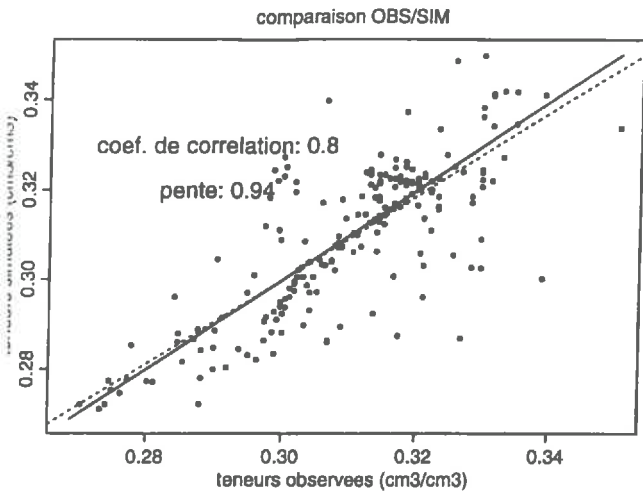
Culture d'été



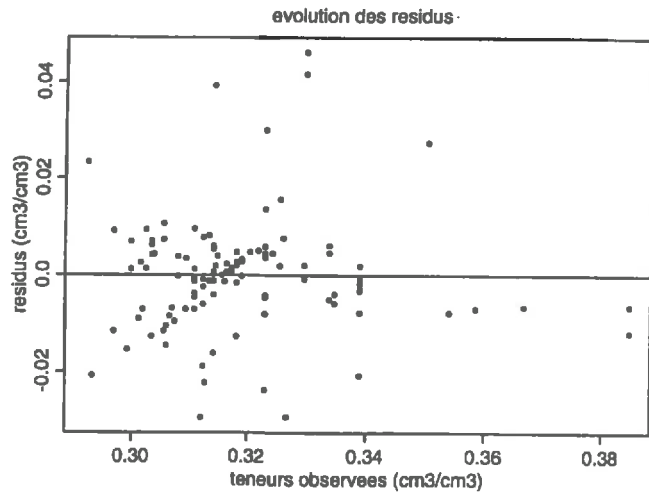
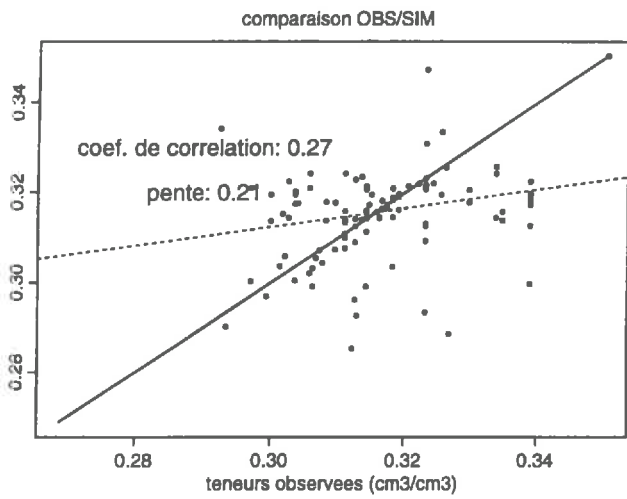
Culture d'automne-hiver

ANNEXE 10b

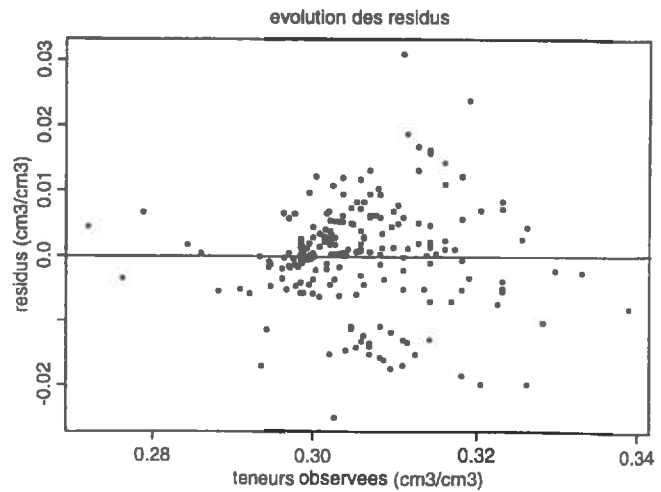
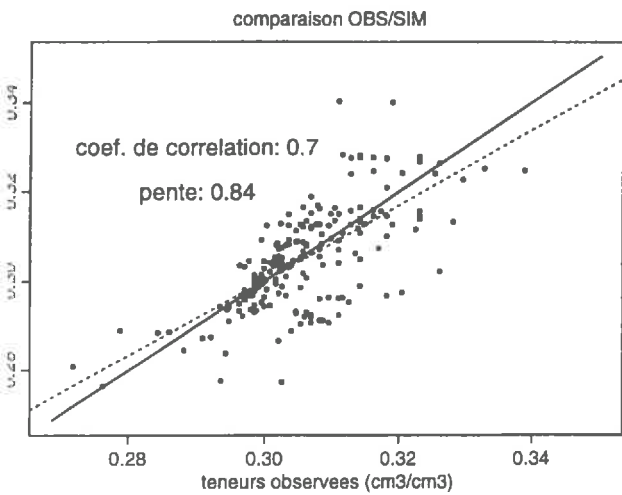
Comparaison des teneurs en eau observées et simulées, évolution des résidus pour les trois cultures de 1993 sous paillage



Culture de printemps



Culture d'été

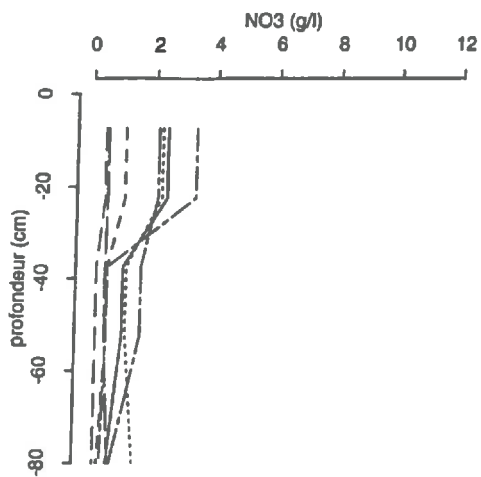


Culture d'automne-hiver

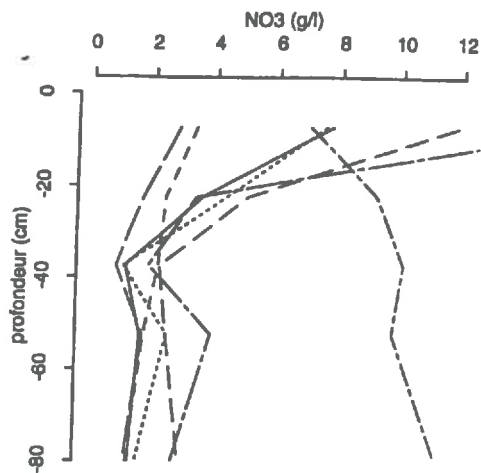
Concentration en NO₃

Evolution dans le temps de 7 profils sous paillage

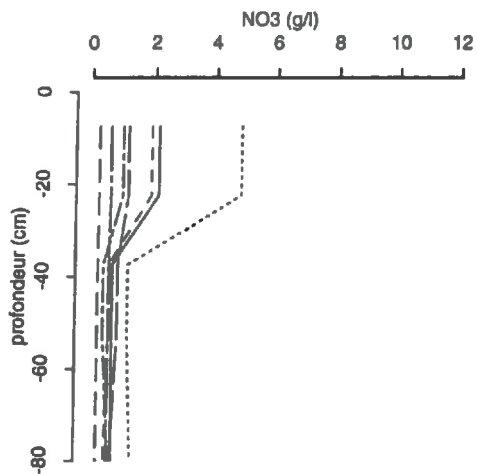
7/04/92



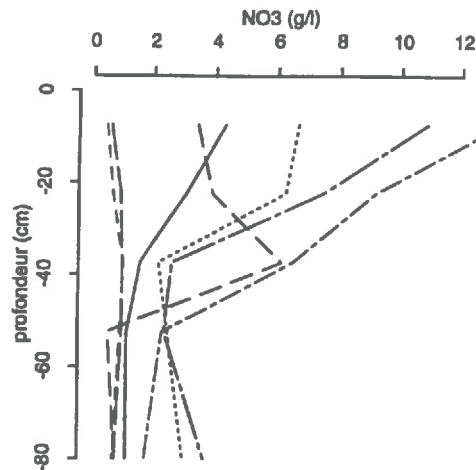
29/04/92



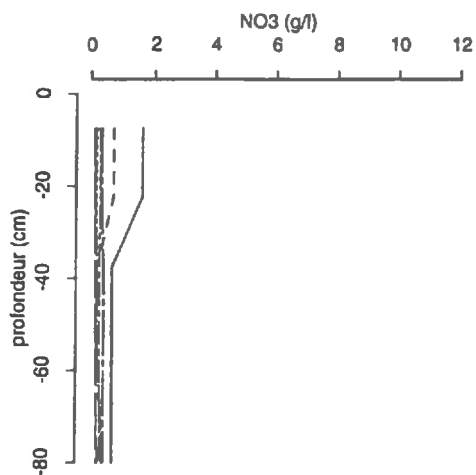
13/05/92



20/05/92

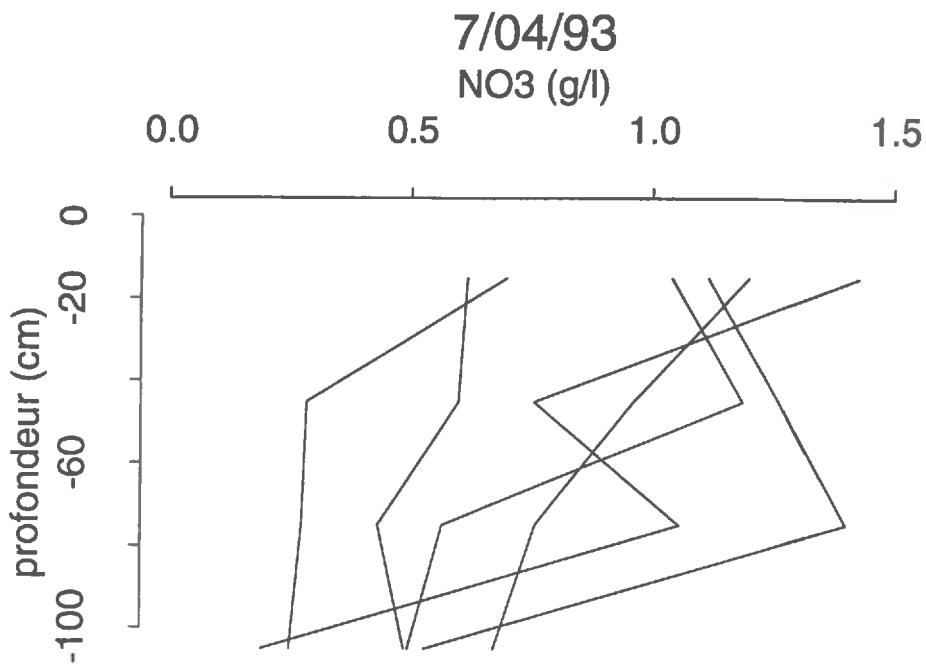
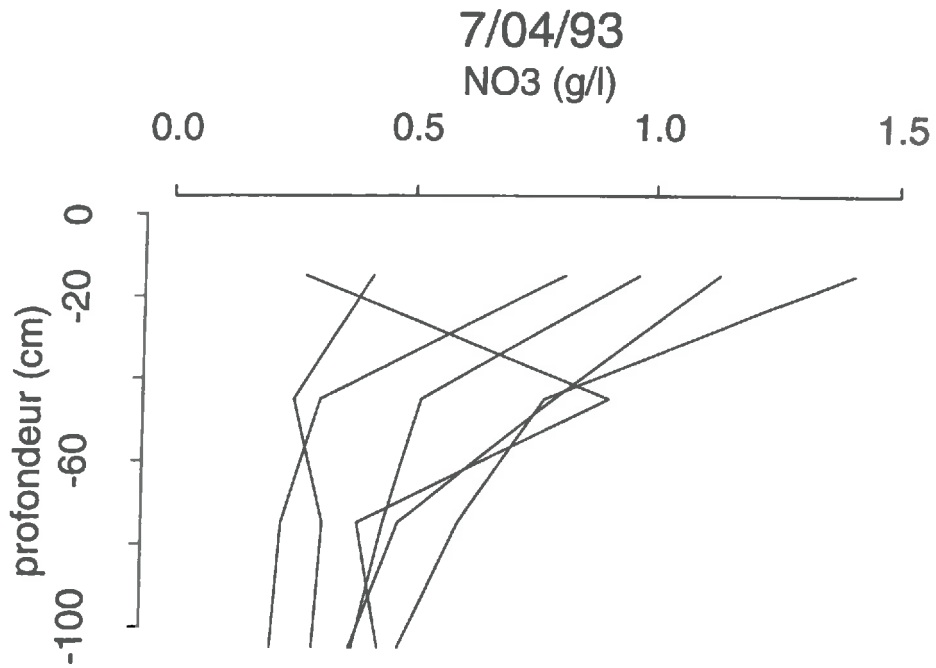


