

ENGREF
Ecole Nationale du Génie Rural
des Eaux et des Forêts

USTL
Université des Sciences et
Techniques du Languedoc

DEA NATIONAL D'HYDROLOGIE

USTL ENGREF Montpellier

Filière gestion et valorisation de l'eau



**GESTION HYDRIQUE ET AZOTEE DANS LE CAS
DU MARAICHAGE INTENSIF
DIAGNOSTIC AGRONOMIQUE ET MODELISATION**

BAYARD Laurence

Fevrier - Septembre 1995

*M Laurent BRUCKLER (INRA Avignon)
Mme Anne-Marie DE COCKBORNE (INRA Avignon)*

*Stage effectué au sein
de l'unité de Science du sol de l'INRA
Institut National de la Recherche Agronomique
Centre de Recherches d'Avignon*

REMERCIEMENTS

Je tiens avant toute chose à remercier ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail.

En tout premier lieu, je remercie Laurent BRUCKLER, directeur de l'unité Science du sol, de ses conseils et de son soutien tout au long de mon stage. Je tiens à lui exprimer toute ma reconnaissance pour m'avoir donné l'ouverture d'esprit nécessaire pour la réalisation d'une étude scientifique.

Je remercie également Anne Marie de Cockborne pour l'ensemble des conseils qu'elle m'a prodigués.

Ma reconnaissance s'adresse également à François Lafolie qui malgré la chaleur du mois d'août a toujours été présent et souriant. Son esprit scientifique et ses explications claires m'ont permis de renforcer mes connaissances en physique du sol et d'en acquérir sur la modélisation.

Sylvie Recous, pour sa disponibilité, sa gentillesse et son esprit scientifique.

Alain Delacourt, pour m'avoir permis de réaliser ce stage.

Une pensée toute particulière à mes deux petites chimistes Géraldine et Audrey qui ont contribué à l'acquisition d'une partie des données et sans qui les journées de vaisselle auraient été bien tristes...

Je remercie également Ghislain, Maurice et Bernard pour leur aide et leur bonne humeur "qu'il vente ou qu'il pleuve".

Enfin merci à toute l'équipe de l'unité Science du Sol, Colette, Jean-Claude (les deux), Alain, Patrick ... , et l'ensemble des stagiaires, que ce soit pour des conseils scientifiques, des discussions cinématographiques ou pour de petites discussions fort sympathiques.

RESUME

GESTION HYDRIQUE ET AZOTE DANS LE CAS DU MARAICHAGE INTENSIF Diagnostic agronomique et modélisation

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

Le présent mémoire s'intègre au projet pluridisciplinaire "Transferts couplés d'eau et de nitrate dans la zone maraîchère du bassin versant de la Vistrenque".

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. Une estimation du potentiel de minéralisation a été réalisée par une expérience en laboratoire dans le but de renseigner un modèle sur la constante de minéralisation. Enfin les données acquises sur ce site servent alors à caler et valider un modèle de transfert local d'eau et de nitrate. 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.

En ce qui concerne le fonctionnement hydrique on a clairement mis en évidence que les pertes d'eau n'ont lieu qu'en tout début de cycle, par la suite le système reste en remontée capillaire. Par ailleurs, le reliquat d'azote à la récolte est très faible. Par conséquent, l'agriculteur a bien géré les apports d'eau et d'engrais intégrant simultanément les préoccupations de l'agriculteur et de l'environnement.

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 discordances observées proviennent essentiellement de la méconnaissance des caractéristiques hydrodynamiques de l'horizon profond. En ce qui concerne le transfert de nitrate, le modèle met en évidence la présence de deux phases ; l'une mobile et l'autre immobile.

SOMMAIRE

Introduction 1

PARTIE I : SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

A - LE CYCLE DE L'AZOTE

1 - Les entrées d'azote 3

- 1 . 1 - Les précipitations
- 1 . 2 - La fixation biologique
- 1 . 3 - Les apports artificiels

2 - Processus régissant les transformations internes 4

- 2 . 1 - L'assimilation
- 2 . 2 - La minéralisation
- 2 . 3 - L'organisation

3 - Les sorties d'azote 6

- 3 . 1 - Les pertes par volatilisation
- 3 . 2 - Le lessivage
- 3 . 3 - Le prélèvement par la plante
- 3 . 4 - La dénitrification

B - DESCRIPTION DU MODELE UTILISE

1 - Modélisation du flux hydrique 8

- 1 . 1 - Présentation
- 1 . 2 - L'équation
- 1 . 3 - Conditions initiales
- 1 . 4 - Conditions aux limites

2 - Le transfert de solutés 9

- 2 . 1 - Les mécanismes de transports de solutés en milieu poreux
- 2 . 2 - Modélisation des transferts prenant en compte une seule phase mobile
- 2 . 3 - Modélisation à deux phases : mobile et immobile
- 2 . 4 - Conditions initiales et aux limites

3 - Le transfert de chaleur 12

- 3 . 1 - L'équation
- 3 . 2 - Conditions initiales et aux limites

4 - Modélisation de l'absorption racinaire 13

- 4 . 1 - L'absorption d'eau par le système racinaire
- 4 . 2 - L'absorption de nitrate

5 - Modélisation des processus biologiques	14
5 . 1 - La cinétique de minéralisation	
5 . 2 - La cinétique de nitrification et de dénitrification	

PARTIE II : MATERIELS ET METHODES

A - LE DISPOSITIF

1 - Présentation générale	16
1 . 1 - La parcelle	
1 . 2 - Justifications des mesures envisagées	
2 - Le dispositif expérimental	17
2 . 1 - Le site expérimental	
2 . 2 - Le milieu physique	
2 . 2 . 1 - Mesure de la teneur en eau du sol	
2 . 2 . 2 - Mesure tensiométrique	
2 . 2 . 3 - Mesure de la pluviométrie	
2 . 3 - Le milieu biogéochimique	
2 . 3 . 1 - Apports azotés	
2 . 3 . 2 - Teneur en azote du sol	
2 . 3 . 3 - Le suivi de la température du sol	
2 . 3 . 4 - Le suivi des flux de N ₂ O	
2 . 4 - Le suivi de la culture	
2 . 5 - Caractérisation hydrodynamique du sol	

B - POTENTIEL DE MINERALISATION DU SOL EN AZOTE

1 - Protocole de l'expérimentation	21
2 - Résultats	22

C - PARAMETRES DU MODELE

1 - Paramètres pour la modélisation du transfert hydrique	23
1 . 1 - Estimation des paramètres hydrodynamiques	
1 . 1 . 1 - Conditions initiales et aux limites	
1 . 1 . 2 - Calage des paramètres liés à la plante	
2 - Paramètres pour la modélisation du transferts de chaleur et de solutés	24
2 . 1 - Le transfert thermique	
2 . 2 - Le transfert de solutés	
2 . 3 - Les transformations du cycle de l'azote	
2 . 4 - L'absorption racinaire du nitrate	
2 . 5 - Conditions initiales et aux limites	

PARTIE III : RESULTATS

A - RESULTATS DU SUIVI AGRONOMIQUE

1 - Suivi hydrique	27
1 . 1 - Les intrants	
1 . 2 - Evolution des potentiels matriciels	
1 . 3 - Stock d'eau du profil	
1 . 4 - Bilan hydrique	
2 - Le suivi azoté	30
2 . 1 - Comparaison des deux méthodes d'extraction	
2 . 2 - La teneur en azote nitrique du sol	
2 . 2 . 1 - Variabilité spatiale	
2 . 2 . 2 - Evolution de la teneur en azote nitrique dans le sol au cours du temps	
2 . 2 . 3 - Stock d'azote nitrique du sol	
2 . 3 - Estimation des flux d'azote nitrique à 90 cm de profondeur	
2 . 4 - La minéralisation nette	

B - COMPARAISON MODELISATION-EXPERIENCE

1 - Modélisation du transfert hydrique	35
1 . 1 - Simulation de la première partie du cycle cultural	
1 . 2 - Simulation du cycle cultural	
1 . 2 . 1 - Analyse des stocks d'eau, des teneurs en eau et des flux	
1 . 2 . 2 - Discussion	
2 - Comparaison des températures simulées et mesurées	38
3 - Modélisation du transfert de solutés (du jour 117 au jour 172)	
3 . 1 - Comparaison des concentrations simulées et observées selon le modèle à une phase	
3 . 2 - Comparaison des concentrations simulées et observées selon le modèle à deux phases	

CONCLUSION GENERALE	41
----------------------------------	----

BIBLIOGRAPHIE	42
----------------------------	----

ANNEXES	N° 1 : Localisation du site
	N° 2 : Analyse granulométrique et physico-chimique du sol
	N° 3 : Détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol
	N° 4 : La sonde capacitive
	N° 5 : Principe et étalonnage de l'humidimètre à neutrons
	N° 6 : Méthodes d'extraction de la solution du sol
	N° 7 : Dosage de l'ion nitrate à l'électrode spécifique
	N° 8 : Protocole de l'expérience d'incubation

INTRODUCTION

L'azote est un élément indispensable à la nutrition des plantes, tant sur le plan quantitatif que qualitatif. En effet, il favorise la croissance de ces dernières, entre dans la composition des molécules organiques dont certaines sont primordiales à la survie de l'espèce humaine, notamment les protéines.

Cependant cet azote en proportion conséquente dans l'air (80%) ne peut être fixé que par des bactéries dites prototrophes et les cyanophycées. Il reste donc inaccessible aux végétaux supérieurs, lesquels l'absorbent principalement sous forme minérale. La quantité présente dans le sol s'avère insuffisante pour obtenir des rendements élevés et l'agriculteur a recours aux engrais azotés minéraux. Dès lors se pose le problème de la gestion de ce supplément : soit il peut être supérieur aux besoins de la plante, et par conséquent susceptible de provoquer des accidents végétatifs ou une pollution des nappes par lessivage du reliquat non récupérable à la récolte ; soit il peut être inférieur aux besoins et le rendement espéré n'est pas atteint.

La menace de pollution diffuse d'origine agricole reste permanente pour l'environnement. L'augmentation de la teneur en nitrate des nappes phréatiques est un problème quasi généralisé en Europe depuis une trentaine d'années.

Ainsi la nappe de la Vistrenque située dans le Gard, d'une superficie de 390 km², n'échappe pas à ce constat. La DIREN (1992) a établi un inventaire de l'occupation agricole des sols et de la pollution azotée de la nappe de cette zone. Il apparaît 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 alors que 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 joué par 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), la DIREN du Languedoc-Roussillon, le Syndicat mixte de la Vistrenque, ENGREF de Montpellier (Département de Maîtrise de l'Eau), et la Chambre d'Agriculture du Gard. 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.

Deux grands axes de recherche ont été identifiés:

- d'une part, l'évolution géochimique des eaux de nappe (notamment la mise en évidence du processus naturel de dénitrification)
- d'autre part, la gestion des intrants et la minimisation des risques de drainage à l'échelle de la parcelle où s'intègre notre sujet.

L'étude débutée en 1992 a montré à l'échelle parcellaire:

- des pratiques agricoles "polluantes" notamment par une irrigation excessive pendant la période estivale (SABLIER, 1992).
- une grande variabilité spatiale des flux hydriques et azotés (CLAUDOT, 1994).

Cette année, les objectifs sont les suivants :

- Réaliser un diagnostic agronomique dans une parcelle, c'est à dire quantifier les pertes d'eau et d'azote sur le cycle cultural de printemps, afin d'étudier les risques de pollution diffuse d'origine agricole sous culture de salades irriguée.
- Estimer le potentiel de minéralisation du sol, par le biais d'une expérience en laboratoire par incubation de sol (ROBIN, 1994), dans le but de renseigner un modèle sur la constante de minéralisation.
- Simuler avec un modèle couplé des flux hydriques et azotés (LAFOLIE, 1991), et comparer les résultats avec nos observations de terrain.

La première partie du mémoire est consacrée à une synthèse bibliographique concernant le cycle de l'azote et une présentation du modèle. La présentation du dispositif, de l'expérience et des méthodes font l'objet d'une seconde partie. Enfin les résultats obtenus sont discutés dans une troisième partie.

SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

ET

PRESENTATION DU MODELE

A - LE CYCLE DE L' AZOTE

Dans le sol, l'azote se présente sous formes organique, minérale, ou gazeuse. Ces différentes formes subissent des transformations qui constituent le cycle de l'azote (Figure 1 et 2). Il convient de décrire ces processus de transformation en vue de la quantification des transferts dans le sol.

1 - LES ENTREES D'AZOTE

1.1 - Les précipitations

Il existe une fixation naturelle électrochimique qui se produit dans l'atmosphère. Lors d'un orage, il y a une combinaison d'azote avec l'oxygène ou l'hydrogène, les produits ainsi formés : N_2O et NH_3 , retournent au sol par le biais des pluies. Ces réactions endothermiques sont catalysées par la foudre et les ultraviolet. Selon les auteurs, les apports représentent 2 à 4 kg de $N-NO_3^-/ha/an$ (CPWU, 1977; KUGLER, 1988).

1.2 - La fixation biologique

Cette fixation naturelle est réalisée uniquement par des organismes fixateurs, elle est à l'origine de l'essentiel du pool de la matière organique sur terre. Il s'agit du passage de l'azote gazeux (N_2) en azote combiné assimilable (NH_4^+). Les responsables de cette réduction sont des micro-organismes "azototrophes" qui peuvent être des fixateurs libres (azotobacter) ou symbiotiques (Ryzobium des légumineuses qui peut fixer jusqu'à 200 kg $N/ha/an$; BONNEAU et SOUCHIER, 1979) (MARIOTTI, 1982 ; GLEMAREC, 1988).

1.3 - Les apports artificiels

Il s'agit d'apports par les engrais, organiques ou minéraux (nitrate ou ammonium). Il ne faut pas négliger les apports par l'irrigation, quand l'eau d'irrigation provient de nappes chargées en nitrate.

Le cycle de l'azote

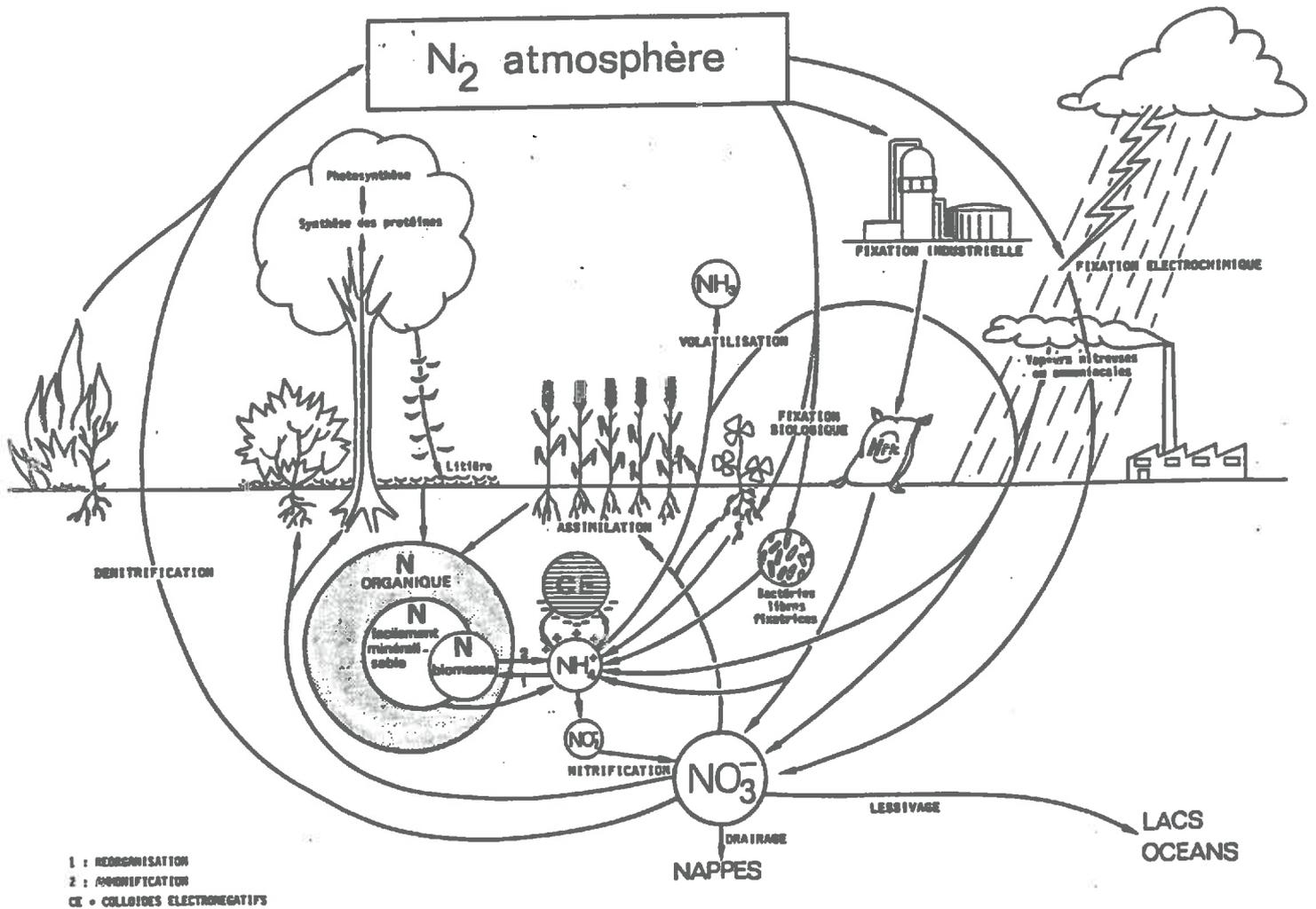


Figure 1 : Le cycle de l'azote selon MARIOTTI (1982)

2 - PROCESSUS REGISSANT LES TRANSFORMATIONS INTERNES

2.1 - L'assimilation

Pendant la phase de croissance racinaire, les végétaux vont extraire l'azote minéral du sol il y a ainsi donc transformation de matières azotées minérales en biomasse. Les végétaux supérieurs assimilent l'azote sous forme nitrique, par contre, beaucoup de micro-organismes (bactéries, champignons) assimilent l'azote sous forme ammoniacale évitant ainsi la dépense d'énergie nécessaire pour réduire l'azote nitrique en azote ammoniacal (MARIOTTI, 1982 ; GERMON, 1991).

2.2 - La minéralisation

C'est le processus qui transforme l'azote organique du sol en azote minéral. Il est subdivisé en deux étapes : l'ammonification et la nitrification.

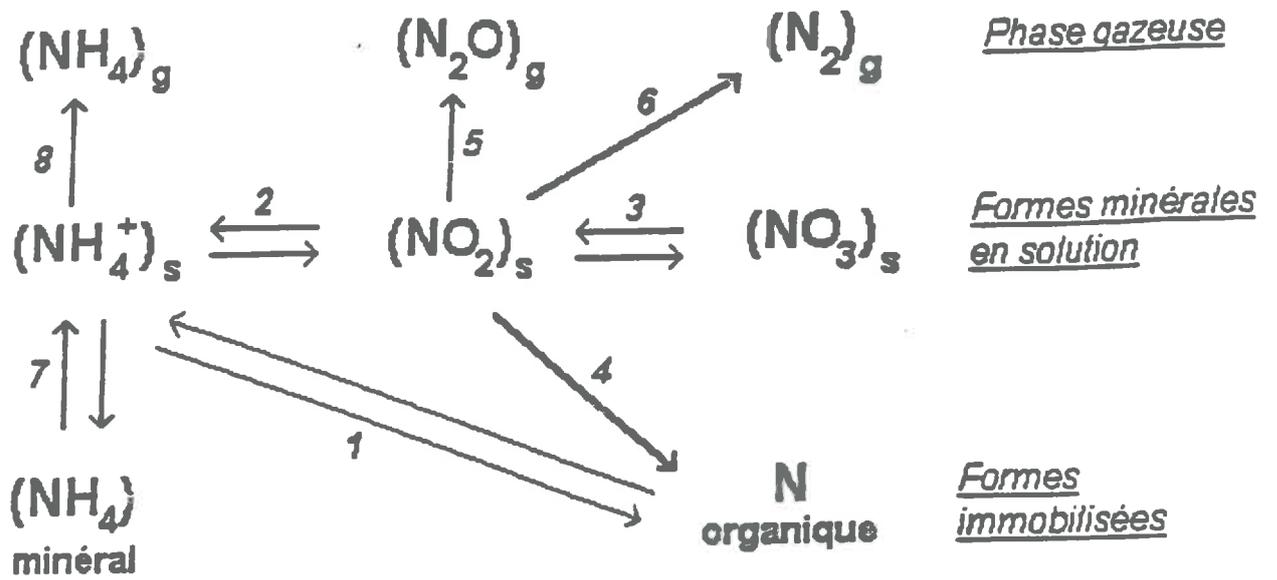
L'ammonification traduit la transformation de l'azote organique en ammoniac (NH_4^+), sous l'action de micro-organismes. La majorité des micro-organismes du sol sont capables d'hydrolyser l'azote organique du sol. Les flux d'azote minéralisé sont corrélés au flux de carbone minéralisé car le carbone 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.

Les conditions optimales sont : a) une température de 35 °C (STANDFORD et al, 1973) b) un sol bien aéré c) un rapport C/N compris entre 10 et 20 d) un pH de 5 à 8 e) une teneur en eau proche de la capacité au champ, les bactéries aérobies ont un taux de décomposition plus efficace énergiquement que les bactéries anaérobies (DELPHIN, 1986 ; STANDFORD 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 effet important sur la minéralisation. La réhumectation d'un sol engendre une reprise de la minéralisation, expliquée par une expansion de la population microbienne (CAMPBELL et BIERDERBECK, 1982). Lors de cette reprise, le substrat 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.

La production d'azote minéral dans un sol cultivé pendant la période de croissance de la plante se situe généralement en deçà d'un seuil que nous appellerons "potentiel de minéralisation " en azote (Partie II-2). Ce potentiel ne s'exprime que partiellement au champ en raison des facteurs du milieu qui sont limitants : température, humidité, aération, alternance humectation-dessiccation (STANDFORD et EPSTEIN 1974 ; STANDFORD et al 1973)

La teneur en argile a un rôle important car elle freine les processus de biodégradation, par conséquent l'argile limite le processus de minéralisation (JACQUIN et VONG, 1990). Il est important de noter que l'azote organique du sol ne présente pas un comportement homogène vis à vis de ce processus. On a des compartiments plus sensibles à cette transformation, (notamment la biomasse du sol qui est la première source d'azote minéralisable) : ils correspondent à l'azote aisément minéralisable.



- | | |
|-------------------------------------|-------------------|
| 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)

La minéralisation a lieu dans la couche arable du sol où se trouvent l'essentiel de l'humus et des résidus des précédentes cultures.

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

L'ammonium ainsi formé est assimilable par la plante. Il peut aussi être retenu par les colloïdes minéraux ou organiques, ou volatilisé. Après fixation par adsorption sur les argiles du sol, il peut être oxydé : c'est la nitrification.

La nitrification transforme l'azote ammoniacal en nitrate, plus facilement disponible pour la plante. Elle se subdivise en deux étapes :

⇒ nitritation qui est l'oeuvre des bactéries, particulièrement les *Nitrosomonas*, lesquelles oxydent l'azote ammoniacal en azote nitreux :



⇒ nitratation, où interviennent les bactéries du type *Nitrobacter*, consiste en l'oxydation des nitrites en nitrates (MARIOTTI, 1992) :



La dernière étape est généralement plus rapide que la première, ce qui explique la fugacité des nitrites dans la nature. Les bactéries en cause dans la nitrification sont autotrophes et aérobies strictes. Il en résulte des conditions optimales identiques à celles de la minéralisation, excepté un besoin supérieur en oxygène (DOMMERGUES et MANGENOT, 1970 ; GERMON, 1991). Dans des conditions aérobies, la forme minérale azotée thermodynamiquement stable est NO_3^- , c'est la forme à laquelle aboutissent les processus d'oxydation, catalysés enzymatiquement par les micro-organismes. Le devenir de ces nitrates est soit l'assimilation par les végétaux supérieurs et certains micro-organismes, soit le lessivage ou encore la dénitrification qui dépendent tous deux d'épisodes hydrodynamiques particuliers.

2.3 - L'organisation

Il s'agit du processus inverse de la minéralisation, c'est à dire la transformation microbienne de l'azote minéral en azote organique. L'organisation est favorisée lorsque le rapport C/N est supérieure à 20 et il se produit alors une consommation d'azote minéral nécessaire pour dégrader le substrat. L'azote réorganisé reste néanmoins facilement reminéralisable (MULLER et al, 1981 ; GUIRAUD, 1984). Il est important de noter que la reminéralisation est toujours partielle même dans des conditions de température et d'humidité très favorables à la minéralisation (MARY, 1978).

2.4 - La réduction dissimilative du nitrate

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

3 - LES SORTIES D'AZOTE

3.1 - Les pertes par volatilisation

Il s'agit de la transformation de l'ammonium en ammoniaque gazeux, notamment dans un sol alcalin et en présence de vent (DOMMERGUES et MANGENOT, 1970).

3.2 - Le lessivage

Tandis que l'ion ammonium est adsorbé par le complexe argilo-humique, les ions nitrates provenant de l'azote non consommé par la plante ou de l'azote minéralisé tardivement dans le cycle cultural sont entraînés en quantité appréciable par l'eau circulant à travers le profil du sol. En effet l'ion nitrate est facilement lessivé et entraîné vers la nappe, en raison de sa grande solubilité (1500g/l à 20°C) et de son électronégativité (GENG, 1988).

Les quantités d'azote lessivées dépendent :

- du type de sol (LIND, 1979), ou plus précisément de sa capacité de rétention (HENIN, 1980), ainsi le lessivage des nitrates sera plus rapide dans un sol sableux qu'argileux ;
- de la pluviométrie (WILD et CAMERON, 1980) ;
- de l'alternance des cycles sécheresse-réhumectation (KEE-WONG et DEVILLE, 1984)
- de la concentration en nitrates (ADDISCOTT, 1988) ;
- du type de culture.

Par conséquent le taux de nitrate lessivé est à corrélérer avec le flux hydrique et la concentration en nitrate, il est donc très variable dans le temps et l'espace. Le lessivage est souvent plus important à la plantation de la culture, dans le cas d'irrigation 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.

3.3 - Prélèvement par les plantes

L'azote est principalement prélevé sous forme de nitrate. Sa disponibilité dépend des conditions climatiques, de la nature du sol, du travail au sol, de l'irrigation et de la fertilisation. L'exportation en $N-NO_3^-$ par la culture (salade) varie entre 50 et 90 kg $N-NO_3^-$ /ha au cours d'un cycle cultural, avec une exportation maximale lors du cycle d'hiver et une exportation minimale en été ; cette différence est due à la durée de la culture (GACHON, 1994)

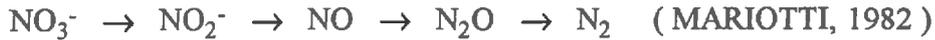
3.4 - La dénitrification

Elle désigne l'ensemble des transformations biologiques, au cours desquelles l'azote sous sa forme oxydée ou ionique (NO_3^- , NO_2^-) est réduit sous forme gazeuse (NO , N_2O , N_2). Ces réactions sont réalisées en conditions anaérobies par des micro-organismes aérobies facultatives (*Pseudomonas denitrificans*) qui oxydent leur substrat carboné en utilisant les nitrates à la place de l'oxygène. On parle de "respiration nitrate".

Le bilan final de la dégradation du glucose peut s'écrire :



La dénitrification correspond à la séquence de transformations suivantes :



STANDFORD et al (1975), ont réalisé des cinétiques de dénitrification à différentes températures comprises entre 5°C et 45°C sur 3 sols. Ces cinétiques ont montré une augmentation de l'activité de dénitrification entre 15°C et 35°C, respectant globalement la loi du $Q_{10} = 2$, 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 :

- un sol saturé en eau ; le taux de diffusion de l'oxygène au travers des pores remplis d'eau est dix mille fois plus petit que celui au travers des pores remplis d'air : le développement des zones anaérobies dépend de la teneur en eau.
- une température située entre 2 °C et 35 °C.
- un pH entre 6 et 8.6 (STANDFORD, 1975; DOMMERGUES et MANGENOT, 1970) ;
- un sol riche en matière organique métabolisable par la microflore dénitrifiante ;
- un sol plus argileux que sableux (texture fine).

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 maximums au printemps et en automne, quand les sols sont humides et chauds (MYROLD, 1988 ; PARSONS et al, 1991)

L'effet de la culture est complexe. En effet, elle peut augmenter la dénitrification en fournissant du carbone sous forme de matière cellulaire qui va agir comme un donneur d'électrons pour la réduction du NO_3^- , quand la disponibilité en oxygène est faible. D'un autre côté, la demande en eau par les plantes assèche le sol, d'où une augmentation de l'aération qui entraîne une diminution de la dénitrification.

Les pertes par dénitrification représentent de 5 à 200 kg N/ha (GERMON, 1991).

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. En général, les pertes d'azote mesurées dans les sols sont inférieures à 50 kg N/ha/an. Cependant, RYDEN et LUND (1980) ont mesuré des valeurs pouvant être supérieures à 230 kg N/ha/an. Les faibles quantités sont généralement mesurées dans des sols bien drainés.

La dénitrification peut être bénéfique car elle permet de réduire la quantité de NO_3^- lessivé, mais elle pose un problème fondamental quand cette réduction aboutit à la forme N_2O . En effet, N_2O intervient dans la chimie et la photochimie de l'atmosphère de la terre en détruisant la couche d'ozone stratosphérique, donc en participant à l'effet de serre.

