

La taille initiale et le rapport C/N de chaque compartiment organique considéré pour le résidu (RDM, HCE, CEL et LIG) ont été mesurés par la méthode Van Soest (Van Soest et Wine 1967). Le compartiment organique soluble SOL correspond à la mesure de la fraction du résidu soluble à l'eau froide (20°C). La fraction RDM (rapidement décomposable) de la paille est égale à la différence entre la fraction NDF (neutral detergent fiber, méthode Van Soest) et la fraction SOL (soluble à l'eau froide).

Nous avons supposé en première analyse que la biomasse zymogène (ZYB) n'était pas limitante de la décomposition de la paille, comme en incubation au laboratoire. Cette hypothèse ($K_{NZ} \approx 0$) pourrait être remise en cause sachant que la taille des brins de paille était très supérieure au champ à ce qu'elle était au laboratoire et que les surfaces de contact sol/paille étaient donc nettement plus faibles au champ. Avec cette hypothèse, la taille initiale de la biomasse zymogène n'a pas d'effet sur la vitesse de décomposition et il n'existe donc pas de phase de latence.

Le rapport C/N de la biomasse zymogène décomposant la paille, en conditions non limitantes en azote minéral, a été estimé à une valeur proche de 8 par Robin (1994). Le calcul utilise un double traçage isotopique ^{15}N minéral sol / ^{13}C paille. La paille a été apportée sous forme de fragments $> 2000\mu\text{m}$. Le calcul repose sur l'analyse isotopique de la fraction fine du sol ($< 100\mu\text{m}$), en supposant que cette fraction marquée ne contient pas de fragments de paille non décomposés mais seulement la biomasse zymogène (en partie).

1.1.1.a. Paramètres ajustés et simulations

Il reste finalement trois paramètres à déterminer : K_S : taux de décomposition de la fraction soluble ; K_Z : taux de mortalité de la biomasse zymogène et h_Z : taux d'humification de la nécromasse et des métabolites produits par la biomasse zymogène.

Les variables mesurées lors de ces incubations sont toujours le CO_2 et le nitrate. Par contre, les cinétiques ne sont plus corrélées comme précédemment. On observe deux phases :

- 1- **une phase d'organisation nette d'azote**, correspondant à la phase de forte décomposition de la paille. Les minéralisations du carbone et de l'azote sont alors négativement corrélées ($C \nearrow$ et $N \searrow$)
- 2- **une phase de (re)minéralisation nette d'azote** qui lui succède. Cette phase correspond à nouveau à une augmentation simultanée des quantités d'azote et de carbone minéralisées ($C \nearrow$ et $N \nearrow$)

Le paramètre k_S intervient de manière prépondérante dans la première phase, alors que la seconde phase dépend principalement de h_Z et k_Z . Le système à déterminer peut être considéré comme un système de 4 équations (2 variables \times 2 périodes) à 3 inconnues. C'est un système « surdéterminé ». Sa résolution nous donnera la valeur des 3 paramètres mais nous permettra aussi de juger de la pertinence de la description utilisée.

Les figures 59 et 60 présentent les résultats de l'ajustement : cinétiques ajustées et observées des quantités de CO_2 et de NO_3 . On observe une bonne restitution globale des observations pour l'azote et le carbone.

1.1.2. Paramètres de la nitrification

Les paramètres de la cinétique de Michaelis Menten considérée pour la nitrification sont ajustés à partir d'incubation de sol sans résidu faite en présence de quantité d'ammonium suffisamment importante, d'une part pour limiter les effets de l'organisation de l'azote, d'autre part pour que la nitrification soit durable dans le temps (Mary *communication personnelle*).

1.1.3. Bilan des résultats et Conclusions

D'une façon générale les jeux de paramètres ajustés se montrent en accord avec l'évolution de la minéralisation du carbone et de l'azote observée. Il reste cependant quelques écarts observés à court terme pour le carbone, pour le sol avec ou sans résidus. La déviation à long terme observée pour l'azote et le carbone dans le sol sans paille témoigne probablement d'une limite de ce modèle par rapport à la prédiction de l'humification. De la même manière, l'hypothèse selon laquelle la lignine ne se décompose pas limite les possibilités de prédictions à long terme du modèle.

Nous constatons par ailleurs que les paramètres les moins connus et dont il est actuellement impossible de discuter la valeur ajustée sont les taux de mortalité et d'humification des deux biomasses. Ces paramètres sont par ailleurs complètement dépendants. Les principaux problèmes relatifs à la détermination des paramètres des transformations biologiques sont liés essentiellement aux difficultés de mesures de la biomasse et à l'impossibilité de représenter correctement les cycles de l'azote et du carbone, à la fois à court terme et à plus long terme, avec un même système de compartiment.

1.2. Lois d'action des facteurs abiotiques

1.2.1. Influence du potentiel hydrique

Nous avons vu au chapitre 1 que l'effet de l'humidité sur l'activité minéralisatrice du sol est décrite soit en fonction de l'humidité massique, soit en fonction du potentiel hydrique. Nous préférons cette dernière formulation parce qu'elle est plus facilement généralisable à différents types de sol. Nous avons choisi la loi citée par André *et al.* (1992). Le facteur modérateur des vitesses de décomposition dans le modèle biologique (f_w) est défini par :

$$f_w = 1.00 - 0.35 \log(\psi/\psi_0) \quad \psi \leq \psi_0$$

$$f_w = 1.00 \quad \psi \geq -\psi_0$$

Dans cette étude, les auteurs considèrent que le potentiel hydrique optimal pour la minéralisation (ψ_0) est de -0.01 MPa. C'est le potentiel hydrique de référence considéré dans le modèle, ce qui entraîne donc que $f_w \leq 1$. En fait, selon les auteurs, le potentiel hydrique optimal varierait entre -0.01 et -0.05 MPa. Ce modèle donne donc plutôt le potentiel optimal le plus élevé. Quant à la pente de la courbe (-0.35), elle varie selon les références entre -0.16 et -0.42. On constate que l'effet du potentiel hydrique est assez mal établi. Les lois proposées sont aussi très globales : il n'existe quasiment pas d'information sur l'effet du potentiel hydrique sur chaque processus biologique, en particulier sur la décomposition des M.O. humifiées par rapport aux M.O. fraîches.

5.2.2. Influence de la température

Comme nous l'avons indiqué au chapitre 1, les lois d'Arrhénius ou de Van't Hoff décrivent l'effet de la température d'une façon à peu près équivalente dans la gamme de température restreinte qui nous concerne (0 à 35°C). Nous avons choisi la formulation de Van't Hoff qui met en relation la constante de vitesse k d'une « réaction » biologique donnée avec la température T :

$$k = k_0 \cdot e^{\gamma(T-T_0)}$$

k_0 étant la constante de vitesse de la réaction (jour⁻¹) à la température de référence T_0 (°K ou °C). Celle-ci a été choisie égale à 15°C. Le coefficient de température du modèle est donc défini par :

$$f_T = \frac{k}{k_0} = e^{\gamma(T-T_0)}$$

Le paramètre γ de cette loi exponentielle a été calculé pour la « réaction » de minéralisation du carbone observée dans des incubations réalisées par Recous (1995) à 6 températures différentes (1, 5, 10, 15, 20 et 25°C) sur un sol très voisin du sol étudié. La minéralisation du carbone a été mesurée sur deux traitements : a) sol sans résidu et b) sol avec incorporation de paille de maïs. Ceci a permis de caractériser spécifiquement l'effet de la température :

- a) sur la décomposition de la matière organique humifiée (coefficient f_T)
- b) sur la décomposition de la matière organique fraîche (coefficient f'_T).

En fait, il s'agit d'une caractérisation globale : les différentes réactions impliquées (décomposition, minéralisation, humification du carbone) sont supposées « congruentes », obéissant à la même loi d'action.

Les résultats obtenus par S. Recous montrent que la décomposition de la matière organique humifiée répond à la température selon une loi de Van't Hoff simple : le coefficient α est constant sur toute la gamme de température étudiée : $\gamma = 0.115 \text{ K}^{-1}$. Le coefficient B de la loi d'Arrhénius correspondante peut être calculé par la relation :

$$B = \gamma \cdot T \cdot T_0 \approx \gamma \cdot T_0^2$$

On trouve une valeur $B \approx -9500 \text{ K}$. Ceci correspond aussi à un $Q_{10} = 3.16$. Ces valeurs sont proches de celles observées par Houot et al. (1990) sur un autre sol limoneux.

Par contre, les résultats indiquent que la décomposition de la matière organique fraîche n'obéit pas à la même loi, ni à une loi de Van't Hoff simple : le coefficient γ est variable sur la gamme de température étudiée (tableau 36).

traitement	facteur exponentiel $\gamma = \log(k/k_0) / (T - T_0) = (\log Q_{10}) / 10$				
Sol sans paille	[pour toutes les températures] 0.115				
Sol avec paille	[0-5°C] 0.265	[5-10°C] 0.163	[10-15°C] 0.122	[15-20°C] 0.074	[20-40°C] 0.069

tableau 36 : Paramètres de la loi d'action de la température considérées dans le modèle

Nous avons choisi, au moins temporairement, de définir la loi d'action par un ensemble de 7 lois de Van't Hoff valables sur chaque plage de température : < 0, 0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, >25°C. Les coefficients γ varient de 0.221 à 0.085 K⁻¹. Pour les températures supérieures à 25°C (non étudiées), le coefficient γ est supposé constant et égal à celui obtenu dans la gamme 20-25°C. Ces différents coefficients "en cascade" permettent de calculer le coefficient f'_T , applicable aux processus de décomposition des matières organiques fraîches.

5.2.3. Bilan : réponse du modèle biologique aux variations de température et de potentiel hydrique

Les paramètres du modèle biologique sont définis pour un potentiel de -0.01 MPa et une température de 15°C. Les lois d'actions de la température et de l'humidité interviennent lorsque les conditions s'éloignent de ce potentiel et de cette température de base. Nous pouvons d'ores et déjà prévoir la réponse du modèle biologique à un écart de température et un écart de potentiel en reprenant l'expression des lois d'actions utilisées. Le **tableau 37** résume l'influence qu'aurait une variation de température de 1°C et de 1 unité pF, c'est à dire si on décuple la valeur du potentiel matriciel.

variable d'état x	mode de calcul	variation du taux Y de minéralisation de C et N Δx → ΔY
T	$\Delta Y(\%) = \frac{(k - k_0)}{k_0} = (e^{\gamma \Delta T}) - 1$ <p>où $\gamma = \log(k/k_0) / (T - T_0) = (\log Q_{10}) / 10$</p>	$\Delta T = 1$ (°C) → <ul style="list-style-type: none"> ↗ Pour le sol sans paille : $\Delta Y = 12.2\%$ ↘ Pour le sol avec paille : $\Delta Y = 30.3\%$ (0-5°C); 17.7% (5-10°C), 12.9% (10-15°C); 7.6% (15-20°C) et 7.1% (20-40°C)
ψ	$\Delta Y(\%) = \frac{\Delta pF}{pF_{opt} - pF_{min}} = \frac{\Delta pF}{488 - 200}$	$\Delta pF = 1$ → $\Delta Y = 34.7\%$

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.

6. Paramètres numériques

Le problème est de trouver un bon compromis entre le choix des critères de convergence et la discrétisation de la grille de différences finies, afin de garantir une bonne précision des résultats du modèle. Etant donnée la dépendance de ces deux paramètres de résolution numérique, nous avons tout d'abord défini le maillage de la grille suivant les propriétés du sol. Les critères de convergence ont été fixés par la suite.

6.1. Discrétisation du profil de sol

Le modèle considère différentes couches homogènes de sol, chacune caractérisée par ses propriétés hydrodynamiques, ses paramètres de transferts et ses caractéristiques biologiques. Le premier paramètre à définir correspond donc au choix des couches pour le

profil de sol étudié. Pour les mécanismes physiques, le modèle permet de définir les couches indépendamment de celles considérées pour les processus biologiques. La grille de différences finies est ensuite définie par rapport aux couches choisies, chaque limite de couche correspondant à un noeud.

6.1.1. Choix des couches pour les mécanismes physiques

Les profondeurs de ces couches, que l'on peut considérer homogènes du point de vue hydrodynamique, peuvent être déterminées en fonction des analyses chimiques, texturales, et structurales du sol. Les propriétés hydrodynamiques sont effectivement liées à la nature et au mode d'arrangement des constituants du sol (Fies et Stengel 1981, Stengel *et al.* 1984). La structure du sol a été observée dans 2 fosses pédologiques. Nous considérons que ces propriétés sont stables à l'échelle de temps de l'expérimentation (1 an), et sont représentatives de la parcelle expérimentale. Les résultats de l'analyse structurale et texturale du sol sont présentés dans l'annexe II. Ils montrent que la granulométrie est stable sur l'ensemble de la parcelle et permettent d'établir un premier découpage du profil de sol en 6 couches : 0-28 cm, 28-35 cm, 35-55 cm, 55-100 cm, 100-140 cm et 140-200 cm

Ce premier découpage a été réajusté en fonction des propriétés hydrodynamiques du sol. Nous avons regroupé les couches présentant des textures ou des structures distinctes, mais restant semblables du point de vue hydrodynamique, à savoir les couche 28-35 et 35-55 cm ; et les couches 55-100 cm et 100-140 cm. Les limites d'horizons finalement considérées pour les processus physiques sont donc : 0-28-55-140-200 cm.

6.1.2. Choix des couches pour les processus biologiques

La détermination des couches supposées homogènes du point de vue des processus biologiques s'est effectuée relativement à la répartition mesurée du carbone organique total dans le profil. L'horizon labouré, assez riche en matières organiques, est considéré sans la zone de 28 à 35 cm plus compacte qui correspond à une remonté de la profondeur de labour de la parcelle. La profondeur d'enfouissement de la paille (théoriquement 20 cm) est prise en compte dans les deux traitements. De cette manière il est rendu compte à la fois de la paille enfouie dans le cadre de l'expérimentation, des racines et des résidus restant en surface ou déjà présents dans le sol, et qui auraient été enfouis par le travail du sol.

Les couches considérées sont donc 0-20 cm, 20-28 cm, 28-60 cm et 60-150 cm.

6.1.3. Définition de la grille de différences finies

Les noeuds de la grille sont définis de manière à répondre aux critères suivants :

- un noeud est placé à chaque limite de couche considérée
- l'écart maximum entre deux noeuds ne dépasse pas 2 cm
- l'espacement des noeuds est d'autant plus fin que les gradients des variables d'état correspondant aux inconnues du système sont élevés (teneur en eau et température notamment).

La détermination du maillage de la grille de différences finies est obtenu par essai-erreur de manière à optimiser les temps de calcul tout en gardant une bonne résolution numérique. La qualité des calculs numériques est donnée essentiellement par le bilan de masse d'eau et de soluté, ainsi que par le bilan d'énergie dans le système sol-atmosphère. Nous avons ainsi défini un maillage millimétrique aux limites du système, et plus lâche au

milieu. De cette façon, l'effet des pluies et de l'évaporation en surface, et l'effet du drainage en profondeur, devraient être obtenus avec une meilleure précision.

6.1.4. Définition des critères de convergence

Le compilateur FORTRAN utilisé (machine <ctrlsol2> à Avignon) travaille en double précision. c'est à dire que les réels sont considérés avec une précision de l'ordre de 10^{-14} , soit avec 13 chiffres significatifs après la virgule. Les simulations définitives présentées dans ce travail ont été effectuées sur la machine <corail> de Jouy-en-Josas avec une précision encore meilleure et de l'ordre de 10^{-30} . Cette précision sur les valeurs numériques autorise une contrainte de critère de convergence de l'ordre de 10^{-3} .

Le temps de simulation résultant du choix de ces paramètres numériques est de l'ordre d'une journée pour une simulation sur une année de mesures, avec une machine SUN SPARC 10.

7. Conclusion

Si la plupart des paramètres ont effectivement pu être déterminés indépendamment de l'expérience de validation, la question de la représentativité de ces paramètres reste posée. Les méthodes de mesures au laboratoire, que ce soit pour les paramètres biologiques (incubations) ou les paramètres physiques (méthode de caractérisation $K(\theta)$ et $\psi(\theta)$ de Wind, traçage sur colonne), ne sont en effet pas représentatives de l'ensemble des conditions rencontrées pendant l'année d'expérimentation *in situ*. L'extrapolation pose problème notamment dans le cas des paramètres hydrodynamiques.

Il a été également montré, pour les paramètres biologiques, comment la dépendance de certains paramètres peut limiter leur détermination, et *a fortiori* leur vérification. Cette démarche de paramétrisation ne peut être admise que sous certaines hypothèses, dont il faudra tenir compte par la suite, à savoir :

- l'homogénéité des paramètres pour une couche définie;
- l'invariance des paramètres au cours du temps;
- la représentativité des échantillons étudiés par rapport aux conditions des simulations ultérieures.

A l'une des questions posées au début de cette étude concernant la possibilité de paramétrer un modèle mécaniste qui couple les transformations biologique de l'azote et du carbone avec les transferts d'eau, de chaleur et de solutés, nous pouvons répondre en premier lieu que les méthodes utilisées se montrent encourageantes. Cependant l'évaluation de la qualité des estimations des paramètres ne peut être faite indépendamment de l'évaluation du modèle lui-même, pour les paramètres de transformations biologiques et les paramètres hydrodynamiques notamment.

4.

Evaluation du modèle

Il n'existe pas de méthode universellement reconnue pour évaluer un modèle. La définition même de ce que pourrait être la "validation" d'un modèle est sujette à discussion. Certains auteurs admettent le concept de Popper selon lequel « une théorie ne peut être qu'invalidée par une expérience ou une observation, mais jamais validée » (Harrisson 1990, Konikow et Bredehoeft 1992). En d'autres termes, un modèle serait "valide" tant qu'il n'aurait pas été prouvé "non valide". On admet généralement qu'un modèle est "valide" si les simulations sont en accord avec les observations (McKinion et Baker 1982, Mayer et Butler 1993). La validation consiste alors à comparer observations et simulations.

Dans ce chapitre sont présentés successivement : les critères d'évaluation utilisés, les résultats des simulations et l'évaluation du modèle couplé.

1. Méthodes d'évaluation du modèle

1.1. Rappel des objectifs

La validation d'un modèle peut se concevoir en deux étapes bien distinctes, chacune répondant à des objectifs différents :

- un premier objectif est de vérifier que le modèle simule bien les observations faites au cours d'une (ou plusieurs) expérience(s), et de tester ainsi la validité des hypothèses initialement adoptées;
- le deuxième objectif est de s'assurer que le modèle peut être extrapolé à d'autres situations. C'est donc la robustesse du modèle qui est testée dans cette deuxième étape.

Dans notre cas, il ne s'agit pas encore de tester la qualité prédictive du modèle. Notre premier objectif est de définir ses limites de validité et la précision des simulations à l'intérieur de ces limites, plutôt que d'accepter ou de rejeter le modèle. C'est pourquoi nous préférons le terme d'**évaluation** au terme plus usité de **validation**, ce dernier laissant en effet une impression de "tout ou rien".

1.2. Critères d'évaluation du modèle

Les méthodes permettant d'évaluer un modèle sont de plus en plus nombreuses (Miller et al. 1976, Reynolds 1981, McCarl 1984, Addiscott et Wagenet 1985, Whitmore 1991, Mayer et Butler, 1993, Hagen et al. 1993). En fait, il n'existe pas de critère absolu d'évaluation d'un modèle. Les critères choisis dépendent des utilisations que l'on veut faire du modèle, et du type même du modèle (McCarl 1984). Dans une revue des méthodes d'évaluation les plus employées, Mayer et Butler (1993) distinguent les critères subjectifs, les critères visuels, les critères plus quantitatifs fondés sur l'analyse des courbes simulé/observé, et les critères statistiques.

Les méthodes quantitatives dérivent, pour la plupart, de l'analyse de la régression linéaire entre les valeurs simulées (y_i) et valeurs observées (x_i). Les critères d'évaluation portent sur :

- les écarts globaux entre les simulations et les observations
- les « biais » (écarts systématiques)

1.2.1. Analyse des écarts moyens entre simulations et observations

Un premier critère est donné par la droite de régression $y_i = f(x_i)$ qui doit être la plus proche possible de la première bissectrice :

- la pente (a) doit être proche de 1
- l'ordonnée à l'origine (b) doit être proche de 0
- Le coefficient de détermination (r^2) de cette régression linéaire donne une évaluation globale de la capacité du modèle à restituer les fluctuations des observations.
- La différence moyenne (M) entre les valeurs mesurées et simulées est un autre critère global (Whitmore, 1991):

$$M = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - y_i)$$

où N représente le nombre de couples de valeurs (observée, simulée).

Une valeur de r^2 proche de 1 et une différence moyenne M faible ou non significativement différente de 0 indiquent que la simulation restitue en moyenne les observations de façon satisfaisante (Addiscott et Whitmore, 1987).

- L'écart-type résiduel (σ), à savoir l'écart type de la différence $x_i - y_i$, constitue un autre critère d'adéquation générale entre observations et simulations.
- L'efficacité du modèle (EF) est un autre indicateur statistique plus adapté à la comparaison de données simulées et observées (Loague et Green, 1991) :

$$EF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}_1)^2}$$

EF est un critère relatif, allant de -1 à 1, analogue au r^2 statistique dans les modèles de régression non linéaire. Une valeur de EF nulle indique que le modèle n'est pas meilleur que la moyenne des observations. Il faut donc rejeter un modèle qui aurait une EF nulle ou négative. Plus EF est proche de 1, et meilleur est le modèle. On considère qu'un modèle est globalement correct si $EF \geq 0.5$ (Mayer et al. 1993).

1.2.2. Analyse des biais entre simulations et observations

Le critère M constitue une indication très globale d'un biais éventuel du modèle. Une valeur négative de M indique en effet que le modèle sous-estime globalement la variable étudiée, alors qu'une valeur positive révèle au contraire une surestimation des valeurs simulées par rapport aux valeurs observées. Cependant la formulation de M est telle que les écarts positifs et négatifs peuvent se compenser, et une valeur nulle de M ne suffit pas pour conclure à l'absence de biais. Nous emploierons deux critères complémentaires fréquemment utilisés pour estimer la déviation des valeurs simulées par rapport aux valeurs mesurées (Mayer et Butler 1993) :

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |x_i - y_i|$$

- L'erreur moyenne absolue (MAE, mean absolute error) définie par :
Dans ce critère, les écarts positifs et négatifs ne se compensent plus. La MAE constitue donc contrairement à M un bon estimateur du biais du modèle. Elle a la même unité que la variable considérée.
- L'erreur quadratique moyenne (RMSE, racine carrée de la variance résiduelle) :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}$$

Ce critère a aussi la même unité que la variable considérée.

Les deux critères d'évaluations des biais MAE et RMSE sont complémentaires. La valeur de RMSE est algébriquement supérieure à celle de MAE du fait qu'elle considère le carré des écarts entre simulation et observation. Lorsque $MAE \approx RMSE$, cela signifie que l'écart entre les simulations et les observations est constant sur toute la gamme des valeurs observées (Mayer et Butler 1993). Autrement dit, un rapport $RMSE / MAE$ proche de 1 traduit un écart systématique entre simulations et observations. Nous utiliserons ce rapport $RMSE / MAE$ comme critère de diagnostic des biais observés.

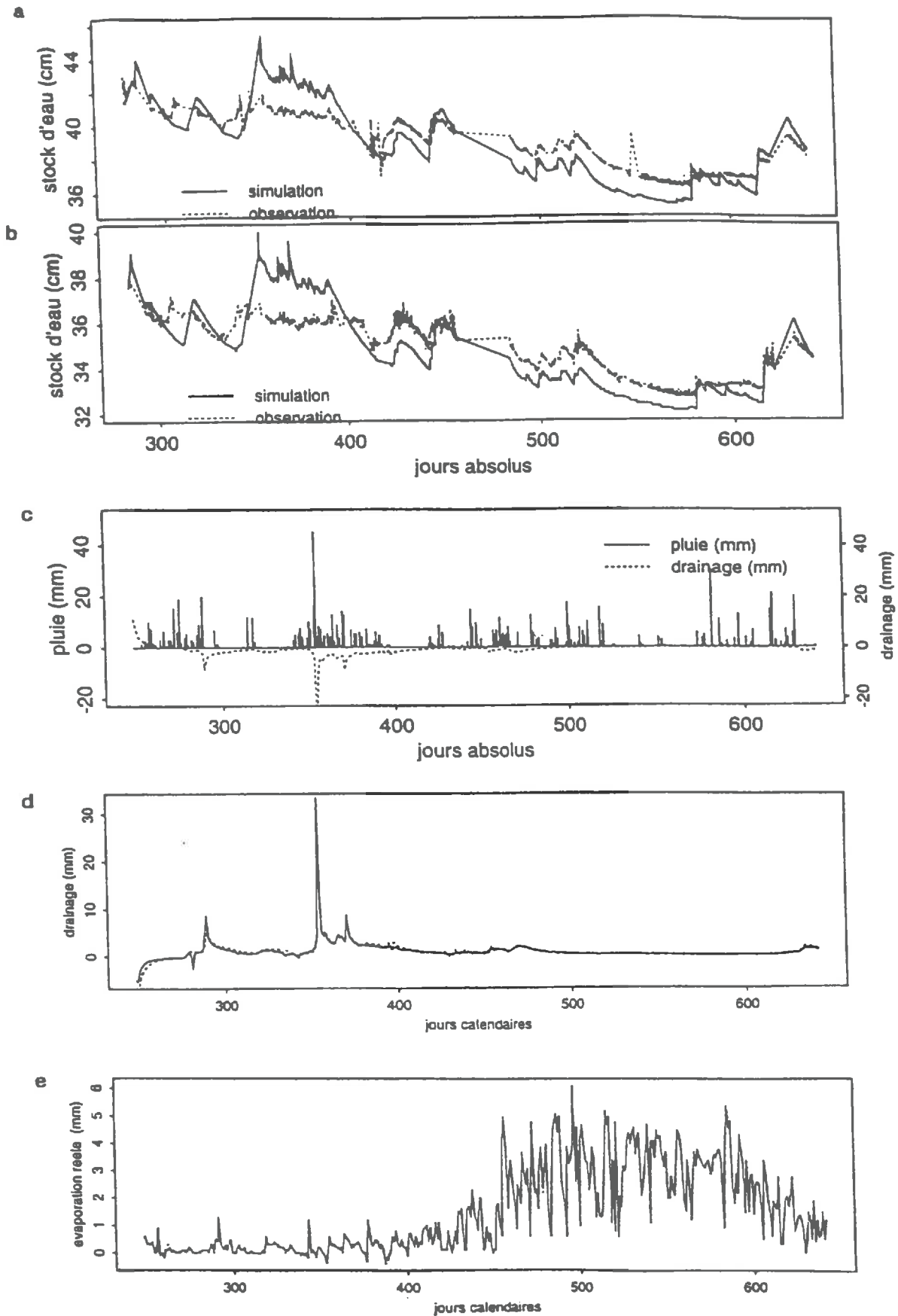


figure 61 : Restitution du stock d'eau entre 20 et 125 cm pour le sol sans paille (a) et le sol avec paille (b), évolution des pluies journalières mesurées (c), du drainage journalier simulé (c et d), et de l'évaporation journalière simulée pour le sol sans paille (—) et le sol avec paille (- - -).

2. Evaluation du modèle couplé

L'évaluation du modèle est faite en partant des mécanismes les plus indépendants et sur lesquels nous disposons de nombreuses mesures pour arriver aux mécanismes les plus dépendants du reste du système. Nous analyserons successivement les simulations des transferts d'eau, des transferts de chaleur dans le sol, du bilan d'énergie en surface, des transferts de solutés conservatifs et enfin la minéralisation du carbone et de l'azote, l'évolution du nitrate et de l'ammonium dans sol.

2.1. Les transferts d'eau

Plusieurs mesures sont disponibles pour évaluer le module de transferts d'eau :

- les mesures gravimétriques de teneur en eau dans la « zone des carottages »
- les mesures gravimétriques de teneur en eau dans les placettes instrumentées (utilisées pour l'étalonnage de la sonde à neutrons)
- les mesures gravimétriques de teneur en eau sur 0-0.5 cm (effectuées pour l'étalonnage de l'albédomètre)
- les mesures indirectes de teneur en eau obtenues à l'aide de la sonde à neutrons
- les mesures indirectes de teneur en eau obtenues avec les capteurs capacitifs
- les mesures de potentiel qui peuvent être retransformées en teneur en eau *via* la courbe $\psi(\theta)$

Commençons l'évaluation du module hydrique par la comparaison des stocks d'eau simulés et observés.

2.1.1. Restitution des stocks d'eau sur 20-125 cm

Le premier tensiomètre se trouve à 20 cm. Les mesures neutroniques ne sont pas utilisables sur les 10 premiers centimètres de sol. Le stock est par conséquent calculé à partir de 20 cm. Par ailleurs, étant donné que le tensiomètre situé à 150 cm est utilisé comme condition à la limite inférieure, le stock d'eau n'est calculé que jusqu'à 125 cm (profondeur du tensiomètre situé juste au-dessus).

2.1.1.a. Stocks d'eau calculés à partir des potentiels

La **figure 61** compare l'évolution des stocks d'eau observés avec ceux simulés pour les traitements sans paille (a) et avec paille (b), du jour 280 (07/10/93) au jour 640 (02/10/94). Les précipitations observées (c), le drainage (d) et l'évaporation (d) simulés sont également représentés sur cette figure.

La tendance générale de l'évolution du stock d'eau est bien restituée pour les deux traitements. Les plus grands écarts entre observations et simulations se situent dans les deux cas :

- aux mois de décembre-janvier (jours 330* à 400) à la période des pluies abondantes;
- aux mois de juillet-août (jours 530 à 590), au moment où on observe une forte intensité évaporatoire qui entraîne une baisse de la teneur en eau à la surface du sol.

* la base de temps utilisée dans ce travail et notée un peu abusivement "jours calendaires" dans les graphiques, est prise en considérant le 01/01/93 comme étant le jour 1.

Pour les deux traitements, le modèle surestime le stock total observé pendant la phase de drainage et sous-estime le stock à mesure que l'on avance dans la période évaporatoire. L'analyse visuelle de la relation entre observations et simulations (figure 62) et l'analyse statistique (tableau 38) corroborent ce constat. La corrélation entre les simulations et les observations est en effet significative ($r^2 > 0.75$, $P < 0.05$; M faible), mais biaisée ($a > 1$; $b \ll 0$; $EF < 0.5$).

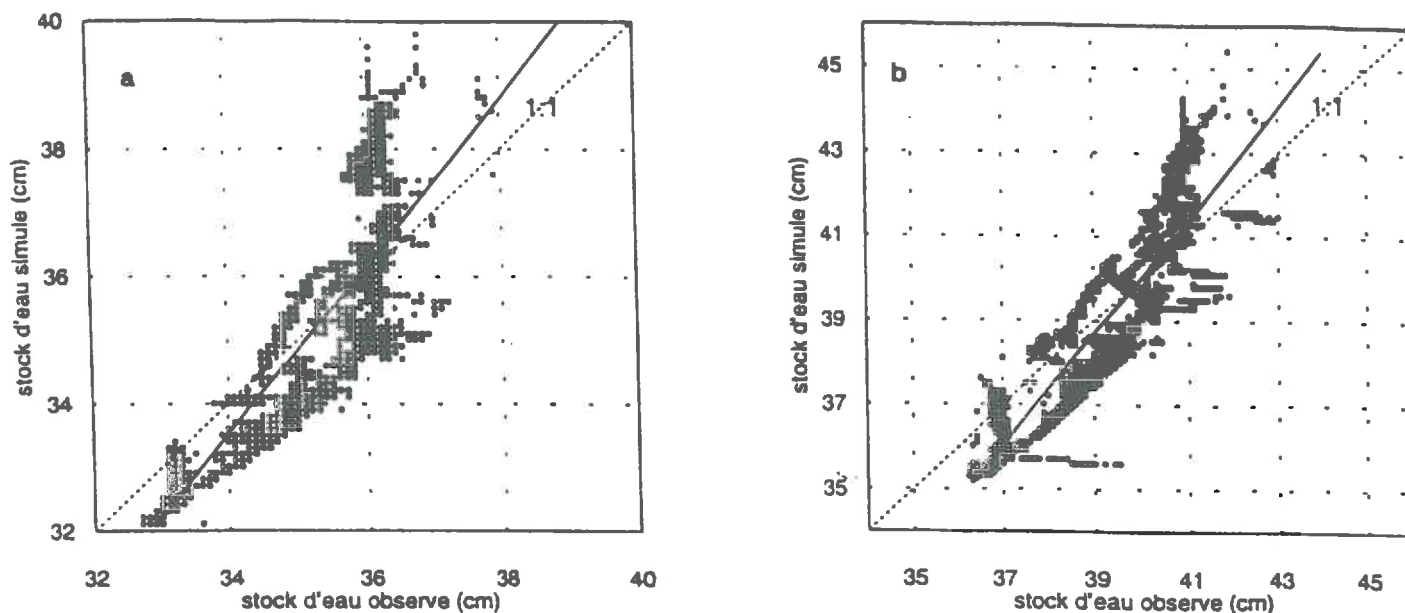


figure 62 : Corrélation entre le stock d'eau simulé et celui calculé à partir des mesures de potentiel matriciel entre 20 et 125 cm pour le sol sans paille (a) et le sol avec paille(b).

site	a	b	N	$\sigma_{\text{résiduel}}$	r^2	M	MAE	$RMSE$	$\frac{RMSE}{MAE}$	EF
sans paille	1.31	-11.1	5959	0.92	0.77	0.219	0.875	1.029	1.176	0.36
avec paille	1.34	-13.5	6035	1.00	0.82	0.295	1.053	1.181	1.122	0.47

tableau 38 : Résultats numériques de la corrélation entre le stock d'eau simulé et le stock d'eau observé sur 20-125 cm

La sous-estimation du stock en période estivale correspond à une surestimation des flux de sortie de l'eau du sol, soit par drainage soit par évaporation. L'analyse de la restitution des potentiels couche par couche devrait permettre de mieux comprendre cet écart.

En ce qui concerne la phase hivernale, les mesures peuvent être biaisées. En effet, dans la période du 18/11/93 au 23/12/93, les tensiomètres ont été maintenus avec un petit volume d'air pour éviter que le gel ne fende les cannes de PVC et les bougies poreuses des capteurs. Cette précaution a eu pour effet d'amortir le signal mesuré. Les écarts observés à cette période pourraient résulter de ce problème expérimental. Cette hypothèse sera testée en confrontant les stocks calculés à partir des tensiomètres avec ceux obtenus avec les autres mesures de teneur en eau.

2.1.1.b. Comparaison avec les autres mesures de stocks

La figure 63 permet de comparer les résultats précédents avec les stocks d'eau calculés à partir d'autres mesures de teneurs en eau, pour le traitement sans paille.

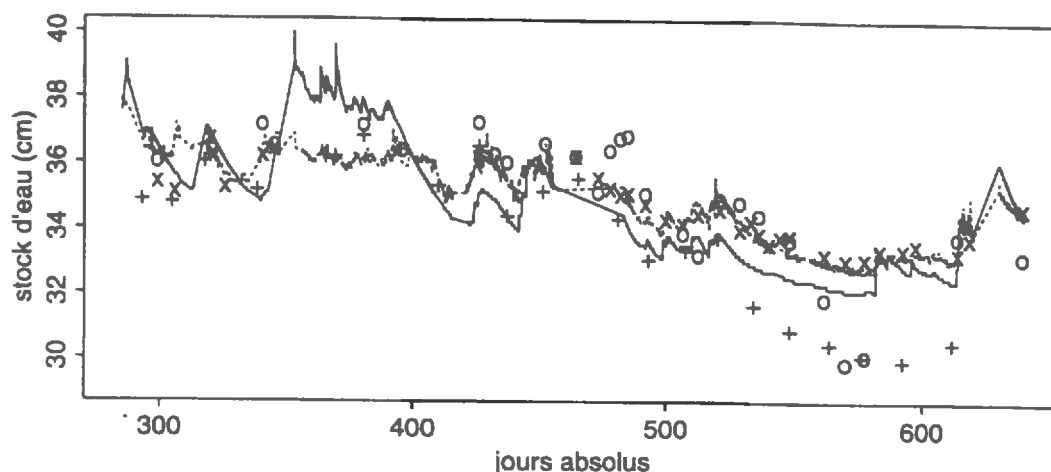


figure 63 : Comparaison des stocks d'eau simulés sur 20-125 cm avec ceux calculés pour le sol sans paille à partir des mesures :

tensiométriques (.....); des comptages neutroniques (x);
des prélèvements gravimétriques utilisés pour l'étalonnage de la sonde à neutrons (o)
et des teneurs en eau mesurées dans la zone des carottages par pas de 30 cm (+)

◆ Analyse des écarts en phase hivernale

Les observations disponibles pendant la période hivernale, à savoir principalement les mesures gravimétriques (de la zone des carottages (figure 63 +) ou des placettes (figure 63 o)) donnent des valeurs plus proches des stocks simulés. La seule mesure gravimétrique disponible au moment où le modèle surestime le stock se situe entre les valeurs simulées et les stocks calculés à partir des mesures tensiométriques. Cela suggère que le problème expérimental évoqué plus haut n'explique pas à lui seul les écarts observés à cette période. Il convient toutefois de rester prudent sur ces conclusions, puisqu'elle ne repose que sur une seule mesure.

Une explication possible des écarts entre observation et simulation en période hivernale, pourrait être que les tensiomètres ne sont pas situés sur les chemins d'écoulement de l'eau. La mesure tensiométrique est en effet localisée à quelques cm³ de sol. Nous avons constaté, lors des traçages effectués sur les colonnes de sol non remanié (cf. chapitre 3), l'existence d'un important volume d'eau relativement immobile par rapport à la vitesse d'écoulement. On pourrait supposer que les tensiomètres se trouvant au niveau de ces volumes d'eau immobile ne sont pas influencés par un drainage rapide. Cette hypothèse est cependant très improbable parce qu'aucun tensiomètre n'a réagi aux fortes pluies du mois de décembre, quels que soient la répétition (3 capteurs), la profondeur (7 profondeurs) et le traitement (2 placettes).

La surestimation du stock pourrait aussi correspondre à une sous-estimation de l'évaporation. Cependant les flux d'évaporation calculés (< 0.5 mm/j) sont proches de ceux donnés par les stations météorologiques à la même période.

Nous pensons plutôt que l'écart est lié à une sous-estimation du drainage qui pourrait résulter du fait que le modèle ne tient compte ni d'écoulements préférentiels, ni

d'écoulements rapides liés à la présence d'eau immobile dans le sol. Le mois de décembre s'est avéré particulièrement pluvieux (164 mm), avec un événement pluvieux exceptionnel de 45 mm survenu au jour 355 (21/12/93). A cette date, le sol se trouvait à une humidité de $0.33 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, uniforme sur tout le profil. Le **tableau 39** montre le bilan hydrique calculé à partir des mesures de stock d'eau et celui simulé entre le jour 340 et le jour 371 (du 6/12/93 au 6/01/94). Les observations correspondent aux profils de teneurs en eau obtenus sur la zone de carottage. Le modèle simule un drainage de 116 mm pour cette période au lieu de 158 mm de drainage « observé ». La variation de stock simulée est supérieure à 70 mm, alors qu'elle n'est que de 30 mm d'après les mesures. Le modèle surestime donc effectivement les stock d'eau d'environ 40 mm.

Bilan hydrique de 0-150 cm et entre les jours 340 et 371		
	<i>mesuré</i>	<i>simulé</i>
<i>stock d'eau jour 340</i>	493	492
<i>stock d'eau jour 371</i>	523	564
Δ <i>stock (mm)</i>	30	72
<i>Pluie (mm)</i>	203	203
<i>Evaporation (mm)</i>	-15	-15
<i>Drainage (mm)</i>	-158	-117

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.

♦ *Analyse des écarts en phase estivale*

En ce qui concerne la phase estivale, il existe une différence notable entre les stocks issus des mesures tensiométriques et neutroniques et ceux provenant des mesures gravimétriques. Les écarts sur les différents stocks peuvent résulter des mesures elles-mêmes, ou du mode de calcul du stock d'eau.

Une mauvaise détermination de la courbe de rétention $\psi(\theta)$ peut entraîner des erreurs sur le stock calculé à partir des potentiels. Pour ce stock (figure 63) comme pour celui obtenu à l'aide des mesures neutroniques (figure 63 x), le calcul peut s'avérer erroné du fait d'une mauvaise estimation du volume de mesure et d'une mauvaise discrétisation du profil de teneur en eau ou de potentiel.

Il n'en est pas de même pour les stocks calculés à partir des mesures gravimétriques (figure 63 o et +) qui ne devraient pas présenter de biais. Rappelons cependant que les mesures réalisées sur les placettes et sur la zone de carottage ne sont pas strictement comparables. Les prélèvements réalisés au niveau de la zone de carottage ne correspondent pas à la même échelle de mesure que ceux effectués au niveau des placettes pour l'étalonnage de la sonde à neutrons. Les prélèvements sur les placettes ont été effectués sur une seule verticale de sol et par couche de 10 cm. Les mesures réalisées dans la zone de carottage correspondent à une moyenne de 8 forages, prélevés sur une bande de 1.20 m de large, et concernent des couches de 30 cm.

Cette analyse révèle que l'évaluation de la restitution du stock d'eau par le modèle peut se trouver limitée par les mesures et la variabilité spatiale des teneurs en eau. L'analyse des résultats couche par couche s'avère indispensable.

2.1.2. Restitution des potentiels matriciels

Dans la **figure 64** présente l'évolution des potentiels matriciels simulés et observés sur toute la période de mesure à chaque profondeur de tensiomètre pour le sol sans paille. Un résultat similaire est obtenu pour le sol avec paille. En premier lieu, les écarts discutés précédemment se retrouvent pour chaque profondeur. Ces écarts ne se traduisent cependant pas de la même manière pour toutes les profondeurs. La différence observée pendant la période hivernale n'apparaît pas à 20 cm, alors qu'elle est constante et de l'ordre d'une centaine de cm d'eau (soit 10 kPa) de 40 à 125 cm de profondeur. L'écart constaté en phase évaporatoire est au contraire plus important en surface qu'en profondeur.

2.1.2.a. Analyse des écarts en période de drainage

En période hivernale, le modèle sous-estime le potentiel de 7 kPa en moyenne entre 40 et 125 cm.

◆ *Hypothèse des écoulements préférentiels*

La couche 40-125 cm correspond aux horizons pédologiques intermédiaires Bt et Bt/C caractérisés par une structure prismatique marquée. Cette observation renforce l'hypothèse d'écoulements préférentiels de l'eau, qui entraîneraient un plus fort drainage hivernal que ce qui est prévu par le modèle.

◆ *Hypothèse de phénomènes d'hystérésis*

L'existence de phénomènes d'hystérésis peut être invoquée pour expliquer les écarts survenus au mois de décembre. Les paramètres hydrodynamiques ont tous été déterminés à partir de mesures effectuées en phase de désorption (expérience de Wind, expérience de drainage interne). La période au cours de laquelle les potentiels simulés sont supérieurs aux potentiels observés correspond à une phase de sorption. Nous pouvons donc envisager que les paramètres hydrodynamiques, notamment ceux de la courbe $\psi(\theta)$, puissent être erronés à cette période. Un phénomène d'hystérésis conduirait à une surestimation du potentiel pour une même teneur en eau. Si cette hypothèse se vérifiait, on devrait observer des écarts de potentiel hydrique mais probablement peu d'écarts de teneur en eau. Nous verrons par la suite que ce n'est pas le cas, et que le modèle surestime également les teneurs en eau en période de drainage (cf. 2.1.3.b)

◆ *Hypothèse d'une surestimation de l'évaporation*

Si nous supposons que l'évaporation est bien simulée pour le reste de la période et que le coefficient h_1 est constant (rugosité aérodynamique z_0 invariante au cours du temps), cette dernière hypothèse d'une surestimation de l'évaporation ramène le problème à une surestimation de la pression partielle de vapeur d'eau à la surface du sol. Le flux de chaleur latente est en effet directement proportionnel au gradient de pression de vapeur d'eau entre la surface et le niveau de référence dans l'air. Or la pression de vapeur de l'air à ce niveau de référence est mesurée et nous avons vu que les valeurs expérimentales obtenues peuvent difficilement être remises en cause (cf. annexe III). Une mauvaise simulation de la pression de vapeur d'eau en surface peut correspondre à une surestimation de la teneur en eau de surface ou à une sous-estimation de la température de surface. Cette hypothèse sera testée dans les chapitres suivants (analyse du régime thermique cf. 2.2.1.c).

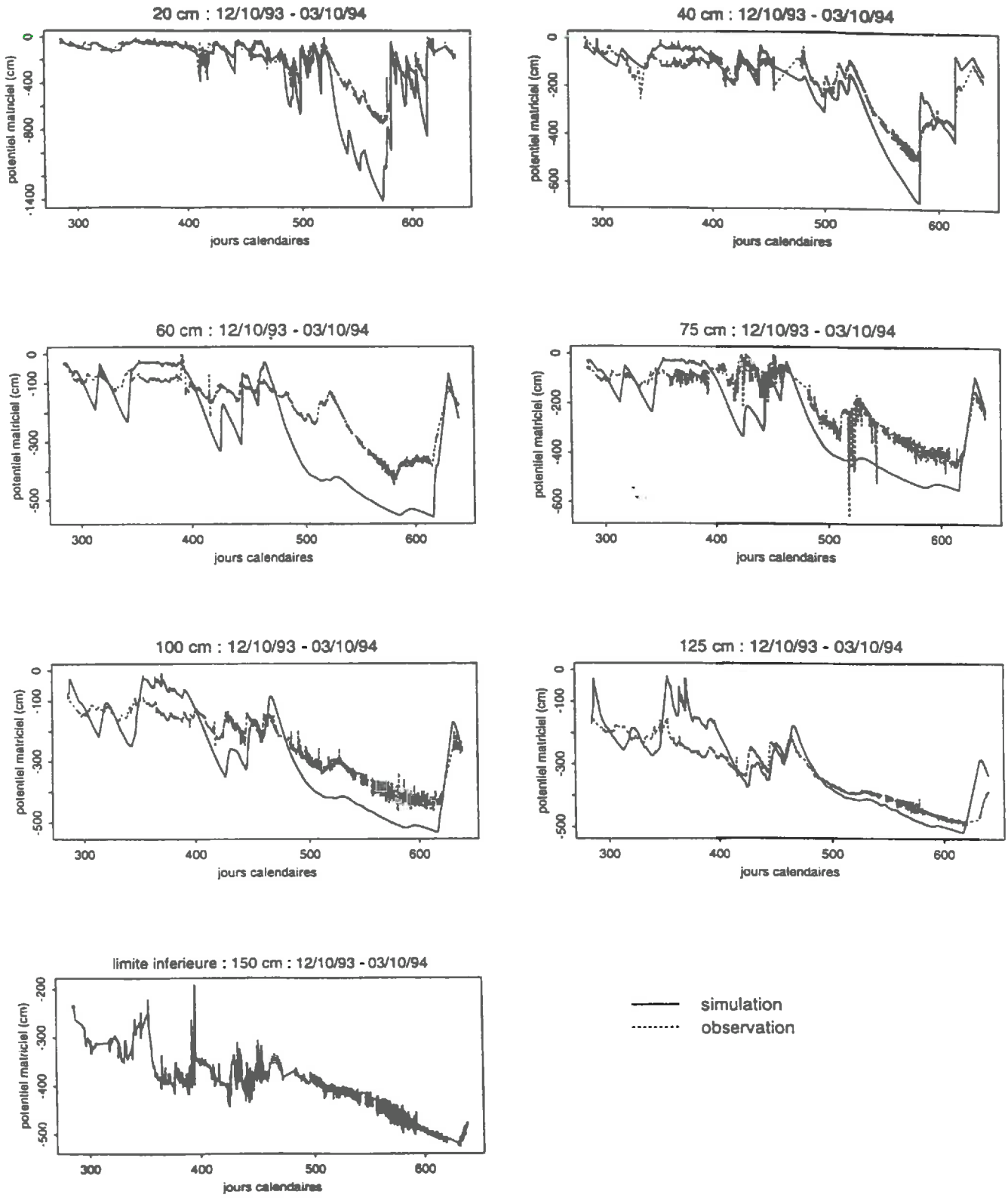


figure 64 : Evolution des potentiels matriciels simulés et observés (sol sans paille).

1.1.1.a. Analyse des écarts en phase d'évaporation

Pendant la période estivale à forte évaporation, l'écart entre potentiels simulés et observés est plus accentué en surface qu'en profondeur : $\Delta\psi \approx 60$ kPa à 20 cm, 15 kPa à 40 cm, 20 kPa à 60 cm; 12.5 kPa à 75 cm, 10 kPa à 100 cm, 2 kPa à 125 cm (**figure 64**). Cette mauvaise restitution des flux d'eau en période estivale correspond donc à une surévaluation des remontées capillaires.

Nous pouvons penser en premier lieu que cet écart peut résulter d'un « effet mulch » à la surface du sol pendant la phase évaporatoire, non pris en compte par le modèle (il n'y a pas eu de caractérisation spécifique de cette couche). Le modèle surestimerait l'évaporation du fait qu'il ne considère pas la présence d'une croûte plus sèche en surface ayant une moindre conductivité hydrodynamique.

◆ Hypothèse d'une surestimation de la conductivité de surface

Si l'on admet la possibilité d'une surestimation de la conductivité de surface, l'hypothèse d'invariance des paramètres hydrodynamiques au cours du temps est alors remise en question. Le modèle ne tient pas compte en effet de l'évolution de l'état de la surface du sol. Il ne considère ni l'apparition de la croûte de battance, ni l'effet mulch éventuel induit par le dessèchement rapide de cette croûte. Les paramètres hydrodynamiques de chaque couche sont supposés invariants sur toute la période de simulation.

La couche 0-28 cm est celle pour laquelle les paramètres hydrodynamiques sont déterminés avec le moins de précision. La conductivité hydrodynamique $K(\theta)$ de cet horizon a été obtenue uniquement à partir de l'expérience de Wind. Elle est assez imprécise (les 4 répétitions ont donné des résultats différents) et a été calculée dans une gamme de teneur en eau restreinte : 0.28 à 0.34 m^3m^{-3} . Si la courbe $K(\theta)$ a été vérifiée grâce à l'infiltrométrie pour des teneurs en eau proches de la saturation, elle n'a pas pu être contrôlée pour des humidités volumiques inférieures à 28%. Il est normal qu'un mauvais calage apparaisse plutôt en période estivale. Enfin, les paramètres hydrodynamiques de la couche 0-28 cm ont été déterminés sur des échantillons prélevés entre 15 et 22.5 cm. L'hypothèse d'homogénéité de cette couche peut être remise en cause.

Les conséquences sur les simulations ne sont pas évidentes à évaluer. En effet, si le fait de surestimer la conductivité du premier horizon contribue à simuler plus de remontées capillaires, la surestimation du potentiel hydrique en surface devrait avoir un effet opposé puisqu'elle entraîne une diminution du gradient de potentiel du premier horizon et par suite une diminution des transferts d'eau vers la surface. La résultante de ces deux mécanismes peut se traduire par une mauvaise restitution de la répartition de l'eau dans le premier horizon, sans que l'évaporation simulée soit affectée pour autant. Par contre, dans la mesure où les conductivités des horizons inférieurs ne sont pas limitantes, une sous-estimation du drainage pourrait en résulter.

1.1.2. Restitution des teneurs en eau

1.1.2.a. Teneurs en eau calculées à partir des mesures de potentiel

Les **figures 65** et **66** présentent l'évolution des teneurs en eau simulées et celles recalculées à partir des mesures de potentiel *via* la relation $\psi(\theta)$ considérées dans le modèle, pour le sol sans paille. Ces figures concernent respectivement la période hivernale et la période estivale, c'est à dire les périodes pour lesquelles les écarts entre potentiel simulé et observé sont les plus importants.

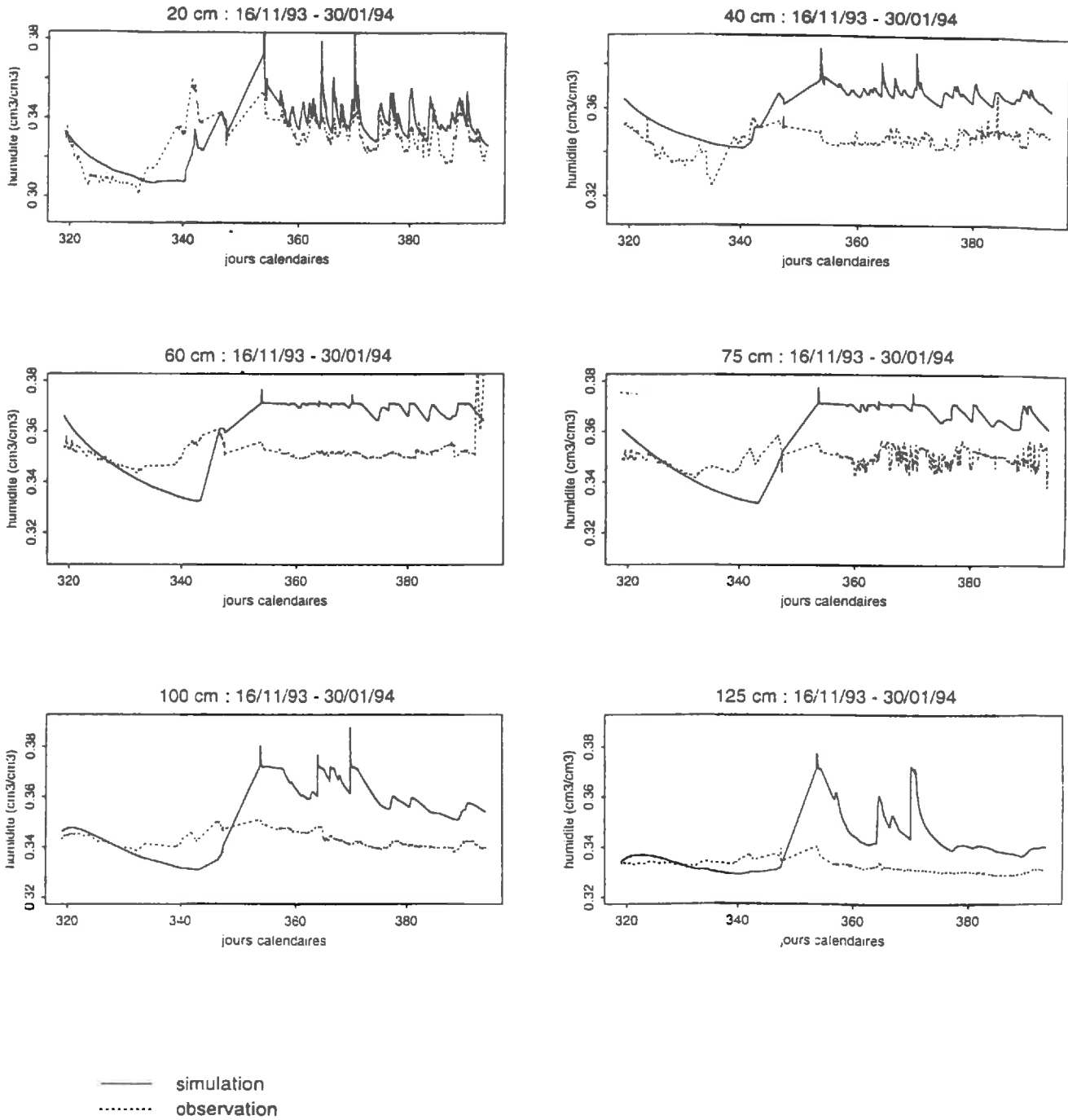


figure 65 : Evolution en période hivernale des teneurs en eau simulées et calculées à partir des mesures de potentiel, via la relation $\psi(\theta)$ (sol sans paille).

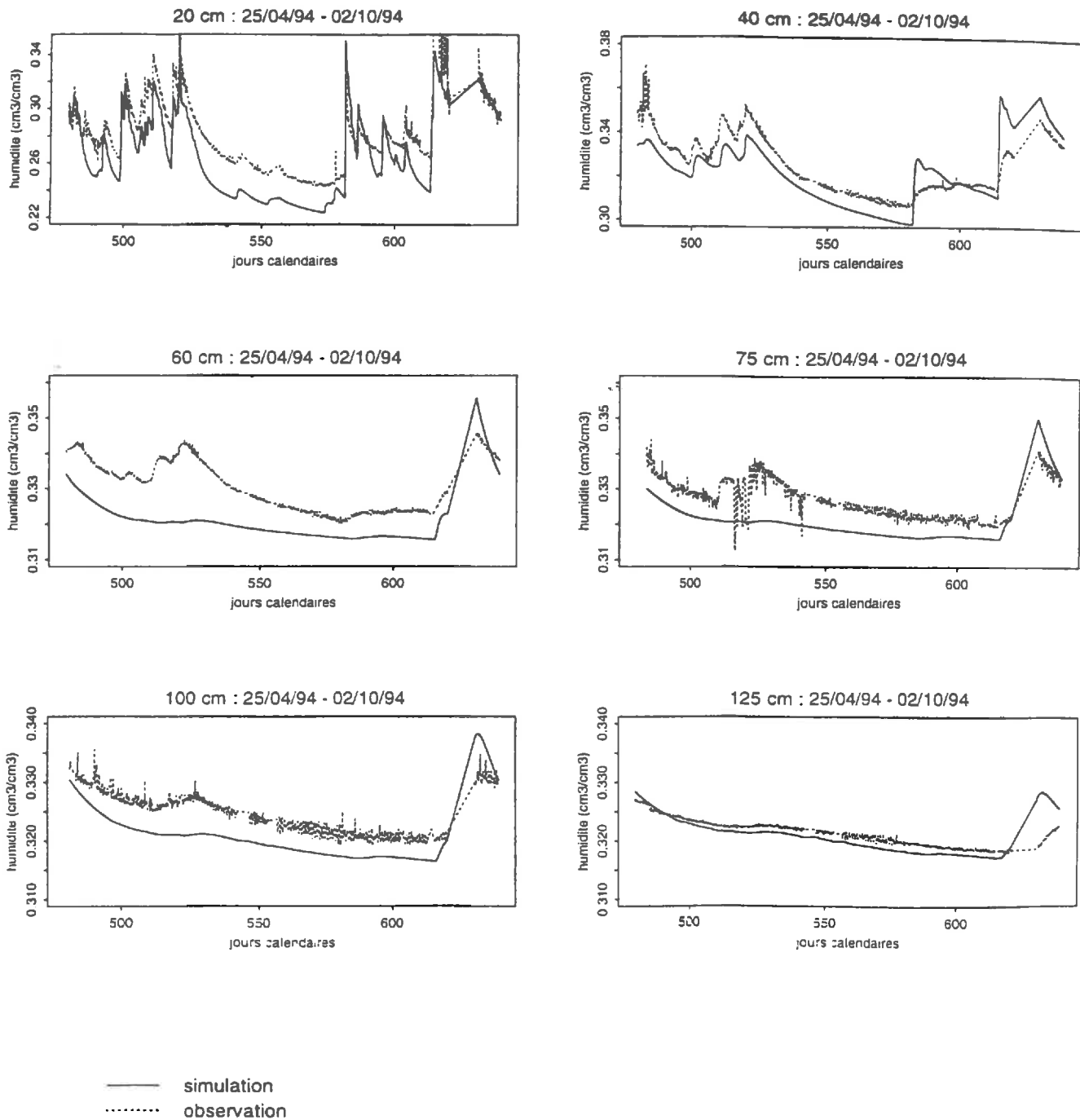


figure 66: Evolution en période estivale des teneurs en eau simulées et calculées à partir des mesures de potentiel, via la relation $\psi(\theta)$ (sol sans paille).

Des résultats similaires sont obtenus pour le sol avec paille. Les **figures 65 et 66** montrent que les écarts de potentiels observés correspondent à de faibles écarts de teneur en eau. Les écarts absolus sont très souvent inférieurs à 2% ($0.02 \text{ m}^3/\text{m}^3$) comme le montre la **figure 67**.



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) :

- (A) teneur en eau calculée à partir du potentiel matriciel mesuré à 20 cm
- (B) teneur en eau mesurée dans la zone des carottages entre 0 et 30 cm.

2.1.3.b. Teneurs en eau « moyennes » (par couche de 30 cm)

La figure 68 présente la comparaison des simulations et des observations de teneurs en eau moyennes couche par couche, pour le sol sans paille. Les valeurs maximales et minimales observées sont également représentées sur cette figure. Nous remarquons tout d'abord que l'écart constaté au mois de décembre pour le stock d'eau total se retrouve ici sur les stocks entre 30 et 90 cm, au niveau des horizons intermédiaires à structure prismatique. Aucun écart de teneur en eau n'apparaît dans l'horizon de surface (0-30 cm), alors qu'il existe un écart au niveau des potentiels matriciels dans cet horizon (correspondant à un écart de $0.04 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ d'humidité volumique à 20 cm).

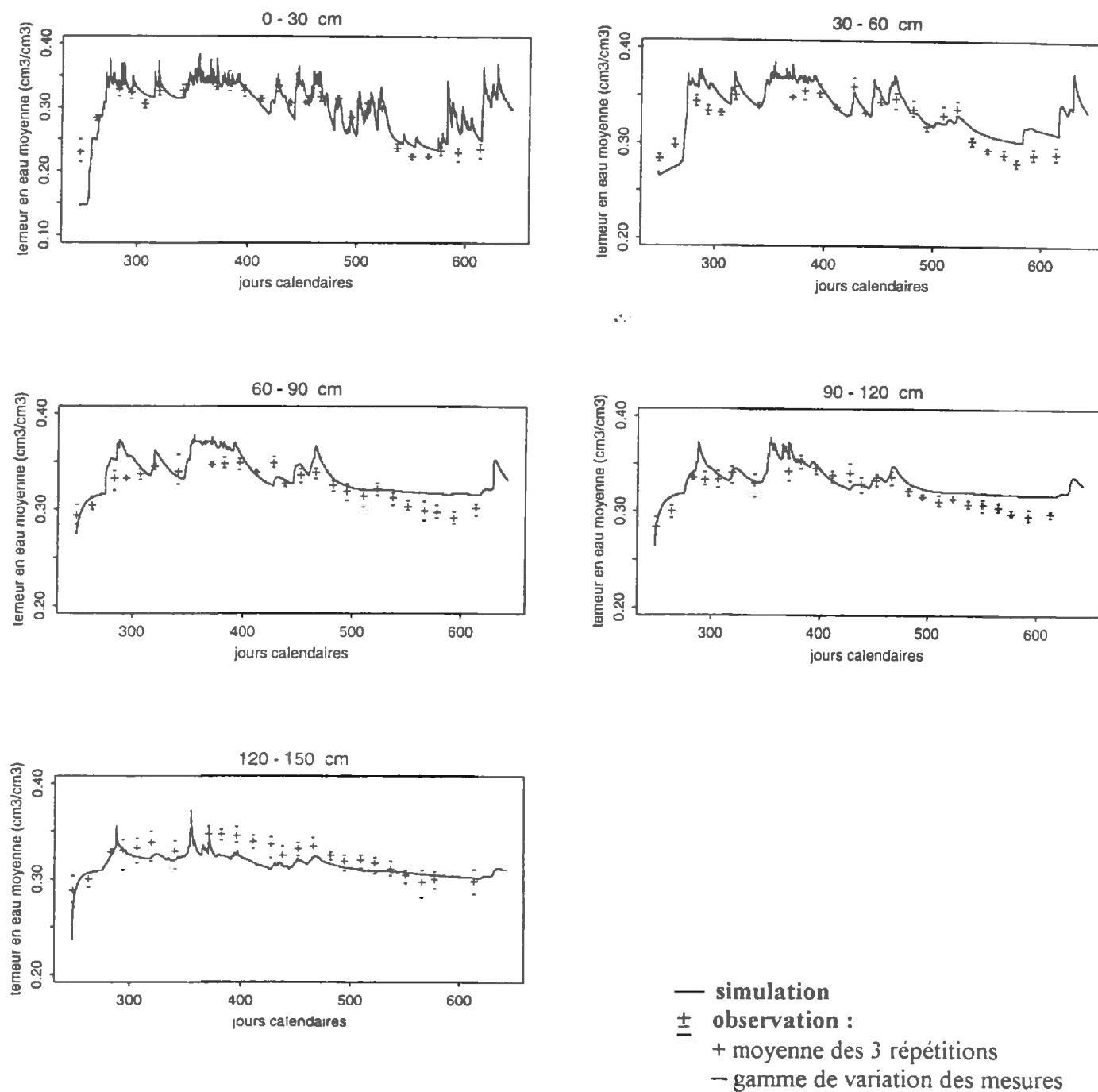
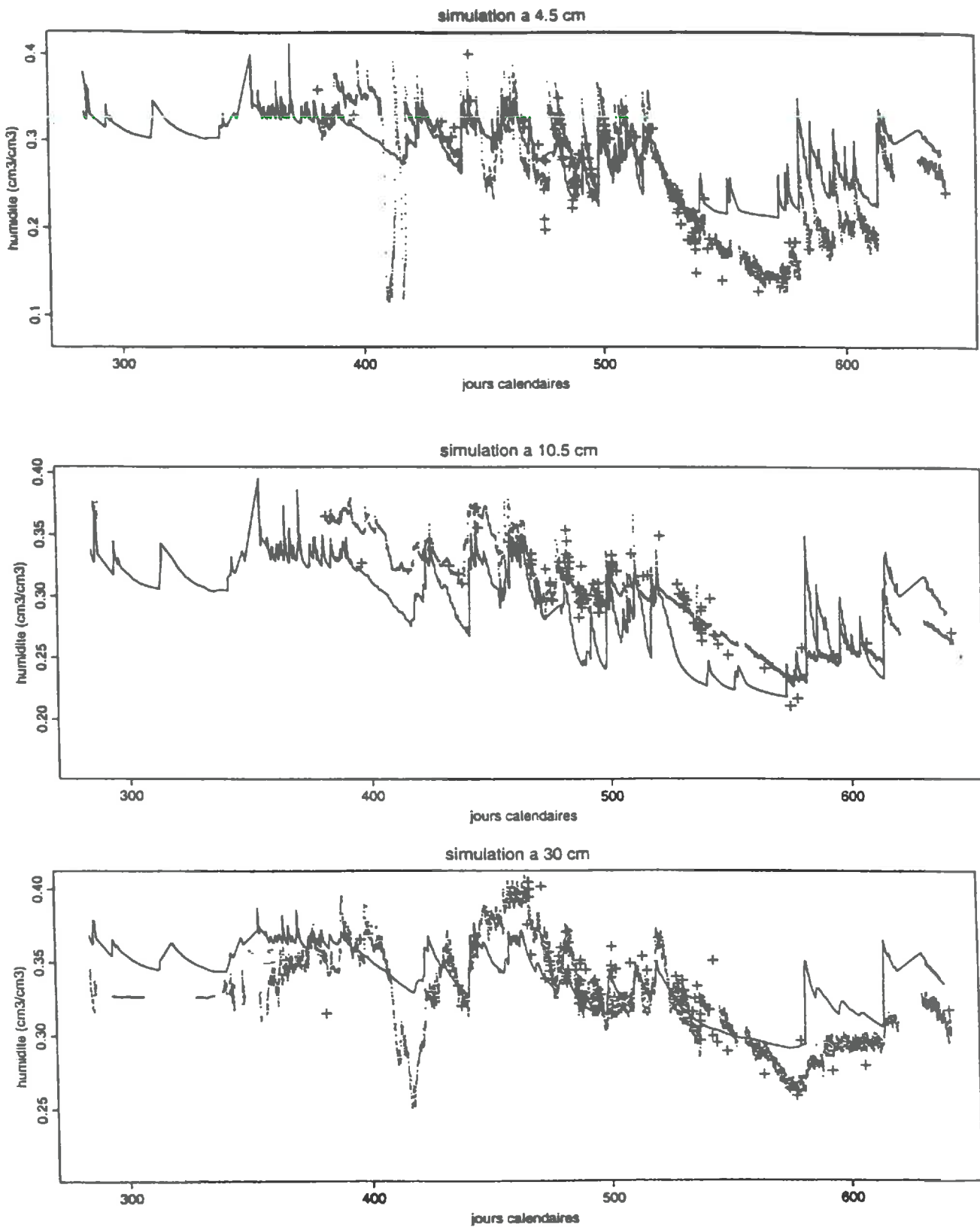


figure 68 : Evolution des teneurs en eau mesurées par couches de 30 cm dans la zone des carottages et celle simulée pour les mêmes couches :



— simulation sondes capacitives
 + mesures gravimétriques utilisées pour l'étalonnage des sondes

figure 69 : Evolution des teneurs en eau de surface simulées et mesurées à l'aide des sondes capacitives

Nous remarquons en second lieu que le modèle surestime les teneurs en eau moyennes à partir du jour 480, notamment entre 60 et 140 cm, pour le sol sans paille (**figure 68**) comme pour le sol avec paille. La différence entre les humidités volumiques mesurées et celles simulées à cette période atteint au maximum 5% pour le sol avec paille. C'est un écart significatif compte tenu de la variabilité observée entre répétitions ($\approx 1\%$). Cette différence explique probablement l'origine des écarts rencontrés entre les stocks d'eau calculés avec les potentiels et ceux obtenus à partir des mesures de teneur en eau moyenne en période estivale. A cette période en effet, le modèle surestime les teneurs en eau moyennes mesurées par carottages, alors qu'il sous-estime celles déduites des mesures de potentiel. Dans les deux cas les écarts de teneur en eau sont du même ordre de grandeur (**figure 67-2**). Le biais du modèle est équivalent ($MAE \approx 0.02$) et la corrélation entre simulations et observations est correcte ($r^2 > 0.75$ et EF entre 0.54 et 0.71) (**tableau 40**).

<i>bloc</i>	<i>mesure</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>N</i>	$\sigma_{\text{résiduel}}$	r^2	<i>M</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	$\frac{RMSE}{MAE}$	<i>EF</i>
<i>sans paille</i>	(1)	1.118	-0.042	7004	0.0172	0.795	0.007	0.015	0.019	1.27	0.615
	(2)	1.038	-0.009	25	0.0240	0.767	-0.002	0.017	0.024	1.41	0.666
<i>avec paille</i>	(1)	1.045	-0.030	6175	0.0139	0.855	0.017	0.018	0.022	1.22	0.543
	(2)	0.962	-0.008	25	0.0156	0.891	0.019	0.020	0.024	1.20	0.713

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 :
 (1)-teneur en eau calculée à partir du potentiel hydrique mesuré à 20 cm au niveau des placettes.
 (2)-teneur en eau mesurée sur 0-30 cm dans la zone des carottages.

Ce constat pose à nouveau le problème de la précision et de la représentativité des mesures disponibles pour valider ce type de modèle de transfert d'eau.

2.1.3.c. Teneurs en eau mesurées par les sondes capacitives

La comparaison des simulations avec les teneurs en eau mesurées en surface à l'aide des sondes capacitives (**figure 69** pour le sol sans paille) permet de mieux comprendre les écarts observés en période estivale. Les figures présentent à la fois les simulations, les observations de teneur en eau calculées à partir des mesures capacitives, et les teneurs en eau gravimétriques utilisées pour l'étalonnage des sondes capacitives.

Le modèle simule une diminution rapide de la teneur en eau entre le jour 515 et 530, puis simule une teneur en eau pratiquement constante jusqu'à la reprise des pluies au jour 580. Les mesures obtenues avec les sondes capacitives nous indiquent que la teneur en eau diminue graduellement du jour 515 au jour 580. A la profondeur -10.5 cm, cette diminution est toujours graduelle et continue ; mais la diminution simulée par le modèle est plus forte.

A la profondeur -30 cm, le modèle sous-estime la teneur en eau du jour 515 au jour 550 et la surestime par la suite.

Il apparaît en fait que le modèle simule un dessèchement rapide du sol au début de la phase évaporatoire, mais que ce dessèchement concerne des profondeurs plus importantes que ce que l'on observe en réalité. Le fait que la teneur en eau simulée se stabilise après le jour 530 alors qu'elle continue à diminuer en réalité témoigne du fait que le modèle surestime les remontées capillaires. Cela résulte du fait que le modèle ne prend pas en compte une couche de surface située entre 0 et 5 cm, qui se dessèche rapidement et qui limiterait les flux d'eau vers la surface. Ce résultat est en accord avec celui obtenu relativement aux mesures de potentiel matriciel. Par rapport aux mesures capacitives, les écarts de teneurs en eau (simulées-observées) atteignent $0.10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ à 4.5 cm, $0.05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ à 10.5 cm et $0.025 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ à 30 cm.

Comparativement, les écarts de teneurs en eau constatés avec les mesures de potentiel à 20 cm (teneurs en eau déduites de la relation $\psi(\theta)$) sont de $0.03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ à cette même période.

En période hivernale, les teneurs en eau sont bien simulées, au contraire des potentiels. Il faut rappeler cependant que ces différentes mesures ne sont pas représentatives du même volume de sol, et que ce constat peut s'expliquer uniquement par le fait que les tensiomètres étaient légèrement désaturés à cette période. Il est difficile par conséquent de conclure sur un éventuel effet d'hystérésis.

Il faut par ailleurs rester prudent quant à l'interprétation des écarts observés avec la méthode capacitive. En effet, les teneurs en eau obtenues avec les sondes capacitives ne coïncident pas toujours avec celles mesurées par gravimétrie pour l'étalonnage de ces sondes (cf. annexe III).

2.1.3.d. Teneur en eau à la surface du sol

La **figure 70** présente la comparaison de la teneur en eau simulée au premier noeud de la grille de différences finies (à 0 cm) avec celle mesurée sur la couche 0-0.5 cm au cours de l'expérimentation, pour la période hivernale (a), printanière (b) et estivale (c). Toutes les répétitions des mesures de teneurs en eau sont présentées dans ces courbes.

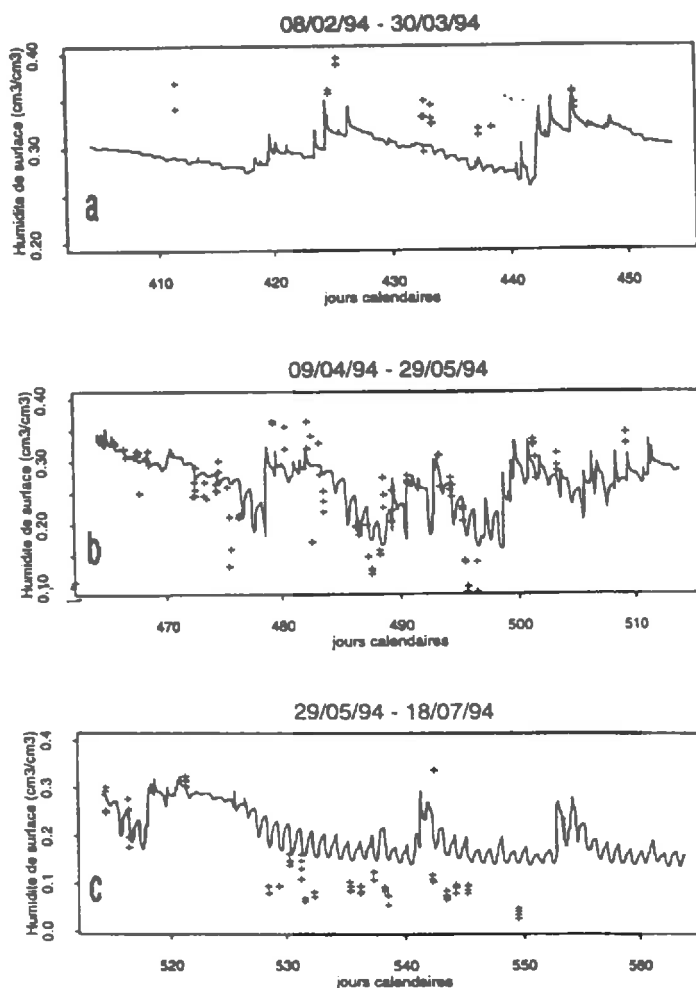


figure 70 : Restitution des teneurs en eau de surface (sol sans paille)

— simulation à 0 cm + mesures entre 0 et 0.5 cm

Nous pouvons noter la variabilité des mesures de teneur en eau de surface. Les écarts constatés ne s'expliquent pas complètement par le fait que les valeurs mesurées intègrent 0.5 cm, alors que la simulation correspond à la teneur en eau de surface. Il est en effet peu probable que le gradient de teneur en eau entre la surface et 0.5 cm atteigne $0.03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ en période hivernale. Si le gradient peut par contre être plus élevé en période estivale, la différence de profondeur ne peut cependant pas expliquer à elle seule les écarts de $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ constatés en été. Le profil hydrique présenté dans la **figure 71** (jour 571) montre en effet que le gradient de teneur en eau simulés entre 0 et 0.5 cm ne représentent pas $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ de teneur en eau, mais seulement $0.04 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. La surestimation de la teneur en eau de surface observée en période estivale, et la sous-estimation ne période hivernale sont donc effectives.

La comparaison des profils hydriques et des profils de potentiel mesurés et simulés au moment où les écart de teneurs en eau de surface sont important (**figures 71 et 72**) permet de confirmer que l'écart de teneur en eau observé pour les couches de surface correspond bien à une mauvaise restitution de la répartition de l'eau dans les premiers centimètres de sol.

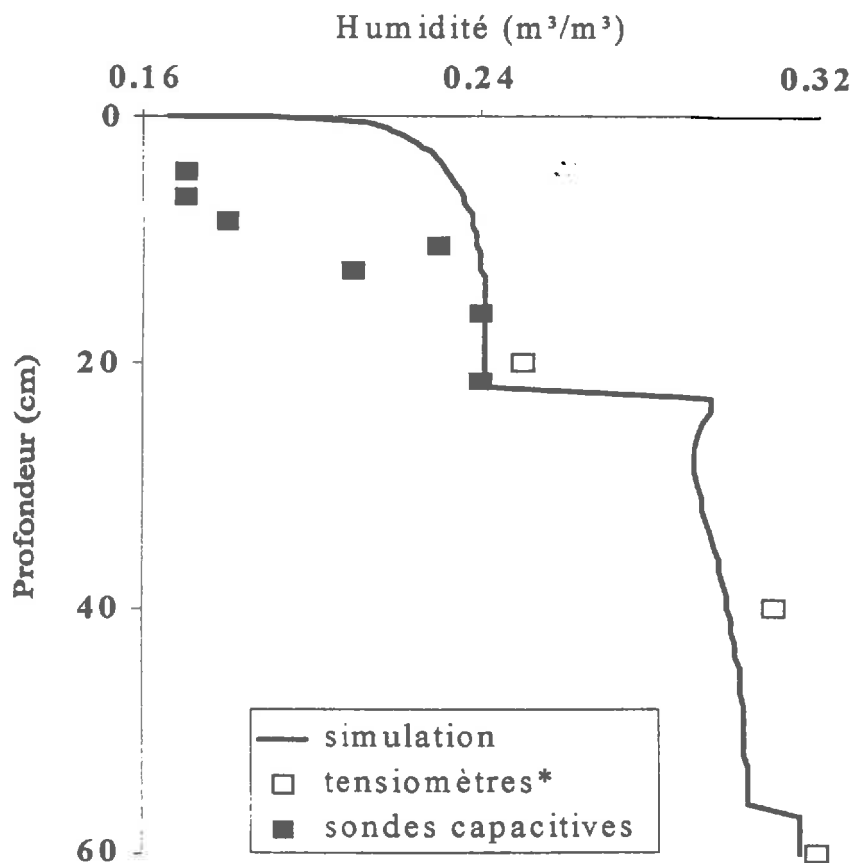


figure 71 Profil de teneurs en eau simulé et observée au jour 571 (25 juillet 1994).

* après transformation des mesures avec la relation $\psi(\theta)$

Il apparaît sur la **figure 72** que le plan de flux nul simulé se situe à plus de 120 cm au lieu de 70 cm pour celui observé au jour 571. Ce résultat corrobore l'hypothèse concernant l'effet mulch, émise à partir de la comparaison des potentiels simulés et observés. Le drainage de l'eau est probablement sous-estimé à cette période.

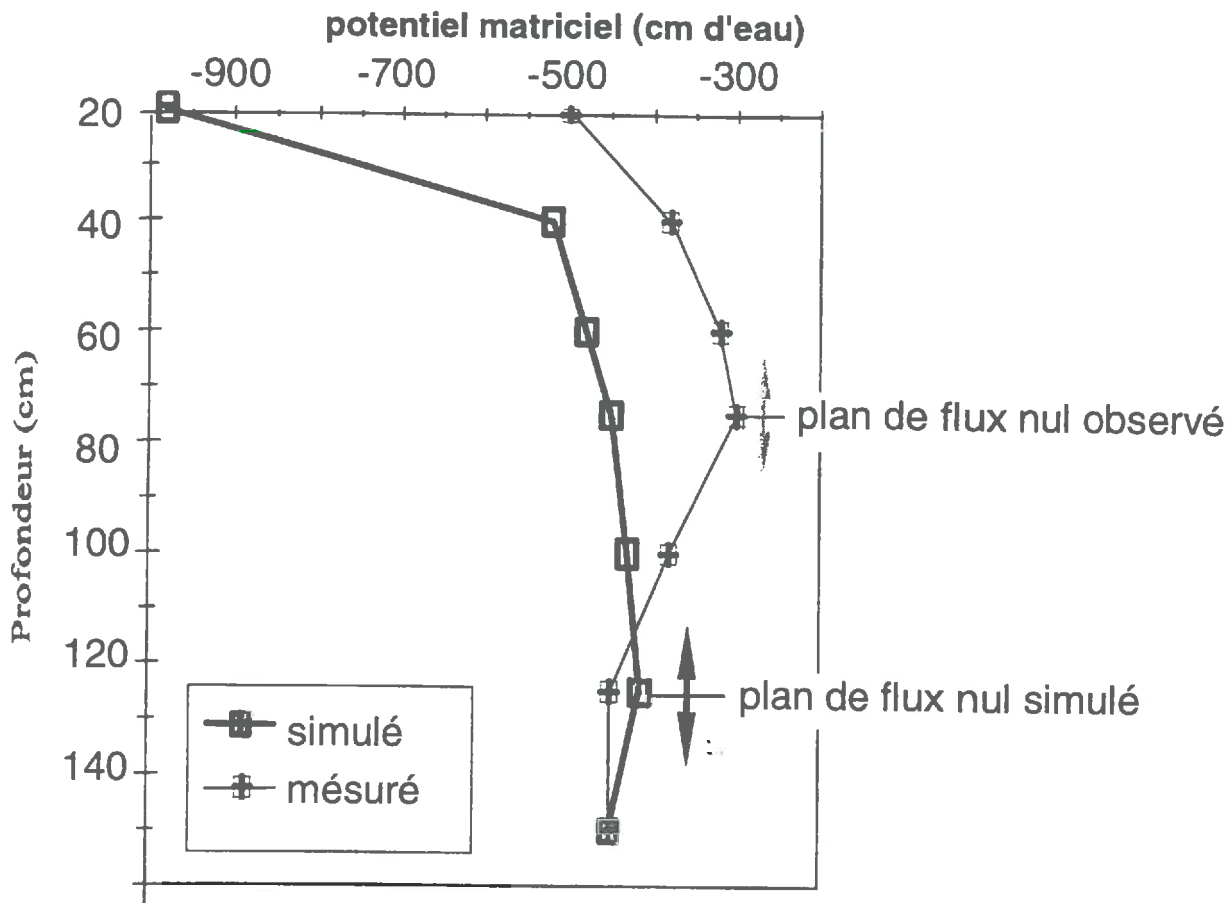


figure 72 : Profil de potentiel matriciel mesuré et simulé au jour 571 (sol sans paille).

