



HAL
open science

Modélisation couplée du transfert et des transformations de l'azote : paramétrisation et évaluation d'un modèle en sol nu

Catherine Néel

► To cite this version:

Catherine Néel. Modélisation couplée du transfert et des transformations de l'azote : paramétrisation et évaluation d'un modèle en sol nu. Sciences du Vivant [q-bio]. Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, 1996. Français. NNT: . tel-02840794

HAL Id: tel-02840794

<https://hal.inrae.fr/tel-02840794>

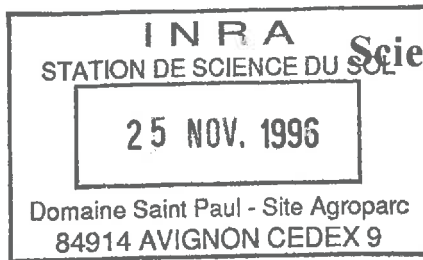
Submitted on 7 Jun 2020

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

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

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ
PIERRE et MARIE CURIE - PARIS 6

Spécialité :



Sciences de la Terre

présentée par

Catherine NÉEL

pour obtenir le grade de **Docteur de l'université Paris 6**

**Modélisation couplée du transfert et des transformations de l'azote :
paramétrisation et évaluation d'un modèle en sol nu**

soutenue le : 12 juillet 1996 devant le jury composé de MM. :

André MARIOTTI	Professeur UPMC Paris 6 laboratoire de Biogéochimie Isotopique	Président
Jean-Paul GAUDET	Docteur d'état de l'université de Grenoble. Ingénieur de recherche UJF.	Rapporteur
Jean-Claude MENAUT	Directeur de recherche ENS laboratoire d'Ecologie.	Rapporteur
Jean-Marc MEYNARD	Directeur de recherche INRA-Agronomie Grignon	Examineur
François LAFOLIE	Chargé de recherche INRA-Science du sol Avignon	Examineur
Bruno MARY	Directeur de recherche INRA-Agronomie Laon	Examineur

Avant-propos

Je remercie **J.Boiffin** et **J. Guérif**, qui ont dirigé la station d'Agronomie de Laon pendant mon travail. Je remercie également **L. Bruckler**, directeur de la station de Science du Sol d'Avignon, de m'avoir accueillie et donnée les moyens de travailler dans son unité. Je leur suis particulièrement reconnaissante de la confiance qu'ils m'ont accordée et de l'intérêt qu'ils n'ont cessé de porter à l'évolution de mon travail.

Je remercie **A. Mariotti**, professeur de l'université Pierre et Marie Curie (Paris 6) et directeur de recherche de l'unité "Biogéochimie isotopique", d'avoir accepté de diriger ma thèse. Ses précieux conseils et ses remarques m'ont beaucoup aidé à orienter mon travail.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à **J-C. Menaut** et **J-P Gaudet** pour avoir accepté de juger ce travail. Merci également à **J-M Meynard** de participer au jury de ma thèse.

Je dois beaucoup à **F. Lafolie** et à **B. Mary** et qui sont à l'origine du modèle utilisé dans ce travail et qui ont encadré ma thèse. Par leur enthousiasme et leurs critiques, ils ont su donner un sens non seulement à ce travail, mais aussi au projet scientifique plus global auquel ce travail se rattache. Merci à Bruno et sa famille d'avoir facilité mon arrivée à Laon. Merci particulièrement chaleureux à François, sa famille et **D. Mérat** d'avoir contribué à rendre mes séjours prolongés en Avignon aussi efficaces qu'agréables.

L'objet d'étude de ce travail est très vaste. Aussi cette thèse n'aurait pu être menée à bien sans la contribution scientifique de **A. Chanzy**, **P. Bertuzzi**, **J-C Fies**, **V. Jetten**, **J-M Machet**, **S. Recous**, **P. Renault** et à nouveau **L. Bruckler** et **J. Guérif**. Tous ont su se montrer disponibles à certains moments clés de la thèse, et toujours compétents.

Cette thèse n'aurait pu se faire sans le soutien continu et efficace de toute une équipe technique. Je remercie l'ensemble des techniciens et ingénieurs de Laon, d'Avignon, de Mons-en-Chaussée et de Châlons-sur-Marne qui sont intervenus dans ce travail. J'exprime plus précisément toute mon amitié à **G. Alavoine**, **M. Boucher**, **O. Delfosse** et **C. Léger** et **S. Odermatt** et **D. Varoteaux** qui ont assuré les nombreuses analyses effectuées dans ce travail. L'énorme charge de terrain s'est vu allégée grâce à la participation continue de **E. Venet** et **L. Thouant**, et les précieux coups de main de **B. Besse**, **N. Baudoin**, et **A. Masclet**, sans oublier **A. Bird** que j'ai su porter jusqu'à la fin de son stage et qui m'a supportée pendant tout son stage! Grand merci à **M. Bourlet** pour ses coups de gueule, ses coups d'humour et par dessus tout son remarquable travail d'expertise, sur le terrain comme au laboratoire. Toutes mes amitiés aussi à **D. Boitez**, **H. Boizard**, **C. Herre**, **F. Millon**, **M. Monjussiau**, **A. Oriol**, **P. Régnier** et sa joyeuse "tribu". Ma sincère gratitude à **F. de Béranger**, chef du domaine de Mons-en-Chaussée, qui a veillé sur moi et mes capteurs, tout au long de l'année de mesures, même les dimanches et les longues nuits d'hiver.

J'associe dans mes remerciements **J-C. Gaudu**, **O. Marloie** et **D. Mohrath**, équipe de choc en mesures physiques, qui a su me communiquer les connaissances indispensables sur les capteurs. Jean-Claude, plus particulièrement a su me dépanner dans l'urgence et à distance, toujours avec gentillesse.

Merci à **Pascal Dubrulle**, à son réseau, et mille pardons pour mes débordements...

Je n'oublierai pas **Celso Aita**, qui a effectué les mesures biologiques utilisées dans ce travail, et qui m'a accompagnée en faisant sa thèse sur le même site expérimental. Obrigado a tua familia e a ti, Celso, pelo tuo bom humor e ajuda. Molti ringraziamenti a **Tiziano Panini** ed un sincero augurio per un felice futuro. Muchas gracias a **Alfredo Rodrigo, Adrian** y toda sus mujeres. **Victor** en **Eva** hartstikke bedankt voor de lol tijdens het helpen. Thanks to the CCC (Cuckoo Canucks Clan) : **Chris, Elise**, the sweetest **Emma**, and the whole **Duke family**. Toute mon amitié à **Sylvie** et à **André** pour leur agréable compagnie et leur soutien de tout les instants.

Enfin un grand merci aux joyeuses troupes de thésards de Laon et d'Avignon, aux jeunes et moins jeunes chercheurs, pour les soirées inoubliables, les matchs de ping-pong, le canoë, les parties de billards, les parties de rire, et tous les bons moments passés ensemble. Je pense à **Dédé, Alain F, Nicole** et **Colette**, à **Florence** et ses B.B (bières belges), aux 3 **Olivier**, à **J-F, François, Yazid, Mirla, Laurent, Almudena, Laetitia, Modou, Anne, Claude, Suresh, Florent, Béatrice** et **Pascal, Caroline** et **Patrice, Bruno** et **Sandrine**.

Toute ma gratitude aux secrétaires d'Avignon qui m'ont facilité le travail. Merci à celles et ceux, courageux, qui ont prêté main forte à l'édition finale de ce document : **Joëlle Hapillon, Brigitte Rocourt, Claire Marquet, André Marin-Laflèche, Florence Devienne, Christopher Duke** (et la photocopieuse) et surtout **Eric Mathey**.

Je remercie de tout mon coeur l'ensemble de **ma famille** et tout spécialement mes **grand-mères**, la **famille Mathey** et la **famille Rodi** pour leur compréhension, leurs encouragements et la confiance qu'ils n'ont cessé de me porter. Grand merci à **Eric**, pour son amour de tous les jours, même au moment des "coup de bourre" qui ont émaillé ce travail. Il a su marier science et patience...

Enfin, à ceux dont le nom m'échappe à cet instant et que je regretterai de ne pas avoir cités :

Tout mes remerciements.

Résumé

La maîtrise des pertes de nitrate associées aux systèmes agricoles nécessite la prédiction précise de l'évolution des transformations et des transferts du nitrate dans le sol. Dans cet objectif, nous proposons un modèle dynamique et mécaniste couplant les transferts d'eau, de solutés et d'énergie avec les transformations biologiques du carbone et de l'azote. Ce travail consiste à paramétrer et évaluer le modèle. Une expérimentation in situ a été conduite en sol nu, de septembre 1993 à octobre 1994, pour mesurer les variables nécessaires au fonctionnement et à l'évaluation du modèle. Ces mesures ont été effectuées entre 0 et 150 cm, sur quelques mètres carrés et pour deux traitements : avec ou sans incorporation de paille de blé. Les paramètres physiques et biologiques du modèle sont déterminés indépendamment de l'expérience de validation. La température du sol, le rayonnement net et les transformations biologiques (minéralisation du carbone, minéralisation et organisation brutes de l'azote) sont simulés de manière satisfaisante pour toute l'année de mesure. Des désaccords entre observations et simulations apparaissent en été et en hiver pour les potentiels hydriques et les teneurs en eau. Ils sont attribués à l'existence d'un mulch à la surface et aux écoulements préférentiels. Ces écoulements ont été clairement mis en évidence par un traçage Cl^- - $^{15}\text{NO}_3^-$. L'évolution du nitrate est bien simulée pour les 90 premiers centimètres de sol. Plus en profondeur, le modèle surestime les quantités de solutés au printemps et en été. Le modèle sous-estime en fait le drainage durant ces périodes.

Nous pouvons conclure que l'amélioration du modèle requiert surtout une meilleure description des transferts de masses. Il paraît notamment nécessaire de prendre en compte les écoulements préférentiels et l'évolution de l'état de surface du sol.

Summary

The control of nitrate losses associated with agricultural systems require an accurate prediction of the evolution of nitrogen transfer and transformations in soil. A dynamic and mechanistic model is proposed that simulates energy, water and solute transfers linked with nitrogen and carbon biological transformations. This work deals with the parametrisation and the evaluation of this model. A field experiment has been carried out on a bare loamy soil from september of 1993 to october of 1994, in order to measure variables needed to run and evaluate the model. Measurements were made from 0 to 150 cm, at a square meter scale, considering two treatments : with or without wheat straw incorporation. Physical and biological parameters of the model are determined using independant experiments. Soil temperature, net radiation, as well as biological transformations (carbon mineralisation, nitrogen gross mineralisation and immobilisation) are in satisfactory agreement with the observed values, for the whole period. Some discrepancies between observations and simulations appear in summer and winter for the soil water pressure head and the water content. They are attributed to the existence of a mulch at the soil surface and preferential flow. Preferential flow are clearly shown tracing Cl^- and $^{15}\text{NO}_3^-$. The fate of nitrate is correctly simulated for the first 90 centimeters of soil. In the deepest layers, the model overestimates solute concentration in spring and summer. Indeed the water drainage is underestimated during these periods.

It can be concluded that the model improvements require a better description of water and mass transfers. Above all, it seems necessary to take into account preferential flow and soil crust development.

Sommaire

INTRODUCTION

1. ORIGINE DES RECHERCHES	7
1.1. L'ENJEU ENVIRONNEMENTAL	9
1.2. L'ENJEU AGRONOMIQUE	11
1.3. APPORTS DE LA MODELISATION DU CYCLE DE L'AZOTE	12
1.3.1. Différentes approches de modélisation du cycle de l'azote	10
1.3.2. Les modèles "couplés "	12
1.3.3. Que conclure des modèles couplés existants ?	17
2. OBJECTIFS DE CE TRAVAIL	17
2.1. MOTIVATIONS GENERALES	17
2.2. OBJECTIFS ET DEMARCHE D'ETUDE	18
2.3. PRESENTATION DE LA THESE	21
1. MODELISATION DE LA DYNAMIQUE DU CARBONE ET DE L'AZOTE DANS LE SOL	23
1.1. BIOMASSE ET POOLS ORGANIQUES	25
1.1.1. La biomasse : moteur des transformations de C et N	25
1.1.2. Les matières organiques du sol	31
1.1.3. Pools organiques considérés dans les modèles	32
1.1.4. La biomasse dans les modèles	34
1.1.5. Discussion	39
1.2. RELATIONS CARBONE-AZOTE	41
1.2.1. Observation des flux nets : stoechiométrie C-N	41
1.2.2. Observation des flux bruts : importance du mode d'assimilation de l'azote	43
1.2.3. Rétro-contrôle de la décomposition par la teneur en azote minéral	47
1.2.4. Les relations C - N dans les modèles	48
1.2.5. Discussion	51
1.3. BILAN SUR LA MODELISATION DES TRANSFORMATIONS C-N	52
2. LOIS D'ACTION DES FACTEURS DU MILIEU	53
2.1. INFLUENCE DE LA TEMPERATURE	53
2.1.1. Connaissances de bases	53
2.1.2. Formulation adoptée dans les modèles	58
2.1.3. Discussion et voie d'amélioration des modèles	59
2.2. INFLUENCE DE L'ETAT HYDRIQUE	60
2.2.1. Connaissances de bases	60
2.2.2. Formulation utilisée dans les modèles	64
2.2.3. Discussion	65
2.3. CONCLUSIONS	65
3. MODELISATION DES TRANSFERTS D'EAU, DE CHALEUR ET DE SOLUTES	66
3.1. BASES THEORIQUES DES MODELES DE TRANSFERTS D'EAU, DE MASSE ET DE CHALEUR	66
3.1.1. Problème d'échelle	67
3.1.2. Les lois générales de transfert	68
3.1.3. "Généralisation" au cas particulier du sol	69
3.2. LIMITES LIEES AUX HYPOTHESES DES MODELES	71
3.2.1. Hypothèse d'invariance des paramètres dans le temps	72
3.2.2. Hypothèse d'univocité de $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$	72
3.2.3. Hypothèse de l'homogénéité des écoulements	73
3.3. LIMITES LIEES A LA DEPENDANCE D'ECHELLE DES PARAM ETRES	78
3.3.1. Représentativité des mesures expérimentales	79

3.3.2. Variabilité spatiale à l'échelle métrique	79
3.4. DISCUSSION	80
4. CONCLUSION.....	80

2. MATERIELS ET METHODES

1. LE MODELE UTILISE.....	83
1.1. DEFINITION DU SYSTEME MODELISE	83
1.1.1. Echelles de temps et d'espace.....	83
1.1.2. Simplification du système	84
1.1.3. Système modélisé.....	85
1.2. MODULE DES TRANSFORMATIONS DU CARBONE ET DE L'AZOTE	85
1.2.1. Caractéristiques générales.....	85
1.2.2. Formulation mathématique.....	87
1.2.3. Originalités du modèle	89
1.3. MODULE DE TRANSFERTS DE MASSE, D'ENERGIE ET DE CHALEUR.....	93
1.3.1. Caractéristiques générales.....	93
1.3.2. Modélisation des transferts dans le sol.....	93
1.3.3. Modélisation des transferts dans l'atmosphère.....	95
1.3.4. Bilan d'énergie et couplage sol-atmosphère.....	97
1.4. COUPLAGE TRANSFERTS ET TRANSFORMATIONS BIOLOGIQUES	99
1.5. MODE DE RESOLUTION NUMERIQUE DES EQUATIONS.....	99
1.5.1. Optimisation des pas de temps.....	100
1.5.2. Intégration spatiale	100
1.5.3. Définition des critères de convergence	100
2. PROTOCOLE EXPERIMENTAL.....	101
2.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET PEDOCLIMATIQUE	101
2.1.1. Principales caractéristiques climatiques régionales	101
2.1.2. Le sol	101
2.2. PREPARATION DE LA PARCELLE	103
2.2.1. Elimination des repousses	103
2.2.2. Incorporation de la paille.....	103
2.2.3. Travail du sol.....	103
2.3. PLAN EXPERIMENTAL	105
2.3.1. Caractéristiques générales du site.....	105
2.3.2. Les placettes instrumentées	107
2.3.3. Remarques sur la disposition du site expérimental.....	108
3. BILAN DES MESURES EFFECTUEES ET CALENDRIER	109
3.1. MESURES CONTINUES	109
3.2. MESURES PONCTUELLES	109
3.3. CARACTERISTIQUES DE LA BASE DE DONNEES MESUREES	112
1. PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES	115
1.1. MODE D'ACQUISITION DES RELATIONS $\psi(\theta)$ ET $K(\theta)$	115
1.1.1. Mesures effectuées.....	115
1.1.2. Interpolation des mesures.....	117
1.2. RESULTATS ET DISCUSSION	118
1.2.1. Résultats.....	118
1.2.2. Vérification des ajustements $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$	123
1.2.3. Extrapolation des relations $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$	130
1.2.4. Discussion	132
2. PARAMETRES DE TRANSFERT DE MASSE.....	133
2.1. MODE DE DETERMINATION DES PARAMETRES DE TRANSFERTS	133
2.1.1. Mesures des paramètres physiques	133

2.1.2. Estimation des paramètres de transfert sensu stricto.....	133
2.2. RESULTATS ET DISCUSSION.....	136
2.2.1. Caractéristiques du sol.....	136
2.2.2. Caractérisation du comportement hydrodispersif du sol.....	136
3. PARAMETRES DE TRANSFERT DE CHALEUR.....	145
3.1. MODES DE DETERMINATION DE $C_H(\theta)$ ET $\lambda(\theta)$	145
3.2. RESULTATS ET DISCUSSION.....	147
4. PARAMETRES METEOROLOGIQUES.....	147
4.1. L'EMISSIVITE DE SURFACE.....	147
4.2. LA RUGOSITE DE SURFACE.....	147
4.3. LA RELATION $\alpha(\theta_{SURF})$	149
5. PARAMETRES BIOLOGIQUES.....	149
5.1. PARAMETRES DE TRANSFORMATIONS DE C ET N.....	149
5.1.1. Paramètres associés à la décomposition de l'humus.....	150
5.1.2. Paramètres associés à la décomposition des résidus.....	153
5.1.3. Paramètres de la nitrification.....	156
5.1.4. Bilan des résultats et Conclusions.....	156
5.2. LOIS D'ACTION DES FACTEURS ABIOTIQUES.....	156
5.2.1. Influence du potentiel hydrique.....	156
5.2.2. Influence de la température.....	157
5.2.3. Bilan : réponse du modèle biologique aux variations de température et de potentiel hydrique.....	156
6. PARAMETRES NUMERIQUES.....	158
6.1. DISCRETISATION DU PROFIL DE SOL.....	158
6.1.1. Choix des couches pour les mécanismes physiques.....	159
6.1.2. Choix des couches pour les processus biologiques.....	159
6.1.3. Définition de la grille de différences finies.....	159
6.1.4. Définition des critères de convergence.....	160
7. CONCLUSION.....	160
1. PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES.....	115
1.1. MODE D'ACQUISITION DES RELATIONS $\psi(\theta)$ ET $K(\theta)$	115
1.1.1. Mesures effectuées.....	115
1.1.2. Interpolation des mesures.....	117
1.2. RESULTATS ET DISCUSSION.....	118
1.2.1. Résultats.....	118
1.2.2. Vérification des ajustements $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$	123
1.2.3. Extrapolation des relations $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$	130
1.2.4. Discussion.....	132
2. PARAMETRES DE TRANSFERT DE MASSE.....	133
2.1. MODE DE DETERMINATION DES PARAMETRES DE TRANSFERTS.....	133
2.1.1. Mesures des paramètres physiques.....	133
2.1.2. Estimation des paramètres de transfert sensu stricto.....	133
2.2. RESULTATS ET DISCUSSION.....	136
2.2.1. Caractéristiques du sol.....	136
2.2.2. Caractérisation du comportement hydrodispersif du sol.....	136
3. PARAMETRES DE TRANSFERT DE CHALEUR.....	145
3.1. MODES DE DETERMINATION DE $C_H(\theta)$ ET $\lambda(\theta)$	145
3.2. RESULTATS ET DISCUSSION.....	147
4. PARAMETRES METEOROLOGIQUES.....	147
4.1. L'EMISSIVITE DE SURFACE.....	147
4.2. LA RUGOSITE DE SURFACE.....	147

4.3 LA RELATION $a(\theta_{si, RF})$	149
5. PARAMETRES BIOLOGIQUES.....	149
5.1. PARAMETRES DE TRANSFORMATIONS DE C ET N	149
5.1.1. Paramètres associés à la décomposition de l'humus.....	150
5.1.2. Paramètres associés à la décomposition des résidus.....	153
5.1.3. Paramètres de la nitrification.....	156
5.1.4. Bilan des résultats et Conclusions	156
5.2. LOIS D'ACTION DES FACTEURS ABIOTIQUES	156
5.2.1. Influence du potentiel hydrique	156
5.2.2. Influence de la température	157
5.2.3. Bilan : réponse du modèle biologique aux variations de température et de potentiel hydrique....	156
6. PARAMETRES NUMERIQUES.....	158
6.1. DISCRETISATION DU PROFIL DE SOL	158
6.1.1. Choix des couches pour les mécanismes physiques.....	159
6.1.2. Choix des couches pour les processus biologiques.....	159
6.1.3. Définition de la grille de différences finies	159
6.1.4. Définition des critères de convergence	160
7. CONCLUSION.....	160
DISCUSSION ET CONCLUSIONS.....	245
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	257
ANNEXES	275

Liste des figures

figure 1 : Représentation schématique du cycle de l'azote (d'après Mariotti 1982)	7
figure 2 : Les différentes formes d'azote présentes dans le sol et leurs principales transformations.	8
figure 3 : Influence de l'incorporation de paille de blé sur le lessivage du nitrate (d'après Darwis 1992)	10
figure 4 : Répartition des 6 cinétiques rapportées dans le tableau 3 en fonction de la teneur initiale en subst (So) et de la densité initiale de population (Xo) (Simkins et al. 1984)	24
figure 5 : Représentation schématique des transformations du carbone se produisant au cours de la décomposition des matières organiques	27
figure 6 : Exemples d'évolution de populations microbiennes mixtes (Lebreton et Millier 1982)	29
figure 7 : Comparaison des différentes méthodes de fractionnement des matières organiques.	34
figure 10 : Comparaison des résultats de deux modèles de simulation des stocks d'azote minéral dans le sol. A: Whitmore 1991. B: Addiscott et al. 1991, pour 3 traitements correspondants à différents apports d'azote	40
figure 11 : Evolution de l'azote minéral du sol au cours de la décomposition du carbone dans un sol avec résidu de maïs (RESIDU) et sans résidu (TEMOIN) en conditions contrôlées à 15°C	41
figure 12 : Schéma illustrant les relations entre les transformations de carbone et d'azote au cours de la décomposition de l'humus (a) ou d'un résidu (b).	42
figure 13 : Schéma représentant les deux voies d'assimilation de l'azote par la biomasse.	43
figure 14 : Test des hypothèses MIT et DT pour l'assimilation de l'azote d'acides aminés par la biomasse microbienne. avec le modèle NCSOIL	44
figure 15 : Evolutions du carbone minéralisé (a) et de l'azote minéral (b) en fonction du temps dans un sol incubé à 15°C. après incorporation de paille de blé, et pour 6 niveaux d'azote minéral initiaux : 10, 30, 60, 80 et 100 mg N/kg de sol sec	
figure 16 : Exemple du modèle WATNIT (dérivé de SOILN) : représentation implicite de l'assimilation de l'azote par voie MIT, avec assimilation préférentielle de l'ammonium devant le nitrate au cours de la décomposition des matières organiques.	49
figure 17 : Organigramme du modèle NCSOIL (Molina et al. 1983) :	50
figure 18 : Evolution des Q10 rapportés dans la littérature, en fonction de la gamme de température	55
figure 19 : Influence de la température sur la minéralisation cumulée du carbone pour un sol sans résidus (TEMOIN) et avec incorporation de paille de maïs (RESIDU)	56
figure 20 : Effet de la température sur l'évolution de la minéralisation du carbone après incorporation de deux substrats différents dans un même sol :	57
figure 21 : Lois d'action du potentiel sur les processus microbiens (a) et la minéralisation de l'azote (b)	63
figure 22 : Signification du volume élémentaire représentatif (d'après Gaudet 1974)	67
figure 23 : Etablissement de l'équation de Richards (3) à partir des lois de Darcy (1) et de conservation des masses (2).	70
figure 24 : Mécanismes de dispersion cinématique (d'après Fried et Combarous, 1971)	71
figure 25 : Courbes enveloppes caractéristiques d'un phénomène d'hystérésis	72
figure 26 : Courbes d'élution mettant en évidence un phénomène de non équilibre	74
figure 27 : Schéma expliquant le formalisme adopté dans les modèles de transfert de solutés à deux phases aqueuses	75
figure 28 : Comparaison de trois modèles de transfert de solutés (CDE, MIM et SM) avec des courbes d'élution obtenues sur 2 colonnes de sol non remanié.	77
figure 29 : Comparaison de courbes d'élution obtenues sur une colonne de sol non remanié de 15 cm de diamètre et de 160 cm de long (Columns) avec des courbes mesurées a champ (Field) au même emplacement avant prélèvement des colonnes	
figure 30 : Comparaison de l'élution du chlorure mesurée en plusieurs emplacements au champ et sur colonnes de sol non remanié prélevée a posteriori aux mêmes emplacements.	79
figure 31 : Organigramme et principaux paramètres du modèle CANTIS	86
figure 32 : Isothermes considérées pour l'organisation de l'azote dans les modèles CANTIS	89

figure 33 : Modes de description possibles de la limitation de la décomposition des matières organiques par la disponibilité en azote minéral dans le modèle CANTIS.	91
figure 34 : Description schématique du couplage entre le module de calcul du bilan d'énergie à la surface et le module de simulation des transferts d'eau et de chaleur dans le sol (d'après Chanzy 1991).....	96
figure 35 : Représentation schématique d'une itération du modèle couplé.....	98
figure 36 : Représentation schématique du profil pédologique.....	102
figure 37 : Plan du site expérimental.....	104
figure 38 : Localisation des capteurs dans les placettes instrumentées. Pour les sondes capacitives et les thermorésistances, les chiffres correspondent aux 10 profondeurs de 2.5 à 60 cm; pour les bougies poreuses et les tensiomètres, les chiffres représentent les 7 profondeurs réparties de 20 à 150 cm.	106
figure 39 : Profondeurs théoriques de mise en place des capteurs.....	106
figure 40 : Localisation sur le profil pédologique des prélèvements des cylindres de sol non remanié pour l'expérience de Wind.	116
figure 41 : Comparaison des ajustements de la relation $\psi(\theta)$ obtenus à partir des mesures effectuées sur le site de drainage interne.....	119
figure 42 : Comparaison des mesures observées in situ sur le site de drainage interne pendant la phase de calage (juillet-août 1993).....	120
figure 43 : Restitution des potentiels obtenus couche par couche pendant la phase de ressuyage de l'expérience de drainage interne avec les relations $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ des tableaux 22 et 23 respectivement, sans ajustements de $K(\theta)$ sur les mesures in situ.	122
figure 44 : Evolution du stock d'eau d'avril à septembre 1994 (en dehors de la phase de calage).....	124
figure 45 : Restitution des potentiels mesurés d'avril à septembre 1994 sur le site du drainage interne avec les paramètres hydrodynamiques du tableau 24.....	126
figure 46 : Restitution des teneurs en eau calculées via la courbe $\psi(\theta)$ à partir des mesures de potentiel mesurés d'avril à septembre 1994 sur le site du drainage interne: avec les paramètres hydrodynamiques du tableau 24.....	127
figure 50 : Comparaison des courbes de rétentions observées pendant la phase de calage de l'expérience de drainage interne avec les ajustements obtenus avec :.....	130
figure 51 : Localisation des prélèvements des colonnes de sol non remanié sur le profil pédologique.	134
figure 52 : Profil de densité apparente mesuré par gammamétrie sur la 1ère fosse pédologique.	137
figure 53 : Courbes d'élution du CaCl_2 obtenues sur les 3 colonnes en conditions saturées et pour 3 débits différents.....	139
figure 54 : Résultats des ajustements obtenus avec le modèle BGF2 à 2 classes d'agrégats, calé en fixant sur les porosités structurales et texturales avec les valeurs mesurées.	141
figure 55 : Résultat du calage de la conductivité thermique apparente pour 10.5 cm effectué à partir des mesures de température réalisée de 2 à 3à cm sur la sol avec paille.....	144
figure 55 : Résultat du calage de la conductivité thermique apparente pour 10.5 cm effectué à partir des mesures de température réalisée de 2 à 3à cm sur la sol avec paille.....	146
figure 56 : Relation entre l'albédo et l'humidité volumique mesurée entre 0 et 0.5 cm, obtenue sur les sol avec et sans paille.....	148
figure 57 : Résultat de l'ajustement de la minéralisation du carbone associée à la décomposition de l'humus.....	152
figure 58 : Résultat de l'ajustement de l'évolution des quantités d'azote minéral lors de la décomposition de l'humus.	152
figure 59 : Résultat de l'ajustement de la minéralisation du carbone associé à la décomposition du résidu.	154
figure 60 : Résultat de l'ajustement de l'évolution des quantités d'azote associées à la décomposition du résidu.....	155
figure 61 : Restitution du stock d'eau entre 20 et 125 cm pour le sol sans paille (a) et le sol avec paille (b), évolution des pluies journalières mesurées (c), du drainage journalier simulé (c et d), et de l'évaporation journalière simulée pour le sol sans paille et le sol avec paille.....	164
figure 62 : Corrélations entre le stock d'eau simulé et celui calculé à partir des mesures de potentiel matriciel entre 20 et 125 cm pour le sol sans paille (a) et le sol avec paille(b).....	166

figure 63 : Comparaison des stocks d'eau simulés sur 20-125 cm avec ceux calculés pour le sol sans paille à partir des mesures :	167
figure 64 : Evolution des potentiels matriciels simulés et observés (sol sans paille)	170
figure 65 : Evolution en période hivernale des teneurs en eau simulées et calculées à partir des mesures de potentiel, via la relation $\psi(\theta)$ (sol sans paille)	172
figure 66 : Evolution en période estivale des teneurs en eau simulées et calculées à partir des mesures de potentiel, via la relation $\psi(\theta)$ (sol sans paille)	173
figure 67 : Restitution des teneurs en eau de l'horizon labouré. Corrélation entre les valeurs observées et les valeurs simulées et évolution des écarts entre ces valeurs (sol sans paille).....	174
figure 68 : Evolution des teneurs en eau mesurées par couches de 30 cm dans la zone des carottages et celle simulée pour les mêmes couches :	175
figure 69 : Evolution des teneurs en eau de surface simulées et mesurées à l'aide des sondes capacitatives ...	176
figure 70 : Restitution des teneurs en eau de surface (sol sans paille)	178
figure 72 : Profil de potentiel matriciel mesuré et simulé au jour 571 (sol sans paille)	180
figure 73 : Régressions obtenues entre les températures simulées et celles mesurées à différentes profondeur (sol sans paille)	183
figure 74 : Evolution des écarts entre températures observées et simulées au cours du temps pour le sol sans paille (exprimé en °C)	184
figure 75 : Evolution des températures simulées et observées à différentes profondeurs au mois d'août 1994 dans le sol sans paille	185
figure 76 : Evolution des températures simulées et observées à 2.5 cm dans le sol sans paille en période hivernale	188
figure 77 : Evolution de la température simulée et observée à 2 cm sur le sol avec paille en période de gel ...	189
figure 78 : Evolution des températures simulées et observées à 2.5 cm dans le sol sans paille en période estivale	190
figure 79 : Régression entre le Ra mesuré à Carpentras et celui calculé par la formule de Brutsaert	192
figure 80 : Relation linéaire obtenue entre le Ra calculé par la formule de Brutsaert et le Ra estimé à partir des mesures de Rn (seule les mesures de nuits sont prises en compte)	193
figure 81 : Restitution des Rn simulés en utilisant la formule de Brutsaert (a) et la formule empirique (b) (cf. figure 80) pour calculer le Ra	193
figure 82 : Corrélation entre le Rn mesuré et le Rn simulé pour le sol sans paille	194
figure 83 : Comparaison du Rn simulé et observe pour quelques période caractéristiques (sol sans paille) ...	195
figure 84 : Evolutions du Rn et de l'albédo simulé et mesuré pour les période où le Rn est sous-estimé par le modèle (A) et les période où il est surestimé (B)	196
figure 85 : Corrélation entre le G mesuré et le G simulé pour le sol sans paille	199
figure 86 : Evolution du flux de chaleur dans le sol simulé et observé pour le sol sans paille	200
figure 87 : Distribution observée et simulée du chlorure en fonction de la profondeur (sol sans paille)	202
figure 88 : Evolution des concentration en chlorure simulées et mesurées à l'aide des bougies poreuses sur le site sans paille	204
figure 89 : Résultat des simulations de la minéralisation du carbone pour le sol sans paille	208
figure 90 : Résultat des simulations de la minéralisation du carbone pour le sol avec paille	209
figure 91 : Résultats des simulation des flux instantanés de minéralisation du carbone pour les différentes pools organiques : FOM (= RDM + HCE - CEL) , ZYB, AOM et AUB. (sol avec paille)	210
figure 92 : Evolution de la minéralisation apparente du carbone simulée et observée :	212
figure 93 : Evolution des quantités simulées de carbone contenu dans les pools de matière organique fraîche de la couche 0-20 cm sol. pour le sol avec paille	213
figure 95 : Comparaison des flux de minéralisation nette simulés avec ceux obtenus par différence des mesures isotopiques de minéralisation et d'organisation brute de l'azote	218
figure 96 : Evolution des quantités d'ammonium simulées et mesurées pour le sol sans paille	220
figure 97 : Evolution des quantités d'ammonium simulées et mesurées pour le sol avec paille	221

figure 98 : Mode de représentation considéré dans le modèle pour les mécanismes qui gouvernent les quantités d'ammonium dans le sol.	222
figure 99 : Résultats des simulations de l'évolution du rapport C/N de l'AOM (a), des flux de nitrification (b) et d'humification (c) de l'azote pour les sols sans paille (SP) et avec paille (PA).....	223
figure 100 : Restitution de l'évolution des stock d'azote nitrique dans les couches 0-150, 0-60 et 0-90 pour les sols sans paille (SP) et avec paille (PA).	224
figure 101 : Corrélation entre la quantité d'azote nitrique observée et simulée (exprimé en kg N/ha) dans la couche 0-150 cm pour les sols sans paille (SP) et avec paille (PA).	226
figure 102 : Evolution des quantités d'azote nitrique simulées et mesurées pour le sol sans paille.....	228
figure 103 : Evolution des quantités d'azote nitrique simulées et mesurées pour le sol avec paille.....	229
figure 104 : Evolution des concentration de nitrate simulées et mesurées pour le sol sans paille.....	232
figure 105 : Evolution des concentration de nitrate simulées et mesurées pour le sol avec paille.....	233
figure 106 : Bilan de masse des solutés utilisée pour l'expérience de traçage in situ au niveau de la placette sans paille (SP) et avec paille (PA) : (a) chlorure , (b) $^{15}\text{N-NO}_3^-$	234
figure 107 : Evolution des concentrations de $^{15}\text{N-NO}_3^-$ en excès simulées et mesurées pour le sol sans paille.....	236
figure 108 : Evolution des concentrations de $^{15}\text{N-NO}_3^-$ en excès simulées et mesurées pour le sol avec paille.....	237
figure 109 : Influence de la valeur de la rugosité de surface (z_0) sur les évolutions du stock d'eau calculé entre 20 et 125 cm (a) , du drainage cumulé (b) et de l'évaporation cumulée (c).....	238
figure 110 : Comparaison des évolution des facteurs de correction des vitesses de transformations biologiques considérées dans les 9 modèles.	240
figure 111 : Schéma représentant les trois options de répartition du stock initial de N-NO_3^-	242
figure 112 : Influence de la répartition des quantité initiales d'azote nitrique dans le profil de sol sur l'évolution des quantités d'azote nitrique simulée.....	243
figure 113 : Influence de la répartition des quantité initiales d'azote nitrique dans le profil de sol sur l'évolution des concentrations en nitrate simulées à 20, 100 et 125 cm de profondeur.	242
figure 114 : Facteurs de variation intervenants sur le stock d'azote minéral du sol en interculture.....	251
figure 115 : Evolution du stock d'azote nitrique sur 0-150 cm simulée avec le modèle couplé et avec le modèle LIXIV pour les sols sans paille (SP) et avec paille(PA ^o).....	253

Liste des tableaux

tableau 1 : Récapitulatif des écarts constatés entre les simulations données par différents modèles couplés et les observations. Bilan des raisons invoquées par les auteurs pour expliquer ces écarts.	14
tableau 2 : Répartition du travail effectué dans le cadre de cette thèse par les équipes techniques et scientifiques des stations INRA Agronomie-Laon et Science du sol-Avignon.	18
tableau 3 : Principaux modèles utilisés pour décrire la cinétique de dégradation ($-dS/dt$) d'un substrat S en fonction de la population microbienne initiale (X_0) et de la quantité initiale de substrat (S_0).....	24
tableau 4 : Rapport C/N de la biomasse microbienne du sol rapporté dans la littérature	26
tableau 5 : Rendements d'assimilation du carbone rapportés dans la littérature (a) pour différents substrats organiques et (b) différents types de micro-organismes décomposeurs.....	28
tableau 6 : Taux de décomposition des différents fractions organiques présentes dans le sol.....	30
tableau 7 : Valeurs des coefficients Q10 et B (coefficient d'Arrhénius) relatifs à la minéralisation de l'azote dans le sol, rapportés dans la littérature (références citées dans Rodrigo et al. 1996).....	54
tableau 8 : Récapitulatif des potentiels matriciels minimaux et optimaux identifiés dans la littérature pour différents mécanismes biologiques.....	61
tableau 10 : Correspondance des lois macroscopiques et microscopiques pour les transferts d'eau et de solutés.....	69
tableau 11 : Principales équations considérées dans le modèle CANTIS	88
tableau 13 : Principales hypothèses du modèle de CANTIS	90
tableau 14 : Principales hypothèses du modèle de transferts de masses et d'énergie.....	92
tableau 16 : Analyses chimiques sur les différents horizons de sol.....	102
tableau 17 : Analyse granulométrique du profil (exprimé en pourcentage massique de terre fine).....	102
tableau 18 : Bilan des mesures continues effectuées.....	110
tableau 19 : Bilan des mesures ponctuelles effectuées sur le terrain.....	111
tableau 20 : Mode d'acquisition des paramètres du modèle couplé :	114
tableau 21 : Résultats des ajustements des paramètres de la loi $\psi(\theta)$ de Van Genuchten (1980)	118
tableau 22 : Coefficients de la courbe $\psi(\theta)$ utilisés pour les simulations ultérieures.	121
tableau 23 : Coefficients du polynôme $K(\theta)$ obtenus par la méthode de Wind. Le domaine de définition donne la gamme de teneur en eau volumiques pour laquelle cet ajustement est défini.....	121
tableau 24 : Ajustement des courbes $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ sur les mesures de potentiels de la placette avec paille pour la phase de calage (juillet-septembre 1993).....	124
tableau 25 : Ajustement des courbes $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ sur les mesures de potentiels de la placette avec paille pour le mois de mars 1994 (ajustement définitif).....	129
tableau 26 : Comparaison de la conductivité à saturation mesurée sur les cylindres de Wind avec celle obtenue par extrapolation des relations $K(\theta)$ ajustées (cf. tableau 25).....	130
tableau 27 : Description des expériences de traçage sur colonnes de sol non remanié réalisées pour ajuster la dispersivité apparente.....	135
tableau 28 : Modèles utilisés pour ajuster la dispersivité apparente du sol à partir des expériences de traçage sur colonnes de sol non remanié.....	136
tableau 29 : Porosités totale (tot, texturale (text) et structurale (str) mesurées pour les différents horizons.....	137
tableau 30 : Résultats des ajustements de la dispersivité apparente obtenus en conditions saturées pour les 3 colonnes et pour le plus faible débit, avec les 3 modèles.....	140
tableau 31 : Bilan de masse de soluté restitué par les modèles FO et BGF1 pour les débits les plus faibles et les débits les plus forts de l'expérience (1)	142
tableau 32 : Résultats des ajustements de la dispersivité apparente obtenus en conditions saturées pour les 3 colonnes et pour le plus faible débit, avec le modèle BGF2 à 2 classes d'agrégats.....	143
tableau 33 : Valeurs de dispersivités considérées dans les simulations pour la validation du modèle.....	145
tableau 34 : Bilan des paramètres intervenants dans le calcul des transformations biologiques de l'azote et du carbone associées à la décomposition de l'humus.....	150

tableau 35 : Bilan des paramètres supplémentaires à ceux du tableau 33, intervenant dans le calcul des transformations de l'azote et du carbone associées à la décomposition du résidu.	153
tableau 36 : Paramètres des la loi d'action de la température considérées dans le modèle	157
tableau 37 : Calcul de l'influence d'une variation de potentiel et de température sur les vitesses de minéralisation du carbone et de l'azote.	158
tableau 38 : Résultats numériques de la corrélation entre le stock d'eau simulé et le stock d'eau observé	166
tableau 39 : Comparaison entre le bilan hydrique simulé entre les jour 340 et 371 et celui mesuré à l'aide des prélèvements gravimétriques réalisés dans la zone de carottages par pas de 30 cm entre 0 et 150 cm.	168
tableau 40 : Comparaison des résultats statistiques obtenus concernant la simulation de la teneur en eau volumique pour le sol sans paille et le sol avec paille, relativement à la :	177
tableau 41 : Résultats numériques de la corrélation entre les températures simulées et mesurées, pour le sol sans paille (SP) et le sol avec paille (PA)	182
tableau 42 : Corrélation entre les températures simulées et mesurées pour le sol sans paille et pour trois période différentes	187
tableau 43 : Résultats numérique de la corrélation entre Rn mesuré et Rn simulé.....	194
tableau 44 : Résultats numérique de la corrélation entre G mesuré et G simulé.	199
tableau 45 : Confrontation des flux bruts d'azote simulés avec les mesures isotopiques.	214
tableau 46 : Corrélation entre les stocks d'azote nitrique observé et simulés	225
tableau 47 : Influence de la valeur de z0 sur le stock d'eau final simulé entre 20 et 125 cm, la lame d'eau totale drainée et évaporée en fin de simulation.	238
tableau 48 : Cumul sur toute l'année de mesure, des facteurs de correction des transformations biologiques par rapport à la température (fT) et l'humidité volumique (fH).	241



A mes parents,

à Eric.

Le cycle de l'azote

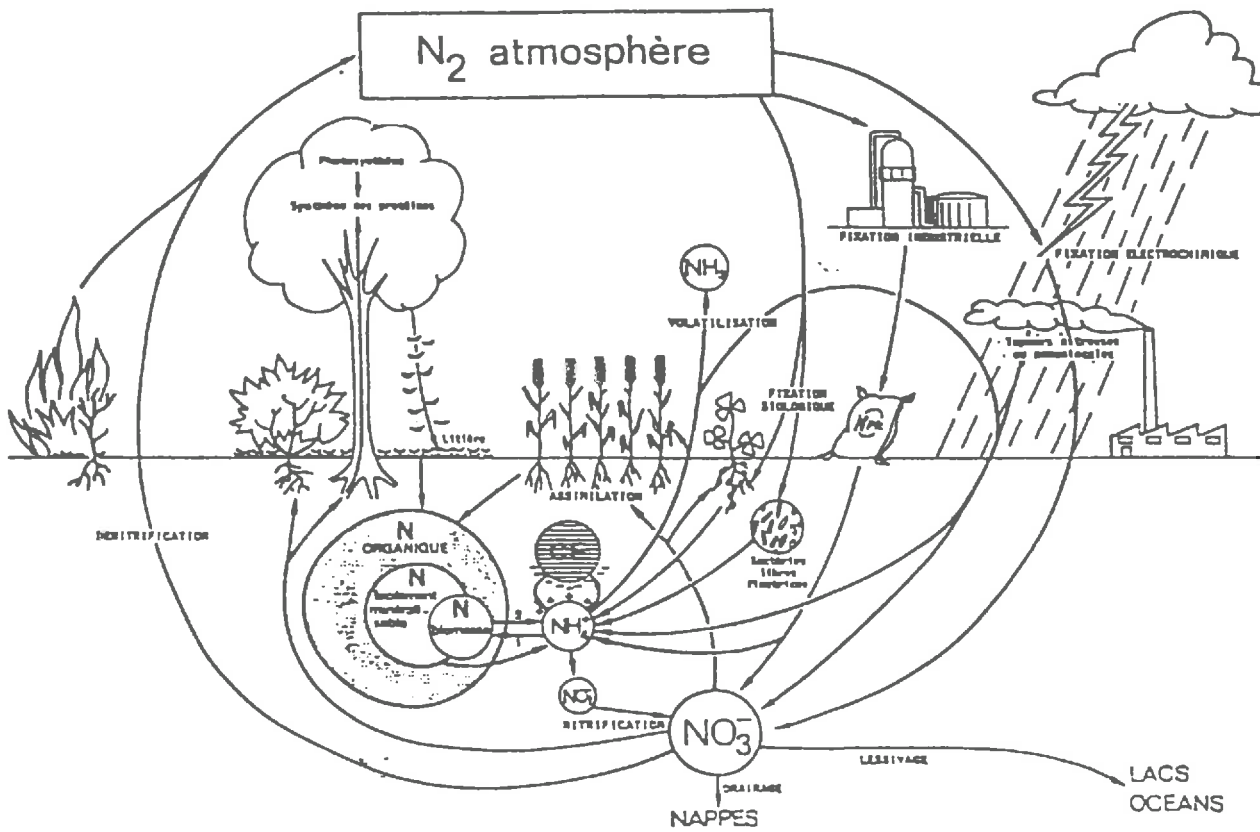


figure 1 : Représentation schématique du cycle de l'azote (d'après Mariotti 1982)

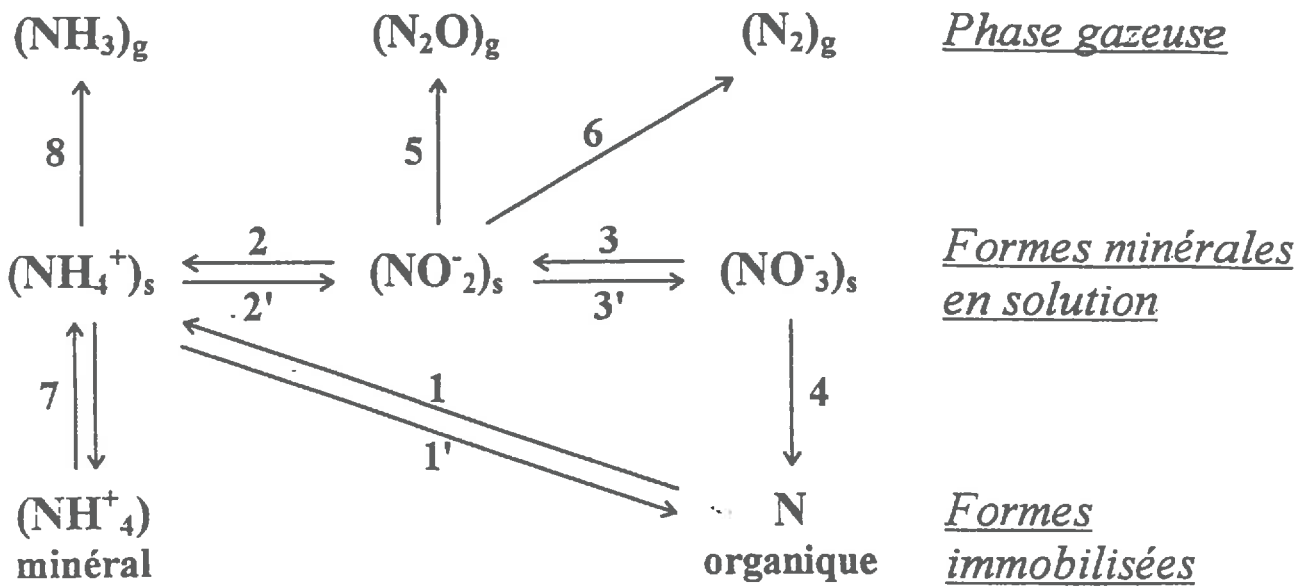
Introduction

Dans le sol, l'azote est présent pour environ 95% sous forme organique, et pour les 5% restants sous forme minérale (essentiellement nitrate et ammonium). L'azote organique est synthétisé à partir du diazote atmosphérique par fixation bactérienne (cyanophycées, rhizobium principalement) ou à partir de l'azote minéral apporté par les précipitations. A ces apports continuels s'ajoutent les formes organiques issues des résidus végétaux, et depuis quelques décennies les formes organiques et minérales provenant de la fertilisation azotée. La plus grande proportion d'azote minéral du sol provient cependant de la minéralisation de l'azote organique du sol, elle-même liée à décomposition des matières organiques du sol. L'azote minéral du sol peut être utilisé par les plantes (prélèvement racinaire), transporté (lessivage), revenir à une forme organique (organisation), ou retourner à l'atmosphère (volatilisation, dénitrification) (**figure 1**). Ainsi peut se résumer l'essentiel de ce que l'on appelle le *cycle de l'azote*. Cette notion de *cycle* prend toute sa signification si l'on considère qu'il existe de nombreuses formes moléculaires azotées (de valence -3 à +5 cf. **figure 2**), et que tout atome d'azote peut passer d'une forme moléculaire à une autre pour revenir à sa forme de départ (Stevenson 1982). Ces transformations de l'azote dans le sol interviennent simultanément et sont le résultat d'une combinaison complexe de mécanismes biologiques, physiques et chimiques.

1. Origine des recherches

Bien que l'azote minéral ne représente qu'une faible proportion de l'azote total du sol, il est à l'origine des fuites d'azote et de la pollution, des eaux souterraines d'une part, et de l'atmosphère d'autre part (NH_3 , NO_x). C'est essentiellement sous la forme nitrique (NO_3^-) que l'azote est susceptible d'être entraîné vers les systèmes aquifères, s'il n'est pas utilisé auparavant par les plantes ou par les micro-organismes.

La pollution des nappes par le nitrate soulève un grand nombre de questions qui peuvent être posées sur un plan général en terme d'enjeu environnemental, et sur un plan plus appliqué en terme d'enjeu agronomique.



Minéralisation	1
Organisation	1' et 4
Réduction dissimilatrice	2 et 3
Dénitrification	3, 5 et 6
Nitrification	2' et 3'
Immobilisation par désorption d'ions	7
Volatilisation	8

figure 2 : Les différentes formes d'azote présentens dans le sol et leurs principales transformations.

1.1. L'enjeu environnemental

Le défi actuellement posé aux agriculteurs est de concilier production agricole compétitive et respect de l'environnement. Ce problème se pose d'autant plus dans le cas du nitrate puisque ce dernier constitue un élément nutritif essentiel à la croissance des plantes. L'origine agricole de la pollution diffuse des eaux souterraines par l'ion nitrate est maintenant clairement identifiée. En Europe du Nord, elle est principalement liée à la présence d'azote nitrique dans les sols cultivés en automne, au moment de la reprise du drainage et lorsque les possibilités de prélèvement par les plantes sont faibles.

Les engrais azotés ont longtemps été suspectés d'être la cause directe de cette pollution (Backer and Johnson 1981, Prunty et Montgomery 1991, Roth and Fox 1990, Angle *et al.* 1993). En réalité, il semble qu'ils n'y contribuent directement que pour une faible part. Les études menées avec des engrais marqués ^{15}N montrent qu'au maximum 5% de l'azote de l'engrais est lessivé au cours de la culture (Recous *et al.* 1988, Recous *et al.* 1992, Balabane et Balesdent 1992, Denys et Mary. 1994). Le reste est soit directement utilisé par les plantes, soit assimilé par les micro-organismes, puis stocké sous forme organique dans le sol.

Une fertilisation raisonnée permet à la fois de maintenir un rendement optimum, et de réduire les pertes par lessivage de l'azote provenant de l'engrais à moins de 5 kg N ha^{-1} pendant l'hiver qui suit la culture (Rémy et Viaux 1980, Powlson 1988, Mary 1988, Recous *et al.* 1988). S'il est vrai que tout excès de fertilisation conduit à la présence d'azote minéral en quantités importantes après la récolte (Chaney 1990), le raisonnement de la fertilisation azotée n'est sans doute pas suffisant pour limiter les pertes d'azote de manière à ne pas polluer les nappes.

En effet, en optimisant les apports azotés en fonction des besoins des plantes, les pertes nitriques associées aux engrais restent faibles devant celles issues du sol (Denys *et al.* 1990, Addiscott *et al.* 1991). De plus, la période de fin d'été après la récolte offre naturellement des conditions favorables à la minéralisation. La minéralisation automnale s'avère souvent importante (plusieurs dizaines de kg d'azote minéral produits par hectare). Il semble par ailleurs que l'intensification de la production agricole au cours des vingt dernières années ait accru les capacités et l'intensité de minéralisation des sols (Johnston et Jenkinson 1989, Mary 1992). Outre la maîtrise de la fertilisation lors de la culture, il paraît donc indispensable de gérer le stock d'azote minéral en période d'interculture (Boiffin 1990, Machet et Recous 1995).

Par conséquent, toute la difficulté consiste à limiter les quantités d'azote minéral restant dans le sol après la récolte et à minimiser la production nette d'azote minéral entre la récolte et la période de reprise du drainage (Machet et Mary 1989).

D'un point de vue quantitatif, l'objectif à atteindre est fixé par la Directive Européenne 91/6/76, à $25 \text{ mg NO}_3 \text{ l}^{-1}$ pour la norme guide et à $50 \text{ mg NO}_3 \text{ l}^{-1}$ pour le seuil de potabilité des eaux destinées à la consommation. La dénitrification naturelle des eaux souterraines étant probablement limitée à certains types de nappes*, nous pouvons admettre

* *e.g.* les nappes captives (Mariotti *et al.* 1994) et les nappes contenant suffisamment de composés organiques solubles.

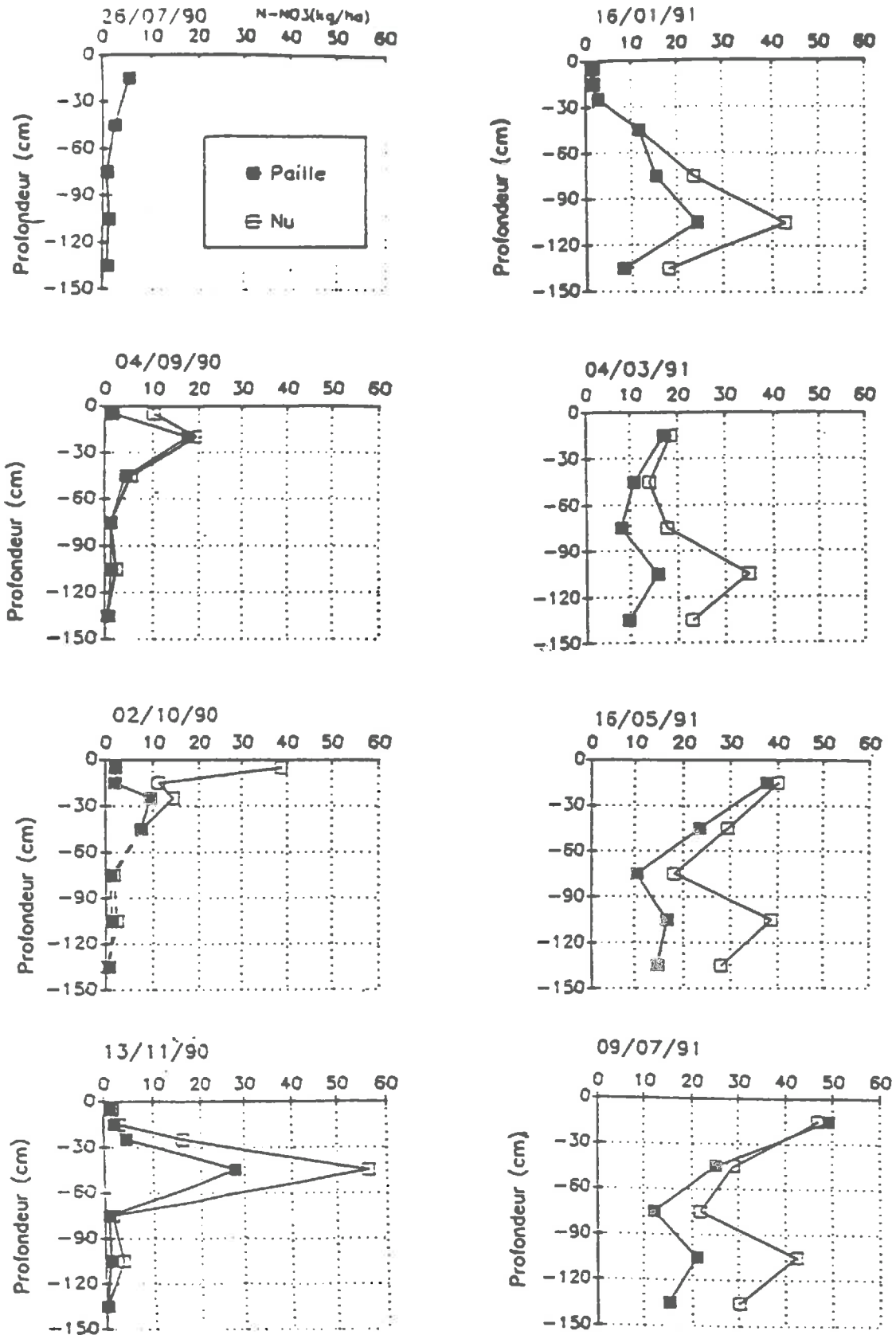


figure 3 : Influence de l'incorporation de paille de blé (8t MS/ha) sur le lessivage du nitrate (d'après Darwis 1993)

que le respect de ce seuil suppose que l'eau drainée, en moyenne sur une succession culturale type et à l'échelle du bassin d'alimentation de la nappe considérée, ne dépasse pas elle-même cette concentration. La concentration moyenne de l'eau drainée (C) au cours d'une période donnée est égale à la quantité d'azote lessivé (L) divisée par le volume d'eau percolée (D) :

$$C_{(\text{mg N l})} = L_{(\text{mg N})} / D_{(\text{l})} \quad \text{et} \quad C_{(\text{mg NO}_3 \text{ l})} = 442 \times L_{(\text{kg N ha})} / D_{(\text{mm})}$$

La quantité d'eau drainée varie, dans le Nord de la France, de 550 mm par an (région Ouest) à moins de 200 mm par an (Nord du Bassin Parisien), suivant le type de sol et la pluviométrie. De ce fait, la quantité d'azote lessivé à ne pas dépasser variera de 10 à plus de 60 kg N ha⁻¹ an⁻¹ (Simon et Le Corre 1992). La minéralisation automnale après récolte peut atteindre à elle seule cette dernière grandeur.

1.2. L'enjeu agronomique

Les mesures actuellement préconisées pour limiter le lessivage du nitrate au cours de l'interculture consistent soit à utiliser le surplus de nitrate avant qu'il ne soit lessivé (CORPEN 1991) par exemple en introduisant une culture intermédiaire, soit à limiter la production d'azote nitrique. Cette production étant la résultante des processus d'organisation et de minéralisation de l'azote, la limiter revient à inhiber la minéralisation et/ou à favoriser l'organisation du nitrate. Si les inhibiteurs spécifiques de la nitrification ont fait l'objet de plusieurs recherches, leur efficacité au champ est problématique (Guiraud 1990). Il semble donc plus facile de favoriser l'organisation du nitrate.

Une meilleure gestion des résidus de cultures pourrait être utilisée dans ce but. Les mesures d'incubation au laboratoire, avec un résidu pauvre en azote tel que la paille de blé, montrent que l'organisation nette peut atteindre 15 kg d'azote minéral par tonne de paille (Nomnick 1962, Recous *et al.* 1993). Des quantités inférieures ont cependant été observées au champ (Darwis 1993, Powlson *et al.* 1985). Dans des conditions favorables, l'incorporation des résidus de cultures peut donc permettre de réduire significativement le lessivage du nitrate (**figure 3**).

La vitesse de décomposition des résidus et l'effet de la décomposition sur le cycle de l'azote dépendent toutefois de nombreux paramètres : nature du résidu, évolution de ces résidus avant incorporation, date d'enfouissement, mode et profondeur d'enfouissement etc. L'efficacité de cette pratique est encore difficile à évaluer (Machet et Recous 1995). De plus, les effets à long-terme restent sujet à discussion. En définitive, s'il est très clairement montré au laboratoire que la quasi totalité des résidus végétaux provoque une organisation nette de l'azote au début de leur décomposition, il reste indispensable de mieux quantifier les effets de l'incorporation des résidus sur le cycle de l'azote en fonction des techniques culturales, à court terme et à moyen terme.

Une bonne gestion de l'interculture suppose donc une bonne compréhension des processus de minéralisation et d'organisation de l'azote dans le sol, qui dépendent eux-mêmes surtout des processus de décomposition des matières organiques fraîches (racines et résidus restant de la culture précédente).

Pour prévoir et maîtriser les pertes de nitrate vers les eaux souterraines, il est nécessaire de prévoir d'une façon dynamique et quantitative (à une dizaine de kg ha⁻¹ près) l'évolution de l'azote minéral dans le sol, notamment pendant l'interculture.

1.3. Apports de la modélisation du cycle de l'azote

Etant donné la diversité et l'interdépendance des processus impliqués dans la détermination du stock d'azote minéral en période d'interculture, la modélisation est apparue comme une voie incontournable pour appréhender ce système complexe dans sa globalité et de façon quantitative. Elle devrait permettre également de proposer des améliorations à apporter aux itinéraires techniques pour mieux respecter l'environnement en testant les conséquences de différents scénarios agronomiques.

1.3.1. Différentes approches de modélisation du cycle de l'azote

Depuis les années 70, la modélisation du cycle de l'azote a été utilisée pour synthétiser l'ensemble des connaissances acquises sur chaque mécanisme (Shaffer et al. 1969, Beek et Frissel 1973). Le développement des modèles s'est ensuite effectué suivant deux approches distinctes par leurs objectifs et par l'échelle de temps et d'espace qu'elles considèrent : l'approche fonctionnelle et l'approche mécaniste.

Les **modèles fonctionnels** sont développés dans un objectif opérationnel, de gestion de l'azote dans le cas présent. Ils s'appliquent sinon à l'échelle du bassin versant, du moins à celle de la parcelle cultivée. Les **modèles mécanistes** visent à une meilleure compréhension des processus et de leurs interactions. Ils sont fondés sur les lois "*universelles*" permettant de décrire les différents mécanismes impliqués. Ces lois sont établies pour la plupart à une échelle macroscopique (volume de sol concerné $\approx 1 \text{ m}^3$). La tendance actuelle est de privilégier les modèles "mécanistes" parce qu'ils ont une portée plus générale, et qu'ils regroupent l'ensemble des connaissances établies sur les mécanismes qu'ils prennent en compte. Ils paraissent de ce fait plus satisfaisants d'un point de vue conceptuel que les modèles fonctionnels, plus empiriques.

1.3.2. Les modèles "couplés "

De nombreux modèles mécanistes ou partiellement mécanistes ont ainsi été proposés pour mieux comprendre et quantifier l'évolution de l'azote minéral dans le sol. Ces modèles associent nécessairement les processus physiques et chimiques qui déterminent le cycle de l'azote. Du fait du métabolisme hétérotrophe des micro-organismes responsables des transformations de l'azote dans le sol (hormis la nitrification), le devenir de l'azote se trouve intimement lié à celui du carbone. Aussi la grande majorité de ces modèles considèrent les transformations du carbone. Ces modèles prennent également en compte les transferts d'eau et de chaleur. La microflore du sol est effectivement sensible à la température et à l'état hydrique du sol. Les transferts d'eau gouvernent la plupart des facteurs environnementaux contrôlant l'activité microbienne (potentiel matriciel, température, pression partielle de l'oxygène et du CO_2). L'eau du sol constitue également le vecteur des solutés et gouverne de ce fait la disponibilité des nutriments pour la microflore. Certains modèles prennent en compte également les transferts gazeux intervenant directement sur le cycle de l'azote (N_2O , NH_3), ou indirectement au travers de l'activité microbienne (O_2 ou CO_2). Enfin d'autres modèles prennent en compte la plante.

1.3.2.a. Caractéristiques générales de ces modèles

Dans une revue de 14 modèles couplant les processus de transformations biologiques du carbone et de l'azote et les transferts de masse et d'énergie, de Willingen (1991) constate que ces modèles diffèrent plus dans le nombre de processus pris en compte que dans la façon dont ils considèrent ces processus (*cf.* annexe I).

Une représentation compartimentale est adoptée pour les processus biologiques. Le nombre de compartiments et les cinétiques des réactions considérées entre ces compartiments sont variables d'un modèle à l'autre. Cependant les relations considérées entre les différents pools restent fondées sur le même concept de base, à savoir que la relation entre la dynamique du carbone et de l'azote est déterminée par le rapport C/N des compartiments organiques considérés (dont la biomasse microbienne).

Dans l'ensemble de ces modèles, la formulation adoptée pour les transferts de masse repose sur la loi de conservation de la masse et les lois phénoménologiques mécanistes établies au 19^e siècle à l'échelle macroscopique pour des milieux continus, saturés et en régime permanent (*i.e.* loi de Darcy, loi de Fick), généralisées au cas du sol pour des transferts transitoires en conditions non saturées (équation de Richards pour l'eau, équation de convection-dispersion pour les solutés).