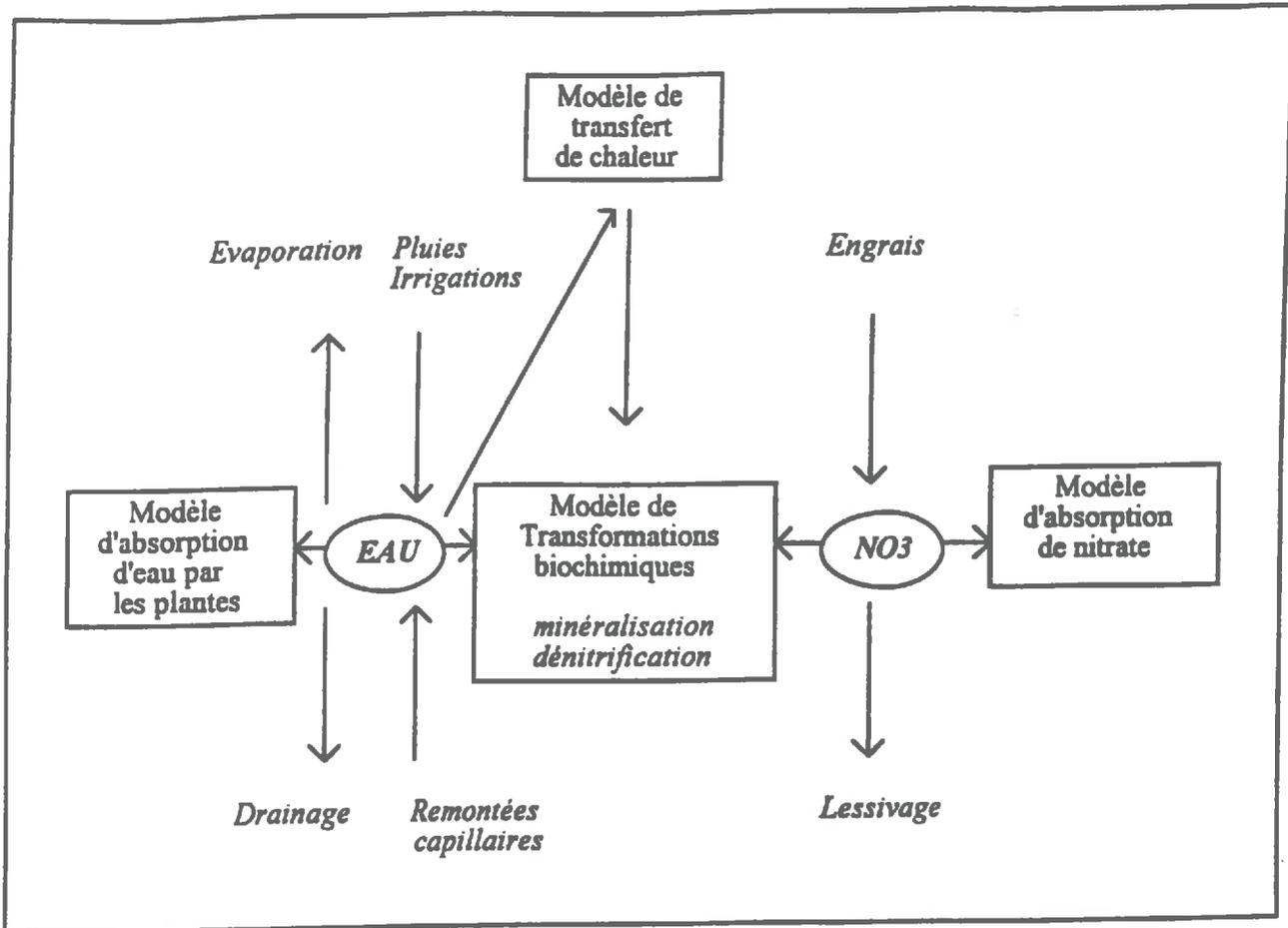


Figure 3 : Schéma d'organisation générale du modèle de transferts d'eau et de solutés

DESCRIPTION DU MODELE UTILISE

C'est un modèle de transfert de masse (eau et soluté) 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 3 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 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 définis partie II-3.

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 (évaporation et drainage) et les flux azotés (lixiviation).

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

1 - MODELISATION DU FLUX HYDRIQUE

1.1 - L'équation

La représentation adoptée est fondée sur l'équation de Richards, qui combine la loi de conservation de masse avec la loi de Darcy en milieu non-saturé (figure 4). 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

Figure 4 : Equation prise en compte pour la modélisation des flux hydriques

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

$$q = -K(\Theta)grad(H)$$

q = vitesse de Darcy

K(Θ) = conductivité hydraulique fonction de la teneur en eau [LT⁻¹]

H = potentiel total de l'eau du sol

Θ = teneur en eau volumique [L³L⁻³]

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

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -div(q)$$

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

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = div(K(\Theta)grad(H))$$

H = Ψ(Θ)-z

Ψ = potentiel matriciel [L]

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

$$C(\Psi, z) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\Psi, z) \frac{\partial H}{\partial z} \right] - \Gamma(\Psi, \Psi, \rho_r(z, t))$$

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(Ψ, z) = capacité capillaire du sol déduite de la pente de la courbe de rétention de l'eau du sol [L⁻¹]

t = temps [T]

z = profondeur [L]

Γ(Ψ_r, Ψ, ρ_r(z, t)) = fonction puits racinaire [T⁻¹]

Ψ_r = potentiel racinaire [L]

ρ_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 méthodes 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.

essentiellement de la texture et de la structure du sol. Dans notre cas ces courbes ont été obtenues par une méthode de laboratoire (méthode de WIND) décrite annexe 3.

1.2 - Conditions initiales

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.

1.3 - Conditions aux limites

Les conditions aux limites génèrent les changements à l'intérieur du système. Il en existe en surface et en profondeur.

- A la limite supérieure du sol, deux types de conditions peuvent être imposées :

- une condition de flux (NEUMAN) utilisée lorsque le sol permet l'infiltration ou une condition de charge imposée lorsqu'il est saturé.

- une condition de flux lorsque le sol est suffisamment humide pour évaporer sinon on passe en conditions de potentiel imposé (DIRICHLET) .

Dans le cas de notre étude, nous utiliserons une condition de flux imposée par les pluies, les irrigations et l'évaporation à la surface du sol. Nous avons imposé un potentiel limite de surface égal à 2.5 bars. Une évaporation potentielle est appliquée en surface (mm/j) et elle est calculée à partir de données météorologiques standard selon le modèle de BRISSON (1992), qui repose sur la division de la demande climatique globale (ETP) en une évaporation potentielle (EP) et une transpiration potentielle (TP).

- A la limite inférieure du sol, deux types de conditions peuvent être imposées :

- Pour simuler un horizon imperméable, on impose une condition de flux nul.

- 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 - LE TRANSFERT DE SOLUTES

2.1 - Les mécanismes de transports de solutés en milieu poreux

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

- Un transfert par convection-dispersion :

Lorsqu'un soluté s'écoule dans un milieu poreux, les molécules sont entraînées par convection. Elles circulent à des vitesses différentes et empruntent les chemins de longueurs différentes ; les molécules sont alors soumises à la dispersion hydrodynamique.

- *Un transfert par diffusion :*

Dans un milieu poreux, c'est le processus par lequel l'espèce chimique se déplace sous l'influence d'un gradient de concentration.

2. 2 - Modélisation des transferts prenant en compte une seule phase mobile

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

- l'ammonium 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 :

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

$D(\Theta, v)$ = 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 : $R = \Theta + \rho_s k$ [L^3L^{-3}]

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 dispersion.

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 est la suivante :

$$D(\Theta, v) = D_m(\Theta) + \lambda|v|$$

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

λ = dispersivité du milieu [L]

2. 3 - Modélisation à deux phases, mobile et immobile

Cette hypothèse est très souvent évoquée pour expliquer les discordances importantes entre les résultats de modèles fondés sur l'hypothèse d'équilibre local et les observations. La

prise en compte de l'existence de deux phases liquides apparaît donc nécessaire (COATS et 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 diffusion et proportionnellement au gradient de concentration entre les deux phases.

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 à la prise en compte de certains phénomènes :

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

Les équations du modèle FO sont :

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

$$\frac{\partial R_{im} C_{im}}{\partial t} = \alpha (C_m \Theta_m - C_{im} \Theta_{im}) + P_{imr} + P_{imb} + S_{imb}$$

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. C_{im} représente alors une concentration moyenne.

En fait, 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.

2.4 - Conditions initiales et aux limites

A la limite supérieure, la condition s'écrit en terme de flux. En effet, l'eau d'irrigation est chargée en nitrate.

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).

3 - LE TRANSFERT DE CHALEUR

3.1 - L'équation

La température 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,
- le convection thermique qui intéresse seulement la chaleur transportée par la phase liquide.

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

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

T = température [K⁻¹]

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

λ(Θ, z) = conductivité thermique au point considéré [MLT⁻³K⁻¹]

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

q = vitesse d'écoulement de Darcy [L/T]

La vitesse d'écoulement de Darcy est connue par résolution de l'équation de l'écoulement de l'eau et la valeur de la capacité calorifique de l'eau C_w est connue a priori, il reste à déterminer les valeurs de conductivité thermique λ et de capacité calorifique C_h(Θ, z).

La capacité calorifique du sol C_h(Θ, 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 :

$$C_h(\Theta, z) = C_m(1 - n) + C_w \Theta$$

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 :

$$\lambda = a_0 + a_1 \Theta + a_2 \Theta^2$$

On adopte en général une approximation linéaire avec seulement deux paramètres d'ajustement a₀ et a₁.

3. 2 - Conditions initiales et aux limites

Le profil initial de température est donné par la mesure à différentes profondeurs.

Les températures nécessaires aux limites supérieure et inférieure du profil sont données par la centrale d'acquisition de données reliée aux thermocouples.

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.

4. 1 - 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 suivi de la fonction puits racinaire qui représente l'absorption d'eau à partir du profil de densité racinaire.

La croissance racinaire au cours du temps

Pour une culture donnée, il n'existe pas de relation donnant directement l'évolution du profil de densité racinaire en fonction du temps. Les facteurs dont il dépend, climatiques et culturels, sont trop nombreux.

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.

La fonction puits racinaire

Une des approches classiques est celle de FEDDES et al, (1978). Ils considèrent 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, trop sec l'impossibilité d'extraire de l'eau. Ainsi on calcule un taux maximal d'extraction par unité de longueur de racine S_{max} . Ce taux est ensuite pondéré par une fonction de stress α , dépendant de la teneur en eau. On peut supposer que la fonction α est tributaire de la culture, des caractéristiques hydrodynamiques et du système racinaire. Devant la difficulté de

leur détermination, les paramètres qui caractérisent la fonction stress doivent être calés. Ce modèle a été largement utilisé et semble adapté à de nombreuses situations.

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 :

$$\Gamma(\Psi_r, \Psi, \rho_r(z, t)) = \alpha_p(\Psi) S_{\max}$$

$\Gamma(\Psi_r, \Psi, \rho_r(z, t))$ = terme puits de l'équation de Richards [T⁻¹]

$\alpha_p(\Psi)$ = fonction adimensionnelle traduisant la réponse de la plante au stress hydrique (FIGURE)

$S_{\max} = T_p(t)/L(t)$ [T⁻¹]

$T_p(t)$ = transpiration potentielle à la date t [LT⁻¹]

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

$\rho_r(z, t)$ = densité racinaire [LL⁻³]

4. 2 - L'absorption de nitrate

La connaissance de l'évolution de la demande potentielle en azote au cours du temps est nécessaire. 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 conduit bon nombre de modélisateurs à considérer indépendamment les absorptions d'eau et de nitrate. C'est ce deuxième modèle que nous avons choisi. On utilise une cinétique de Michaelis-Menten. Le flux de nitrate par unité de longueur de racines est donné par :

$$F = F_{\max} \left(\frac{C}{K + C} \right)$$

F = flux de nitrate par unité de longueur de racines [ML⁻¹T⁻¹]

F_{\max} = Taux maximal d'absorption correspondant à la demande potentielle en nitrate [ML⁻¹T⁻¹]

K = constante 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 2) s'écrit alors :

$$p_r = F \rho_r$$

5 - MODELISATION DES PROCESSUS BIOLOGIQUES

Les principales transformations de l'azote du sol ont été exposées dans la partie I-A. Il est à noter que le cycle de l'azote décrit un grand nombre de phénomènes biochimiques qui

Figure 5 : Fonctions de pondération

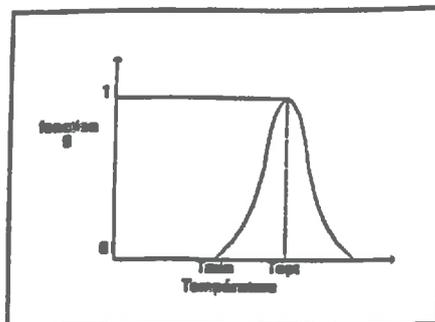
La température

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

$$g(T) = 0 \quad \text{si } T < T_{min}$$

$$g(T) = x^{\frac{T-T_{min}}{10}} \quad \text{si } T_{min} < T < T_{opt}$$

$$g(T) = x^{\frac{T_{opt}-(T-T_{opt})-T_{min}}{10}} \quad \text{si } T > T_{opt}$$



Dans la littérature, x vaut très souvent 2, ce qui signifie que la constante de cinétique double pour une augmentation de $10^{\circ}C$ (STANDFORD et EPSTEIN, 1974). La cinétique suit alors une loi de $Q_{10} = 2$.

Les effets de la température sont les mêmes pour les trois phénomènes (minéralisation, nitrification et dénitrification) à la différence près que la température optimale pour la dénitrification est d'environ $45^{\circ}C$.

La teneur en eau

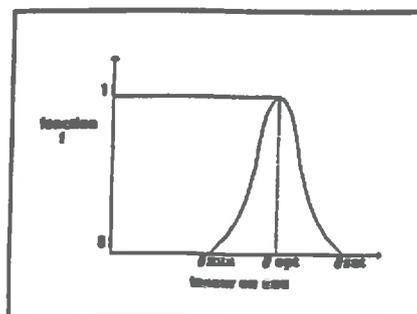
• Nous supposons qu'il existe une teneur en eau optimale Θ_{opt} pour la minéralisation et la nitrification, proche de la capacité au champ. Nous supposons également qu'il existe une teneur en eau minimale Θ_{min} en dessous de laquelle l'activité microbienne s'annule. Lorsque le sol est saturé ($\Theta = \Theta_s$), la minéralisation et la nitrification s'annule également. Avec ces hypothèses, la fonction $f(\Theta)$ s'écrit :

$$f(\Theta) = \left[\frac{\Theta_s - \Theta}{\Theta_s - \Theta_{opt}} \right]^m \quad \text{si } \Theta_{opt} < \Theta < \Theta_s$$

$$f(\Theta) = 1 \quad \text{si } \Theta = \Theta_{opt}$$

$$f(\Theta) = \left[\frac{\Theta - \Theta_{min}}{\Theta_{opt} - \Theta_{min}} \right]^m \quad \text{si } \Theta_{min} < \Theta < \Theta_{opt}$$

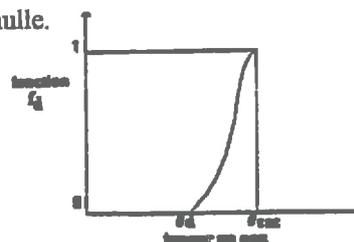
m est une constante empirique



• En ce qui concerne la dénitrification, la teneur en eau optimale se situe à la saturation. En dessous d'une certaine valeur Θ_d , la dénitrification devient nulle. La fonction de pondération inspirée de JOHNSON et al (1987) s'écrit alors :

$$f_d(\Theta) = \left[\frac{\Theta - \Theta_d}{\Theta_s - \Theta_d} \right]^m \quad \text{si } \Theta_d \leq \Theta \leq \Theta_s$$

$$f_d(\Theta) = 0 \quad \text{si } \Theta \leq \Theta_d$$



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 simplement. Cependant, vu les données expérimentales dont nous disposons, l'utilisation d'un modèle plus élaboré serait difficile. Le carbone n'est pas pris en compte. Les trois processus principaux, minéralisation, nitrification et dénitrification sont modélisés. On considère des flux nets. La prise en compte des transformations biochimiques dans l'équation de transport se fait par introduction d'un terme de puits (Pb) ou source (Sb) ajouté à l'équation générale n° 2.

5. 1 - La cinétique de minéralisation

En ce qui concerne la minéralisation, le modèle est basé sur l'existence d'un ou de plusieurs pools de matière organique (JANSSON, 1978). Ces pools minéralisent plus ou moins facilement. La minéralisation est supposée suivre une cinétique du premier ordre (STANDFORD et al, 1972). Les essais d'ajustement de cinétique sont faits à partir de résultats d'incubation (ROBIN, 1994).

En considérant un pool, l'équation s'écrit :

$$\frac{\partial C_{\text{NH}_4}}{\partial t} = K_1 \rho_s C_{\text{mo}}$$

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

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

ρ_s = densité sèche [ML^{-3}]

avec $K_1 = K_m (T_{\text{opt}}, \Theta_{\text{opt}}) f(\Theta) g(T)$

En effet, la valeur de la constante de cinétique est directement influencée par la teneur en eau et la température, qui interviennent comme fonction de pondération (figure 5) 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} .

5. 2 - La cinétique de nitrification et de dénitrification

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

$$\text{Nitrification : } \frac{\partial C_{\text{no}_3}}{\partial t} = K_n (T_{\text{opt}}, \Theta_{\text{opt}}) f(\Theta) g(T) C_{\text{NH}_4}$$

$$\text{Dénitrification : } \frac{\partial C_{\text{NO}_3}}{\partial t} = K_d f_d(\Theta) g_d(T) C_{\text{NO}_3}$$

La dénitrification est un phénomène essentiellement anaérobie, aussi nous supposons que la teneur en eau optimale se situe à saturation. Nous avons donc une nouvelle fonction de pondération des teneurs en eau : f_d (figure 5).

MATERIELS

ET

METHODES

A - LE DISPOSITIF

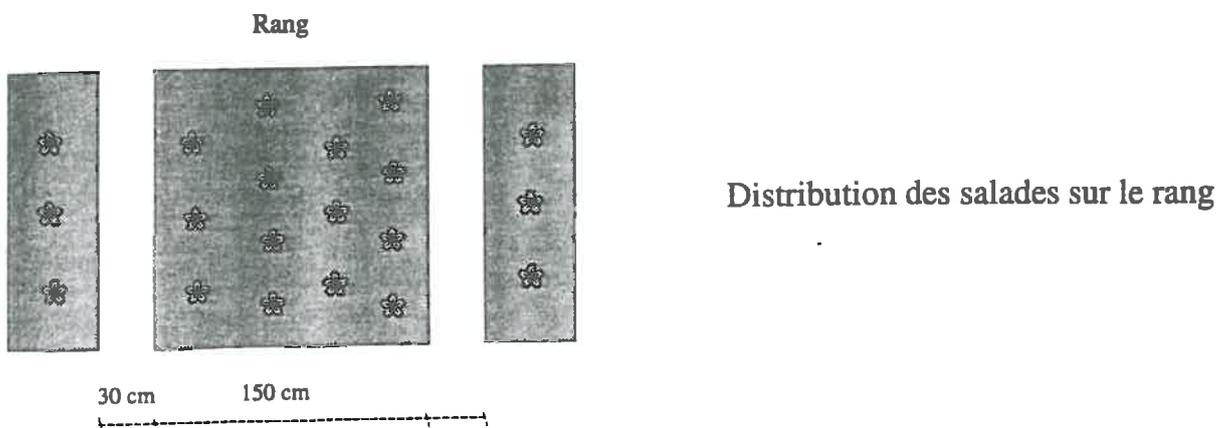
1 - PRESENTATION GENERALE

1.1 - La parcelle

L'expérimentation a eu lieu sur une parcelle d'une exploitation agricole maraîchère dans la vallée de la Vistrenque dans le Gard (Annexe 1). La parcelle est située en bordure du Rhony, petit cours d'eau ne fonctionnant qu'à certaines périodes de l'année.

La parcelle est conduite en maraîchage intensif depuis une trentaine d'années. Après travail du sol, fin mars 1995, un épandage d'engrais a été effectué le 30 mars à raison de 1.25 T/ha. Il s'agit d'une culture de salades (chicorées scaroles et chicorées frisées) de printemps (plantation durant la semaine du 13 avril), sans paillage (afin de pouvoir étudier les pertes par dénitrification). Quatre raies de salades sont plantées sur des rangs de 150 cm de large. L'espacement entre 2 rangs est en moyenne de 30 cm, il sera noté par la suite entre-rangs (Schéma ci-dessous).

L'irrigation se fait par des buses d'aspersion. Elle est réalisée avec de l'eau du Bas-Rhône ou de l'eau de la nappe ou encore un mélange des deux. La nappe est riche en nitrate (entre 50 et 200 mg NO₃-/l). Lorsqu'elle est réalisée avec de l'eau de la nappe, l'irrigation peut être une source de fertilisation.

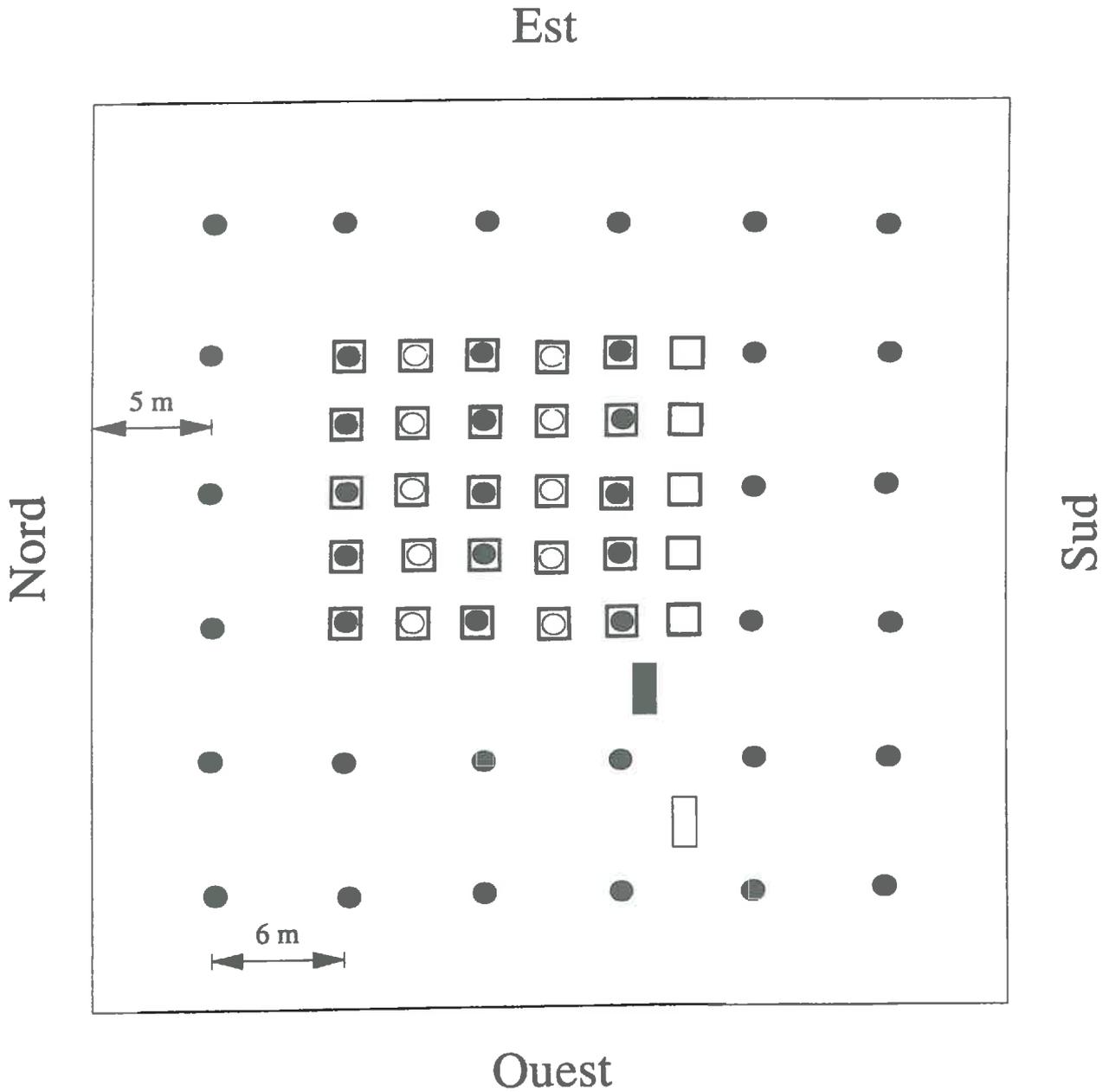


1.2 - Justification des mesures effectuées

Ces mesures devaient répondre à plusieurs objectifs :

- un diagnostic agronomique
- une simulation couplée des flux hydriques et azotés

Figure 6 : Distribution spatiale des sites sur la parcelle d'étude



Sites faiblement équipés pour l'étude des flux de N_2O : ● entre rangs

○ rangs

Sites faiblement équipés pour l'étude de la variabilité des intrants et des nitrates : □

Site hautement équipé: ■ sur l'entre rangs □ sur le rang

2 - LE DISPOSITIF EXPERIMENTAL

2.1 - Le site expérimental

Les données ont été acquises à partir d'une sous parcelle de 40m * 40m, et c'est à cette zone que nous attribuerons désormais le nom de parcelle.

Le dispositif (Figure 6) se compose de :

- en - **2 sites hautement équipés**; l'un entre les rangs de salades (secteur plus compacté surface suite au passage des engins agricoles), l'autre sur le rang de culture (Figure 6 et 7, photo 1).
- **52 sites faiblement équipés** destinés à des mesures de la variabilité spatiale. Tous ces sites serviront à l'étude de la variabilité spatiale des flux de N₂O (Ce travail fait l'objet d'un DEA), et parmi eux, 30 serviront à l'étude de la variabilité spatiale des intrants, des flux hydriques et azotés (figure 6, photo 2 et 3).

Ces sites sont disposés selon un maillage carré. L'utilité d'un maillage régulier par rapport à un plan de prélèvement aléatoire a été montré par des études antérieures (CLAUDOT , 1994).

2.2 - Le milieu physique

2.2.1 - Mesure de la teneur en eau du sol

Sur les sites hautement équipés, un tube d'accès neutronique a été implanté dans le but de d'estimer les variations de stocks d'eau. On s'est intéressé à l'horizon 0-100 cm. La teneur en eau a été déterminée une fois par semaine jusqu'à 100 cm de profondeur selon un pas de 10 cm avec un humidimètre à neutrons de type SOLO 25 dont la précision de la mesure est de 0.03 cm³/cm³ (constructeur Nardeux) et le sphère d'influence d'une vingtaine de centimètres. A la mise en place du dispositif, un étalonnage a été effectué (Annexe 5).

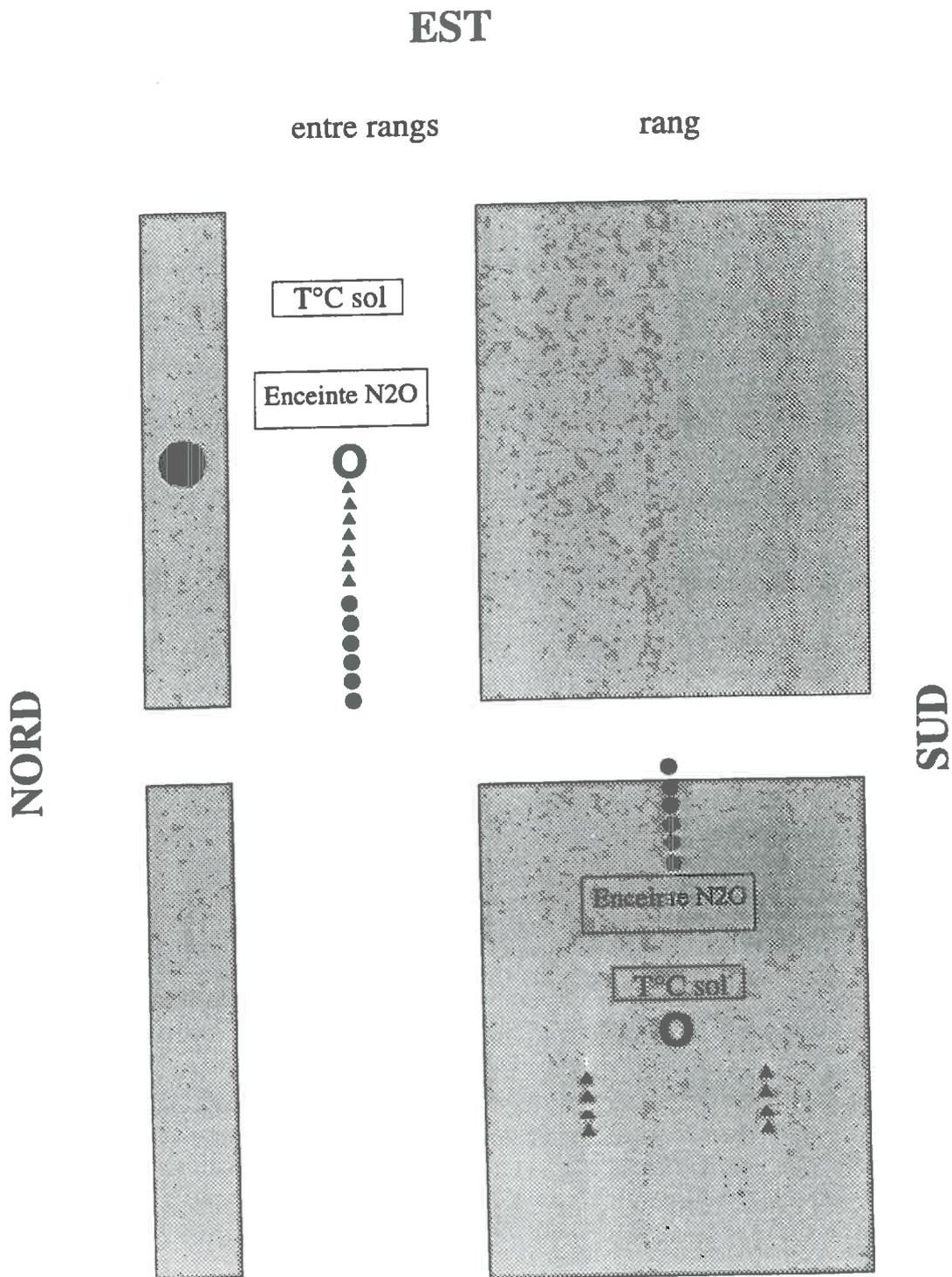
A la mise en place du dispositif, nous avons réalisé 2 profils de densité apparente de 0 à 50 cm de profondeur à l'aide d'une sonde à transmission gamma. En fin de culture deux autres profils ont été réalisé sur l'horizon 0 - 100 cm.

Par ailleurs, deux sondes capacitatives ont été placée au voisinage de la surface pour détecter le passage temporaire de fronts d'eau correspondant à des pluies ou à des irrigations (Annexe 4). Le rayon de la sphère d'influence n'étant que de quelques centimètres, la sonde capacitive est propice à une implantation en surface, mais elle est peu représentative de la teneur en eau dans le sol à l'échelle d'un champ du fait de la variabilité spatiale. Ces deux sondes étaient reliées à une centrale d'acquisition automatique de données de type CR10.