10/06/92

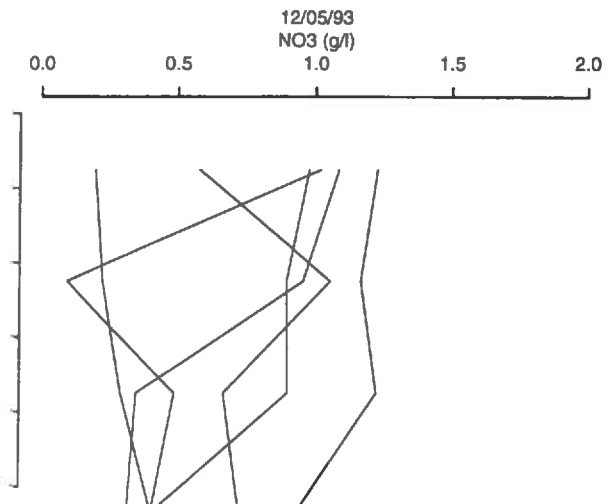
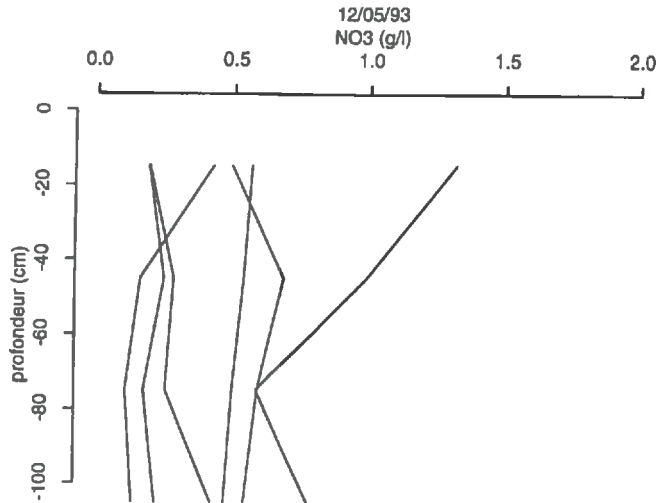
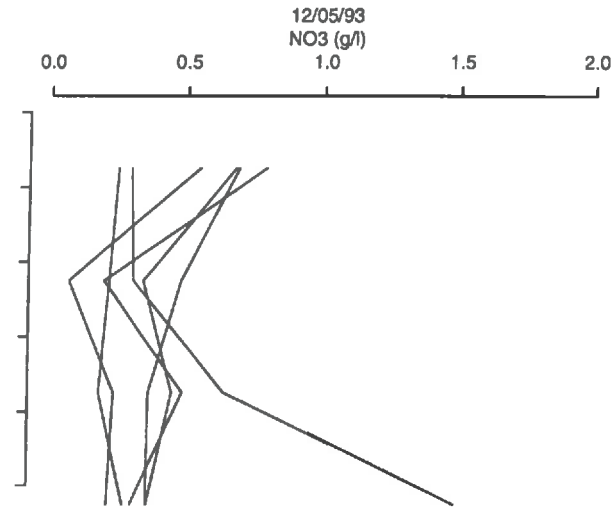
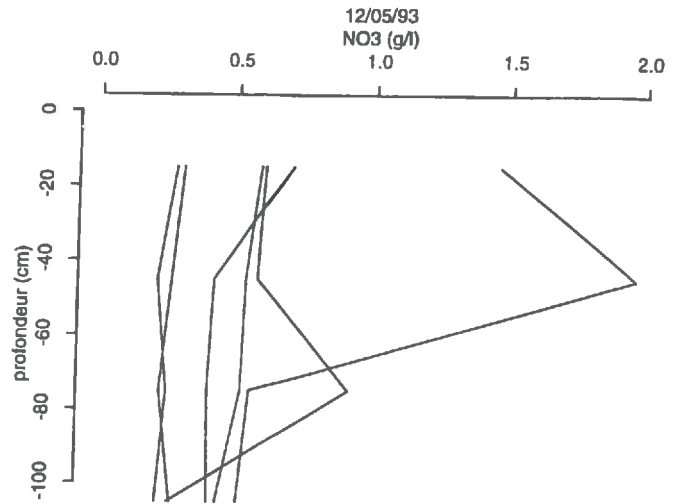
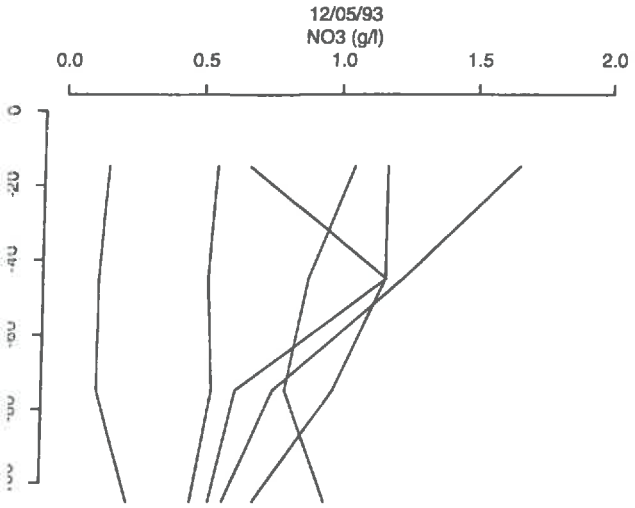


ANNEXE 11b

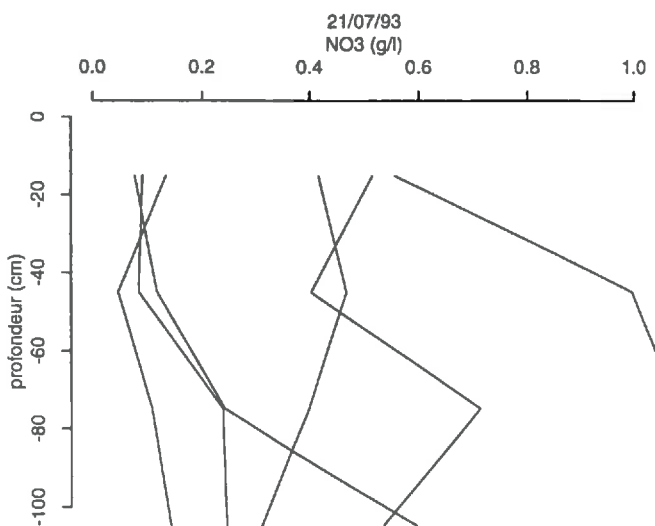
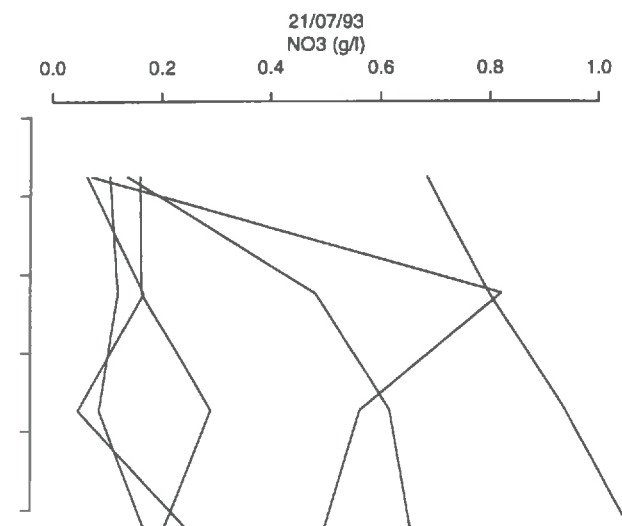
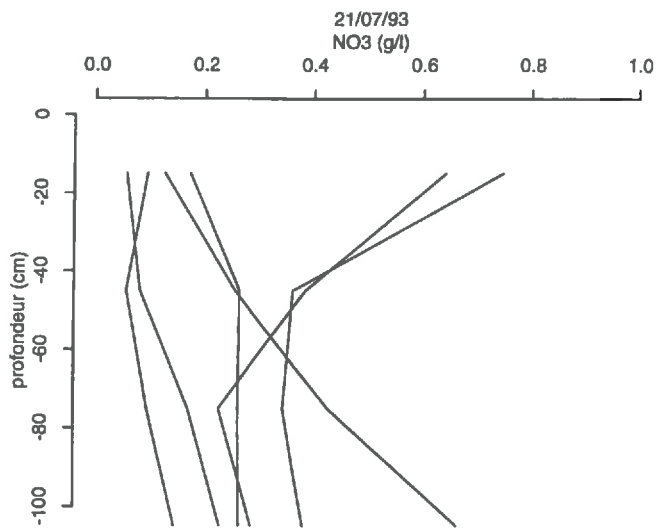
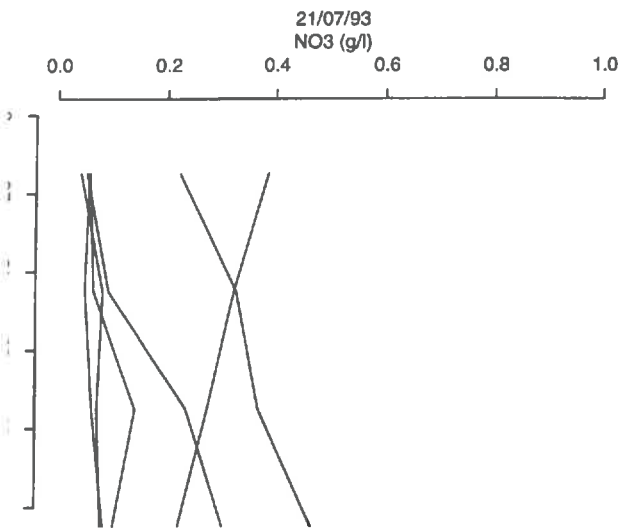
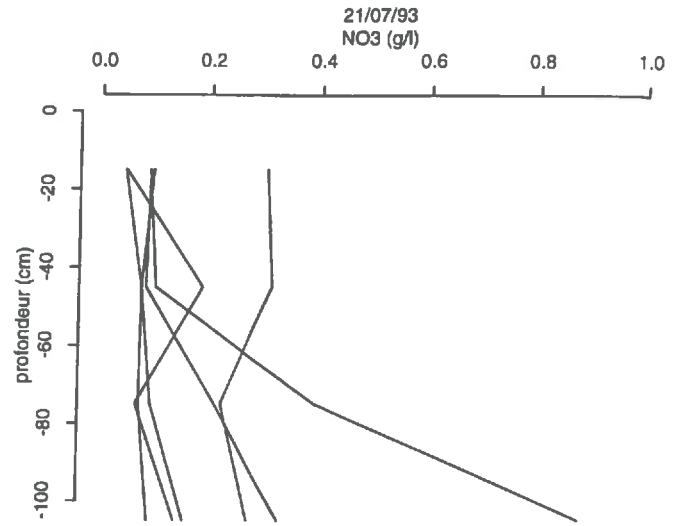
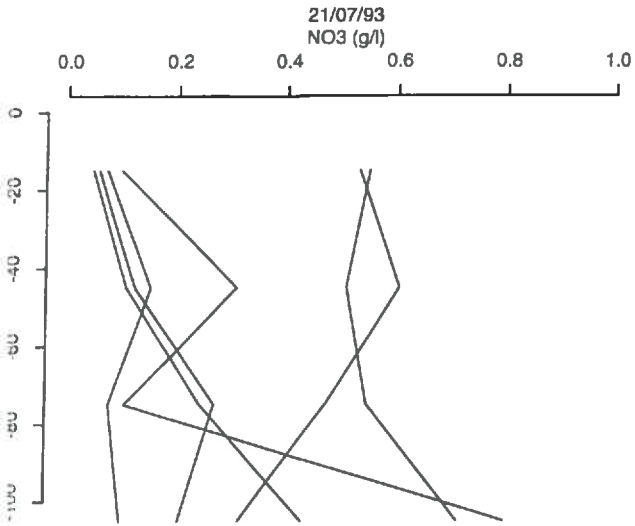
profils de concentration en nitrate 7/04/93



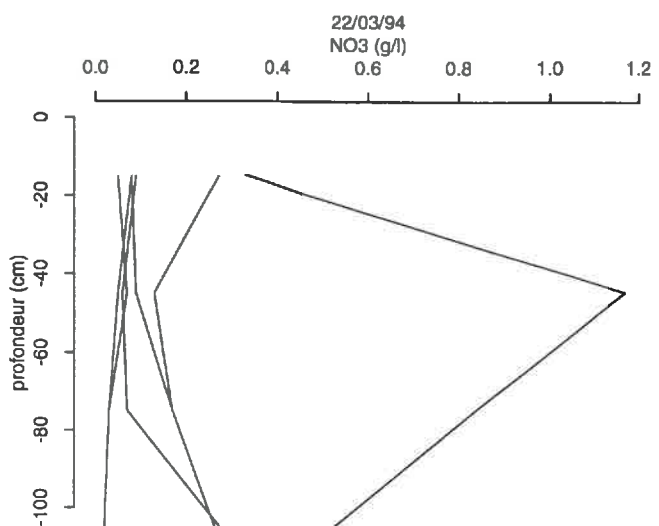
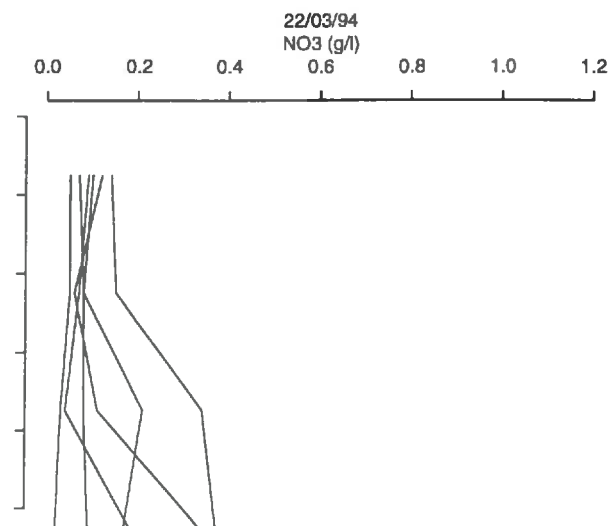
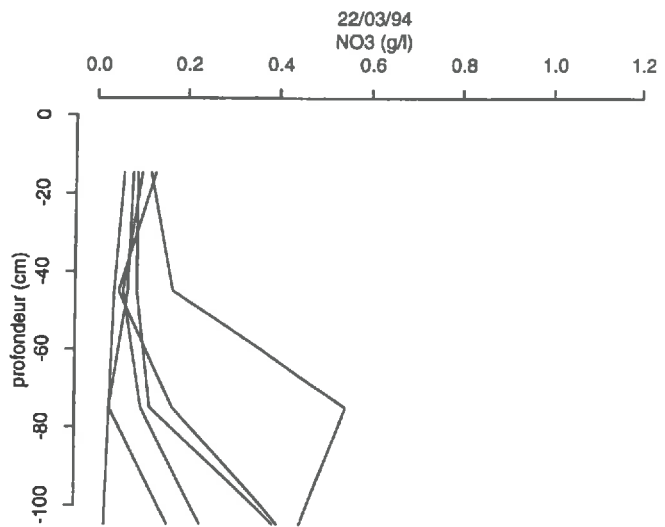
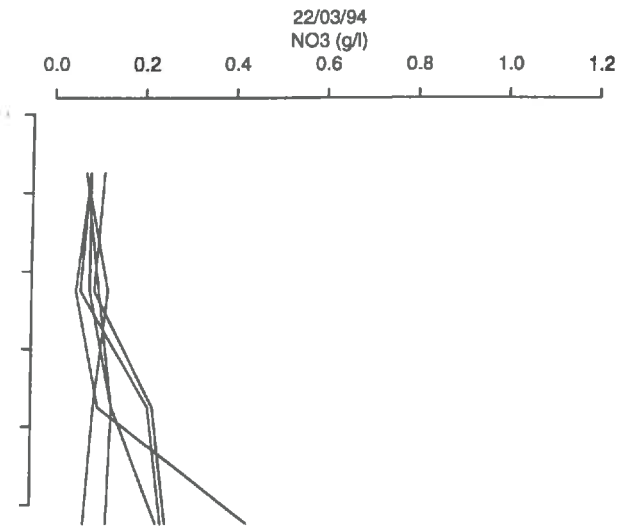
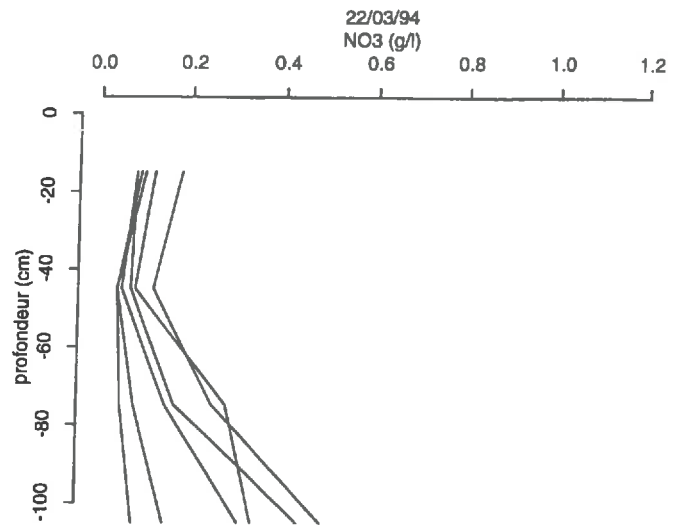
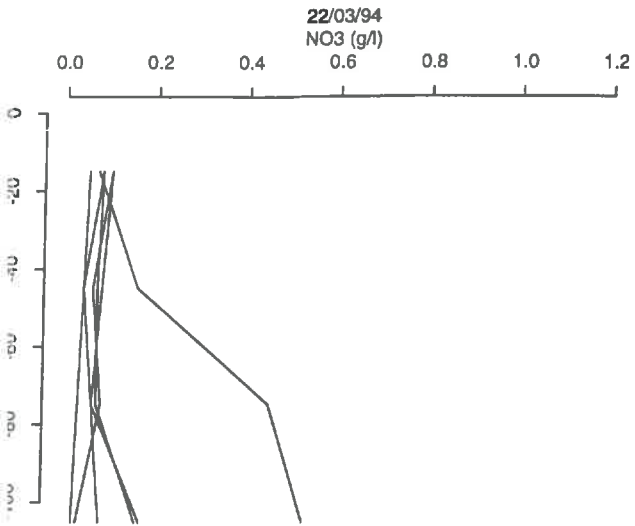
profils de concentration en nitrate 12/05/93