1.3.2.b. Intérêts et limites des modèles couplés existants

Ces modèles présentent l'intérêt de simuler l'évolution de l'azote minéral d'une manière dynamique, ce qui est essentiel à la prévision du lessivage du nitrate, et *a fortiori* de processus plus épisodiques et plus locaux tels que la volatilisation ou la dénitrification. Du fait qu'ils considèrent les processus couplés et l'effet des facteurs du milieu sur l'activité biologique, ces modèles sont normalement adaptables à un grand nombre de situations. Ils représentent enfin un outil potentiel pour la conduite plus raisonnée des expérimentations, pour générer éventuellement des bases de données virtuelles qui permettraient d'effectuer des études d'impact environnemental, de créer ou de tester des modèles plus simplifiés à objectif plus opérationnel.

Cependant, avant d'utiliser raisonnablement ces modèles, plusieurs difficultés restent à surmonter. Au terme de sa revue, de Willingen conclut, comme dans un précédent travail de comparaison de modèles (de Willingen et Neeteson 1985), que les principaux problèmes résident encore dans la modélisation des processus microbiens. Si la croissance du peuplement et l'absorption d'azote par les plantes sont en général bien décrites, la dynamique de l'azote minéral du sol et *a fortiori* son transfert sont mal restitués par l'ensemble de ces modèles (**tableau 1**).

La nécessité de considérer les écoulements préférentiels (①) et l'organisation de l'azote minéral (②) apparaissent indispensables et prioritaires pour expliquer les écarts. Sont ensuite invoqués les problèmes inhérents à la détermination des paramètres, notamment des paramètres hydrodynamiques (③), les difficultés pour discuter des écarts observés pour des processus couplés (④), les problèmes liés à la représentation de l'hétérogénéité de la composition des matières organiques (⑤), l'inadéquation entre les variables mesurées pour la validation et les variables de sortie des modèles (⑥), le besoin d'affiner les lois d'actions de la température et de l'humidité (⑦), les problèmes liés à la modélisation de la croissance du couvert végétal et de l'absorption de l'azote par les plantes (⑧), et enfin l'inadéquation des conditions aux limites imposées par rapport aux exigences des modèles (⑨).

<i>modèle</i> (1er auteur)	<i>écarts simulations - observations</i> pour NO ₃ et θ (= teneur en eau)	<i>discussion</i>	
[A] (Cabon)	- pas de validation pour les transferts..... - mauvaise restitution de NO ₃ -sol.....	= inadéquation données - modèle = besoin de partitionner la MO minéralisable	⑥ ⑤
[B] (Ramos) LEACHM	- surestimation de θ et sousestimation consécutives du lessivage de NO ₃	= mauvaise relation $\psi(\theta)$ $\psi(\theta)$: équation de Hutson et Cass (1987)	③
[C] SOILN (Bergström)	- tendance à sousestimer NO ₃ -sol..... - surestimation de NO ₃ -plante..... - mauvaise restitution du lessivage.....	= mauvaise prise en compte de la minéralisa- -tion de MO jeunes & difficultés pour dissocier les effets plante des effets sol	⑦ ⑤ ④
[D] ANIMO (Rijtema)	- bonne restitution du NO ₃ -sol dans la couche 0-40 cm mais pas pour 0-100 cm.....	= mauvaise caractérisation hydrodynamique & écoulements préférentiels	③ ①
[E] (Grant)	- sousestimation de NO ₃ -plante..... - sousestimation du lessivage NO ₃	= mauvaise caractérisation géométrie racines = écoulements préférentiels	⑧ ①
[F] (Lafolie) MATHILDE	- surestimation NO ₃ -sol après fertilisation..... - mauvaise restitution de NO ₃ drainé et θ	= besoin de tenir compte de l'organisation = écoulements préférentiels	② ①
[G] SWATNIT (Vereecken)	- surestimation de θ - ajustement de l'isotherme d'adsorption NH ₄ pour restituer bons NO ₃ -sol.....	= mauvais $K(\theta)$ -i.e. Gardner (1958) = pas plus de discussion possible pour NO ₃	③ ④
[H] DAISY (Hansen)	- bons résultats pour NO ₃ -sol et plante..... - mauvaises restitutions de θ	= trop de calage pour discuter plus sur NO ₃ = écoulements préférentiels	④ ①
[I] (Groot)	- surestimation de θ - mauvaise restitution de NO ₃ -sol en absence de plante uniquement.....	= $\psi(\theta)$ non représentatif du site de mesure ou : phénomènes d'hystérésis = compensation effet plante - effet sol	③ ④
[J] (Kersebaum)	- surestimation NO ₃ -sol après fertilisation.....	= besoin de tenir compte de l'organisation ou de la fixation rapide de NH ₄ échangeable	② ⑤
[K] (Whitmore)	- surestimation NO ₃ -sol après fertilisation..... - sousestimation du NO ₃ -plante.....	= dénitrification + fixation rapide de NH ₄ e = paramètres par défaut (UK) non adaptés	⑤ ⑥
[L](Mirschel) TRITSIM	- NO ₃ -plante et NO ₃ -sol : importants écarts qui augmentent après fertilisation.....	= besoin de tenir compte de l'organisation	②
[M] SLIM (Addiscott)	- surestimation NO ₃ -sol après fertilisation.....	= besoin de tenir compte de l'organisation ou la fixation rapide de NH ₄ e	② ⑤
[N] SOILN (Eckersten)	- faibles écarts pour NO ₃ -plante..... - mauvaises restitution du lessivage et θ	= mauvais paramètres de croissance = écoulements préférentiels	⑧ ①

tableau 1 : Récapitulatif des écarts constatés entre les simulations données par différents modèles couplés et les observations. Bilan des raisons invoquées par les auteurs pour expliquer ces écarts.

<i>modèle (1er auteur)</i>	<i>écarts simulations - observations pour NO₃ et θ (= teneur en eau)</i>	<i>discussion</i>
[O] NCSWAP (Menasseri)	- mauvaise restitution de NO ₃ -sol en avril de 0 à 60 cm.....	= besoin de tenir compte l'influence des ΔT° journaliers sur la minéralisation (au lieu de Tmoy hebdomadaire) ⑦
	- sousestimation de NO ₃ -sol en avril de 60 à 120 cm.....	= présence d'eau immobile à considérer ①
[P] SOILN (Johnsson)	- écarts pour NO ₃ -sol 0-45 cm.....	= mauvaise description des lois d'action T° et θ ⑦
	- mauvaise restitution de la minéralisation en automne et au printemps.....	= besoin de considérer une phase labile dans les résidus ②
	- écarts pour NO ₃ -sol de 45-100 cm.....	= considérer l'influence de la teneur en eau sur les écoulements (situation sol sec et humide) ③
[Q] (Whitmore)	- sousestimation du NO ₃ -sol organisé.....	= besoin considérer les exudats racinaires ②
	- mauvaise restitution de θ pour l'un des sols.	= caractéristiques hydrodynamiques obtenues sur un autre site non représentatives ③
	- mauvaise restitution des importantes variations de θ en périodes sèches et humides.....	= limite du modèle à réservoirs pris pour l'eau ⑥
[R] DAISY (Svendsen)	- mauvaise restitution de θ et NO ₃ -sol pour le sol irrigué.....	= besoin de considérer la variabilité spatiale de l'irrigation et les écoulements rapides ①
	- sousestimation de la minéralisation du sol au moment de la culture (mai-juin).....	= sousestimation de la température lorsque le sol est couvert ; inadéquation des conditions imposées à la limite supérieure ⑨

De [A] à [N] : modèles testés sur une même base de données hollandaise obtenue sur deux ans (1983-84) en période de culture (janv-août) pour trois limons argileux différents et divers apports d'azote (0, 60, 110, 120, 150 kg N ha⁻¹ an⁻¹), rotation blé - orge (de Willingen 1991);

[P] : modèle testé sur 3 ans en Suède (1981-83) sur un même sol avec 2 traitements : orge non fertilisé, orge avec 120 gk N ha⁻¹ an⁻¹ (Johnsson *et al.* 1987);

[O] : modèle testé en période d'interculture (oct 92 - mai 93) sur un sol limoneux (Grignon) avec deux traitements : sol nu, sol avec résidus de maïs (= culture précédente non amendée) (Menasseri 1994);

[Q] : modèle testé sur 3 types de sols pendant 2 ans (1990-91), avec une rotation blé-betterave-blé (Whitmore 1995);

[R] : modèle testé sur un an de mesures et pour 2 sols : limoneux avec culture intensive de blé (1989), sol sableux irrigué avec culture intensive de betterave (1990) (Svendsen *et al.* 1995)

Ces conclusions, bien que très liées aux bases de données utilisées pour évaluer ces modèles, sont révélatrices des limites des modèles couplés existants déjà signalées par de nombreux auteurs (Hétier *et al.* 1989, Beckie *et al.* 1995, Clemente *et al.* 1994, Mary *et Guérif* 1994). Elles soulignent les points suivants :

1. **La nécessité d'une représentation plus homogène des mécanismes de transferts et des transformations de l'azote.** Il faut noter à cet égard que ces modèles ont souvent été conçus pour répondre à un objectif particulier. L'accent est alors mis sur les mécanismes de transferts (*cf.* annexe I : modèles [B], [F] et [M]), ou sur les processus biologiques (*e.g.* modèle NCSWAP : Clay *et al.* 1985; modèle [Q] du **tableau 1** : Whitmore 1995) suivant que l'objectif initial concerne la pollution nitrique ou la gestion de l'azote et du carbone dans le sol. Les différences entre modèles proviennent également des centres d'intérêts et des compétences de leurs concepteurs (Vauclin 1990). Les agronomes ou les microbiologistes considèrent souvent un système quasi-statique. Les hydrogéologues ou les physiciens ont longtemps négligé l'action de la biologie sur les transferts du nitrate.

Le déséquilibre observé dans la représentation des processus biologiques et physiques dans ces modèles couplés tient aussi à l'état d'avancement différent dans la connaissance de ces deux ensembles. La grande diversité qui apparaît dans la description de la minéralisation de l'azote s'explique effectivement par le manque de connaissances sur les matières organiques et la biomasse microbienne et par les difficultés de mesure des processus biologiques. En comparaison, la formulation relativement identique adoptée pour les transferts de masse dans l'ensemble de ces modèles (équation de Richards et équation de convection-dispersion) témoigne peut être d'une meilleure connaissance globale des lois physiques qui régissent ces mécanismes. Cependant, les problèmes d'acquisition des paramètres hydrodynamiques et d'écoulements préférentiels révèlent autant un manque de connaissances que les contraintes imposées par le cadre hypothétique des équations mécanistes adoptées, et la difficulté d'obtenir des mesures représentatives à l'échelle macroscopique.

2. **Les difficultés rencontrées pour déterminer les paramètres et évaluer de tels modèles couplés.** Les paramètres requis pour résoudre les équations de transfert de ces modèles sont généralement obtenus par ajustement, ce qui limite considérablement les possibilités de validation de ces modèles. Les modules de transformations biologiques requièrent l'acquisition de nombreux paramètres ou variables. Certains ne sont pas accessibles à la mesure. Les modèles les plus complexes, qui se veulent aussi les plus complets – *e.g.* DAISY (Hansen *et al.* 1991), ANIMO (Rijtema *et Kroes* 1991), le modèle [E] (Grant 1991) – ne peuvent être que partiellement validés. En effet, les parties correspondant à des processus non mesurables ou à des paramètres ajustés constituent autant de "boîtes noires" qui ne pourront jamais être contrôlées. Les modèles les plus simples semblent généralement plus en accord avec les observations que les modèles les plus complexes. Mais cela ne signifie pas que le mode de représentation qu'ils adoptent soit meilleur, ni plus réaliste. Ces modèles sont seulement moins sujets aux erreurs d'estimation des paramètres et des variables d'entrée, et plus faciles à caler. Il s'avère par ailleurs qu'aucun modèle simplifié ne fait preuve d'une précision meilleure que 20 kg N ha⁻¹ (Addiscott *et Whitmore* 1987, Otter-Nacke *et Kuhlmann* 1991, Whitmore 1995).
3. **La nécessité d'une meilleure prise en compte des processus rapides** tels que l'organisation nette de l'azote minéral et les écoulements préférentiels. Ce besoin est d'autant plus crucial en période d'interculture, que d'une part l'organisation de l'azote peut être induite notamment par un apport de résidus de cultures, et que d'autre part les écoulements préférentiels se produisent notamment lorsque le sol est déjà bien humide.

1.3.3. Que conclure des modèles couplés existants ?

Nous pouvons conclure qu'il n'existe pas actuellement de modèle dynamique de l'azote dans le sol, développé dans un but cognitif, dont les performances aient été évaluées et les limites identifiées. Cela témoigne autant de lacunes dans la connaissance des processus que de problèmes inhérents à la manière dont sont synthétisées ces connaissances dans les modèles et d'un manque de données exhaustives obtenues à long-terme.

Dans la mesure où le domaine de validité de ces modèles reste mal cerné pour la teneur en eau, la température et le transport du nitrate, il est difficile de discuter de l'influence des différents processus physiques ou biologiques sur le déterminisme de l'azote minéral du sol. Nous soulignons par ailleurs qu'il existe des problèmes tant au niveau de la modélisation du transport des solutés qu'au niveau des processus biologiques. Néanmoins, étant donné que les processus biologiques semblent être les plus limitants, deux questions peuvent se poser au sujet des modèles couplés de simulation des transformations et du transfert de l'azote dans le sol :

- **Est-il actuellement possible de paramétrer correctement et d'évaluer les modèles biogéochimiques du cycle de l'azote dans le sol ?**
- **Possède-t-on un modèle de simulation des transferts d'eau, de masse et de chaleur suffisamment précis et testé pour permettre d'évaluer un modèle de simulation des transformations de l'azote et du carbone dans le sol ?**

2. Objectifs de ce travail

2.1. Motivations générales

Il résulte de l'analyse précédente que l'amélioration des connaissances sur la dynamique de l'azote dans le sol nécessite des progrès tant sur le plan cognitif que sur le plan quantitatif.

Du point de vue quantitatif, l'évolution de l'azote minéral doit être prédite au cours du temps avec une précision de l'ordre de $10 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ sur une année. La période critique reste la période hivernale, pouvant déborder en automne et au printemps. Le respect de cet ordre de grandeur de précision implique non seulement une bonne prédiction des processus de transferts qui interfèrent avec les processus biologiques de transformations de l'azote à cette période, mais aussi de prendre en compte de façon précise et dynamique l'organisation et la minéralisation de l'azote. Cela impose la prise en compte d'au moins deux fractions organiques : la matière humifiée native du sol, et les matières organiques fraîches apportées.

Du point de vue cognitif, l'effort doit être porté à la fois sur les processus biologiques de transformations de l'azote et du carbone dans le sol, et sur leurs interactions avec les processus physiques de transferts de masse et d'énergie. Nous avons vu que les modèles couplés qui devraient permettre ces progrès ne sont pas tout à fait satisfaisants sur ce point, car trop hétérogènes dans la façon dont ils considèrent ces différents processus. Ils ne sont par ailleurs souvent pas testés et ne permettent pas l'identification des facteurs prépondérants intervenant dans le couplage des mécanismes biologiques et physiques. Nous pensons, comme certains auteurs (de Willigen 1991, Mary et Guérif 1994, Hansen *et al.* 1995), qu'une voie d'amélioration de ces modèles consisterait à ne considérer dans un premier temps, que les mécanismes et les compartiments les plus fondamentaux et les plus accessibles à la mesure. Il s'agit en fait de mieux valider les parties les plus contrôlables de

ces modèles, et de faire en sorte que leur sensibilité ne soit plus faussée par la prise en compte de processus impossibles à vérifier dans l'état actuel des connaissances.

Néanmoins, il nous apparaît important de ne pas trop simplifier le système modélisé. Le modèle doit en effet rester utilisable dans un grand nombre de situations. Il est également indispensable qu'il considère les principaux mécanismes physiques entrant en interaction avec les transformations biologiques de l'azote dans le sol. Enfin, les mécanismes biologiques et physiques doivent être décrits avec le même degré de précision et pour une même échelle. L'approche mécaniste nous paraît de ce fait être la plus adaptée. Une telle démarche s'inscrit dans une approche de "Génie des Procédés" jugée pertinente et souhaitable par M. Vauclin (1990) pour espérer progresser dans la modélisation des systèmes complexes tels que le cycle de l'azote.

2.2. Objectifs et démarche d'étude

Ce travail constitue la phase exploratoire d'un projet plus global de collaboration entre la station d'Agronomie de l'I.N.R.A. de Laon et la station Science du Sol de l'I.N.R.A. d'Avignon (**tableau 2**).

<i>Travail</i>	<i>Intervenants</i>
1- Réalisation du modèle couplé	
- partie physique (MATHILD)	F. Lafolie
- couplage transferts - bilan d'énergie	F. Lafolie
- partie biologique (CANTIS)	B. Mary
- couplage biologie-physique	F. Lafolie
2- Acquisition des mesures <i>in situ</i>	
- installation des capteurs	C. Néel, E. Venet, B. Bes
- mesures physiques et climatiques	C. Néel
- mesures biologiques (flux N et C)	C. Aita
- suivi de l'azote minéral ($\text{NO}_3^- + \text{NH}_4^+$)	C. Néel, E. Venet, L. Thouant, A. Bird
- étalonnage - suivi des capteurs	C. Néel, O. Marloie
- traitement des données biologiques	C. Aita
- traitement des données physiques	C. Néel
3- Dosages des échantillons au laboratoire	
- extraction de l'azote minéral (KCl), préparations des dosages	D. Varoteaux, M. Boucher
- dosages azote minéral, chorures, pluies	G. Alavoine, C. Leger
- dosages $^{15}\text{NO}_3^-$	O. Delfosse
4- Détermination des paramètres du modèle	
- Paramètres de transferts d'eau, de chaleur et de solutés	C. Néel, F. Lafolie, D. Mohrath, M. Bourlet, B. Bes, P. Souday
- Paramètres de transformations C-N	B. Mary, S. Recous, C. Aita, D. Robin
5- Evaluation du modèle	
- Simulations	C. Néel, F. Lafolie
- Confrontation simulation / observation	C. Néel

tableau 2 : Répartition du travail effectué dans le cadre de cette thèse par les équipes techniques et scientifiques des stations INRA Agronomie-Laon et Science du sol-Avignon.

L'objectif est de réaliser et d'évaluer un modèle mécaniste qui couple les transformations biogéochimiques du carbone et de l'azote dans le sol avec les transferts de masse et d'énergie. Nous cherchons à répondre plus particulièrement aux attentes évoquées précédemment sur le besoin d'une meilleure compréhension des interactions entre les processus biologiques et physiques, et d'une évaluation plus poussée des modèles de transformations de l'azote et du carbone. Un tel modèle n'est pas nécessairement destiné à des applications "directes", mais devrait plutôt constituer une référence pour la planification d'expérimentations au laboratoire ou *in situ*. Il peut surtout servir à l'évaluation des performances et du domaine de validité de modèles simplifiés, plus faciles à utiliser.

Dans un premier temps, il n'est question que de vérifier la pertinence de la représentation des transformations biologiques et de leur couplage avec les mécanismes de transferts de masse et de chaleur dans le sol. La démarche générale adoptée consiste à partir des connaissances actuelles sur les mécanismes, en ne retenant que ceux qui déterminent directement l'évolution de l'azote minéral dans le sol. Nous nous plaçons pour ce faire à l'échelle de résolution des équations mécanistes utilisées dans le modèle (*i.e.* quelques mètres carrés) et à l'échelle d'un cycle cultural. Il est essentiel par ailleurs de considérer deux sources de matières organiques minéralisables : les matières fraîches apportées et la matière organique stabilisée que nous désignons par "humus". Nous négligeons les processus que l'on pense être quantitativement peu importants à l'échelle où nous travaillons. Nous ne prenons pas non plus en compte les pertes gazeuses (dénitrification du nitrate et volatilisation de l'ammonium). Nous ferons également l'impasse sur ce que l'on a usage d'appeler la "protection physique de la matière organique". Dans un premier temps, la plante est volontairement exclue du système étudié pour tester la restitution des transformations de l'azote et du carbone dans le sol avec plus de précision.

Il s'agit plus précisément dans ce travail, de répondre aux trois objectifs suivants :

1er Objectif : Réalisation d'un modèle déterministe et mécaniste décrivant les processus biologiques et physiques avec le même degré de précision.

Plutôt que d'envisager l'amélioration d'un modèle couplé existant, nous avons choisi de partir de deux modèles mécanistes, et de les coupler :

- le modèle MATHILD de transfert d'eau de chaleur et de soluté, développé par François Lafolie (Lafolie 1991), qui a été couplé à un modèle de bilan d'énergie à la surface (Passerat de Sillans *et al.* 1989)
- le modèle CANTIS de transformations de l'azote et du carbone, réalisé au cours de ce projet par Bruno Mary.

Ces modèles ont été spécifiquement conçus pour simuler les mécanismes physiques, pour le premier, et les processus biologiques pour le second. Ils considèrent ces processus à la même échelle macroscopique. Nous espérons ainsi obtenir un modèle couplé homogène dans sa façon de décrire les mécanismes biologiques et physiques. Le couplage de ces deux modèles a été effectué par F. Lafolie au cours de ce projet. Mon travail a consisté plus particulièrement à acquérir les données permettant de vérifier le bon choix des modalités du couplage et à évaluer les lacunes et les forces du modèle couplé.

2ème Objectif : Acquisition d'une base exhaustive et continue de données, tant du point de vue des mécanismes biologiques, que du point de vue des mécanismes physiques.

Il s'agit d'évaluer les performances du modèle couplé à l'échelle d'un cycle cultural. Une expérimentation *in situ* a été conduite de septembre 1993 à octobre 1994 dans ce but. Elle a consisté à mesurer au départ les conditions initiales, et par la suite de façon continue, les variables nécessaires aux simulations (conditions aux limites), et les variables d'état utiles à l'évaluation du modèle. L'évolution des différents compartiments organiques considérés dans le modèle (azote organique, biomasse totale, matières organiques du sol, résidus), ainsi que les cinétiques des transformations associées à ces compartiments (décomposition, organisation / minéralisation), ont été mesurées parallèlement sur le même site expérimental, et font l'objet de la thèse de Celso Aita (1996). Deux traitements ont été considérés : avec et sans incorporation de paille de blé. Nous séparons ainsi les transformations de l'azote liées à la minéralisation dite « basale » du sol de celles issues de la décomposition de matières organiques fraîches.

L'acquisition de l'ensemble de ces mesures constitue un objectif en soi. C'est une condition nécessaire pour prétendre valider un modèle complexe et s'assurer de sa pertinence sur une longue période. Outre notre souci d'évaluation du modèle réalisé dans le cadre de ce projet, l'intérêt d'un jeu de données complet réside dans les possibilités qu'il offre *a posteriori*, pour utiliser et tester d'autres modèles plus simplifiés ou au contraire plus complexes.

3ème Objectif : Evaluation du modèle couplé

Les simulations sont confrontées aux mesures effectuées lors de l'expérimentation évoquée précédemment. Etant donné que l'étude porte sur le couplage des processus biologiques et physiques, nous avons choisi de tester le modèle couplé à l'aide des variables d'état (potentiel de l'eau, teneur en eau et température), et des variables résultant de l'interaction des divers processus, à savoir l'azote minéral (nitrate et ammonium), le carbone minéralisé, le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol.

Cependant ces comparaisons ne peuvent constituer une validation, ou plutôt une évaluation du modèle que si :

- ces mesures sont réalisées dans le cadre des hypothèses du modèle,
- les paramètres du modèle sont obtenus indépendamment de ces mesures.

Nous nous sommes donc plus attachés dans notre protocole expérimental, à vérifier les hypothèses imposées par le modèle qu'à nous placer dans les conditions habituelles de pratiques agricoles. Nous avons pris soin, autant que faire se peut, d'acquérir les paramètres de manière indépendante. Nous avons essayé notamment de déterminer les paramètres hydrodynamiques avec le plus de précision possible de façon à faciliter l'interprétation des écarts entre mesures et simulations, et à dissocier dans les écarts de concentrations de nitrate notamment, la part de ceux liés aux options choisies dans la modélisation des processus biologiques, de ceux résultant de la modélisation des mécanismes physiques.

2.3. Présentation de la thèse

La suite du document s'articule autour de ces 3 objectifs. Dans le premier chapitre sont présentées les bases théoriques de la modélisation de la dynamique de l'azote dans le sol, des processus de transferts, et de leur couplage. Dans le deuxième chapitre correspondant aux matériels et méthodes, sont décrits le modèle couplé proposé dans le cadre de ce travail et la démarche expérimentale adoptée pour valider ce modèle. La détermination des paramètres, est présentée dans les chapitres suivants. Enfin, le dernier chapitre traite de l'analyse des résultats des simulations et de l'évaluation du modèle couplé.

1.

Bases théoriques de la modélisation

Ce chapitre analyse les bases théoriques sur lesquelles reposent les modèles déterministes et mécanistes couplant les processus physiques et biologiques. Il s'agit d'étudier notamment celles qui permettent d'expliquer les limites et les principales hypothèses de ces modèles. Nous nous attacherons surtout à expliquer l'origine des différences entre modèles, les raisons des écarts entre simulations et observations décrits dans la littérature. Nous nous intéresserons notamment aux problèmes inhérents au couplage des processus physiques et biologiques dans les modèles. Le couplage intervient principalement à trois niveaux :

- **au niveau des transformations de l'azote et du carbone** : le bilan de la consommation et de la production d'azote minéral par la microflore du sol détermine les quantités de nitrate susceptibles d'être lessivées ;
- **au niveau des lois d'action des facteurs abiotiques sur l'activité biologique** : les teneurs en eau et les températures résultant des transferts d'eau et d'énergie dans le sol interviennent sur les cinétiques des transformations biologiques ;
- **au niveau des transferts d'eau, de chaleur et de solutés** qui déterminent d'une part les facteurs de variation des biotransformations de l'azote et du carbone et d'autre part la répartition du nitrate dans le profil de sol.

Nous nous focaliserons donc plus particulièrement sur les bases théoriques et la façon dont sont modélisés les processus intervenant à ces trois niveaux.

1. Modélisation de la dynamique du carbone et de l'azote dans le sol

Les modèles de transformations de l'azote et du carbone développés au cours des 20 dernières années reposent tous sur les concepts suivants :

- les différents compartiments organiques sont caractérisés par un taux de dégradation caractéristique;
- l'azote et le carbone sont reliés par l'intermédiaire du rapport C/N de ces pools organiques.

Ces modèles présentent cependant de nombreuses différences, qui se traduisent par une grande diversité des compartiments organiques considérés et des lois cinétiques appliquées aux transformations de l'azote d'une part (*cf.* annexe I), et par différentes options choisies pour relier le cycle du carbone à celui de l'azote d'autre part.

modèle	équation (forme différentielle)	caractéristiques
I ordre 0	$-dS/dt = k_1$ $k_1 = v_{\max} X_0$	
II Monod sans croissance $0 \leq \text{ordre} \leq 1$	$-dS/dt = k_1 S / (K_s + S)$ $k_1 = v_{\max} X_0$	niveau de saturation = K_s point de 1/2 saturation = $K_s/2$
III ordre 1	$-dS/dt = k_3 S$ $k_3 = v_{\max} X_0 / K_s$	
IV Logistique	$-dS/dt = k_4 S (S_0 + X_0 - S)$ $k_4 = v_{\max} / K_s$	asymptote : $S_{\infty} = K_s$ point d'inflexion: $S_I = (S_0 + X_0) / 2$
V Monod avec croissance	$-dS/dt = \frac{[v_{\max} S (S_0 + X_0 - S)]}{(K_s + S)}$	niveau de saturation = K_s point de 1/2 saturation = $K_s/2$
VI Logarithmique	$-dS/dt = v_{\max} (S_0 + X_0 - S)$	asymptote : $S_{\infty} = K_s$

tableau 3 : Principaux modèles utilisés pour décrire la cinétique de dégradation ($-dS/dt$) d'un substrat S en fonction de la population microbienne initiale (X_0) et de la quantité initiale de substrat (S_0)

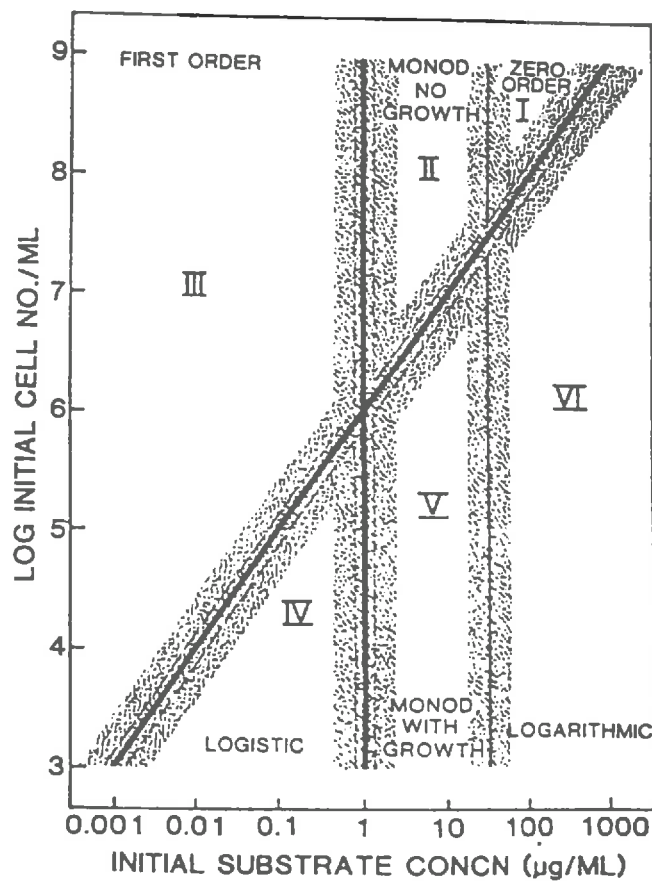


figure 4 : Repartition des 6 cinétiques rapportées dans le tableau 3 en fonction de la teneur initiale en substrat (S_0) et de la densité initiale de population (X_0) (Simkins *et al.* 1984)

L'analyse de ces différences permet de mieux cerner les limites de ces modèles et les écarts existant entre les observations et les simulations obtenues par ces modèles.

Nous nous proposons en premier lieu d'analyser les connaissances sur **la biomasse et les pools organiques** du sol pour expliquer la disparité des pools organiques et des cinétiques de transformation de l'azote considérées dans les modèles. Nous analyserons en second lieu les connaissances sur **les relations entre le carbone et l'azote**.

1.1. Biomasse et pools organiques

Les principales transformations de l'azote dans le sol (minéralisation, organisation, nitrification et dénitrification) sont le fait de l'activité de micro-organismes bactériens ou fongiques. La mésofaune intervient également, mais dans une moindre mesure dans les sols cultivés des régions tempérées tout au moins (Griffiths 1994, Kretzschmar et Ladd 1993). Mis à part les bactéries nitrifiantes et certains organismes responsables de la fixation de l'azote atmosphérique, les micro-organismes impliqués dans les transformations de l'azote sont hétérotrophes. La biomasse microbienne représente à la fois une source (minéralisation) et un puits (organisation) d'azote. Bien qu'elle ne représente qu'une petite proportion de la matière organique totale du sol, elle constitue le principal moteur des transformations du carbone et de l'azote dans le sol et impose de ce fait sa dynamique au système (Paul et Voroney 1980, Marumoto *et al.* 1982, Smith et Paul 1990).

1.1.1. La biomasse : moteur des transformations de C et N

Les nombreuses études concernant le métabolisme et la caractérisation de la biomasse microbienne intervenant dans le cycle de l'azote recouvrent plusieurs domaines scientifiques (biologie moléculaire, microbiologie, écologie microbienne), correspondant chacun à différents niveaux d'observation (molécule, cellule ou culture pure, population mixte).

1.1.1.a. Etudes de souches isolées de micro-organismes

◆ Notions de base sur le métabolisme des micro-organismes

Le métabolisme des micro-organismes est déterminé par la disponibilité en nutriments : en phosphate (Rhee 1974, Robertson et Button. 1979), en azote (Maske 1982) et en carbone (Koch 1979). Le carbone reste l'élément le plus limitant pour la biomasse hétérotrophe, si bien que l'activité microbienne est souvent décrite en fonction de l'évolution du substrat organique dégradé.

Les études réalisées en conditions contrôlées sur des souches isolées et pour un type de substrat montrent que l'évolution de la dégradation du substrat en fonction du temps suit une courbe analogue à celle d'une réaction enzymatique. Plusieurs équations (**tableau 3**) ont été proposées pour rendre compte de cette évolution. Ces différents modèles s'expliquent plus par la diversité des conditions expérimentales (durée d'incubation, nombre d'organismes initialement présents, concentration initiale en substrat), que par des différences dans le métabolisme des micro-organismes. Simkins et Alexander (1984) montrent ainsi que la minéralisation du ^{14}C -benzoate (substrat facilement décomposable) par une population de *Pseudomonas sp.* peut être décrite par 6 courbes de réponses différentes selon la concentration initiale en benzoate dans le milieu et le nombre initial de cellules de *Pseudomonas sp.* (**figure 4**).

<i>Micro-organismes</i>	<i>C.N</i>	<i>référence</i>
<i>Biomasse au sens large</i>		
Biomasse microbienne du sol <i>sens large</i>	6	Ayanaba <i>et al.</i> (1976)
" " " " "	6	Powlson & Jenkinson (1976)
" " " " "	6	Juma & Paul (1981)
" " " " "	6	Rosswall (1982)
" " " " "	8	Voroney & Paul (1984)
" " " " "	8	Jenkinson & Ladd (1981)
" " " " "	8	Smith (1982)
" " " " "	8	Knapp <i>et al.</i> (1983)
" " " " "	8	Smith <i>et al.</i> (1985)
" " " " "	8	Stroo <i>et al.</i> (1986)
" " " " "	< 10	Voroney <i>et al.</i> (1983)
" " " " "	10	Parnas <i>et al.</i> (1975)
Biomasse microbienne <i>s.l.</i> en milieu de culture	8 - 12	Rosswall (1982)
<i>Produits microbiens particuliers</i>		
Biomasse "structurale" (cellules)	30	Mc Gill <i>et al.</i> (1981)
Biomasse "métabolique" (produits extra-cellulaires)	3	Mc Gill <i>et al.</i> (1981)
ARN microbien	2.1	Herbert (1976)
ARN microbien	1.31	Mc Gill <i>et al.</i> (1981)
Polysaccharides microbien	17	Porter (1946)
Protéines de la biomasse microbienne <i>s. l.</i>	3	Mc Gill <i>et al.</i> (1981)
Protéines bactériennes	6 - 13	Allison <i>et al.</i> (1976)
<i>Bactéries</i>		
Bactéries en général	3 - 7	Porter (1946)
Bactéries en général	6 - 13	Allison <i>et al.</i> (1976)
<u>Bacterium</u> (methanol)	4	MacLennan (1976)
<u>Candida utilis</u>	4 - 9	Herbert (1976)
<u>Enterobacter aerogenes</u>	2 - 4	Cooney <i>et al.</i> (1976)
<u>Klebsiella aerogenes</u>	4 - 5	Herbert (1976)
<u>Bacillus cereus</u>	5	Chung <i>et al.</i> (1976)
<u>Bacillus cereus</u> + produits extra-cellulaires	8 - 18	Chung <i>et al.</i> (1976)
<i>Micro-organismes fongiques</i>		
Actinomycètes	5	Alexander (1961)
Fungi en général	10	Alexander (1961)
" " "	11- 22	Pink & Allison (1944)
" " "	5 - 43	Lilly (1968)
" " "	4 - 21	Heck (1929)
" " "	15	Mc Gill <i>et al.</i> (1981)

tableau 4 : Rapport C/N de la biomasse microbienne du sol rapporté dans la littérature (références ou précisions *cf.* Dendoven 1990)

Pour une condition initiale donnée, ces 6 modèles décrivent en fait différents stades d'évolution de la souche microbienne. Les courbes de type enzymatique (Monod, logarithmique), généralement adoptées, traduisent le fait que le nombre d'organismes évolue de façon monotone avec la concentration du substrat. Lorsque la quantité de substrat augmente, la densité de population croît jusqu'à atteindre un niveau où les ressources compensent les pertes énergétiques de l'ensemble des organismes (Lassiter et Pliss 1994). Le système devient alors stationnaire et dépend de l'énergie de maintenance des organismes concernés. Il peut être représenté par une relation linéaire (cinétique d'ordre 1), ou une constante (cinétique d'ordre 0), suivant le nombre d'organismes présents au départ.

Une culture pure se caractérise donc par son taux de croissance optimal et son énergie de maintenance cellulaire (Van Veen *et al.* 1985), c'est à dire par le taux de consommation de nutriments nécessaire à son développement, puis au maintien d'une composition cellulaire, de son pH et de son rapport C/N. A chaque espèce correspond donc (1) un rapport C/N optimum et (2) et un rendement d'assimilation caractéristique des nutriments utilisés.

- (1) Le rapport C/N est proche de 5 et relativement constant pour les bactéries (**tableau 4**). Il peut par contre évoluer au cours du temps chez les organismes fongiques et dépasser 20. Les champignons sont en effet capables de stocker le carbone (Levi et Cowling 1969).
- (2) Les micro-organismes assimilent le carbone sous forme de composés hydrosolubles. Ils synthétisent pour la plupart des exo-enzymes permettant d'hydrolyser les macromolécules organiques présentes dans le sol. Le rendement d'assimilation Y_c correspond au rapport entre le C assimilé et le C décomposé (**figure 5**) :

$$Y_c = \text{C assimilé} / \text{C décomposé} = \text{C assimilé} / (\text{C minéralisé} + \text{C assimilé})$$

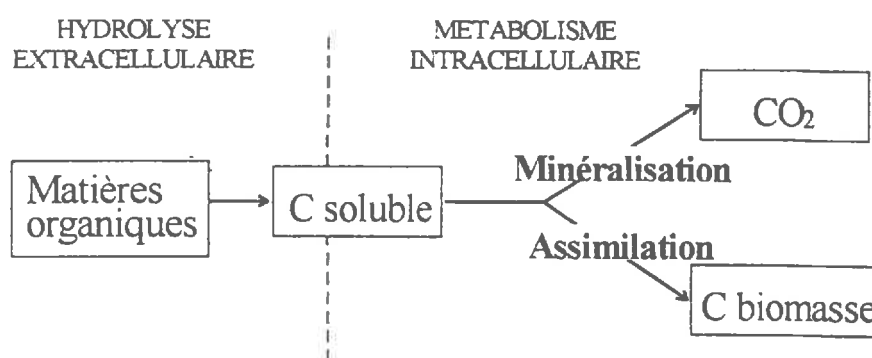


figure 5 :
Représentation schématique des transformations du carbone se produisant au cours de la décomposition des matières organiques

Y_c dépend à la fois de la nature des composés organiques et des micro-organismes mis en jeu dans leur décomposition. Dendooven (1990) fait état de mesures de rendements rapportées dans la littérature pour différents substrats et différentes espèces microbiennes. Les valeurs s'échelonnent de 10% à 68% (**tableau 5**). Payne (1970) démontre par des calculs thermodynamiques relatifs à l'énergie vitale des cellules que le rendement d'assimilation du carbone ne peut excéder 62%, quels que soient le substrat et le type de micro-organismes considérés.

a		
Y_c	substrat organique	référence
0.40 - 0.60	carbone des M.O. du sol (général)	Payne (1970)
0.40	" " " "	Parnas (1975), Verstraete (1977), Rosswall (1982)
0.60	glucose	Van Veen <i>et al.</i> (1985)
0.50 - 0.60	composés organiques du sol	Ladd & Paul (1973)
0.60	métabolites microbiens C	Paul & Van Veen (1978)
0.40	" " C + N	Paul & Van Veen (1978)
0.40 - 0.80	<i>Bacillus cereus</i> produits extra-cellulaires	Chung <i>et al.</i> (1976)
0.23 - 0.37	" " cellules seulement	Chung <i>et al.</i> (1976)
0.40	pool facilement décomposable	Van Veen <i>et al.</i> (1985)
0.20	pool récalcitrant ou protégé	Van Veen <i>et al.</i> (1985)
b		
Y_c	micro-organisme	référence
0.35 - 0.37	bactéries (souches)	Monod (1949)
0.40	" "	Powell (1965)
0.05 - 0.10	" "	Alexander (1961)
0.30 - 0.40	micro-organismes fongiques (souches)	Alexander (1961)
0.40	biomasse microbienne du sol <i>in situ</i>	Macura (1966)
0.60	bactéries <i>in situ</i>	Mc Gill <i>et al.</i> (1973)
0.60	micro-organismes fongiques <i>in situ</i>	Mc Gill <i>et al.</i> (1973)
0.60	micro-organismes hétérotrophes du sol	Payne (1970) <i>Revue de nombreux papiers</i>
0.18	bactéries (faible aération)	Stephanson (1949)
0.38	bactéries (forte aération)	Smith & Johnson (1949)
0.61	<i>Aerobacter</i> , limitée par le glycérol	Herbert <i>et al.</i> (1956)
0.15 - 0.30	Actynomycetes	Alexander (1961)
0.55	<i>Candida utilis</i>	Paredes-Lopez <i>et al.</i> (1975)
0.40 - 0.50	<i>Cladosporium</i> , <i>Helminthosporium</i>	Pink & Allison (1944)
0.25 - 0.30	<i>Dematium</i> , <i>Aspergillus</i>	Pink & Allison (1944)
0.40 - 0.65	<i>Klebsiella aerogenes</i> limitée par le glycérol	Herbert (1976)
0.48 - 0.55	<i>Penicilium chrysogenum</i>	Pitt & Callow (1960)

tableau 5 : Rendements d'assimilation du carbone rapportés dans la littérature (a) pour différents substrats organiques et (b) différents types de micro-organismes décomposeurs (d'après Dendooven 1990 p71- références citées dans Dendooven 1990)

◆ *Implication sur les cinétiques de transformations de l'azote et du carbone*

Il est important de noter que ces lois s'appliquent pour des conditions édaphiques constantes, c'est à dire notamment pour une température, une humidité et un pH donnés. Elles considèrent également une accessibilité aux nutriments non limitante. Micro-organismes et substrats sont supposés être toujours en contact. Dans un milieu naturel, le choix d'une équation d'ordre 1 pourrait se justifier par l'effet d'une diffusion limitante des micro-organismes vers leur substrat, ou des nutriments solubles (composés organiques solubles ou azote minéral) vers les micro-organismes.

D'une manière générale, la croissance microbienne n'est possible qu'à partir du moment où la vitesse de catabolisme est inférieure ou égale à la vitesse d'assimilation du substrat. Il est important de garder à l'esprit qu'en réalité, pour l'azote comme pour le carbone, la cinétique apparente de la transformation dépendra du facteur le plus limitant :

- une cinétique du premier ordre correspond à une limitation de la disponibilité du substrat (diffusion et/ou dégradabilité intrinsèque);
- une cinétique de type Michaelis-Menten (courbe de Monod) correspond à une vitesse de catabolisme limitante (réaction enzymatique);
- une cinétique d'ordre zéro représente une situation stationnaire. Une telle situation est déterminée par la composition cellulaire des micro-organismes.

1.1.1.b. La biomasse à l'échelle des populations microbiennes

La biomasse du sol se compose en réalité d'un grand nombre de souches microbiennes. Les processus de prédation et de concurrence pour un même substrat et éventuellement de dormance d'une partie des micro-organismes interviennent (Fog 1988). Le concept d'énergie de maintenance ne peut plus s'appliquer. Les cinétiques de croissance des micro-organismes à l'échelle de la population ne sont plus asymptotiques. Une phase décroissante induite par une limitation de l'activité de la population (prédation, concurrence) suit généralement la phase de croissance (**figure 6**). Une cinétique du deuxième ordre, par exemple, peut se justifier s'il y a limitation par deux types de substrats, ou concurrence entre micro-organismes (eg. modèle Lotka-Volterra ; modèle hyperbolique). Mais si ces cinétiques sont applicables à deux familles de micro-organismes, elles ne le sont pas forcément à l'ensemble de la population microbienne du sol, étant donné la multitude d'organismes qui la composent.

A l'échelle de la population microbienne du sol, la dynamique de la biomasse est considérée de façon plus globale, relativement au taux de décomposition du substrat qu'elle utilise. La définition des compartiments organiques de même taux de décomposition est donc prépondérante.

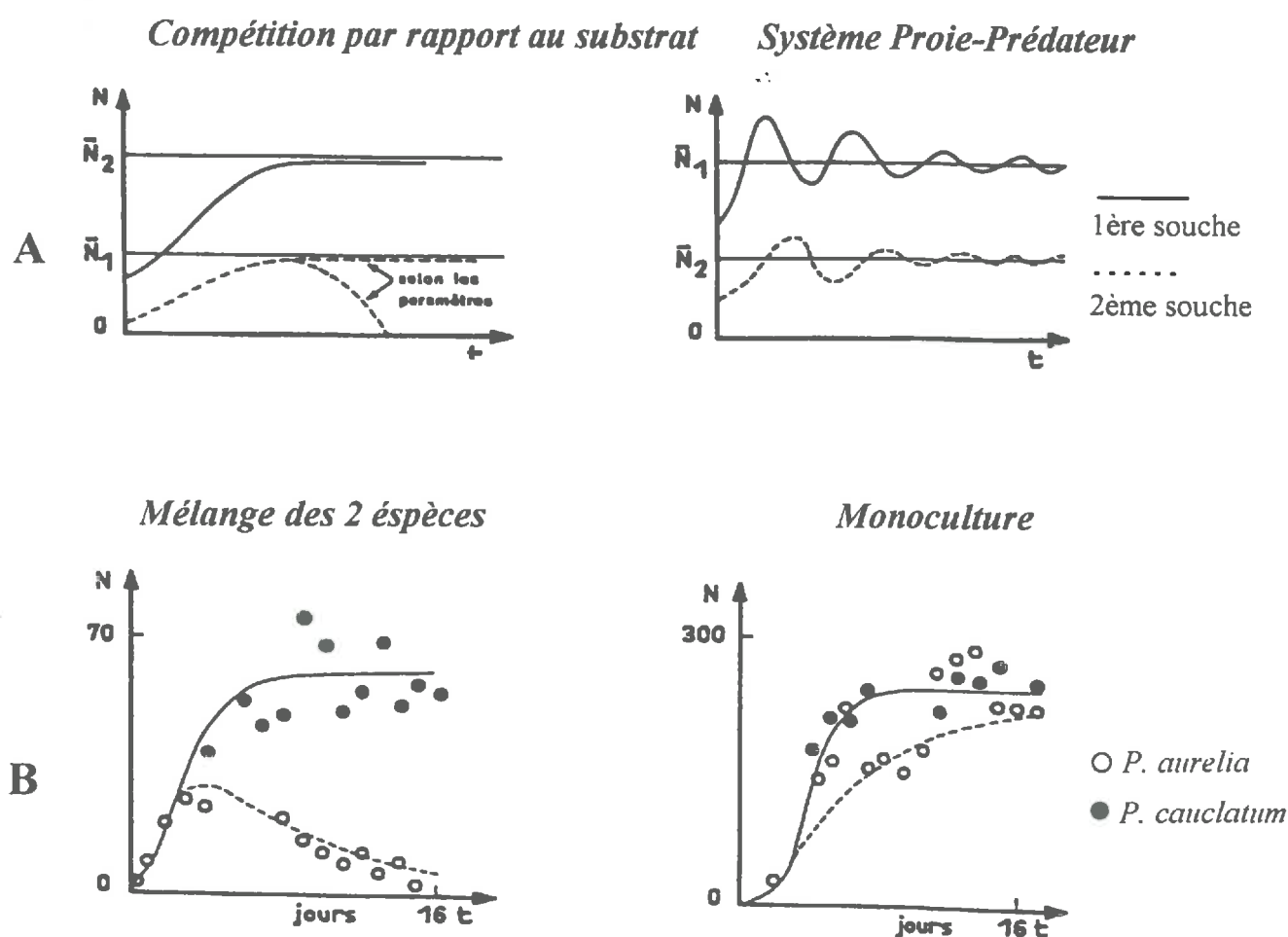


figure 6 : Exemples d'évolution de populations micobiennes mixtes (Lebreton et Millier 1982):
 A- exemple d'utilisation du modèle Lokta-Volterra (système de 2 courbes logistiques)
 B- Comparaison des croissances de 2 espèces de paramecium.

<i>type de matières organiques</i>	<i>taux de décomposition</i> <i>k</i>	<i>référence</i>	
<i>Litière</i>			
paille de riz (Nigéria)	0.04	Jenkinson & Ayanabla (1977)	
paille de riz (Grande Bretagne)	0.01	" "	
paille de blé d'été	0.008	Shields & Paul (1973)	
paille de blé d'hiver	0.003	" "	
paille de blé cultivé au labo. T° = 20 °C	0.08	" "	
litière des prairies vierges	0.08	Paul & Van Veen (1978)	
litières des régions cultivées	0.009	" "	
racines - fraction facilement décomposable	0.02	Paul (1984)	
racines - fraction récalcitrante	0.0008	" "	
<i>Produits spécifiques des litières</i>			
	<i>k</i>	<i>durée</i> <i>d'incubation (jours)</i>	<i>référence</i>
Glucose	0.11	1- 15	Wagner (1968), Ladd & Paul (1973), Simonart <i>et al.</i> (1958), Voroney (1979).
Hémicelluloses	0.08	10	Simonart & Mayaudon (1958)
" "	0.03	14	Cheshire <i>et al.</i> (1974)
" "	0.003	365	Minderman (1968)
Cellulose	0.02	10	Simonart & Mayaudon (1958)
" "	0.003	365	Minderman (1968)
Cires	0.0006	365	Minderman (1968)
Phenols	0.0002	365	Minderman (1968)
Lignin	0.006	365	Minderman (1968)
Acétate	0.05	5	Sorensen & Paul (1971)
Acides aminés (ALA, GLY, LYS, LEU, ARG)	0.13 - 0.20	7	Verma & Martin (1976)
Fractions solubles des plantes	0.06	10	Simonart & Mayaudon (1958)
<i>Humus dur-spl</i>			
	<i>k</i>	<i>référence</i>	
	0.00007	Vereecken <i>et al.</i> (1989)	
	0.007	Nuske & Richter (1981)	
	0.0015	Nuske & Richter (1981)	
	0.0005	Richter & Nordmeyer (1982)	
	0.0005	Richter <i>et al.</i> (1982)	
	0.0002	Richter <i>et al.</i> (1982)	
	0.001	Nordmeyer & Richter (1985)	
	0.006	Nordmeyer & Richter (1985)	

tableau 6 : Taux de décomposition des différents fractions organiques présentes dans le sol (références ou précisions *cf.* Dendooven 1990)

1.1.2. Les matières organiques du sol

La distinction entre matières organiques fraîches (litière ou résidus végétaux retournant au sol au cours de la culture ou après la récolte) à taux de décomposition élevé, et matières organiques stabilisées (humus) à taux de décomposition plus faible est très généralement admise (Jansson 1958, Stanford et Smith 1972, Paul 1984). Les taux de décomposition de ces deux grands groupes de matières organiques sont présentés dans le **tableau 6**. Nous voyons que les résidus végétaux et l'humus présentent une grande diversité de vitesses de décomposition, qui amène les auteurs à distinguer, à l'intérieur de ces deux groupes, les composés organiques présentant des taux de décomposition spécifiques.

1.1.2.a. Les résidus végétaux

Certains auteurs ont indiqué que la dépendance entre la vitesse de décomposition et la nature du résidu s'expliquait par le rapport C/N de ce résidu (Lueken *et al.* 1962, Guiraud 1990, Janzen et Kucey 1988, Parr et Papendick 1978). Ces auteurs constatent que les résidus riches en azote, ayant un rapport C/N faible, se décomposent plus rapidement que les résidus à C/N plus élevé. Cependant, d'autres travaux montrent que les variations de vitesses de dégradation des composés organiques ne sont pas uniquement liées à leur rapport C/N, mais aussi à leur composition biochimique (Herman *et al.* 1977, Amato *et al.* 1984, Mary 1988, Linères et Djakovitch 1993). Par exemple, la décomposition du glucose (C/N infini) ou de mucilages racinaires (C/N \approx 70) est beaucoup plus rapide que celle de racines jeunes présentant un C/N de 14 (Mary *et al.* 1993).

McKenney *et al.* (1993) a comparé les cinétiques de décomposition des résidus de différentes natures mais de même C/N. Il observe des cinétiques de minéralisation du carbone très différentes. Cet auteur a aussi constaté que la vitesse initiale de minéralisation du carbone est proportionnelle à la quantité de carbone soluble présent dans le substrat organique, confirmant ainsi des travaux antérieurs (Amato *et al.* 1984, Reinertsen *et al.* 1984). Les parties aériennes des résidus végétaux se décomposent plus rapidement que les racines : or celles-ci contiennent plus de lignine et moins de composés organiques solubles (Mary 1988). Harper et Lynch montrent de la même façon qu'à C/N équivalent, les entrenœuds de tiges de blé se décomposent plus vite que les noeuds ; ceux-ci sont à la fois moins riches en fraction soluble et plus riches en lignine. Le rapport lignine/N est d'ailleurs considéré comme un indicateur du taux de décomposition d'un grand nombre de litières (Mellilo *et al.* 1982, Tian *et al.* 1992).

1.1.2.b. Les matières organiques stabilisées du sol

La complexité des matières organiques constitutives de l'humus ne permet pas d'isoler directement des groupes de composés suivant leur taux de renouvellement. Les cinétiques de minéralisation observées en incubation révèlent cependant la contribution d'au moins deux ensembles de fractions organiques, l'un à taux de renouvellement rapide et l'autre à évolution plus lente (Stanford et Smith 1972, Balesdent *et al.* 1994, Mary et Guérif 1994). Les recherches se sont donc portées sur l'identification de la part de la matière organique native dont l'azote est potentiellement minéralisable (Carter et MacLeod 1987, Juma et Paul 1984). Les fractionnements granulométriques ont permis la séparation de composés micro-organiques associés à la phase minérale et de composés macro-organiques issus essentiellement de l'humification de matières organiques fraîches (Christensen 1992). Les méthodes isotopiques ont montré par ailleurs que la fraction macro-organique est plus jeune et plus facilement décomposable que la fraction stable associée à la phase minérale (Balesdent *et al.* 1987, Cambardella and Elliott 1992).

Il est également reconnu que les particules argileuses stabilisent les composés organiques et réduisent la biosynthèse des micro-organismes du sol (Martin *et al.* 1976, Jenkinson 1977, Van Veen 1985, Voroney 1989). Les vitesses de dégradation de la matière organique diminuent avec l'augmentation de la teneur en argile dans le sol (Sorensen 1981, Hassink 1994). Le taux de décomposition de résidus marqués au ^{14}C après dix jours d'incubation est deux fois plus faible pour un sol argileux que pour un sol sableux ou limoneux (Van Veen 1985). Sorensen (1975) a également montré que cet effet dépend du mode d'agrégation des particules argileuses. La désagrégation du sol provoque au contraire une augmentation de la vitesse de minéralisation du carbone comme de l'azote (Van Veen et Paul 1981, Gregorich *et al.* 1989). Ce processus est désigné sous le terme de "*protection physique*" de la matière organique. Si ce mécanisme est de plus en plus admis, il reste difficile à quantifier et à analyser en termes dynamiques (Verberne *et al.* 1990).

1.1.3. Pools organiques considérés dans les modèles

Les premiers modèles de simulation de la minéralisation des matières organiques ne considéraient qu'un seul substrat organique homogène. Il s'est avéré nécessaire de séparer les matières organiques du sol en plusieurs pools pour pouvoir rendre compte des transformations du carbone à long terme et surtout des transformations de l'azote à pas de temps court.

Une première approche consiste à distinguer les pools organiques selon leur provenance (litières, parties aériennes, racines, fumiers etc...) (*e.g.* modèle de Beek et Frissel 1973, SOILN: de Willingen *et al.* 1990). La plupart des modèles prennent en compte les deux grands types de matières organiques présentés plus haut : matières organiques fraîches apportées et les matières organiques stabilisées du sol (Beek et Frissel 1973, Parnas 1975, Jenkinson et Rayner 1977, Frissel et Van Veen 1981, Hansen *et al.* 1991).

1.1.3.a. Représentation des matières organiques fraîches

Dans les modèles, la fraction organique fraîche (résidus végétaux) est généralement considérée dans sa totalité (Molina *et al.* 1983, Hansen *et al.* 1991). Il se pose alors le problème de définir son taux de dégradation et surtout son rendement d'assimilation. Les incubations réalisées après marquage ^{13}C ou ^{14}C des résidus végétaux permettent de calculer le rendement apparent d'assimilation du carbone Y_c . Ce rendement s'est avéré variable au cours de la décomposition de différents résidus végétaux (Kassim *et al.* 1981, Witter et Dahlin 1995). Witter et Dalhin (1995) calculent par exemple une valeur $Y_c = 0.57$ pour une paille d'orge marquée ^{14}C après 7 jours d'incubation, identique au rendement mesuré pour le glucose par ces mêmes auteurs. Le rendement tombe à 0.17 pour la paille d'orge après 90 jours d'incubation et à 0.40 pour le glucose après 134 jours d'incubation. La diminution du rendement d'assimilation du carbone d'un composé pur, tel que le glucose, résulte d'un biais de mesure. La baisse résulte en effet du recyclage de la biomasse qui n'est pas prise en compte. La diminution plus accentuée du rendement apparent d'assimilation avec la paille d'orge est due non seulement à ce biais méthodologique, mais aussi au fait que plusieurs fractions organiques de rendements d'assimilation différents se décomposent successivement. C'est pourquoi, à moins de considérer cette diminution de Y_c dans les modèles, il paraît plus juste de considérer les fractions biochimiques composant le résidu, plutôt que le résidu dans sa totalité.

Le modèle de Van Veen *et al.* (1985), sépare les matières organiques fraîches en plusieurs fractions distinctes par leur composition biochimiques : fraction facilement décomposable, hémicelluloses, cellulose, lignine. Un taux de décomposition et un rendement d'assimilation sont attribués à chacune de ces fractions. Ce modèle est donc *a priori* adaptable à un plus grand nombre de résidus végétaux que les premiers modèles. Le problème est alors de mesurer la taille initiale des différentes fractions biochimiques considérées. Les divers composants biochimiques des résidus végétaux sont déterminés par fractionnement chimique du type "Van Soest" (Goering et Van Soest 1970). Ces méthodes, largement utilisées en zootechnie pour déterminer la valeur alimentaire des fourrages, sont répétitives et fiables. La principale critique qu'on puisse leur faire est que les fractions isolées ne correspondent pas parfaitement aux fractions biochimiques réelles, telles qu'elles sont définies dans les modèles. Par exemple le résidu non hydrolysable par l'attaque chimique, attribué à la lignine, contient de l'azote contrairement à la lignine pure.

Curieusement, et bien que son rôle soit reconnu prépondérant, aucun modèle, hormis le modèle ANIMO (Rijtema *et al.* 1991), ne tient compte explicitement de la fraction organique soluble.

1.1.3.b. Représentation des matières organiques stabilisées

Pour ce qui est des matières organiques stabilisées, les modèles considèrent généralement une fraction dite "*active*" (décomposable) et une fraction "*passive*" (non ou lentement décomposable). Mc Gill *et al.* (1981) introduisent le terme d'*Humads* (*Humic and Adsorbed organic matter*) pour désigner le pool "*actif*". Ce concept a été repris en particulier dans le modèle NCSOIL (\equiv pool II, Molina *et al.* 1983). Certains auteurs ont proposé de compartimenter l'humus par rapport à la résistance physique et chimique : les matières organiques seraient "chimiquement protégées" ou "physiquement protégées" (Jenkinson et Rayner 1977, Van Veen et Paul 1981, Verberne *et al.* 1990).

Les premiers modèles ayant introduit ce concept de protection des matières organiques (Jenkinson et Rayner 1977) ont tout d'abord considéré qu'elle ne concernait que les matières organiques stabilisées du sol. Verberne *et al.* (1990) ont ensuite étendu ce concept à l'ensemble des pools organiques y compris la biomasse et même la lignine. Mais ces pools restent conceptuels et tout le problème consiste à caractériser leur taille, leur rapport C/N et leur taux de décomposition k .

Le problème de la caractérisation des pools organiques conceptuels pris en compte dans les modèles se pose plus encore pour la matière organique stabilisée du sol que pour la matière organique fraîche. Les méthodes de fractionnement de l'humus les plus souvent utilisées (granulométriques, densimétriques, autoclavage) ne permettent pas de séparer des fractions ayant un taux de renouvellement spécifique. Cependant de récents travaux ont établi des corrélations significatives entre les fractions organiques obtenues par certaines de ces méthodes et leur taux de renouvellement. Par exemple, les fractions organiques légères isolées par densimétrie s'avèrent plus facilement dégradables que le reste de la matière organique stabilisée (Golchin et Oades 1994). D'une manière générale, le fractionnement physique est reconnu comme l'outil actuellement le plus adapté pour séparer les fractions jeunes des fractions anciennes, ce qui revient à les fractionner en terme de taux de renouvellement (**figure 7**). Il faut cependant garder à l'esprit qu'aucune fraction séparée par ces méthodes physiques n'est entièrement organique. Les composés organiques séparés sont toujours associés à la phase minérale (notamment aux argiles).

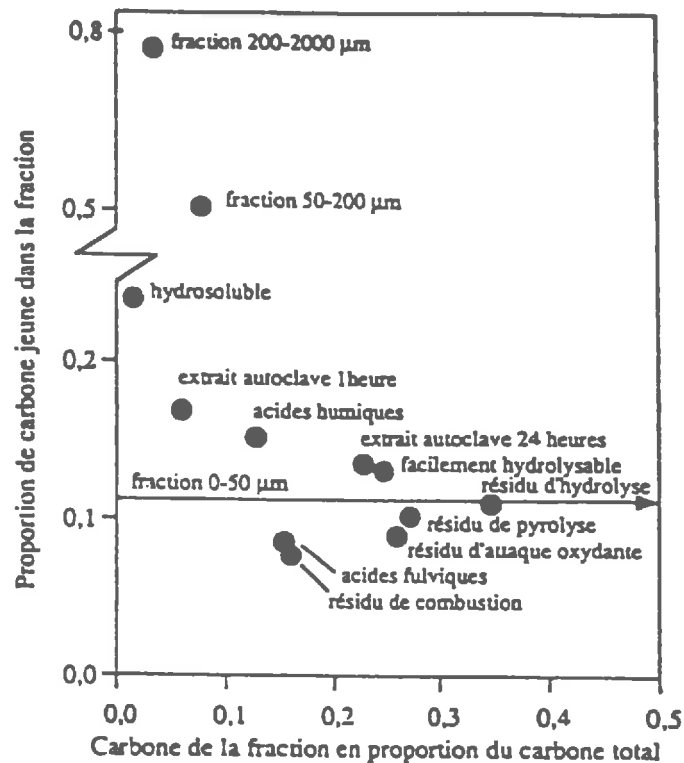


figure 7 : Comparaison des différentes méthodes de fractionnement des matières organiques. L'échelle des ordonnées exprime le taux de renouvellement des différentes fractions obtenues par ces méthodes ($C_{jeune} = C < 10$ ans). (d'après Balesdent 1994). Seuls les extraits à l'eau et les fractions obtenues par granulométrie se distinguent du reste des méthodes, en terme de taux de renouvellement du carbone.

Nous remarquons en définitive que le pool de matière organique "active" du sol considéré dans les modèles est difficile à caractériser. La plupart des modèles qui considèrent ce concept utilisent un pourcentage arbitraire de la fraction organique totale pour définir la taille du pool protégé ou inactif (modèle de Verberne *et al.* 1990; DAISY: Hansen *et al.* 1991). Les pourcentages adoptés sont variables (14 à 56%) et généralement non justifiés par les modélisateurs. Les taux de décomposition de ces compartiments sont ajustés ou fixés par les modélisateurs.

1.1.4. La biomasse dans les modèles

Tous les modèles de transformations de l'azote et du carbone dans le sol considèrent la biomasse microbienne, soit de façon implicite soit de façon explicite en distinguant alors au moins un pool de biomasse parmi les pools organiques du sol.

La nitrification, réalisée par des bactéries autotrophes, est généralement décrite par une cinétique de type enzymatique (Michaelis-Menten) par rapport au substrat le plus limitant : NH_4^+ . Les populations nitrifiantes ne sont pas explicitement prises en compte. Ce choix se justifie dans la mesure où l'ammonium est une forme directement utilisable par les micro-organismes et que l'étape la plus limitante de la nitrification est la nitritation ($\text{NH}_4^+ \rightarrow \text{NO}_2^-$).

En ce qui concerne les processus impliquant la biomasse hétérotrophe, une manière implicite de considérer la biomasse consiste à ne tenir compte que du taux de dégradation des composés organiques qu'elle décompose. Dans les modèles plus explicites, la biomasse est considérée à l'échelle de la population.

1.1.4.a. Mode de représentation de la biomasse hétérotrophe

Lorsque la biomasse n'est pas explicitement considérée (eg. modèles SWATNIT: Vereecken *et al.* 1995, SOILN: Bergström *et al.* 1991) la cinétique de minéralisation est alors décrite par une cinétique d'ordre 1 aussi bien pour le carbone que pour l'azote. Ces modèles supposent implicitement que la biomasse microbienne se trouve à l'état stationnaire. Cette hypothèse peut être valable si l'on considère des pas de temps relativement longs. Ces modèles ne permettent pas en effet de simuler le stockage temporaire de carbone et d'azote dans la biomasse, ni les transformations rapides d'azote et de carbone liées à l'addition de substrats organiques facilement décomposables ou à un apport d'engrais.

Pour simuler la dynamique de l'azote et du carbone à pas de temps court, il est apparu nécessaire de prendre en compte l'évolution des populations microbiennes dans les modèles. La biomasse est alors représentée explicitement. Elle est caractérisée au moins par son taux de croissance et son taux de mortalité, et parfois par son taux de maintenance. Ces modèles décrivent la croissance des micro-organismes par une courbe dérivée des courbes enzymatiques (équation de Monod, ou équation logarithmique).