2.2.2 - Mesures tensiométriques

Afin d'obtenir des profils de potentiels matriciels et leur évolution in situ , deux profils sur les sites équipés (rang et entre-rangs) ont été suivis à l'aide de tensiomètres à mercure sur une profondeur de 100 cm suivant un pas de 10 cm. L'imprécision lors de la mesure du potentiel matriciel est de l'ordre de quelques centimètres. Elle est liée à la longueur de la bougie

Figure 7 : Dispositif expérimental des sites hautement équipés



Tube d'accès de la sonde à neutrons ○

Capteurs de solution de sol ●

Tensiomètres ▲

Pluviographe ●

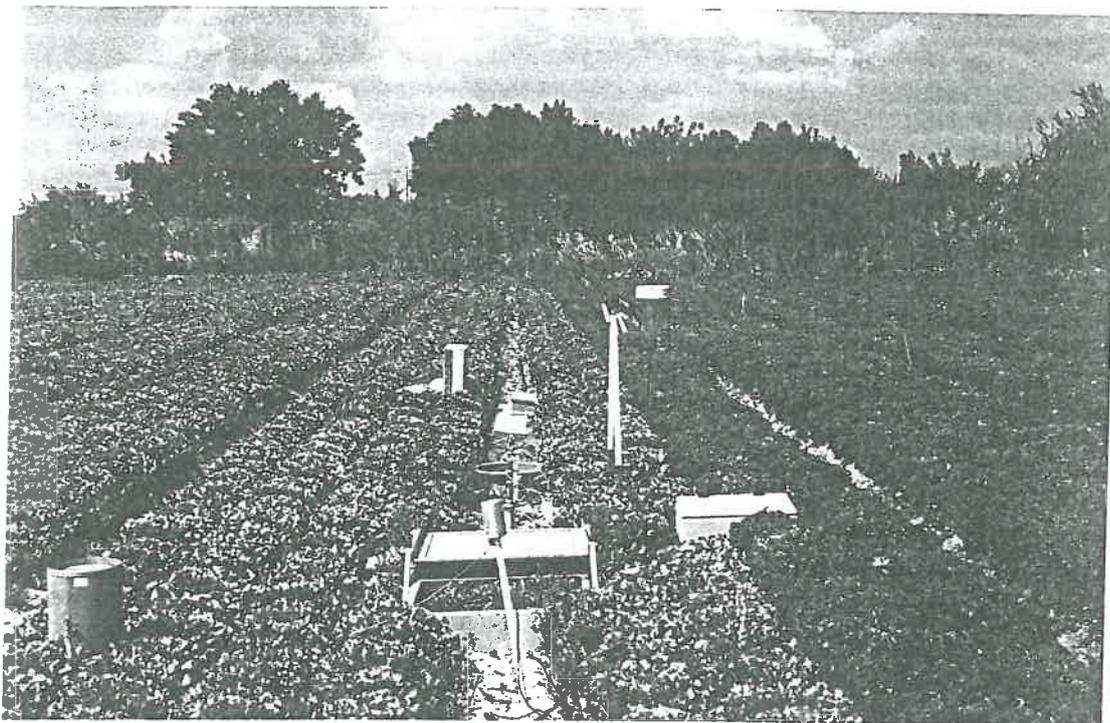


PHOTO 1 : Vue générale du site hautement équipé sur l'entre-rang



PHOTO 2 : Vue générale des sites faiblement équipés

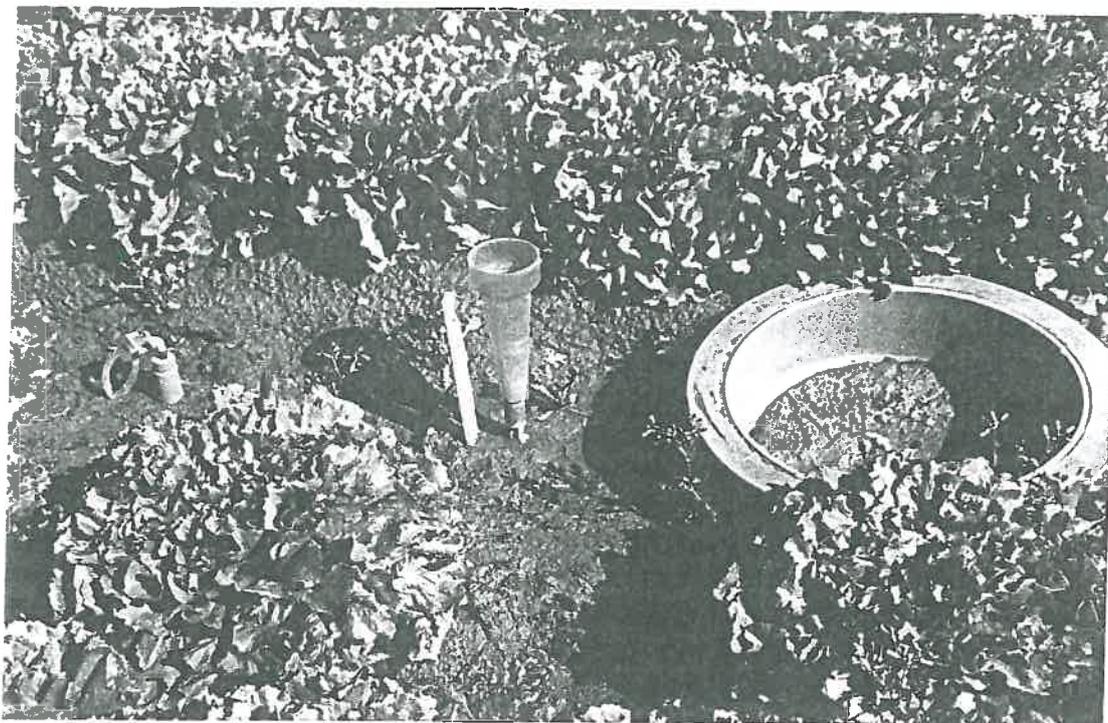
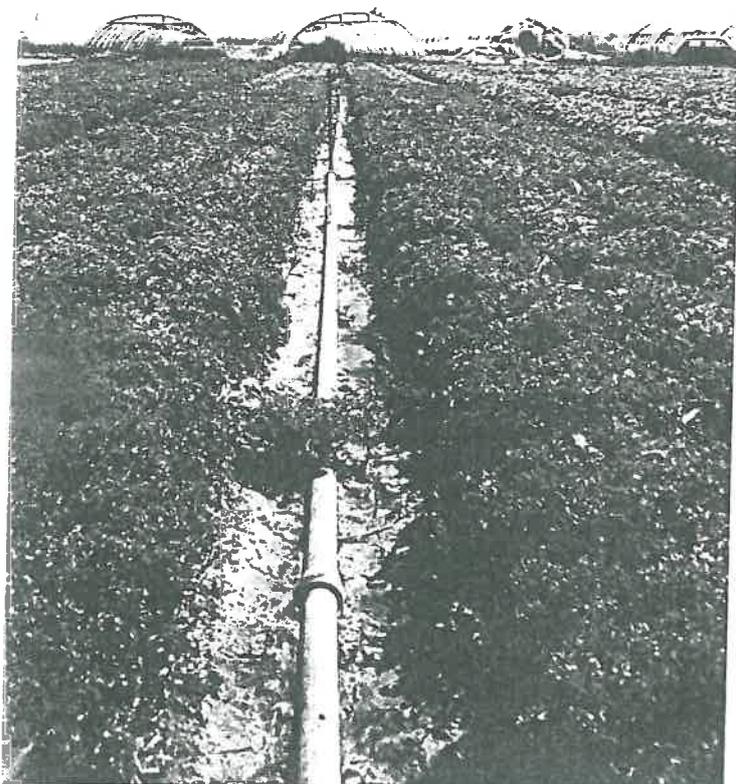


PHOTO 3 : Présentation d'un site faiblement équipé sur l'entre-rang



*PHOTO 4 : Hétérogénéité de l'apport
d'eau lors d'irrigation*

tensiométrique, à l'incertitude sur la lecture et aux variations du niveau de mercure dans le réservoir. Les valeurs de potentiel matriciel sont mesurables jusqu'à 800 cm, valeur au delà de laquelle le tensiomètre "décroche".

2. 2. 3 - Mesure de la pluviométrie

Afin de contrôler l'intensité des pluies et des irrigations, et contrôler leur hétérogénéité spatiale, nous avons installé 30 pluviomètres à lecture manuelle (mesure 3 fois par semaine) sur les sites faiblement équipés, ainsi qu'un pluviographe relié également à une centrale d'acquisition automatique de données sur les sites hautement équipés.

2. 3 - Le milieu biogéochimique

2. 3. 1 - Apports azotés

Lors des relevés des pluviomètres manuels, on a analysé la teneur en nitrate de l'eau recueillie afin de surveiller les apports par irrigation, compte tenu que l'irrigation est en partie effectuée par de l'eau du bas-Rhône mais aussi par de l'eau de nappes chargées en NO_3^- . La variabilité spatiale de l'irrigation par aspersion pourra être appréhendée.

2. 3. 2 - Teneur en azote du sol

Dans chaque site hautement équipé, à l'aide de capteurs de solution implantés de 15 cm en 15 cm jusqu'à 90 cm de profondeur, on récupère suivant un pas de temps hebdomadaire la solution du sol dans laquelle il est mesuré les teneurs en ions NO_3^- , afin de suivre la progression du nitrate dans le sol. Ces capteurs de solution présentent l'avantage d'être non destructifs vis à vis du sol et permettent de s'assurer que le prélèvement s'effectue toujours au même endroit. Par conséquent, cette méthode permet un suivi local et dans le temps des concentrations en nitrate qui peuvent être utilisées pour caler et valider un modèle qui simule localement les situations sans prendre en compte la variabilité spatiale.

Sur les 30 sites faiblement équipés pour l'étude de la variabilité spatiale, les solutions extraites des capteurs à 90 cm de profondeur sont associées aux pluviomètres dans le but de calculer les flux, (drainage) de nitrate (une fois par semaine). A 90 cm, on considère que la composition de la solution recueillie dans les bougies poreuses (eau mobile) est identique à celle de l'eau lessivant le sol.

Un autre suivi est également effectué à partir de *prélèvements de sol à la tarière sur les 30 sites de variabilité spatiale, en considérant l'horizon 0-90 cm suivant un pas de 30 cm*, 3 dates de prélèvement sont retenues ; au début de la culture (03-05-95); la mi-culture (31-05-95); la récolte (21-06-95). Sur ces échantillons, on s'est intéressé à la concentration en NO_3^- .

Pour les besoins du modèle, *trois profils en azote total* ont été effectués à la fin du cycle cultural à la fois pour le rang et l'entre-rangs.

2.3.3 - Le suivi de la température du sol

La mise en place sur les sites hautement équipés de 10 thermocouples reliés à une centrale d'acquisition de données nous permet de suivre en continu les températures du sol à différentes profondeurs 1, 2, 4.5, 9, 15, 30, 45, 60, 75, 90 cm pour le rang et à 1.5, 3, 6, 10.5, 17, 18.5, 30, 52.5, 76 et 96.5 cm pour l'entre-rangs sur des temps très courts mais moyennés toutes les 30 minutes. Les cotes exactes de chacun des thermocouples ont été déterminées lors du démontage du site. En effet, la mise en place à des profondeurs prédéfinies se révèle difficile in situ.

2.3.4 - Le suivi des flux de N₂O

C'est à un double objectif que devaient répondre les expérimentations de terrain et leur traitement : déterminer les émissions de N₂O et les variables susceptibles de les affecter (GUEGUEN, 1995 ; GUERIN, 1995)

Afin d'estimer les flux, leur évolution spatiale et temporelle ainsi que les facteurs de causalité des émissions de N₂O, deux types d'expérimentations in situ ont été implantés : l'une sur les sites hautement équipés, l'autre sur les sites faiblement équipés (52 enceintes manuelles).

- Les sites faiblement équipés ont pour but la description spatiale de la parcelle du point de vue des flux de N₂O, de la densité du sol, de la teneur en eau et de la concentration en nitrate et en carbone organique soluble, cela devait permettre de connaître la représentativité des enceintes automatiques ainsi que les corrélations existant entre les variables.

- Les deux sites hautement équipés sont munis d'une enceinte automatisée. Un programmeur permet de maintenir le couvercle fermé pendant le temps souhaité : pratiquement une fermeture d'une heure toutes les 4 heures. Cette fréquence permet a priori de rendre compte des variations journalières des émissions de N₂O. Le gaz est échantillonné automatiquement et stocké dans une boucle en cuivre parmi les 24 que comporte la scanivalve (le passage d'une boucle à une autre se fait par commutation), 3 scanivalves sont utilisées en permutation sur les 2 enceintes. Ces deux sites nous fournissent l'évolution simultanée des flux et des facteurs considérés au cours de la culture (ce qui débouche sur la quantification des émissions à l'échelle de la parcelle), ainsi qu'un suivi temporel très précis des émissions de N₂O.

L'évolution des pertes d'azotes par dénitrification, intégrées sur toute la parcelle et au long du cycle cultural, s'effectue par l'intermédiaire des flux de N₂O et du rapport N₂O/N₂ déterminé en laboratoire par GUERIN, (1995).

2.4 - Le suivi de la culture

A différents stades de développement, des salades sont prélevées afin d'effectuer les mesures suivantes :

- profondeur d'enracinement
- masses de matière sèche et fraîche
- couverture du sol par accroissement de la partie aérienne au cours du temps

Des analyses sont ensuite faites, permettant de suivre dans le temps la quantité d'azote prélevée par la plante (méthode Kjeldahl). Ces mesures sont nécessaires pour pouvoir déterminer le terme du bilan azoté qui correspond à l'exportation par la plante.

2. 5 -Caractérisation hydrodynamique du sol

Les paramètres hydrodynamiques du sol ($K(\Theta)$; $h(\Theta)$) ont été déterminés par l'utilisation de la méthode WIND (TAMARI et al, 1993) à partir de cylindres de sol prélevés in situ. Cette méthode utilise à la fois des données expérimentales et des simulations numériques (Annexe 3).

Conclusion

Nous disposons de deux sites totalement instrumentés pour le suivi de l'eau, de l'azote et de la température (sur le rang et l'entre-rangs).

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 nous permettent de renseigner le modèle sur les données relatives à la plante.

Ainsi nous avons l'instrumentation nécessaire pour déterminer le drainage, la dénitrification, l'absorption : il nous reste à déterminer le potentiel de minéralisation du sol.

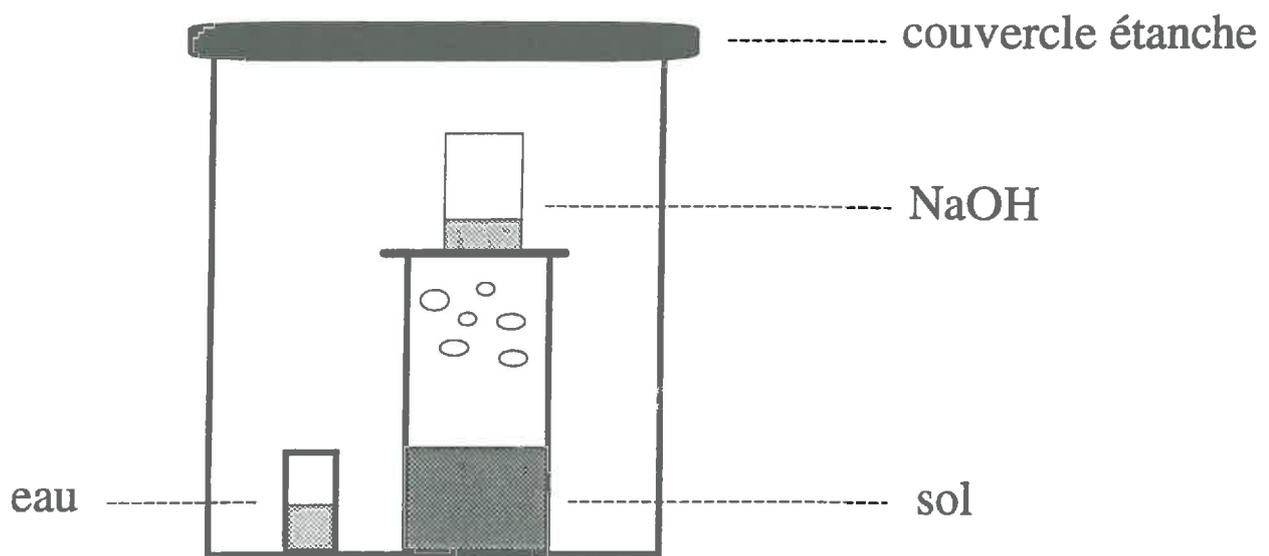


Figure 8 : Dispositif expérimental

B - POTENTIEL DE MINERALISATION DU SOL EN AZOTE

Dans l'expérience suivante, nous allons utiliser la méthode d'incubation de sol en laboratoire dans le but de déterminer le potentiel de minéralisation du sol en azote.

1 - PROTOCOLE DE L'EXPERIMENTATION

Le mode opératoire que nous avons utilisé a été déduit de celui cité dans la thèse de ROBIN, (1994). Le sol, après avoir été prélevé à la fin de l'hiver, séché, tamisé subira une pré-incubation de une à deux semaines à la température de 25°C (Annexe 8). Cette pré-incubation limitera l'extraminéralisation ("flush-effect") où dominent les phénomènes liés au séchage et au stockage du sol d'une part, à la présence de résidus organiques peu décomposés d'autres part (MARY et REMY, 1979). Ce flush-effect s'ajoute à la minéralisation normale de la matière organique et peut intervenir à chaque changement brutal des conditions expérimentales.

Chaque échantillon élémentaire est constitué de 30 g de terre à 12.5 % d'humidité pondérale (soit 26.6 g de terre sèche) avec ou sans compost (20 mg soit 1.02 mg N). Le compost est mélangé aux agrégats de sol avec une spatule. Cet apport correspond à 2.5 T/ha de compost pour l'horizon 0-30 cm (soit 38 mg N/kg de sol dont 30 mg de N sous forme N-NH₄) soit le double de la quantité apportée au champs. Nous avons choisi de doubler cette quantité de compost pour raisons de représentativité lors de son incorporation au sol.

L'échantillon, pesé au préalable, est placé dans un récipient en plastique perforé puis placé dans un bocal étanche de 1 litre. Un pilulier d'eau est ajouté pour que l'humidité ambiante et celle du sol soient maintenues constantes. Par ailleurs, un bécher contenant 10 ml de NaOH, 0.25 N, est placé dans le bocal pour piéger le CO₂ dégagé (figure 8). Les bocaux sont placés à l'obscurité dans un incubateur dont la température est maintenue à 25 °C.

A chaque date de prélèvement, on dose l'excès de soude n'ayant pas réagi avec le CO₂, on aère les bocaux et l'humidité des échantillons est éventuellement réajustée. Avant la fermeture des bocaux, on replacera un bécher contenant 10 ml de NaOH 0.25 N (6 échantillons de sol et 6 échantillons de sol + compost sont réservés pour ce dosage et ne sont jamais détruits).

Le CO₂ piégé par la soude provient du compost et de la matière organique du sol. On pourra distinguer le CO₂ en provenance du compost de celui de la matière organique du sol en effectuant l'incubation pour l'horizon 0-30 cm en présence et en l'absence de compost.

Ensuite l'azote minéral du sol est dosé, sur des échantillons destructifs de sol seul et de sol + compost, par la méthode de distillation avec entraînement à la vapeur d'eau en présence de MgO pour déplacer les ions NH₄⁺, et d'alliage Devarda, pour réduire les ions NO₂⁻ et NO₃⁻ en NH₄⁺.

Il est important de noter, qu'au cours de l'expérience, on a observé un problème de décroissance de l'humidité des échantillons de sol. En effet, malgré la vaporisation d'une quantité d'eau apportée lors de l'aération des bocaux, le 17^{ème} jour après l'incubation une baisse de l'humidité a été observée. Cet assèchement du sol peut avoir plusieurs origines :

Figure 9 : Cinétique de minéralisation du carbone

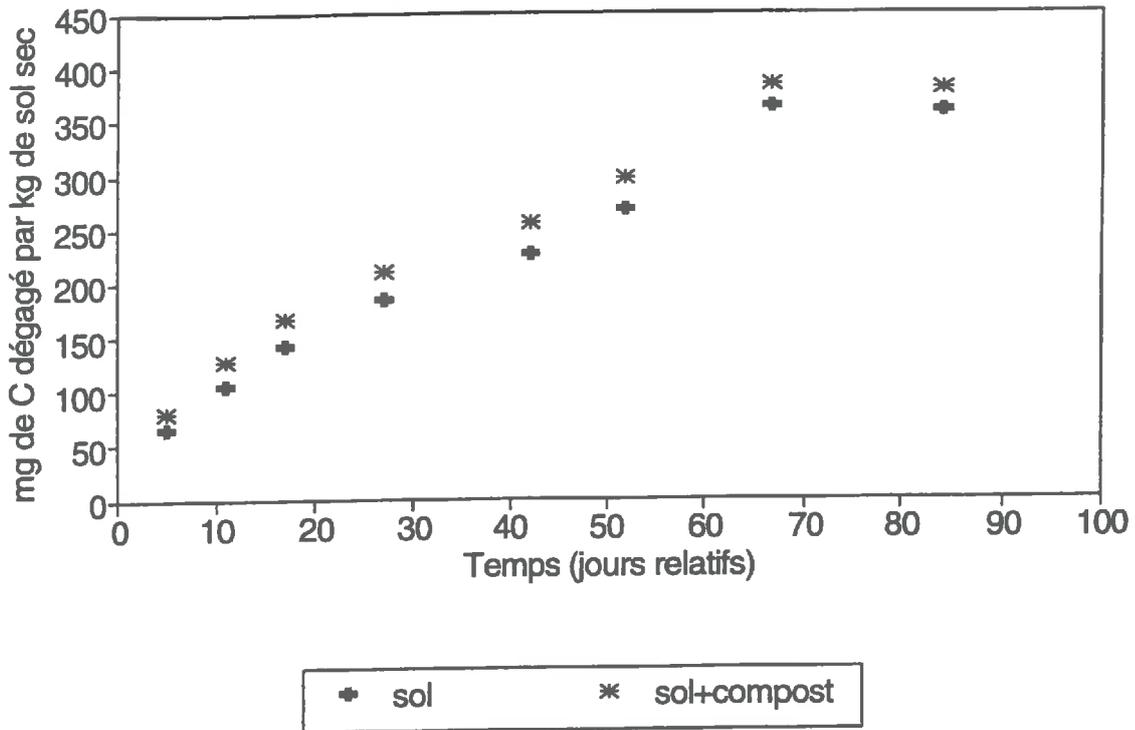
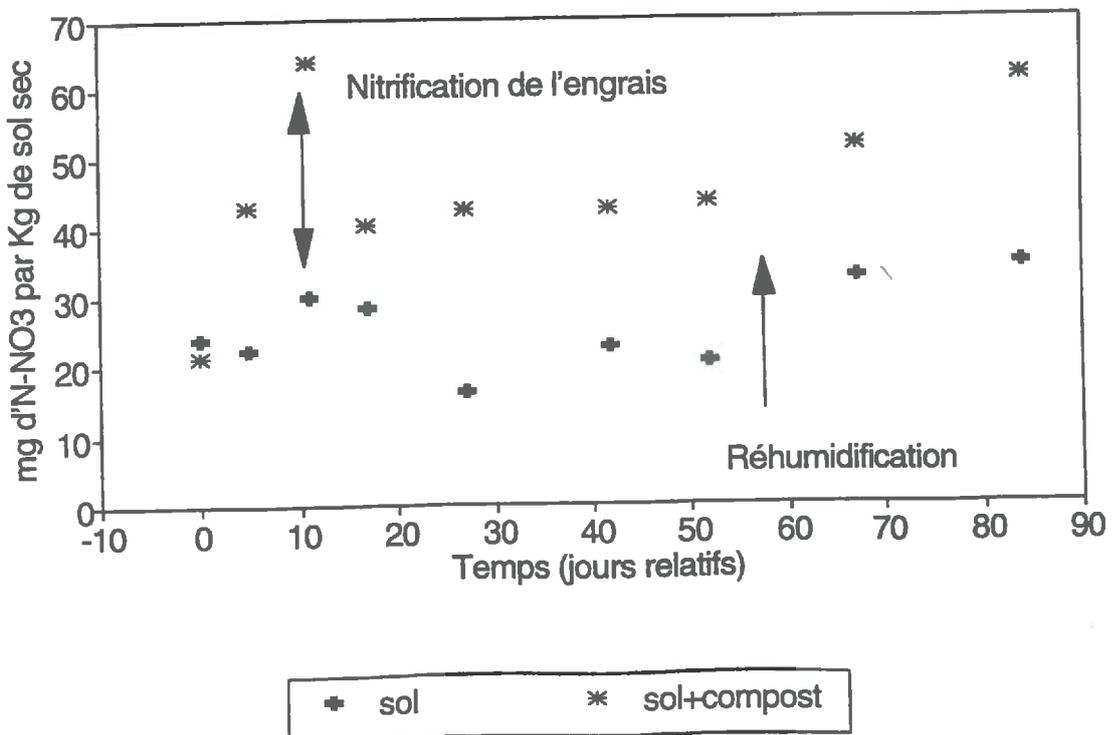


Figure 10 : Cinétique de minéralisation de l'azote nitrique



- La mauvaise étanchéité des bocaux : qui produit une évaporation du sol étant donné que les bocaux se trouvent dans une enceinte isotherme maintenue à 25 °C.
- Une perforation insuffisante du récipient où se trouve le sol , ce qui empêcherait la ré-humidification du sol par l'eau contenue autour du récipient.

2 - RESULTATS

La figure 9 présente l'évolution du dégagement de CO₂ dans les deux types d'échantillons sol seul et sol + compost, au cours de l'incubation. A chaque prélèvement, nous disposons de 3 échantillons par point, le coefficient de variation des mesures va de 0.29 % à 3.82 % pour le sol seul et de 3.89 % à 9.29 % pour le sol + compost. Il existe de faibles différences entre les deux types d'échantillons. Ainsi pendant les quinze premiers jours de l'expérimentation, on observe un dégagement de carbone plus important dans les échantillons de sol + compost. Ce dégagement supplémentaire de carbone (= 22 mg de C en 11 jours) serait la conséquence de la nitrification de l'azote ammoniacal issu de l'engrais qui est en train de se produire. Au bout d'une dizaine de jours l'écart reste constant et on peut penser que tout l'azote ammoniacal de l'engrais est passé sous forme de nitrate. La figure 10 présente l'azote minéralisé dans les deux types d'échantillons au cours de l'incubation et pour le nitrate, la cinétique d'accumulation indique une nitrification rapide de l'azote ammoniacal apporté par le compost (environ 30 mg N/Kg de sol sec est nitrifié en moins de 11 jours). L'ordre de grandeur de cette vitesse de nitrification est cohérent avec celles observées dans d'autres expérimentations (ROBIN, 1994).

Ainsi, les relations existantes entre les flux respectifs de nitrate et de carbone sont bien mises en évidence.

La baisse d'humidité pondérale dans les échantillons (humidité la plus faible observée au voisinage de 9%) a été observée à partir du 17^{ème} jour et ce jusqu'au 52^{ème} jour malgré un apport d'eau qui s'est révélé insuffisant. A partir du jour 17, il n'y a pas d'explications évidentes de la diminution des quantités de nitrate en cours d'incubation dans les deux types d'échantillons (figure 10). Cela ne peut pas être expliqué par un processus d'organisation microbienne et ne semble pas pouvoir non plus correspondre à des pertes par dénitrification (sol sec) ni par une grande variabilité des échantillons. Par ailleurs, cette diminution ne peut pas être la conséquence des perturbations hydriques du milieu, car alors nous observerions un plateau. Ce point reste donc en suspend.

Par la suite, une fois l'humidité réajustée à 12.8 % les quantités de nitrate augmentent de nouveau. Or, les changements de teneurs en eau dans le temps ont un effet important sur la minéralisation, car la réhumectation d'un sol engendre une reprise de la minéralisation expliquée par une expansion de la population microbienne (CAMPBELL et BIERDERBECK, 1982). Lors de cette reprise le substrat est constitué de cellules mortes à faible rapport C/N et de matière organique nouvellement exposée à l'attaque microbienne. En raison de ces problèmes techniques, la cinétique de minéralisation de l'azote sur la durée de l'incubation se trouve très perturbée et la constante de minéralisation ne pourra pas être déterminée à partir de ces résultats.

Une constante de minéralisation de l'azote du sol a pu être estimée en considérant le rapport C/N du sol (C/N = 8.17) et le flux de carbone dégagé en 84 jours par l'échantillon de sol (359.81 ppm), nous obtenons $K_{min} = 0.052 \text{ j}^{-1}$.

L'analyse des résultats montre la présence de deux pools d'azote, l'un, facilement minéralisable, dont la minéralisation se fait en moins de 15 jours avec une constante cinétique très forte. Ce pool correspond à l'ammonium de l'engrais apporté par l'agriculteur, l'autre plus difficilement minéralisable correspondant à la matière organique du sol.

En ce qui concerne l'étape suivante de modélisation, nous utiliserons donc deux pools d'azote

C - PARAMETRES A DETERMINER POUR L'UTILISATION DU MODELE

1 - PARAMETRES POUR LA MODELISATION DU TRANSFERT HYDRIQUE

Nous avons délimité la profondeur de simulation à 100 cm. Cette profondeur se justifie d'abord par le fait que l'on dispose de données disponibles et exploitables jusqu'à cette profondeur. En second lieu, le système racinaire des salades ne dépassant pas 40 cm, nous sommes certains de prendre en compte toute la demande transpirative de la plante.

1.1 - Estimation des paramètres hydrodynamiques

En premier lieu, nous faisons l'hypothèse d'un unique horizon, ayant les caractéristiques hydrodynamiques déterminés en annexe 3, à partir d'un cylindre de sol prélevé à 30 cm.

Si nécessaire nous pourrions caler le module hydrique à partir des mesures hydrodynamiques.

1.1.1 - Conditions initiales et aux limites

Les conditions initiales sont données par le profil des potentiels matriciels relevé le 27.04.95 soit le jour 117 qui correspond donc à la date de début de simulation. Les valeurs aux points du maillage sont ensuite déterminées par interpolation linéaire à partir des points de mesure.

A la limite inférieure du profil, nous possédons des données de potentiels matriciels en fonction du temps à la profondeur de 100 cm, valeurs que nous imposons dans les simulations.

En ce qui concerne l'évapotranspiration potentielle, les données journalières, calculées à partir de la formule de Penman, proviennent de la Station Météorologique de Saint-Gilles du Gard.

1.1.2 - Calage des paramètres liés à la plante

La fonction de stress hydrique $\alpha_p(\Psi)$ doit être précisée. Du fait que les potentiels ne descendent jamais en dessous de 30 kPa au début du cycle cultural (jour 117 à 143), on peut certainement estimer que les salades ne sont jamais affectées par un stress hydrique durant cette période. On prendra ainsi $h_1=h_2=0$, et $h_3=h_4=20000$ cm soit 2000 kPa. La fonction est

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:

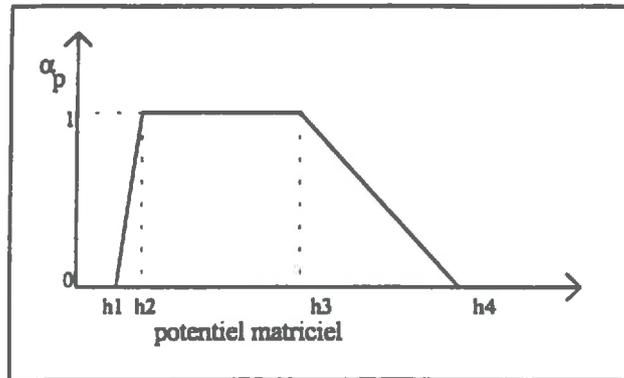


figure 11 allure de la fonction $\alpha_p(\psi)$

$h_0 < \Psi(z,t) < h_1$: 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

représentée sur la figure 11. Nous ne possédons pas de réelles indications sur ces valeurs dans le contexte de cultures maraîchères. La fonction $\alpha(\Psi)$ n'a donc aucun poids sur les résultats durant cette période. Mais il en va différemment durant le reste du cycle.

L'évolution de la densité racinaire en fonction du temps doit être également 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 40 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.

La couverture végétale du sol doit être caractérisée. Le modèle prend en compte la couverture végétale du sol par l'indice 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. Aussi nous sommes partis de l'observation que le taux de couverture du sol par les salades était rapidement maximal, ce qui correspond à un LAI de 6. Nous avons donc calculé les valeurs de LAI dans le temps entre 0 et 6 en fonction de la surface de recouvrement

Le coefficient cultural permet d'ajuster la demande transpirative à la plante en fonction de l'ETP. 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 les rangs où la couverture par les salades est rapidement maximale, nous avons pris une valeur pour le coefficient cultural de 1.2 (LABOUCARIE, 1995).

2 - PARAMETRES POUR LA MODELISATION DU TRANSFERT DE SOLUTES

2.1 - Le transfert thermique

Nous disposons de relevés de température à différentes profondeurs qui permettent de réaliser un calage de la conductivité thermique du sol. En utilisant une capacité calorifique massique du solide de 800 J/ kg/ K (source), les coefficients a_0 et a_1 caractérisant la conductivité thermique λ sont :

$$a_0 = 0.5$$

$$a_1 = 3.0$$

2.2 - Le transfert de solutés

Pour chaque horizon, nous avons utilisé les valeurs de la diffusion moléculaire et de la dispersivité proposées par Laboucarie, 1995.