profils de concentration en nitrate 21/07/93



profils de concentration en nitrate 22/03/94



ANNEXE 12

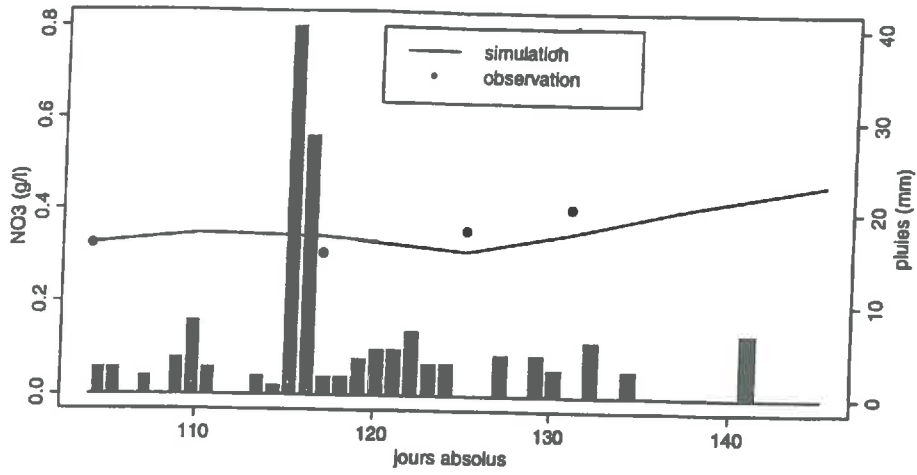
Dosage de l'azote total du sol en mg N/g de sol à partir de 47 prélèvements de sol effectués le 07/04/1992

N° échantillon	Horizon 0-30 cm	Horizon 30-90 cm
1	0.647	1.799
2	0.448	0.719
3	0.538	1.821
4	0.629	1.166
5	0.739	1.186
6	0.538	1.583
7	0.629	0.915
8	0.538	0.915
9	0.629	0.915
10	0.629	1.299
11	0.538	0.935
12	0.502	0.915
13	0.556	0.719
14	0.629	1.268
15	0.556	0.915
16	0.629	0.816
17	0.556	0.527
18	0.556	0.826
19	0.538	0.826
20	0.629	0.719
21	0.720	1.299
22	0.538	1.207
23	0.684	1.166
24	0.812	0.816
25	0.629	0.964
26	0.556	0.719
27	0.629	0.719
28	0.593	0.865
29	0.647	0.935
30	0.812	0.865
31	0.538	0.719
32	0.556	0.767
33	0.684	0.527
34	0.739	0.622
35	0.629	0.622
36	0.629	0.729
37	0.538	0.603
38	0.684	0.915
39	0.556	0.546
40	0.960	0.671
41	0.629	0.575
42	0.593	0.613
43	0.538	0.613
44	0.629	0.748
45	0.629	0.836
46	0.684	0.575
47	0.629	0.709
Moyenne	0.619	0.888

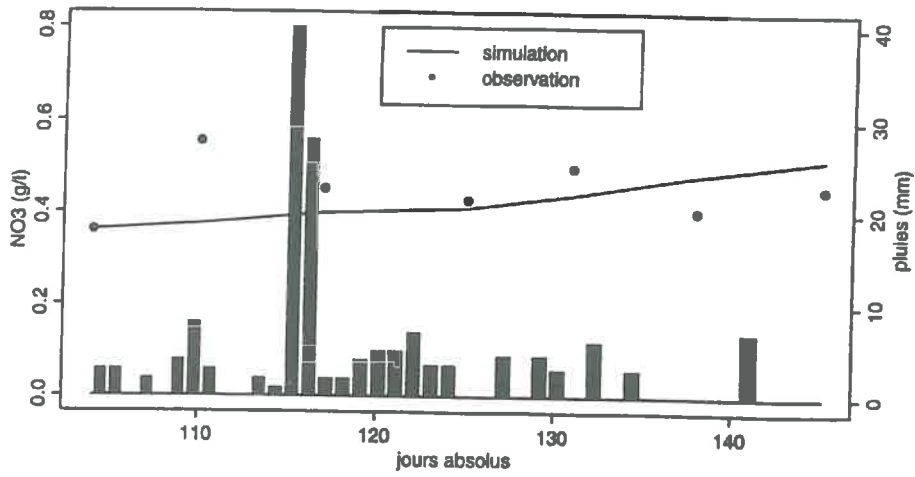
ANNEXE 13a

Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture de printemps sous paillage

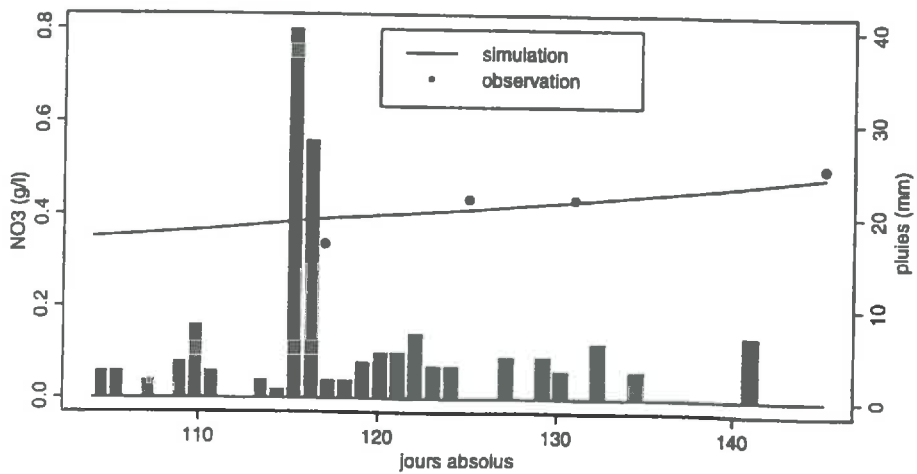
30 cm



60 cm



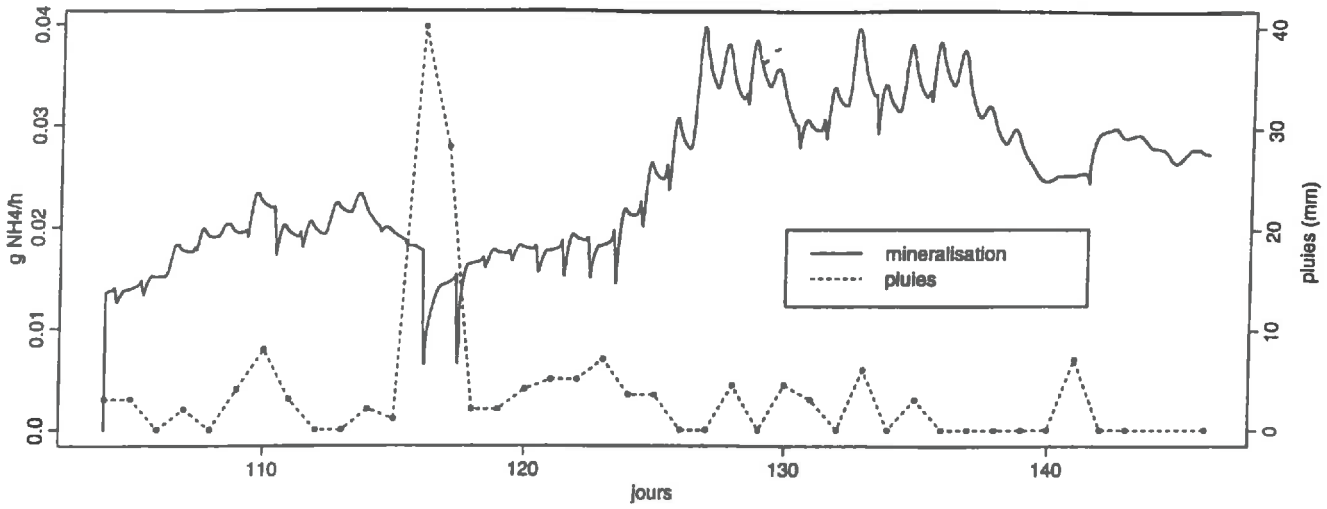
90 cm



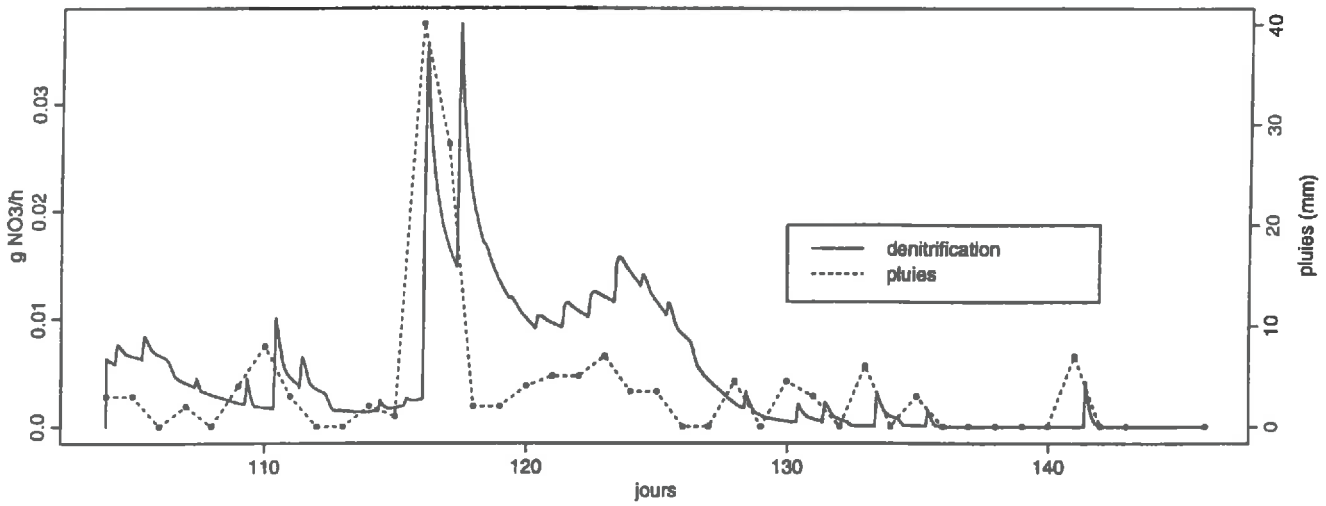
ANNEXE 13b

Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture de printemps sous *paillage* pour une surface de 1 m²