Le modèle simule des variations de teneur en eau de surface qui paraissent plus amorties que les valeurs observées (figure 70 b & c). Par exemple, une pluie survenant après un épisode de dessèchement de la surface, telle que celle du jour 479 ou du jour 541, provoque une réhumectation de la surface plus importante que celle simulée par le modèle. Une courte phase d'évaporation entraîne par ailleurs un dessèchement plus rapide en réalité que ce que le modèle simule.

Ce comportement, l'écart systématique observé en période hivernale, et la mauvaise répartition de l'eau simulée en période d'évaporation s'expliquent très bien par le fait que la croûte de battance n'est pas prise en compte. Il apparaît nécessaire de mieux caractériser les paramètres hydrodynamique des 10 premiers centimètres de sol, et surtout de prendre en compte l'évolution des propriétés hydrodynamiques de la surface au cours du temps.

2.1.4. Conclusions sur le module de transfert d'eau

L'ensemble de ces résultats permet de conclure à une simulation généralement correcte des potentiels hydriques et des quantités d'eau par le modèle. Les écarts obtenus (observations-simulations) sont d'environ 2% de teneur en eau volumique. Il faut cependant relativiser ces écarts par rapport à la variabilité spatiale des mesures et à la précision intrinsèque des capteurs et de leur étalonnage : tensiomètres, sonde à neutrons et surtout sondes capacitives. Compte tenu de la précision des mesures (au mieux égale à 1%), il est difficile de conclure à des écarts significatifs entre teneurs en eau simulées et observées, à l'exception de quelques périodes.

L'extrapolation des courbes $K(\theta)$ et $\psi(\theta)$ à une large gamme de teneurs en eau constitue une limite du modèle couplé. Les écarts les plus importants relatifs aux transferts d'eau (en surface et en profondeur) apparaissent en effet pour les teneurs en eau les plus élevées ou pour les plus faibles. Cela correspond à deux périodes caractérisées par des gradients de potentiel matriciel importants à la limite supérieure : en régime de fortes pluies pour la période hivernale et en régime de forte évaporation pour la période estivale. Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer ces écarts :

1. la non homogénéité des propriétés hydrodynamiques de la couche labourée, pouvant être attribuée à la présence de la croûte de battance ; ceci pouvant probablement expliquer les écarts en été;
2. l'existence de processus que le modèle ne prend pas en compte (eg. phénomènes d'hystérésis et écoulements préférentiels d'eau). Ceci expliquerait les écarts en période hivernale.

En ce qui concerne les phénomènes d'hystérésis, nos mesures ne permettent pas conclure parce que les mesures de potentiel et de teneur en eau ne sont pas strictement comparables (volumes et zones de mesure). Les deux autres hypothèses seront discutées plus loin.

En effet :

- l'effet mulch ne peut se discuter qu'au vu de la restitution des températures;
- le diagnostic des écoulements préférentiels requiert l'analyse du transfert d'un traceur de l'eau ou d'un soluté conservatif.

Notons combien il est important de mesurer un grand nombre de variables pour évaluer le module de transfert d'eau qui est pourtant le plus indépendant des autres. Ceci est encore plus vrai a fortiori pour l'évaluation des autres modules du modèle couplé.

Enfin, nous pouvons d'ores et déjà calculer l'effet des écarts discutés lors de cette analyse sur la simulation des transformations biologiques. La différence maximale entre le potentiel simulé et le potentiel observé en surface se manifeste en période estivale. Le potentiel simulé à 20 cm est alors de -140 kPa et le potentiel observé de -80 kPa. Cette différence entraîne une sous-estimation maximale des vitesses de décomposition des matières organiques et de minéralisation du carbone de 8%.

2.2. Les transferts de chaleur dans le sol

2.2.1. Restitution des températures du sol

2.2.1.a. Analyse globale

Les figures 73 et 74 présentent les relations obtenues entre les températures simulées et les températures observées et leur évolution au cours du temps. Il s'agit des résultats obtenus dans le sol sans paille, pour les profondeurs 2.5, 6, 10.5, 27.5, 38 et 98 cm. Mais les résultats numériques présentés dans le tableau 40 montrent que des corrélations similaires sont obtenues pour le sol avec paille.

Les températures simulées en surface sont généralement en bon accord avec celles mesurées, pour toute la période expérimentale. Les coefficients r^2 et EF sont en effet supérieurs à 0.80 pour toutes les profondeurs et pour les deux traitements (tableau 41). Les écarts-types résiduels sont proches de 1.5°C. Les biais donnés par les valeurs de M sont généralement inférieurs à 1°C. En regardant ces évolutions plus en détail, nous constatons que les écarts entre simulations et observations sont variables en fonction de la profondeur et du temps.

<i>bloc</i>	<i>z (cm)</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>N</i>	$\sigma_{\text{résiduel}}$	r^2	<i>M</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	RMSE/MAE	<i>EF</i>
SP	2.5	0.980	0.862	9339	2.0606	0.932	-0.632	1.651	2.161	1.31	0.923
PA	2.0	0.953	1.804	8648	2.9877	0.866	-1.277	2.473	3.271	1.32	0.832
SP	6.0	0.999	0.756	9339	1.9109	0.935	-0.74	1.605	2.049	1.28	0.921
PA	5.0	0.975	1.522	8648	2.4454	0.897	-1.246	2.146	2.751	1.28	0.862
SP	9.2	0.997	0.941	9315	2.7189	0.871	-0.902	2.197	2.864	1.30	0.836
PA	9.5	0.991	0.940	8648	2.1891	0.912	-0.840	1.863	2.346	1.26	0.891
SP	12.5	0.998	0.556	9339	1.7493	0.939	-0.529	1.478	1.827	1.24	0.929
PA	12.0	0.982	1.075	8648	1.9808	0.924	-0.867	1.735	2.166	1.25	0.905
SP	19.0	0.991	0.511	9327	1.6243	0.942	-0.402	1.387	1.674	1.21	0.936
PA	17.5	0.966	1.302	8648	1.7467	0.936	-0.919	1.620	1.987	1.23	0.917
SP	28.5	0.999	0.383	9339	1.3805	0.954	-0.371	1.236	1.430	1.16	0.948
PA	27.5	0.991	0.894	8648	1.4436	0.951	-0.795	1.396	1.649	1.18	0.934
SP	38	0.968	2.286	4442	0.8029	0.974	-1.841	1.842	2.015	1.09	0.843
PA	38	0.968	2.254	4442	0.8120	0.974	-1.801	1.805	1.983	1.10	0.848
SP	59	0.966	1.888	4442	0.6546	0.981	-1.422	1.428	1.574	1.10	0.897
PA	59	0.963	1.896	4442	0.6607	0.981	-1.395	1.406	1.554	1.11	0.900
SP	98	1.013	0.924	5585	0.5938	0.988	-1.065	1.093	1.222	1.12	0.948
PA	98	1.013	0.924	5585	0.5938	0.988	-1.065	1.093	1.222	1.12	0.948

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)

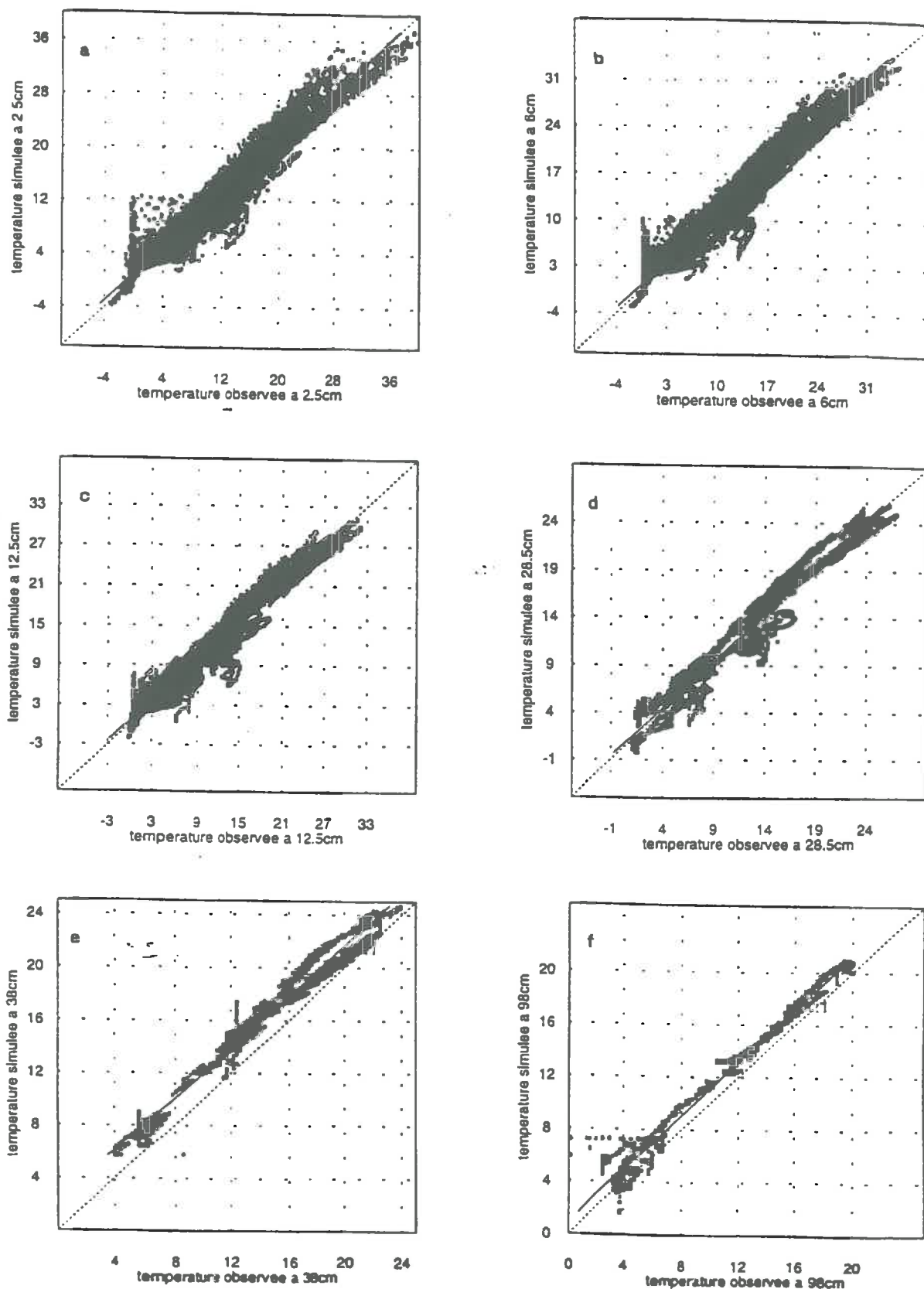


figure 73 : Régressions obtenues entre les températures simulées et celles mesurées à différentes profondeur (sol sans paille).

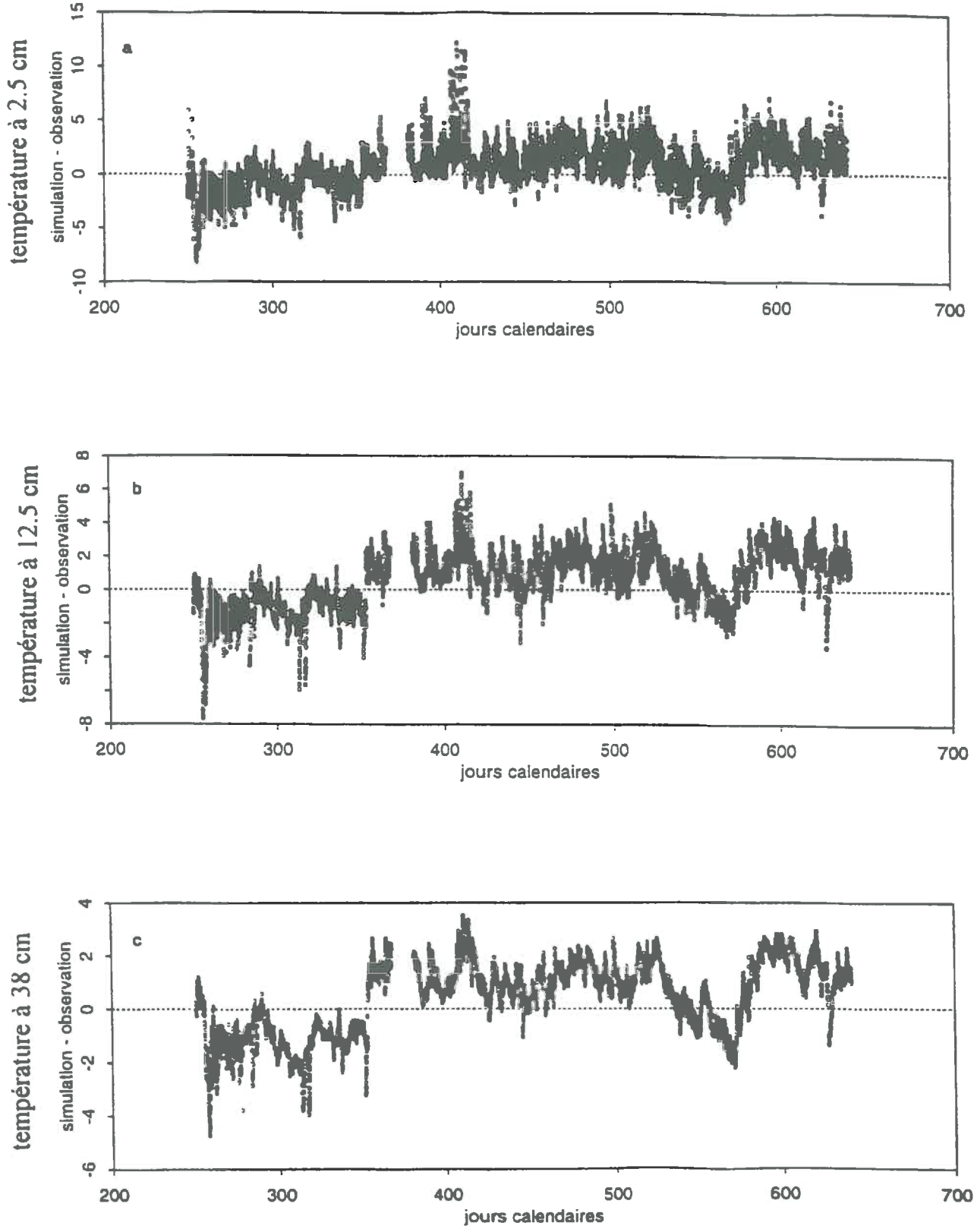


figure 74 : Evolution des écarts entre températures observées et simulées au cours du temps pour le sol sans paille (exprimé en °C)

2.2.1.b. Analyse en fonction de la profondeur

Les écarts entre températures simulées et mesurées sont plus importants en profondeur qu'en surface (figure 75).

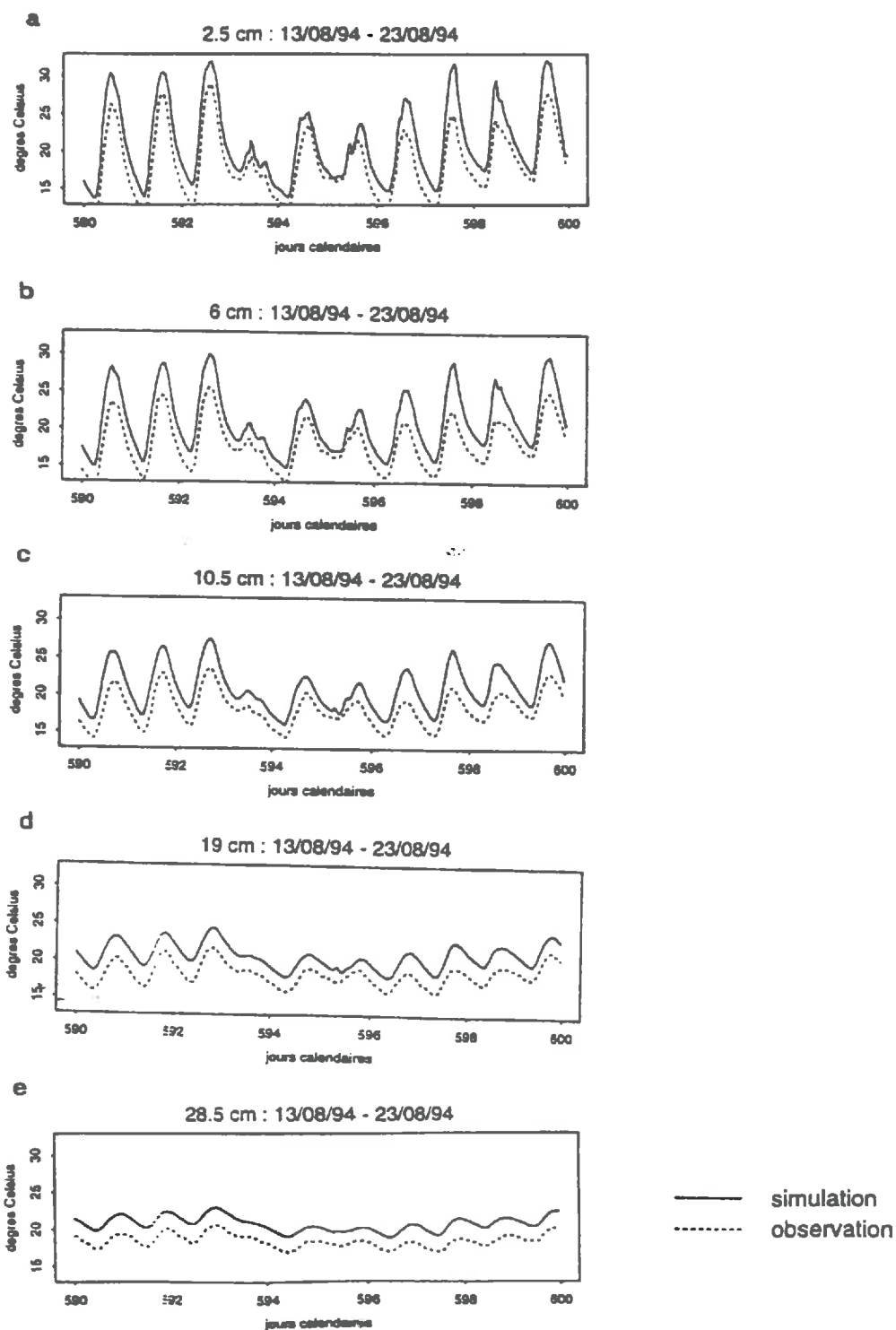


figure 75 : Evolution des températures simulées et observées à différentes profondeurs au mois d'août 1994 dans le sol sans paille.

Les températures simulées en dessous de 30 cm sont systématiquement supérieures de 1 à 2°C aux températures mesurées aux mêmes profondeurs. Les courbes d'évolution des résidus (simulations - observations) permettent de constater que les écarts sont également plus aléatoires pour les profondeurs supérieures à 30 cm que dans la couche labourée.

Une première explication de ces écarts pourrait résulter du fait que la température imposée à la limite inférieure (150 cm) a été la température mesurée en réalité à 128 cm. Le gradient de température observé au-delà de 60 cm a cependant été trop faible au cours de notre expérimentation pour expliquer de tels écarts.

Une deuxième hypothèse pourrait être une mauvaise estimation de la conductivité thermique $\lambda(\theta)$. La relation $\lambda(\theta)$ n'a été établie que sur les 30 premiers centimètres ; elle n'est peut-être pas extrapolable aux horizons situés entre 30 et 100 cm.

Enfin, les observations elles-mêmes pourraient être suspectées, tout au moins en ce qui concerne les mesures de températures effectuées au delà de 40 cm. En effet, les capteurs thermiques ont été implantés verticalement dans cette zone de sorte qu'ils intègrent la température sur une hauteur de 4 cm. De plus, ces capteurs étaient fixés sur une canne en bois verticale de diamètre assez conséquent, qui peut être à l'origine de perturbations du régime thermique au-dessus des capteurs. Avant de faire une analyse plus fine, on peut tout de suite noter que les écarts constatés en profondeur n'auront pas de grandes conséquences par rapport à notre objectif d'analyse du modèle couplé, puisque ce sont surtout les températures entre 0 et 30 cm qui déterminent l'activité biologique du système.

On remarque qu'il existe un léger déphasage de l'onde thermique journalière entre les simulations et les observations. L'onde thermique simulée est en retard d'environ 1 heure par rapport à celle observée. Ce déphasage s'est manifesté au mois d'août principalement. Il est à peu près identique à toutes les profondeurs. Le fait que ce déphasage ne soit pas amplifié avec la profondeur suggère qu'il ne s'agit pas d'un problème d'estimation de la conductivité thermique. Cela évoque plutôt un problème au niveau de la condition à la limite supérieure. Il peut s'agir d'un déphasage du flux de chaleur G simulé par rapport au flux de chaleur G réel. Une deuxième explication serait que le bilan radiatif est mal simulé, et que le modèle surestimerait le rayonnement net R_n en milieu de journée. Ces deux hypothèses seront testées par la suite.

2.2.1.c. Analyse au cours du temps

Pour les horizons de surface, il n'apparaît pas d'écart systématique de température mais des biais momentanés qui se traduisent par un rapport RMSE / MAE d'environ 1.30 (au lieu de 1.10 pour les horizons profonds) (figure 74). Le modèle a tendance à sous-estimer les températures de surface du jour 250 au jour 360 et les à surestimer à partir du jour 380 (15/01/94). Le **tableau 42** présente les résultats numériques de la comparaison simulations / observations pour ces deux périodes et pour les profondeurs 2.5 et 12 cm. Les valeurs de M et de MAE révèlent que le biais constaté est assez proche en valeur absolue, pour les deux périodes : 1°C et 1.5°C pour chacune des périodes.

z (cm)	période	a	b	N	$\sigma_{\text{résiduel}}$	r^2	M	MAE	$RMSE$	$RMSE/MAE$	EF
2.5	250-380	0.838	0.386	3119	1.4727	0.898	0.885	1.448	1.913	1.32	0.865
	450-640	0.901	3.089	3857	1.6867	0.917	-1.264	1.760	2.196	1.25	0.875
	250-640	0.980	0.862	9339	2.0606	0.932	-0.632	1.651	2.161	1.31	0.923
6.0	250-380	0.849	0.377	3119	1.4630	0.895	0.809	1.391	1.836	1.32	0.867
	450-640	0.920	2.931	3857	1.5449	0.910	-1.493	1.766	2.190	1.24	0.831
	250-640	0.999	0.756	9339	1.9109	0.935	-0.74	1.605	2.049	1.28	0.921
10.5	250-380	0.864	-0.014	3119	1.4593	0.891	1.147	1.528	1.970	1.29	0.834
	450-640	0.898	3.170	3857	1.3393	0.909	-1.349	1.610	1.960	1.22	0.827
	250-640	0.998	0.556	9339	1.7493	0.939	-0.529	1.478	1.827	1.24	0.929
28.5	250-380	0.942	-0.378	3119	1.2077	0.923	0.886	1.306	1.520	1.16	0.883
	450-640	0.838	3.769	3857	0.8651	0.936	-0.941	1.252	1.430	1.14	0.869
	250-640	0.999	0.383	9339	1.3805	0.954	-0.371	1.236	1.430	1.16	0.948

tableau 42 : Corrélacion entre les températures simulées et mesurées pour le sol sans paille et pour trois période différentes 250-380 = du 08/09/93 au 15/01/94 ; 450-640 = du 26/03/94 au 02/10/94 ; 250-640 = du 08/09/93 au 02/10/94.

◆ *Ecart de température en période hivernale*

L'étude de l'évolution des températures simulées et observées à 2.5 cm (**figure 76**) montre que les écarts observés en période hivernale sont tantôt positifs, tantôt négatifs, même si en moyenne le modèle a tendance à sous-estimer la température (**figure 76c**).

Les écarts les plus importants sont observés après les événements pluvieux (**figure 76a**). Ils se traduisent par une chute brutale de la température simulée pouvant atteindre 5°C. Une mauvaise estimation de la température de la pluie peut expliquer de tels écarts. Dans le modèle, la température de la pluie est supposée égale à celle de l'air T_a . Cette hypothèse n'est pas toujours exacte. Elle peut conduire tantôt à surestimer la température du sol (**figure 76e** : $T_a = 7.3^\circ\text{C} > T_s = 5.7^\circ\text{C}$), tantôt à la sous-estimer (**figure 76a** : $T_a = 13.9^\circ\text{C} < T_s = 14.3^\circ\text{C}$).

Au mois de décembre (**figure 76c**), le modèle peut sous-estimer la température de surface de plus de 1°C (jours 350 à 352) lorsqu'on se situe en phase d'augmentation de la température et après un événement pluvieux. Le modèle peut également surestimer la température dans le cas inverse, lorsqu'on est en phase de refroidissement et en régime de « ressuyage » (absence de pluie) : c'est le cas entre les jours 354 et 358 (**figure 76d**). Ces effets sont probablement liés à une mauvaise restitution de la répartition de l'eau dans l'horizon de surface.

Les périodes de gel de novembre 1993 (jours 323-324) et février 1994 (jours 415-418) sont assez mal restituées (**figure 77**). A ces deux périodes, le modèle ne simule des températures inférieures à zéro qu'au cours de la nuit. Il restitue les ondes thermiques le jour, plus qu'elles ne se propagent en réalité. En fait, le modèle continue à simuler des transferts d'eau et par conséquent des flux de chaleur convectifs. Il faut dire que le modèle n'est pas adapté pour les période de gel. il ne prend en compte ni les phénomènes associés à la formation de la glace, ni ceux liés à sa chaleur latente de fusion. De plus, les deux périodes de gel observées restent d'importance mineure dans notre jeu de données.

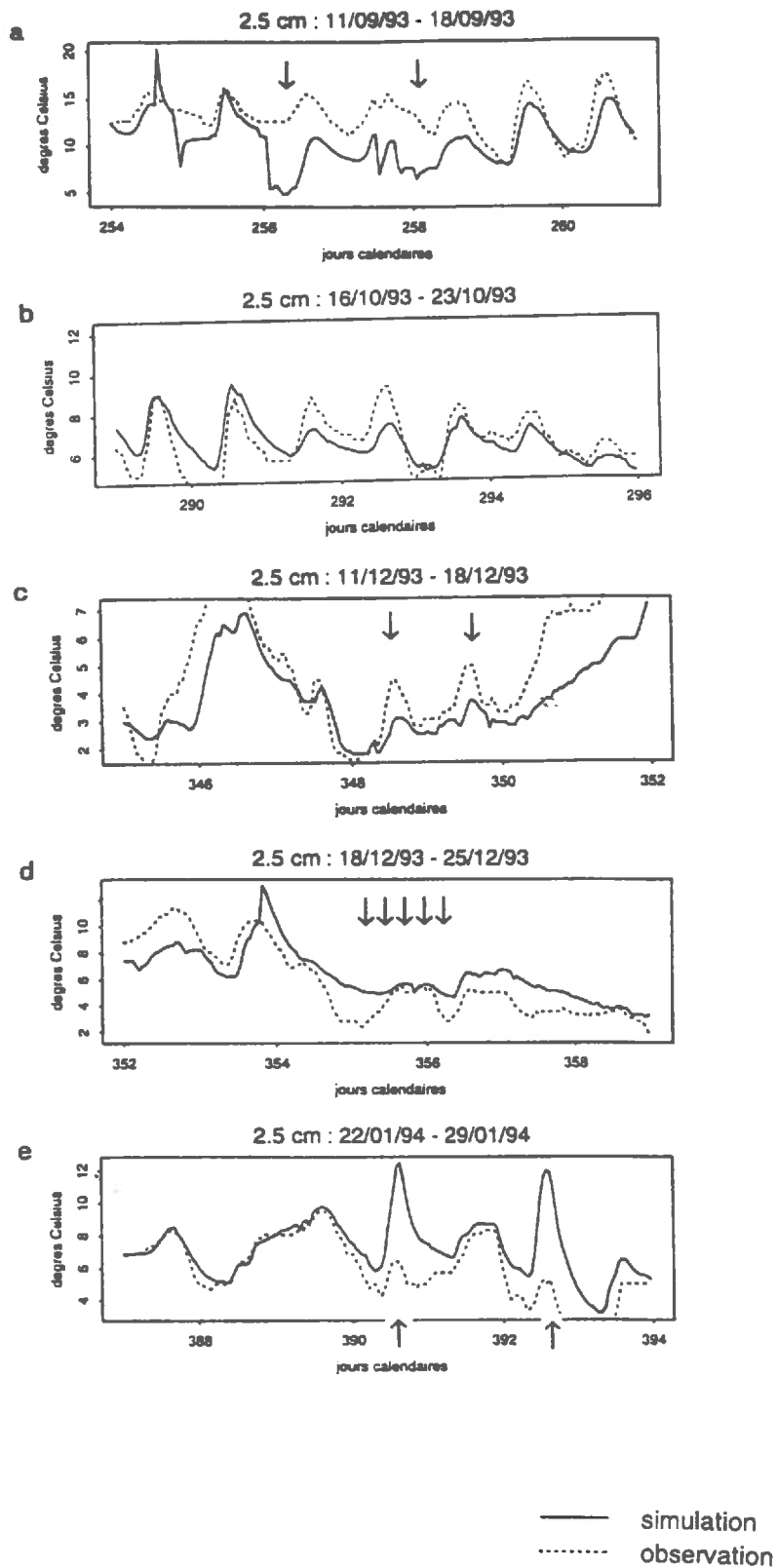


figure 76 : Evolution des températures simulées et observées à 2.5 cm dans le sol sans paille en période hivernale. ↓ indique les périodes pluvieuses.

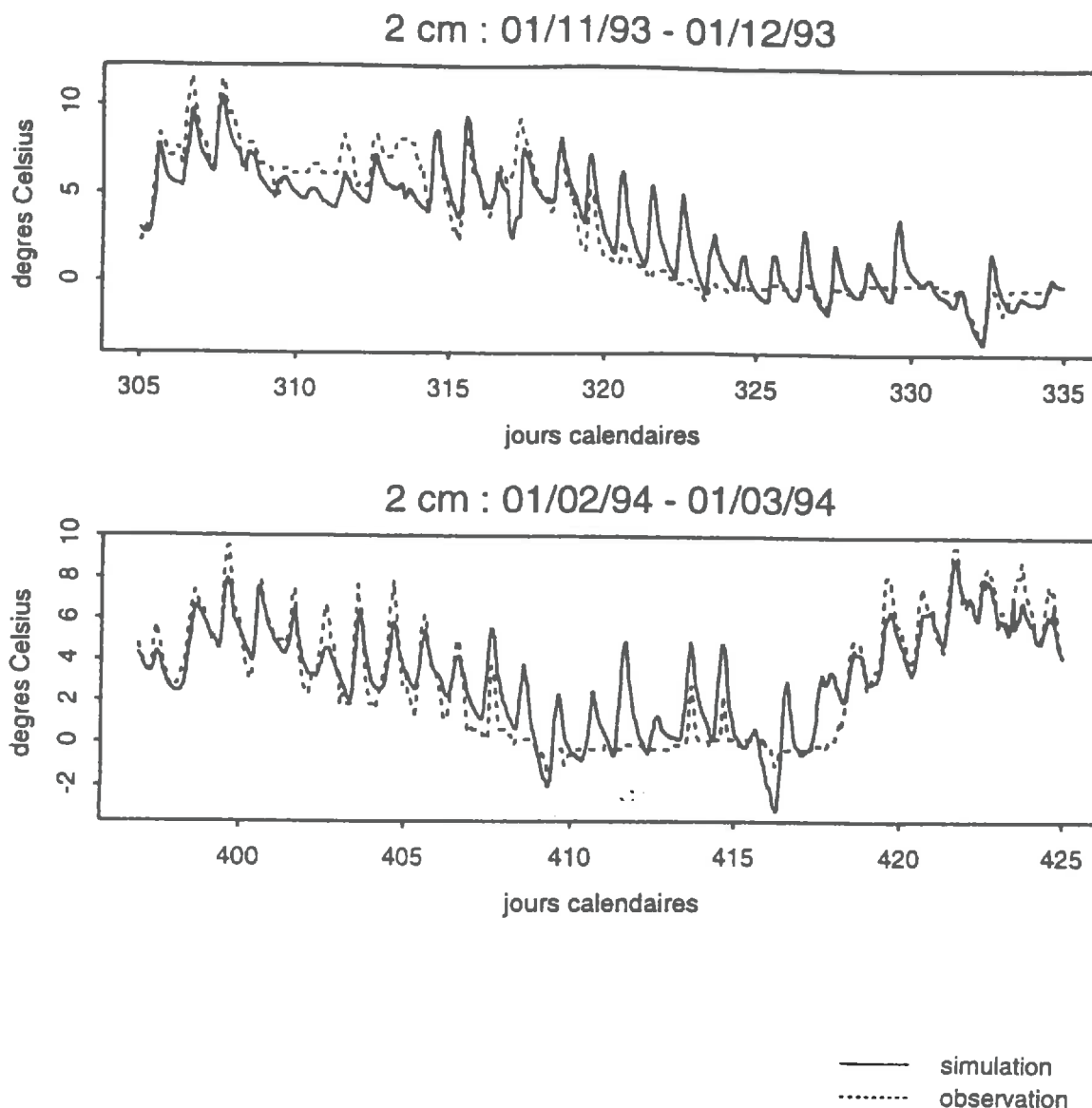


figure 77 : Evolution de la température simulée et observée à 2 cm sur le sol avec paille en période de gel.

◆ *Écarts de température en période estivale*

Les écarts mentionnés en période « estivale » apparaissent surtout en mai et août 1994 (**figure 78**). Ils se manifestent surtout en milieu de journée.

Le modèle restitue mieux les températures aux mois de juin et juillet, quel que soit le traitement et pour toutes les profondeurs. On note même une tendance à sous-estimer les températures maximales en juillet. Le mois de juillet est un mois sec, sans aucune pluie. L'humidité de surface ne varie que graduellement au fur et à mesure de l'évaporation au cours de ce mois. Les mois de mai et août correspondent au contraire à des périodes où se succèdent des phases de forte évaporation et des événements pluvieux. L'horizon de surface change rapidement de teneur en eau comme nous l'avons vu précédemment. La période de mai à août est également celle où le modèle restitue mal la répartition de l'eau dans le premier horizon. Les écarts de température constatés semblent donc plutôt liés à une mauvaise simulation des teneurs en eau.

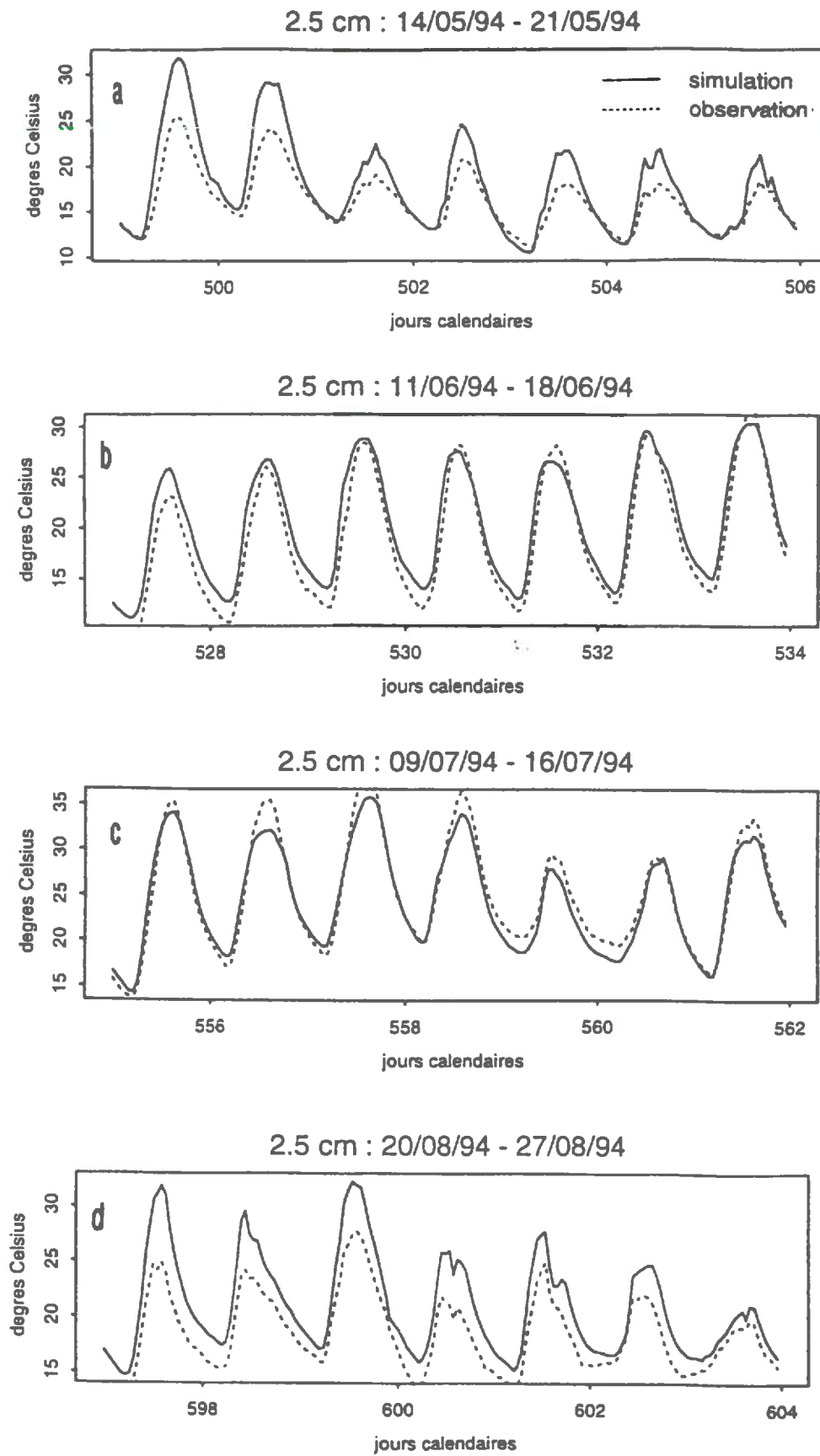


figure 78 : Evolution des températures simulées et observées à 2.5 cm dans le sol sans paille en période estivale.

Cependant, le fait que les écarts apparaissent moindres, voire inversés au mois de juillet, suggère qu'une autre source d'erreur vient compenser l'erreur commise sur la teneur en eau. Une surestimation de l'évaporation pourrait par exemple entraîner une sous-estimation de la température de surface. La confrontation des résultats de bilan radiatif d'une part (mesures de R_n) et de bilan d'énergie d'autre part (mesures de G) permettra de vérifier si l'évaporation se trouve effectivement surestimée.

2.2.2. Conclusions sur le module de transfert de chaleur

Le modèle restitue correctement les températures observées entre 2 et 30 cm sur les deux traitements, et pour toute la période de mesure. Les biais systématiques constatés sur la température en dessous de 30 cm peuvent résulter d'un problème métrologique et/ou d'une mauvaise estimation des conductivités thermiques $\lambda(\theta)$ en profondeur, celles-ci ayant été supposées identiques aux conductivités de surface.

Il semble cependant que les écarts entre températures observées et simulées sont plus liés à une mauvaise restitution des flux d'eau et du flux de chaleur en surface qu'à des problèmes de paramètres thermiques. Le fait qu'il n'existe pas d'amplification du déphasage des ondes thermiques avec la profondeur (de 0 à 30 cm), quels que soient le traitement et la période considérés, suggère en effet que la conductivité thermique est correctement ajustée.

Les différences entre les températures simulées et celles mesurées entre 2 et 30 cm sont positives, en moyenne de 0.6°C en surface et 1.2°C à -20 cm (cf. valeurs de M , MAE et RMSE). Entre le jour 240 et le jour 360, le modèle sous-estime les température d'au maximum 2°C ; entre les jours 450 et 640, il surestime la température d'au maximum 3°C . Il est possible de prévoir les implications de tels écarts sur la simulation des processus biologiques pour le sol sans paille : le modèle sous-estimerait d'abord la vitesse de décomposition de la matière organique humifiée de 25% puis surestimerait cette vitesse de 36%. Il s'agit cependant d'écarts maximums et temporaires. Les biais moyens donnés par les valeurs de M sont le plus souvent compris entre 0.3°C et 0.8°C entre 2 et 10 cm : ceci devrait engendrer des écarts de 3 à 9% sur les vitesses de biotransformations simulées.

2.3. Le bilan d'énergie à la surface

2.3.1. Restitution du bilan radiatif

La comparaison des premiers résultats de simulation du rayonnement net avec les mesures fait apparaître un écart notable. On constate surtout une sous-estimation du rayonnement net (R_n), notamment en période nocturne. En période hivernale, toujours pendant la nuit, l'écart entre le R_n simulé et le R_n observé est quasi constant (environ $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). Ceci amène à penser qu'il pourrait y avoir un problème dans le calcul du rayonnement atmosphérique (R_a).

2.3.1.a. Calcul de R_a par la formule de Brutsaert

Dans cette première analyse, le rayonnement atmosphérique avait été calculé avec la formule de Brutsaert (1975). Cette formule a été établie par temps clair, pour des périodes de mesure de 1 à 10 jours. Elle a été vérifiée par Mermier et Seguin (1976) dans ces mêmes conditions. Melayah (1994) a cependant montré qu'il peut exister des écarts conséquents entre le rayonnement calculé par cette formule et celui mesuré à l'échelle horaire, même sur plusieurs jours (figure 79). Il montre qu'une erreur de 50 W m^{-2} peut rapidement être obtenue avec la formule de Brutsaert.

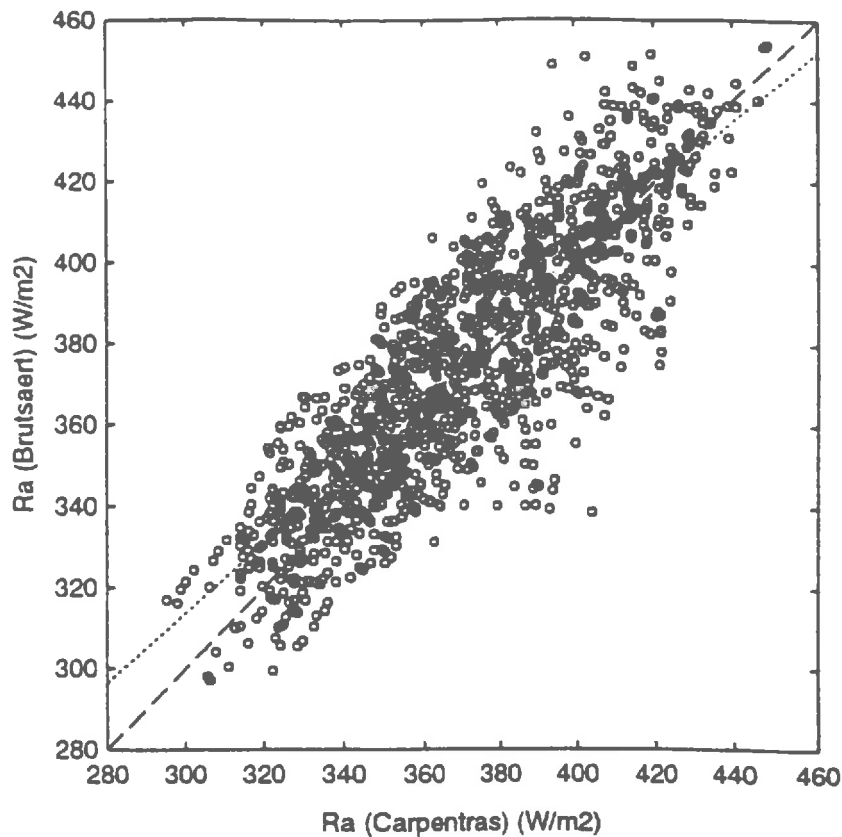


figure 79 : Régression entre le Ra mesuré à Carpentras et celui calculé par la formule de Brutsaert (d'après A. Melayah, 1994).

Or l'expérimentation s'est déroulée la plupart du temps en conditions de ciel couvert. Des mesures à pas de temps horaire ont été utilisées pour la condition à la limite supérieure. Il est donc possible que le calcul de Ra par la formule de Brutsaert soit à l'origine des écarts observés pour le rayonnement net. Nous ne disposons d'aucune mesure du rayonnement atmosphérique, ni sur le site expérimental, ni provenant d'une station météorologique proche. Une nouvelle paramétrisation de la formule de Brutsaert a donc été effectuée en utilisant les mesures de Rn effectuées sur le site et en résolvant le bilan d'énergie. En ne considérant que les mesures nocturnes pour lesquelles $R_g = 0$ et les périodes où on peut considérer que la température de surface T_s est égale à celle mesurée à 2 cm, le Ra peut être calculé à l'aide de l'équation suivante :

$$Rn = (1-a) R_g + \epsilon_s Ra - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad \Leftrightarrow \quad R_{ae} = Rn / \epsilon_s + \epsilon_s \sigma T_s^4$$

La **figure 80** présente la relation obtenue entre cette estimation du rayonnement atmosphérique et l'estimation qu'on peut en faire par la formule de Brutsaert. La régression linéaire entre ces 2 estimations donne un coefficient de détermination r^2 de 0.51, un écart-type résiduel de 18 W.m^{-2} ; on note un léger biais dans la répartition des résidus. La mauvaise corrélation est probablement liée à l'hypothèse faite sur la température de surface dans le calcul de Ra à partir des mesures de Rn. Notre nouvelle estimation de Ra (R_{ae}) est systématiquement supérieure à celle calculée par la formule de Brutsaert (R_{aB}). En l'absence de mesures directes de Ra, cette relation a été utilisée pour les simulations :

$$R_{ae} = 0.64R_{aB} + 158$$

Notons que cet ajustement a été effectué sur le sol sans paille. Etant donné que les Rn mesurés sont équivalents pour les deux traitements, il n'y a aucune raison de penser que

cet ajustement sera différent pour le traitement avec paille. Aussi cette relation sera employée pour simuler les deux traitements. La **figure 81** présente les résultats des simulations obtenus pour le Rn par cette relation. Il n'existe plus de biais systématique en période nocturne. Cette relation reste néanmoins empirique et il faudra sans doute procéder à une vérification de la validité du mode de calcul utilisé par rapport à des valeurs de Ra mesurées.

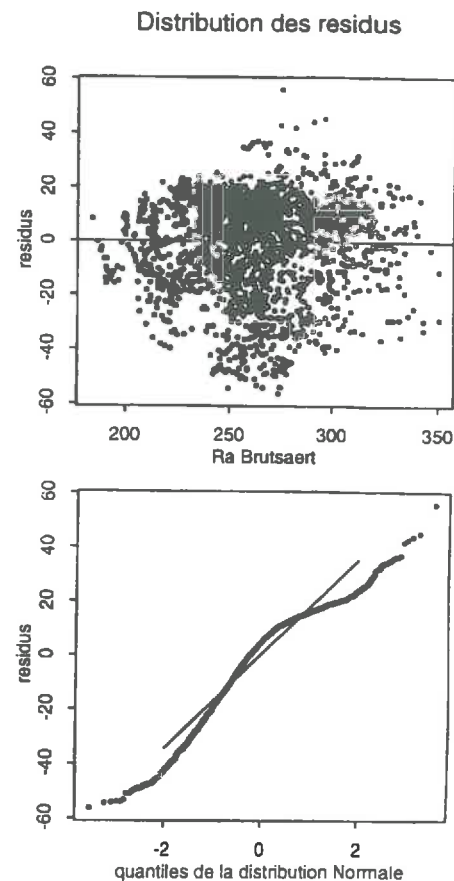
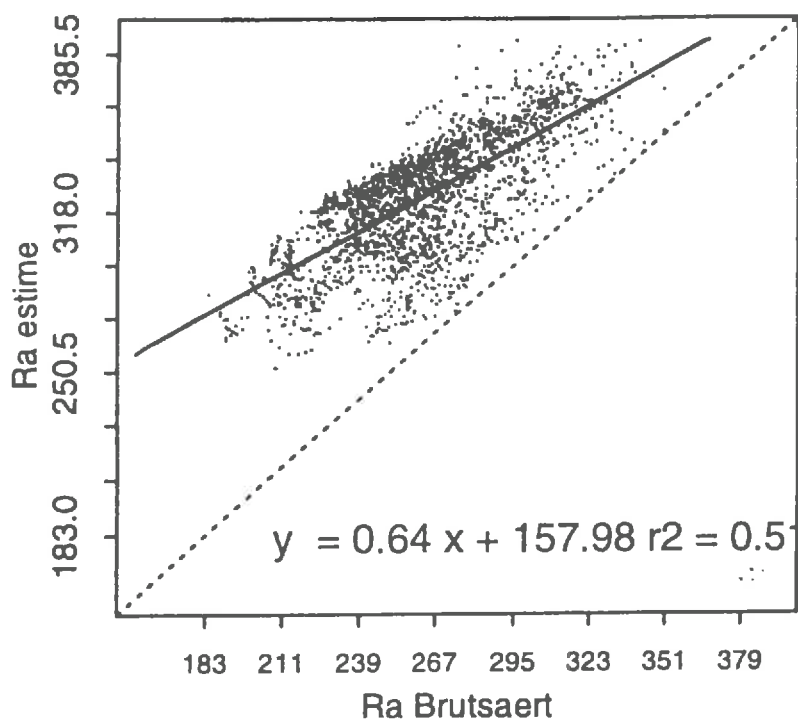
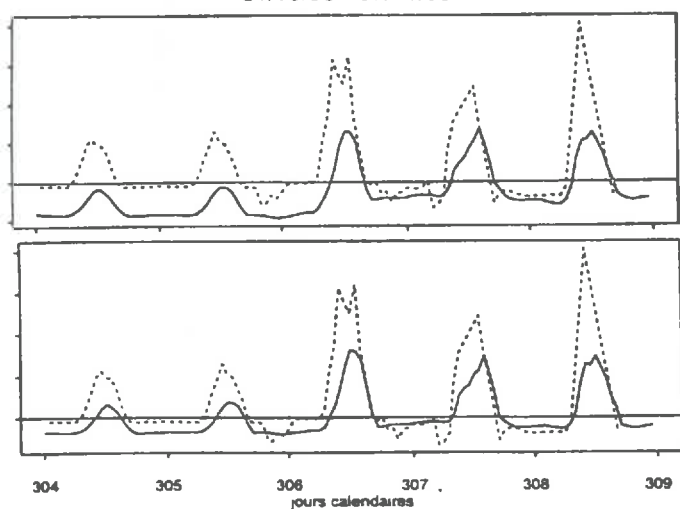


figure 80 : Relation linéaire obtenue entre le Ra calculé par la formule de Brutsaert et le Ra estimé à partir des mesures de Rn (seule les mesures de nuits sont prises en compte).

31/10/93 - 07/11/93



31/10/93 - 07/11/93

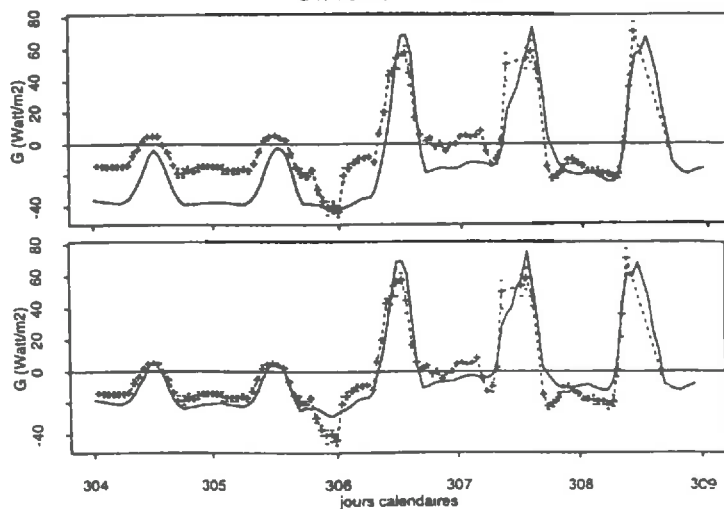


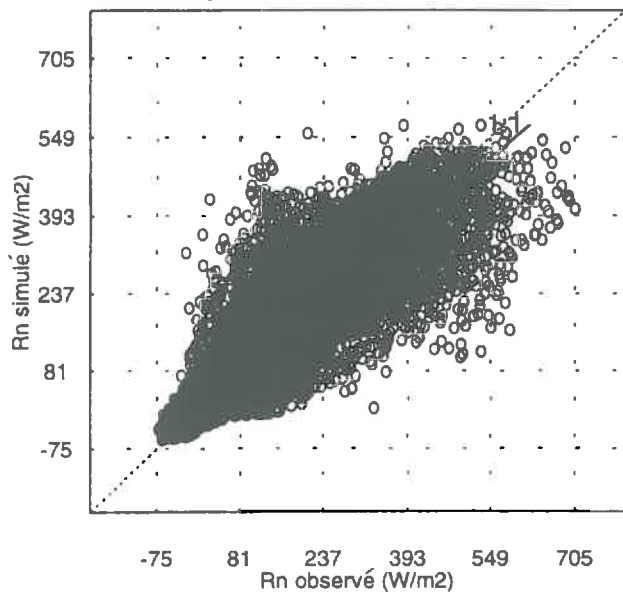
figure 81 : Restitution des Rn simulés en utilisant la formule de Brutsaert (a) et la formule empirique (b) (cf. figure 80) pour calculer le Ra.

— simulation
 observation

2.3.1.b. Restitution du rayonnement net

Le rayonnement net est globalement bien restitué par le modèle (figure 82). La régression linéaire entre le Rn mesuré et le Rn observé (tableau 43) se caractérise par un r^2 supérieur à 0.80 et une pente proche de 1.00 pour les deux traitements. Le critère EF d'efficacité du modèle est proche de 0.80. L'écart-type résiduel est cependant relativement élevé ($> 60 \text{ Wm}^{-2}$). Les résidus (simulations - observations) augmentent à partir du jour 410. Ceci est en fait lié au changement de pas de temps de mesure de Rn. En effet, seules les moyennes horaires étaient conservées avant le jour 410. Après cette date, les moyennes ont été enregistrées avec un pas de temps de 10 minutes.

On observe une tendance du modèle à sous-estimer le rayonnement net de 50 à 100 Wm^{-2} au début de la période de simulation (du jour 300 au jour 400). Cette tendance pourrait provenir des données de rayonnement global. En effet, les mesures de R_g imposées comme condition à la limite du modèle entre septembre 1993 et mars 1994 proviennent de la station METEO-FRANCE de Fontaine-les-Clercs située à 15 km du site expérimental. Ce constat pose le problème de l'utilisation de données météorologiques "pas tout à fait locales" pour ce type de modèle mécaniste.



<i>régression</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>N</i>	$\sigma_{\text{résiduel}}$	r^2
	0.92	0.16	20239	58.84	0.84
<i>statistiques</i>	<i>M</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>RMSE/MAE</i>	<i>EF</i>
	5.44	35.61	56.94	1.59	0.83

tableau 43 : Résultats numériques de la corrélation entre Rn mesuré et Rn simulé.

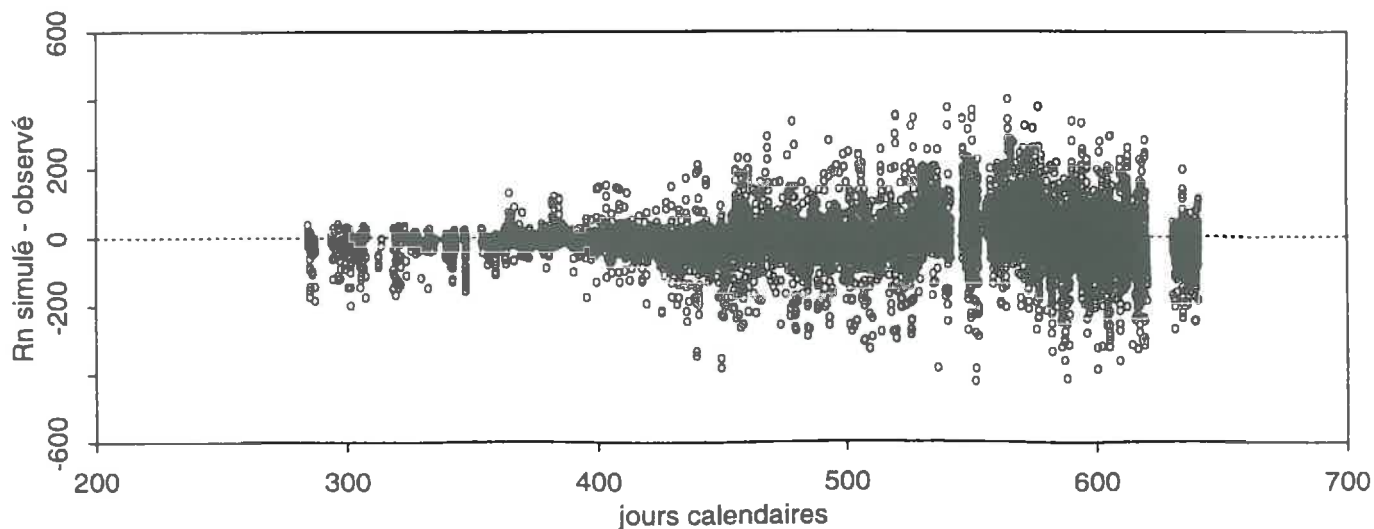


figure 82 : Corrélation entre le Rn mesuré et le Rn simulé pour le sol sans paille.

La **figure 83** présente la comparaison des mesures de R_n avec les simulations pour quelques périodes caractéristiques, pour le traitement sans paille. Nous retrouvons, outre les problèmes évoqués précédemment, que la tendance à sous-estimer le rayonnement net se manifeste principalement en milieu de journée, en hiver et surtout au printemps (**figure 83a à d**). Le modèle a tendance au contraire à surestimer le R_n en milieu de journée, en période estivale (**figure 83e à h**).

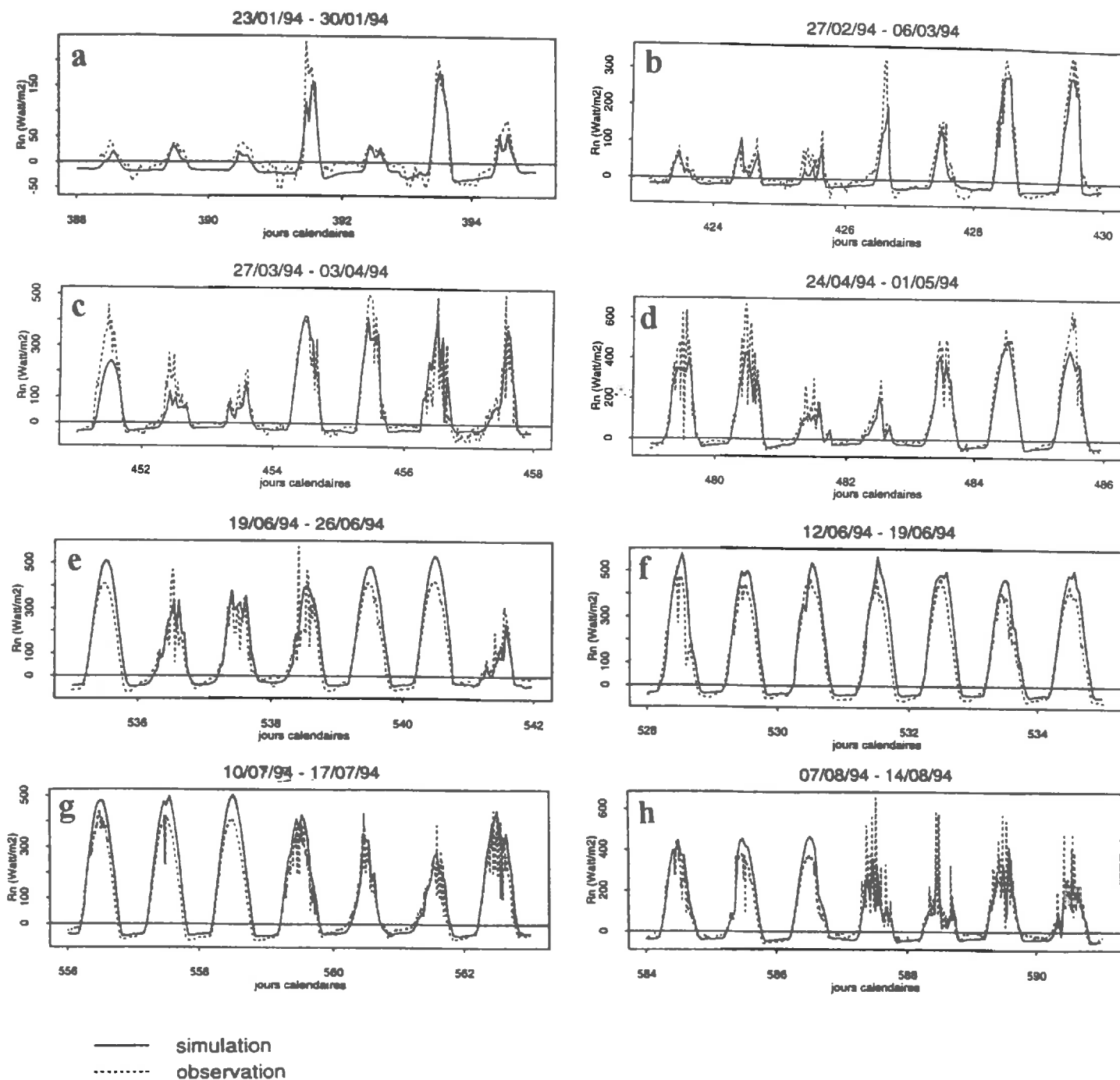


figure 83 : Comparaison du R_n simulé et observé pour quelques période caractéristiques (sol sans paille).

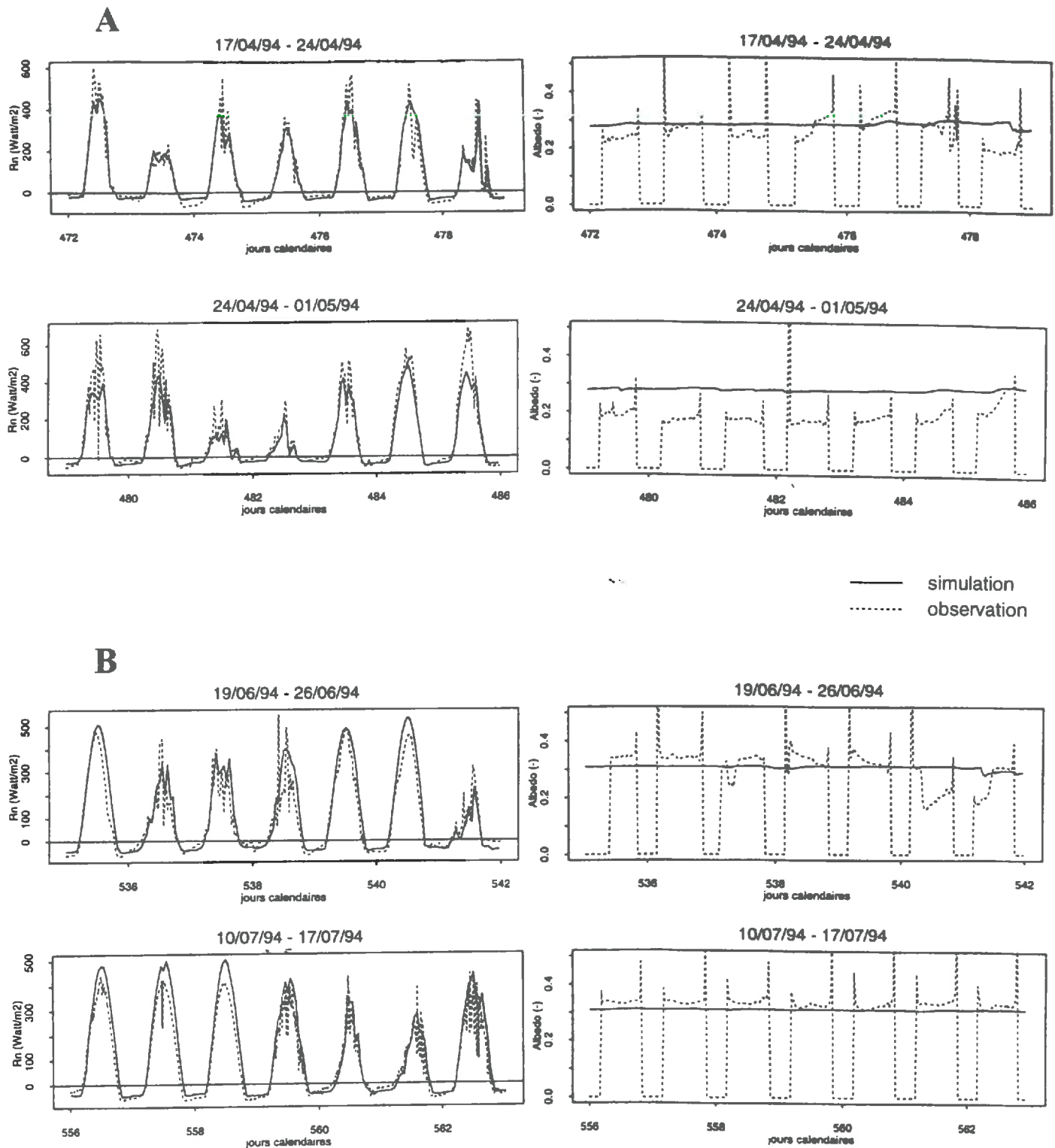


figure 84 : Evolutions du Rn et de l'albédo simulé et mesuré pour les période où le Rn est sous-estimé par le modèle (A) et les période où il est surestimé (B).

◆ *Périodes où Rn est sous-estimé*

Il apparaît régulièrement sur toute la période de mesure, et plus particulièrement au printemps, que le Rn simulé ne suit plus l'évolution du Rn mesuré et atteint un maximum au lieu de continuer à augmenter. L'écart entre le Rn simulé et observé est en général supérieur ou égal à 50 W m^{-2} . Cet effet est très visible aux jours 427, 455 et 485. Cet écart peut difficilement être attribué à un problème de calcul du Ra. Il peut donc s'agir :

- soit d'une mauvaise restitution du terme σT_s^4 , c'est à dire de la température de surface surestimée.
- soit d'une sous-estimation du terme $(1-a)R_g$ du bilan d'énergie, qui serait liée à une surestimation de l'albédo;

Première hypothèse : Nous avons vu qu'en période de pluie, la température de surface peut être mal simulée. Par contre, il est plus difficile d'interpréter les écarts observés pour les jours sans pluie (e.g. jours 403, 415, 435). A ces dates, il n'existe pas d'écarts significatifs entre la température du sol simulée et celle observée à 2.5 cm. L'hypothèse d'une surestimation de la température de surface n'est d'autre part pas cohérente avec le fait que l'on constate une surestimation de la teneur en eau de surface en période estivale, ni avec l'hypothèse d'une surestimation de l'évaporation. Une surestimation de la teneur en eau conduit à surestimer la capacité calorifique, et par suite une sous-estimation de la température. Une surestimation de l'évaporation conduit à une sous-estimation du flux de chaleur dans le sol et par suite à une sous-estimation de la température. Cette première hypothèse peut donc être rejetée.

Deuxième hypothèse : il apparaît que les jours d'anomalie de restitution du Rn coïncident avec les périodes où le modèle surestime l'albédo de 0.10 (**figure 84-A**). Or un écart de 0.10 entre albédo simulé et observé entraîne une sous-estimation du terme $(1-a)R_g$ de 20 à 50 W m^{-2} pour un R_g variant de 200 à 500 W m^{-2} respectivement. L'hypothèse d'une erreur sur l'albédo pourrait donc permettre d'expliquer les écarts constatés d'environ 50 W m^{-2} . Cette mauvaise restitution de l'albédo est liée à la surestimation de la teneur en eau de surface.

◆ *Périodes où Rn est surestimé*

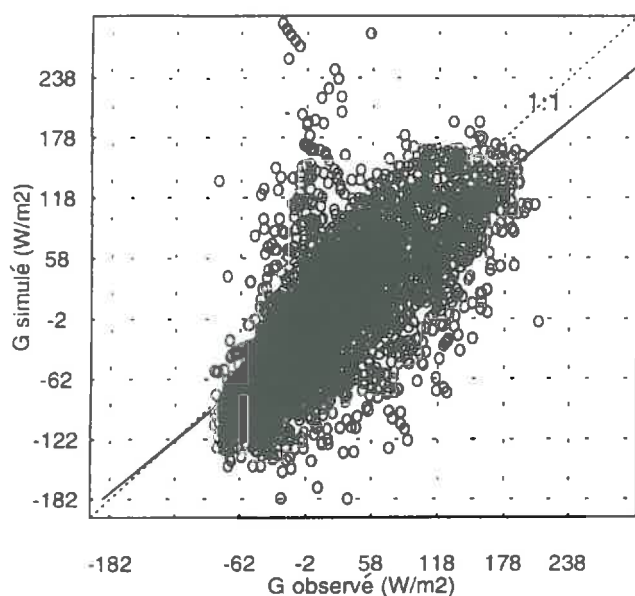
La **figure 84-B** illustre quelques périodes où le modèle surestime le Rn en milieu de journée. La surestimation peut atteindre 100 W m^{-2} . Elle est plus forte pendant les jours de ciel clair, tels que les jours 531 à 535, 540, 558, 579 et 580. Le terme du bilan relatif au R_g ne peut expliquer complètement ces écarts. Les jours où ces écarts apparaissent correspondent en effet à des jours où l'albédo est, soit bien restitué par le modèle, soit légèrement sous-estimé (de 0.03). Une telle sous-estimation explique au maximum une surestimation de 15 W m^{-2} de Rn. La surestimation de Rn semble plutôt liée à un problème d'estimation de la température de surface. La température de surface serait sous-estimée par le modèle. Ceci est en accord avec les écarts de températures observés (cf. §2.2.1 de ce chapitre).

Ce résultat confirme l'hypothèse selon laquelle les écarts observés sur les températures maximales du sol en période estivale sont liés à une mauvaise restitution du bilan radiatif en surface. Cette mauvaise restitution est en fait liée à des écarts de température de surface, eux-mêmes expliqués par une surestimation de la teneur en eau de surface.

2.3.2. Restitution des flux de chaleur à la surface

La **figure 85** et le **tableau 44** montrent que les flux de chaleur à la surface du sol sont bien simulés en général, pour le traitement sans paille comme pour le traitement avec paille. Les résultats sont similaires pour le traitement avec paille. On note une tendance du modèle à sous-estimer le flux G , notamment à partir du jour 420 (cf. tableau 44 : $b \ll 0$ et $M > 0$). Les écarts maximums entre flux de chaleur simulé et observé atteignent 20% du flux de chaleur G . Ils correspondent principalement :

- à une sous-estimation en milieu de journée (**figure 86 c et d**)
- à une sous-estimation en fin de journée et un déphasage (**figure 86 e et f**)



<i>régression</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>N</i>	σ_{residuel}	r^2
	0.88	-15.1	6932	38.58	0.62
<i>statistiques</i>	<i>M</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	$\frac{RMSE}{MAE}$	<i>EF</i>
	15.26	29.01	41.91	1.45	0.31

tableau 44 : Résultats numériques de la corrélation entre G mesuré et G simulé.

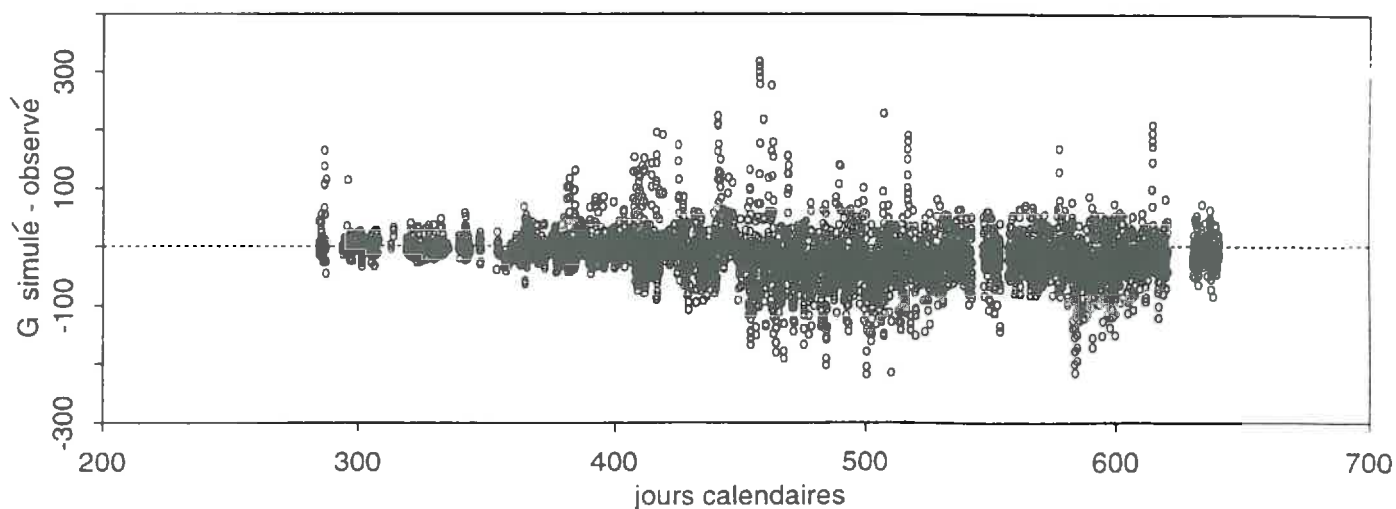


figure 85 : Corrélation entre le G mesuré et le G simulé pour le sol sans paille.

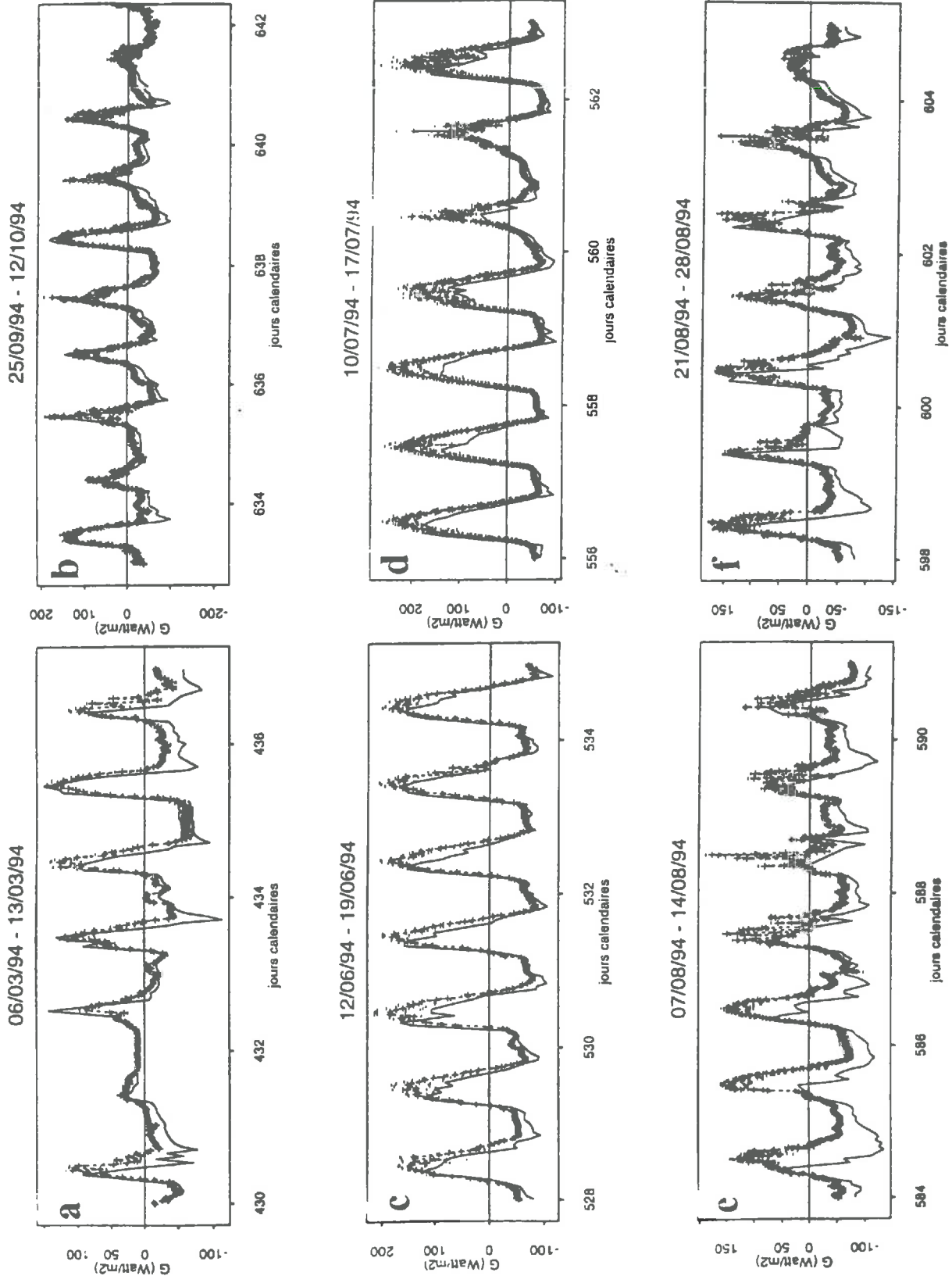


figure 86 : Evolution du flux de chaleur dans le sol simulé et observé pour le sol sans paille

♦ *Analyse des cas où G est sous-estimé*

Les jours pour lesquels le flux de chaleur G est sous-estimé en milieu de journée correspondent à ceux pour lesquels Rn est plutôt surestimé. L'écart constaté sur G est proche de 50 W m^{-2} et d'environ 100 W m^{-2} pour Rn. Il y a donc probablement, en plus de l'effet d'une mauvaise restitution du bilan radiatif, un effet lié au calcul du bilan d'énergie (bilan des flux HS, LE et G). Il peut s'agir notamment d'une surestimation de l'évaporation (LE). Notons que ce phénomène apparaît notamment au mois de juillet, c'est à dire au moment où nous constatons une sous-estimation des températures maximales du sol, et une surestimation de θ_s .

♦ *Analyse des cas où G est déphasé*

Au mois d'août notamment, le G simulé atteint son maximum diurne plus d'une heure avant celui du G observé. Le minimum simulé est pourtant synchrone du minimum observé la nuit. Ce déphasage observé sur G n'apparaît pas au niveau de Rn. Cela évoque un problème au niveau de la simulation du bilan d'énergie. Ce déphasage est contradictoire avec les déphasages constatés pour les températures du sol au mois d'août. En effet, au mois d'août, les températures simulées diminuent moins vite en fin de journée que les températures mesurées.

Cette contradiction ne peut s'expliquer par un problème de mesure de G. Le flux de chaleur dans le sol est mesuré à l'aide de fluxmètres placés entre 0.5 et 2 cm sous la surface du sol alors que le G simulé correspond au flux de chaleur calculé à 0 cm. Mais nous avons vu dans l'analyse des données (**annexe III**) que cette différence de profondeur a une influence négligeable sur la mesure de G.

2.3.3. Conclusions sur le bilan d'énergie

La confrontation des simulations avec les mesures du flux de chaleur à la surface du sol (G) et du rayonnement net (Rn) montre que le bilan d'énergie est globalement bien simulé.

Les écarts de Rn constatés en début d'expérimentation ont été attribués à l'utilisation de mesures de rayonnement global obtenues sur une station trop éloignée du site de mesure. Nous avons mis en évidence les problèmes liés à l'application de la loi de Brutsaert avec des mesures horaires et des conditions climatiques de forte nébulosité. Il sera important à l'avenir de considérer le rayonnement atmosphérique comme une variable d'entrée à mesurer avec autant de soin que le rayonnement global. Le fait d'utiliser une loi empirique pour le calcul de rayonnement atmosphérique (Ra) remet en question la capacité prédictive du modèle ; la méthode adoptée pour calculer le Ra reste à vérifier.

Mis à part le problème du calcul de Ra, les écarts observés au niveau du bilan radiatif s'expliquent essentiellement par une mauvaise restitution des teneurs en eau de surface. Cela confirme les conclusions faites lors de l'étude du transfert d'eau en période de forte évaporation.

Nous avons mis en évidence une contradiction entre la restitution des températures du sol et celle des flux de chaleur à la surface. Il est probable que la limite de précision des mesures soit atteinte, et ne permette pas de valider pleinement le module de bilan d'énergie à la surface. L'analyse des flux de chaleur dans le sol permet de conclure à une surestimation de l'évaporation en période estivale.