- Dispersivité = 3 cm

- Coefficient de diffusion moléculaire $D_m = 0.5 \text{ cm}^2/\text{j}$

2.3 - 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 :

- premier horizon : 0 - 50 cm
- deuxième horizon : 50 - 100 cm

Nous estimons que la minéralisation doit exister en profondeur du fait de la quantité d'azote organique présente sur tout le profil jusqu'à 100 cm. En effet les mesures d'azote organique réalisées en début de culture révèlent la présence d'azote jusqu'à 100 cm. Pour la modélisation, nous avons imposé le profil d'azote organique dans le sol suivant :

- 1200 mg N / kg de sol sur le premier horizon
- 800 mg N / kg de sol sur le deuxième horizon

Nous avons considéré ce stock d'azote organique comme potentiellement minéralisable.

A partir des résultats d'incubation nous avons choisi pour les deux horizons une constante de minéralisation $K_m = 0.048 \text{ j}^{-1}$. Nous fixons arbitrairement la constante de cinétique de nitrification à 12 j^{-1} , ce qui revient à dire que l'ammonium qui apparaît est rapidement transformé en nitrate.

Nous avons donc fait les simulations avec deux pools d'azote :

- un pool facilement minéralisable dont la minéralisation se fait en moins de 15 jours avec une constante de cinétique très forte. Ce pool correspond à l'ammonium de l'engrais apporté par l'agriculteur .
- un pool plus difficilement minéralisable ; la matière organique du sol.

Nous avons également 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 0.00024 j^{-1} , valeur très faible mais plausible dans la littérature (LABOUCARIE, 1995).

Nous avons également fixé les paramètres des fonctions de pondération :

- teneur en eau optimale de minéralisation et de nitrification $\Theta_{\text{opt}} = 0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$
- teneur en eau minimale pour les processus biologiques $\Theta_{\text{min}} = 0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$
- température optimale de minéralisation et de nitrification $T_{\text{opt}} = 35 \text{ }^\circ\text{C}$
- température minimale pour les processus biologiques $T_{\text{min}} = 10 \text{ }^\circ\text{C}$
- température optimale de dénitrification $T_{\text{opt}} = 45^\circ\text{C}$
- rapport Θ_d/Θ_s à partir duquel apparaît la dénitrification = 0.8
- exposant de la fonction puissance utilisée pour les processus biologiques $m = 1$
- facteur de la loi du $Q_{10} = 2$

2. 4 - L'absorption racinaire du 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 :

$$E = a e^{bj}$$

j = jours à partir de la plantation

E = exportation en kg d'azote par hectare

Dans notre cas, à la récolte, on obtient une exportation de 78 kg N/ha. Nous avons utilisé ces résultats pour le calcul des exportations quotidiennes d'azote. Les valeurs de la constante de Michaelis-Menten utilisées dans la littérature sont de l'ordre de 10^{-5} M à 10^{-6} M. Etant donné que les concentrations en nitrate de la solution du sol sont élevées, la constante de Michaelis n'a aucun effet sur l'absorption de nitrate. Nous avons donc adopté arbitrairement la valeur de 10^{-5} M.

2. 5 - Conditions initiale et aux limites

La condition initiale est donnée par un profil de concentrations en nitrate de la solution du sol (aux profondeurs suivantes : 15, 30, 45, 60, 75, 90) déterminé à partir de prélèvements à l'aide de capteurs de solution le jour 117, date prise pour le début de la simulation.

Tableau 1 : Récapitulatif des paramètres à déterminer

MODULES	PARAMETRES	DIMENSION
<i>Transfert de l'eau</i>	θ_s et θ_r : teneur en eau volumique à saturation et résiduelle	$[L^3L^{-3}]$
	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	$[L^3L^{-3}]$
	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	$[L^2T^{-1}]$
	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	$[ML^{-3}]$

RESULTATS

RESULTATS DU SUIVI AGRONOMIQUE

1 - LE SUIVI HYDRIQUE

1.1 - Les intrants

Lorsque l'eau a pour origine la pluie ou celle du Bas-Rhône, il y a absence de nitrate. Lorsque l'eau de nappe est utilisée, le nitrate est présent ce qui entraîne une fertilisation au cours du cycle cultural en moyenne de 12 Kg N_{NO₃} / ha..

L'eau d'irrigation arrive à la surface du sol avec une variabilité spatiale allant de 30 à 50 % selon la quantité d'eau apportée (photo 4). Alors que le coefficient de variation oscille entre 0 et 10 % lorsqu'il s'agit d'eau de pluie. Quand l'apport est un mélange des deux, le coefficient de variation est compris entre 10 et 25 %. Dans tous les cas de figure cette hétérogénéité spatiale est aléatoire, à cela plusieurs origines :

- Le système d'aspersion : lors de l'observation nous avons constaté des dysfonctionnements, par conséquent on ne retrouve pas la structure circulaire du système d'arrosage.

- Un facteur climatique : le vent par sa turbulence perturbe l'homogénéité de l'apport, or dans cette région de plaine il y a environ 300 jours de vent par an.

Sur la période culturale qui s'étend du 18 avril au 21 Juin 1995 (jour 108 au jour 172), la culture a reçu en moyenne 248 mm d'eau pour une demande évaporatoire très légèrement supérieure à 254 mm.

On observe que l'apport d'eau est plus important au début de la culture, pratique culturale courante pour permettre un bon développement de la salade (figure 12). Mais, cet apport d'eau provient d'un fort événement pluvieux dans la période du 23 au 24 avril avec un apport de 40 mm. A la fin du cycle cultural, l'irrigation est moins intense de 4 à 5 mm par jour.

1.2 - Evolution des potentiels matriciels

L'évolution des potentiels matriciels au cour du cycle cultural est représenté figure 14.

On observe que les variations de potentiels, du sol nu (l'entre-rangs) et cultivé (rang) sont voisines jusqu'au jour 132, soit durant les 25 jours après la plantation des salades. Par la suite, des

Figure 12 : Apport d'eau du 18-04-95 au 21-06-95

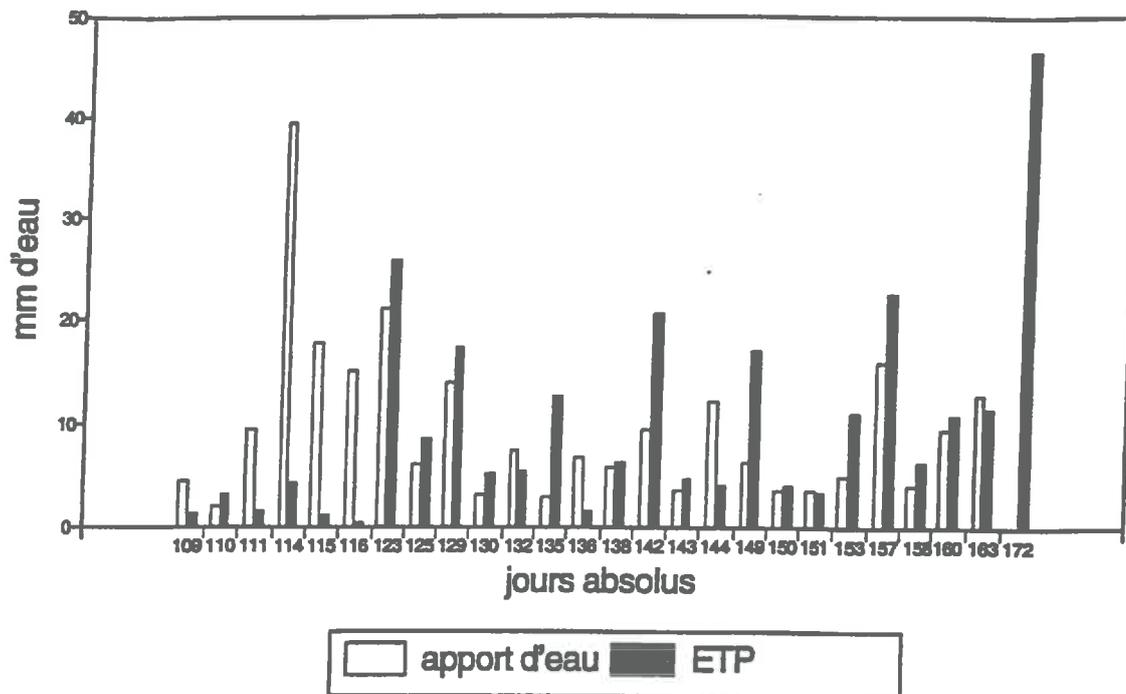
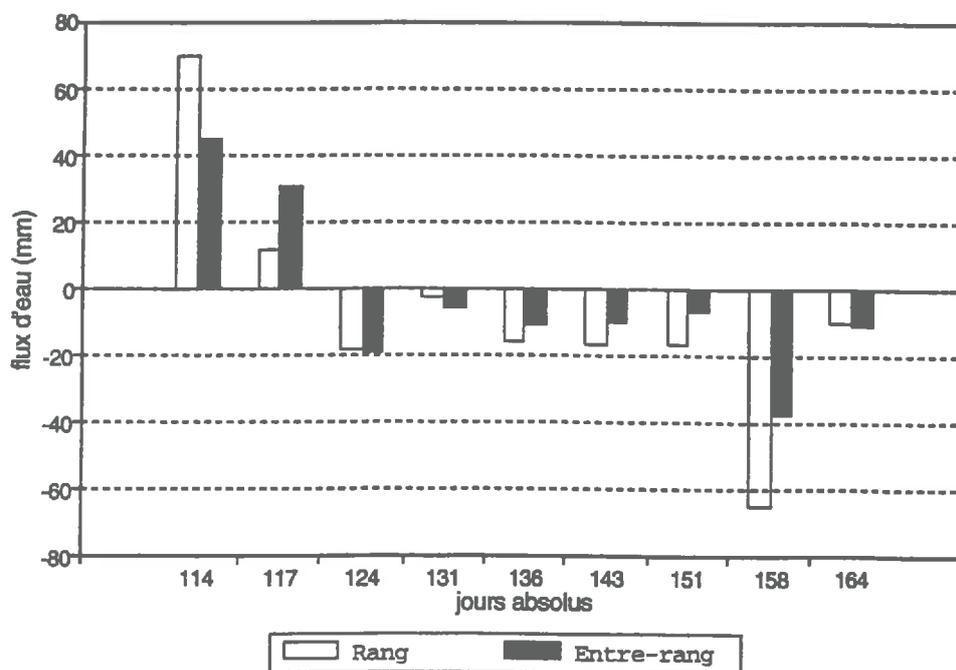


Figure 13 : Evolution des flux d'eau à 90 cm sous l'hypothèse : $ETR = ETP$



différences commencent à apparaître en surface, se propageant progressivement jusqu'à 40 cm de profondeur au fur et à mesure que se développe la culture. Ainsi, pendant la phase végétative intense, on a toujours des potentiels matriciels très inférieurs sur le rang, indiquant la présence d'une activité racinaire.

Vers la fin du cycle, on observe une augmentation du pouvoir de succion en surface qui correspond à des flux évaporatoires de la surface du sol vers l'atmosphère. En effet, l'agriculteur ayant réduit l'irrigation, le sol s'assèche au niveau du rang et de l'entre-rangs. Cet assèchement est plus marqué sur le rang en raison de l'absorption racinaire.

1.3 - Stock d'eau du profil

Sur toute la période culturale, nous avons estimé le stock d'eau à partir des mesures effectuées à l'humidimètre à neutrons entre 0 et 90 cm de profondeur.

L'analyse de l'évolution des stocks d'eau met en évidence l'existence de deux périodes au niveau de la zone de rang, la première relativement humide jusqu'au jour 132 et la seconde plus sèche en raison d'un prélèvement racinaire plus intense et d'un apport d'eau inférieur à la demande évaporatoire (figure 15). Par ailleurs, on constate que le stock d'eau dans l'entre-rangs est supérieur à celui du rang où s'effectue l'absorption racinaire (figure 15).

Si l'on considère les deux horizons 0-35 cm et 35-90 cm, nous observons que l'horizon en profondeur (35 - 90 cm) conduit à des stocks d'eau voisins pour les zones de rang et d'entre-rang. Il n'en est pas de même pour l'horizon de surface (0 - 35 cm). En effet le stock d'eau à la fin du cycle cultural dans le rang (79.5 mm) est très inférieur à celui de l'entre-rang (133 mm). Ce qui laisse supposer que la zone de prélèvement racinaire se situe dans les 35 premiers centimètres.

1.4 - Bilan hydrique

Pour déterminer les variations de stocks d'eau ($S_j - S_i$ en mm) entre deux dates, il faut prendre en compte les entrées et les sorties qui interviennent entre celles-ci. Les entrées sont la pluie (P en mm), l'irrigation (I en mm) et les sorties le drainage (D en mm), l'évapotranspiration réelle (ETR en mm) et le ruissellement (R en mm). L'équation du bilan hydrique s'écrit :

$$S_j - S_i = (P + I) - (ETR + D + R)$$

On en déduit l'expression du drainage :

$$D = \Delta S_{ij} - ETR + P + I - R$$

- Les mesures d'ETP, nous ont été fournies par la station de Nîmes Saint- Gilles (Gard) située à quelques kilomètres de la parcelle d'étude. Elles sont évidemment les mêmes sur tous les sites de la parcelle. Deux hypothèses concernant l'évaporation ont été testées :

* l'évaporation du sol est considérée égale à l'ETP, lorsque le sol est constamment proche de la capacité au champ.

* le sol évapo-transpire à $0.75 * ETP$. La culture en début de cycle est peu couvrante, et au cours du cycle cultural, il y a des périodes de dessèchement, avec formation de mulch temporaire en surface.

Figure 14 : Evolution des potentiels matriciels au cours du cycle cultural

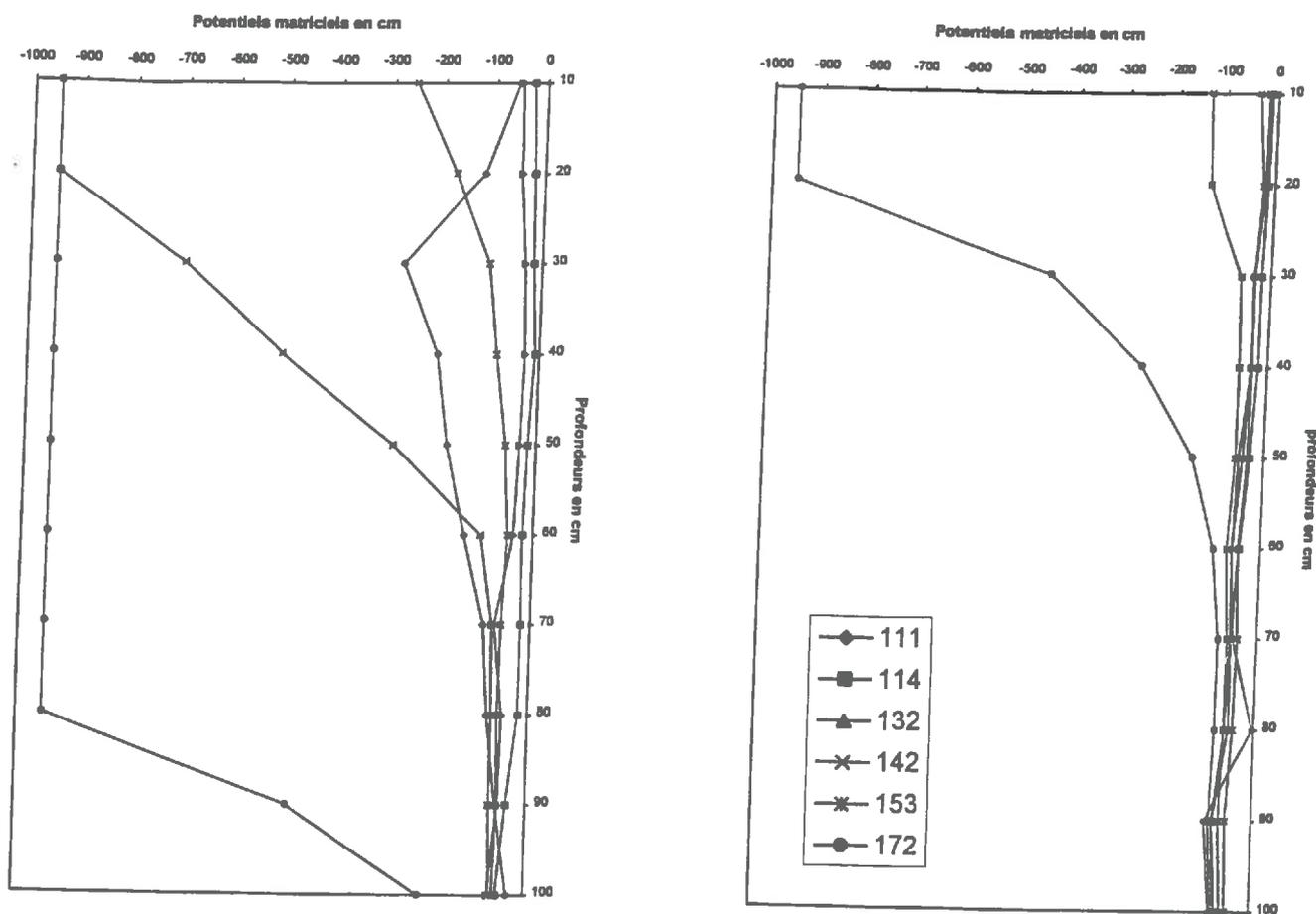
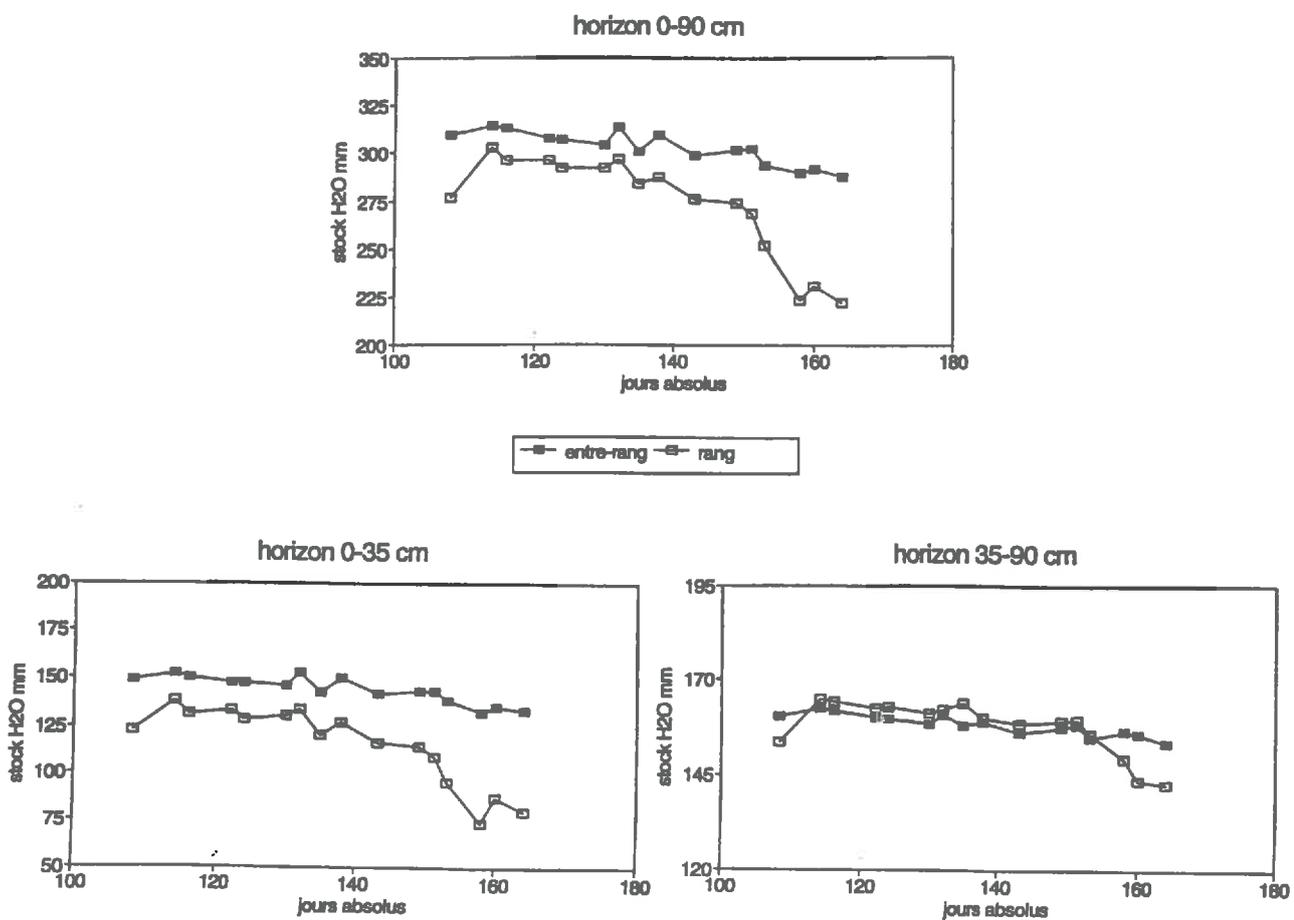


Figure 15 : Evolution des stocks d'eau



- Les données concernant les apports d'eau sont locales, puisque à chaque site de mesure est associé un pluviomètre.
- Le ruissellement est négligé en l'absence de données précises sur le dénivelé faible de la parcelle.

Estimation des flux d'eau à 90 cm de profondeur

L'estimation des flux d'eau dans le temps a été effectuée au niveau des sites hautement équipés (figure 13, tableau 2). Il est important de noter que dans ce cas nous couvrons l'ensemble du cycle cultural qui est caractérisé par de fortes pluies au début du cycle (figure 3). Ceci explique le drainage trouvé dans l'entre-rang lorsque l'on considère l'hypothèse $ETR = 0.75 * ETP$.

Site	Hypothèses ETR	Drainage (mm) du jour 108 au jour 164
Entre-rang	ETP	-24.7
	$0.75 * ETP$	28.8
Rang	ETP	-62
	$0.75 * ETP$	-8.9

Tableau 2 : Estimation du drainage des sites hautement équipés

Au niveau des 30 sites faiblement équipés nous avons étudié la variabilité spatiale du drainage (tableau 3) entre le 03 mai et le 21 juin. Il faut cependant noter que cette période n'intègre pas les fortes pluies du début du cycle cultural. On constate que sur la totalité des sites le système est en remontée capillaire quelle que soit l'hypothèse retenue pour l'ETP,.

Site	Hypothèses ETR	drainage en mm du jour 123 au jour 172	C V en %
Entre-rang	ETP	-113.8	25
	$0.75 * ETP$	-59.4	48
Rang	ETP	-121.5	34
	$0.75 * ETP$	-67	62

Tableau 3 : Estimation du drainage des 30 sites faiblement équipés

Par conséquent dans tous les cas de figure, lorsque l'on considère la période du cycle cultural du jour 123 au jour 172 il n'y a pas de drainage d'eau, au contraire le système est en remontée capillaire.

Tableau 4 : Variabilité spatiale des teneurs en azote nitrique

de la solution de sol ; extraite par prélèvement de sol

	0 - 30 cm	30 - 60 cm	60 - 90 cm	0 - 90 cm
Le 03-05-95				
Rang				
Kg d'N:ha	86.4 ± 56	102.8 ± 50	44.1 ± 14	233 ± 100
C V %	64.3	48.7	32.6	42.8
Entre-rang				
Kg d'N:ha	36 ± 19	38 ± 12	26 ± 10	100 ± 19
C V %	52.4	30.4	39.7	19.4
Le 31-05-95				
Rang				
Kg d'N:ha	22.5 ± 10	27.2 ± 12	20.2 ± 6.7	70 ± 25
C V %	45	45	33.3	35.3
Entre-rang				
Kg d'N:ha	20.5 ± 16	31.6 ± 16	32.2 ± 15	84.3 ± 37
C V %	77.8	49.2	46.4	43.5
Le 21-06-95				
Rang				
Kg d'N:ha	3.6 ± 2	5.8 ± 4	7.3 ± 3.1	17 ± 7
C V %	56.2	68.8	43.05	42.8
Entre-rang				
Kg d'N:ha	7.9 ± 2.3	4.9 ± 2.3	14.1 ± 9	26.8 ± 10
C V %	29.6	47.2	62.3	37.2

2 - LE SUIVI AZOTE

Le suivi azoté de la parcelle intègre celui de l'azote total et de l'azote minéral. L'azote minéral a été suivi uniquement sous la forme nitrique car la forme ammoniacale libre n'était pas présente dans la solution du sol.

2.1 - Comparaison de deux méthodes d'extraction de la solution du sol, à partir des concentrations en nitrate mesurés dans ces solutions.

Sur les 30 capteurs de solution installés à 90 cm de profondeur la moitié de l'effectif a fonctionné et cela suivant une structure aléatoire. Or, des résultats antérieurs (CLAUDOT, 1994 ; SABLIER, 1992) ont montré qu'une structuration régulière du dispositif conduit à une meilleure précision de l'estimation de la variabilité spatiale de l'ion NO_3^- . Néanmoins, l'analyse des résultats montre que l'hétérogénéité importante donne des coefficients de variation du même ordre de grandeur (en moyenne 50 %) que les études précédentes sur des parcelles différentes (SABLIER, 1992, FAURIEL, 1993, CLAUDOT, 1994, BATTIMELLI, 1995). Cependant, ces données n'ont pas été utilisées pour estimer les flux de NO_3^- et en analyser leur hétérogénéité de répartition dans l'espace. Elles ont été retenues pour comparer les deux modes de prélèvement de la solution du sol (annexe 6).

Pour une même date, si l'on compare la concentration en NO_3^- mesurée dans la solution du sol extraite à 90 cm à l'aide de capteurs de solution, et celle extraite à partir d'une masse de sol prélevé dans l'horizon 60-90 cm (tableau 4), on observe des concentrations différentes. La concentration en nitrate de la solution du sol provenant du capteur de solution a une valeur moyenne 2 à 3 fois plus faible que celles mesurées dans la solution issue du sol prélevé à la tarière (tableau 5).

Date	Capteurs de solution mg NO_3^- / l de solution de sol	Prélèvement de sol mg NO_3^- / l de solution de sol
03-05-95	63 ± 33	128 ± 62
31-05-95	57 ± 17	160 ± 73

Tableau 5 : Comparaison de la teneur en NO_3^- de la solution de sol et des capteurs de solution

Cet écart mis en évidence dans l'horizon 60-90 cm à différentes dates, ne semble pas se confirmer pour l'horizon 0-30 cm. Cependant, la comparaison des deux modes de prélèvements sur l'ensemble d'un profil, n'a pu avoir lieu que sur les deux sites locaux, et seulement en date du 23 mai. Il serait donc prématuré de tirer des conclusions sur ce résultat partiel.

Pourquoi cette différence de concentration en nitrate selon la méthode de prélèvement ?

- L'hétérogénéité dans l'espace est importante quel que soit le mode de prélèvements. Cependant lors de l'étude précédente (FAURIEL, 1993 ; CLAUDOT, 1994) sur une parcelle de sol limoneux, les deux modes de prélèvement donnaient des concentrations comparables.

- Dans le cas présent la texture du sol limono-argileuse dans les vingt cinq premiers centimètres est qualifiée en profondeur d'argilo-limoneuse. Cette texture assez compacte induit



Figure 16 : Structuration de la parcelle

probablement pour la solution du sol un système à deux phases constitué d'une partie mobile et d'une autre immobile. Le phénomène de diffusion, beaucoup plus lent que le phénomène de convection fait que les deux parties ne sont pas à la même concentration. Or, le capteur de solution n'extrait que l'eau mobile, contrairement au prélèvement de sol. En effet, la mise en solution du sol dans un grand volume d'eau permet alors d'extraire simultanément l'eau mobile et l'eau immobile de la solution du sol, d'où une concentration plus élevée en nitrate.

2. 2 - La teneur en azote nitrique du sol

Lors du premier prélèvement de sol (3 mai 95), soit 20 jours après la plantation, la teneur en azote nitrique dans les horizons de surface est plus élevée dans le rang que dans l'entre-rangs, mais par la suite cette différence se réduit considérablement pour disparaître en fin de culture.

Cette différence en $N_NO_3^-$ entre les deux zones peut s'expliquer par la préparation de la parcelle avant la plantation. L'agriculteur procède de la façon suivante :
Il épand mécaniquement l'engrais à la surface du sol de façon assez homogène. Ensuite, il structure la parcelle et constitue des buttes pour les rangs de culture et des entre-rangs pour le passage (figure 16). Il est possible que cette opération de structuration ait été effectuée juste après l'épandage, et que dans ces conditions l'engrais n'ait pas eu le temps de se mêler au sol et de diffuser en profondeur. Par conséquent, lors de la constitution des buttes, il a pu être entraîné sur les rangs de culture d'où cette différence de teneur en $N_NO_3^-$ constatée. Compte-tenu de cette observation, nous avons analysé séparément les zones de rang et d'entre rangs.

2. 2. 1 - Variabilité spatiale.

La variabilité de répartition de la teneur en azote nitrique conduit pour les différents horizons à des coefficients de variation allant de 30 à 68 % pour la zone de rang, et de 19 à 77 % pour celle de l'entre-rang (tableau 4). Ces résultats sont en accord avec les travaux antérieurs (MARSHALL, 1985 ; GARCIA, 1986 ; BOUSQUET, 1987) et en particulier avec ceux réalisés dans des conditions similaires de maraîchage intensif (SABLIER, 1992 ; CLAUDOT, 1994). Cette importante hétérogénéité a deux causes :

- Une hétérogénéité du milieu explicable par :

- Les mécanismes du transfert des solutés dans le sol influencés par l'état structural (fissures, cailloux, trous de racines), (MARSHALL, 1985 ; COCKBORNE et al, 1990).
- Une grande variabilité de la population microbienne du sol qui induit une hétérogénéité des transformations microbiologiques de l'azote (LINDEMANN, 1986 ; BASHAN et al, 1987).
- L'absorption racinaire (GARCIA, 1986) ; toutefois étant donné le type de culture (maraîchère), nous l'avons considérée comme homogène.