Whitmore (1995) propose une représentation plus dynamique de l'évolution de la biomasse par rapport aux différents substrats qu'elle utilise. Il estime qu'une cinétique mixte considérant une loi d'ordre 2 ou une loi d'ordre 1 suivant les conditions, permet de rendre compte de l'effet de l'addition de substrats facilement décomposables en ne considérant qu'un pool de biomasse. Il justifie cette formulation par le fait que la biomasse n'est pas homogène, qu'elle se compose de diverses populations microbiennes dont les organismes ne subissent pas tous la prédation ou la compétition pour un même substrat, et que certains organismes restent en dormance.

Il est apparu nécessaire de considérer deux pools de biomasse pour rendre compte de la dynamique de l'azote à la fois à long terme (minéralisation nette essentiellement) et à court terme (succession de périodes d'organisation et de minéralisation nette). Comme l'avaient suggéré très tôt les travaux pionniers de Winogradsky (1949), deux familles de biomasse peuvent être considérées :

- **une biomasse autochtone** à taux de renouvellement lent correspondant à une faible énergie de maintenance. Cette biomasse utilise les ressources organiques fournies par le sol (humus du sol) et se dégrade lentement;
- **une biomasse "zymogène"** à taux de croissance rapide et énergie de maintenance élevée, qui se développe lors d'apports de matières organiques fraîches rapidement décomposables (exsudats racinaires, résidus végétaux, ...)

Ce concept a été repris par Hunt (1977) dans son modèle d'évolution de la biomasse qui prend en compte à la fois le maintien de la biomasse à long terme et son évolution sur une période culturale. Peu de modèles de simulation de la dynamique de l'azote ont repris ce concept. Les différentes alternatives choisies par les modélisateurs pour simuler l'intervention de deux types de biomasse sont :

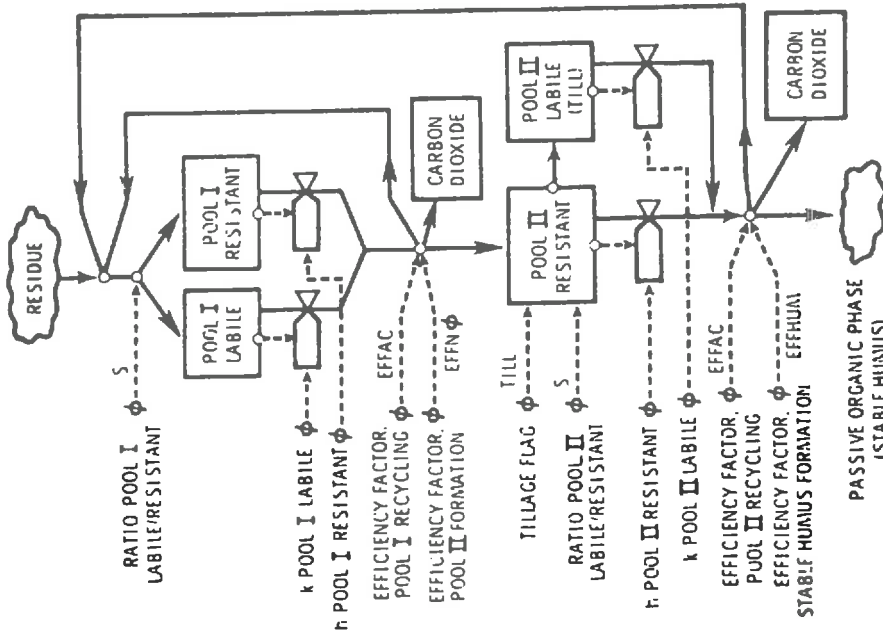


figure 8 : Exemple du modèle NCSOIL : Organigramme concernant les transformations du carbone
pool I : biomasse microbienne
pool II : "Humads" (d'après Molina *et al.* 1983)

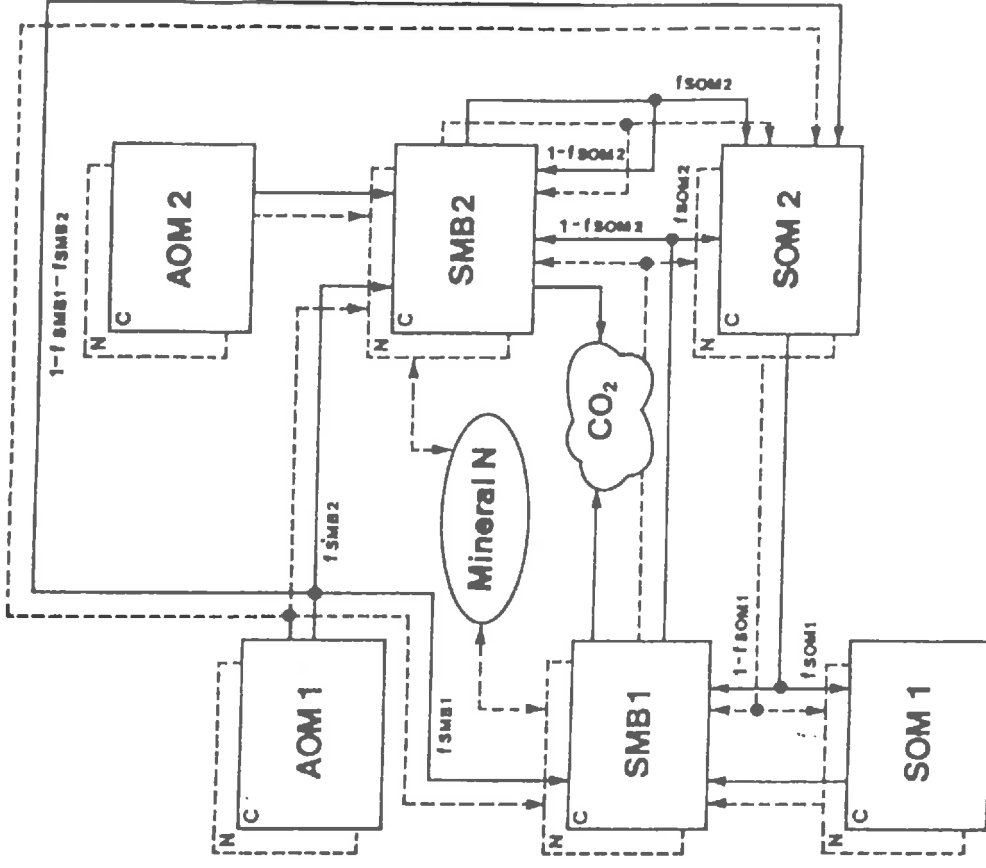


figure 9 : Organigramme du modèle DAISY (Hansen *et al.* 1991) :
SOM : Soil Organic Matter (humus),
SMB : Soil Microbial Biomass (biomasse microbienne),
AOM : Available Organic Matter (matières organiques fraîches);
indices = 1 : résistant, 2 : actif.

1. l'introduction d'une fraction protégée (Van Veen *et al.* 1985, Verberne *et al.* 1990)
2. la prise en compte explicite de 2 pools de biomasse (Molina *et al.* 1983, Hansen *et al.* 1991);

1. Van Veen *et al.* (1985) introduisent la notion de **capacité de préservation** du sol vis à vis des micro-organismes et fixent ainsi une taille minimale de la biomasse suivant le type de sol. Ce minimum correspond à la taille du pool mesurée dans le sol en dehors de toute perturbation liée à des apports azotés récents ou à des variations de conditions édaphiques. La fraction de biomasse correspondant à ce minimum est considérée comme protégée de la prédation et subirait une très faible mortalité (les auteurs lui affectent un coefficient de mortalité de 0.5% par jour). La fraction de biomasse non protégée décroîtrait très rapidement, puisque son taux de mortalité est fixé à 70% par jour (0.7 jour^{-1}). Ce concept est repris dans le modèle de Verberne *et al.* (1990). Bien que ne considérant qu'un pool explicite de biomasse, ce modèle se rapproche du concept de Winogradsky (1949).

2. Lorsque deux pools de biomasse sont considérés (*eg.* modèles NCSOIL: Molina *et al.* 1983; DAISY: Hansen *et al.* 1991), la différence entre ces deux pools est expliquée également en termes de résistance ou de taux de renouvellement. Dans le modèle NCSOIL (**figure 8**), ces deux biomasses (pool I labile et résistant) présentent un même rapport C/N de 6 et utilisent les mêmes substrats (résidus et matière organique "adsorbée" du sol = pool II). Elles diffèrent par leur taux de mortalité (0.04 jour^{-1} pour le pool I résistant et 0.33 pour le pool I labile). Un facteur S donne la proportion de substrat dégradé par la biomasse à taux de croissance rapide (labile). Par exemple $S = 100 \%$ pour les sucres et la cellulose, 56% pour la biomasse morte (recyclage du pool I), et 16% pour le pool organique II (Molina *et al.* 1983). En comparaison le modèle DAISY (**figure 9**) se rapproche plus du concept de Winogradsky puisque la matière organique fraîche (AOM₂) n'est cette fois utilisée que par la biomasse SMB₂ à taux de renouvellement rapide (0.01 jour^{-1}) par rapport à la biomasse dite "résistante" SMB₁ (0.001 jour^{-1}).

Nous constatons que ces pools de biomasse (cas 2) ou ces fractions considérées comme protégées (cas 1) sont conceptuels. Ces pools ne sont pas clairement attribués à la dégradation des matières organiques fraîches ou à celle de l'humus. Il se pose donc le problème du choix des paramètres permettant de répartir les différents substrats par rapport à chaque biomasse (ou fraction de biomasse) et le problème du choix de la taille initiale des compartiments ou fractions de biomasse pris en compte.

1.1.4.b. Détermination des paramètres d'évolution de la biomasse

Les paramètres relatifs au(x) pool(s) de biomasse microbienne (taux de croissance, taux de mortalité, rendement d'assimilation du carbone) sont obtenus par ajustement mathématique, dans la presque totalité des cas. La difficulté de paramétrer correctement ces modèles vient du fait que ces paramètres sont fortement corrélés. Par exemple une même assimilation nette de carbone par la biomasse peut être obtenue de plusieurs façons :

- avec un fort taux de croissance et un faible rendement d'assimilation, ou
- avec un faible taux de croissance et un fort rendement d'assimilation ;

ou encore :

- avec un fort taux de croissance et un fort taux de mortalité, ou
- avec un faible taux de croissance et un faible taux de mortalité.

Pour déterminer ces paramètres autrement que par ajustement mathématique, il est nécessaire de faire des mesures précises du carbone et de l'azote de la biomasse et d'utiliser un traceur du carbone (^{13}C ou ^{14}C), ce qui reste difficile.

1.1.4.c. Détermination de la taille des pools de biomasse

◆ Comment mesurer C et N de la biomasse microbienne totale du sol ?

La méthode la plus répandue pour mesurer la biomasse totale du sol est la fumigation-incubation, ou fumigation-extraction qui consiste à comparer le supplément de carbone et d'azote produits dans un sol traité au chloroforme par rapport à un sol non traité (Jenkinson 1977, Brookes *et al.* 1985). Le chloroforme tue en effet la majeure partie des cellules microbiennes. Le supplément de C ou N produit par la fumigation est proportionnel au stock de carbone ou d'azote contenu initialement dans la biomasse microbienne. Cette méthode nécessite la détermination du coefficient de proportionnalité (k_C pour le carbone ou k_N pour l'azote). Or la valeur de ces coefficients reste discutée. Cette méthode repose sur deux hypothèses fortes :

- la minéralisation de la matière organique non vivante n'est pas modifiée par la fumigation (au moins pour la méthode fumigation-incubation) ;
- les coefficients k_N et k_C restent constants au cours du temps.

Par ailleurs, la mesure ne distingue pas les micro-organismes "actifs" de ceux en dormance. De nombreux travaux ont confirmé l'intérêt d'une telle méthode au laboratoire (Anderson et Domsch 1978, Nicolardot *et al.* 1984, Zagal et Persson 1994). Peu de travaux l'ont appliquée pour caractériser la biomasse *in situ* (Lynch et Panting 1980, Mary 1988).

◆ Comment distinguer les deux pools de biomasse ?

La méthode de fumigation ne permet d'accéder qu'à la biomasse microbienne totale, et non à un type de biomasse donné, tel que la biomasse autochtone ou la biomasse zymogène. L'activité de la biomasse zymogène peut se distinguer de celle de la biomasse autochtone par deux méthodes :

- 1 - par comparaison de l'évolution de la biomasse (ou la minéralisation du carbone) dans un sol avec et sans matière organique fraîche;
- 2 - par combinaison de la méthode de fumigation et du marquage isotopique de la matière organique fraîche $^{15}\text{N} / ^{13}\text{C}$ ou ^{14}C .

1- La première méthode suppose que la biomasse autochtone n'est pas affectée par l'apport de matières organiques fraîches. Certains auteurs font état d'une stimulation de la biomasse autochtone à la suite d'un apport de résidus, processus appelé '*priming effect*'. Wu *et al.* (1993) attribuent ce processus à un choc osmotique créé par les composés organiques solubles sur cette biomasse. Ce choc se traduirait par la mort de quelques organismes qui constitueraient ainsi un nouveau substrat facilement décomposable pour les autres organismes. Ceci expliquerait la prolifération soudaine des organismes microbiens observée après addition d'un substrat facilement décomposable. Si le "priming effect" est souvent invoqué, notamment pour expliquer des écarts qui apparaissent entre les deux traitements au début de la décomposition de la matière organique fraîche, le problème majeur de cette première méthode reste cependant le manque de précision sur le calcul de la différence entre traitements. La taille de la biomasse zymogène atteint en

effet rarement des valeurs importantes par rapport à la biomasse autochtone ; une petite erreur de mesure peut entraîner une erreur relativement importante sur l'estimation de la taille de la biomasse zymogène.

- 2- La deuxième méthode consiste à marquer les matières organiques fraîches avec les traceurs de l'azote et du carbone (^{15}N / ^{13}C ou ^{14}C). Dans une première phase de la décomposition au moins, le traceur s'incorpore essentiellement dans la biomasse zymogène. La mesure de biomasse totale marquée par fumigation permet alors de calculer la taille de la biomasse zymogène.

1.1.5. Discussion

Les différents compartiments organiques et cinétiques de transformations du carbone et de l'azote utilisés dans les modèles biologiques s'expliquent :

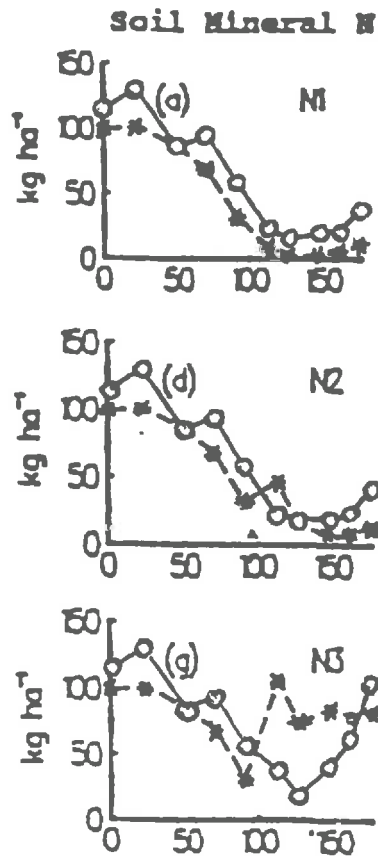
- par un problème de **transfert d'échelle** entre les connaissances établies sur la dynamique des micro-organismes (appliquées à une souche de micro-organisme isolée et à un type de substrat organique particulier) et l'échelle à laquelle l'activité microbienne transparait sur les transformations de l'azote et du carbone (échelle de la population)
- par la difficulté rencontrée pour simuler correctement les évolutions de l'azote et du carbone, **à la fois à court terme** (quelques semaines) et **à plus long terme** (plusieurs cycles cultureux).

Les principales limites des modèles de simulation des biotransformations de l'azote et du carbone sont en fait inhérentes au choix même de l'approche compartimentale. La représentation de l'hétérogénéité des matières organiques proposée dans les modèles les plus complexes amène aux critiques suivantes :

- (1) L'introduction de ces pools se justifie-t-elle en terme de **gain dans l'explication des écarts** entre les modèles et ce que l'on peut observer expérimentalement ?

Dans sa comparaison de 14 modèles, De Willigen (1991) constate qu'un modèle prenant en compte deux substrats, l'un facilement décomposable, et l'autre plus résistant (**figure 10** modèle A) ne décrit pas mieux la minéralisation de l'azote qu'un modèle simplifié considérant un seul pool organique (modèle B). Van Veen *et al.* (1985) ont comparé les résultats obtenus par 3 versions de leur modèle, la dernière étant la plus complexe et prenant en compte la mortalité et la croissance des micro-organismes. Ils constatent une meilleure restitution des observations avec cette dernière version, comparativement aux versions précédentes qui utilisent moins de fractions organiques et une loi de renouvellement simplifiée pour la biomasse. Mais ces auteurs reconnaissent en même temps que les paramètres de la dernière version n'ont pas été obtenus indépendamment de l'expérience de validation. Les modèles les plus complexes ne sont pas calibrés de la même manière que les plus simples et présentent un plus grand degré de liberté, comme le rappellent Svendsen *et al.* (1995) à propos du modèle DAISY. La multiplication des pools organiques rend donc **l'estimation des paramètres et a fortiori la validation de ces modèles difficiles.**

Modèle A



Modèle B

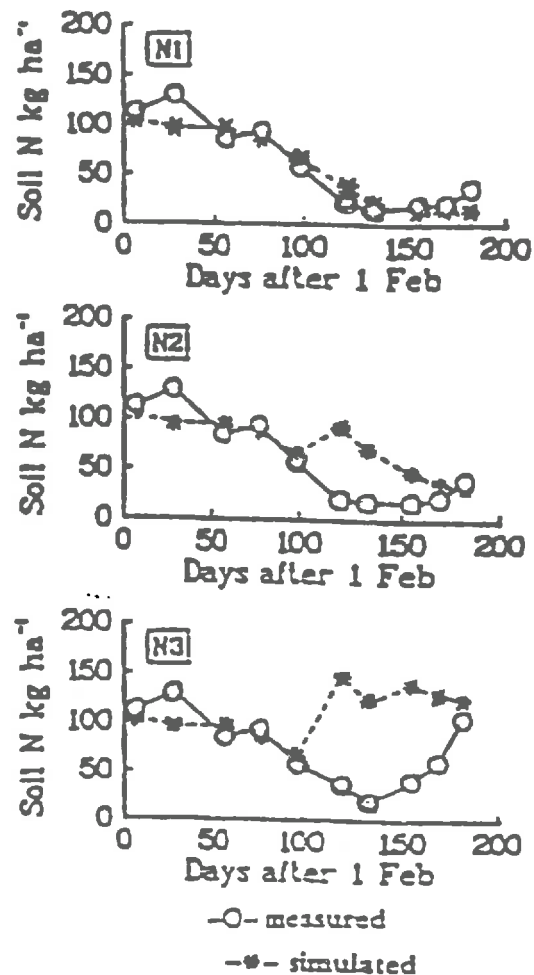


figure 10 : Comparaison des résultats de deux modèles de simulation des stocks d'azote minéral dans le sol. A: Whitmore 1991, B: Addiscott *et al.* 1991, pour 3 traitements correspondant à différents apports d'azote N1, N2 et N3, et pour un même sol.

- (2) La prise en compte dans la plupart des modèles, d'une seule biomasse active à la fois pour l'humus et les résidus, révèle une **vision relativement statique de la répartition des matières organiques mortes et vivantes**. Ces matières organiques sont en effet considérées homogènes et toujours en contact. En réalité il a pu être montré, au laboratoire comme au champ, que la biomasse "zymogène" se trouve souvent associée en grande partie au résidu apporté et n'est pas localisée sur les mêmes sites que la biomasse "autochtone" (Recous *et al.* 1995). De la même façon, Van Veen *et al.* (1985) ont remarqué, en suivant l'enrichissement isotopique de la biomasse décomposant un résidu préalablement marqué ¹⁴C-¹⁵N, que les métabolites issus de la mort des micro-organismes ne se stabilisent pas et sont immédiatement recyclés. Ces résultats justifient le concept proposé par Winogradsky (1949).

1.2. Relations carbone-azote

Les cycles du carbone et de l'azote se trouvent liés lors de la décomposition des composés organiques du fait du caractère hétérotrophe des micro-organismes décomposeurs. Nous présenterons tout d'abord le schéma général que l'on peut observer à partir des flux nets d'azote et qui révèle la stoechiométrie existant entre les transformations de l'azote et du carbone. Nous verrons ensuite que ce schéma est plus complexe en termes de flux bruts du fait qu'il existe plusieurs voies d'assimilation de l'azote. Nous discuterons en dernier lieu des limites de ce schéma liées au rétro-contrôle des relations C-N par la disponibilité en azote minéral dans le milieu.

1.2.1. Observation des flux nets : stoechiométrie C-N

L'observation de l'évolution de la quantité d'azote minéral dans le sol, en conditions d'humidité et de température constantes, montre que la relation entre le carbone et l'azote diffère suivant le type de substrat organique décomposé (**figure 11**). Dans le cas de la décomposition de l'humus, la quantité d'azote minéral suit une évolution quasi-linéaire qui traduit ce que l'on appelle la "minéralisation basale" du sol. Dans ce cas, on observe une minéralisation nette (positive) de carbone et d'azote : de plus, les quantités minéralisées (C et N) sont fortement corrélées entre elles (Mary *et al.* 1993).

Dans le cas de la décomposition d'un résidu de maïs pauvre en azote (rapport C/N = 130), nous observons une première phase d'organisation nette de l'azote correspondant à la phase de forte décomposition du résidu, puis une seconde phase de minéralisation nette d'azote : celle-ci correspond aux effets conjugués de la minéralisation basale du sol et de la reminéralisation de l'azote organisé lors de la première phase.

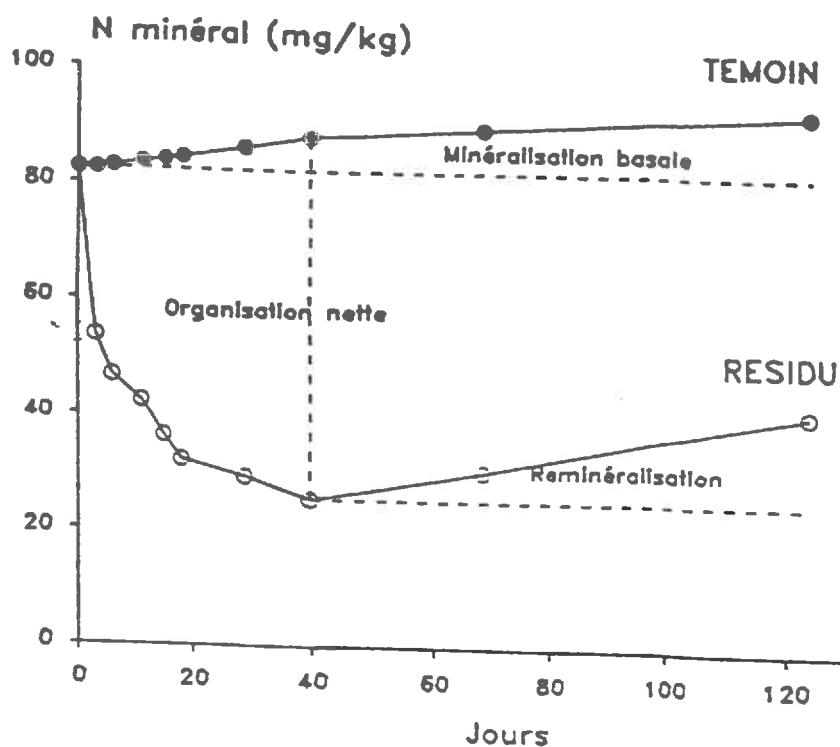


figure 11 : Evolution de l'azote minéral du sol au cours de la décomposition du carbone dans un sol avec résidu de maïs (RESIDU) et sans résidu (TEMOIN) en conditions contrôlées à 15°C (d'après Mary et Recous 1994)

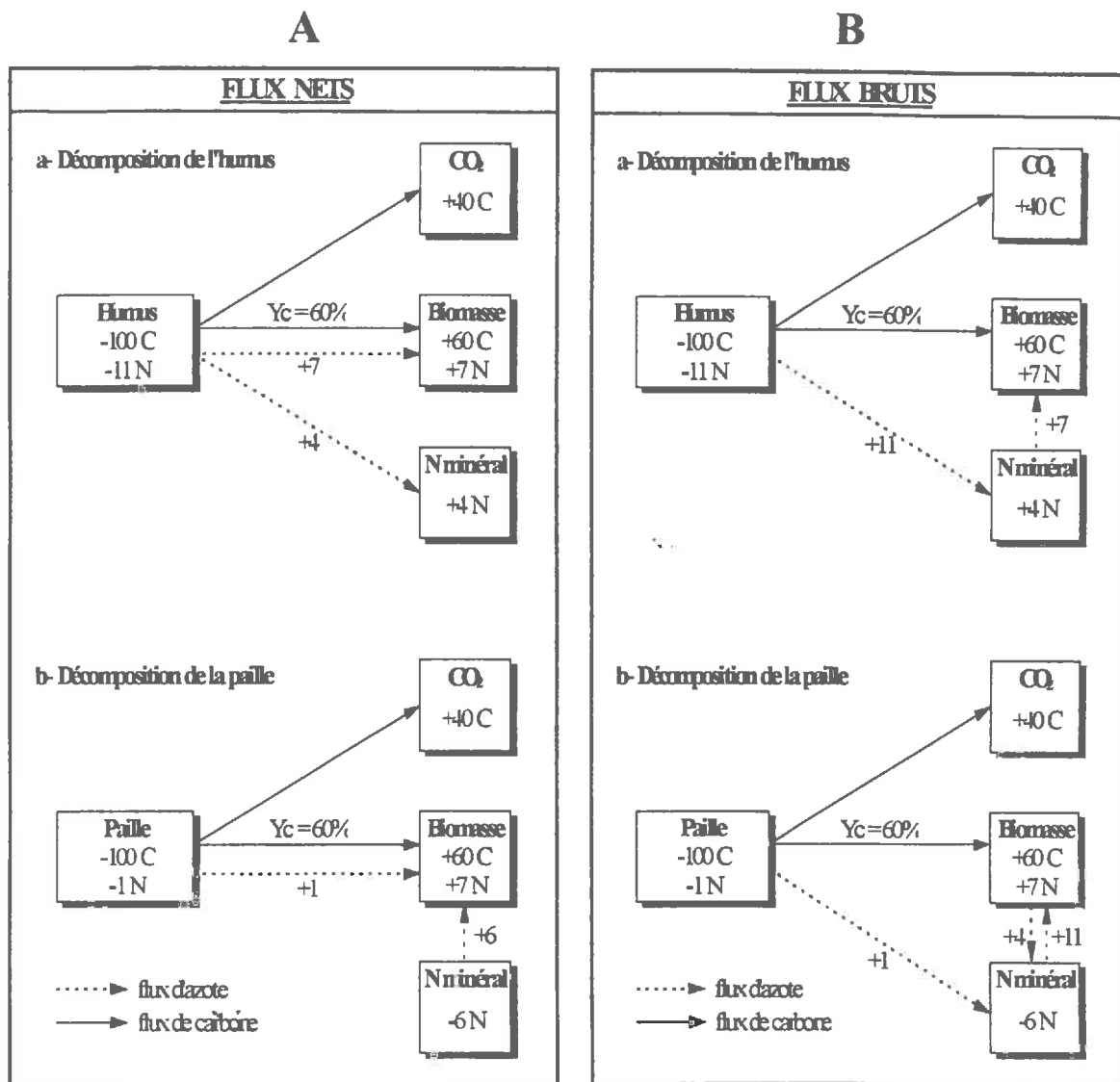


figure 12 : Schéma illustrant les relations entre les transformations de carbone et d'azote au cours² de la décomposition de l'humus (a) ou d'un résidu (b). Les chiffres dans les compartiments indiquent les variations de stock d'azote et de carbone ; les chiffres au niveau des flèches indiquent les flux nets d'azote (A) et les flux bruts (B).

Cette reminéralisation correspond en fait au recyclage de la biomasse responsable de la décomposition du résidu. La minéralisation de l'azote (négative) et celle du carbone (positive) ne sont pas corrélées lors de la première phase. Lors de la deuxième phase, les évolutions du carbone et de l'azote se trouvent à nouveau corrélées.

Ces différentes évolutions peuvent être expliquées en considérant le rapport C/N de la biomasse, le rapport C/N du substrat qu'elle décompose et le rendement d'assimilation du carbone. La **figure 12A** (d'après Mary et Guérif 1994) illustre, pour un rendement d'assimilation du carbone de 60 % et un rapport C/N de la biomasse de 8, le flux net d'azote minéral correspondant soit à la décomposition de l'humus (C/N = 9) soit à la décomposition d'une paille pauvre en azote (C/N = 100). Ce schéma considère que :

- si la décomposition fournit trop d'azote, le surplus est minéralisé (**figure 12 Aa**).
- si la dégradation du composé organique ne fournit pas assez d'azote à la biomasse, les micro-organismes organisent alors l'azote minéral du sol (**figure 12 Ab**).

Ce schéma suggère que la dynamique de l'azote est strictement pilotée par celle du carbone. La stoechiométrie entre les flux d'azote et de carbone est déterminée par 3 paramètres : le rapport C/N de la biomasse, le rapport C/N et le rendement d'assimilation du substrat.

1.2.2. Observation des flux bruts : importance du mode d'assimilation de l'azote

L'utilisation du ^{15}N dans les incubations a permis d'établir que la minéralisation et l'organisation brute de l'azote se produisent simultanément dans le sol (Jansson et Persson 1982, Bjarnason 1988, Mary et Recous 1994). La mesure de la minéralisation nette ne permet pas de connaître l'intensité des échanges entre les formes organiques et minérales de l'azote. En terme de flux bruts, les relations entre l'azote et le carbone ne sont pas uniquement déterminées par les rapports C/N de la biomasse mais dépendent également du mode d'assimilation de l'azote par les micro-organismes (**figure 12B**).

1.2.2.a. Les deux voies d'assimilation de l'azote

La biomasse du sol est capable d'absorber l'azote non seulement sous sa forme minérale (NH_4^+ , NO_3^-) mais aussi sous forme organique (acides aminés, peptides). Quelle que soit sa forme d'absorption, l'azote passe par la forme ammoniacale avant son intégration dans les cellules sous forme d'acides aminés et d'acides nucléiques, ceci pour tous les organismes (Dalton 1979). Deux voies d'assimilation de l'azote organique sont reconnues (**figure 13**):

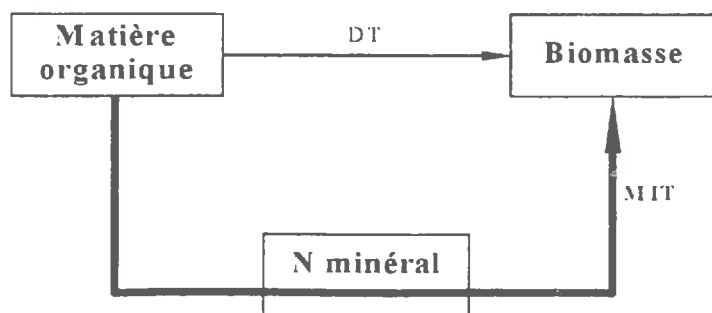
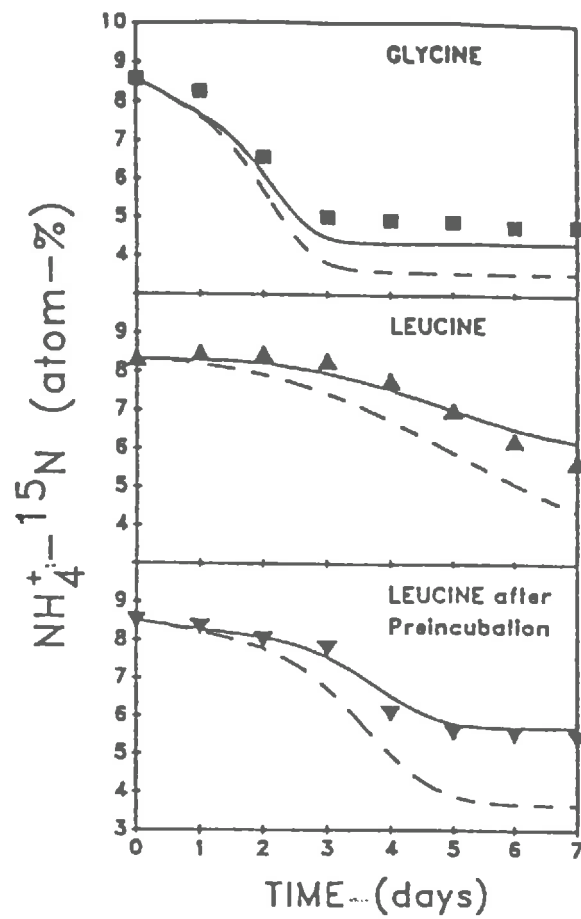


figure 13 :
Schéma représentant les deux voies d'assimilation de l'azote par la biomasse.

a



b

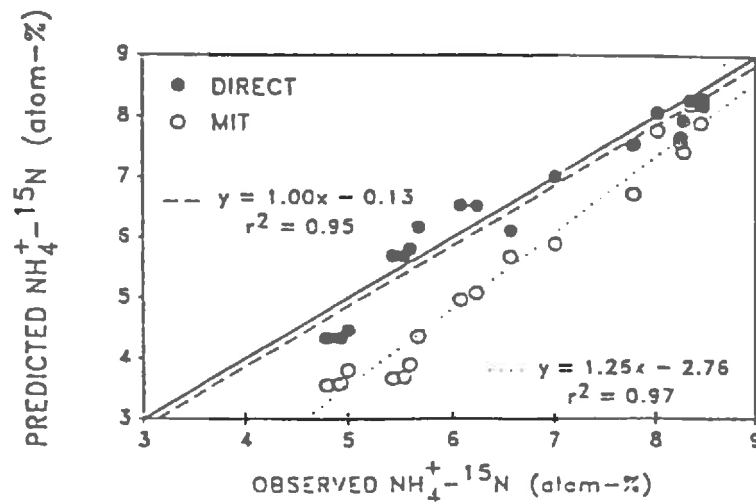


figure 14 : Test des hypothèses MIT et DT pour l'assimilation de l'azote d'acides aminés par la biomasse microbienne, avec le modèle NCSOIL

(a) Evolution de l'enrichissement du $^{15}\text{N}-\text{NH}_4^+$ du sol amendé

■ ▲ et ▼ = mesurée, — = hypothèse DT, - - - = hypothèse MIT

(b) Comparaison entre l'enrichissement de l'ammonium observé et simulé avec l'hypothèse DT (●) et l'hypothèse MIT (○) (d'après Barak *et al.* 1990)

- 1- l'**assimilation indirecte** *via* l'azote minéral (**MIT** : Mineralisation Immobilisation Turnover d'après la terminologie de Hadas *et al.* 1992) : l'azote organique est minéralisé en NH_4^+ (et éventuellement nitrifié par la suite en NO_3^-) avant d'être assimilé sous l'une ou l'autre des deux formes minérales par les micro-organismes.
- 2- l'**assimilation directe** (**DT** : Direct Transfert): les micro-organismes absorbent des composés azotés organiques de faible poids moléculaire à partir desquels ils synthétisent leurs aminoacides. La minéralisation de l'azote n'intervient que lorsque l'azote organique du substrat se trouve en excès par rapport au besoins de la biomasse

L'assimilation "indirecte" dans le sol a été révélée par la mise en évidence d'échanges intensifs entre les fractions azotées organiques et l'azote minéral du sol avec le ^{15}N (Jansson et Persson 1982, Rice et Smith 1984). C'est une voie connue depuis très longtemps par les microbiologistes, démontrée par l'étude des souches microbiennes isolées et des enzymes extracellulaires.

L'hypothèse directe est fondée au départ sur le fait qu'aucune trace de désamination extracellulaire n'est retrouvée dans le sol (Kiss et al 1975, Skujius *et al.* 1978). Elle a pu être confirmée par traçage isotopique. Barak *et al.* (1990) ont ainsi montré lors d'incubations avec un résidu non marqué que le pool ^{15}N minéral n'est pas dilué au cours de la décomposition du substrat. L'assimilation directe de l'azote peut être observée à l'inverse par enrichissement isotopique de la biomasse microbienne lors de la décomposition de résidus marqués ^{15}N (Mary *et al.* 1993).

Mary *et al.* (1993) montrent que l'assimilation directe de l'azote du substrat organique peut représenter une proportion significative de l'azote assimilé par la biomasse. Barak *et al.* (1990) montrent, pour des substrats facilement décomposables (acides aminés) et à l'aide du modèle NCSOIL, que les simulations effectuées avec l'hypothèse directe permettent de beaucoup mieux restituer les observations (**figure 14**). Les expériences de marquage croisé avec ammonium et alanine, effectuées par Hadas *et al.* (1992), montrent que l'assimilation directe et l'assimilation indirecte se produisent concurremment.

Le mode d'assimilation de l'azote dépend en fait à la fois du type de biomasse concerné et du type de substrat décomposé. La biomasse zymogène assimile des quantités significatives d'azote par voie directe alors que la biomasse native du sol organise plutôt l'azote minéral présent dans le sol (Payne 1980, Barak *et al.* 1990, Hadas *et al.* 1992). Si l'on suppose que les fractions organiques solubles relativement riches en azote sont principalement dégradées par des bactéries ($\text{C/N} \approx 8$), et que les fractions moins riches en azote et moins dégradables telles que la cellulose sont plutôt décomposées par des organismes fongiques (C/N entre 8 et 20) (Anderson et Domsch 1978, Swift *et al.* 1979), ces conclusions corroborent le schéma simplifié qui détermine les transformations de l'azote relativement au C/N de la biomasse et des substrats organiques; Mais elles renvoient également à la nécessité de tenir compte d'au moins deux types de populations microbiennes :

- la **biomasse zymogène** caractérisée par un taux de renouvellement rapide et les **deux voies (directe et indirecte) d'assimilation de l'azote;**
- la **biomasse autochtone** se renouvelant plus lentement et assimilant l'azote principalement **par la voie MIT.**

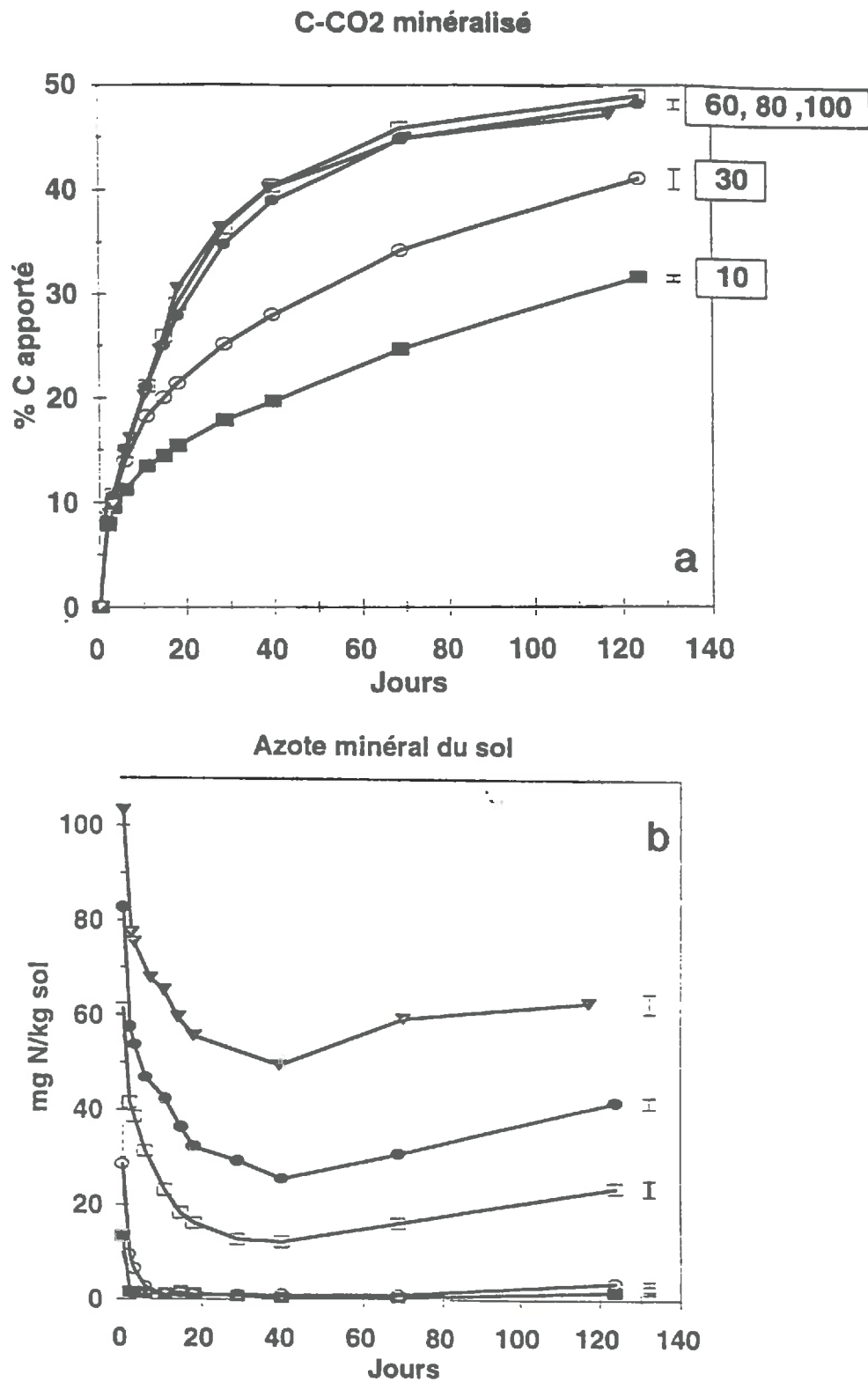


figure 15 : Evolutions du carbone minéralisé (a) et de l'azote minéral (b) en fonction du temps dans un sol incubé à 15°C, après incorporation de paille de blé, et pour 6 niveau d'azote minéral initiaux : 10, 30, 60, 80 et 100 mg N/kg de sol sec.
(d'après Recous *et al.* 1993)

Notons que dans le cas de l'organisation de l'azote par la voie indirecte, le système se complique du fait que les micro-organismes assimilent l'azote minéral à la fois sous sa forme nitrique et sa sous forme ammoniacale.

1.2.2.b. Organisation préférentielle de l'ammonium

De nombreux auteurs font état d'une organisation préférentielle de l'ammonium par rapport au nitrate dans le cas où l'assimilation de l'azote suit la voie MIT. Ces observations reposent pour la plupart sur des traçages isotopiques croisés de l'ammonium et du nitrate en incubation (Wickramasinghe *et al.* 1985, Recous *et al.* 1990) ou au champ (Recous *et al.* 1988, Jackson *et al.* 1989, Recous *et al.* 1992), pour différents types de sols et quelle que soit la proportion relative de nitrate et d'ammonium dans le milieu. Deux hypothèses non exclusives ont été émises dans la littérature par rapport à cette préférence des micro-organismes pour l'ammonium :

1. dans le sol, les organismes capables d'assimiler le nitrate seraient **moins nombreux** que ceux assimilant l'ammonium;
2. la présence d'ammonium **inhiberait** l'assimilation du nitrate;

Les études faites sur cultures bactériennes isolées montrent que la plupart des micro-organismes du sol sont capables d'assimiler l'une ou l'autre des formes d'azote minéral (Payne 1980, Recous *et al.* 1990), ce qui infirme la première hypothèse. La diminution de l'activité de la nitrate réductase observée pour des cultures pures en présence d'ammonium, même en très faible quantité (Betlach *et al.* 1981, Ali et Hipkin 1986, Rice et Tiedje 1989) peut s'expliquer par une inhibition consécutive à l'absorption d'ammonium. Il en résulte que l'organisation du nitrate par les micro-organismes est conditionnée non seulement par la localisation relative des ions NH_4^+ et NO_3^- , mais aussi par le taux de nitrification, dans la mesure où ce dernier détermine le temps de résidence de l'ammonium dans le sol (Recous *et al.* 1992).

1.2.3. Rétro-contrôle de la décomposition par la teneur en azote minéral

Le schéma général présenté dans le § 1.2.1. indique que la décomposition de 8t MS/ha de résidus pauvres en azote (rapport C/N \approx 100) peut provoquer une organisation de 100 à 120 kgN ha⁻¹ d'azote minéral. Cette quantité est rarement disponible dans l'horizon de surface où les résidus sont enfouis. La disponibilité en azote minéral du sol peut donc être inférieure à l'organisation potentielle au cours de la décomposition des résidus *in situ*. Le **figure 15** illustre l'étude effectuée par Recous *et al.* (1995) sur la décomposition d'une paille de maïs (apport de 1750 mg C kg⁻¹ sol sec) en incubation à 15°C, pour différents niveaux d'azote minéral (10, 30, 60, 80 et 100 mg N kg⁻¹ de sol). La cinétique de décomposition du résidu (suivie par la minéralisation du carbone) est semblable pour 60, 80 et 100 mg N kg⁻¹ de sol ; elle indique que l'organisation nette maximale est de 35 mg N g⁻¹ C apporté. Cette valeur correspond à l'organisation potentielle généralement rapportée dans la littérature (Nomnick 1962, Powlson *et al.* 1985, Guiraud 1984). Dans le cas des niveaux 10 et 30 mg N kg⁻¹ de sol, où l'azote minéral disparaît en moins de 20 jours d'incubation (*cf.* **figure 15 b**), on constate 3 effets par rapport aux traitements non limitants :

- la vitesse de décomposition du carbone est réduite;
- l'organisation cumulée de l'azote est réduite également ;
- la reminéralisation de l'azote est plus faible et retardée.

On remarque cependant que la décomposition de la paille continue malgré l'absence d'azote minéral dans le milieu. L'effet d'un défaut d'azote minéral dans le sol se traduit donc non seulement par un ralentissement de la minéralisation du carbone, mais aussi par une modification de la relation carbone - azote. Le schéma stoechiométrique présenté dans le § 1.2.1. n'est plus vérifié. Plusieurs mécanismes ont été invoqués dans la littérature pour expliquer ce rétro-contrôle de la teneur en azote minéral sur la relation C-N :

- **la diminution du rendement d'assimilation du carbone** peut expliquer de moindres quantités de carbone assimilé, et proportionnellement de moindres quantités d'azote nécessaires aux micro-organismes pour une même quantité de carbone décomposé (Swift *et al.* 1979). Cette diminution du rendement pourrait être due à une **succession de populations microbiennes**.
- **une accélération de la mortalité** des micro-organismes entraînerait le recyclage de l'azote microbien et permettrait de continuer à assurer la décomposition du résidu en l'absence d'azote minéral (Robin 1994, Houot et Chaussod 1994).
- **une adaptation de la microflore** (intervention d'une plus grande proportion de champignons par rapport aux bactéries) peut provoquer une augmentation du rapport C/N de la biomasse (Parker 1962, Levi et Cowling 1969, Reinertsen *et al.* 1984, Ocio *et al.* 1991, Bremmer *et al.* 1991). Cela expliquerait que moins d'azote soit nécessaire pour assimiler une même quantité de carbone.

Ces différentes hypothèses ne s'excluent pas.

Si de trop faibles concentrations en azote minéral limitent la décomposition des résidus végétaux, il semble que de trop fortes concentrations puissent aussi ralentir la dégradation des composés organiques par "*inhibition*" de l'activité microbienne (Fog 1988). Mais ces dernières observations concernent plus particulièrement le domaine forestier, et s'expliquent essentiellement par les organismes fongiques lignophiles qui se développent préférentiellement dans des milieux pauvres en azote (Leatham et Kirk 1983, Berg 1986).

1.2.4. Les relations C - N dans les modèles

1.2.4.a. Schéma général adopté dans les modèles

Les modèles les plus anciens, ou les plus simples (Schaffer *et al.* 1969, Parnas *et al.* 1975, Rao *et al.* 1980, Bosatta 1981, Frissel et Van Veen 1981 (1er modèle), Addiscott 1990, Vanclooster *et al.* 1992) ne prennent en compte que la minéralisation nette de l'azote, car ils ne considèrent pas explicitement la biomasse. Selon ces modèles, la décomposition des pools organiques produit une minéralisation nette lorsque le C/N du substrat impliqué se trouve en deçà d'une certaine valeur critique. L'organisation nette se produit au contraire lorsque le rapport C/N du substrat dépasse cette valeur critique. Le problème de cette représentation est qu'elle reste statique et ne permet pas de restituer la succession des phases d'organisation nette et de minéralisation nette de l'azote. La simulation du devenir de l'azote du sol repose par ailleurs entièrement sur la valeur du C/N critique choisie. Cette valeur s'échelonne entre 20 et 25 dans les modèles (Neetsson et Van Veen 1987) et peut atteindre 50 selon Fog (1988). Dans certains modèles (Bosatta 1981, Frissel et Van Veen 1981 (1er modèle), Vanclooster *et al.* 1992), ce C/N critique est défini de la manière suivante :

$$R_c = \frac{f_c}{f_N \cdot Y_C}$$

où R_c = valeur critique du C/N, f_c = fraction massique de carbone de la biomasse totale du sol, f_N = fraction massique d'azote de la biomasse totale du sol, Y_C = rendement d'assimilation du carbone

Cette représentation revient alors à celle généralement utilisée dans les modèles et correspond au schéma présenté dans le paragraphe 1.2.1. (cf. figure 12).

1.2.4.b. Prise en compte de l'assimilation totale d'azote

Les deux voies d'assimilation de l'azote ont été étudiées avec le modèle NCSOIL. Ce modèle comporte deux versions : l'une considère l'hypothèse MIT (Hadas *et al.* 1987), l'autre l'assimilation directe (Molina *et al.* 1990). La version « directe » a permis de restituer correctement les résultats des incubations dans lesquelles un substrat organique facilement décomposable a été ajouté (Molina *et al.* 1983, Barak *et al.* 1990). Par contre, il s'est avéré nécessaire de considérer l'hypothèse MIT pour reproduire les échanges apparents de ^{15}N entre pools organiques et pools minéraux (Hadas *et al.* 1987, Molina *et al.* 1990).

Bien qu'il soit reconnu nécessaire de prendre en compte ces deux voies d'assimilation de l'azote, les modèles ne considèrent que l'une ou l'autre des voies. Les modèles supposent généralement que l'azote est assimilé uniquement par la voie MIT. Cette hypothèse est d'ailleurs automatique dans les modèles les plus simples qui ne considèrent pas de pool de biomasse microbienne de manière explicite. Lorsque la biomasse est explicitement prise en compte et que NH_4^- et NO_3^- sont tout deux considérés (ANIMO : Rijtema et Kroes 1991, SOILN : Bergström *et al.* 1991, modèle de Van Veen *et al.* 1985), l'hypothèse MIT revient à dire qu'il n'y a pas de recyclage de l'azote de la biomasse, que la décomposition des matières organiques azotées alimente le pool d'ammonium, et que l'assimilation de l'ion nitrate ne se produit qu'en absence d'ammonium (figure 16). Le modèle DAISY (Hansen *et al.* 1991) et le modèle de Whitmore (1995) représentent l'assimilation de l'azote par la seule voie directe. L'azote organique n'est minéralisé en ammonium que s'il se trouve en excès par rapport aux besoins de la biomasse. Ces modèles admettent par ailleurs que si l'azote fourni par assimilation directe n'est pas suffisant pour décomposer tout le carbone disponible, les micro-organismes puisent dans le pool d'ammonium en premier lieu, et dans le pool d'azote nitrique lorsqu'il n'y a plus d'ammonium.

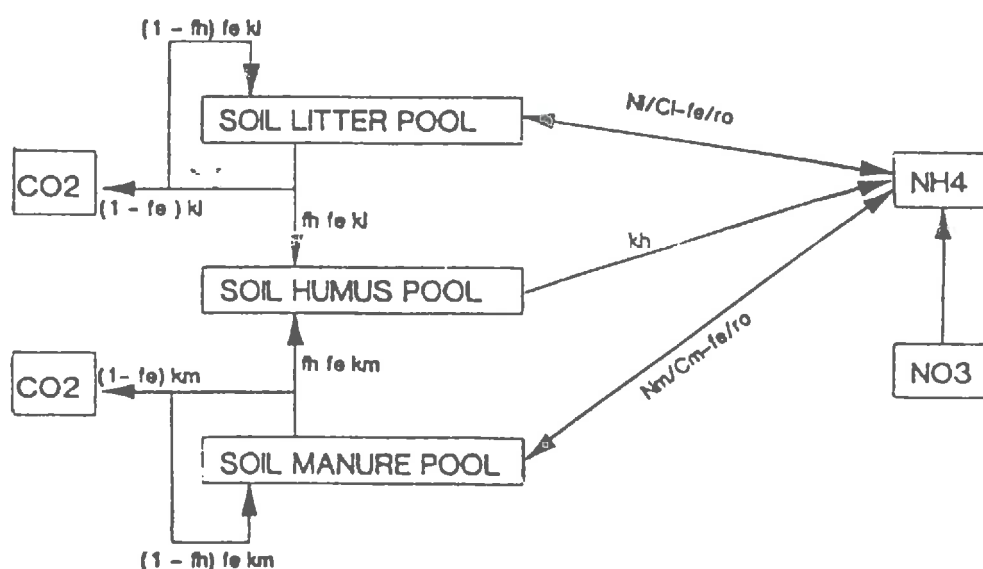


figure 16 : Exemple du modèle WATNIT (dérivé de SOILN) : représentation implicite de l'assimilation de l'azote par voie MIT, avec assimilation préférentielle de l'ammonium devant le nitrate au cours de la décomposition des matières organiques.

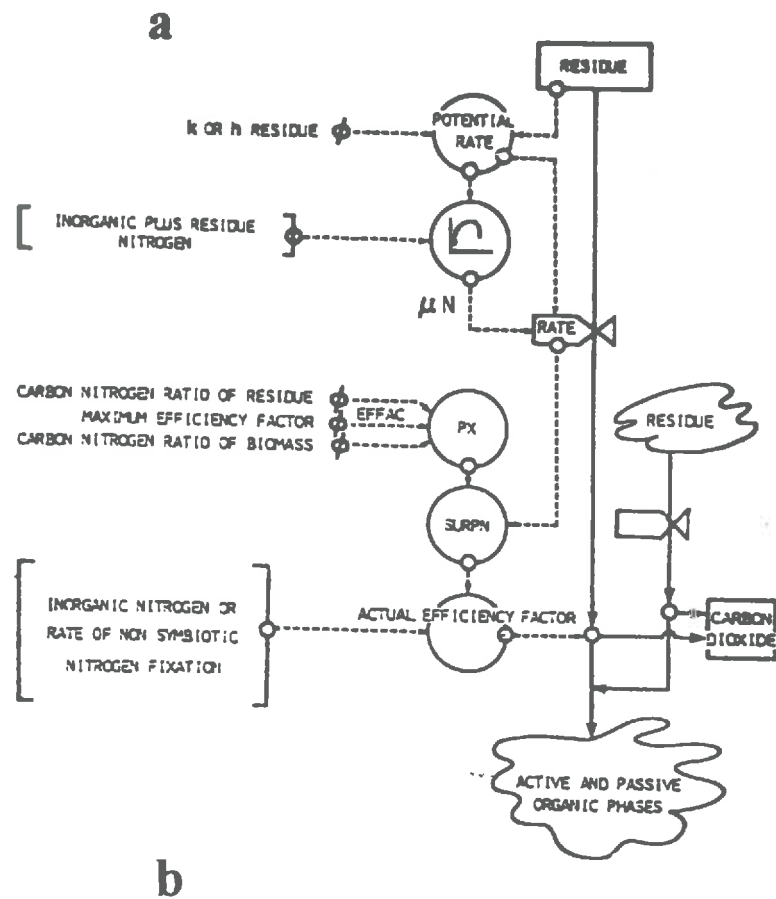


figure 17 : Organigramme du modèle NCSOIL (Molina *et al.* 1983) :

(a) transformations de l'azote

(b) fonction μ_N = facteur de réduction pris en compte pour la décomposition du résidu

1.2.4.c. *Prise en compte de l'influence de l'azote minéral*

Le rapport C/N de la biomasse est supposé fixe dans la plupart des modèles. Ce rapport est fixé à une valeur située entre 6 et 12 ; la valeur [6-8] pour la biomasse "active", [10-12] pour la biomasse protégée suivant les auteurs. Très peu de modèles prennent en compte l'effet de la limitation de la décomposition par manque d'azote minéral. Lorsqu'elle est prise en compte, les modèles considèrent en général que si l'azote minéral limite la décomposition, le taux de décomposition baisse jusqu'à ce que l'azote ne soit plus limitant (e.g. Whitmore 1995). Le modèle NCSOIL définit une fonction de réduction μ_N du taux de décomposition du résidu (**figure 17a**). Le facteur de réduction μ_N est calculé en fonction du rapport [taux de décomposition potentiel du résidu / quantité d'azote minéral disponible] (**figure 17b**). Ce modèle, comme celui de Whitmore (1995), ne considère pas une modification des relations entre le carbone et l'azote.

Seule la 4^{ème} version du modèle de Van Veen *et al.* (1985) introduit un rapport C/N variable de la biomasse décomposant les matières organiques fraîches. Ce rapport évolue entre 5 et 15 suivant la teneur en azote minéral du sol. Selon ce modèle, la limitation de la croissance microbienne par manque d'azote minéral suit une cinétique hyperbolique avec une constante de saturation de 1 mgN kg⁻¹ de sol. Le rapport C/N est borné entre 5 et 15.

Aucun modèle ne considère de variation du recyclage de la biomasse en fonction de la disponibilité en azote minéral. Il faut dire que ce concept est encore nouveau et qu'il est très difficile, même avec les méthodes de traçage isotopique, d'appréhender le recyclage de la biomasse. La détermination du recyclage est en effet complètement dépendante de celle du rendement d'assimilation du carbone par la biomasse, et il est pour l'instant impossible de découpler ces deux paramètres (Robin 1994).

1.2.5. Discussion

Le mode de représentation des relations C-N dans les modèles repose sur la stochiométrie entre les transformations de l'azote et celles du carbone. Nous avons vu que si ce schéma est généralement vérifié, notamment par rapport aux flux nets d'azote, il est compliqué par le fait que l'assimilation du carbone et de l'azote par les microorganismes ne s'effectue pas selon les mêmes voies. Par ailleurs, si la dynamique de l'azote est effectivement contrôlée par celle du carbone, il existe un rétro-contrôle de la dynamique du carbone par l'azote en condition d'azote limitant.

Le fait que les relations entre le carbone et l'azote soient essentiellement fondées sur le rapport C/N des pools organiques dans les modèles confère **un poids important au choix des pools organiques et à la détermination de leur caractéristiques** (i.e. rendement d'assimilation pour ce qui concerne la biomasse et taux de renouvellement).

Les transformations de l'azote résultent des effets couplés d'un grand nombre de processus dont il est important de considérer les effets bruts, et pas uniquement le bilan net. Si ces processus sont identifiés, leurs interactions et leurs modalités restent mal définies. Le choix de la hiérarchisation des flux bruts impliqués dans la dynamique de l'azote est un problème. Nous avons pu illustrer ceci notamment par rapport à l'assimilation préférentielle de l'ammonium. Nous pouvons prévoir que ce problème de hiérarchisation des processus devient d'autant plus crucial lorsque les pools mis en jeu représentent de petites quantités d'azote et/ou de carbone. Nous pouvons évoquer à cet égard le cas des processus déterminant la dynamique de l'ammonium (à savoir son humification, sa nitrification, son

assimilation par la biomasse et éventuellement son adsorption sur la phase minérale), ou ceux relatifs à la biomasse (recyclage d'azote et organisation de l'azote).

Dans le cas de l'organisation du nitrate et de l'ammonium, l'utilisation de plusieurs versions du modèle NCSOIL a permis de mieux comprendre la modalité de l'assimilation de l'azote (Barak *et al.* 1990). Les modèles relativement mécanistes et exhaustifs comme ceux discutés dans ce chapitre constituent peut être l'unique voie possible pour mieux hiérarchiser les différents mécanismes couplés intervenant dans le cycle de l'azote et du carbone. Il apparaît d'ailleurs à ce stade de la connaissance, que la quantification des mécanismes (*eg.* flux bruts d'azote) repose elle-même déjà sur des modèles.

1.3. Bilan sur la modélisation des transformations C-N

Depuis les années 80, l'évolution des modèles de simulation des biotransformations d'azote et de carbone dans le sol a principalement consisté à les rendre plus exhaustifs et adaptables en théorie à un plus grand nombre de situations. Ils introduisent de ce fait un plus grand nombre de pools. Mais ces nouveaux pools n'ont souvent qu'une justification conceptuelle, et un même résultat pourrait être obtenu en changeant la cinétique du processus concerné. Par exemple, la faible vitesse de décomposition des matières organiques attribuée à la "*protection physique*" peut être représentée aussi bien :

- en introduisant un nouveau pool de matière organique protégée dont il faut définir la taille, le taux de décomposition et le mode de « réapprovisionnement »
- par une limitation de la vitesse de décomposition de l'ensemble de la matière organique dont il faut définir le facteur limitant et la loi d'action

De la même manière, l'action de plusieurs types de micro-organismes peut être représentée par plusieurs pools de biomasse ou une seule biomasse présentant une cinétique de croissance du deuxième ordre (Whitmore 1995).

Par ailleurs, les modèles biologiques actuels demeurent difficiles à vérifier du fait :

- du manque de méthodes permettant de caractériser les matières organiques,
- de l'impossibilité de séparer leur contribution à la décomposition totale,
- des difficultés pour mesurer le recyclage de la biomasse,
- du manque de connaissances concernant les interactions entre les processus biologiques couplés.

Enfin, le fait que les modèles reposent sur des connaissances obtenues en laboratoire confère un poids particulièrement important aux lois d'action des facteurs du milieu pris en compte dans les modèles.

2. Lois d'action des facteurs du milieu

L'activité microbienne est déterminée non seulement par la nature et la disponibilité des substrats qu'elle utilise mais aussi par les facteurs environnementaux. Il est donc essentiel de bien quantifier l'action des facteurs abiotiques sur les vitesses de transformations de l'azote et du carbone pour espérer modéliser ces processus avec succès. Les facteurs abiotiques auxquels sont sensibles les micro-organismes du sol regroupent la texture du sol (*cf.* § protection physique), la structure du sol (surface de contact substrats-micro-organismes...), le pH, la disponibilité en nutriments (*cf.* § précédents), la température et l'état hydrique du sol.

Ces trois derniers facteurs sont les plus variables au cours du temps. Aussi sont-ils généralement pris en considération dans les modèles. Les effets de la texture et de la structure sont par contre mal définis. L'effet "structure" n'est à ce jour pas pris en compte dans les modèles. L'effet de la disponibilité en nutriments ayant été discuté précédemment, nous ne présenterons dans ce chapitre que les effets température et état hydrique du sol.

2.1. Influence de la température

L'augmentation avec la température de la vitesse des processus biologiques impliqués dans le cycle de l'azote et du carbone (minéralisation, décomposition, dénitrification...) a été étudiée en incubation par de nombreux auteurs. La plupart des travaux sont relatifs à la minéralisation du carbone ou de l'azote du sol et montrent que l'action de la température sur ces processus suit une loi de type exponentiel.

2.1.1. Connaissances de bases

Deux formules sont généralement utilisées pour décrire l'effet de la température sur la vitesse des processus biologiques : la loi de Van't Hoff (1) et la loi d'Arrhénius (2) :

(1) **la loi de Van't Hoff** exprime la relation exponentielle entre la vitesse de transformation (v) et la température (T) :

$$v = Ae^{\alpha T}$$

soit si l'on considère le rapport des vitesses aux températures T_2 et T_1 :

$$\frac{v_2}{v_1} = e^{\alpha(T_2 - T_1)}$$

le coefficient Q_{10} est le rapport des vitesses pour un écart de température $T_2 - T_1 = 10^\circ\text{C}$:

$$Q_{10} = \frac{v_2}{v_1} = e^{10\alpha}$$

(2) **la loi d'Arrhénius** exprime la relation entre la constante de vitesse de réaction k (s^{-1}) et la température T ($^\circ\text{K}$) :

$$\ln k = \ln A + \frac{B}{T} \quad \left| \begin{array}{l} \text{où } A = \text{constante } (\text{s}^{-1}) \\ \text{et } B = \frac{-E_a}{R} = \frac{\text{énergie d'activation}}{\text{cte des gaz parfaits}} \quad (^\circ\text{K}) \end{array} \right.$$

On en déduit le rapport des constantes de vitesse aux températures T_2 et T_1 :

$$\ln \left(\frac{k_2}{k_1} \right) = B \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right)$$

La loi d'Arrhénius présente, au contraire de la loi de Van't Hoff, une base thermodynamique. Mais elle s'applique normalement à une réaction chimique simple (Bray et White 1966 dans Nicolardot et Molina 1994). Elle peut s'appliquer à l'activité enzymatique mais dans certaines limites de température (Laudelout *et al.* 1974). La loi de Van't Hoff et la loi d'Arrhénius ne sont cependant pas très différentes dans la gamme de températures relativement restreinte, généralement rencontrée au champ (Levi et Cowling 1969). En effet, il existe une relation entre les coefficients α et B :

$$\alpha = \frac{B}{T_1 \cdot T_2} \approx \frac{B}{\bar{T}^2} \quad \text{d'où} \quad Q_{10} \approx e^{10B/\bar{T}^2}$$

Un certain nombre de valeurs de coefficients Q_{10} issues de la littérature et les paramètres B correspondants sont présentés dans le **tableau 7**. On constate que les valeurs de Q_{10} varient entre 1.5 et 3.3 selon les travaux. Ces variations sont principalement liées au processus biologique concerné, à la nature du substrat (matière organique humifiée ou résidus végétaux) et à la gamme de température considérée.