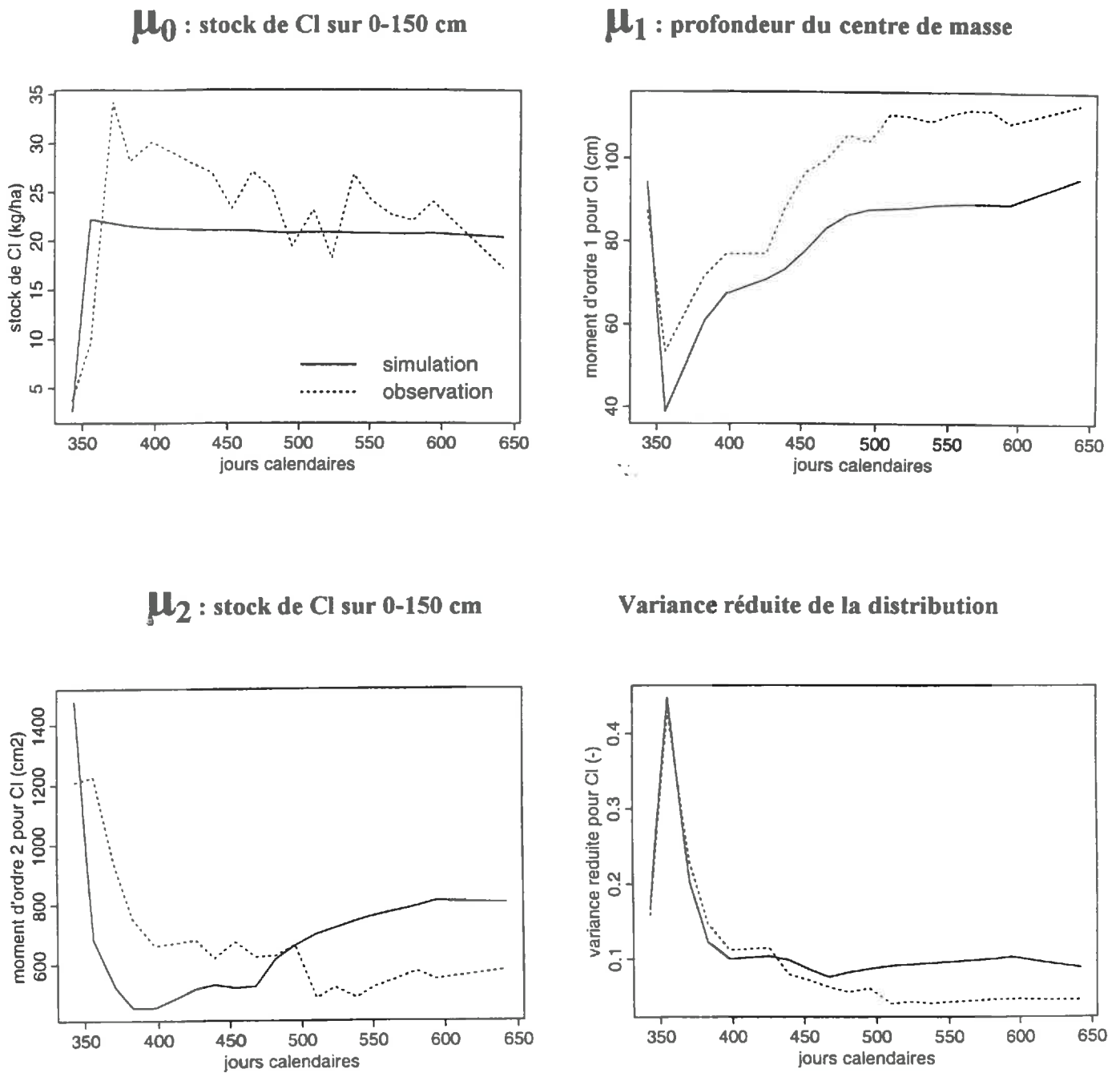


figure 87 : Distribution observée et simulée du chlorure en fonction de la profondeur (sol sans paille)

2.4. Les transferts de solutés

Le module de transfert de solutés est testé grâce au traceur Cl^- qui a été appliqué sur les placettes instrumentées le 9 décembre 1993 (jour 343). Le chlorure est considéré comme étant un soluté conservatif.

2.4.1. Analyse de la distribution du chlorure

Le transfert du soluté peut être caractérisé par la fonction de distribution :

$$E(z) = \frac{C(z)}{\int_0^{150} C(z) dz}$$

où $C(z)$ est la concentration du soluté à la profondeur z .

Les moments de cette distribution permettent de décrire l'évolution temporelle des variables suivantes :

- | | |
|--|------------------------------|
| - le stock de soluté sur 150 cm : | moment d'ordre 0 (μ_0) |
| - la profondeur z_0 du centre de masse du soluté : | moment d'ordre 1 (μ_1) |
| - la variance de la distribution du soluté : | moment d'ordre 2 (μ_2) |

La comparaison des moments simulés et observés permet de mesurer la qualité de la simulation. Dans le cas où le soluté est conservatif et où la répartition des masses est unimodale, l'évolution de la profondeur du centre de masse permet de calculer la vitesse de transfert moyenne du soluté vers la profondeur. La variance exprimée sous sa forme réduite μ_2 / μ_1^2 nous renseigne sur l'adéquation des coefficients de dispersion introduits dans le modèle avec ceux observés lors du traçage du chlorure. La variance est en effet directement proportionnelle au coefficient de dispersion apparente considéré dans l'équation convection-dispersion.

La **figure 87** présente l'évolution de ces paramètres au cours du temps pour le chlorure dans le cas du traitement sans paille. Contrairement à ce que laisse paraître la **figure 87a**, la différence entre le stock observé (une observation = moyenne de 3 répétitions par profondeur, 7 profondeurs) et le stock simulé n'est pas significative. Il existe en effet une forte variabilité entre les répétitions des mesures (coefficients de variation de l'ordre de 40 %) (*cf.* annexe III).

La **figure 87b** fait apparaître une remontée initiale du centre de masse vers la surface entre les jours 343 et 350. Cette remontée résulte de la présence de Cl^- en assez grande quantité dans le sol avant l'apport de traceur ; un maximum de chlorure étant présent vers 100 cm. L'évolution de μ_1 montre que le modèle simule un transfert du chlorure moins rapide que celui observé à partir des prélèvements de solution des bougies poreuses. Si l'on suppose que le transfert du soluté s'effectue par convection-dispersion, l'évolution de la profondeur du centre de masse (**figure 87b**) révèle un transfert en deux phases évoquant un premier écoulement rapide du soluté suivi d'un écoulement plus lent. Le modèle ne simule pas cet effet. L'évolution du centre de masse simulée ne montre pas ces deux phases de descente du soluté.

L'évolution de la dispersion du soluté donnée par la variance réduite (**figure 87d**) indique que les dispersivités apparentes utilisées pour les simulations permettent de restituer de manière correcte la dispersion du chlorure sur tout le profil de sol.

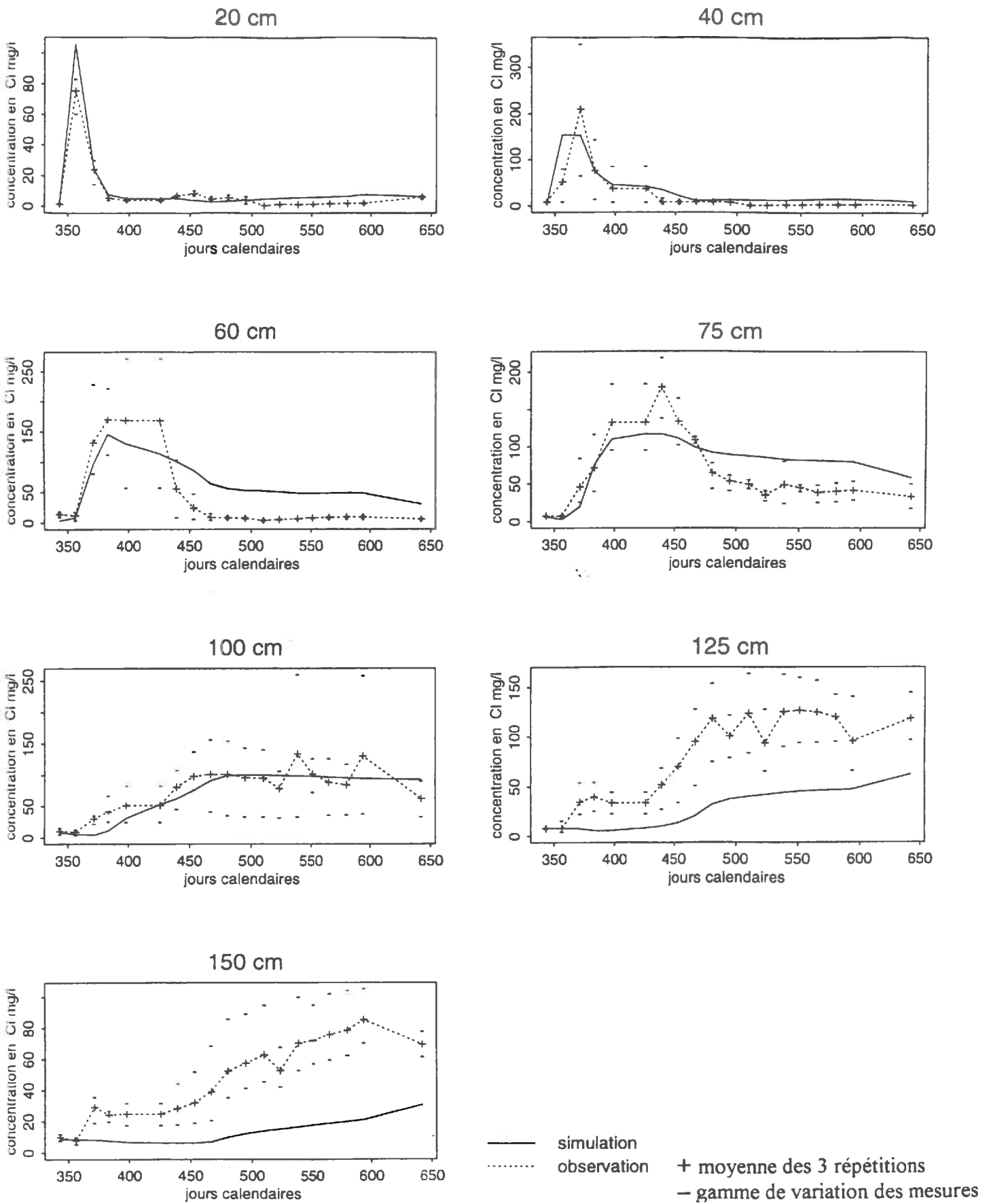


figure 88 : Evolution des concentration en chlorure simulées et mesurées à l'aide des bougies poreuses sur le site sans paille.

2.4.2. Evolution des concentrations couche par couche

La **figure 88** compare les concentrations de chlorure simulées et les concentrations observées dans les bougies poreuses, pour toute la période de traçage (du jour 343 au jour 650) et pour chaque profondeur de bougie. Cette figure concerne le site sans paille. Les évolutions obtenues pour le site avec paille sont très similaires.

L'étendue (valeurs minimales et maximales) des concentrations de chlorure observées est également représentée sur ces figures.

En surface (à 20 et 40cm), les concentrations en chlorure sont bien restituées par le modèle. Toutefois, le modèle simule une apparition plus rapide du soluté à 40 cm que ce qui est observé. Du fait que la largeur du pic simulé est plus grande que celle du pic observé, on pourrait conclure à première vue que cette arrivée précoce est due à une sous-estimation de la dispersivité à cette profondeur, et non pas à une mauvaise restitution des transferts d'eau. Il faut cependant rester prudent sur cette conclusion car la variabilité des mesures est forte : les coefficients de variation des concentrations de chlorure mesurées en surface au début du traçage sont de l'ordre de 40% (cf. annexe III).

Cette importante variabilité a été attribuée à l'hétérogénéité du front d'infiltration. Rappelons que le traceur a été apporté sur un sol très humide (humidité volumique de $0.33 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) et que d'importantes précipitations se sont produites aussitôt après l'apport. De telles conditions sont favorables à l'occurrence de digitations. Le traceur n'a en effet pas eu le temps, avant d'être transporté en profondeur, de diffuser dans l'ensemble du massif poreux.

Pour les profondeurs 60 et 75 cm, le modèle restitue l'arrivée du traceur de façon satisfaisante par rapport aux observations. Cela signifie que la dispersivité apparente ajustée pour ces deux profondeurs semble correcte. Les concentrations maximales simulées sont cependant souvent inférieures à celles observées à ces profondeurs. Le modèle simule en outre une diminution trop lente des concentrations à partir du jour 439 (15/03/94). En réalité, à partir du jour 467 (12/04/94), la concentration devient quasi nulle à 60 cm et reste constante (proche de 50 mg/l) à 75 cm.

L'écart constaté à ces profondeurs en fin de période peut résulter d'une mauvaise simulation des flux d'eau, liée à une sous-estimation de la conductivité hydrodynamique à 60 et 75 cm, ou à une sous-estimation du lessivage. Cette dernière hypothèse est la plus plausible, au vu des résultats constatés pour l'eau, la température et le flux de chaleur à cette période (cf. § de ce chapitre).

Nous observons par ailleurs une mauvaise simulation des concentrations maximales. Ceci peut résulter du fait que les ions chlorure n'explorent pas tout le volume de pores. Cela se traduit par une surestimation apparente des masses de chlorure observées à 60 et 75 cm à partir du moment où la concentration maximale est obtenue (jours 375 et 400 respectivement). Ceci explique les écarts observés sur le centre de masse (**figure 88b**).

Pour les profondeurs 100, 125 et 150 cm, l'analyse des simulations corrobore également cette conclusion. Les mesures effectuées à ces profondeurs révèlent en effet que la concentration en chlorure augmente très rapidement après l'apport et quasi simultanément pour les 3 profondeurs (\approx jour 365). Or le modèle ne simule l'apparition du traceur qu'à partir du jour 370 à 100 cm, du jour 420 à 125 cm et du jour 460 à 150 cm.

Cette augmentation rapide de la concentration en chlorure à 100, 125 et 150 cm ne peut être attribuée à la seule présence de chlorure dans le sol avant le traçage. Le profil initial montrait en effet de trop faibles concentrations en profondeur pour expliquer ce premier pic. L'augmentation correspond donc bien à l'arrivée rapide d'une partie du traceur. Elle résulte sans doute du fait que le chlorure n'explore pas toute la porosité remplie d'eau.

2.4.3. Discussion et conclusions

L'expérience de traçage du chlorure permet de tester la validité de l'équation de convection-dispersion considérée et des coefficients de dispersion introduits dans cette équation. Cette expérience a permis de mettre en évidence d'une part l'existence d'écoulements rapides du chlorure au mois de décembre, en période de très forte pluviométrie, d'autre part une tendance du modèle à sous-estimer le lessivage du chlorure dans les horizons intermédiaires (60 et 75 cm), en période d'évaporation.

Les écoulements rapides se traduisent par un défaut de masse qui est apparu très rapidement à 40 cm mais surtout à 60 et 75 cm, et par des courbes d'élution bimodales. L'équation de convection-dispersion (CDE) considérée dans le modèle ne permet pas de restituer de telles courbes d'élution.

Trois processus peuvent expliquer ces écoulements rapides. Il peut s'agir soit d'écoulements préférentiels (« by-pass »), soit d'écoulements rapides résultant d'un volume d'eau immobile important ou résultant de processus d'exclusion du soluté dans la microporosité (exclusion anionique).

Ces trois processus ne sont pas exclusifs, ils sont de plus très probables. Les écoulements rapides d'eau ont déjà été évoqués pour expliquer les écarts de teneur en eau observés en décembre. Cela tend à conforter la première hypothèse. Ces écoulements pourraient n'être dus qu'à l'événement pluvieux exceptionnel du 21 décembre 1993 (45 mm). L'hypothèse de la partition de la phase aqueuse n'est cependant pas à rejeter. Les traçages effectués en conditions saturées sur les colonnes de sol non remanié ont révélés la présence de volume d'eau immobile qui traduit une répartition au moins bimodale des diamètres des pores. Cette partition de la phase aqueuse est moins évidente en conditions naturelles (vitesse moyenne de l'écoulement plus faible et milieu non saturé). Aussi sera-t-il nécessaire de quantifier la part de variance résiduelle sur les stocks d'eau et de chlorure qui pourra être expliquée par la prise en compte de deux phases dans le modèle. L'exclusion anionique est également une hypothèse plausible. Nous avons déjà mis en évidence l'existence de ce phénomène lors d'expériences de traçage au CaSO_4 (Soudais 1995). Par ailleurs, l'écart quasi-systématique entre les concentrations en nitrate obtenues par carottages et celles obtenues à l'aide des bougies poreuses (cf. annexe III) peut s'interpréter par une exclusion du soluté dans les zones les plus mobiles (macropores). Il est probable qu'il existe également pour le chlorure. Une expérience plus poussée en batch serait nécessaire pour évaluer l'importance de ce phénomène.

Nous devons souligner que les écoulements rapides ne seraient probablement pas apparus de manière aussi évidente si le traçage avait été effectué à une autre période. A cet égard, la comparaison du transfert du chlorure et de celui du nitrate à cette période sera intéressante. On peut supposer en effet qu'au contraire du chlorure, le nitrate a eu le temps d'occuper tout le volume poral avant l'épisode pluvieux exceptionnel de décembre.

2.5. Les transformations biologiques C et N

Une évaluation plus complète du modèle de transformations biologiques pourra être faite lorsque l'ensemble des mesures biologiques sera disponible (Aita 1996). Dans ce qui suit, les simulations seront confrontées aux premiers résultats des mesures réalisées par Celso Aita : mesures de minéralisation du carbone, de flux bruts de minéralisation et d'organisation d'azote. Les évolutions des profils de NO_3^- , NH_4^+ et $^{15}\text{NO}_3^-$ seront analysées par la suite.

2.5.1. Minéralisation du carbone

Nous avons évoqué lors de l'analyse des données (*cf.* annexe III) les problèmes posés par la mesure du CO_2 total dégagé par le sol. Les mesures de CO_2 total surestiment vraisemblablement les flux réels de CO_2 . Le protocole utilisé par Aita (1996) a permis de calculer un facteur de correction à appliquer sur ces mesures (facteur ≈ 0.95), mais la correction reste probablement insuffisante. On peut penser que la surestimation est proportionnelle à la quantité de CO_2 dégagée ; elle serait donc plus importante pour le traitement avec paille que pour le sol sans paille, surtout en début d'expérimentation.

2.5.1.a. Minéralisation totale du carbone

Les figures 89 et 90 comparent le CO_2 total simulé par le modèle avec le CO_2 total mesuré, pour le sol sans paille et avec paille. On présente d'abord les flux de CO_2 « instantanés » (mesurés sur 24h ou sur 2 à 4 jours selon l'intensité du flux) (figure 89a pour le sol sans paille et 90a pour le sol avec paille), puis les quantités cumulées de C- CO_2 (figure 89b pour le sol sans paille et 90b pour le sol avec paille). Les écarts-types des mesures sont également représentés.

On observe que les flux mesurés varient très fortement au cours du temps : de 30 à 2 kg C ha⁻¹ jour⁻¹ pour le sol sans paille et de 100 à 2 kg C ha⁻¹ jour⁻¹ pour le sol avec paille. La minéralisation du carbone varie principalement en fonction de la température (minimum obtenu en hiver) et de la disponibilité en carbone pour les micro-organismes (celle-ci étant maximale au début de l'expérimentation). Dans les deux traitements, les flux les plus importants sont observés dès le début de l'expérimentation. Ils résultent de la décomposition de la matière organique fraîche (FOM) : celle des racines et résidus organiques libres initialement présents dans le sol pour le traitement sans paille, et celle fournie par la paille de blé incorporée au sol pour le traitement avec paille.

◆ Comparaison simulations / observations

Le modèle restitue correctement les tendances générales d'évolution de la minéralisation du carbone, pour le sol sans paille comme pour le sol avec paille. Un biais systématique apparaît cependant dès le début des simulations : le modèle simule un dégagement de CO_2 inférieur à celui mesuré. L'écart entre les quantités cumulées simulées et observées représente à la fin de la simulation 620 et 1100 kg C ha⁻¹, soit une proportion de 18 et 19 % du carbone total minéralisé, pour le sol sans paille et le sol avec paille respectivement.

Les figures 89c et 90c présentent l'évolution des écarts entre les flux instantanés simulés et observés au cours du temps pour le sol sans paille et avec paille respectivement. Elle montre que les écarts absolus varient de façons très similaires dans les 2 traitements au cours de la période de simulation. Les valeurs simulées sont généralement d'environ 20% plus faibles que les valeurs mesurées.

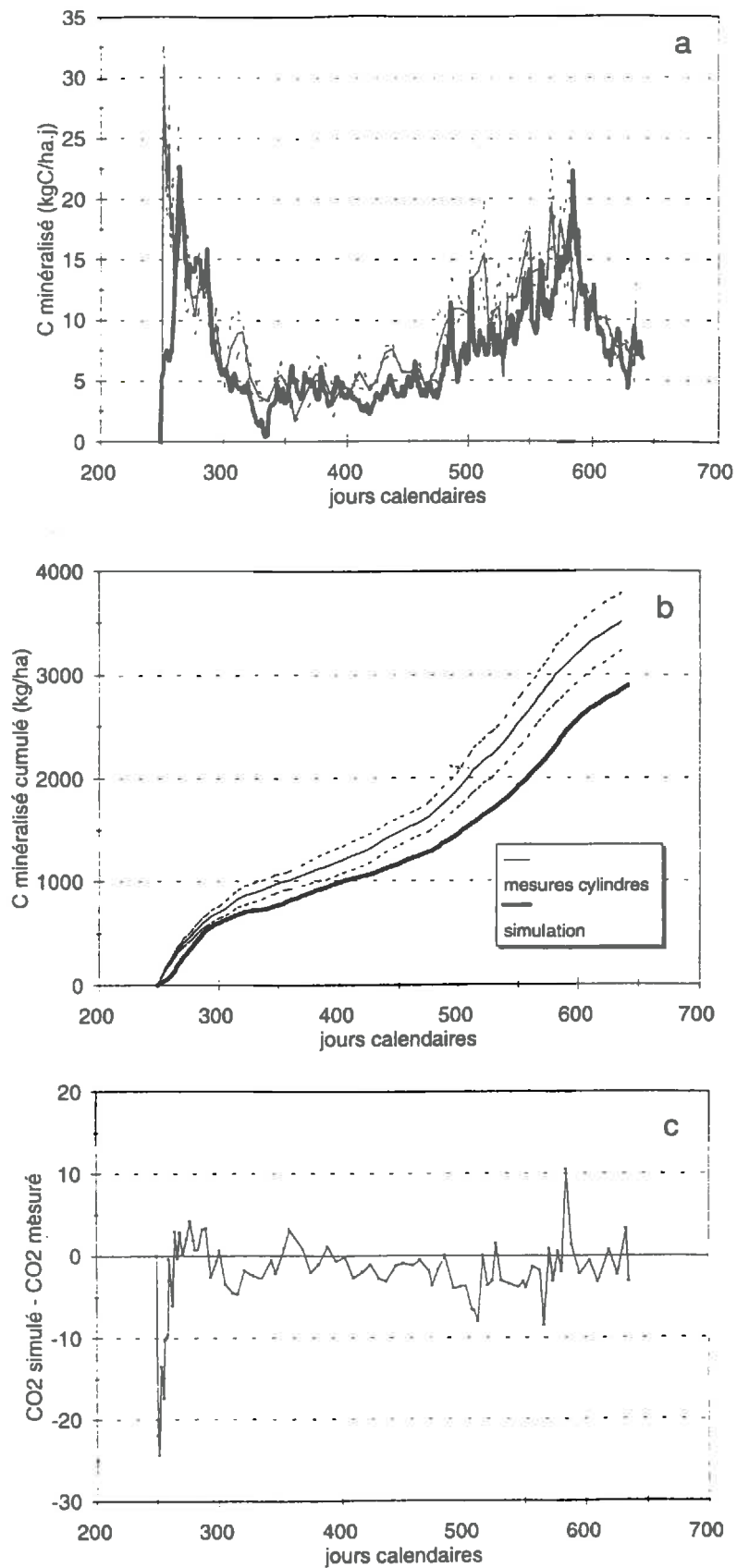


figure 89 : Résultat des simulations de la minéralisation du carbone pour le sol sans paille
 a : flux instantané b : flux cumulé
 c : différence entre les simulations et les observation sur les flux instantanés.

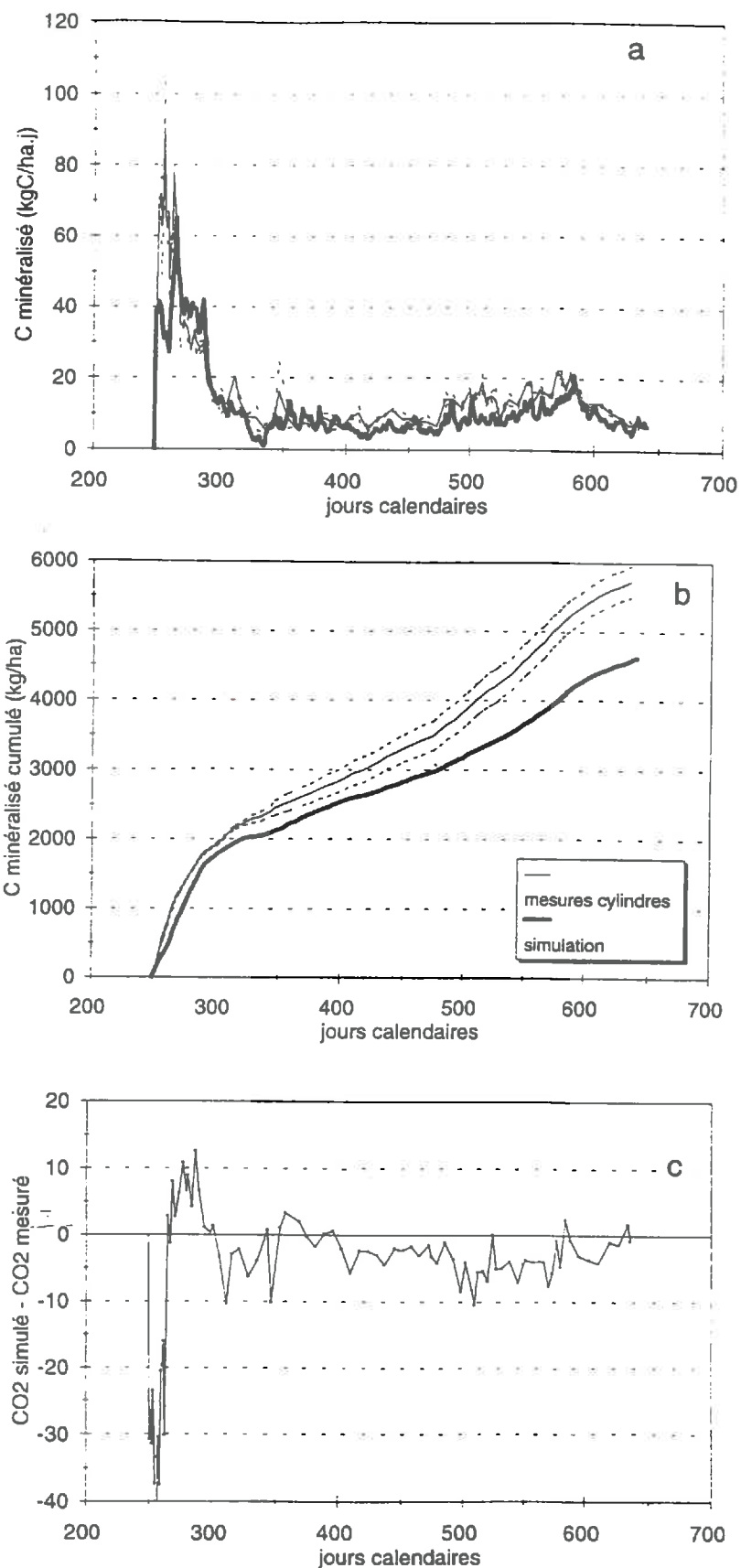


figure 90 : Résultat des simulations de la minéralisation du carbone pour le sol avec paille
a : flux instantané **b :** flux cumulé
c : différence entre les simulations et les observation sur les flux instantanés.

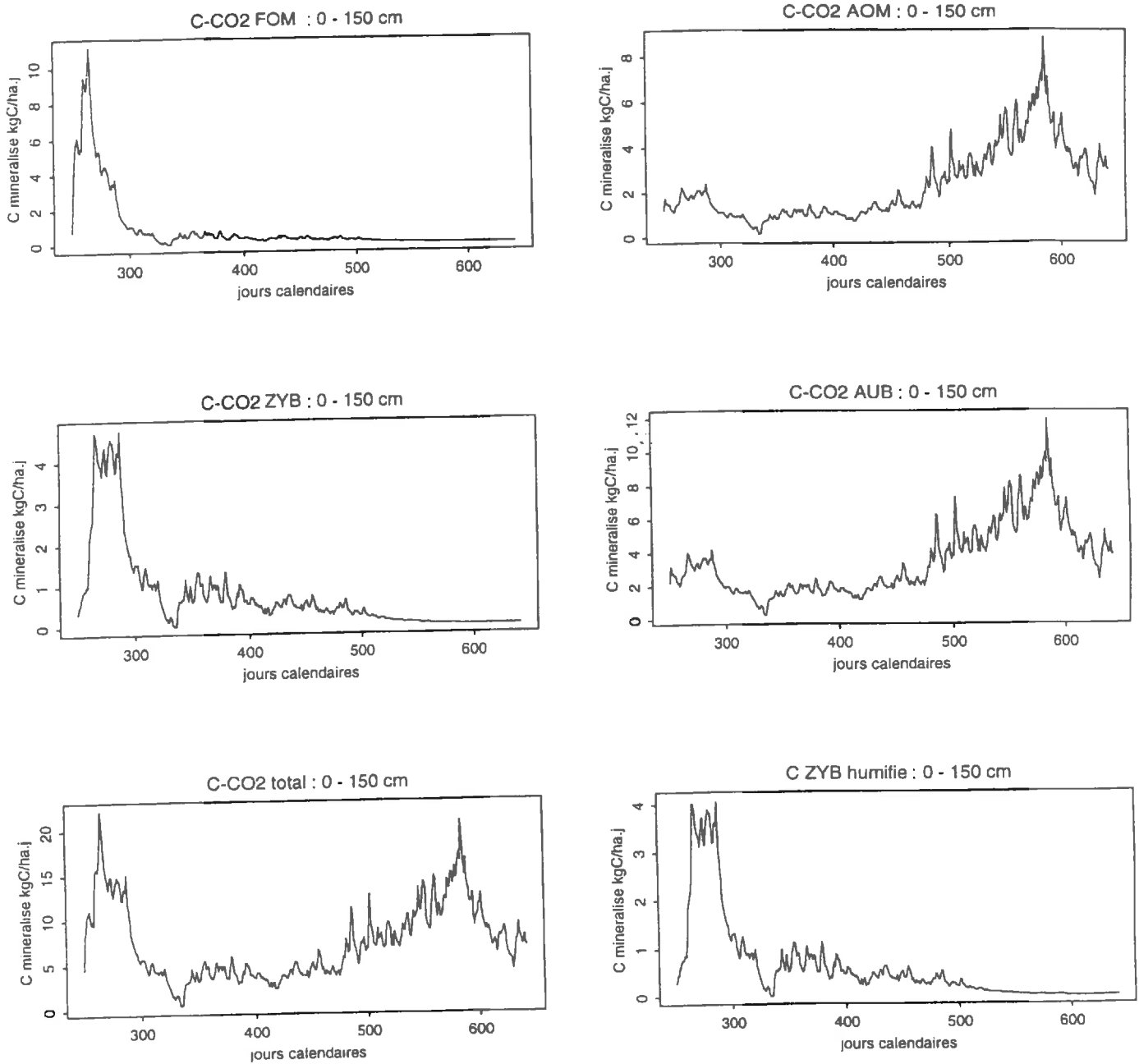


figure 91 : Résultats des simulation des flux instantanés de minéralisation du carbone pour les différentes pools organiques : FOM (= RDM + HCE + CEL) , ZYB, AOM et AUB. (sol avec paille)

Ceci est cohérent avec les problèmes métrologiques évoqués précédemment : les écarts pourraient être dus à une surestimation des flux réels de CO₂ total par la méthode utilisée dans ce travail. Il existe toutefois quelques périodes pour lesquelles les mesures sont inférieures aux simulations (écarts positifs). Les écarts ne sont donc pas uniquement liés à ce biais expérimental ; le modèle est parfois aussi en défaut.

◆ *Evolution des écarts au cours du temps*

Le CO₂ simulé se trouve supérieur à celui observé entre les jours 265-290 (1), 354-369 (2), 585-589, ainsi que pour le jour 634. L'écart observé à ces deux dernières périodes représente de très faibles quantités de carbone minéralisé.

(1) Pour la première période (265-290), on observe que le « pic » de minéralisation du carbone n'est pas très bien restitué : pour les deux traitements, le pic simulé apparaît après celui observé. Cette période correspond à la phase de décomposition des fractions facilement décomposables. A cette période, le modèle prévoit en effet que le carbone minéralisé provient essentiellement de la décomposition de la matière organique fraîche (FOM + SOL) et du renouvellement de la biomasse « zymogène », comme le montre la **figure 91**. Le fait que le pic de CO₂ soit retardé par rapport aux mesures peut s'expliquer par un problème de paramètres relatifs à la décomposition de FOM et/ou par une mauvaise prévision des conditions hydriques et thermiques de la couche labourée. Cette deuxième hypothèse est difficile à discuter car nous ne disposons pas de toutes les mesures (température et surtout humidité du sol) requises durant cette période. Dans la première hypothèse, les coefficients de décomposition des fractions organiques facilement dégradables (RDM, HCE et CEL) ou le taux de mortalité de la biomasse seraient sous-estimés. Il sera nécessaire de confronter les simulations avec les mesures de biomasse ou celles de FOM résiduelle (analyses en cours) pour tester cette hypothèse.

(2) L'écart positif constaté entre les jours 354 et 369 peut être lié au fait que le modèle surestime la température de l'horizon labouré d'au maximum 2°C à cette période. Nous avons vu précédemment que cela peut expliquer une surestimation de la minéralisation du carbone de 25% au maximum. C'est une hypothèse possible, puisque l'écart observé représente environ 10 % de la minéralisation mesurée sur chacun des deux traitements. Dans cette hypothèse, le modèle devrait également surestimer la minéralisation nette d'azote, tout au moins dans le sol sans paille.

2.5.1.b. Minéralisation « apparente » du carbone

La minéralisation « apparente » correspond à la différence entre la minéralisation observée sur le traitement paille et celle observée pour le traitement sans paille. C'est une mesure de la minéralisation du carbone provenant de la paille, dans l'hypothèse où il n'existe pas de « priming-effect ».

Si nous supposons que les erreurs systématiques de mesure sur le CO₂ sont les mêmes pour les deux traitements, la minéralisation apparente devrait être estimée sans biais. La **figure 92** compare l'évolution de la minéralisation apparente simulée et observée. Le modèle restitue relativement correctement la minéralisation apparente cumulée en automne et en hiver. Par contre, l'écart entre simulation et observation se creuse ensuite pour atteindre 480 kg C ha⁻¹ en fin de simulation. L'étude des flux de minéralisation apparente (**figure 92b**) montre que l'écart simulé-observé est d'abord négatif (jours 243-270), puis positif (270-300) puis fluctue davantage mais en restant majoritairement négatif. La minéralisation apparente est sous-estimée par le modèle à partir du jour 320.

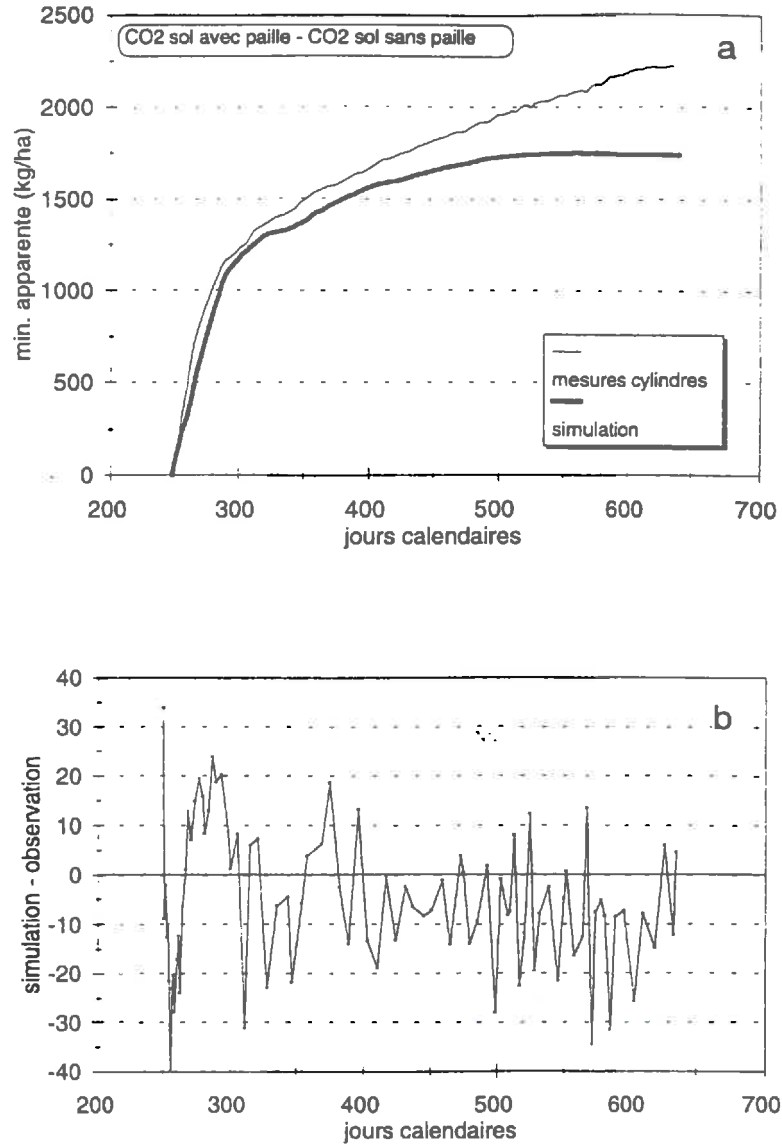


figure 92 : Evolution de la minéralisation apparente du carbone simulée et observée :
a : minéralisation apparente cumulée
b : différence entre simulation et observation.

En fait, le modèle simule même une minéralisation apparente quasi nulle à partir du jour 500, alors que la minéralisation réelle du carbone reste supérieure dans le traitement avec paille à celle du traitement sans paille. Nous pensons que l'écart est bien dû au modèle et non aux données. La mauvaise simulation pourrait avoir deux origines :

- **le modèle ne simule pas la décomposition de tout le carbone** de la paille sur la période considérée. En effet, la fraction lignine de la paille est supposée se décomposer très lentement ; le modèle prévoit que cette fraction est presque intacte à la fin de la période de simulation (**figure 93**). Or elle représente un stock de 590 kg C ha^{-1} . Si ce stock se décomposait plus rapidement, il produirait un supplément significatif de CO_2 .

- **le modèle ne simule pas de « priming-effect »**. Certains travaux ont suggéré que cet effet d'accélération de la minéralisation de la matière organique « native » par l'apport de matière organique fraîche pourrait être important (*cf.* chapitre 1 §1.1.4.c).

- le modèle ne simule pas de « priming-effect ». Certains travaux ont suggéré que cet effet d'accélération de la minéralisation de la matière organique « native » par l'apport de matière organique fraîche pourrait être important (*cf.* chapitre 1 §1.1.4.c).

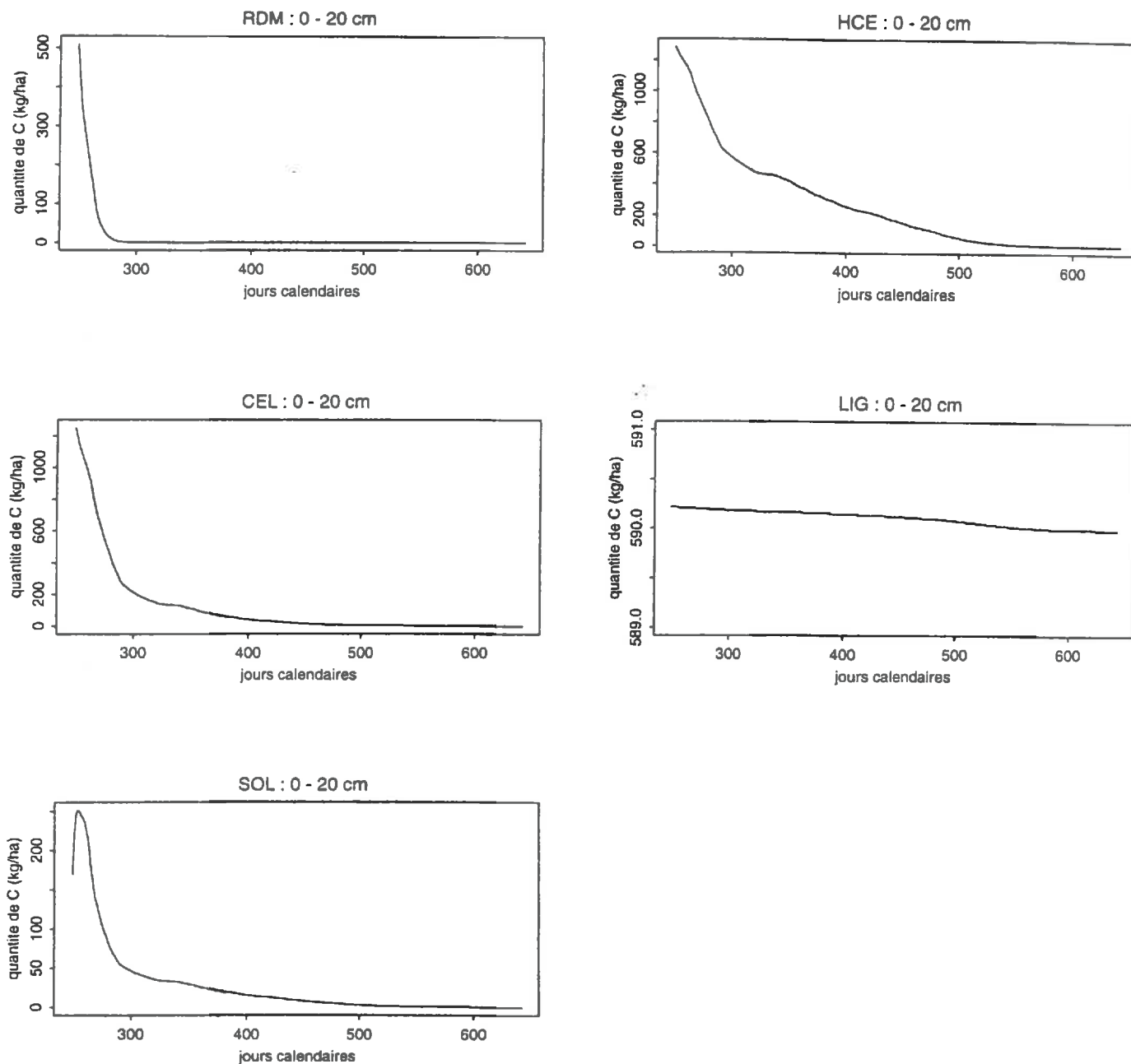


figure 93 : Evolution des quantités simulées de carbone contenu dans les pools de matière organique fraîche de la couche 0-20 cm sol, pour le sol avec paille (RDM = fraction rapidement décomposable, HCE = héli-celluloses, CEL = cellulose, LIG = lignine, SOL = fraction soluble).

2.5.2. Minéralisation et organisation de l'azote

Une originalité importante du travail réalisé sur ce site a été, sur le plan biologique, la détermination des flux « bruts » de minéralisation et d'organisation de l'azote à 8 dates réparties au cours de l'expérimentation. Nous n'entrerons pas dans le détail du protocole et des méthodes de calcul employées qui font l'objet du travail de Celso Aita. Rappelons seulement que les mesures ont été faites *in situ* avec utilisation du traçage isotopique ^{15}N (Mary et Recous, 1994) et que les variables calculées (flux bruts, *i.e.* flux réels de minéralisation et d'organisation) sont totalement indépendantes des autres variables biologiques mesurées.

La comparaison entre les flux bruts observés et simulés par le modèle au cours du temps, pour le traitement sans paille et avec paille, est présentée dans les **figures 94 A et B** respectivement. La **figure 95** représente la différence de ces deux flux, c'est-à-dire la minéralisation nette, simulée ou observée. Les résultats numériques sont présentés dans le **tableau 45**. Nous pouvons séparer la phase initiale de forte décomposition des résidus de celle où la décomposition de l'humus est majoritaire.

Sol sans paille		<i>minéralisation brute</i>		<i>organisation brute</i>		<i>minéralisation nette</i>	
0-20 cm							
<i>date</i>	<i>jours</i>	<i>mesurée</i>	<i>simulée</i>	<i>mesurée</i>	<i>simulée</i>	<i>mesurée</i>	<i>simulée</i>
		(kg/ha.j)		(kg/ha.j)		(kg/ha.j)	
13-15 Sept 93	256-258	1.166	1.138	0.668	0.964	0.498	0.174
8-11 Oct 93	281-283	1.203	2.093	0.389	1.759	0.814	0.334
26-28 Oct 93	299-301	0.674	0.816	0.297	0.616	0.377	0.200
10-13 Dec 93	344-347	0.462	0.550	0.244	0.383	0.217	0.167
19-21 Avr 94	474-477	0.779	0.499	0.527	0.285	0.252	0.214
24-26 Mai 94	509-511	1.460	0.933	0.733	0.495	0.955	0.438
5-7 Juill 94	551-553	1.692	1.046	1.112	0.530	0.580	0.515
26-28 Sept 94	634-636	1.374	0.913	0.649	0.446	0.725	0.466

Sol avec paille		<i>minéralisation brute</i>		<i>organisation brute</i>		<i>minéralisation nette</i>	
0-20 cm							
<i>date</i>	<i>jours</i>	<i>mesurée</i>	<i>simulée</i>	<i>mesurée</i>	<i>simulée</i>	<i>mesurée</i>	<i>simulée</i>
		(kg/ha.j)		(kg/ha.j)		(kg/ha.j)	
13-15 Sept 93	256-258	2.652	3.033	4.689	5.525	-2.036	-2.492
8-11 Oct 93	281-283	1.827	5.292	2.322	5.326	-0.495	-0.033
26-28 Oct 93	299-301	1.127	1.897	0.873	1.765	0.254	0.133
10-13 Dec 93	344-347	0.806	1.154	0.531	0.993	0.275	0.161
19-21 Avr 94	474-477	1.190	0.717	0.928	0.493	0.262	0.223
24-26 Mai 94	509-511	2.112	1.059	1.067	0.625	1.177	0.434
5-7 Juill 94	551-553	2.455	1.097	1.359	0.571	1.096	0.527
26-28 Sept 94	634-636	1.376	0.933	0.715	0.456	0.661	0.477

tableau 45 : Confrontation des flux bruts d'azote simulés avec les mesures isotopiques.

2.5.2.a. Période de décomposition des résidus

Les trois premières mesures de flux ont été réalisées au cours de la période de forte décomposition du carbone (période identifiée par la forte minéralisation du carbone), entre les jours 250 et 300. Pendant cette période, le modèle surestime à la fois la minéralisation brute et l'organisation brute de l'azote, pour les deux traitements. Le flux de minéralisation nette est par contre bien restitué. On note que la phase d'organisation nette d'azote induite par la décomposition de la paille est importante et bien simulée.

La surestimation des flux bruts d'azote en début d'expérimentation peut résulter, en partie tout au moins, du mode de description de l'assimilation microbienne de l'azote. Le modèle fait l'hypothèse de la voie « indirecte » d'assimilation ; c'est-à-dire qu'il suppose qu'au cours de la décomposition des molécules azotées tout l'azote organique est minéralisé de façon extracellulaire et arrive totalement sous forme NH_4^+ . Les ions ammonium pouvant être ensuite (ré)organisés par les microbes pour assurer leurs besoins azotés. Or, il existe la possibilité d'une assimilation « directe » de l'azote organique par les micro-organismes (cf. chapitre 1). Par exemple la décomposition des protéines conduit à la formation d'acides aminés qui peuvent passer en solution, puis être assimilés directement par les micro-organismes.

Les écarts sur les flux bruts sont principalement observés pendant la forte décomposition de la matière organique fraîche : paille pour le traitement paille, résidus de cultures antérieures (dont les racines) pour le traitement sans paille. Le modèle simule à cette période une forte augmentation de la biomasse zymogène. Nos résultats confirmeraient donc l'hypothèse de Hadas et al. (1993) selon laquelle l'assimilation « directe » de l'azote concerne essentiellement la biomasse associée à la décomposition de résidus frais. Il sera intéressant à l'avenir de tester le modèle en considérant cette voie d'assimilation directe pour la biomasse zymogène.

Cependant, il faut noter que le choix de l'hypothèse de « MIT » (minéralisation-immobilisation turnover) n'a pas d'influence sur la minéralisation nette. Cette hypothèse n'aura aucune conséquence sur la restitution des quantités de nitrate dans le sol.

2.5.2.b. Période de décomposition de l'humus

Aux cinq autres dates de mesure, on constate un bon accord entre les simulations et les observations, à la fois sur la minéralisation « brute », l'organisation « brute » et *a fortiori* la minéralisation « nette » d'azote, pour les deux traitements. D'après le modèle, la minéralisation brute d'azote serait approximativement le double de la minéralisation nette d'azote, dans le sol sans paille.

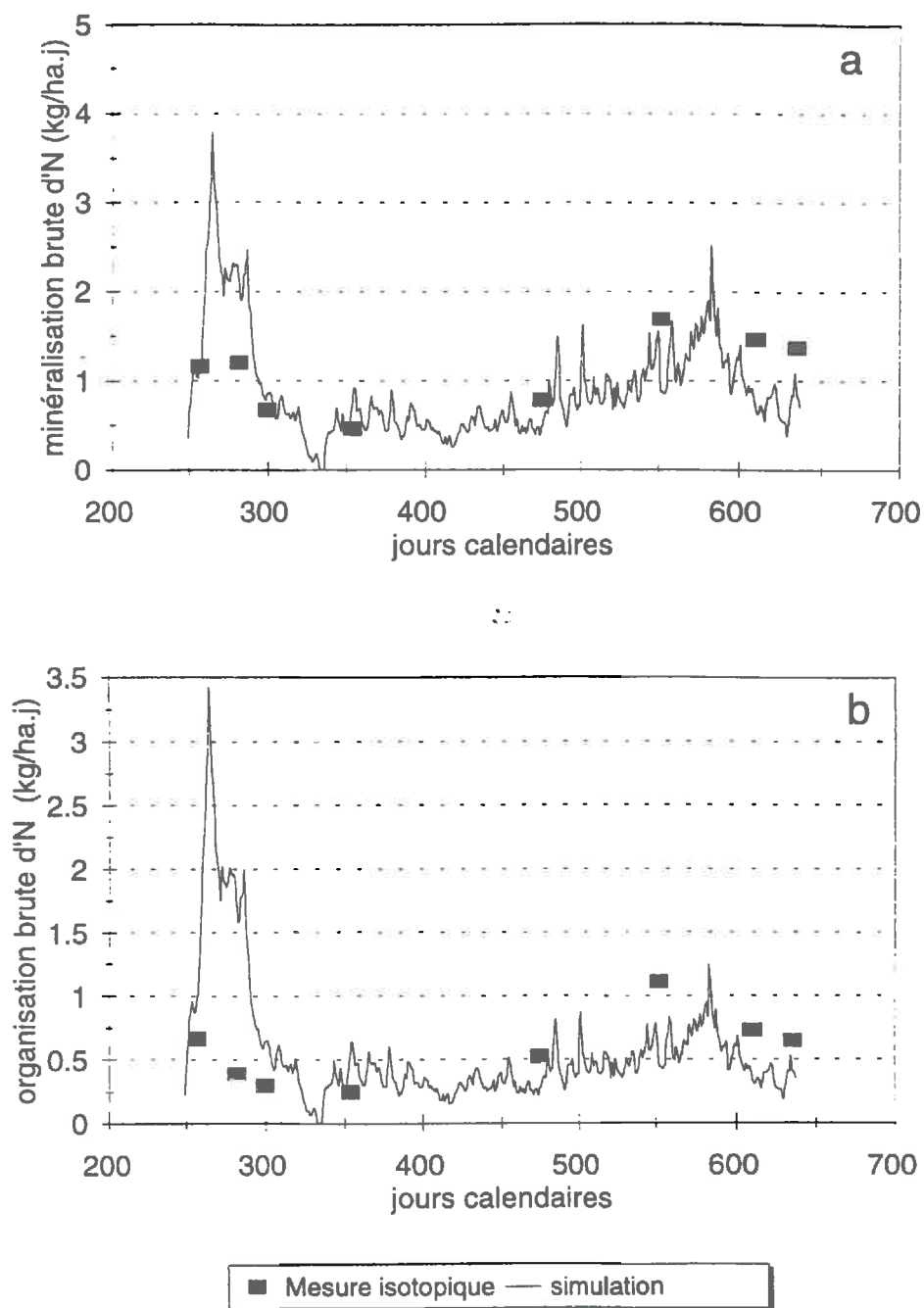


figure 94 A : Comparaison des flux d'azote simulés avec ceux mesuré par la méthode isotopique dans le sol sans paille : 1- minéralisation brute, 2- organisation brute.

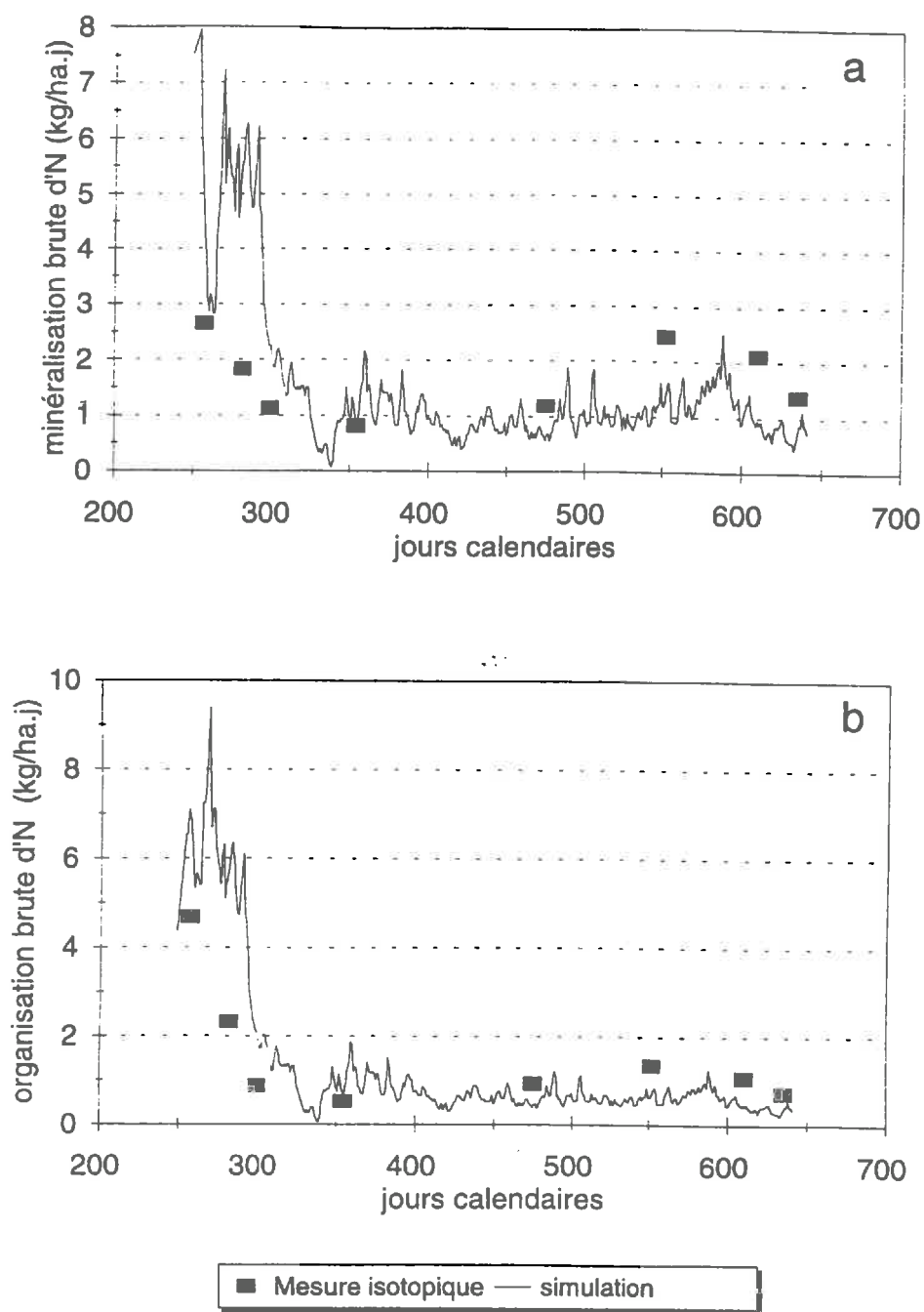


figure 94 B : Comparaison des flux d'azote simulés avec ceux mesuré par la méthode isotopique dans le sol avec paille : 1- minéralisation brute, 2- organisation brute.

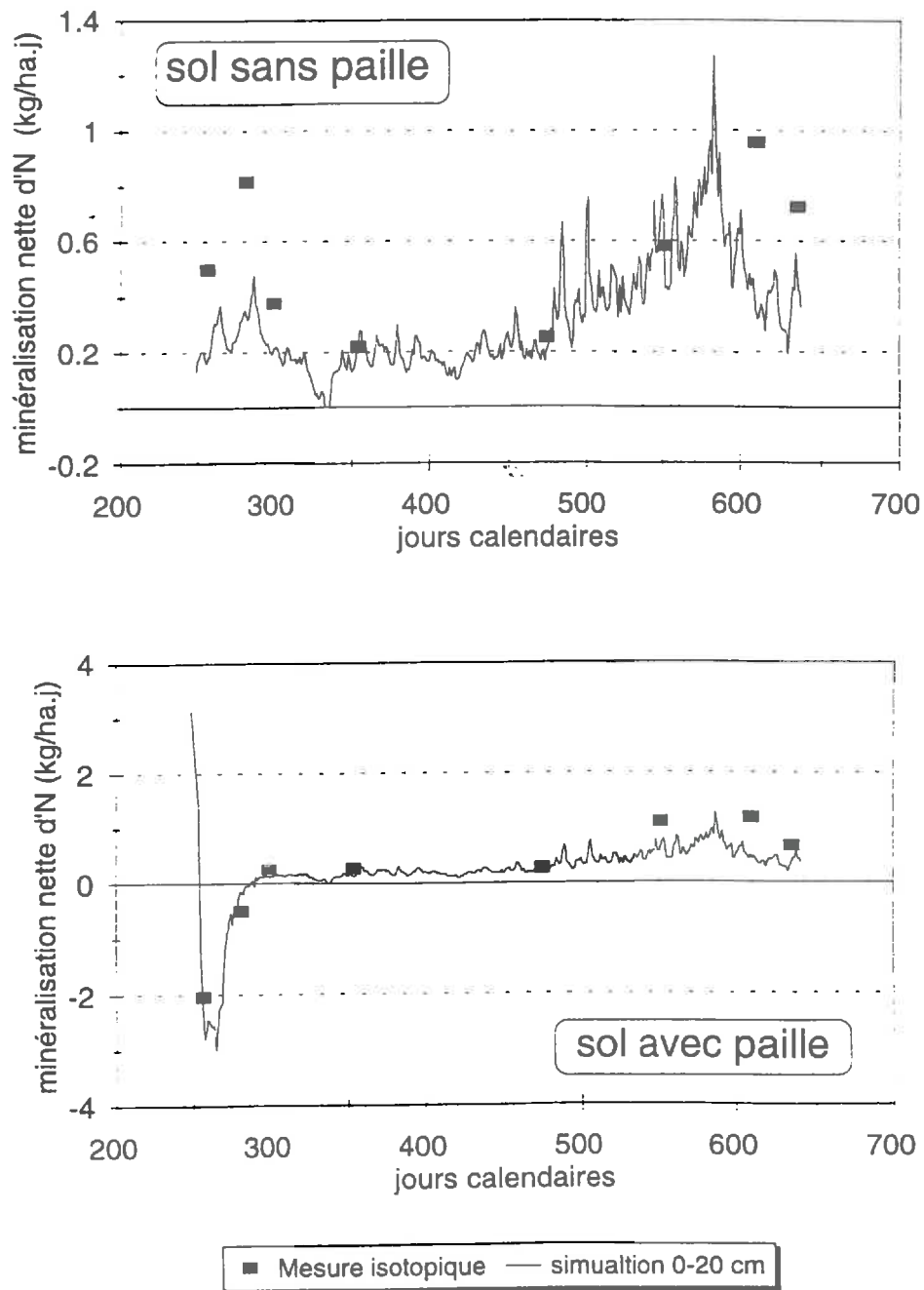


figure 95 : Comparaison des flux de minéralisation nette simulés avec ceux obtenus par différence des mesures isotopiques de minéralisation et d'organisation brute de l'azote :

2.6. Evolution de l'azote minéral

L'évolution de l'azote minéral (NO_3^- et NH_4^+) est suivie à la fois à l'aide des bougies poreuses et par carottage. Le transfert du $^{15}\text{NO}_3$ apporté en même temps que le chlorure le 9 décembre 1993 (jour 343) a également été suivi. La confrontation des évolutions de l'azote minéral simulées avec les mesures permet d'évaluer la manière dont sont couplés les mécanismes de transferts d'eau, de solutés et de chaleur, et de transformations de l'azote.

2.6.1. Evolution des quantités d'ammonium

L'adsorption de l'ammonium sur la phase minérale dans le modèle n'est pas prise en compte dans ce travail. Les simulations donnent par conséquent la quantité totale d'ammonium présent dans le sol, mais pas la concentration en ammonium de la solution du sol. En toute rigueur, les concentrations simulées et celles mesurées à l'aide des bougies poreuses ne sont pas comparables. C'est pourquoi nous n'analyserons que les simulations des quantités totales d'ammonium du sol obtenues par couche de 30 cm (**figures 96 et 97**). Les simulations ne sont pas en accord avec les observations :

- Le modèle simule une chute rapide des quantités d'ammonium, notamment entre 0 et 60 cm. Après un mois, le stock d'ammonium est quasi nul à ces profondeurs.
- Au contraire, les mesures montrent une accumulation d'ammonium dans le sol, principalement en période hivernale, période où la nitrification se trouve probablement limitée par les faibles températures.

Ces écarts peuvent provenir soit d'une sous-estimation des flux d'entrée du pool NH_4 (minéralisation), soit d'une surestimation des sorties (organisation, humification, nitrification) (**figure 98**).

◆ *Hypothèse d'une mauvaise estimation des flux bruts de minéralisation et d'organisation de l'azote*

Nous avons vu dans le paragraphe 2.5.2 de ce chapitre, qu'en dehors de la phase de décomposition des résidus (avant le jour 300), les flux bruts simulés d'organisation et de minéralisation de l'azote sont en accord avec les mesures isotopiques de ces flux (*cf.* **figures 93 et 94**). La minéralisation nette est également bien restituée pour les deux traitements. Les hypothèses d'une sous-estimation de la minéralisation ou d'une surestimation de l'organisation peuvent donc être écartées.

◆ *Hypothèse d'une mauvaise estimation de la nitrification et de l'humification*

Il est considéré dans le modèle biologique, que l'ammonium minéralisé ou reminéralisé est ensuite tout d'abord organisé, puis nitrifié, puis humifié s'il en reste dans le sol (**figure 98**). La quantité d'azote humifiée dépend donc de la quantité d'azote nitrifiée.

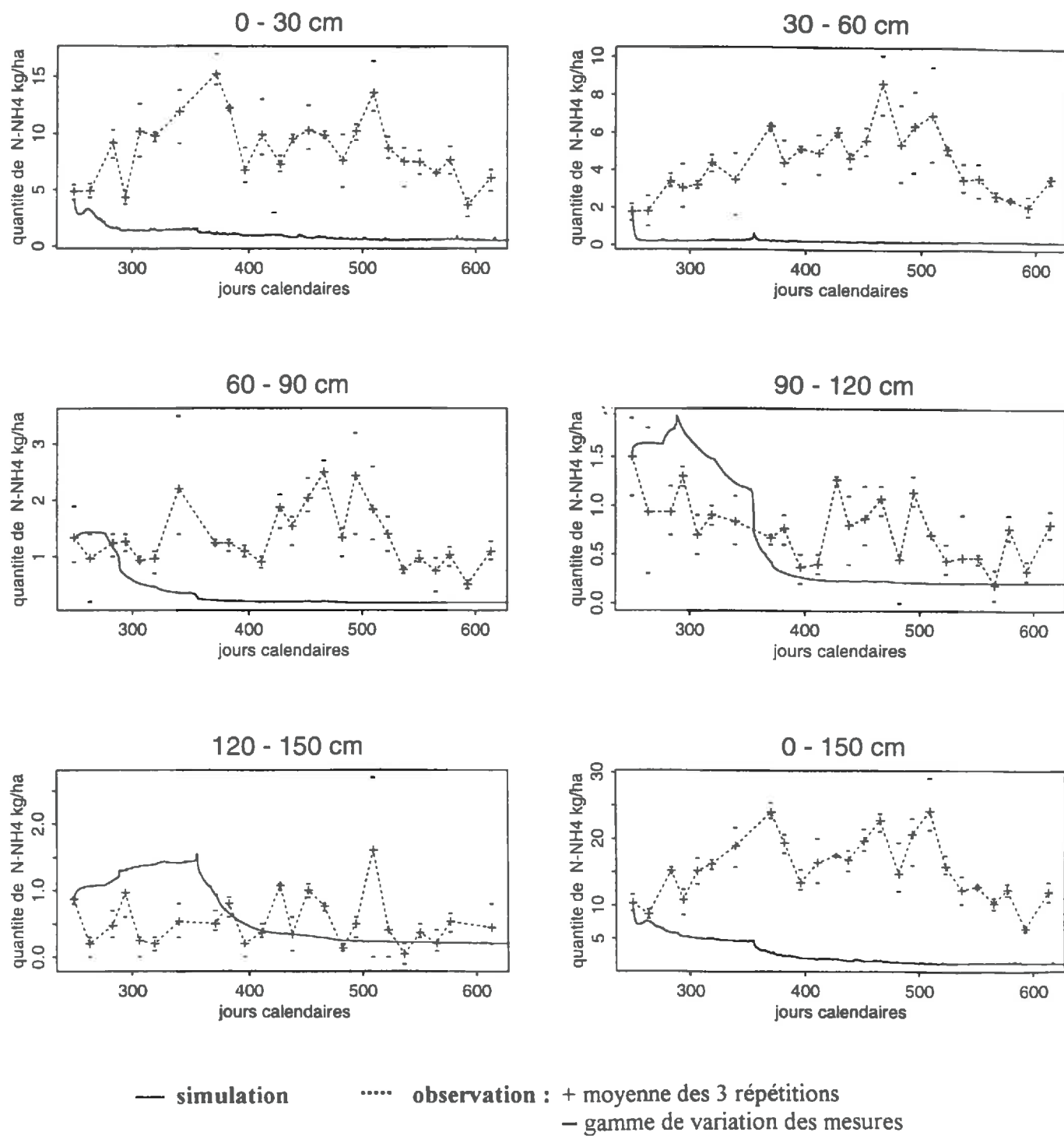


figure 96: Evolution des quantités d'ammonium simulées et mesurées pour le sol sans paille.

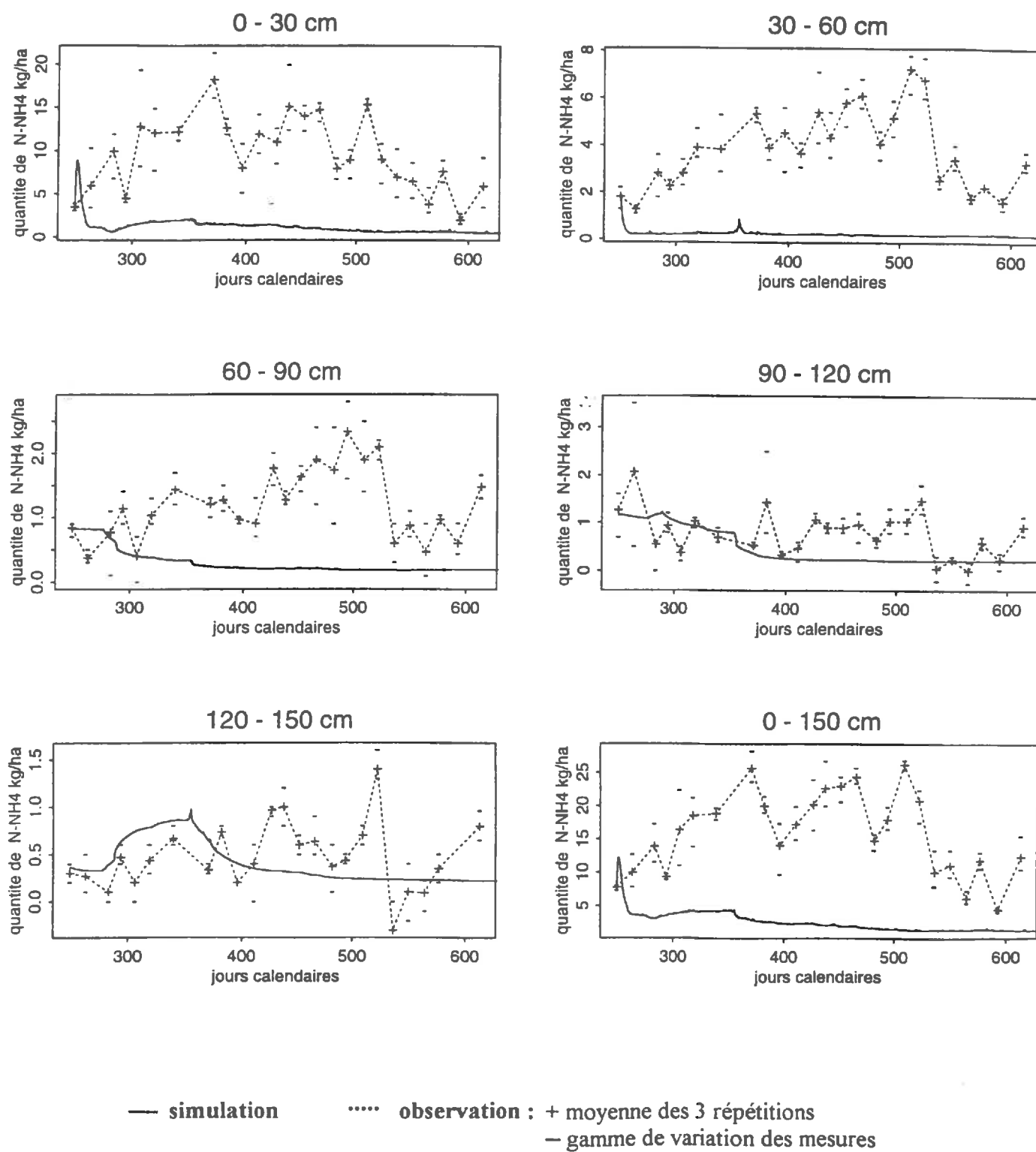


figure 97: Evolution des quantités d'ammonium simulées et mesurées pour le sol avec paille.

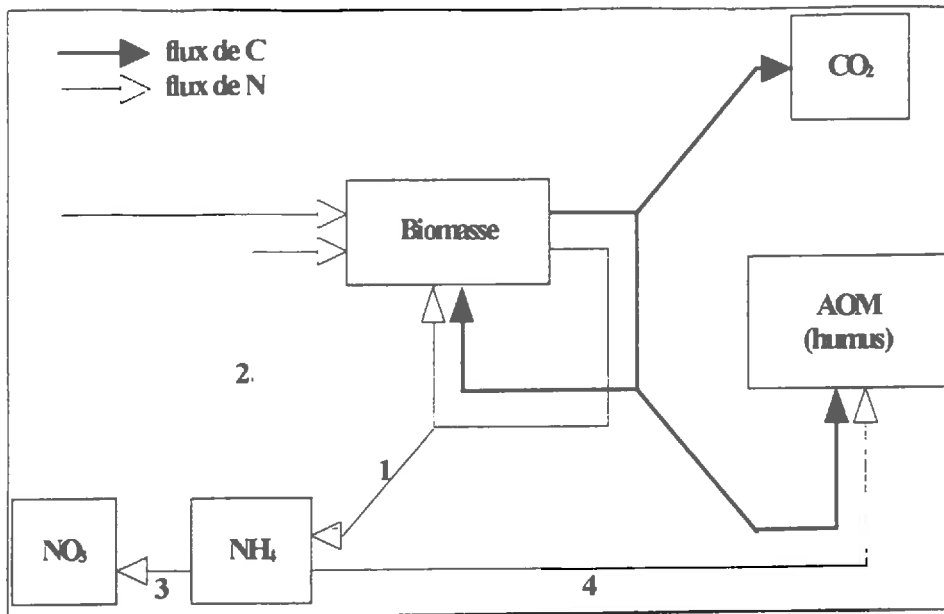


figure 98 :

Mode de représentation considéré dans le modèle pour les mécanismes qui gouvernent les quantités d'ammonium dans le sol.

Les chiffres donnent l'ordre dans lequel ces mécanismes interviennent :

- 1 : (re)minéralisation
- 2 : organisation
- 3 : nitrification
- 4 : humification

La nitrification est contrôlée par les paramètres de la cinétique Michaélis-Menten considérée dans le modèle. Rappelons que ces paramètres sont obtenus par ajustement. Si l'on admet l'hypothèse d'une surestimation de la nitrification, cela entraîne une surestimation des quantités de nitrate d'une dizaine de kilogrammes par hectare d'azote, pour l'horizon labouré. Au regard des quantités de nitrate initialement présentes dans cet horizon (près de 150 kg N-NO₃ /ha pour les deux traitements), cette erreur relative de 100 % sur le stock d'ammonium correspondrait à une erreur relative de 7 % sur le stock de nitrate. Nous verrons par la suite que les écarts entre quantités de nitrate simulées et observées dépassent largement cette marge d'erreur. Dans cette mesure, il est difficile de conclure sur l'existence d'une surestimation de la nitrification avec le jeu de données acquis dans le cadre de ce travail.

L'humification de l'azote est contrôlée par celle du carbone. Pour ce mécanisme, la stoechiométrie C-N est variable. Il est prévu dans le modèle que le C de la lignine (dépourvue d'azote) et des métabolites microbiens n'est pas assimilée par la biomasse. Dans ce travail, nous avons considéré que la lignine ne s'humifiait pas au cours de l'année de mesure. Seul le carbone issu recyclage des deux biomasses est humifié. Pour ce qui est de l'humification de l'azote, deux hypothèses de base sont considérées :

- Il s'humifie autant d'ammonium possible avec le carbone, de manière à conserver le rapport C/N de l'humus du sol (AOM).
- Le rapport C/N de l'AOM ne doit pas descendre en dessous d'une valeur critique fixée au départ (en l'occurrence 8).

Par conséquent, s'il n'y a pas assez d'ammonium dans le milieu, le rapport C/N de l'AOM augmente. Dans où l'ammonium est présent en quantité suffisante, l'ammonium est humifié dans sa totalité ou en partie, suivant le nouveau rapport C/N de l'AOM obtenu après humification de N. La figure 99 montre les résultats des simulations concernant l'évolution du rapport C/N de l'AOM (a), les flux de nitrification (b) et d'humification de l'azote (c).

Le rapport C/N simulé du pool AOM n'a cessé de diminuer au cours du temps pour le traitement sans paille (SP). Il a au contraire augmenté jusqu'au jour 300 pour le traitement avec paille (PA). Cela signifie que d'après les simulations, l'ammonium a toujours été présent en quantité suffisante pour être humifié pour le sol sans paille, alors qu'il n'y a plus d'ammonium dans le sol au moment du "pic" d'organisation de l'azote pour le

traitement avec paille (cf. figures 94-2). Avec ce mode de représentation de l'humification, le modèle ne peut simuler d'accumulation de NH_4^- dans le sol.

En définitive, les écart constatés sur l'ammonium peuvent certainement liés à une mauvaise description de l'humification, mais on ne peut cependant pas exclure la possibilité d'une mauvaise définition des paramètres de la nitrification.

Nous pouvons noter par ailleurs, que si nous avons pris en compte l'humification de la lignine, comme nous aurions dû le faire en toute rigueur, cela n'aurait fait qu'amplifier les écarts constatés au niveau de l'ammonium.

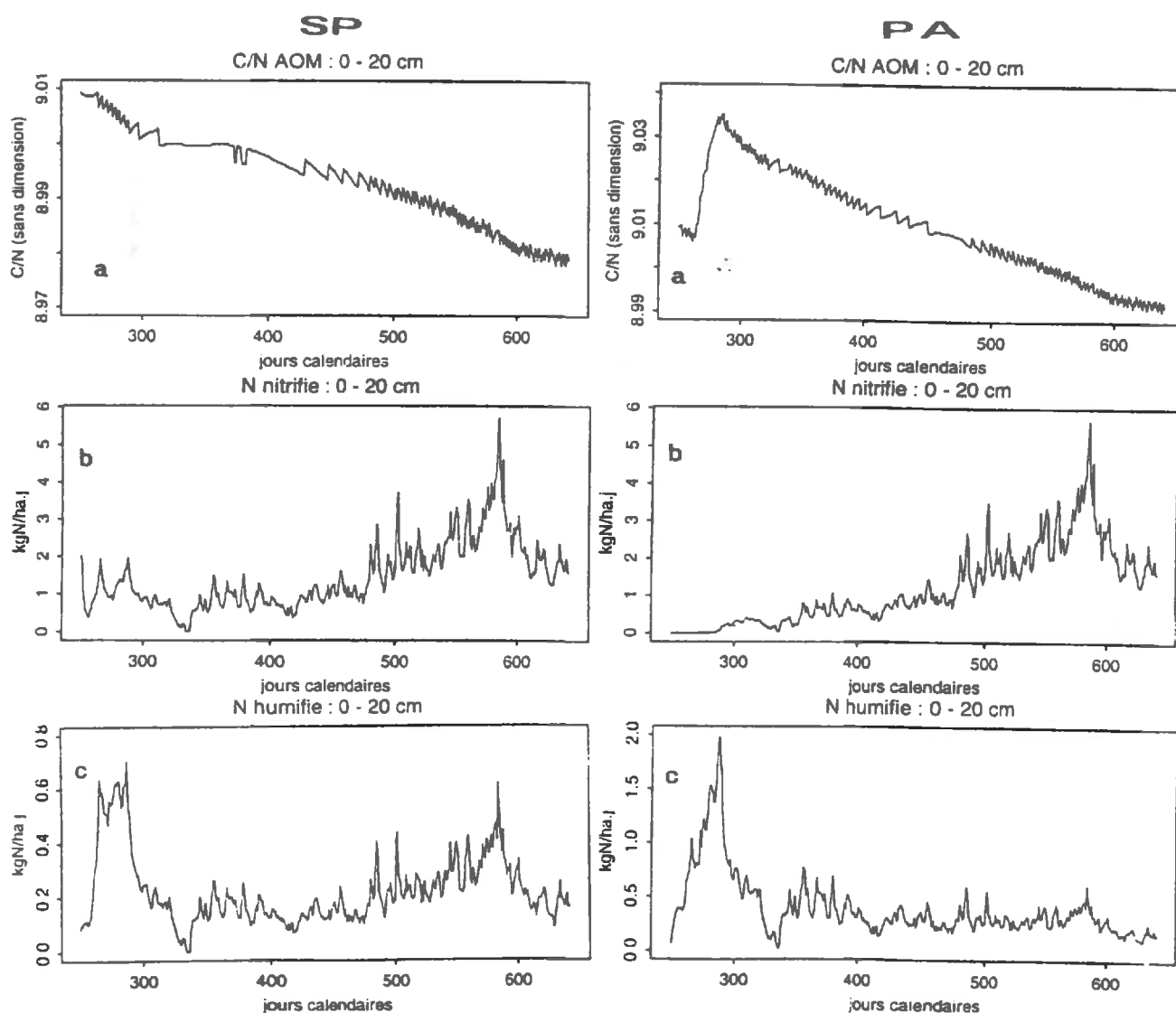


figure 99 : Résultats des simulations de l'évolution du rapport C/N de l'AOM (a), des flux de nitrification (b) et d'humification (c) de l'azote pour les sol s sans paille (SP) et avec paille (PA).

2.6.2. Stocks de nitrate sur 0-150 cm, 0-90 cm et 0-60 cm

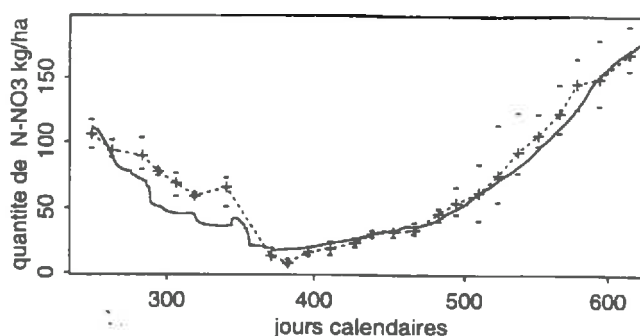
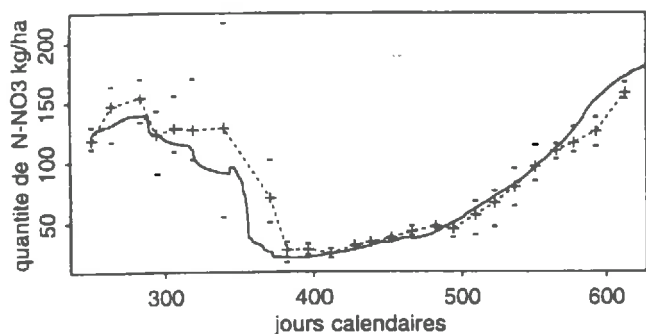
La figure 100 présente la comparaison entre les quantités de nitrate mesurées par carottage et celles simulées, pour les profondeurs 0-150 cm (a et b), 0-90 cm (c et d) et 0-60 cm (e et f) et pour chacun des deux traitements. Les quantités de nitrate observées sur 0-150 cm ont varié au cours du temps entre 0 et 250 kg NO₃ ha⁻¹. D'une manière générale, les variations de stock de nitrate observées pour les deux traitements sont globalement bien simulées par le modèle.