- Une hétérogénéité extérieure au milieu, expliquée par :

- l'irrigation
- la fertilisation : apport d'engrais solide et ferti-irrigation
- le travail du sol + le climat

Figure 17 : Evolution des concentrations en nitrate (Entre-rang)

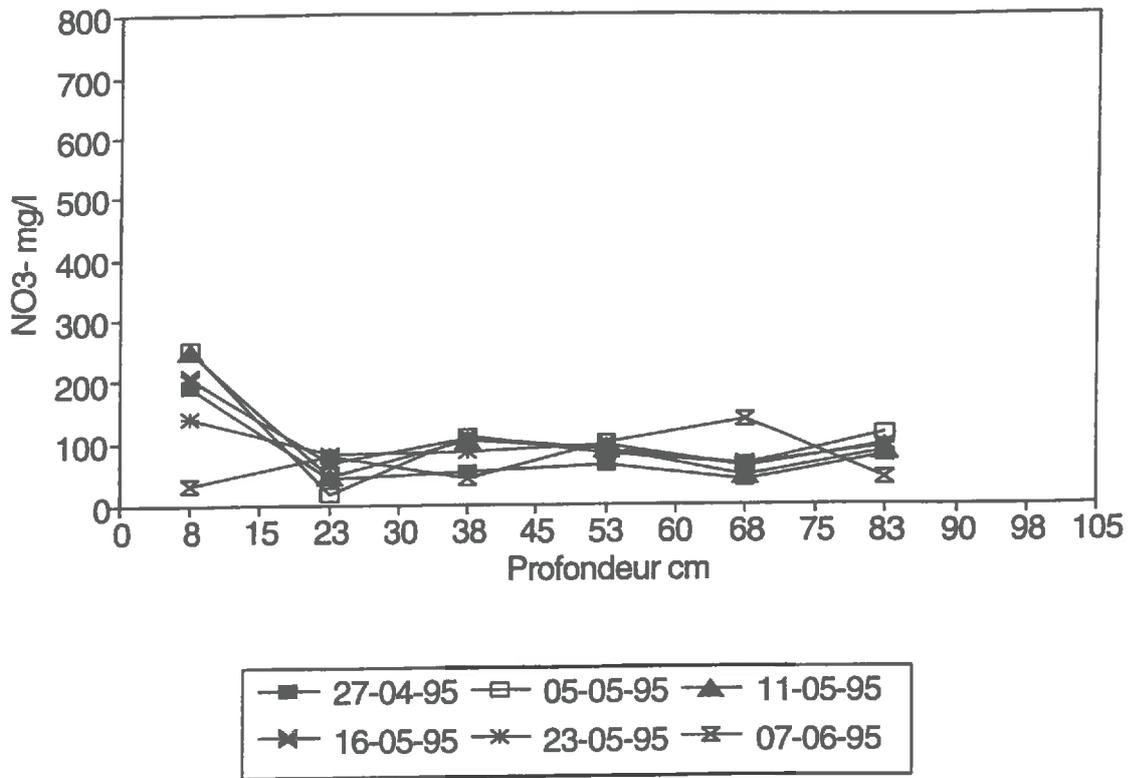
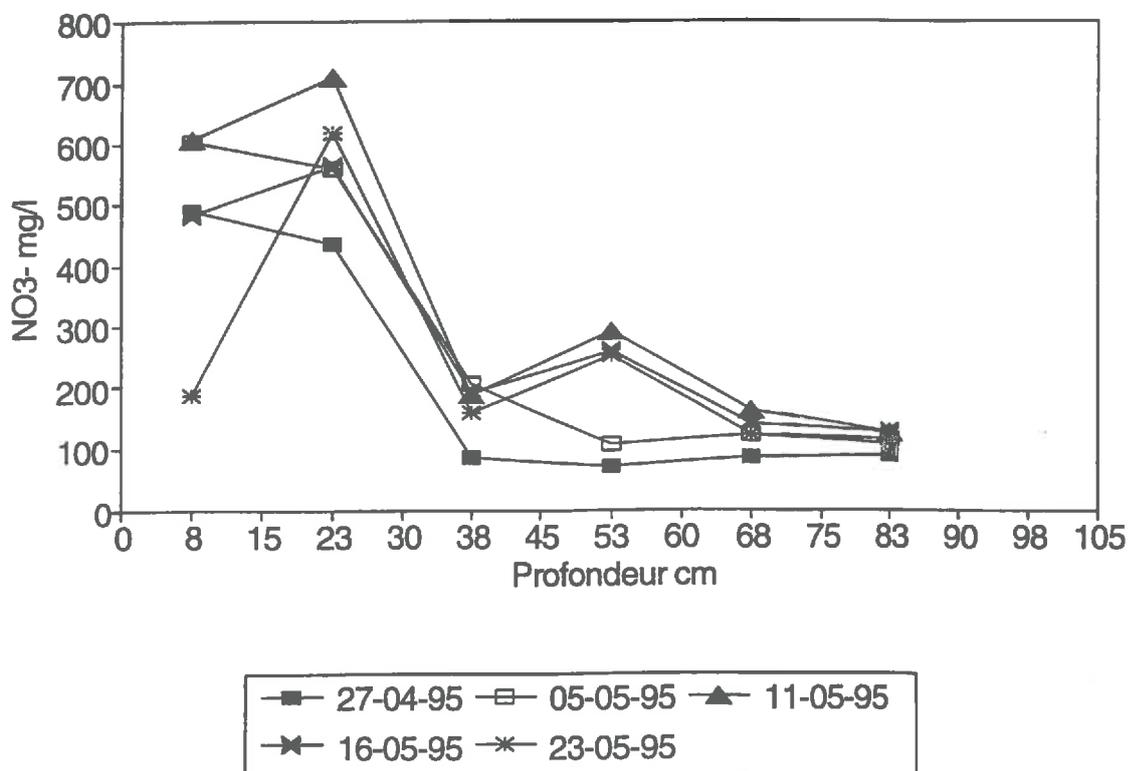


Figure 18 : Evolution des concentrations en nitrate (Rang)



2. 2. 2 - Evolution de la teneur en N_{NO_3} dans le sol et au cours du temps.

L'analyse de l'évolution de la teneur en azote nitrique de la solution du sol dans un profil et celle au cours du temps pour différentes profondeurs, a été faite à partir de données obtenues sur les sites locaux hautement équipés.

La figure 18 présente l'évolution de l'azote nitrique au cours du temps à différentes profondeurs, du profil situé sur le rang. On observe que l'horizon de surface (0-15 cm) s'appauvrit à partir du jour 130 au bénéfice de l'horizon suivant (15-30 cm), et à la même date apparaît une augmentation des teneurs de l'horizon 45-60 cm, sans observer de répercussion au niveau 30-45 cm. Cet accroissement en nitrate de l'horizon 45-60 cm en court-circuitant l'horizon 30-45 cm conduit à penser que le sol présente des fissures importantes, et que la solution passe très rapidement au niveau inférieur, et l'espace temps d'une semaine entre deux prélèvements est trop long pour intercepter le passage de nitrate dans l'horizon 30-45 cm.

Les résultats obtenus au niveau de la zone de l'entre-rang conduit aux mêmes analyses pour l'horizon de surface (0-15 cm), où la concentration en nitrate diminue au cours du temps. Mais ici, on n'observe pas d'augmentation notable de la concentration NO_3^- dans les horizons profonds. A partir de 30 cm de profondeur et jusqu'à 90 cm les valeurs sont peu différentes des unes aux autres (figure 17).

2. 2. 3 - Stock d'azote nitrique du sol.

Le stock d'azote nitrique de l'horizon 0-90 cm est en moyenne au 3 mai 95 de 233 kg/ha dans la zone du rang et de 100 kg/ha dans celle de l'entre-rang (tableau 6). Les résultats obtenus au niveau des sites locaux confirment cette estimation, puisqu'au 18 avril, début de la culture, nous mesurons respectivement 290 et 118 kg/ha (tableau 7). De fait, pour le rang la majorité de $N_{NO_3^-}$ se situe dans la première partie de l'horizon (0-45 cm) avec une valeur moyenne de 224 kg/ha (18 avril), alors que l'entre-rang présente un profil monotone où les différents horizons ont un stock assez voisin (20 ± 3 kg/ha).

Après le 31 mai, le stock d'azote nitrique de la zone de rang chute de près des deux tiers (tableau 6), se retrouvant quasiment au niveau de celui de l'entre-rang. En fin de culture le stock moyen de l'horizon 0-90 cm, n'est plus que de 22 kg/ha sur l'ensemble de la parcelle, soit environ 10 fois moins qu'en début.

2. 3 - Estimation des flux d'azote nitrique à 90 cm de profondeur

Le flux convectif d'azote est le produit du flux hydrique et de la concentration en azote nitrique de la solution du sol à une profondeur prise au delà de la zone de prélèvement racinaire.

Horizons	rang de culture N NO3- kg/ha			entre-rang de culture N NO3- kg/ha		
	18-04-95	23-05-95	13-06-95	18-04-95	23-05-95	13-06-95
0-15 cm	129	8	1	19	10	1
15-30 cm	60	12	2	15	13	4
30-45 cm	35	19	3	24	10	7
45-60 cm	30	25	5	19	11	6
60-75 cm	8	24	8	23	8	6
75-90 cm	28	18	10	18	13	5
0-90 cm	290	106	29	118	65	29

Tableau 6 - Stock d'azote nitrique de profils de sol situés au voisinage des profils de capteurs de solution.

Horizons	Rang de culture N NO3- kg/ha			Entre-Rang de culture N NO3- kg/ha		
	03-05-95	31-05-95	21-06-95	03-05-95	31-05-95	21-06-95
0-30 cm	86	23	4	36	21	8
30-60 cm	103	27	6	38	32	5
60-90 cm	44	20	7	26	32	14
0-90 cm	233	70	17	100	85	27

Tableau 7 - Stocks moyens d'azote nitrique estimés à partir de 30 prélèvements

$$Dn = Dw * C$$

Dw = flux net d'eau en l/ha

C = concentration en azote nitrique de la solution du sol à 90 cm de profondeur en kg/l

Dn = flux d'azote nitrique à 90 cm de profondeur en kg/ha

Pour l'estimation des flux, nous avons retenu la concentration de la solution du sol prélevée par les capteurs de solution à 90 cm de profondeur car la composition est identique à celle de l'eau s'écoulant vers la nappe (eau mobile).

Au cours du cycle cultural, la seule période où nous observons du drainage (figure 14) se situe entre le 17 Avril et le 27 Avril or à ce moment là le dispositif de prélèvement de la solution de sol n'est pas opérationnel. Par conséquent l'estimation des flux azotés n'a pu être réalisée.

Par la suite, le système est en remontée capillaire, par conséquent les pertes d'azote vers la nappe sont inexistantes.

2.4 - La minéralisation nette

De la même façon que pour le bilan hydrique, les variations de stock azoté (Snj-Sni) sont évaluées par différence entre les entrées et les sorties. Les entrées proviennent des apports par les engrais (solide ou la ferti-irrigation) et/ou présent dans l'eau d'irrigation (Ne) et de la minéralisation nette (Nm). Les sorties sont constituées de l'exportation par la culture (Ex), du flux convectif d'azote nitrique (Dn), du ruissellement (Rn), et des pertes par dénitrification (Pd) ou par volatilisation (Pv), en kg N /ha.

$$Snj - Sni = (Ne + Nm) - (Ex + Dn + Rn + Pd + Pv)$$

Les termes qui font l'objet d'une simplification sont :

- Le ruissellement Rn, pour rester en accord avec le bilan hydrique ;

- La dénitrification (Pd) est négligeable, d'après les résultats de terrain (GUEGUEN, 1995) et ceux de laboratoire sur échantillons de sol (V = 1570 cm³) non remaniés (GUERIN, 1995). Par ailleurs, les conditions du milieu (température, teneur en eau) ne semblent pas requises pour que le phénomène ait lieu ;

- Les pertes par volatilisation ; il n'a pas été détecté d'ammonium libre dans la solution du sol.

Ces termes étant négligés, la minéralisation nette s'écrit alors :

$$Nm = (Snj - Sni) + Ex + Dn - Ne$$

On parlera d'organisation nette (Nm<0) ou de minéralisation nette (Nm>0)

Les variations de stock d'azote nitrique sont calculées à partir des concentrations en azote nitrique obtenu par échantillonnage à la tarière.

Le terme Ex (exportation par les salades) est estimé à partir du suivi de la culture.

Le terme N_e est enregistré par la mesure de la concentration en azote nitrique des eaux recueillies dans les pluviomètres, seul apport au cours de la culture.

En toute rigueur, compte tenu que la solution du sol présente un système à deux phases (phases mobile et immobile), pour estimer la minéralisation nette, on devrait calculer les flux de nitrate en utilisant les données de concentration d'azote nitrique mesurée dans la solution du sol extraite par les capteurs de solutions, et les stocks d'azote nitrique à partir de prélèvements de sol. Or le dispositif de capteurs de solutions prévu à cet effet (30 capteurs à 90 cm de profondeur) n'a fonctionné que partiellement. Nous avons donc analysé le phénomène, en utilisant uniquement les données obtenues à partir des prélèvements de sol, sachant que dans ce cas nous sur-estimons le flux NO_3^- , donc la minéralisation nette, néanmoins le phénomène prépondérant (organisation ou minéralisation) peut-être mis en évidence

L'analyse de la variabilité spatiale de la minéralisation nette, suivant l'hypothèse $ETR = ETP$ montre qu'entre le 3 mai et le 21 juin le phénomène prépondérant est l'immobilisation (tableau 8)

	DU 03-05 au 31-05	Du 31-05 au 21-06	Du 03-05 au 21-06
Rang			
Kg d'N/ha	- 132	-55	-161
C V %	80.8	73.2	66.4
Entre-rang			
Kg d'N/ha	-60	-66	-87
C V %	67.2	40.3	43.2

Tableau 8 : Variabilité spatiale de la minéralisation nette

Par ailleurs, l'hétérogénéité de répartition semble plus importante dans le rang avec des coefficients de variation allant de 66.4 à 80.8 %, que dans l'entre-rang (coefficient de variation de 43 à 67 %). Cette hétérogénéité plus faible au niveau de l'entre-rang pourrait s'expliquer par un état structural du sol plus homogène particulièrement en surface.

Conclusion

On observe qu'il n'y a pas de flux de nitrate vers la nappe ni de stock important de nitrate dans le sol en fin de culture. Par rapport aux années précédentes, il y a eu une meilleure gestion des intrants hydriques et azotés.

COMPARAISON MODELISATION - EXPERIENCE

Nous travaillerons à partir de données acquises sur un site totalement équipés aussi bien du point de vue hydrique qu'azoté. Ce site est localisé sur le rang de culture.

1 - MODELISATION DU TRANSFERT HYDRIQUE

1. 1 - Simulation de la première partie du cycle cultural (du jour 117 à 143)

Nous avons simulé sur la première partie du cycle cultural afin de faciliter le calage des paramètres.

Sous l'hypothèse d'un seul horizon, la comparaison des résultats de la simulation avec les mesures de terrain fait apparaître des discordances majeures. Notamment nous observons un assèchement du sol lors de la simulation (Figure 19) surtout en surface, ainsi que des flux élevés à 100 cm (figure 20) alors que l'expérimentation indique un drainage nul. L'écart entre le stock d'eau simulé et observé est important. Par conséquent, l'horizon profond semble avoir une conductivité hydraulique trop forte.

Nous avons donc modifié les caractéristiques hydrodynamiques de l'horizon profond 50-100 cm de façon à générer une meilleure concordance entre les valeurs de potentiels matriciels simulées et observées, de façon à ne pas avoir de drainage. L'hypothèse de deux horizons est légitime, en effet l'horizon de surface est souvent plus marqué par le travail de l'agriculteur et ne conduit pas l'eau de la même façon qu'en profondeur. D'après l'analyse granulométrique, il n'y a pas de grandes différences entre ces deux horizons (annexe 2), par conséquent on garde la même courbe de rétention. Par contre, les densités plus élevées de l'horizon profond et l'analyse du profil cultural permettent de distinguer un horizon entre 50 et 100 cm où l'on peut légitimement diminuer la conductivité hydraulique.

Nous avons donc adopté :

- Un horizon de surface 0-50 cm ayant les mêmes caractéristiques que précédemment

Figure 19 : Evolution du potentiel matriciel à différentes profondeurs (Rang)

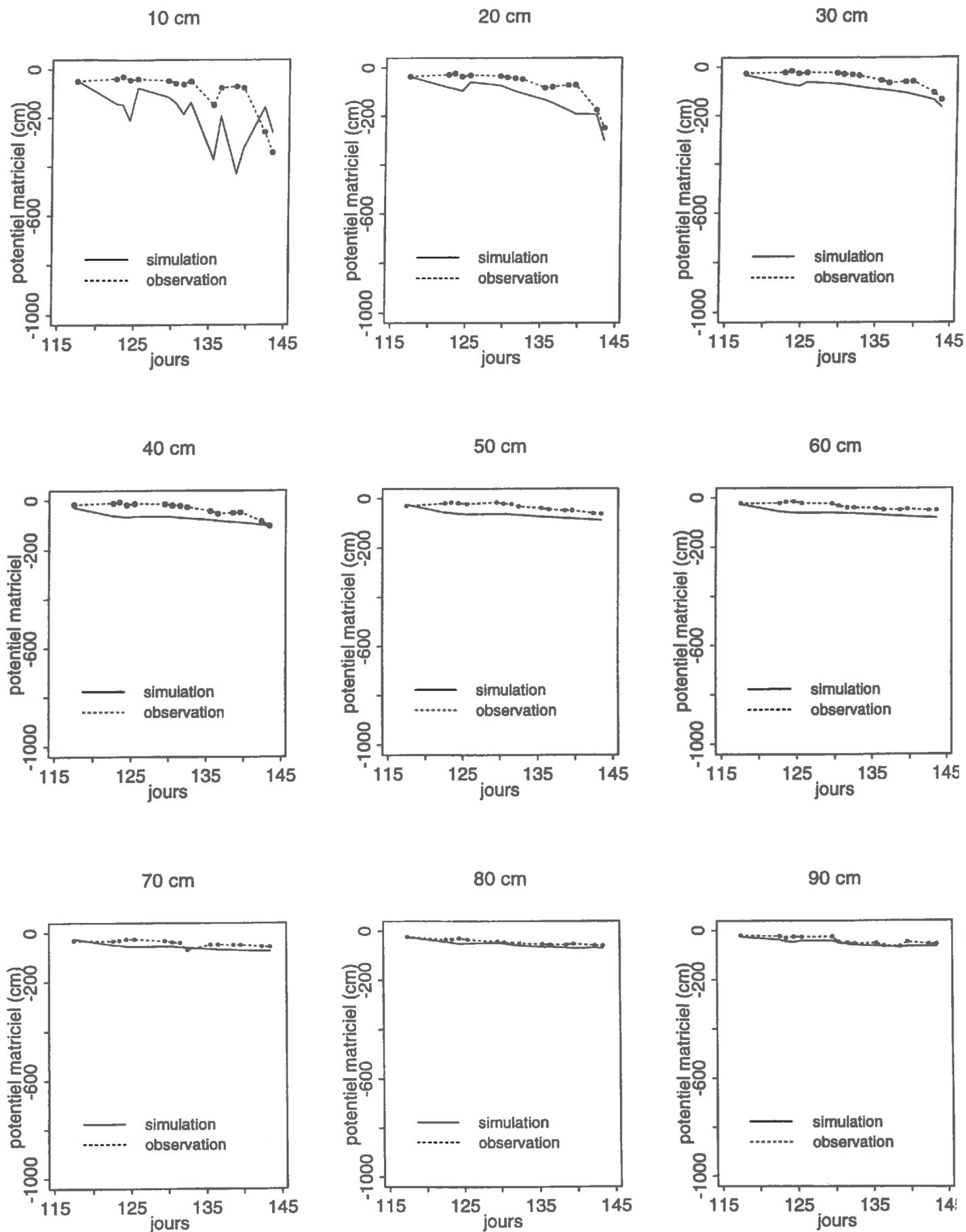
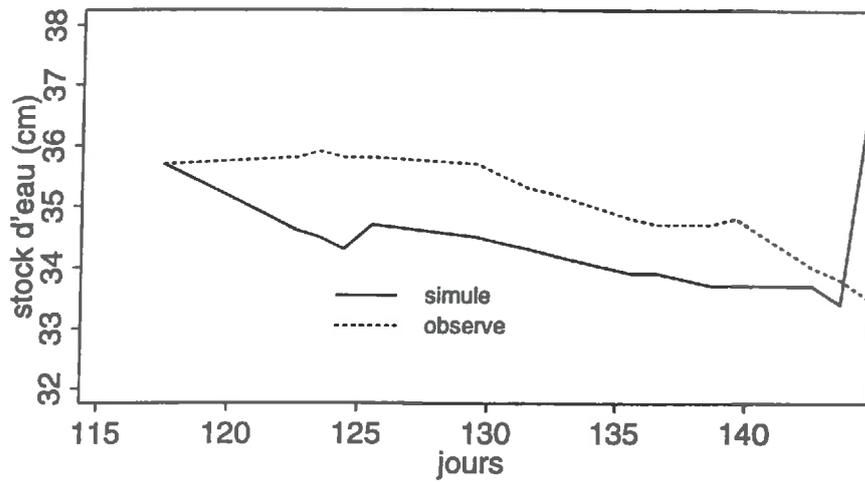
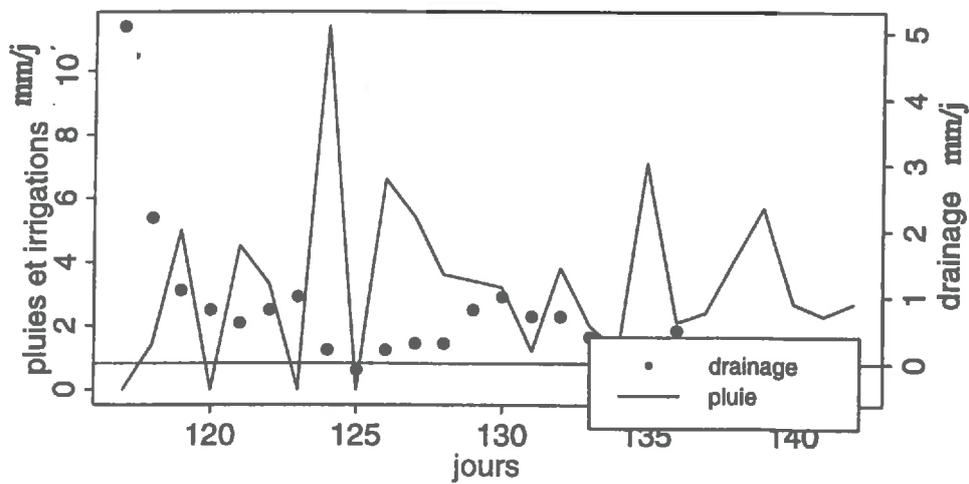


Figure 20

Evolution des stocks d'eau simule et observe



Flux a 100 cm



comparaison ETR/ETM

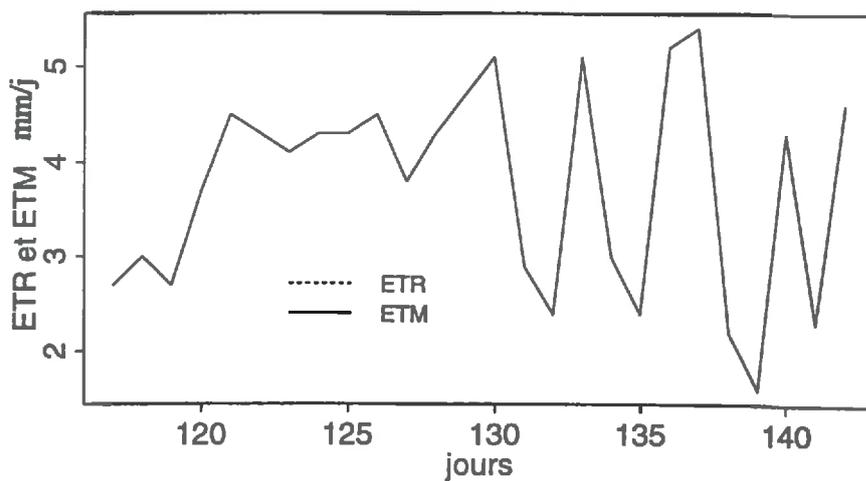


Figure 21 : Evolution du potentiel matriciel à différentes profondeurs (Rang)

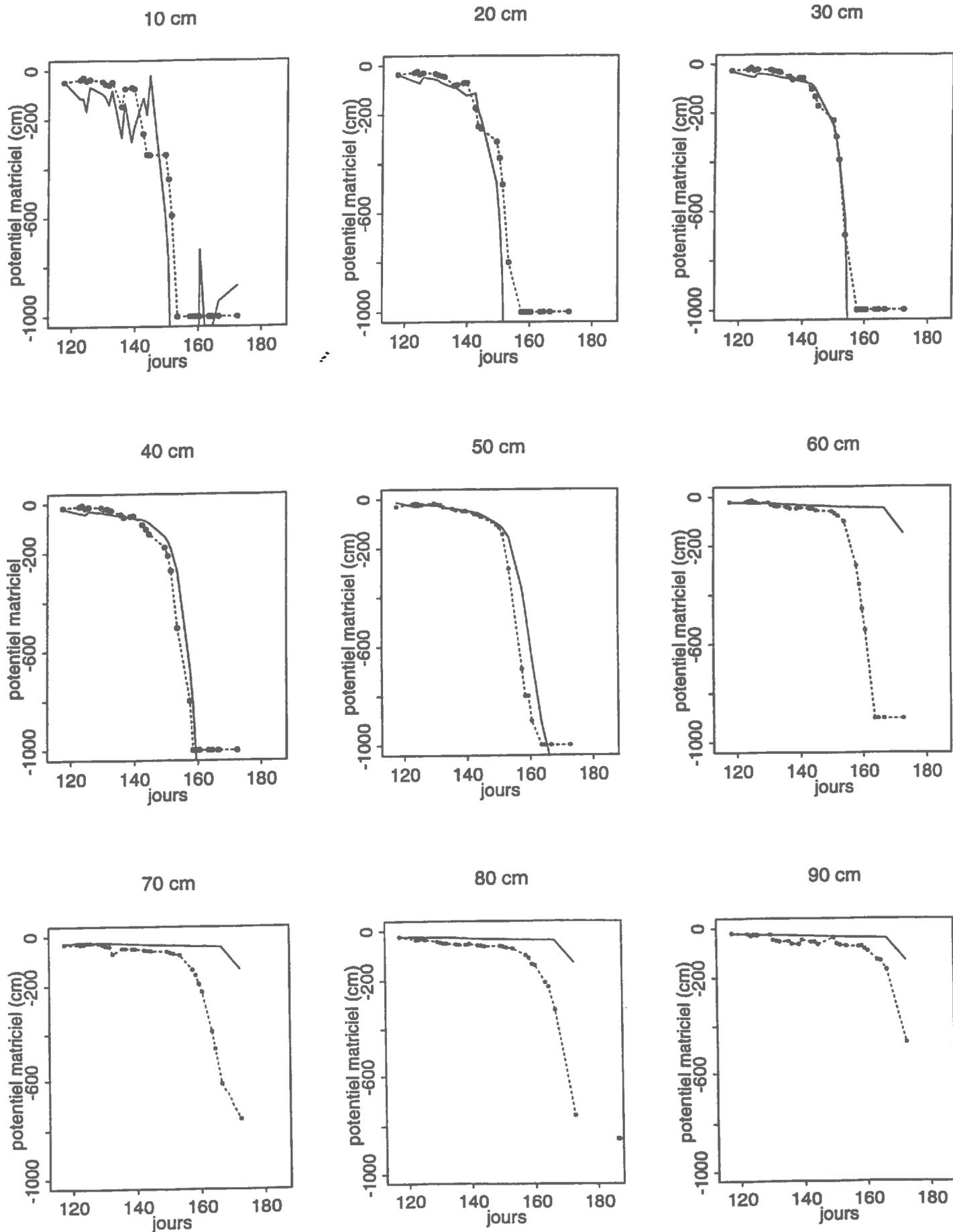
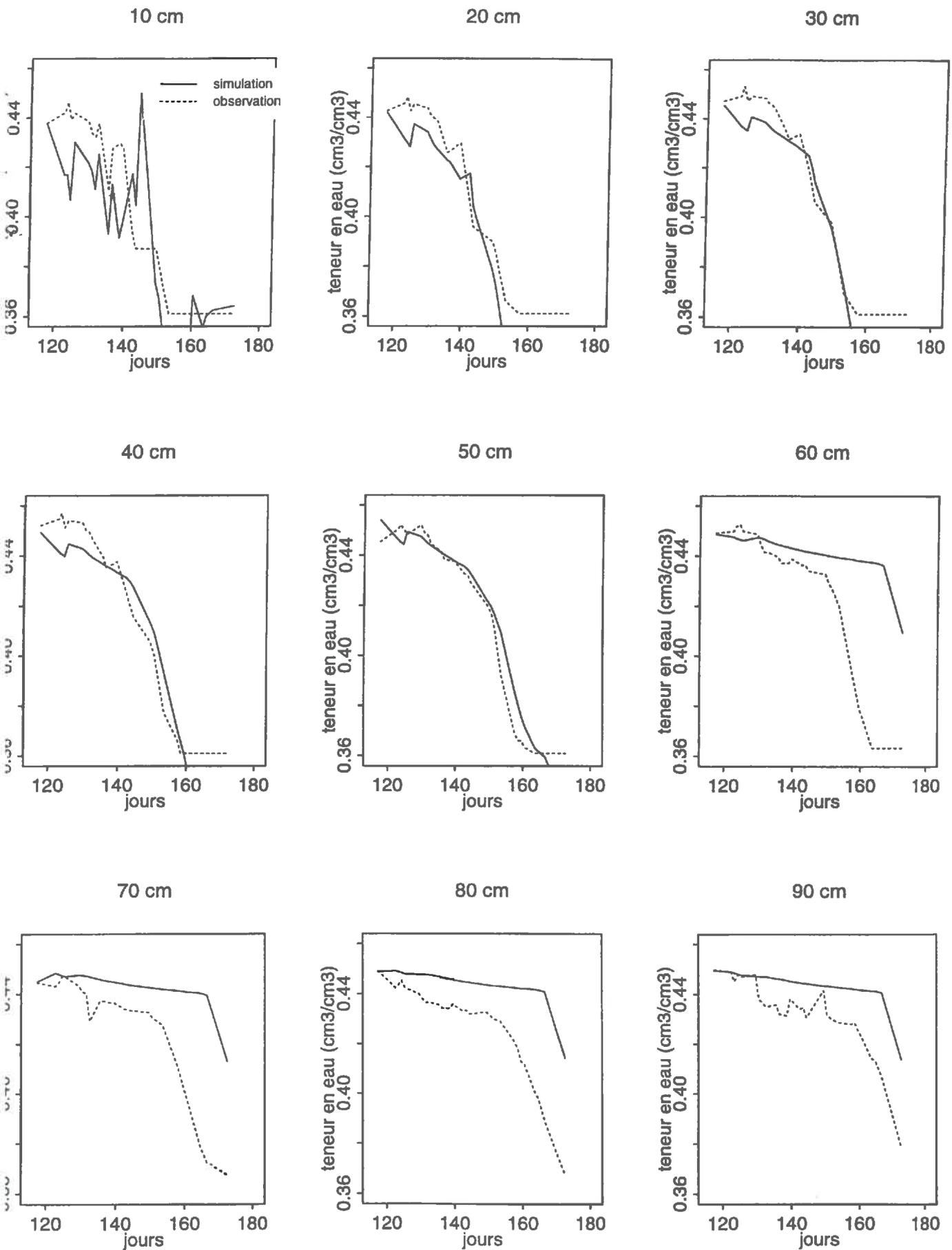


Figure 22 : Comparaisons des teneurs en eau simulées et observées



- Un horizon inférieur 50-100 cm présentant la même courbe de rétention mais une conductivité hydraulique 100 fois inférieure à celle de l'horizon de surface de façon à permettre des flux moins importants.

1. 2 - Simulation sur la durée du cycle cultural (du jour 117 au jour 172)

Sous les hypothèses précédentes, nous allons simuler le transfert d'eau pendant le cycle cultural. Les résultats sont représentés sur la figure 21. L'ajustement obtenu nous paraît plus satisfaisant dans le sens où il diminue l'assèchement du sol en surface et où le drainage est maintenant plus réduit. On note aussi un réel accord au niveau des stocks et des teneurs en eau dans l'horizon de surface. Toutefois les teneurs en eau en profondeur ne sont pas bien reproduites. On a délibérément choisi de favoriser la prédiction dans l'horizon de surface dans la mesure où les phénomènes biologiques y sont prépondérants.