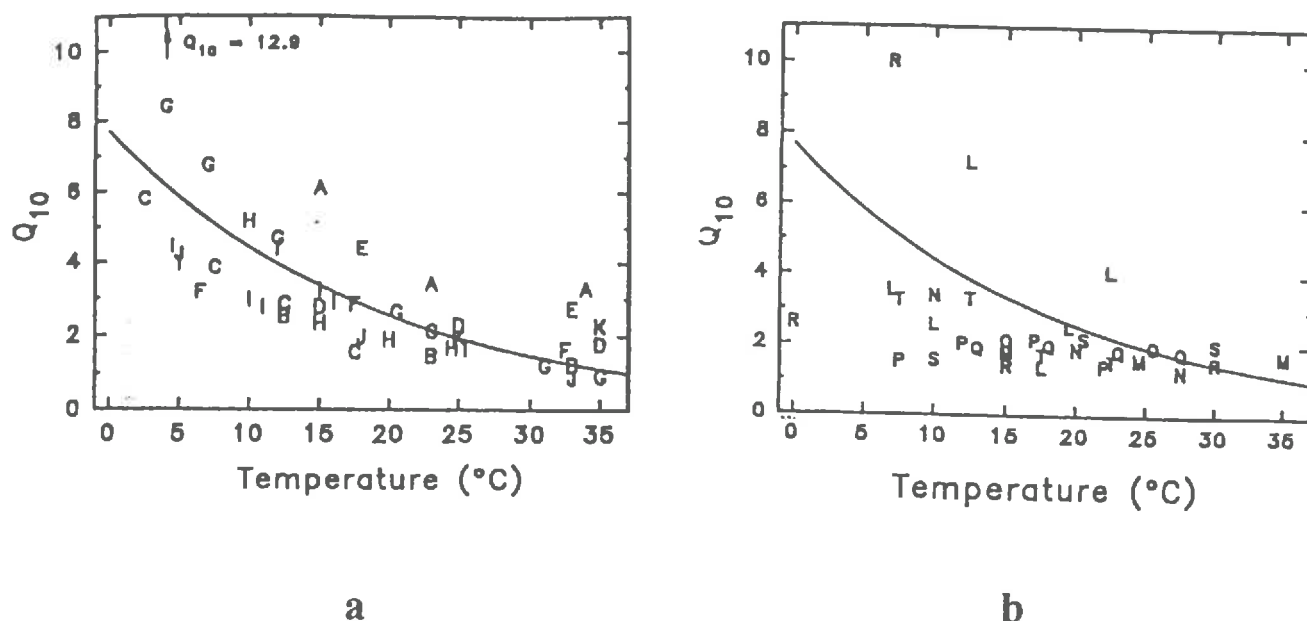
<i>Intervalle de température (°C)</i>	<i>coefficient B d'Arrhenius (K)</i>	<i>coefficient Q10</i>	<i>Référence</i>
5-35	5300	1.90	Stanford <i>et al.</i> (1973)
	6350	2.15	
7-22	3100	1.45	Pal <i>et al.</i> (1975)
	4100	1.64	
20-35	8900	2.91	Tabatai <i>et al.</i> (1981)
	4700	1.76	
5-40	6200	2.11	Campbell <i>et al.</i> (1981)
	5700	2.00	
5-25	8300	2.72	Addiscott <i>et al.</i> (1983)
	8400	2.75	
10-35	9800	3.26	Normeyer & Richter (1983)
	5000	1.75	
-25-	9400	2.88	Saito et Ishi (1987)
	4800	1.77	
5-25	7400	2.46	Dendooven (1990)

tableau 7 : Valeurs des coefficients Q_{10} et B (coefficient d'Arrhénius) relatifs à la minéralisation de l'azote dans le sol, rapportés dans la littérature (références citées dans Rodrigo *et al.* 1996).

2.1.1.a. Influence de la gamme de température

Les valeurs de Q_{10} peuvent varier selon la gamme de température pour laquelle elles ont été établies (Ross et Cairns 1978, Kladviko et Keeney 1987, Recous 1995, Kirschbaum 1994). D'après la revue effectuée par Kirschbaum (1994), les variations du Q_{10} avec la température peuvent être très importantes : elles semblent plus fortes pour la minéralisation du carbone (**figure 18a**) que pour la minéralisation de l'azote ou la dénitrification (**figure 18b**).

Dans le cas du carbone, la variation semble plus marquée pour la décomposition des litières que pour la décomposition du carbone humifié (points C et G de la **figure 18a**). Ces conclusions doivent cependant être relativisées dans la mesure où cette revue rassemble un grand nombre d'expériences pas toujours comparables, et qu'aucune d'entre elles ne concerne à la fois le carbone et l'azote.



a
minéralisation du carbone

Références	Mesures	Températures
A Bunt & Rovira (1955)	CO ₂ sol	15, 23, 34
B Drobnik (1962)	CO ₂ sol	12.5, 23, 33
C Flanagan & Veum (1974)	CO ₂ sol + résidu	2.5, 7.5, 12.5, 17.5
D Koepf (1953)	CO ₂ sol	15, 25, 35
E Moureaux (1967)	CO ₂ sol	18, 33
F Nyhan (1976)	CO ₂ sol	6.5, 17.5, 32.5
G O'Connell (1990)	CO ₂ sol + résidu	4, 7, 12, 20, 23, 31, 35
H Ross & Cains (1978)	CO ₂ sol	10, 15, 20, 25
I Schleser (1982)	CO ₂ sol	5, 18, 33
J Waksman <i>et al.</i> (1931)	CO ₂ sol	25, 33

b
minéralisation de l'azote

Références	Mesures	Températures
L Addiscott (1983)	minéralisation N	7.5, 10, 12.5, 20, 22.5
M Campbell <i>et al.</i> (1981)	minéralisation N	15, 25, 35
N Ellert & Betany (1992)	minéralisation N	10, 20, 27.5
O Foster (1989)	minéralisation N	15, 25
P Goncalves et Caryle (1994)	minéralisation N	7.5, 12.5, 17.5, 22.5
Q Kladviko & Keeney (1987)	minéralisation N	12.5, 17.5, 22.5, 27.5
R Mahli <i>et al.</i> (1990)	dénitrification	0, 7, 15, 30
S Stanford <i>et al.</i> (1973)	minéralisation N	10, 20, 30
T Theodorou & Bowen (1983)	minéralisation N	7.5, 12.5, 17.5, 22.5

figure 18 : Evolution des Q_{10} rapportés dans la littérature, en fonction de la gamme de température (d'après Kirshbaum, 1995)

(a) pour la décomposition du carbone (CO₂ dégagé),
(b) et la minéralisation de l'azote

L'étude effectuée par Recous (1995) à la fois sur la minéralisation du carbone et de l'azote, sur une large gamme de température [1-25 °C] montre, contrairement à Kirschbaum (1994), que le coefficient de température de la minéralisation du carbone humifié est constant : $Q_{10} = 3.16$ (figures 19a et 19c). Cela permet de représenter la décomposition en corrigeant l'échelle de temps de manière à retrouver des évolutions calculées pour la même température (figure 19b).

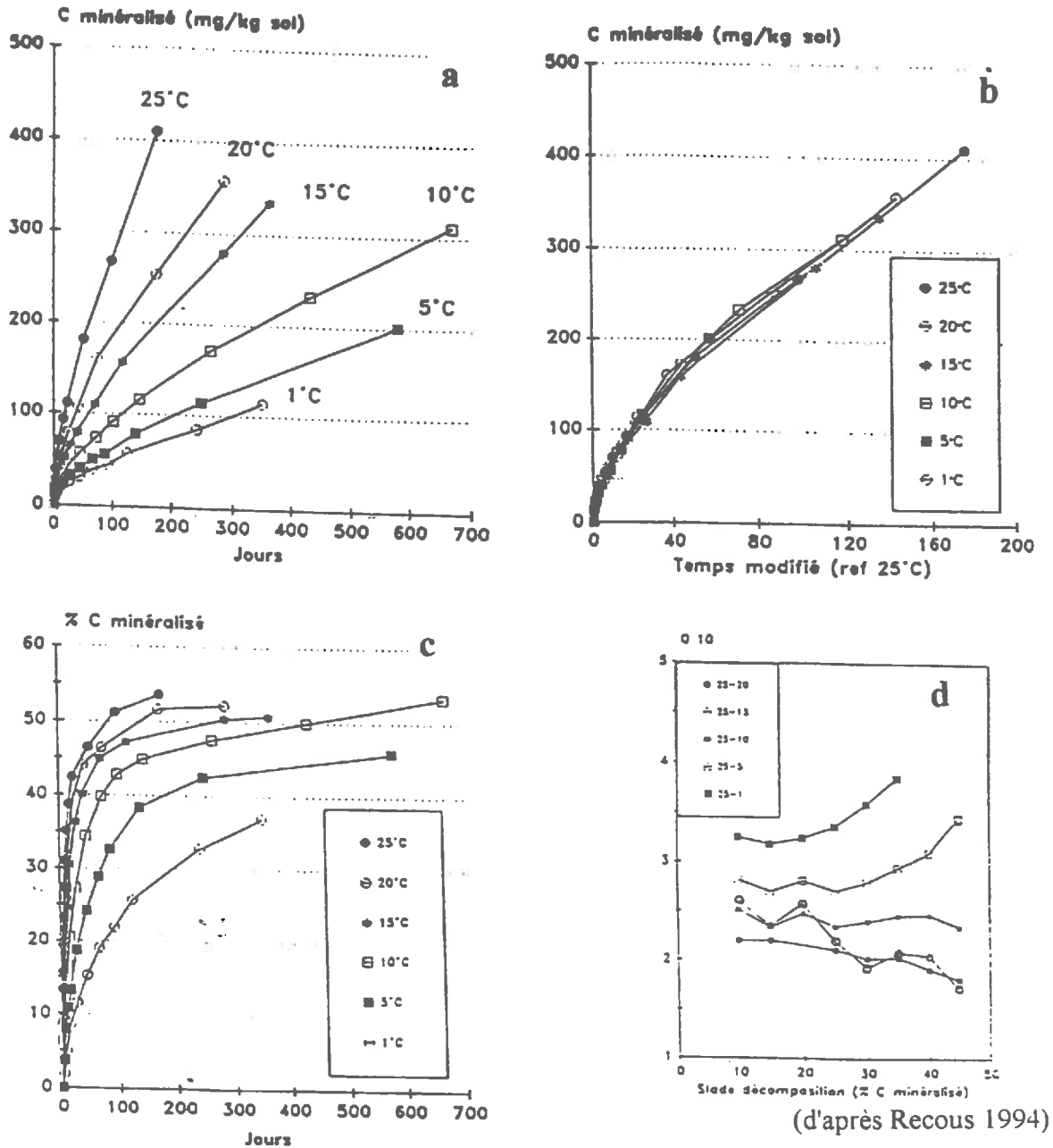


figure 19 : Influence de la température sur la minéralisation cumulée du carbone pour un sol sans résidus (TEMOIN) et avec incorporation de paille de maïs (RESIDU) :
 (a) évolution de la minéralisation du C liée à la décomposition de l'humus (TEMOIN) ;
 (b) idem à (a) après correction de l'abscisse par rapport à une température de référence (25 °C)
 (c) minéralisation liée à la décomposition de la paille de maïs (RESIDUS)
 (d) évolution du Q_{10} au cours de la décomposition de la paille de maïs (en % du C apporté)
 (d'après Recous 1994)

Par contre, pour la minéralisation du carbone des résidus de maïs apportés, le Q_{10} varie suivant la gamme de température (**figure 19d**). Les valeurs de Q_{10} obtenues à 35% de minéralisation du C apporté s'échelonnent de la manière suivante :

$$Q_{10} = 2 [20-25^{\circ}\text{C}], 2.1 [15-20^{\circ}\text{C}], 3.4 [10-15^{\circ}\text{C}], 5.1 [5-10^{\circ}\text{C}] \text{ et } 14.7 [1-5^{\circ}\text{C}].$$

La thermodépendance de la décomposition s'avère donc d'autant plus importante que la température est faible. Il n'y a pas réellement d'hypothèse proposée dans la littérature pour expliquer cette réponse aux faibles températures.

2.1.1.b. Influence du type de substrat

Une étude récente (Nicolardot et Molina 1994) effectuée par un double marquage isotopique ^{14}C - ^{15}N pour deux substrats organiques (glucose et holocellulose) montre qu'à 4°C , l'influence de la température est très fortement liée à la nature du substrat. Si la minéralisation de C-glucose répond à une loi de type exponentiel sur une gamme de 4 à 25°C , la minéralisation de l'holocellulose montre une forme exponentielle pour 20 et 25°C et une forme sigmoïde pour 4 et 12°C (**figure 20**). Cette courbe sigmoïde s'expliquerait par une inhibition partielle des enzymes impliquées dans la dégradation des holocelluloses. De tels processus ont en effet été notés par Linkins *et al.* (1984) pour la cellulose.

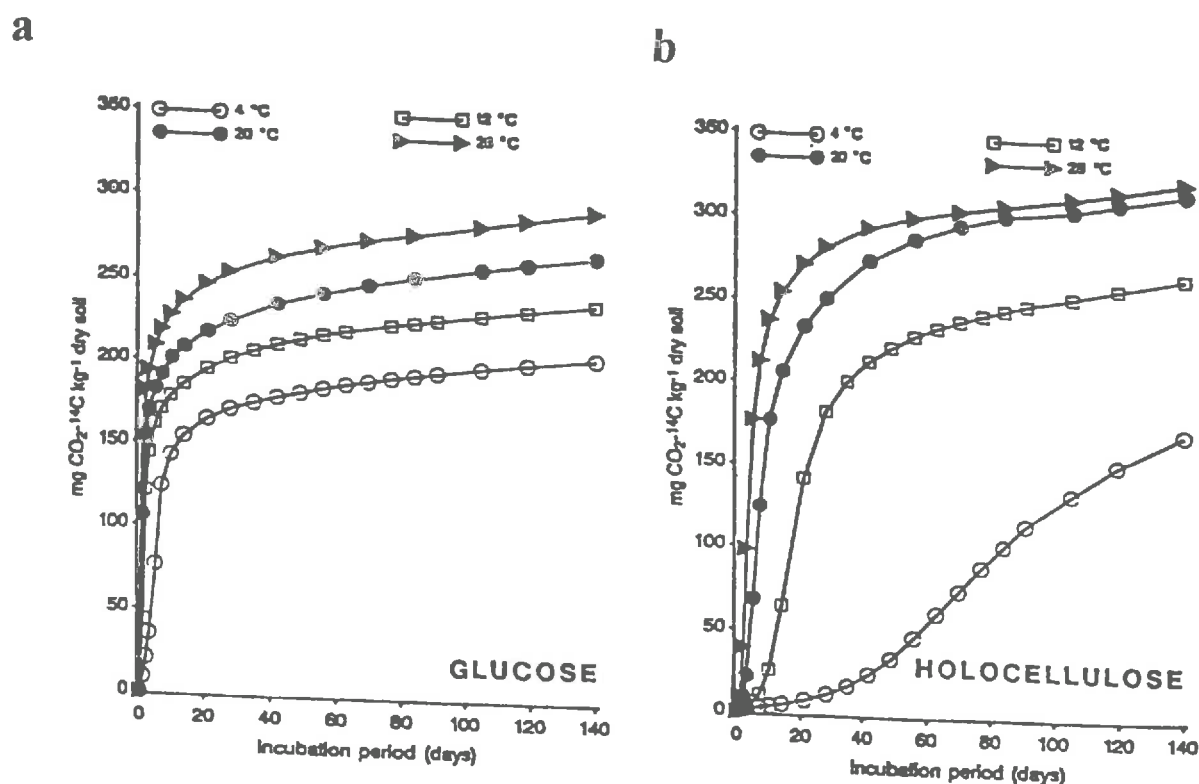


figure 20 : Effet de la température sur l'évolution de la minéralisation du carbone après incorporation de deux substrats différents dans un même sol :
(a) glucose ; (b) holocellulose (d'après Nicolardot *et al.* 1994)

Nicolardot *et al.* (1994) concluent à une interaction substrat x température et mettent en garde contre l'utilisation de la loi d'Arrhénius ou de Van't Hoff pour représenter l'influence de la température sur la minéralisation du carbone et de l'azote. Ils invoquent le cadre hypothétique trop contraignant de ces formules par rapport à l'ensemble des réactions complexes que constituent les minéralisations du carbone et de l'azote dans le sol. Ils proposent donc une formulation moins mécaniste sous forme d'une loi polynomiale, qui devrait être ajustée à chaque type de substrat.

Une critique peut être émise par rapport à ces conclusions : le critère de comparaison des différents résultats d'incubations choisi dans ce travail est le temps d'incubation. Il est probable que l'effet du substrat serait apparu moins flagrant s'il avait été exprimé relativement à l'état d'avancement de la décomposition au lieu du temps d'incubation (Howard et Howard 1979). Par ailleurs, la dépendance de l'effet de la température par rapport au substrat peut être aussi bien considérée, comme le propose Recous (1995), en utilisant différents coefficients de Q_{10} selon la gamme de température et pour chaque substrat.

2.1.2. Formulation adoptée dans les modèles

Les modèles utilisent pour la plupart une loi d'action de la température unique pour tous les processus biologiques (modèle de Grant 1991, SLIM: Addiscott 1990, LEACHM: Ramos *et al.* 1991, SOILN : Johnsson *et al.* 1987). Ces lois sont relatives à la température moyenne journalière. Elles considèrent un Q_{10} généralement proche de 2 ce qui correspond à la moyenne des valeurs rencontrées dans les expériences d'incubation (Stanford et Epstein 1974). Les valeurs de Q_{10} utilisées sont cependant variables selon les modèles, par exemple :

$$Q_{10} = 2.0 \text{ (MATHILD Lafolie 1991), } Q_{10} = 2.3 \text{ (LEACHM Ramos } et al. \text{ 1991),}$$

$$Q_{10} = 3.0 \text{ (SOILN Johnsson } et al. \text{ 1987).}$$

Cela implique que pour une de température de 10°C supérieure à la température de référence, les modèles LEACHM et SOILN prédisent une variation de la minéralisation de l'azote supérieure de 15% et 50% respectivement à celle que prédit le modèle MATHILD utilisant un $Q_{10} = 2$.

Dans certains modèles, un coefficient de Q_{10} différent est adopté pour la nitrification (*e.g.* DAISY: Hansen *et al.* 1991). Ceci se justifie dans la mesure où ce processus est sous le contrôle de bactéries autotrophes très différentes des micro-organismes hétérotrophes responsables de la minéralisation du carbone et de l'azote. Le modèle de Van Veen *et al.* (1985) utilise la loi d'Arrhénius de 0 à 25°C, un optimum de [25 - 35°C], puis une relation linéaire ou exponentielle de 35 à 60°C selon la version du modèle (Van Veen *et al.* 1985).

Le modèle NCSOIL utilise une double relation linéaire de la température avec un optimum situé entre 30 et 40 °C, un minimum (activité biologique nulle) à 0 et 70°C. Mis à part ces deux modèles, aucun autre modèle ne considère de ralentissement des biotransformations après le dépassement d'une valeur optimale. Il faut dire que les températures optimales à partir desquelles les micro-organismes sont susceptibles de périr dépassent largement les températures moyennes journalières que l'on rencontre en milieu naturel.

En règle générale, les auteurs ne détaillent pas les paramètres des lois d'actions qu'ils considèrent pour la température, ni la température de référence à laquelle ces paramètres sont calculés. On doit noter qu'aucun modèle ne propose une variation du Q_{10} en fonction de la température.

2.1.3. Discussion et voie d'amélioration des modèles

Les lois d'actions de la température considérées dans les modèles sont presque toutes de la même forme. Le choix des paramètres est rarement justifié. Les critiques que nous pouvons émettre sont en premier lieu relatives aux données de bases sur lesquelles se fondent ces modèles :

- 1) Les mesures de bases sont obtenues en **incubation** ; le problème de la représentativité de ces mesures par rapport aux conditions de plein champ reste posé.
- 2) Les différentes études rapportées dans la littérature sont **difficilement comparables**; Certains facteurs de variation des résultats s'avèrent encore mal maîtrisés ou mal définis d'une étude à l'autre (*i.e.* la disponibilité en azote minéral, les conditions d'incubations, la base de temps employée).
- 3) Les mesures ne représentent pas **de manière exhaustive l'ensemble des biotransformations** de l'azote et du carbone. L'effet de la température sur la dénitrification et la nitrification reste particulièrement peu étudié. En outre, peu de travaux présentent des résultats portant à la fois sur le carbone et l'azote.
- 4) L'effet des **fluctuations journalières** de la température n'a pas été étudié. Il est probable que pour une même température moyenne journalière de 10°C par exemple, une amplitude journalière de 5°C ou de 15°C n'ait pas la même conséquence sur l'activité biologique.

Une deuxième critique concerne la façon dont ces lois sont utilisées dans les simulations :

- 1) Il n'y a pas forcément **adéquation entre le Q_{10} utilisé et le substrat concerné**;
- 2) **La variation du Q_{10} en fonction de la température**, observée pour la décomposition des résidus végétaux, n'est jamais considérée dans les modèles;

Le calcul de la variation des vitesses de transformations biologiques en fonction de la variation de température s'effectue par rapport à la **température de référence** pour laquelle les paramètres des lois d'action sont définis. Plus la température réelle s'éloigne de la température de référence, plus l'effet de thermodépendance du Q_{10} (ou du coefficient B de la loi d'Arrhénius) est important, dans le cas de la décomposition des résidus végétaux notamment. Or les températures de référence sont souvent supérieures à 20°C, parfois supérieures à 30°C, ce qui augmente le risque de biais par rapport à une expérimentation *in situ* avec une température moyenne de l'ordre de 10°C.

Par ailleurs, en dehors des observations de Recous (1995) et de Nicolardot et Molina (1994), peu de travaux présentent des lois d'actions pour des températures inférieures à 10°C. L'effet du substrat est plus important pour les basses températures. La limite actuelle des modèles vis à vis de la prise en compte de l'influence de la température sur les processus biologiques se situe donc probablement surtout en période hivernale et automnale.

2.2. Influence de l'état hydrique

Les transformations biologiques sont influencées par l'état hydrique de manière différente selon les sols. Une variation de teneur en eau se traduit en effet par la variation d'un ensemble de facteurs qui agissent directement sur l'activité des micro-organismes du sol : l'aération du sol, le potentiel de l'eau du sol, la diffusion des gaz et des solutés, notamment des nutriments et même la température. L'effet de l'état hydrique sur les transformations biologiques est donc complexe. Il dépend des caractéristiques hydrodynamiques, de la porosité, du pH, de la teneur en argile et en matières organiques du sol (McDuff et White 1985).

En raison de cette complexité, les lois d'action reportées dans la littérature se trouvent exprimées par rapport à différentes variables d'une étude à l'autre :

- **la teneur en eau** est la variable à la fois la plus accessible à la mesure et la plus facile à utiliser pour caractériser les coefficients de diffusion en phase gazeuse ou liquide (Papendick et Campbell 1980, Skopp *et al.* 1990).
- **l'indice de saturation** ou **pourcentage de saturation de la porosité** constitue une variable plus *adéquate* que la teneur en eau dans les conditions proches de la saturation. Aussi est-elle surtout utilisée par rapport à la dénitrification (Linn et Doran 1984);
- le **potentiel matriciel** exprime l'état énergétique de l'eau. Il agit directement sur les cellules microbiennes.

Contrairement à la teneur en eau, le potentiel hydrique permet de comparer différents types de sol. Aussi utiliserons nous cette variable dans l'analyse qui suit.

2.2.1. Connaissances de bases

Les études fondamentales portant sur l'influence de l'état hydrique sur l'activité biologique sont relativement anciennes et peu nombreuses (Justice et Smith 1962, Miller et Johnson 1964, Reichman *et al.* 1966, Sabey 1969, Stanford et Epstein 1974, Wildung *et al.* 1975, Pal et Broadbent 1975, Kowalenko et Cameron 1976, Nyhan 1976, Myers *et al.* 1982). La comparaison des différents résultats est d'autant plus difficile que ces études reposent sur des incubations effectuées dans des conditions peu explicitées par les auteurs, avec des temps d'incubation variant de 30 heures à 40 jours.

2.2.1.a. Loi d'action de type parabolique

Ces différents auteurs observent que l'action de l'état hydrique sur l'activité microbienne peut être décrite par une loi de type parabolique définie par trois points caractéristiques : le potentiel « optimum » (activité biologique optimale), les potentiels « minimum » et « maximum » (activité biologique nulle).

<i>référence</i>	Ψ_{min} (MPa)	Ψ_{opt} (MPa)	<i>mécanisme</i>
Stanford et Epstein (1974)	-	-0.01 -0.033	minéralisation-N
Miller et Johnson (1964)	-	-0.015 -0.05	minéralisation-N
Scott <i>et al.</i> (1986)	< -1.5	-0.033	CO ₂ sol + résidu
Mc Gill <i>et al.</i> (1981)	< -8	-	CO ₂ sol
Robinson (1957)	< -4	-	CO ₂ sol
Myers <i>et al.</i> (1982)	1.5	-0.01 -0.033	minéralisation-N
Reichman <i>et al.</i> (1966)	-11.5	-0.01	nitrification
Justice Smith (1962)	< -5	-	nitrification
Sabey (1969)	-	-0.01	nitrification

références citées dans Rodrigo *et al.* 1996

tableau 8 : Récapitulatif des potentiels matriciels minimaux et optimaux identifiés dans la littérature pour différents mécanismes biologiques.

◆ *Valeurs optimales de potentiel (Ψ_{opt})*

La valeur du potentiel optimum observée par les différents auteurs varie suivant les mécanismes considérés (**tableau 8**). Pour la minéralisation de l'azote et du carbone, les potentiels optimaux s'échelonnent de -0.01 à -0.05 MPa (Miller et Johnson 1964, Stanford et Epstein 1974). La valeur -0.03 MPa correspond approximativement à un taux de saturation des pores de 60% (Sommers *et al.* 1981).

◆ *Valeurs de potentiel minimum (Ψ_{min})*

Il est considéré d'une manière générale que l'activité microbienne est considérablement ralentie pour des potentiels inférieurs à -1.5 MPa (**tableau 9**), ce qui correspond au point de flétrissement ($pF = 4.2$). La baisse de la teneur en eau entraîne une diminution de la diffusion des solutés. L'activité des micro-organismes non mobiles ou pas capables de développer des hyphes se trouve diminuée la première. Comparativement, les actinomycètes et champignons résistent à des potentiels très faibles (-4 à -10 MPa) (Robinson 1957, McGill *et al.* 1981). Le potentiel « minimum » reporté dans les différents travaux est très variable et mal caractérisé.

◆ *Valeurs de potentiel maximum (Ψ_{max})*

Si le potentiel hydrique est supérieur au potentiel optimum, l'aération du sol se réduit et les conditions deviennent anaérobies. Il en résulte des changements de populations microbiennes qui correspondent également à des changements de métabolisme. Le CO₂ n'est plus le seul produit final de la décomposition ; des formes réduites de minéralisation du carbone telles que le CH₄ apparaissent (Reddy et Patrick 1975, Sommers *et al.* 1981). La nitrification qui se produit exclusivement en conditions aérobies, se réduit à mesure qu'on approche de la saturation (Parker et Larson 1962, Miller et Johnson 1964). L'anaérobiose est au contraire favorable à la dénitrification (Linn et Doran 1984, Grundmann et Rolston 1987).

a : Fonction de correction de l'activité microbienne utilisant la teneur en eau : $(g_{\psi} - m \log(-\psi) + c)$

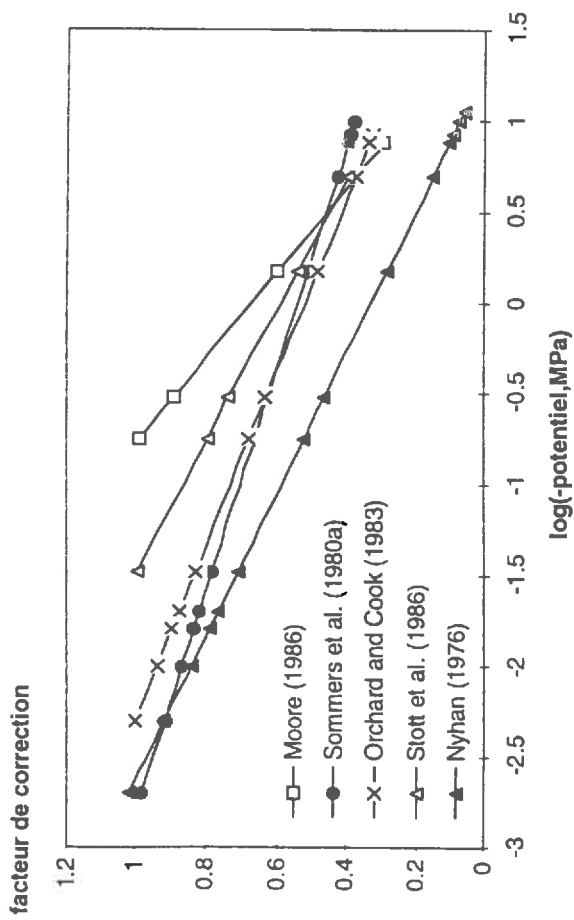
Reference	Ψ_{opt} (MPa)	m	c	$\Psi_{inf}^{(**)}$ (MPa)	Processus (Y)	Variable mesurée	r^2	n	durée d' incubation	caractéristiques et/ou source des données
Moore (1986)	-0.178	-0.425	0.67	C decomp.	CO ₂	-	96	30 h	4 points de et ψ ; litière	
Sommers <i>et al.</i> (1980a)	-0.002	-0.164	0.54	-10.0 C decomp.	CO ₂	0.77	109	37 j	données de la littérature	
Orchard and Cook (1983)	-0.005	-0.210	0.52	-8.5 C decomp.	CO ₂	0.99	42	30 j	20°C; sol + paille de blé	
Stott <i>et al.</i> (1986)	-0.033	-0.276	0.59	-5.0 C decomp.	¹⁴ CO ₂	0.95	12	72 h	6 points de T et ψ	
Nyhan (1976)	-0.002	-0.256	0.33	-11.3 C decomp.	¹⁴ CO ₂	0.89	4	25 j	Wilson & Griffin (1975)	
Andrén <i>et al.</i> (1992)	-0.010	-0.347	0.31	-7.6 C decomp.	CO ₂	-	20	14 j	25°C; 5 ψ	
Sabey (1969)	-0.010	-0.388	0.18	-1.5 nitrification	NO ₃ ⁻	0.93	48	14 j	5 points de T et ψ	
Kladivko & Keeney (1987)	-0.020	-0.324	0.45	-0.3 N mineralis.	N _{min}	<0.80	106	14 j	Stanford & Epstein (1974)	
Sommers <i>et al.</i> (1980b)	-0.016	-0.325	0.42	-10.0 N mineralis.	N _{min}	0.90	106	14 j		

b : Fonction de correction de la vitesse de minéralisation de l'azote utilisant la teneur en eau : $\left(g_{\theta} = m \cdot \frac{\theta - \theta_b}{\theta_{opt} - \theta_b} + c \right)$

Référence	Ψ_{opt} MPa	m	c	Ψ_{inf} MPa	Ψ_b or θ_b	Processus (Y)	Param. mesuré	r^2	n	durée d' incubation	notes
Stanford et Epstein (1974)	-0.01 to -0.03	1.07	-0.022	-1.5	$\theta_b = 0$	Mineralis.	N _{min}	0.93	106	14 j	35°C
Tosca (1986)	-0.25 to -0.30	0.93	0.138		$\theta_b = 0$	Mineralis.	N _{min}	0.92	23	21 j	forte SOM
Kladivko et Keeney (1987)	-0.01 to -0.03	1.02	0.120	-0.3	$\theta_b = 0$	Mineralis.	N _{min}	<0.72	48	14 j	
Myers <i>et al.</i> (1982)	-0.01 to -0.03	0.97	0.045	-4.0	$\Psi_b = -4.0$	Mineralis.	N _{min}	0.90	312	14 j	35°C

références citées dans Rodrigo *et al.* 1996**tableau 9** : Coefficients et caractéristiques des lois d'actions considérées pour les processus microbiens (a) et la minéralisation de l'azote (b)

a : activité microbienne



b : minéralisation de l'azote

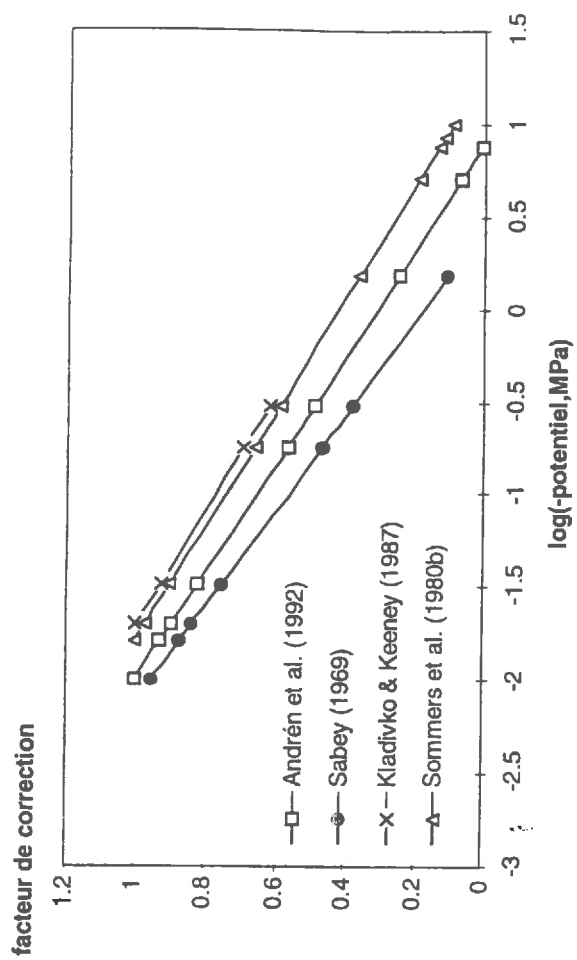


figure 21 : Lois d'action du potentiel sur les processus microbiens (a) et la minéralisation de l'azote (b)

Par conséquent, du potentiel optimal à la saturation, l'activité biologique existe mais elle correspond à d'autres types d'organismes et à d'autres transformations de l'azote et du carbone que dans la gamme de potentiel située entre Ψ_{\min} et Ψ_{opt} .

Nous pouvons conclure que les points caractéristiques de la loi d'action de l'humidité sur l'activité biologique ne sont pas très bien identifiés. La forme des courbes reliant ces points est encore moins connue. Il faut dire que relativement peu de points de mesures sont disponibles. Les études les plus récentes, quand elles ne reprennent pas les mesures de base des premiers travaux (Sommers *et al.* 1981, Andrén *et al.* 1992), cherchent à généraliser la représentation de l'influence de l'humidité sur les biotransformations de l'azote et du carbone, en étudiant notamment les facteurs reconnus interactifs, tels que la température (Moore 1986, Klavdivko et Keeney 1987) ou la teneur en matières organiques (Tosca 1986). Mais elles ne visent pas spécialement à une meilleure caractérisation de la forme de la loi d'action de l'humidité sur les processus biologiques.

2.2.2. Formulation utilisée dans les modèles

Les lois utilisées dans les modèles se fondent sur les mesures décrites précédemment. La modélisation des effets concernant l'anaérobiose ne répondant pas aux préoccupations de ce travail, elle ne sera pas abordée ici. Seules les lois considérées entre le Ψ_{\min} et le Ψ_{opt} sont présentées.

La plupart des modèles utilisent une représentation linéaire de l'action de l'humidité pour relier les points correspondants à l'activité microbienne minimale et maximale. Cette droite est considérée par rapport à la vitesse Y de biotransformation prise relativement à la vitesse obtenue dans les conditions optimales Y_{\max} . La relation linéaire s'exprime différemment selon que la variable utilisée pour définir l'état hydrique du sol est le potentiel (1) ou la teneur en eau (2) :

$$(1) \quad \frac{Y}{Y_{\max}} = m \log(-\Psi) + c$$

$$(2) \quad \frac{Y}{Y_{\max}} = m' \frac{\theta - \theta_b}{\theta_{\text{opt}} - \theta_b} + c'$$

où m , m' , c et c' sont des constantes, et θ_b représente la teneur en eau de référence, c'est à dire la teneur en eau à laquelle ont été établis les paramètres de la relation linéaire.

Le modèle NLEAP (Shaffer 1991) semble le seul à considérer deux lois linéaires entre Ψ_{\min} et Ψ_{opt} . Cette formulation se fonde sur les travaux de Linn et Doran (1984) qui trouvent une loi de forme exponentielle pour $\Psi_{\text{opt}} < \Psi < 0$, mais la justification donnée par ces auteurs n'est pas explicite.

Les **tableaux 9a** et **9b** (d'après le travail de Rodrigo *et al.*, 1996) résument les coefficients utilisés dans les différents modèles. Nous constatons que les pentes (m) rapportées dans la littérature et utilisées dans les modèles sont très variables. Les **figures 21a** et **21b** permettent d'évaluer l'implication du choix d'un modèle sur la prédiction de la minéralisation de l'azote (a) et de l'activité microbienne (b) correspondant en l'occurrence à des mesures de respiration. Nous pouvons constater par exemple que le modèle d'Andrén *et al.* (1992) comparé au modèle de Klavdivko et Keeney (1987) entraîne une différence de prédiction de 10% de la minéralisation de l'azote pour $\Psi = \Psi_{\text{opt}} = -0.01$ MPa et une différence de plus de 20% pour des potentiels inférieurs à -0.10 MPa. On constate que les écarts entre modèles sont d'autant plus importants que l'on s'éloigne de la saturation.

2.2.3. Discussion

Il semble que le choix d'une formulation linéaire pour la loi d'action de l'humidité sur les processus biologiques soit adoptée par défaut pour relier Ψ_{\min} à Ψ_{opt} . Tout comme pour les lois d'action de la température, les principales critiques que nous pouvons faire concernent les mesures de bases sur lesquelles se fondent les modèles, plus que la formulation adoptée.

- 1) Le même problème de **représentativité des incubations** se pose par rapport à des mesures de plein champ;
- 2) Les différents travaux sont encore une fois **difficilement comparables**. Mais cela est lié cette fois non seulement à la variété des protocoles utilisés, mais aussi à la variété des critères adoptés pour définir l'état hydrique du sol (potentiel, teneur en eau, taux de saturation);
- 3) L'influence de l'humidité n'a pas été étudiée de la même manière **pour toutes les biotransformations**. Très peu d'études sont relatives à la nitrification.

La diversité des coefficients de la droite employée dans les modèles s'explique en outre par le fait que **les valeurs de potentiel correspondant à l'activité microbienne maximale et minimale restent mal définies** pour un mécanisme donné. Cela s'explique par la nature complexe des interactions entre l'état hydrique du sol et l'activité microbienne. Il n'est pas évident d'envisager une meilleure caractérisation de l'ensemble des processus impliqués par une variation d'humidité. Les études récentes qui visent à identifier les effets de la température, des matières organiques et de la texture du sol associés à l'action de l'humidité ne donnent pas de résultats probants. L'amélioration des modèles par rapport aux lois d'action de l'humidité demande donc sans doute non seulement une nouvelle analyse des observations déjà reportées dans la littérature, mais surtout de nouvelles mesures plus exhaustives par rapport à la caractérisation de l'état hydrique du sol (*i.e.* mesures parallèles de potentiel, de teneur en eau, de porosité et de densité...), et mieux contrôlées (*i.e.* contrôle de la diffusion des gaz, de l'eau et des solutés, de l'aération du sol). Les modèles couplés devraient d'ailleurs constituer un outil intéressant pour mieux comprendre et surtout mieux hiérarchiser les différents processus impliqués dans l'influence de l'humidité. Il faudrait cependant pour cela que les modèles soient déjà validés.

2.3. Conclusions

Malgré un grand nombre de publications disponibles sur les lois d'actions de la température et de l'humidité, les connaissances apparaissent loin d'être suffisantes, et nous notons un manque général de données de bases. Ceci semble résulter en particulier :

- **de la difficulté d'acquérir des connaissances** à la fois sur la maîtrise et la caractérisation des conditions édaphiques et sur les vitesses des processus biologiques;
- **d'un manque d'études couplées C-N** (notamment pour la température)
- **d'un manque d'investigation pour les conditions extrêmes** (faibles températures, faibles humidités ou humidités proches de la saturation). Il faut dire à cet égard que cette investigation nécessite à la fois l'utilisation de méthodologies spécifiques, et l'adaptation des pas de temps de mesures.

Les implications de ces lacunes sur les résultats de simulations ne sont pas négligeables.

Par ailleurs, les lois d'actions adoptées dans les modèles sont caractérisées en laboratoire. Pour appliquer ces lois à des conditions de plein champ, plusieurs points restent à éclaircir.

1. **L'interdépendance des différents facteurs abiotiques**: Les modélisateurs adoptent toujours une écriture factorielle pour représenter l'effet des différents facteurs abiotiques sur les biotransformations de l'azote et du carbone. Cette formulation suppose que les effets des différents facteurs considérés soient indépendants. Certains travaux font état d'une interdépendance de l'effet de la température et de l'humidité sur la minéralisation de l'azote (Campbell et Biederbeck 1972, Cassman et Munns 1980, McDuff et White 1985, Doel *et al.* 1990), la nitrification (Justice et Smith 1962, Kowalenko et Cameron 1976) et la respiration microbienne (Campbell et Biederbeck 1972, Wildung *et al.* 1975, Kowalenko *et al.* 1978). La relation entre ces deux facteurs serait linéaire (Sabey *et al.* 1969, Tenk et Lukacsy, 1969). Kladviko et Keeney (1987) ne trouvent cependant pas de corrélation entre l'effet de la température et celui de l'humidité. Ils estiment que les relations linéaires établies pour relier ces deux facteurs ont surtout une justification statistique. Il est vrai qu'aucune des études invoquant l'interaction température x humidité ne fournit d'explication à ce phénomène.
2. **Les effets des fluctuations journalières** : les lois d'action de la température ou de l'humidité considérées dans les modèles se réfèrent toutes à des valeurs moyennes journalières. Quelques travaux ont étudié l'influence des fluctuations quotidiennes de température (Cook 1952, Frederick 1956, Campbell *et al.* 1971, Campbell et Biederbeck 1972). Campbell *et al.* (1971) ont montré par exemple que la quantité d'azote nitrifié en une journée pour une température constante de 8.5°C est nettement inférieure à celle mesurée sur une journée de même température moyenne mais avec une fluctuation de 3 à 14°C. En ce qui concerne l'humidité, une augmentation rapide du taux de respiration microbienne est souvent observée à la suite d'une séquence de dessiccation et de réhumectation (–Smith *et al.* 1985, Davidson *et al.* 1987, Kieft *et al.* 1987– cités par West *et al.* 1989). Ces effets liés aux fluctuations de la température ou d'humidité, sont attribués par les différents auteurs à un effet "flush" : la mortalité d'une partie de la population microbienne en conditions sèches ou froides, procurerait un nouveau substrat disponible que les organismes survivants utiliseraient dès que les conditions s'améliorent (augmentation de l'humidité et de la température). En conséquence, les modèles sous-estimeraient les vitesses de biotransformations en ne considérant que les moyennes journalières pour la température et l'humidité.
3. **L'influence du sens de la variation** : Les modèles considèrent que les lois d'actions pour la température comme pour l'humidité sont complètement réversibles. On peut s'attendre pourtant, au vu de ce qui a été dit plus haut (*cf.* 2.) que les lois puissent être différentes selon que l'on se place en phase d'humectation ou de dessiccation pour l'humidité, en période de réchauffement ou de refroidissement pour la température. Chandra (1962) observe, en étudiant l'influence de l'évolution de la température sur la vitesse de nitrification, une nitrification moindre lorsqu'on passe de conditions sub-optimales à la température optimale, comparativement à la situation inverse, où l'on passe de la température optimale à sub-optimale. Aucune étude récente n'a confirmé ce phénomène.

En définitive, nous constatons que la prise en compte des facteurs abiotiques reste l'un des points limitant la précision des modèles de simulation des transformations de l'azote et du carbone dans le sol.

3. Modélisation des transferts d'eau, de chaleur et de solutés

Les divers modèles mécanistes de transferts d'eau, de chaleur et de solutés reposent sur les lois physiques générales qui décrivent le mouvement d'un fluide à travers un milieu poreux. Les fondements de ces lois et leur application aux transferts d'eau et de solutés sont présentés en premier lieu. Bien que les modèles se fondent sur des lois physiques en principe applicables à un grand nombre de situations, ils présentent cependant un certain nombre de limites. Nous ne considérerons ici que les limites les plus souvent invoquées dans la littérature pour expliquer les écarts entre simulations et observations. On peut distinguer les limites inhérentes aux hypothèses des équations de transferts, de celles liées aux problèmes d'estimation des paramètres (*e.g.* dépendance d'échelle des paramètres).

3.1. Bases théoriques des modèles de transferts d'eau, de masse et de chaleur

Avant de considérer les connaissances fondamentales sur lesquelles se fondent les modèles il est important de définir l'échelle à laquelle ces connaissances sont établies.

3.1.1. Problème d'échelle

Le sol constitue un milieu poreux, c'est à dire un matériel polyphasique dont l'une des phases au moins n'est pas solide. Le terme de milieu poreux comprend implicitement une notion d'aptitude à la transmission des fluides. A l'échelle microscopique (*i.e.* échelle d'un pore ou d'une molécule d'eau), les transferts de fluides dans un tel milieu s'effectuent sous l'influence d'une multitude de forces. Même si l'on connaissait toutes les forces mises en jeu, ce qui est loin d'être le cas, il nous serait impossible de les appliquer à toutes les molécules de fluide. A l'échelle plus globale d'un réservoir, le milieu poreux se comporte comme un système complexe qui ne permet plus de dissocier les différents mécanismes intervenant dans le transfert des fluides.

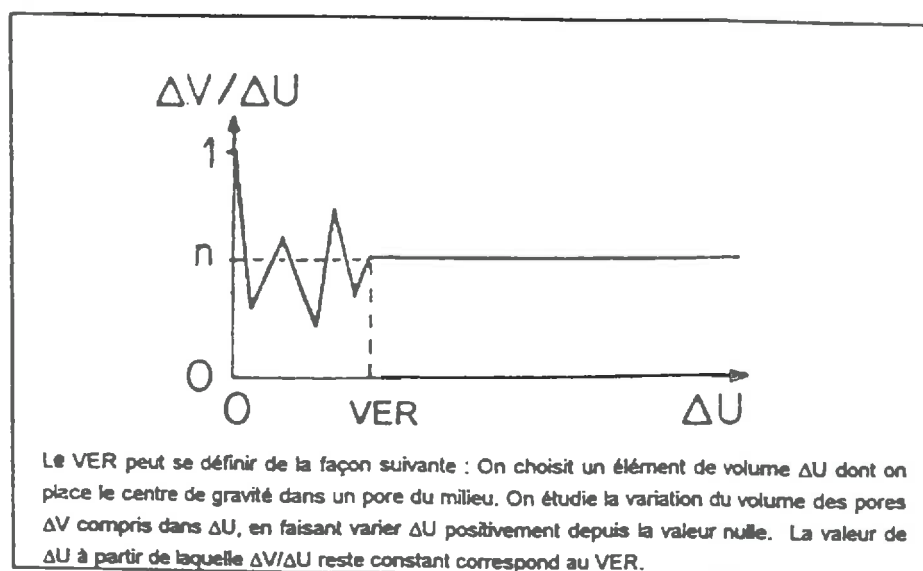


figure 22 : Signification du volume élémentaire représentatif (d'après Gaudet 1974)

On considère par conséquent une échelle intermédiaire, macroscopique, désignée sous le terme de "*volume élémentaire représentatif*" ou VER pour le milieu poreux, et de "*particule fluide*" pour le fluide (Bear 1972). Le VER est défini comme étant le volume le plus petit permettant de définir les propriétés du milieu poreux considéré (**figure 22**). Il correspond en fait au volume à partir duquel les caractéristiques du milieu poreux sont accessibles à la mesure. Selon le principe du continuum d'échelle de Bear (1972), le milieu poreux est supposé continu, statistiquement homogène à l'échelle du VER. De la même manière, les écoulements correspondent au comportement statistique du fluide.

3.1.2. Les lois générales de transfert

Les transferts d'eau et de chaleur sont décrits dans les modèles par combinaison des équations de transferts de masse et d'énergie et de la loi de conservation des masses (ou loi de continuité).

La **loi de continuité** exprime la dépendance entre la variation dans le temps de la grandeur x et le flux q de cette variable :

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

Les **relations phénoménologiques** reposent sur la proportionnalité entre le flux q et le gradient ∇x de la variable d'état lui correspondant :

$$\bar{q} = -J \nabla x$$

- pour l'eau, il s'agit de la **loi de Darcy (milieu saturé)** relative au gradient de potentiel hydrique total ($x = H$), et dont le paramètre phénoménologique est la "*perméabilité des hydrogéologues*" ou conductivité hydraulique ($J = K$);
- pour la chaleur, il s'agit de la **loi de Fourier** relative au gradient de température. dont le coefficient est la conductivité thermique ($J = \lambda$);
- pour la vapeur ou les solutés, il s'agit de la **loi de Fick** relative au gradient de pression partielle de vapeur ou de concentration, avec un coefficient de diffusion ($J = D_0$);

Ces lois ont été établies sur la base d'observations anciennes (19ème siècle) effectuées à l'échelle macroscopique. Elles émergent cependant de lois physiques reconnues à l'échelle microscopique. La loi de Darcy correspond par exemple au transfert d'échelle de l'équation de Naviers Stokes qui exprime le principe général de la mécanique, appliquée à un fluide Newtonien (Matheron 1984). La loi de Fick est quant à elle l'expression de la loi de Nernst-Planck qui décrit la diffusion en terme d'agitation thermique produisant un ensemble de mouvements aléatoires des molécules de soluté au sein du fluide (Stumm 1987). Cette correspondance entre lois macroscopiques et lois microscopiques permet d'explicitier les paramètres phénoménologiques des lois macroscopiques, notamment la conductivité hydraulique et le coefficient de diffusion (**tableau 10**).

<i>Loi macroscopique</i>	<i>Correspondance microscopique</i>	<i>Expression des paramètres</i>
Loi de Darcy	Equation de Navier et Stokes *	Coefficient de perméabilité
$\bar{q} = -K \nabla H$	$\bar{q} = -\frac{k}{\mu} (\nabla H + \rho g \nabla z)$	$K = k \rho g / \mu$
<p>K = conductivité hydraulique [LT^{-1}]; H = potentiel total de l'eau du sol [L]; = profondeur [L]; μ = viscosité dynamique [$ML^{-1}T^{-1}$]; k = perméabilité intrinsèque du milieu poreux [L^2]; ρ = masse volumique de l'eau [ML^{-3}]; g = accélération de la pesanteur = 9.81 m.s^{-2}.</p>		
Loi de Fick	Equation de Nernst Planck	Coefficient de diffusion effective
$\bar{q} = -\eta (D_o / \tau) \nabla C$	$\bar{q} = -\frac{\eta D_i}{\tau} \left[\nabla C_i + z_{ci} \frac{F}{RT} \nabla \phi \right]$	$D_e = \eta D_o / \tau$
<p>D_o = coefficient de diffusion moléculaire du soluté [$m^2.s^{-1}$]; D_i = coefficient de diffusion de l'ion i dans une phase liquide homogène [$m^2.s^{-1}$]; z_{ci} = charge de l'ion i; C_i = concentration de l'ion i dans la phase liquide [$mol \text{ m}^{-3}$]; F = constante de Faraday; R = constante des gaz parfaits; T = température (K); ϕ = potentiel électrique (v); η = porosité; τ = facteur de tortuosité du milieu</p>		

* *hypothèses considérées pour l'écriture de l'équation de Navier et Stokes* : écoulement vertical, transferts sous l'effet de la gravité et du gradient de pression et vitesses d'écoulement dans les pores suffisamment faibles pour que le terme d'énergie cinétique puisse être négligé.

tableau 10 : Correspondance des lois macroscopiques et microscopiques pour les transferts d'eau et de solutés.

3.1.3. "Généralisation" au cas particulier du sol

3.1.3.a. Equation de transfert d'eau dans le sol

L'équation de transfert d'eau dans le sol, qui combine la loi de Darcy et la loi de conservation de la masse (**figure 23**), a été étendue au cas particulier des milieux poreux non saturés (loi de Richard, 1931). Cette généralisation fait clairement apparaître que les transferts d'eau dépendent des relations phénoménologiques entre d'une part, la conductivité hydraulique K et la teneur en eau θ , et d'autre part le potentiel matriciel ψ de l'eau dans le sol et la teneur en eau θ .

L'application de la loi de Richard seule suppose en outre que la phase gazeuse du milieu est à la pression atmosphérique, que le milieu est incompressible, et que les écoulements induits par des gradients de densité, de viscosité du fluide ou de température sont négligeables. Dans la mesure où K n'est pas représenté par un tenseur, il est également considéré que le milieu est isotrope du point de vue de ses propriétés hydrodynamiques.

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

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

(1)

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

$$q = -K(\Theta)\text{grad}(H)$$

q = vitesse de Darcy

$K(\Theta)$ = 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] (2)

Equation de Richard

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

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

$H = \Psi(\Theta) - z$

Ψ = potentiel matriciel [L]

(3)

figure 23 : Etablissement de l'équation de Richard (3) à partir des lois de Darcy (1) et de conservation des masses (2).

3.1.3.b. Equation de transport de solutés dans le sol

Le transport des solutés non interactifs, tels que l'ion chlorure, est décrit à l'aide de l'équation classique de convection-dispersion (CDE) qui, comme la loi de Richards, découle de la combinaison de la loi de Fick et de la loi de conservation de la masse. Cette équation s'écrit de la façon suivante dans le cas d'un écoulement vertical :

$$\frac{\partial (C \cdot \theta)}{\partial t} = - \frac{\partial (q \cdot C)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_a \cdot \frac{\partial (C \cdot \theta)}{\partial z} \right)$$

(1)
(2)

où C est la concentration moyenne du soluté prise dans une section droite de massif poreux perpendiculairement à la direction moyenne de l'écoulement ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$); θ est la teneur en eau ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), z est la profondeur (m) et t le temps (s).

Le premier terme de cette équation décrit le transport du soluté par convection, c'est-à-dire le transfert directement lié au flux d'eau q considéré dans la loi de Darcy. Le second terme correspond au transport dispersif. Il est lié au coefficient de dispersion apparente D_a ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) qui englobe les effets de la diffusion du soluté liée au gradient de concentration de soluté et les effets de la dispersion cinématique caractéristique du massif poreux :

$$D_a = D_e + \lambda_L |v|$$

Le coefficient de diffusion effective D_e (cf. tableau 10) rend compte de la diffusion moléculaire caractéristique du soluté et de la géométrie du milieu poreux. La dispersivité longitudinale λ_L [L] est une caractéristique du milieu permettant de rendre compte du mélange mécanique ou dispersion cinématique de matière lié à la non-uniformité du champ de vitesses (Fried et Combarous 1971) (figure 24).

Dans le cas d'un écoulement monodimensionnel vertical, λ_L correspond à la longueur de parcours nécessaire pour qu'un « pulse » local de soluté se disperse dans toute la surface de milieu poreux considéré. Le paramètre de transfert D_a est supposé indépendant de la teneur en eau dans la plupart des modèles.

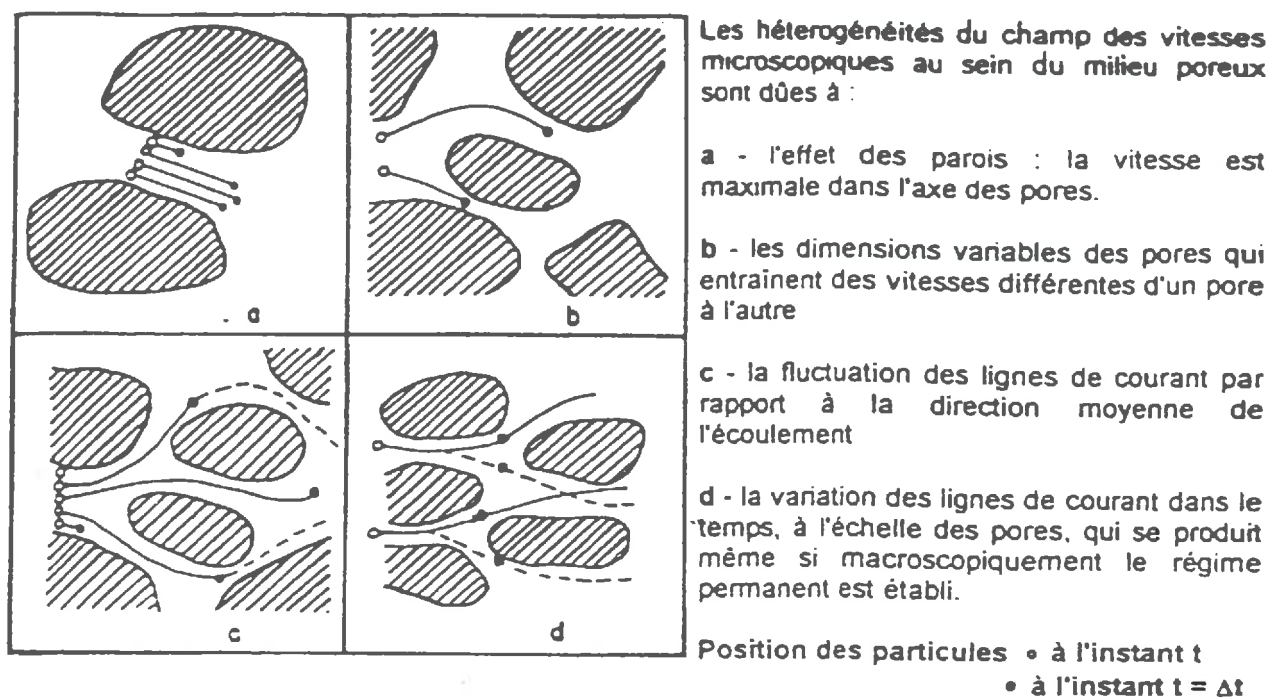


figure 24 : Mécanismes de dispersion cinématique (d'après Fried et Combarous, 1971)

Il est important de noter que comparativement à la diffusion qui correspond à un mécanisme de transport fondamental, la dispersion hydrodynamique n'est qu'un concept destiné à rendre compte des effets de dilution et de variations erratiques du transport du soluté par rapport à la direction générale de l'écoulement.

3.2. Limites liées aux hypothèses des modèles

Il est généralement considéré dans les modèles de transfert d'eau et de solutés que :

- les paramètres hydrodynamiques sont caractéristiques d'un sol donné et invariants dans le temps.
- les relations $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ sont univoques ;
- les écoulements sont homogènes sur tout le volume de sol considéré (quelques mètres cubes en ce qui nous concerne) .

Ces hypothèses peuvent limiter le domaine d'application possible de ces modèles.

1.1.1. Hypothèse d'invariance des paramètres dans le temps

Les relations $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ dépendent de la structure du sol. Elles ne sont pas invariantes dans la mesure où la structure varie au cours du temps. Les variations les plus importantes de la structure sont liées à :

- la formation d'une croûte de battance en surface : aucun modèle ne prend en compte l'évolution de l'état de surface.
- l'effet des cycles d'humectation et de dessiccation : des humectations intermittentes peuvent provoquer l'altération des diamètres de pores conducteurs par compaction, piégeage d'air, gonflement ou fissuration. Jalali-Farahni *et al* (1993) montrent que ces processus ont des effets opposés sur la relation $K(\theta)$, qui se compensent généralement mais demeurent influents notamment au voisinage de la saturation.

Pour ce qui concerne les modèles de transport de masse, le coefficient de dispersion apparente D_a est non seulement supposé invariant au cours du temps, mais aussi identique quelle que soit la teneur en eau du milieu. Plusieurs travaux ont pourtant contribué à montrer la dépendance entre D_a et la teneur en eau (Gaudet 1974). Le piégeage de bulles d'air, la présence d'eau liée à la matrice poreuse en conditions non saturées sont généralement invoqués (Orlob et Radhakrishna 1958). Cependant, il n'existe pas de travaux spécifiques caractérisant la relation $D_a(\theta)$.

1.1.2. Hypothèse d'univocité de $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$

Les courbes $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ obtenues en phase d'humectation ou en phase de dessiccation du sol ne sont pas toujours univoques du fait de phénomènes d'hystérésis (figure 25).

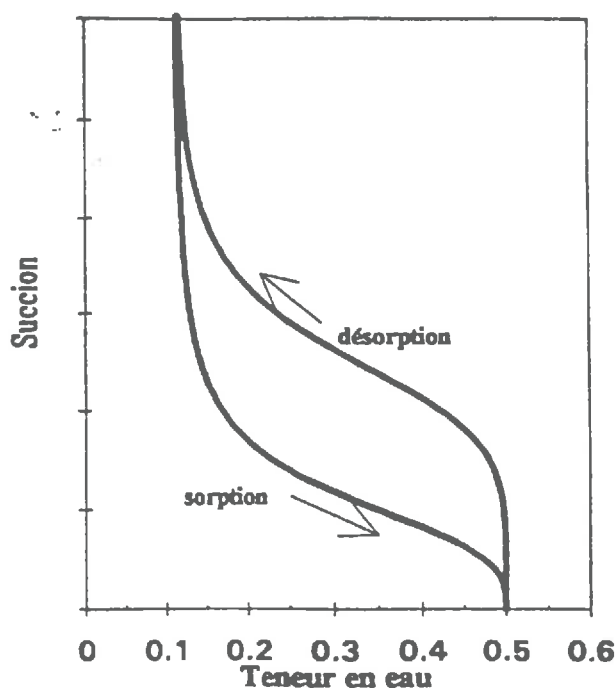


figure 25 :
Courbes
enveloppes
caracté-
ristiques d'un
phénomène
d'hystérésis
pour la
relation $\psi(\theta)$.

Ceux-ci ont été découverts par Haines (1927) puis redémontrés ultérieurement par d'autres auteurs (Richards 1931, Thony 1970, Gaudet 1974). L'hystérésis dépend de la teneur en eau (Towner 1989). C'est pourquoi ce phénomène est attribué à l'hétérogénéité des pores, ou aux effets d'angles de contact, ou de piégeage d'air. Les recherches ont principalement analysé les effets sur la courbe $\psi(\theta)$ (Viaene *et al.*, 1994). L'hystérésis pour la relation $K(h)$ est en effet considérée comme la conséquence de l'hystérésis existant sur $\psi(\theta)$.

Peu de modèles prennent en compte ce phénomène. Viaene *et al.* (1994) montrent, après une étude comparative de 3 modèles (Mualem 1974, Mualem 1977, Scott 1983 cité par Vereecken *et al.* 1995) qu'il est impossible de déterminer lequel de ces modèles correspond le mieux à la réalité, ni de justifier la prise en compte de ce phénomène pour restituer l'évolution des teneurs en eau. Pickens et Gillam (1980) ont été les premiers à s'intéresser à l'influence de l'hystérésis sur le transport des solutés. Ils ne notent pas d'influence sur la migration du centre de masse des solutés. Mais cette conclusion est peut être liée au protocole employé par ces auteurs, qui provoquaient un écoulement transitoire du soluté et par suite un transport très peu convectif. Russo *et al.* (1989) ont comparé des simulations de transferts de solutés obtenues avec un modèle de transfert classique et avec un modèle prenant en compte l'hystérésis (analyse numérique). Ils trouvent que l'hystérésis retarde le transport des solutés. Actuellement, deux modèles seulement permettent de simuler les transferts d'eau et de solutés sous l'effet de l'hystérésis : VAM2D (Huyakorn et Kool 1989) et HYDRUS (Kool et Van Genuchten 1991) cités par Viaene *et al.* (1994).

Vereecken *et al.* (1995) se sont demandés dans quelle mesure le phénomène d'hystérésis est important par rapport aux problèmes d'hétérogénéité spatiale des écoulements. Ces auteurs constatent en reprenant les modèles précédemment cités, que l'hystérésis a de considérables effets sur les transferts de solutés, et que ces effets sont de l'ordre de ceux induits par l'hétérogénéité spatiale.

3.2.3. Hypothèse de l'homogénéité des écoulements

Le sol est souvent un milieu poreux hétérogène. La distribution de la porosité est généralement multimodale. Il peut exister des macropores (fissures, trous de vers, fentes de retraits). L'hétérogénéité du milieu poreux se traduit par une hétérogénéité des écoulements que l'on désigne sous le terme très général d'**écoulements préférentiels**. Cela correspond en règle générale à des situations de **non-équilibre**, liées à une répartition multimodale du champ de vitesse d'écoulement. Les "**courts-circuits**" (ou "*by-pass*") sont un cas particulier de non-équilibre qui se manifeste par un transport rapide de l'eau et des solutés dans les macropores ne répondant plus à la loi de convection-dispersion.

3.2.3.a. Le non équilibre

L'équation CDE permet de décrire une courbe d'élution du soluté symétrique et de forme Gaussienne, si l'on considère les régimes d'écoulement les plus souvent rencontrés dans les sols (*i.e.* nombre de PECLET de diffusion moléculaire $0.3 < P_{cm} < 500$). Cette courbe suppose que le soluté est localement à l'équilibre avec la matrice solide. De nombreux auteurs ont mis en évidence, au laboratoire comme au champ, des courbes d'élution asymétriques (*cf.* revue des sources d'asymétries des courbes d'élution de Brusseau et Rao 1989). Ils observent une apparition précoce du soluté au début de l'élution et une traînée ou une longue "*queue*" ("*tailing*") de disparition du soluté en fin d'élution (**figure 26**).