SP

PA

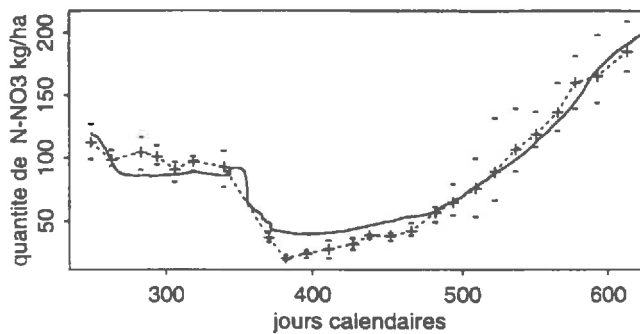
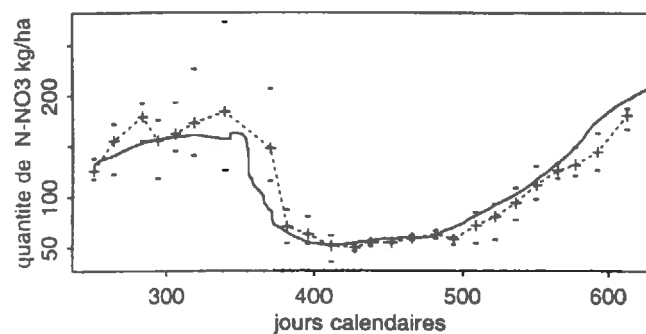
0 - 60 cm

0 - 60 cm



0 - 90 cm

0 - 90 cm



0 - 150 cm

0 - 150 cm

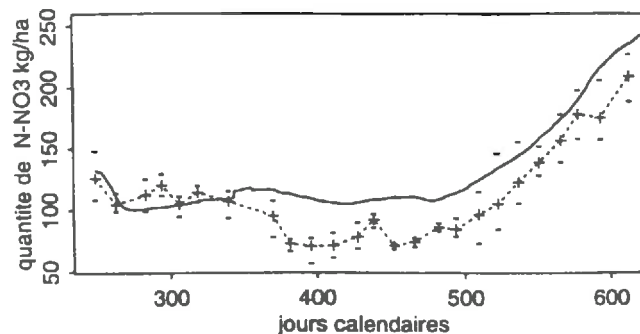
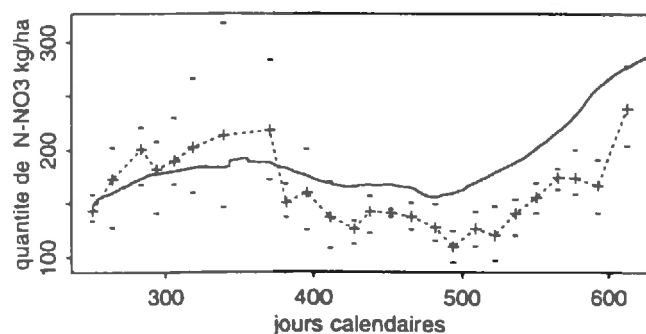


figure 100 : Restitution de l'évolution des stock d'azote nitrique dans les couches 0-150, 0-60 et 0-90 pour les sols sans paille (SP) et avec paille (PA).

Pour 0-150 cm, le modèle a tendance à sous-estimer les quantités de nitrate entre le jour 240 et le jour 360 : l'écart maximum est d'environ 20 kg NO₃ ha⁻¹ pour les deux traitements. Le modèle surestime ensuite systématiquement les quantités observées : d'environ 50 kg NO₃ ha⁻¹ de nitrate pour le traitement sans paille et 25 kg NO₃ ha⁻¹ pour le traitement paille. Ces écarts apparaissent en janvier et restent à peu près constants ensuite.

Or les quantités de nitrate observées sur 0-60 cm et sur 0-90 cm sont bien simulées. Les écarts sur le stock total semblent donc plus liés à la simulation du transfert du nitrate qu'à un problème de simulation des processus biologiques.

La restitution du stock de nitrate sur 0-150 cm apparaît meilleure pour le traitement paille que pour le traitement sans paille, notamment au début de la période de simulation (du jour 275 au jour 380). L'analyse statistique (**figure 101** et **tableau 46**) révèle en fait que les biais moyens constatés sur les deux traitements sont proches, entre 30 et 40 kg NO₃ ha⁻¹ pour l'erreur moyenne absolue (MAE) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE). Par contre, l'erreur moyenne absolue sur 0-90 cm est inférieure à 12 kg NO₃ ha⁻¹ quels que soient le traitement et la période de mesure. Nous pouvons donc conclure à une restitution globalement équivalente des stocks de nitrate pour les deux traitements.

couche	site	a	b	N	r ²	σ _{res}	M	MAE	RMSE	RMSE/MAE	EF
0-150 cm	PA	0.933	31.3	24	0.78	18.7	-23.9	27.1	30.3	1.12	0.33
	SP	0.465		24	0.27	26.1	-23.6	34.6	39.1	1.13	-0.37
0-60 cm	PA	0.903		24	0.94	10.1	5.0	9.1	11.9	1.31	0.93
	SP	0.984		24	0.90	14.9	4.2	10.3	15.2	1.50	0.89
0-90 cm	PA	0.838		24	0.95	9.5	-3.8	10.7	12.5	1.17	0.93
	SP	0.882		24	0.86	17.4	1.1	12.1	18.0	1.49	0.86

tableau 46 : Corrélation entre les stocks d'azote nitrique observé et simulés pour les sols avec paille (PA) et sans paille(SP).

Les écarts entre simulation et observation peuvent être temporairement de 60 kg/ha pour le sol sans paille et de 20 kg/ha pour le sol avec paille, comme le montre **figure 101 B**. Par ailleurs, ces écarts ne se répartissent pas de façon similaire au cours du temps pour les deux traitements. Les quantités de nitrate sont sous-estimée jusqu'au jour 400 et surestimées ensuite.

Si l'on considère le stock sur 0-150 cm, on observe une bonne corrélation entre valeurs simulées et observées pour le traitement paille, mais une mauvaise corrélation pour le traitement sans paille ($r^2 = 0.3$ et $EF < 0$). Les résidus apparaissent très structurés. On note également une plus forte variabilité dans les mesures, en particulier en fin d'automne, dans le traitement sans paille. Cette variabilité est discutée lors de l'analyse de données dans l'annexe III. Ce constat soulève la nécessité de tenir compte de la variance des mesures dans l'évaluation quantitative du modèle. La variance est facile à prendre en compte du point de vue statistique pour ce qui concerne le stock de nitrate, puisque les répétitions correspondent à des échantillons indépendants. Il sera notamment intéressant d'utiliser les critères statistiques proposés par Whitmore (1991).

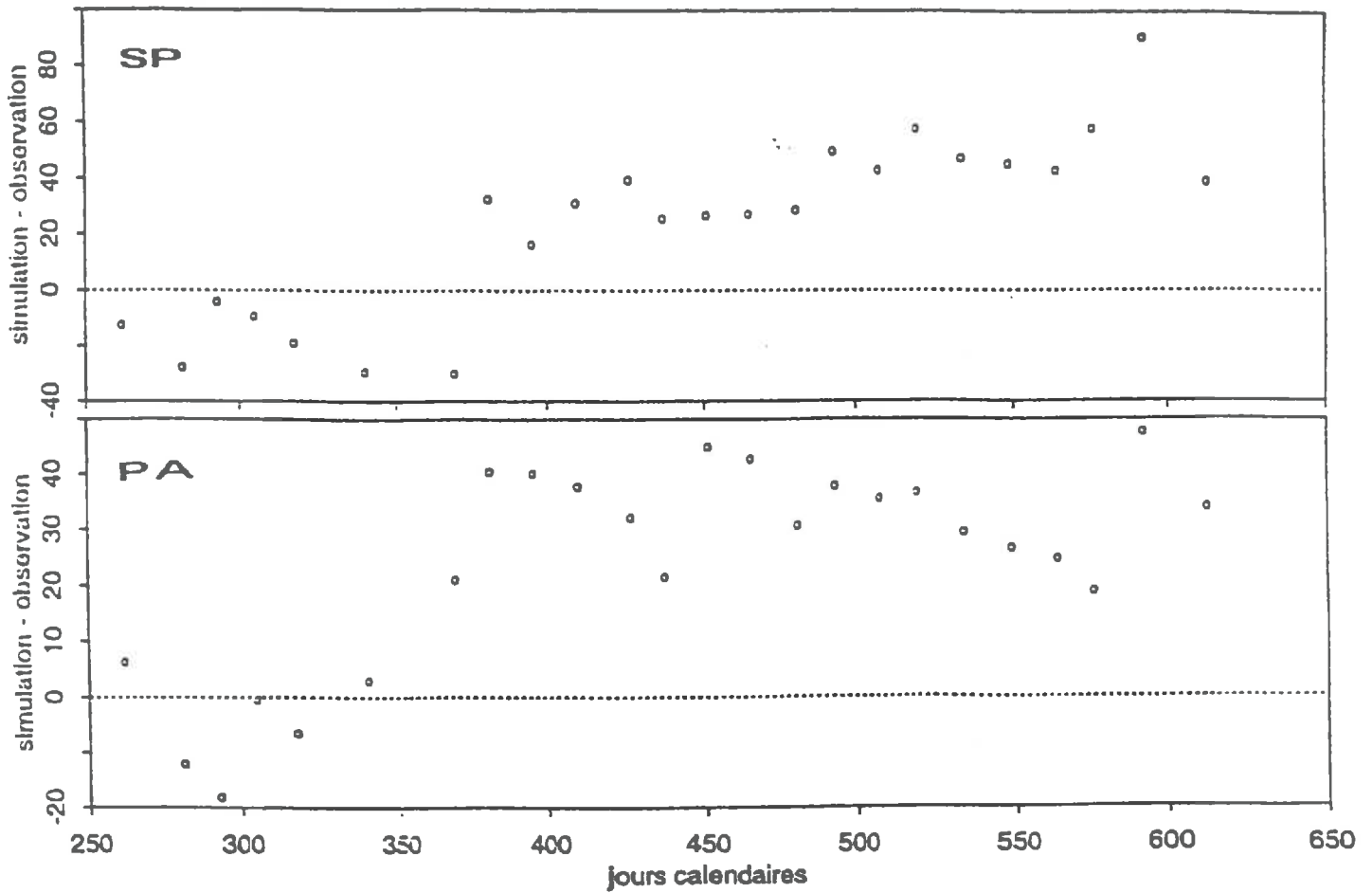
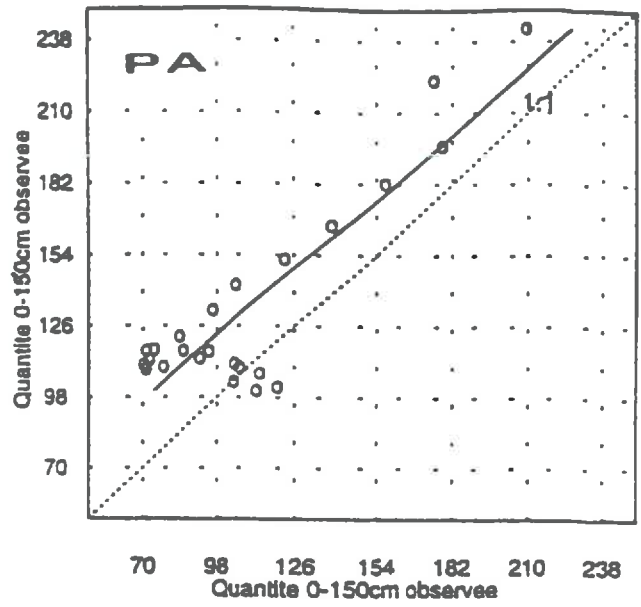
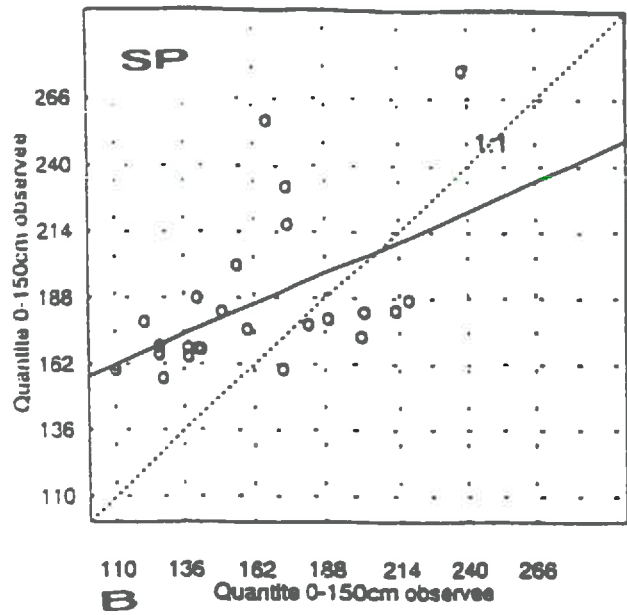


figure 101 : Corrélation entre la quantité d'azote nitrique observée et simulée (exprimé en kg N/ha) dans la couche 0-150 cm pour les sols sans paille (SP) et avec paille (PA).

2.6.3. Evolution des stocks de nitrate par couche (carottages)

Les résultats de stock de nitrate obtenus par couche de 3 à cm par carottage sont présentés dans la **figure 102** pour le sol sans paille et la **figure 103** pour le sol avec paille. Les résultats seront analysés :

- pour la période automnale-hivernale (jours 240 à 380) pendant laquelle nous avons noté une sous-estimation des stocks de nitrate sur tout le profil
- pour la période postérieure au jour 380 où le modèle surestime le stock de nitrate sur 0-150 cm

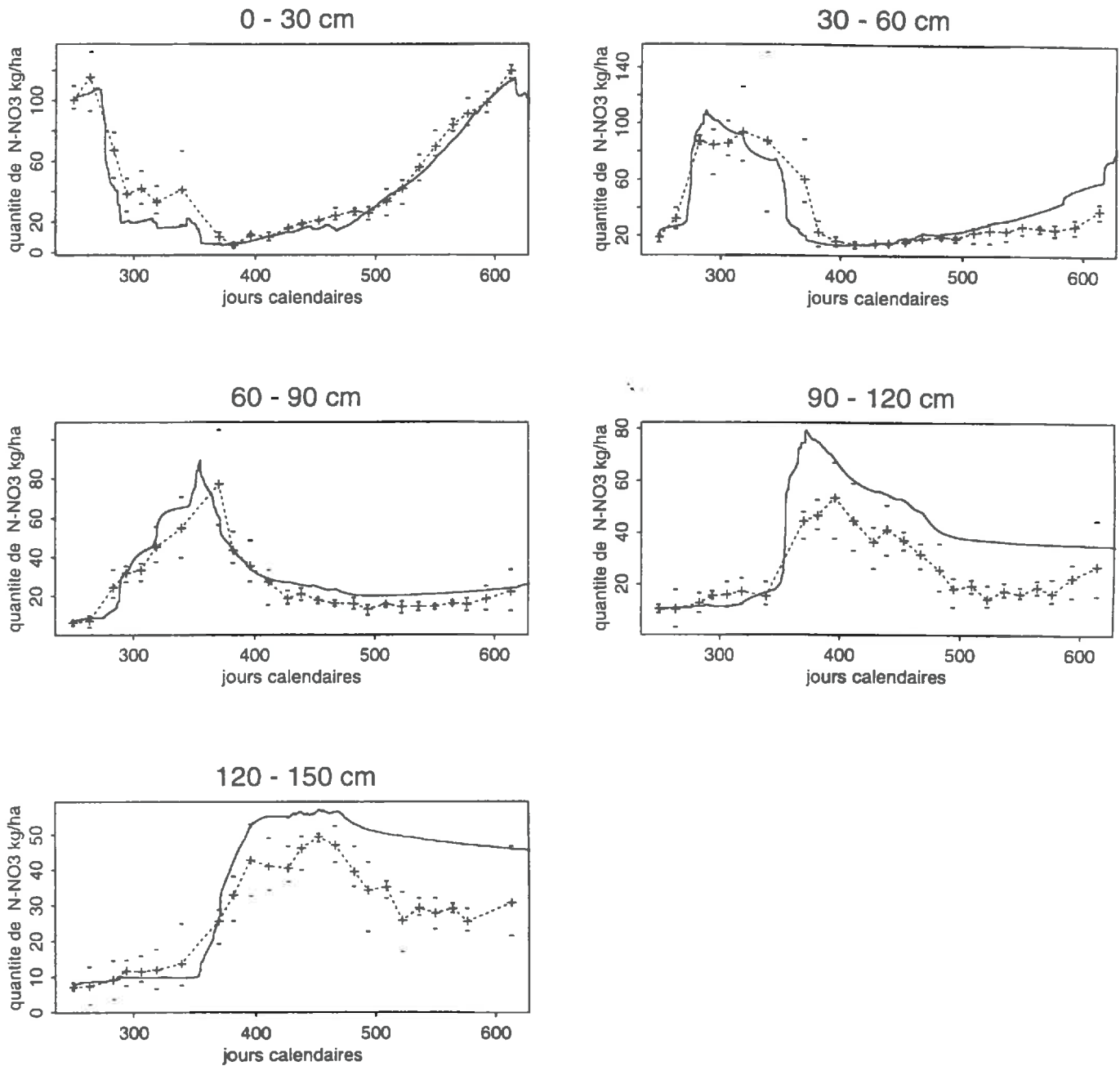
2.6.3.a. Période 240 à 380 jours

Pour les couches 0-30 et 0-60 cm, le modèle sous-estime les quantités de nitrate d'environ 20 kg N ha⁻¹ pour les deux traitements, à partir du jour 275. Nous avons vu que le modèle sous-estime la température de 1°C en moyenne sur 0-30 cm à cette période. Cet écart peut entraîner une sous-estimation de la vitesse de minéralisation de l'azote de 12%, ce qui correspondrait à peu près à 2 kg NO₃ ha⁻¹ sur une période considérée. La mauvaise restitution de la température ne suffit pas à expliquer l'écart observé. De plus, nous n'avons pas constaté de sous-estimation notable du potentiel hydrique à cette période. Ceci amène à penser que l'écart provient plutôt d'une surestimation du lessivage du nitrate.

L'analyse des simulations aux profondeurs sous-jacentes confirme cette hypothèse. En effet, quel que soit le traitement, le modèle surestime le stock de nitrate entre 60 et 90 cm d'une quantité égale à celle qui est sous-estimée entre 0 et 60 cm (c'est à dire d'environ 20 kg NO₃ ha⁻¹). Cette surestimation est sans doute liée à trois événements pluvieux importants : 37 mm entre les jours 284 et 287 ; 26 mm entre 314 et 318 jours ; 88 mm entre 355 et 359 jours. Les simulations font en effet apparaître une disparition du nitrate dans la couche 30-60 cm en trois temps. Le nitrate réapparaît dans la couche 60-90 cm sous forme de trois pics correspondant à ces trois périodes pluvieuses. L'apparition brutale du nitrate au niveau de la couche 90-120 cm coïncide également avec la phase pluvieuse des jours 355 à 359. Par conséquent, il apparaît que les écarts de stocks simulés de nitrate et ceux observés, constatés entre les jours 275 et 380, résultent d'une surestimation du lessivage du nitrate au niveau de l'horizon 30-60 cm.

2.6.3.b. Période 380 à 640 jours

L'écart qui apparaît sur tout le profil après le jour 380 concerne les couches situées entre 90 et 150 cm et, dans une moindre mesure, la couche 60-90 cm. Des écarts similaires ont été observés pour le chlorure à ces mêmes profondeurs. Ils ont été attribués à une mauvaise restitution des flux d'eau, à savoir une sous-estimation du drainage au printemps et en été, liée à une surestimation de l'évaporation.



— simulation observation : + moyenne des 3 répétitions
 — gamme de variation des mesures

figure 102: Evolution des quantités d'azote nitrique simulées et mesurées pour le sol sans paille.

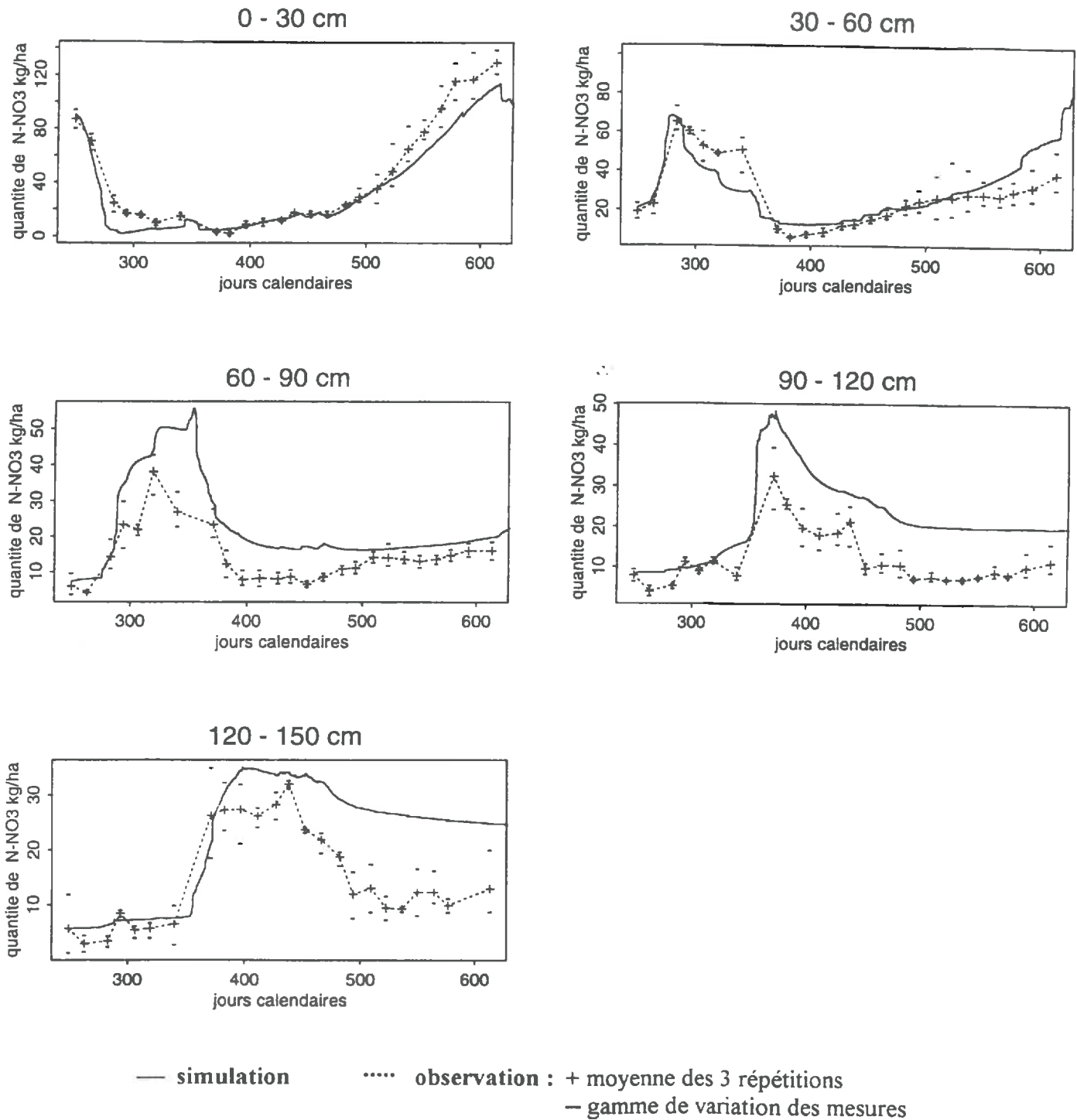


figure 103: Evolution des quantités d'azote nitrique simulées et mesurées pour le sol avec paille.

2.6.4. Evolution des concentrations en nitrate (bougies poreuses)

Les évolutions de concentrations en nitrate simulées et observées dans les bougies poreuses à chaque profondeur sont présentées dans la **figure 104** pour le traitement sans paille et la **figure 105** pour le traitement avec paille. L'étendue des mesures est également représentée dans ces graphiques.

Il faut rappeler que la condition initiale considérée dans la simulation correspond au profil de nitrate mesuré dans la zone de carottage, et que la première date de prélèvement de solution par les bougies poreuses se situe plus d'un mois après le point initial (*cf.* annexe III). Cela explique que des écarts de concentration apparaissent dès le début de la période d'observation.

Notons que la **sous-estimation du stock de nitrate observée en début de période (jour 290 à 380) notamment entre 0 et 60 cm** se retrouve à 20, 40 et 60 cm avec les concentrations suivies à l'aide des bougies poreuses. Comme pour les stocks, le nitrate apparaît en retard par rapport aux observations à 125 et 150 cm. Ce constat corrobore l'hypothèse d'une surestimation du lessivage en période hivernale.

La surestimation du stock constatée à partir de 60 cm au moment du passage du "pic" de nitrate ne se retrouve pas par rapport aux bougies, ni dans le traitement avec paille, ni dans le traitement sans paille. Les "pics" de concentration simulés apparaissent même plutôt inférieurs à ceux observés. Ces différences traduisent le fait que les mesures de concentration effectuées dans un échantillon de terre ne sont pas strictement comparables avec celles mesurées dans la solution récoltée par les bougies. La première représente la concentration de l'ensemble de la solution du sol (extraction KCl); la seconde représente la concentration d'un volume d'eau variable suivant le potentiel matriciel, la structure du sol, et le mode de prélèvement adopté avec les bougies poreuses (Freslon 1980 et Elmaloglou 1997, cités par Cheverry 1983, Morrison et Lowery 1990). Ce volume variable d'eau correspond au volume de l'eau la plus mobile. Nous avons montré, lors de l'analyse des données, que les concentrations mesurées dans les solutions récoltées avec les bougies poreuses sont systématiquement supérieures à celles calculées à partir des carottages, et ce tout au long de l'année de mesure et pour les deux traitements. Ces écarts peuvent être liés à des phénomènes d'exclusion anionique (*cf.* annexe III-3). Dans cette hypothèse, le fait que les concentrations simulées se placent entre les valeurs de concentrations mesurées à l'aide des bougies poreuses et celles mesurées par carottage montrerait la cohérence du modèle. Des mesures complémentaires (expérience en batch notamment) doivent cependant être effectuées pour confirmer cette hypothèse.

La surestimation des stocks de nitrate constatée du jour 380 au jour 640 ne se retrouve que légèrement au niveau des concentrations mesurées avec les bougies, et uniquement sous la profondeur de 100 cm. L'effet de la surestimation de l'évaporation à cette période constatée pour les transferts d'eau et de chlorure et les stocks de nitrate, se manifeste d'une façon moindre sur les concentrations en nitrate. De nouveau, ceci est sans doute lié au fait que la méthode des bougies poreuses ne donne pas accès à la concentration de l'ensemble de la solution du sol.

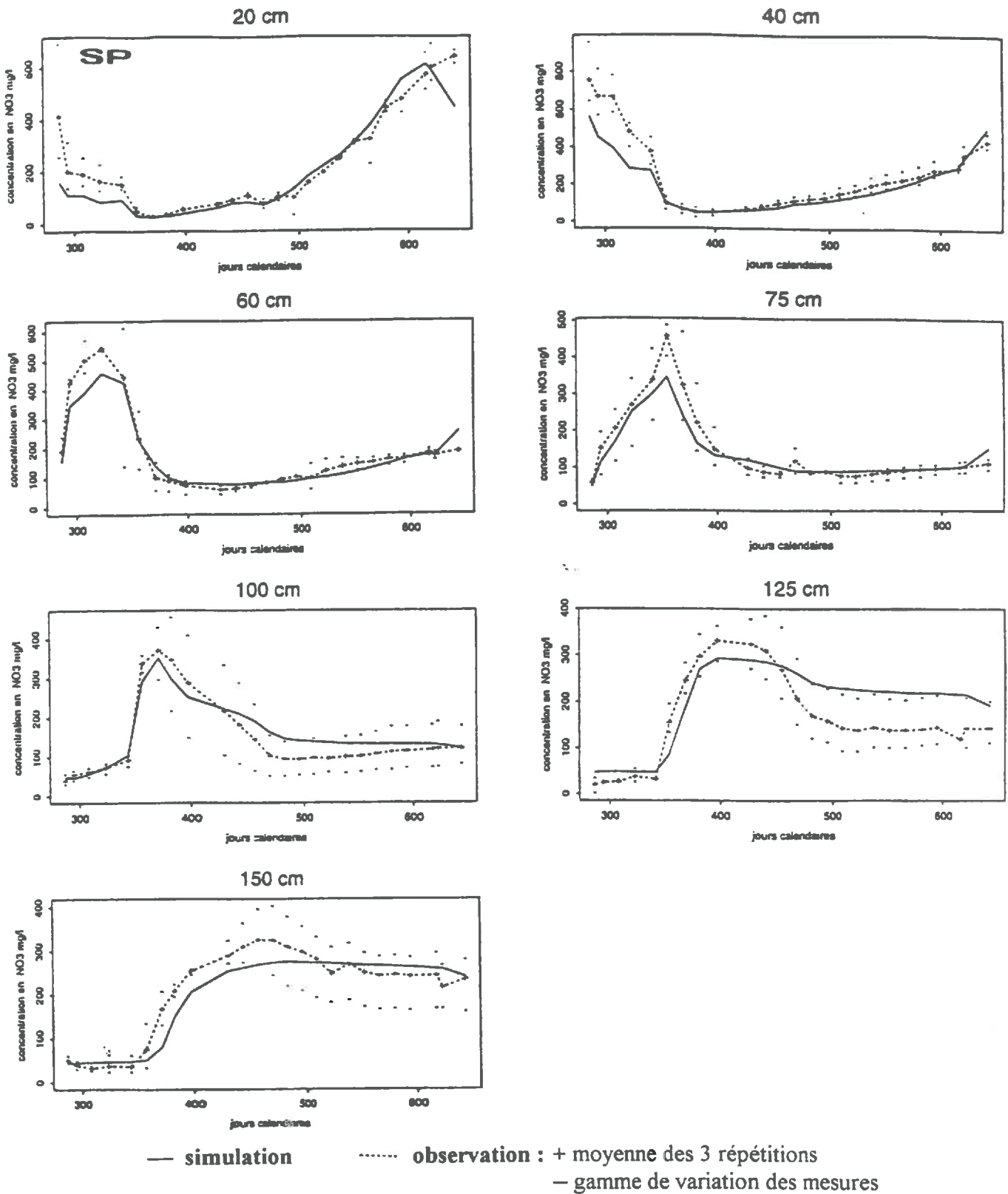


figure 104: Evolution des concentration de nitrate simulées et mesurées pour le sol sans paille.

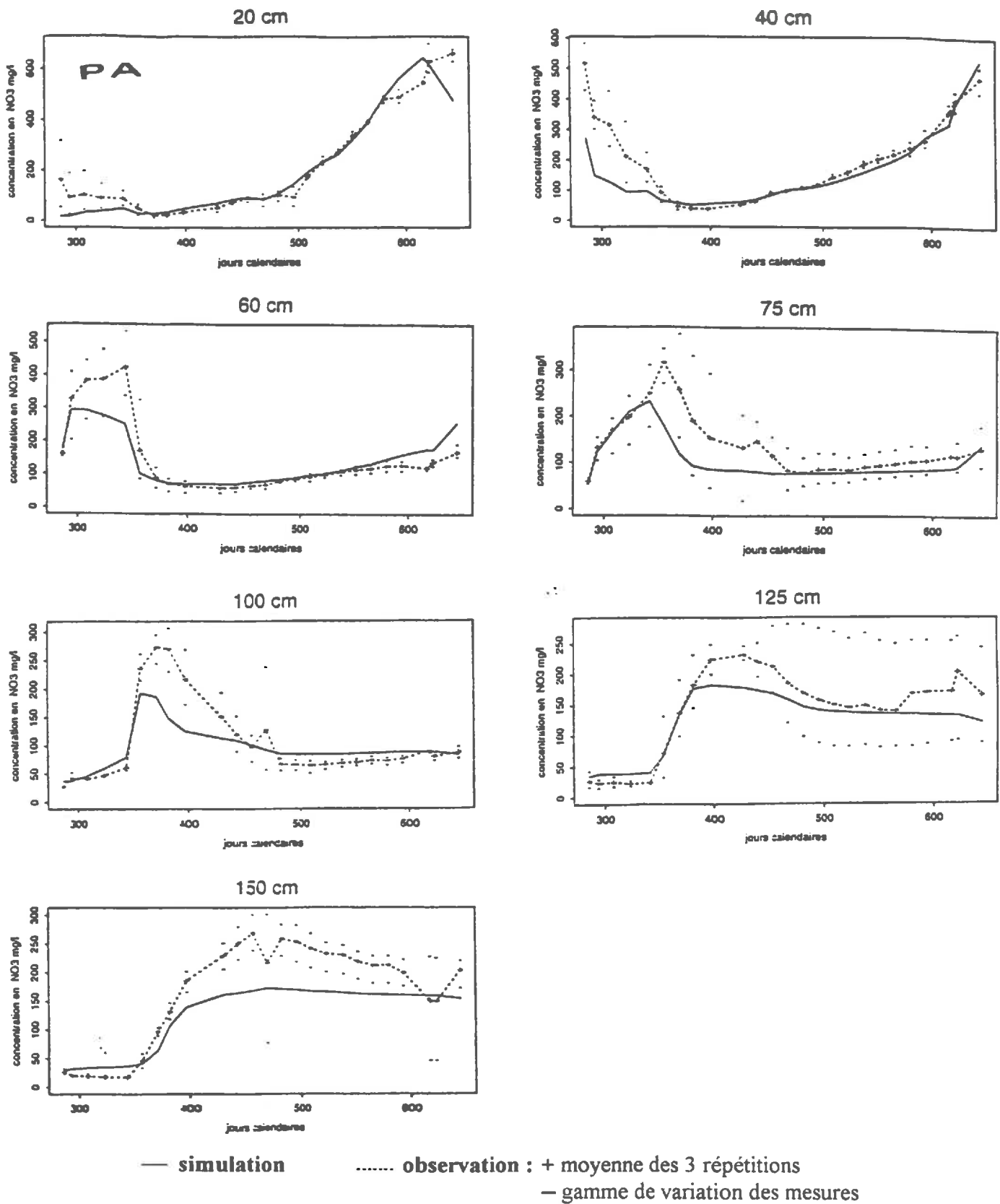


figure 105: Evolution des concentration de nitrate simulées et mesurées pour le sol avec paille.

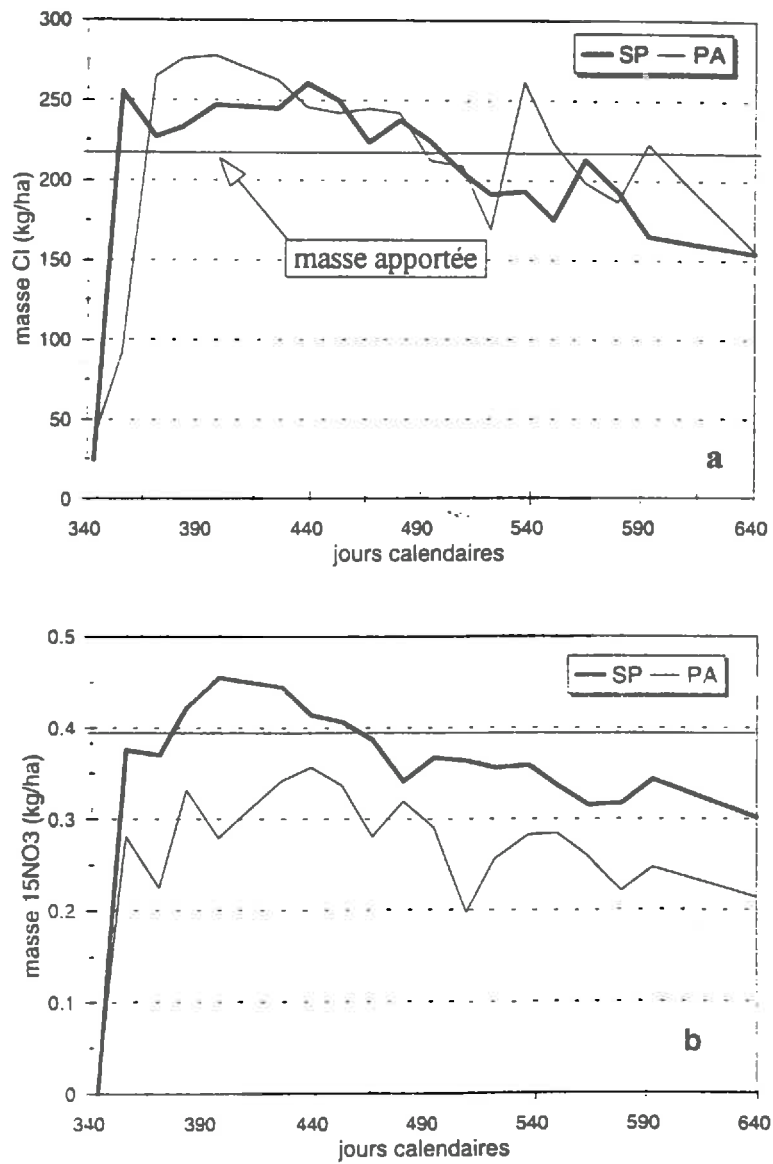


figure 106 : Bilan de masse des solutés utilisée pour l'expérience de traçage in situ au niveau de la placette sans paille (SP) et avec paille (PA) : (a) chlorure , (b) $^{15}\text{NO}_3^-$

2.6.5. Evolution des concentrations de $^{15}\text{NO}_3^-$ en excès

Les figures 107 et 108 présentent, pour le sol sans paille et le sol avec paille respectivement, l'évolution des concentrations de $^{15}\text{NO}_3^-$ en excès, c'est à dire les concentrations qui correspondent au traceur introduit le 9 décembre 1993. Ces mesures ont été effectuées à l'aide des bougies poreuses au niveau des placettes instrumentées. Les résultats sont commentés dans l'annexe III. L'évolution des concentrations de $^{15}\text{NO}_3^-$ en excès mesurées et simulées montre des caractéristiques identiques à celles observée pour le chlorure. C'est à dire :

- une bonne restitution à 20 cm
- une arrivée précoce du traceur en profondeur qui n'est pas simulée par le modèle
- une stabilisation de la concentrations simulée du traceur après le jour 500, à 60 et 75 cm .

On remarque par ailleurs que les quantités de $^{15}\text{NO}_3^-$ observées pour le sol sans paille sont systématiquement supérieures à celles du sol avec paille. L'écart entre les deux traitements représente environ 400 $\mu\text{g/l}$ de $^{15}\text{N-NO}_3^-$, soit 0.1 kg $^{15}\text{N-NO}_3^-/\text{ha}$ sur 0-150 cm (c'est à dire 25% de la quantité apportée) comme le montre le bilan de masse présenté dans la figure 106. Notons que les quantités apportées de $^{15}\text{N-NO}_3^-$ sont les mêmes pour les deux traitements (cf. annexe III). La différence entre les deux traitements se conserve au cours du temps. Ce résultat suggère que le $^{15}\text{NO}_3^-$ apporté s'est organisé rapidement après le début du traçage dans le sol avec paille. Il se comporte ensuite comme un traceur conservatif, après le jour 400, dès lors qu'il ne se trouve plus entre 0 et 20 cm.

2.6.6. Discussion et conclusions sur l'azote minéral

La confrontation des quantités d'ammonium simulées par le modèle avec celles mesurées a permis de montrer qu'il existe des problèmes dans la description de la nitrification et/ou de l'humification. Ces problèmes n'auraient pas pu être identifiés avec le nitrate seul car les quantités d'azote mises en jeu dans la nitrification et l'humification sont trop faibles au regard des quantités d'azote nitrique.

Concernant l'évolution de l'azote minéral, les écarts constatés entre simulations et observations sont principalement liés à la surestimation du lessivage en période hivernale et la surestimation de l'évaporation en période estivale. Cela ne signifie pas pour autant que le modèle fonctionne mieux sur le plan biologique que sur le plan physique. Ce constat suggère tout au plus, qu'au vu des écarts induits par une mauvaise simulation des flux d'eau, il est difficile d'identifier les éventuels problèmes qui seraient liés à une mauvaise estimation des transformations du carbone et de l'azote dans le sol.

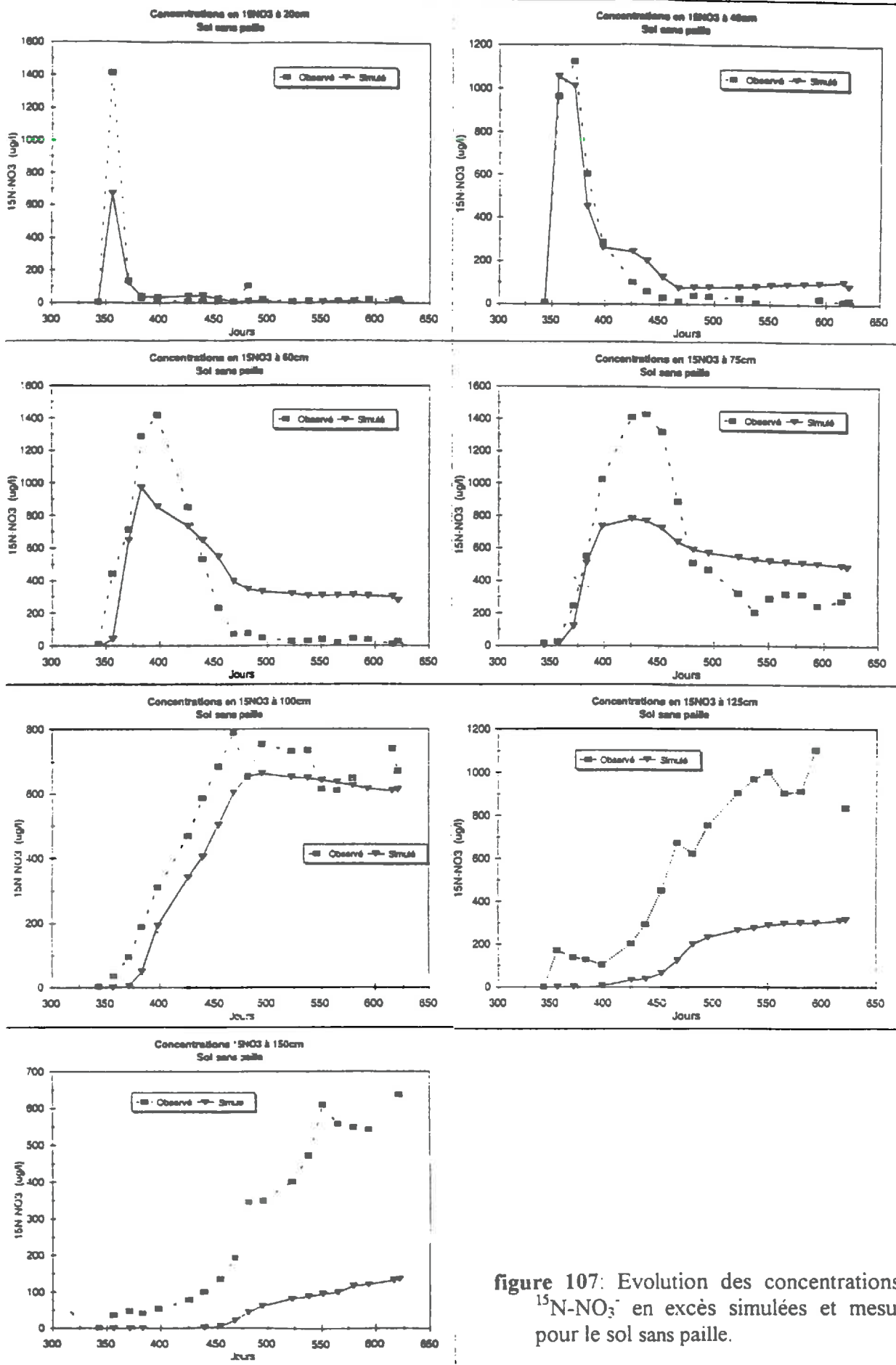


figure 107: Evolution des concentrations de $^{15}\text{N-NO}_3^-$ en excès simulées et mesurées pour le sol sans paille.

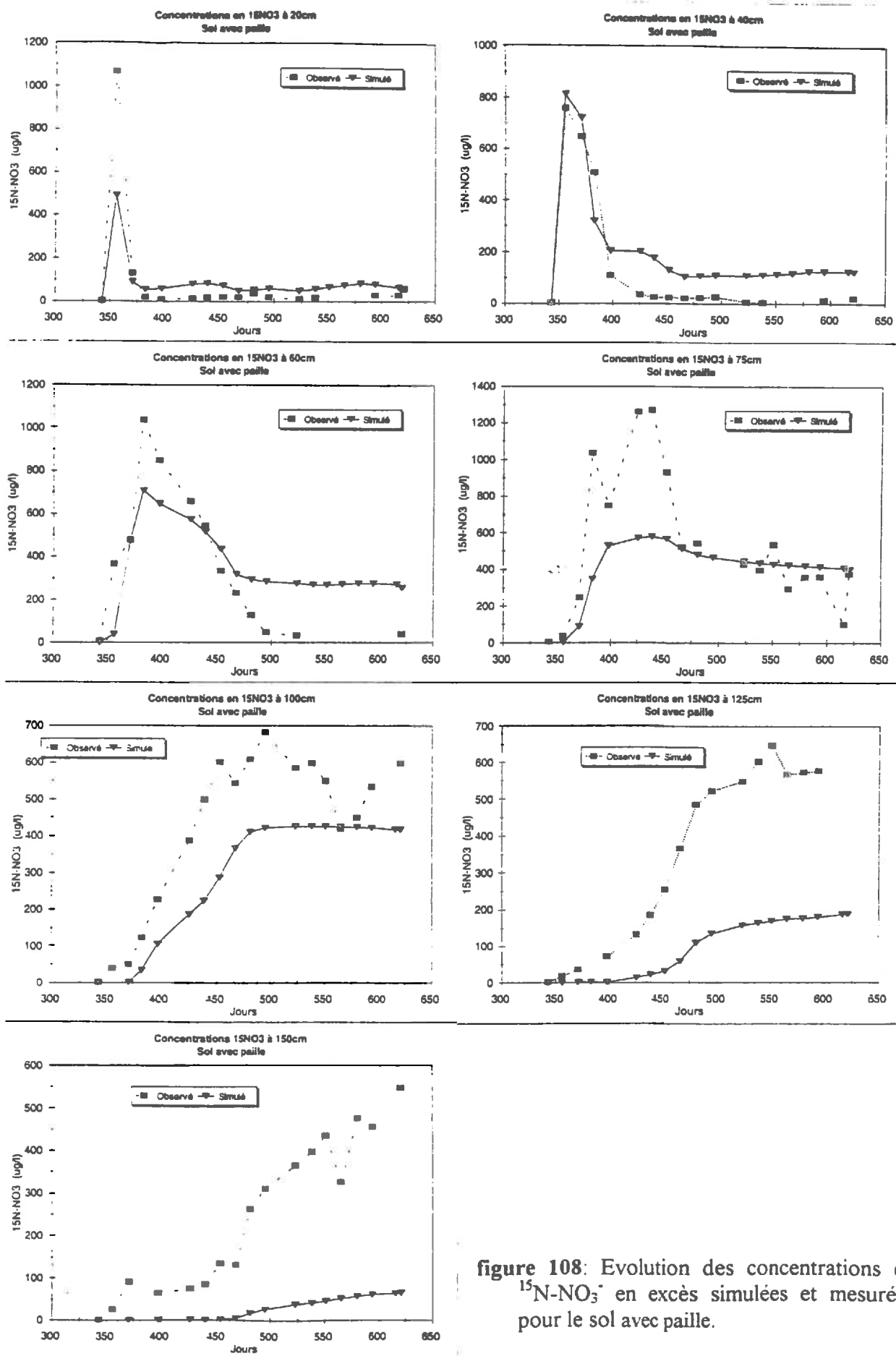


figure 108: Evolution des concentrations de $^{15}\text{N-NO}_3^-$ en excès simulées et mesurées pour le sol avec paille.

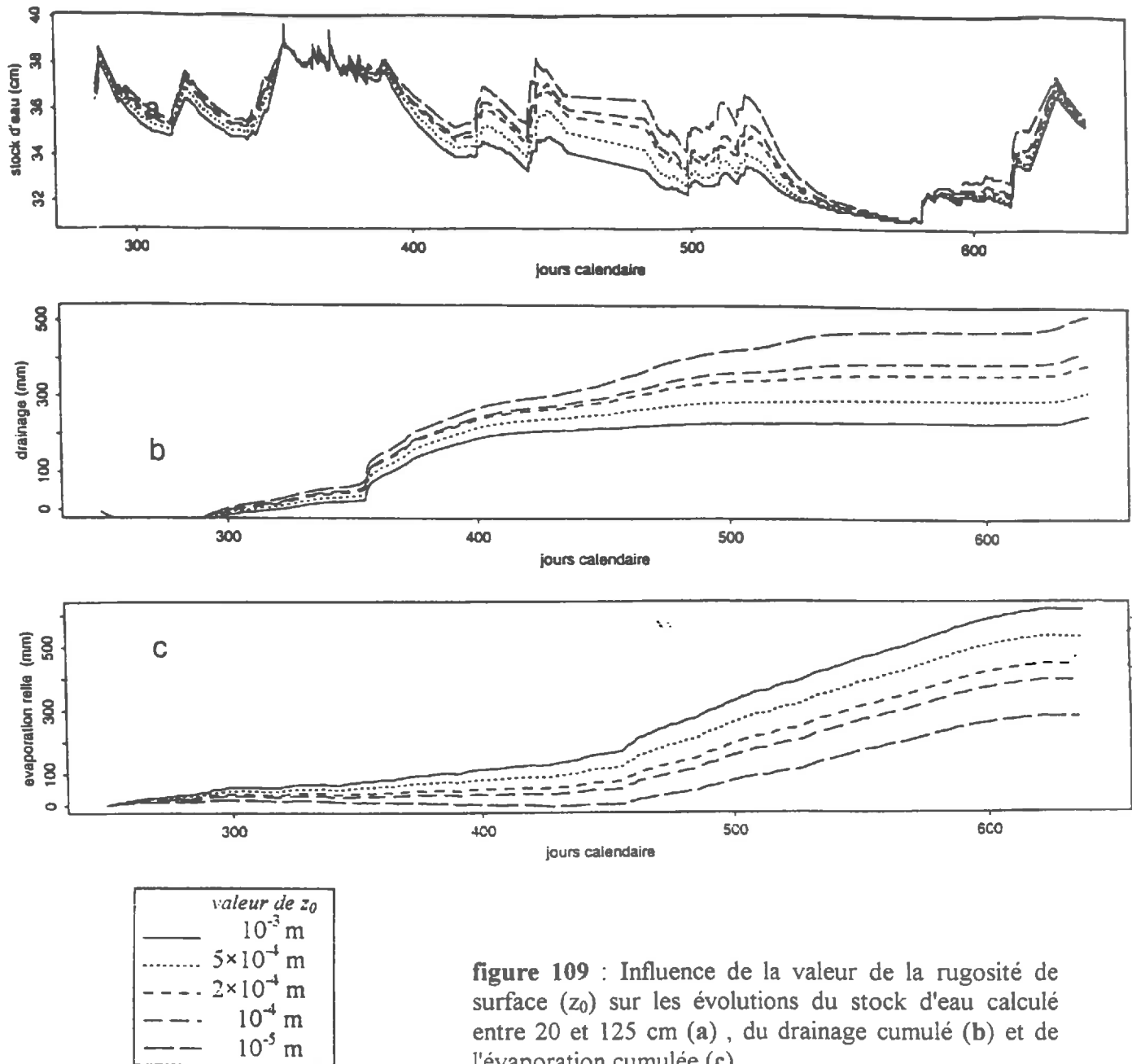


figure 109 : Influence de la valeur de la rugosité de surface (z_0) sur les évolutions du stock d'eau calculé entre 20 et 125 cm (a), du drainage cumulé (b) et de l'évaporation cumulée (c).

Valeur de z_0 (m)	Stock d'eau final (mm)	Lame d'eau drainée (mm)	lame d'eau évaporée (mm)
10^{-3}	353	253	616
5×10^{-4}	355	316	531
2×10^{-4}	356	388	444
10^{-4}	360	418	393
10^{-5}	357	519	277

tableau 47 : Influence de la valeur de z_0 sur le stock d'eau final simulé entre 20 et 125 cm, la lame d'eau totale drainée et évaporée en fin de simulation.

3. Sensibilité du modèle

Faute de temps, nous n'avons pas fait, dans ce travail d'analyse de sensibilité exhaustive du modèle. Cependant, les différentes simulations effectuées pour caler la longueur de rugosité notamment, et les erreurs commises dans les fichiers d'entrée pour certaines simulations, nous ont permis d'identifier certaines sensibilités particulières du modèle. Seront illustrées la sensibilité au paramètre z_0 de rugosité aérodynamique, la sensibilité aux lois d'actions de la température et de l'humidité, ainsi que la sensibilité au profil initial de nitrate considéré.

3.1.1. Sensibilité du modèle à z_0

Rappelons que la rugosité aérodynamique intervient dans les coefficients d'échange h_S et h_L des équations de flux de chaleur sensible (HS) et de chaleur latente (LE) (équations 15 et 16 chapitre 2 §1.3.3.). Dans notre cas, ce paramètre a été ajusté; les variables d'ajustement utilisées étant le stock d'eau et le potentiel hydrique et la température de surface (ajustement par analyse essai-erreur). Nous avons vu dans le chapitre 3 que la longueur de rugosité d'un sol se situe dans une gamme allant de 10^{-3} m à 10^{-5} m. La **figure 109** et le **tableau 47** montrent l'impact d'une variation de z_0 sur le stock total d'eau dans le sol (calculé sur 20-125 cm dans ce cas), l'évaporation et le drainage cumulé. Une erreur sur la longueur de rugosité ne se répercute pas systématiquement sur le stock d'eau. Ce paramètre influe effectivement sur les stocks d'eau en période d'évaporation essentiellement. Une erreur de 0.3 mm (par exemple si z_0 est de 0.2 mm en réalité et qu'il est pris à 0.5 mm) est tout à fait possible lorsqu'on ne dispose d'aucune mesure permettant de caractériser ce paramètre. Une telle erreur entraîne une sous-estimation du drainage et une surestimation de l'évaporation. d'environ 20 % au bout d'une année de simulation (**tableau 47**). En terme de flux journalier, cette même erreur correspond à une surestimation de 0.2 mm.j^{-1} de l'évaporation.

Nous avons essayé de faire varier ce paramètre pour mieux restituer les évolutions du stock d'eau, et des quantité de soluté en période estivale. Nous avons pu voir qu'une variation de z_0 ne permettait d'améliorer les résultats des simulations que sur une petite période, mais jamais sur toute la phase d'évaporation. Une mauvaise estimation de z_0 n'explique donc pas à elle seule la surestimation de l'évaporation constatée.

3.1.2. Sensibilité aux lois d'action des facteurs abiotiques

Tout au long de la discussion, les répercussions des erreurs d'estimation de températures et de teneurs en eau simulées, sur la simulation des vitesses de transformations biologiques ont été estimées. Ces faibles erreurs peuvent facilement expliquer des écarts de 10 à 20 % sur les vitesses de décomposition des matières organiques (*cf.* chapitre 1 § 2). Il a été souligné par ailleurs, la grande diversité des lois d'action de la température et de l'humidité considérées dans les modèles de simulation des transformation de l'azote. On peut dès lors se demander comment aurait réagit le modèle proposé dans ce travail si l'on avait utilisé l'une ou l'autre de ces lois.

Les lois d'action peuvent être représentées par des facteurs de correction f de la vitesse des transformations biologiques par rapport à leur vitesse k_{ref} prise à une température et un potentiel matriciel de référence. Pour la décomposition des matières organiques par exemple, nous pouvons écrire la relation suivante :

$$k(T_1, \psi_1) = k_{ref} \times f_T \times f_H$$

où $k(T_1, \psi_1)$ est la constante vitesse de minéralisation à la température T_1 et au potentiel matriciel ψ_1 , k_{ref} est la constante de vitesse de minéralisation à la température et au potentiel de référence; f_T et f_H sont les facteurs de correction pour la température et l'humidité respectivement.

Rodrigo *et al.* (1996) ont comparé les facteurs de correction f_T et f_H obtenus par les lois proposées dans les 9 modèles de simulation présentés en bibliographie (*cf.* chapitre 1 § 2.2). Il a utilisé pour ce faire les mesures de teneurs en eau et de température effectuées dans le cadre de ce travail sur l'horizon 0-30 cm (figure 110 a). La figure 110 b et c présente les résultats obtenus pour les fonctions d'humidité f_H (b) et de température f_T (c) pour les 9 modèles considérés.

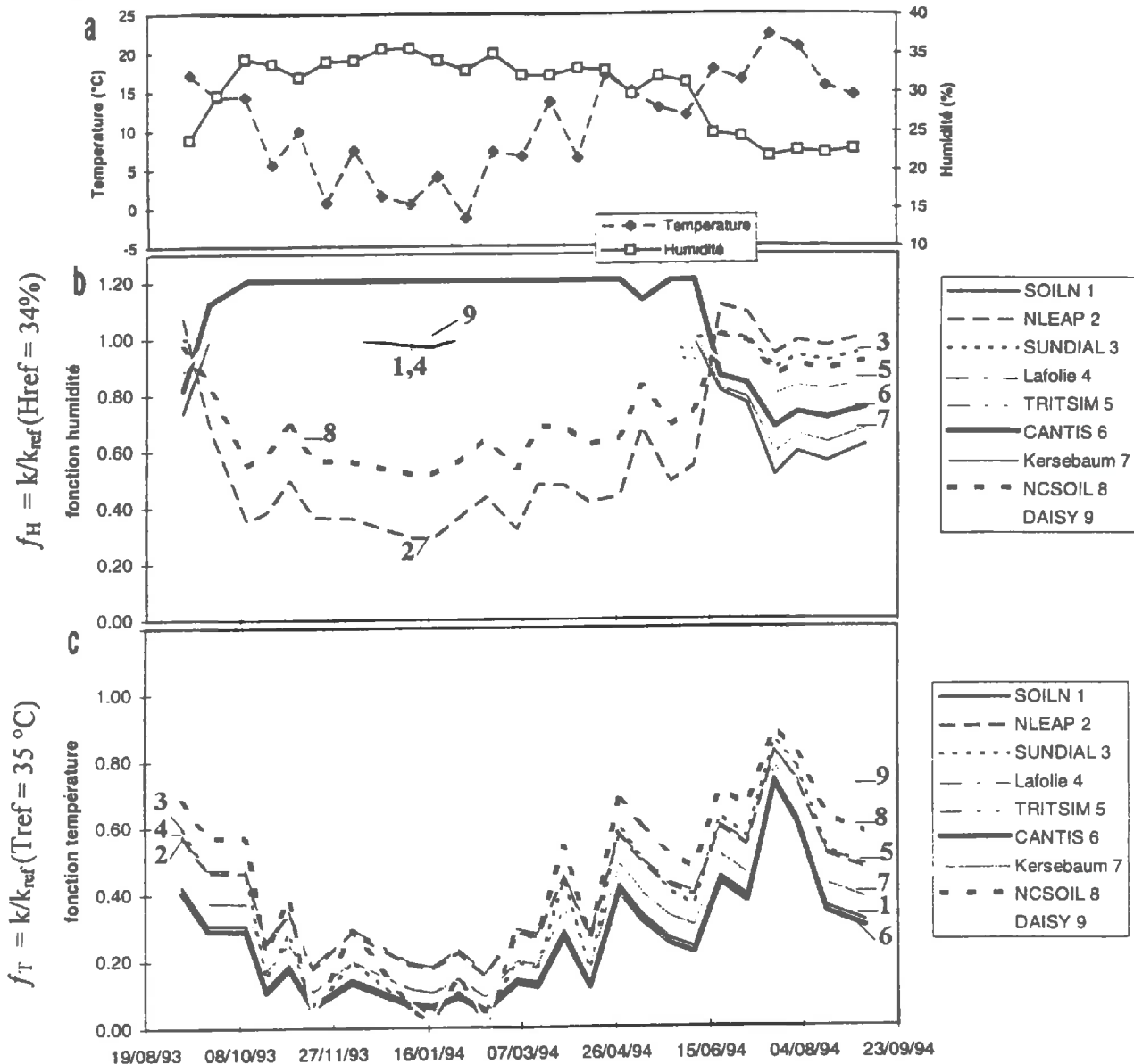


figure 110 : Comparaison des évolutions des facteurs de correction des vitesses de transformations biologiques considérées dans les 9 modèles.

a : évolutions des humidités volumiques et des températures moyennes sur 0-30 cm

b : facteur de correction relatif à l'humidité volumique

c : facteur de correction relatif à la température du sol (d'après Rodrigo *et al.* 1996)

Les références des modèles peuvent être trouvées dans le chapitre 1 § 2.

Pour effectuer la comparaison entre les 9 modèles, il a dû définir les mêmes températures et humidité de référence pour tous les modèles (*i.e.* même k_{ref}). La teneur en eau volumique de référence choisie est de 34 %, ce qui correspond à -0.03 MPa (valeur classiquement considérée dans les modèles). La température de référence est de 35°C.

Ces graphiques font l'objet du travail de Rodrigo et Recous (1996) et ne seront pas commentés en détail. Notons simplement que les modèles se comportent différemment en fonction des variations de teneurs en eau et de températures. Les différences peuvent représentées des écarts de plus de 50% de f_H et de 40% de f_T . Par rapport au modèle CANTIS utilisé pour les simulations des transformations biologiques dans ce travail (**courbe en gras**), tous les autres modèles donneraient un facteur f_H systématiquement plus faible en période hivernale, et un facteur f_T systématiquement plus élevé sur toute la période de mesure. Il apparaît donc que le modèle CANTIS est le plus restrictif par rapport aux variations de températures et le moins restrictif par rapport à celle de l'humidité du sol. La comparaison de la moyenne cumulée des facteurs f_H et f_T et de leur produit $f_H \times f_T$, présentée dans le **tableau 48** permet de mieux évaluer les écarts de vitesse de minéralisation (du carbone ou de l'azote) par rapport à la vitesse de référence considérée.

<i>modèle*</i>	f_T <i>T_{ref} = 35°C</i>	f_H	$f_T \times f_H$
SOILN	0.15	0.91	0.21
NLEAP	0.29	0.58	0.25
SUNDIAL	0.28	0.99	0.34
Lafolie (1991)	0.28	0.91	0.35
TRITSIM	0.29	0.96	0.38
CANTIS	0.14	1.09	0.24
Kersebaum	0.21	0.92	0.27
NCSOIL	0.35	0.71	0.33
DAISY	0.51	0.96	0.48

* cf. chapitre 1 § 2.2 pour les références des modèles.

tableau 48 : Cumul sur toute l'année de mesure, des facteurs de correction des transformations biologiques par rapport à la température (f_T) et l'humidité volumique (f_H). Comparaison de 9 modèles. (d'après Rodrigo et Recous, 1996)

Nous remarquons que le modèle CANTIS reste le modèle les plus "restrictif" du point de vue des lois d'action de la température et de l'humidité, avec le modèle SOILN dont il est très proche. Le produit des deux facteurs de correction s'avère très différent d'un modèle à l'autre. Les différences entre modèles peuvent atteindre 100 %.

Le choix des lois d'action de ces facteurs est déterminant, au vu des variations de température et d'humidité mesurées pour l'horizon 0-30 cm au cours de l'expérimentation. Nous pensons qu'il est souhaitable de tester les lois d'actions choisies. Nous envisageons pour ce faire, d'effectuer une analyse de sensibilité du modèle par rapport à ces lois, en considérant comme marge de variation de température et de l'humidité les biais constatés entre simulations et observations pour ces deux variables.

3.1.3. Sensibilité aux conditions initiales

Dans notre étude, le sol présentait initialement un stock d'azote minéral élevé (95 kg N ha^{-1}) compris essentiellement dans les trente premiers centimètres de sol. Des mesures plus précises effectuées par C. Aita (1996) ont permis de voir que la plus grande partie de ce stock se trouvait entre 0 et 20 cm. Il a été considéré dans les simulations que la distribution des masses était symétrique et centrée entre 10 et 20 cm de profondeur. Mais dans la réalité, nous ne disposons pas de prélèvements suffisamment précis pour vérifier l'hypothèse faite sur la distribution initiale du nitrate. Trois options ont été testées pour le sol avec paille (figure 111) :

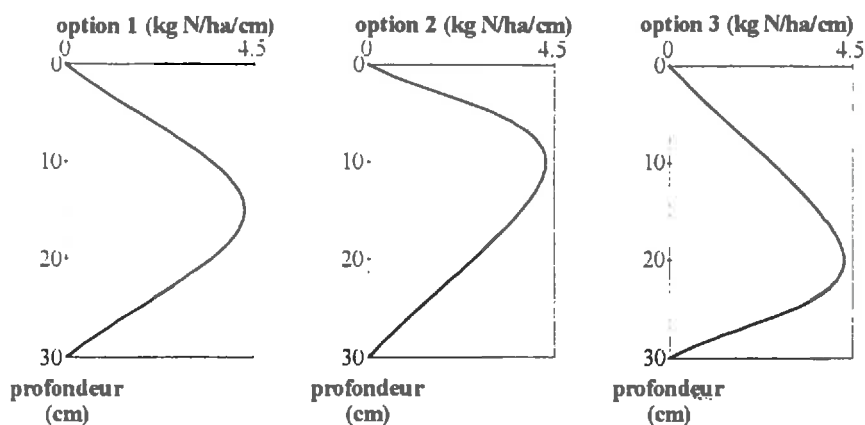


figure 111 :
Schéma représentant les trois options de répartition du stock initial de N-NO_3^- dans la couche 0-30 cm.

La répartition du stock initial d'azote nitrique sur 0-30 cm est centrée à 15 cm de profondeur pour l'option 1; 10 cm pour l'option 2 et 20 cm pour l'option 3; la masse totale d'azote étant bien entendu conservée.

Les figures suivantes montrent les résultats obtenus pour ces trois options par rapport à l'évolution des quantités de nitrate au cours du temps et pour différentes couches (figure 111), et aux concentrations en nitrate simulées à 20, 100 et 125 cm (figure 113). La répartition initiale de l'azote nitrique a peu d'effet sur l'évolution de la quantité d'azote nitrique pour le premier horizon 0-30 cm. Il apparaît également que les résultats obtenus avec l'option 1 (option considérée dans les simulations présentées dans ce travail) sont peu différents de ceux obtenus avec l'option 2, et ce pour toutes les profondeurs. Avec l'option 3 qui considère une répartition centrée à 20 cm, l'évolution nitrate se trouve décalée d'environ 20 jours par rapport aux deux autres options. Le nitrate apparaît et disparaît plus tôt avec cette option. Ce décalage se manifeste en particulier entre 90 et 120 cm. Les valeurs maximales de teneur en nitrate sont par ailleurs plus élevées pour la troisième option, relativement aux deux autres. Cet écart peut représenter un stock de $20 \text{ kg N-NO}_3 \text{ ha}^{-1}$ (figure 112 couche 30-60 cm) et une concentration de $50 \text{ mg NO}_3 \cdot \text{l}^{-1}$ (figure 113 à 100 cm).

Par conséquent, une mauvaise définition de la répartition initiale du nitrate entraîne des écarts de l'ordre de ceux constatés dans les simulations présentées en résultats (option 1). Ce résultat suggère qu'il est important de mesurer avec le plus de précision possible non seulement les quantités de nitrate initialement présentes dans le sol, mais aussi leur répartition. Le problème est d'ailleurs plus crucial dans un cas comme le nôtre, où la répartition initiale du nitrate dans le profil de sol est très hétérogène.

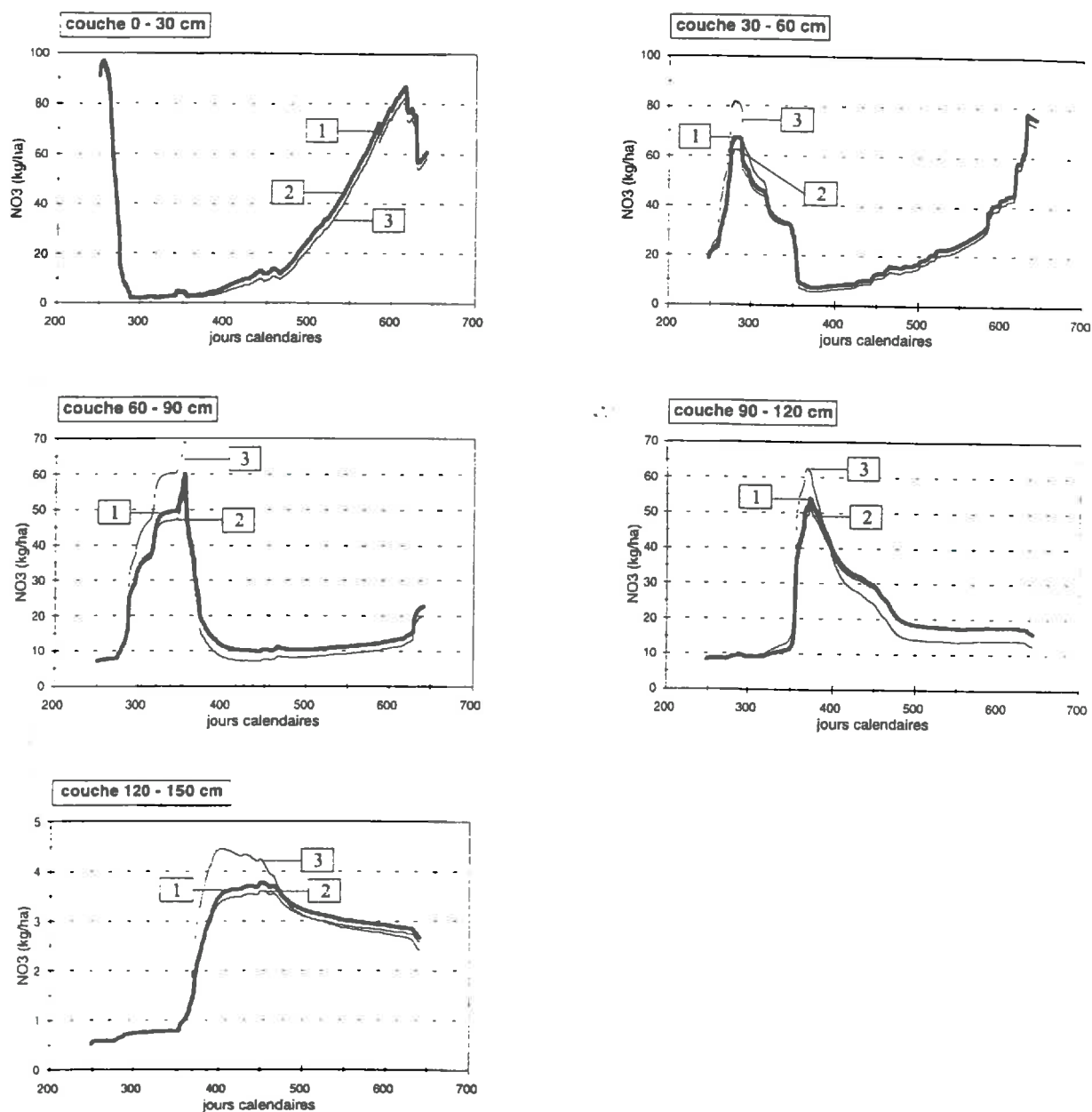


figure 112 : Influence de la répartition des quantité initiales d'azote nitrique dans le profil de sol sur l'évolution des quantités d'azote nitrique simulée.

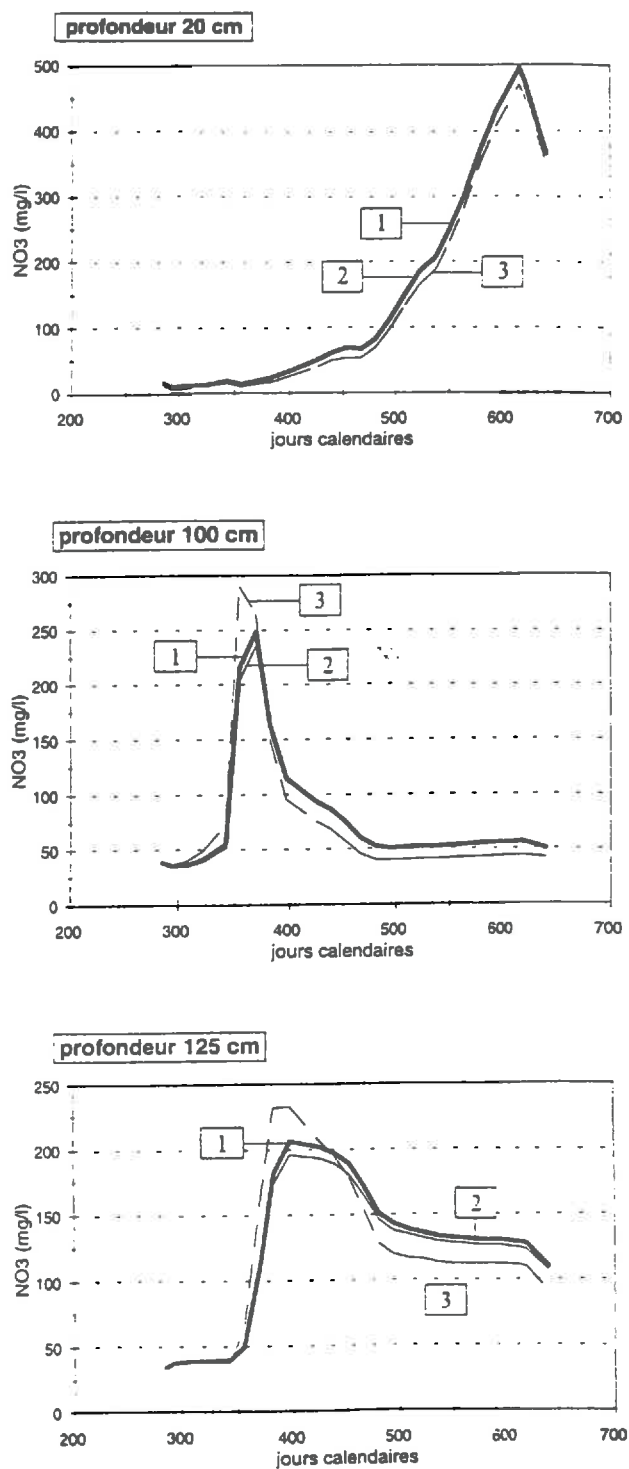


figure 113 : Influence de la répartition des quantité initiales d'azote nitrique dans le profil de sol sur l'évolution des concentrations en nitrate simulées à 20, 100 et 125 cm de profondeur.

3.2. Bilan sur la sensibilité du modèle

Les exemples de sensibilité au paramètre z_0 , aux conditions initiales et aux lois d'action des facteurs abiotiques amènent à relativiser les écarts discutés lors de l'évaluation du modèle. Nous avons aussi constaté (résultats non présentés) que le modèle est sensible aux conditions aux limites (rayonnement global, température de l'air), ainsi qu'au mode de discrétisation du profil de sol (épaisseur des couches). Les résultats du modèle sont bien sûr aussi affectés par une variation des paramètres hydrodynamiques. A cet égard, nous pouvons nous demander quelle est l'influence des derniers ajustements portés sur les relations $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$.

Il sera nécessaire de faire une analyse de sensibilité plus systématique du modèle, qui pourrait commencer par l'utilisation des courbes $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ directement obtenues par la méthode de Wind.

Ces résultats amènent à s'interroger sur la qualité des paramètres et des variables d'entrée à utiliser pour le modèle. Dans la mesure où certains paramètres tels que z_0 , ou certaines parties du modèle telles que les lois d'action des facteurs abiotiques restent difficiles à contrôler, on peut s'interroger également sur la qualité prédictive et sur les possibilités d'utilisation du modèle proposé comme référence par rapport à des modèles moins complexes.

Discussion et conclusions

Depuis les années 70, de nombreux modèles de simulation de transfert d'eau, de nitrate et de transformations de l'azote ont été développés dans le but de rationaliser la fertilisation azotée et de limiter le lessivage du nitrate vers les nappes. Nous avons vu que ces modèles ne permettent généralement pas d'étudier les mécanismes complexes impliqués dans le cycle de l'azote. Cela tient d'une part au fait que l'ensemble des processus qu'ils prennent en compte ne sont pas décrits d'une manière homogène, d'autre part au fait que ces modèles ne sont testés que par rapport au nitrate, et non aux flux bruts d'azote et de carbone.

Nous présentons un modèle déterministe de simulation du transfert et des transformations de l'azote en sol nu. Ce modèle est développé dans l'objectif de mieux comprendre et de quantifier les mécanismes impliqués dans la dynamique de l'azote dans le sol. Il s'agit plus précisément d'étudier les interactions entre les processus physiques et les processus biologiques. C'est pourquoi ce modèle tente de décrire les mécanismes physiques (transferts d'eau, de solutés et de chaleur) et biologiques (minéralisation et organisation de l'azote, décomposition des matières organiques) avec le même degré de complexité, et à la même échelle (quelques m²). L'une des originalités de ce modèle est qu'il sépare explicitement les transformations rapides de l'azote liées à la décomposition de résidus végétaux, des transformations continues et plus lentes, associées au renouvellement de l'humus (prise en compte de deux biomasses). Par ailleurs, les compartiments organiques du modèle correspondent autant que possible à des pools mesurables.

Ce travail a consisté à acquérir les paramètres et à évaluer le modèle proposé.

Pour cerner au mieux les limites du modèle, nous avons confronté les simulations à un grand nombre de variables : *potentiel hydrique, teneur en eau, température du sol, rayonnement net, flux de chaleur à la surface, minéralisation du carbone, flux bruts de minéralisation et d'organisation de l'azote, évolution du nitrate, de l'ammonium et transfert de chlorure et de ¹⁵NO₃⁻*. Ces variables ont été mesurées *in situ* pendant un an, et pour deux traitements : avec et sans paille de blé. Les paramètres du modèle ont été déterminés indépendamment de l'expérience de validation, à l'exception de la conductivité thermique et de la rugosité aérodynamique.

— Le modèle est-il validé ?

Les simulations se sont montrées en bon accord avec les observations, pour l'ensemble des variables étudiées, sauf pour l'ammonium. Doit-on conclure pour autant que le modèle est validé? La validation d'un modèle suppose en effet que soient fixées au préalable les limites au delà desquelles le modèle sera rejeté pour un objectif donné.

L'objectif quantitatif, généralement posé par l'enjeu environnemental (cf. Introduction) considère, au vu du drainage annuel moyen mesuré dans nos régions, que le modèle doit prédire l'évolution du stock d'azote minéral avec une précision d'environ 50 kg NO₃.ha⁻¹ (soit une dizaine de kg N/ha). Le modèle répond à cet objectif puisque les écarts maximaux constatés entre 0 et 150 cm sont de l'ordre de 50 kg NO₃.ha⁻¹. Mais ce résultat apporte peu par rapport aux résultats généralement obtenus avec d'autres modèles.

Une analyse plus poussée des écarts entre simulations et observations est nécessaire pour répondre à **l'objectif d'une meilleure connaissance des mécanismes physiques et biologiques, et de leurs interactions**. Les écarts les plus importants concernent les concentrations et les stocks de solutés (NO₃⁻ et ¹⁵NO₃⁻, Cl⁻), ainsi que les quantités d'ammonium dans le sol. Les transferts de solutés sont mal restitués en période pluvieuse et en période de forte évaporation. Ceci est attribué au fait que ni les écoulements préférentiels, ni l'effet "mulch" lié au dessèchement rapide de la croûte de battance ne sont pris en compte dans le modèle. Le modèle simule, dès le début de la période de simulation, une disparition rapide de l'ammonium, ce qui ne s'observe pas dans la réalité. Les modes de représentation de l'humification de l'azote, de la nitrification et de l'assimilation de l'azote par les micro-organismes sont probablement à l'origine des écarts constatés sur l'ammonium.

Ces résultats se limitent aux conditions particulières de l'expérience de validation effectuée dans le cadre de ce travail : ils sont en fait limités par l'approche expérimentale adoptée, par la qualité et la représentativité des mesures et par le modèle lui-même.

1) Limites de l'approche expérimentale adoptée

- Le jeu de données utilisé pour évaluer le modèle présente la particularité d'être obtenu dans les conditions des hypothèses du modèle. Cette démarche peut se discuter. Elle s'est avérée intéressante dans notre cas, dans la mesure où elle nous a permis de nous affranchir des processus encore mal connus ou difficiles à modéliser, du moins dans les échelles de temps et d'espace étudiées (prélèvement racinaire, dénitrification, volatilisation).
- Les simulations ont été effectuées sur un an de mesures. Cela permet de tester la robustesse du modèle, mais cela limite par ailleurs le diagnostic des erreurs éventuelles d'estimation des différentes variables, dans la mesure où l'on cumule ces erreurs au fur et à mesure de la simulation.

2) Limites des mesures

Le modèle ne peut être évalué que par rapport à une perception de la réalité que nous donnent les mesures des variables d'état du système. Ces mesures sont pour la plupart localisées à un volume très inférieur au volume minimal pour lequel sont définis les paramètres du modèle (V.E.R. que l'on estime être de l'ordre du m³). Il se pose par ailleurs le problème de l'hétérogénéité spatiale à l'échelle décimétrique. Cela concerne à la fois les caractéristiques du sol (notamment les caractéristiques hydrodynamiques) et des variables d'état du système. Pour notre modèle comme pour tous les modèle mécanistes monodimensionnels, le problème est de savoir :

- si nous sommes capables d'estimer les variables d'état utiles à la validation du modèle à l'échelle macroscopique où sont définis les modèles ;
- si les paramètres mesurés ou ajustés sont représentatifs de l'échelle considérée dans les équations du modèle.

Ce constat suggère, comme le conclut Vauclin (1990), qu'il est préférable de simuler les transferts et les transformations de l'azote dans le sol à l'aide de modèles mécanistes stochastiques. En outre, il apparaît important de prendre en compte la variance des mesures dans les confrontations entre simulations et observations. Notons à cet égard que le critère simple proposé par Whitmore (1991) pour tenir compte de la variance des mesures commence à se généraliser (Mueler et al. 1996). Il sera intéressant de l'utiliser.

3) Limites du modèle

Nous avons discuté tout au long de ce travail :

- des limites du modèle liées à **une mauvaise caractérisation des paramètres** : assimilation directe de l'azote, nitrification, prise en compte des caractéristiques hydrodynamiques spécifiques de la croûte de battance;
- des limites inhérentes **aux équations utilisées dans le modèle** : cas des écoulements préférentiels.

Au vu des limites de mesures et des problème posés par la caractérisation des paramètres, nous pouvons nous demander, pour le modèle proposé dans quelle mesure le modèle peut être validé, et d'une manière plus générale :

Est-ce possible de valider un modèle mécaniste complexe de ce type?

En définitive, si nous considérons que le modèle est validé dans les conditions de l'expérimentation et dans la limite de représentativité des mesures, nous pouvons conclure que le modèle proposé n'est valide que pour un domaine relativement restreint de conditions, qui exclut notamment les périodes de fortes précipitations et les périodes de fortes évaporations.

Par rapport à l'objectif d'une meilleure connaissance des processus et de leurs interactions, il est également nécessaire de mieux évaluer la sensibilité de ce modèle, et ses capacités prédictives (critères statistiques MSEF notamment). Le modèle doit également être amélioré pour étendre son domaine de validité à une plus large gamme de situations avant d'être considéré comme valide.

— Comment améliorer le modèle actuel ?