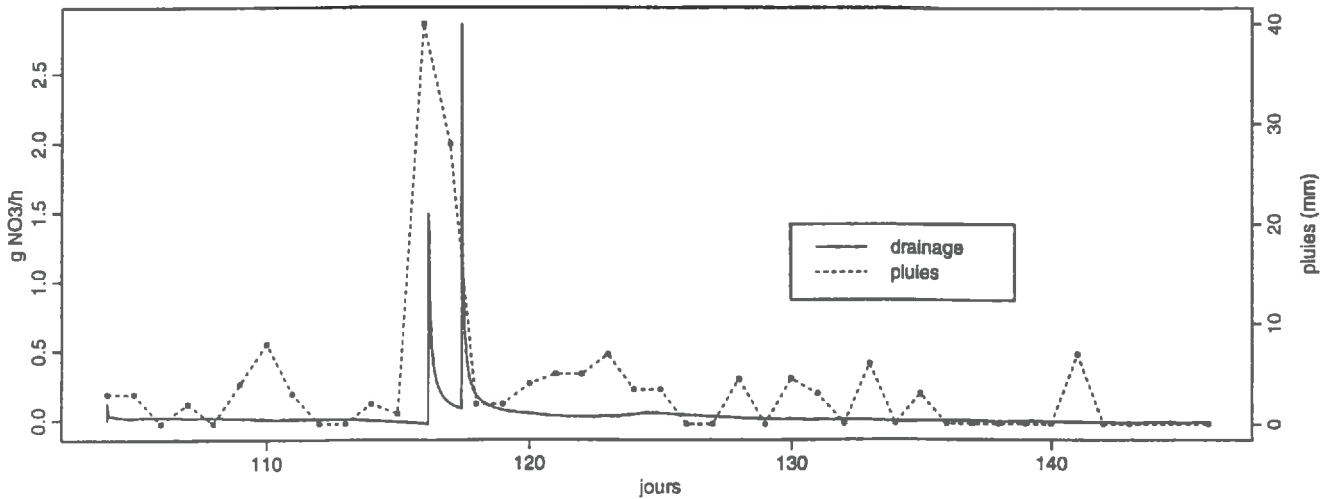
mineralisation



denitrification



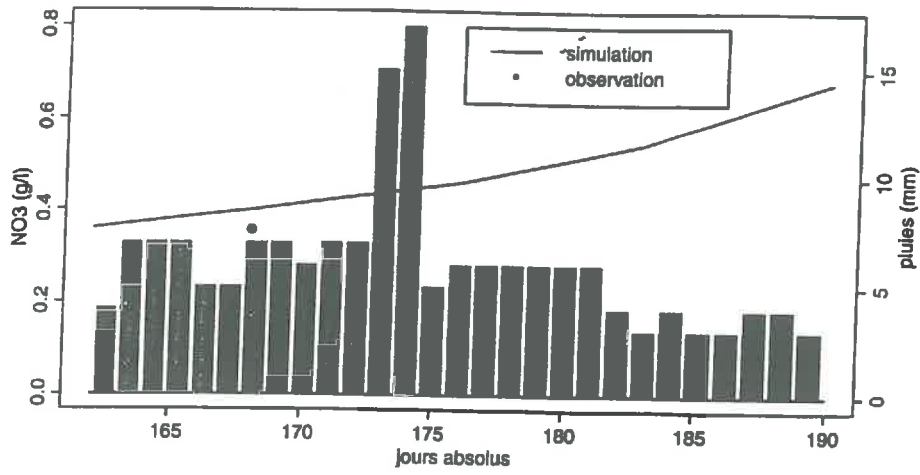
drainage



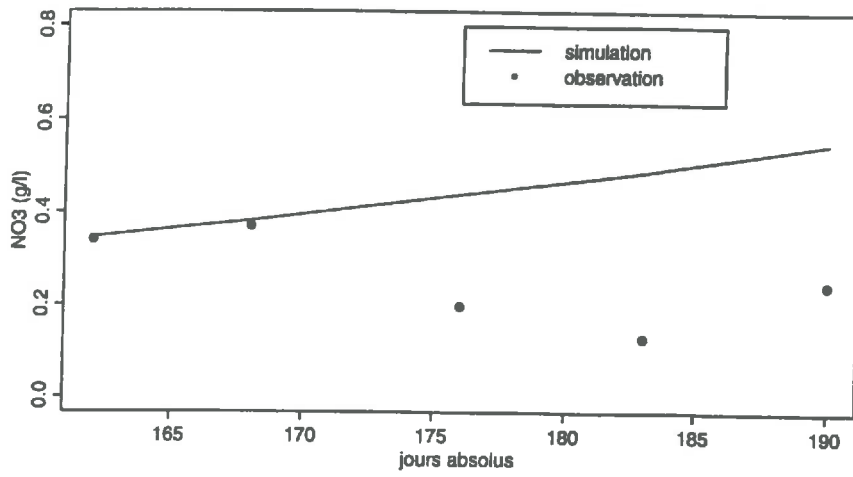
ANNEXE 14a

Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture d'été sous paillage

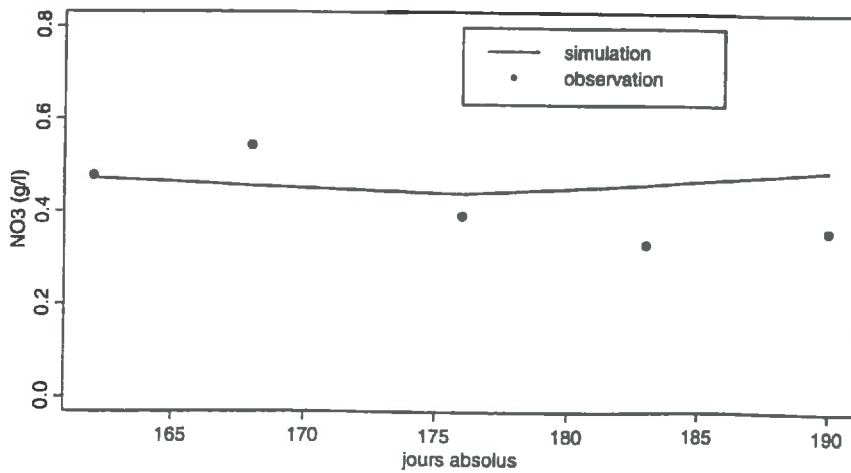
30 cm



60 cm



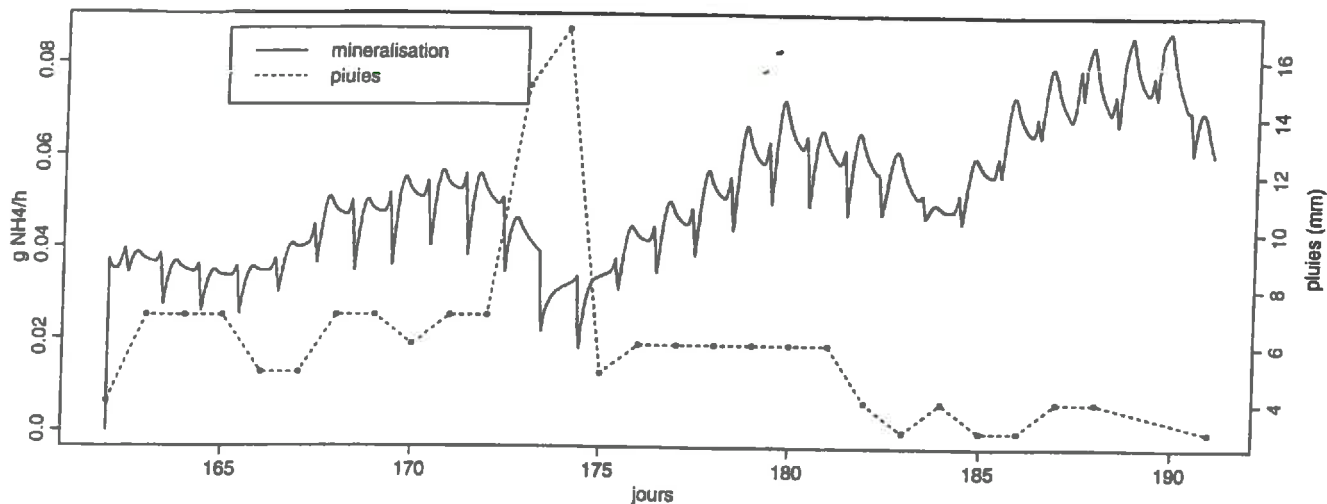
90 cm



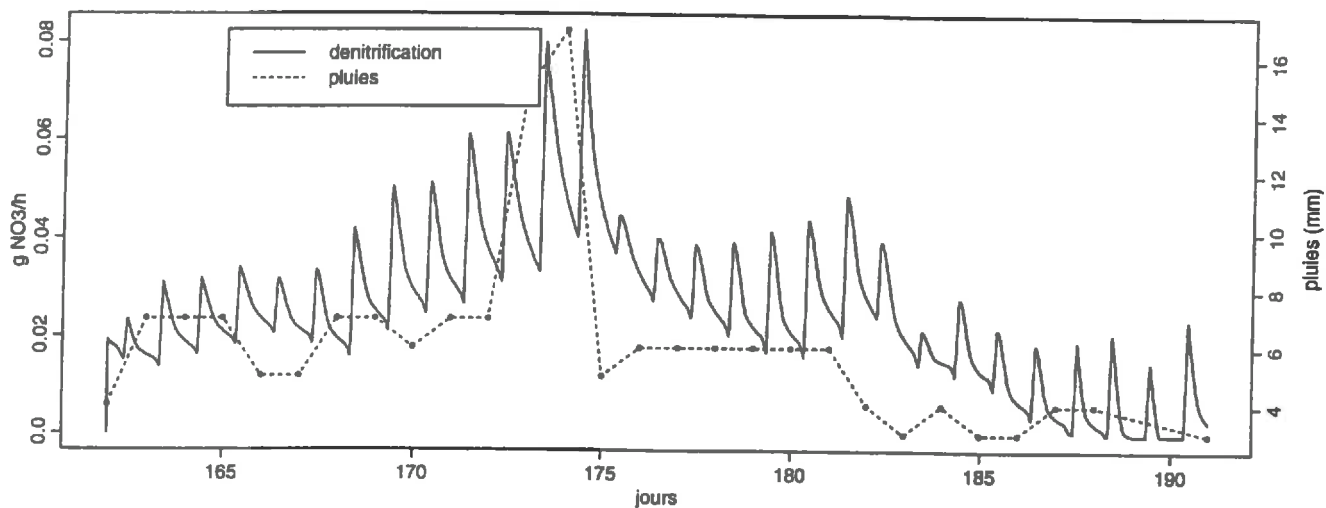
ANNEXE 14b

Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture d'été sous *paillage* pour une surface de 1 m²

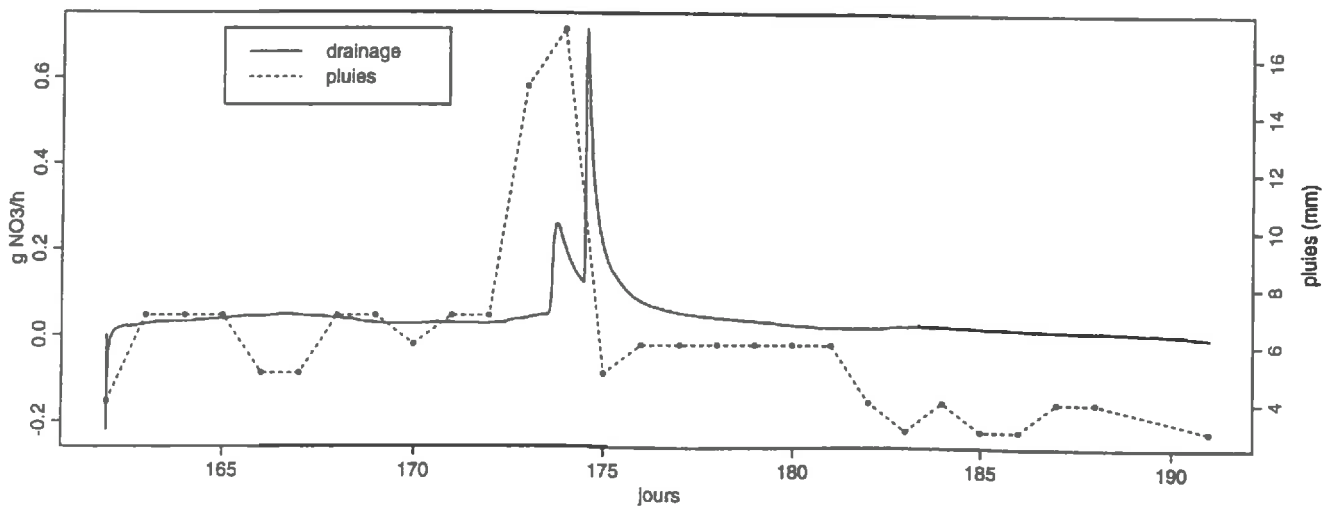
mineralisation



denitrification



drainage



ANNEXE 15a

Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture d'automne-hiver sous *paillage*

30 cm

60 cm

90 cm

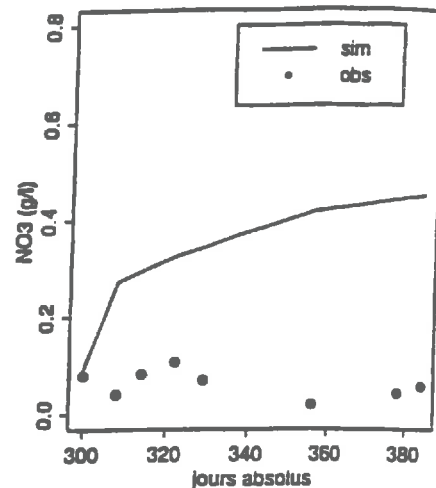
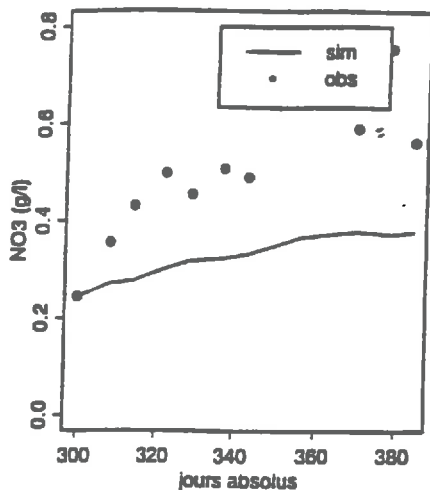
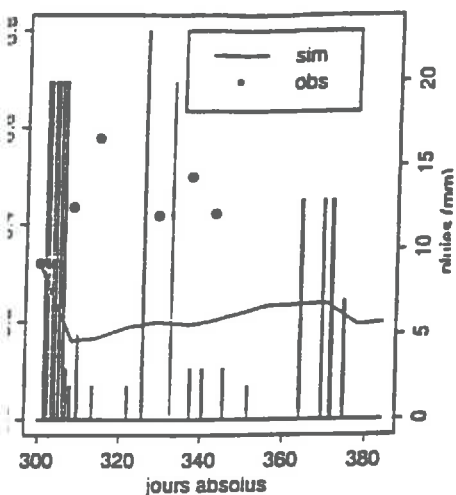