Compte tenu de ces observations, les caractéristiques hydrodynamiques, mesurées (1) et calées (2) sont les suivants :

Horizon	Θ_s (cm ³ /cm ³)	Θ_r (cm ³ /cm ³)	$\alpha(m-1)$	n
0 - 50 cm (1)	0.459	0.278	1.27	1.765
50 - 90 cm (2)	0.459	0.278	1.27	1.765

Tableau 9 : Ajustement des paramètres de la courbe de rétention

Horizon	a0	a1	a2	a3
0 - 50 cm (1)	-1053.6	7894.7	-19930	16796
50 - 90 cm (2)	$K(\Theta) / 100$			

Tableau2: Ajustement des paramètres de la relation $K(\Theta)$ par le modèle Log-Polynomial

On obtient alors des conductivités à saturation de 11.35 cm/h pour l'horizon 0-50 cm et 0.1135 cm/h pour l'horizon 50-90 cm.

1. 2. 1 - Analyse des stocks d'eau, des teneurs en eau et des flux.

Comparaisons des teneurs en eau simulées et observées (Figure 22)

Sur l'ensemble des profils, l'écart de teneur en eau entre les observations et la simulation ne dépasse pas 0.02 cm³/cm³, et il est plus important dans l'horizon profond. Ce qui démontre que les caractéristiques de l'horizon profond ne sont pas correctement calées. On remarque que l'ensemble des teneurs en eau se situe dans la gamme 0.36 - 0.45 cm³/cm³.

Figure 23 : Evolution du stock d'eau simulé et observé

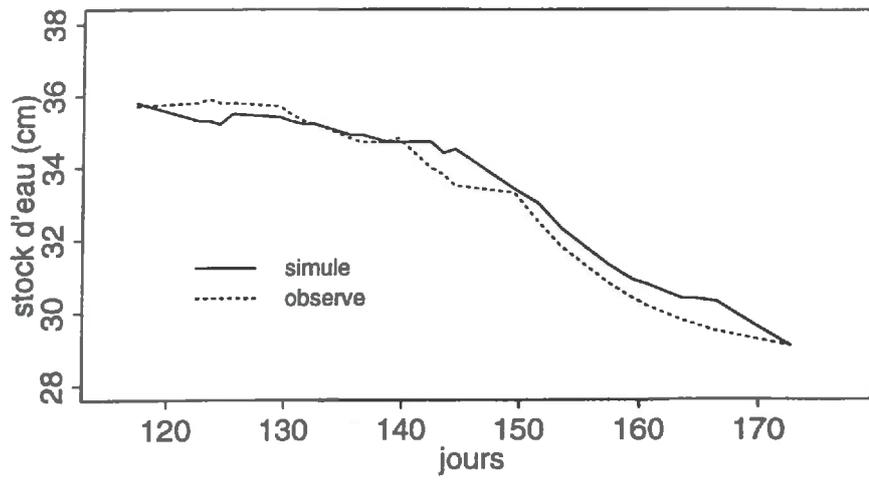


Figure 24 : Estimation des flux à 100 cm de profondeur

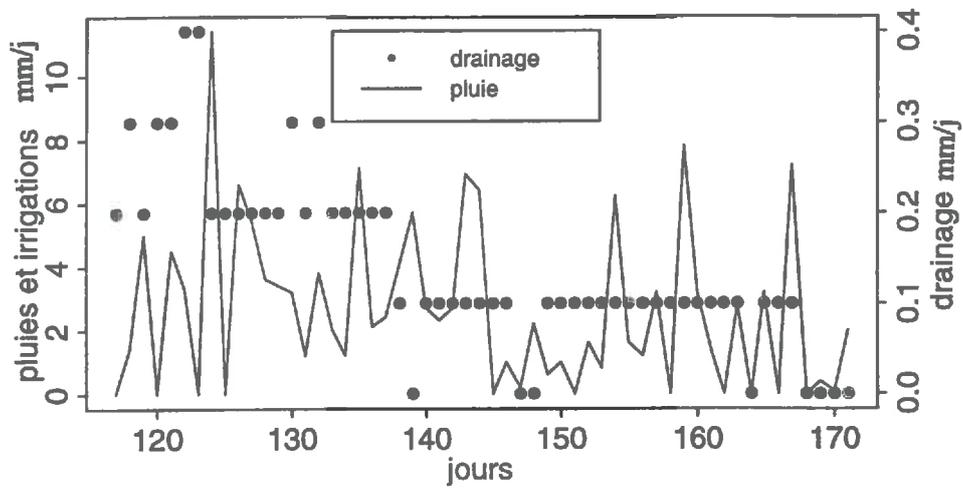
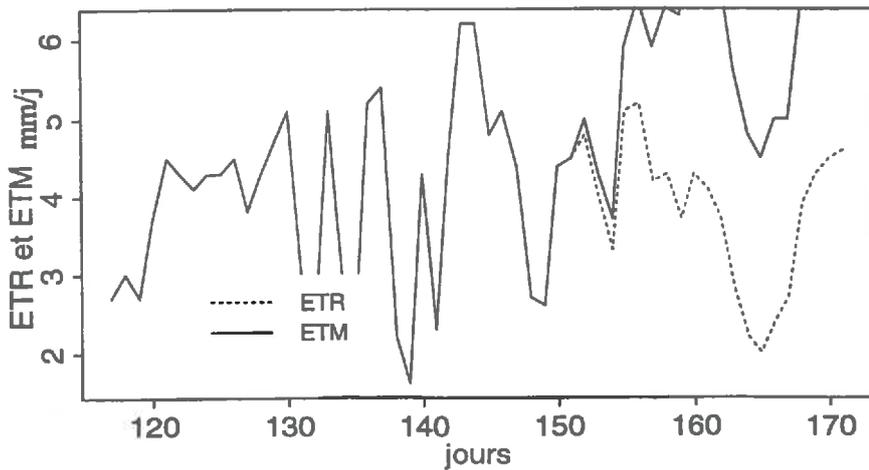


Figure 25 : Evolution de l'évaporation réelle et potentielle



Comparaison des stocks d'eau simulé et observé (figure 23)

Sur l'ensemble du graphe, la différence entre les stocks d'eau simulés et observés sur une profondeur de 100 cm ne dépasse pas 10 mm. Nous constatons que le stock d'eau varie au cours du temps entre 300 mm et 360 mm.

Estimation des flux en profondeur (figure 24)

Les flux simulés à 100 cm de profondeurs sont presque négligeables et en accord avec les observations.

Evolution de l'évaporation réelle et potentielle (figure 25)

La demande climatique est satisfaite jusqu'au jour 150. Ceci n'est pas surprenant dans la mesure où les potentiels restent inférieurs à 1 bar. A partir du jour 150 la demande climatique n'est pas satisfaite car les apports d'eau sont plus faible que la demande évapotranspirative, par conséquent la plante est en légère condition de stress hydrique. On notera que les faibles apports d'eau permettent de satisfaire l'évaporation directe.

1. 2. 2 - Discussion

Les discordances observées sur les 40 premiers centimètres peuvent s'expliquer par des incertitudes qui subsistent quant à l'absorption racinaire.

On ne peut pas évoquer l'incertitude concernant la valeur du coefficient cultural car celui-ci n'a pas d'effet sur le premier tiers de la période considérée (l'effet du coefficient cultural intervient à partir d'un LAI = 1,5).

Les discordances observées sur les quarante premiers centimètres peuvent aussi s'expliquer par une incertitude dans la valeur des paramètres hydrodynamiques. Cette raison n'est pas à exclure, au contraire car bien que s'appuyant sur une méthode de laboratoire relativement fiable, cette détermination a été effectuée sur des cylindres de sol prélevé à 30 m du site équipé or il existe une variabilité spatiale des courbes caractéristiques $K(\Theta)$ et $h(\Theta)$ qui, par conséquent, ne sont peut être pas représentative du site étudié.

En ce qui concerne les discordances observées dans l'horizon profond, elles s'expliquent par la méconnaissance des caractéristiques hydrodynamiques de celui-ci.

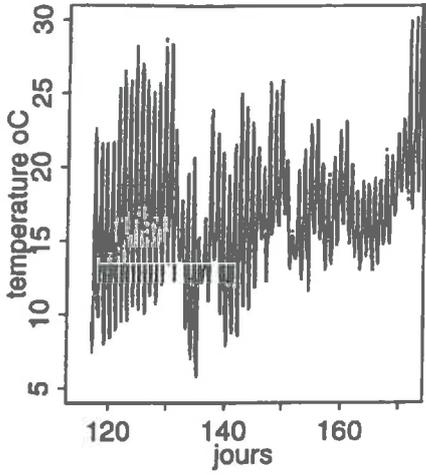
Dans une perspective de simulation du devenir de l'azote nous pouvons considérer que les variations de teneurs en eau, de potentiels matriciels et le stock d'eau estimés par le modèle sont suffisamment proches des observations. En particulier les flux hydriques, sont probablement bien estimés, et utilisables pour simuler le déplacement du nitrate

Bilan hydrique du cycle cultural (du jour 117 au jour 172)

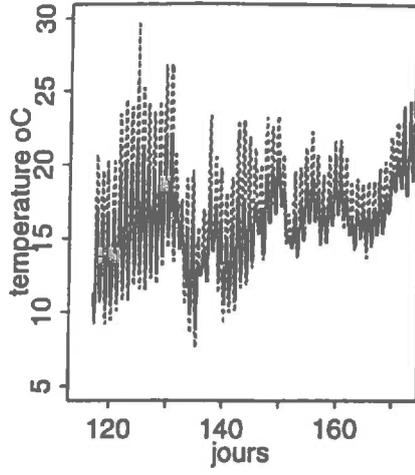
Quantité d'eau initiale = 445 mm
Quantité d'eau appliquée = 145 mm
Drainage = 7.4 mm
EP = 50.3 mm
ER = 50.2 mm
Quantité d'eau prélevée par la salade = 158 mm
Déficit d'eau pour la salade = 42 mm

Figure 26 : Comparaisons des températures simulées et observées

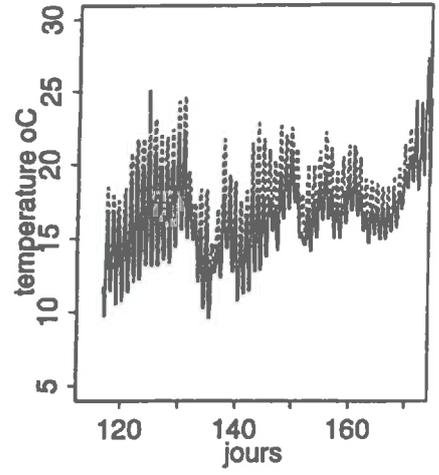
2 cm



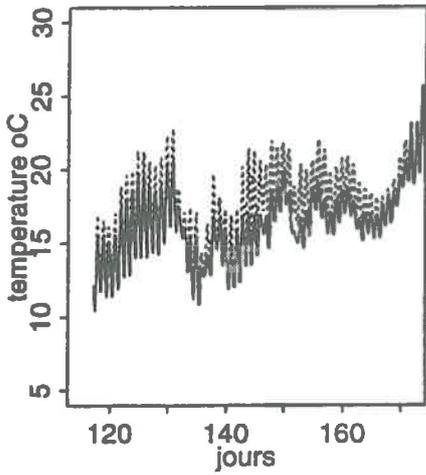
4,5 cm



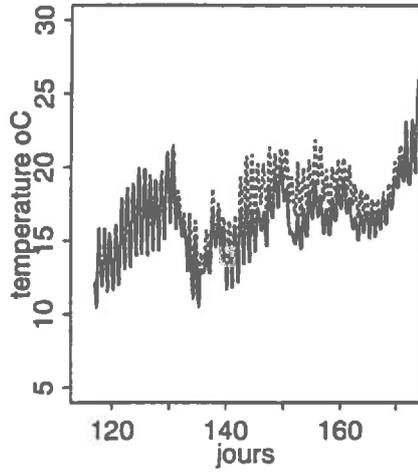
9,5 cm



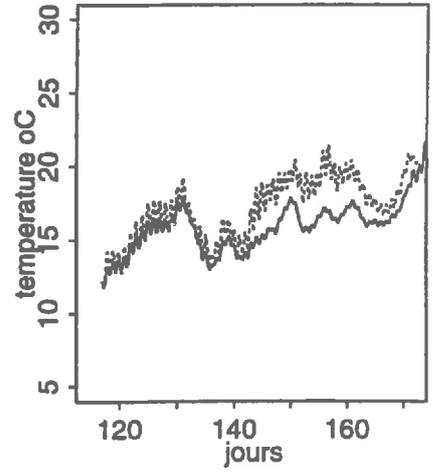
15 cm



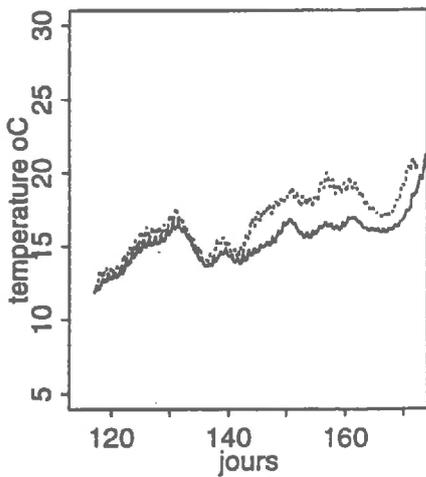
19 cm



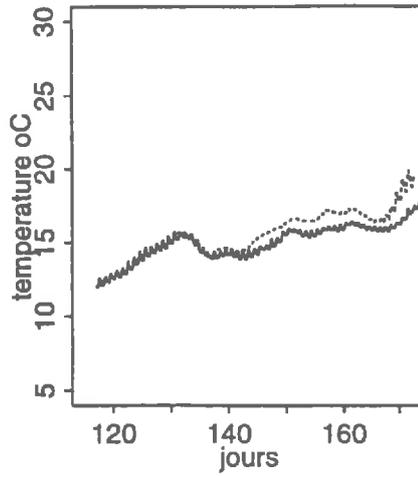
31 cm



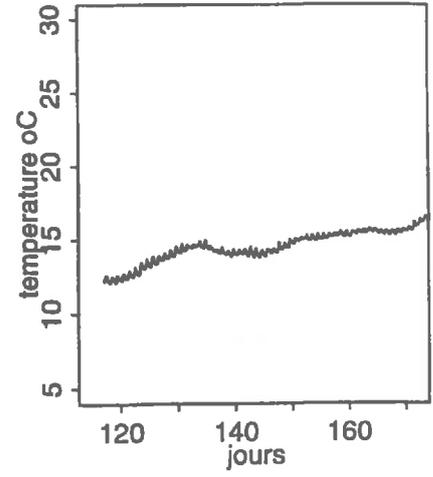
45 cm



75 cm



101 cm



2 - COMPARAISON DES TEMPERATURES SIMULEES ET MESUREES

Après plusieurs essais, les coefficients a_0 et a_1 caractérisant la conductivité thermique λ sont :

- $a_0 = 0.5$
- $a_1 = 3$

L'ajustement obtenu est donné figure 26. Globalement les températures simulées sont très proches de celles observées. Néanmoins, les écarts entre les températures observées et simulées sont plus importants en surface. On observe également un biais à partir du jour 140 qui est vraisemblablement lié au problème de transfert hydrique. Il est possible d'évoquer le fait que les teneurs en eau sont imparfaitement reproduites, ce qui joue simultanément sur la capacité calorifique et la conductivité thermique du milieu. On peut aussi mettre en cause la détermination des coefficients a_0 et a_1 qui caractérisent la conductivité thermique. On peut évoquer des problèmes expérimentaux (thermocouples mal placés)

3 - MODELISATION DU TRANSFERT DE SOLUTES (DU JOUR 117 AU JOUR 172)

3 - 1 - Comparaison des concentrations simulées et observées (figure 27) selon le modèle à une phase

Nous avons comparé les concentrations en nitrates estimées par le modèle à celles mesurées à 6 profondeurs. Globalement, les valeurs simulées s'écartent des valeurs observées. Le modèle ne reproduit pas, notamment à 15 cm de profondeur, la chute locale des concentrations entre les jours 130 et 143.

Nous avons essayé plusieurs hypothèses pour faire diminuer la concentration des valeurs simulées. Tout d'abord nous avons augmenté le Q_{10} (pour avoir une plus grande sensibilité à la température), ensuite nous avons annulé la minéralisation pour essayer de reproduire cette chute de concentration, mais il n'y a pas eu de diminution probante. Ainsi, la chute observée ne peut pas s'expliquer par une surestimation de la minéralisation, ni par une mauvaise estimation du Q_{10} .

La dénitrification n'est pas une hypothèse envisageable étant donné les faibles quantités observées sur le terrain et les conditions du milieu (GUEGUEN, 1995).

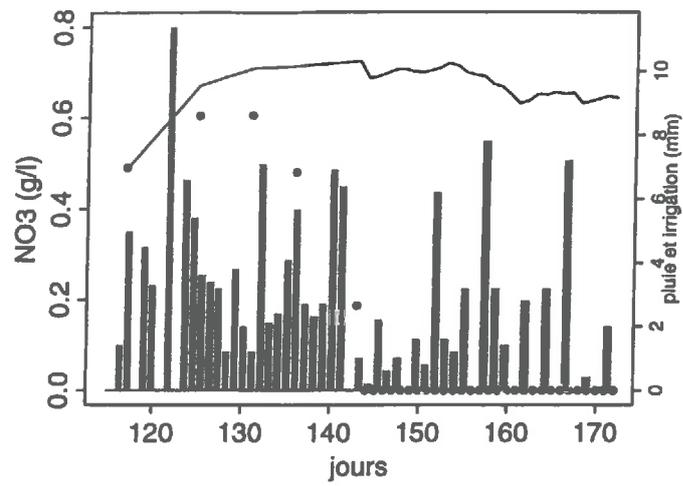
3 . 2 - Comparaisons des concentrations simulées et observées (figure 28) selon le modèle à deux phases

Les quantités de NO_3^- mesurées dans la solution de sol extraite par les capteurs donnent des valeurs 2 à 3 fois plus faibles que celles mesurées dans la solution du sol lorsque le sol est prélevé puis mis en contact avec un volume important d'eau. Cette différence peut s'expliquer par le fait que l'on est probablement en présence pour la solution du sol d'une partie mobile, accessible

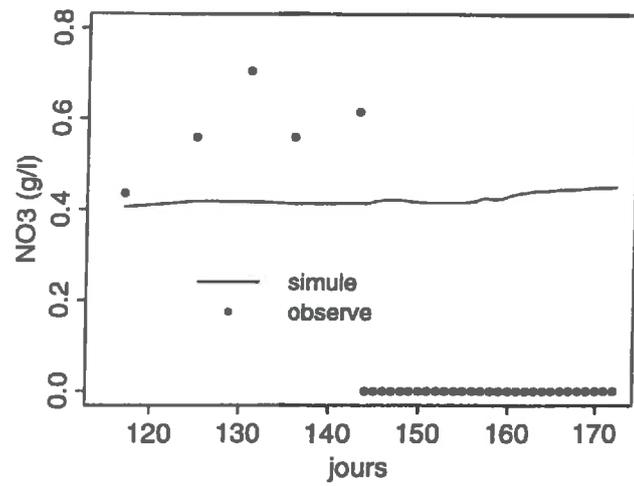
Figure 27 : Comparaisons des concentrations en nitrate sous l'hypothèse

d'une seule phase

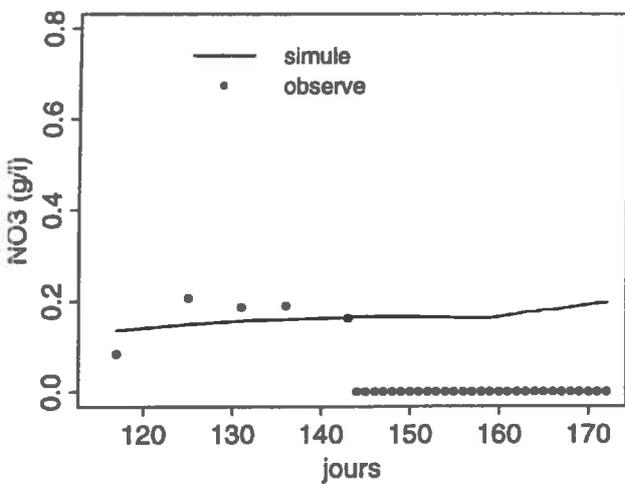
15 cm



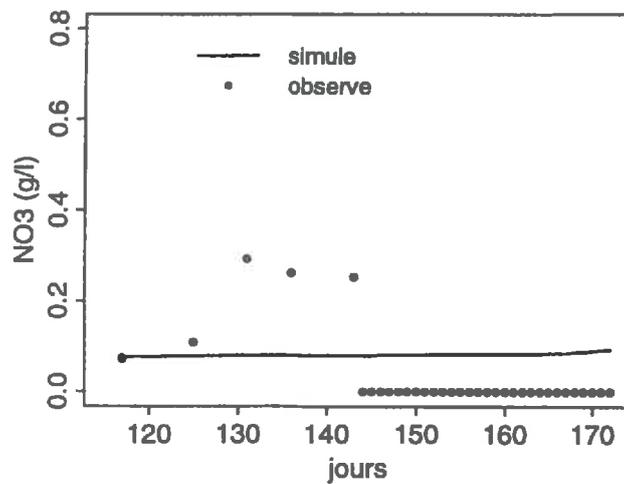
30 cm



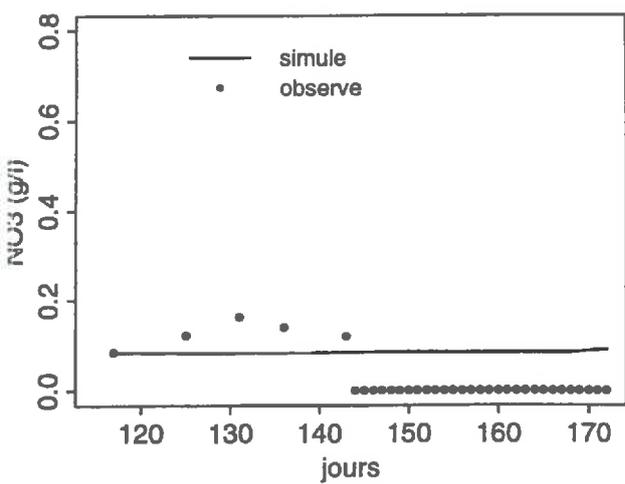
45 cm



60 cm



75 cm



90 cm

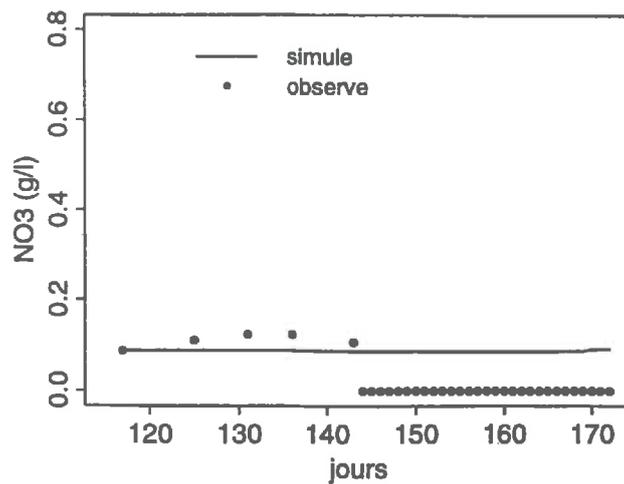
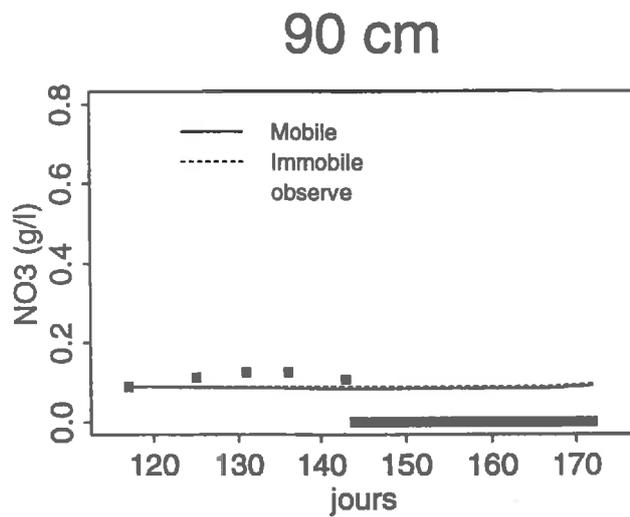
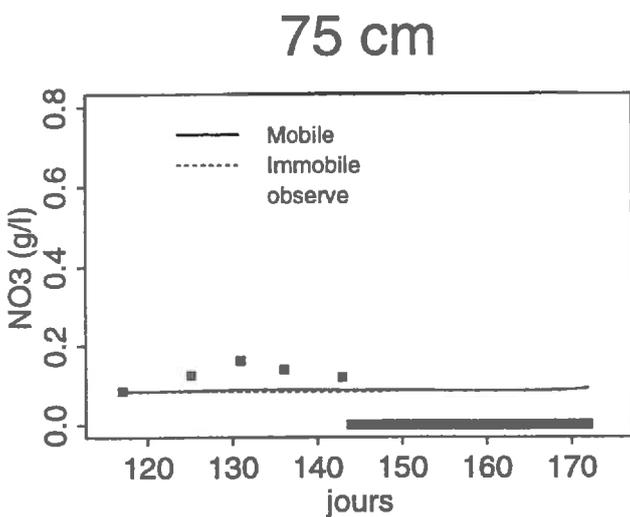
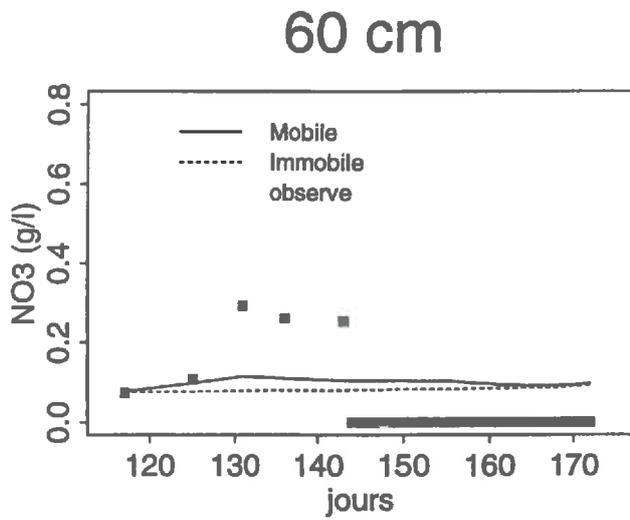
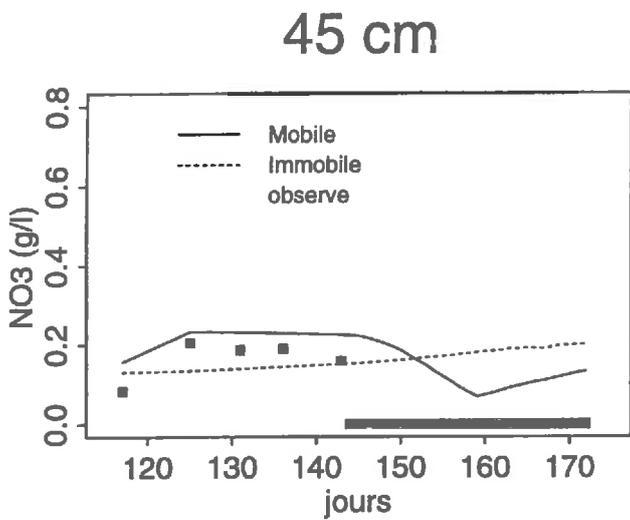
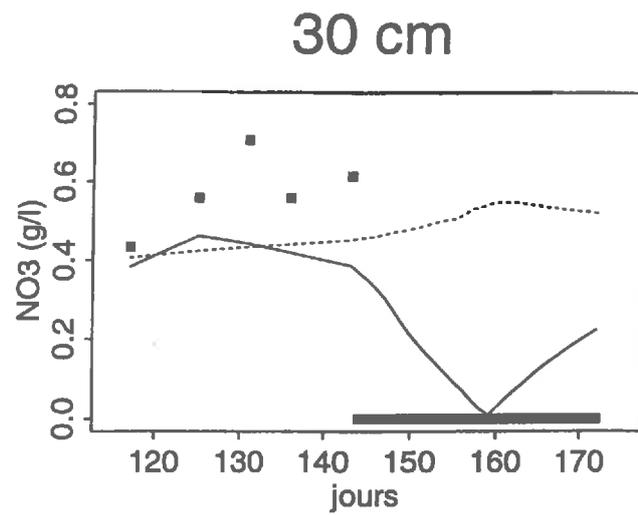
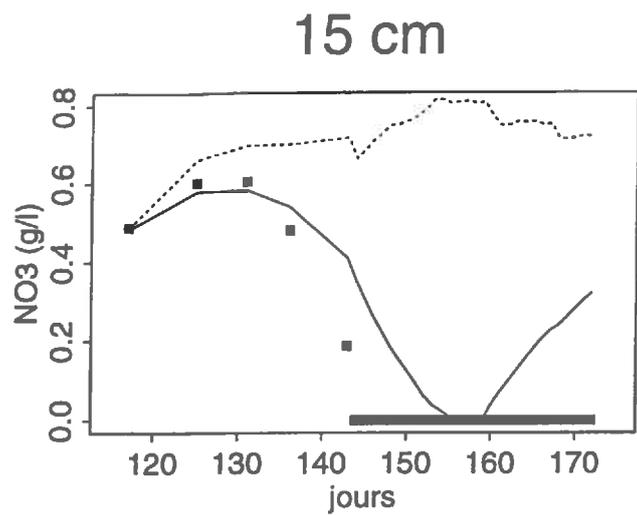


Figure 28 : Comparaisons des concentrations en nitrate sous l'hypothèse

de deux phases, mobile et immobile



aux capteurs de solutions et une autre immobile non accessible (annexe 6). Ces observations nous montrent l'existence de deux phases mobile et immobile, nous avons donc utilisé *le modèle à deux phases*. 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 0.0001 h^{-1} , ces valeurs sont celles utilisées par LABOUCARIE (1995).

La figure 28 montre que les résultats sont totalement différents par rapport au modèle à une phase, en effet les variations de concentrations observées sont bien reproduites par les concentrations de la phase mobile. Et en surface, nous pouvons différencier les deux phases aqueuses : mobile et immobile. Par contre la différenciation est moins visible en profondeur, ce qui semble normal en effet le temps de séjour étant plus long il se produit donc un phénomène d'homogénéisation. Il se pose alors le problème de la nature de la solution prélevée par les capteurs de solution en effet ils pourraient prélever une solution aqueuse dite immobile dans certain cas.