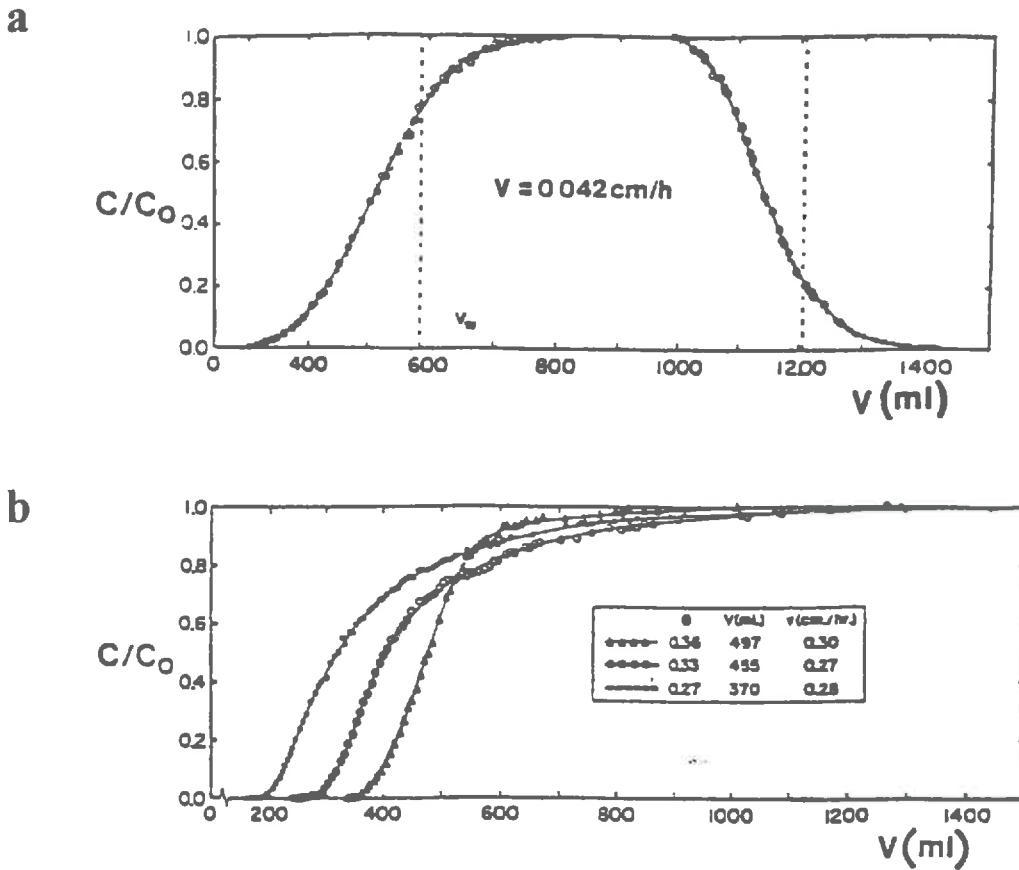


figure 26 : Courbes d'éluion mettant en évidence un phénomène de non équilibre
 (a) injection d'un pulse (b) injection d'un échelon (d'après Nielsen et Biggar 1962)

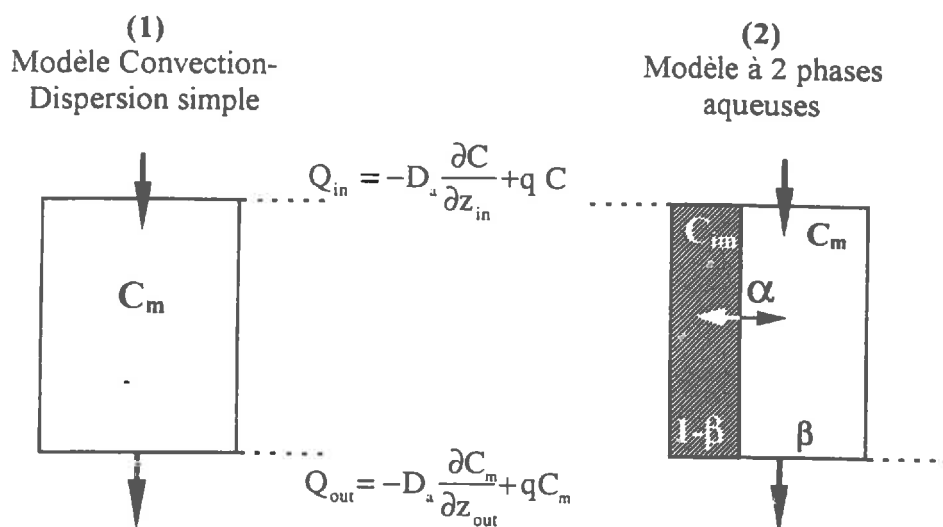
Les différents auteurs ont donc remis en cause une à une les hypothèses de l'équation CDE. Ils invoquent le :

- **non-équilibre chimique** traduisant des interactions entre solide et soluté qui ne respectent pas l'hypothèse d'équilibre local. Nous ne détaillerons pas ces phénomènes.
- **non équilibre physique** attribué à l'existence de zones d'eau immobile par rapport à la vitesse moyenne de l'écoulement. Ces zones immobiles peuvent correspondre à l'eau comprise dans la microporosité, dans des pores non connectés ou pores en « cul-de-sac » (Coats et Smith 1964) ou au film d'eau liée à la matrice poreuse (Schweich 1986);

Les modèles mécanistes qui prennent en compte le non équilibre physique (e.g modèle MATHILD Lafolie 1991) divisent la phase aqueuse en :

- une région d'eau **mobile** dans laquelle le soluté est transporté par convection-dispersion
- une région d'eau **immobile** où le transport du soluté ne s'effectue que par diffusion moléculaire.

Le formalisme adopté dans les modèles à deux phases aqueuses est schématisé dans la **figure 27**. Le paramètre β représente la fraction volumique d'eau immobile par rapport au volume d'eau total. Le transfert du soluté entre les deux phases aqueuses est supposé s'effectuer suivant une cinétique du premier ordre (diffusion) de **constante** α (s^{-1}).



$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta D \frac{\partial C}{\partial z} - q C \right] \quad (1)$$

$$\frac{\partial(\theta_m C_m)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta_{im} C_{im})}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta_m D \frac{\partial C_m}{\partial z} - q C_m \right] \quad (2)$$

$$\text{avec } \frac{\partial(C_{im})}{\partial t} = \alpha(C_m \theta_m - C_{im} \theta_{im})$$

figure 27 : Schéma expliquant le formalisme adopté dans les modèles de transfert de solutés à deux phases aqueuses : **im** = eau immobile, **m** = eau mobile ; **C** = concentration en soluté, θ = teneur en eau, **Q** = flux de soluté, **q** = flux d'eau.

Le problème de ces modèles conceptuels réside dans la détermination des paramètres β et α (Vanclouster *et al.* 1992). Le coefficient de transfert de masse α est supposé constant et caractéristique du milieu poreux dans tous les modèles à deux phases aqueuses. Il est de plus obtenu par ajustement. Il est pourtant reconnu que α dépend du coefficient de diffusion effectif du soluté, de la taille des pores contenant l'eau immobile et

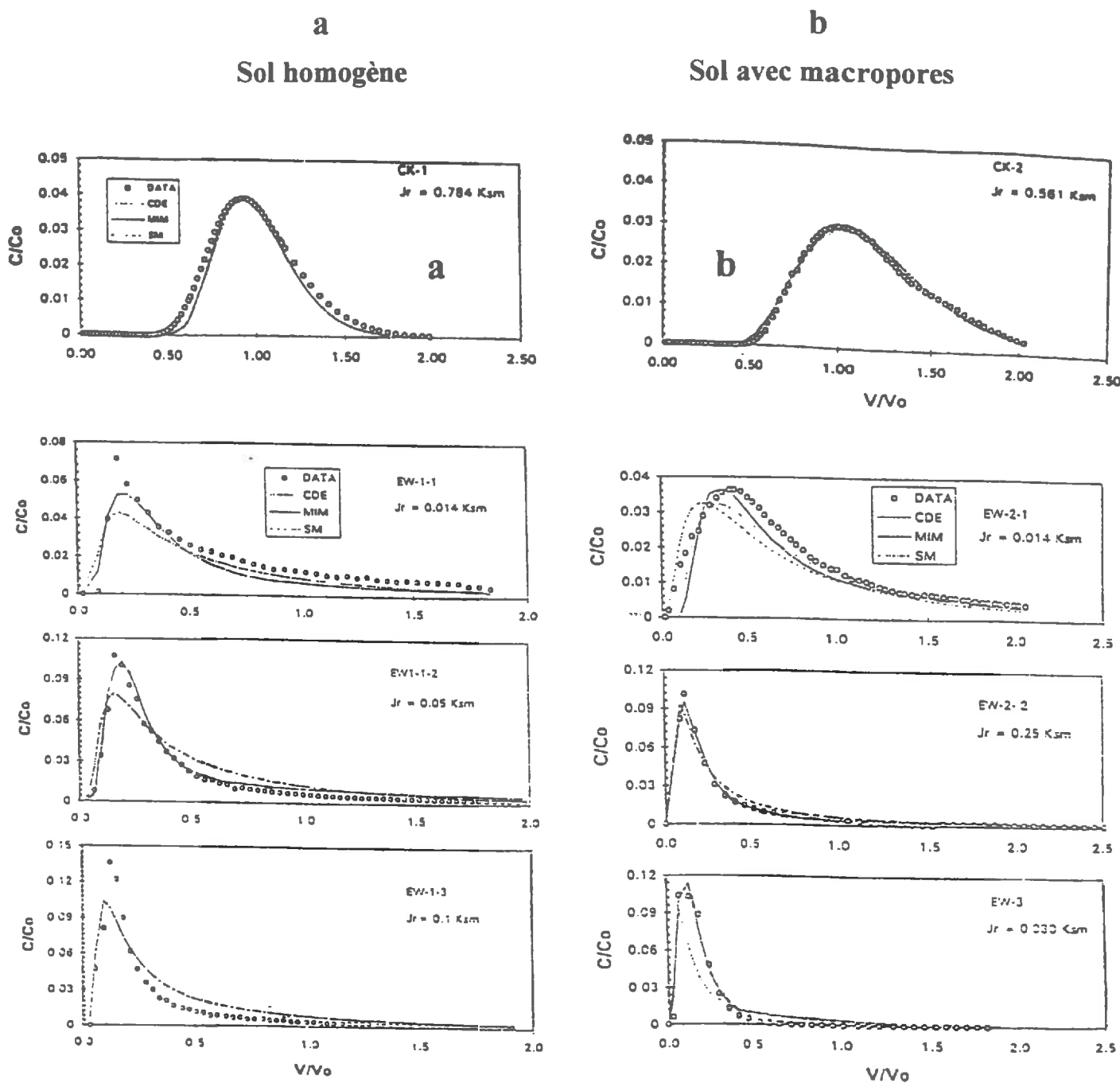


figure 28 : Comparaison de trois modèles de transfert de solutés (CDE, MIM et SM) avec des courbes d'élution (O) obtenues sur 2 colonnes de sol non remanié, pour plusieurs vitesses d'écoulement Jr exprimé en % du K_{sm} (K_{sat} de la macroporosité des 2 colonnes).

- CDE (Convection Dispersion Equation) modèle classique convection-dispersion
- MIM (Mobile/Immobile Model) modèle CDE à 2 phases aqueuses
- SM (Stochastic Model) Modèle prenant en compte la variabilité de K (d'après Li et Godrathi, 1994)

Le coefficient de partition β de la phase aqueuse est généralement supposé constant et uniquement dépendant de la géométrie du milieu poreux. Il est alors supposé que la porosité texturale ou intra-agrégats représente le volume d'eau immobile, et la porosité structurale (inter-agrégats) constitue le volume d'eau mobile (Coats et Smith 1964, Van Genuchten et Wierenga 1976, Rao *et al.* 1980). Cette hypothèse n'est vraie qu'en conditions saturées. En conditions non saturées, il est en effet connu que β varie en fonction de la vitesse de l'écoulement (Van Genuchten et Wierenga 1976, Gaudet *et al.* 1977, Nkedi-Kizza *et al.* 1983). Russo *et al.* (1989) définissent une teneur en eau critique θ_c en dessous de laquelle toute l'eau est immobile ($\beta[\theta < \theta_c] = 1$). Gaudet (1978) obtient sur des colonnes de sable, une relation non linéaire décrivant une décroissance de θ_m à mesure que la teneur en eau totale du milieu augmente. Une approximation linéaire de cette relation est reprise dans le modèle de Lafolie (1991). Des travaux plus récents visent à caractériser la dépendance $\beta(\theta)$ au champ. La méthode proposée consiste à coupler des mesures d'infiltrométrie *in situ* à un traçage conservatif (Clothier *et al.* 1992, Jaynes *et al.* 1995, Angulo-Jaramillo *et al.* 1995).

Ces derniers travaux constituent une voie d'amélioration des modèles conceptuels à deux phases aqueuses. Néanmoins, les problèmes posés par la détermination des coefficients α et β demeurent une limite importante pour appliquer ces modèles comme outil prédictif.

3.2.3.b. L'effet de la macroporosité

Le "bypass flow" a été défini comme le transfert d'eau, et par suite de solutés, se produisant à l'état libre le long des macropores (Bouma 1984). Les macropores, qu'ils soient d'origine anthropique, biologique (trous de vers, racines) ou physique (fissures, fentes de retrait), ont une influence considérable sur les transferts, alors qu'ils ne contribuent que pour une faible part ($\leq 1\%$) à la porosité totale du sol. La macroporosité influence les écoulements notamment lorsque les macropores sont continus et que les conditions sont telles que la phase aqueuse est elle-même continue. Il a été effectivement montré que l'influence des macropores intervient dans des conditions proches de la saturation (Seyfried et Rao 1987, Trojan et Linden 1992, Quisenberry *et al.* 1994). Cette influence est d'autant plus importante sur les solutés que le flux d'eau dans les macropores est rapide (Quisenberry *et al.* 1994).

Li et Ghodrati (1994) comparent la capacité d'un modèle stochastique (SM : Stochastic Model) considérant la variabilité de K et celle du modèle classique CDE et du modèle à deux phases aqueuses (MIM : Mobile Immobile Model). Ils montrent qu'aucune de ces formulations ne permet de restituer les courbes d'élution obtenues sur des colonnes de sol contenant des passages de racines ou des trous de vers (**figure 28b**) alors que ces trois modèles donnent des résultats similaires pour un sol dépourvu de macroporosité (**figure 28a**). Ces auteurs reconnaissent cependant que la comparaison de ces modèles est rendue difficile dans la mesure où le nombre de paramètres à ajuster n'est pas équivalent pour tous les modèles. Les modèles récemment développés pour répondre à cette insuffisance des lois classiques de transfert et de l'approche stochastique restent complexes et conceptuels (Steenhuis *et al.* 1990, Chen et Wagenet 1992, Workmann et Skaggs 1990, Steenhuis *et al.* 1994). Ils restent très limités par la détermination des paramètres qu'ils considèrent. Dans la mesure où de nombreux paramètres sont ajustés, ils sont par ailleurs invérifiables et ne permettent de ce fait que peu de progrès sur la compréhension des processus.

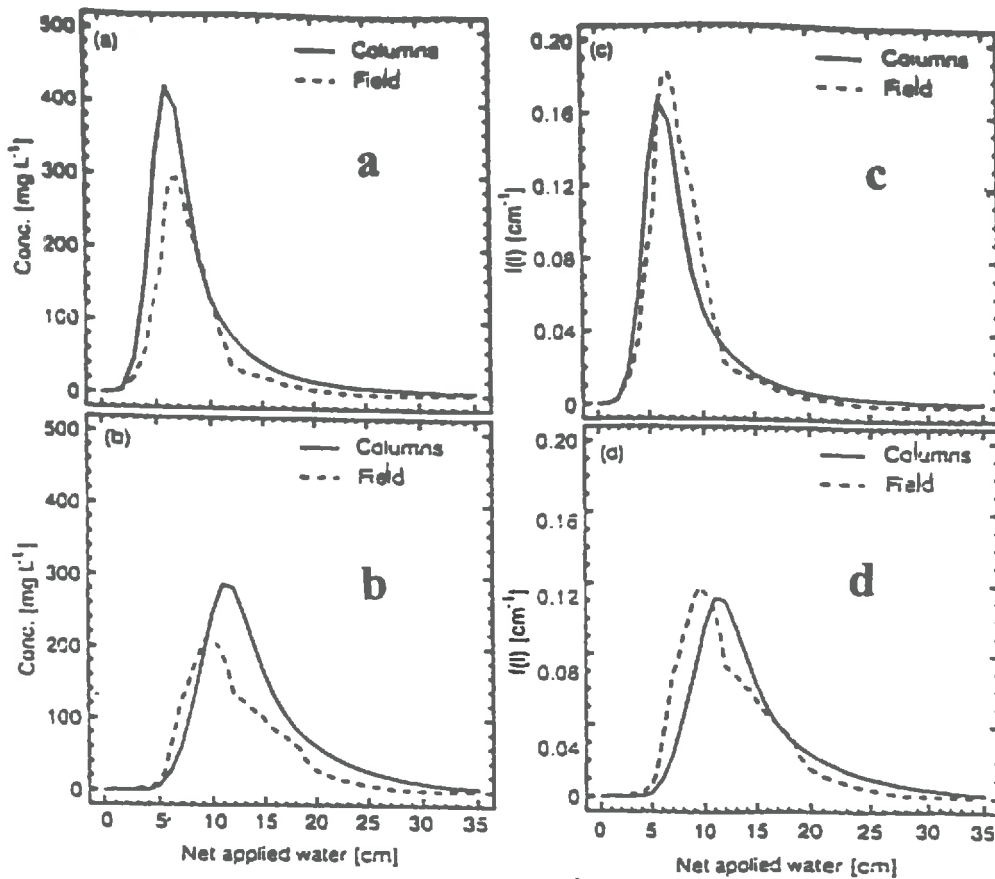


figure 29 : Comparaison de courbes d'élution obtenues sur une colonne de sol non remanié de 15 cm de diamètre et de 160 cm de long (Columns) avec des courbes mesurées a champ (Field) au même emplacement avant prélèvement des colonnes et à 2 profondeurs $z = 0.4\text{m}$ (a) et 0.8m (b). (c) et (d) donnent à la fonction de densité de probabilité de la lame d'eau infiltrée I et permet de comparer le régime d'infiltration pour la colonne et le champ, pour 0.4 et 0.8 m respectivement. (d'après Ward *et al.* 1995)

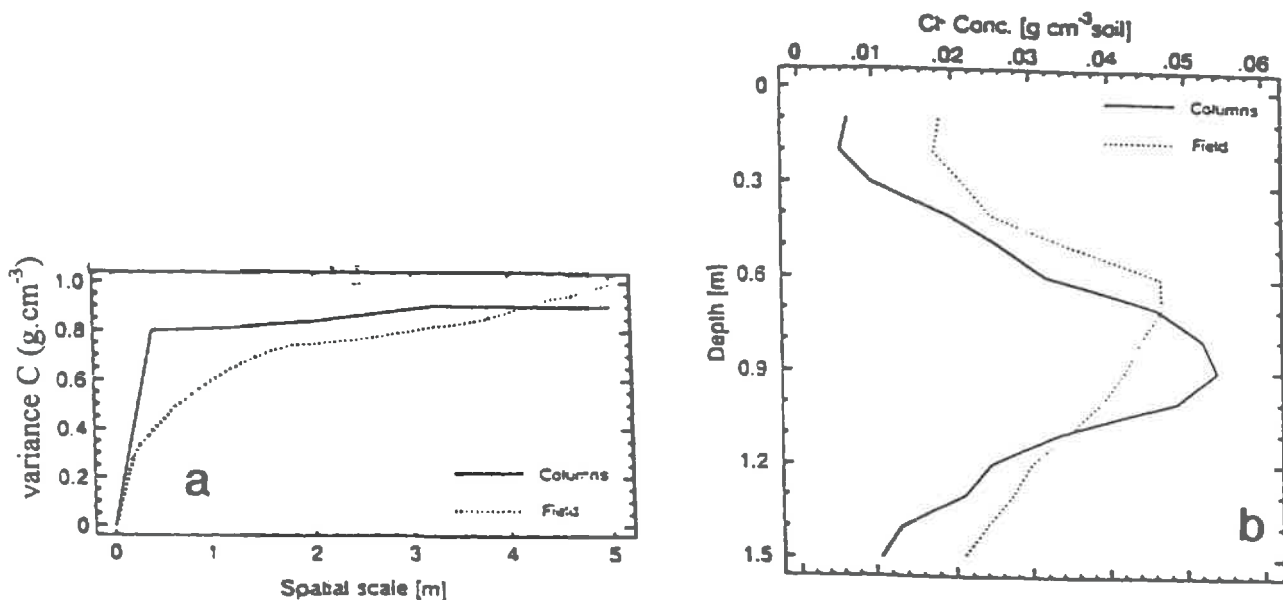


figure 30 : Comparaison de l'élution du chlorure mesurée en plusieurs emplacements au champ et sur colonnes de sol non remanié prélevée *a posteriori* aux mêmes emplacements.

(a) variance de la concentration en fonction de la distance (moment d'ordre 2 $\equiv D_2$)

(b) comparaison des profils moyens de concentration (d'après Ward *et al.* 1995)

1.2. Limites liées à la dépendance d'échelle des paramètres

La difficulté conceptuelle la plus manifeste et la plus discutée à l'égard de l'équation CDE est la dépendance d'échelle du coefficient de dispersion apparente. Carrera (1993) note que les dispersivités mesurées en laboratoire sur colonnes de sol non remanié sont systématiquement inférieures à celles que l'on calcule par ajustement à partir de traçages effectués au champ (figures 29 et 30). Cette dépendance d'échelle peut avoir deux origines principales :

- une mauvaise représentativité des mesures expérimentales ;
- une variabilité spatiale importante de ces deux paramètres.

1.2.1. Représentativité des mesures expérimentales

Les mesures effectuées au champ et celles obtenues en laboratoire sur colonnes de sol non remanié ne font pas intervenir les mêmes techniques. On peut imaginer que le traçage effectué sur colonne fournit la "vraie" courbe d'élution du soluté, représentative du sol, du moins celui contenu dans la colonne^{*} ; et que, par contre, le traçage *in situ*, basé sur des prélèvements de bougies poreuses ou d'autres mesures locales, ne fournit qu'une approximation de la vraie courbe d'élution. Cette supposition doit cependant tenir compte des erreurs de mesure. Vanclooster *et al.* (1995) montrent aussi que la stratification verticale du sol peut expliquer les différences observées entre les valeurs de D_a mesurées sur colonnes de sol et celles obtenues *in situ*. Les colonnes de sol considèrent souvent un seul horizon (parfois deux) et ne prennent donc pas en compte les effets de la stratification.

En définitive, on ne sait pas caractériser véritablement les paramètres de transport de soluté à l'échelle métrique (échelle de définition des équations macroscopiques du modèle).

1.2.2. Variabilité spatiale à l'échelle métrique

L'hétérogénéité horizontale des propriétés hydrodynamiques est généralement invoquée pour expliquer les différences entre les mesures de laboratoire et celles de terrain. Cette variabilité spatiale a notamment été observée pour la vitesse de transfert et la dispersivité du soluté (Biggar et Nielsen 1976).

Ce constat de dépendance d'échelle des paramètres considérés dans les équations de transferts conduit de plus en plus de chercheurs à développer une approche stochastique des la modélisation des transferts d'eau et de solutés dans le sol. Biggar et Nielsen (1976) ont comparé les simulations d'un modèle de transfert classique (équation CDE) avec un modèle prenant en compte la variabilité de la vitesse d'écoulement et de la dispersion apparente (algorithme de Monte-Carlo). Ils ont obtenu des résultats significativement différents avec ces deux approches. Deux jours après l'apport de soluté, la moitié de la masse de soluté

* Il a été montré que la longueur (Han *et al.* 1985) et le diamètre (Carbonell 1980) des colonnes influencent la valeur du coefficient de la dispersion apparente ajustée. Hulin et Salin (1990) déduisent de l'étude de la dispersion par plusieurs méthodes, à différentes échelles et sur divers milieux poreux, que la dispersion du soluté est plus sensible aux hétérogénéités à l'échelle métrique et au régime d'écoulement qu'aux "détails microscopiques" (*sic*) qui désignent dans ce cas l'influence des dimensions des colonnes.

atteint une profondeur de 180 cm d'après les simulations obtenues avec le modèle qui prend en compte la variabilité spatiale. D'après le modèle classique, le soluté n'atteint pas cette profondeur aussi rapidement. Ce constat amène à se questionner sur les capacités prédictives des modèles mécanistes de transfert de solutés.

3.4. Discussion

L'une des principales limites des modèles actuels de transfert est le manque de connaissances de l'ensemble des processus impliqués et de leur couplage. Il en résulte qu'une même courbe d'éluion observée peut être restituée de la même manière par deux modèles différents. Il a été démontré par exemple que les modèles tenant compte du non-équilibre chimique reconstituent des courbes d'éluion asymétriques aussi bien que les modèles considérant le non-équilibre physique (Van Genuchten et Wierenga 1976, Brusseau et Rao 1989, Nkedi-Kizza *et al.* 1984).

La variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol (à l'échelle métrique) s'avère donc problématique pour simuler correctement les transferts d'eau ou les transferts de solutés. A cet égard, on peut se questionner sur la possibilité d'acquérir ces paramètres à l'échelle où ils sont définis dans les équations : l'échelle du V.E.R.

Les équations adoptées dans les modèles présentent par ailleurs un domaine de validité restreint par rapport à l'ensemble des situations que l'on peut rencontrer au niveau d'un sol. L'équation de Richards et l'équation CDE ne sont plus valides dans le cas d'un écoulement hétérogène.

Il faut enfin noter que les limites des équations de transferts d'eau exposées plus haut sont applicables également au transfert de chaleur. Concernant les modèles couplés, aucune étude à ma connaissance ne s'est intéressée spécifiquement aux répercussions de ces limites sur la modélisation des transformations biologiques. On peut d'ailleurs se demander quel est le poids des incertitudes sur les transferts, par rapport à celles liées aux lois d'action de la température et de l'humidité dans les modèles couplés.

4. Conclusion

Les problèmes qui limitent la modélisation couplée des transformations de l'azote et du carbone dans le sol avec les transferts d'eau, de chaleur et de solutés sont de trois ordres :

- 1) **problèmes de connaissance des différents mécanismes**
- 2) **problèmes d'intégration des mécanismes à l'échelle macroscopique et aux pas de temps courts considérés dans les modèles**
- 3) **manque de connaissances sur le couplage des processus**

1) Pour les transformations biologiques comme pour les mécanismes de transferts, il existe un manque de connaissances sur les processus impliqués. La connaissance des processus biologiques repose sur la synthèse d'un très grand nombre d'observations, obtenues pour la plupart en conditions contrôlées au laboratoire, et représentatives d'une partie du système étudié seulement. En ce qui concerne les mécanismes physiques, les lois fondamentales sont bien connues mais leur généralisation au milieu complexe que constitue le sol est soumise à

des hypothèses très contraignantes. Les paramètres et les variables que considèrent ces lois sont par ailleurs difficiles à mesurer dans un sol.

2) Les variables de base considérées dans les modèles de biotransformation de l'azote et du carbone et les modèles de transfert sont obtenues par diverses méthodes, chacune caractérisée par une échelle de mesure et des hypothèses différentes. Ces modèles semblent également mal prendre en compte les processus les plus rapides, à savoir :

- les transformations rapides de l'azote et du carbone induites par l'addition de substrats organiques facilement décomposables, tels que les résidus de cultures;
- les écoulements rapides d'eau et de solutés qu'entraînent de fortes précipitations sur un sol déjà humide ou très sec.

Ces processus rapides sont également associés à une échelle spatiale plus fine que celle qui est considérée par les modèles : localisation des résidus à l'échelle des agrégats, vitesse réelle d'écoulement dans les macropores. Il se pose donc un problème général de transfert d'échelle, à la fois dans le temps et dans l'espace.

3) Le manque de connaissances sur le couplage des processus impliqués apparaît :

au niveau des biotransformations de l'azote et du carbone et principalement des relations C-N

au niveau des mécanismes physiques : les interactions couplées des différents mécanismes qui expliquent la dispersion du soluté sont en effet mal dissociées, notamment dans le cas de milieux hétérogènes.

au niveau du couplage entre les mécanismes physiques et les mécanismes biologiques : nous avons signalé l'incertitude qui existe dans les lois d'action de la température et de la teneur en eau sur les processus biologiques.

L'examen de la littérature fait apparaître que les modèles « couplés » (couplant processus physiques et biologiques) ayant un objectif de prévision des profils d'azote minéral du sol sont peu ou pas validés. Le poids relatif des erreurs commises sur les modèles biologiques et sur les modèles physiques est rarement discuté. La précision de détermination des paramètres constitue une limite forte à une meilleure évaluation des modèles couplés.

L'effort doit donc être porté à la fois sur la simplification des modèles pour limiter le nombre des paramètres et sur le mode d'acquisition des paramètres. C'est la démarche que nous nous proposons de suivre dans ce travail.

2.

Matériels et méthodes

Le modèle réalisé au cours de ce travail couple les mécanismes de transfert d'eau, de chaleur et de solutés avec les transformations biochimiques de l'azote et du carbone. Une expérimentation a été conduite de septembre 1993 à octobre 1994 dans le but de tester ce modèle couplé dans des conditions de plein champ. Elle a consisté d'une part en la mesure des conditions initiales et des conditions aux limites requises pour l'utilisation du modèle et d'autre part au suivi continu des variables nécessaires à la validation du modèle. Dans ce chapitre sont présentés la description du modèle utilisé, ainsi que le contexte et le plan expérimental des mesures effectuées.

1. Le modèle utilisé

Notre objectif est de mettre au point un modèle de prévision de l'évolution du stock d'azote minéral dans le sol, afin de prévoir la minéralisation nette et la lixiviation d'azote, notamment au cours des périodes automnale et hivernale. Ceci nous oblige nécessairement à utiliser un modèle couplé : avec un module biologique décrivant les transformations biologiques de l'azote, et un module physique décrivant les transferts d'eau et de solutés et simulant les conditions hydriques et thermiques dans les couches de forte activité biologique. Le modèle que nous avons utilisé regroupe :

- un module biologique de simulation du cycle du carbone et de l'azote (modèle CANTIS, Mary, non publié)
- un module physique de transferts d'eau, de masse et de chaleur (modèle MATHILD Lafolie 1991)
- un modèle de bilan d'énergie à la surface (Chanzy et Bruckler 1993).

1.1. Définition du système modélisé

1.1.1. Echelles de temps et d'espace

Dans cette étude, nous nous plaçons à l'échelle du mètre carré. Nous considérons un profil vertical de sol de 0 à 150 cm de profondeur. Le flux de nitrate descendant en-dessous de 150 cm constitue peu ou prou l'entrée future de nitrate dans l'aquifère sous-jacent. En effet, la profondeur de 150 cm correspond sensiblement (selon la plante et le type de sol) à la profondeur maximale d'exploration des racines des principales cultures. L'azote nitrique qui arrive à ce niveau n'est plus susceptible d'être prélevé par les plantes si l'on excepte les remontées d'azote avec le flux d'eau ascendant. Il n'est plus du tout utilisable par la biomasse microbienne du fait de la quasi absence de matières organiques à cette profondeur.

C'est à cette échelle dite « locale » que sont réalisées la plupart des mesures de fonctionnement et d'évolution du sol *in situ*.

La cinétique des processus que nous considérons est rapide et fluctue fortement au cours d'un cycle cultural. Le pas de temps considéré est de l'ordre de l'heure ou de la minute. L'échelle de temps de simulation est d'une année.

1.1.2. Simplification du système

Notre étude s'est volontairement bornée au cas d'un sol nu, sans culture. Ce choix est bien sûr critiquable. Nous avons considéré que tester un modèle couplé en sol nu était un préalable indispensable avant de passer à un modèle sol-plante. Ce choix nous permettait de mieux contrôler nos variables expérimentales et donc de mieux valider (ou invalider) notre modèle sol. La prise en compte de la plante suppose de disposer de modèles d'absorption racinaire (d'eau, de nitrate) qui sont moins solidement établis et de fonctions de « rhizodéposition » encore mal connues et très difficiles à mesurer.

Plusieurs simplifications du système modélisé ont été faites, concernant les transferts d'eau, de solutés et du cycle de l'azote. Nous négligeons ainsi :

- *le ruissellement et les écoulements horizontaux de l'eau* : le dispositif expérimental a été implanté en terrain très plat où les ruissellements sont peu fréquents
- *les pertes d'azote par volatilisation* : notre dispositif n'a pas comporté d'apport d'engrais minéraux ou organiques ; la concentration en azote ammoniacal dans le sol a été toujours faible, très peu favorable à la volatilisation
- *les pertes d'azote par dénitrification* : les pertes sont considérées en général faibles, surtout en l'absence d'apports de carbone fermentescible et d'engrais azotés. Nous ne pouvons toutefois pas exclure cette possibilité, mais ne disposons pas encore d'un modèle « mécaniste » de simulation de la dénitrification.
- *les apports d'azote par fixation de N_2 atmosphérique* : ces apports sont considérés négligeables dans les sols cultivés, riches en azote minéral.
- *les transferts de composés organiques solubles* : ce processus n'est pas simulé, bien qu'il ait été prévu dans le modèle. Les paramètres ne sont pas disponibles.
- *les écoulements rapides d'eau et de solutés* : toute l'eau contenue dans le milieu poreux est supposée participer à l'écoulement et par suite au transfert des solutés. Les écoulements préférentiels ne sont pas pris en compte ; le modèle prévoit la possibilité d'une phase mobile et d'une phase immobile d'eau qui n'a pas été utilisée dans ce travail.
- *l'adsorption de l'ammonium* : la partition de l'ammonium en phase aqueuse et phase adsorbée sur les colloïdes organo-minéraux du sol n'est pas considérée. Cette hypothèse peut être faite dans la mesure où les transferts d'ammonium dans le profil sont négligeables.

1.1.3. Système modélisé

Le système modélisé se résume donc à un sol nu, avec ou sans apport de matières organiques fraîches, avec prise en compte du transport du nitrate. En ce qui concerne les options prises sur les transferts de solutés, une analyse de la sensibilité du modèle peut être envisagée si elles sont en partie mises en défaut. Il est bien évident que l'étape suivante à ce travail consistera à ajouter au modèle les mécanismes importants qui ne sont actuellement pas pris en compte, et surtout l'action des plantes : absorption d'eau, absorption d'azote, rhizodéposition. Des modèles de dénitrification et de volatilisation pourront aussi être associés au modèle.

Le modèle étudié dans ce travail ne constitue pas un aboutissement, mais une étape incontournable pour tester la solidité des connaissances que nous avons du cycle de l'azote dans le sol.

1.2. Module des transformations du carbone et de l'azote

1.2.1. Caractéristiques générales

Le module de transformations biochimiques CANTIS utilisé dans le modèle couplé a été développé au cours de ce travail par B. Mary. Il s'agissait de fournir un modèle :

- "*transparent*" : c'est à dire dont la structure fasse clairement apparaître l'ensemble des pools et des processus pris en compte
- « *actualisé* » : faisant le point des acquis récents, tels que l'effet de la teneur en azote minéral du milieu sur la décomposition des matières organiques (Recous *et al.* 1995)
- « *minimal* » : ayant un nombre minimum de paramètres pour pouvoir décrire les résultats observés en incubation, avec une représentation en compartiments organiques mesurables. Ceci nous a amenés par exemple à ne pas considérer *a priori* des pools de matière organique physiquement ou chimiquement « résistants ».

CANTIS permet la simulation de la dynamique du carbone et de l'azote dans un sol pouvant avoir reçu différents types de résidus de culture. Il s'applique à une couche de sol homogène, à l'échelle de temps d'un cycle cultural. Il prend en compte les isotopes stables de l'azote et du carbone (^{15}N et ^{13}C). Le modèle est composé de deux parties relativement indépendantes qu'on peut décrire en termes de décomposition (**figure 31**) :

◆ *Décomposition basale (partie droite de la figure)*

La minéralisation « basale » correspond à la décomposition des matières organiques stabilisées du sol sous l'action de la biomasse « autochtone » (Winogradsky 1949). Cette biomasse (AUB) est supposée constituée d'un même ensemble de populations microbiennes, adaptées à la dégradation de composés difficilement dégradables, spécifiques du pédosol. Bien que l'assimilation directe d'azote organique ait été mise en évidence (Barack *et al.* 1990), la biomasse autochtone est supposée assimiler l'azote exclusivement sous forme minérale (voie « indirecte »). Ce choix ne se justifie ici que par notre soucis de détermination des paramètres. En effet, aucune mesure et aucune source bibliographique ne permet en actuellement de fixer la part d'azote organique assimilé par voie indirecte de celle directement assimilée. Le pool de matière organique « active » (AOM) est défini en première analyse par la totalité de la matière organique stabilisée non vivante du sol : le fait qu'une partie de cette matière organique puisse être protégée ou inaccessible à la biomasse

autochtone n'est pas pris en compte. Les entrées de carbone et d'azote dans ce pool sont indépendantes : son rapport C/N peut donc très légèrement varier au cours du temps.

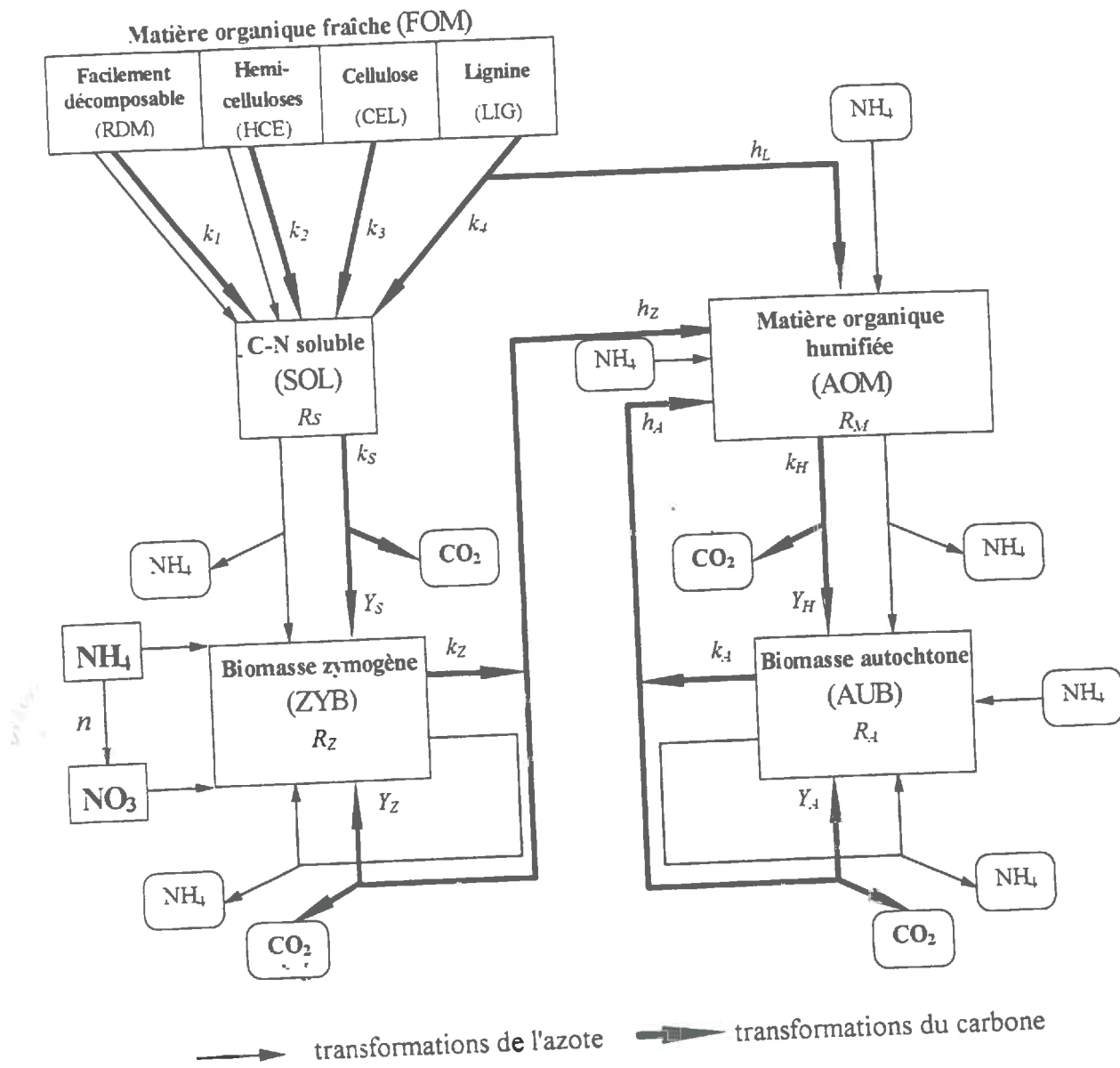


Figure 31 : Organigramme et principaux paramètres du modèle CANTIS

R : rapport C/N des pools organiques (R^* : C/N variable)

k : coefficient de la cinétique d'ordre 1 de décomposition des pools organiques

Y : rendements d'assimilation du carbone par les biomasses

h : coefficient de la cinétique d'ordre 1 d'humification du carbone

n : coefficients de la cinétique Michaelis-Menten de nitrification

◆ *Décomposition des résidus (partie gauche de la figure)*

La décomposition des résidus est décrite d'une façon analogue mais un peu plus détaillée que celle du cycle « basal ». Quatre fractions organiques sont considérées pour caractériser les résidus végétaux : une fraction rapidement décomposable (RDM), les hémicelluloses (HCE), la cellulose (CEL) et la lignine (LIG). Ces fractions sont déterminées par la méthode « Van Soest » (Van Soest et Wine, 1967). La décomposition produit des composés solubles à l'eau (SOL) qui s'ajoutent à la fraction soluble déjà présente dans le sol et dans les résidus. Elle est réalisée par une biomasse « zymogène », à taux de croissance et de mortalité rapides. L'assimilation de l'azote par cette biomasse (ZYB) peut se faire sous forme minérale (voie « indirecte ») ou organique (voie « directe »). La biomasse zymogène s'adapte aux variations de la concentration en azote minéral, de sorte que son rapport C/N peut varier fortement au cours du temps, ce qui permet de représenter les successions de populations microbiennes à taux de renouvellement rapide, impliquées dans la décomposition des matières organiques fraîches (*cf.* chapitre 1 §1.1.1.b.).

◆ *Recyclage et humification*

Dans les deux cas, les processus de mortalité et/ou prédation microbienne sont considérés pour chacune des biomasses. Cependant la nécromasse et les métabolites microbiens formés ne sont pas explicitement définis pour raisons de simplification. Ces substrats sont supposés être décomposés par le même type de biomasse : c'est ce que nous appelons « recyclage ». Au cours de ce recyclage, une fraction constante du carbone décomposé se trouve humifiée.

Le cycle « basal » et le cycle de décomposition des matières organiques fraîches ne sont reliés que par les processus d'humification des composés carbonés affectant soit la lignine (flux h_L) des résidus végétaux soit certains produits microbiens de type mélanine notamment (flux h_Z et h_A). CANTIS fournit à chaque pas de temps la taille des différents pools organiques considérés, le carbone minéralisé, les concentrations en nitrate et ammonium du milieu.

1.2.2. Formulation mathématique

La majeure partie des équations considérées dans le modèle biologique est présentée dans le **tableau 11**.

1.2.2.a. Cycle du carbone

- La décomposition des matières organiques est modélisée par des cinétiques du premier ordre, pondérées par les fonctions f_T , f_W et f_N correspondant respectivement à l'effet de la température, de l'humidité et de la teneur en azote minéral du sol (équations 1, 2 et 5). Une pondération supplémentaire a été introduite pour tenir compte d'une limitation éventuelle de la décomposition par la taille de la biomasse (paramètres K_{mz} et K_{ma}).
- L'assimilation du carbone par les biomasses ZYB et AUB est décrite classiquement avec un rendement d'assimilation du carbone (Y_A et Y_Z : équations 3 et 6).
- L'humification du carbone est prise en compte d'une manière simplifiée par un coefficient de partition (h_L , h_A ou h_Z) : la vitesse d'humification est proportionnelle à la vitesse de décomposition (de la lignine, de la biomasse autochtone ou de la biomasse zymogène, respectivement : équation 9).
- Le recyclage de l'azote microbien est décrit de façon similaire aux autres processus de décomposition (équation 10).

Vitesse de décomposition des pools de matière organique fraîche (C_i) par la biomasse zymogène (B_z) :

$$\frac{dC_i}{dt} = -k_i \cdot C_i \cdot \frac{B_z}{K_{mz} + B_z} \cdot f_T \cdot f_W \cdot f_N \quad (1)$$

Vitesse de décomposition de la fraction soluble (C_s) par la biomasse zymogène (B_z) :

$$\frac{dC_s}{dt} = -k_s \cdot C_s \cdot \frac{B_z}{K_{mz} + B_z} \cdot f_T \cdot f_W \cdot f_N \quad (2)$$

Vitesse d'assimilation microbienne du carbone par la biomasse zymogène :

$$A_z^C = -Y_s \cdot \frac{dC_s}{dt} \quad (3)$$

Vitesse d'assimilation microbienne totale (organisation et assimilation directe) de l'azote :

$$A_z^N = -R_z \cdot A_z^C \cdot f'_N \quad (4)$$

Vitesse de décomposition de la matière organique active (C_h) par la biomasse autochtone (B_a) :

$$\frac{dC_h}{dt} = -k_h \cdot C_h \cdot \frac{B_a}{K_{ma} + B_a} \cdot f'_T \cdot f'_W \quad (5)$$

Vitesse d'assimilation microbienne du carbone par la biomasse autochtone :

$$A_a^C = -Y_h \cdot \frac{dC_h}{dt} \quad (6)$$

Vitesse d'assimilation microbienne totale (organisation et assimilation directe) de l'azote :

$$A_a^N = -R_a \cdot A_a^C \quad (7)$$

Vitesse de décomposition de la biomasse zymogène (id. pour biomasse autochtone) :

$$\frac{dB_z}{dt} = -k_z \cdot B_z \quad (8)$$

Vitesse d'humification du carbone de la biomasse zymogène (id. pour biomasse autochtone):

$$H_z^C = -h_h \cdot \frac{dB_z}{dt} \quad (9)$$

Recyclage du carbone de la biomasse zymogène (id. pour biomasse autochtone):

$$R_z^C = -(1 - h_h) \cdot Y_z \cdot \frac{dB_z}{dt} \quad (10)$$

Nitrification de l'ammonium (N_A) :

$$V_N = \frac{V_{\max} \cdot N_A}{K_N + N_A} \cdot f_T \cdot f_W \quad (11)$$

tableau 11 : Principales équations considérées dans le modèle CANTIS

1.2.2.b. Cycle de l'azote

L'assimilation microbienne de l'azote est déduite de celle du carbone par le rapport N/C de la biomasse concernée (R_Z et R_A) et par un facteur de réduction éventuel (f_N) qui traduit l'effet de limitation de la décomposition par la disponibilité en azote minéral (équation 4). Il n'y a pas de limitation en azote lors de la décomposition des matières organiques stabilisées car celles-ci sont riches en azote (équation 7).

L'azote se trouve aussi engagé dans la formation des composés humiques selon une stoechiométrie stricte si l'azote ammoniacal est en quantité suffisante dans le sol : l'azote NH_4^- est humifié avec le carbone avec un rapport C/N constant si l'ammonium est disponible dans le milieu, et à un moindre degré s'il n'est pas disponible. L'humification de l'ammonium est supposée très rapide, donc prioritaire par rapport à la nitrification.

La nitrification porte sur l'ammonium restant après assimilation par la biomasse. L'ammonium restant est ensuite humifié. L'étape limitante de la nitrification est la nitritation ($\text{NH}_4^- \rightarrow \text{NO}_2^-$). En conséquence, la forme nitrite n'apparaît pas dans le modèle ; la nitrification est décrite par une équation de type Michaëlis-Menten par rapport au substrat qu'est l'ammonium, affectée des facteurs de température et d'humidité (équation 11).

1.2.3. Originalités du modèle

Une originalité de CANTIS vis à vis du cycle de l'azote est qu'il considère que l'assimilation « indirecte » de l'azote minéral (organisation) se produit aux dépens de l'ammonium et du nitrate simultanément. L'organisation de l'ammonium reste cependant préférentielle par rapport à celle du nitrate (Recous *et al.* 1990). Des résultats d'incubation obtenus avec marquage $^{15}\text{NH}_4$ et $^{15}\text{NO}_3$ démontrent nettement qu'une organisation de nitrate se produit, même lorsque l'ammonium est présent en forte quantité dans le sol (Mary *et al.*, non publié). Ces mêmes résultats permettent de décrire l'organisation relative de l'ammonium en fonction de la concentration relative en ammonium et en nitrate par une courbe isotherme de type Langmuir ou Freundlich (figure 32).

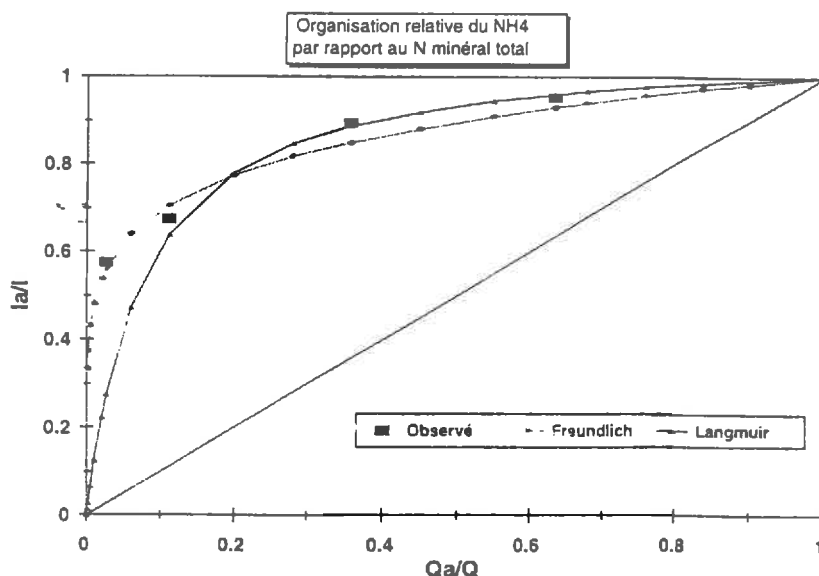


figure 32 : Isothermes considérées pour l'organisation de l'azote dans le modèle CANTIS

Ia = quantité de N-NH_4^- organisé ; Ib = Azote total organisé $\text{N-(NH}_4^- + \text{NO}_3^-)$

Qa = concentration du sol en N-NH_4^- ; Q = concentration du sol en $\text{N-(NH}_4^- + \text{NO}_3^-)$

<i>Module</i>	<i>Paramètre</i>	<i>Dimension</i>
<i>Décomposition du carbone humifié</i>	k_H : taux de dégradation de la matière organique stabilisée (AOM)	$[T^{-1}]$
	k_A : taux de mortalité de la biomasse autochtone (AUB)	$[T^{-1}]$
	Y_H : rendement d'assimilation de AOM par AUB	$[\]$
	Y_A : rendement d'assimilation de la nécromasse par AUB	$[\]$
	K_{ma} : facteur de décomposition lié à la taille de AUB	$[M_{carbone} M^{-1}]$
	h_A : coefficient d'humification de la nécromasse de AUB	$[\]$
<i>Décomposition du carbone des résidus végétaux</i>	$k_1, k_2, k_3, \text{ et } k_4$: taux de décomposition des fractions du résidu : RDM, HCE, CEL, LIG respectivement	$[T^{-1}]$
	k_S : taux de décomposition de la fraction soluble (SOL)	$[T^{-1}]$
	k_Z : taux de mortalité de la biomasse zymogène (ZYB)	$[T^{-1}]$
	Y_S : rendement d'assimilation du C soluble par ZYB	$[\]$
	Y_Z : rendement d'assimilation de la nécromasse par ZYB	$[\]$
	K_{mz} : facteur de décomposition lié à la taille de ZYB	$[M_{carbone} M^{-1}]$
	h_L : coefficient d'humification de la lignine végétale	$[\]$
	h_Z : coefficient d'humification de la nécromasse de ZYB	$[\]$
<i>Transformations de l'azote</i>	K_{in} : coefficient de Freundlich pour l'organisation du NH_4	$[\]$
	V_{max} : vitesse de nitrification potentielle	$[M_{azote} M^{-1} T^{-1}]$
	K_N : constante d'affinité pour le NH_4^+ des bactéries nitrifiantes	$[M_{azote} M^{-1}]$
	R_H : rapport N/C maximum du matériel en voie d'humification	$[M_{azote} M_{carbone}^{-1}]$
<i>Lois d'action des facteurs abiotiques</i>	f_W : coefficient de pondération de la décomposition des MO par le potentiel hydrique (Andréon 1992)	$[\]$
	f_T : coefficient de pondération de la décomposition des MO fraîches par la température (Recous 1995)	$[\]$
	f'_T : coefficient de pondération de la décomposition des MO stabilisées par la température (Recous 1995)	$[\]$

tableau 12. Récapitulatif des paramètres du modèle CANTIS de transformations d'azote et de carbone dans le sol

Hypothèses sur les pools :

- H1 : Homogénéité des pools considérés,
H2 : Indépendance des deux biomasses (pas de prédation ni concurrence),
H3 : Stationarité de la microflore/faune autochtone.

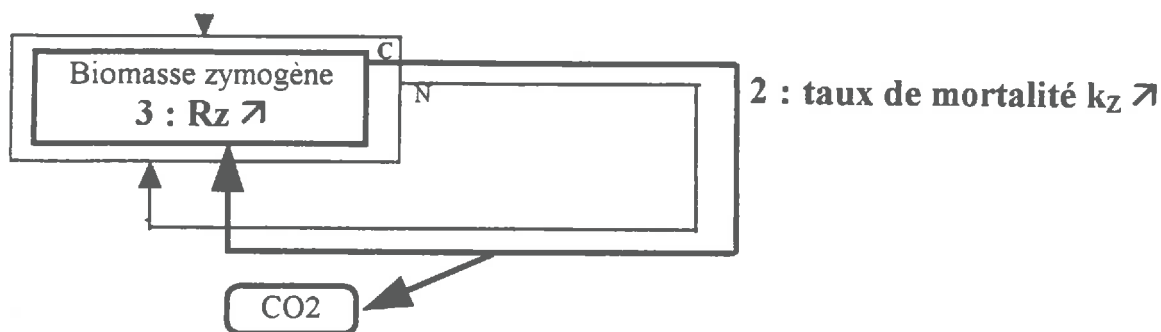
Hypothèses sur les transformations d'azote :

- H4 : Humification stochiométrique de l'azote par rapport au carbone
H5 : Production de NH_4^+ par désamination extracellulaire (*i.e.* NH_4^+ disponible de suite)
H6 : Priorité de la nitrification sur l'humification du NH_4^+ .
H7 : Absence de pertes gazeuses (volatilisation et dénitrification)

tableau 13 : Principales hypothèses du modèle de CANTIS

Un aspect important du modèle résulte dans la prise en compte de la limitation de la décomposition par la concentration en azote minéral du milieu. Cette limitation peut s'exercer sur la décomposition des matières organiques fraîches assez pauvres en azote. Il en résulte une limitation de la vitesse de décomposition et une réduction de l'assimilation de l'azote par la biomasse zymogène. Etant donné le manque de connaissances sur les mécanismes exacts impliqués dans la limitation par l'azote minéral, trois options ont été prévues dans le modèle. Celles-ci sont résumées dans la **figure 33**.

1 : taux de décomposition k_1 à 5 ↙



○ 3 scénarios possibles en cas de limitation de la décomposition du résidu par manque d'Nminéral

- 1- Réduction du taux de décomposition du substrat
- 2- Accroissement du recyclage de l'azote
- 3- Diminution du rapport N/C de la biomasse

○ 4 Options dans le modèle :

- NLIMIT = 1 : Scénario 1
- NLIMIT = 2 : Scénario 1 + 2
- NLIMIT = 3 : Scénario 1 + 3
- NLIMIT = 4 : Scénario 1 + 2 + 3

figure 33 : Modes de description possibles de la limitation de la décomposition des matières organiques par la disponibilité en azote minéral dans le modèle CANTIS.

Une autre originalité est la prise en compte de lois de température spécifiques de la décomposition de l'humus et de la décomposition de la matière organique fraîche. Pour la décomposition des matières organiques stabilisées, la loi d'action est une loi d'Arrhénius simple. Par contre, l'action de la température sur la décomposition des matières organiques fraîches est plus complexe : elle est décrite par un ensemble de lois d'Arrhénius variables selon la gamme de température (Recous 1995). A titre provisoire, l'effet de la température sur la nitrification est décrite par cette dernière fonction.

Le modèle prévoit aussi la possibilité d'un terme de pondération de la vitesse de décomposition relatif à la taille de la biomasse de décomposeurs. Ce coefficient est destiné à rendre compte des effets éventuels de surface de contact entre la matière organique et les décomposeurs. Il permet notamment de simuler l'effet de phase de latence parfois observé avec certains résidus végétaux (Mary *et al.* 1993). Nous avons cependant décidé de considérer que cet effet était négligeable dans notre étude ($K_{mZ} \approx K_{m\lambda} \approx 0$).

L'utilisation de CANTIS requiert la caractérisation initiale des différents pools considérés ainsi que leur rapport N/C lorsqu'il s'agit de pools organiques. Elle nécessite évidemment, comme le montre la formulation mathématique, la détermination de nombreux paramètres. Ces paramètres peuvent être déterminés avec des résultats d'incubations de sol faites avec traçage isotopique ^{15}N et ^{13}C et des ajustements mathématiques (**tableau 12**). Les hypothèses du modèle sont résumées dans le **tableau 13**.

Hypothèses sur les constituants du système (fluides + matrice poreuse)

- H1 : L'eau est incompressible,
 H2 : La vapeur d'eau est assimilée à un gaz parfait
 H3 : Les phases liquides et vapeur sont à l'équilibre thermodynamique
 H4 : Il n'y a pas d'interaction entre la matrice poreuse et la solution du sol
 (l'adsorption de l'ammonium n'est pas prise en compte)

Hypothèses sur le système physique et les écoulements

- H5 : Sol non déformable : modélisation en milieu rigide,
 H6 : Les écoulements sont verticaux (pas de ruissellement ni d'éluviation),
 H7 : Toute l'eau participe à l'écoulement
 (pas d'écoulements préférentiels ni de phase aqueuse immobile)

tableau 14. Principales hypothèses du modèle de transferts de masses et d'énergie

<i>Module</i>	<i>Paramètre</i>	<i>Dimension</i>
<i>Transfert d'eau</i>	$\psi(\theta, z)$: potentiel matriciel du sol	$[ML^{-2}]$
	$K(\theta, z, T)$: conductivité hydraulique	$[LT^{-1}]$
<i>Transfert de chaleur</i>	$\lambda(\theta, z)$: conductivité thermique	$[MLT^{-3}K^{-1}]$
	$C_h(\theta, z)$: capacité calorifique volumique	$[MLT^{-3}K^{-1}]$
<i>Transport de solutés</i>	$\lambda_L(z)$: dispersivité (caractéristique du milieu)	$[L]$
	$D_e(\theta)$: coefficient de diffusion effectif (caractéristique du soluté et du milieu)	$[L^2T^{-1}]$
<i>Bilan d'énergie à la surface</i>	$a(\theta)$: albédo	$[]$
	ϵ_s : émissivité de la surface du sol	$[]$
	z_0 : longueur de rugosité aérodynamique	$[L]$

tableau 15. Récapitulatif des paramètres du modèle de transfert de masse et d'énergie

1.3. Module de transferts de masse, d'énergie et de chaleur

1.3.1. Caractéristiques générales

Le module physique est le modèle MATHILD proposé par Lafolie (1991). Il s'agit d'un modèle mécaniste qui couple les transferts d'eau, de solutés et de chaleur dans le sol. Ce modèle fournit à chaque pas de temps les teneurs en eau, le potentiel matriciel de l'eau, les concentrations en soluté et la température sur un profil vertical de sol structuré en couches horizontales homogènes. Ce modèle a été testé dans différentes conditions, à l'échelle décimétrique sur des périodes de temps inférieures à l'année (Lafolie 1991, Maraux 1994, Bayard 1995).

Au cours de notre travail, le modèle MATHILD a été modifié pour prendre en compte les échanges d'eau (évaporation) et de chaleur (flux de chaleur sensible) entre la surface du sol et les basses couches de l'atmosphère. La prise en compte du bilan d'énergie à la surface fournit à chaque pas de temps les flux d'eau et de chaleur à la surface du sol. Ce couplage permet d'affiner les conditions à la limite supérieure pour l'eau et la température imposées dans le module physique de transfert de masse et de chaleur dans le sol. Le couplage permet surtout de s'affranchir du problème de partition entre réchauffement et évaporation. C'est aussi le seul moyen d'imposer le flux de chaleur à la surface du sol sans le mesurer. Ce type d'approche a déjà été utilisé et confronté à des mesures d'évaporation, de température du sol, de rayonnement net et de flux de chaleur dans le sol par différents auteurs (van Bavel et Hillel 1976, Lascano et van Bavel 1986, Witono et Bruckler 1989, Passerat de Sillans *et al.* 1989, Chanzy 1991, Chanzy et Bruckler 1993). Ces vérifications n'ont cependant été conduites que sur de courtes périodes (2 à 3 semaines) et en l'absence de pluies.

Nous décrivons successivement le modèle physique, le modèle de bilan d'énergie et le mode de couplage de ces deux modèles. Les hypothèses du modèle sont résumées dans le **tableau 14**. Les paramètres à déterminer sont donnés dans le **tableau 15**.

1.3.2. Modélisation des transferts dans le sol

1.3.2.a. Modélisation des transferts d'eau

La modélisation des flux hydriques est fondée sur l'équation de Richards qui combine la loi de conservation de la masse avec la loi de Darcy :

$$C(H, z) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(H, z) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (12)$$

où z = profondeur orientée positivement vers le bas (m) ; H = charge hydraulique totale (m)

$C(H, z)$ = capacité capillaire = pente de la courbe de rétention (m^{-1}) ; t = temps (s)

$K(H, z)$ = conductivité hydraulique ($m \cdot s^{-1}$) ; H = charge hydraulique (m) $H = \psi - z$.

On néglige la composante osmotique du potentiel matriciel, les transferts en phase vapeur ainsi que les flux provoqués par gradients thermiques. Les phénomènes d'hystérésis ne sont pas non plus pris en compte.

L'équation de Richards fait intervenir la courbe de rétention d'eau $\psi(\theta)$ et la courbe de conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau $K(\theta)$, pour chaque couche homogène considérée.

Il est tenu compte de l'effet de la température sur la conductivité hydraulique :

$$K_T(H) = \frac{v(T)}{v_{\text{ref}}} K_{\text{ref}}(H) \quad \text{avec} \quad v(T) = 1.068 \times 10^{-3} \cdot e^{-2.37 \times 10^{-2} T}$$

- $v(T)$: viscosité de l'eau ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$); v_{ref} : viscosité à la température de référence de 20°C ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$);
- T : température ($^\circ\text{K}$); K_{ref} : conductivité hydraulique à 20°C ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Cette formulation permet de prendre en compte, la diminution de l'écoulement de l'eau et des solutés en cas de gel.

La condition initiale correspond au profil de teneur en eau volumique du sol. Les conditions aux limites peuvent être définies par un potentiel imposé en profondeur (condition de type Dirichlet) et par un flux imposé en surface (condition de type Neuman). Le flux hydrique imposé en surface correspond à la pluie ou à l'évaporation calculée par le module de bilan d'énergie en surface. Cette condition est exprimée en intensité de flux $F_s(t)$:

$$\left[-K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right]_{z=0} = F_s(t)$$

Le potentiel matriciel mesuré à 150 cm est imposé à la base du profil. Cette condition de Dirichlet s'écrit :

$$[\psi(t)]_{z=150} = \psi_{150}(t)$$

1.3.2.b. Modélisation du transport de solutés

Le transport des solutés non interactifs, tels que l'ion nitrate, est simulé à l'aide de l'équation classique de convection-dispersion :

$$\frac{\partial C\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta D_a \frac{\partial C}{\partial z} - q \theta C \right] \quad (13)$$

C = concentration en soluté dans l'eau (kg m^{-3})

Dans cette équation, la vitesse apparente d'écoulement de l'eau q , ou vitesse de Darcy, est obtenue par résolution de l'équation de Richards. La résolution de l'équation de convection-dispersion nécessite de déterminer le coefficient de dispersion apparente D_a ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$). Celui-ci est calculé à partir de la dispersivité longitudinale λ_L (m) et du coefficient de diffusion effective D_e ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) :

$$D_a = D_e + \lambda_L |q|$$

Le modèle considère également que D_a est une fonction linéaire de la teneur en eau :

$$D_a(\theta) = D_a(\theta_s) \cdot \theta / \theta_s$$

La condition initiale correspond au profil de concentration du soluté.

La condition à la limite à la surface du sol est de type Neuman : flux de soluté imposé. Ce flux est nul en conditions évaporantes (absence de pluies); lors des épisodes pluvieux, il dépend de la concentration C_s de l'eau de pluie ou d'irrigation. L'équation s'écrit :

$$\left[-D \frac{\partial C}{\partial z} + q C \right]_{z=0} = q C_s$$

Nous avons choisi d'imposer un écoulement libre comme condition à la limite inférieure. Le gradient de concentration est considéré nul à la base du profil :

$$\left[\frac{\partial C}{\partial z} \right]_{z=150} = 0$$

1.3.2.c. Modélisation des transferts de chaleur

L'équation de transfert de chaleur dans le sol considère à la fois les flux par conduction et par convection :

$$C_h(\theta, z) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta, z) \frac{\partial T}{\partial z} - q C_w T \right] \quad (14)$$

- T = température (K) ; $\lambda(\theta, z)$ = conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$)
- C_h = capacité calorifique volumique du sol ($J.m^{-3}.K^{-1}$)
- C_w = capacité calorifique volumique de l'eau ($J.m^{-3}.K^{-1}$)
- q = vitesse apparente de l'écoulement ($m.s^{-1}$)

- la conduction thermique correspond au flux diffusif de chaleur entraîné par des gradients de température et intéresse tout le milieu poreux.
- le transport de chaleur lié à l'écoulement de l'eau ne concerne que le volume de sol occupé par l'eau. On suppose que l'équilibre thermique entre l'eau qui circule et la phase solide est instantané.