Figure 1: utilisation des paramètres issus du calage de la culture de printemps

30 cm

60 cm

90 cm

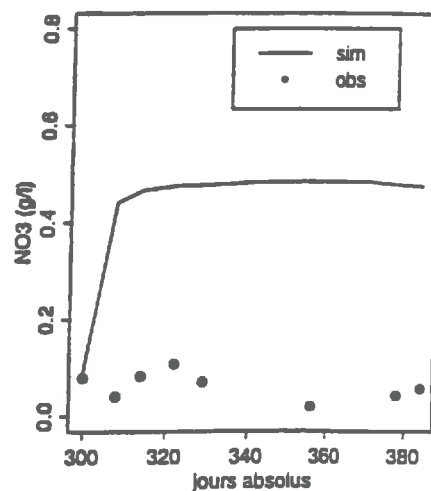
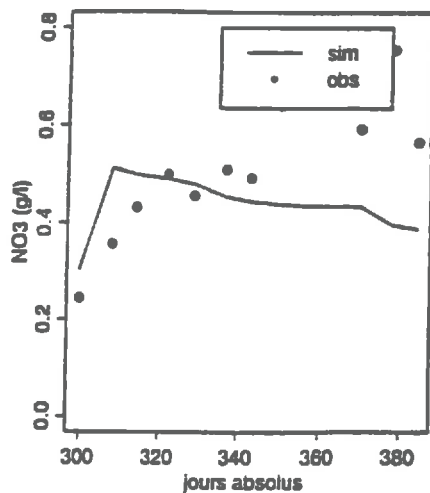
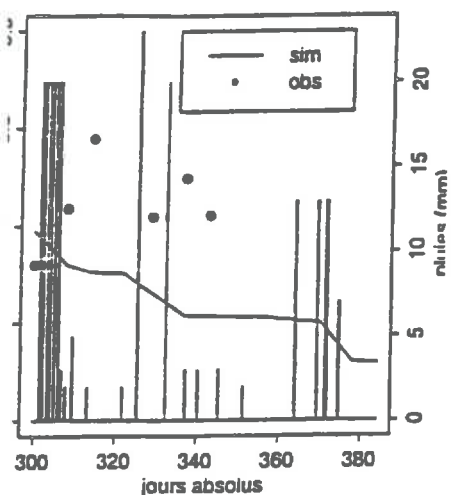


Figure 2: hypothèse d'un pool d'azote de 140 kg d'N/ha minéralisé brutalement en début de culture

30 cm

60 cm

90 cm

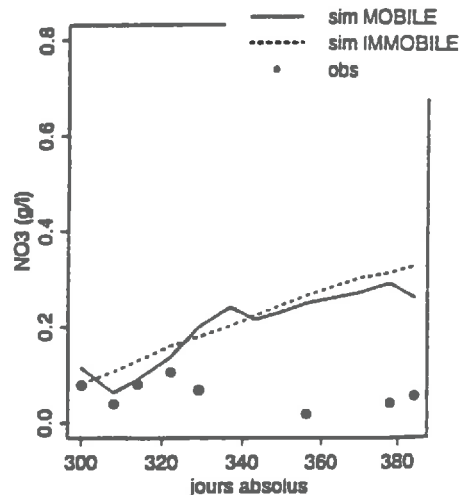
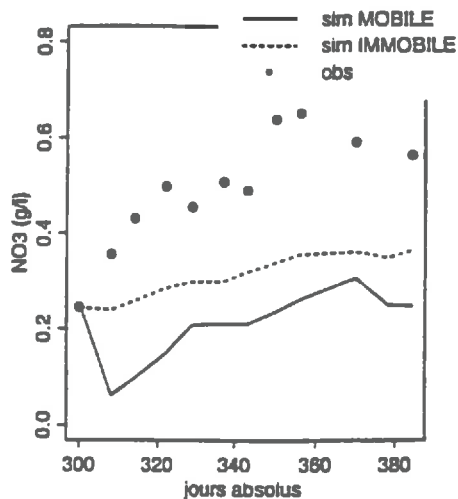
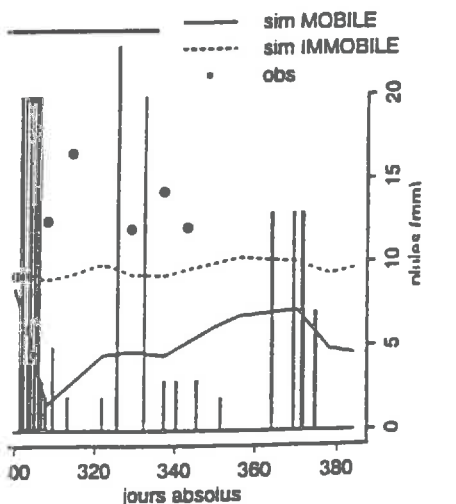
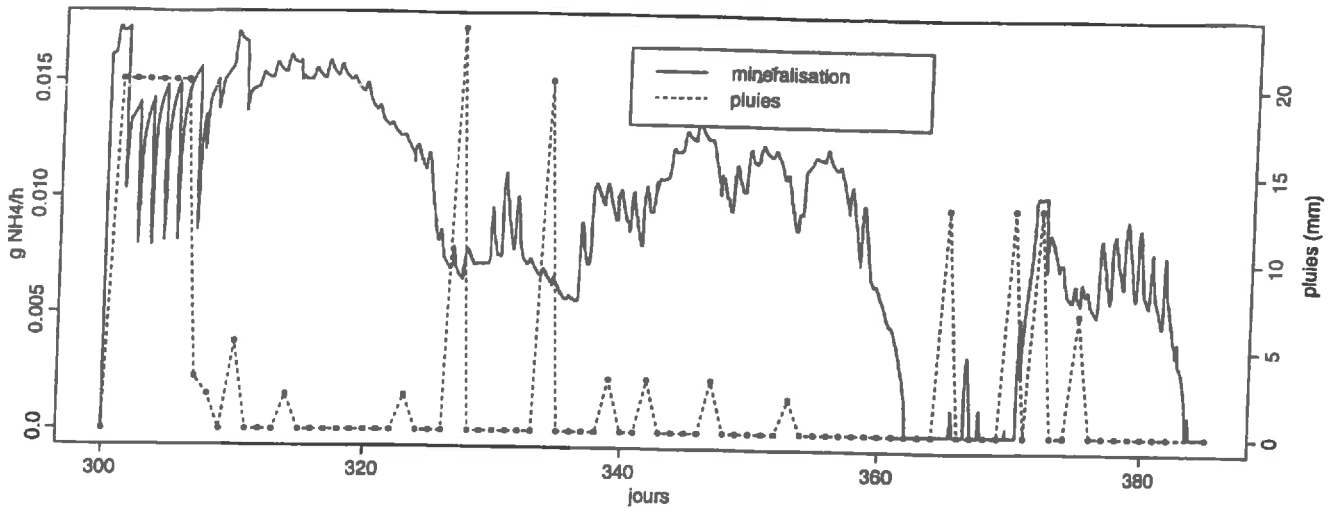


Figure 3: utilisation du modèle à deux phases (80 % d'eau immobile)

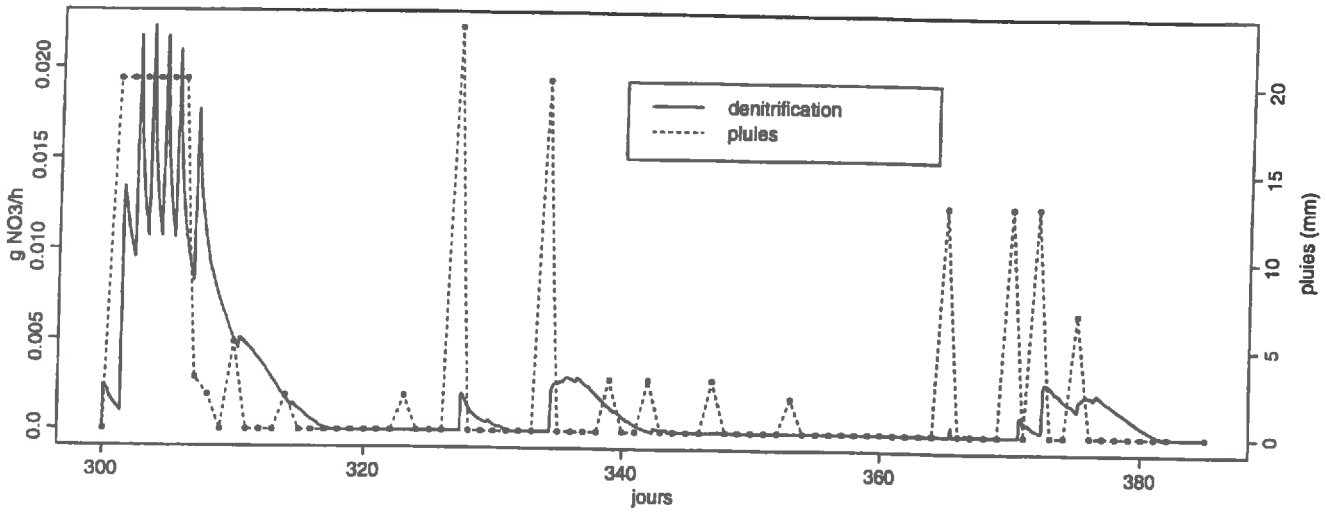
ANNEXE 15b

Flux de minéralisation, dénitrification et drainage calculés pour la culture d'automne-hiver sous paillage

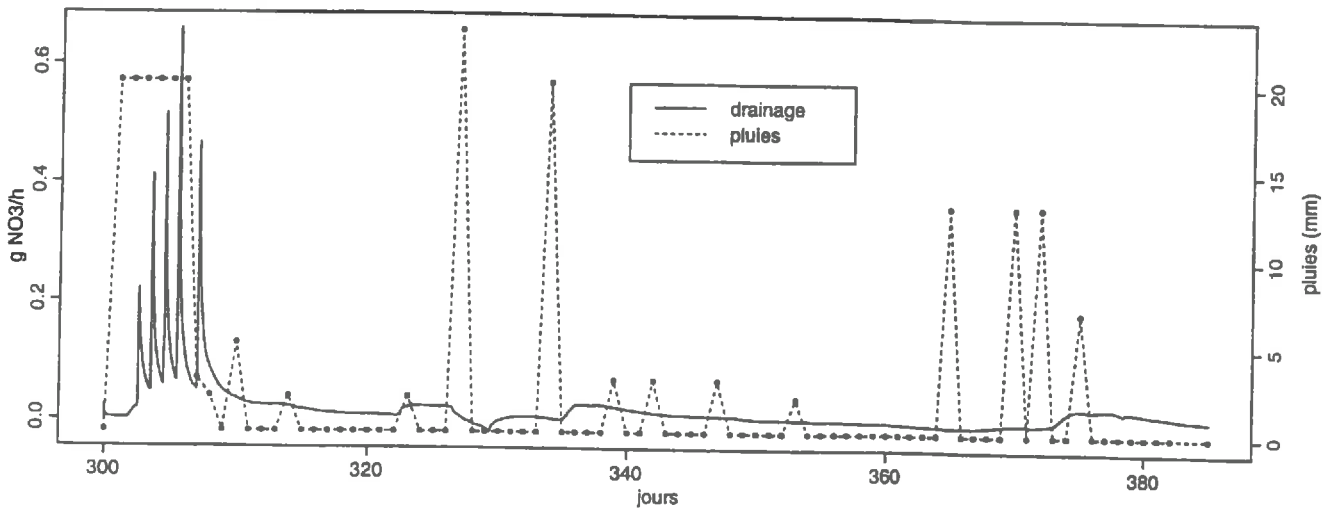
minéralisation



dénitrification



drainage



Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture de printemps dans l'inter-rang

30 cm

60 cm

90 cm

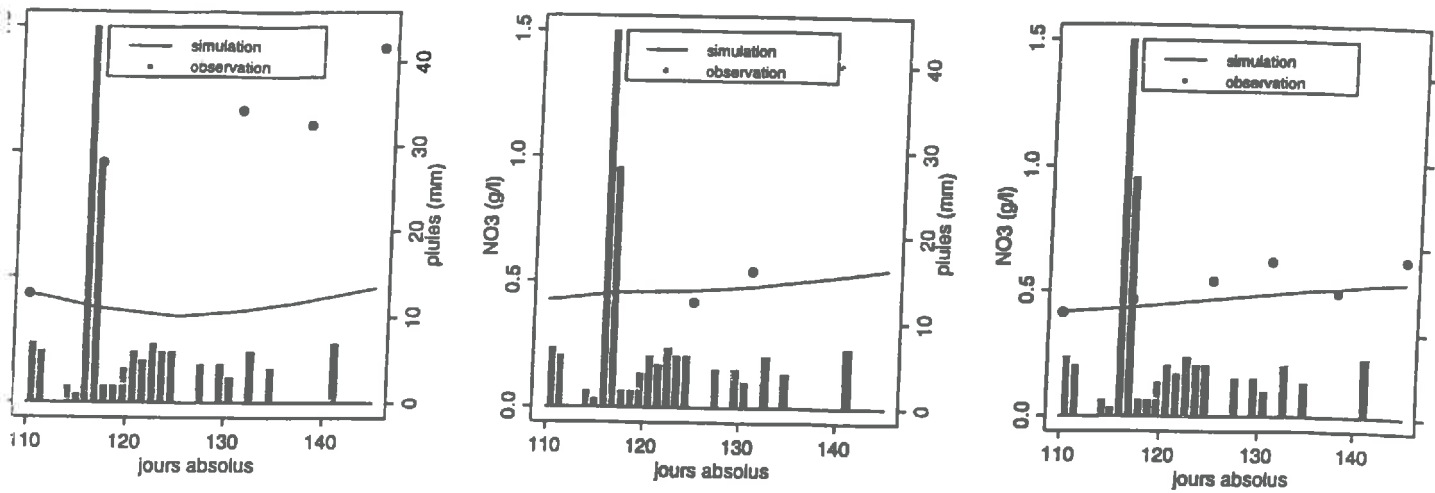


Figure 1: utilisation des paramètres issus du calage de la culture de printemps sous paillage