Analyse quantitative des termes du bilan azoté

Sur la culture (simulation du jour 117 au jour 172 sur l'horizon 0-100 cm), les valeurs simulées de chaque terme du bilan azoté sont en kg N /ha :

Stock initial = 227
Stock final = 270
Fertilisation = 48
Absorption racinaire réelle = 72.6
Absorption racinaire potentielle = 78.6
Drainage = 1.4
Minéralisation = 73.6
Dénitrification = 3.6

Les flux de minéralisation, de dénitrification et de drainage (figure 29)

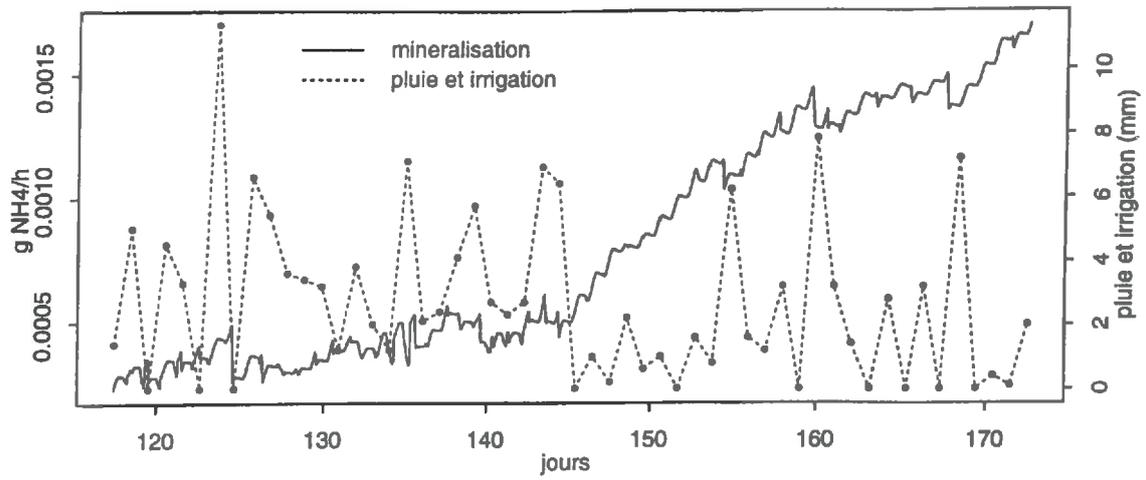
On observe que le modèle est sensible à la succession des événements pluvieux. Chaque pluie ou irrigation engendre une diminution du rythme de minéralisation et une augmentation du rythme de dénitrification liées à l'augmentation des teneurs en eau.

On observe également une augmentation de la minéralisation en fin de culture liée à l'augmentation des températures.

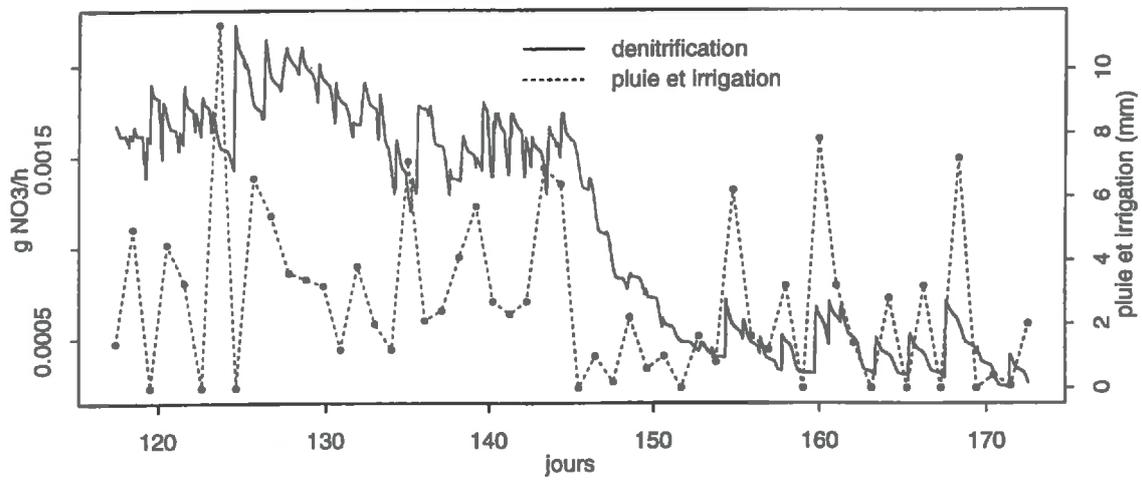
La réponse du modèle à la dénitrification est représentative des processus réels. En effet, il n'a pas été observé par des mesures de dénitrification sur le terrain (GUEGUEN C., 1995).

Figure 29 : Flux de minéralisation, dénitrification et drainage

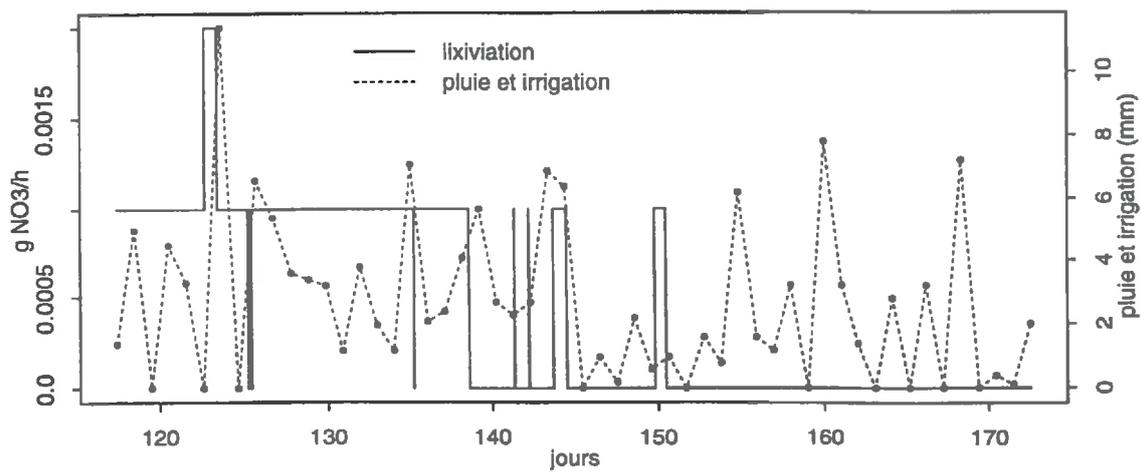
mineralisation



denitrification



lixiviation



En ce qui concerne la lixiviation de l'azote au delà de 100 cm, le modèle simule de quantités presque négligeables. Ce résultat pouvait être prévisible à partir des résultats des flux hydriques qui font apparaître un drainage presque inexistant.

Conclusion

La modélisation des transferts d'eau semble satisfaisante, 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.

La simulation des transferts d'azote a permis de confirmer l'existence de deux phases, l'une mobile et l'autre immobile.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Cette année d'étude du projet "Transfert d'eau et de nitrate dans la zone maraîchère du bassin versant de la Vistrenque" avait pour objectif essentiel d'effectuer un diagnostic agronomique, et d'estimer le potentiel de minéralisation du sol afin de pouvoir renseigner le modèle sur la constante de minéralisation, et enfin d'utiliser et de valider un modèle eau-azote.

Nous avons donc mis en oeuvre une méthodologie appropriée. Ainsi nous avons choisi de favoriser des moyens non destructifs du suivi de l'eau et de l'azote (capteurs de solution, mesure de sonde à neutrons, tensiomètres) permettant une étude locale des phénomènes, sans pour autant négliger l'aspect variabilité spatiale des flux hydriques et azotés puisque nous avons implanté 30 sites faiblement équipés.

En ce qui concerne le fonctionnement hydrique on a clairement mis en évidence que les pertes d'eau n'ont lieu qu'en tout début de cycle lorsque le sol est encore peu couvert et que les pluies sont intenses, ensuite le système reste en remontée capillaire. En liaison avec les aspects hydriques les pertes par lixiviation au delà de la zone racinaire sont inexistantes. Le reliquat d'azote à la récolte est très faible. Ainsi, l'agriculteur a bien géré les apports d'eau et d'engrais intégrant simultanément les préoccupations de l'agriculture et de l'environnement.

D'autre part, 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. Ainsi, si on ne connaît pas la variabilité spatiale des paramètres comment utiliser un modèle mécaniste qui reproduit localement les phénomènes ? Notre travail met bien en évidence que même en situation dite "locale", il est impossible de restituer de façon satisfaisante tous les phénomènes avec ce modèle.

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, il semble que la dynamique du transfert de l'eau et donc du nitrate ne peut être reproduite que par un sol présentant deux horizons différenciés et par un modèle de transfert d'azote faisant intervenir deux phases, l'une mobile et l'autre immobile (comme cela a été montré lors de l'analyse agronomique).

Les perspectives sont les suivantes :

- A court terme, de valider le modèle avec les caractéristiques hydrodynamiques de l'horizon profond.
- A moyen terme, vérifier les hypothèses sur d'autres jeux de données disponibles afin de réaliser une validation plus large. 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)
- A long terme, 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. Ces travaux sont actuellement en cours à l'INRA de Toulouse.

BIBLIOGRAPHIE

ADDISCOTT T.M. , 1988 : *"Long term leakage of nitrate from bare unmanured soil."*, Soil use and management 4, n°3, p 333-346.

BASHAN Y. , 1987 : *"Soil samplers for quantifying micro-organisms."* Soil science 143 (2) , p 132-138.

BATTIMELLI A., 1995 : *"Etude agronomique d'une parcelle conduite en maraîchage intensif"*, rapport d'IUT, p 34.

BEAUCHAMP E.G., TREVORS J.T., PAUL J.W., 1989 : *"Carbon sources for bacterial dénitrification"*, Adv. Soil Sci., 10, p 113-142.

BONNEAU M. et SOUCHIER B. , 1979 : *"pédologie II : constituants et propriétés du sol"* Masson éditeur.

BOUSQUET V., 1987 : *"Transfert d'eau et de nitrate dans le sol en présence d'une fonction puits racinaire."* Mémoire de fin d'études E.N.I.T.H. Angers, p 31.

BRISSON N. et al , 1992 : *"Agrometeorological soil water balance for crop simulation models."* Agric. Forest Meteorol. , 59, p267-287.

CAMPBELL C.A. et 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 , p 125-137.

CLAUDOT B. , 1994 : *"Variabilité des teneurs en nitrate dans le cas de cultures maraichères intensives : conséquences sur l'échantillonnage et l'estimation des bilans azotés."* D.E.A. d'Hydrologie, p 41.

COATS K.H. et SMITH B.D. , 1964 : *"Dead-end pore volume and dispersion in porous media"* , Soc. Petrol. Eng. J. O. , 4 , p73-74.

COCKBORNE A.M., LAFOLIE F., STENGEL p., CABIBEL B., 1990 : *"Transfert de substances azotées dans la zone non saturée. Relation avec l'aquifère."* Rapport de synthèse E.N.G.R.E.F. Montpellier, S.R.A.E. L-R, U.S.T.L , I.N.R.A. Avignon, p 84-150.

CWPU , 1977 : *"Water resources with particular references to groundwater."* Reading bridge house, Reading RG1, UK, p 8.

- DELPHIN J.E. , 1986 :** *"Evaluation du pouvoir minéralisateur des sols agricoles en fonction de leurs caractéristiques physico-chimique."* Agronomie 6 (5) , p 453-458.
- DE VRIES D.A. , 1963 :** *"Thermal properties of soils."* , Physics of plan environnement, Wanwijk (Eds.), North Holland publishing Co., Amsterdam, The Netherlands, p 210-235.
- DOMMERGUES Y. et MANGENOT F. , 1970 :** *"Ecologie microbienne du sol."* Masson.
- FAZZOLARI E. , MARIOTTI A. , GERMON J.C. , 1990 :** *"Dissimilatory ammonia production vs. dénitrification in vitro and in inoculated soil samples."* , Can. J. Microb. , 36 , p786-793.
- FEDDES R.A. , BRESLER E. , et NEUMAN S.P. , 1974 :** *"Field test of a modified numerical model for water uptake by roots systems."* , Water Resours. Res. , 10(6) , p 1199-1216.
- FEDDES 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 Compagny, p291-308.
- GACHON F. , 1994 :** *"Suivi d'une culture de salade, son exportation en azote."* IUT de Marseille , p 37.
- GARCIA M., 1986 :** *"Transfert d'eau et de nitrate dans le sol en présence d'une fonction puits racinaire."* Mémoire de fin d'étude E.N.I.T.A. Bordeaux, p 58.
- GAUDET J.P., 1978 :** *"Transfert d'eau et de solutés dans les sols non-saturés. Mesure et simulation"*. Thèse Université de Grenoble.
- GAUDU J.C. , 1993 :** *"Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive : analyse des facteurs influençant la mesure."* Agronomie Science du sol, 3, p 57-73.
- GENG Q.Z. , 1988 :** *"Modélisation conjointe du cycle de l'eau et du transfert des nitrates dans un système hydrologique."* Thèse de docteur-ingénieur, ENS Mines de Paris, p 226.
- GERMON J.C. , 1991 :** *"Cours de microbiologie du sol"*, ENITA Dijon, non publié.
- GLEMAREC Y. , 1988 :** *"Différentes approches adoptées pour la réalisation d'un bilan de l'azote in-situ."* DEA Hydrologie ENGREF Montpellier, p55.
- GUIRAUD G. , 1984 :** *"Contribution du marquage isotopique à l'évaluation des transferts d'azote entre les compartiments organiques et minéraux dans les systèmes sol-plante."* Thèse de l'Université de Paris 6, p335.
- GUIRAUD G et FARDEAU J.C. ,1977 :** *"Dosage par la méthode kjeldahl des nitrates contenus dans les sols et végétaux."* Ann. Agron. 28 (3), p 329-333.
- HENIN S. , 1980 :** *"Rapport du groupe de travail activités agricoles et qualités des eaux."* Tomes I et II , p352.

- JACQUIN F. et VONG P.C. , 1990 :** *"Quantification des mécanismes d'organisation et de minéralisation de l'azote en sols cultivés"*. Science du sol, Vol 28, 4, p349-362.
- JANSSON S.L. , 1958 :** *"Tracer studies on nitrogen transformations in soil with special attention to mineralization-immobilization relationships."* , Annu. Rep.Agric. Coll. Swed. , 24 , p 101-361.
- KEE WONG K.F. et DEVILLE J. , 1984 :** *"Nitrogen leaching from soils cropped with sugarcane under the humid tropical climat."* Env. Qual. 13(3), p 471-474.
- KUGLER J. , 1988 :** *"Approche méthodologique pour lamodélisation du transfert des nitrate vers la nappe phréatique d'Alsace"*, Thèse IMF-ENITRTS, ULP Strasbourg, 186 p.
- LABOUCARIE C., 1995 :** *"Modélisation des trabsferts couplés eau-nitrate."* , Mémoire de fin d'étude , ENGEES, INRA, p87.
- LAFOLIE F. , 1991 :** *"Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non equilibrium and optimization of the root water potential."* Fertilizer research 27 , p 215-231.
- LIND A.M. , 1979 :** *"Nitrogen in soil water."* Nardec hydrology, 10, p 65-78.
- LINDEMANN Y., 1986 :** *"Contribution à l'étude statistique des répartitions et à la modélisation de la dynamique de l'azote nitrique dans le sol."* Thèse de l'université de Paris Sud, Centre d'Orsay, p 310.
- MARIOTTI A. , 1982 :** *"Apports de la géochimie isotopique à la connaissance du cycle de l'azote."* Thèse de l'université de Paris VI, p476.
- MARSHALL J.C., 1985 :** *"Transfert des ions nitrate et phosphate en milieu poreux hétérogène non-saturé."* Mémoire de D.E.A. Science de l'eau, U.S.T.L. et E.N.G.R.E.F. de Montpellier, p 22.
- MARTIN D.L., WATTS D.G., MIELKE L.N., 1982 :** *"Evaluation of nitrogen and irrigation management for maize production using water high in nitrate."* , Soil Sci. Am. J., 46, p 1056-1062.
- MARY B, 1978 :** *"Effet du précédent cultural sur la disponibilité du sol en azote minéral"* Agric Fr, 73, p57-69.
- MARY B. et REMY J.C. 1979 :** *"Essai d'appréciation de la capacité de minéralisation de l'azote des sols de grande culture."* Annexe Agron., 30 (6), p 513-527.
- MULLER J.C. et al , 1981 :** *"Influence des résidus de culture sur la réorganisation de l'azote minéral."* Comptes-rendus des séances de l'académie d'agriculture de france, Tome 67, n°10, p 888-901.
- MYROLD D.D, 1988 :** *"Denitrification in raygrass and winter wheat cropping systems of Wester Oregon."* , Soil Sci. Soc. Am. J. , 52 , p 412-416.

PARSONS L.L et al , 1991 : *"Soil denitrification dynamics : spatial and temporal variations of enzyme activity, populations and nitrogen gas loss."* , Soil Sci. Soc.Am. J. , 55 , p 90-95.

ROBIN D., 1994 : *"Effet de la disponibilité de l'azote sur les flux bruts d'azote et de carbone au cours de la décomposition des résidus végétaux dans les sols"* , Thèse à Laon, 1994, p 195

RYDEN J.C. et LUND L.J., 1980 : *"Nature and extend of directly measured denitrification losses from some irrigated vegetable crop production units."* , Soil Sci. Soc. Am. J. , 44 , p501-511.

SABLIER L. , 1992 : *"Transfert d'eau et de nitrate dans la zone maraichère du bassin versant de la vistrenque (Gard)."*

SCHEPERS J.S. et al, 1985 : In :Duning F.X., Matthess 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, Oxforgshire OX 10 8BB, UK, IAHS Pub. No 146, p21-32.

STANDFORD G. et EPSTEIN E. , 1973 : *"Nitrogen minéralization-water relations in soils"* Research soil scientist.

STANDFORD G. et SMITH S.J. , 1972 : *"Nitrogen minéralization potentials of soils."* Soil Sci. Soc. Ann. PROC. 36 , p 465-472.

STANDFORD G. , 1975 : *"Effect of température on dénitrification rate in soils."* SSSAP, Vol 39, p 867-870.

TAMARI S. et al ,1993 : *"A simple méthode for determining soil hydraulic properties in the laboratory."* Soil Sci. Soc. Amj 57 , p 642-651.

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, p 473-480.

WILD A. et CAMERON K.C. , 1980 : *"Soil nitrogen and nitrate leaching."* Soil an agriculture, Vol 2, p35-70

LISTE DES FIGURES

- Figure 1*** : Le cycle de l'azote selon MARIOTTI (1982)
- Figure 2*** : Processus de transformations internes du cycle de l'azote (Calvet, 1981)
- Figure 3*** : Schéma d'organisation générale du modèle de transferts d'eau et de solutés
- Figure 4*** : Equation prise en compte pour la modélisation des flux hydriques
- Figure 5*** : Fonctions de pondération
- Figure 6*** : Distribution spatiale des sites sur la parcelle d'étude
- Figure 7*** : Dispositif expérimental des sites hautement équipés
- Figure 8*** : Dispositif expérimental
- Figure 9*** : Cinétique de minéralisation du carbone
- Figure 10*** : Cinétique de minéralisation de l'azote nitrique
- Figure 11*** : Courbe $\alpha_p(\Psi)$ dans la simulation
- Figure 12*** : Apport d'eau du 18-04-95 au 21-06-95
- Figure 13*** : Evolution des flux d'eau à 90 cm sous l'hypothèse : ETR = ETP
- Figure 14*** : Evolution des potentiels matriciels au cours du cycle cultural
- Figure 15*** : Evolution des stocks d'eau
- Figure 16*** : Structuration de la parcelle
- Figure 17*** : Evolution des concentrations en nitrate (Entre-rang)
- Figure 18*** : Evolution des concentrations en nitrate (Rang)
- Figure 19*** : Evolution du potentiel matriciel à différentes profondeurs (Rang)
- Figure 20*** : Evolution du stock d'eau simulé et observé
Estimation des flux à 100 cm de profondeur
Comparaison de l'évaporation réelle et potentielle
- Figure 21*** : Evolution du potentiel matriciel à différentes profondeurs (Rang)
- Figure 22*** : Comparaisons des teneurs en eau simulées et observées
- Figure 23*** : Evolution du stock d'eau simulé et observé
- Figure 24*** : Estimation des flux à 100 cm de profondeur
- Figure 25*** : Evolution de l'évaporation réelle et potentielle
- Figure 26*** : Comparaisons des températures simulées et observées
- Figure 27*** : Comparaisons des concentrations en nitrate sous l'hypothèse d'une seule phase
- Figure 28*** : Comparaisons des concentrations en nitrate sous l'hypothèse de deux phases, mobile et immobile
- Figure 29*** : Flux de minéralisation, dénitrification et drainage

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Récapitulatif des paramètres à déterminer

Tableau 2 : Estimation du drainage (Sites hautement équipés)

Tableau 3 : Estimation du drainage (Sites faiblement équipés)

Tableau 4 : Variabilité spatiale des teneurs en azote nitrique de la solution de sol ;extraite par prélèvement de sol

Tableau 5 : Comparaison de la teneur en nitrate de la solution du sol extraite par prélèvement et par capteurs de solution

Tableau 6 : Stock d'azote nitrique de profils de sol situés au voisinage des profils de capteurs de solution

Tableau 7 : Stock moyens d'azote nitrique estimés à partir de 30 prélèvements de sol

Tableau 8 : Variabilité spatiale de la minéralisation nette

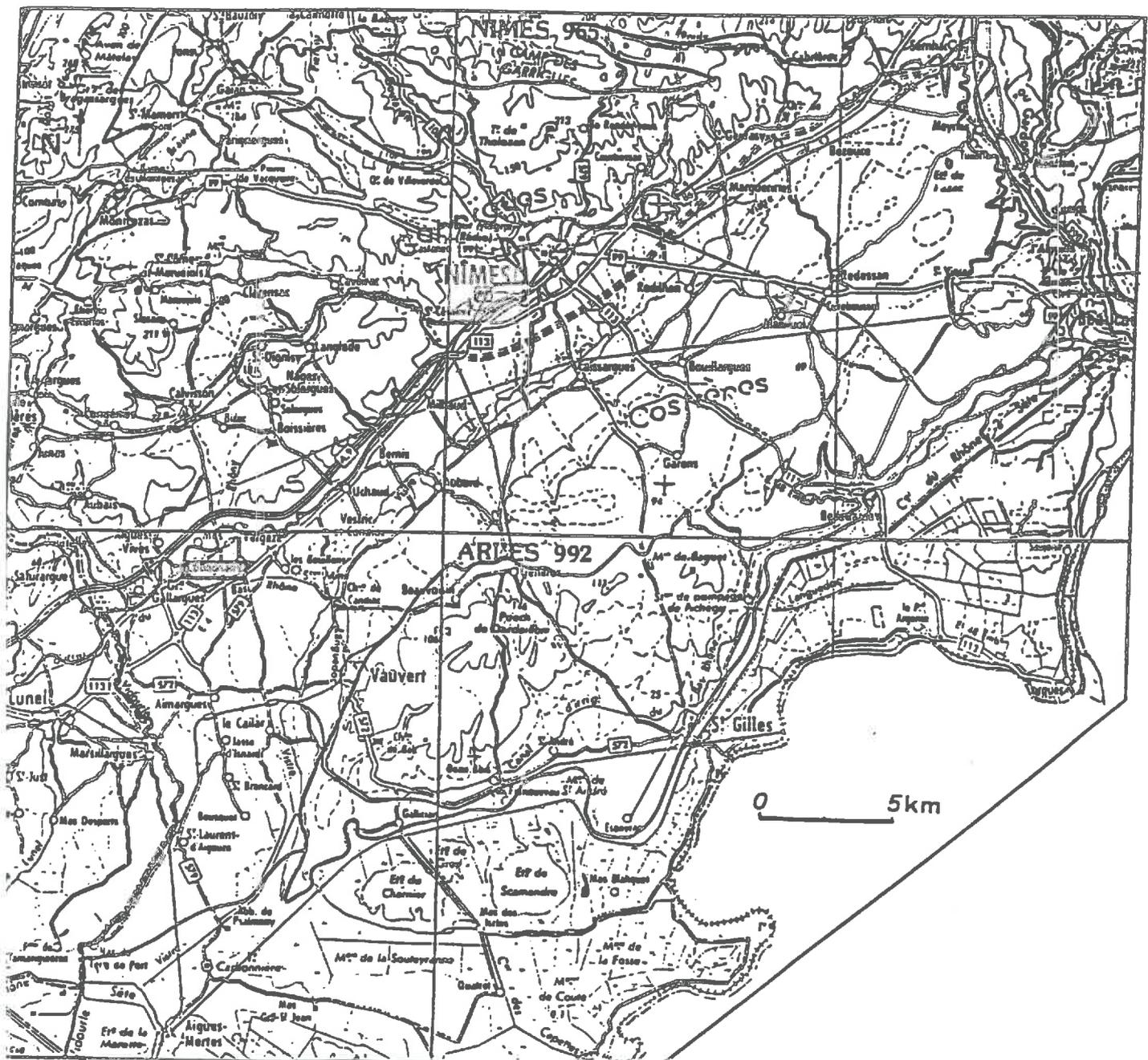
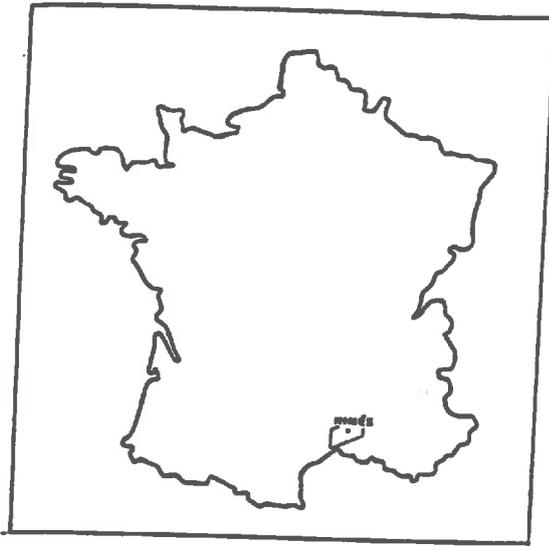
Tableau 9 : Ajustement des paramètres de la courbe de rétention

Tableau 10 : Ajustement des paramètres de la relation $K(\Theta)$ par le modèle Log-polynomial

ANNEXES

Annexe 1

Localisation de la parcelle



Annexe 2

Analyse granulométrique et physico-chimique du sol

Département : Gard

Commune : Codognan

Type de culture : Maraîchage intensif

Pédologie : Calcosol colluvique de matériaux fins

Situation topographique : Plaine

Date : 19 Juillet 1995

Analyse granulométrique de 5 fractions sans décarbonatation en g / kg

Horizon	Argile 0 - 2 μm	Limon fin 2 - 20 μm	Limon grossier 20 - 50 μm	Sable fin 50 - 200 μm	Sable grossier 200 - 2000 μm
0 - 30 cm	297	395	189	74	45
30 - 60 cm	315	386	174	74	51
60 - 90 cm	361	391	141	57	50

Analyse granulométrique de 5 fractions après décarbonatation en g / kg

Horizon	Argile 0 - 2 μm	Limon fin 2 - 20 μm	Limon grossier 20 - 50 μm	Sable fin 50 - 200 μm	Sable grossier 200 - 2000 μm
0 - 30 cm	265	163	87	36	27
30 - 60 cm	282	157	79	32	26
60 - 90 cm	314	152	66	27	30

Analyse physico-chimique

Horizon	pH eau	Carbone organique g/kg (méthode Anne)	C/N Carbone organique(Arne)/ Azote (Kjeldahl)	Capacité d'échange cationique (méthode Metson)
0 - 30 cm	8.2	10.7	8.17	12.1
30 - 60 cm	8.3	9	7.96	12.4
60 - 90 cm	8.3	6.6	6.73	13.6

DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES 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.

LE PRINCIPE DE LA METHODE

Le principe de la méthode est représenté sur la **figure A**. 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 moyenne en eau du sol $\Theta_m(t)$ 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 instants, nous pouvons donc accéder à la moyenne des teneurs en eau estimées $\Theta_e(t)$.

- les teneurs en eau moyennes mesurées $\Theta_m(t)$ et les teneurs en eau moyennes estimées $\Theta_e(t)$ sont comparées par la méthode des moindres carrés.

- les paramètres du modèle de VAN-GENUCHTEN sont ajustés de façon à minimiser les écarts entre $\Theta_e(t)$ et $\Theta_m(t)$.

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 B :

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 (Δt)

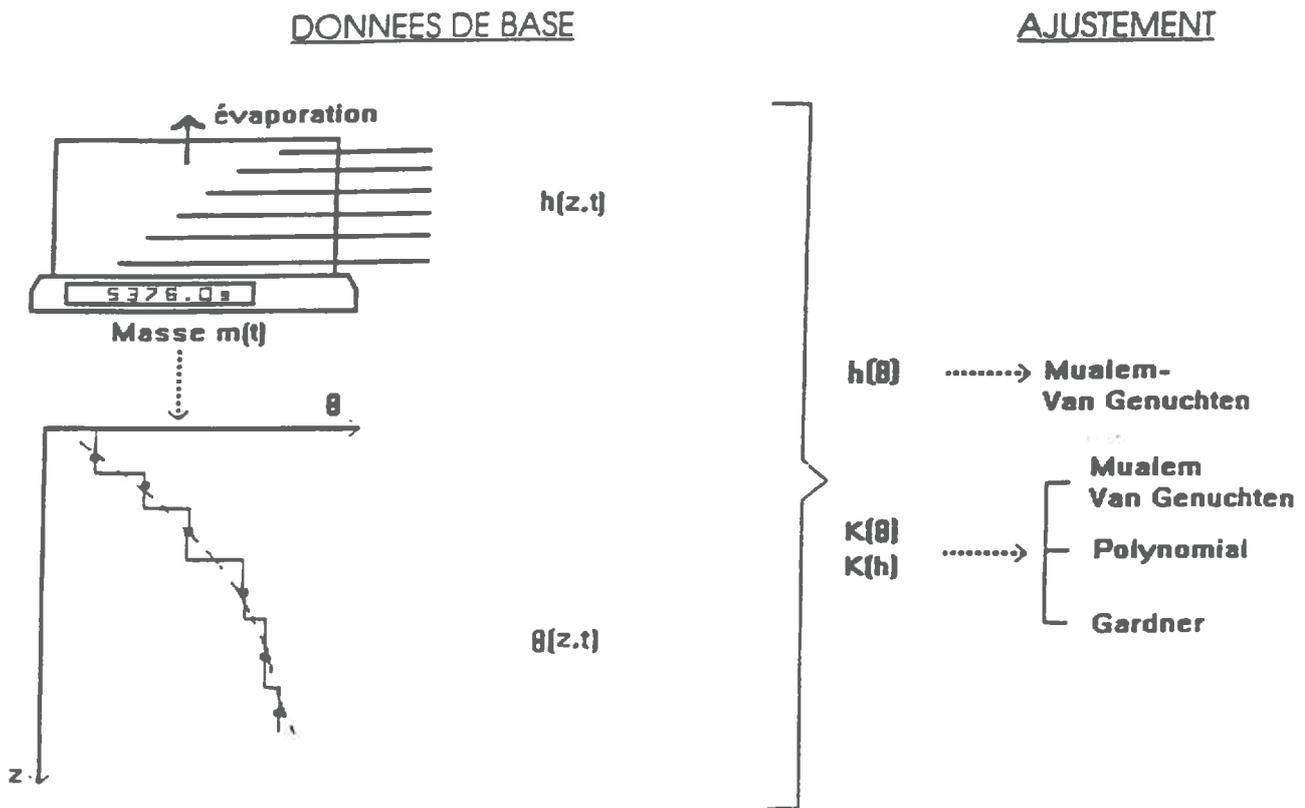


Figure A : Principe de la méthode de WIND

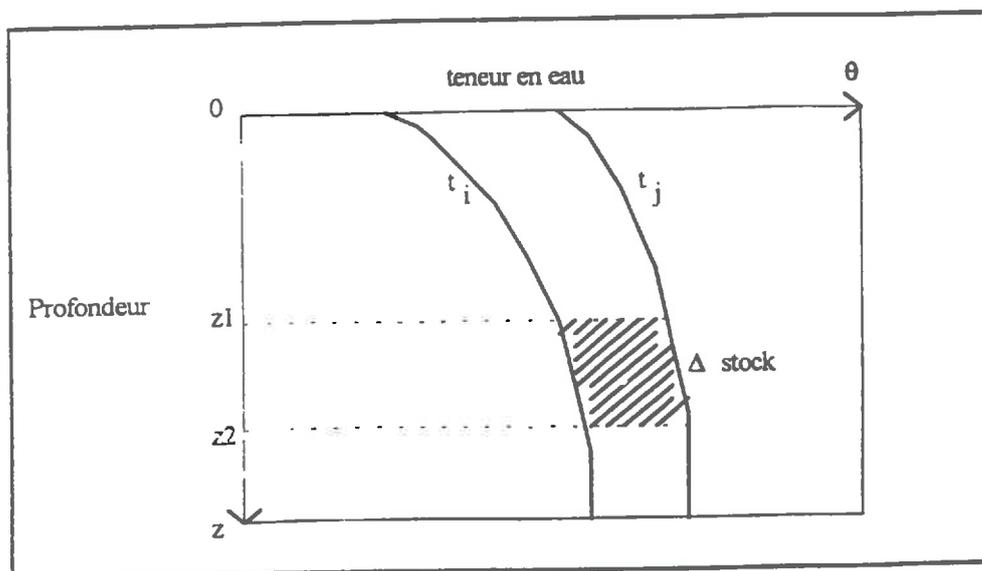


figure B . représentation de la variation de stock d'eau entre deux cotes pour un intervalle de temps donné

= $t_j - t_i$) et pour chaque cote dont on connaît le potentiel (z_1 et z_2). En effet on connaît la variation de teneur en eau entre chaque cote dans l'intervalle de temps considéré (figure B).