Le flux de chaleur latente qui peut intervenir en cas de changements de phase de l'eau (vaporisation ou gel) n'est pas pris en compte. La capacité calorifique de l'eau C_w est fixée et correspond à celle de l'eau pure = $4.18 J g^{-1} K^{-1}$.

La résolution de l'équation 2 suppose que soient connues, pour chaque couche homogène considérée :

$\lambda(\theta)$: relation entre la conductivité thermique apparente et la teneur en eau

$C_h(\theta)$: relation entre la capacité thermique volumique apparente et la teneur en eau

A la surface du sol, il est possible soit d'imposer une température à la surface, soit d'imposer un flux de chaleur. Dans notre cas, le flux de chaleur à la surface est calculé par le module de simulation du bilan d'énergie et des transferts d'eau et de chaleur dans les basses couches de l'atmosphère.

1.3.3. Modélisation des transferts dans l'atmosphère

Les échanges d'eau et de chaleur entre la surface et l'atmosphère sont essentiellement convectifs, liés aux déplacements des masses d'air qui se produisent dans les basses couches atmosphériques. Le modèle tient compte des 2 modes de convection : a) la convection forcée relative aux déplacements d'air provoqués par l'action du vent et de la convection mixte ; b) la convection libre liée aux gradients de température. Celle-ci est calculée en imposant à la limite supérieure de la couche atmosphérique considérée un vent minimum de $0.9 m s^{-1}$. Une formulation analogue est utilisée pour la modélisation des flux de chaleur latente LE et de chaleur sensible HS, entraînés par la convection des masses d'air. Cette approche, appelée méthode de turbulence aérodynamique (Brutsaert 1982), consiste à exprimer les flux convectifs comme le produit d'un coefficient de diffusivité turbulente par un gradient de température (pour HS) ou de pression partielle de vapeur d'eau (pour LE) :

$$HS = \rho_a \cdot C_{pa} \cdot h_s \cdot (T_a - T_s) \tag{15}$$

$$LE = (L \cdot M_{H_2O} / RT) \cdot h_L \cdot (P_{va} - P_{vs}) \tag{16}$$

- Les indices a et s = niveaux de mesure dans l'atmosphère et à la surface du sol respectivement
- T = température (K) ; C_{pa} = capacité calorifique volumique de l'air ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$)
- ρ_a = masse volumique de l'air ($kg \cdot m^{-3}$) ; P_v = pression partielle de vapeur d'eau (Pa)
- L = chaleur latente de vaporisation de l'eau ; M_{H_2O} = masse molaire de l'eau ;
- R = constante des gaz parfaits

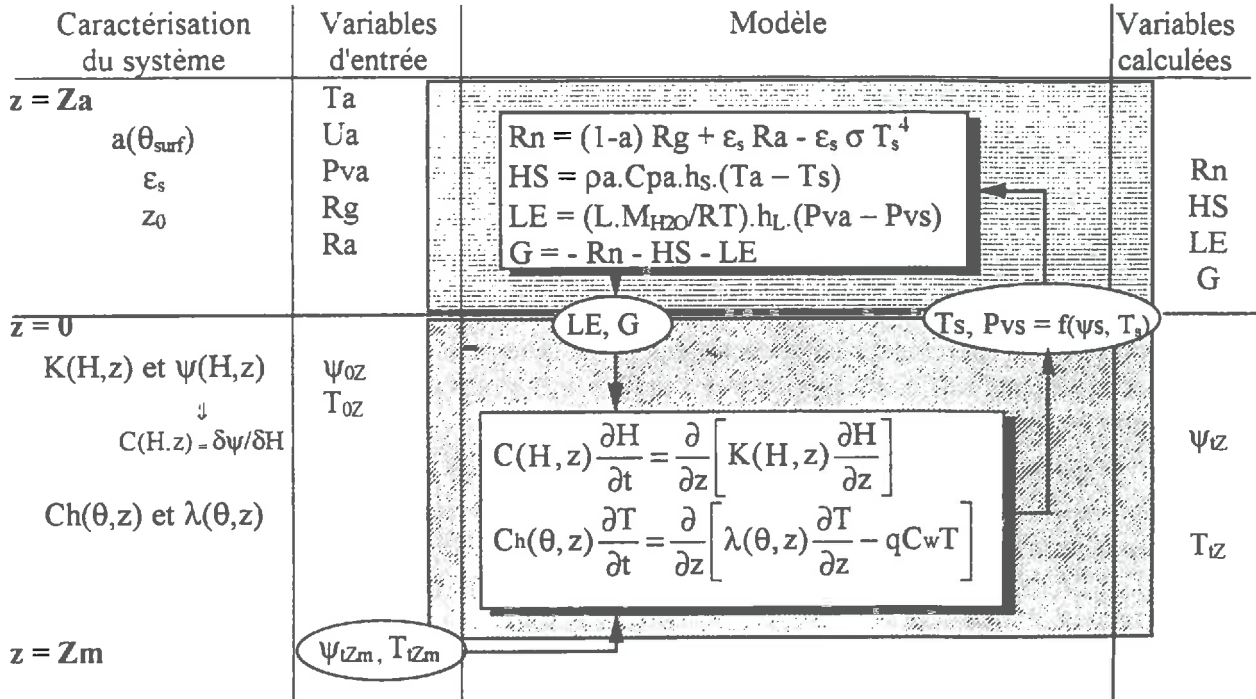


figure 34 : Description schématique du couplage entre le module de calcul du bilan d'énergie à la surface et le module de simulation des transferts d'eau et de chaleur dans le sol (d'après Chanzy 1991).

Cette formulation ramène le problème de l'estimation des flux convectifs à celui du calcul des coefficients d'échanges turbulents h_L et h_s . La méthode utilisée pour déterminer h_L et h_s est basée sur la théorie de similitude de Monin et-Obukov (1954) ; elle est applicable dans la couche limite atmosphérique pour laquelle il y a conservation des flux verticaux. Les coefficients d'échanges turbulents s'écrivent alors par les équations suivantes :

$$h_s = \frac{k^2 U_a}{[f_m(z_a/L') - f_m(z_0/L')] \cdot [f_H(z_a/L') - f_H(z_{0T}/L')]}$$

$$h_l = \frac{k^2 U_a}{[f_m(z_a/L') - f_m(z_0/L')] \cdot [f_v(z_a/L') - f_v(z_{0v}/L')]}$$

avec : z_a = altitude de référence (m) ; z_0, z_{0T}, z_{0v} = hauteurs de rugosité du sol respectivement pour les transferts de quantités de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente (m) ; U_a = vitesse du vent à l'altitude de référence z_a ($m.s^{-1}$) ; k = constante de Karman (≈ 40) ; L' = longueur d'Obukov caractéristique de l'état de stratification de l'air (m) ; f_m, f_H et f_v = fonctions de stabilité pour les transferts de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente respectivement.

Les coefficients d'échange dépendent donc de la vitesse du vent U_a et des longueurs de rugosité z_0, z_{0T} et z_{0v} . Ces longueurs de rugosité sont caractéristiques de l'état de surface du sol, mais diffèrent suivant que l'on considère la convection de la chaleur latente ou de la chaleur sensible (Passerat de Sillans *et al.* 1989). Dans notre modèle, nous les considérons identiques pour les deux flux, comme l'ont fait van Bavel et Hillel (1976), Lascano et van Bavel (1986) et Chanzy (1991). Puisque nous supposons aussi que $f_v = f_H$, nous supposons également que les coefficients de transferts convectifs h_L et h_S sont égaux.

1.3.4. Bilan d'énergie et couplage sol-atmosphère

Le modèle physique de transferts de masse et de chaleur requiert la connaissance à l'interface sol-atmosphère de l'évaporation ϕ_{H_2O} et du flux de chaleur ϕ_T pour chaque pas de temps. Ces flux sont calculés différemment selon que l'on se place en régime évaporatoire, ou en conditions pluvieuses. La **figure 34** récapitule les équations considérées dans le système sol-atmosphère pour l'eau et présente le mode de couplage de ces équations.

1.3.4.a. Mode de calcul en l'absence de pluie

En absence de pluie, l'évaporation est calculée à partir de l'équation de convection, en supposant que l'air est un gaz parfait (équation 16). Le flux de chaleur à la surface du sol est égal au terme G , que l'on déduit du bilan d'énergie à la surface du sol :

$$R_n + G + H + LE = 0 \quad \Rightarrow \quad \phi_T = G = -R_n - LE - HS \quad (17)$$

L'établissement du bilan d'énergie nécessite le calcul du rayonnement net. Celui-ci est effectué à partir du bilan radiatif à la surface et dépend des variables climatiques R_g et R_a , de la température du sol T_s , ainsi que des caractéristiques du milieu a et ϵ_s : l'albédo et l'émissivité de surface respectivement.

$$R_n = (1-a) R_g + \epsilon_s R_a - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (18)$$

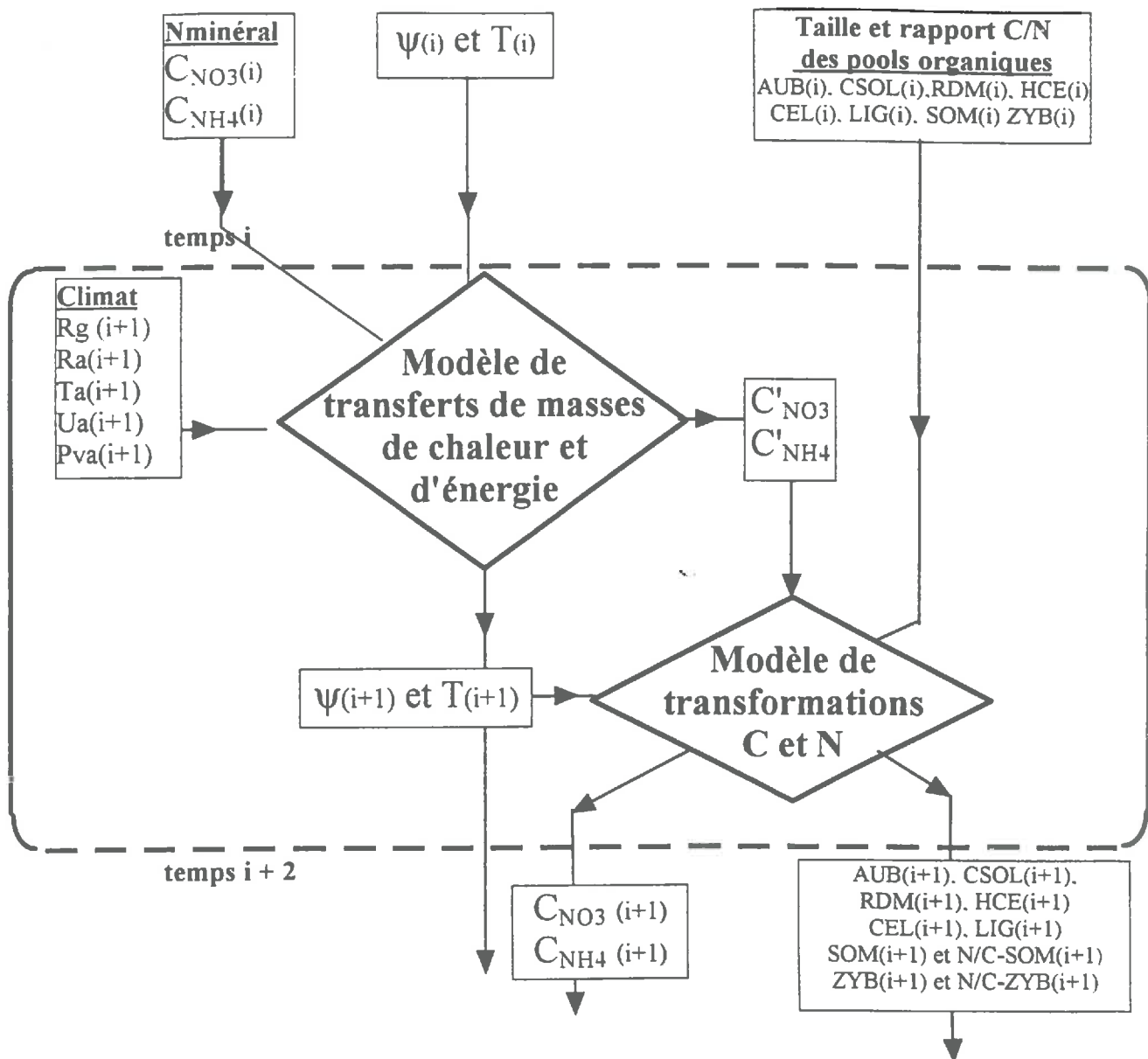


figure 35 : Représentation schématique d'une itération du modèle couplé au temps $t = i + 1$.

Le rayonnement atmosphérique R_a n'est pas mesuré dans notre étude. Il est calculé par la formule de Brutsaert (1975) :

$$R_a = 1.24 (P_{Va}/T_a)^{1.7} \sigma T_a^4 \quad (19)$$

- R_a est donnée en $W m^{-2}$ avec : P_{Va} la pression de vapeur de l'air (hPa), T_a la température de l'air (K) mesurée au même niveau que P_{Va} , et σ la constante de Stephan-Boltzman.

Cette formule a été établie pour des jours clairs. Sa validité a été vérifiée par Mermier et Seguin (1976) sur le site de Poirson (INRA Avignon) avec des mesures décennales de R_a .

1.3.4.b. Mode de calcul en cas de pluie

En cas de pluie, le modèle couplé avec le bilan d'énergie n'est plus utilisé. L'évaporation réelle est supposée correspondre à l'ETP Penman. Le flux de chaleur sensible est calculé par l'équation de convection aérodynamique (équation 15). Le flux de chaleur apportée au sol ϕ_T correspond à la conduction thermique induite par la température de la pluie T_p (considérée égale à la température de l'air) :

$$\phi_T = q C_w \cdot T_p \quad (W.m^{-2})$$

Le flux d'eau q considéré dans cette dernière formule correspond à la différence entre la pluie et l'ETP Penman.

1.4. Couplage transferts et transformations biologiques

Le couplage du modèle de transformations biologiques et du modèle de transferts d'eau, de chaleur et d'énergie se fait au niveau du module de transfert de solutés en terme de fonction puits-source. Le modèle de transfert calcule dans un premier temps les profils de potentiel hydrique, de température et concentration en azote minéral qui entrent dans le modèle biologique (figure 35). Ce dernier calcule les variations des concentrations en nitrate et en ammonium résultant des transformations biologiques. Tout ceci est réalisé pour un pas de temps donné et pour chaque noeud de la grille de différences finies considérée.

1.5. Mode de résolution numérique des équations

Il s'agit de résoudre les équations différentielles aux dérivées partielles (en z et t) de transferts d'eau, de solutés et de chaleur dans le sol dont les inconnues sont respectivement : le potentiel de l'eau, la concentration en solutés et la température.

Les équations dérivées par rapport à la profondeur (z) sont approchées par des schémas aux différences finies adaptés à chaque processus. En particulier, les termes convectifs des équations de transport de solutés et de chaleur ont fait l'objet d'un traitement approprié pour éviter l'apparition d'oscillations numériques qui perturberaient le bon fonctionnement du module biologique. L'approximation des dérivées partielles conduit à un système d'équations différentielles totales par rapport au temps.

Le système d'équations provenant de l'équation de Richards est non linéaire. Les coefficients (C_c , K) sont en effets des fonctions non linéaires de la teneur en eau, tandis que les autres systèmes d'équations (chaleur et solutés*) sont linéarisés.

* En toute rigueur, le système d'équations de transfert de soluté n'est pas linéaire dans la mesure où le terme puits imposé par le module biologique dépend de la concentration. Nous avons choisi de linéariser ce système. Les pas de temps réduits et contrôlés par l'équation de Richard ne sont pas suffisamment importants pour modifier sensiblement les transformations de carbone et d'azote.

Du fait de cette non-linéarité, il n'existe aucune solution analytique. La solution numérique est calculée par itérations successives. La précision obtenue dépend à la fois :

- du pas de temps à chaque itération, fonction du critère d'optimisation
- du mode de discrétisation de l'espace
- des critères de convergence choisis

1.5.1. Optimisation des pas de temps

La convergence est atteinte d'autant plus rapidement que le système approche des conditions de linéarité. Il faudra au contraire un nombre important d'itérations pour résoudre le système d'équation en conditions fortement non linéaires, c'est à dire au moment des pluies ou de fortes évaporations notamment. Il est possible de se rapprocher des conditions de linéarité en réduisant les pas d'espace ou les pas de temps pour chaque itération. La gestion dynamique des pas d'espace est difficile à mettre en oeuvre. Seule la variation des pas de temps est utilisée. Le modèle procède de la façon suivante :

- si la convergence pour le temps $t + dt$ n'est pas atteinte après trois itérations, le modèle reprend le problème où il l'a laissé au temps t et divise le pas de temps dt par deux. Cette opération est ainsi répétée jusqu'à l'atteinte d'un dt minimum, généralement fixé à 2 secondes. Si la résolution ne converge pas pour ce pas dt minimal, la solution est rejetée.
- si la convergence est atteinte au bout de deux itérations, la solution est acceptée et le modèle rallonge le dt en le multipliant par 1.05 pour l'itération suivante. Le pas de temps ne pourra toutefois pas dépasser un maximum fixé à 2 heures.

1.5.2. Intégration spatiale

Les dérivées spatiales sont approchées par la méthode des différences finies. Le profil peut comprendre plusieurs couches, chacune étant considérée homogène et correspondant à un jeu de paramètres différent des autres. La discrétisation du profil se traduit par une grille verticale à pas d'espace variable sur toute la profondeur considérée. La définition des mailles d'espace et le choix des critères de convergence ne sont pas indépendants. L'ensemble doit être optimisé de façon à conserver des temps de calculs acceptables tout en garantissant la meilleure précision possible sur les résultats.

1.5.3. Définition des critères de convergence

Dans la résolution numérique du système, une solution S_i obtenue pour la i ème itération est acceptée lorsque sa "distance" avec la solution de l'itération précédente ne dépasse pas un seuil ω prédéfini. On parle de convergence de la solution si $\|S_i - S_{i-1}\| \leq \omega$. Le modèle utilise un critère de convergence relative ε défini par $\varepsilon = \omega / \|S_i\|$. Les critères de convergence doivent être fixés au départ pour les variables température et potentiel de l'eau.

2. Protocole expérimental

2.1. Contexte géologique et pédoclimatique

La parcelle choisie est située sur le domaine expérimental de l'INRA de Mons-en-Chaussée (Somme), sur le plateau du Santerre. La pente y est faible, inférieure à 2%, et l'altitude moyenne d'environ 130 m. Le substrat du sol est une formation loessique quaternaire (limon éolien périglaciaire appelé localement Ergeron) de forte épaisseur (> 8m), reposant sur une craie sénonienne. L'occupation agricole de ces sols est constituée essentiellement de « grandes cultures » (céréales, betterave, pois, pomme de terre).

2.1.1. Principales caractéristiques climatiques régionales

2.1.1.a. La pluviométrie

La région est soumise à un climat à dominance océanique, modérément et régulièrement arrosé, avec une pluviométrie annuelle moyenne de 700mm. Celle-ci présente une importante variabilité saisonnière et inter-annuelle. A Saint-Quentin par exemple, la quantité des précipitations hivernales est comprise dans 60% des cas entre 111 mm et 216 mm.

2.1.1.b. La température

L'influence océanique se fait ressentir également du point de vue de la température. L'amplitude thermique journalière est en moyenne de 10°C à Saint-Quentin (mois de juillet). Les températures maximales observées sur les 30 dernières années sont peu variables et de l'ordre de 30°C (mois d'août). Hormis les vagues de froid exceptionnelles, les températures minimales observées sur 30 ans sont plus changeantes et s'échelonnent de -3°C à -15°C suivant les années. Le gel intervient généralement dès le mois de novembre. On compte en moyenne une quinzaine de jours de fortes gelées par an (température de l'air < -5°C), répartis essentiellement entre les mois de novembre et de février.

2.1.1.c. Le vent

Du fait de sa situation géographique, la parcelle est ventée en permanence ou presque (vent rarement < 1 m s⁻¹). La direction dominante du vent pendant l'hiver est nord-ouest / sud-est. Les vents les plus forts (> 10 m s⁻¹) pendant cette période viennent généralement d'ouest/nord-ouest. Le vent est moins fort en été et de direction plus variable. Les plus forts vents estivaux (entre 5 et 10 m s⁻¹) viennent souvent du sud-est.

2.1.2. Le sol

Le sol est un limon brun faiblement lessivé, caractéristique des climats tempérés humides (Néoluvisol). Sa sensibilité à la battance et au compactage a pu être constatée au niveau d'un profil cultural (**annexe II-2**). La structure du sol et ses caractéristiques pédologiques ont été observées dans 2 fosses pédologiques (**annexe II-3**). Nous distinguons 4 horizons pédologiques (**figure 36**) :

- l'horizon labouré Ap
- l'horizon textural Bt
- l'horizon de transition Bt/C
- l'horizon C directement issu de la formation parentale (*i.e.* II)

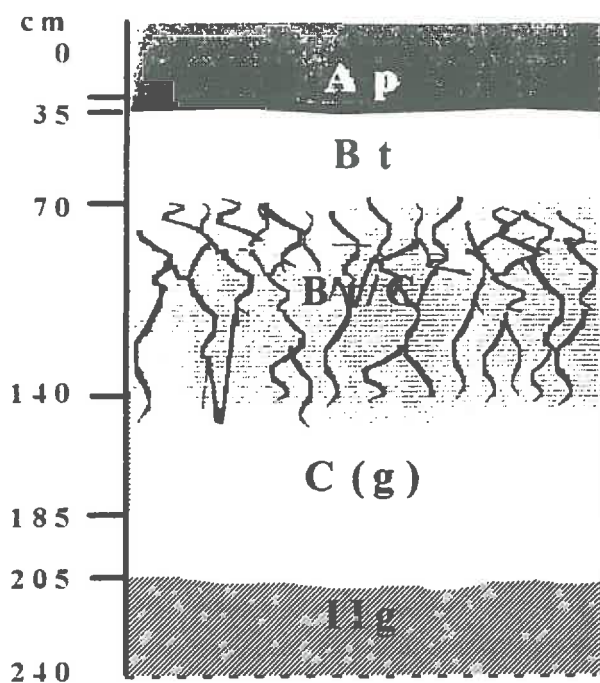


figure 36 : Représentation schématique du profil pédologique

horizon	CaCO ₃ ‰	C ‰	N ‰	C/N	P ₂ O ₅ ‰	C.E.C. mol/kg sol	Ca %	Na %	Mg %	K %	pH
Ap	0.0	9.5	1.0	9.3	0.17	10.0	11.4	0.03	0.72	0.60	7.7
Bt	0.0	3.7	0.5	7.4	0.01	13.6	16.0	0.09	0.72	0.31	7.8
Bt/C	0.0	2.2	0.3	7.3	0.02	10.9	13.6	0.11	0.52	0.20	7.9
C	traces	1.4	0.2	7.8	-	8.9	11.8	0.09	0.53	0.14	8.1
IIg _{Ca}	14.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.5
IIg _K	10.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

- : pas d'analyse disponible

tableau 16 : Analyses chimiques sur les différents horizons de sol.

horizon	profondeur cm	argile < 2μ	limon fin 2-50μ	limon grossier 50-200μ	sable grossier 200-500μ	sable fin 500-2000μ
Ap	0 - 30	19.7	28.3	46.4	4.7	0.9
Bt	30 - 70	32.4	26.8	36.5	4.1	0.2
Bt/C	70 - 140	26.5	22.3	46.3	4.5	0.4
C	140-185	17.4	24.7	56.0	1.9	0.0
IIg carbonaté	185-200	17.6	35.4	42.6	3.6	0.8
IIg décarbonaté		17.0	27.6	37.2	2.9	0.3
IIg potassique	210-240	22.4	32.3	39.3	4.0	2.0

tableau 17 : Analyse granulométrique du profil (exprimé en pourcentage massique de terre fine).

L'analyse chimique (**tableau 16**) montre que ces horizons diffèrent principalement par leur teneur en carbone organique et leur capacité d'échange cationique. L'analyse granulométrique révèle une texture limoneuse faiblement argileuse. Une discontinuité texturale apparaît au niveau de l'horizon Bt qui constitue la zone d'accumulation des argiles (**tableau 17**). Pour les autres horizons, les variations texturales sont faibles et s'expliquent essentiellement par une différence dans la proportion d'argile et de limon fin. La fréquence des éléments plus grossiers (limon grossier, sable fin et sable grossier) reste la même sur tout le profil. Le sol présente une pierrosité nulle (éléments > 2 mm).

Les propriétés liées à l'arrangement des constituants se sont avérées plus variables : le sol est plus contrasté d'un point de vue structural (annexe II-3). Il passe d'un état fragmentaire en surface (Ap), à une structure polyédrique grossière en profondeur (C), en prenant une structure prismatique nettement marquée dans les horizons intermédiaires (Bt et Bt/C).

2.2. Préparation de la parcelle

Compte tenu des hypothèses du modèle, nous avons cherché à obtenir un sol homogène du point de vue de la répartition des matières organiques et de la structure de la couche de surface, et sans plante.

2.2.1. Elimination des repousses

La parcelle avait été mise en jachère en 1992 après une culture de blé (*cf* annexe II-1 pour le détail de l'historique cultural de la parcelle). La jachère a été assez rapidement couverte par les repousses de blé et les mauvaises herbes (surtout matricaires). La préparation de la parcelle a consisté d'abord à éliminer ces repousses. Dans la parcelle, nous avons choisi une zone où les repousses semblaient plus uniformément réparties. Ces plantes ont été fauchées au ras du sol, puis éliminées du site expérimental.

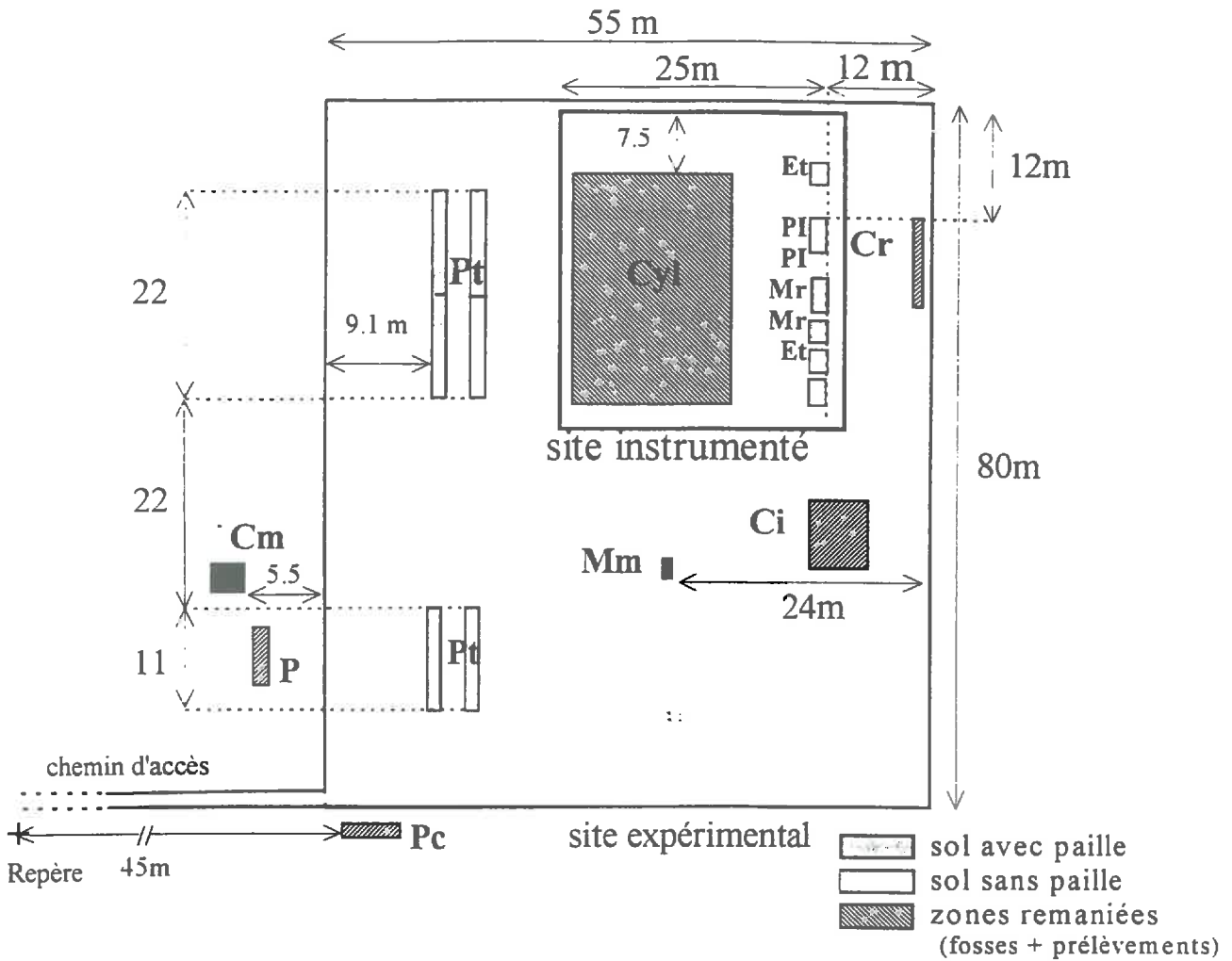
Le profil cultural effectué sur la parcelle (**annexe II-2**) nous montre que les racines restant dans le sol occupaient de manière relativement homogène la couche labourée (0-30 cm). Par ailleurs, quelques pailles de la précédente culture de blé ont été retrouvées sur les 10 premiers centimètres.

2.2.2. Incorporation de la paille

L'objectif était d'incorporer 8t MS ha⁻¹ de paille de blé dans les 20 premiers centimètres de sol de la façon la plus homogène possible. La paille a été broyée grossièrement, puis tamisée de manière à obtenir des brins de paille de dimension constante (longueur des brins = 3-5 cm). Nous avons mesuré l'humidité de la paille puis préparé des sacs contenant chacun la masse de paille sèche pour une surface de 1 m². Nous avons délimité dans les surfaces concernées par l'incorporation de la paille des carrés de 1 m de côté. Le contenu de chaque sac a été étalé sur chaque mètre carré. La paille a ensuite été enfouie sur 20 cm à l'aide d'un rotavator.

2.2.3. Travail du sol

Le nivellement de la parcelle et l'incorporation de la paille nécessitent le travail du sol. Les deux traitements considérés dans cette expérimentation (Paille et Sans paille) sont



Légende

Caractérisation du sol

Pp : emplacement de la première fosse pédologique

Pc : emplacement du profil cultural réalisé avant l'expérimentation

Ci : zones utilisées pour les mesures de $K(\theta)$ de surface par infiltrométrie

Cr : emplacement des prélèvements d'agrégats sur 0-80 cm pour l'expérience de Richards

Cm : emplacement de l'expérience de drainage interne (Müntz)

Expérimentation

Cyl : zone des cylindres mis en place pour le suivi des variables biologiques réalisé par C. Aita

Et : zones de prélèvements pour l'étalonnage des sondes capacitives et de la sonde à neutrons

PI : placettes instrumentées de 3m x 8m (détail = figure 38)

Pt : zones de prélèvements de terre pour le suivi des profils d'azote minéral

Mr : zones de mesures micrométéorologiques (mesures de l'albédo, R_n , R_g , G)

Mm : emplacement du mât météorologique (mesures de T_a , U_a , P_{va})

figure 37 : Plan du site expérimental

mis en place dans le but de distinguer la minéralisation dite "basale" de celle liée à la décomposition de matières organiques fraîches. En admettant que les processus de base sont du même ordre de grandeur pour les deux traitements, le sol sans paille constitue un témoin de la minéralisation basale du sol avec paille. Il est donc essentiel que les mesures effectuées sur le sol sans paille soient représentatives du sol avec paille. D'un point de vue pratique, cela nécessite que le travail du sol soit effectué de la même façon dans les zones destinées à rester sans paille que dans celles recevant la paille. L'homogénéité du travail du sol est d'autant plus importante que :

- les vitesses de minéralisation et de décomposition sont affectées par le travail du sol (Houot *et al.* 1990, Balesdent *et al.* 1990, Germon *et al.* 1994)
- la micromorphologie de la surface induite par le travail du sol est l'un des facteurs gouvernant les échanges d'énergie et de chaleur entre le sol et l'atmosphère (Allmaras *et al.* 1977, Potter *et al.* 1987).
- la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol dépend de l'état de surface du sol (Ehlers *et al.* 1976, Fausey et Lal 1989, Horton *et al.* 1994)

Nous avons souhaité éliminer les mottes présentes en surface afin de partir d'un état initial fragmentaire, proche de la terre fine. Il est en effet important d'assurer une faible variabilité spatiale de l'horizon de surface. Le travail de sol a consisté en 4 passages d'un rotavator réglé à 20 cm de profondeur dans les zones utilisées pour les mesures. Deux passages de rotavator au lieu de quatre ont donc été effectués dans le reste de la parcelle afin d'une part de niveler la surface du sol, et d'autre part de rester dans les conditions requises par les mesures de micro-météorologie.

2.3. Plan expérimental

Il s'agit d'effectuer l'ensemble des mesures nécessaires aux simulations, à l'estimation des paramètres et à la validation du modèle. Les mesures nécessaires aux simulations et à l'estimation des paramètres ont été résumées précédemment dans les **tableaux 12** et **15**. Les variables utilisées pour la validation sont :

1. les variables d'état : potentiel de l'eau Ψ , teneur en eau θ et température T
2. l'azote minéral (NH_4^+ et NO_3^-), le carbone minéralisé (CO_2)
3. le rayonnement net (R_n) et le flux de chaleur dans le sol (G).

2.3.1. Caractéristiques générales du site

Le plan du site expérimental est schématisé dans la **figure 37**. Une partie du site est destinée à la caractérisation des paramètres hydrodynamiques (expérience de drainage interne, infiltrométrie) et à la caractérisation du sol (fosse pédologique et profil cultural).

Sur le reste du site, nous distinguons :

- une zone réservée aux prélèvements de terre réalisés pour suivre l'évolution de l'azote minéral
- une zone instrumentée où sont suivies localement et en continu les variables d'état et les variables de forçage et de validation.

Les 2 traitements considérés (paille et sans paille) sont étudiés simultanément dans la zone de prélèvements comme dans la zone instrumentée.

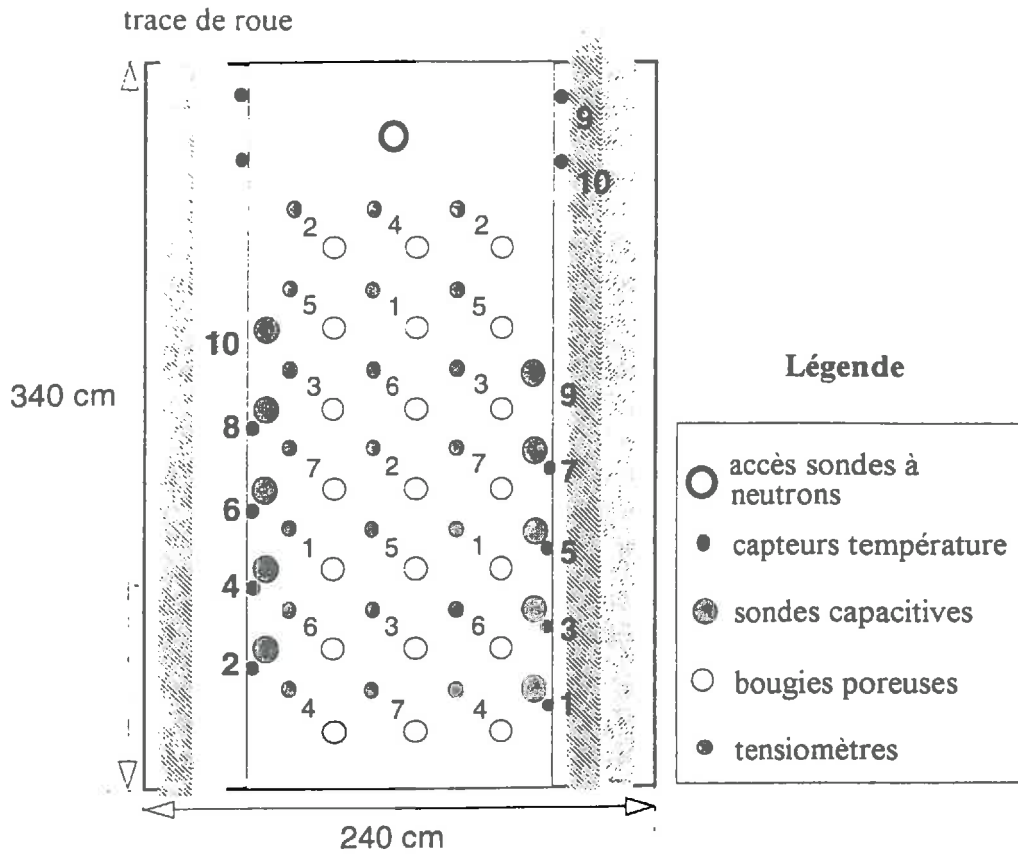


figure 38 : Localisation des capteurs dans les placettes instrumentées. Pour les sondes capacitatives et les thermorésistances, les chiffres correspondent aux 10 profondeurs de 2.5 à 60 cm; pour les bougies poreuses et les tensiomètres, les chiffres représentent les 7 profondeurs réparties de 20 à 150 cm.

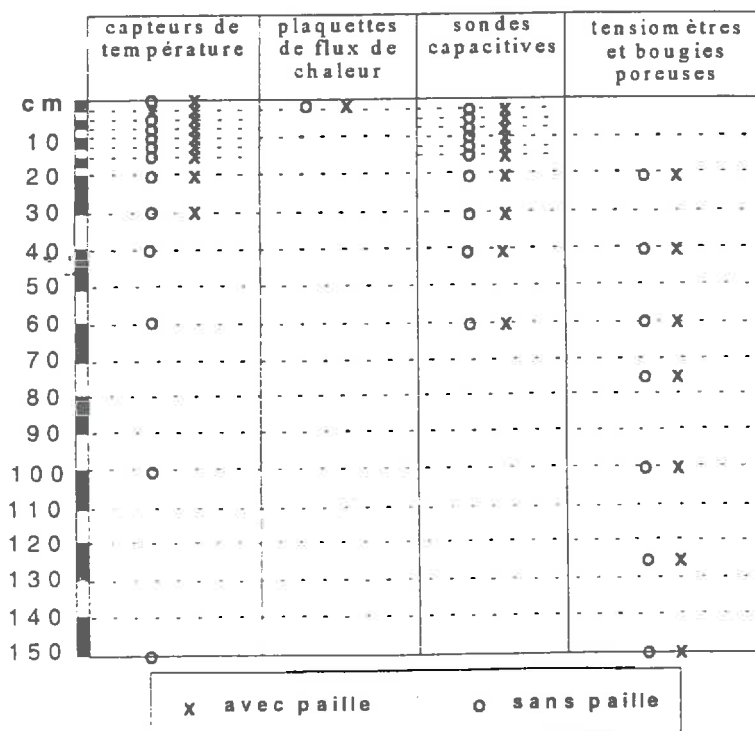


figure 39 : Profondeurs théoriques de mise en place des capteurs

La zone instrumentée comprend :

- 2 placettes instrumentées de 3 x 4 m, où sont effectuées les mesures des variables d'état (humidité, potentiel matriciel et température).
- des zones de prélèvements destructifs nécessaires à l'étalonnage des capteurs utilisés
- des zones réservées aux mesures micro-météorologiques locales (albédo, flux de chaleur en surface, rayonnement net).

Un mât météorologique a été mis en place pour les mesures de vitesse du vent, de pression de vapeur d'eau et de température de l'air. Nous notons par ailleurs la présence d'une sous-parcelle dite "zone des cylindres", à l'intérieur du site instrumenté (**figure 37**). Le suivi de la décomposition des résidus, de la minéralisation du carbone, de la minéralisation et de l'organisation brute d'azote est réalisé dans cette parcelle et fait partie du travail de thèse de Aita (1996).

2.3.2. Les placettes instrumentées

Dans chacune des deux placettes, nous avons installé (**figure 38**) :

- 1 tube d'accès de sonde à neutrons
- 21 bougies poreuses
- 21 tensiomètres
- 10 sondes capacitives
- 10 thermorésistances situées à proximité des sondes

Par rapport à la placette « paille », la placette sans paille compte 4 capteurs de températures (sondes platines) supplémentaires situés en profondeur : 40, 60, 100 et 150 cm

La **figure 39** précise les profondeurs auxquelles ont été placés ces capteurs. Nous explorons des profondeurs allant de 0 à 150 cm. S'il est important de suivre le nitrate et les variables d'état au moins jusqu'à 150 cm, nous nous sommes néanmoins focalisés sur les trente premiers centimètres de sol. La fréquence des mesures et le nombre de capteurs ont été augmentés dans l'horizon labouré. C'est effectivement dans cette zone que nous avons le plus de matières organiques. Cela correspond aussi à la couche où est incorporée la paille de blé. Cette zone est donc le siège des principales transformations de l'azote et du carbone dans le sol, et par suite le siège des interactions entre ces processus biologiques et les processus physiques. C'est aussi la zone où les gradients de potentiel hydrique et de température sont les plus importants.

Nous parlons ici de profondeurs "théoriques", c'est à dire des profondeurs désirées. En réalité, il n'est pas toujours facile de respecter ces profondeurs, notamment dans le cas des capteurs installés horizontalement tels que les sondes capacitives et les thermorésistances placées au-dessus de 15 cm. Il est important de connaître les profondeurs réelles pour valider le modèle. Nous les avons donc mesurées avec précision lors du démontage du site. Ce sont bien entendu ces profondeurs réelles qui sont utilisées pour les simulations.

2.3.3. Remarques sur la disposition du site expérimental

De la même manière que pour le choix de la parcelle, le protocole expérimental est choisi de manière à se placer dans les conditions imposées par les hypothèses du modèle, et notamment l'hypothèse d'homogénéité. Il ne s'agit pas d'ignorer la variabilité spatiale qui existe de toute façon, mais de s'assurer de la représentativité des valeurs moyennes que l'on peut mesurer. En termes de géostatistique, la valeur v des variables aléatoires régionalisées que nous pouvons observer inclura à la fois la moyenne régionale m de cette variable au temps considéré, l'erreur de mesure ε_M et la variabilité des mesures ε_V :

$$v = m + \varepsilon_M + \varepsilon_V \quad \Leftrightarrow \quad v = m + \varepsilon_M + \varepsilon_P + \varepsilon_A + \varepsilon_S$$

Nous pouvons supposer que la variabilité ε_V regroupe au moins les trois termes suivants :

- ε_P : variabilité spatiale à l'échelle de la parcelle liée à des variations de structure ou de texture du sol à cette échelle ;
- ε_A : variabilité spatiale à l'échelle plus petite des agrégats correspondant au fait que les capteurs utilisés pour les mesures se situent à l'intérieur ou entre des agrégats ou mottes de sol ;
- ε_S : variabilité liée au travail du sol qui se manifeste essentiellement en surface au niveau de la couche labourée ;

La répartition de ces capteurs et des zones de carottage pour le suivi de l'évolution de l'azote minéral n'a pas été choisie de façon aléatoire. Il s'agissait d'essayer de s'affranchir du terme de variabilité de surface ε_S . Nous avons d'abord noté que les engins agricoles étaient toujours passés dans la même direction est-ouest sur la parcelle. Nous avons supposé que la direction de plus grande variabilité, pour les caractéristiques physiques et biologiques du sol, devait être perpendiculaire à la direction du travail du sol, c'est à dire nord-sud.

Le profil cultural a de plus mis en évidence que les principales variations de la structure de l'horizon labouré sont liées aux passages récents de roues (annexe II-2). C'est pourquoi nous avons choisi de répartir les capteurs et les zones de prélèvement dans des bandes de sol situées entre deux passages de roues et alignées est-ouest. Les prélèvements gravimétriques nécessaires à l'étalonnage des capteurs ont été effectués suivant ce même principe.

Nous savons d'ores et déjà que le choix d'un tel protocole de mesure ne permettra pas de capter l'éventuelle variabilité ε_P , puisque toutes les mesures sont prises dans une orientation précise. Les différences entre traitements risquent d'être masquées dans les zones de carottage, mais pas pour les placettes instrumentées qui se trouvent entre deux mêmes passages de roues. Nous n'avons par ailleurs aucune prétention quant à la caractérisation du terme ε_A , et savons que trois répétitions permettent au mieux de donner une information très générale sur l'existence ou non de cette variabilité. Les répétitions envisagées pour les bougies poreuses et les tensiomètres sont en fait prises par sécurité. Elles permettent de garantir l'obtention d'au moins une mesure valable, en cas de mauvais fonctionnement des capteurs ou de mauvais contact entre la céramique poreuse et le sol.

3. Bilan des mesures effectuées et calendrier

3.1. Mesures continues

Le **tableau 18** présente le bilan des mesures effectuées en continu, ainsi que le pourcentage de tensiomètres et de sondes capacitives ayant fonctionné tout au long de l'expérimentation.

Les capteurs ont été mis en place sur les placettes instrumentées durant tout le mois de septembre 1993. Les enregistrements continus des signaux des tensiomètres et capteurs capacitifs ont en fait réellement démarré en octobre 1993. La température a été mesurée de 2.5 à 30 cm à partir du 9 septembre pour la placette sans paille, et du 23 septembre 1993 pour la placette avec paille. Les thermistances ont été installées un peu plus tard, près des sondes capacitives (le 6/10/93). Les quatre sondes platine destinées à mesurer la température en profondeur (40, 60, 100 et 150 cm) ont été installées en décembre 1993. L'ensemble des mesures a été suivi jusqu'en octobre 1994.

Du point de vue micro-météorologique, les plaques de flux de chaleur (G) et le capteur de rayonnement net ont été mis en place au début de l'expérimentation. Les signaux ont été enregistrés à partir du début octobre. L'albédomètre n'a été installé qu'à partir du mois de décembre et le mât météorologique (Pv, Ta, Ua) en février 1994.

3.2. Mesures ponctuelles

Le **tableau 19** résume le calendrier de l'ensemble des mesures ponctuelles. Les prélèvements de terre ont débuté le lendemain de l'incorporation de la paille. Ils ont ensuite été réalisés avec une fréquence de 2 semaines. On note quelques interruptions liées aux conditions climatiques et à l'état du sol (pluies incessantes, sol détrempé ou sol gelé). Les prélèvements des bougies poreuses n'ont débuté que le 13 octobre. Il a fallu laisser le sol se stabiliser à proximité des bougies (2 semaines et 55 mm de pluie). Les prélèvements de solution dans les bougies ont été effectués aussi toutes les 2 semaines, au même moment que les prélèvements de terre (à 1 jour près). Les interruptions dans le prélèvement des bougies sont uniquement dues aux périodes de gel.

Les profils d'humidité réalisés à l'aide de la sonde à neutrons ont été effectués de façon hebdomadaire. Ils ont été interrompus de janvier à mars 1994 (révision du compteur de la sonde). Pendant cette période, un profil gravimétrique a été effectué toutes les semaines jusqu'à 160 cm par couche de 10 cm. Ces profils hydriques coïncident donc (une semaine sur deux, à 1 ou 2 jours près) avec les prélèvements de terre et de bougies poreuses.

	sept	oct	nov	déc	jan	fév	mar	avr	mai	juin	juill	août	sept	oct
Pluie														
Températures														
5 - 15 cm														
2.5 - 60 cm														
2.5 - 150 cm														
0 - 150 cm														
Flux chaleur (G)														
Sans paille														
Paille														
Rayonnement Net														
Albedo														
Météo (Bowen)														
Tensiomètres														
Tensio mal remplis					90%	81%	75%	50-25%	90%	81%	72%	certain	tensio	se vidant
Sondes Capa.														
Sans paille														
80%														
50%														
60%														
Paille														
90%														
60%														
100%														
100%														
30%														
Mesure C. Aita														
CO2														

tableau 18 : Bilan des mesures continues effectuées

	sept	oct	nov	déc	jan	fév	mar	avr	mai	juin	juill	août	sept	oct
Profils hydriques														
Sonde à neutrons	x	xx	x	xx				xx	xx	xx	xx	xx	xx	x
Profils 0 - 160 cm	x	xx	xx	xx	x	x	xx	xx	xx	xx	xx	x		
Profils 0 - 60 cm		x	x	x	x	x	xxxxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxxxx	xx	xxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxx		x
Profils surface				xx	xx	x	xxxxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxxxx	xx	xxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxx		x
Prélèvements														
Prélèvement terre	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Bougies		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Mesures Celso Aita														
Décomposition C	x	x	x	x	x									
Flux brut org. et min.	x	x		x				x	x				x	x

tableau 19 : Bilan des mesures ponctuelles effectuées sur le terrain

3.3. Caractéristiques de la base de données mesurées

L'ensemble des mesures effectuées pour obtenir les conditions initiales, les conditions aux limites nécessaires aux simulations, ainsi que les variables utilisées dans ce travail pour évaluer le modèle est donné en **annexe III**. Les problèmes posés par certaines de ces mesures y sont évoqués.

Nous pouvons résumer les principales caractéristiques des conditions rencontrées pendant l'expérimentation :

- Le sol présentait initialement **un stock d'azote minéral élevé** ($> 80 \text{ kg ha}^{-1}$) réparti essentiellement sur les trente premiers centimètres de sol, non significativement différent entre les deux sites de suivi de l'azote minéral (zone de carottage et zone des placettes instrumentées). Compte tenu de la quantité de paille de blé incorporée (8 t MS ha^{-1}), cet important stock d'azote minéral initial nous laisse prévoir que la décomposition de la paille devrait se faire surtout en situation non limitante d'azote. Le module du modèle CANTIS permettant de simuler le contrôle de la décomposition du résidu par la disponibilité en azote minéral ne peut donc pas être testé dans le cadre de ce travail.
- **L'effet de l'incorporation de la paille** s'est manifesté très rapidement par une diminution du stock d'azote minéral du sol. L'organisation nette d'azote cumulée sur les deux premiers mois et calculée par différence, est d'environ 80 kg ha^{-1} . Les conditions d'humidité et de température se sont avérées très favorables à la décomposition. De fait, plus de 50% du carbone de la paille était minéralisé un mois après l'incorporation.
- L'année de mesure s'est avérée **particulièrement pluvieuse** ($> 900 \text{ mm}$). Le sol s'est réhumecté très rapidement en surface puis sur tout le profil, pour rester à une humidité relativement constante pendant toute la phase hivernale. Il ne s'est desséché qu'à partir du mois de mai. Ce dessèchement a concerné essentiellement les 60 premiers centimètres de sol.
- Le traçage de chlorure et de $^{15}\text{NO}_3^-$ effectué au niveau des placettes à partir de décembre 1993 a permis de mettre en évidence l'existence **d'écoulements préférentiels**. La comparaison des concentrations de nitrate mesurées dans les bougies poreuses et des concentrations mesurées dans les carottes de sol suggère qu'il existe également des phénomènes **d'exclusion anionique**. La concentration nitrique de l'eau récoltée dans les bougies s'avère en effet systématiquement supérieure à celle extraite sur les carottes de sol.

D'une manière très générale, les mesures couvrent une gamme de température et de teneur en eau assez large pour l'horizon 0-60 cm ; horizon qui nous intéresse en l'occurrence puisqu'il est le siège des transformations biologiques du carbone et de l'azote.

Résultats

Module	Paramètre	Mode d'acquisition
① Transfert d'eau	$\psi(\theta)$	Mesure presses $\psi(\theta)$ Richards (laboratoire)
	$K(\theta)$	Mesure $\psi(\theta)$ - Calage $K(\theta)$ → Drainage interne (<i>in situ</i>) Estimation $\psi(\theta)$ $K(\theta)$ et K_{sat} → Méthode de Wind (labo) $K(0.05$ et 0.1 kPa) en surface → Infiltrométrie (<i>in situ</i>)
Transport de solutés	λ_L D_e	Ajustement à partir de traçages sur colonnes de sol non remanié <i>Bibliographie</i>
Transfert de chaleur	$\lambda(\theta, z)$ $C_h(\theta, z)$	Ajustement de la loi polynomiale du modèle de De Vries (1958) Calcul empirique (De Vries, 1958)
Bilan d'énergie à la surface	$a(\theta)$	Mesure de la relation $a = f(\theta_{[0-0.1 \text{ cm}]})$
	ϵ_s	<i>Valeur prise dans la bibliographie</i>
	z_0	Calage dépendant de l'expérience de validation
② Cycle du carbone	k_1, k_2, k_3, k_4	Mesures (Robin 1994)
	k_S, k_Z et h_z	Ajustements sur incubations de sol avec paille (Robin 1994)
	k_A et k_M	Ajustements sur incubations de sol sans paille (Aita 1996)
	$Y_H = Y_A = Y_S Y_Z$ h_A et h_L	Fixés sous hypothèses (travaux B. Mary, comm. pers.) Fixés sous hypothèses (travaux B. Mary, comm. pers.)
Cycle de l'azote	nitrification : K_{im}, V_{max}	Ajustements incubations en excès d' NH_4^+ (travaux B. Mary)
	rappports N/C : $R_{FOM, SOL, AOM, ZYB}$	Mesurés (Aita 1996)
	R_{AUB}	Ajustement sur incubations de sol sans paille (Aita 1996)
Facteurs de variations	Ψ_{opt} m_{10} et $cte.$	<i>Bibliographie</i> (Andren 1992)
	Q_{10}	<i>Bibliographie</i> (Recous 1995)

tableau 20 . Mode d'acquisition des paramètres du modèle couplé :

① paramètres du module physique ② paramètres du module biologique

3.

Acquisition et analyse des paramètres du modèle

L'évaluation du modèle proposé dans ce travail ne repose que sur une seule expérimentation. Il est donc particulièrement important de faire en sorte que les paramètres soient estimés ou mesurés indépendamment de cette expérimentation. Le **tableau 20** présente un bilan des paramètres à déterminer et leur mode de détermination.

Nous présenterons successivement le mode d'acquisition des paramètres impliqués dans les équations de transferts d'eau, de solutés, d'énergie, des transformations biologiques, et enfin les paramètres nécessaires à la résolution numérique des équations.

1. Paramètres hydrodynamiques

La caractérisation hydrodynamique du sol consiste à établir pour chaque couche de sol considérée :

- la courbe de rétention de chaque couche de sol considérée (*i.e.* $\Psi(\theta)$)
- la relation liant la conductivité hydraulique et la teneur en eau (*i.e.* courbe $K(\theta)$).

1.1. Mode d'acquisition des relations $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$

1.1.1. Mesures effectuées

Le potentiel matriciel et la teneur en eau du sol sont deux variables d'état accessibles à la mesure. La relation $\Psi(\theta)$ est caractérisée directement en mesurant simultanément ces deux grandeurs. La conductivité hydrodynamique K n'est pas une grandeur directement mesurable. Aussi l'estimation de K est effectuée de façon indirecte, soit en inversant l'équation de Richards, soit à partir du suivi des gradients de potentiels et des variations de stock d'eau au cours du temps. Cela nécessite donc à nouveau la mesure simultanée de la teneur en eau et du potentiel à différentes profondeurs.

Deux méthodes indépendantes ont été utilisées pour obtenir ces mesures :

- la méthode *in situ* de drainage interne (Vachaud *et al.* 1978).
- la méthode de Wind (mesures au laboratoire sur cylindres de sol non remaniés Tamari 1994)

L'expérience de drainage interne a fourni des mesures de potentiels et de teneurs en eau à 7 profondeurs : 18, 34, 56, 75, 98, 118, 139 et 160 cm. Seules les mesures correspondant à la phase de redistribution de l'eau dans le sol, après saturation du profil (cf. **annexe II-5**), ont été utilisées pour la détermination des paramètres hydrodynamiques. La phase d'infiltration, correspondant à la mise en saturation du sol, n'est pas exploitable : les trois tensiomètres intermédiaires (56, 75 et 98 cm) n'ont "vu" apparaître l'eau que bien après les tensiomètres situés en dessous. Ce résultat révèle les effets soit d'un écoulement préférentiel, d'une hétérogénéité spatiale à courte distance, ou des deux simultanément. Dans tous les cas, il n'était pas raisonnable d'inverser le modèle avec ces mesures, sachant que le modèle ne prend en compte aucun de ces effets. Le site de mesure se situe sur la parcelle expérimentale, près de l'emplacement de la fosse où ont été prélevés les cylindres de Wind (zone Cm cf. **chapitre 2 figure 37**). L'expérience de drainage interne a été conduite avant l'expérience de validation, c'est à dire avant le travail du sol effectué sur 0-20 cm pour niveler le sol et incorporer la paille.

La méthode de Wind a été appliquée à des cylindres prélevés au niveau de chaque horizon pédologique (**figure 40**) près des placettes instrumentées, 10 mois après le début de l'expérimentation (juillet 1994) pour l'horizon 0-30 cm, avant l'expérimentation pour les horizons sous-jacents (zone Cm cf. **chapitre 2 figure 37**). Quatre répétitions ont été effectuées sur 0-30 cm. Par contre, aucune répétition n'est prise pour les autres profondeurs.

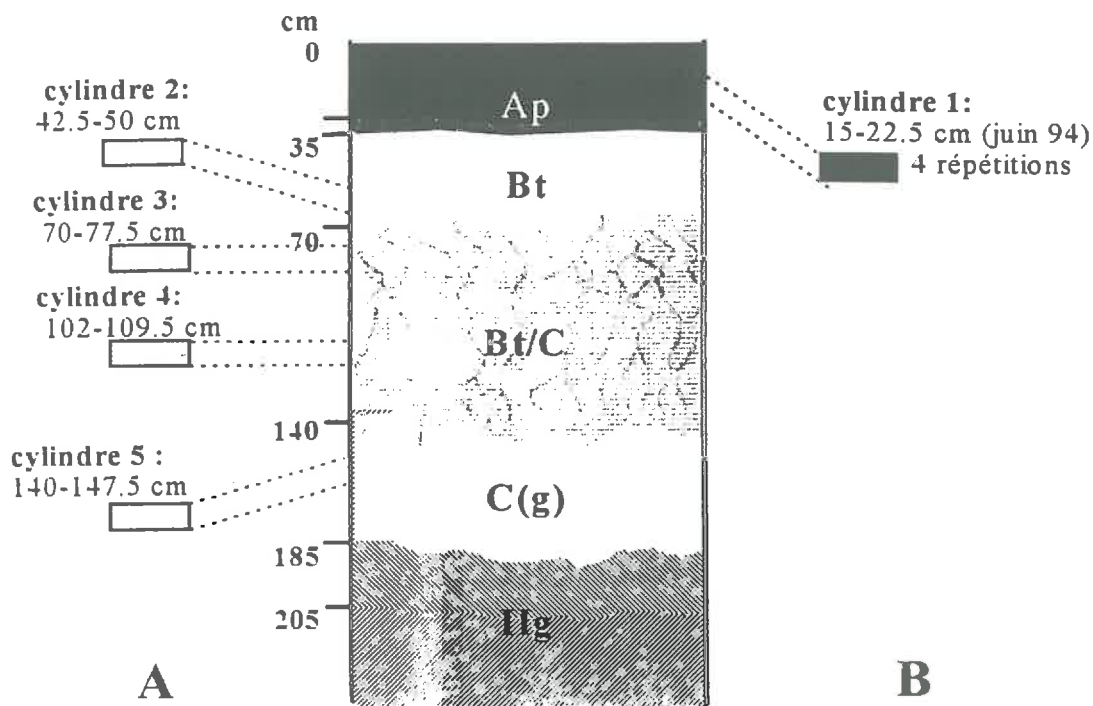


figure 40 : Localisation sur le profil pédologique des prélèvements des cylindres de sol non remanié pour l'expérience de Wind.

A : prélèvement près du site de drainage interne (juillet 1993)

B : prélèvement près des placettes instrumentées (juin 1994)

Chacune de ces méthodes est limitée à une échelle de mesure et une gamme particulière de potentiels, du fait des conditions rencontrées pendant ces mesures, et de la limite de la mesure tensiométrique (-100 kPa). Des mesures complémentaires ont été effectuées afin d'élargir la gamme des potentiels observés :

- la **mesure de la conductivité hydrodynamique à saturation** à l'aide d'un perméamètre;
- la **mesure de la conductivité de surface aux potentiels de -0.5 et -1 kPa** par infiltrométrie multidisque (TRIMS);
- la **mesure de la courbe de rétention pour une pression allant -0.01 à -1.5 MPa**, par la méthode des presses de Richards.

Les protocoles et les principes de ces méthodes sont présentés dans l'annexe II-5. Notons que toutes ces mesures sont indépendantes de celles effectuées sur les placettes instrumentées pour la validation du modèle.

1.1.2. Interpolation des mesures

Les mesures effectuées restent ponctuelles. Le modèle nécessite des courbes $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$ continues et définies au moins pour la gamme des teneurs en eau rencontrées lors de l'expérience de validation.

1.1.2.a. Interpolation de la relation $\Psi(\theta)$ mesurée

Plusieurs modèles mathématiques ont été proposés afin de permettre une représentation continue de la courbe de rétention (Brooks et Corey 1964, Child et Collis-Georges 1950, Burdine 1953, Marshall 1958, Mualem 1976, Van Genuchten 1980). Nous avons utilisé l'expression dérivée du modèle de Mualem (1976) proposée par Van Genuchten (1980) :

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

Cette équation contient 4 paramètres (α , n , θ_s , et θ_r) dont un ayant une signification physique : θ_s : la teneur en eau à saturation. Les paramètres empiriques n et α sont déterminés par ajustement.

La teneur en eau à saturation θ_s est mesurée expérimentalement sur les échantillons saturés, et notamment sur les cylindres Wind. La teneur en eau résiduelle θ_r n'est pas mesurée classiquement. Certains auteurs la fixent à une valeur nulle. Van Genuchten (1980) considère qu'il est préférable de l'estimer expérimentalement. Il assimile θ_r à la teneur en eau mesurée au point de flétrissement. Mais cette considération est critiquable. θ_r est ajustée dans un premier temps.

1.1.2.b. Interpolation de la relation $K(\theta)$

Witono et Bruckler (1989) ont montré la difficulté de reproduire la relation $K(\theta)$ sur l'ensemble de la gamme de teneurs en eau, avec les formulations classiques directement issues de celles de la courbe de rétention telles que celles de Mualem (1976) ou de Van Genuchten (1980). Nous reprendrons la forme log-polynômiale proposée par ces auteurs, en ne gardant que 3 degrés du polynôme : $\log K = a_0 + a_1 \theta + a_2 \theta^2 + a_3 \theta^3$

Le modèle polynomial, quoique couramment utilisé, ne repose sur aucun fondement physique. C'est un modèle très libre, par rapport aux modèles exponentiels ou puissance (e.g. modèle de Gardner), ou au modèle proposé par Van Genuchten. Contrairement à ces autres modèles, la fonction log-polynômiale n'est pas obligatoirement monotone et croissante, alors que l'évolution de K avec la teneur en eau l'est forcément. C'est pourquoi, si cette formulation mathématique peut paraître plus adaptée à un grand nombre de cas, elle présente généralement un petit domaine de validité. Son extrapolation est à utiliser avec prudence et seulement après s'être assuré à la fois des ordres de grandeurs des conductivités obtenues et de la monotonie de la courbe $K(\theta)$, en dehors de son domaine de calage.

1.2. Résultats et discussion

1.2.1. Résultats

1.2.1.a. Ajustements de la relation $\Psi(\theta)$

Les estimations de θ_r obtenues par ajustement de la loi Mualem-van Genuchten pour 3 horizons (0-30, 35-45 et 70-80 cm) à partir des mesures à la presse de Richards (Richards 1931) ont donné des valeurs proches de 0. θ_s a également été mesurée par cette méthode. Ces mesures de θ_s et ajustements de θ_r ont été utilisées comme contraintes pour l'ajustement des paramètres du modèle de Van Genuchten.

Les premiers ajustements effectués, tous les paramètres du modèle Van Genuchten sont laissés libres. Les teneurs en eau résiduelles obtenues de cette façon pour l'expérience de drainage interne, se sont avérées très élevées par rapport à celles estimées par la méthode de Richards, sauf pour l'horizon 110-140 cm (tableau 21). En ce qui concerne les résultats de la méthode de Wind, seuls deux cylindres ont montré des valeurs de θ_r supérieures à $10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Ce résultat s'explique par le fait que la gamme des potentiels explorée lors de l'expérience de drainage interne est relativement faible, comparée à celle de la méthode de Wind.

profondeur (cm)	θ_r Richards	N	a b	r^2 $\sigma_{rés}$	θ_r ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	θ_s ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	α (m^{-1})	n
18-34	0.003	27	0.950 0.014	0.954 0.009	0.202	0.426	5.210	1.40
34-56	0.000	24	0.944 0.018	0.942 0.004	0.218	0.374	2.950	1.23
56-75	-	24	0.929 0.023	0.943 0.003	0.280	0.350	2.650	1.37
75-98	0.001	27	0.979 0.007	0.974 0.002	0.287	0.347	1.900	1.48
98-150	-	54	0.956 0.014	0.954 0.004	0.007	0.360	0.275	1.44

tableau 21 : Résultats des ajustements des paramètres de la loi $\psi(\theta)$ de Van Genuchten (1980)

N : nombre d'échantillons; a et b : pente et ordonnée à l'origine des valeurs $\theta_{ajustés} - \theta_{mesurés}$;
 r^2 : coefficient de détermination et $\sigma_{rés}$: écart-type résiduel de la relation $\theta_{ajustés} - \theta_{mesurés}$.