30 cm

60 cm

90 cm

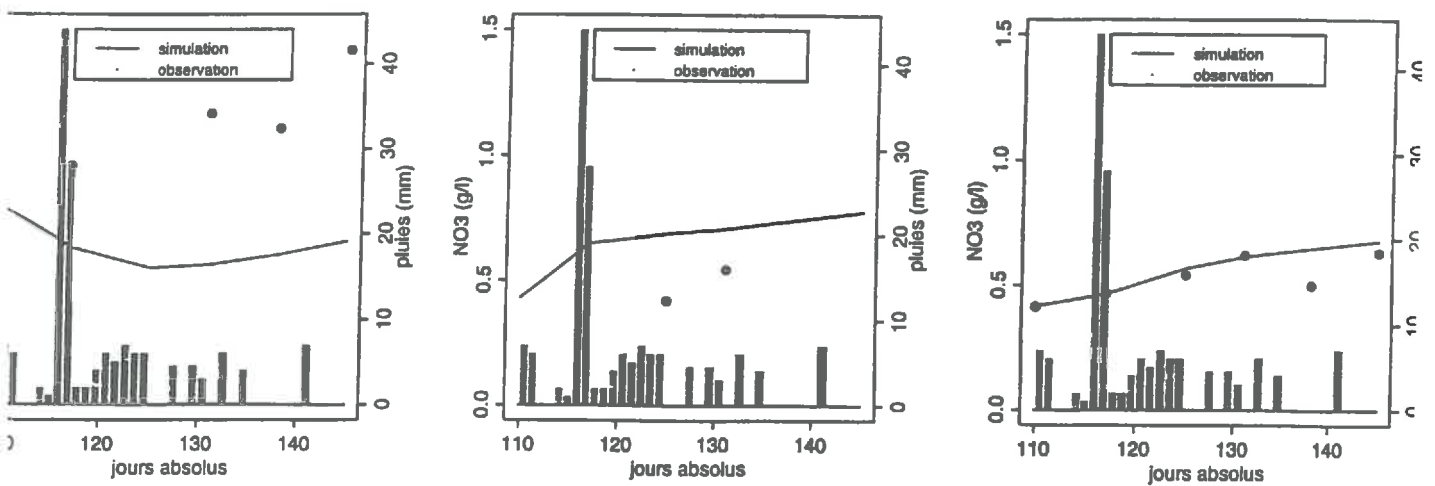


Figure 2: réinitialisation de la concentration en nitrate le jour 110 à 30 cm (de 0.4 à 0.8 g/l)

30 cm

60 cm

90 cm

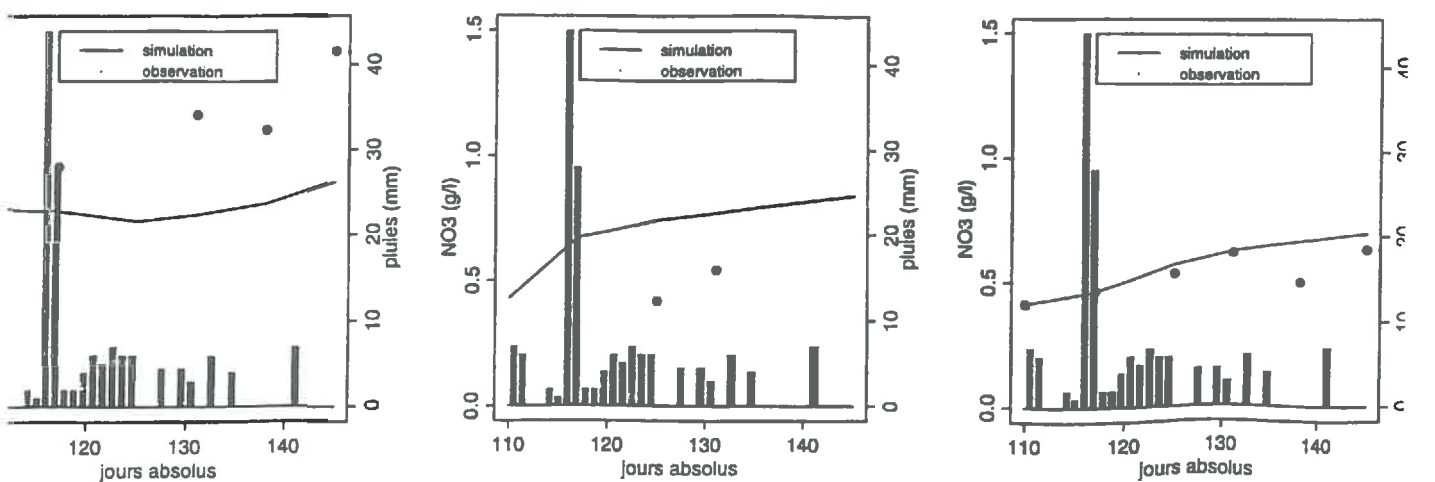
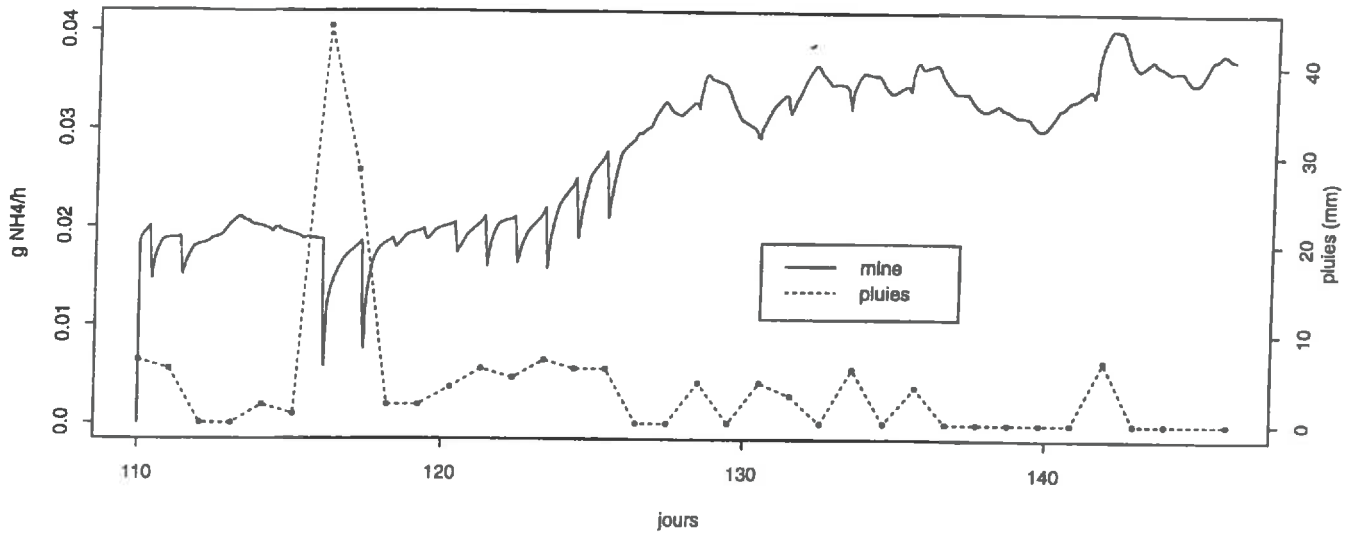


Figure 3: forte minéralisation sur l'horizon 0-15 cm ($K1 = 4.8 j^{-1}$)

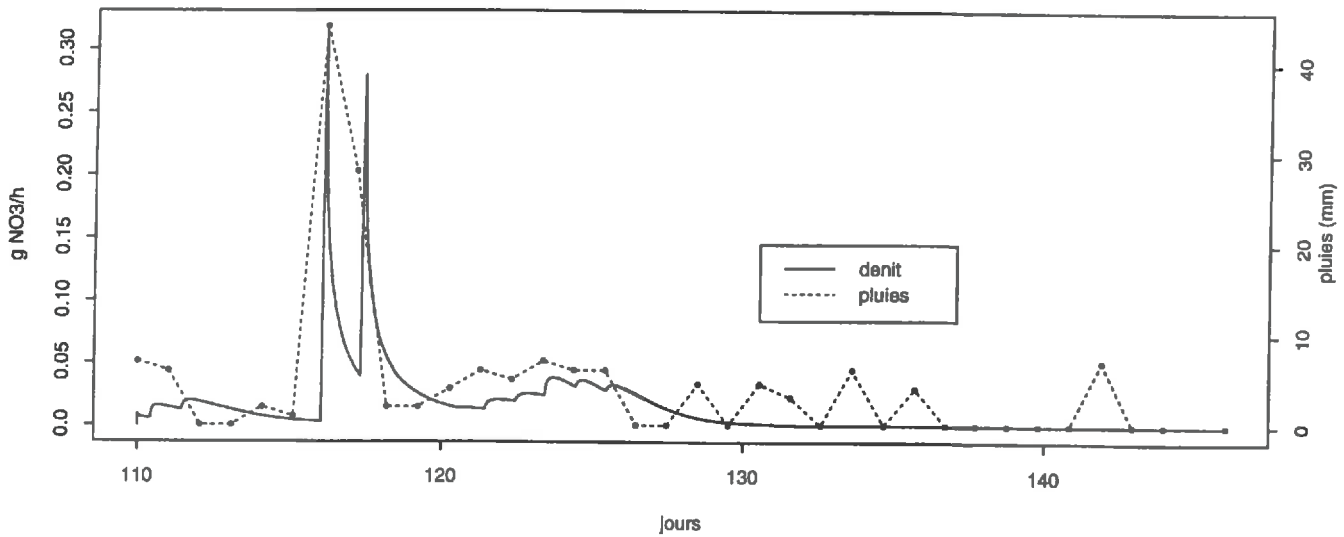
ANNEXE 16b

Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture de printemps dans l'inter-rang pour une surface de 1 m²

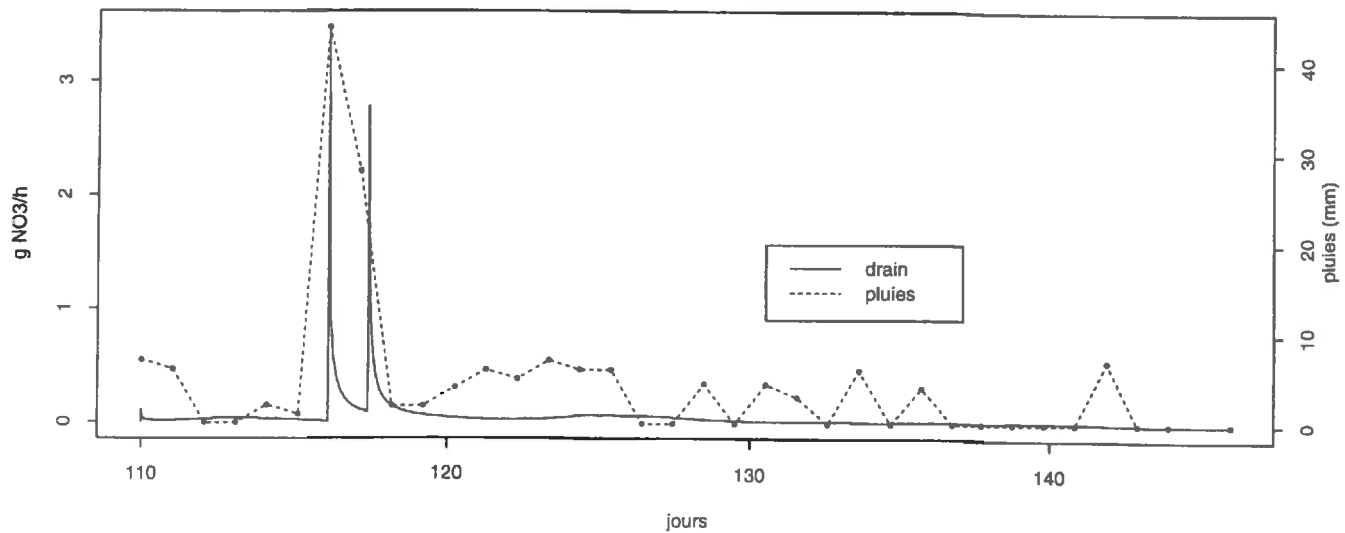
mineralisation



denitrification



drainage



ANNEXE 17a

Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture d'automne-hiver dans l'inter-rang

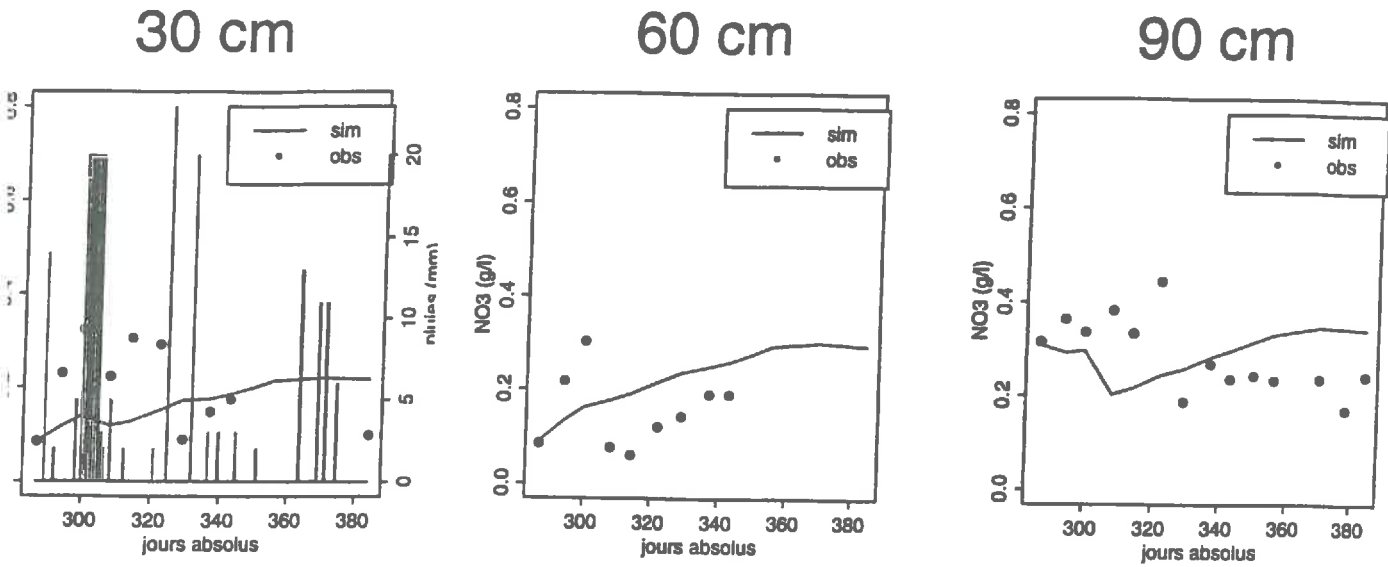


Figure 1: utilisation des paramètres issus du calage de la culture de printemps sous paillage