Il est nécessaire de mieux simuler les transferts d'eau et de solutés dans les situations de pluie et d'évaporation intenses, et de mieux restituer l'évolution de l'ammonium. Des améliorations sont également à apporter si l'on veut utiliser ce modèle dans des conditions différentes de celles de l'expérience de validation réalisée dans ce travail. Il faudrait réussir à simuler des situations où il existe un risque de dénitrification et de volatilisation, et surtout de prendre en compte le cas d'un sol cultivé. Nous pouvons considérer comme indispensables les améliorations destinées à garantir un plus large domaine de validité du modèle, et comme souhaitables celles qui permettent d'étendre le champ d'utilisations potentielles du modèle.

1) Améliorations indispensables

a) Processus déterminant l'évolution du NH_4^+

En ce qui concerne l'assimilation microbienne de l'azote, nos résultats confirment l'importance du mécanisme d'assimilation « indirecte » de l'azote, c'est-à-dire de l'organisation de l'azote minéral : l'organisation de l'azote ammoniacal est forte, même dans le sol sans paille. L'autre voie d'assimilation, l'assimilation "directe" (sous forme organique), existe très probablement aussi, au moins en ce qui concerne l'azote organique de la paille. Ce processus n'affecte pas la minéralisation nette simulée, ni l'évolution de l'azote nitrique. Par contre, il affecte la minéralisation brute et donc le stock d'ammonium. Il sera intéressant de le prendre en compte pour mieux simuler le stock d'ammonium, ainsi que les flux bruts de minéralisation et d'organisation de l'azote (en début de décomposition).

Il est probable que la description des processus d'humification de l'azote et de nitrification soient également à améliorer.

b) Effets du "mulch" à la surface du sol

Concernant l'effet du mulch à la surface, il faudrait caractériser les courbes $\psi(\theta)$ et $K(\theta)$ de la croûte de battance. Il est possible par ailleurs, de prendre en compte les transferts d'eau en phase vapeur. Mais ces améliorations suffiront-elles? On peut se demander dans quelle mesure la surestimation de l'évaporation au printemps et en été, que nous attribuons à la non prise en compte de l'effet mulch, pourrait être "corrigée" en faisant varier la rugosité de surface z_0 . En toute rigueur, il faudrait tenir compte non seulement des propriétés de la croûte, mais aussi de son évolution au cours du temps. Nous ne disposons d'aucun élément permettant d'améliorer le modèle par rapport à ce problème. La modélisation de l'évolution de l'état de surface est actuellement en cours d'étude à l'I.N.R.A. Par contre nous pouvons supposer que la croûte n'évolue pas et prendre en compte ses caractéristiques hydrodynamiques pour la période où l'effet "mulch" s'avère important.

c) Écoulements préférentiels

Concernant les écoulements préférentiels, il convient tout d'abord de rappeler que nous avons employé ce terme au sens large du non équilibre physique (cf. chapitre 1 § 3), pour expliquer en premier lieu l'arrivée précoce des solutés en profondeur (Cl^- et $^{15}\text{NO}_3^-$), en second lieu la sous-estimation apparente du lessivage du nitrate, et enfin la sous-estimation des flux d'eau en périodes de fortes pluies. Ces observations peuvent s'expliquer par le fait que les écoulements de l'eau et du soluté ne concernent pas tout le volume poreux. Ceci peut être lié à :

- l'occurrence d'écoulements rapides de l'eau qui ne laisseraient pas le temps au soluté présent dans la macroporosité de diffuser dans tout le volume poreux.

- l'existence de phénomènes d'exclusion anionique qui rendraient une partie de la porosité difficilement accessible au soluté.

Il est possible néanmoins qu'ils n'expliquent pas à eux seuls les écarts entre simulations et observations constatés pendant la période pluvieuse du mois de décembre. La surestimation du lessivage du nitrate peut aussi être la conséquence d'une incertitude sur la courbe $\psi(\theta)$: Une sous-estimation de la teneur en eau pour un potentiel matriciel donné entraîne une sous-estimation du volume de pores.

En définitive, les écoulements rapides d'eau et de solutés constatés pourront être pris en compte de trois façons différentes :

- 1- en affinant la caractérisation de la relation $\psi(\theta)$
- 2- en tenant compte de l'existence d'une phase d'eau immobile. Cette option, prévue par le modèle, n'a pas été utilisée dans ce travail;
- 3- en introduisant un module de simulation des écoulements de type « by-pass ». Ceci remettrait en cause les équations actuelles du modèle (équation de Richards et équation de convection dispersion).

Ces trois possibilités ne s'excluant pas, le premier problème est de savoir lequel de ces processus est prépondérant. Il faut déterminer ensuite quand et comment il intervient. Nous pouvons d'ores et déjà tester les deux premières hypothèses avec la version actuelle du modèle. La troisième nécessite par contre un autre type de modèle d'écoulement. Nous ne connaissons pas de modèle standard simulant les écoulements sortant de la limite de validité de l'équation de Richards, tout au moins pour le sol. La modélisation des écoulements préférentiels fait d'ailleurs l'objet de nombreuses recherches à l'heure actuelle.

2) Améliorations souhaitables

L'utilisation du modèle dans des conditions moins contrôlées que celles de notre expérimentation demandera la prise en compte des processus volontairement mis à part dans notre travail, et notamment la dénitrification, la volatilisation de NH_3 , l'adsorption de l'ammonium sur la phase minérale, et surtout la présence de plantes. La prise en compte de l'adsorption de l'ammonium est prévu dans le modèle actuel. Il reste à déterminer le coefficient et la forme de l'isotherme d'adsorption de l'ammonium. Nous ne détaillerons que le cas de la dénitrification et de la prise en compte des plantes.

a) Prise en compte de la dénitrification

Il est maintenant reconnu que la dénitrification met en jeu des quantités non négligeables d'azote. On estime que la quantité d'azote nitrique dénitrifié s'échelonne entre quelques kg et moins de 30 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ dans les sols cultivés (Hénault et Germon 1995). Plusieurs modèles de dénitrification sont proposés dans la littérature, soit à l'échelle de l'agrégat de sol (Leffelaar 1979, Smith 1980, Renault et Sierra 1994), soit à l'échelle de la parcelle (Rolston 1990). Ces modèles ne correspondent pas forcément au même degré de complexité du modèle actuel, aux mêmes pas de temps, ni à la même échelle spatiale. La première étape du couplage consistera donc à trouver une échelle commune et un mode de représentation homogène pour l'un et l'autre des modèles à coupler.

La deuxième étape sera non seulement de simuler la répartition de l'oxygène dans le sol et éventuellement la répartition du CO_2 , mais aussi la répartition précise du carbone disponible pour les bactéries dénitrifiantes. Le couplage avec un modèle de transfert d'oxygène dans le sol

peut se concevoir dès lors que le modèle est capable de prédire les profils de teneurs en eau avec précision. Le problème sera de caractériser le profil initial de pression partielle d'oxygène et surtout de tester par la suite les simulations. La même remarque peut être faite concernant le profil de pression partielle de CO₂ dans le sol. Des méthodes de mesures existent, mais elles sont à nouveau très locales. En ce qui concerne le carbone disponible pour la biomasse dénitrifiante, il sera peut-être nécessaire de prédire le transport en solution des composés organiques solubles. Le modèle actuel peut tout à fait tenir compte de ce soluté. Le problème réside dans la caractérisation des paramètres de transferts, notamment du coefficient de diffusion effectif. La modélisation du transport des composés organiques soluble se trouve actuellement limitée d'une part par le fait que l'on ne connaisse pas la nature de ces composés et que l'on ne sache pas les extraire, d'autre part parce qu'ils sont consommés rapidement et qu'une caractérisation de leur coefficient de diffusion n'est envisageable qu'en milieu stérilisé.

b) Prise en compte des plantes

Les plantes représentent, au même titre que la biomasse microbienne du sol, un moteur des transferts et des transformations de l'azote dans le sol. A la différence de la biomasse microbienne, les quantités d'eau et d'azote mises en jeu peuvent être considérables. Les plantes déterminent, dans l'environnement immédiat de leurs racines, la température, la teneur en eau, le potentiel matriciel et la concentration en nitrate principalement. Elles constituent une source de carbone facilement décomposable (renouvellement des racines). Elles produisent de plus des exsudats racinaires, autre source de carbone facilement décomposable. Elles déterminent également la répartition de nombreux ions en solution dans le sol (Ca²⁺, Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, PO₄³⁻).

La prise en compte des plantes dans le modèle actuel suppose en premier lieu que la plante n'intervienne qu'en tant que puits-source (pour l'eau, le nitrate, la chaleur et le carbone notamment) et ne modifie pas le système des biomasses considéré dans le modèle. Ceci est une hypothèse que nous avons faite au départ, mais qui reste discutable. Il s'agit ensuite de prévoir les quantités d'eau et d'azote prélevées par les racines. Il existe pour cela plusieurs modèles plus ou moins empiriques (Nye et Maryott 1969, Feddes *et al.* 1978). Ces modèles sont intégrés dans le modèle couplé actuel et sont déjà testés dans diverses situations (Maraux 1994, Laboucarie 1995). Le problème principal de ces modèles est qu'ils ne tiennent pas compte de la croissance racinaire et de la répartition des racines dans le sol.

— Quelles sont les perspectives d'utilisation du modèle actuel ?

Nous avons discuté des *améliorations souhaitables* à long terme du modèle pour l'utiliser dans l'objectif d'une **meilleure compréhension des processus et de leur interactions**. Nous nous intéressons ici aux perspectives d'utilisation du modèle à court terme, et à condition que les améliorations jugées *indispensables* aient été effectuées. Nous envisageons essentiellement deux grands types d'utilisation du modèle couplé :

- l'utilisation pour la gestion de l'interculture
- l'utilisation pour évaluer, choisir, et éventuellement améliorer des modèles plus opérationnels à l'échelle d'une parcelle ou d'un bassin hydrologique.

1) Gestion de l'interculture

Nous avons vu, en introduction de ce document, que la réduction de la pollution des nappes par le nitrate dans nos régions de grandes cultures, nécessite que l'on gère d'une manière rationnelle le stock d'azote en période d'interculture (Boiffin 1990). Une meilleure gestion des résidus de cultures après récolte est l'un des moyens possibles pour réduire le stock d'azote nitrique présent dans le sol en début d'hiver. Les facteurs qui déterminent la quantité d'azote organisé suite à l'incorporation des résidus sont multiples : la répartition de l'azote nitrique dans le profil de sol, au moment de l'incorporation; les conditions d'humidité et de température; le mode d'incorporation (masse de résidus, taille, outils utilisés et profondeur); la date d'enfouissement; le type de sol; (figure 114).

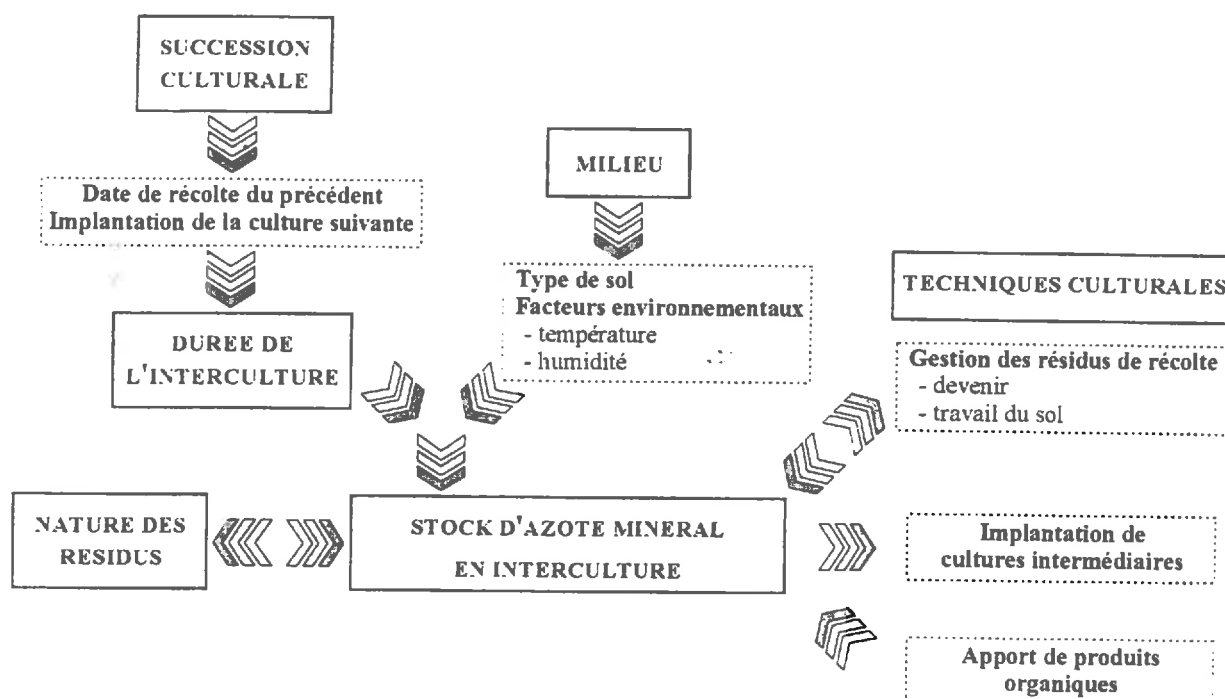


figure 114 : Facteurs de variation intervenants sur le stock d'azote minéral du sol en interculture (d'après Machet et Recous 1995).

Il paraît impossible de concevoir une expérimentation pour hiérarchiser ces différents facteurs selon leur importance au cours du temps. Le modèle constitue un outil formidable pour bâtir différents scénarios et proposer finalement la "*meilleure conduite à tenir*" pour optimiser l'effet de l'incorporation des résidus sur le stock d'azote minéral du sol. On peut imaginer, avec le modèle actuel, tester des scénarios faisant varier la profondeur d'incorporation, le climat, la date d'enfouissement, pour un même type de sol, et éventuellement pour plusieurs types de sol si les paramètres correspondants ont été déterminés.

Si l'on désire aller plus avant et tester l'influence de la taille des résidus ou du stock d'azote minéral initialement présent dans le sol, quelques améliorations doivent être apportées au modèle actuel, à savoir :

- **tester le module de décomposition en condition d'azote limitant** : S'il n'y a pas assez d'azote minéral dans la zone où sont enfouis les résidus, la décomposition se fera, en conditions d'azote limitant (cf. chapitre 1 § 1.2.4.). Dans ce cas, il est donc

nécessaire d'évaluer la partie "azote limitant" prise en compte dans le modèle biologique. Nous disposons du jeu de données de Darwis (1993) qui s'est trouvé en situation d'azote limitant, pour tester les différentes options proposées dans cette partie du modèle (*cf.* chapitre 2 § 1.2.2.).

- **affiner et tester le mode de représentation de l'influence de la taille des résidus:** La formulation adoptée dans le modèle pour la décomposition des résidus fait intervenir un paramètre qui limite l'activité de la biomasse, et par suite la vitesse de décomposition du résidu. Il manque actuellement une loi mettant en relation la taille des résidus ou un critère apparenté (surface de contact, rapport longueur/volume...), pour définir ce paramètre et tester la loi d'action du facteur "taille de résidus" sur la décomposition. Ce point est actuellement à l'étude à Laon (Angers et Recous 1996, et Fruit *et al.* 1996).

2) Evaluation et choix de modèles opérationnels à l'échelle de la parcelle ou d'un bassin hydrologique

Si la spatialisation du modèle est tout à fait envisageable en théorie, elle nécessite en pratique la connaissance des variogrammes des paramètres caractéristiques du sol étudié. Etant donné le nombre de paramètres contenus dans le modèle proposé, ce travail est difficilement envisageable. D'autre part les équations du modèle sont définies pour une l'échelle locale décimétrique (échelle du V.E.R.). Certains paramètres tels que la dispersion hydrodynamique n'ont plus du tout la même signification à l'échelle d'un bassin versant. Le passage du modèle actuel à un modèle stochastique n'est donc pas forcément souhaitable.

Le modèle mécaniste proposé peut par contre servir de référence pour évaluer, choisir, voire améliorer des modèles plus simples applicables à l'échelle de la parcelle ou du bassin hydrologique. Cela suppose néanmoins que le modèle mécaniste soit validé. Cette démarche est par ailleurs d'autant plus intéressante que le modèle pris comme référence est validé sur une large gamme de situations, comprenant des situations extrêmes, parfois dramatiques sur un plan environnemental (sécheresse, gros orages, pollutions exceptionnelles...).

Nous présentons à titre d'illustration la comparaison entre le modèle mécaniste proposé dans ce travail et le modèle LIXIV (Mary communication personnelle) utilisé à l'échelle de la parcelle, comme outil de calcul de la minéralisation nette de l'azote. LIXIV est un modèle à réservoirs en cascades auquel a été ajouté une fonction de calcul de la minéralisation nette de l'azote (cinétique d'ordre 0, avec les mêmes lois d'action de la température et de l'humidité que celles utilisées dans le modèle proposé dans ce travail). Pour chaque réservoir considéré, les transferts hydriques correspondent à un écoulement-piston.

La **figure 115** présente la comparaison entre l'évolution du stock d'azote minéral du profil de sol (0-150 cm) simulée par le modèle couplé (données de l'expérience de validation) et celle simulée par le modèle LIXIV. Dans cet exemple, les coefficients de minéralisation de LIXIV sont ajustés à partir des profils d'azote minéral mesurés au champ. Un seul coefficient de minéralisation est ajusté pour le sol sans paille, sur toute la période de simulation. Pour le sol avec paille, la période de mesure a été divisée en trois phases : la période de décomposition rapide du résidu (fractions solubles et facilement décomposables); la période de décomposition des fractions moins dégradables du résidu (hémicellulose et cellulose); la période de décomposition de l'humus essentiellement, le résidu étant presque entièrement décomposé. Un coefficient de minéralisation est ajusté pour chacune de ces phases.

Le résultat présenté dans la **figure 115** montre que pour un même jeu de données mesurées *in situ*, les simulations effectuées à partir de ces données par LIXIV (en ajustant le coefficient de minéralisation) sont en accord avec celles obtenues avec le modèle couplé, paramétré à partir d'incubations *in vivo*, totalement indépendantes des données mesurées *in situ*

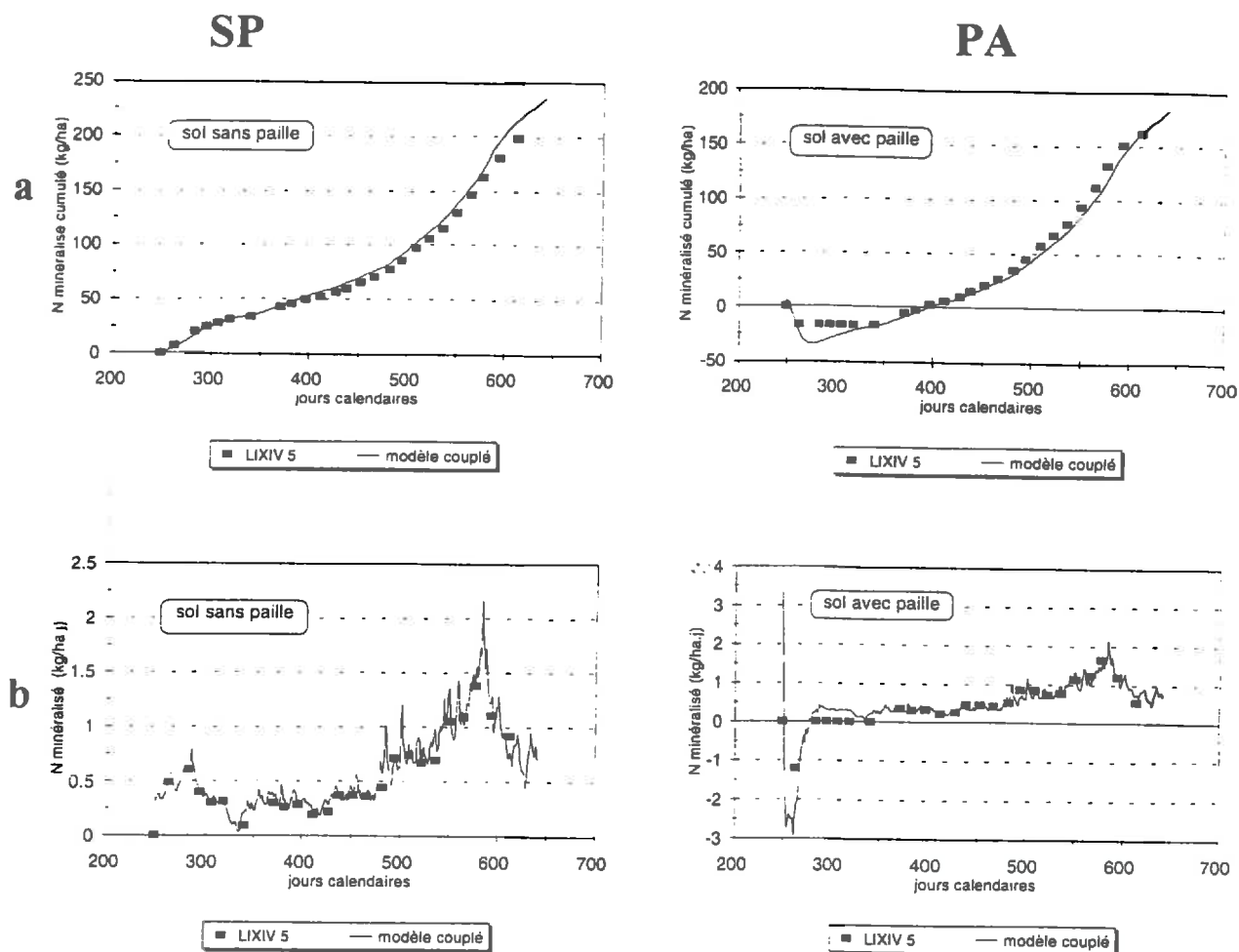


figure 115 : Evolution du stock d'azote nitrique sur 0-150 cm simulée avec le modèle couplé et avec le modèle LIXIV pour les sols sans paille (SP) et avec paille (PA°) :
(a) quantité d'azote minéralisé; (b) minéralisation nette journalière de l'azote.

L'intérêt du modèle mécaniste par rapport à ce type d'utilisation, est sa capacité à fournir des bases de données à partir desquelles pourront être "paramétrés" les modèles plus opérationnels. Il permet également d'évaluer ces modèles plus simples en situations extrêmes, ou occasionnelles difficilement caractérisables *in situ*. C'est pourquoi il est important que le domaine de validité du modèle mécaniste utilisé dans ce cas comme référence, soit le plus large possible. Cela nécessite des expériences de validation à long terme (au moins un cycle cultural).

Conclusion

Les résultats présentés dans ce travail sont encourageants quant aux possibilités de modéliser, avec précision dans le temps, les transformations de l'azote et le transfert du nitrate dans le sol. Le modèle présenté se montre en bon accord avec les nombreuses variables observées au cours de ce travail. Il reste à l'améliorer et à le compléter afin de l'utiliser pour mieux comprendre et quantifier les mécanismes physiques et biologiques impliqués dans le cycle de l'azote, et l'interaction de ces mécanismes.

Les efforts doivent porter en particulier au niveau métrologique, pour fournir des mesures représentatives de l'échelle macroscopique. L'enjeu sera également de prendre en compte dans le modèle les écoulements préférentiels et l'évolution de l'état de surface du sol.

Même si son domaine de validité reste encore limité par la représentativité des mesures et la démarche adoptée, ce modèle peut contribuer à répondre à des applications pratiques telles que la gestion de l'interculture ou l'évaluation de modèles plus opérationnels à l'échelle de la parcelle ou d'un bassin hydrologique.

Références bibliographiques

A

- Addiscott T.M.** (1990) Measurement of nitrate leaching: a review of methods. In *Nitrates-Agriculture-Eau international Symposium*, 7-8 Novembre 1990. Calvet R.(Eds). 157-168.
- Addiscott T.M., Wagenet R.J.** (1985) Concepts of solute leaching in soils: a review of modelling approaches. *J. Soil Sci.* 36, 411-424.
- Addiscott T.M., Whitmore A.P.** (1987) Computer simulation of changes in soil mineral nitrogen and crop nitrogen during autumn, winter and spring. *J. Agric. Sci., Cambridge*, 109, 141-157.
- Addiscott T.M., Whitmore A.P., Powlson D.S.** (1991) Farming, fertilizers and the nitrate problem. *C.A.B. International* : 170p.
- Ahmad Z. , Kai H. , Harada T.** (1972) Effects of nitrogenous forms on immobilization and release of nitrogen in soil. *J. Faculty Agr., Kyushu University*, 17, 49-65.
- Aita C.** (1996) Evaluation simultanée des flux de carbone et d'azote au champs pendant la décomposition de paille de blé, *Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie Paris VI* .
- Aita C., Recous S. Angers D.** (1996) Short-term kinetic of residual wheat straw C and N under field conditions : characterisation by ^{13}C / ^{15}N tracing and soil particle size fractionation.. (accepté à *Eur. J. Soil Sci*).
- Ajwa H.A., Tabatabai M.A.** (1995) Metal-induced sulfate adsorption by soils: I. Effects of pH and ionic strength. *Soil Sci.*, 159, 32-42.
- Ali A.H., Hipkin C.R.** (1986) Nitrate assimilation in *Candida nitratophila* and other yeasts. *Archives of Microbiol.* 144, 263-267.
- Allmaras R.R., Hallauer E.A., Nelson W.W., Evans S.D.** (1977) Surface energy balance and soil thermal property modifications by tillage-induced soil structure. *Minn. Agric. Exp. Stn. Tech. Bull.* 306.
- Amato M, Jackson R.B., Butler J.H.A., Badd J.N.** (1984) - Decomposition of plant materials in Australian soils II residual organic ^{14}C and ^{15}N from legume plant parts decomposing under field and laboratory conditions. *Australian J. of Soil Res.*, 22, 331-341
- Amoozegar A., Martin K.C., Hoover M.T.** (1989) Effect of access hole properties on soil water content determination by neutron thermalization. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 330-335.
- Anderson J.P.E., Domsch K.** (1978) - Mineralization of bacteria and fungi in chloroform-fumigated soils. *Soil biology biochem.*, 10, 207-213.
- Andren O., Steen E., Raghai K.** (1992) Modelling the effects of moisture on barley straw and root decomposing in the field. *Soil Biol. Biochem.* 24, 727-736.
- Angers D., Recous S.** (1996) Decomposition of wheat straw and rye residues as affected by particle size. (accepté à *Plant Soil*).
- Angle J.S., Gross C.M., Hill R.L. et M.S. McIntosh** (1993) Soil nitrate concentrations under corn affected by tillage, manure and fertilizer applications. *J. Environ. Qual.* 22 ; 141-147.
- Angulo Jaramillo R., Gaudet J-P., Thony J-L., Vauclin M.** (1995) Field measurement of the mobile water content of an unsaturated soil. (accepté à *Soil Sci. Soc. Am. J.*)
- Appelt H., Holtzclaw K., Pratt P.F.** (1975) Effect of anion exclusion on the movement of chloride through soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 36, 264-267.

B

- Baker J.L., Johnson H.P.**(1981) Nitrate-nitrogen in tile drainage as affected by fertilization. *J. Environ. Qual.* 10, 519-522.
- Balabane M., Balesdent J.** (1992) Input of fertilizer-derived labelled N to soil organic matter during a growing season of maize in the field. *Soil Biol. Bioch.* 24, 89-96.
- Balesdent J., Mariotti A., Guillet B.** (1987) Natural ^{13}C abundance as a tracer for soil organic matter dynamics studies. *Soil Biol. Biochem.* 19, 25-30.
- Balesdent J., Mariotti A., Boisgontier D.** (1990) Effect of tillage on soil organic carbon mineralisation estimated from ^{13}C abundance in maize fields. *J. Soil. Sci.* 41, 587-596.
- Balesdent J. Girardin C, Grably M, Guillemot J, Mariotti A, Petrand JP, Picot C** (1994) - Reponse des matières organiques du sols aux changements atmosphériques globaux I Compartimentation du Carbone

organique des sols cultivés. *Séminaire Ecosystèmes et changements globaux, Dourdan, 17-19 mai 1994*, 71-79.

Barak P., Molina J.A.E., Hadas A., Clapp C.E. (1990) Mineralization of amino-acids and evidence of direct assimilation of organic nitrogen. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 769-774.

Barracough D. (1991) The use of mean pool abundances to interpret ^{15}N tracer experiments. *Plant and Soil*, 131, 89-96.

Bayard L. (1995) Gestion hydrique et azotée dans le cas du maraîchage intensif. Diagnostic agronomique et modélisation. *DEA National d'Hydrologie*. USTL ENGREF Montpellier (Fr.). 45p + annexes.

Bear J. (1972) Dynamics of fluids in porous media. *American Elsevier Publ. Co., New York*.

Beckie H.J., Moulin A.P., Campbell C.A., Brandt S.A. (1995) Testing effectiveness of four simulation models for estimating nitrates and water in two soils. *Can. J. Soil Sci.* 95, 135-143.

Beek J., Frissel M.J. (1973) Simulation of nitrogen behaviour in soils. In *Simulation. Monographs Pudoc-Wageningen* : 67p.

Berg B. (1986) Nutrient release from litter and humus in coniferous forest soils. A mini-review. *Scand. J. For. Res.*, 1, 359-369.

Bernard C., Schenk C. (1986) Utilisation de bougies poreuses pour extraire la solution du sol dans le Ried Central de l'Alsace. *Bulletin du GFHN*, 20, 73-85.

Bertgström L., Johnsson H., Torstenson G. (1991) Simulation of soil nitrogen dynamics using the SOILN model. *Fertilizer. Research*, 27, 181-188.

Bertuzzi P., Bruckler L., Gabilly Y., Gaudu J-C. (1987) Calibration and error analysis of gamma-ray probe for the *in situ* measurement of dry bulk density. *Soil Sci.* 144, 425-436.

Betlach H.R., Tiede J.M., Firestone R.B. (1981) Assimilatory nitrate uptake in *Pseudomonas fluorescens* studied using nitrogen 13 . *Archives of Microbiology*, 129, 135-140.

Biggar J.W., Nielsen D.R. (1976) Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil. *Water Resour. Res.* 12, 78-84

Bjarnason S. (1988) - Calculation of gross nitrogen immobilization and mineralization in soil. *J. Soil. Sci.* 39, 393-406

Boiffin J. (1990) Concilier risques de pollution azotée et rentabilité. *Cultivar* (Fr.), 282, 57-59..

Bolt G.H. (1979) Soil Chemistry B. Physico-chemicals models. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam.

Bond W.J., Phillips I.R. (1990) Ion transport during unsteady flow in an unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 1249-1254.

Bosatta E. (1981). Plant-soil system of an old Scots pine forest in central Sweden.. In *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant system*. M.J.Frissel and J.A. Van Veen (Eds) PUDOC Wageningen, Netherlands, 155-170.

Bouarfa S., Arlot M.P., Linard N., Zimmer D. (1993) Etude hydraulique du prélèvement de la solution du sol par bougie poreuse. *Sci. Sol (Fr.)*, 31, 31-45.

Bouma J. (1984) - Lising soil morphology to develop measurement methods and simulation techniques for water movement in heavy clay soils. In *Symp water and solute movement in heavy clay soils*, J. Bouma and P.A.C Raats (Eds), Proc ISSS, Wageningen, Netherlands, 27-31 August 1984, 37, 298-316.

Bremmer J.M., Van Houtoum W., Van Kessel C. (1991) Carbon dioxide evolving from wheat and lentil residues as affected by grinding, added nitrogen, and the absence of soil. *Biolog. Fertility Soils*, 11, 221-227.

Brookes P.C., Landman A., Pruden G., Jenkinson D.S. (1985) Chloroform fumigation and the release of soil nitrogen: a rapid direct extraction method to measure microbial biomass nitrogen. *Soil Biol. Biochem.* 17, 832-842.

Brooks R.H., Corey A.T. (1964) Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper n°3*, Civil Engineering Dep. Colorado State Univ. Fort Collins..

Bruand A., Cousin I. (1995) Variation of textural porosity of a clay-loam soil during compaction. *European J. Soil Sci.* 46, 377-385.

Brunner W., Focht D.D. (1984) Determinism three-half-order kinetic model for microbial degradation of added carbon substrates in soil. *Appl. Environ. Microbiol.* 47, 167-172.

Brusseau M.L., Rao P.C.S. (1989) Sorption nonideality during organic contaminant transport in porous media. *Critical Rev. Environ. Control* 19, 33-99.

Brutsaert W. (1975) On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. *Wat. Res. Res.* 11, 742-744.

- Brutsaert W.** (1982) Evaporation into the atmosphere. Reidel (Ed.), 299pp.
- Burdine N.T.** (1953) Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petr. Trans., Am. Inst. Mining Metall. Eng.* 198, 71-77.
- Burns R.C., Hardy R.W.F.** (1975) Nitrogen fixation in bacteria and higher plants. Springer-Verlag New-York, Inc., New York.

C

- Cambardella C.A., Elliott E.T.** (1992) Particulate soil organic matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 777-783.
- Campbell G.S.** (1974) A simple model for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* 117, 311-314.
- Campbell C.A. et Biederbeck V.O.** (1972) - Influence of fluctuating temperatures and constant soil moistures on nitrogen changes in amended and unamended loam. *Canadian J. Soil Sc.*, 52 : 323-336
- Campbell C.A., Biederbeck V.O., Wardner F.G.** (1971) - Influence of simulated fall and spring conditions on the soil system II effect on soil nitrogen. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35, 480-483
- Carrera J.** (1993) An overview of uncertainties in modelling groundwater solute transport. *J. Contaminant Hydrol.* 13, 23-48.
- Carter M.R., MacLeod J.A.** (1987) Biological properties of some Prince Edward Island soil : relationship between microbial biomass nitrogen and mineralizable nitrogen; *Can. J. Soil Sci.* 67, 333-340.
- Cassman K.G., Munns D.N.** (1980) Nitrogen mineralization as affectef by soil moisture, temperature and depth. *Soil Sci. Soc. Am.J.*, 44, 1233-1237.
- A VERIFIER??Cassman K.G., Munns D.N.** (1980) Nitrogen mineralization as affected by soil organic moisture, temperature and depth. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 1027-1031.
- Cerri C., Feller C., Balesdent J., Victoria R., Plenecassagne A.** (1985) Application du traçage isotopique naturel en ¹³C à l'étude de la dynamique de la matière organique dans les sols. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, 423-428.
- Chaney K.** (1990) Effect of nitrogen fertilizer rate on soil nitrogen content after harvesting winter wheat. *J. Agric. Sc. Camb.* 114, 171-176.
- Chandra P.** (1962) - Note on the effect of shifting temperatures on nitrification in a loam soil. *Can J. Soil Sci.* 42, 314-315
- Chanzy A.** (1991) Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection. *Thèse de Doctorat de l'INA P.G.*, Paris, 221p + annexes.
- Chanzy A., Bruckler L.** (1993) Significance of soil moisture with respect to daily soil evaporation. *Wat. Resources Res.* 29, 1113-1125.
- Chen C., Wagenet R. J.** (1992) - Simulation of water and chemicals in macropore soils. *J. Hydro.* 97, 199-212.
- Cheverry C.** (1983) L'extraction de la "solution du sol" par le biais de bougies poreuses : une synthèse bibliographique des problèmes méthodologiques posés par ces dispositifs. *Bull. G.F.H.N.* (Fr.), 14, 47-71.
- Child E.C., Collis-Georges N.** (1950) The permeability of porous material. *Proc. Roy. Soc., London (A)*, 201, 392-405.
- Christensen B.T.** (1992) Physical fractionation of soil and organic matter in primary size and density separates. *Adv. Soil Sci.* 20, 1-90.
- Clay D.E., Molina J.A.E., Clapp C.E., Linden D.R.** (1985) Nitrogen-Tillage-Residue Management: II Calibration of potential rate of nitrification by model simulation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 322-325
- Clemente R.S., De Jong R., Hayhoe H.N., Reynolds W.D., Hares M.** (1994) Testing and comparison of three unsaturated soil water flow models. *Agric. Water Manag.* 25, 135-152.
- Clothier B.E., Kirkham M.B., Mc Lean J.E.** (1992) *In situ* measurements of the effective transport volume for solute moving through soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 733-736.
- Clothier B.E., White I.** (1988), Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 241-245.
- Coats K.H., Smith B.D.** (1964) Dead end pore volume and dispersion in porous media. *Soc. Petr. Eng. J.* 4, 73-84.

- Cook F.D.** (1952) - Influence of diurnal change of temperature on production of nitrates. *Annu. Rep. Soil. Res. Lab. Can Dep. Agric. Swift current*, Saskatchewan, 129-130
- CORPEN** (1991) Interculture : Gérer l'interculture pour limiter les fuites de nitrates vers les eaux. Brochure CORPEN - Ministère de l'Agriculture et de la Forêt - Ministère de l'Environnement. 40p.
- Couchat P.** (1977) Aspects méthodologiques et technologiques de la mesure neutronique de l'humidité des sols. *Ann. Agron.(Fr.)* 28, 477-488.
- Crawford J.W., Matsui N., Young I.M.** (1995) The relation between the moisture-release curve and the structure of soil. *European J. Soil Sci.* 46, 369-375.

D

- Dalton H.** (1979) Utilization of inorganic nitrogen by microbial cells. *Microbiol. Biochem.* 21, 227-266.
- Darwis D.** (1993) Effet des modalités de gestion de la paille de blé sur l'évolution du carbone et de l'azote au cours de sa décomposition dans le sol. *Thèse de Doctorat*. INA-PG Paris : 195p.
- Dendooven L.** (1990) Nitrogen mineralisation and nitrogen cycling. *Thèse de doctorat*, Université catholique de Leuven (Belgique), 179pp.
- Denys D., Muller J-C. et Mariotti A.** (1990) Conséquences de l'organisation de l'azote minéral d'un engrais sur la disponibilité pour la plante et sur la lixiviation. In *Nitrates, agriculture, eau.* (Calvet R. Ed.) Paris- la Défense, Novembre 1990. INRA-INA PG., 189-194.
- Denys D., Mary B.** (1994) N uptake by catch crops and its effects on N leaching and a subsequent sugar beet cultivation. *8th Nitrogen Workshop, University of Ghent (Belgium) 5-8 Sept. 94.* 1p.
- De Smedt F., Wierenga P.J.** (1984) Solute transfert through columns of glass beds. *Water Resour. Res.* 20, 225-232.
- Djurhus J., Jacobsen O.H.** (1995) Comparison of ceramic suction cups and KCl extraction for the determination of nitrate in soil. *European J. Soil Sci.* 46, 387-395.
- Doel D.S., Honeycutt C.W., Haltman W.A.** (1990) Soil water effects on the use of heat units to predict crop residue carbon and nitrogen mineralization. *Boil. Fert. Soils* 10, 102-106.
- Dubrulle P., Boiffin J.** (1989) Un exemple de traitement informatisé des enregistrements pluviométriques pour les études relatives à la dégradation physique des sols. *La Météorologie (Fr.)* 29, 22-27.

E

- Elhers D.A., van der Ploeg R.R.** (1976) Simulation of infiltration into tilled and untilled field soils derived from loess. *Soil Sci.* 119, 242-249
- Ellert B.H., Bettany J.R.** (1992) Temperature dependence of nitrogen and sulfur mineralization. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1133-1141.

F

- Fausey N.R., Lal R.** (1989) Drainage-tillage effects on crosby-kokomo soil association in Ohio: II Soil temperature regime and infiltrability. *Soil Techn.* 2, 371-383.
- Feddes R.A., Zaradny H.** (1978) Numerical model for transient water flow in non-homogeneous soil-root systems with groundwater influence: modeling, identification and control. In *environmental systems.* (Vansteenkiste, Eds) IFIP, North-Holland Publishing Company : 291-308.
- Feldmann R.M., Curry G.L., Wehrly T.E.** (1984) Statistical procedure for validating a simple population model. *Environ. Entomol.* 13, 1446-1451.
- Fies J.C., Stengel P.** (1981) Densité texturale des sols naturels. II- Eléments d'interprétation. *Agronomie*, 1, 659-666.
- Fies J.C., Zimmer D.** (1982) Etude expérimentale des modifications de l'assemblage textural d'un matériau sablo-argileux sous l'effet de pressions. *Soil Tillage Res.* 11, 199-238.
- Fog K.** (1988). The effect of added nitrogen on the rate of decomposition of decomposition of organic matter. *Biol. Rev.*, 63, 433-462.
- Frederick L.R.** (1956) - The formation of nitrate from ammonium nitrogen in soils. I effect of temperature *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.* 20, 496-500
- Freijer J.I., Bouten W.** (1991) A comparison of field methods for measuring soil carbon dioxide evolution : experiments and simulation. *Plant & Soil* 135, 133-142.
- Fried J.J., Combarous M.A.** (1971) Dispersion in porous media. *Adv. Hydrosci.* 7, 169-282.

Frissel M.J., Van Veen J.A. (1981) Simulation model for nitrogen immobilization and mineralization. In *Modelling wastewater renovation* I.K. Iskandar (Ed.) Jonh Willey & sons. New York. 359-381.

Fruit L., Recous S., Richard G. (1996) Organic matter decomposition as a function of soil-residues contact: effect of soil structure and residues particle size. 2nd Intern. Sympos. Work. Group Matter Organic., Soil Sci. Society. "Interactions of soil minerals with organic components and microorganisms". 3-8 sept. 1996 Nancy-France.

G

Gardner W.R., Kirkham D. (1952) Determination of soil moisture by neutron scattering. *Soil Sci.* 73, 391-401.

Gardner W.R. (1958) Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85, 228-232.

Gaudet J.P. (1974) Ecoulement transitoire d'eau et de sel dans la zone non saturée : application à l'étude de la contamination des nappes à surface libre. *Thèse de docteur ès mécanique des fluides*, Université Scientifique et Médicale de Grenoble (Fr.), 136p.

Gaudet J.P., Jegat M., Vachaud G., Wierenga P.J. (1977), Solute transfer with exchange between mobile and stagnant water, through insaturated sand.. *Soil Sci.Soc.Am J.*, 41, 665. 671.

Gaudet J.P. (1978). Transfert d'eau et de soluté dans les sols non saturés. Mesure et simulation. *Thèse université Grenoble France*.

Gaudu J.C., Mathieu J.M., Fumanal J.C., Bruckler L., Chanzy A., Bertuzzi P., Stengel P., Guennelon R. (1993) Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive : analyse des facteurs influençant la mesure. *Agronomie* 13, 57-73.

Germon J.C., Taureau J.C. (1994) Effets des méthodes simplifiées du travail du sol sur les transformations de l'azote et leurs conséquences sur le lessivage des nitrates. In *Simplification du travail du sol*. G. Monnier, G. et al (Eds) Colloque INRA-ITCF-CEMAGREF. 65, 125-156.

Goering H.K., Van Soest P.J. (1970) Forage fiber analyses : Apparatus, reagents, procedures, and some applications. *USDA Agri. Handb.* 379. U.S. Gov.Print. Office, Washington, D.C.

Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P. (1994). Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ¹³C CP/MAS NMR spectrometry and scanning electron microscopy. *Aust. J. Soil Res.* 32, 285-309.

Goovaerts P., Journel A.G. (1995) Integrating soil map information in modelling the spatial variation of continuous soil properties. *European J. Soil Sci.* 46, 397-414.

Grant R.F. (1991) The distribution of water and nitrogen in the soil-crop system : a simulation study with validation from a winter wheat field trial. *Fert. Res.* 27, 199-213.

Gregorich E., Kachanoski R.G., Voroney R.P. (1989) - Carbon mineralization in soil size fractions after various amounts of aggregate disruption. *J. Soil Sci.*, 40, 649-659

Griffiths B.S. (1994) Microbial-feedings nematodes and protozoa in soil: their effect on microbial activity and nitrogen mineralisation in decomposition hotspots and the rhizosphere. *Plant Soil* 164, 25-33.

Grossman J., Udluft P. (1991) The extraction of soil water by the suction-cup method: a review. *J. Soil Sci.* 42, 83-93.

Grundmann G.L., Rolston D.E. (1987) A water function approximation to degree of anaerobiosis associated with denitrification. *Soil Sci.* 144, 437-441.

Guiraud G. (1990) Les inhibiteurs de nitrification: une solution pour diminuer la pollution nitrique. *Perspectives Agricoles* (Fr.), 145, 91-95.

Guiraud G. (1984) - Contribution du marquage isotopique à l'évolution des transferts d'azote entre les compartiments organiques et minéraux dans les systèmes sol-plante. *Thèse de doctorant d'état*. Université P et M Curie. Paris, France : 335 p.

Gvirtzman H., Gorelick S.M. (1991) Dispersion and advection in unsaturated porous media enhanced by anion exclusion. *Nature* 352, 29 August 1991.

H

Hadas A., Sofer M., Molina J.A.E., Barak P., Clapp C.E. (1992) Assimilation of nitrogen by soil microbial population: NH₄ versus organic N. *Soil Biol. Biochem.* 24, 137-143.

Hadas A., Feigenbaum S., Sofer M., Molina J.A.E., Clapp C.E. (1993) Decomposition of nitrogen-15-labelled wheat and cellulose in soil: modeling tracer dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 996-1001.

- Hadas A.**, Molina J.A.E., Feigenbaum S. et Clapp S.E. - (1987) Simulation of nitrogen-15 immobilization by the model NCSOIL. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 102-106.
- Hagen N.**, Kleeberg H.B., Niekampo O. (1993) Parameter estimation for ecosystem models with special regard to target functions; *Model. Geo-Biosph. Proc.* 2, 293-325.
- Haines W.B.** (1927) - Studies in the physical properties of soil IV a further contribution to the theory of capillary phenomena. *Soil. Agric. Sci. Cambridge* 17, 263-290.
- Han N.W.**, Bhakta J., Carbonell R.G. (1985) Longitudinal and lateral dispersion in packed beds: effects of column length and particule size distribution. *A. I. Ch. E. J.* 31, 277-288.
- Hansen E.A.**, Harris A.R. (1975) Validity of soil-water samples collected with porous ceramic cups. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39, 528-536.
- Hansen S.**, Jensen H.E., Nielsen N.E., Svendsen H. (1991) Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the danish simulation model DAISY. *Fert. Res.* 27, 245-259.
- Hansen S.**, Jensen H.E. Shaffer M.J. (1995) Developments in modeling nitrogen transformations in soil. In P.E. Bacon. (Eds.) *Nitrogen Fertilization in the Environment*. 83-127.
- Harrisson S. R.** (1990) Regression of model on real-system output: an invalid test of model validity. *Agric. Syst.* 34, 183-190.
- Hassink J.** (1994) Effect of soil texture and grassland management on soil organic C and N and rate of C and N mineralization. *Soil Biol. Biochem.* 25, 533-538.
- Hauck R.D.**, Bremner J.M. (1976) Use of tracers for soil and fertilizer nitrogen research. *Adv. Agron.* 26, 219-266.
- Haverkamp R.**, Vauclin M., Vachaud G. (1984) Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 1. Local standpoint. *Soil Sci.* 137, 78-90.
- Hayot C.** (1992) Transfert de solutés en milieu poreux agrégé. Expérimentation et tentative de validation d'un modèle mécaniste. *Thèse de doctorat* de l'Université L.:Pasteur Strasbourg. (Fr.).
- Hénault C.**, Germon J-C (1995) Quantification de la dénitrification et des émissions de protoxyde d'azote (N₂O) par les sols. *Agronomie* 15, 321-355.
- Hénin S.** (1976) Cours de physique du sol Tome 1: Texture - Structure - Aération. ORSTOM (ed..) Editest, Bruxelles; 58-60.
- Henriksen A.**, Elmer-Olsen A. (1970) Automatic methods for determining nitrate and nitrite in water and soils extracts. *Analyst.* 95, 514-518.
- Herman W.A.**, McGill W.B. DORMAAR J.F (1977) Effect of initial chemical composition in decomposition of roots of three grass species *Canadian J. Soil Sci.* 57, 205-215.
- Hétier J-M.**, Zuviá m., Houot S. et Thiéry J-M. (1989) Comparaison de trois modèles choisis pour la simulation du cycle de l'azote dans les agro-systèmes tropicaux. *Cah. ORSTOM, série Pédol.*, 25, 443-451.
- Hillel D.**, Krentos V.D., Stilianou Y. (1972) Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics *in situ*. *Soil Sci.* 114, 395-400.
- Horton R.**, Ankeny M.D. and Allmaras R.R. (1994) Effects of compaction on soil hydraulic properties. In B.D. Soane and C van Ouwerkerk (Eds) *Soil Compaction in crop production* Elsevier Science B.V., 141-165.
- Houot S.**, Mordelet P., Tardieu F., Molina J. (1990) Effets du tassement et de la teneur en eau du sol sur la biomasse microbienne et la libération d'azote minéral. In Calvet (Ed.) *Nitrates-Agriculture-Eau*, 201-207.
- Howard PJA.** Howard DM (1979) Respiration of decomposing litter in relation to temperature and moisture. *Oikos*, 33, 457-465.
- Hunt H.W.** (1977) A simulation model for decomposition in grassland. *Ecology* 58, 469-484.
- Hutson J.L.**, Cass A. (1987) A retentivity function for use in soil-water simulation models. *J. Soil Sci.* 38, 105-113.

J

- Jackson L.E.**, Schimel J.P., Firestone M.K. (1989) Short-term partitioning of ammonium and nitrate between plants and microbes in an annual grassland. *Soil Biol. Biochem.* 21, 409-415.
- Jalali-Farahani H.R.**, Heermann D.F., Duke H.R. (1993) Physics of surge irrigation. II. Relationship between soil physical and hydraulic parameters. *Transactions of the ASAE* 36, 45-50.
- Jansson S.L.** (1958) - Tracer studies on nitrogen transformations in soil with special attention to mineralization-immobilization relationships. *Anna. Roy. Agri. Coll. Sw.*, 24, 101-136.
- Jansson S.L.** et Persson J. (1982) - Mineralization and immobilization of soil nitrogen. 229-252. In F.J. Stevenson (eds), *Nitrogen in agricultural soils*, ASA Madism, WI, USA :

- Janzen H.H., Radder G.D.** (1989) Nitrogen mineralization in a green manure-amended soil influenced by cropping history and subsequent crop. *Plant Soil* 120, 125-131.
- Janzen H.H., Kucey RMN** (1988), C, N, and S mineralization of crop residues as influenced by crop species and nutrient regime. *Plant and Soil*, 106, 35-41.
- Jaynes D.B., Logsdon S.D., Horton R.** (1995) Field method for measuring mobile/immobile water content and solute transfer rate coefficient. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59, 352-356.
- Jenkinson D.S., Pawlson D.S.** (1976) The effects of biocidal treatments on metabolism in soil. V- A method for measuring soil biomass. *Soil Biol. Biochem.* 8, 209-213.
- Jenkinson D.S.** (1977) Studies on the decomposition of plant material in soil. V- The effect of plant cover and soil type on loss of carbon from ¹⁴C labelled ryegrass decomposing under field conditions. *J. Soil Sci.*, 28, 424-434.
- Jenkinson D.S., Rayner J.H.** (1977) The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Sci.* 123, 298-305.
- Jenkinson D.S., Hart P.B.S., Rayner J.H., Parry L.C.** (1987) Modelling the turnover of organic matter in long term experiments at Rothamsted. *INTECOL Bull.* 15, 1-8.
- Johnston A.E., Jenkinson D.S.** (1989) The nitrogen cycle in U.K. arable agriculture. *Fertilizer Soc. London Proc.* 286, 3-24.
- Johnsson M., Bergström L., Jansson P.E., Paustian K.** (1987) - Simulated nitrogen dynamics in a layered agricultural soil. *Agri. Ecosystems Environ.*, 18, 333-356.
- Juma N.G., Paul E.A.** (1984) Mineralizable soil nitrogen : amount and extractability ratios. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48, 76-81.
- Jurgensen M.F., Davey C.B.** (1970) Nonsymbiotic nitrogen fixing microorganisms in acid soils and the rhizosphere. *Soil Fert.* 33, 435-436.
- Justice J.K., Smith R.L.** (1962) - Nitrification of ammonium sulfate in a calcareous soil as influenced by combination of moisture-temperature and levels of added nitrogen. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 26,246-250

K

- Kassim G., Martin J.P., Haider K.** (1981) - Incorporation of a wide variety of organic substrate carbons into soil biomass as estimated by the fumigation procedure. *Soil Sci. Soc. Am. J.* ,45 : 1106-1112.
- Kengni L., Vachaud G., Thony J-L., Laly R., Garino B., Casabianca H., James P. et Viscogliosi R.** (1994) Field measurements of water and nitrogen losses under irrigated maize. *J. of Hydrol.*, 162, 23-46.
- Kirschbaum M.U.F.** (1994) The temperature dependence of soil organic matter decomposition and the effect of global warming on soil organic storage. *Soil Biol. Biochem.* 27, 273-281.
- Kiss S., Dragan-baladra M., Radulescu D.** (1975) - Enzymes accumulated in soil. *Advances in Agronomy* : 25-76
- Kladivko E.J., Keeney DR.** (1987) Soil nitrogen mineralization as affected by water and temperature interactions. *Biology and Fertility of soils.* 5, 248-252.
- Konikow L.F., Bredehoeft J.D.** (1992) Ground-water models cannot be validated by Advances in Hydr.
- Koch A.L** (1979) - Microbial growth in low concentrations of nutrients, 261-279. In M. Shilo (ed) *Strategies of microbial life in extreme environments* Verlag chemie. Gmbh, Weinheim, Fed Repub. Germany.
- Kowalenko C.G., Ivarson K.C., Cameron D.R** (1978) - Effect of moisture content, temperature and nitrogen fertilization. In *Carbon dioxide evolution from field soil.* *Soil Biol Biochem.*, 10,417-23.
- Kowalenko CG, Cameron D.R** (1976) Nitrogen transformations in a incubated soil as affected by combinations of moisture content and temperature and absorption-fication of ammonium. *Canadian Soil Sci.* 56 : 63-70.
- Kretschmar A., Ladd J.N.** (1993) Decomposition of ¹⁴C-labelled plant material in soil: the influence of substrate location, soil compaction and earthworm number. *Soil Biol. Biochem.* 25, 803-809.

L

- Laboucarie C.** (1995) Modélisation des transferts couplés eau-nitrate : application à une parcelle conduite en maraîchage intensif sous climat méditerranéen. *Mémoire de 3ème année de l'ENGEES, Strasbourg.(Fr)* 87p + annexes.

- Ladd J.N.**, Jocteur-Monrozier L., Amato M. (1991) Carbon turnover and nitrogen to distinguish the contributions of fungi and bacteria to net mineralization nitrification and respiration. *Soil Biol. Biochem.* 25, 1771-1778.
- Lafolie F** (1991) Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root potential. *Fert. Res.* 27, 215-231.
- Lascano R.J.**, van Bavel C.H.M. (1986) Simulation and measurements of evaporation from a bare soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1127-1133.
- Lassiter R.L.**, Pliss Y.M. (1994) Descriptive basis for a model of soil biochemistry. In R.G. Zepp (Eds.), *Climate biosphere interaction : Biogenic, emissions and environmental effects of climate change.* 12 : 223-239.
- Laudelout H**, Lambert R, Fripiat J.L, Pham M.L (1974) - effets de la température sur la vitesse d'oxydation de l'ammonium en nitrate par des cultures mixtes de nitrifiants. *Annales de microbiologie* (Institut Pasteur, France), 125B, 75-84.
- Leatham G.F.** Kirk T.K (1983) - Regulation of ligninolytic activity by nutrient nitrogen in white-rot Basidiomycetes. *FEMS Microbiol. Lett.*, 16, 65-67.
- Lebreton J.D.**, Millier C. (1982) Modèles dynamiques déterministes définis par des équations différentielles. In *Modèles dynamiques déterministes en biologie*; J.D. Lebreton et C. Millier (Eds) Masson, 13-58.
- Leffelaar P.A.** (1979) Simulation of partial anaerobiosis in a model soil in respect to denitrification. *Soil Sci.* 128 ; 110-102.
- Levi M.P.**, Cowling E.B. (1969) Role of nitrogen in wood deterioration. VII Physiological adaptation of wood-destroying and other fungi to substrate deficient in nitrogen. *Phytopathology* 59, 460-468.
- Li Y.**, Ghodrati M. (1994) Preferential transport of nitrate through soil columns containing roots channels. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 653-659.
- Lindemann Y.** (1986) Contribution à l'étude statistique des répartitions et à la modélisation de la dynamique de l'azote nitrique dans le sol. *Thèse Doct. Univ. Paris-Sud.* 309p + annexe.
- Lineres M.**, Djakovitch L.J. (1993) Caractérisation de la stabilité biologique des apports organiques par l'analyse biochimique. *Congrès GEMAS COMIFER, Blois* (France) Nov. 1993, 159-168.
- Linn D.M.** et Doran J.W. (1984). Effect of water-filled pore space or carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and non-tilled soils. - *Soil Sci. Soc. Am. J.*; 48, 1267-1272.
- Linkins AG**, Mélilo JM, Sinsabaugh RL (1984), Factors affecting cellulase activity terrestrial and aquatic ecosystems In MJ Klug and CA Reddy (Eds.) *current perspectives in Soil microbiology.* 572-670.
- Loague K.**, Green R.E. (1991) Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models: overview and applications. *J. Contam. Hydrol.* 7, 51-73.
- Lord E.I.**, Sheperd M.A. (1993) Development in the use of porous ceramic cups for measuring nitrate leaching. *J. Soil Sci.* 44, 435-449.
- Lueken H.L.**, Hutcheou W.L., Paul E.A. (1962) - The influence of the nitrogen on the decomposition of crop residues in the soil - *Can J. Soil sci.*, 42 : 267-287
- Lynch J.M.**, Panting L.M. (1980) Cultivation and the biomass. *Soil Biol. Biochem.* 22, 797-802.

M

- MacDonald A.J.**, Powlson D.S., Poulton D.R et Jenkinson D.S. (1990) Unused fertilizer nitrogen in arable soils : its contribution to nitrate leaching. *J. Sc. Food Agric.* 46, 407-419
- Machet J-M.**, Mary B. (1989) Impact of agricultural practices on residual nitrogen in soil and nitrate losses. In J-C Germon (Ed.) *Management systemes to reduce impact of nitrate.* Elsevier, 126-146.
- Machet J-M.**, Recous S. (1995) Incorporation des résidus végétaux : quel effet sur la dynamique de l'azote. In *Azote et Interculture, Perspectives Agricoles (France)* 206, 9-15.
- McCarl B. A.** (1984) Model validation: an overview with some emphasis on risk models. *Rev. Market Agric. Econ.* 52, 153-173.
- McDuff J.H.** White R.E (1985) - Net minéralization and nitrification rates in a clay soil measured and predicted in permanent grassland from soil temperature, and moisture content, *Plant and Soil*, 86, 151-172.
- McGill W.B.**, Hunt H.W., Woodmasee R.G, Reuss J.O. (1981) PHOENIX, a model of dynamics of carbon and nitrogen in grassland soil. In Clark and T. Rosswall (Eds) *Terrestrial nitrogen cycles.* F.E. - Ecol. Bull. (Stockholm) 33, 49-115.
- McKinion J.M.**, Baker D.N. (1982) Modelling, experimentation, verification and validation: Closing feedback loop. *Trans. Am. Soc. Agric; Eng.* 25, 624-653.

- McKenney D.J.**, Wang S.W., Drury C.F., and Findlay W.I. (1993). Denitrification and mineralization in soil amended with legumes, grass, and corn residues. *Soil Sci. Am. J.* 57, 1013-1020.
- McMahon M.A.**, Thomas G.W. (1974) Chloride and tritiated water flow in disturbed and undisturbed soil cores. *Soil Sci. Am. J.* 38, 727-732.
- Maraux F.** (1994) Modélisation mécaniste et fonctionnelle du bilan hydrique des cultures. Le cas des sols volcaniques du Nicaragua. *Thèse de Doctorat* de l'INA PG., Paris. 268p + annexes.
- Mariotti A.** (1982) Apport de la géochimie isotopique à la connaissance du cycle de l'azote. *Thèse de Doctorat d'état ès Sciences Naturelles*. Univ. Pierre et Marie Curie Paris VI., 478 p.
- Mariotti A.** (1994) Dénitrification in situ dans les eaux souterraines, processus naturels ou provoqué : une revue. *Hydrologie*, Vol 3, 43-68.
- Marumoto T.**, Anderson J.P.E., Domsch K.H. (1982) Mineralization of nutrients from soil microbial biomass. *Soil Biol. Biochem.* 14, 469-475.
- Marshall T.J.** (1958) A relation between permeability and size distribution of pores. *J. Soil Sci.* 9, 1-8.
- Martin J.P.**, Filip Z., Haider (1976) - Effect of montmorillonite and humate on growth and metabolic activity of some actino-mycetes. *Soil Biol. Biochem.* 8, 409-413.
- Mary B.** (1988) Influence des sources de carbone et des formes d'azote minéral sur la dynamique de la biomasse microbienne du sol en conditions de plein champ. Compte-rendu final du contrat 2557A. Ministère de l'Environnement. S.R.E.T.I.E., Comité sol, France 15p.
- Mary B.** (1988) Rôle de la biomasse microbienne du sol dans la disponibilité du sol en azote minéral. *C.R. Acad. Agric. Fr.* 73, 57-69.
- Mary B.** (1990) La bonne conduite de l'azote est une question de vigilance. *Cultivar (Fr.)* 276, 28-29.
- Mary B.** (1992) Gérer l'interculture pour maîtriser la pollution nitrique. In *Journée d'étude "Interculture et nitrates"* CORPEN-COMIFER 29 janvier 1992, 5-18.
- Mary B.**, Fresneau C., Morel J.L., Mariotti A. (1993) C and N cycling during decomposition of root mucilage, roots and glucose in soil. *Soil Biol. Biochem.* 25, 1005-1014.
- Mary B.**, Mariotti A., Morel J.L. (1992) Use of ¹³C variations at natural abundance for studying the biodegradation of root mucilage, roots and glucose in soil. *Soil Biol. Biochem.* 24, 1065-1072.
- Mary B.**, Guérid J. (1994) Intérêts et limites des modèles de prévision de l'évolution des matières organiques et de l'azote dans le sol. *Cahiers d'Agriculture (France)* 3, 247-257.
- Mary B.**, Recous S. (1994) Measurements of nitrogen mineralization fluxes in soil as a means of predicting net mineralization. *Eur. J. Agron.* 3, 291-300.
- Mary B.**, Recous S. (1995) Calcul des flux d'azote dans les sols par traçage isotopique ¹⁵N : Utilisation des isotopes stables pour l'étude du fonctionnement des plantes. *Les colloques de l'INRA 70* (INRA Eds) Paris, France, 277-297.
- Maske M.** (1982) - Ammonium-limited continuous cultures of *skeletonema costatum* in steady and transitional state. Experimental results and model simulation. *J. Mar. Biol. Assoc. UK*, 62, 919-943.
- Matheron G.** (1984) L'émergence de la loi de Darcy. *Annales des Mines*, Mai-Juin 1984, 11-16.
- Mayer D.G.**, Butler D.G. (1993) Statistical validation. *Ecol. Modelling* 68, 21-32.
- Melayah A.** (1994) Modélisation du transfert des isotopes stables de l'eau (¹⁸O et D) dans un sol nu en conditions naturelles. *Thèse de doctorat* de l'Université Pierre et Marie Curie Paris VI. 203p = annexes.
- Mellilo J.M.**, Aber J.D (1982) - Nitrogen and lignin control of hardwood leaf litter decomposition dynamics. *Ecology*, 63, 621-626.
- Menasseri S.** (1994) Mise en évidence expérimentale de compartiments dynamiques de la matière organique du sol. Apport de la modélisation et application au champ. *Thèse de doctorat* de l'INA-PG, 166p + annexes.
- Mermier M.**, Seguin B. (1976) Comment on "on a derivable formula for long wave radiation from clear skies". by W. Brutsaert. *Wat. Res. Res.* 12, 1327-1328.
- Miller D.R.** (1974) Sensitivity analysis and validation of simulation models. *J. Theor. Biol.* 48, 354-360.
- Miller D.R.**, Butler G., Bramall L. (1976) Validation of ecological models. *J. Environ. Manag.* 4, 383-401.
- Miller D.R.**, Johnson D.D., (1964). The effect of soil moisture tension on carbon dioxide evolution nitrification and nitrogen mineralization. *Soil. Sci. Am., Proc.*, 28 : 644-647.
- Molina J.E.**, Clapp C.E., Schaeffer M.J., Chichester F.W., Larson W.E. (1983) NCSOIL, a model of nitrogen and carbon transformation in soil: description, calibration and behaviour. *Soil Sci. Am. J.* 47, 85-91.

- Molina J.E.**, Hadas A., Clapp C.E. (1990) - Computer simulation of nitrogen turnover in soil and priming effect. *Soil Biol. Biochem.* 22, 349-353.
- Monin A.S.**, Obukhov A.M. (1954) Dimensionless characteristics of turbulence in surface layer. *Akad. Nauk. SSSR. Geofiz. Inst. Tr.* 24, 163-167.
- Montgomery B.R.**, Prunty L., Bauder J.W. (1987) Vacuum through extractors for measuring drainage and nitrate flux through sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 271-276.
- Monnier G.**, Stengel P., Fies J-C. (1973) Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux : application à l'analyse des système de porosité. *Ann. Agron.(Fr.)*, 24.
- Moore A.W.** (1966) Non symbiotic nitrogen fixation on soil and soil-plant systems. *Soil Fert.* 29, 113-128.
- Morel F.** (1979) Actes du colloque : P. Delattre et M. Thellie (Eds.) Elaboration et justification des modèles : application en biologie. 1, 30-37.
- Morrison R.D.**, Lowery B. (1990) Sampling radius of a porous cup sampler: experimental results. *Ground Water* 28, 262-267.
- Moutonnet P.**, Guiraud G., Marol C. (1989) Le tensiomètre et la teneur en nitrate de la solution du sol. *Bulletin du GFHN*, 26, 11-29.
- Mualem Y.** (1976) A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513-522.
- Mueler T.**, Jensen L.S., Magid J., Nielsen N.E. (1996) Temporal variation of C and N turnover in soil after rape straw incorporation in the field : simulations with the soil-plant-atmosphere model DAISY. *Soil Biol. Biochem.* (sous presse).
- Myers R.J.K.**, Campbell C.A., Weier K.L. (1982) Quantitativ relationships between net nitrogen mineralisation and moisture soil content of soils. *Can. J. Soil Sci*; 62, 111-124.

N

- Neetson J.J.**, Van veen J.A., (1987) J.R. Mechanistic and practical modelling of nitrogen mineralization-immobilization in soils. In Wilson (ed), *Advances in nitrogen cycling in agricultural ecosystems*, CAB International, Wallingford, England. 145-155
- Nicolardot B.**, Molina J.A.E. (1994) C and N fluxes between pools of soil organic matter: model calibration with long-term field experimental data. *Soil Biol. Biochem.* 26, 245-251.
- Nicolardot B.**, Chaussod R., Catroux G. (1984) Décomposition de corps microbiens dans les sols fumigés au chloroforme. Effets de type de sol et de microorganisme. *Soil Biol. Biochem.* 16, 453-458.
- Nicolardot B.**, Vekemans X., Barret P., Catroux G. (1990) Utilisation de l'incubation en anaérobiose pour mesurer l'azote de la biomasse microbienne par la méthode de fumigation au chloroforme. *Rev. Ecol. Biol. Sol.* 27, 1-46.
- Nicolardot B.**, Fauvet G., Cheneby D. (1994) Carbon and nitrogen cycling through soil microbial biomass at various temperatures. *Soil Biol. Biochem.* 26, 253-261.
- Nielsen D.R.**, Biggar J.W. (1962) Miscible displacement: III. Theoretical consideration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 26, 216-221.
- Nkedi-Kizza P.**, Biggar J.W., van Genuchten M.T., Wierenga P.J., Selim H.M., Davidson J.M., Nielsen D.R. (1984) On the equivalence of two conceptual models for describing ion exchange during transport through an aggregated oxisol. *Water Resour. Res.* 20, 1823-1836.
- Nommick H.** (1962) Mineral nitrogen immobilization and carbon dioxide production during decomposition of wheat straw in soil as influenced by temperature. *Acta. Agric. Scand.* 12, 81-93.
- Nordmeyer H.**, Richter J. (1985) Incubation experiments on N mineralization in loess and sandy soil. *Plant and Soil* 83, 433-445.
- Nuske A.**, Richter J. (1981) N-mineralization in Loess-Parabrownearthes : Incubation experiments. *Plant & Soil*, 49, 237-247.
- Nye P.H.**, Mariott F.H.C. (1969) A theoretical study of the distribution of substances around roots resulting from simultaneous diffusion and mass flow. *Plant and Soil* 30,459-472.
- Nyhan JW** (1976) - Influence of soil temperature and water tension on the decomposition rate of Carbon-14 labeled herbage. *Soil Sci.* , 121, 288-293.

O

- O'Brien B.J.**, Stout J.D. (1978) Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements. *Soil Biol. Biochem.* 10, 309-317.

- Ocio J.A., Martinez J., Brookes P.C., (1991) - Contribution of straw-derived N to total microbial biomass N following incorporation of cereal straw to soil. *Soil Biol. Biochem.* 23 : 655-659
- Orlob G.T., Radhakrishna G.N. (1958) The effects of entrapped gases on the hydraulic characteristics of porous media. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 411-A.
- Otter-Nacke S., Kuhlmann H. (1991) Comparison of the performance of N simulation models in the prediction of N_{min} on farmers' fields in the spring. *Fert. Res.* 27, 341-348.

P

- Pal D, Broadbent F.E, Mikkelsen D.S (1975) - Influence of temperature on the kinetics of rice straw decomposition in soils. *Soils Science.* 120, 442-449.
- Parr J.F. et Papendick R.I. (1978) - Factors affecting the decomposition of crops residues by microorganisms..In W. Oschwald (ed) *Crop residue management systems.* ASA ,Madison W.I. 101-129
- Papendick R.I., Campbell G.S. (1980) Theory and measurement of water potential in : "*Water Potential Relations in Soils Microbiology*" SSSA Spec. Publ. N°9. *Soil Sci. Soc. Am.* Madison-Wisconsin, 1-22.
- Parker D.T. (1962) Decomposition in the field of buried and surface-applied cornstalk residue. *Soil Sci.Soc.Am.Proc.*26,559-562.
- Parker D.T., Larson W.E. (1962) Nitrification as affected by temperature and moisture content of mulched soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26, 238-242.
- Parnas H (1975) - Model for decomposition of organic material by microorganisms. *Soil. Biol. Biochem.* 7, 161-169.
- Passerat de Silans A., Bruckler L., Thony J-l., Vauclin M. (1989) Numerical modelling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil: comparison with field observations. *J. Hydrol.* 105, 109-138.
- Paul EA (1984) - Dynamics of organic matter in soils. *Plant and Soil*, 76, 275-285.
- Paul E.A., Voroney RP (1980) - Nutrient and energy flow through soil microbial biomass.. In Ellwood DC (eds) *Contemporary microbial ecology.* Acad press, London. 215-237.
- Payne W.J. (1970) Energy yields and growth of heterotrophs. *Ann. Rev. Microbiol.* 24, 17-52.
- Payne W.J. (1980) Micro-organisms and nitrogen sources. Jonh Willey & sons, New York.
- Peterson B.J., Fry B. (1987) Stable isotopes in ecosystem studies. *Ann. Rev. Ecol. Syst.* 18, 293-320.
- Picard R.R., Cook R.D. (1984) Cross validation of regression models. *J. Am. Stat. Assoc.* 79, 575-583.
- Pickens J.F., Gillham R.W. (1980) Finite element analysis of solute transport under hysteretic unsaturated flow conditions. *Water Resour. Res.* 16, 1071-1078.
- Poss R., Noble A.D., Dunin F.X., Reyenga W. (1995) Evaluation of ceramic cups samplers to measure nitrate leaching in the field. *European J. Soil Sci.* 46, 667-674.
- Potter K.N., Horton R., Cruse R.M. (1987) Soil surface roughness effects on radiation reflectance and soil heat flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 855-860.
- Power M. (1993) The predictive validation of ecological and environmental models. *Ecol. Modelling* 68, 33-50.
- Powlson D.S., Jenkinson D.S., Pruden G., Johnston A.E. (1985) The effect of straw incorporation on the uptake of nitrogen by winter wheat. *J. Sci. Agric.* 36, 26-30.
- Powlson D.S. (1988) Measuring and minimising losses of fertilizer nitrogen in arable soil. In D.S. Jenkinson et K.A. Smith, (Eds) *Nitrogen efficiency in agricultural soils.* 231-244..
- Prunty L., Montgomery B.R. (1991) Lysimeter study of nitrogen fertilizer irrigation rates on quality and recharge water and corn yield. *J. Environ. Qual.* 20, 373-380.
- Puget P., Chenu C., Balesdent J. (1995) Total and young organic matter distributions in aggregates of silty cultivated soils. *European J. Soil Sci.* 46, 449-459.

Q

- Quisenberry V.L., Phillips R.E., Zeleznik J.M. (1994) Spatial distribution of water and chloride macropore flow in a well-structured soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 1294-1300.

R

- Ramos C., Carbonell E.A. (1991) Nitrate leaching and soil moisture prediction with the LEACHM model. *Fert. Res.* 27, 171-190.

- Rao P.S.C., Rolston D.E., Jessup R.E., Davidson J.M. (1980) Solute transport in aggregated porous media: Theoretical and experimental evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 1139-1146.
- Récan M. (1982) Simulation numérique du comportement thermique et hydrique d'un sol nu. Application à l'étude de l'évaporation par télédétection. *Thèse de Docteur-Ingénieur* Inst. Nat. Polytechnique de Toulouse (Fr.), 112p.
- Recous S. (1995) Réponse des matières organiques de sols aux changements globaux. II- Effet de la température sur la minéralisation d'un résidu végétal (maïs) et de la matière organique des sols. *Actes du séminaire "Ecosystèmes naturels et cultivés et changements globaux"*, Dourdan (France), 12-18.
- Recous S., Fresneau C., Faurie G. and Mary B. (1988) The fate of labelled ^{15}N urea and ammonium nitrate applied to a winter wheat crop. I-Nitrogen transformations in the soil. *Plant Soil*, 112, 205-214.
- Recous S., Mary B., Faurie G. (1990) Microbial immobilization of ammonium and nitrate in cultivated soils. *Soil Biol. Biochem.* 22, 913-922.
- Recous S., Machet J.M., Mary B. (1992) The partitioning of fertilizer-N between crop and soil: comparison of ammonium and nitrate applications. *Plant Soil* 144, 101-111.
- Recous S., Darwis D., Robin D., Machet J.M. (1993) Décomposition des résidus de récolte. Interactions avec la dynamique de l'azote. In Dercroux et Ignazi (Eds) *Matières organiques et agriculture*, colloque GEMAS-COMIFER, 4-16.
- Recous S., Robin D., Darwis D., Mary B. (1995) Soil inorganic N availability: effect on maize residue decomposition. *Soil Biol. Biochem.* 27, 1529-1538.
- Reddy K.R., Patrick W.H. (1975) Effect of alternate aerobic and anaerobic conditions on redox potential, organic matter decomposition and nitrogen loss in flooded soil. *Soil Biol. Biochem.* 7, 87-94.
- Reichman G.A., Grunes D.L., Viets F.G. (1966) - Effect of soil moisture on ammonification and nitrification in two Northern plains soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30 - 363-365
- Reinersten S.A., Elliot L.F., Cochran V.L., Campbell G.S. (1984) Role of available carbon and nitrogen in determining the rate of wheat straw decomposition. *Soil Biol. Biochem.* 16, 459-464.
- Rémy J.C., Hébert J. (1975) Le devenir des engrais azotés dans le sol. *C.R. Acad. Agric.(Fr.)* 11, 700-714.
- Rémy J.C., Viaux P. (1980) Evolution des engrais azotés dans le sol. *Perspectives Agricoles (Fr)* 43, 5-9.
- Renault P., Sierra J. (1994) Modelling oxygen diffusion in aggregated soils. II- Anaerobiosis in topsoils layers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 1023-1030.
- Reynolds M.R. (1981) Procedures for statistical validation of stochastic models. *Forest Sci.* 27, 349-364.
- Rhee G.Y. (1974) Phosphate uptake under nitrate limitation by *Snedesnus sp.* and its ecological implications. *J. Phycol.*, 10, 470-475.
- Rice C.W., Tiedje J.M. (1989) Regulation of nitrate assimilation by ammonium in soils and in isolated soil microorganisms. *Soil Biol. Biochem.* 21, 597-602.
- Rice C.W., Smith M.S. (1984) - Short term immobilization of fertilizer nitrogen at the surface of no-till and plowed soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 295-297.
- Richard G., Bruckler L., Bertuzzi P. (1989) Analyse critique d'une méthode d'estimation de la conductivité thermique d'un sol *in situ*. *Soil Techn.* 2, 221-241.
- Richards L.A. (1931) Capillary conductions of liquids in porous mediums. *Physics*, 1, 318-333.
- Rijtema P.E., Kroes J.G. (1991) Some results of nitrogen simulations with the model ANIMO. *Fert. Res.*, 27, 189-198.
- Robertson B.R., Button D.K (1979) - Phosphate limited continuous culture of *Rhodotorula rubra*. Kinetics of transport, leakage and growth. *J. Bacteriol.*, 138, 884-895.
- Robin D., Darwis D., Recous S., Mary B. (1992) C and N dynamics during corn residues decomposition: effect of inorganic N availability. In *Proceedings of the 7th Nitrogen Workshop*, Edimburg 1992, p 51.
- Robin D. (1994) Effet de la disponibilité de l'azote sur les flux bruts de carbone et d'azote au cours de la décomposition des résidus végétaux dans les sols. *Thèse de Doctorat de l'INA P.G.*, Paris, 201p + annexes.
- Robinson J.B.D. (1957) - The critical relationship between soil moisture content in the region of wilting point and the mineralization of natural soil nitrogen. *J. Agric. Sci.* 49 : 100-105
- Rodrigo A., Recous S., Mary B. (1996) Moisture and temperature effects on microbial processes in soils : comparison of models. (*sous presse*)
- Rolston D. (1990) Modelling of denitrification: approaches, successes and problems. *Mitt. Dstch Bodenkundl Geselsch* 60, 397-402.
- Ross D.J, Cairns A (1978) - Influence of temperature on biochemical processes in some soil from tussock grassland. I Respiratory activity. *New-Zealand J. Sci.*, 21,581-589.

Roth L.W., Fox R.H. (1990) Soil nitrate accumulation following nitrogen-fertilized corn in Pennsylvania. *J. Envir. Qual.* 19, 243-248.

Russo D., Jury W.A., Butters G.L. (1989) Numerical analysis of solute transport during transient irrigation : 1. the effect of hysteresis and profile heterogeneity. *Water Resour. Res.* 25, 2109-2118.

S

Sabey B.R. (1969) - Influence of soil moisture tension in nitrate accumulation in soils. *Soil Sci. Am. Proc* 33, 263-266.

Sabey B.R., Frederick L.R and Bartholomew W.V (1969) - The formation of nitrate from ammonium nitrogen in soils IV Use of the delay and maximum rate phases for making quantitative predictions.. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33, 276-278

Schaffer M.J., Dutt G.R., Moor W.J. (1969) - Predicting changes in nitrogenous compounds in soil-water systems. *Water pollution control research 13030 ELY* : 15-28

Schnurer J., Clarholm M., Rosswall T. (1985) Microbial biomass and activity in an agricultural soil with different organic matter contents. *Soil Biol. Biochem.* 17, 611-618.

Scotter D.R., Clothier B.E., Harper E.R. (1982) Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.* 20, 295-304.

Schulin R., Wierenga P.J., Flühler H., Leuenberger J. (1987) Solute transport through a stony soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 36-41.

Schweich D. (1986) Méthodologie de l'expérimentation en réacteur fermé dans les mécanismes d'interaction solide-liquide et leur modélisation. IAEA - TECDOC - 367. ENSIG Nancy (Fr), 110pp.

Seyfried M.S., Rao P.S.C. (1987) Solute transport in undisturbed columns of an aggregated tropical soil: preferential flow effects. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 1434-1444.

Shaffer M.J., Halvorson A.D., Pierce F.J. (1991) Nitrate Leaching and Economic Analysis Package (NLEAP) : model description and application. In : R.F. Folet et al. (eds). *Managing nitrogen for groundwater quality and farm profitability.* Soil Sci. Soc. AM, Madison-Wisconsin, 285-322.

Shaffer M.J., Rojas K., De Coursey D.G., Hebson C.S. (1992) Summary documentation for OMNI. The Organic Matter/Nitrogen Cycling Component of the Root Zone Water Quality Model (RZWQM). Research Report, U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Great Plains Systems Research Unit, Fort Collins, CO, 119-149.

Simkins S., Alexander M. (1984) Models for mineralization kinetics with the variables of substrate concentration and population density. *Appl. Environ. Microbiol.* 47, 1299-1306.

Simon J.C., Le Corre L. (1992) Fertilisations annuelles et lessivage de l'azote nitrique. *Fourrages* 129, 3-10.

Skopp J., Jawson M.D., Doran J.W. (1990). Steady state microbial activity as a function of soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 1619-1625.

Skujius J. (1978) - History of abiotic soil enzyme research. In R.G.Burns (eds) *Soil enzymes.* Acad. Press, New-York, 1-49

Smith K.A. (1980) A model of the extent of anaerobic zones in aggregated soils and its potential application to estimates of denitrification. *J. Soil Sci.*, 31, 407-412.

Smith J.L., Paul E.A. (1990) The significance of soil microbial biomass estimates. In : J.M. Bollag and H. Stotzhey (eds). *Soil Biochemistry* vol 6 M. Dekker New-York, 357-396.

Sommers L.E., Gilmour C.M., Wildung R.E., Beck S.M. (1981) The effect of water potential on decomposition processes in soils. In *Water Potential Relations in Soil Microbiology.* Soil Sci. Soc. Am. Special Publication 9, 97-117.

Sorensen L.M. (1981) Carbon-nitrogen relationships during the humification of cellulose in soils containing different amounts of clay. *Soil Biol. Biochem.* 13 : 313-321

Sorensen L.H. (1975) - The influence of clay on the rate of decay of amino acid metabolites synthesized in soils during decomposition of cellulose. *Soil Biol. Biochem.* 7 : 611-618

Soudais P. (1995) Transfert de solutés en sol non remanié : expérimentation et analyses sur modèles. *Mémoire de 3ème année de l'ENGEES.* Strasbourg.(Fr) 129p + annexes.

Stanford G., Epstein E (1974). Nitrogen mineralization-water relations in soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38 : 103-107.