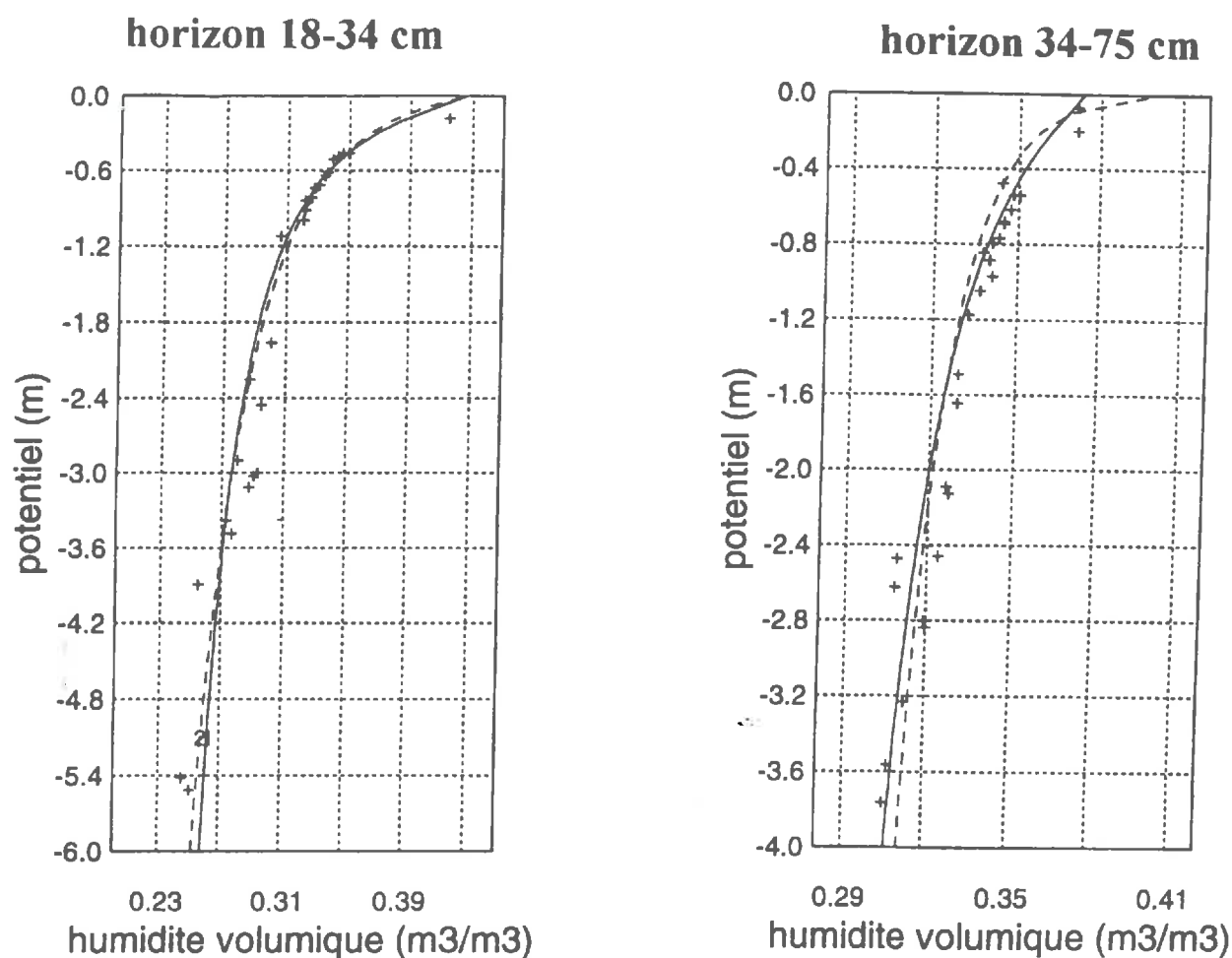


figure 41 : Comparaison des ajustements de la relation $\psi(\theta)$ obtenus à partir des mesures effectuées sur le site de drainage interne : (+) mesures en phase de ressuyage ; (—) ajustement avec θ_r libre ; (- - -) ajustement avec $\theta_r = 0$.

Nous avons testé si le fait d'imposer une valeur de θ_r nulle n'altère pas la qualité de ces ajustements (r^2 , $\sigma_{\text{résiduel}}$, a et b), et n'entraîne pas de variation significative des paramètres optimisés. Ceci s'est vérifié en général. La **figure 41** présente pour exemple les résultats obtenus pour les couches 18-34 cm et 34-75 cm. Les valeurs élevées de θ_r ajustées à partir des mesures *in situ* sont essentiellement dues à la gamme de potentiels explorée lors des mesures. Les autres paramètres du modèle de Van Genuchten sont laissés libres. La **figure 42** présente une comparaison, couche par couche, des résultats des ajustements obtenus avec la méthode de Wind, et ceux obtenus par ajustement avec l'expérience de drainage interne (phase ressuyage); ajustement pour lequel les paramètres initiaux correspondent à ceux de la méthode de Wind).

Les deux méthodes donnent des résultats différents. Les courbes de rétention obtenues par la méthode de Wind pour l'horizon 0-34 cm sont beaucoup moins incurvées que celle obtenue avec l'expérience de drainage interne pour le même horizon. Ceci traduit certainement le fait que l'état de surface du sol n'est pas le même au moment de l'expérience de drainage interne et au moment des prélèvements des cylindres de Wind.

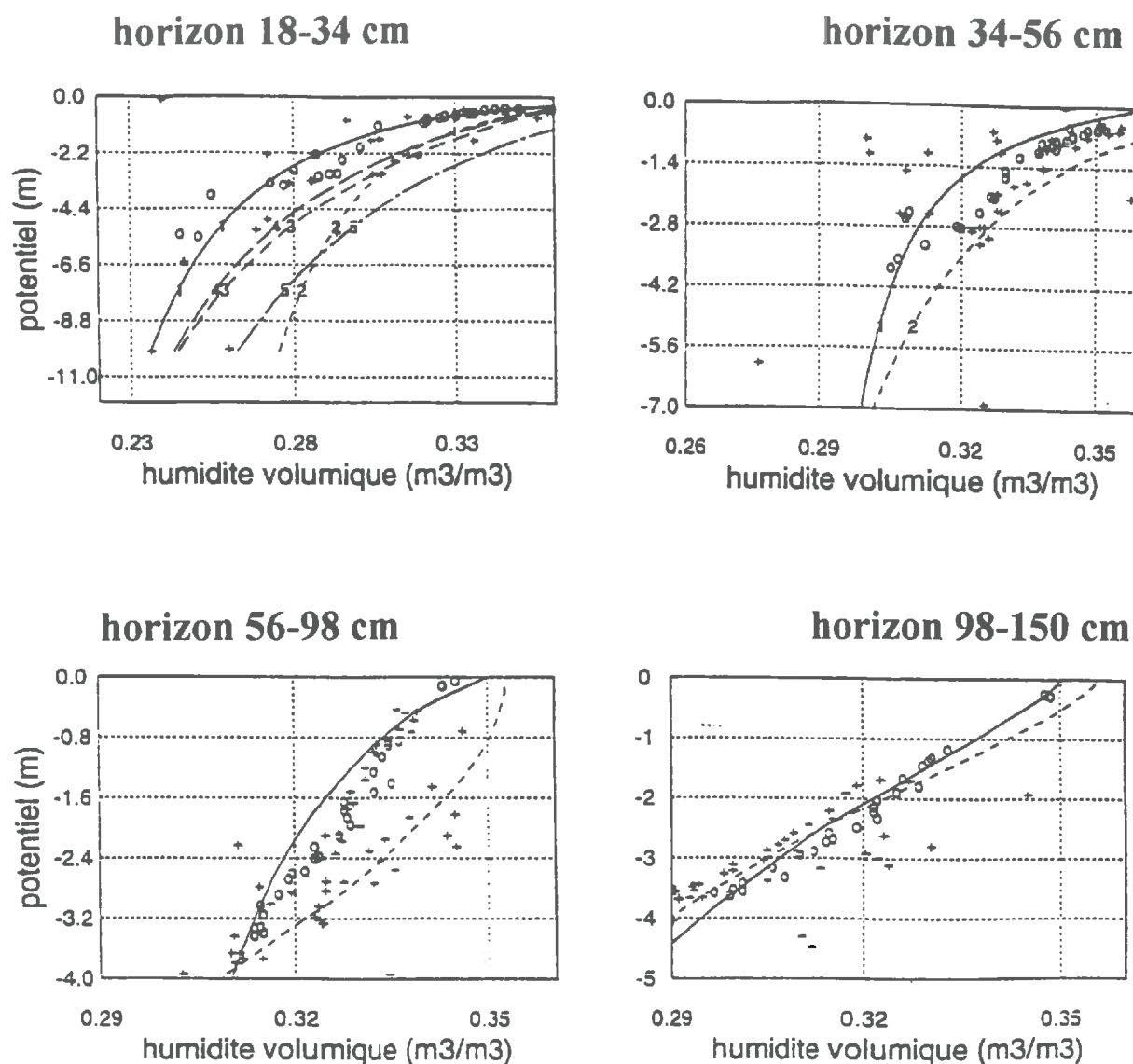


figure 42 : Comparaison des mesures observées *in situ* sur le site de drainage interne pendant la phase de calage (juillet-août 1993) (o), et les mesures observées de septembre 93 à octobre 94 (+), avec les ajustements $\psi(\theta)$ obtenus par la méthode de Wind (---) — avec 4 répétitions pour l'horizon 18-34 cm — et par l'expérience de drainage interne (—).

Il n'est pas étonnant que les deux méthodes n'aient pas donné les mêmes résultats. Les volumes de mesure sont différents; les échantillons ne sont pas les mêmes. Le problème est de choisir parmi ces résultats ceux qui représentent le mieux le sol étudié. Notons la forte variabilité entre les 4 répétitions faites sur les cylindres de Wind prélevés en surface (15 à 22.5 cm) qui correspond à la variabilité à courte distance (en l'occurrence 10 à 20 cm entre 2 cylindres) des propriétés hydrodynamiques du sol. Ce constat illustre la limite de représentativité de la méthode de Wind et amène à penser que les ajustements obtenus à partir des mesures de terrain sont plus représentatifs du site étudié que ceux obtenus par de la méthode de Wind.

Le critère de choix fixé au départ est que les paramètres permettent de restituer au mieux l'évolution des potentiels mesurés sur le site de drainage interne, non seulement au cours des 58 jours de la phase de ressuyage, mais aussi tout au long de l'expérience de validation. Les couches considérées homogènes du point de vue hydrodynamique sont 0-34, 34-56, 56-98, 98-134, 134-160 cm. Les relations $\Psi(\theta)$ à considérer dans le modèle (tableau 22) sont déduites des résultats de ces ajustements.

profondeur (cm)	source des ajustements	θ_r ($m^3 \cdot m^{-3}$)	θ_s ($m^3 \cdot m^{-3}$)	α (m^{-1})	n
0 - 34	DI <i>in situ</i>	0	0.43	8.81	1.13
34 - 56	Wind	0	0.40	2.85	1.09
56 - 98	DI <i>in situ</i>	0	0.35	1.68	1.06
98 -134	Wind	0	0.35	0.27	1.39
134-160	Wind	0	0.37	0.23	1.72

tableau 22 : Coefficients de la courbe $\Psi(\theta)$ utilisés pour les simulations ultérieures. La source de ces ajustement est précisée : DI *in situ* : ajustement à partir des mesures effectuées lors de la phase de ressuyage de l'expérience de drainage interne; Wind : ajustements obtenus par la méthode de Wind.

1.2.1.b. Ajustement de la relation $K(\theta)$

Les résultats de l'ajustement de la loi log-polynômiale par la méthode de Wind sont présentés dans la **tableau 23**.

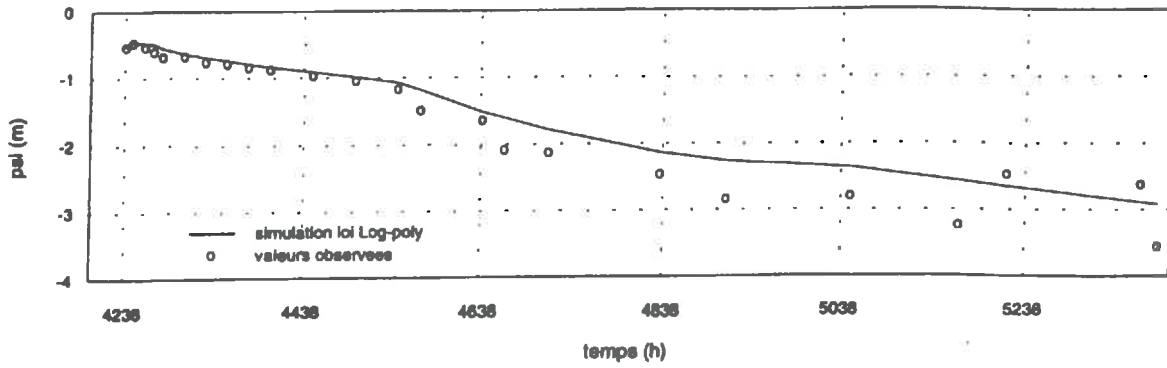
profondeur (cm)	domaine de définition	a_0	a_1	a_2	a_3
15.0-22.5	0.27-0.36	-11.44	-1.52	26.56	9.83
42.5-50.0	0.31-0.36	-3.86	-28.82	-86.95	+10.10
70.0-77.5	0.25-0.33	-33.27	172.70	-544.00	619.20
102.0-109.5	0.24-0.32	-0.14	-98.83	264.18	-107.55
140.0-147.5	0.24-0.34	-0.08	-96.97	291.20	-229.52

tableau 23 : Coefficients du polynôme $K(\theta)$ obtenus par la méthode de Wind. Le domaine de définition donne la gamme de teneur en eau volumiques pour laquelle cet ajustement est défini.

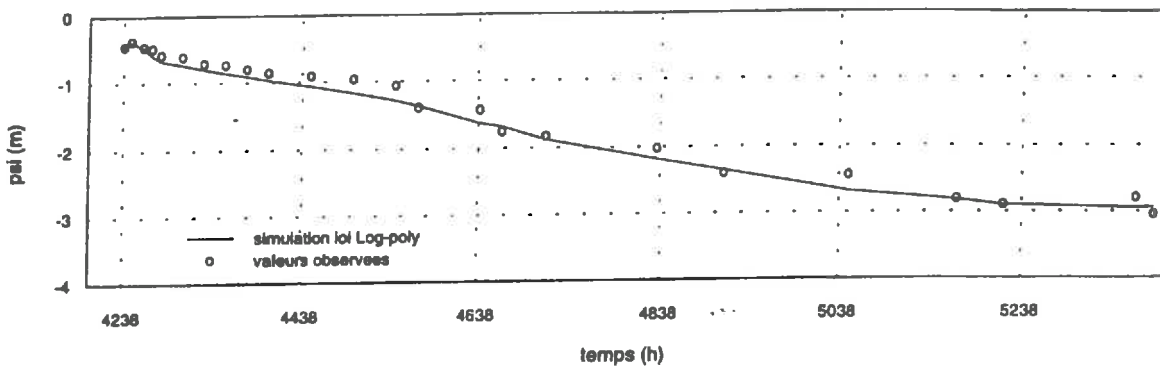
Le domaine de définition des relations $K(\theta)$ ajustées se borne à des teneurs en eau comprises entre 0.24 et 0.34 $m^3 \cdot m^{-3}$, voire même à un intervalle encore plus restreint (0.31-0.34 $m^3 \cdot m^{-3}$).

Parmi les quatre répétitions effectuées pour la couche de surface, nous avons choisi celle qui donne la courbe $\Psi(\theta)$ la plus en accord avec les observations obtenues sur le site de drainage interne.

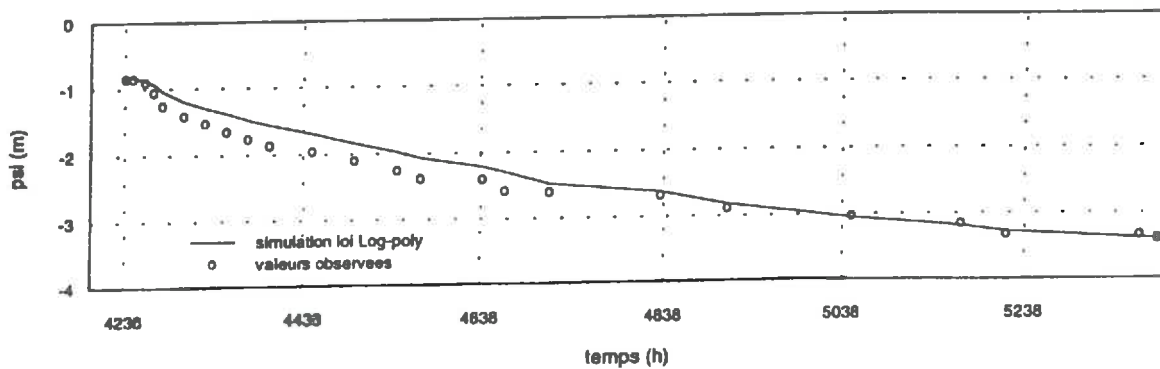
Evolution de psi Tensio 36 cm



Evolution de psi Tensio 55.5 cm



Evolution de psi Tensio 97 cm



Evolution de psi Tensio 140 cm

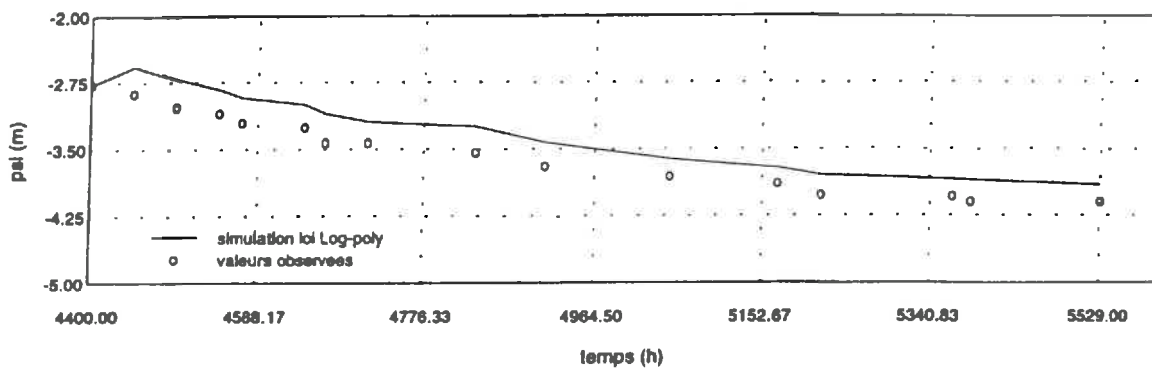


figure 43 : Restitution des potentiels obtenus couche par couche pendant la phase de ressuyage de l'expérience de drainage interne avec les relations $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$ des tableaux 22 et 23 respectivement, sans ajustements de $K(\theta)$ sur les mesures *in situ*.

1.2.2. Vérification des ajustements $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$

La qualité de la courbe $\Psi(\theta)$ (cf. **tableau 22**), et de la relation $K(\theta)$ donnée par la méthode de Wind (cf. **tableau 23**), est estimée en comparant les simulations aux données suivantes :

- 1) les mesures de potentiel de la phase de calage, c'est à dire les 58 jours (juillet-septembre 1993) de la phase de ressuyage de l'expérience de drainage interne (analyse couche par couche)
- 2) les mesures de potentiel effectuées sur le site du drainage interne du mois d'avril au mois de septembre 1994, indépendamment de la phase de calage (*i.e.* juillet-septembre 1993).
- 3) mesures de potentiels effectuées au niveau des placettes instrumentées pour le site avec paille uniquement et pour trois périodes caractéristiques : mars, juin et août 1994.

1.2.2.a. Comparaison couche par couche

L'analyse couche par couche ont porté sur 4 couches : 18-56 cm, 56-98 cm, 75-118 cm, 118-160 cm. Chaque couche est centrée sur un tensiomètre (34, 56, 98, et 140 cm). et est délimitée par les tensiomètres situés directement au dessus et en dessous. Les mesures de ces tensiomètres sont prises comme conditions à la limite de chaque couche. Le potentiel enregistré par le tensiomètre situé au milieu de la couche est pris comme observation.

La **figure 43** présente les simulations obtenues avec les relations $\Psi(\theta)$ données dans le **tableau 22** et les relations $K(\theta)$ données dans le **tableau 23** sans ajustement (*i.e.* Wind). Les potentiels matriciels mesurés sont globalement bien restitués par le modèles, avec toutefois une tendance du modèle à sous-estimer le drainage pour toutes les couches. Un ajustement du polynôme $K(\theta)$ a été tenté dans le but d'améliorer l'accord entre simulation et observation. Cet ajustement ne modifie pas significativement la restitution des potentiels et les paramètres restent proches de ceux mesurés par la méthode de Wind.

1.2.2.b. Ajustement de $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$ sur 18-160 cm

Ni les ajustements effectués couche par couche, ni les paramètres ajustés indépendamment (**tableaux 22** et **23** pour $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$) n'ont permis une bonne restitution sur l'ensemble du profil de sol, de l'évolution des potentiels mesurés lors de la phase de ressuyage de l'expérience de drainage interne. Ce constat s'explique probablement par le fait que les mesures de potentiel utilisées en conditions aux limites de chaque couche sont très locales et qu'elles sont soumises à la variabilité spatiale à courte distance. Cela illustre le danger de procéder à un ajustement des paramètres hydrodynamiques sans s'être assuré au préalable de la représentativité des mesures imposées en conditions aux limites.

Un nouvel ajustement des paramètres hydrodynamiques a donc été effectué avec les mesures obtenues lors de la phase de ressuyage de l'expérience de drainage interne, en prenant cette fois les tensiomètres placés à 18 et 160 cm comme conditions aux limites, et les autres tensiomètres comme observations. Les nouveaux paramètres obtenus sont présentés dans le **tableau 24**.

couche	Paramètres $\Psi(\theta)$			n
	θ_r ($m^3 \cdot m^{-3}$)	θ_s ($m^3 \cdot m^{-3}$)	α (m^{-1})	
0 - 28 cm	0	0.430	8.81	1.13
28 - 90 cm	0	0.396	2.85	1.09
90 - 140 cm	0	0.360	0.27	1.39
140 - 160 cm	0	0.37	0.23	1.72

couche	Paramètres $K(\theta)$			
	a0	a1	a2	a3
0 - 28 cm	-11.44	+1.52	26.56	9.83
28 - 90 cm	-3.86	-1.52	-86.95	+10.10
90 - 140 cm	-0.30	-98.83	264.18	-107.55
140 - 160 cm	1.00	-96.97	291.20	-229.52
	<i>-0.08</i>			

tableau 24 : Ajustement des courbes $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$ sur les mesures de potentiels de la placette avec paille pour la phase de calage (juillet-septembre 1993). Les chiffres en *italiques* sont les valeurs initiales directement obtenues par l'expérience de Wind.

Evolution des stocks d'eau (18-160 cm)

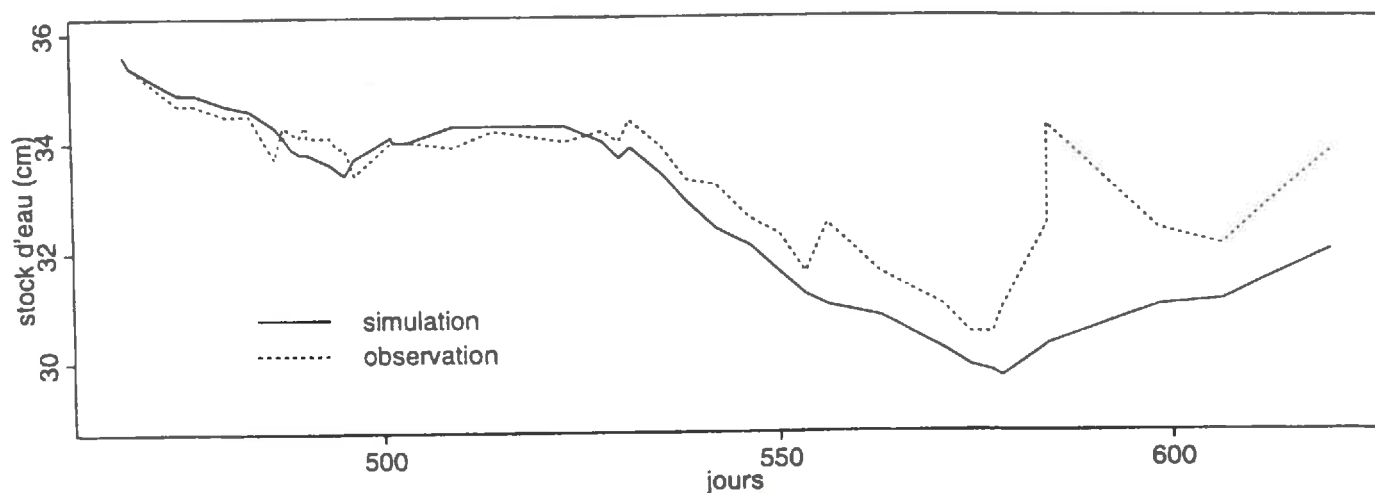


figure 44 : Evolution du stock d'eau d'avril à septembre 1994 (en dehors de la phase de calage)
 stock observé = calcul à partir des potentiels mesurés sur le site de drainage interne
 — stock simulé = simulation avec les paramètres hydrodynamiques du tableau 24.

1.2.2.c. Validation par rapport à une autre période de mesure

Les résultats du précédent ajustement (**tableau 24**) ont été utilisés pour confronter les simulations aux mesures de potentiel matriciel effectuées toujours sur le site de drainage interne mais pour une autre période : de avril à septembre 1994.

La **figure 44** montre que l'évolution du stock d'eau est bien simulée avec toutefois un décalage qui se manifeste au mois de mai. A partir du jour 550, le modèle sous-estime le stock observé d'environ 1 cm d'eau. L'artefact observé au jour 587 correspond à un décrochement du premier tensiomètre utilisé en condition à la limite supérieure. Les **figures 45** et **46** montrent la restitution des potentiels et des teneurs en eau – *recalculées à partir des potentiels via la relation $\Psi(\theta)$ – profondeur par profondeur*. Les potentiels mesurés sont en général en bonne adéquation avec les potentiels observés. Un biais apparaît au niveau des potentiels au mois de mai, surtout à 118 cm. Ce biais est cependant négligeable en terme de teneur en eau ($< 0.01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Il peut être attribué au fait que l'horizon pédologique correspondant à cette profondeur (Bt/C) présente une structure prismatique. La mesure tensiométrique peut ne pas être représentative de l'ensemble du volume poral à cette profondeur.

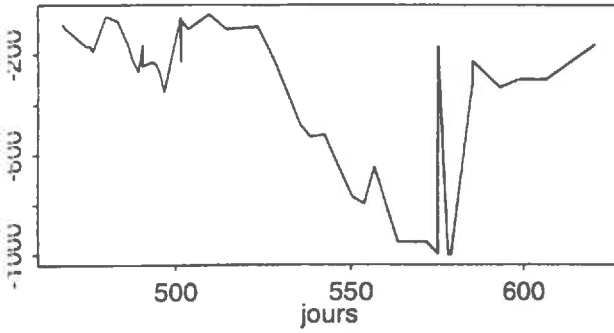
1.2.2.d. Validation par rapport aux placettes instrumentées

Les différentes périodes de mesures choisies au niveau des placettes pour vérifier les ajustements ont permis de tester les paramètres sur une plus large gamme de situations. Le mois de mars correspond à une phase de réhumectation du sol (**figure 47**). Le mois de juin correspond à une phase non pluvieuse de drainage et d'évaporation (**figure 48**) et le mois d'août à une phase où le sol relativement sec reçoit quelques pluies (**figure 49**). Pour le mois de juin comme pour le mois de mars que les écarts les plus importants apparaissent au niveau de l'horizon intermédiaire Bt/C situé entre 70 et 140 cm. Le fait que le potentiel soit bien restitué pour cet horizon au mois d'août, lorsqu'il n'y a pas de gradient de potentiel à ces profondeurs, illustre le problème de la représentativité des mesures tensiométriques par rapport aux potentiels simulés. Il faut rappeler en effet que la comparaison n'est effectuée que pour un tensiomètre par profondeur ; le critère de choix de ce tensiomètre étant sa robustesse (*cf. annexe III*); et qu'il existe une importante variabilité à courte distance des potentiels matriciels pour ces profondeurs.

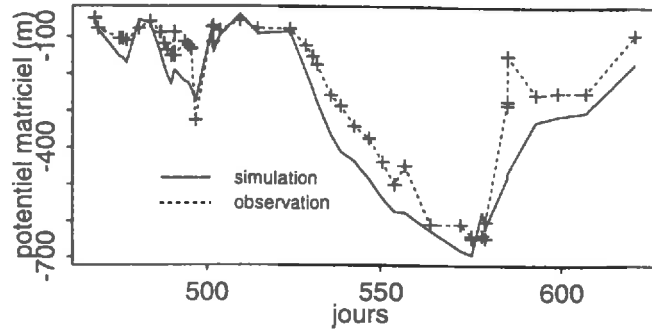
Au mois de mars, que les paramètres calés à partir de la phase de drainage ne permettent pas de rendre compte correctement de l'évolution d'un front d'infiltration. Les écarts constatés en mars et en juin évoquent une sous-estimation de la conductivité hydrodynamique de 70 à 125 cm. Le sol ne se réhumecte pas assez rapidement en mars à 75 cm, alors que le front d'infiltration a bien été restitué à 60 cm. Il n'apparaît pas assez drainant à 100 cm en juin. Il faut rappeler que les mesures utilisées pour les ajustements des paramètres correspondent à une phase de drainage du sol (*i.e.* mesures in situ = phase de ressuyage, et méthode de Wind = mesure en régime évaporatoire).

Nous avons donc réajusté les paramètres hydrodynamiques avec les mesures effectuées au mois de mars sur la placette de sol avec paille. Les résultats des paramètres finalement adoptés pour la validation du modèle sont présentés dans le **tableau 25**. Ce dernier ajustement diffère du précédent essentiellement de part les couches finalement considérées. Seuls les paramètres a_0 et a_3 des relations $K(\theta)$, ainsi que les paramètres α des courbes $\Psi(\theta)$ ont véritablement changé dans cet ultime ajustement.

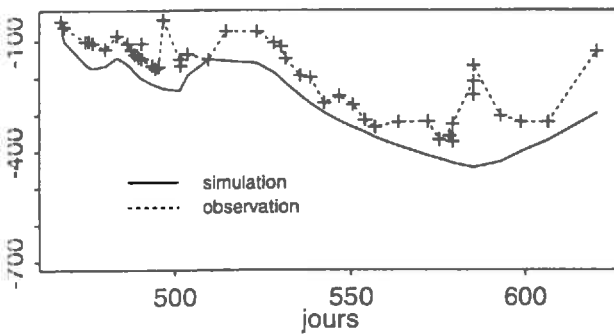
Limite superieure : 18 cm



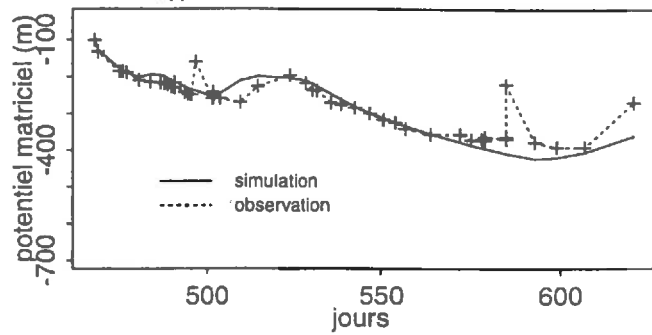
35.5 cm



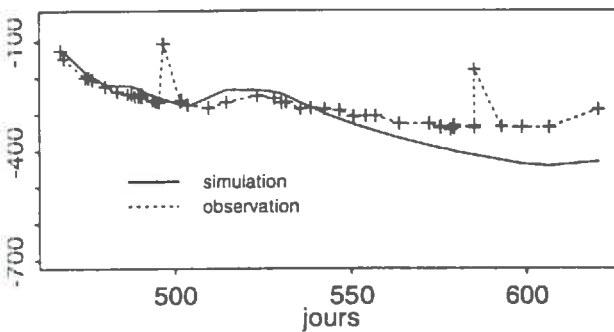
75 cm



98 cm



118 cm



139.5 cm

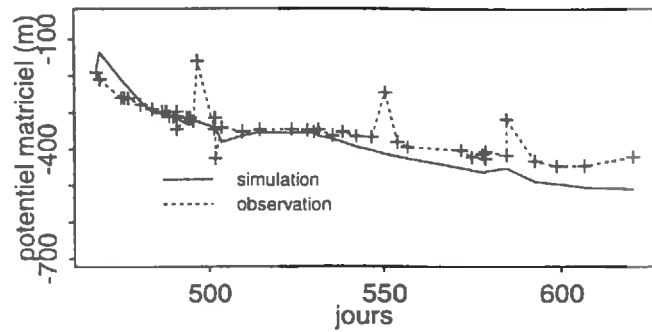


figure 45 : Restitution des potentiels mesurés d'avril à septembre 1994 sur le site du drainage interne avec les paramètres hydrodynamiques du tableau 24.

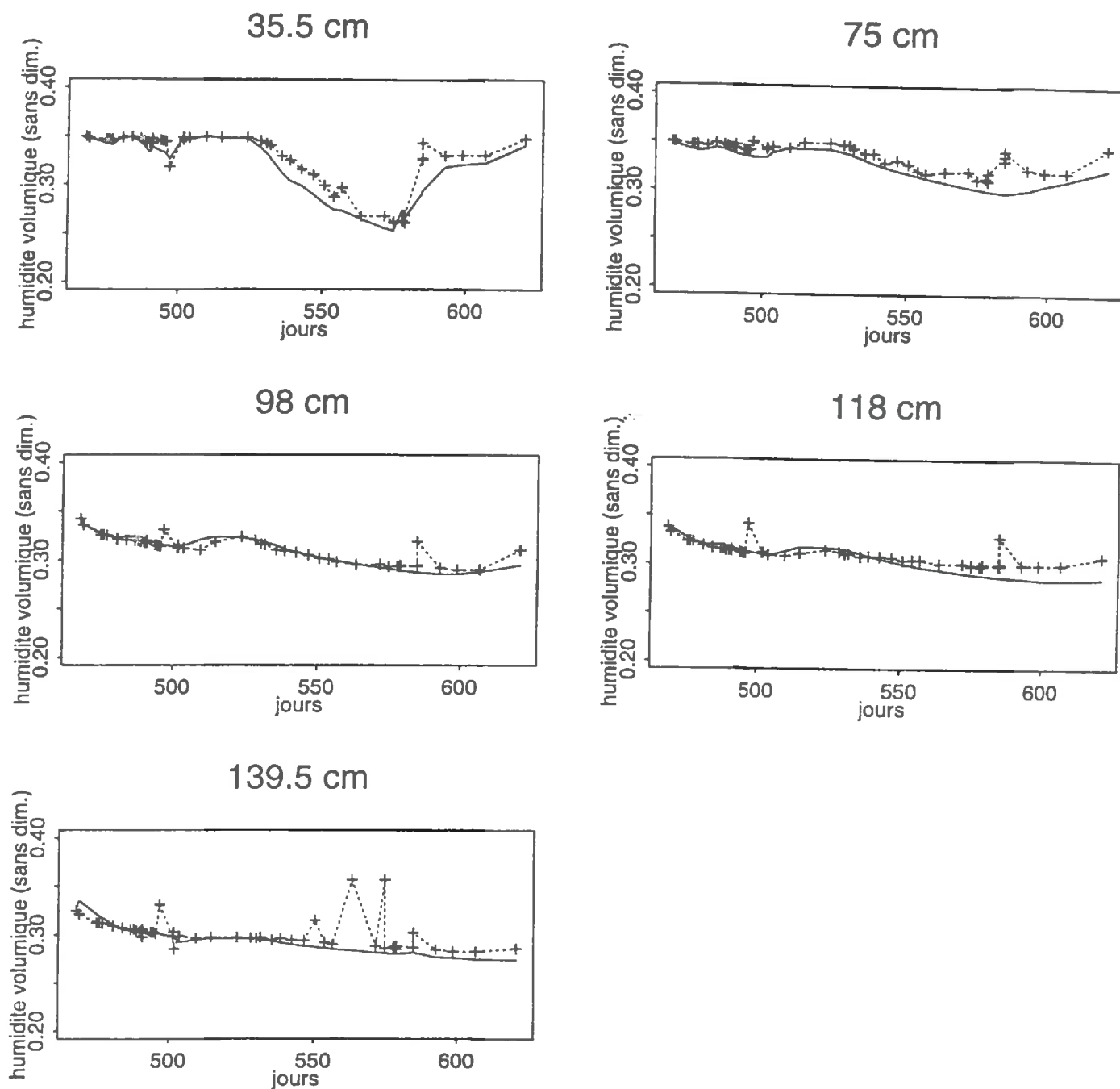
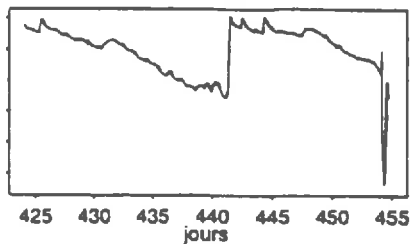
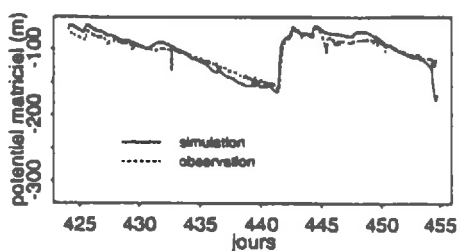


figure 46 : Restitution des teneurs en eau calculées *via* la courbe $\psi(\theta)$ à partir des mesures de potentiel mesurés d'avril à septembre 1994 sur le site du drainage interne; avec les paramètres hydrodynamiques du tableau 24.

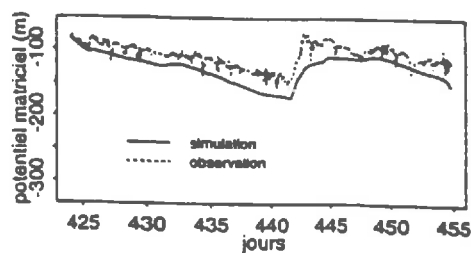
Limite superieure : 20 cm



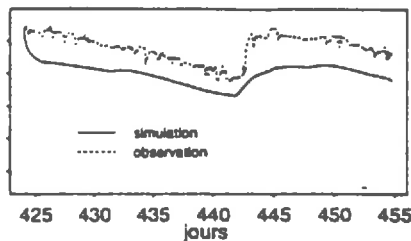
40 cm



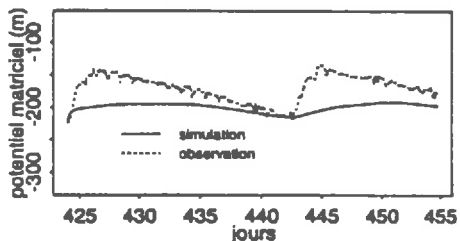
60 cm



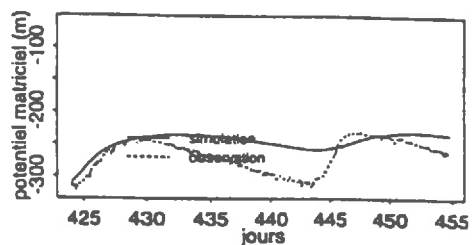
75 cm



100 cm



125 cm



Limite inferieure : 150 cm

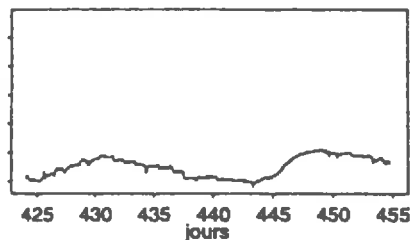
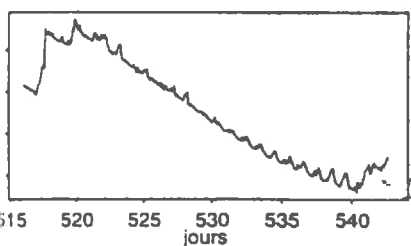
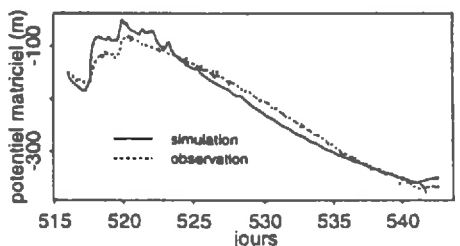


figure 47 : mois de mars 1994

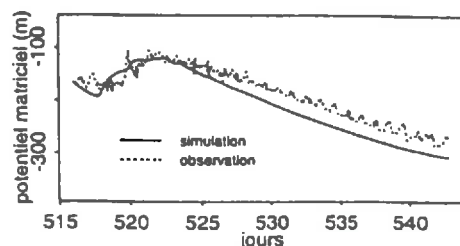
Limite superieure : 20 cm



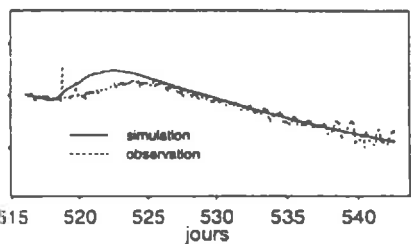
40 cm



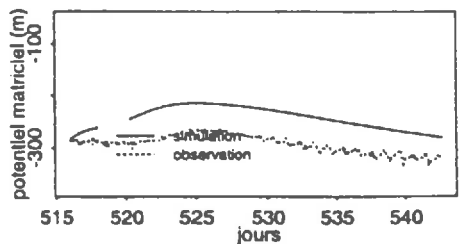
60 cm



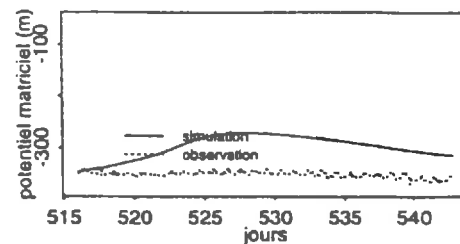
75 cm



100 cm



125 cm



Limite inferieure : 150 cm

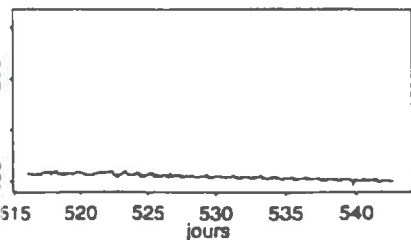


figure 48 : mois de juin 1994

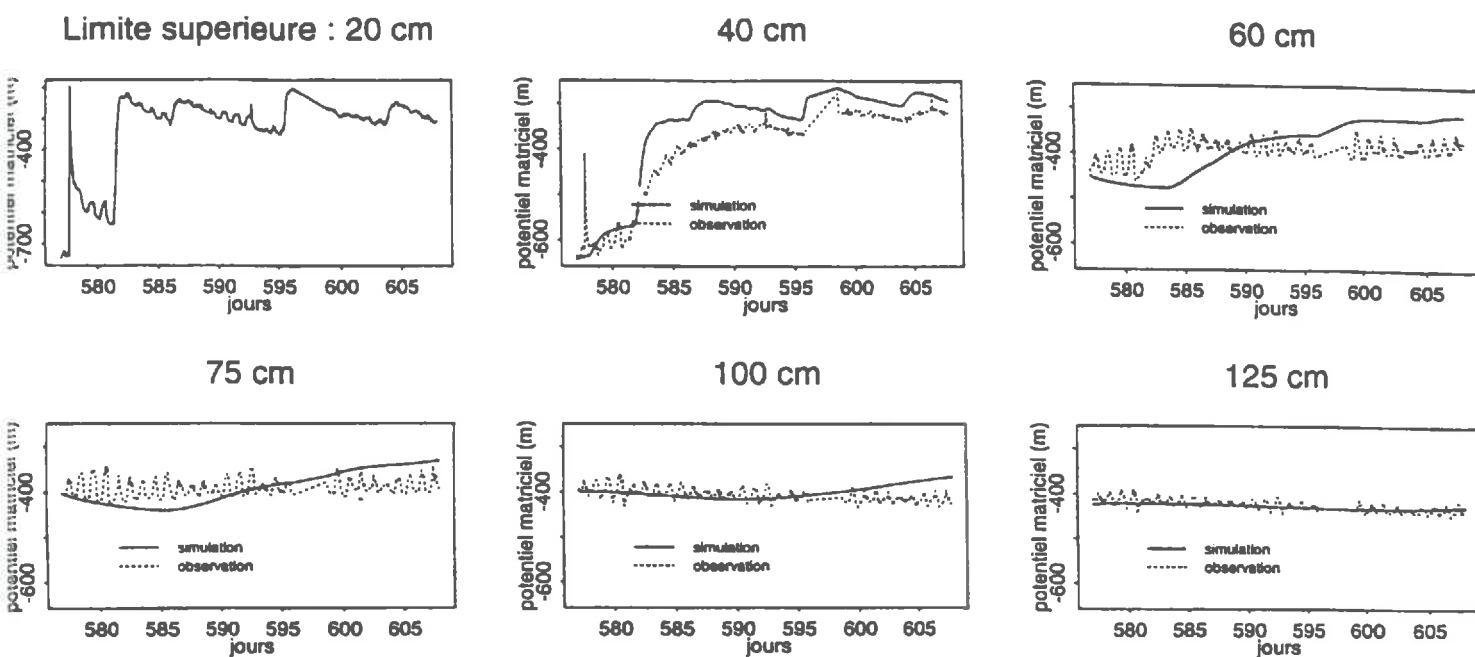


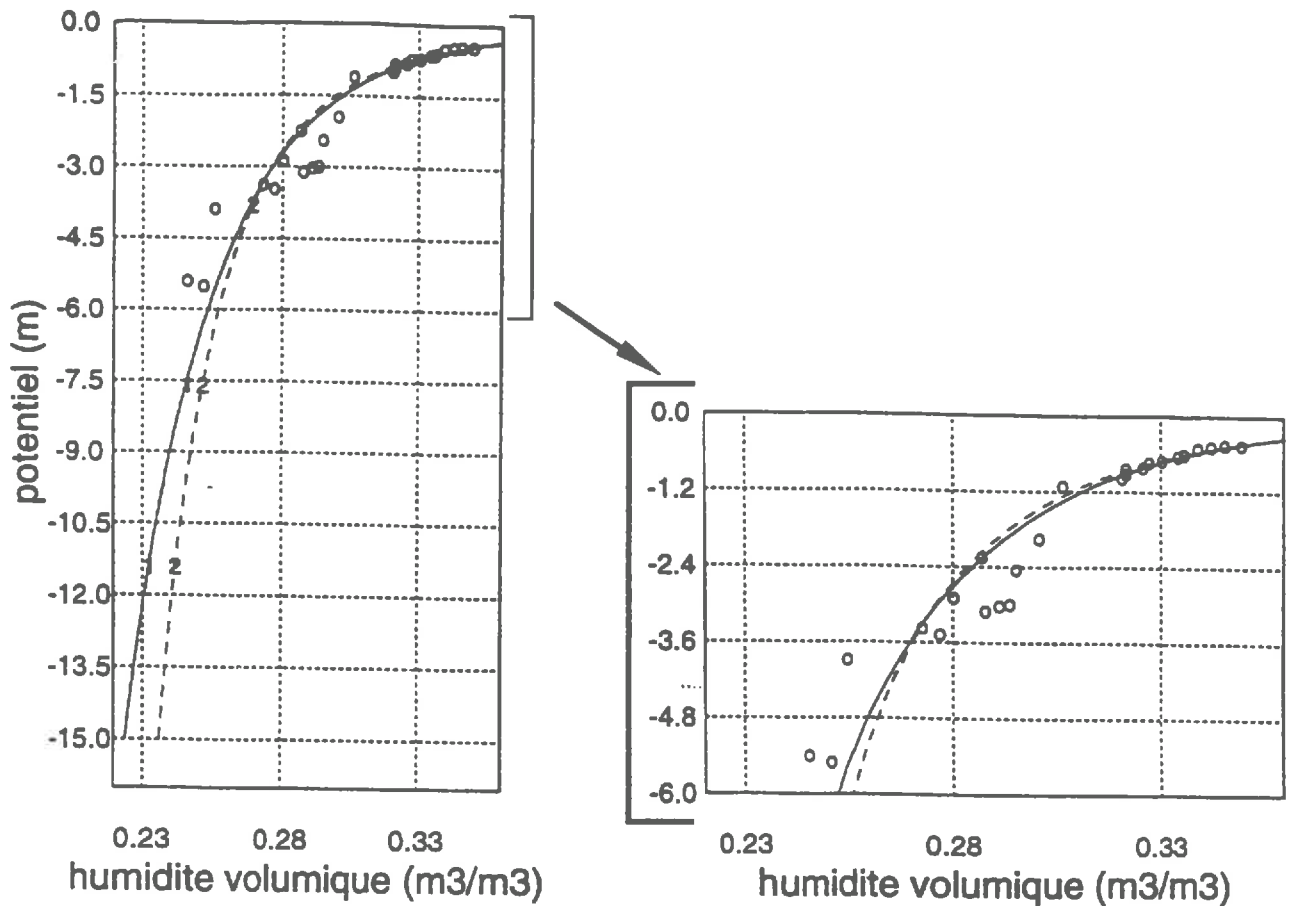
figure 48 : mois d'août 1994

figure 47, 48, 49 : Comparaison entre les potentiels matriciels mesurés (---) sur le site instrumenté (placette avec paille) et les potentiels simulés (—) avec les paramètres hydrodynamiques du tableau 24, au mois de mars, de juin et d'août 1994 respectivement.

<i>Paramètres $\Psi(\theta)$</i>				
<i>couche</i>	θ_r ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	θ_s ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	α (m^{-1})	<i>n</i>
0 - 28 cm	0	0.430	10.81 <i>8.81</i>	1.13
28 - 56 cm	0	0.396	3.50 <i>2.85</i>	1.09
56 - 99 cm	0	0.403	10.66 <i>1.68</i>	1.06
99 - 160 cm	0	0.360	0.27	1.44 <i>1.39</i>
<i>Paramètres $K(\theta)$</i>				
<i>couche</i>	<i>a0</i>	<i>a1</i>	<i>a2</i>	<i>a3</i>
0 - 28 cm	-9.44 <i>-11.44</i>	-1.52	26.56	9.83
28 - 56 cm	-5.22 <i>-3.86</i>	-28.82	-86.95	410.10
56 - 99 cm	-28.40 <i>-33.27</i>	172.70	-544.00	619.20
99 - 160 cm	0.50 <i>-0.08</i>	-96.90	291.20	-229.52

tableau 25 : Ajustement des courbes $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$ sur les mesures de potentiels de la placette avec paille pour le mois de mars 1994 (ajustement définitif). Les chiffres en *italiques* sont les valeurs initiales des paramètres (cf. tableau 24).

horizon 18-34 cm



.....
figure 50 : Comparaison des courbes de rétentions observées pendant la phase de calage de l'expérience de drainage interne avec les ajustements obtenus avec :
 les mesures effectuées pendant la phase de reesuyage du drainage interne entre 18 et 34 cm par la méthode de Richards (agrégats prélevés entre 20 et 30 cm)

<i>couches utilisées dans les simulations</i>	<i>mesures sur les cylindres de Wind</i>			<i>extrapolation</i>
	<i>profondeur de mesure</i>	θ_s mesuré (m^3/m^3)	K_{sat} mesuré (m/s)	K_{sat} extrapolé (m/s)
0 - 28 cm	15 - 22.5 cm	0.420	$5.5 \cdot 10^{-5}$	$2.2 \cdot 10^{-5}$
28 - 56 cm	42.5 - 50 cm	0.384	$3.5 \cdot 10^{-5}$	$1.3 \cdot 10^{-6}$
56 - 99 cm	70 - 77.5 cm	0.384	$2.0 \cdot 10^{-5}$	$5.8 \cdot 10^{-8}$
99 - 160 cm	140 - 147.5 cm	0.377	$2.0 \cdot 10^{-6}$	$1.1 \cdot 10^{-7}$

tableau 26 : Comparaison de la conductivité à saturation mesurée sur les cylindres de Wind avec celle obtenue par extrapolation des relations $K(\theta)$ ajustées (cf. tableau 25).

1.2.3. Extrapolation des relations $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$

Il s'est avéré nécessaire, notamment en simulant l'ensemble de l'année de mesure de l'expérience de validation avec les paramètres hydrodynamiques définis précédemment, d'extrapoler les relations $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ pour les teneurs en eau les plus faibles, mais aussi pour les teneurs en eau les plus élevées.

1.2.3.a. Extrapolation de la courbe de rétention

L'ajustement donné par les mesures obtenues par la méthode des presses de Richards est utilisé pour extrapoler la relation $\psi(\theta)$ pour des potentiels inférieurs à -10 m (-100 kPa). Cette extrapolation n'a été utile que pour la couche de surface (0-28 cm), les potentiels étant restés dans la gamme des mesures tensiométriques pour les autres couches. Pour l'horizon 0-28 cm, les courbes $\psi(\theta)$ obtenues à partir des mesures de terrain et des mesures de presses de Richards se rejoignent à -20 kPa (figure 50). Le raccordement des deux courbes de rétention considérées dans le modèle a donc été effectué à ce potentiel.

1.2.3.b. Extrapolation de la relation $K(\theta)$

La relation $K(\theta)$ ajustée à partir des mesures données par la méthode de Wind, et réajustée ensuite avec les potentiels observés lors de la phase de ressuyage de l'expérience de drainage interne, n'a été vérifiée que sur la gamme des mesures effectuées pour ces ajustements, c'est à dire entre 0.24 et 0.32 m³.m⁻³. Ceci semble problématique notamment pour l'horizon de surface (0-28 cm) où des teneurs en eau inférieures à 0.2 m³.m⁻³ ont été observées en période estivale. L'extrapolation du modèle log-polynômial donnant des conductivité à saturation aberrant, la relation $K(\theta)$ proposée par Van Genuchten est adopté pour des potentiels inférieurs à -10 kPa :

$$K(\theta) = K_{\text{sat}} \Theta^{12} [1 - (1 - \Theta^{1/m})^n]^2 \quad \text{avec } \Theta = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \text{ et } m = 1 - 1/n$$

Cette relation est directement issue du formalisme de l'équation $\psi(\theta)$ de Mualem-van Genuchten et permet de rendre compte d'une diminution plus rapide de la conductivité pour les teneur en eau les plus faibles.

Le **tableau 26** montre par ailleurs que les valeurs de K à saturation extrapolées à partir des relations $K(\theta)$ ajustées, sont significativement différentes de celles mesurées au laboratoire, à l'exception de l'horizon de surface. Pour les horizons sous-jacents, la relation $K(\theta)$ a été extrapolée jusqu'à la valeur de K_{sat} mesurée par une relation linéaire prise à partir d'un potentiel de -3 kPa.

Cette extrapolation n'a pas été faite pour l'horizon de surface qui présente un K_{sat} du même ordre de grandeur que celui ajusté ($\approx 10^{-5}$ m.s⁻¹). Pour cet horizon, les valeurs de K obtenues par cette relation pour des potentiels de -0.5 et de -1 kPa peuvent être comparées aux mesures effectuées par infiltrométrie multidisque. Les valeurs mesurées par infiltrométrie sont du même ordre de grandeur : 3.5 et 3.2 10⁻⁷ m.s⁻¹ respectivement pour les deux potentiels. Les valeurs de conductivité données par la relation utilisée pour extrapoler la relation $K(\theta)$ dans le modèle sont de 1.13 et 0.5 10⁻⁵ m.s⁻¹ respectivement pour -0.5 et de -1 kPa. Il y a donc deux ordres de grandeur de différences entre les conductivités proches de la saturation considérées dans le modèle et celles mesurées. Bien que la conductivité à saturation extrapolée soit du même ordre de grandeur que celle mesurées pour cet horizon, les résultats de l'infiltrométrie permettent de prévoir que la relation $K(\theta)$ ajustée risque

d'être biaisée au voisinage de la saturation, et on aura tendance à la surestimer le drainage dans ce domaine de teneurs en eau.

1.2.4. Discussion

Les résultats précédents se montrent encourageants par rapport aux possibilités de caractériser les paramètres hydrodynamiques indépendamment des mesures effectuées pour la validation. En effet, les paramètres finalement adoptés sont pour la plupart directement issus des mesures effectuées par la méthode de Wind, que ce soit pour la courbe de rétention $\psi(\theta)$ ou la relation $K(\theta)$. Notons toutefois que la méthode de Wind, comme le suivi de la phase de ressuyage de l'expérience de drainage interne, n'ont pas permis de caractériser les courbes $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ sur une gamme assez large de teneurs en eau. Par ailleurs, les paramètres ont dû être réajustés pour restituer l'évolution des potentiels dans un plus grand nombre de situations, notamment en période de réhumectation du sol, ce que ne peuvent faire ni la phase de ressuyage de l'expérience de drainage interne, ni la méthode de Wind (mesures en régime évaporatoire).

Nous avons montré également les limites des méthodes de détermination des paramètres hydrodynamiques. Les méthodes de Wind et du drainage interne offrent un **domaine de validité restreint** par les mesures elles-mêmes. Le **problème de l'extrapolation** reste posé. La **variabilité à courte distance des potentiels** constitue également une source de problèmes. Les résultats des ajustements vérifiés sur le site de drainage interne se sont avérés pas tout à fait applicables aux placettes. Il faut dire cependant que nous n'avons pas strictement vérifié que le jeu de paramètres ajusté avec les mesures de potentiel de la placette avec paille au mois de mars est plus adéquat que celui obtenu au niveau du site de drainage interne. Il sera d'ailleurs intéressant de confronter les résultats de deux simulations effectuées respectivement avec l'un et l'autre jeu de paramètres.

En définitive, nous pouvons considérer dans notre cas que les paramètres hydrodynamiques ont été obtenus de manière indépendante par rapport à l'expérience de validation, puisque le dernier ajustement n'a porté que sur le site avec paille et pour le mois de mars uniquement. Mais la question de la représentativité de ces paramètres par rapport aux sites et aux situations rencontrées pendant la phase de validation n'est pas résolue dans ce travail.

2. Paramètres de transfert de masse

Les équations de transferts de solutés nécessitent la détermination des paramètres de transferts *sensu stricto* (coefficients de diffusion, de dispersion apparente) d'une part, de paramètres physiques (densité, porosité) d'autre part. Ces derniers paramètres permettent en effet de connaître le volume d'eau, et par suite le volume de sol concerné par les transferts. Ils permettent en d'autres termes l'établissement du bilan de masse pour chaque soluté considéré.

2.1. Mode de détermination des paramètres de transferts

2.1.1. Mesures des paramètres physiques

La densité de solide a été mesurée au laboratoire sur des agrégats de sol de quelques cm^3 à l'aide d'un pycnomètre à air. La densité apparente qui correspond à la masse volumique sèche du milieu poreux a été déterminée par gammadensimétrie au niveau de la première fosse pédologique par tranches de 2.5 cm. Cette méthode autorise une précision de l'ordre de $0.03\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (Stengel *et al.* 1986, Bertuzzi *et al.* 1987), à condition que l'étalonnage de la sonde soit de bonne qualité. La densité de l'horizon labouré a été mesurée par la méthode des cylindres au niveau des placettes instrumentées.

La porosité totale du sol η_{tot} est calculée directement à partir du rapport de ces densités. Les porosités texturales et structurales η_{text} et η_{str} ont été également mesurées. Ces mesures ont été réalisées à partir d'échantillons non remaniés prélevés sur la première fosse pédologique.

2.1.2. Estimation des paramètres de transfert *sensu stricto*

Les paramètres à estimer sont la longueur de dispersivité apparente λ_L du milieu poreux et le coefficient de diffusion effectif du soluté. Ce dernier est calculé à partir de la porosité mesurée, en supposant un facteur de tortuosité égal à 2 pour le milieu poreux et en prenant les coefficients de diffusion moléculaire de solutés considérés dans la littérature (Handbook). Cette approximation du coefficient de diffusion est généralement adoptée par les modélisateurs. Elle est acceptable dans la mesure où le coefficient de diffusion effective est un paramètre empirique appliqué à une loi de diffusion dérivée de la loi de Fick, elle-même empirique. La mesure du coefficient de diffusion moléculaire est par ailleurs difficile à mettre en oeuvre. Les modèles sont enfin reconnus peu sensibles à ce paramètre, comparativement à la dispersivité apparente, dans des conditions naturelles d'écoulement.

La dispersivité apparente λ_L dépend à la fois de la teneur en eau et de la vitesse de l'écoulement. Rappelons que le modèle ne prend pas en compte la dépendance à la teneur en eau, faute de connaissances sur la relation $\lambda_L(\theta)$. La dispersivité apparente a donc été caractérisée en conditions saturées, sur trois colonnes de sol non remanié prélevées au niveau de l'horizon B textural (45-85 cm), de l'horizon de transition Bt/C (80-130 cm) et de l'horizon C, directement issus de la formation parentale loessique du sol (160-220 cm). L'horizon labouré n'a pu être caractérisé, étant donné que le prélèvement des colonnes a été effectué avant le travail du sol réalisé au début de l'expérimentation (figure 51).

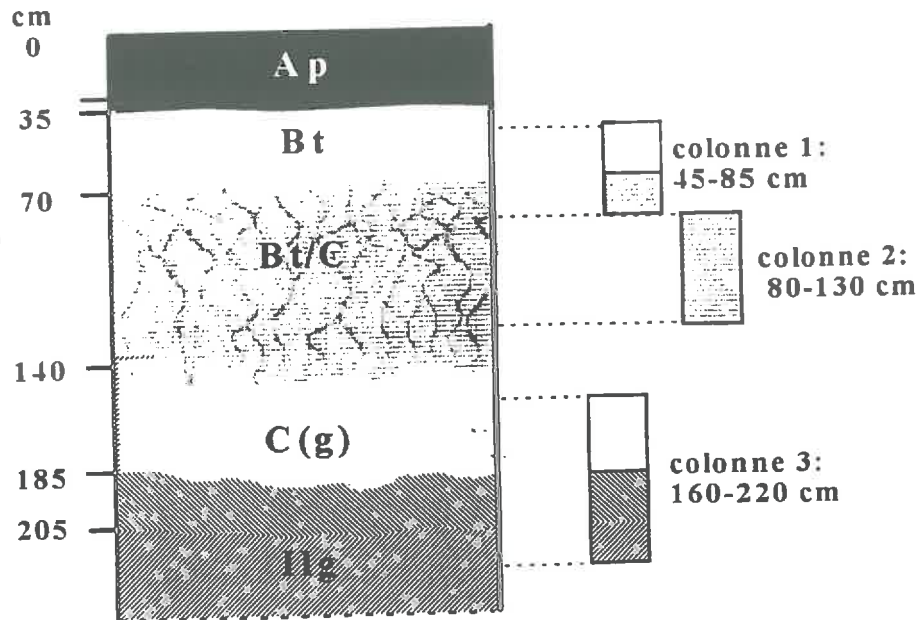


figure 51 : Localisation des prélèvements des colonnes de sol non remanié sur le profil pédologique.

Les 3 colonnes ont un diamètre interne de 15 cm et des longueurs de 40, 50 et 60 cm respectivement. Les monolithes de sol non remanié ont été prélevés avec le plus grand soin au niveau de la première fosse pédologique, sur une même verticale, et pour une humidité proche de celle correspondant à la capacité aux champs. Le détail du mode de prélèvement est présenté dans le rapport de Soudais (1995).

Plusieurs expériences de traçage ont été effectuées sur ces colonnes en conditions saturées avec un soluté conservatif. Deux expériences ont été plus particulièrement utiles pour caractériser la dispersivité apparente du sol :

- (1) un traçage de chlorure réalisé en conditions saturées et à plusieurs débits imposés ;
- (2) un traçage en conditions non saturées (réalisé sur la première colonne uniquement)

Le **tableau 27** résume les conditions expérimentales de ces expériences.

<i>colonne</i>	<i>v</i> (cm/h)	<i>durée</i> (h)	<i>anion</i>	<i>concentration de</i> <i>l'apport</i> ($\times 10^{-5}$ mole/l)	<i>méthode de</i> <i>mesure de l'anion</i>	<i>condition</i>
1	8.38	7	Cl ⁻ (sous forme C _a Cl ₂)	300	Conductimétrie électrique	saturé (1)
	2.1	26.5				
	0.66	84.0				
2	1.32	26.0	Cl ⁻ SO ₄ ²⁻	25 20	Electrophorèse capillaire	non saturé (2)
	8.49	7.5	Cl ⁻ (sous forme C _a Cl ₂)	300	Electrophorèse capillaire	saturé (1)
	2.02	26.0				
0.8.	64.5					
3	7.35	10.5	Cl ⁻ (sous forme C _a Cl ₂)	1000	Electrophorèse capillaire	saturé (1)
	1.83	52.0				
	0.62	170.0				

tableau 27 : Description des expériences de traçage sur colonnes de sol non remanié réalisées pour ajuster la dispersivité apparente.

NB : (1) et (2) se réfèrent aux deux expériences dont il est question dans le texte.