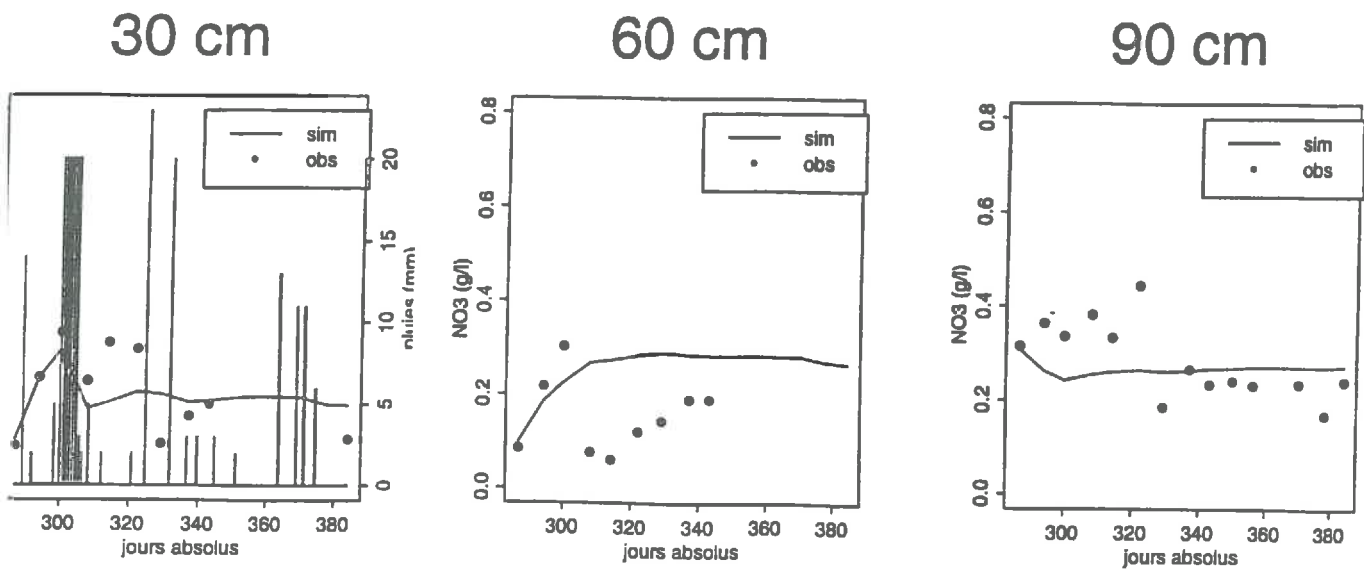
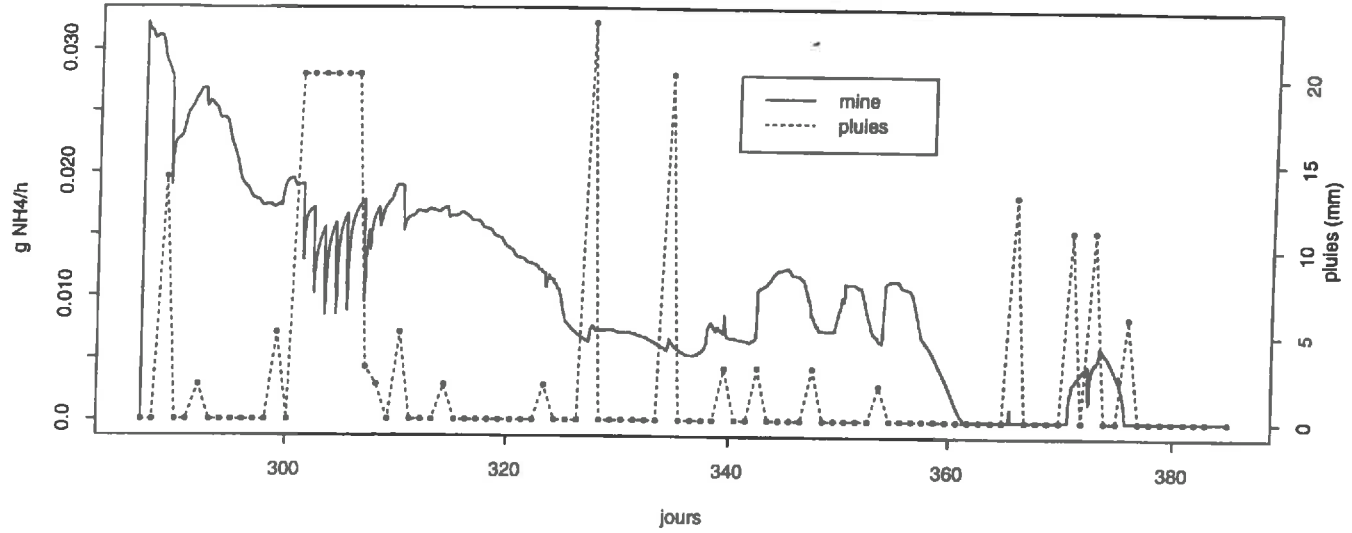


Figure 2: hypothèse d'un pool d'azote de 200 kg d'N/ha minéralisé brutalement en début de culture

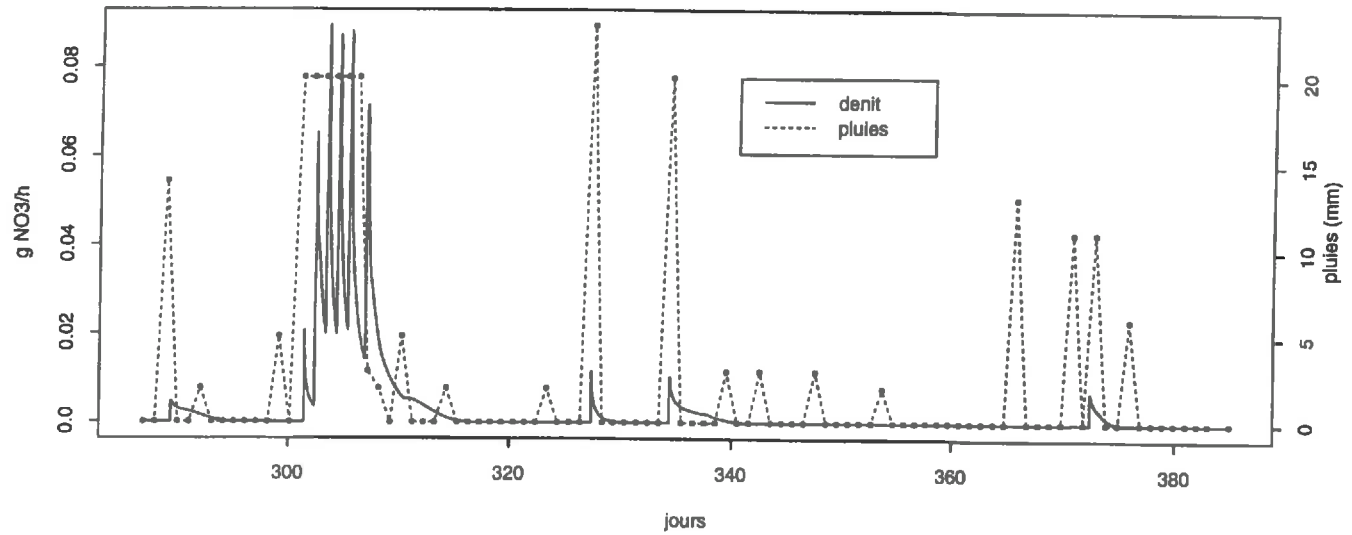
ANNEXE 17b

Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture d'automne-hiver dans l'inter-rang pour une surface de 1 m²

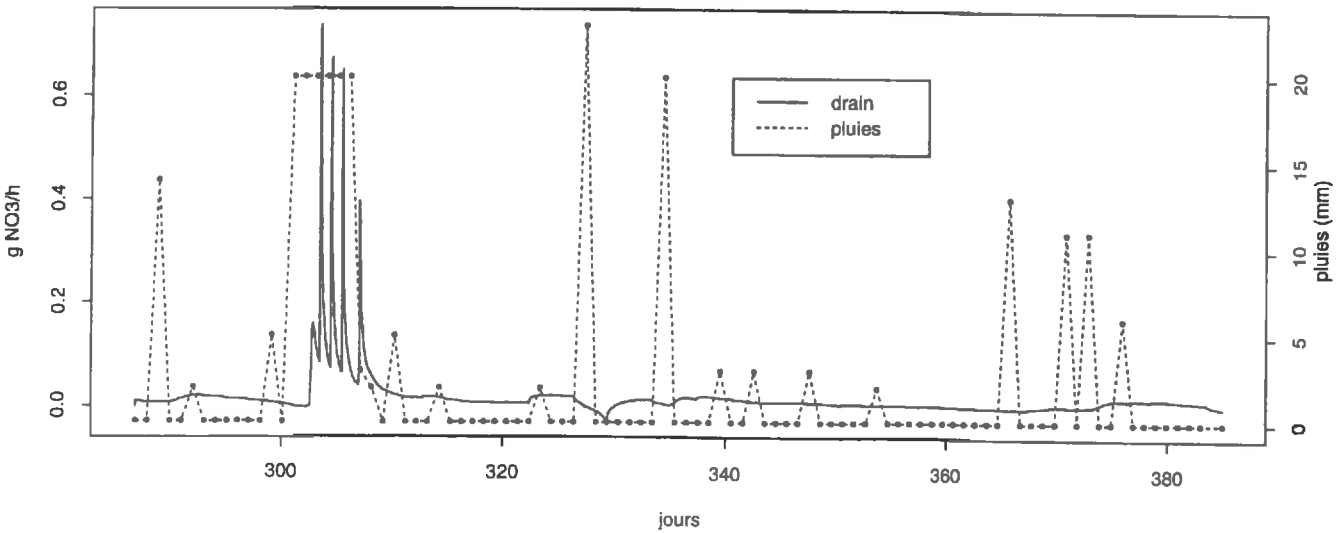
mineralisation



denitrification



drainage

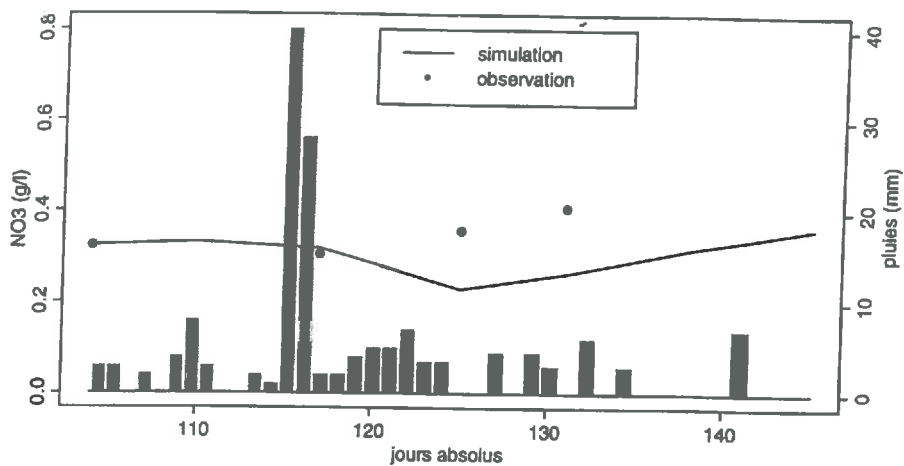


ANNEXE 18a

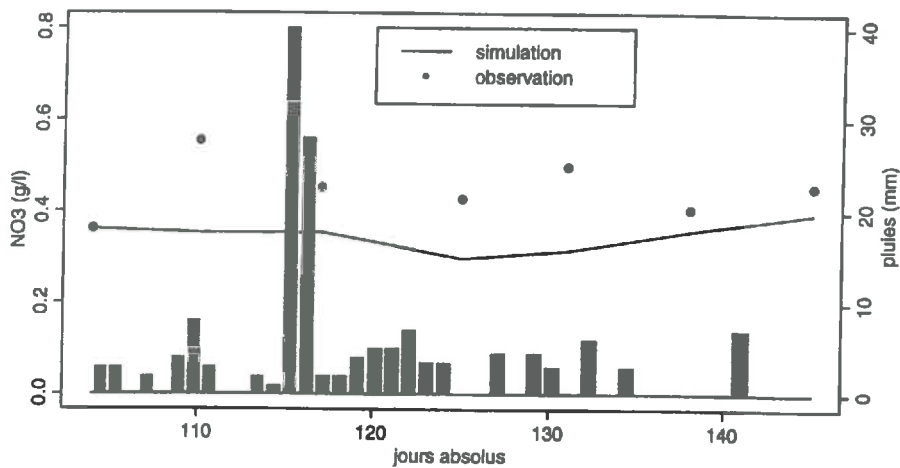
Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture de printemps sous *paillage*