Stanford G. and Smith, (1972), Nitrogen mineralization potentials of soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36 : 465-472

- Steenhuis** T.S., Parlange J.Y., Andreini M.S. (1990). A numerical model for preferential solute movement in structured soils. *Geoderma*, 46, 193-208.
- Steenhuis** T., Boll J., Shalit G., Selker J.S., Merwin I.A. (1994). A simple equation for predicting preferential flow solute concentrations. *J. Environm. Qualit.*, 23, 1058-1064.
- Stengel** P., Douglas J.T., Guerif J., Goss M.J., Monnier G., Cannel R.O. (1984) Factors influencing the variation of some properties of soil in relation to their suitability for direct-drilling. *Soil Tillage Res.* 4, 35-53.
- Stengel** P., Gabilly Y., Bertizzi P., Gaudu J-C., Brifaut A. (1986) La double sonde gamma LPC-INRA. Définition, expérimentation et utilisation en agronomie. *Bull. Liaison Lab. Pont et Chaussées (Fr)* 14, 109-119.
- Stevenson** F.J. (1982) Origin and distribution of nitrogen in soil. In FJ Stevenson (Ed) *Nitrogen on Agricultural Soils*. - ASA, CSSA and SSSA, Madison Wisconsin USA, 1-42
- Stumm** W. (1987) Aquatic surface chemistry : chemical process at the particle-water interface. Wiley InterScience 519 p.
- Svendsen** H., Hansen S., Jensen H.E. (1995) Simulation of crop production, water and nitrogen balances in two German agro-ecosystems using DAISY model. *Ecolog. Model.* 81, 197-212.
- Swift** M.J., Heal O.W., Anderson J.M. (1979) Decomposition in terrestrial ecosystems. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*.(U.K.)
- Swift** R.S., Thornton B.K., Posner A.M. (1970) Spectral characteristics of a humic acid fractionated with respect to molecular weight using an agar gel. *Soil. Sci.*, 110, 93-99.

I

- Tamari** S. (1994) Relations between pore-space and hydraulic properties in compacted beds of silty loamy aggregates. *Soil Techn.* 7, 57-74.
- Tenk** A., Lukacsy D., (1969) - Recent data on the effect of soil temperature and moisture on annual variations in easily available N in the soil - *Mosonmagy Agrartud Foisk. Közl.* 12, 3-12
- Thony** J.L. (1970) Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. *Thèse de Docteur-Ingénieur* Faculté des Sciences, Univ. de Grenoble. 140p.
- Tian** G., Kang B.T., Brussard L. (1992) Effect of chemical composition on N, Ca and Mg release during incubation of leaves from selected agroforestry and fallow plant species. *Biochemistry* 16, 103-119.
- Tomassone** R., Lesquoy E., Miller C. (1983) La régression : nouveaux regards sur une ancienne méthode statistique, MASSON-INRA, Paris.
- Tosca** C. (1986) Le cycle de l'azote dans les milieux supra-forestiers des Pyrénées Centrales : minéralisation de l'azote dans les sols des pelouses subalpines. *Acta Ecologica: Ecologia Plantarum (Fr)* 7, 57-73.
- Touma** J., Vachaud G., Parlange J.Y. (1984) Air and water flow in sealed ponded vertical studies from moisture moment considerations. *Soil Sci.* 173, 181-187.
- Towner** G.D. (1989) The application of classical physics transport theory to water movement in soil: development and deficiencies. *J. Soil Sci.* 40, 251-260.
- Trojan** M.D., Linden D.R. (1992) Microrelief and rainfall effects on water and solute movement on earthworm burrows. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 727-733.

V

- Vachaud** G., Dancette C., Sonko S., Thony J.L. (1978) Méthodes de caractérisation hydrodynamique *in situ* d'un sol saturé : application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agron.(Fr)* 29, 1-36.
- Van Bavel** C.H.M., Hillel D.I. (1976) Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agric. Meteorology* 17, 453-476.
- Van clooster** M., Vereecken H., Diels J., Huysmans F., Verstraete W., Feyen J. (1992) Effect of mobile and immobile water in predicting nitrogen leaching from cropped soils. *Modell. Geo-Biosph. Proc.* 1, 23-40.
- Van clooster** M., Mallants D., Vanderborght J., Diels J., Van Orshoven J., Feyen J. (1995) Monitoring solute transport in a multi-layered sandy lysimeter using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59, 337-344.
- Van Genuchten** M.T. (1980) A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.

- Van Genuchten M.T., Wierenga P.J.** (1976) Mass transfert studies in sorbing media :I Analytical solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40, 473-480.
- Van Wesenbeeck I.J., Kachanoski R.G.** 1991 - Spatial scale dependance of in situ solute transport. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55 : 3-7
- Van Soest P.J., Wine R.H.** (1967) Use of detergnets in the analysis of fibrous feeds. VI- Determination of plant cell constituents. *J. Off. Chem.* 50, 50-55.
- Van Veen J.A., Ladd J.N., Frissel M.J.** (1985) Modelling C and N turnover through the microbial biomass oin soil. *Plant Soil* 76, 257-274.
- Van Veen J.A., Paul E.A.** (1981). Organic carbon dynamics in grassland soil 1. Background information and computer simulation. *Can. J. Soil Sci.*, 61, 185-201.
- Vauclin M.** (1990) Modélisation des transferts dans les sols non saturés : approche déterministe ou stochastique? In R. Calvet (Ed) *Nitrate-Agriculture-Eau*. Paris 7-8 novembre 1990. 169-179.
- Verberne E.L.J., Hassink J., de Willigen P., Groot J.J.R., Van Veen J.A.** (1990) Modelling organic matter dynamics in different soils. *Netherlands J. Agric. Sci.* 38, 221-238.
- Verdouw H.** (1977) Ammonia determination based on indophenol formation with sodiumsalcylate. *Water Research.* 12, 399-402.
- Vereecken H., Diels J., Viaene P.** (1995) The effect of soil heterogeneity and hysteresis on solute transport: a numerical experiment. *Ecol. Model.* 77, 273-288.
- Viaene P., Vereecken H., Diels J, Feyen J.** (1994) A statistical analysis of six hysteresis models for the moisture retention characteristic. *Soil Sci.* 157, 345-355.
- Voroney R.P., Paul E.A.** (1984) Determination of k_c and k_n in situ for calibration of the fumigation - incubation method. *Soil Biol. Biochem.* 16, 9-14.
- Voroney R.P., Paul E.A., Anderson D.W.** (1989) Decomposition of wheat straw and stabilization of microbial biomass. *Biol. Fert. Soils. Rev.* 67, 321-358.
- de Vries D.A.** (1958) Simultaneous transfert of heat and moisture in porous media. *Trans. Am. Geophys. Union* 39, 909-916.

W

- Wagner G.H.** (1962) Use of porous ceramic cups to sample soil water within the profile. *Soil Sci.* 94, 379-386.
- Ward A.L., Kachanoski R.G., von Bertoldi A.P., Elrick D.E.** (1995) Field and undisturbed-column measurements for predicting transport in unsaturated layered soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59, 52-59.
- Webster C.P., Sheperd M.A., Goulding K.W.T., Lord E.** (1993) Comparisons of methods for measuring the leaching of mineral nitrogen from arable land. *J. Soil Sci.* 44, 49-62.
- West A.W., Sparling G.P., Speir T.W.** (1989) - Microbial activity in gradually dried or rewetted soils as governed by water and substrate availability. *Aust J. Soil Res.*, 27 : 747-757.
- White I., Perroux K.M.** (1989) Estimation of unsaturated hydraulic conductivity fom field sorptivity measurments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 324-329.
- Whitmore A.P.** (1991) A method for assessing the goodness of computer simulation soil processes. *J. Soil Sci.* 42, 289-299.
- Whitmore A.P.** (1995) Modelling the mineralization and leaching of nitrogen from crop residues during three successive growing seasons. *Ecol. Modelling* 81, 233-241.
- Wickramasinghe K.N., Rodgers G.A., Jenkinson D.S** (1985) Transformations of nitrogen fertilizers in soil. *Soil Biol. Biochem.* 17, 625-630.
- de Willigen P., Neeteson J.J.** (1985) Comparison of six simulation models for the nitrogen cycle in the soil. *Fert. Res.* 8, 157-171.
- de Willigen P.** (1991) Nitrogen turnover in the soil-crop system: comparison of fourteen simulation models. *Fert. Res.* 27, 141-149.
- de Willigen P. Bergström L, Gerritse RG** (1990) -Leaching models of the unsaturated zone : Their potential use for management and planning. In Decoursey DG (ed) *Proceedings of the international symposium on water quality modelling of agricultural non-point sources*, USDA Publication., 105-128.
- Wildung R.E., Garland T.R., Buschborn R.L.** (1975) - The interdepent effects of soil temperature and water content on soil respiration rate and plant root decomposition in arid grassland soils. *Soil Biol. Biochem.* 7, 373-378
- Willmott C.J., Ackleson S.G., Davis R.E., Feddema J.J., Klink K.M., Legates D.R., O'Connel J., Rowe C.M.** (1985) Statistics for the evaluation and comparison of models. *J. Geophys. Res.*, 90, 8995-9005.

Wind G.P. (1968) Capillary conductivity data estimated by a simple method. *In* P.EE. Rijtema at H. Wassink (Eds). Water in the unsaturated zone, 1 : Proc. of the Wageningen symp. IASH Gentbrugge/UNESCO Paris.

Winogradsky S. (1949) *Microbiologie du sol*, Masson et C^{re}, Paris.

Witono H., Bruckler L. (1989) Use of remotely sensed soil moisture content as boundary in soil atmosphere water transport modelling. I- Field validation of a water flow model. *Wat. Res.* 25, 2423-2435.

Witter E., Dahlin S. (1995) Microbial utilization of [U-14C] labelled straw and [U13-C] labelled glucose in soils of contrasting pH and metal status. *Soil Biol. Biochem.* 27, 1507-1516.

Workman S.R. et Skaggs R.W. (1990) Development and application of a preferential flow model - ASAE pap 90-2062, Am. Soc. of Agric. Eng., St Joseph, Mi .

Wu J., Brookes PC, Jenkinson DS (1993) - Formation and destruction of microbial biomass during the decomposition of glucose and ryegrass in soil. *Soil Biol. Biochem.* 25 : 1425-1441.

Z

Zagal E., Persson J. (1994) Immobilization and remineralization of nitrate during glucose decomposition at four rates of nitrogen addition. *Soil Biol. Biochem.* 26, 1313-1321.

Annexes

Annexe I : lexique

Annexe II : comparaison du modèle avec 14 modèles existants

Annexe III : caractérisation du sol

Annexe IV : analyse de la base de donnée

Annexe I

Définitions des termes de base utilisés dans ce document

biomasse (pour biomasse microbienne) : Ensemble des micro-organismes du sol impliqués dans les transformations de l'azote et du carbone.

biomasse zymogène : [*zy*- : fermentation; -*genos* : origine] Terme employé par Jenkinson *et al.* (1987) pour désigner la biomasse microbienne qui se forme après ajout de substrats organiques frais dans le sol (résidus de culture, litière, fumier), et qui se développe en décomposant ces substrats ajoutés.

biomasse autochtone : Biomasse microbienne issue du sol et se développant en décomposant les composés organiques humifiés présents dans le sol (par opposition à biomasse zymogène).

cycle de base du carbone et de l'azote : Terme employé pour désigner l'ensemble des transformations de l'azote et du carbone omniprésentes dans les sols et gouvernées par la biomasse microbienne autochtone et la décomposition de l'humus du sol ; Défini par opposition au cycle particulier du carbone et de l'azote qui se met en place lors de l'incorporation de nouvelles matières organiques.

décomposition : (d'après Swift *et al.* 1979) Ensemble de processus entraînant la modification de l'état initial d'un substrat organique. Trois types de processus sont généralement distingués : le lessivage (entraînement de la fraction soluble), le fractionnement (diminution de la taille et de l'état de surface, liée principalement à l'activité de la faune tellurique et de la biomasse microbienne) et la dégradation (catabolisme ou dégradation complète réalisée par les micro-organismes décomposeurs).

assimilation / organisation / recyclage de l'azote : L'*assimilation* est le terme général qui désigne l'incorporation d'azote sous toutes ses formes par la biomasse microbienne. Il s'agit d'*organisation* si l'azote incorporé est initialement de forme minérale (NO_3^- ou NH_4^+); de recyclage s'il est issu du renouvellement des métabolites microbiens morts, ou d'*assimilation "directe"* (Hadas *et al.* 1987, Barack *et al.* 1990) lorsque l'azote assimilé est organique et provient de la source même d'où les micro-organismes hétérotrophes puisent le carbone.

minéralisation / reminéralisation de l'azote : Les processus par lesquels les micro-organismes du sol libèrent de l'azote minéral (sous forme NH_4^+ ou NH_3) sont appelés *minéralisation* de l'azote lorsque cet azote provient directement des matières organiques décomposées ou de l'azote atmosphérique, et *reminéralisation* lorsqu'il s'agit de minéraliser de l'azote organique d'origine microbienne, lui-même issu d'azote minéral préalablement organisé par les micro-organismes.

état hydrique du sol : défini par les deux variables d'état suivantes :

- θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) la teneur en eau (= humidité volumique) qui exprime du volume d'eau contenu dans un volume unitaire de sol.
- Ψ (m d'eau) exprime la succion ou le potentiel matriciel résultant de l'effet des phénomènes capillaires aux interfaces eau-air et des forces de liaisons entre l'eau et le sol.

propriétés hydrodynamiques : Désigne les relations caractéristiques entre le potentiel matriciel et la teneur en eau $\psi(\theta)$ et entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau $K(\theta)$; relations établies pour l'horizon de sol ou le sol considérés.

Annexe II

Comparaison du modèle couplé utilisé avec 14 modèles de transfert et de transformations de l'azote dans le sol

Les 5 et 6 juin 1990, l'*Institute for Soil Fertility Research* organisait un *workshop* dont le but était de comparer 14 modèles de simulation des transferts hydriques et du cycle de l'azote sur un même jeu de données (de Willigen 1991). Les tableaux qui suivent permettent de comparer la structure des différents modèles testés.

On a considéré les différents processus (physiques et biochimiques) pris en compte ou non pris en compte par un système de note simple (0 ou 1 ; 1 correspondant à priori à la modalité la plus satisfaisante). Le modèle ayant ainsi la note totale la plus élevée correspond (théoriquement...) au modèle présentant les bases physiques et biochimiques les plus complètes.

Les notes obtenues vont de 3 à 16, illustrant ainsi les choix des variables et des processus faits pour les différents modèles.

Les différences entre modèles semblent plus liées au nombre de processus pris en compte qu'à la façon dont ils sont pris en compte.

En ce qui concerne les transferts hydriques, ces modèles sont fondés sur les mêmes principes de base, avec une résolution différente, suivant que l'approche est mécaniste ou fonctionnelle. Les modèles mécanistes, du point de vue des transferts hydriques, utilisent l'équation de Richards pour l'eau, et l'équation de convection-dispersion pour les solutés; les modèles fonctionnels considèrent un ou plusieurs réservoirs, dont la contenance et le débit de vidange sont établis souvent par analogie avec la conductivité hydrodynamique prise en compte dans les modèles mécanistes. Un seul modèle considère les écoulements rapides dans les macropores; aucun modèle ne semble considérer la modification des états de surface au cours du temps, l'hétérogénéité de la structure du sol ou de la répartition du système racinaire.

Du point de vue du cycle de l'azote, les différences tiennent essentiellement au nombre et à la nature des pools organiques considérés et aux ordres des cinétiques des réactions. Si tout les modèles prennent en compte la minéralisation, l'organisation n'est pas toujours décrite. Cinq modèles ne font pas intervenir la biomasse microbienne explicitement dans le cycle de l'azote.

tableau A1 : comparaison du modèles couplé avec 14 modèles existants

Modèle	processus physiques						transformations N dans le sol						activité des plantes						bilan			
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
A Cabon	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	5	0	3
B Ramos	1	0	1	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	1	0	10	3	4
C Bergström	1	0	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	0	1	0	10	2	4
D Rijtema	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0	0	13	4	7
E Grant	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0	1	1	16	4	7
F Lafolie	1	0	1	0	2	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	0	1	0	10	4	3
G Vereecken	1	0	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	14	3	6
H Hansen	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1	0	1	1	14	3	5
I Groot	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	1	8	0	2
J Kesebaum	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	10	0	3
K Whitmore	0	0	0	0	2	1	1	1	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	9	2	3
L Mirshel	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	3	0	0
M Addiscott	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	6	2	0
N Ecckersten	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	0	1	0	1	12	3	4
Modèle couplé	1	0	1	0	2	1	1	1	1	0	0	1	module à ajouter						9	4	5	

1 : premier auteur (références sont citées dans de Willigen 1991) ; NB : modèle couplé = modèle utilisé dans ce travail

Processus "physiques" de transferts d'eau, de chaleur, d'oxygène et de solutés :

2 : transferts d'eau : (0) écoulement piston (1) Equation de Richards

3 : écoulements rapides dans les macropores : (0) non pris en compte.(1) pris en compte

4 : transferts de chaleur : (0) non pris en compte.(1) pris en compte

5 : transferts d'oxygène : (0) non pris en compte.(1) pris en compte

6 : transport du nitrate : (0) [flux] * [concentration] (1) convection-dispersion à 1 phase aqueuse
(2) convection-dispersion avec 2 phases aqueuses (mobile/immobile)

Processus de transformation de l'azote dans le sol :

- 7 : nombre de pool d'azote organique : (0) 1 pool (1) 2 pool ou plus
- 8 : pool explicite de biomasse microbienne : ((0) non pris en compte.(1) au moins 1 pool pris en compte
- 9 : ordre de la cinétique de minéralisation de l'azote : (0) ordre 0 (1) ordre 1
- 10 : nitrification de l'ammonium : (0) non prise en compte (1) explicitement prise en compte
- 11 : dénitrification : (0) non prise en compte.(1) pris en compte
- 12 : volatilisation de l'ammoniaque : (0) non prise en compte.(1) pris en compte

Processus lié à la présence de plantes :

- 13 : adsorption de l'ammonium sur la phase solide : (0) non prise en compte.(1) pris en compte
- 14 : absorption du nitrate par les plantes : (0) à partir de la concentration en nitrate dans el sol (1) à partir de la "demande "de la plante
- 15 : quantité d nitrate absorbé par les plantes : (0) imposée comme entrée (1) calculée par le moodèle
- 16 : système racinaire : (0) non pris en compte (1) prise en compte explicite dans le calcul de l'absortion de nitrate par les plantes
- 17 : transferts de nitrate du sol aux racines : (0) non pris en compte (1) prise en compte
- 18 : limitation de l'absorption d'eau par les plantes à partir d'un seuil de teneur en eau : (0) non (1) oui
- 19 : prise en compte de la densité racinaire dans le calcul de la transpiration : (0) non (1) oui
- 20 : modélisation explicite de la croissance (photosynthèse) et du développement des plantes : (0) non (1) oui

Bilan :

- 21 : somme des indices par lignes : notion globale de l'exhaustivité des modèles
- 22 : somme des indices concernant les processus physiques
- 23 : somme des indices concernant les processus de transformation de l'azote dans le sol

Annexe III

Caractérisation du sol étudié

- III-1 : Historique cultural de la parcelle
- III-2 : Profil cultural
- III-3 : Profil pédologique
- III-4 : Densités apparentes
- III-5 : Caractérisation hydrodynamique

Annexe III-1

Historique culturel de la parcelle

L'historique culturel de la parcelle S2 est résumé dans le tableau A1. Les traitements effectués lors de la dernière culture, sont détaillés dans le tableau A2.

<i>Année</i>	<i>Occupation du sol</i>	<i>Apports d'azote</i>
1989 - 1990	Orge d'hiver	190 unités
1990 - 1991		76 unités, sur pailles, avant hiver
	Colza	300 unités
1991 - 1992	Blé	140 unités
1992 - 1993	Jachère laissée avec répousses	

tableau A1 : historique culturel de la parcelle choisie

<i>Année 1991-1992 :</i>	<i>Blé</i>	
printemps - été 1992	Pulvérisateur	2 passages au cours de la culture
juillet 1992	Moissonneuse Batteuse	à la récolte
août 1992	Déchaumage	
août 1992	Broyeur (cover crop)	peu après la récolte
<i>Année 1992-1993 :</i>	aucun travail du sol	<i>Jachère</i>
<i>Année 1993-1994 :</i>	<i>Expérimentation</i>	
6 septembre	rotavator (0-20 cm)	temps zéro
sept 93 - oct 94	aucun travail du sol	

tableau A2 : liste des derniers passages d'engins

Annexe III-2

Profil culturel du sol

(avec le concours de H. Boizart, P. Règner, B. Chauchard et J-F Liévin)

Le profil culturel a été réalisé le 24 mai 1993 (avant la coupe des repousses) perpendiculairement au sens du travail du sol. Il s'agissait de caractériser l'état structural du sol et de vérifier l'homogénéité de cet état structural. Le dessin suivant représente les limites des différentes couches observées. Les profondeurs de ces couches ont été mesurées tout les dix centimètres. Les photos qui suivent illustrent l'état structural de ces différents horizons.

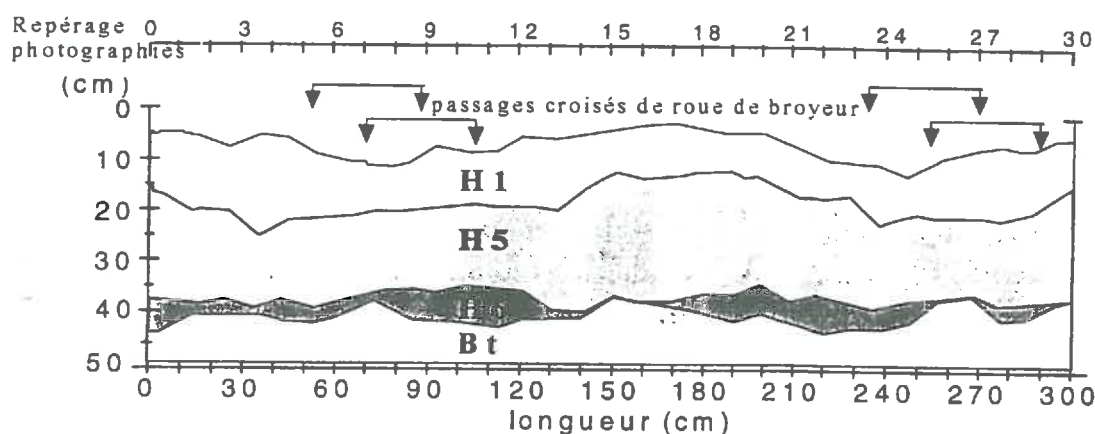


figure A1 : Profil culturel observé sur le site expérimental

H1 : horizon créé par un passage d'outil superficiel, à structure lamellaire horizontale, plus ou moins compacté selon les passages de roues. L'horizon est caractérisé par l'absence de discontinuité visible (SD Γ)*. Les éléments sont soudés, partiellement fissurés et aux contours difficilement discernables. On peut noter la présence de nombreux résidus non décomposés. Il s'agit principalement de paille de blé, et beaucoup plus rarement de résidus de colza.

H5 : horizon sous-jacent créé par le dernier labour, de structure fragmentaire polyédrique (éléments de 5 à 10 mm) aplatie (SD Γ), avec quelques mottes (cf. photo I, repère 17-19). Les passages des roues du broyeur (passé après la récolte du blé en 1992) sont marqués par la présence de mottes compactes d'aspect continu pour la plupart (M Δ), et fissurées pour certaines (M Φ). On peut observer des fentes de retrait de 5 à 6 mm sous ces traces de roues. Cet horizon présente une porosité visible importante, de nombreuses racines, réparties de façon homogène, aussi bien dans les mottes que dans les zones non compactées. Les racines sont toutefois moins abondantes au niveau des traces de roues. De nombreux trous de vers de diverses directions parcourent cet horizon.

H6 : base des horizons labourés anciens, d'épaisseur très variable (de 0.5 à 6cm), constituant un seul élément structural continu, à porosité apparente à l'œil nu très fine, fissuré par endroits (M Φ en général, et localement SD Γ)

Bt : premier horizon pédologique (cf. annexe II-3)

* La terminologie employée pour résumer les caractéristiques des horizons reprend le code proposé par H. Manichon (1982)

Annexe III-3

Description pédologique du sol

(expertise de M. Bourlet et de A. Mascllet)

Deux fosses pédologiques ont été ouvertes sur le site : l'une, en juillet 1993, avant l'expérimentation, près de l'endroit où s'est tenue l'expérience de drainage interne; l'autre en octobre 1994 lors du démontage du site, tout près des placettes instrumentées. La première a été décrite par M. Bourlet (INRA Station Science du Sol - Avignon); la seconde par A. Mascllet (INRA Station d'Agronomie - Laon).

Les épaisseurs des horizons n'étaient pas tout à fait identiques sur les 2 fosses. La figure qui suit schématise le profil pédologique et illustre ces différences.

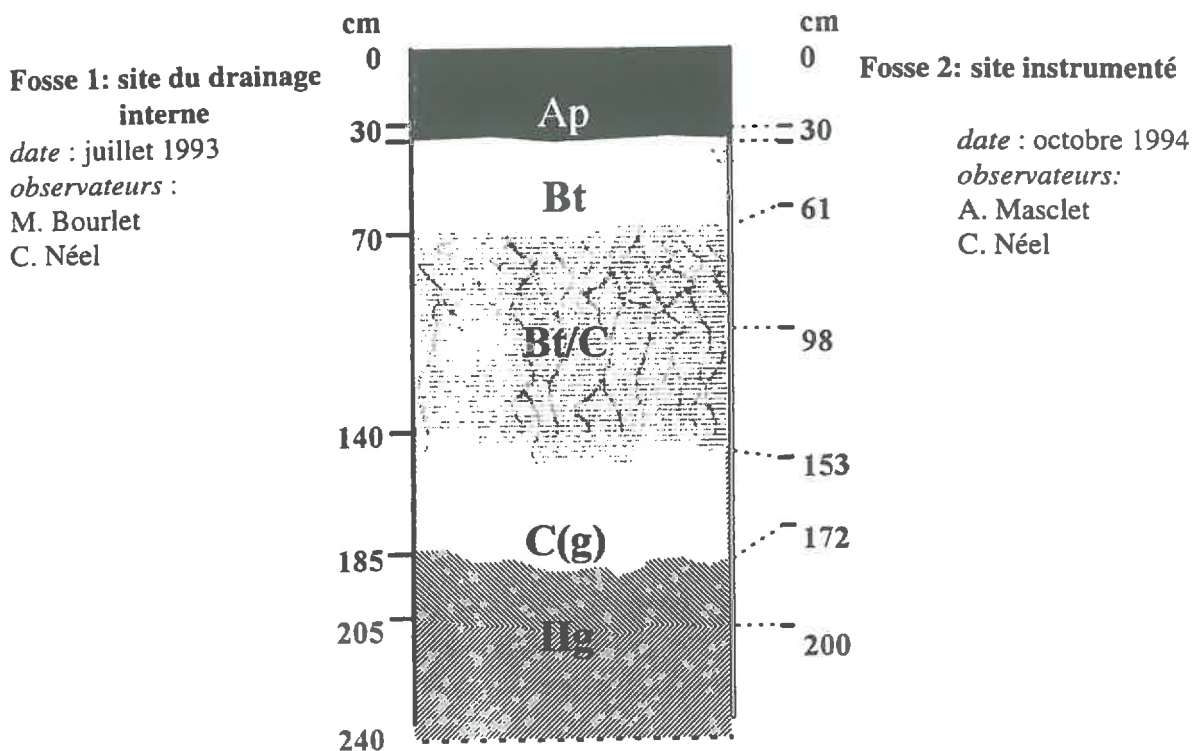


figure A2 : Représentation schématique du profil pédologique

Le site est placé sur un plateau (pente < 2%) de formation loessique quaternaire (limon éolien périglaciaire appelé Ergeron) de grande épaisseur (> 8m), reposant sur une craie sénonienne à silex noirs branchus. Le sol ne présente aucune pierrosité. La sensibilité à la battance et au compactage a pu être observée sur la fosse 1, ouverte avant le travail du sol effectué pour l'expérimentation. Il s'agit d'un sol brun faiblement lessivé, caractéristique des climats tempérés humides (Néoluvisol). Les propriétés des différents horizons sont les suivantes :

horizon Ap 0-35 cm :

Horizon labouré moyennement organique, à texture limoneuse et à argiles non calcaire (15-18% d'argiles). L'aspect général est grumeleux et motteux. L'horizon montre une structure fragmentaire polyédrique moyenne à fine (30-50 mm à 10 mm). Le matériau est friable mais peu fragile. La porosité apparente est constituée de microfissures horizontales et nombreux pores très fins. Les traces d'activité biologique, peu nombreuses dans la fosse 1, se sont avérées abondantes dans la fosse 2, où le sol est truffé de galeries de lombrics. Ces galeries sont remplies par un matériaux plus organique que le reste de l'horizon. On ne distingue pas d'orientation préférentielle des galeries. Les racines sont peu abondantes et bien réparties. La couleur de l'ensemble brun-jaunâtre (10YR 5/4)*, tend vers le brun jaune sombre (10 YR 4/4) au niveau des mottes. La base de cet horizon présente un structure plus compactée qui correspond au fond des anciens labours (couche à structure soudée et continue présentée en annexe 3).

La limite inférieure est nette et ondule avec une amplitude de 3 cm.

horizon Bt 35-70 cm :

Horizon à texture de limon argileux (18-20% d'argiles), non calcaire. La structure est prismatique nette à sous-structure polyédrique moyenne (30-40 mm) assez anguleuse et également nette. Les prismes mesurent de 12 à 15 cm de long. Ils présentent par endroit un revêtement plus sombre, peut-être plus riche en argile et/ou en matières organiques que la matrice. Le système poral est fin à très fin. Le matériau meuble présente des agrégats friables et peu fragiles. Il y a peu de racines. Par contre, les galeries de vers sont abondantes (surtout dans la fosse 2) et traversent les prismes. Ces galeries sont tapissées d'un matériau venant de l'horizon Ap sus-jacent. On note par ailleurs la présence de tâches probablement ferromanganiques fines (> 1mm) et peu contrastées. Nous avons estimé que ces tâches occupent moins de un pourcent de la surface de sol observée. Les couleurs de cet horizon sont brun-jaune (10 YR 5/4 à 5/6) pour la matrice, brun sombre (7 YR 4/4) pour les revêtements, et noir (10 YR /2.5/1) pour les tâches.

La limite inférieure est progressive sur 5 cm et ondulante.

horizon Bt/C 70-140 cm :

Horizon de transition à texture limono-argileuse non calcaire. La structure est prismatique nette à sous-structure polyédrique. Les faces de ces éléments présentent parfois des revêtements à débit squameux, probablement lié à leur nature argileuse. Ces revêtements sont constitués d'un matériau plus sombre et plus rouge que ceux observés dans l'horizon Bt. Cela peut s'expliquer par la présence d'oxydes ou hydroxydes associés aux argiles. Si ces revêtements sont généralisés sur les prismes, ils s'avèrent moins épais voire inexistantes sur les polyèdres. On estime que 20 à 40% des polyèdres sont ainsi revêtus. Le milieu est poreux, avec de nombreux pores de très petites dimensions (< 0.5 mm). On retrouve des galeries de lombrics préférentiellement entre les prismes. Dans la fosse 2, nous remarquons un grand nombre de chambres de diapause des lombrics, remplies d'un matériau venant d'au-dessus. Les racines sont peu présentes et lorsqu'elles apparaissent, elles se montrent très fines et en cours de décomposition. Les tâches ferromanganiques sont fines (< 1mm) et légèrement plus abondantes que dans l'horizon sus-jacent (≅ 1 à 2 % de la surface). La couleur ocre-jaune pour la matrice (10 YR 5/8), passe au brun sombre rouge (7.5 YR 4/4) au niveau des revêtements, et reste noire (10 YR 2.5/1) pour les tâches ferromanganiques.

Dans la fosse 2, nous avons observé au sein de cet horizon, une discontinuité à 98 cm qui ne nous est pas apparue dans la première fosse. Cette discontinuité nette, est principalement liée à un variation de structure. Nous passons d'une structure prismatique moyenne (≤ 15 cm de long) à une structure plus grossière avec des prismes d'au moins 20 cm de long. Les tâches sont également plus nombreuses sous 98 cm (≅ 5% de la surface). Dans cette zone, viennent s'ajouter aux tâches

* Les couleurs sont définies *in situ* et à l'ombre, sur le sol à l'état frais, et à partir du code international de Munsell.

ferromanganiques des tâches brunes à jaunes de déférisation (10 YR 6/4) et des traces d'oxydes rougeâtres (7.5 YR 5/8). Le matériau s'avère également plus friable que celui situé au dessus de 98 cm.

La limite inférieure est progressive sur 5 cm et ondulante.

horizon C(g) :

Horizon issu directement de la formation parentale, légèrement gleifié à sa base (g). La texture est limoneuse à limono-sableuse, non calcaire. La structure est prismatique fine et peu nette (éléments de 7 à 10 cm de long), à sous-structure polyédrique très fine (10 à 1 mm), peu nette également. Alors que les prismes ne présentent pas de revêtements, les polyèdres subanguleux, parfois à faces concaves, sont revêtus par endroits d'un matériau jaunâtre. Ces éléments structuraux restent néanmoins peu marqués, et d'un point de vue plus général le matériau montre un aspect continu à débit squameux horizontal. Il est très friable, collant mais non plastique. La porosité est très fine. Les pores visibles à l'oeil nu sont peu nombreux. Les traces d'activité biologique sont rares: seules quelques racines très fines et bien décomposées apparaissent, et les galeries de lombric sont présentes de façon anecdotiques. Nous observons aussi quelques rares tâches ferromanganiques et quelques traces de déférisation. Dans la fosse 2, cet horizon révèle en plus de légères traces d'hydromorphie en profondeur. Une zone réductrice est observée tout à fait à la base, caractérisée par une décoloration (10 YR 7/4). La matrice de cet horizon est jaune-brune (10 YR 6/8), plus claire que celles des horizons sus-jacents.

La limite inférieure est graduelle sur 3 cm, régulière et peu ondulante.

horizon II g :

Matériau parental du sol, à savoir le loess (Ergeron). La texture limono-argileuse révèle des grains plus grossiers (limons grossiers ou sables fins). La structure qui paraissait à priori uniforme et continue dans la première fosse, laisse apparaître nettement des prismes assez grossiers (de 16 à 20 cm) dans la fosse 2. Le matériau est meuble et friable, et présente un litage rendu visible à la fois par le débit des prismes et par l'alignement d'éléments tels que les tâches ferromanganiques. Ce loess est carbonaté (effervescence vive au HCl). Il contient par ailleurs de fines aiguilles de calcite assez bien individualisables. La fosse 2 montre un niveau garni d'un pseudo-mycélium blanchâtre (10 YR 8/2), certainement calcaire, qui suggère l'existence d'un paléosol. La porosité n'est pas visible à l'oeil nu. Les traces d'activité biologique sont très rares : une unique galerie de ver s'aventure dans cet horizon sur la fosse 2: les racines sont absentes. En outre les traces d'hydromorphie apparaissent assez nettement après 200 cm (traces trouvées dans la fosse 2 seulement). Nous observons successivement une zone de réduction et une zone chargée d'hydroxydes rouge-jaune (7.5 YR 5/8). Les tâches ferromanganiques sont relativement abondantes par rapport aux autres horizons (5% de la surface). La couleur de la matrice est jaune clair à grise (10 YR 6/4). L'observation s'est arrêtée sur cet horizon à 230 cm pour la fosse 1 et à 240

Annexe III-4

Evolution de la densité apparente de l'horizon de surface

Un suivi de la densité apparente de l'horizon de surface a été effectué. Il s'agissait d'évaluer l'importance du tassement de cet horizon au cours de l'expérimentation. Le sol avait été travaillé sur les 20 premiers centimètres (4 passages de rotavator) au début de l'expérimentation (06/09/93). La structure initiale était donc très fragmentaire. Elle s'est ensuite modifiée naturellement avec la pluie pour devenir plus compacte.

Les densités ont été calculées par la méthode dite "des cylindres", décrite par S. Hénin (1976). Il s'agit de prélever un volume (V) de sol en place à l'aide d'un cylindre métallique de volume connu, en l'occurrence 100 cm³ (≈5 cm Ø x 5 cm). L'humidité massique du sol prélevé (Hp) et la masse de sol humide (Ph) contenu dans le cylindre sont mesurées. La densité apparente qui correspond à la masse de sol sec par rapport au volume de sol s'écrit alors :

$$d_{app} = \frac{Ph - Hp}{V} = \frac{P'sec}{V}$$

La difficulté de cette méthode réside dans l'estimation du volume de sol. Les cylindres sont tous calibrés. L'erreur dépend donc essentiellement du mode de prélèvement. Il faut non seulement prélever le cylindre sans perturber le sol, mais aussi araser correctement le sol aux deux extrémités du cylindre. Dans notre cas, l'horizon superficiel est meuble et le prélèvement ne pose pas de problème. Quoiqu'il en soit, il est préférable d'effectuer plusieurs répétitions afin d'obtenir une bonne estimation de la densité apparente avec cette méthode. La densité a été mesurée par cette méthode pour 9 dates sur le sol sans paille uniquement. Il faut noter que ces mesures ne concernent pas la croûte de battance, qui s'est formée rapidement en surface, et qui présente une épaisseur variant de 0.3 mm à 2 cm.

<i>date</i>	<i>profondeur (cm)</i>	<i>nombre de points</i>	<i>humidité massique</i>	<i>densité humide</i>	<i>densité apparente ± écart-type</i>
09/09/93	2.5	5	0.22	1.25	1.03 ± 0.040
	7.5	5	0.18	1.30	1.10 ± 0.041
	10	5	0.20	1.26	1.05 ± 0.047
	12.5	6	0.16	1.24	1.07 ± 0.195
21/09/93	2.5	5	0.23	1.23	1.00 ± 0.040
	5	5	0.22	1.23	1.01 ± 0.020
	7.5	5	0.25	1.39	1.13 ± 0.050
	10	5	0.27	1.42	1.16 ± 0.050
	12.5	5	0.28	1.38	1.13 ± 0.050
01/03/94	2.5	4	0.28	1.64	1.28 ± 0.086
	7.5	4	0.27	1.67	1.31 ± 0.035
	12.5	4	0.28	1.78	1.40 ± 0.026
	17.5	1	0.32	1.79	1.35 -
14/04/94	2.5	11	0.23	1.59	1.29 ± 0.111
	5	4	0.23	1.59	1.29 ± 0.164
	7.5	2	0.24	1.61	1.30 ± 0.168
28/05/94	2.5	8	0.23	1.61	1.32 ± 0.128
	15	2	0.22	1.60	1.31 ± 0.060
09/05/94	2.5	10	0.21	1.59	1.31 ± 0.035
	15	1	0.21	1.68	1.40 -
	17.5	3	0.22	1.66	1.36 ± 0.119
17/05/94	2.5	5	0.25	1.52	1.22 ± 0.034
	15	1	0.25	1.52	1.22 -
	17.5	2	0.24	1.77	1.43 ± 0.022
20/06/94	2.5	1	0.20	1.62	1.35 -
	5.0	1	0.18	1.66	1.41 -
	15.0	1	0.20	1.49	1.24 -
	17.5	1	0.20	1.70	1.42 -
05/10/94	2.5	3	0.16	1.51	1.30 ± 0.060
	7.5	3	0.21	1.66	1.37 ± 0.040
	12.5	3	0.19	1.72	1.44 ± 0.014
	25.0	3	0.20	1.79	1.49 ± 0.009

tableau A3 : Evolution de la densité apparente dans l'horizon 0-20 cm

Annexe III-5

Méthodes d'acquisition des paramètres hydrodynamiques

1. Expérience de drainage interne

1. 1. Principe et hypothèses de la méthode

Le protocole expérimental de l'expérience de drainage interne est inspiré de celui décrit par Hillel *et al.* (1972) et Vachaud *et al.* (1978). Il s'agit de mesurer simultanément l'évolution de la charge hydraulique et de la teneur en eau d'un volume de sol limité ayant subi un apport d'eau continu. Cette méthode est bien adaptée à un sol qui ne présente pas de stratification horizontale marquée. Elle suppose par ailleurs que :

- les transferts d'eau par gradients thermiques ou osmotiques sont négligeables
- la phase gazeuse est continue dans tout le profil de sol considéré et l'air n'est pas piégé au cours de l'apport d'eau
- le milieu est rigide et non déformable
- l'écoulement est vertical

1. 2. Protocole

Cette méthode nécessite l'utilisation de techniques de mesures non destructives. La charge hydraulique est obtenue à l'aide de tensiomètres à mercure **DTM 500 NARDEUX** à 7 profondeurs (*i.e.* 18, 35, 56, 75, 98, 118, 139, 160 cm). La teneur en eau est obtenue à l'aide d'une sonde à neutrons **SOLO20 NARDEUX** pour les mêmes profondeurs. Les tensiomètres et le tube d'accès pour les mesures neutroniques sont placés à l'intérieur de deux anneaux (figure A4). Ces anneaux ont été mis en place en force dans le sol. L'anneau central plus profond que l'anneau de garde externe est supposé garantir la direction verticale de l'écoulement.

L'expérience comprend deux étapes :

- la **phase de drainage interne** qui correspond à l'apport d'eau jusqu'à saturation du sol sur une profondeur définie (22 et 23/06/93)
- la **phase de ressuyage** où l'on suit le drainage et la redistribution de l'eau dans le sol après avoir arrêté l'apport d'eau. (suivi de la fin juin à la fin août 1994)

Durant la première phase, nous avons imposé une lame d'eau constante de 3 cm sur une surface de sol délimitée par un système de double anneau.

Le protocole classiquement proposé pour le suivi de la seconde phase de l'expérience est de contrôler les conditions à la limite supérieure, soit en plaçant une bâche en surface de façon à maintenir un flux nul (pas d'arrivée de pluie ni d'évaporation), soit en mesurant par ailleurs les flux hydriques en surface (pluie - évaporation).

Etalonnage de la Sonde a neutrons

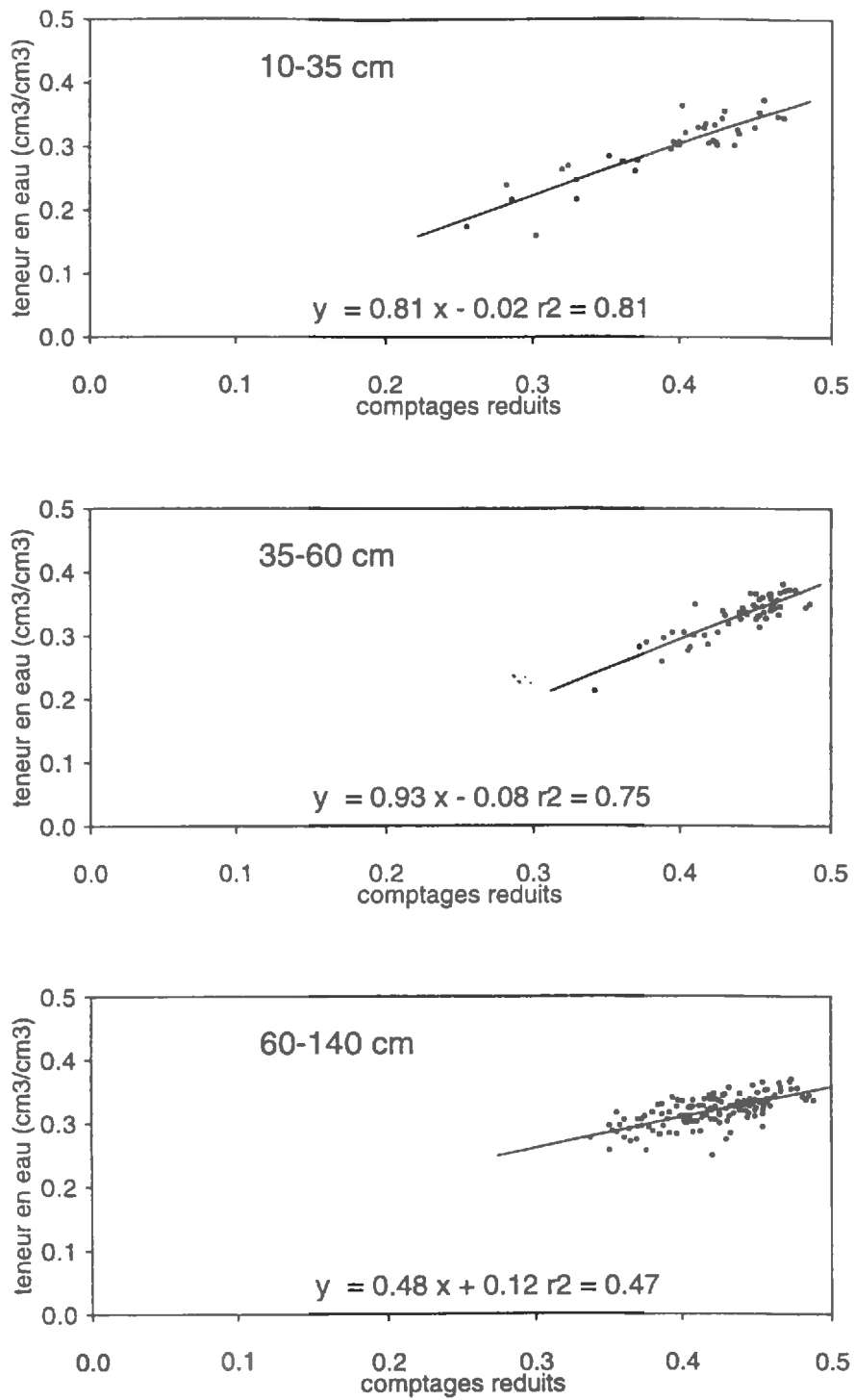


figure A 3 : Relations d'étalonnage de la sonde à neutrons obtenue sur le site de l'expérience de drainage interne

Nous avons utilisé une bâche au départ. Mais les flux observés avec la bâche s'avéraient si faibles que nous avons préféré rester dans des conditions naturelles d'évaporation afin d'explorer une plus grande gamme d'humidité.

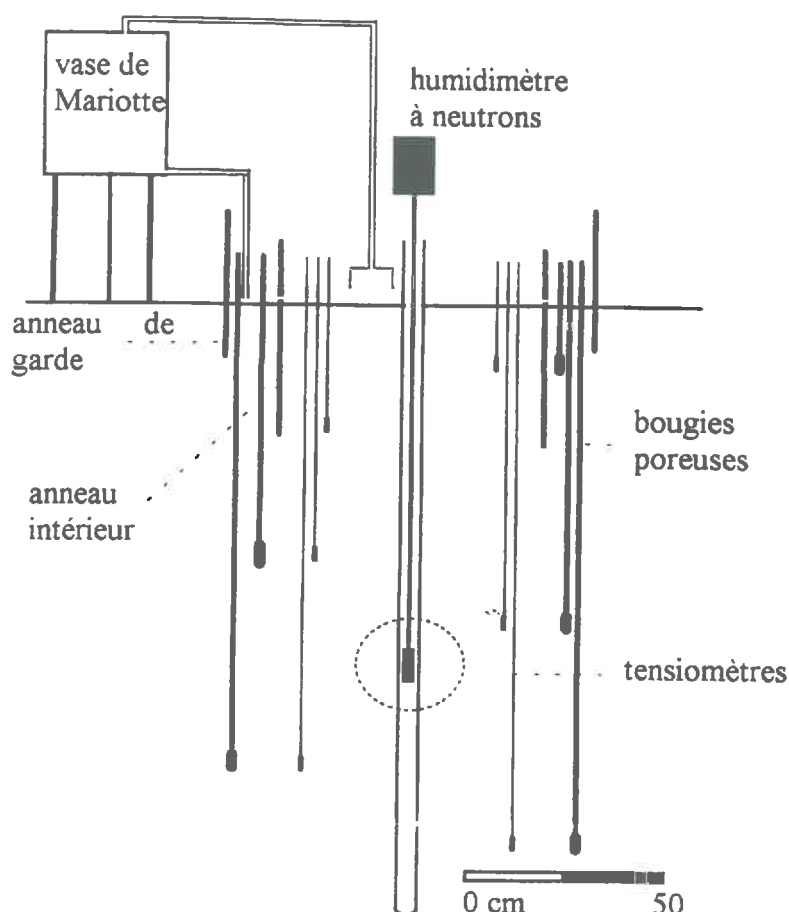


figure A4 : dispositif expérimental de l'expérience de drainage interne

1. 3. Précision et limites de la méthode de drainage interne

La précision de la méthode est définie d'une part par celle des tensiomètres et des mesures neutroniques. La précision sur les mesures tensiométriques est liée principalement à l'erreur sur la lecture de la hauteur de mercure, soit 0.1 cm sur la règle manométrique ce qui correspond à une erreur de 1.26 cm d'eau sur la charge hydraulique. L'erreur relative sur la teneur en eau dépend essentiellement de la qualité de l'étalonnage de la sonde à neutrons. L'étalonnage a été effectué tout au long de l'expérimentation à l'aide de prélèvements gravimétriques effectués de façon aléatoire autour du dispositif. Les résultats sont présentés dans la figure A3.

La précision des mesures ne constitue pas le facteur le plus limitant. Cette méthode est critiquable de part ses propres hypothèses. La direction strictement verticale des écoulements n'est pas toujours vérifiée et l'absence de piégeage d'air n'est pas prouvée (Touma *et al.* 1984).

Par ailleurs, étant donnée la différence entre le volume de mesure de l'humidité par la sonde à neutrons (sphère de 15 à 30 cm de diamètre, variable suivant la teneur en eau), et celui des tensiomètres (mesure sur quelques cm^3), il est difficile de considérer que ces deux mesures sont représentatives du même volume de sol.

Enfin, cette méthode se trouve limitée :

- par les mesures tensiométriques qui ne peuvent dépasser -10 m d'eau.
- par les conditions d'expérimentation.

2. Détermination de $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$ par la méthode de Wind

2. 1. Principe

Cette méthode de laboratoire consiste à soumettre un cylindre de sol non remanié ($7.5 \text{ cm} \times 15 \text{ cm } \varnothing$ intérieur), préalablement saturé en eau, à un régime évaporatoire. La base du cylindre est imperméabilisée. Cinq micro-tensiomètres électriques ($20 \text{ mm} \times 2 \text{ mm } \varnothing$ externe) sont implantés dans le cylindre pour suivre l'évolution des potentiels au cours de l'évaporation. L'ensemble de ce dispositif est placé sur une balance de manière à mesurer la masse du cylindre en continu (figure A5).

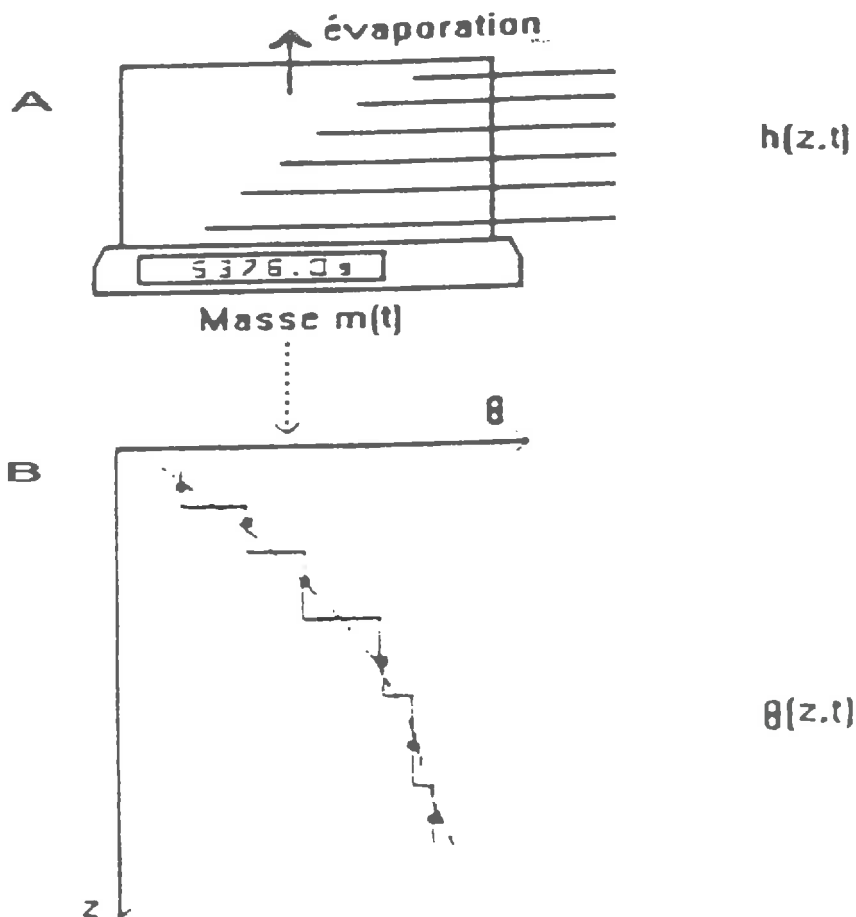


figure A5 : Principe de la méthode de Wind :

(A) mesures de l'évolution des potentiels et de la masse totale du cylindre

(B) algorithme de calcul du profil de teneur en eau volumique à partir de la masse totale du cylindre

L'évolution de la masse totale du sol permet d'accéder à sa teneur en eau moyenne (θ_m). Les teneurs en eau correspondant aux profondeurs des tensiomètres sont calculées à partir de θ_m . Le mode de calcul fondé sur un algorithme proposé par Wind (1968), a été améliorée par la suite (Tamari 1994).

2. 2. Procédure d'estimation de la courbe de rétention

La courbe $\Psi(\theta)$ est obtenues par ajustement du modèle Mualem-Van Genuchten par la méthode des moindres carrés. L'optimisation est résolue par l'algorithme de Gauss-Marquardt et converge lorsque la somme des écarts aux carrés des différences entre la teneur en eau moyenne de tout le cylindre mesurée et calculée est $< 10^{-3}$. Le critère de validité des ajustements est la somme des écarts au carré.

2. 3. Procédure d'estimation de la relation $K(\theta)$

L'établissement de la relation $K(\theta)$ par la méthode de Wind s'effectue par ajustement linéaire des K calculés par la méthode du profil instantané pour chaque potentiel avec le modèle log-polynomial. Les différentes couches considérées pour ce calcul sont centrées sur chaque tensiomètre et correspondent à celles sur lesquelles l'algorithme de Wind fournit une valeur de teneur en eau moyenne (figure A5). L'ajustement s'effectue par la méthode des moindres carrés, séparément pour chaque couche. La qualité de l'ajustement n'est cependant jugée que globalement pour tout le cylindre.

Du fait des problèmes d'extrapolation que pose le calcul de la teneur en eau pour les couches situées aux extrémités du cylindre, nous avons systématiquement supprimé la première et la dernière couche pour réaliser l'ajustement de relation $K(\theta)$. Un algorithme de pondération des teneurs en eau permet de s'affranchir des biais introduits par l'extrapolation de la teneur en eau moyenne des couches correspondant aux extrémités du cylindres. Nous avons également éliminé les périodes pour lesquelles la conductivité ne dépasse pas 1 m/s, considérant que ces périodes correspondent à des valeurs de potentiel approchant la limite de résolution des capteurs. Etant donné la proximité des tensiomètres dans le dispositif de Wind, les gradients de potentiel mesurés dans ce cas ont toutes les chances d'être biaisés.

2. 4 Précision de la méthode et limites

La précision obtenues sur ces relations n'est pas tellement dépendante de la précision des mesures de base. Le potentiel hydrique est obtenu après étalonnage des micro-tensiomètres. Ces capteurs étant sensibles à la température, le coefficient de variation du signal par rapport à la température est mesuré et le signal de base corrigé avant l'étalonnage. Malgré ces calibrations successives, la mesure se montre sensible et précise (erreur relative $< 1/10$ mm d'eau). L'erreur effectuée sur la masse totale du cylindre reste quant à elle négligeable. Le principal problème réside dans les hypothèses adoptées dans le mode de reconstitution du profil de teneur en eau. La méthode considère que le sol contenu dans le cylindre est homogène. Or le sol peut contenir des mottes ou des éléments structuraux qui le rendent hétérogène. Une autre source d'erreur réside dans le mode de prélèvement du cylindre. Une façon de s'assurer une bonne représentativité de la mesure est d'effectuer plusieurs répétitions. Cette méthode se trouve, tout comme l'expérience de drainage interne, limitée d'une part par les conditions d'expérimentation, d'autre part par la limite des mesures tensiométriques. Nous considérons qu'il n'est pas raisonnable d'utiliser les valeurs supérieures à 7m d'eau. La courbe d'étalonnage des capteurs tensiométriques électriques ne suit en effet plus la même loi linéaire au-delà de cette valeur. Les problèmes de cavitation et d'entrée d'air dans le système peuvent apparaître à partir de cette valeur et pour des valeurs plus élevées (Witono et Bruckler 1989).

3. Mesure de la conductivité hydraulique à saturation : K_{sat}

La conductivité hydraulique à saturation a été déterminée pour chaque cylindre de Wind à l'aide d'un perméamètre. Le cylindre de sol, préalablement pesé de façon à déterminer la teneur en eau initiale, est humecté par capillarité pendant 24h, ennoyé pendant 24 h au moins, puis soumis à un flux continu d'eau pendant 3 jours. Les charges imposées entraînent un flux laminaire qui ne semble pas affecter la structure du sol, au vu de la limpidité de l'eau en sortie de cylindre. La conductivité à saturation est obtenue directement par la loi de Darcy, à l'aide de mesures de flux q effectuées pour différentes charges H imposées : $K_{sat} = \Delta H/L q$

Malgré l'ennoyage complet, il est probable que le sol n'atteint jamais la saturation. Le départ de bulles d'air est toujours constaté, même en fin de mesure. De plus, et bien que cette mesure se montre répétitive, elle ne reste représentative que du cylindre de sol auquel elle s'applique. Aussi cette mesure ne donne qu'un ordre de grandeur de K_{sat} . Cet ordre de grandeur est cependant indispensable à une extrapolation raisonnable des courbes $K(\theta)$ obtenues par la méthode de Wind.

4. Mesure de K proche de la saturation par infiltrométrie

La mesure de la conductivité hydrodynamique proche de la saturation a été effectuée en surface à l'aide d'un infiltromètre à disques TRIMS (Triple Ring Infiltrometer under Multiple Suction), appelé également sorptivimètre (Clothier & White 1988, White & Perroux 1989). Le principe de la méthode et le protocole adopté est détaillé par ces auteurs. Les mesures ont été réalisées avec deux disques de 10 et 30 cm diamètres, pour des potentiels imposés de 5 et 10 mb, avec un minimum de 5 répétitions par disque et par potentiel (figure A6).

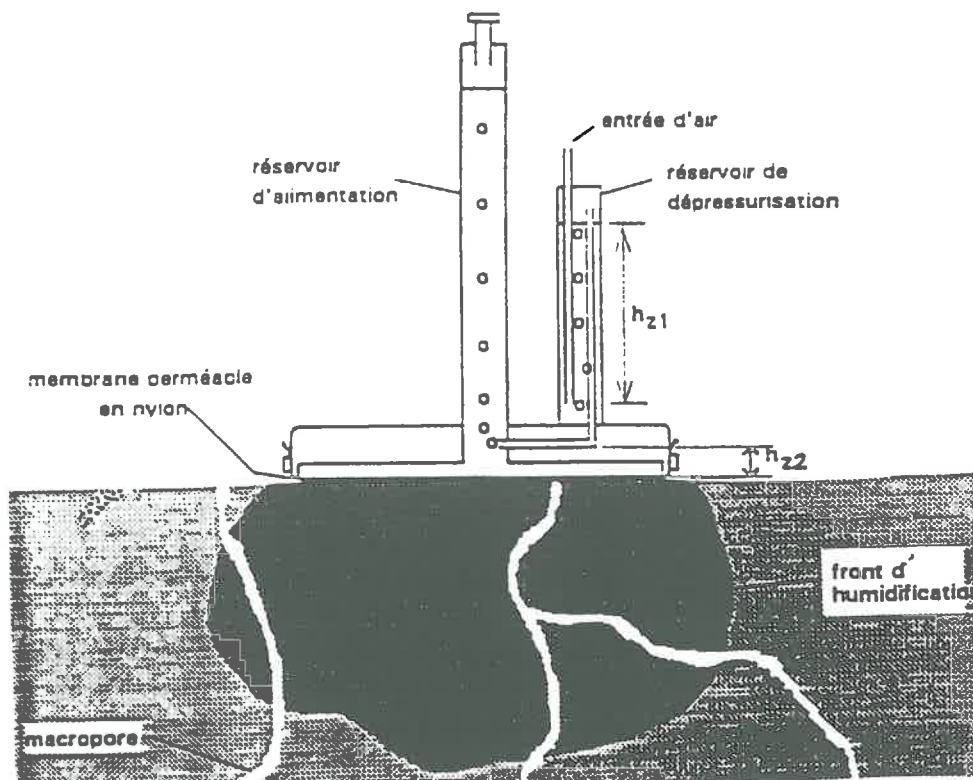


figure A6 : Schéma de l'infiltrométrie à disque (TRIMS) de Perroux et White (1988)
 $h_{22} - h_{21}$ = succion imposée à la surface du sol.

La conductivité correspondant aux flux d'infiltration en régime permanent a été déterminée par la formule de Scotter *et al.* 1982 :

$$K_h = (q_{h1} * r1 - q_{h2} * r2) / (r1 - r2)$$

où q_{h1} et q_{h2} sont les flux d'infiltration d'eau mesurés pour une pression h imposée, à travers les disques de rayons $r1$ et $r2$ respectivement, et après obtention du régime permanent.

La mesure avec le TRIMS est destructive. L'équation de Scotter *et al.* 1982 n'est applicable que si les mesures de q_{h1} et q_{h2} correspondent au même sol. Cette formule suppose également que $q1$ et $q2$ soient rapportés à la même teneur en eau initiale, ou que la teneur en eau initiale puisse être considérée comme négligeable devant celle obtenue pour la pression imposée h . Les répétitions ont donc été effectuées au maximum à une vingtaine de cm l'une de l'autre, et sur une surface de quelques mètres carrés. Les mesures ont été effectuées au début de l'été, de manière à garantir une teneur en eau initiale de surface la plus faible possible. Les teneurs en eau initiales et finales ont été mesurées sur le premier cm de sol, et pour chaque répétition. Une mesure de densité apparente par la méthode des cylindres a également été conduite après chaque mesure à l'endroit où avait été posé le disque. Nous nous sommes assurés de cette façon que les deux flux pouvaient être comparés. Enfin, l'utilisation d'une telle formulation suppose que le volume de sol concerné par l'infiltration soit homogène. Aussi avons nous enlevé délicatement la croûte de battance et effectué les mesures de 5 mm à 2 cm en dessous de la surface (suivant l'épaisseur de cette croûte), de façon à ne pas l'intégrer dans les mesures.

Annexe IV

Acquisition et analyse de la base de données

III-1 Conditions initiales

III-2 Conditions aux limites

III-3 Variables de validation

Les mesures effectuées sur le site expérimental pour acquérir les données nécessaires à l'utilisation et à la validation du modèle sont détaillées dans cette annexe. Il s'agit de préciser la représentativité de ces mesures et de discuter de leur qualité plus que d'en décrire les principes.

Annexe IV-1

Mesures des conditions initiales

L'expérimentation proprement dite a débuté avec l'incorporation de la paille le 6 septembre 1993. Cette date correspond donc au temps zéro. L'acquisition des conditions initiales a consisté à caractériser la taille initiale des compartiments considérés dans le module biologique, et l'état initial du sol (profil hydrique, profil thermique et profil d'azote minéral). Elle s'est effectuée selon le calendrier des mesures initiales suivant :

- 1- mesure des stocks initiaux de nitrate et d'ammonium dans le sol (de 0 à 150 cm, par pas de 30 cm) dans les zones de prélèvements de terre (07/09/93) et tout près des placettes instrumentées (13/09/93);
- 2- mesure du profil hydrique de 0 à 150 cm tous les 10 cm à la tarière, dans les zones situées à proximité des placettes instrumentées et réservées aux prélèvements pour l'étalonnage de la sonde à neutrons (09/09/93);
- 3- profil de sonde à neutrons, tout d'abord sur la placette sans paille (09/09/93) puis sur la placette avec paille (13/09/93);
- 4- mesure de la densité initiale de l'horizon de surface après le travail du sol (09/09/93) sur sol sans paille.
- 5- mesure de la température de 0 à 30 cm (à partir du 13/09/93), sur sol sans paille uniquement;
- 6- caractérisation de l'état initial de la paille incorporée (analyse d'un échantillon de paille préservé depuis la préparation de la paille en cours d'expérimentation, au laboratoire)

1. Taille initiale des pools organiques

La caractérisation de la taille initiale des pools organiques pris en compte dans le module biologique a été effectuée par Aita (1996).

1.1. Caractérisation des pools organiques du sol

1.1.a. Pools organiques du sol

Le pool de matières organiques humifiées (AOM) est ici considéré dans sa totalité. Nous ne fractionnons pas ce pool en une fraction active et une fraction protégée, contrairement à la majorité des modèles existants. Aussi la taille initiale de ce pool correspond à la matière organique totale mesurée par la méthode de Ann. Cette mesure a été effectuée pour l'horizon 0-30 cm et 30-60 cm.

La biomasse "zymogène" associée à la décomposition du résidu (ZYB) est considérée inexistante au départ. La taille de ce pool est fixée à la valeur faible de 10 mg C par kg de sol sec en condition initiale, et ce pour éviter les problèmes numériques liés à une valeur nulle. La biomasse totale mesurée correspond donc à l'AOM. Elle est mesurée pour l'horizon 0-20 cm par fumigation-extraction (Brookes *et al.* 1985) sur trois échantillons de sol prélevés au moment de l'installation des cylindres.

Ce pool est supposé être initialement de la même taille pour l'ensemble de l'horizon labouré (0-30cm), et réparti de la même manière que le pool de matières organique humifiée en profondeur. Il représente 25% de ce qui est mesuré en surface dans la couche 28-60 cm.

Le bilan des tailles initiales des différents pools organiques pris en compte dans les simulations est présenté dans le **tableau A4**.

Le bilan des tailles initiales des différents pools organiques pris en compte dans les simulations est présenté dans le **tableau A4**.

<i>couche</i> (<i>cm</i>)	<i>ZYB</i>	<i>AUB</i> (<i>mg C/kg sol</i>)	<i>AOM</i>
0-20	10	500	9000
20-28	0	500	9000
28-60	0	125	2250
60-150	0	0	0

tableau A4 : Tailles initiales des compartiments organiques du sol.

1.1.b. Compartiments organiques du résidu

Les pools associés au résidu sont la matière organique fraîche (FOM) et la fraction organique soluble (SOL). Les composés organiques solubles sont susceptibles d'être consommés très rapidement par l'ensemble des organismes microbiennes hétérotrophes présents dans le sol. C'est pourquoi il paraît peu probable qu'il reste du carbone soluble dans le sol dans la couche 0-20 cm où la paille a été incorporée. La fraction soluble initiale est donc supposée ne provenir que de l'apport de paille.

La méthode utilisée pour caractériser les différents compartiments considérés dans la FOM est celle décrite par Van Soest et Wine (1967). Cette méthode est fondée sur la dissolution progressive du résidu par des détergents neutres et acides. L'attaque du résidu est réalisée sur un échantillon de 150 mg de matière sèche. La fraction facilement décomposable (RDM) qui correspond aux composés les plus simples tels que les lipides les protides et les sucres, est obtenue par une dissolution à chaud avec une solution de dodécyle sulfate de sodium. Le résidu est ensuite lavé et séché. Les autres fractions biochimiques sont extraites de la façon suivante :

- les hémicelluloses sont solubilisées à chaud par du triéthyl-triméthyl-ammonium en milieu acide (*i.e.* H₂SO₄ 0.1 N)
- la cellulose est détruite à froid par une solution de H₂SO₄ à 72%
- la quantité attribuée à la lignine correspond aux matières minérales restantes, mesurées par perte de masse après calcination à 480°C.

Le rapport C/N du résidu total est mesuré. Il est ensuite réparti dans les différentes fractions rapidement décomposable (RDM), héli-celluloses (HCE) et composés organiques solubles (SOL) en considérant l'hypothèse que le rapport C/N des fractions héli-cellulosiques est proche de 55.

La fraction soluble initiale issue de la paille (SOL) est mesurée sur 1g de matière sèche de paille, dans un flacon de 250 ml. Après un ajout de 80 ml d'eau déminéralisée à température ambiante (19-20°C), on agite le mélange pendant 30 minutes (42 tours/mn). Le mélange est ensuite filtré (filtre Watman 0.7 µm); les résidus récupérés sur le filtre sont séchés (étuve à 80°C) puis pesés. La fraction soluble dans l'eau correspond à la différence entre la masse initiale de résidu et la masse de résidu récupéré.

Deux pailles de blé ont été utilisées dans l'expérimentation : la première prise, chez un agriculteur, a été incorporée dans les placettes instrumentées et dans la zone des carottages, la seconde a été cultivée en chambre de culture pour le suivi des processus biologique par la méthode des cylindres (Aita 1996). Cette dernière paille a été préparée sous deux formes :

paille marquée 13C, et paille doublement marquée 15N-13C. La méthode de Van Soest a été appliquée sur ces trois pailles.

Les deux pailles marquées ont données les mêmes résultats (Aita 1996). Le fractionnement n'a pas été effectué sur les résidus extraits du sol avant incorporation des pailles et qui proviennent essentiellement des repousses laissées sur la parcelle l'année précédant l'expérimentation. Nous avons considéré la même répartition pour ces résidus initiaux que celle de la paille utilisée dans les cylindres. Le **tableau A5** présente la répartition et les rapport N/C des différentes fractions des résidus considérés dans la couche 0-20 cm pour les différents traitements.

	RDM		HCE		CEL		LIG	
	(mgC/kg)	N/C	(mgC/kg)	N/C	(mgC/kg)	N/C	(mgC/kg)	N/C
(a)	51.2	0.136	97.6	0.071	120.3	0	36.9	0
(b)	192.5	0.000	367.1	0.019	452.6	0	138.8	0
(c)	190.3	0.033	446.2	0.017	439.9	0	203.6	0

tableau A5 : Tailles initiales des fractions organiques et rapport N/C des résidus et de la fraction soluble estimée par la méthode de Van Soest *et al.* (1967) dans la couche 0-28 cm : (a) pour le sol sans paille ; (b) pour le sol avec la paille marquée utilisée dans les cylindres ; (c) pour le sol avec la paille incorporée au niveau des placettes et de la zone des carottages.

Les deux pailles diffèrent essentiellement par leur rapport C/N (178.6 pour la première et 75.6 pour la seconde) et par la fraction soluble (*cf.* tableau 20). Ces différences s'expliquent essentiellement par le fait que le blé cultivé en chambre de culture n'a pas été récolté tout à fait à maturation, alors que la première paille correspond à un blé arrivé à maturité et lessivé au champ par les pluies survenues avant la récolte. Avec le critère de répartition du carbone et de l'azote dans les différentes fractions adopté, ces différences apparaissent au niveau des quantités d'azote présentes dans les pools RDM et SOL. La fraction rapidement décomposable (RDM) de paille issue de la chambre de culture ne contient pas d'azote, contrairement à celle cultivée au champ. La fraction soluble de cette dernière est très pauvre en azote comparativement à celle provenant de la chambre de culture.

Du fait de ces différentes compositions de paille, il sera nécessaire de faire 2 jeux de simulations, l'un avec la paille issue de la chambre de culture pour évaluer le module biologique du modèle couplé; l'autre avec la paille venant du champ pour simuler l'évolution de l'azote minéral du sol.

Les résidus initialement présents dans le sol représentent une fraction non négligeable de la matière organique fraîche: environ 26% du carbone apporté par la paille. Il sera donc important de la prendre en compte. Notons par ailleurs que l'hypothèse concernant le fractionnement chimique de ces résidus est certainement la plus discutable. Il est en effet probable que les résidus, issus des repousses laissées sur la jachère soient, d'une part plus riches en lignine qu'une paille (du fait de la présence de racines), d'autre part en voie de décomposition contrairement à la paille incorporée au début de l'expérimentation.

2. Profil initial de teneur en eau

Les mesures suivantes ont été réalisées pour la détermination des profils initiaux de teneur en eau :

- la mesure de la teneur en eau moyenne effectuée par couches de 30 cm sur les zones de carottages lors du premier prélèvement d'azote minéral
- le profil hydrique de 0 à 150 cm a été fait tous les 10 cm à la tarière, dans les zones situées à proximité des placettes instrumentées et réservées aux prélèvements pour l'étalonnage de la sonde à neutrons:

Les résultats obtenus sur les zones de carottage, avec un pas de mesure de 30 cm et pour les deux traitements (figure A7), révèlent un profil initial de teneur en eau très contrasté. L'horizon de surface (0-30 cm) est plus sec que les horizons plus profonds ($0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ au lieu de 0.27). Les plantes ont dû prélever l'eau en surface pendant toute la période estivale précédente. Les différentes mesures de teneurs en eau se sont avérées très répétitives. Les coefficients de variation ne dépassent pas 1% pour la teneur en eau. Par ailleurs, on ne constate pas de différence significative entre les deux traitements.

Le profil hydrique effectué sur la placette instrumentée du traitement sans paille, lors de la mise en place du tube de sonde à neutrons montre la même tendance, et les mêmes ordres de grandeur de teneurs en eau que ce qui est observé sur les zones de carottage. Nous considérerons donc ce profil initial de teneur en eau unique pour les deux traitements. Ce profil ne fournit cependant des valeurs initiales que pour des couches de 10 cm. La discrétisation de ces profils pour chaque noeuds de la grille de différences finies est obtenue par interpolation linéaire, de façon à conserver les masses d'eau (*i.e.* égalité de l'intégrale du profil observé et du profil injecté dans le modèle).

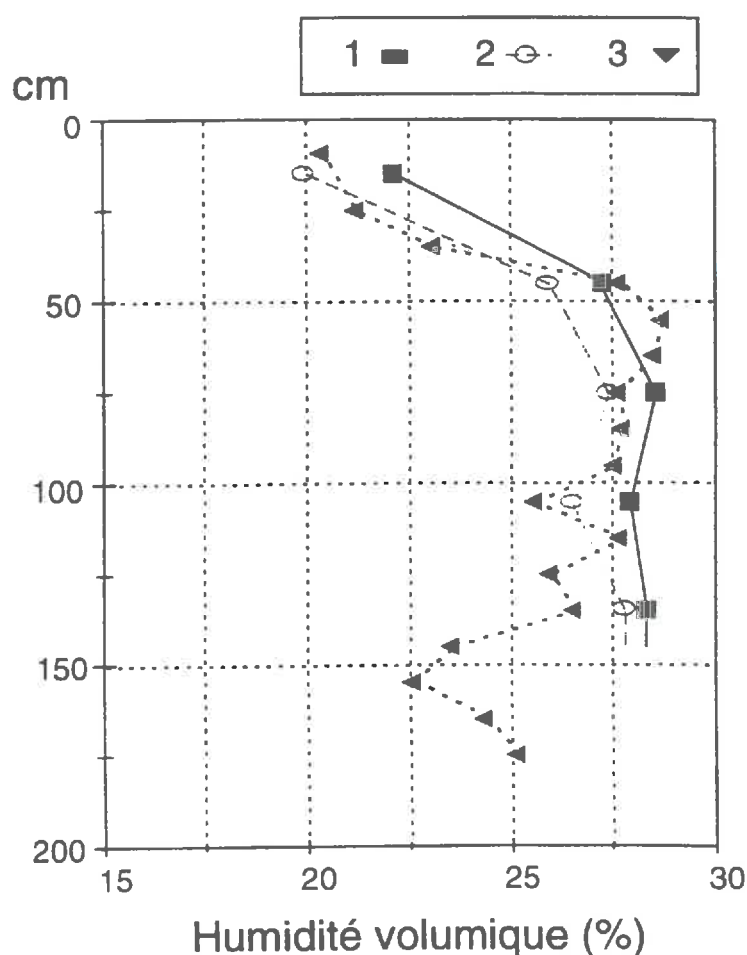


figure A7 : Profil initial de teneur en eau volumique :

- 1 : prélevé avec un pas de mesure de 30 cm dans la zone des carottages ; sol sans paille
- 2 : prélevé avec un pas de mesure de 30 cm dans la zone des carottages ; sol avec paille
- 3 : prélevé avec un pas de mesure de 10 cm sur la placette instrumentée ; sol sans paille

3. Profil initial de température

Le profil de température mesuré près d'une semaine après le début de l'expérimentation. La température a été mesurée de 0 à 30 cm, par pas de 2.5 cm, à l'aide de thermorésistances.

Il se trouve que nous étions pendant cette première semaine, en phase de refroidissement de la surface du sol (reprise des pluies et refroidissement de l'air). Nous avons donc procédé à l'extrapolation linéaire des premières températures observées pour retrouver les conditions initiales. Faut de mesure, la température en profondeur a été prise en fonction des observations effectuée l'année suivante, pour des conditions climatiques et une température à 30 cm semblables. Comme pour les teneurs en eau, une interpolation linéaire a été faite pour calculer les température à chaque noeud de la grille de différences finies.

4. Profil initial d'azote minéral

4.1. Mesures effectuées

Nous avons mesuré le stock de nitrate et d'ammonium dans le sol de 0 à 150 cm, par pas de 30 cm, dès le lendemain de l'incorporation de la paille dans les zones de prélèvement de terre (07/09/93), et un peu plus tard au niveau des placettes instrumentées (13/09/93). La méthode d'extraction de l'azote minéral et de mesure de la concentration en nitrate et en ammonium de la solution extraite est détaillée dans le paragraphe précédent.

La représentativité de la situation initiale des placettes par rapport à celle des zones de carottage n'a pu être vérifiée que lors de la deuxième série de carottages (*i.e.* 15 jours après l'incorporation des paille). Deux profils d'azote ont été effectués de part et d'autre des placettes instrumentées, selon le même mode de prélèvement que les carottages, et pour les deux traitements.

4.2. Profils initiaux adoptés pour les simulations

Les résultats obtenus sur les zones de carottage pour les deux traitements sont présentés dans la figure A8.

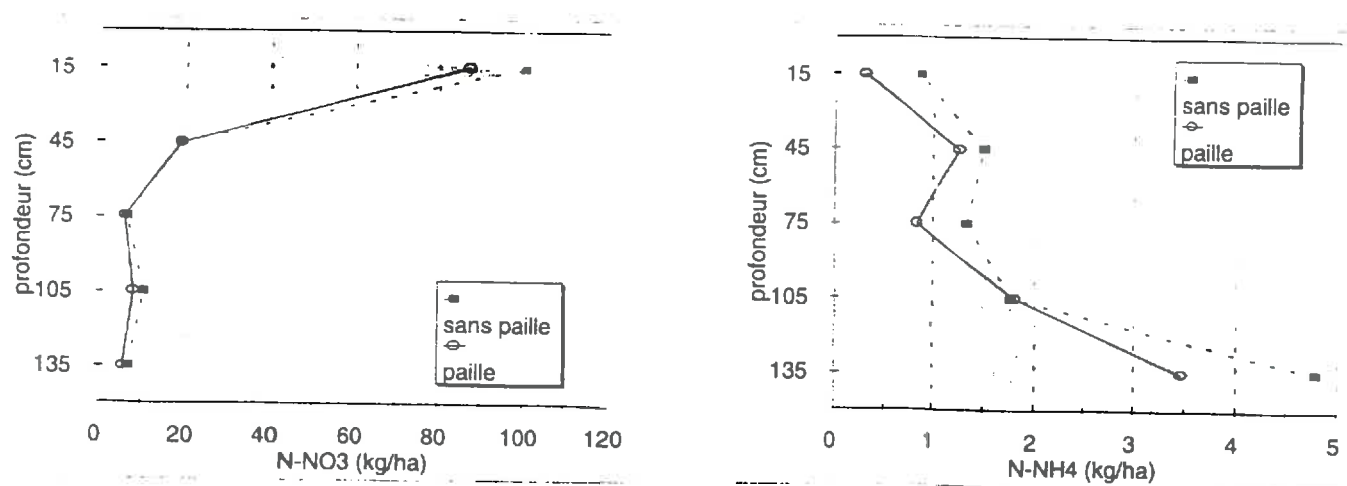


figure A8 : Profils initiaux de nitrate (a) et d'ammonium (b) mesurés dans la zone des carottages.

Le nitrate se trouve essentiellement en surface. L'horizon 0-30 cm contient 88 kg N-NO₃ ha⁻¹ pour le traitement paille et 100 kg N-NO₃ ha⁻¹ pour le traitement sans paille. Pour les horizons inférieurs, les quantités d'azote nitrique sont inférieures à 20 kg N-NO₃ ha⁻¹ et sont identiques pour les deux traitements. Contrairement au nitrate, l'ammonium est présent en faibles quantités (< 4 kg N-NH₄ ha⁻¹) et se retrouve plutôt en profondeur. Le sol sans paille montre des quantités d'ammonium supérieures à celles du sol avec paille.

Pour l'ammonium comme pour le nitrate, ces mesures se sont avérées répétitives. Les coefficients de variation ne dépassent pas 8%.

Le profil d'azote nitrique peut s'expliquer par le fait que les repousses laissées sur la jachère ont été coupées un mois avant le début de l'expérimentation. Les plantes ont, d'une part prélevé l'eau en surface pendant la période estivale précédente, d'autre part permis de maintenir l'azote minéral en surface. La décomposition des résidus restant en surface après l'élimination des repousses ainsi que la décomposition des racines ont probablement contribué à augmenter le stock d'azote minéral en surface.

Nous avons utilisé ces profils pour les simulations, respectivement pour le sol sans paille et le sol avec paille. L'intégration spatiale a été effectuées de manière à ce que les masses soient conservées. Pour ce faire, nous avons pris comme hypothèse que le pic de nitrate se situe à 20 cm de la surface. Cette hypothèse a été vérifiée grâce aux mesures de quantités d'azote minéral effectuées au niveau des cylindres sur 0-2 cm et sur 20-30 cm (Aita 1996). Cependant, ces profil initiaux ne correspondent qu'à la zone des carottages. Nous avons vérifié la représentativité de ce profil par rapport aux placettes instrumentées.

4.3. Représentativité des profils initiaux par rapport aux placettes

La figure A9 présente les deux profils d'azote effectués 15 jours après l'incorporation de la paille, à proximité des placettes sur le sol sans paille. Ces profils sont comparés avec la moyenne et les écarts-types des trois carottages correspondants.