La dispersivité apparente est obtenue à partir de ces mesures par inversion des équations de transferts. Le modèle **LEA** (Local Equilibrium Assumption) à une phase aqueuse utilisé dans le modèle couplé pour simuler les transferts de masses, ne permet de reproduire l'élution d'un soluté que pour un milieu poreux homogène, des vitesses d'écoulement faibles, et si toute la phase aqueuse participe à l'écoulement (*i.e.* absence d'eau immobile). Ces conditions, généralement respectées en situation naturelle, ne sont pas toujours vérifiées en conditions saturées au laboratoire. Deux autres modèles de transferts prenant en compte une phase d'eau immobile ont donc été utilisés :

- modèle **FO** (First Order) qui considère une cinétique d'ordre 1 entre la phase mobile et la phase relativement immobile
- modèle **BGF** (Block Geometry Fonction) pour lequel les deux phases aqueuses sont réparties suivant une fonction de forme correspondant dans notre cas, à deux tailles d'agrégats sphériques

Le **tableau 28** énonce la liste des paramètres à ajuster pour ces différents modèles.

<i>modèle</i>	<i>caractéristiques générales</i>	<i>paramètres ajustés</i>
		v : vitesse moyenne de l'écoulement (ms^{-1}) D_a : dispersion apparente (m^2s^{-1}) NB : λ_L est calculée à partir de la formule $D_a = \lambda_L \cdot v + D_o$ en supposant que le coefficient de diffusion effective $D_o = 0$ hypothèse vraie si v est élevée.
LEA	■ 1 phase aqueuse	
	■ 2 phases aqueuses ; ■ cinétique d'ordre 1 pour l'échange entre phases	λ_L : dispersivité apparente (m) α : coefficient d'échange entre phases (s^{-1}) β : fraction d'eau mobile = θ_m/θ (%)
FO		
	■ 2 phases aqueuses ■ 2 tailles d'agrégats sphériques ■ cinétique d'ordre 1 pour l'échange entre agrégats	λ_L : dispersivité apparente (m) S_e : surface d'échange entre agrégats (m^2m^{-3}) β : fraction d'eau mobile = θ_m/θ (%)
BGF		

tableau 28 : Modèles utilisés pour ajuster la dispersivité apparente du sol à partir des expériences de traçage sur colonnes de sol non remanié.

Ce travail d'ajustement a fait l'objet du stage de fin d'étude de l'ENGESS de P. Souday. Le détail des protocoles, la présentation des différents modèles et les résultats de ces expérimentations peuvent être retrouvés dans le rapport de stage correspondant (Souday 1995).

2.2. Résultats et discussion

2.2.1. Caractéristiques du sol

Les résultats des mesures de porosité et de densité sont présentés respectivement dans le **tableau 29** et la **figure 52**.

Une discontinuité importante apparaît dans le profil de densité; Elle correspond au fond de labour (**figure 52**). La densité est peu variable pour les horizons plus profonds. En ce qui concerne l'horizon de surface, la densité a évolué au cours de l'expérimentation (*cf.* annexe II-4), plus particulièrement lors des trois premiers mois de mesure et pour les dix premiers centimètres de sol. Le modèle ne permettant pas de prendre en compte une telle évolution de la densité, la valeur moyenne de la densité mesurée après stabilisation de l'état de surface a été utilisée pour les simulations. Ce choix implique que la densité de la première couche considérée dans le modèle (0-34cm) est surestimée au début de l'expérimentation.

tableau 29 : Porosités totale η_{tot} , texturale η_{text} et structurale η_{str} mesurées pour les différents horizons.

horizon	0-20 cm	20-30 cm	30-70 cm	70-140 cm	140-180 cm	180-210 cm
η_{tot} (%)	50.6	45.8	42.6	43.7	47.1	46.4
η_{text} (%)	38.5	37.4	38.0	39.4	40.6	36.9
η_{str} (%)	19.6	13.5	7.5	7.1	10.9	15.0

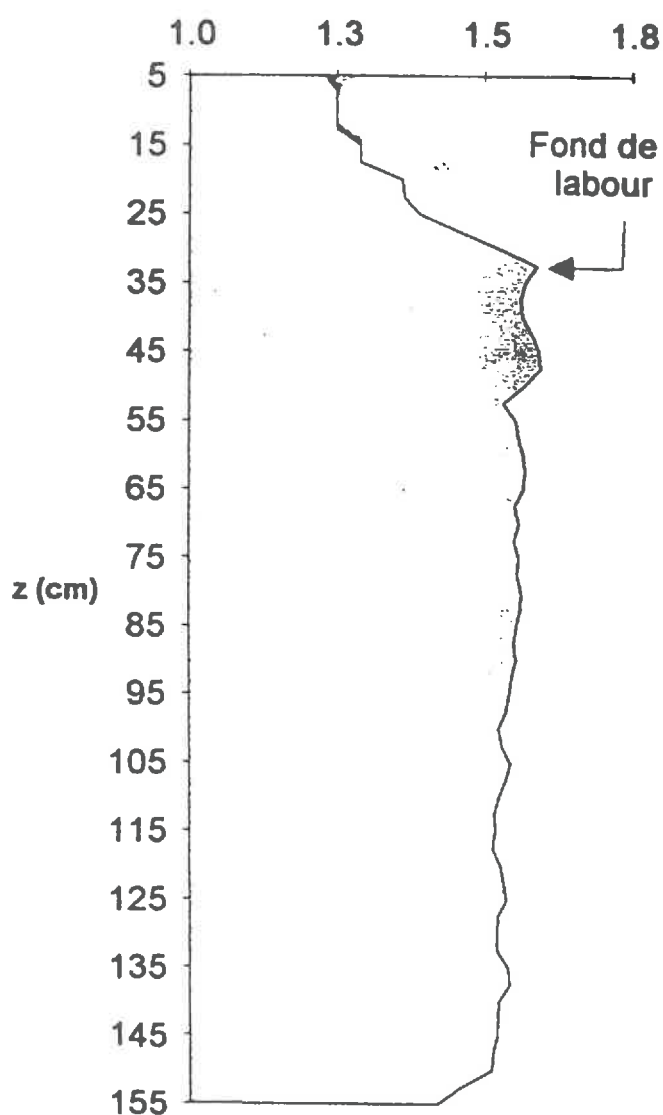


figure 52 : Profil de densité apparente mesuré par gammamétrie sur la 1^{ère} fosse pédologique.

Les mesures de porosités totale, texturale et structurale (**tableau 29**) révèlent un découpage du sol en trois horizons principaux :

- 0-30 cm : horizon le plus poreux et présentant la plus importante proportion de pores structuraux;
- 30-140 cm : horizon le moins poreux, et présentant la plus grande proportion relative de pores texturaux;
- 140 - 210 cm : horizon relativement poreux et présentant une importante proportion de pores structuraux

2.2.2. Caractérisation du comportement hydrodispersif du sol

Les courbes d'éluions obtenues en conditions saturées (expérience (1)) à différents débits sur les trois colonnes sont présentées dans la **figure 53**. La deuxième colonne se montre systématiquement moins dispersive (*i.e.* arrivée plus rapide du soluté) que la troisième. La courbe d'éluion de la deuxième colonne est par ailleurs dissymétrique par rapport à celle de la troisième colonne. La courbe correspondant à la première colonne se rapproche quant à elle de celle de la colonne 2 pour le fort débit et de celle de la colonne 3 pour le faible débit.

L'indépendance entre la vitesse d'écoulement de l'eau et la forme de la courbe d'éluion du soluté observée pour les colonnes 2 et 3 suggère que les chemins de circulation de l'eau sont identiques pour chacune de ces colonnes, quel que soit le débit. Pour la colonne 2, correspondant à l'horizon pédologique à structure prismatique marquée (horizon Bt/C *cf.* annexe II-3), ce résultat traduit la présence d'une grande zone d'eau immobile présentant peu de surface de contact avec les macropores où l'eau circule. Dans cette colonne, les transferts diffusifs sont faibles devant les transferts convectifs, pour les trois débits étudiés. La dispersion du soluté s'explique donc plus par la structure de la macroporosité (dispersion mécanique) que par la diffusion du soluté vers les pores les plus fins. Pour la troisième colonne (horizons Cg et IIg), l'indépendance entre la vitesse d'écoulement et la forme de la courbe d'éluion témoigne au contraire d'échanges diffusifs dominants, correspondant soit à l'absence d'eau immobile, soit à une surface de contact importante entre les deux zones d'eau mobile et d'eau relativement immobile. Etant donnée la structure polyédrique faiblement marquée du sol contenu dans cette colonne, et au vu de l'analyse de la porosité, l'hypothèse la plus probable est celle de l'importance de la surface de contact entre les deux phases aqueuses.

L'influence du débit sur la première colonne (horizon Bt) correspond à un comportement intermédiaire, pour lequel les chemins de circulation de l'eau dépendent de la vitesse d'écoulement. Au fort débit, l'essentiel de l'écoulement semble s'effectuer dans la macroporosité, comme pour la colonne 2. Au faible débit, il semble que tout le milieu poreux est concerné par l'écoulement. La diffusion n'est plus limitée par la vitesse de l'écoulement dans les macropores, à l'instar de la colonne 3.

Par conséquent, l'analyse du transfert du chlorure sur les trois colonnes de sol et pour les trois débits montre donc **les comportements contrastés des différents horizons de sol vis à vis des transferts d'eau**. Ce résultat corrobore d'ailleurs à la fois l'analyse de la porosité et les résultats obtenus pour les paramètres hydrodynamiques. Le sol étudié ne peut donc pas être considéré homogène et simple du point de vue des transferts.

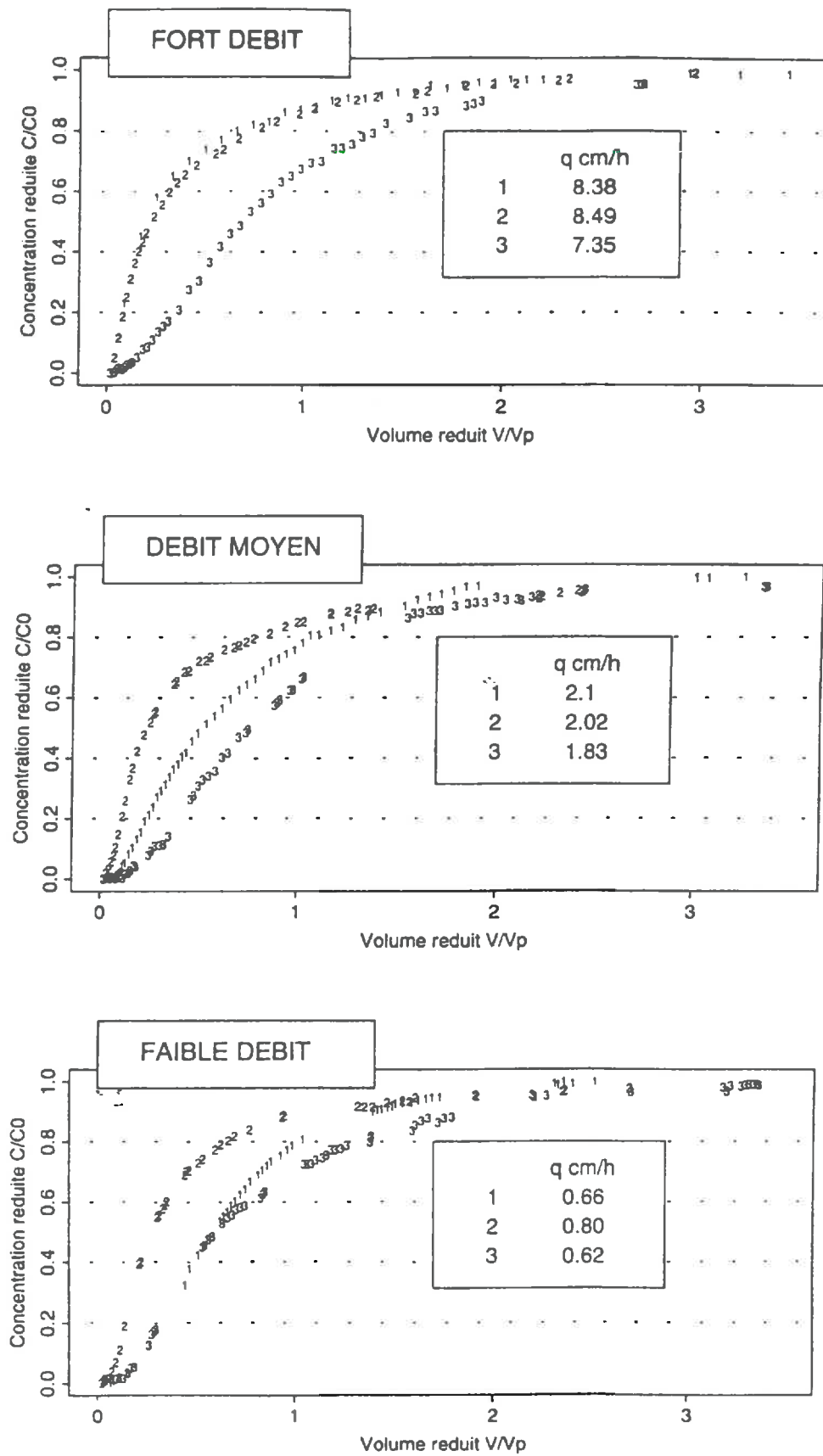


figure 53 : Courbes d'élution du CaCl_2 obtenues sur les 3 colonnes en conditions saturées et pour 3 débits différents.

2.2.2.a. Estimation de la dispersivité apparente

Le **tableau 30** présente les dispersivités ajustées avec les différents modèles à partir des résultats obtenus pour les plus faibles débits lors de l'expérience (1). La qualité des ajustements peut être jugée d'après les coefficients de la droite de régression (simulés *versus* observés) fournis dans la dernière partie du tableau.

résultats	colonne 1			colonne 2			colonne 3		
	LEA	FO	BGF1*	LEA	FO	BGF1	LEA	FO	BGF1
vitesse d'écoulement v (cm.h ⁻¹)	0.38	0.38	0.38	0.37	0.37	0.37	0.62	0.62	0.62
dispersivité λ_L (cm)	11.76	11.36	11.41	56.37	28.51	20.75	52.04	36.22	43.41
intervalle de confiance : <i>lim.inf.</i>	11.16	10.48	10.5	48.14	26.60	19.21	44.95	30.30	37.21
à 90 % <i>lim.sup.</i>	12.36	12.23	12.46	64.60	30.40	22.28	59.12	42.10	49.62
%eau mobile		71.21	71.46		42.09	34.98		80.42	80.31
vitesse eau mobile (cm.h ⁻¹)	1.267	1.260	1.26	1.771	2.02	2.43	1.573	1.66	1.66
rayon équivalent (cm)	1.501	64.75	6650	1.166	13.04	17.61	1.776	7.39	14.86
régression simulée/observations									
nombre d'observations	51	51	51	47	47	47	66	66	66
pente	0.996	0.997	0.998	1.006	1.001	1.003	1.002	0.988	0.991
ordonnée à l'origine	-0.002	-0.001	-0.002	0.006	-0.009	-0.003	0.001	-0.002	0.003
coefficient détermination r^2	0.999	0.999	0.999	0.994	0.999	0.999	0.998	0.998	0.998
écart-type résiduel	0.012	0.012	0.012	0.011	0.009	0.008	0.016	0.019	0.015

* BGF1 : modèle BGF avec 1 seule classe d'agrégats

tableau 30 : Résultats des ajustements de la dispersivité apparente obtenus en conditions saturées pour les 3 colonnes et pour le plus faible débit, avec les 3 modèles.

Si nous nous référons à ces critères, le modèle de transfert **LEA** semble fournir une bonne restitution des courbes d'éluions expérimentales. Mais les dispersivités ajustées, de l'ordre de grandeur de la longueur des colonnes, ne sont pas réalistes. Il semble que dans cette expérience l'écoulement soit trop hétérogène pour que les paramètres du modèle **LEA** aient une quelconque signification physique. Le même problème se pose pour le modèle **FO**. Pour ce modèle, les valeurs ajustées de fraction d'eau mobile ne coïncident pas avec ce que l'on connaît de la porosité du sol. De la même manière, le bilan de masse révèle que si la quantité totale de soluté est bien restituée par le modèle, sa répartition dans l'une ou l'autre des phases n'est pas logique (**tableau 31**). On constate en effet que la masse de soluté simulée contenue dans la macroporosité augmente lorsque le débit décroît. Si l'on suit la logique du transfert convectif-dispersif, la quantité de soluté stockée dans la macroporosité devrait diminuer avec le débit, pour un milieu poreux donné. Plus le débit diminue, plus le temps de séjour du soluté et les possibilités de diffusion vers les micropores augmentent, à moins que les chemins d'écoulement de l'eau varient selon le débit. Cette hypothèse est peu probable, notamment pour les colonnes 2 et 3, comme nous l'avons vu précédemment. Cette incohérence témoigne en fait de la dépendance entre le coefficient de transfert α et le coefficient de partition de la phase aqueuse β . Le modèle **BGF** pris avec une seule classe d'agrégats donne de ce point de vue des résultats plus cohérents que le modèle **FO**. Les dispersivités ajustées sont plus faibles que celles trouvées avec les modèles **LEA** et **FO** notamment pour la colonne 2.

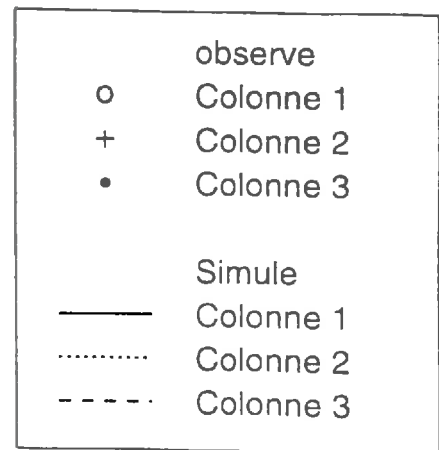
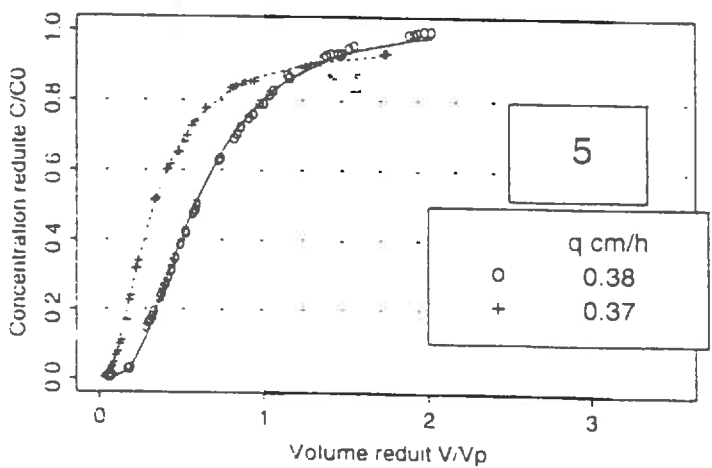
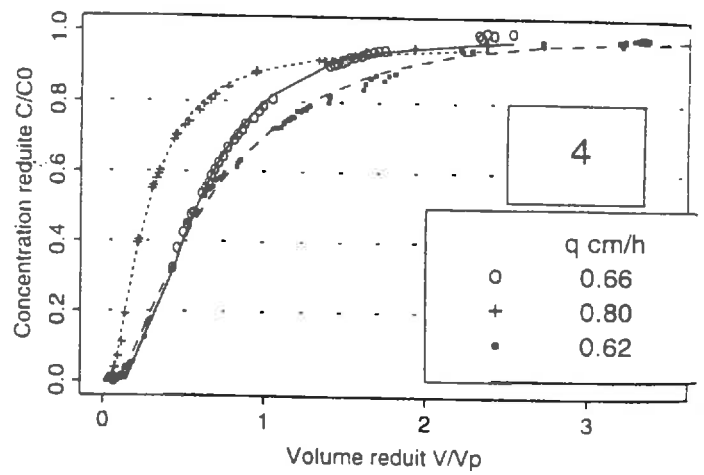
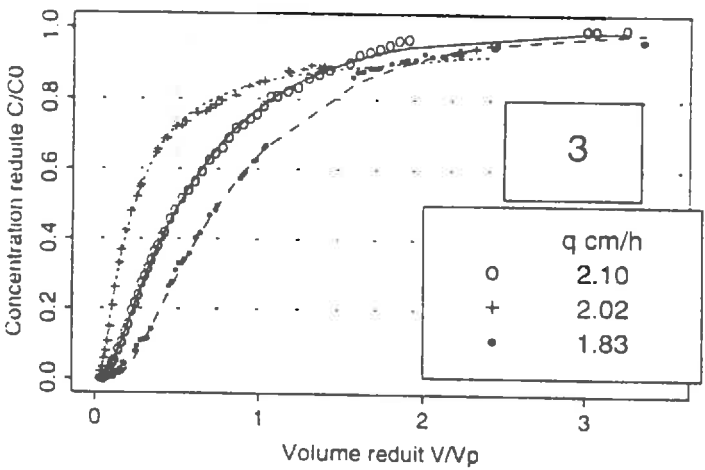
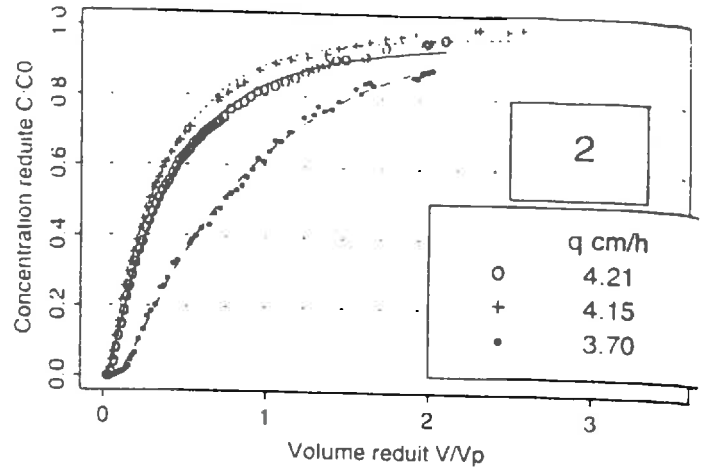
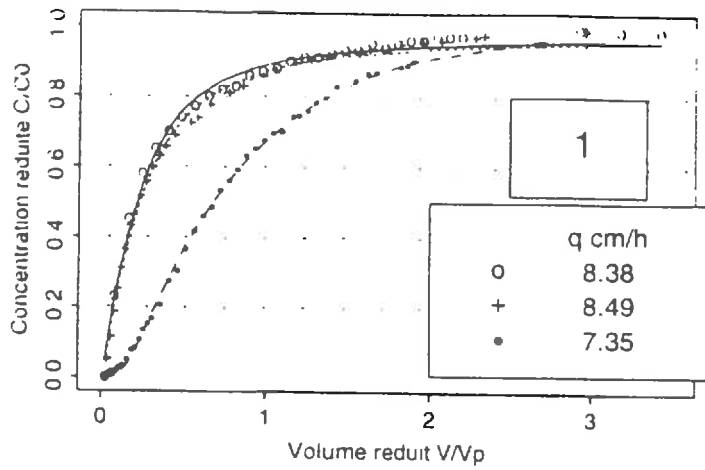


figure 54 : Résultats des ajustements obtenus avec le modèle BGF2 à 2 classes d'agrégats, calé en fixant sur les porosités structurales et texturales avec les valeurs mesurées.

	colonne 1				colonne 2				colonne 3			
Vitesse d'écoulement ≈ 0.4 cm/h	FO		BGF1		FO		BGF1		FO		BGF1	
	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim
	soluté appliqué	6.1	6.1	6.1	6.1	6.7	6.7	6.7	6.7	19	19	19.0
soluté récupéré	4.0	4.1	4.0	4.0	4.8	4.8	4.8	4.8	14	14	14.0	14.0
soluté dans matrice		0.0		0.0		0.4		0.7		0.6		0.4
soluté dans macropores		2.1		2.1		1.5		1.3		3.9		3.9

Vitesse d'écoulement ≈ 8 cm/h

	FO		BGF1		FO		BGF1		FO		BGF1		
Vitesse d'écoulement ≈ 8 cm/h	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	obs	sim	
	soluté appliqué	10.	10.	10.	10.	11.	11.	11.	11.	13.	13.	13.	13.
	soluté récupéré	9.1	8.9	9.1	8.9	9.5	9.6	9.5	9.5	9.1	9.1	9.1	9.1
soluté dans matrice		0.5		0.7		0.7		1.0		0.1		0.2	
soluté dans macropores		0.9		0.7		1.6		0.9		4.3		4.3	

* BGF1 : modèle BGF avec 1 seule classe d'agrégats

** obs = observé - sim = simulé

tableau 31 : Bilan de masse de soluté restitué par les modèles FO et BGF1 pour les débits les plus faibles et les débits les plus forts de l'expérience (1).

Il se pose par ailleurs le problème de l'interdépendance des paramètres à ajuster pour le modèle BGF comme pour le modèle FO. Ces deux modèles n'ont pas permis d'ajuster la dispersivité tout en offrant un ajustement plausible de la partition de la phase aqueuse. Une première interprétation possible est que l'hypothèse d'homogénéité du milieu par rapport à la diffusion considérée dans ces modèles est fautive. L'étude pédologique a en effet mis en évidence pour les horizons Bt et Bt/C des éléments structuraux présentant eux-mêmes une structure polyédrique. Il serait donc nécessaire de considérer deux classes d'agrégats pour simuler les transferts aux vitesses d'écoulements imposées lors des expériences de traçage.

Pour tester cette hypothèse, nous avons choisi d'utiliser le modèle BGF à deux classes d'agrégats en imposant la partition de la phase aqueuse à l'aide des mesures de porosités texturales et structurales. Nous supposons que l'eau mobile correspond à la porosité structurale mesurée. Pour la colonne 1, 40% de la porosité est supposée difficilement accessible (*i.e.* le coefficient de diffusion est fixé à $1/1000^e$ du coefficient de diffusion moléculaire théorique du soluté, soit à $3 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ h}^{-1}$). Pour les colonnes 2 et 3 ces pourcentages de porosité difficile d'accès ont été fixés respectivement à 60 et 15%. Le calage ne concerne que la dispersivité et la surface d'échange entre la phase mobile et les deux zones d'eau immobile. Les résultats de cet ajustement sont présentés dans la **figure 54**. L'analyse des résultats numériques (**tableau 32**) pour les courbes d'élution à saturation (expérience (1)) révèle que :

- les paramètres de régression entre concentrations simulées et concentrations observées sont satisfaisants;
- les valeurs calées de dispersivité sont beaucoup plus faibles que celles issues des précédents ajustements, et cohérentes par rapport aux dimensions des colonnes;
- les rayons d'agrégats équivalents qui correspondent au rayon moyen des agrégats en contact avec l'eau mobile, sont cohérents avec la structure du sol observée (à l'exception de la colonne 1 qui donne un rayon d'agrégats équivalents aberrant, très supérieur au diamètre de la colonne).

Il faut noter en outre que si l'on fixe la surface d'échange entre zones mobiles et immobiles en suivant la structure du sol, les valeurs de dispersivité sont très peu différentes des ajustements où la surface d'échange est laissée libre (Souday 1995).

modèle BGF2	colonne 1	colonne 2	colonne 3
résultats			
vitesse d'écoulement v (cm.h ⁻¹)	0.38	0.38	0.62
dispersivité λ_L (cm)	3.64	5.87	7.50
intervalle de confiance : <i>lim.inf.</i>	2.26	5.16	6.65
à 90 % <i>lim.sup.</i>	5.01	6.59	8.34
%eau mobile	71.46	50.3	80.31
vitesse eau mobile (cm.h ⁻¹)	1.26	2.43	1.66
rayon équivalent (cm)	66.50	17.61	14.86
régression simulée/observations			
nombre d'observations	51	47	66
pente	0.998	1.003	0.994
ordonnée à l'origine	-0.002	-0.003	0.003
coefficient détermination r^2	0.999	0.999	0.998
écart-type résiduel	0.012	0.008	0.015

tableau 32. Résultats des ajustements de la dispersivité apparente obtenus en conditions saturées pour les 3 colonnes et pour le plus faible débit, avec le modèle BGF2 à 2 classes d'agrégats

Ces résultats confirment l'hypothèse selon laquelle la matrice poreuse du sol étudié présente une structure complexe. Ils mettent également en évidence l'insuffisance des modèles de transferts les plus simples, et notamment du modèle LEA, pour simuler les écoulements dans un tel sol en conditions saturées. En définitive, le modèle plus complexe BGF à deux phases aqueuses et deux tailles d'agrégats permet une bonne restitution des courbes d'éluion observées sur les trois colonnes, pour différents débits. Il fournit des valeurs approchées de la dispersivité que nous pouvons utiliser pour les simulations. Ces valeurs sont cependant surévaluées par rapport à celles que l'on devrait observer aux champs. Les débits imposés (1) ou observés (2) lors de ces deux expériences (*cf. tableau 27*) n'ont en effet rien à voir avec les débits rencontrés en conditions naturelles. Le débit moyen (environ 2 cm/h) de l'expérience (1) correspond en effet au débit observé aux champs pour l'ensemble du profil de sol lors de l'expérience de drainage interne, c'est à dire en conditions saturées et avec une charge d'eau de 3 cm imposée à la surface. Le plus faible débit (de l'ordre de 0.7 cm/h) correspond déjà à une vitesse d'écoulement élevée par rapport à celles observées au cours de l'expérimentation.

Par conséquent, pour déterminer la dispersivité de chaque couche de sol définies dans le modèle, nous avons procédé de la façon suivante :

- la dispersivité de 1.28 cm calculée par le modèle BGF à 2 classes d'agrégats à partir de l'expérience (2) réalisée en conditions non saturées a été directement appliquée à la couche de sol correspondant à la 1ère colonne.
- pour les autres couches, la dispersivité a été fixée *a priori* en tenant compte de la valeur calculée par ajustement, et surtout de la hiérarchie des différentes couches par rapport à la dispersion.

Ces dispersivités ont été modifiées *a posteriori* pour simuler le traçage de chlorure réalisé sur les placettes instrumentées au cours de l'expérience de validation du modèle. Le suivi du transfert du chlorure apporté est effectué à l'aide des bougies poreuses.

Etant donné que ce traçage est indépendant du suivi du lessivage du nitrate, nous pouvons considérer que les dispersivités ainsi ajustées, sont obtenues indépendamment de l'expérience de validation. Les valeurs des paramètres physiques et de la dispersivité finalement utilisées pour les simulations sont présentées dans **tableau 33**.

<i>couche</i>	<i>Dispersivité λ_L (cm)</i>
0 - 28 cm	1.0
28 - 57 cm	0.5
57 - 99 cm	0.2
99 - 139 cm	1.0
139 - 149 cm	1.0

tableau 33 : Valeurs de dispersivités considérées dans les simulations pour la validation du modèle.

3. Paramètres de transfert de chaleur

Le modèle nécessite la détermination de la conductivité thermique apparente λ et de la capacité calorifique volumique C_h du sol. Ces deux paramètres varient en fonction de la teneur en eau du sol. Il s'agit donc de caractériser les lois $C_h(\theta)$ et $\lambda(\theta)$.

3.1. Modes de détermination de $C_h(\theta)$ et $\lambda(\theta)$.

La capacité calorifique est calculée à partir de la formule De Vries (1958). Cette formule exprime la combinaison linéaire des capacités volumiques des constituants du sol, c'est à dire, si l'on néglige la capacité calorifique de l'air, de la capacité calorifique de l'eau C_w et de la capacité calorifique du solide C_m [$ML^{-1}T^{-2}K^{-1}$] :

$$C_h(\theta) = C_m (1-\eta) + C_w \theta \quad \text{où } \theta \text{ est la teneur en eau et } \eta \text{ la porosité du sol } [L^3L^{-3}]$$

La conductivité thermique apparente λ évarie en fonction de la teneur en eau suivant une la loi empirique polynomiale proposée par De Vries (1958) :

$$\lambda(\theta) = a_0 + a_1 \theta + a_2 \theta^2 - a_3 \theta^3 [Wm^{-1}K^{-1}]$$

Cette méthode est couramment utilisée (Witono et Bruckler 1989, Melayah 1994). Il apparaît que la relation $\lambda(\theta)$ est en fait quasi-linéaire dans la gamme de teneurs en eau généralement rencontrée sur le terrain. Cette loi est donc simplifiée en adoptant une approximation linéaire où seuls les paramètres a_0 et a_1 restent à déterminer. Nous ne prenons pas trop de risques en employant cette simplification. Chanzy (1991) a en effet montré pour différents types de sol, que ce modèle est peu sensible à la conductivité thermique.

L'ajustement de la relation $\lambda(\theta)$ a été réalisé avec les mesures de températures du sol effectuées sur le traitement avec paille uniquement, en supposant que la paille n'a aucun effet sur la conductivité thermique du sol. Nous nous sommes limités à quelques périodes courtes et caractérisées par une bonne propagation de l'onde thermique en nous plaçant en dehors des événements pluvieux, et à différents mois (octobre 1993; février, mars, juin et juillet 1994) de manière à garantir des gammes étendues de températures et de teneurs en eau du sol. L'ajustement a été effectué de 4.5 à 30 cm, et repose sur 6 capteurs situés à 6, 9, 10.5, 11.5, 12.5 et 19 cm.

Richard et al. (1989) ont montré qu'une erreur sur la localisation des capteurs de température peut conduire à une erreur importante de l'estimation de la conductivité thermique apparente. Nous avons donc pris soin d'utiliser les profondeurs exactes des capteurs mesurées lors du démontage du site expérimental.

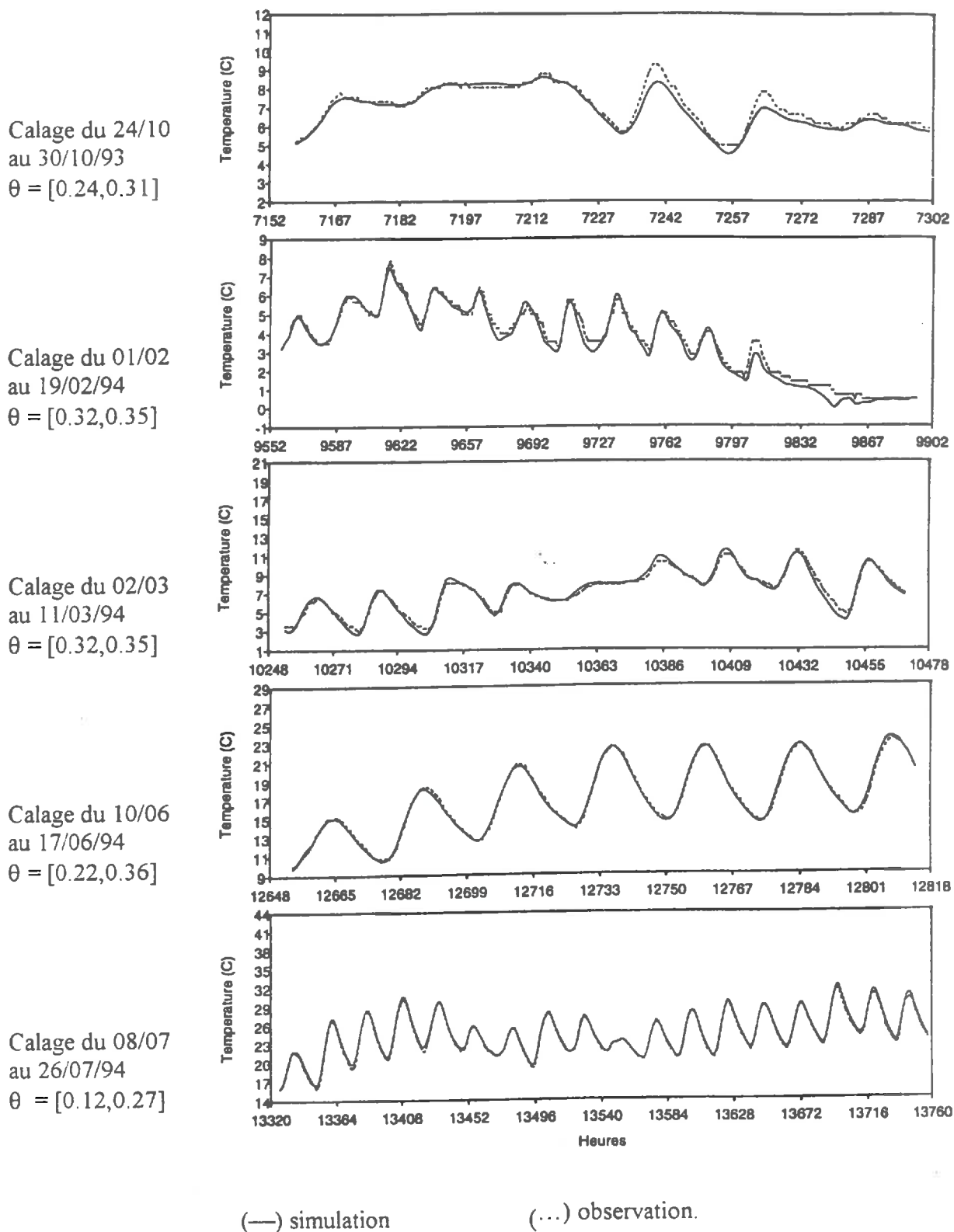


figure 55 : Résultat du calage de la conductivité thermique apparente pour 10.5 cm effectué à partir des mesures de température réalisée de 2 à 3à cm sur la sol avec paille.

3.2. Résultats et discussion

Les résultats des ajustements de λ sont présentés dans la **figure 55** pour la profondeur 10.5 cm. Nous constatons une bonne restitution de la température du sol pour toutes les périodes de calage choisies et toutes les profondeurs avec une relation :

$$\lambda [\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}] = 5 \theta [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}]$$

Nous utiliserons donc cette relation dans la suite des simulations.

La conductivité thermique apparente n'a pas été déterminée de manière totalement indépendante de l'expérience de validation. Cependant le calage de la relation $\lambda(\theta)$ n'est réalisé que sur un seul traitement (paille) et est appliqué aux deux traitements sans changement. Ce calage ne concerne par ailleurs que quelques périodes caractéristiques alors que la comparaison des températures simulées par le modèle et celles observées se fera pour les 13 mois de mesures.

4. Paramètres météorologiques

Le module de simulation du bilan d'énergie à la surface, incorporé dans le modèle couplé, requiert la détermination de la relation $a(\theta_{\text{surf}})$ entre l'albédo et la teneur en eau de surface, l'émissivité du sol ϵ_s , et la longueur de rugosité aérodynamique z_0 .

4.1. L'émissivité de surface

L'émissivité d'un sol nu est en général comprise entre 0.90 et 0.98 sur l'ensemble du domaine spectral (Brutsaert 1975, Récan 1982). Nous avons pour notre part choisi de fixer l'émissivité à 0.95.

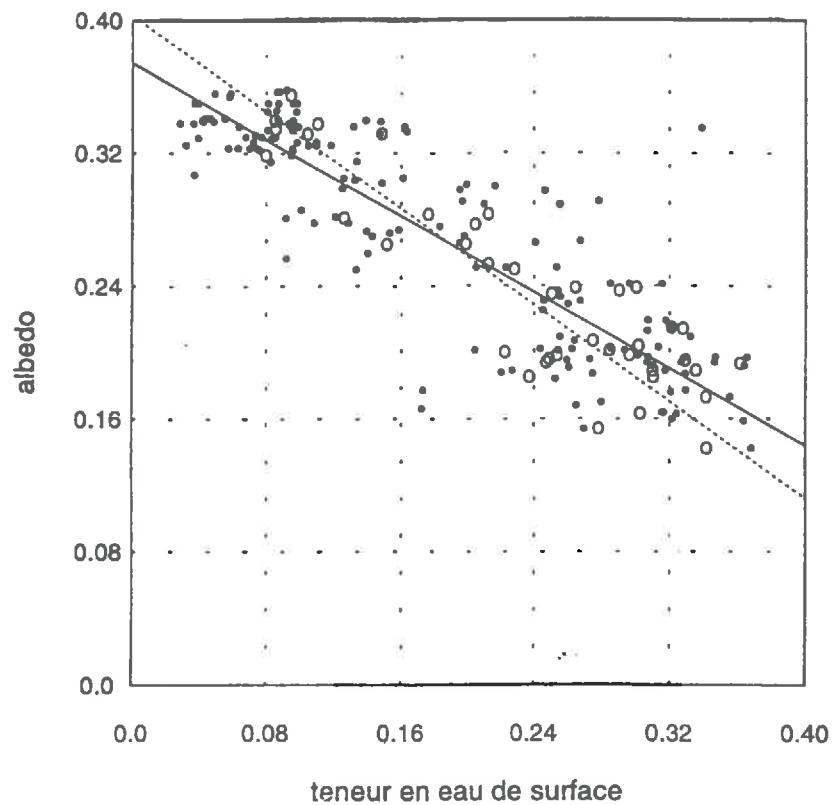
4.2. La rugosité de surface

La détermination de la longueur de rugosité aérodynamique z_0 nécessite la mesure des profils de vent dans la basse couche atmosphérique. Certains auteurs proposent des relations empiriques plus simples fondées sur la corrélation entre la rugosité aérodynamique et la rugosité de surface h_0 :

$$z_0 = h_0 / C \quad \text{où } C \text{ est une constante sans dimension.}$$

Les valeurs des coefficients C données dans la littérature varient de 8 à 10 suivant le type de sol et le type d'occupation du sol (Brutsaert 1975). Par ailleurs, h_0 est mal définie : si les auteurs considèrent en général qu'il s'agit de la hauteur moyenne des aspérités de surface, ils ne définissent ni la longueur (ou la surface) sur laquelle doit être calculée cette hauteur moyenne, ni le niveau de référence considéré.

De plus les relations entre z_0 et h_0 sont établies le plus souvent pour des sols cultivés. En l'absence de mesures du profil de vitesse du vent, nous avons jugé préférable de caler ce paramètre.



Loi albedo(humidite) Sol de Mons

pende :	-0.57	-0.72
intercept :	0.37	0.40
coef. r2 :	0.74	0.74
std residuel :	0.0344	0.0360

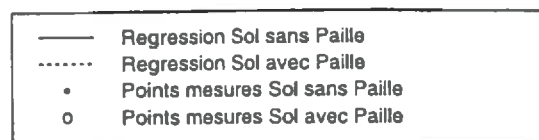


figure 56 : Relation entre l'albédo et l'humidité volumique mesurée entre 0 et 0.5 cm, obtenue sur les sol avec et sans paille.

La valeur de z_0 obtenue (ajustement essai-erreur) en utilisant la restitution de la température du sol et du potentiel matriciel comme critère d'ajustement, est de 0.2 mm. Cette valeur est du même ordre de grandeur que celles données pour un sol nu similaire : 0.175 mm (Passerat de Sillans *et al.* 1989) ; et 0.14 mm (Melayah 1994).

4.3. La relation $a(\theta_{\text{surf.}})$

L'albédo a a été mesuré successivement sur la placette avec paille et sur la placette sans paille à l'aide d'un pyranomètre CM7B (Kipp & Zonen). La teneur en eau de surface a été mesurée régulièrement au cours de l'expérimentation sur 0-0.5 cm : 159 points de mesure de teneur en eau ont été effectués pour le traitement sans paille et 42 pour le traitement avec paille. Nous avons pris soin de mesurer la teneur en eau immédiatement après un événement pluvieux ou après une longue période de dessèchement du sol, de manière à couvrir une large gamme de a (0.12-0.35) et de $\theta_{\text{surf.}}$ (0.04-0.37). Les régressions linéaires établies entre ces deux variables sont présentées dans la **figure 56** pour les deux traitements. Nous pouvons conclure que les relations $a(\theta_{\text{surf.}})$ ne sont pas significativement différentes d'un traitement à l'autre. Nous avons donc utilisé la régression établie sur l'ensemble des points mesurés sur les deux traitements, à savoir :

$$a = -0.697 \theta_{\text{surf.}} + 0.142$$

Notons que le modèle prend en compte le fait que cette relation est établie avec des humidités volumiques mesurées sur 0-0.5 cm et non avec des humidités de surface. La longueur de la période d'étude nous a permis de couvrir une large gamme d'albédo : entre 0.15 et 0.36, par rapport aux gammes généralement rapportées dans la littérature pour un même type de sol limoneux : 0.20 - 0.35 (Brutsaert 1975); 0.24 - 0.39 (Passerat de Sillans *et al.* 1989).

5. Paramètres biologiques

L'acquisition des paramètres du modèle biologique fait l'objet du travail de l'équipe du groupe Azote de l'INRA de Laon depuis quelques années : travaux de Mary et Recous (1994), Robin (1994), Aita (thèse en cours), Recous *et al.* (1995). La synthèse de ces divers résultats, le choix des paramètres repris dans la littérature et le calage des paramètres restant à déterminer ont été réalisés dans le cadre de ce projet par B. Mary. Nous décrivons successivement le mode de détermination des paramètres de transformations de l'azote et du carbone puis celui des lois d'action de la température et du potentiel hydrique.

5.1. Paramètres de transformations de C et N

La détermination des paramètres de transformations de l'azote et du carbone repose sur trois expérimentations :

- 1) **incubations du sol de notre parcelle, sans résidu ajouté**, afin de déterminer les paramètres liés à la décomposition de la matière organique humifiée (Aita 1996);
- 2) **incubations du sol avec incorporation de paille de blé** pour déterminer les paramètres liés à la décomposition des résidus végétaux (Robin 1994);
- 3) **incubations du sol avec de fortes quantités initiales d'azote ammoniacal et des marquages « croisés »** ($^{15}\text{NH}_4\text{NO}_3$ / $\text{NH}_4^{15}\text{NO}_3$) pour obtenir les paramètres de nitrification et d'organisation (Mary et Recous 1994).

Le détail du protocole employé pour les incubations peut être trouvé dans la thèse de D. Robin (1994). Nous noterons seulement que les incubations ont été effectuées sur des agrégats de sol de 2 à 3.15 mm de diamètre, à température et humidité constante. Le potentiel hydrique du sol était maintenu à -0.06 MPa, proche de l'optimum de potentiel hydrique requis pour l'activité biologique de minéralisation (compris entre -0.01 et -0.05 MPa ; Sommers *et al.* 1981) ; il a été déterminé par des mesures avec la presse de Richards sur les mêmes agrégats de sol. Le potentiel a été choisi de façon à ce que les agrégats soient non saturés en eau pour minimiser la dénitrification. Une préincubation de 15 jours a été adoptée de façon à permettre aux éventuels résidus végétaux restant dans le sol d'être en bonne partie décomposés avant la période d'étude.

Les valeurs de paramètres que nous calculons par la suite correspondent à une température de 15°C et un potentiel hydrique de -0.01 MPa, potentiel optimal selon la loi de Andréon *et al.* (1992). Ces conditions de température et d'humidité sont les valeurs de référence utilisées par le modèle biologique.

5.1.1. Paramètres associés à la décomposition de l'humus

Les incubations ont été effectuées par C. Aita (1996) sur des échantillons de sol prélevés entre 0 et 20 cm dans la parcelle expérimentale, à 15°C pendant 1 an, avec 8 points de mesures. Trois variables ont été mesurées lors de ces incubations : le CO₂ et l'azote minéral : NH₄⁺ et NO₃⁻. L'ammonium est en fait en très faible quantité au cours de l'incubation, car la nitrification est plus rapide que la minéralisation. Les deux variables d'ajustement sont donc le CO₂ et le nitrate. Les paramètres intervenant dans le calcul de la décomposition de la matière organique humifiée et leur mode d'acquisition sont présentés dans le **tableau 34**.

	<i>Paramètres</i>	<i>Mode de détermination</i>		
		<i>mesuré</i>	<i>fixé</i>	<i>ajusté</i>
k _H	taux de décomposition de la matière organique stabilisée AOM [T ⁻¹]			X
k _A	taux de mortalité de la biomasse autochtone [T ⁻¹]		0.60	X
Y _H	rendement d'assimilation de AOM par AUB []		0.60	
h _A	rendement d'assimilation de la nécromasse par AUB []		0.20	
R _H	coefficient d'humification de la nécromasse de AUB []		0.125	
	rapport N/C maximum du matériel humifié			

<i>Conditions initiales</i>				
AUB _i	taille initiale du pool de biomasse autochtone [MC.M ⁻¹]			x
AOM _i	taille initiale du pool de matière organique stabilisée [MC.M ⁻¹]	x		
R _{AUB}	rapport N/C de la biomasse autochtone [-]			X
R _{ACM}	rapport N/C de la matière organique stabilisée [-]	x		

tableau 34 : Bilan des paramètres intervenant dans le calcul des transformations biologiques de l'azote et du carbone associées à la décomposition de l'humus.

5.1.1.a. Paramètres imposés

Les rendements d'assimilation Y_A et Y_H sont fixés à la valeur potentielle de 0.60. Cette valeur correspond à la valeur théorique maximale d'assimilation du carbone par les micro-organismes rapportée par Payne (1970) et aux valeurs mesurées en fermenteurs sur des substrats simples et des souches pures (*cf.* chapitre 1, **tableau 5**). La taille de la biomasse autochtone est supposée non limitante de la décomposition, de sorte que K_{MA} ≈ 0. Le rapport N/C maximum des produits qui s'humifient (R_H) est fixé à 0.125, soit un C/N de 8. En effet, le rapport C/N des matières organiques des sols de grande culture intensive a diminué depuis 40 ans et tend vers une valeur proche de 8.

La taille initiale du pool de matière organique active (AOM) est prise égale à la totalité de la matière organique non vivante du sol. Le rapport C/N de ce pool est également mesuré. La taille initiale du pool de biomasse autochtone (AUB) a été estimée provisoirement à 5% de la matière organique totale. En effet, au moment où les simulations ont été faites, les mesures de biomasse n'étaient pas encore réalisées.

Nous supposons enfin que le coefficient d'humification h_A est de 0.20. En fait, ce paramètre est quasi impossible à mesurer, de sorte que nous avons choisi une valeur proche de celle obtenue par ajustement dans le cas de la biomasse zymogène. On peut penser en effet que les métabolites issus de l'une ou l'autre biomasse s'humifient de la même façon.

1.1.1.a. Paramètres ajustés et simulations

Il reste donc à déterminer le taux k_H de décomposition de la matière organique active (AOM), le taux k_A de mortalité de la biomasse autochtone (AUB) et le rapport N/C R_A de cette biomasse.

Les figures 57 et 58 présentent les résultats des ajustements obtenus pour les deux variables : CO_2 et NO_3^- . On observe que l'évolution générale de ces variables est bien simulée mais qu'il persiste un biais systématique. Le carbone minéralisé est sous-estimé au début de l'incubation (du jour 0 à 200) et surestimé ensuite. Les mesures de teneurs en nitrate présentent une courbure vers le jour 200 qui n'est pas restituée par l'ajustement effectué. Un meilleur ajustement était possible avec une optimisation totalement « libre » ; cependant cet ajustement nous conduit à calculer un très fort coefficient k_A , et donc à simuler une très forte décroissance de la biomasse : celle-ci aurait diminué d'un facteur 3 en 1 an d'incubation. Cette très forte diminution est en désaccord avec des résultats observés antérieurement (Mary 1988, Nicolardot 1990) et ne semble pas réaliste. Il faudrait améliorer ces estimations à partir de mesures réelles de biomasse.

Le taux de décomposition k_H que nous obtenons est proche de ceux reportés dans la littérature : 0.0070 j^{-1} (Nuske et Richter 1981), 0.0059 j^{-1} (Nordmeyer et Richter 1985), 0.0060 j^{-1} (pool II Nicolardot et Molina 1994). Cette coïncidence est cependant fortuite car les tailles de pools et la température de référence sont très variables selon les modèles. Le rapport C/N obtenu pour la biomasse autochtone est de 16.6, ce qui suggère une forte proportion de Champignons (*cf.* chapitre 1 tableau 3).

Comme nous l'avons dit, une manière de mieux restituer la courbure observée sur les évolutions de CO_2 et de nitrate serait d'introduire un fort coefficient k_A de sorte que le « réservoir » biomasse (AUB) contribue plus à la minéralisation du carbone que le réservoir AOM. Une autre solution, largement utilisée par les modélisateurs, est de diminuer la taille du pool AOM, c'est-à-dire de considérer qu'une petite fraction seulement de la MO non vivante est "active". On introduit dans ce cas un autre paramètre qu'il est nécessaire d'ajuster (la taille de la fraction active, appelée Pool II dans le modèle NCSOIL (Molina *et al.* 1983) ou « humads » dans le modèle PHOENIX (McGill *et al.* 1981). Le problème est que cette compartimentation ne permet plus d'expliquer des résultats d'incubation de longue durée (Mary, *communication personnelle*).

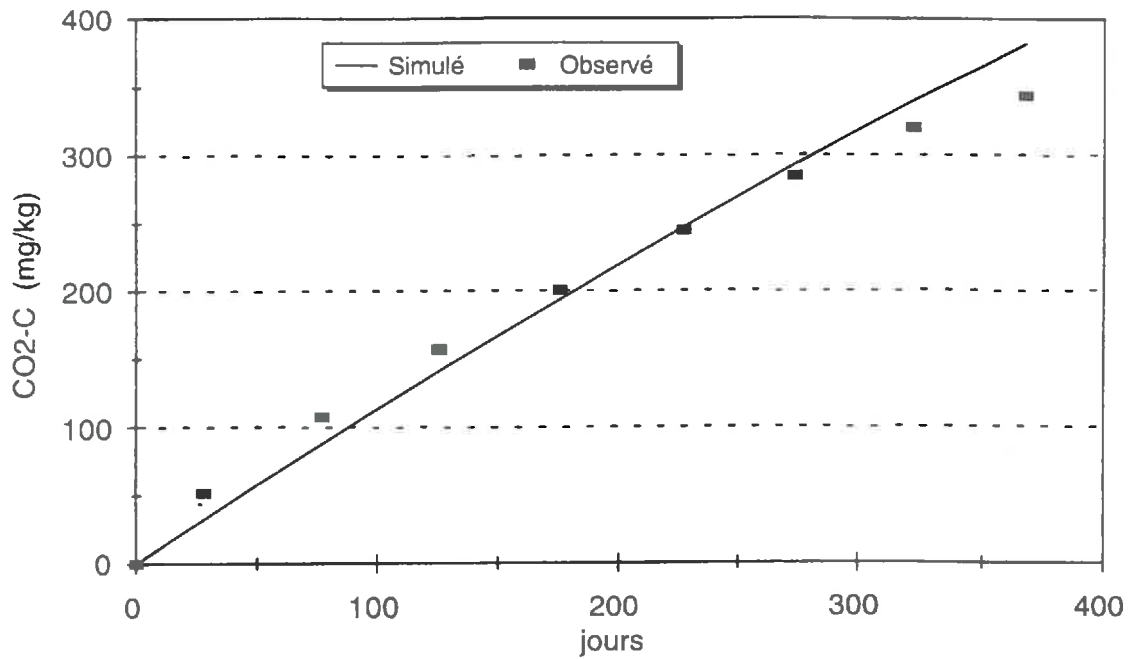


figure 57 : Résultat de l'ajustement de la minéralisation du carbone associée à la décomposition de l'humus.

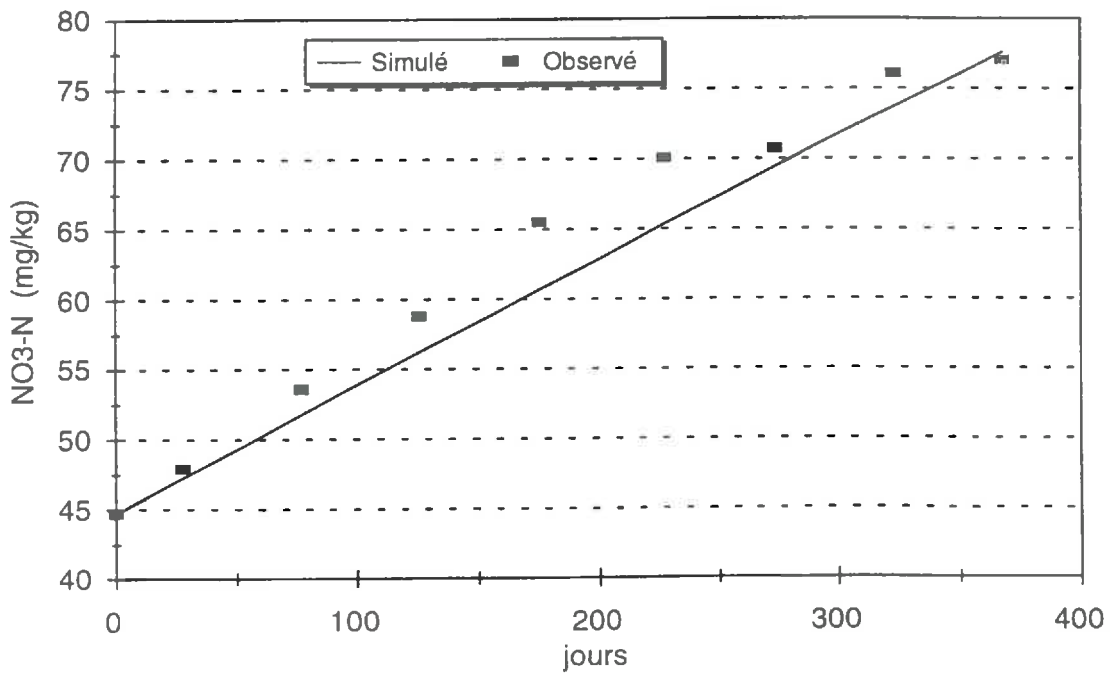


figure 58 : Résultat de l'ajustement de l'évolution des quantités d'azote minéral lors de la décomposition de l'humus.

Le biais observé sur l'évolution du CO₂ et du nitrate peut donc amener à discuter davantage le concept de matière organique « active » ; cependant, il ne constitue pas un grave problème pour nos simulations. En effet, l'expérimentation au champ qui a duré 13 mois avec une température moyenne de 10°C correspond environ à une période de 6 à 7 mois en incubation à 15°C ; or les biais observés sur cette période sont relativement faibles.

1.1.2. Paramètres associés à la décomposition du résidu

Les incubations effectuées par D. Robin (1994) sur le sol sans paille (témoin) et le sol avec incorporation de paille de blé ont duré 470 jours à 15°C, avec 13 points de mesures. Le sol a été prélevé entre 0 et 20 cm sur une parcelle située à quelques centaines de mètres de la parcelle expérimentale que nous avons utilisée. La paille de blé n'est pas la même que celle que nous avons utilisée au champ, mais a fait l'objet d'une caractérisation analogue (C, N, Van Soest).

Pour estimer les paramètres relatifs à la décomposition de la paille, il faut d'abord estimer ceux relatifs à la matière organique humifiée. On utilise pour cela le traitement « témoin », la procédure d'ajustement des paramètres étant identique à celle décrite dans le paragraphe précédent. Les paramètres relatifs à la décomposition de la paille peuvent ensuite être déterminés sur le traitement « paille ». Ces paramètres et leur mode de détermination sont présentés dans le **tableau 35**.

	<i>Paramètres</i>	<i>Mode de détermination</i>		
		<i>mesuré</i>	<i>fixé</i>	<i>ajusté</i>
k_1, k_2	k_3 , et k_4 : taux de décomposition des 4 fractions du résidu : RDM, HCE, CEL, LIG respectivement	x		
		(sur blé)		
k_S	taux de décomposition potentiel de SOL [T ⁻¹]			X
k_Z	taux de mortalité de la biomasse zymogène (ZYB) [T ⁻¹]			X
Y_S	rendement d'assimilation du C soluble par ZYB [-]		0.6	
Y_Z	rendement d'assimilation de la nécromasse par ZYB		0.6	
h_L	coefficient d'humification de la lignine [MC.M ⁻¹]		1.0	
h_Z	coefficient d'humification de la nécromasse de ZYB [MC.M ⁻¹]			X
<i>Conditions initiales</i>				
FOM _i	taille initiale des pools RDM, HCE, CEL, LIG [MC.M ⁻¹]	x		
SOL _i	taille initiale de la fraction soluble SOL [MC.M ⁻¹]	x		
ZYB _i	taille initiale de la biomasse zymogène ZYB [MC.M ⁻¹]		x	
R _{FOM}	rapport N/C de chaque compartiments de la FOM [-]	x		
R _{SOL}	rapport N/C de la fraction soluble [-]	x		
R _{ZYB}	rapport N/C de la biomasse zymogène ZYB [-]		fixé au départ	

tableau 35 : Bilan des paramètres supplémentaires à ceux du tableau 33, intervenant dans le calcul des transformations de l'azote et du carbone associées à la décomposition du résidu.

1.1.2.a. Paramètres imposés

Les rendements d'assimilation Y_S et Y_Z sont comme précédemment supposés prendre une valeur de 0.60. Les taux de décomposition k_1, k_2, k_3, k_4 des différentes fractions biochimiques considérées pour les résidus ont été calculés à partir des mesures de ces fractions au cours de la décomposition (Robin 1994). L'humification de la lignine est supposée totale : $h_L = 1$. En fait, cette hypothèse n'a aucun effet compte tenu du très faible taux de décomposition de la lignine (k_4).

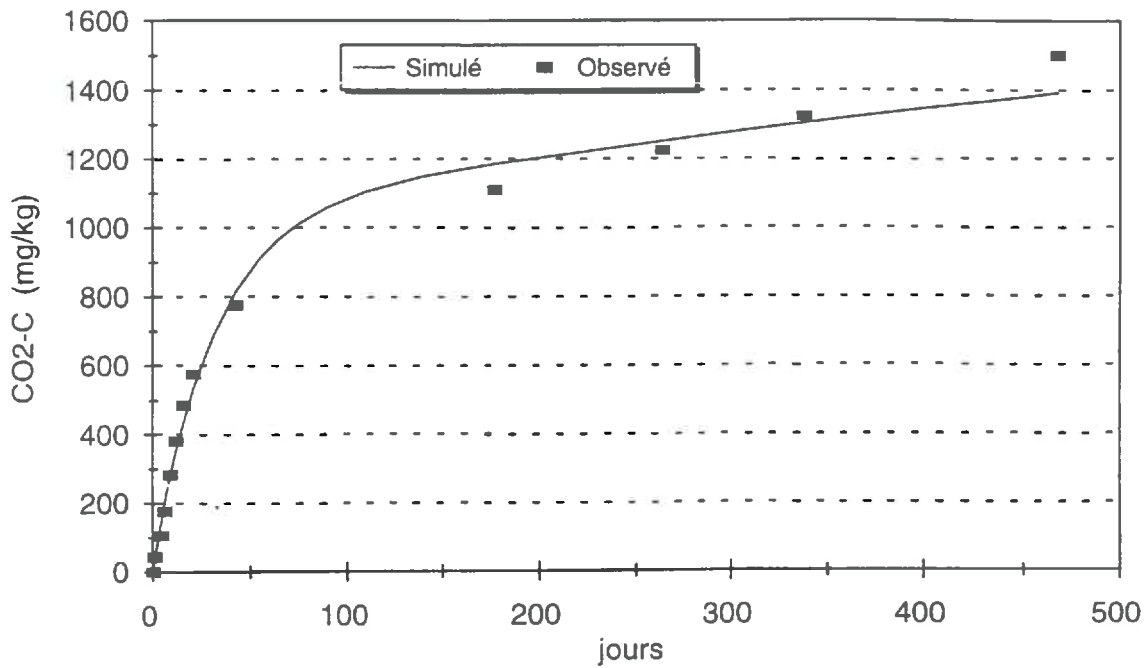


figure 59 : Résultat de l'ajustement de la minéralisation du carbone associé à la décomposition du résidu.

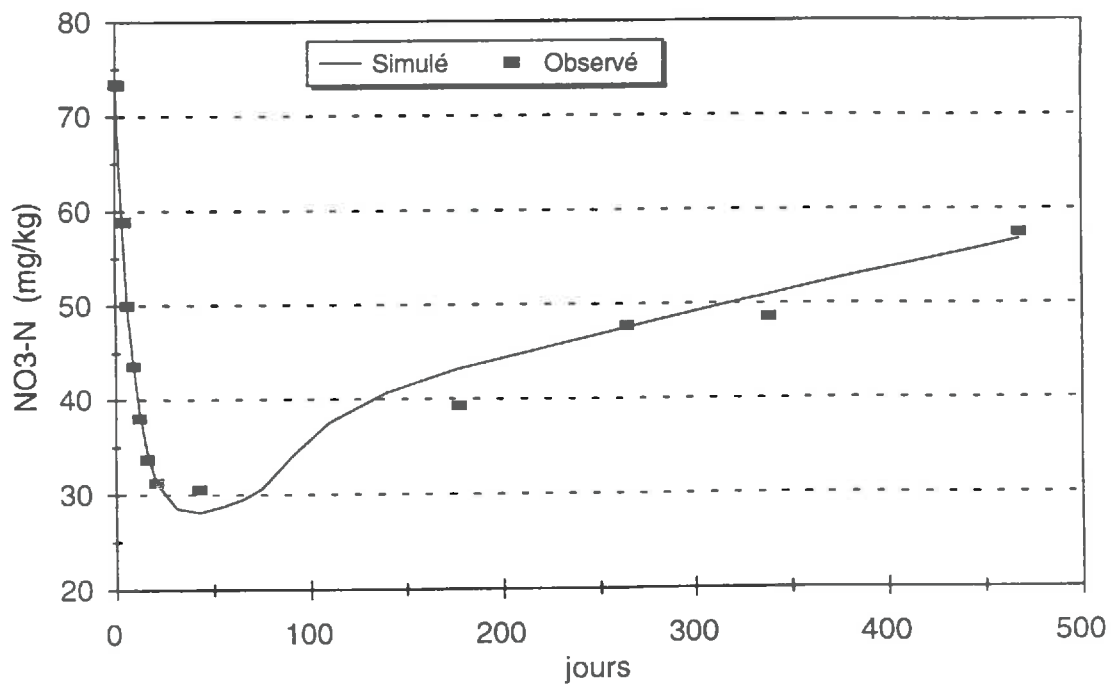


figure 60 : Résultat de l'ajustement de l'évolution des quantités d'azote associées à la décomposition du résidu.