La formule de calcul de la conductivité hydraulique est alors :

$$K(\Theta) = \frac{\Delta \text{stock}}{\left(\frac{\Delta \Psi}{\Delta z} \right)} \quad (Y)$$

Δstock = variation de stock d'eau entre z_1 et z_2 dans l'intervalle de temps Δt [LT-1]

$\Delta \Psi$ = différence de potentiel entre z_1 et z_2 [L]

Δz = dénivelé entre z_1 et z_2 [L]

$K(\Theta)$ = conductivité hydraulique [LT-1]

RESULTATS :

La méthode a été appliquée à un cylindre de sol prélevé dans la parcelle d'étude à la profondeur de 30 cm. Le prélèvement s'est effectué après la mise en place de la culture en bordure de parcelle sur le rang. La figure F présente les relevés de potentiels matriciels en fonction du temps pour chacun des 6 tensiomètres mis en place (deux n'ont pas fonctionné).

Détermination des paramètres de la courbe de rétention :

Nous utilisons l'ajustement de Van-Genuchten (VAN-GENUCHTEN, 1980), dont l'équation est la suivante :

$$\frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r} = \frac{1}{\left[1 + (\alpha |\Psi|)^n \right]}$$

α = paramètre de forme de la courbe $\Psi(\Theta)$ [L^{-1}]

n = paramètre de forme de la courbe $\Psi(\Theta)$

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

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

Θ_s , Θ_r , α et n sont quatre paramètres d'ajustement.

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.

Dans nos conditions expérimentales de terrain, au début du cycle le sol est presque toujours à la capacité au champ et les teneurs en eau varient entre cette valeur et la saturation. Nous

Fig D : HYDRAULIC CONDUCTIVITY-VOLUMETRIC WATER CONTENT RELATIONSHIP

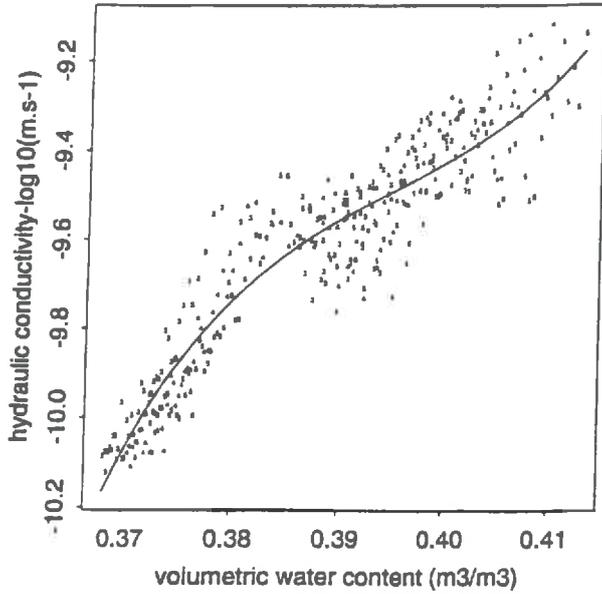


Fig E : COMPARISON BETWEEN MEASURED AND FITTED HYDRAULIC CONDUCTIVITY

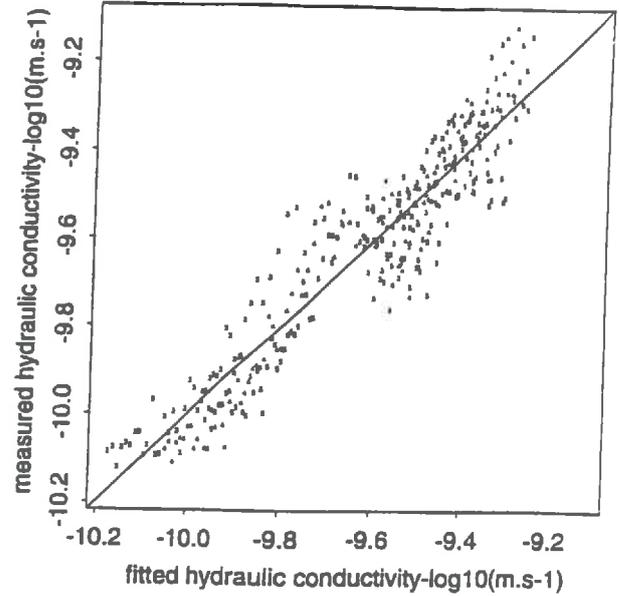
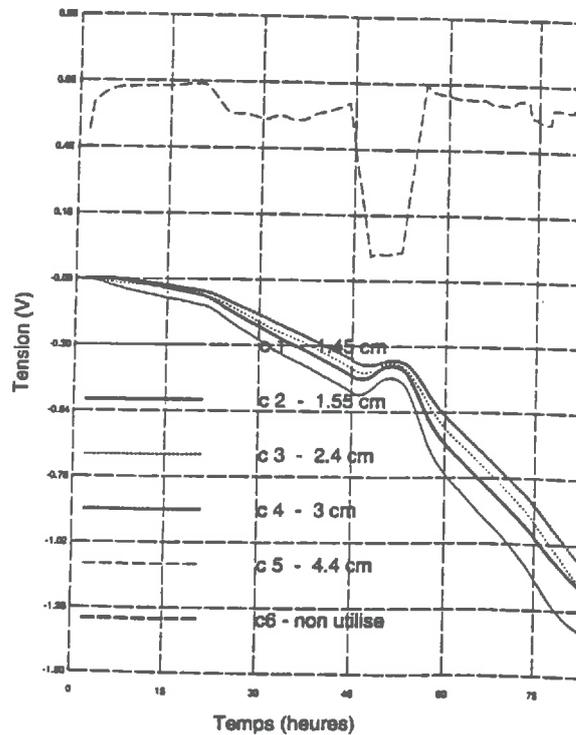


Figure F : Evolution des potentiels matriciels en fonction du temps au niveau des 6 tensièmes implantés dans le cylindre de sol



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 $0.27 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. 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 $0.459 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Seuls α et n ont été calés. l'ajustement est représenté graphiquement sur la figure C .Les résultats de l'ajustement sont :

$\Theta_s = 0.459 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ $\Theta_r = 0.278 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ $n = 1.2702$ $\alpha = 1.7653 \text{ m}^{-1}$
--

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

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 du moins en début de culture.

On peut alors avantageusement choisir une formulation Log-polynomiale qui semble mieux adaptée :

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

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

Les résultats de l'ajustement choisi, permettant d'obtenir la conductivité hydraulique en m/s, sont :

$a_0 = -1053.6$ $a_1 = 7894.7$ $a_2 = -19930$ $a_3 = 16796$
--

La conductivité hydraulique à saturation est alors de 11.35 cm/h . L'ajustement graphique est donné sur la **figure D** . La **figure E** compare les conductivités ajustées par le modèle Log-polynomial avec les conductivités calculés à l'aide de l'équation (Y). Le coefficient de corrélation est de 0.93, ce qui est tout à fait acceptable. Cependant on remarque que vers les fortes teneurs en eau, le modèle sous estime un peu la conductivité.

LA SONDE CAPACITIVE

La partie active du capteur (circuit électrique miniaturisé) est placé dans le cylindre 1 et comporte les électrodes de mesures à son extrémité.

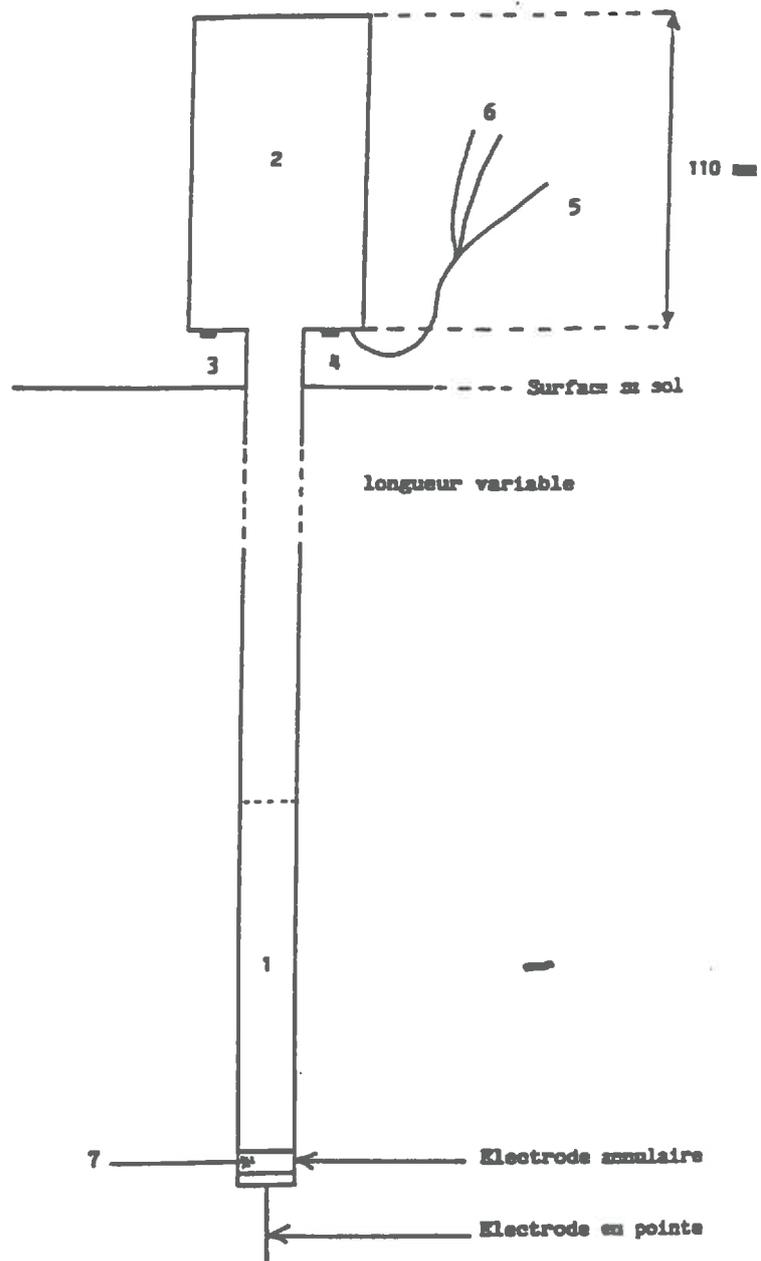


Fig 2. Géométrie, organisation des composants électroniques du capteur capacitif, et mise en place *in situ*. 1) Oscillateur 38 MHz, relais, amplificateur de température, mélangeur, oscillateur 27 MHz, diviseur; 2) convertisseur alimentation, convertisseur courant, microcontrôleur, programme; 3) roue codeuse 16 positions (réglage du coefficient de correction de température); 4) roue codeuse 3 positions (préétalonnage air-alcool); 5) sortie courant 4-20 mA; 6) alimentation 10-30 V; 7) capteur de température.

Annexe 4

La sonde capacitive

C'est une technique basée sur les relations existant entre l'humidité et les propriétés diélectriques des sols (GAUDU, 1993).

On mesure la permittivité diélectrique relative du sol à l'aide d'un circuit électrique résonant (cf. schéma ci contre), cette permittivité diélectrique étant elle même très dépendante de la teneur en eau du sol.

Or, le sol est un milieu triphasique, composé d'une matrice solide présentant des pores occupés en proportion variable par des gaz et la solution du sol. Son comportement diélectrique dépendra de l'arrangement et de la concentration volumique de chacun de ses constituants, en particulier de l'eau.

Permittivité diélectrique de l'eau = 80

Permittivité diélectrique des constituants solides du sol : 2 → 7

Permittivité diélectrique de l'air = 1

La permittivité diélectrique relative du sol étant fonction de sa température (DELANEY, 1974; CAMPBELL, 1990) le capteur est muni d'un dispositif permettant de convertir les mesures de permittivité relative obtenues à une température quelconque, en valeurs de permittivité relative normalisées à température constante. Un étalonnage in-situ s'impose pour passer des valeurs de permittivité aux teneurs en eau car celles-ci dépendent de la nature du sol.

L'enregistrement automatique et continu des mesures capacitatives au cours du temps nous permet de décrire des phénomènes mal appréhendés par manque de continuité des mesures. Ainsi on pourra observer si l'infiltration est rapide et comment s'effectue la redistribution de l'eau dans le sol.

Dans l'étude présente on pourra détecter :

- les alternances sécheresse humidification.

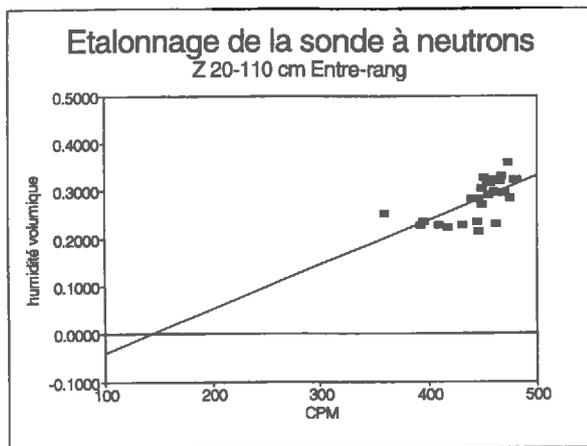
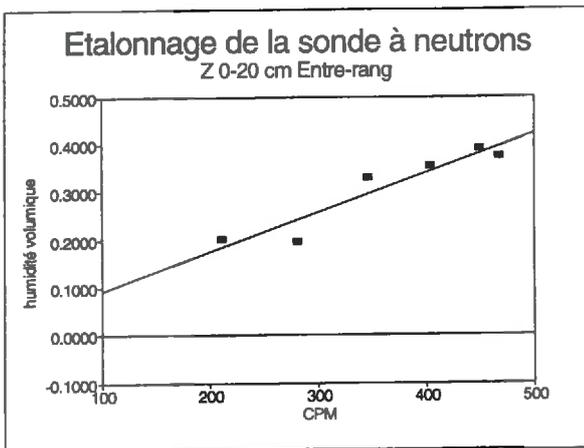
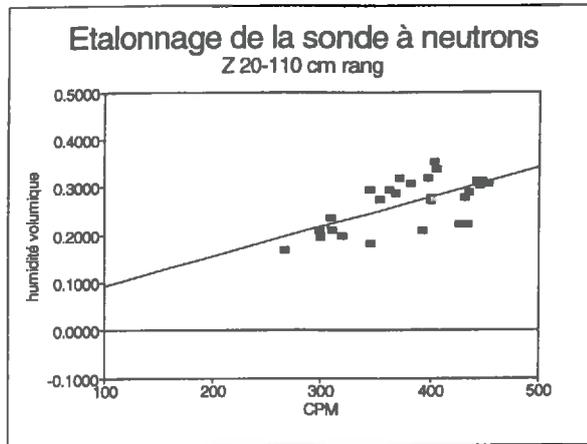
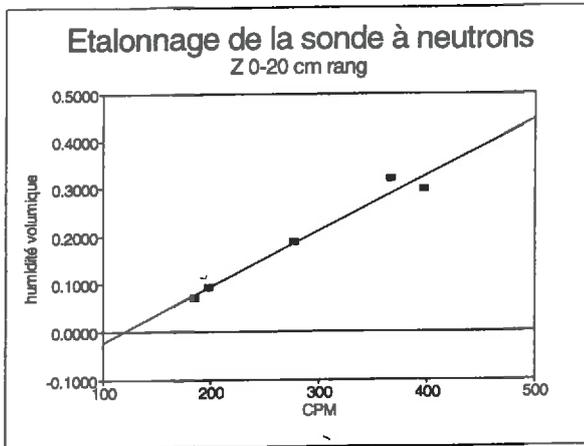
-le passage temporaire de fronts d'eau correspondant aux pluies ou aux irrigations ; donc le passage des fronts de nitrate.

Remarque :

- Le volume concerné par la mesure est essentiellement localisée à proximité des électrodes (sphère de quelques cm de diamètre), cette mesure très précise est-elle représentative?

- Il est très important de s'assurer du bon contact entre le sol et le capteur, sinon la réponse capacitive risque d'être perturbée.

Etalonnage



Principe et étalonnage de l'humidimètre à neutrons

Principe :

Cette méthode est fondée sur l'interaction entre les neutrons rapides émis par une source radioactive et les noyaux des éléments présents dans le sol (hydrogène dont la masse est similaire à celle du neutron)

La sonde à neutrons est constituée de deux parties :

- Une source radioactive (mélange d'americium/beryllium) émettant des neutrons de grande énergie qui par collision avec des noyaux de même masse (hydrogène) sont déviés et perdent rapidement leur énergie pour passer au stade de neutrons lents dits thermiques. Ainsi le flux d'atome passant à l'état thermique est d'autant plus grand que le nombre d'atome d'hydrogène est important.

- Un détecteur de neutrons thermiques : à chaque collision (dans le détecteur) avec un atome de Bore le neutron au stade thermique émet un électron. Par conséquent le nombre d'électrons obtenu est proportionnel à la teneur en eau volumique.

Étalonnage :

Il est nécessaire avant toute exploitation des comptages neutroniques d'effectuer un étalonnage in situ. En effet, le comptage dépend de la teneur en eau du sol dans la sphère d'influence de la sonde mais également de la nature du sol (teneur en matière organique du sol, densité du sol).

Lors de la mise en place du tube d'accès pour la sonde à neutrons, nous avons prélevé des échantillons de sol (suivant un pas de 10 cm) afin de mesurer leur humidité pondérale H_p . Ensuite nous avons mesuré avec la sonde à transmission gamma la densité sèche apparente (D_s) des horizons des échantillons prélevés ce qui nous permet de déterminer leur humidité volumique Θ_v

$$\Theta_v = H_p * D_s$$

Puis on effectue un comptage avec la sonde selon le même pas que pour les prélèvements de sol, ce qui permet de mettre en relation le comptage (CPM) et l'humidité volumique. La relation d'étalonnage est linéaire.

$$\Theta_v = a * \text{CPM} + b$$

Etant donnée que la sphère d'influence des neutrons a un rayon de l'ordre de 20 cm, les mesures dans les 20 premiers centimètres nécessitent un étalonnage spécifique. Ainsi nous avons déterminé deux droites d'étalonnage pour chaque site hautement équipés (rang et entre-rang).

Horizon 0-20 cm

Rang : $\Theta_v = 0.00117 \text{ CPM} - 0.1395$ $r^2 = 0.966$

Entre-rang : $\Theta_v = 0.00082 \text{ CPM} + 0.0114$ $r^2 = 0.895$

Horizon 20-110 cm

Rang : $\Theta_v = 0.000619 \text{ CPM} + 0.0308$ $r^2 = 0.39$

Entre-rang : $\Theta_v = 0.00093 \text{ CPM} - 0.1349$ $r^2 = 0.42$

Méthodes d'extraction de la solution du sol

Au cours de cette expérimentation de terrain, nous avons utilisé deux méthodes d'extraction de la solution du sol, une par prélèvement de sol à la tarière et l'autre par prélèvement de la solution de sol par les capteurs de solution.

1 - Prélèvement de sol à la tarière

Pour chaque prélèvement de sol effectué à la tarière, on extrait la solution de la manière suivante :

- On tare au préalable un flacon fermé de 500 ml contenant un volume de 200 ml d'eau permuté ainsi que $5 \cdot 10^{-3}$ g/l de chlorure mercurique (HgCl_2).
- On ajoute environ 100 g de sol fraîchement prélevé. Il est important de noter que le mélange terre-solution se fait sur le terrain. En effet, l'intérêt de cette méthode est de bloquer dès le ramassage toute évolution biologique et d'éviter des erreurs de pesées dues au dessèchement du sol.
- On agite durant 30 minutes
- On pèse le flacon (200 ml d'eau permuté + $5 \cdot 10^{-3}$ g/l de (HgCl_2) + masse de sol humide)
- On laisse décanter puis on filtre.

On a ainsi extrait le nitrate de la solution du sol qui est ensuite dosé à l'électrode spécifique suivant le protocole décrit ultérieurement (Annexe 7).

2 - Capteurs de solution

Les capteurs de solution sont constitués d'une céramique poreuse, imperméable à l'air mais perméable à l'eau, montée sur un tube étanche permettant de prélever la solution du sol. L'application d'une dépression, provoquée avec une pompe à vide à l'intérieur du tube étanche, crée une différence de potentiel entre l'intérieur du capteur et la solution du sol, qui pénètre alors dans le capteur.

L'échantillon de liquide recueilli provient d'un volume de sol mal connu, appelé "sphère d'influence" du capteur. Ce volume dépend de la nature du terrain, de son état hydrique et de la dépression appliquée (CHEVERRY, 1983)

En principe du fait de la forte dépression initiale, l'eau migre préférentiellement depuis les zones à fortes porosités. Les dépressions appliquées ne permettent pas d'accéder à l'eau fortement liée et l'eau immobile. Par conséquent, nous considérons que les échantillons recueillis sont assez représentatifs des solutions entraînées vers la nappe ou prélevées par la plante.

La solution extraite est analysée au laboratoire afin de déterminer sa concentration en nitrate (Méthode de dosage : électrode spécifique, annexe 7).

Annexe 7

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 :

$$E = E_0 - \frac{2.3RT}{nF} \text{Log}A$$

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

E₀ = potentiel standard de l'électrode de référence

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

$$E = E_0 - \frac{2.3RT}{nF} \text{Log}C$$

Le domaine de linéarité de la relation logarithmique de la concentration (LogC) en fonction de la différence de potentiel E s'étend de 10^{-2} , à $5 \cdot 10^{-5}$ M.

On écrit alors :

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

Une droite d'étalonnage est établie à l'aide de solutions étalons ORION (NaNO_3), 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 ; elles peuvent être dues aux ions chlorures et organiques ainsi qu'au pH dont la valeur doit être comprise entre 4 et 5. Il faut donc rajouter à la solution un correcteur d'interférences. En fait, ajusteur de force ionique et correcteur d'interférences chimiques sont réunis en une solution tampon préparée au laboratoire .

La composition de la solution tampon est la suivante :

H_2SO_4 (10^{-3}M) ; CuSO_4 (5 g/l) ; AgSO_4 (3 g/l) ; $\text{KAl}(\text{SO}_4)_2$; 12 H_2O (9.5 g/l)

Protocole de l'expérience d'incubation

1 - Préparation du sol

Le sol utilisé dans notre étude est limoneux-argileux, ses caractéristiques chimiques sont présentées en annexe n°2. Nous avons prélevé à la fin de l'hiver (30 mars) des échantillons de sol dans les 3 horizons suivants : 0-30 cm ; 30-60 cm ; 60-90 cm, suivant un maillage régulier afin d'homogénéiser au maximum chaque horizon. Il a été prélevé environ 10 kg de sol par horizon.

Ensuite nous avons mis à sécher à l'air les 3 horizons. Les échantillons de sol ont séchés très rapidement et ont atteint une humidité pondérale de 2.4 %. Par conséquent des perturbations du sol et des "flush-effect" ne doivent pas être négligés.

En effet, le séchage du sol provoque rapidement une forte extra minéralisation. CAMPBELL (1978) a passé en revue les phénomènes pouvant l'expliquer, et parmi ceux-ci, la minéralisation des cellules autolysées à la suite du séchage à l'air représente probablement la contribution majeure de l'extra minéralisation. Les travaux de JAGER et BRUINS (1975) MARUTO et al (1974,1977) appuient cette hypothèse. Ces derniers ont également montré que l'azote minéralisé initialement provient du cytoplasme bactérien

Nous avons choisi de travailler sur des massifs d'agrégats de diamètre compris entre 2 et 3.15 mm, après élimination des cailloux et des résidus grossiers. Les agrégats sont amenés à une humidité pondérale de 18-19 % par vaporisation. Il s'agissait d'une opération très délicate étant donné que l'hétérogénéité d'apport d'eau pouvait provoquer une déstabilisation des agrégats et par conséquent la formation de boue. Nous n'avons pas choisi de prendre une humidité pondérale de 18 à 19 % arbitrairement. Cette humidité est fonction des pratiques culturales observées au champ : Irrigation intensive donnant une humidité proche de la capacité de rétention (L'humidité maximale pour les agrégats stables est de 18 à 19 %). Néanmoins, la sol n'avait pas encore été caractérisé du point de vue physique lors de l'expérimentation (courbe potentiel humidité) nous n'avons pas pu déterminer le potentiel hydrique auquel se placer pour travailler en conditions aérobies, c'est à dire à une humidité optimale de la décomposition et hors du domaine de saturation des agrégats.

Le 20 avril, les 3 horizons sont placés dans des boîtes hermétiques à la température de l'expérience 25°C, cette température étant en accord avec celles observées au champ en climat méditerranéen. Cette pré-incubation du sol pendant 15 jours a pour but de minimiser le flush de minéralisation.

Le 11 mai, nous avons vérifié l'humidité du sol (horizon 0-30 cm) ayant subi la pré-incubation. Malheureusement, des problèmes d'étanchéité ont fait baisser l'humidité pondérale de l'échantillon à 12.66 %.

2 - Dosage du CO₂ dégagé

2 - a - Principe et calculs

Dans le bocal, le sol va produire un dégagement de CO₂, celui-ci va réagir avec la soude :



A chaque prélèvement de sol, nous dosons en retour l'excès de soude 0.25 N par une solution de HCl à 0.25 N.

Lors du dosage en retour, il se produit la réaction suivante :



1 litre de NaOH (0.25 N) neutralise 1 litre de HCl (0.25 N)
10 g " 9.125 g

2 moles de NaOH réagissent avec 1 mole de (H)₂CO₃
1 cm³ de NaOH (0.25 N) réagit avec 1 cm³ de (H)₂CO₃ (0.25 N)
10 mg de NaOH réagit avec 7.75 mg de H₂CO₃ ou 1.5 mg de C

Calculs : V₀ = 10 cm³ de NaOH
V₁ = Volume de HCl à 0.25 N
V₂ = V₀ - V₁ = Volume de soude ayant réagit avec le CO₂
V₂ * 1.5 = masse de Carbone dégagée par l'échantillon en mg

3 - Extraction, séparation et dosage de NH₄⁺ et NO₃⁻

3 - a - Extraction de l'ammonium échangeable

L'échantillon de sol fraîchement prélevé (22g) est mis dans une solution normale de chlorure de potassium (contenant un inhibiteur biologique pour éviter l'évolution du nitrate) dans un rapport sol-solution = 1/10. On agite mécaniquement cette solution pendant une heure et on la filtre

L'ammonium échangeable est déplacé par le KCl



Le nitrate contenu dans la solution du sol est également extrait par la solution de chlorure de potassium.

3 - b - Mode opératoire

Dans un ballon de 1 litre muni d'un col latéral, mettre 150 ml de solution d'extraction et le connecter à la colonne vigreux.

① La première distillation en présence de MgO sert à déplacer l'azote ammoniacal.



Pour ce faire on introduit dans le ballon par l'ouverture latérale 0.5 à 1 g de MgO fraîchement calcinée à 700 °C et on connecte très rapidement l'arrivée de vapeur d'eau. Au bout de 30 minutes on doit recueillir dans le bêcher environ 200 ml de distillat dans lequel on retrouve N-NH4 échangeable. La majorité de l'ammonium est déplacée en début de distillation.

② La deuxième distillation déplace l'azote nitrique qui est réduit en azote ammoniacal.

Lorsque la distillation de N-NH4 échangeable est terminée, on laisse refroidir le ballon, puis on ajoute par l'ouverture latérale du ballon le catalyseur Dewarda et comme précédemment connexion très rapide de la vapeur d'eau. L'ajout du catalyseur dans un milieu chaud peut provoquer une réaction violente en présence de matières organiques. On recueille environ 200 ml de distillat dans le bêcher. Les distillats récupérés sont portés à ébullition afin d'éliminer le gaz carbonique qui rend difficile la détermination du point d'équivalence. Ce problème est lié au fait que la vapeur d'eau est réalisée à partir de l'eau du "robinet" et peut-être à une mauvaise calcination de MgO.

3 - c - Calculs

Lors de la distillation, l'ammonium dégagé est entraîné par la vapeur d'eau, condensé dans le réfrigérant à eau sous forme d'hydroxyde de NH₄OH récupéré dans H₂SO₄ en excès, de normalité connue 0.1 N. L'excès de H₂SO₄ est dosé en retour par NaOH de même normalité.



1 mole de H₂SO₄ réagit avec 2 moles de NH₄OH.

Si on travaille avec des solutions de même normalité on peut écrire :

→ 1 cm³ de H₂SO₄ (0.1 N) réagit avec 1 cm³ de NH₄OH (0.1 N)
1.4 mg d' N
1 cm³ de NaOH

Par conséquent lors du dosage en retour le volume de NaOH 0.1 N (V1) apporté pour neutraliser l'excès de H₂SO₄ 0.1 N correspondra au volume de H₂SO₄ qui n'a pas réagi avec NH₄OH.

Ce volume V1 sera déduit au volume V₀ de H₂SO₄ initialement présent (V₀ = blanc). Nous obtenons ainsi le volume V2 de H₂SO₄ qui a réagi avec NH₄OH

$$V_2 = V_0 - V_1$$

Ensuite on obtient la masse d'azote ammoniacal dans le prélèvement du filtrat

$$V_2 * 1.4 = X \text{ en mg d'azote}$$

$$((X * \text{Volume d'extraction}) / (\text{Volume distillée} * \text{masse de sol sec})) * 1000 = \mu\text{g d'N} / \text{g de sol sec}$$

Remarque : Pour l'ammonium, nous avons une grande variabilité sur les concentrations, ceci est en fait compréhensible étant donné que ces valeurs sont de l'ordre de grandeur des blancs et quelles correspondent aussi à la limite de détection de la méthode, par conséquent on considère qu'il n'y a pas d'azote ammoniacal échangeable.