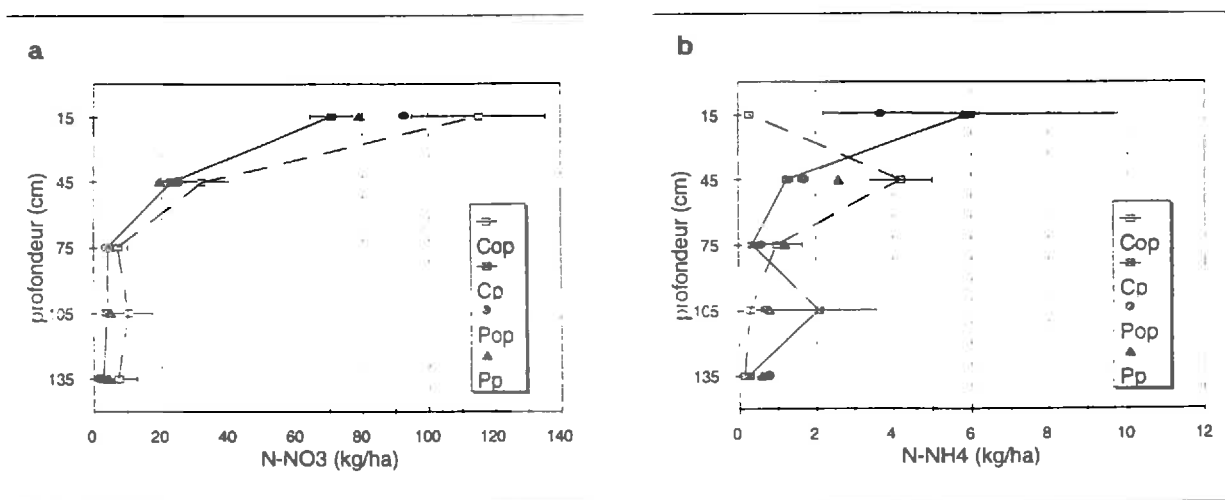


figure A9 : Comparaison des profils de nitrate (a) et d'ammonium (b) obtenus le 21/ 09/93 au niveau de la zone des carottages (C) et au niveau des placettes instrumentées (P)
(Indice : op = sol sans paille ; p = avec paille)

Si nous comparons la figure A8a et la figure A9a, nous observons que le nitrate a commencé à se lessiver dès les 15 premiers jours. L'apparition de la pluie dès le lendemain de l'incorporation des pailles et la répartition initiale du nitrate à la surface du profil expliquent ce drainage précoce. On constate également, sur ces deux profils comme sur les carottages, que les stocks de nitrate mesurés dans les couches 0-30 cm et 30-60 cm sont variables d'une répétition à l'autre. La variabilité est plus marquée

pour le sol sans paille que pour le sol avec paille. Pour le sol sans paille, les coefficients de variations sont en effet de 18% et de 25% respectivement pour ces deux couches. Cette variabilité, qui n'a pas été observée au temps initial, peut être attribuée à une hétérogénéité du front d'infiltration du nitrate. Elle est d'autant plus marquée que les gradients de concentrations d'azote minéral de 0 à 60 cm étaient très marqués dans le profil initial.

En ce qui concerne l'ammonium (figure A9b), nous pouvons considérer que les quantités mesurées au niveau des placettes ne sont pas significativement différentes de celles obtenues par carottage, compte tenu de leur variabilité.

Par conséquent, nous pouvons conclure que les profils initiaux d'azote minéral devaient être identiques au niveau des placettes et au niveau des zones de carottage. Nous considérerons donc un profil initial unique de nitrate et d'ammonium pour les placettes instrumentées et pour la zone des carottages.

Annexe IV-2

Conditions aux limites

1. Conditions à la limite supérieure

1.1. Les précipitations

Les précipitations, qui désignent toute quantité d'eau liquide (pluie, rosée ou condensation) ou solide (neige, grêle) arrivée au sol, restent difficiles à mesurer du fait de leurs variabilités spatiales et temporelles importantes. Elles constituent pourtant l'une des principales variables de forçage du modèle. La mesure des précipitations arrivées au sol n'est d'ailleurs pas accessible. Les précipitations *sensu stricto* sont pratiquement supposées équivalentes aux précipitations mesurées à 1 m de la surface du sol.

1.1.a. Méthode de mesure

Sur notre site, les précipitations ont été suivies en continu à l'aide de deux pluviographes enregistreurs à augets basculants, reliés chacun à une centrale d'acquisition automatique de données (CR2M). Le modèle utilise les intensités instantanées des pluies et recalcule la lame d'eau précipitée en affectant ces intensités à la durée de l'événement pluvieux correspondant. Il est donc important de bien déterminer, à la fois les quantités d'eau précipitée, et les heures de fin et de début de pluies. Les données brutes enregistrées sont traitées à l'aide du logiciel LECPLUV (Dubrulle et Boiffin, 1989) qui permet de calculer les hauteurs de pluies journalières, de séparer les événements pluvieux et de calculer l'intensité instantanée des pluies pour chacun de ces événements.

1.1.b. Evolution des pluies au cours de l'expérimentation

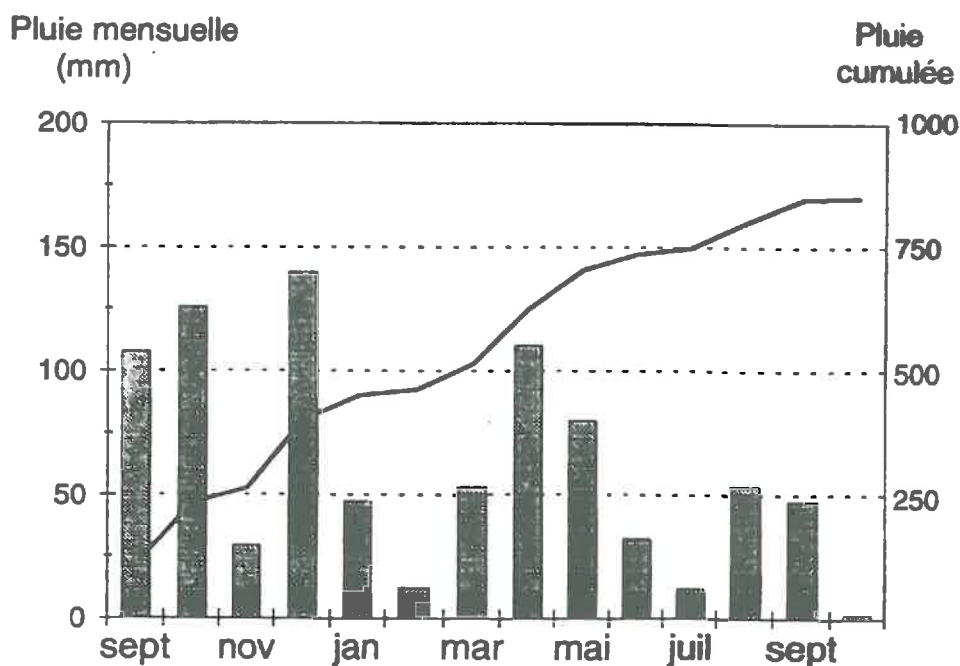


figure A10 : Evolution de la pluie cumulée et des pluies mensuelles observées au cours de l'expérimentation.

Il est tombé plus de 800 mm d'eau au cours de l'année de mesure (**figure A10**), ce qui est supérieur à la pluviométrie annuelle trentenaire de 720 mm de la région. Cependant, contrairement à la plupart des années, la pluviométrie ne s'est pas répartie de façon régulière au cours de l'année de mesure. Plusieurs épisodes de pluies exceptionnelles ont été relevés au mois de décembre 1993 — cette période s'est d'ailleurs traduite par d'importantes inondations dans tout le département de l'Aisne — . Nous constatons notamment un événement pluvieux de 45 mm survenu le 21 décembre 1993 (jour 355) qui correspond à une pluie jamais observée depuis 50 ans. Le mois de juillet et l'ensemble de la période estivale se sont avérés plus secs qu'en moyenne sur 30 ans (113 mm de juin à août au lieu de 180 mm en moyenne sur trente ans).

1.1.c. Contrôle des mesures

La précision des mesures est directement liée au réglage des augets. Ce réglage a été effectué à l'installation de façon à ce qu'ils basculent pour 0.1 mm de pluie, puis vérifié plusieurs fois au cours de l'expérimentation pour des intensités allant de 12 à 100 mm/h. Nous avons constaté une bonne sensibilité des appareils pour les pluies hivernales de faibles intensités. Les pluviographes enregistrent également systématiquement les précipitations liées à la condensation matinale au printemps. Par contre, un défaut systématique a pu être relevé pour les pluies de fortes intensités. L'auget continue probablement à se remplir au moment du basculement, dont le départ est toujours un peu lent. Cette erreur peut représenter une sous-estimation des précipitations pouvant atteindre 10%.

De plus les pluviographes ne sont pas adaptés pour la mesure des précipitations solides (neige et grêle). Nous avons relevé 14 jours de neige, 7 averses de grêle au cours de l'expérimentation (de fin décembre 1993 à mi-avril 1994), et un épisode de pluie verglaçante (30/11/93). Hormis l'épisode nival de la fin décembre 1993 qui représenterait 7.6 mm, les quantités d'eau impliquées par ces événements restent faibles d'après les relevés de la station météorologique de Fontaine-les-Clercs (< 1 mm pour chaque événement). Aussi les précipitations solides ont-elles été négligées.

Un contrôle régulier des données a été effectué en comparant les hauteurs de pluie enregistrées pour une période donnée avec le volume d'eau recueilli dans un jerrycan branché sur le tuyau d'évacuation des eaux après leur passage dans le pluviomètre. Il a permis de détecter un important biais dans les mesures acquises par le premier pluviomètre installé (*swn*). Le second pluviomètre (*sen*) a d'ailleurs été mis en place en février 1994 suite à cette observation. Nous attribuons ce biais à une dérive du réglage des augets et à certains accidents bien identifiés : gel et blocage mécanique des augets notamment. Du fait de ce biais, les enregistrements effectués avant février 1994 sur le pluviomètre *swn* ont dû être corrigés. Cette correction a consisté à retrouver la lame d'eau correspondant réellement à chaque basculement à partir des lames d'eau mesurées à l'aide du jerrycan. Elle a été réalisée manuellement pour chaque période comprise entre deux relevés du jerrycan et sur les mesures du premier pluviomètre uniquement. En effet, les mesures données par le second pluviomètre (*sen*) se montrent en accord avec celles des jerrycans.

La **figure A11** montre l'effet de la correction employée. Si cette correction permet de garantir la lame d'eau précipitée, elle reste sans doute approximative en terme d'intensités de pluies. C'est pourquoi un deuxième contrôle a consisté à comparer les données mesurées par les deux pluviomètres avec celles fournies par la station météorologique située sur le domaine I.N.R.A. de Mons-en-Chaussée, à quelques centaines de mètres de la parcelle expérimentale (station gérée par le STEFCE Avignon). Ce contrôle a été effectué par périodes mensuelles et par rapport au cumul enregistré par les deux pluviomètres, à l'exception de la période hivernale.

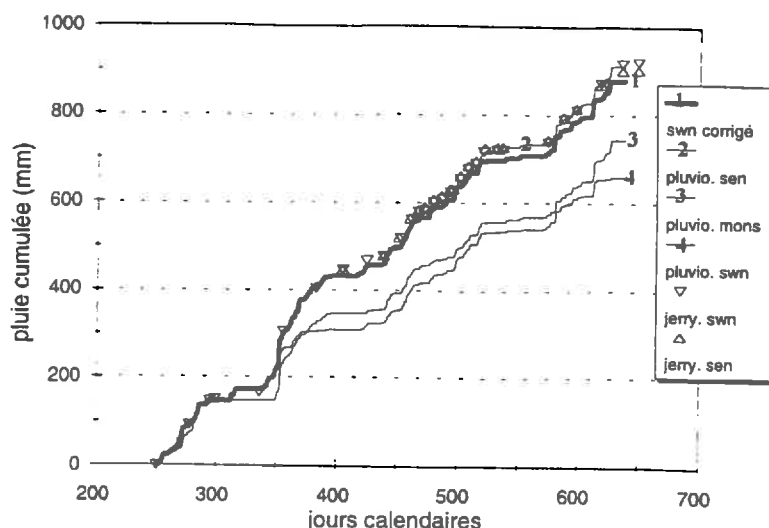


figure A11 : Mesures des précipitations cumulées : comparaison des mesures effectuées avec les pluviomètres swn et sen mis en place sur la parcelle expérimentale, les jerrycans correspondants à ces pluviomètres, et le pluviomètre de la station de mons-en-Chaussée.

Nous constatons un écart systématique entre les deux mesures effectuées sur notre site et celles de la station de Mons. Il est difficile de remettre en cause nos mesures étant donné que les lames d'eau précipitées mesurées sur les deux jerrycans sont en accord avec ces mesures corrigées à partir du pluviomètre swn et celles mesurées avec le deuxième pluviomètre (*sen*).

Cette analyse souligne la difficulté d'obtenir des mesures précises des précipitations et surtout l'importance du contrôle des mesures obtenues par les pluviomètres à augets basculants. Pour les simulations, nous utiliserons les mesures corrigées du pluviomètre swn en période hivernale et celles mesurées par le pluviomètre *sen* à partir de février 1994.

1.2. Apports atmosphériques d'azote et de chlorure

Le modèle tient compte des apports atmosphériques pour l'azote minéral d'une part, et pour le chlorure d'autre part. Nous négligeons cependant les apports d'azote pouvant provenir de l'assimilation directe de l'azote atmosphérique par des organismes diazotrophes libres.

1.2.a. Méthode de mesure

Deux petits pluviomètres manuels ont été mis en place pour évaluer les apports en solutions par les précipitations. Ils permettent une lecture rapide de la lame d'eau tombée à condition d'être vidés très régulièrement. L'eau récoltée dans ces pluviomètres a été analysée pour le chlorure, le nitrate et l'ammonium. Ces analyses ont été effectuées par colorimétrie, avec une précision de l'ordre de 1% pour le nitrate et l'ammonium et de 5% pour le chlorure. La plus grande source d'erreur réside plus sur le mode de prélèvement et le temps de résidence des solutions dans les pluviomètres, que sur l'analyse des solutions récoltées. En effet, l'eau résidant dans les pluviomètres a pu être soumise à l'évaporation. Par ailleurs, le nitrate et l'ammonium pourraient rapidement être dénitrifiés ou consommés par la biomasse susceptible de se développer dans les pluviomètres. C'est pourquoi nous n'avons analysé que les eaux des événements pluvieux les plus importants, récoltées au plus tard 24h après leur précipitation.

1.2.b. Résultats (figure A12)

Les quantités de soluté, en particulier d'azote minéral, précipitées au cours de l'année d'expérimentation se sont avérées non négligeables (environ $20 \text{ kg ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$). Etant donné d'une part, que ces mesures n'ont pas été effectuées en continu, d'autre part que les distributions des mesures effectuées ne suivent pas une loi normale, nous avons choisi d'imposer des concentrations constantes des eaux de pluies dans le modèle, ces concentrations correspondant à la médiane des concentrations mesurées, à savoir 1.5 mg/l pour le chlorure, 0.45 mg/l pour N-NO_3 et 1.3 mg/l pour N-NH_4 . En ce qui concerne la composition isotopique de l'azote précipité, il a été considéré que les pluies étaient à l'abondance naturelle pour le $^{15}\text{N-NO}_3^-$.

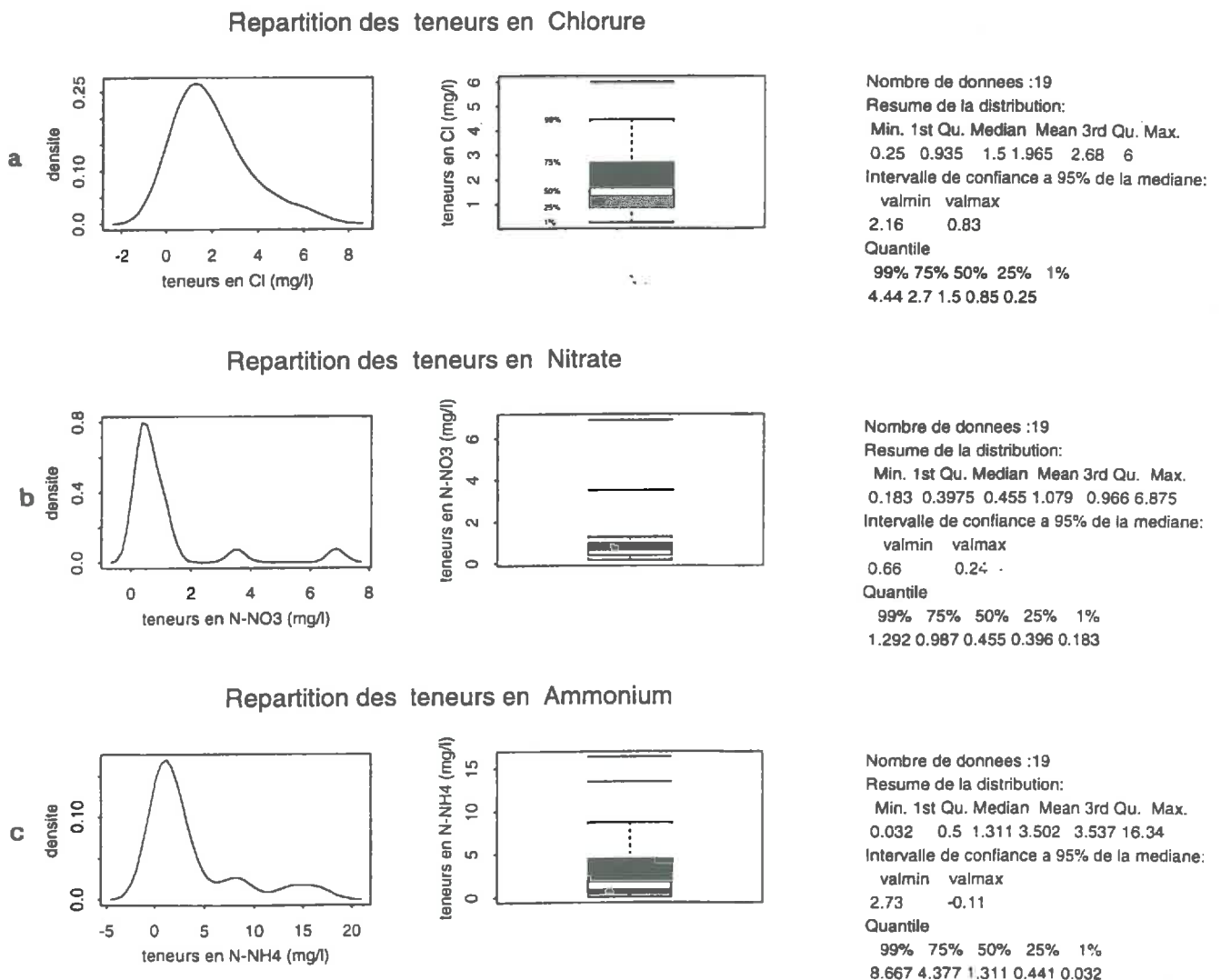


figure A12 : Concentrations des eaux de pluies en chlorure (a), azote nitrique (b) et azote ammoniacal (c)

1.3. Termes du bilan d'énergie

Les termes requis dans le calcul du bilan d'énergie à la surface sont : le rayonnement solaire incident global de petite longueur d'onde R_g , le rayonnement atmosphérique R_a , la température de l'air T_a , la pression de vapeur de l'air P_{va} , et la vitesse du vent U_a .

Le R_a n'étant pas mesuré en routine dans les stations météorologiques, il est estimé par défaut dans le modèle à l'aide de la formule empirique de Brutsaert (1975) relative aux températures et pressions de vapeur de l'air mesurées :

$$R_a = 1.24 (P_{va} / T_a)^{1/7} \cdot \sigma T_a^4$$

où P_{va} est donnée en mb. T_a en Kelvin. Ces deux mesures doivent être effectuées à la même hauteur. σ est la constante de Stefan Boltzmann. R_a est calculé en Wm^{-2} .

Les variables mesurées pour le calcul du bilan d'énergie se réduisent donc à R_g , T_a , P_{va} et U_a .

1.3.a. Sources des données climatiques

L'ensemble des mesures climatiques a été effectué localement sur la parcelle expérimentale à partir du mois de mars 1994. Les périodes manquantes (septembre 1993 à mars 1994) ont été complétées par les mesures données par la station METEO-FRANCE de Fontaine-les-Clercs située à 15 km au Sud-Est du site expérimental — *les mesures de la plus proche station météorologique sont malheureusement incomplètes pour cette période* —. Après le 1er mars 94, les quelques absences de données résultant de dysfonctionnements des appareils, ont été comblés grâce aux données de la station INRA-STEFCE de Mons en Chaussée située à environ 500 m du site expérimental.

Les mesures climatiques de Fontaine-les-Clercs sont effectuées à 1.80 m de haut pour la température et la pression partielle de vapeur de l'air, et à 10 m pour la vitesse du vent. A Mons, les capteurs sont tous placés à 2.00 m. Dans notre expérimentation, il sont à 1.47 m. Si le modèle peut tenir compte de changements de hauteur de mesures climatiques au cours du temps, il est cependant essentiel que pour une période donnée, l'ensemble des mesures soient obtenues à la même hauteur. Il a donc été nécessaire d'extrapoler les mesures de vitesse du vent obtenues à 10 m à Fontaine-les-Clercs, pour estimer la vitesse du vent à 1.47 m entre septembre 1993 et février 1994. Cette extrapolation a été obtenue à partir de la relation linéaire établie entre les vitesses moyennes journalières du vent mesurées à 10 m à Fontaine-les-Clercs et à 1.47 m sur le site expérimental, pour la période du mois de mars 1994.

1.3.b. Méthode de mesures

Le rayonnement global est mesuré à l'aide du pyranomètre supérieur d'un albédomètre placé sur un mât fixe au niveau des placettes instrumentées (placettes MM), à 75 cm de la surface du sol et 52 cm du mât. Il n'est mesuré avec un pas de temps horaire qu'à partir de février 1994 (soit 5 mois après le début de l'expérimentation). La période manquante est complétée avec des mesures tri-horaires de septembre à novembre 1993, et horaires de décembre à janvier 1994, données par la station de Fontaine-les-Clercs.

Les autres mesures sont réalisées au niveau du mât météorologique. L'ensemble de ces mesures sont prises toutes les 15 secondes; les moyennes calculées toutes les 10 minutes sont enregistrées sur une centrale Campbell de type CR10.

Le contrôle des données a consisté principalement à comparer les données mesurées sur le site avec celles fournies par les stations météorologiques voisines.

IV-40

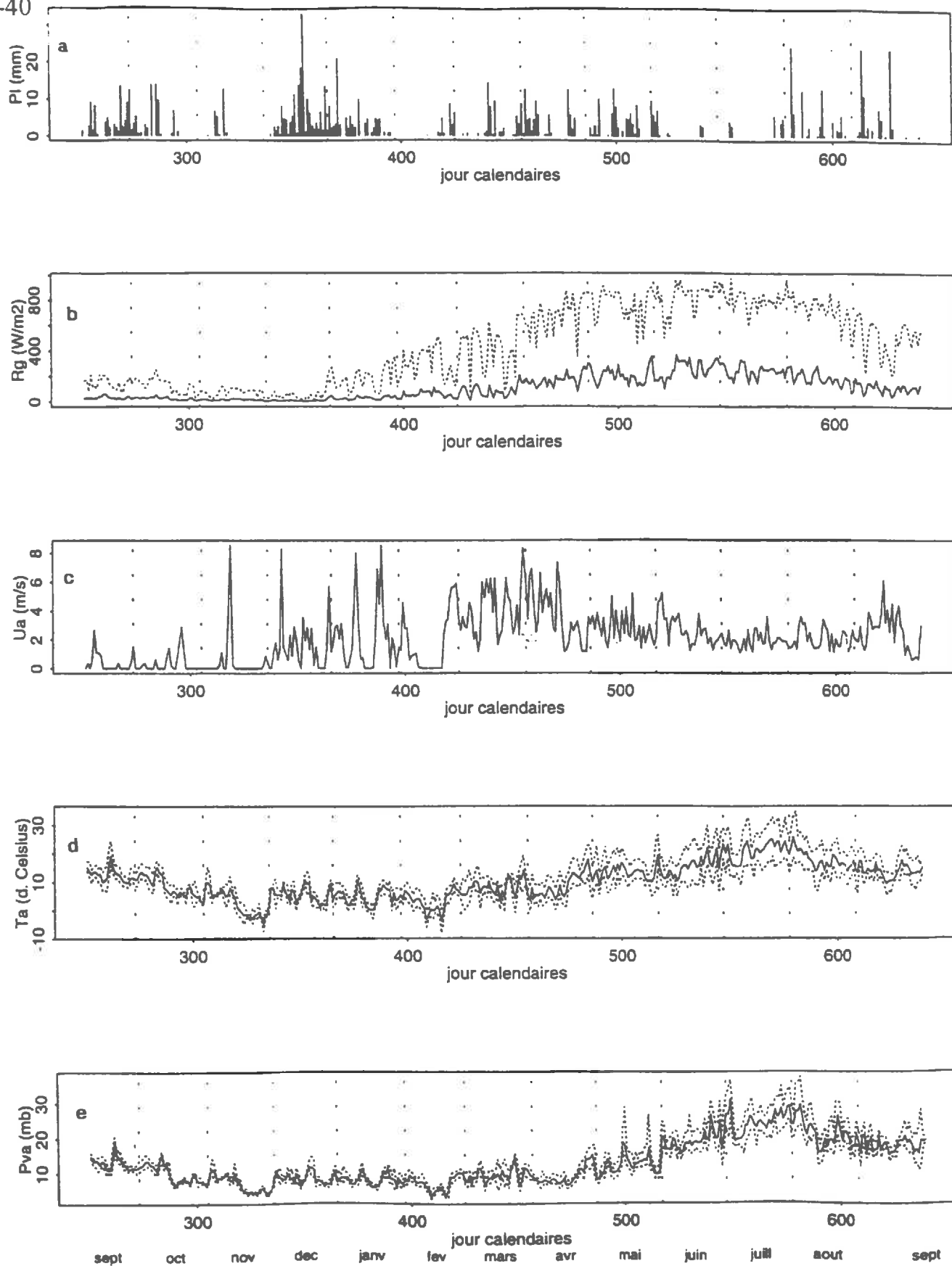


figure A 13 : Conditions imposées à la limite supérieure : (a) pluie journalière, (b) rayonnement global, (c) vitesse du vent, (d) température de l'air, (e) pression de vapeur de l'air

1.3.c. Résultats

La figure A13 présente les conditions imposées à la limite supérieure pour le bilan d'énergie. Les minima et maxima journaliers du rayonnement global R_g sont présentés dans la figure A13b. Ils présentent une évolution annuelle classique avec des valeurs ne dépassant pas 200 Wm^{-2} en hiver et des valeurs atteignant 800 Wm^{-2} l'été.

La vitesse du vent observée est le plus souvent supérieure à la limite imposée par le modèle de flux convectifs dans l'atmosphère (*ie.* $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, U_a : figure A13c). La période où il a été nécessaire de recalculer la vitesse du vent par rapport aux mesures disponibles à 10 m (septembre 1993-mars 1994) correspond à une phase où les vitesses de vent sont inférieures à $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. L'hypothèse de convection libre supposée dans le modèle de bilan d'énergie à la surface n'est donc pas vérifiée, et le modèle fixe la vitesse du vent à $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. C'est pourquoi nous pouvons considérer que l'approximation faite dans le calcul de la vitesse du vent à 147 cm n'est pas prépondérante et ne devrait pas altérer la qualité des simulations.

Nous remarquons que les périodes où la vitesse de vent est nulle correspondent à des périodes de gel (octobre-novembre 1993 ; jours 300-310, 320-330, et février 1994 : jours 410-420), pour lesquelles la température de l'air (T_a : figure A13d) est inférieure à zéro degré. Il a bien été vérifié lors du suivi de l'expérimentation, que l'axe de l'anémomètre n'était ni gelé, ni bloqué. Cette observation ne constitue donc pas un artefact.

Les évolutions des moyennes journalières de la température de l'air T_a et de la pression de vapeur de l'air P_{va} sont représentées dans les figures A13d et e respectivement, avec les valeurs maximales et minimales journalières.

1.3.d. Représentativité des mesures microclimatiques

Il se pose dans notre cas un problème de représentativité des mesures microclimatiques réalisées au niveau du mât météorologique par rapport à la situation des placettes instrumentées. Ces mesures sont généralement considérées représentatives d'une surface d'au moins un demi-hectare de surface, située au vent de l'emplacement du mât. La surface située au vent du mât ne représente qu'un huitième d'hectare ($54\text{m} \times 22\text{m}$). De plus, elle n'est pas homogène du point de vue de l'occupation du sol. Durant toute la période hivernale, la parcelle alentour a été laissée nue. Elle a été labourée grossièrement en novembre 1993, et mise en culture de maïs le printemps suivant. En juin 1994, nous avons coupé le maïs en bordure du site expérimental pour augmenter la surface de sol nu autour du mât météorologique. La surface laissée libre autour du mât atteignait environ $\frac{1}{4}$ d'hectare en période estivale, et le sol alentour était cultivé en maïs. D'une part nous restons loin du $\frac{1}{2}$ hectare théoriquement requis pour ce type de mesures, d'autre part nous pouvons nous demander si les mesures sont bien représentatives du sol nu des placettes instrumentées.

Cette remarque pose tout le problème de l'utilisation de mesures microclimatiques pour un dispositif de mesures aussi local et intensif.

2. Conditions à la limite inférieure

2.1. Potentiel imposé à 150 cm

Le potentiel a été mesuré à l'aide de tensiomètres électriques DTPC1000 NARDEUX à 150 cm (3 répétitions par traitement). Au début de l'expérimentation, avant que ces tensiomètres ne soient en place, nous avons utilisé l'humidité volumique mesurée à l'aide de la sonde à neutrons. Nous avons considéré le potentiel correspondant à ces valeurs d'humidité en utilisant la courbe de rétention (*ie.* relation $\Psi(\theta)$) obtenue pour le dernier horizon. Le potentiel imposé à la limite inférieure au mois de septembre 1993 cumule donc deux sources d'erreur :

- les erreurs liées à la mesure de l'humidité avec la sonde à neutrons
- les erreurs liées à l'estimation de la courbe de rétention

Les mesures de sondes à neutrons ont été effectuées de façon hebdomadaire. Nous avons donc dû interpoler les points entre chaque mesure. Etant donné les faibles variations d'humidité en profondeur à cette période, l'interpolation linéaire adoptée ne devrait pas être très problématique.

Les résultats des mesures tensiométriques imposées comme conditions à la limite inférieure sont présentés dans la **figure A14**. Du fait de la variabilité des mesures constatée entre le sol sans paille et le sol avec paille, nous avons choisi d'imposer des conditions à la limite inférieure différentes pour les deux traitements.

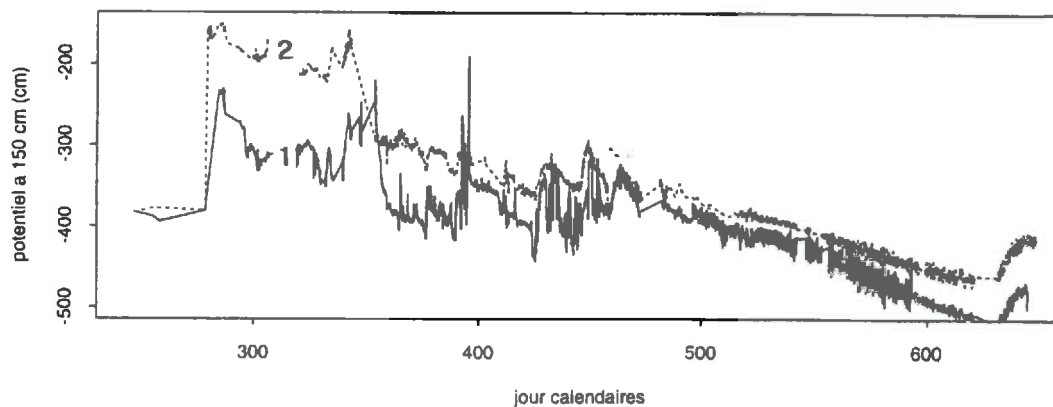


figure A 14 : Potentiel imposé à la limite inférieure exprimé en cm d'eau
 1 = sol sans paille 2 = sol avec paille

2.2. Température imposée à 150 cm

Il n'est pas facile d'implanter un capteur thermique en profondeur sans perturber le sol alentour. Dans un premier temps, nous avons considéré qu'il était préférable d'utiliser comme condition à la limite inférieure la thermistance mise en place à 30 cm, en admettant que les gradients thermiques sont faibles en dessous de cette profondeur. Cette hypothèse est effectivement généralement adoptée (Passerat de Sillans *et al.* 1989).

Cependant, si cette hypothèse est valable pour des périodes assez courtes (1 à 2 semaines), elle ne l'est plus à l'échelle d'un mois, encore moins à l'échelle d'une année de mesure. Nous avons donc décidé de mettre en place 4 sondes platines en profondeur (40, 60, 100 et 150 cm). Il n'était pas souhaitable de faire une fosse à proximité des placettes. Ces capteurs ont été implantés verticalement, à l'extrémité d'une tige en bois de 2.5 cm de diamètre, tige nécessaire au maintien du câble des capteurs. 5 cm de câble ont été laissés libres à l'extrémité de la tige pour que les capteurs ne soient pas en contact avec la tige. L'ensemble est installé à l'aide d'une tarière de diamètre légèrement inférieur à celui de la tige de bois. Les sondes sont enfoncées en force dans le sol. Un tel protocole ne permet de contrôler ni la

profondeur exacte du capteur, ni la qualité de son contact avec le sol. Nous avons vérifié le bon contact entre le sol et les sondes lors du démontage du site. Nous avons observé également que les profondeurs sont respectées, sauf pour le dernier capteur, son câble s'étant désolidarisé de la tige lors de sa mise en place. La sonde se trouve à 128 cm au lieu de 150 cm. Cette mesure est utilisée comme condition à la limite à 150 cm pour le reste de l'expérimentation. Les sondes platines employées font 4 cm de long pour 0.7 cm de diamètre. Elles intègrent donc le signal sur une profondeur égale à leur longueur.

Les températures en profondeur sont mesurées toutes les heures et enregistrées sur une centrale d'acquisition automatique **Ecureuil GRANT**. Ces mesures sont effectuées sans répétitions et sur la placette sans paille uniquement. La **figure A15** montre les variations de températures en profondeur à l'échelle de l'année. Ces variations représentent bien les grandes tendances climatiques qui peuvent être illustrées par l'évolution du R_g , ou celles des températures moyennes journalières de l'air.

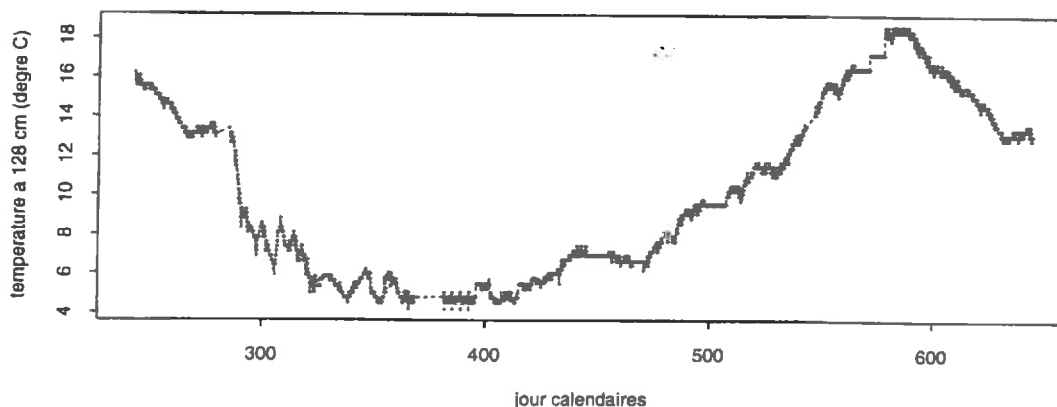


figure A 15 : Température imposée à la limite inférieure (150 cm)
pour les sols avec paille et sans paille

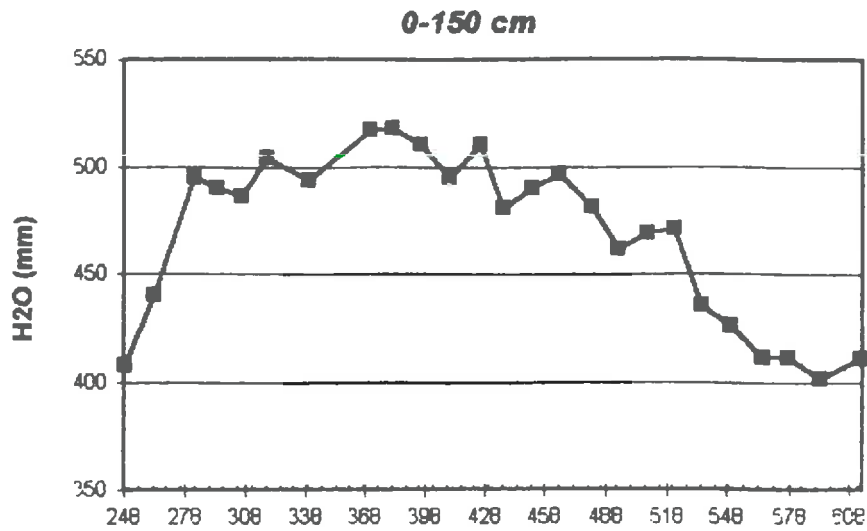


figure A 16 : Evolution du stock total d'eau mesuré par profil hydrique entre 0 et 150 cm

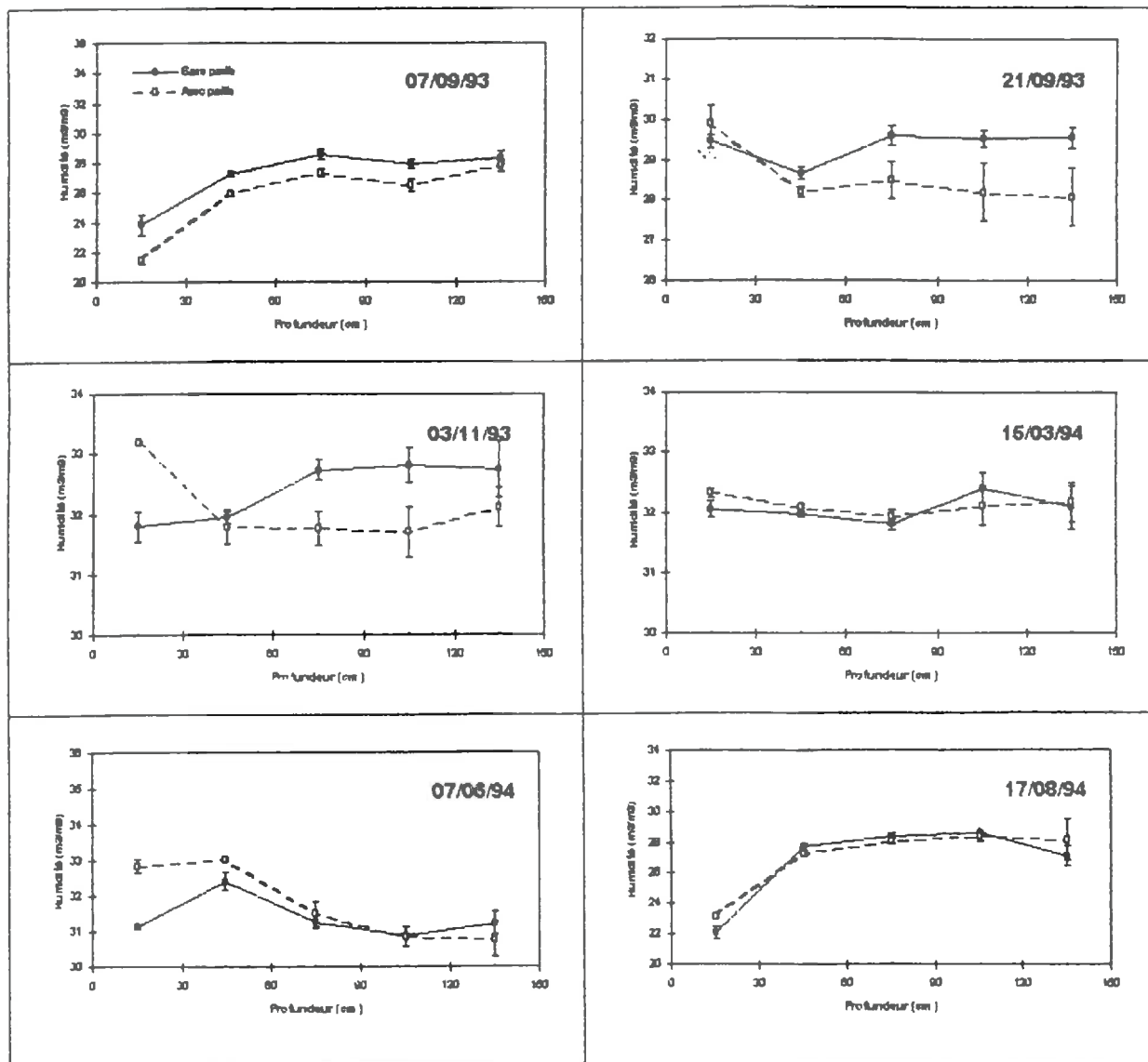


figure A 17 : Evolution des profils de teneurs en eau observés sur le sols sans paille et avec paille dans la zone des carottages.

Annexe IV-3

Variables de validation

1. Suivi des transferts d'eau

Le potentiel matriciel et la teneur en eau sont deux mesures complémentaires. La première permet de vérifier la restitution des flux d'eau et des sens d'écoulement de l'eau, la seconde permet d'évaluer la restitution des quantités d'eau. Nous avons mesuré :

- en continu sur les placettes instrumentées le potentiel matriciel à 20, 40, 60, 75, 100 et 125 cm;
- les teneurs en eau* en continu de 2.5 à 60 cm par la méthode capacitive; les teneurs en eau par comptage neutronique de façon hebdomadaire.

Nous avons également suivi au niveau de la zone des carottages les teneurs en eau moyennes obtenues entre 0 et 150 cm par prélèvements gravimétriques, avec un pas de mesure de 30 cm.

1.1. Teneur en eau par couche de 30 cm

Les profils gravimétriques sont effectués toutes les deux semaines par pas de 30 cm dans la zone des carottages. La teneur en eau est ensuite calculée en prenant les valeurs de densités obtenues par gammadensimétrie. Chaque teneur en eau représente une moyenne de huit échantillons de terre pour chaque couche. Nous disposons de 3 répétitions par traitement.

La figure A16 montre l'évolution du stock d'eau total mesuré par cette méthode. Nous constatons que le stock d'eau augmente à partir du jour 310 (06/11/93). Il reste ensuite stable et n'a diminué qu'aux alentours du jour 500, c'est à dire au mois de mai 1994.

Les profils de teneurs en eau observées pour les deux traitements sont présentés à différentes dates dans la figure A17. Nous constatons que les teneurs en eau moyennes n'ont pas beaucoup évolué pendant l'hiver. Les profils de teneurs en eau se montrent relativement plats pendant toute cette période. Le sol commence à sécher en surface au mois de mars. Mais les teneurs en eau mesurées sur 0-30 cm restent élevées ($0.24 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) pendant la période estivale. Le front d'évaporation ne se fait par ailleurs sentir que jusqu'à la couche 60-90 cm. Compte tenu de ces écarts-types, les deux traitements ne montrent pas de teneurs en eau moyennes significativement différentes.

1.2. Comptages neutroniques

1.2.a. Protocole de mesure

La mesure neutronique est utilisée depuis le début des années 50 (Gardner et Kirkham 1952). Elle est fondée sur l'interaction des neutrons rapides avec les particules contenues dans le sol. La sonde comprend donc une source radioactive (Am-Be) émettrice de neutrons rapides, et d'un détecteur à Hélium 3 qui compte le nombre de neutrons thermalisés à proximité de la source par unité de temps. Ce nombre ou comptage est proportionnel à la teneur en eau.

Les 2 placettes instrumentées sont équipées d'un tube d'accès neutronique en duraluminium, allant jusqu'à une profondeur de 2 m. Un profil d'humidité est effectué avec la sonde à neutrons toutes les semaines sur chaque placette. Le mode de mise en place des tubes d'accès peut avoir une conséquence sur la qualité des mesures (Amoozgar *et al.* 1989).

Profondeur cm		Sol sans paille	Sol avec paille	site du drainage interne
10-35	a	0.559	0.541	0.809
	b	0.103	0.105	-0.020 ^{ns}
	N	52	47	37
	σ_e	0.0791	0.0722	0.0553
	r^2	-0.976	-0.981	-0.991
	σ^2_{θ}	$25.35 \cdot 10^{-4}$	$21.01 \cdot 10^{-4}$	$26.73 \cdot 10^{-4}$
	σ^2_c	$25.32 \cdot 10^{-4}$	$20.99 \cdot 10^{-4}$	$26.68 \cdot 10^{-4}$
	σ_i	$0.011 \cdot 10^{-4}$	$0.011 \cdot 10^{-4}$	$0.024 \cdot 10^{-4}$
	σ^2_N	0.0378	0.0391	0.425
35.60	a	0.550	0.607	0.930
	b	0.094	0.066 ^{ns}	-0.078
	N	68	60	53
	σ_e	0.0481	0.0393	0.0307
	r^2	-0.994	-0.996	-0.998
	σ^2_{θ}	$10.92 \cdot 10^{-4}$	$10.81 \cdot 10^{-4}$	$12.04 \cdot 10^{-4}$
	σ^2_c	$10.90 \cdot 10^{-4}$	$10.78 \cdot 10^{-4}$	$11.97 \cdot 10^{-4}$
	σ_i	$0.013 \cdot 10^{-4}$	$0.016 \cdot 10^{-4}$	$0.035 \cdot 10^{-4}$
	σ^2_N	0.0457	0.0468	0.0477
60-140	a	0.427	0.613	0.481
	b	0.149	0.058 ^{ns}	0.117
	N	188	167	144
	σ_e	0.0355	0.0243	0.0334
	r^2	-0.996	-0.999	-0.997
	σ^2_{θ}	$7.37 \cdot 10^{-4}$	$7.00 \cdot 10^{-4}$	$4.93 \cdot 10^{-4}$
	σ^2_c	$7.36 \cdot 10^{-4}$	$6.96 \cdot 10^{-4}$	$4.91 \cdot 10^{-4}$
	σ_i	$0.0076 \cdot 10^{-4}$	$0.016 \cdot 10^{-4}$	$0.009 \cdot 10^{-4}$
	σ^2_N	0.0450	0.0479	0.0457
140-180	a	0.802	0.778	0.726
	b	0.021 ^{ns}	0.001 ^{ns}	0.023 ^{ns}
	N	50	43	39
	σ_e	0.0315	0.0348	0.0328
	r^2	-0.996	-0.996	-0.996
	σ^2_{θ}	$15.62 \cdot 10^{-4}$	$14.32 \cdot 10^{-4}$	$8.12 \cdot 10^{-4}$
	σ^2_c	$15.57 \cdot 10^{-4}$	$14.28 \cdot 10^{-4}$	$8.08 \cdot 10^{-4}$
	σ_i	$0.022 \cdot 10^{-4}$	$0.023 \cdot 10^{-4}$	$0.018 \cdot 10^{-4}$
	σ^2_N	0.0379	0.0423	0.0398

^{ns} : Non significatif ($\alpha=0.05$)

Légende :

a : pente

b : ordonnée à l'origine

N : nombre de couples

σ_e : écart-type empirique

r^2 : coefficient de détermination

σ^2_{θ} : variation totale

σ^2_c : variation de la calibration

σ^2_i : variation instrumentale

σ^2_N : erreur sur le comptage

tableau A6 : Résultats de l'étalonnage de la sonde à neutrons.

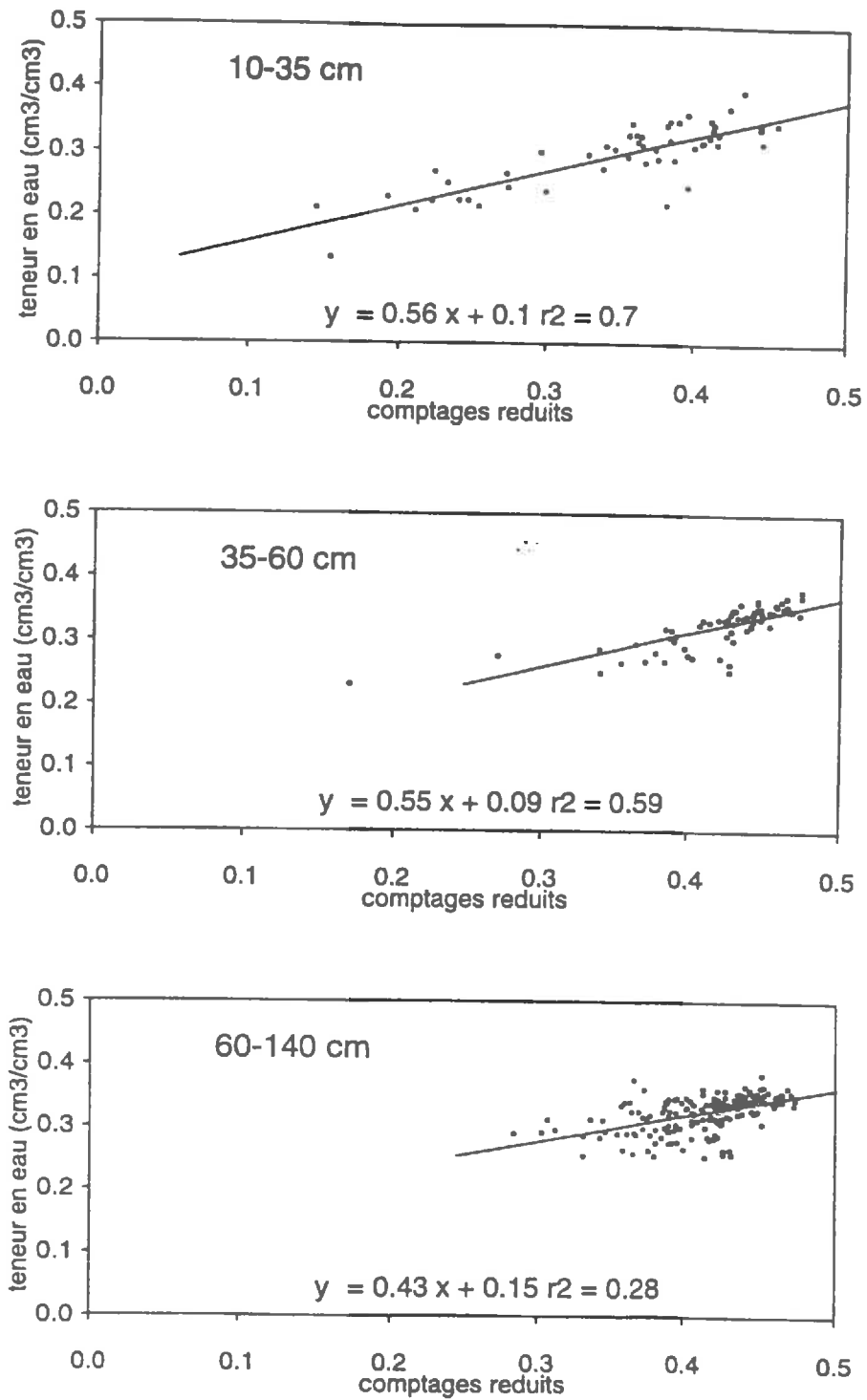


figure A 18 : Résultats de l'étalonnage de la sonde à neutrons obtenus pour le sol sans paille.

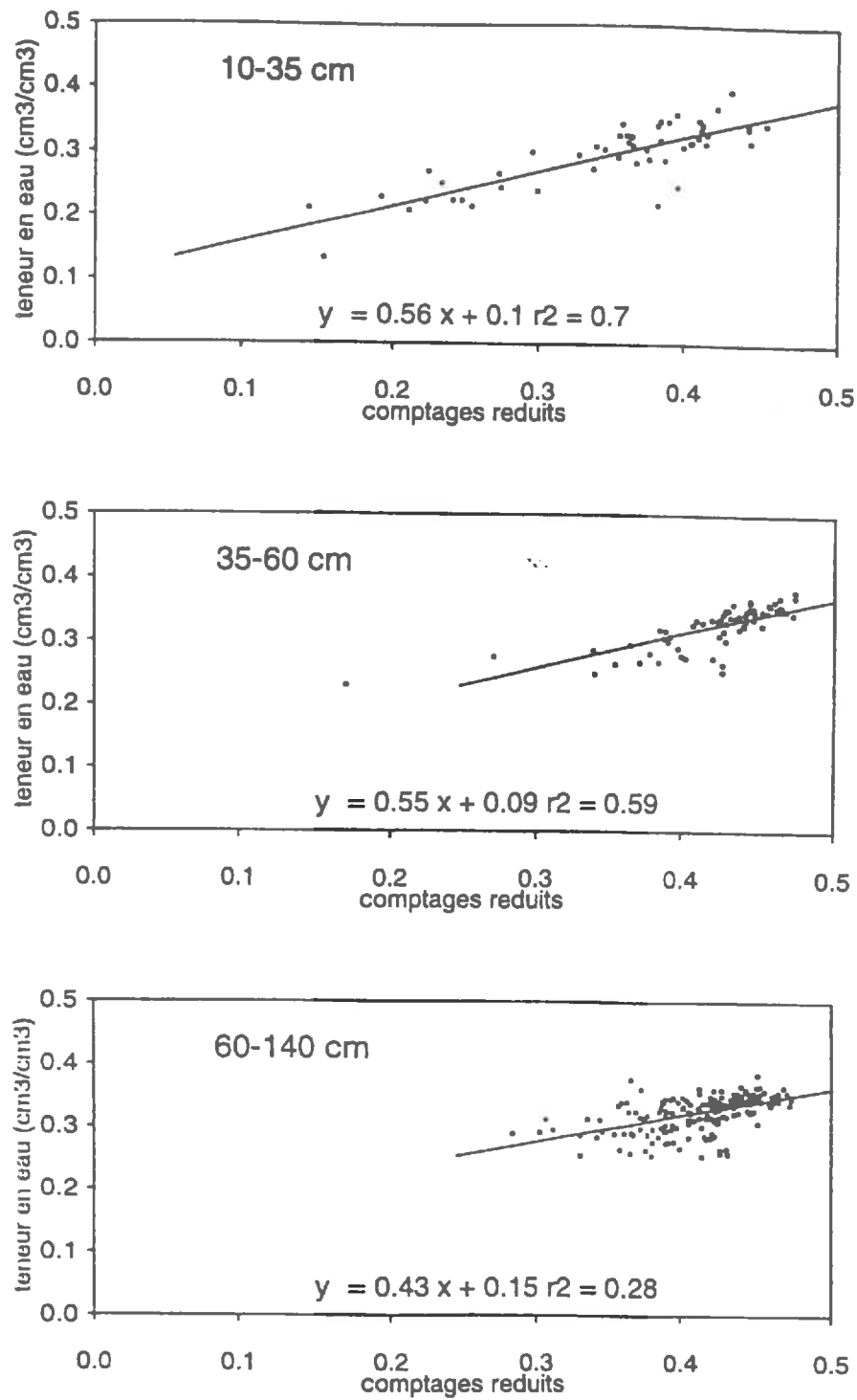


figure A 18 : Résultats de l'étalonnage de la sonde à neutrons obtenus pour le sol sans paille.

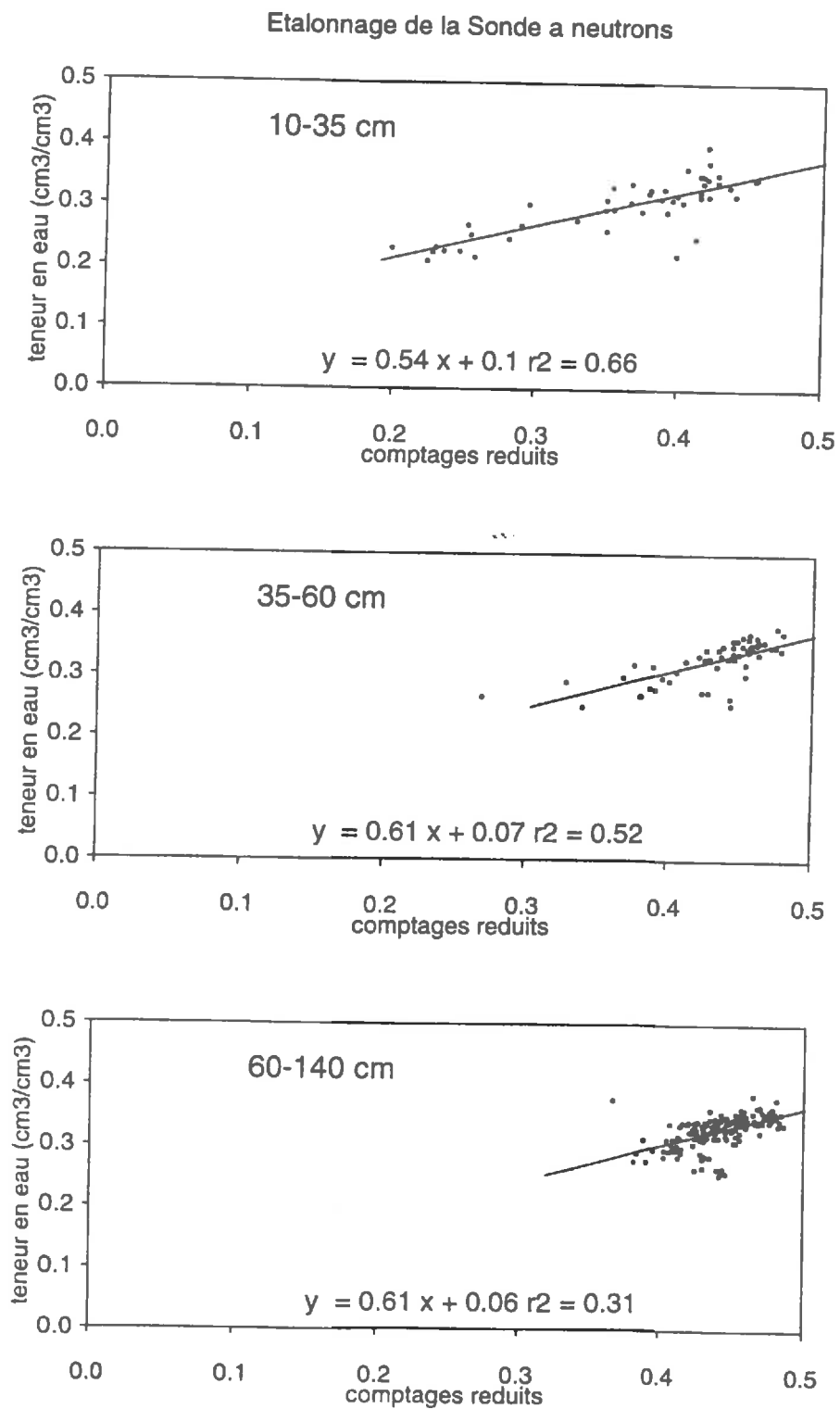


figure A 19 : Résultats de l'étalonnage de la sonde à neutrons obtenus pour le sol avec paille.

Les mesures neutroniques fournissent donc, au même titre que les mesures d'humidité effectuées sur la zone des carottages, un suivi du stock d'eau moyen au niveau des placettes. Nous utiliserons les mesures neutroniques en comparaison avec le stock d'eau simulé sur tout le profil.

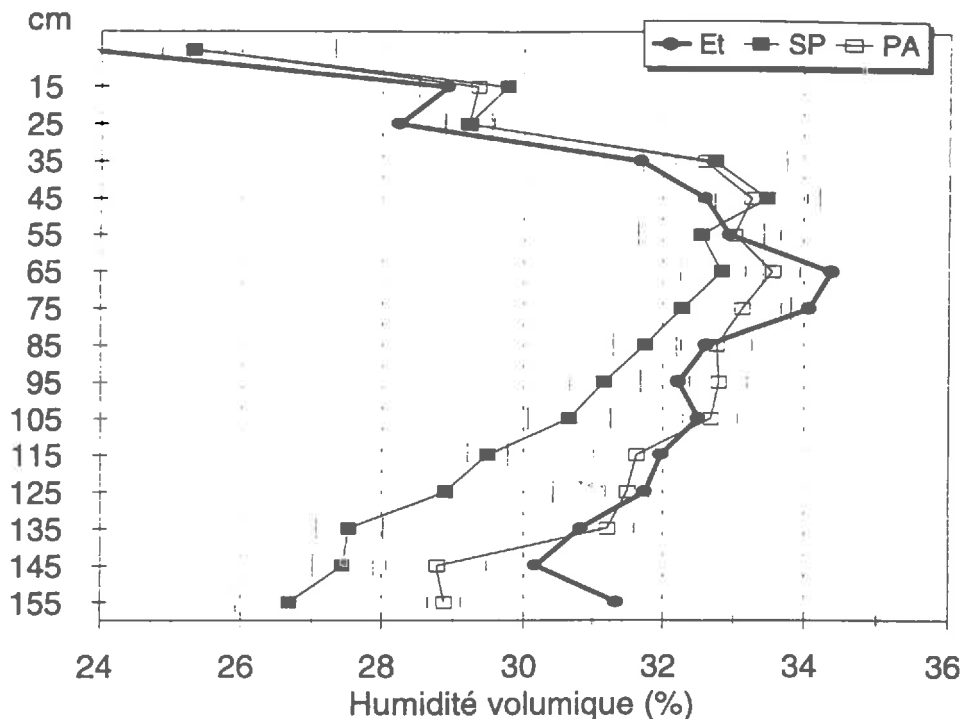


figure A 20 : Comparaison des profils hydriques mesurés par gravimétries :

Et = dans la zone utilisées pour l'étalonnage de la sonde à neutrons

SP = autour du tube d'accès neutronique de la placette dans paille

PA = autour du tube d'accès neutronique de la placette avec paille.

1.3. Méthode capacitive

1.3.a. Protocole de mesure

La méthode capacitive est fondée sur la relation entre la teneur en eau du sol et sa perméabilité diélectrique (Gaudu *et al.* 1993). Le principe et la description plus précise du capteur sont donnés dans cet article. Le capteur fournit un signal électrique sur la même gamme de courant que les tensiomètres. Un étalonnage *in situ* s'impose pour convertir le signal en teneur en eau volumique. Cette méthode fournit une mesure localisée sur quelques centimètres cubes autour de l'électrode. Aussi est-il particulièrement important d'assurer un bon contact entre le capteur et le sol environnant, sinon la réponse du capteur se trouve changée, et par suite la courbe d'étalonnage est à refaire.

L'étalonnage a été effectué à l'aide de prélèvements réalisés à proximité des deux placettes. Il est effectué sur la placette avec paille indépendamment de la placette sans paille. Les profils hydriques utilisés pour chaque point d'étalonnage sont donc pris dans un site de prélèvement avec paille, et sans paille respectivement pour les sondes des deux placettes. Chaque point de mesure de la courbe de calibration est une moyenne de 3 profils hydriques. A chaque date de mesure les profils ont été effectués

au moins deux fois dans la journée (1 mesure le matin et une en fin d'après midi), de manière à couvrir une gamme assez large de températures du sol pour une même humidité.

La réponse des sondes capacitatives s'est en effet révélée dépendante de la température (à la fois la température du sol et celle de l'électronique). Les constantes d'étalonnage ont donc été déterminées par régression linéaire multiple en fonction de l'humidité volumique et de la température du sol. Notons que comme dans le cas des mesures neutroniques, les droites d'étalonnage des sondes capacitatives intègrent la variabilité spatiale de la teneur en eau.

Dix sondes capacitatives sont mises en place sur les deux placettes à 10 profondeurs (2.5, 5, 7.5, 10, 12.5, 15, 17.5, 20, 30, 40 et 60 cm). Les mesures sont prises toutes les heures après 10 minutes d'alimentation du capteur, et enregistrées sur une centrale CR10 CAMPBELL.

1.3.b. Résultats

L'étalonnage des sondes capacitatives a posé plusieurs problèmes :

- certains capteurs ont dû être étalonnés en deux fois car ils avaient été retirés puis remis en place en cours d'expérimentation;
- les capteurs situés en dessous de 20 cm n'ont pu être bien étalonnés étant donné la faible gamme de variation de teneur en eau observée au cours de l'expérimentation dès ces profondeurs.

Les résultats des étalonnages sont résumés dans le tableau A7. Nous constatons que pour les capteurs ayant bien fonctionné, et pour lesquels l'étalonnage s'est avéré possible, les coefficients d'étalonnage sont acceptables ($r^2 > 0.70$ et pente de la droite observé / simulé proche de 1), comme le montre le tableau A7. Etant donné que les capteurs capacitifs se sont montrés "capricieux" au moment de l'installation, et qu'ils ont presque tous dû être réinstallés un mois après leur mise en place, les étalonnages effectués ne sont pas représentatifs de la première période de mesures. Nous n'utiliserons donc les mesures capacitatives qu'à partir du mois de décembre 1993.

Sonde capacitive sol sans paille							Sonde capacitive sol avec paille						
z(cm)	a	b	N	$\sigma_{\text{résid.}}$	biais	r^2	z(cm)	a	b	N	$\sigma_{\text{résiduel}}$	biais	r^2
4.5	0.743	0.072	95	0.022	-0.006	0.80	2.5	0.640	0.091	38	0.048	0.009	0.33
6.5	0.783	0.053	95	0.019	0.011	0.76	5.5	0.555	0.126	38	0.014	0.010	0.65
8.5	1.097	-0.026 ^{ns}	95	0.019	-0.002	0.82	8.0	0.922	0.025 ^{ns}	38	0.027	-0.001	0.60
10.5	0.800	0.058	95	0.011	0.003	0.81	8.5	0.810	0.060	37	0.013	0.001	0.75
12.5	1.136	-0.044	95	0.018	0.001	0.77	13.5	0.752	0.078	37	0.011	0.004	0.70
16.0	0.890	0.041	95	0.014	-0.007	0.76	14.0	0.788	0.075	37	0.016	-0.008	0.60
21.5	0.755	0.095	95	0.025	-0.020	0.33	17.5	0.594	0.130	38	0.010	0.005	0.70
30.0	0.800	0.065	95	0.016	0.002	0.64							

ns : non significatif

tableau A7 : Résultats de l'étalonnage des sondes capacitatives obtenus dans le sol sans paille et le sol avec paille, pour les premiers centimètres. (z : profondeur)

La figure A21 montre les résultats obtenus sur la placette sans paille pour les profondeurs allant de 4.5 à 30 cm. Nous voyons que mis à part ces problèmes d'étalonnage, les sondes capacitatives ont permis de suivre les évolutions rapides de la teneur en eau dans l'horizon de surface. Nous retrouvons la période hivernale pluvieuse, l'effet du gel entre les jours 410 et 420 (du 15 au 25 février 1994). Nous voyons bien, par la suite, les effets des successions de pluies, ainsi que la période d'évaporation sans pluies importantes entre le jour 530 et le jour 570 (14 juin au 24 juillet 1994). Ces mesures sont tout à fait complémentaires des mesures de teneurs en eau moins locales présentées plus haut.

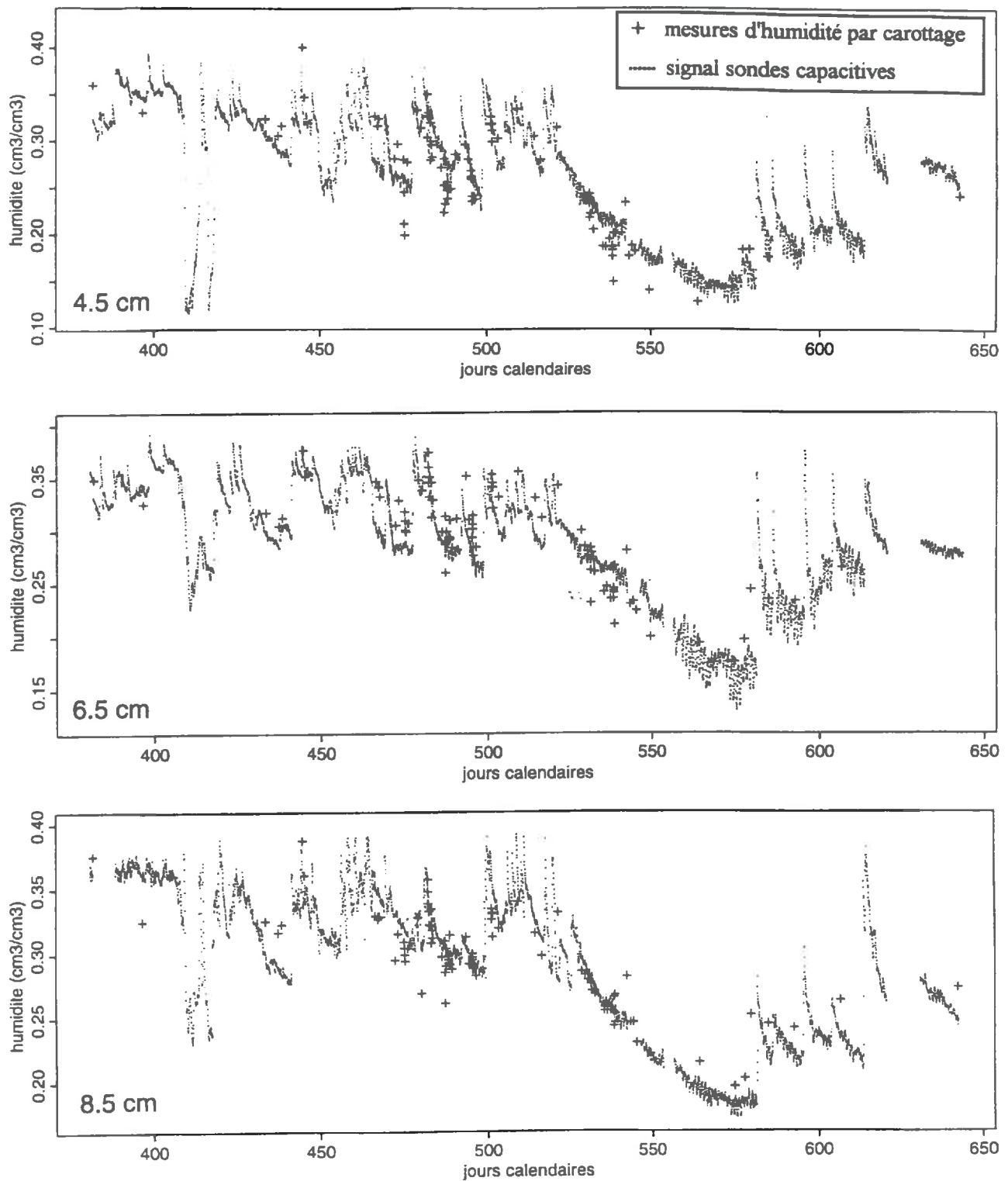


figure A 21a : Evolution des teneurs en eau mesurées pour l'étalonnage des sondes capacitives du sol sans paille située à 4.5, 6.5 et 8.5 cm de profondeur

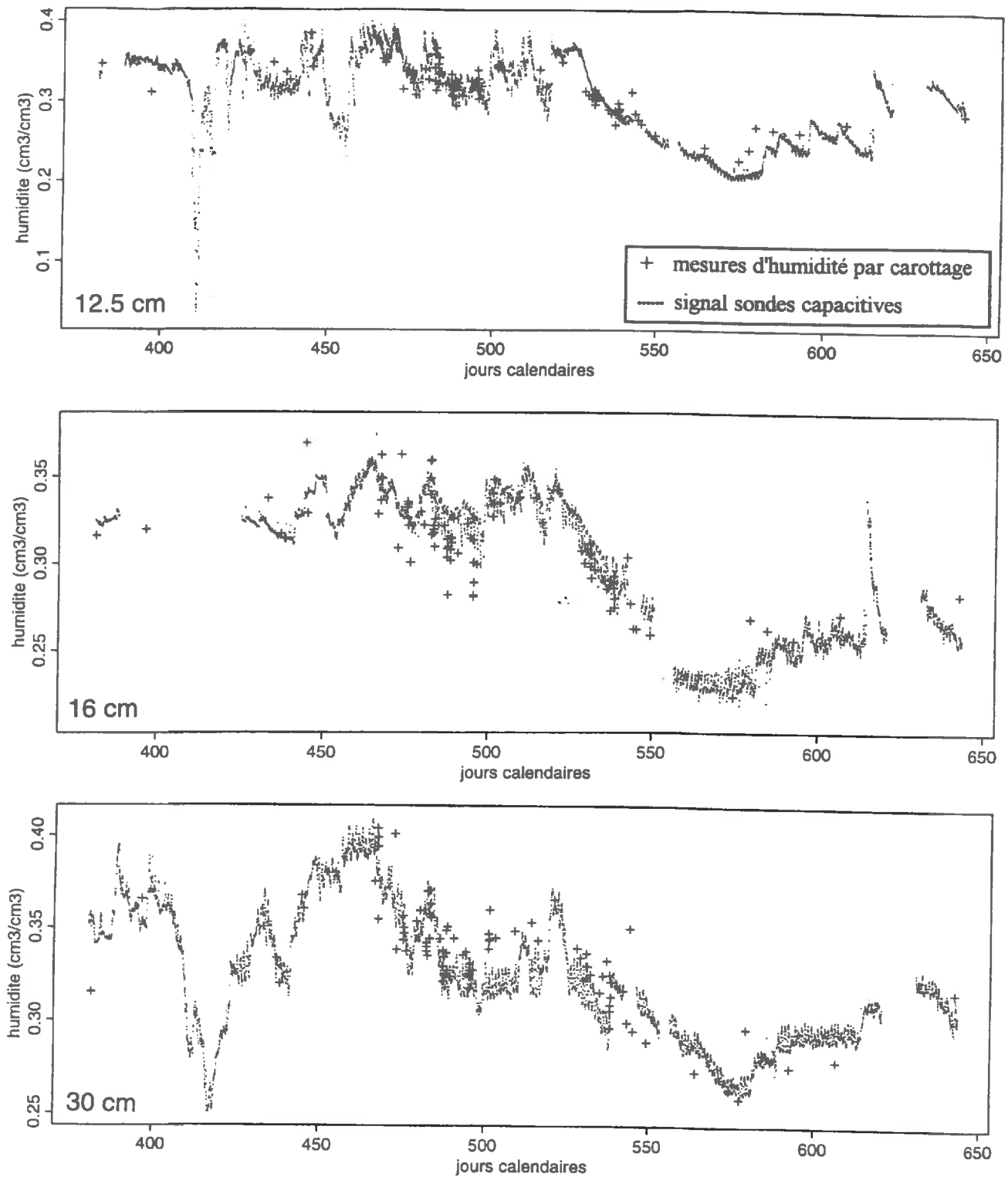


figure A 21b : Evolution des teneurs en eau mesurées pour l'étalonnage des sondes capacitives du sol sans paille située à 12.5, 16 et 30 cm de profondeur

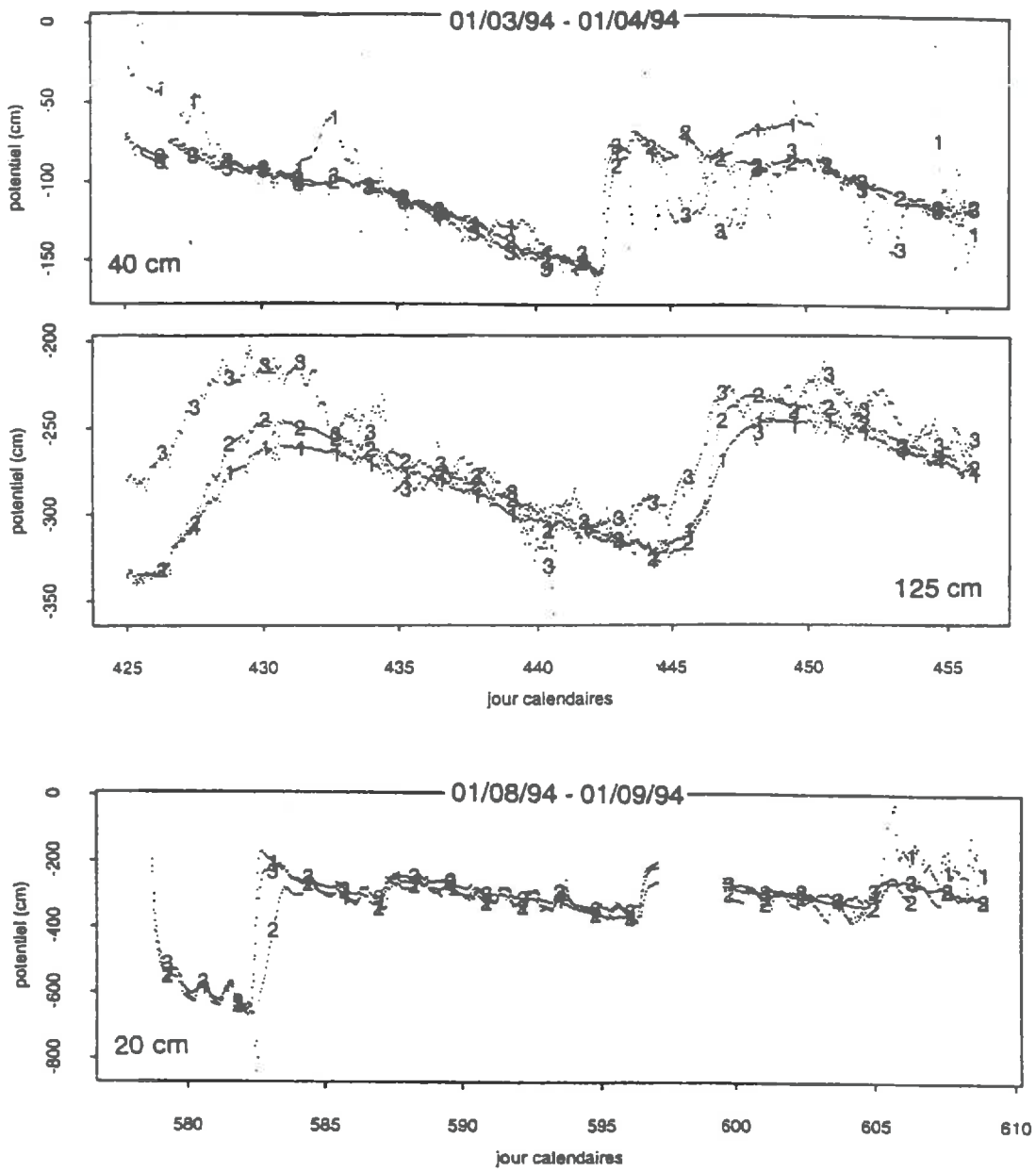


figure A22 : Exemples d'évolution de trois répétitions de tensiomètres pour un profondeur données (sol sans paille)

1.4. Mesures des potentiels matriciels

1.4.a. Méthode de mesure

Le potentiel matriciel a été mesuré à l'aide de tensiomètres électriques **DTPC1000 NARDEUX -HUMISOL** sur les deux placettes instrumentées, pour 7 profondeurs (*i.e.* 20, 40, 60, 75, 100, 125, 150 cm) avec 3 répétitions par profondeurs. Nous avons testé le bon fonctionnement de ces capteurs et avons vérifié qu'ils n'étaient pas sensibles aux variations de température, au niveau de l'électronique du moins. Les mesures de potentiel sont effectuées toutes les heures après 3 minutes d'alimentation du capteur.

L'étalonnage des capteurs de pressions de ces tensiomètres a consisté à définir la relation entre le signal électrique enregistré V par la centrale (mV), et la pression P à laquelle sont soumis ces capteurs (mb). La droite d'étalonnage théorique fournie par le constructeur, et correspondant au montage des mesures *in situ* (*i.e.* résistance de 120Ω , alimentation de 12V, gamme de courant de 4 à 20 mA) est la suivante :

$$P(\text{mb}) = 0.52 V(\text{mV}) - 250$$

La vérification de la relation d'étalonnage pour chaque capteur est cependant souhaitable. Chaque capteur a été étalonné au laboratoire avant l'expérimentation, une première fois avant l'expérimentation, un seconde fois après (**tableau A8**). Le premier étalonnage a été réalisé à l'aide d'une échelle de mesure de pression classiquement utilisée pour les tensiomètres à mercure. Le second étalonnage utilise un étalonneur digital de pression dans un incubateur à 20°C , sur 5 points de mesure. Les capteurs n'avaient pas été ressaturés avant ce second étalonnage. Les données manquantes correspondent aux capteurs n'étant plus en état de fonctionnement au terme de l'expérimentation. Le deuxième étalonnage effectué après l'année de mesure, a permis de mettre en évidence une légère dérive du signal que nous avons attribué à une possible désaturation de la tête du capteur de pression au cours du temps. Cette dérive n'entraîne cependant que des écarts de potentiels de l'ordre de 5 %.

Une expérience annexe réalisée sur 3 capteurs (résultats non présentés) a en outre permis de vérifier que le signal électrique n'est pas sensible à la température, comme l'annonce le constructeur.

1.4.b. Résultats

Pour chaque profondeur, les mesures tensiométriques se sont révélées proches d'une répétition à l'autre. La **figure A22** le montre par exemple, pour le sol sans paille, entre le mois de mars 1994 à 40 et 125 cm, et au mois de septembre 1994 à 20 cm. Nous avons pu remarquer que les écarts entre capteurs d'une même profondeur sont systématiques et dans le même sens tout au long de l'année, même s'ils varient en valeur absolue. Comme nous l'avons vu plus haut, il est assez improbable qu'il s'agisse d'un effet lié à un mauvais étalonnage des capteurs. Nous attribuons ces écarts à de la variabilité spatiale à courte distance (30 cm), telle que celle que nous avons pu observer avec les prélèvements destinés à l'étalonnage de la sonde à neutrons.

Nous constatons par ailleurs dans la **figure A23**, que les signaux enregistrés par les tensiomètres en été se sont montrés très variables. Ces variations se retrouvent à toutes les profondeurs, de manière inégale pour les différentes répétitions, et correspondent toutes à une variation journalière. Nous avons pu établir qu'il s'agissait d'une réaction des capteurs à la condensation. Des tests effectués au laboratoire par J-C. Gaudu nous ont permis de confirmer la sensibilité de l'électronique à la présence d'eau dans la tête du capteur. Or nous avons observé une condensation matinale durant toute la période printanière. L'effet de la condensation ne s'est pas manifesté de la même manière pour tous les tensiomètres. Il entraîne un pic négatif, ou positif de potentiel suivant les capteurs. Certains capteurs s'avèrent particulièrement sensibles à cet effet, alors que d'autre n'y réagissent pratiquement pas. Les tests au laboratoire ont également révélé l'aspect imprévisible de la réponse des capteurs. Etant donné la variabilité des réponses, il nous a semblé raisonnable de ne pas filtrer les signaux enregistrés, au moins dans un premier temps.