Hypothèse: forte dénitrification sur l'horizon 15-90 cm

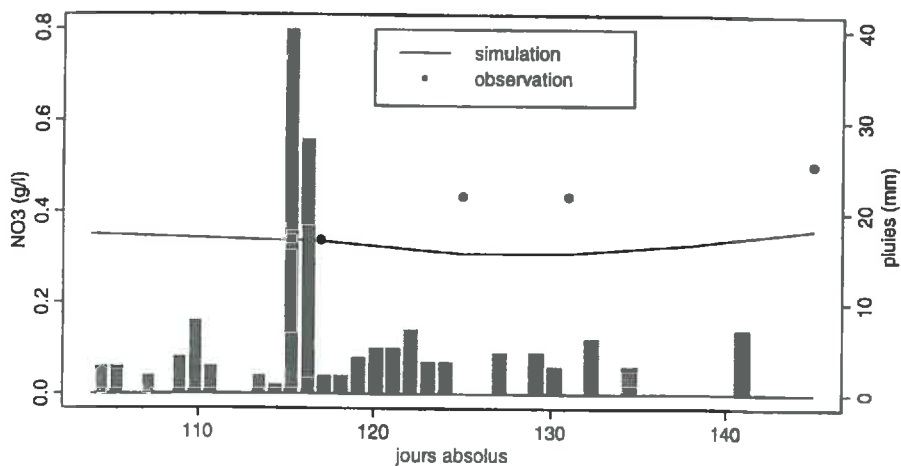
30 cm



60 cm



90 cm

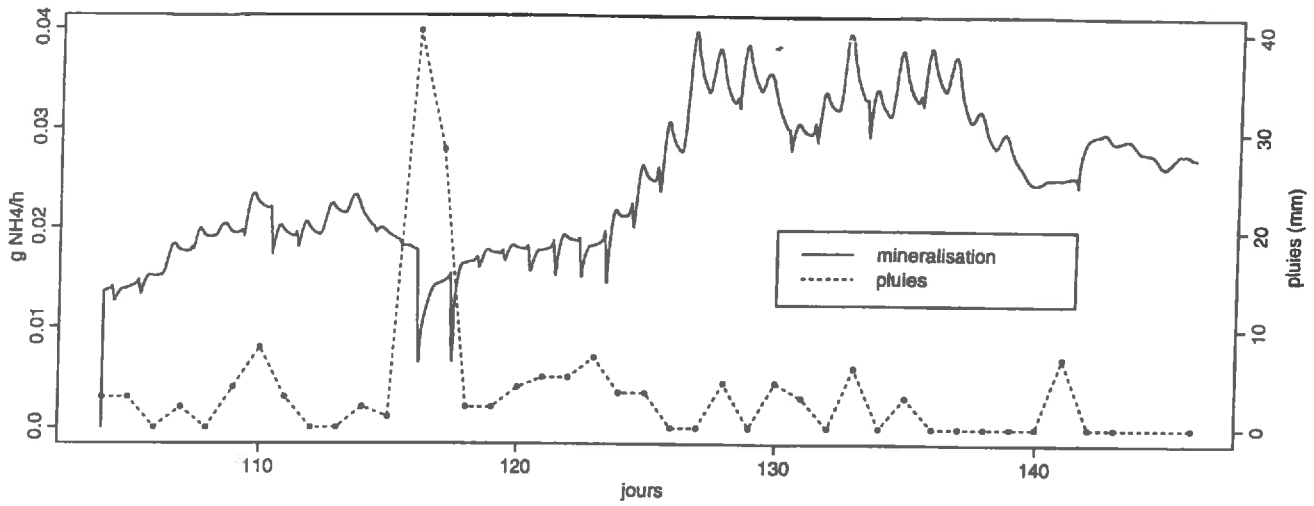


ANNEXE 18b

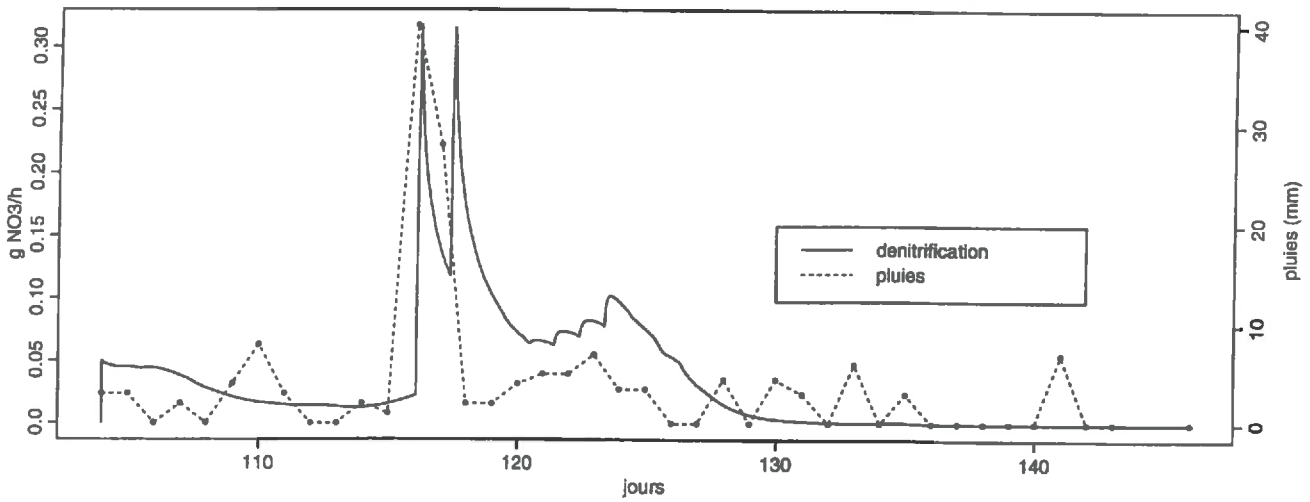
Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture de printemps sous *paille* pour une surface de 1 m²

Hypothèse: forte dénitrification sur l'horizon 15-90 cm

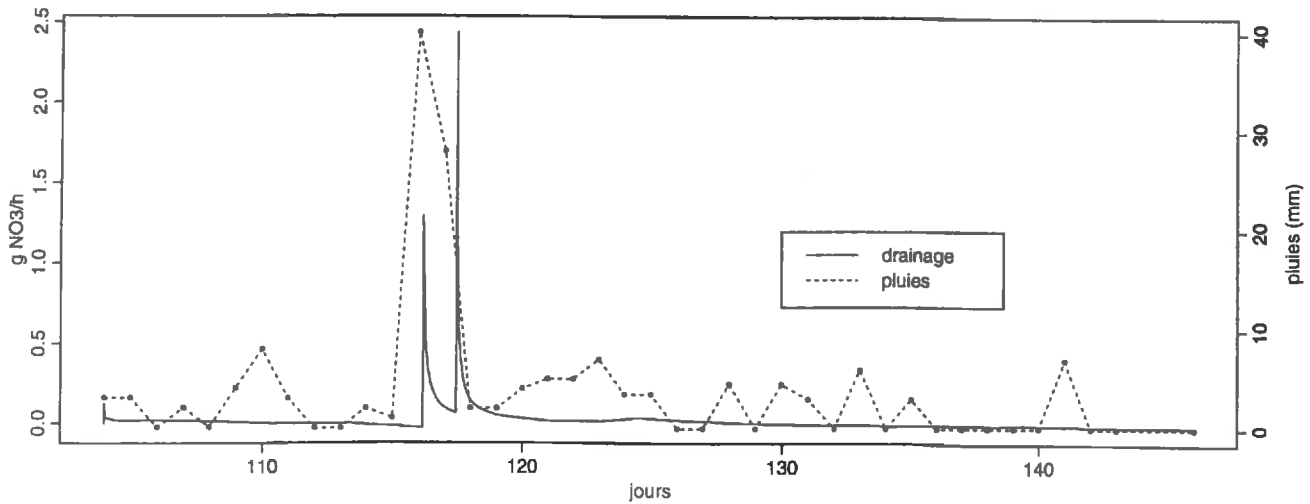
mineralisation



denitrification



drainage

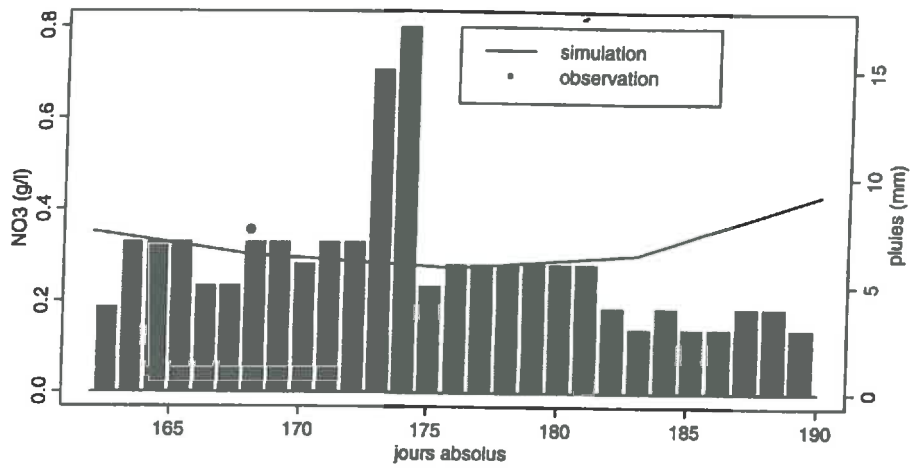


ANNEXE 19a

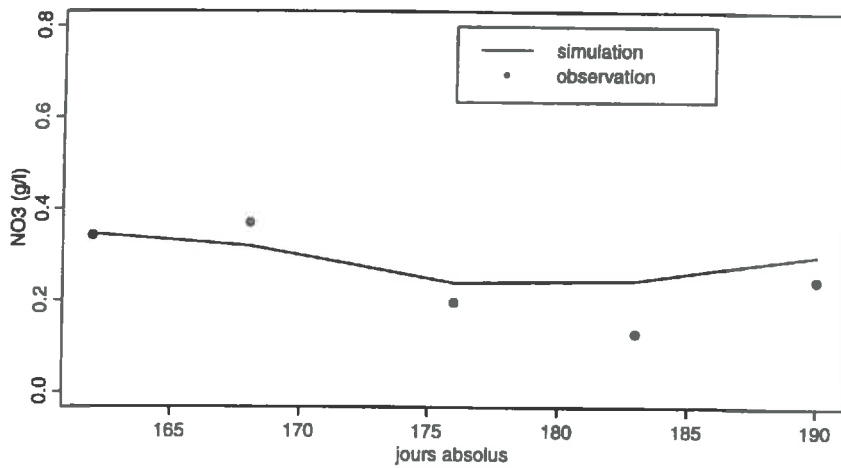
Comparaison des concentrations en nitrate mesurées et calculées pour la culture d'été sous *paillage*

Hypothèse: forte dénitrification sur l'horizon 15-90 cm

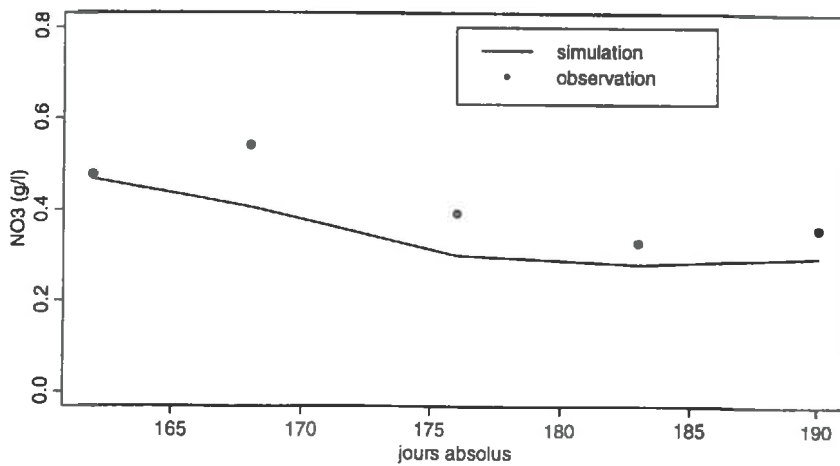
30 cm



60 cm



90 cm

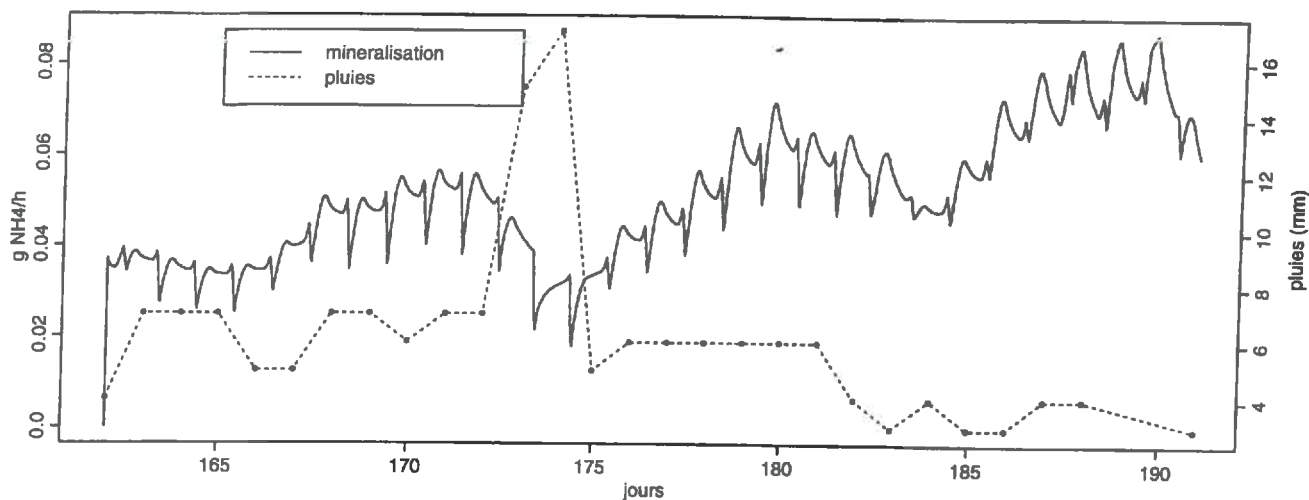


ANNEXE 19b

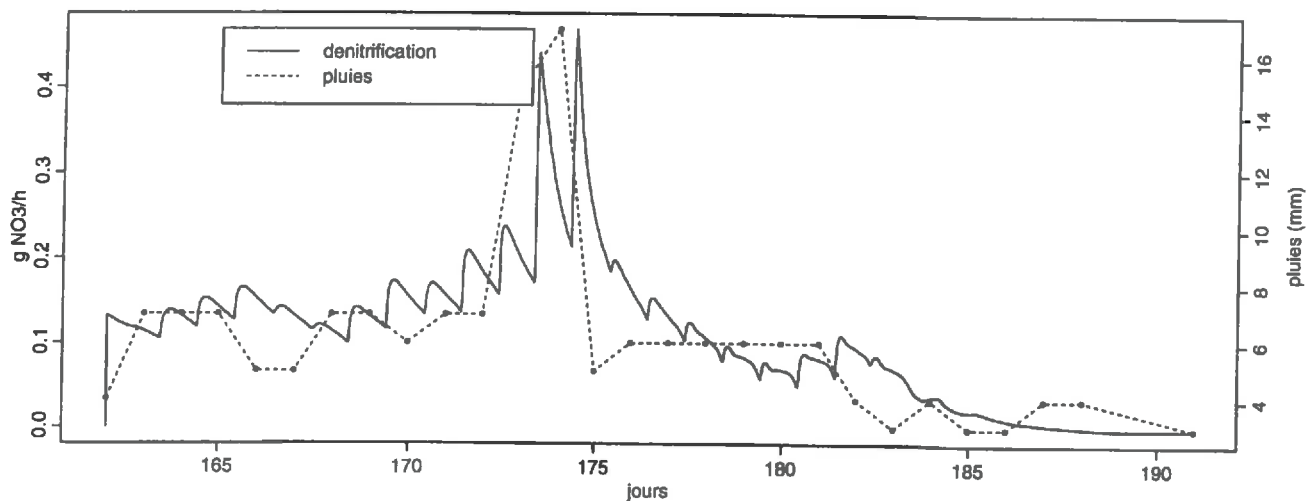
Flux de minéralisation, dénitrification et drainage à 90 cm calculés pour la culture d'été sous *paillage* pour une surface de 1 m²

Hypothèse: forte dénitrification sur l'horizon 15-90 cm

mineralisation



denitrification



drainage