En définitive, du fait de la variabilité spatiale d'une part, et de l'effet inattendu de la condensation d'autre part, nous avons choisi pour valider le modèle, de comparer les simulations par rapport à un seul tensiomètre, et non pas par rapport à la moyenne des mesures tensiométriques obtenues pour une profondeur. Le critère de choix de ce capteur est la robustesse du signal mesuré. En d'autres termes, les capteurs sélectionnés sont ceux qui ont fourni des signaux corrects sur la plus longue période de mesure et qui se sont révélés peu sensibles à la condensation. Nous rappelons que le suivi des trois répétitions avait pour objectif de garantir une mesure, plus que de caractériser la variabilité spatiale.

Il est important de signaler qu'un petit volume d'air a été maintenu dans les cannes des tensiomètres du 18/11/93 au 23/12/93. Il s'agissait d'éviter que le gel ne fende les cannes de PVC ou les bougies poreuses des tensiomètres. L'air étant compressible, le signal tensiométrique est certainement très amorti pendant cette période. Nous avons constaté en effet qu'au regard des importantes précipitations mesurées pendant cette période (plus de 200 mm en 1 mois), les tensiomètres n'ont pas réagi, ni pour le sol sans paille; ni pour le sol avec paille.

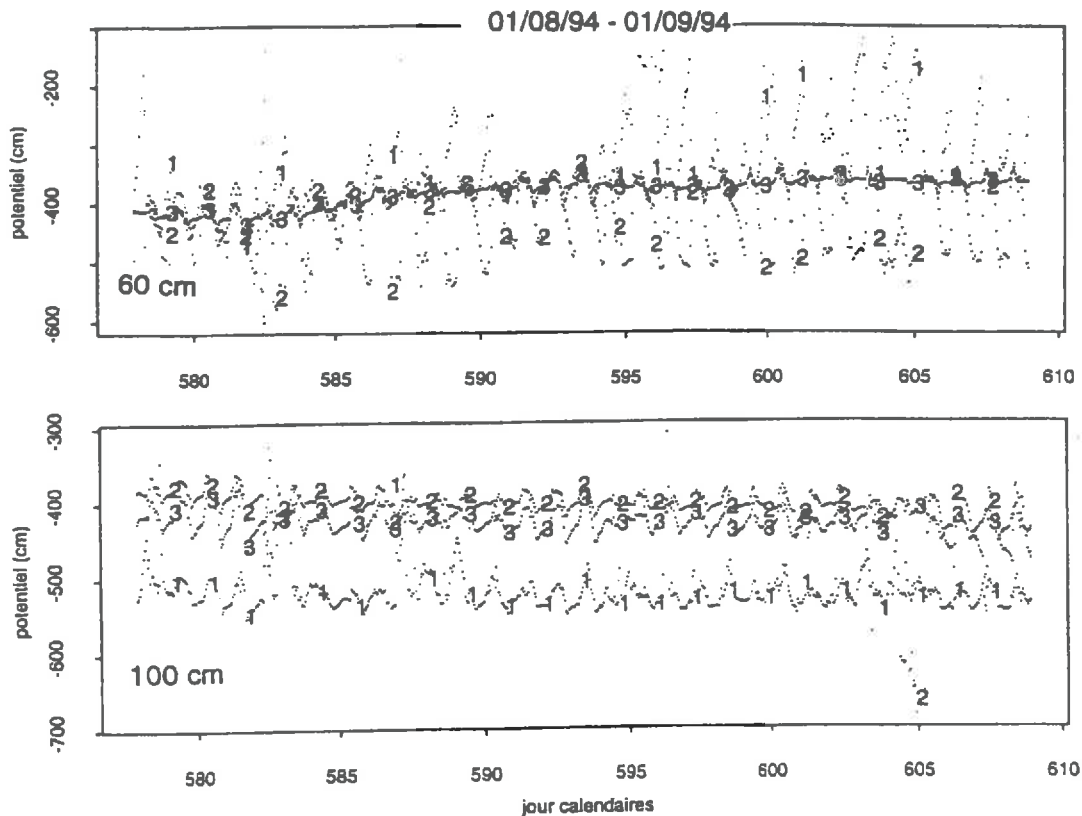


figure A 23 : Effet de la condensation sur les mesures tensiométriques : exemple des tensiomètres placés à 60 et 100 cm dans la placette sans paille.

1er étalonnage (septembre 93)2nd étalonnage (nov 94)**a Sol sans paille :**

<i>capteur</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r2</i>	<i>std</i>	<i>n</i>	<i>a</i>	<i>b</i>
2.1	0.493	-261.55	99.99	1.756	7	-	-
4.2	0.493	-253.82	99.82	7.915	11	0.484	-242.66
2.3	0.499	-254.86	99.99	1.254	26	0.415	-225.48
5.1	0.492	-251.48	99.99	1.609	22	0.500	-254.62
1.2	0.500	-260.79	99.99	1.499	10	-	-
5.3	0.514	-269.14	99.00	20.473	20	0.499	-257.64
3.1	0.509	-270.52	99.98	2.870	11	0.504	-263.63
6.2	0.490	-254.18	99.99	2.230	7	0.484	-250.82
3.3	0.495	-261.00	99.98	3.333	8	0.503	-259.01
7.1	0.489	-248.17	99.91	5.890	27	0.493	-253.43
2.2	0.496	-257.33	99.99	1.770	8	0.497	-253.80
7.3	0.479	-279.95	99.94	5.606	9	0.500	-257.13
1.1	0.487	-241.86	99.99	2.442	8	0.444	-235.63
5.2	0.496	-257.66	99.96	4.778	12	0.500	-242.82
1.3	0.499	-253.83	99.96	4.250	33	-	-
6.1	0.492	-251.09	99.99	2.197	31	0.501	-252.91
3.2	0.491	-246.11	99.93	5.611	27	0.500	-254.98
6.3	0.493	-251.07	99.90	5.790	26	0.502	-257.33
4.1	0.494	-256.53	99.96	3.347	31	0.492	-249.32
7.2	0.494	-250.76	99.99	2.257	6	0.495	-259.19
4.3	0.507	-265.80	99.99	2.743	13	-	-

b Sol avec paille :

<i>capteur</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r2</i>	<i>std</i>	<i>n</i>	<i>a</i>	<i>b</i>
4.4	0.486	-255.44	99.93	6.376	10	0.495	-254.64
7.5	0.500	-260.04	99.99	2.604	11	0.504	-260.50
4.6	0.502	-264.42	99.99	2.051	9	0.501	-254.04
6.4	0.483	-242.27	99.91	7.223	8	0.496	-245.66
3.5	0.504	-260.05	99.98	2.722	11	0.502	-255.74
6.6	0.500	-254.42	100.00	1.674	8	0.502	-250.86
1.4	0.495	-255.96	99.96	5.117	9	0.501	-260.44
5.5	0.473	-235.24	99.93	6.214	9	0.502	-261.17
1.6	0.477	-242.23	99.92	6.483	9	0.496	-253.62
7.4	0.488	-244.60	99.96	4.090	14	0.499	-257.88
2.5	0.489	-245.52	99.99	2.497	9	-	-
7.6	0.487	-245.32	99.96	4.764	9	0.501	-252.58
3.4	0.492	-251.10	99.98	3.078	10	0.496	-256.13
6.5	0.487	-243.84	99.98	3.348	8	-	-
3.6	0.496	-257.01	99.96	4.869	9	0.501	-246.58
5.4	0.480	-239.20	9.99	2.811	9	0.498	-250.70
1.5	0.482	-243.85	99.93	6.500	10	0.501	-253.99
5.6	0.483	-243.24	99.97	4.052	9	0.501	-259.23
2.4	0.480	-238.20	99.99	2.211	9	0.501	-259.73
4.5	0.495	-257.37	99.98	3.656	9	0.485	-242.86
2.6	0.491	-245.46	99.97	3.821	9	0.500	-250.30

tableau A 8 : Paramètres d'étalonnage des capteurs de pression des tensiomètres automatiques
- pour les deux étalonnages : a = pente de calibration, b = ordonnée à l'origine

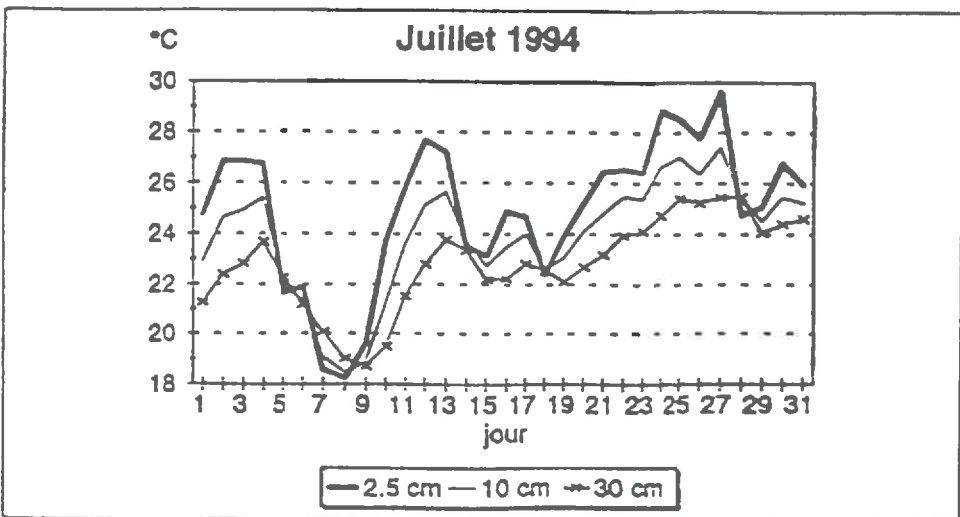
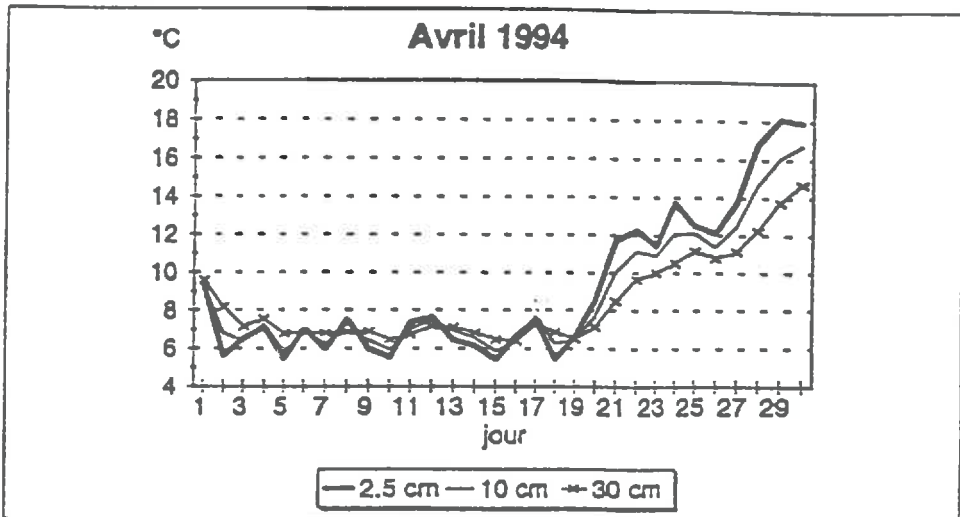
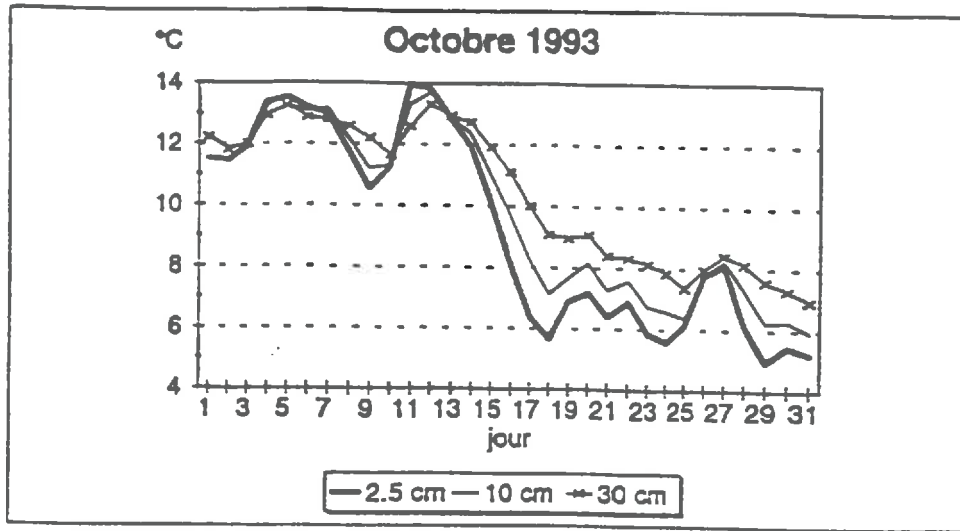


figure A 24 : Evolution de la température moyenne journalière à 2.5, 10 et 3à cm mesurée dans la placette sans paille les mois d'octobre 1993, d'avril et de juillet 1994.

2. Suivi des transferts de chaleur dans le sol

La température du sol constitue l'une des variables de validation les plus intéressantes dans la mesure où une bonne restitution des températures mesurées du sol témoigne de fonctionnements cohérents à la fois des modules de transferts d'eau et de bilan d'énergie à la surface. La température du sol a été mesurée à l'aide de thermorésistances de 2.5 à 30 cm et à l'aide de sondes platines de 40 à 150 cm avec un pas de temps horaire. Les données sont enregistrées sur une centrale d'acquisition de Ecureuil GRANT avec une précision de $\pm 1/6^{\text{ème}}$ de degré Celsius. Les premiers capteurs ont été mis en place horizontalement, et mesurent la température sur quelques millimètres de profondeur. Les seconds sont placés verticalement et leur mesure intègre 4 cm.

Une large gamme de températures du sol a été couverte tout au long de l'expérimentation s'échelonnant de 2 à 27°C à 30 cm. La figure A24 illustre l'évolution des températures moyennes journalières mesurées à 2, 10 et 30 cm au niveau de la placette sans paille pour les mois d'octobre 1996, d'avril et de juillet 1994. Nous remarquons par ailleurs que pour une profondeur donnée, la températures du sol est similaire pour les deux traitements (figure A25).

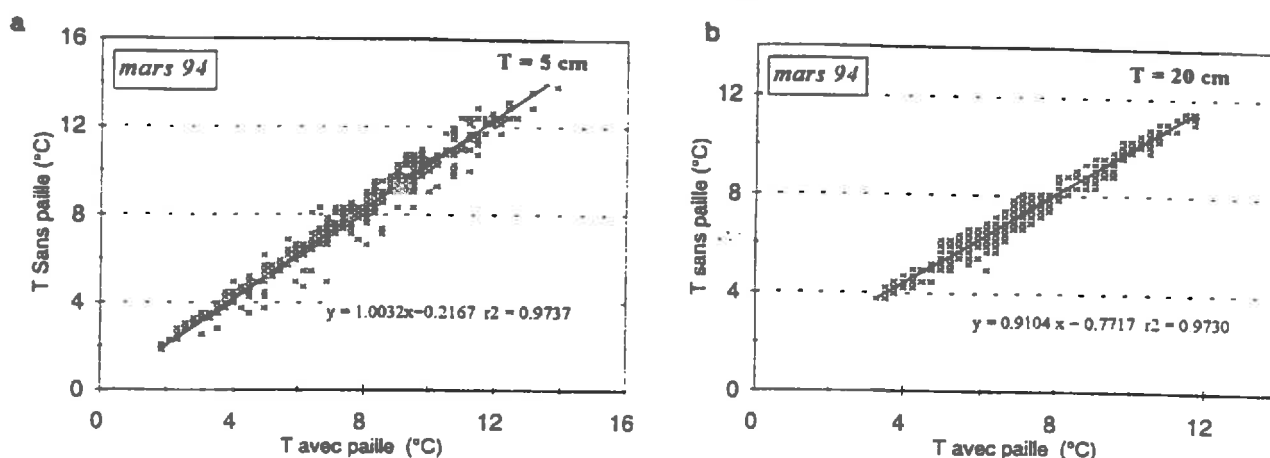


figure A 25 : Régressions linéaires obtenues entre les températures mesurées dans le sol sans paille et celles mesurées respectivement aux mêmes profondeurs dans le sol avec paille :
(a) mesures à 5 cm (b) mesures à 20 cm

3. Suivi des termes du bilan d'énergie

L'évaluation du bilan d'énergie simulé est effectuée à l'aide des mesures de rayonnement net (R_n) et de flux de chaleur à la surface du sol (G) tout au long de l'année d'étude sur le site instrumenté, et pour les deux traitements. Les mesures de R_n nous permettent de tester le bilan radiatif, alors que les mesures de G fournissent une évaluation de la condition à la limite calculée pour la température. Etant donné que G constitue le terme inconnu sur lequel le modèle boucle le bilan d'énergie, sa mesure permet en outre de tester d'une manière très globale le bilan d'énergie simulé.

3.1. Méthode de suivi de G et R_n

Le Rayonnement Net (R_n) est obtenu à l'aide d'un pyrاديомètre différentiel REBS-CAMPBELL. Une mesure de R_n est réalisée pour chaque traitement. Le flux de chaleur dans le sol est mesuré à l'aide de fluxmètres. Un fluxmètre est constitué d'une plaque de quelques millimètres d'épaisseur comportant un ensemble de thermocouples montés en série sur sa surface supérieure et inférieure. Trois plaquettes ont été placées horizontalement dans chaque placette instrumentée entre 0.5 à 2 cm au dessous de la surface du sol. Il est normalement nécessaire de prendre en compte la variation

du stock de chaleur entre la surface et la profondeur du capteur. pour estimer la valeur du G de surface :

$$G = G_{mes} + \Delta Q_s$$

$$\text{où } \Delta Q_s = \{ [C_{H_2O} \cdot m_{H_2O} \cdot \Delta T_s] + [C_{SOL} \cdot m_{SOL} \cdot \Delta T_s] \} / \Delta t$$

avec : **G** : flux de chaleur à la surface du sol ($W \cdot m^{-2}$)

G_{mes} : flux de chaleur mesuré par le fluxmètre ($W \cdot m^{-2}$)

ΔQ_s : variation de stock énergétique entre le fluxmètre et la surface du sol ($W \cdot m^{-2}$)

C_{H₂O} : chaleur massique de l'eau ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)

C_{SOL} : capacité calorifique massique de la fraction solide du sol ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)

m_{H₂O} : masse d'eau contenue entre la surface et le fluxmètre pour 1 m² de sol ($kg \cdot m^{-2}$)

$m_{H_2O} = \theta \cdot z$ où θ est l'humidité volumique ($m^3 \cdot m^{-3}$) ; z la profondeur du fluxmètre (m)

m_{SOL} : masse de sol contenue entre la surface et le fluxmètre pour 1 m² de sol ($kg \cdot m^{-2}$)

$m_{H_2O} = \rho_d \cdot z$ où ρ_d est la densité apparente du sol ($kg \cdot m^{-3}$)

ΔT_s = T_{s(i)} - T_{s(i-1)} : variation de la température de la couche de sol prise entre la surface et le fluxmètre au cours de l'intervalle de temps Δt (°C)

Δt : intervalle de temps considéré (s)

Si on considère $C_{H_2O} = 4180 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$; $C_{SOL} = 800 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$, $z = 3$ cm, $\rho_d = 1.2$ et $\theta = 0.3$, cette correction devient : $\Delta Q_s = \{ [37.7 \cdot \Delta T_s] + [28.8 \cdot \Delta T_s] \} / \Delta t$

En prenant un accroissement maximal de la température dans la couche située au dessus du fluxmètre de $5^\circ C \cdot h^{-1}$ soit $1.4 \cdot 10^{-3} \cdot ^\circ C \cdot s^{-1}$, nous obtenons un facteur correctif ΔQ_s de l'ordre de $0.1 W \cdot m^{-2}$. Nous voyons donc que ΔQ_s peut être considéré comme négligeable. Nous n'appliquerons pas de correction sur la mesure de G.

Les mesures de G et de R_n sont effectuées toutes les minutes. La moyenne d'abord enregistrée toutes les heures au début de l'expérimentation, est relevée toutes les 10 minutes à partir du mois de mars 1994.

3.1.a. Résultats

L'évolution des G et R_n mesurés sera présentée dans le chapitre 5 -(Validation du modèle couplé) au moment de la confrontation des mesures et des simulations. Nous pouvons cependant noter que, comme pour la température du sol, les évolutions de G et de R_n se sont avérées identiques pour les deux traitements. Ceci est illustré dans la figure A26, qui montre les régressions obtenues entre les mesures effectuées sur le site avec paille et sans paille pour le mois de mars 1994.

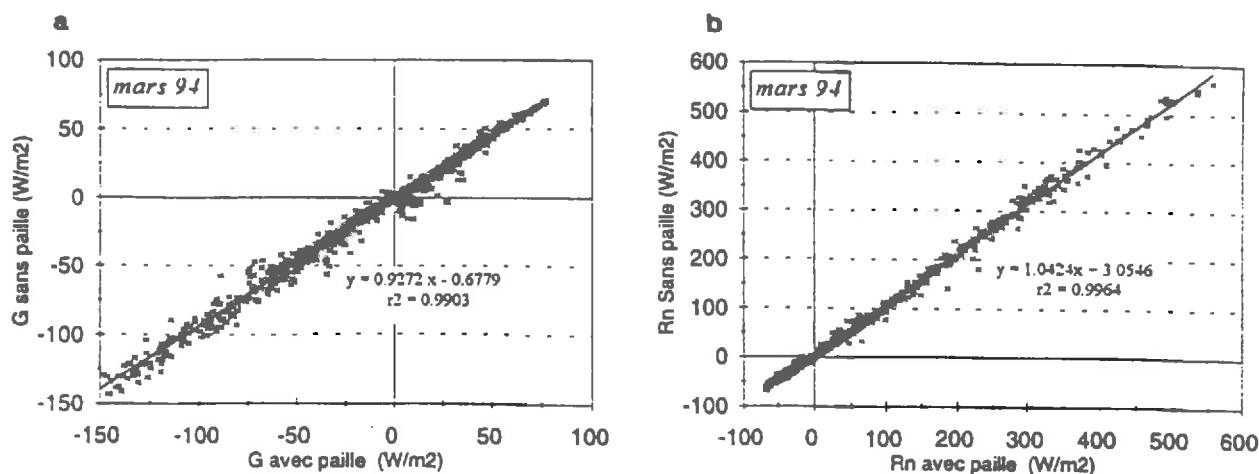


figure A 26 : Régressions linéaires obtenues entre le sol sans paille et le sol avec paille pour :
(a) le flux de chaleur à la surface du sol : G (b) le rayonnement net : R_n.

1. Suivi des transferts de solutés

- L'azote minéral (NO_3^- et NH_4^+) a été suivi tout au long de ce travail, à plusieurs profondeurs :
- à l'échelle locale, dans les placettes instrumentées à l'aide des bougies poreuses,
 - et à l'échelle de la parcelle dans les zones réservées aux prélèvements de terre.

Nous avons également étudié le transport de Cl^- et de $^{15}\text{NO}_3^-$ après un apport effectué le 9 décembre 1994. Ce traçage a pour objectif d'évaluer *in situ* la qualité des paramètres de transferts de masse ajustés à partir d'expérimentations effectuées au laboratoire, sur des colonnes de sol non remanié.

Les profils d'azote minéral (NO_3^- et NH_4^+) ont été mesurés tout les 15 jours, au mêmes dates avec les bougies et par prélèvement de terre. Les méthodes de prélèvement et extraction de l'azote minéral du sol (que nous appellerons méthode par carottage) est considérée comme la mesure de référence. La technique des bougies poreuse est plus controversée en raison de l'indétermination du volume de mesure. Si elle est éprouvée en ce qui concerne le nitrate (Cheverry 1983, Addiscott 1990, Djurhus et Jacobsen 1995, Poss *et al.* 1995, Kengni *et al.* (1994)), seul Kengni *et al.* (1994) l'ont appliquée, comme nous, au suivi du transfert du $^{15}\text{NO}_3^-$. Ces auteurs n'ont d'ailleurs relevé aucun problème avec le nitrate marqué. Il est reconnu par contre que les bougies sont mal adaptées au suivi du transfert des cations en général, et de l'ammonium en particulier. Les céramiques semblent en effet réagir avec les cations et les adsorber (Wagner 1962, Cheverry 1983, Bernard et Schenk 1986). Il conviendra donc de rester prudent par rapport aux mesures de concentrations d'ammonium effectuées par les bougies.

1.1. L'azote minéral

1.1.a. Suivi par carottage

Dans la zone des carottages, l'échantillonnage du sol est effectué sur chaque bloc de la zone des carottages, à partir de leur bordure Est, en avançant de 40 cm vers l'ouest à chaque prélèvement, comme le montre la figure A27. Pour chacun de ces blocs, un échantillon de terre pris à une date donnée correspond à une moyenne de 8 carottages effectués dans la largeur du bloc; chaque prélèvement étant espacé de 15 cm.

La mesure est réalisée sur 5 horizons : 0-30 cm , 30-60 cm , 60-90 cm , 90-120 cm et 120-150 cm.

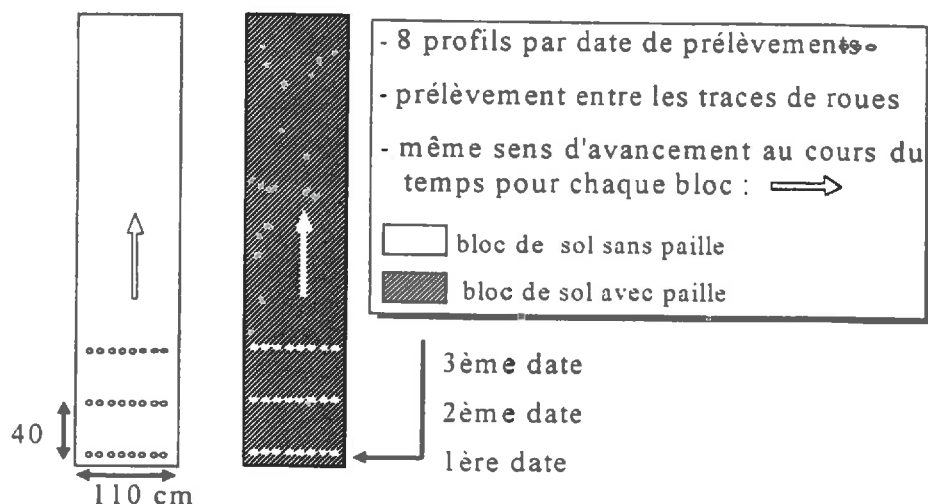


figure A 27 : Mode de prélèvement des échantillons de terre destinés au suivi de l'azote minéral.

mesures effectuées au cours du temps. Nous avons ainsi contrôlé en fin d'expérimentation, la variabilité spatiale des quantités d'azote organique et des matières organiques totales entre 0 et 30 cm.

Les échantillons de terre ainsi prélevés sont conservés au congélateur de manière à ralentir l'activité biologique. Le dosage de l'azote minéral est effectué plus tard par extraction de la solution du sol dans un flacon de 500 ml avec 300 g de solution molaire de KCl pour 150g de terre humide (rapport massique 2:1). Le mélange est agité pendant 30 mn puis laissé à décanter pendant une nuit à 1°C. Le surnageant obtenu après décantation est finalement filtré puis dosé par colorimétrie. Le dosage du filtrat est réalisé par colorimétrie en flux continu (système SKALAR). Le nitrate est dosé après réduction en nitrite sur une colonne de cadmium cuivré, par la réaction Griess-Ilosvay (Henriksen et Elmer-Olsen 1970). L'ammonium est dosé par la méthode à l'indophénol (Verdouw 1977). Cette méthode offre une précision de 1% pour la concentration en nitrate et en ammonium.

4.1.b. Suivi à l'aide des bougies poreuses

Les bougies poreuses ont été mises en place après traitement des céramiques à l'acide chlorhydrique, selon le protocole proposé par Hansen et Harris (1975) et généralement adopté. Il s'agit de bougies DTS2000 NARDEUX-HUMISOL constituées d'une céramique poreuse imperméable à l'air mais perméable à l'eau, vissée sur un tube en PVC bouché à son extrémité. Deux tubes capillaires sortent de ce bouchon, l'un ne faisant que quelques centimètres et servant à mettre en dépression le système à l'aide d'une pompe à vide; l'autre allant jusqu'au fond de la bougie étant destiné à prélever la solution du sol. La solution est prélevée le lendemain et est ensuite conservée au congélateur puis dosée ultérieurement selon le même procédé que celui précédemment décrit pour le dosage de l'extrait de sol.

Contrairement aux carottages qui donnent accès à la masse totale d'azote minéral présent dans le sol, les bougies poreuses fournissent la concentration de la solution pour un volume de sol indéterminé et variable au cours du temps. Ce volume de prélèvement dépend à la fois du potentiel du sol au moment du prélèvement, de la dépression appliquée et du temps pendant lequel cette dépression est appliquée (Elmaloglou 1977 et Freslon 1980 (cités par Cheverry, 1983), Morrison et Lowery 1990). Freslon (1980) montre que le volume d'influence de la dépression est dissymétrique et variable selon le type de sol. Il dépend en effet de la répartition de l'eau dans le volume de sol situé aux environs de la bougie. L'eau est prioritairement prélevée depuis les zones les plus humides. Cet auteur montre également que ce volume est plus important lorsque le sol est humide ("sphère" de 15 à 25 cm de rayon), et moins dépendant de la dépression appliquée. Ce résultat est confirmé avec l'analyse des caractéristiques hydrodynamiques du système sol-céramiques poreuses faite par Bouarfa *et al.* (1993). La dépression appliquée devrait en toute logique être définie en fonction du potentiel hydrique du sol si l'on voulait un échantillon représentatif du même volume de mesure. Les auteurs recommandent en général d'appliquer une dépression importante (< -60 kPa), et sur une courte durée (≈ 3 heures) pour ne pas perturber les transferts de solutés (Moutonnet *et al.* 1989, Bernard et Schenk 1986).

Nous avons choisi de ne pas tenir compte du potentiel de l'eau du sol au moment du prélèvement, et la dépression imposée est de -80 à -90 kPa pour tous les prélèvements. Nous avons choisi d'appliquer un temps de dépression relativement long : au moins 16h, et d'au plus 24h. Il est clair, en fait que la teneur en eau n'a pas beaucoup varié en dessous de 30 cm au cours de l'expérimentation, du moins en période hivernal et automnale. Le sol étant humide à ces périodes, le temps de dépression n'a que peu d'influence. La bougie prélève en effet rapidement l'eau la plus mobile et se remet en pression au fur et à mesure qu'elle se remplit. Ce protocole aurait par contre pu poser des problèmes en période estivale. Mais nous avons vérifié qu'à aucun moment, le prélèvement des bougies n'a perturbé le signal enregistré par les tensiomètres, placés à la même profondeur, à 30 cm de chaque bougie.

4.1.c. Résultats

Les quantités d'ammonium sont restées faibles (< 5 kg.ha⁻¹) tout au long de l'expérimentation. Nous ne présenterons par la suite que l'évolution des quantités et concentrations de nitrate observées.

La figure A 28 présente l'évolution des profils de quantités de nitrate observés pour les deux traitements dans la zone des carottages et l'évolution de la teneur en eau volumique pour 4 dates : le 07/09/93 (point initial = date d'incorporation de la paille), le 21/09/93, le 03/11/93 et le 05/07/94.

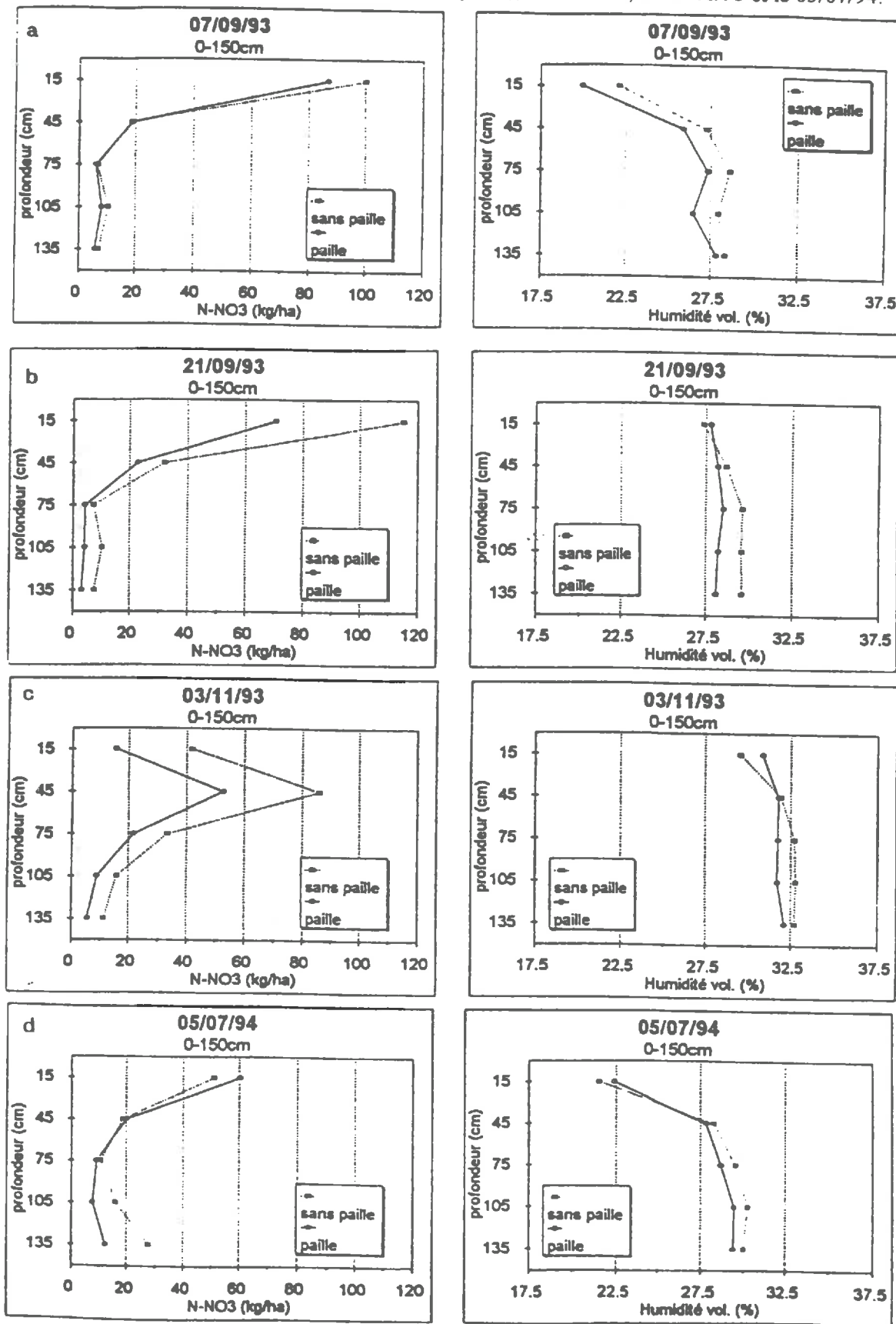


figure A 28 : Evolution des profils d'azote nitrique et d'humidité volumique mesurés par carottage sur les blocs sans paille et avec paille les 07/09/93 (point initial), 21/09/93, 03/11/93 et 05/07/94.

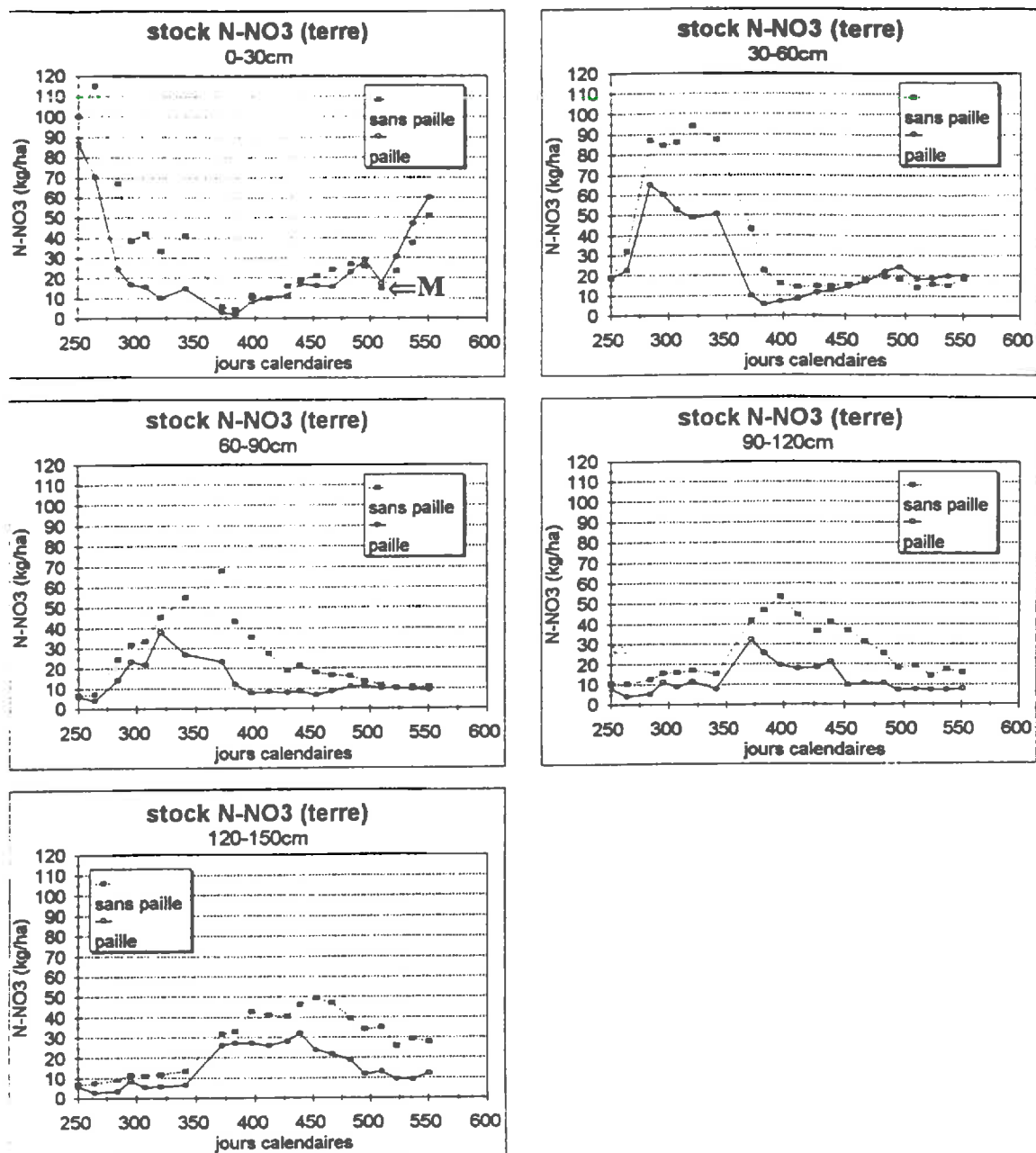


figure A 29 : Evolution des stocks d'azote nitrique mesurés par carottages pour les sols sans paille et avec paille.

Nous remarquons, comme nous l'avons écrit au début de ce chapitre, que la condition initiale est similaire pour le sol avec paille et le sol sans paille, tant au niveau de la répartition et des quantités de nitrate, qu'au niveau du profil hydrique. La minéralisation nette observée pour les 15 premiers jours de l'expérimentation, sur le premier horizon (0-30 cm) et pour le sol sans paille, atteint 15 kgN.ha^{-1} . On constate pour la même période une organisation nette d'azote de 80 kg N.ha^{-1} pour le sol avec paille (figure A 28b). Nous voyons donc que l'effet de l'incorporation de la paille s'est manifesté rapidement. Ceci est lié aux conditions climatiques favorables à la décomposition (température élevée, sol humide) rencontrées au début de l'expérimentation.

La différence de stock d'azote se maintient pendant toute la phase de drainage hivernal (figure A28b). Cela correspond à une période où le sol est humide où la température basse ralentit l'activité biologique. On constate une reprise de la minéralisation nette de l'azote en surface à partir du mois de mai 1994. Au cours du mois de juin 1994, 50 kgN.ha^{-1} ont été minéralisés entre 0 et 30 cm pour les deux traitements. Bien que le profil hydrique montre un gradient de teneurs en eau important en période estivale, nous remarquons que la teneur en eau n'a jamais atteint des valeurs limitantes du point de vue des transformations biologique.

Nous avons observé la même évolution des quantités de nitrate avec les bougies poreuses (quantités recalculées à partir des concentrations, avec comme hypothèse que la couche pour laquelle les mesures obtenues par les bougies poreuses sont représentatives est de 20 cm). Les figure A29 et A30 présentent respectivement les évolutions comparées des stocks de nitrates mesurées par carottage et calculées à l'aide des bougies poreuses pour les différentes profondeurs de mesures. Nous constatons que les différences entre le sol sans paille et le sol avec paille observées avec les bougies poreuses, sont du même ordre de grandeur que celles mesurées par carottage.

◆ "Correction" de l'effet des matricaires

Dans les figures A29 et A30, nous voyons une diminution brutale des quantités d'azote nitrique présentes dans le premier horizon (0-30 cm), notée M. Cette diminution est liée au prélèvement racinaire de matricaires qui ont poussé de façon inopinée sur l'ensemble de la surface du site expérimental. L'azote a été prélevé entre le moment où elles sont apparues, et le moment où le désherbant appliqué a fait effet. Nous avons évalué la quantité de N-NO_3 (et $^{15}\text{N-NO}_3$ issus du traçage) prélevé par ces plantes, à près de 30 kgN.ha^{-1} et $7 \text{ kg}^{15}\text{N.ha}^{-1}$, ce qui n'est pas négligeable au regard des quantités d'azote présentes dans le sol à cette période (tableau A9).

Site	A Mesures sur les parties aériennes					B Calcul des quantités prélevées						
	Surface m ²	Pds MS g	Excès 15N	QN kg/ha	Q 15N g/ha	Couche cm	Masse totale %	Racine %	Hv m3/m3	QN kg/ha	C NO3 mg/l	C 15NO3 µg/l
Carot.	2.25	313.50	0.0023	28.3	0.0	0-30	57	10	0.30	18.4	220.5	-
	3.30	357.60	0.0019	26.4	0.0	30-60	29	0	0.32	8.4	53.5	-
	2.25	254.20	0.0020	33.0	0.0	60-90	14	0	0.32	4.2	12.8	-
SP Plac.	2.25	283.80	0.0206	32.9	6.1	20	43	10	0.30	15.6	92.3	23.2
						40	43	0	0.31	14.2	87.8	20.2
						60	14	0	0.31	4.6	28.6	6.6
PA Carot.	2.25	136.20	0.0021	21.3	0.0	0-30	57	10	0.30	17.5	219.3	-
	3.30	292.80	0.0023	24.6	0.0	30-60	29	0	0.32	8.0	46.2	-
	2.25	278.10	0.0019	33.6	0.0	60-90	14	0	0.32	4.0	12.1	-
PA Plac.	2.25	241.60	0.0220	35.4	7.1	20	43	10	0.30	15.6	93.4	23.0
						40	43	0	0.31	14.2	87.8	20.2
						60	14	0	0.31	4.6	28.6	6.6

tableau A 8 : Mode de calcul de la correction à appliquer sur les quantités (Q) et les concentrations (C) de NO_3^- et $^{15}\text{NO}_3^-$ pour éviter l'effet des matricaires :

(A) résultat des mesures effectuées le 25/05/94 au moment de la tonte des matricaires

(B) mode de répartition des masses prélevées mesurées (cf. A) sur 0-90 cm.

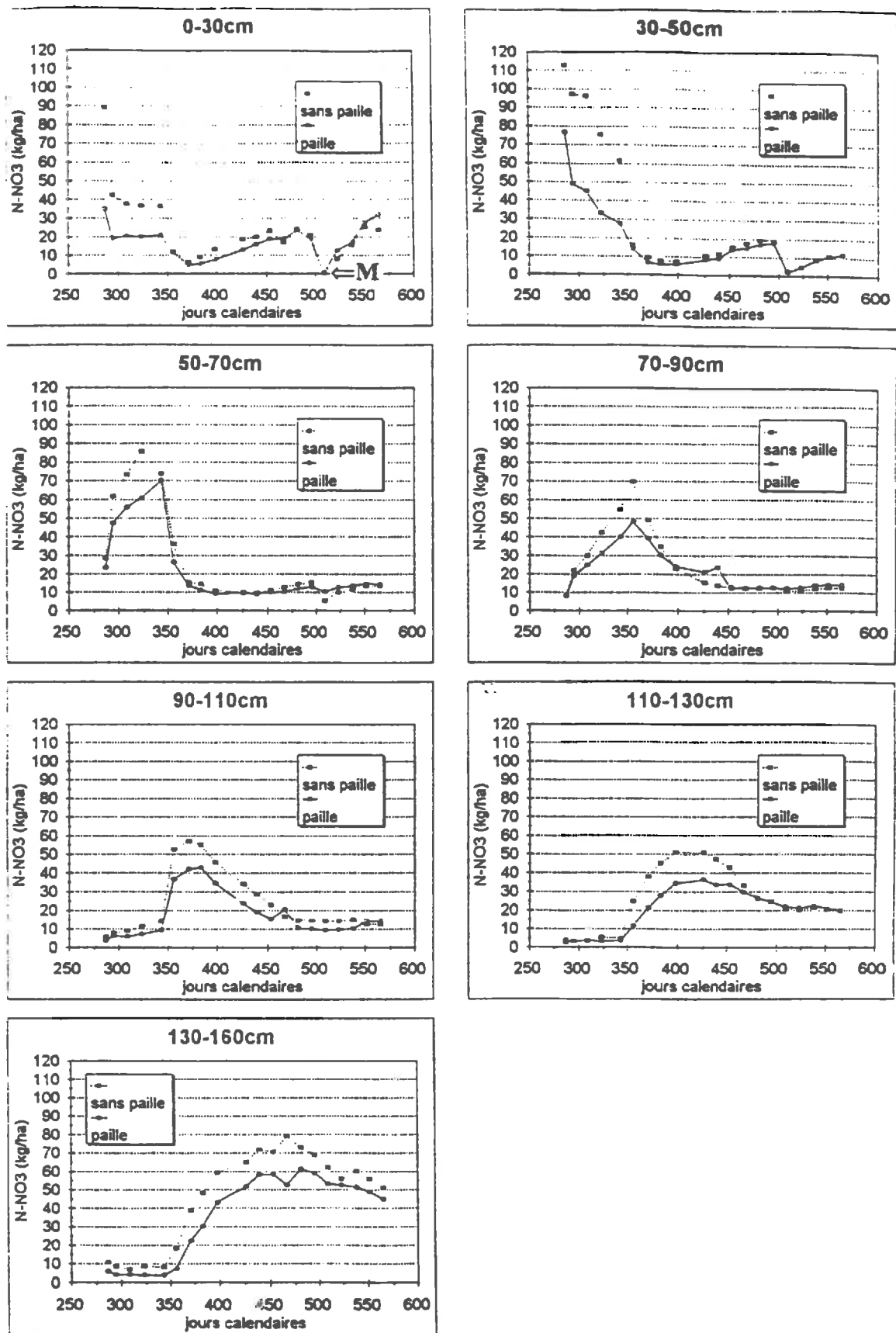


figure A 30 : Evolution des stocks d'azote nitrique calculés à partir des mesures de concentrations en nitrate obtenues à l'aide des bougies poreuses avec l'hypothèse que le volume récolté par les bougies est une sphère de rayon égal à 20 cm.

Le modèle couplé utilisé n'a pas été paramétré de manière à prendre en compte l'effet des plantes. C'est pourquoi nous avons choisi, pour comparer observations et simulations, de corriger cet effet des matricaires en ajoutant aux valeurs observées la quantité prélevée par les plantes. La mesure d'azote prélevée ayant été fait uniquement sur les parties aériennes, nous avons considéré un pourcentage de racines représentant 10 % de la masse d'azote mesuré. L'influence des matricaires s'est observée jusqu'à 70 cm. Aussi avons nous réparti les masses prélevées de 0 à 70 cm. Le tableau A8B présente les modes de répartition adoptés, et les corrections finalement appliquées.

La figure A 31 montre le résultat obtenu après "correction" de l'effet des matricaires pour le site des carottages et les placettes instrumentées, pour le sol avec paille.

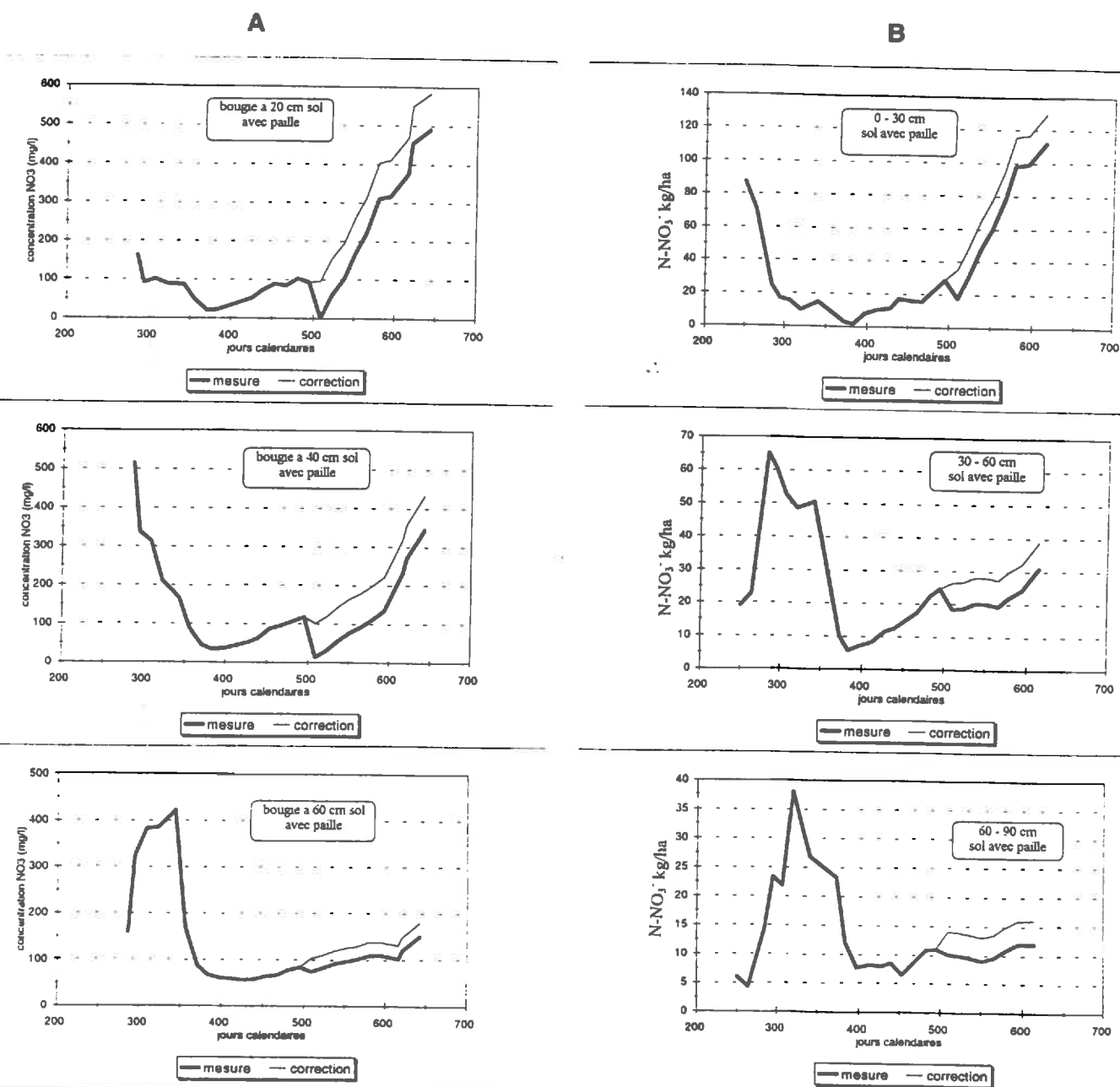


figure A 31 : Effet de la correction appliquée sur les quantités et les concentrations en nitrate pour ne pas prendre en compte le prélèvement de l'azote par les matricaires (cas du sol avec paille)

(A) correction des concentrations mesurées par les bougies poreuses

(B) correction des stock d'azote nitrique mesurés par carottage

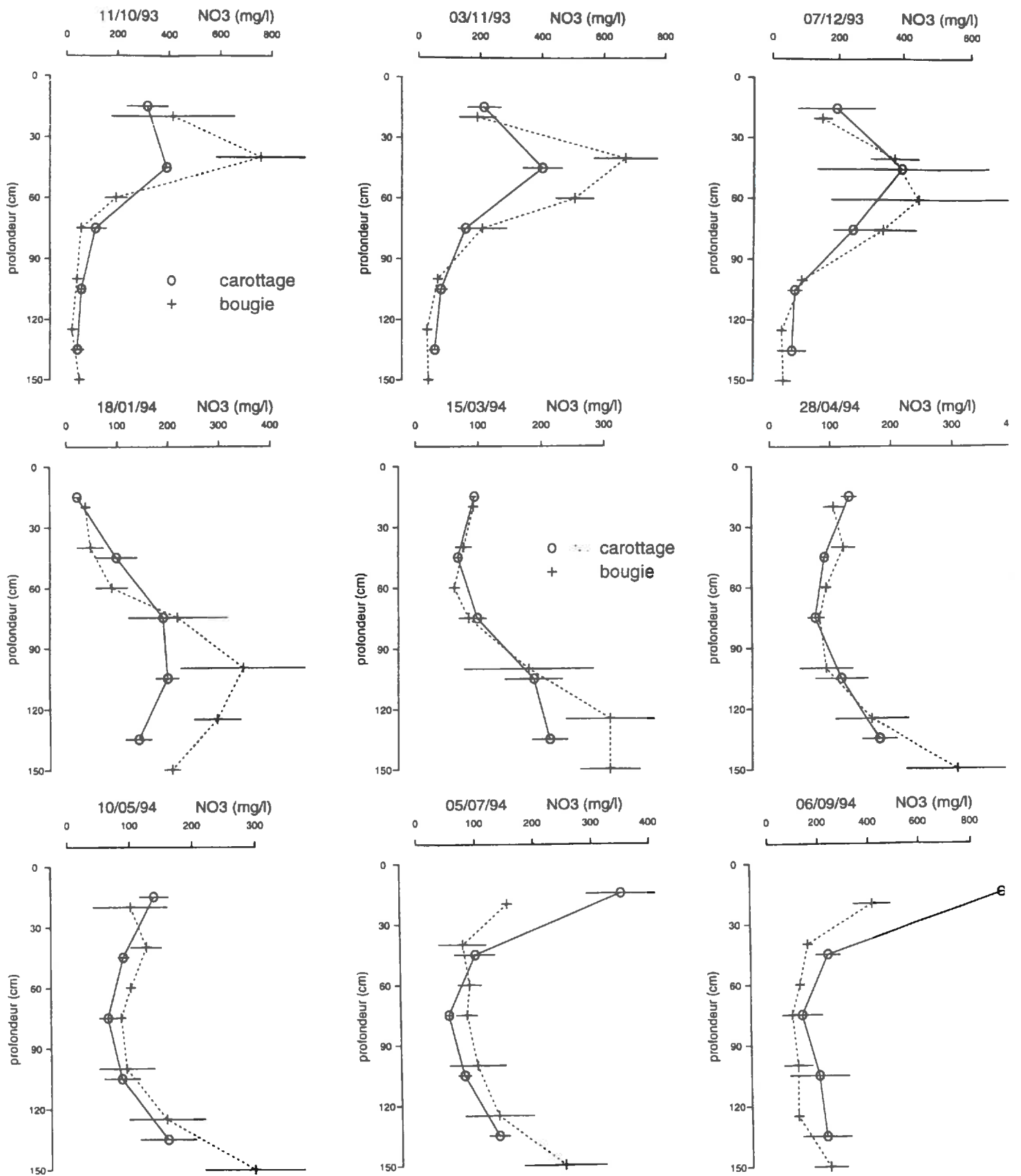


figure A 32 : Comparaison des profils de concentration en nitrate observés sur le sol sans paille avec les bougies poreuses et par carottage. Les traits horizontaux représentent les écarts-types.

◆ *Variabilité des mesures*

Les coefficients de variations obtenus pour les mesures par carottage, et pour celles obtenues à l'aide des bougies poreuses, se sont avérés inférieurs à 20% et à 30% respectivement, dans la majorité des cas. En comparaison, Lindemann (1986) rapporte des coefficients de variations de 16 % sur la moyenne des mesures de quantités de nitrate effectuées par prélèvement de sol. Poss *et al.* (1995) trouvent des coefficients de variation de 24 à 39 % avec différents types de bougies poreuses. Les mesures de concentrations en nitrate effectuées sur un sol sablo-limoneux par Lord et Sheperd (1993) montrent des coefficients de variations s'échelonnant de 38 à 70 % (la dernière valeur correspondant à un cas extrême : champ de betterave) pour les bougies poreuses, et de 41 à 136 % pour les mêmes champs respectivement, avec les prélèvements de terre.

D'une manière générale, les coefficients de variations observés sont du même ordre de grandeur, voir inférieurs à ceux que l'on peut trouver dans la littérature. Nous avons cependant constaté une période où les mesures se sont révélées particulièrement variables (*i.e.* coefficient de variation \gg 50%) pour les deux méthodes : du 1 décembre 1993 (jour 335) au 25 janvier 1994 (jour 390). Ces importantes variations peuvent être attribuées soit à de la variabilité spatiale, soit à une mauvaise représentativité des mesures.

Pour les carottages, nous avons constaté en effet que ces importantes variations concernent principalement le deuxième bloc de prélèvement, mais pas les autres. Etant donné le protocole adopté pour les prélèvements, il pourrait s'agir de l'effet d'une zone présentant des quantités d'azote minéral et/ou de matières organiques différentes du reste de la surface du bloc. Cette hypothèse pourra être vérifiée avec les mesures d'azote et de carbone total effectuées sur toute la surface des blocs à la fin de l'expérimentation.

En ce qui concerne les bougies, cette variabilité peut être liée à une hétérogénéité du front d'infiltration de l'eau, et par suite du nitrate. La stratégie d'échantillonnage adoptée pour les carottages devrait tamponner d'éventuels effets de ce type. Pour les bougies, au contraire, la mesure reste locale. Les coefficients de variations les plus élevés sont apparus entre 60 et 100 cm, au mois de décembre, c'est à dire au moment où le centre de masse du nitrate se trouve à ces mêmes profondeurs. Ces profondeurs correspondent à l'horizon pédologique Bt/C, présentant une structure prismatique, avec des prismes d'une dizaine de centimètre de large. Il est possible que parmi les trois répétitions de bougies, certaines se trouvent à l'intérieur d'un élément structural du sol et d'autres entre deux éléments.

◆ *Comparaison des résultats obtenus par les deux méthodes*

La figure A32 permet de comparer l'évolution des concentrations suivies à l'aide des bougies poreuses et recalculées à partir des stocks mesurés par carottage pour les deux traitements. Les écart-types sont également représentés sur cette figure. Les concentrations mesurées avec les bougies poreuses sont systématiquement supérieures à celles obtenues par carottage, notamment au niveau des pics de concentrations. La comparaison du stock de nitrate calculé sur tout le profil (0-160 cm) pour les deux méthodes (figure A33) montre que la différence entre les deux mesures est d'environ 40 kg N.ha⁻¹ pour les deux traitements. Pour le sol sans paille cependant, on note deux périodes pour lesquelles cet écart est moins important :

- entre le jour 350 et le jour 390 : période où les mesures faites avec les bougies poreuses et avec les carottages au niveau du sol sans paille notamment, montrent des coefficients de variation \gg 50%
- juste après la période de prélèvement d'azote par les matricaires.

Mis à part ces deux périodes, nous pouvons constater que l'écart entre les concentrations et les stocks obtenus par carottage et ceux obtenus par les bougies poreuses est quasi-systématique.

Ce résultat paraît à première vue en contradiction avec l'idée généralement acceptée selon laquelle les bougies ne prélèvent que l'eau mobile, en générale moins concentrée que l'eau contenue dans l'ensemble du volume poral (Grossman et Udluft 1991, Webster *et al.* 1993), d'une part, et en désaccord avec les conclusions de Djurhus et Jacobsen (1995) et Poss *et al.* (1995) d'autre part.

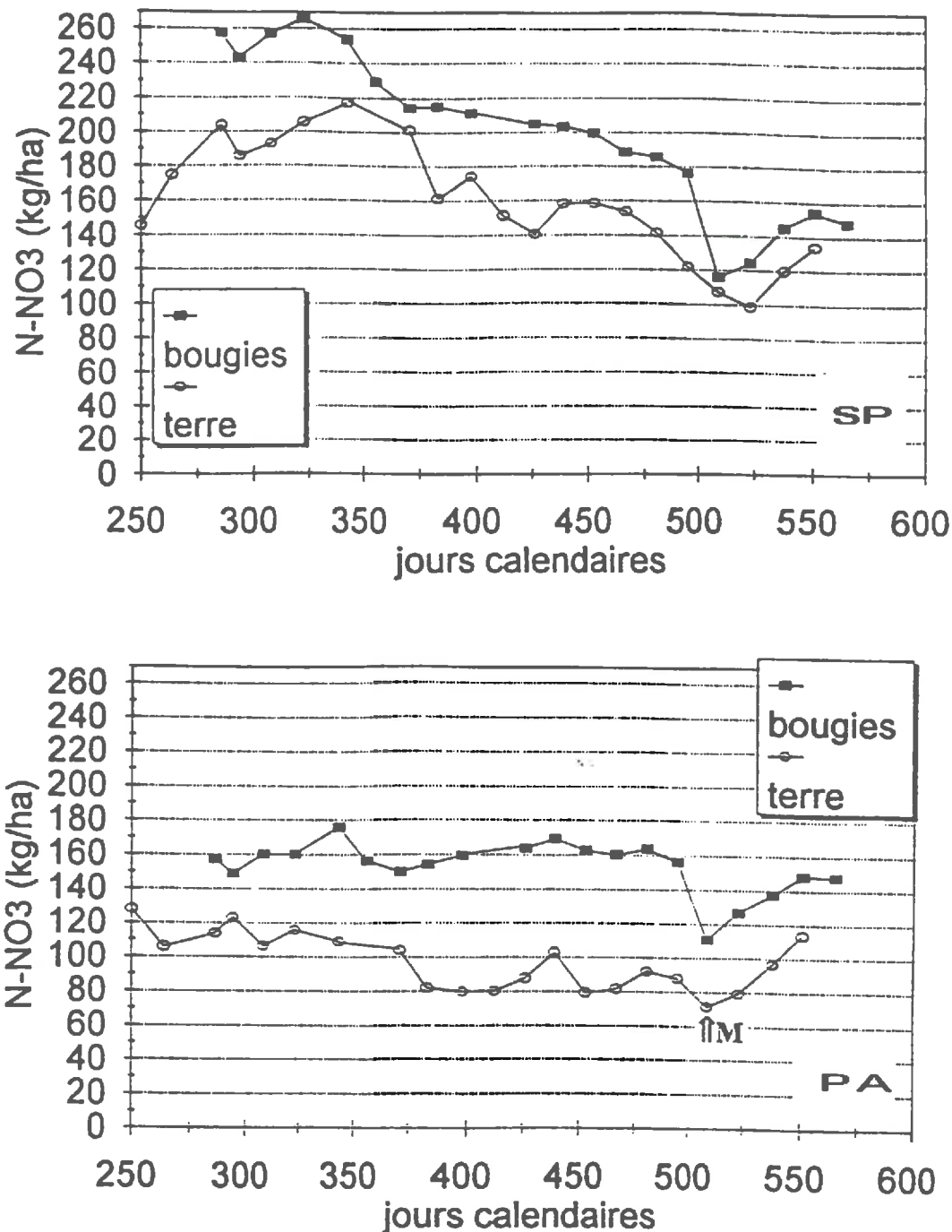


figure A 33 : Evolution du stock d'azote nitrique sur 0-150 cm pour les sols sans paille (SP) et avec paille (PA) : terre : mesure directe du stock par carottage
bougies = calcul à partir des mesures de concentration à l'aide des bougies poreuses.

Ces auteurs ont en effet vérifié, d'un point de vue statistique, que la technique des bougies poreuses offre des résultats qui ne sont pas significativement différentes de ceux obtenus par prélèvements de terre. Dans notre cas, la différence entre les deux méthodes pourrait résulter du fait que l'eau prélevée par les bougies poreuses correspond effectivement à la fraction d'eau la plus mobile. S'il existe un phénomène d'exclusion anionique, la concentration de cette eau mobile peut être plus élevée que la concentration moyenne de toute l'eau du sol extraite par carottages. Le processus d'exclusion anionique a été observé dans les sol pour le bromure, le chlorure et le sulfate (Bolt 1979, Bond et Phillips 1990, Gvirtzman et Gorelick 1991, Ajwa et Tabatabai, 1995, Jayne et al. 1995). Il s'explique par la présence de charges négatives à la surface de la matrice poreuse qui provoquerait la répulsion des anions au centre des pores, et réduirait ainsi l'accès des anions aux pores les plus fins.

Ce phénomène a été observé dans la sol étudié lors des traçages de CaSO_4^{2-} effectués dans les colonnes de sol non remanié par Souday (1995). Une expérience plus poussée en batch permettrait de vérifier cette hypothèse, et d'évaluer, de manière quantitative, si ce processus explique les différences de concentration en nitrate obtenues entre les échantillons prélevés à l'aide des bougies poreuses et ceux prélevés par carottages.

La comparaison des stocks de nitrate mesurés sur 0-150 cm par les bougies poreuses et par carottages montre que le stock obtenu à partir des bougies poreuses est systématiquement supérieur d'environ 40 kg N/ha (cf. annexe III) à celui mesuré par carottages. En supposant que cette différence est le fait de phénomènes d'exclusion anionique, cela conduit à un volume d'exclusion d'environ 25% du volume de pore total. Cette estimation est du même ordre de grandeur que les volumes d'exclusion relevés dans la littérature pour le chlorure et pour différents types de sols (Mc Mahon *et al.* 1974). Elle est également plausible au regard des estimations du volume de pores non accessible au soluté trouvés par ajustement avec un modèle de transport de soluté qui considère deux classes d'agrégats sphériques (*i.e.* modèle BGF cf. chapitre 3 §2).

1.2. Traçage de Cl^- et $^{15}\text{NO}_3^-$

1.2.a. Méthode

Le traçage du chlorure et du nitrate marqué a été effectué uniquement au niveau des placettes instrumentées. Le suivi s'est donc effectué à l'aide des bougies poreuses. 1 mm de solution a été apporté sur toute la surface des deux placettes, d'une concentration de 21.5 g/l de Cl^- (KCl) et 2.4 g/l de NO_3^- (soit 7.75 kgN /ha) marqué à 7.32 % (soit une solution de 172 mg/l de $^{15}\text{NO}_3^-$).

Le Chlorure a été dosé par colorimétrie en flux continu (système SKALAR). La précision de la méthode de dosage est évaluée à moins de 5%. Le nitrate marqué est dosé par spectrométrie de masse.

Les résultats de ce traçage sont présentés dans les figures A34 et A35 pour le chlorure et le nitrate marqué respectivement. Nous observons des différences entre traitements pour le chlorure, notamment au début du traçage. Ces écarts s'accompagnent en fait d'une importante variabilité des mesures (CV = 64% pour le sol sans paille le 22/12/93). Des coefficients de variation de 21 à 79% sont constatés également pour le nitrate marqué au début du traçage. Nous pensons qu'il s'agit de l'effet d'une variabilité spatiale à courte distance (30 à 50 cm en l'occurrence) du front d'infiltration du soluté. Cela peut être lié à l'hétérogénéité de l'apport. Cette hypothèse n'est pas à exclure, même si toutes les précautions ont été prises pour assurer un apport le plus homogène possible sur la surface des placettes (pulvérisateur à main, avec buses de type "pesticide" et apport de solution sous pression ; plusieurs passages et recouvrements de la surface).

Des pluies importantes sont en effet survenues juste après l'apport des solutés (17 mm dans les 3 jours qui suivent et 193 mm dans le mois qui suit). La variabilité constatée au début du traçage peut donc aussi témoigner du fait que les solutés (Cl^- et $^{15}\text{NO}_3^-$) n'ont pas eu le temps de diffuser dans tout le volume poral avant d'être lessivés. Nous remarquons par ailleurs, que le Cl^- , comme le $^{15}\text{NO}_3^-$ sont arrivés à 130 cm avant dès le 22/12/93 (*i.e.* 13 jours après l'apport). La concentration en chlorure notamment a très vite augmenté en profondeur, pour atteindre 50 mg.l⁻¹ après seulement un mois (≈ 200 mm de pluie). Ce résultat révèle la présence d'écoulements préférentiels.

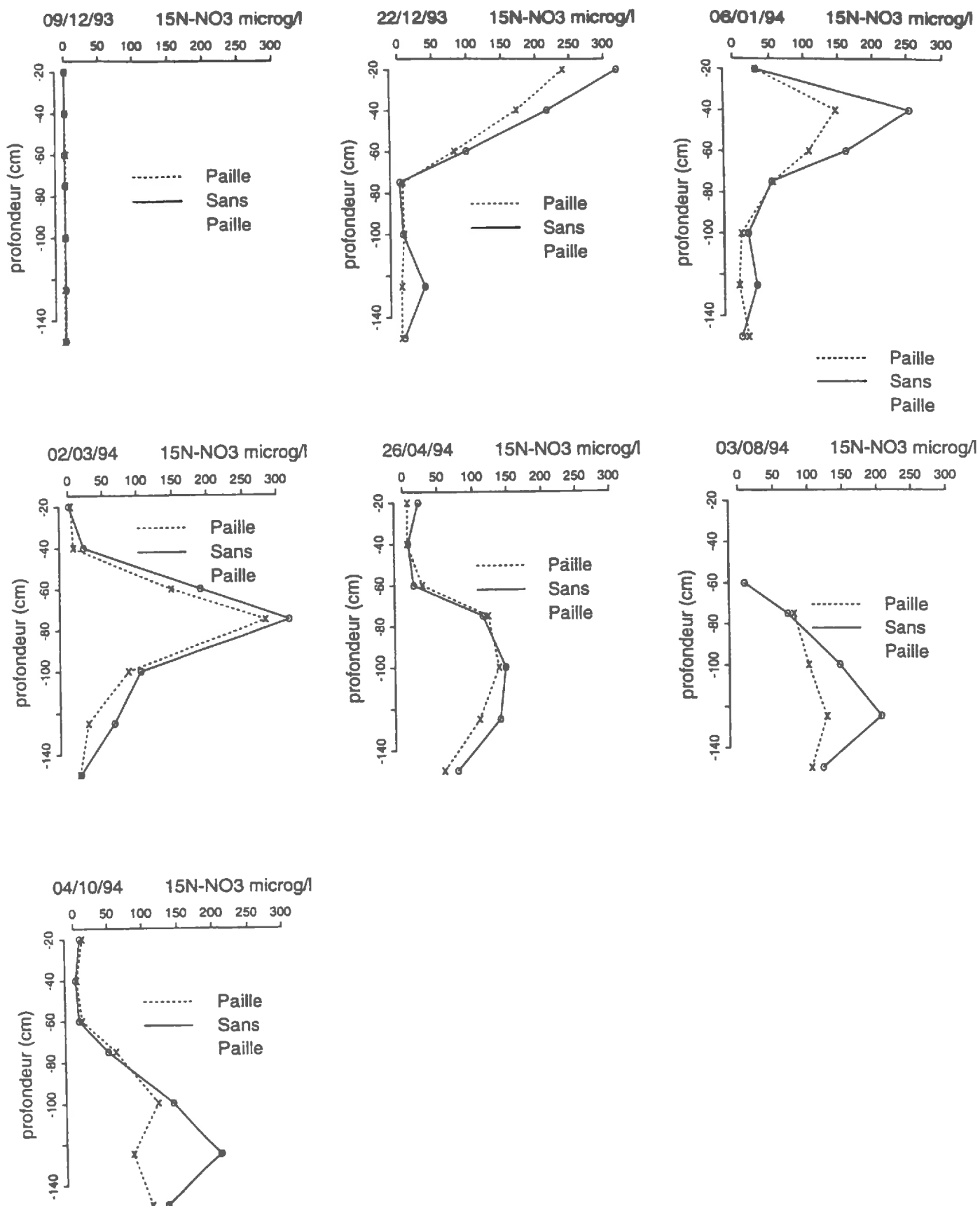


figure A 34 : Evolution des profils de concentration en nitrate marqué (exprimé en μg de $^{15}\text{N-NO}_3^-/\text{l}$) mesurés à l'aide des bougies poreuses après l'apport du 09/12/93.

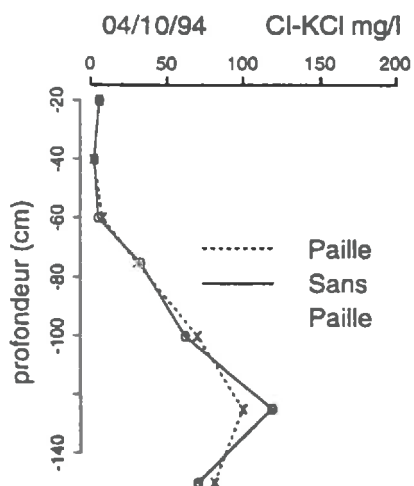
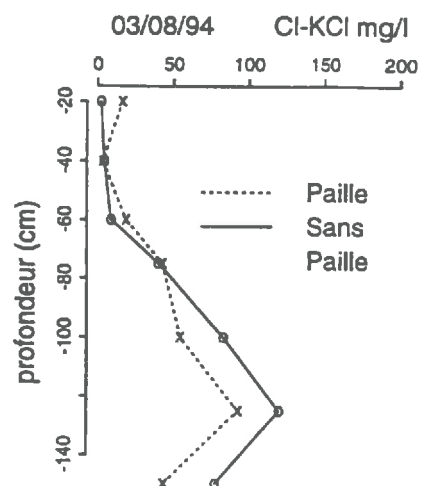
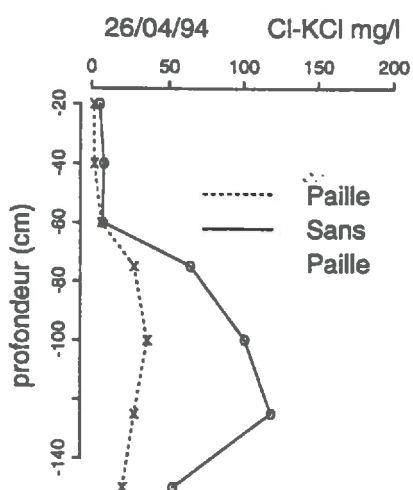
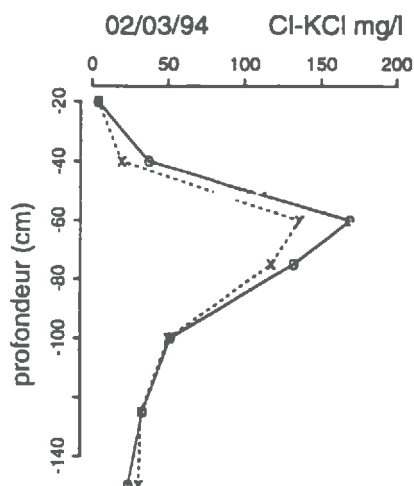
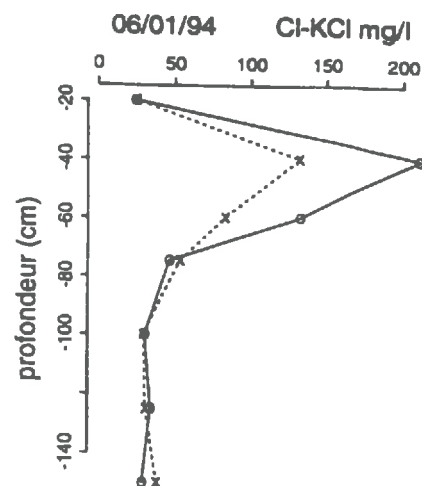
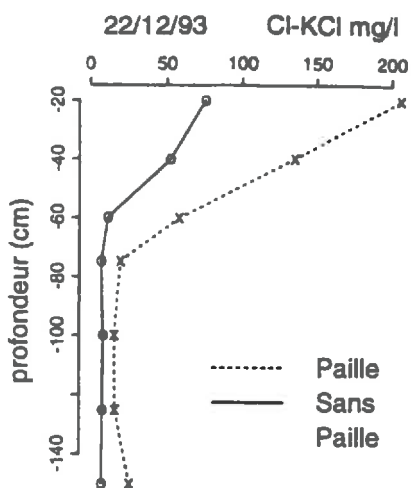
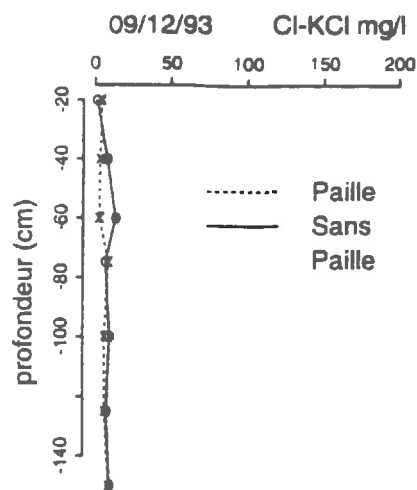


figure A 35 : Evolution des profils de concentration enchlorure mesurés à l'aide des bougies poreuses après l'apport de KCl du 09/12/93.

2. Suivi des processus biologiques

Nous testons le module biologique à la fois par rapport à l'azote et au carbone avec :

- les mesures de flux bruts d'organisation et de minéralisation de l'azote
- les mesures de CO₂ total dégagé (minéralisation du carbone)

L'ensemble de ces mesures a été réalisé par Celso Aita (que je remercie) sur le même site que l'expérience de validation (zone des cylindres), avec le même sol, travaillé au même moment et sur la même profondeur (0-20 cm). Nous rappelons cependant que la paille utilisée est différente.

Nous supposons que toute chose est égale par ailleurs, et notamment les flux d'eau et de chaleur, ainsi que les situations initiales pour l'azote et le carbone. Cette dernière hypothèse a été vérifiée sur 0-30 cm pour la teneur en eau et l'azote minéral. Nous avons également vérifiée les densités de l'horizon pour le site des cylindres et les placettes instrumentées. Enfin, nous avons contrôlé que la méthode des cylindres ne perturbe pas trop les transferts de chaleur en suivant l'évolution de la température du sol à l'intérieur et à l'extérieur d'un cylindre (résultats non présentés dans ce document).

Nous ne présenterons pas ici les résultats qui sont discutés dans la thèse de Aita (1996). Nous rappellerons seulement très brièvement les techniques de mesures utilisées et les implications que cela présente par rapport à la validation du modèle.

2.1. Suivi de la minéralisation du carbone

2.1.a. Méthode de mesure

Le protocole reprend celui proposé par Freijer et Bouten (1991), qui consiste à piéger le C-CO₂ dégagé dans 100 ml de NaOH (1M) placé dans un récipient à la surface du sol, et couvert d'une cloche fixée hermétiquement. La cloche renferme un ventilateur qui fonctionne en permanence, et qui est destiné à entraîner l'adsorption rapide du CO₂ dégagé par la solution de soude. Le C-CO₂ dégagé a ainsi été mesuré en continu sur 6 cylindres (3 avec paille, 3 sans paille). Chaque mesure intègre le C-CO₂ dégagé sur une période allant de 1/2 journée à une semaine suivant les vitesses de minéralisation du carbone. Le dispositif de mesure comprend 3 répétitions pour chaque bloc et chaque traitement, de façon à ne couvrir chaque cylindre qu'à temps partiel (*i.e.* 1/3 du temps total) et à minimiser ainsi les perturbations climatiques que cela entraîne. La quantité d'eau correspondant aux pluies tombées pendant la mesure a été ajoutée à l'aide d'une pipette dans les cylindres après chaque période de mesure.

Trois variables minéralisation du carbone sont accessibles par cette méthode :

- la minéralisation totale (que l'on considère égale à la quantité totale de CO₂ dégagé)
- la minéralisation apparente liée à la décomposition de la paille qui correspond à la différence entre la minéralisation totale observée sur le sol avec paille et la minéralisation totale mesurée sur le sol sans paille
- la minéralisation réelle liée à la décomposition = mesure du ¹³C-CO₂ dégagé pour le sol avec paille marquée ¹³C.

Dans le cadre de ce travail, nous ne comparerons les valeurs simulées par le modèle qu'aux deux premières variables.

2.1.b. Problèmes posés par cette méthode

Cette méthode donne des mesures répétitives. Mais il a été constaté une surestimation des quantités de CO₂ dégagé. La première hypothèse émise est que le piégeage par la soude provoque une dépression de la pression partielle de CO₂ dans la cloche, ce qui entraînerait un flux de CO₂ supérieur au flux naturel. Une correction a été envisagée par C. Aita, mais elle s'est avérée insuffisante. Aussi faudra-t-il tenir compte de cette surestimation dans la comparaison des mesures avec les simulations.

2.2. Suivi des flux bruts d'azote

La minéralisation et l'organisation brute de l'azote sont mesurées selon la méthode proposée par Mary et Recous (1995), en suivant l'enrichissement isotopique de l'azote organique et la dilution isotopique de l'azote homogène minéral du sol, pendant 2 à 3 jours, après marquage de l'azote minéral du sol ($^{15}\text{NO}_3^- + ^{15}\text{NH}_4^+$ excès 50 %). Cette mesure a été effectuée pour les traitements sans paille et avec paille, avec 3 répétitions par traitement, et pour 8 dates échelonnées au cours de l'année d'étude en fonction du degré de décomposition de la paille.

Le calcul des flux bruts est réalisé par résolution numérique à l'aide du modèle FLUAZ (Mary non publié). L'originalité du mode calcul utilisé par rapport aux méthodes analytiques classiques (Barraclough 1991) est qu'il est permis de tenir compte de l'organisation simultanée de l'ammonium et du nitrate, de la reminéralisation de l'azote organique initialement présent dans le sol, ainsi que de la variabilité des mesures. Il fournit en outre un intervalle de confiance sur les estimations.

Document réalisé avec le concours
du service d'Imprimerie du
Conseil Général de l'Aisne