

Etude expérimentale et numérique des transferts hydriques dans une parcelle rizicultivée de la région de Podor (vallée du fleuve Sénégal)

Claude Hammecker, Jean-Luc Maeght, Pascal Boivin

► **To cite this version:**

Claude Hammecker, Jean-Luc Maeght, Pascal Boivin. Etude expérimentale et numérique des transferts hydriques dans une parcelle rizicultivée de la région de Podor (vallée du fleuve Sénégal). Serge Marlet, Pierre Ruelle. Atelier du PCSI (Programme Commun Systèmes Irrigués) sur une Maîtrise des Impacts Environnementaux de l'Irrigation, 2002, Montpellier, France. Cirad - IRD - Cemagref, 14 p., 2003. <cirad-00180706>

HAL Id: cirad-00180706

<http://hal.cirad.fr/cirad-00180706>

Submitted on 19 Oct 2007

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

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

Etude expérimentale et numérique des transferts hydriques dans une parcelle rizicultivée de la région de Podor (vallée du fleuve Sénégal)

Claude HAMMECKER*, Jean-Luc MAEGHT*, Pascal BOIVIN**

* IRD, UR067, BP 1386, Dakar, Sénégal

** EPFL, IATE-Pédologie, 1015 Lausanne, Suisse

Résumé

Etude expérimentale et numérique des transferts hydriques dans une parcelle rizicultivée dans la région de Podor (vallée du fleuve Sénégal). Nous avons étudié la dynamique de transfert d'eau et de sels dans une parcelle rizicultivée d'un périmètre irrigué de la vallée du Fleuve Sénégal, pour évaluer les risques de salinisation. Cette étude présente les transferts hydriques déterminés à partir d'un suivi précis du bilan d'eau pendant un cycle de culture de riz (100 jours). Les bilans hydriques ont été quantifiés à l'échelle de la parcelle et à l'échelle du profil par un suivi tensio-neutronique et un suivi piézométrique. Ces mesures montrent des résultats inattendus par rapport à une dynamique d'infiltration classique. Par ailleurs les valeurs de flux calculées à partir des gradients hydrauliques montrent l'existence d'un plan de flux nul à 40 cm et surestiment largement les valeurs mesurées. A partir de ces résultats nous avons supposé qu'un phénomène de piégeage d'air bloque l'infiltration de l'eau. Cette hypothèse a été confirmée indirectement par la modélisation de l'infiltration dans le profile avec Hydrus et directement par l'utilisation d'un modèle biphasique basé sur l'équation de Green et Ampt.. On montre donc que dans des situations hydrologiques caractérisées par la présence d'une nappe peu profonde (comme dans des grands périmètres) et une irrigation par immersion, on ne peut pas négliger la présence d'air dans le sol. La nappe ne joue donc pas le rôle de drain naturel et en l'absence de drainage superficiel tous les éléments dissous amenés par l'irrigation se concentrent en surface. Considérant ce type de régime hydrique nous avons simulé l'évolution de la solution du sol grâce à Phreeqc pour évaluer les risques salins et alcalins.

Abstract

Experimental and numerical water flow in an irrigated paddy field in the area of Podor (northern Senegal). Water and solute flow have been measured in an irrigated paddy field in the valley of river Senegal in order to evaluate salinization hazards. Water budget has been evaluated during a rice-cropping season (100days) at field scale as well as at the profile scale. Water flow was quantified in vadose zone with tension and water content measurements. These measurements show unexpected results compared to a classical infiltration process. Moreover water flux calculated with hydraulics gradients show a zero flux plan at a depth of 40cm; highly overestimate the measured infiltration flux. We supposed that the presence of entrapped air blocks water infiltration. This hypothesis was confirmed indirectly by classical water flow modelling with Hydrus, and directly with a two-phases flow model based on Green-Ampt infiltration equation. We showed that in surge irrigation conditions with shallow water table, like in most irrigation schemes, the presence of air cannot be neglected. As the water table cannot act as a natural drain, solute concentrate in the upper layers if not drained. Considering these hydrological conditions, evolution of soil solution has been simulated with Phreeqc in order to evaluate the actual saline hazards.

Introduction

Dans la vallée du fleuve Sénégal, située dans une zone de climat soudano-sahélien, l'irrigation est devenue le principal, sinon le seul moyen de maintenir une activité agricole viable. Cependant comme dans toutes les régions arides du monde, la combinaison de l'irrigation avec une forte demande évaporatoire, peut se révéler un risque important pour la conservation des sols, dans la mesure où elle contribue à la salinisation. Ce risque est d'autant plus important dans la région de Podor que les sols renferment d'anciens dépôts salés mis en place lors de la transgression nouackchottienne et que la composition de l'eau d'irrigation présente un faciès très carbonaté avec une alcalinité résiduelle positive. Il existe donc un risque potentiel de dégradation des sols par salinisation et alcalinisation et sodisation (Boivin *et al.*, 1999).

Le but du programme de recherche mené dans cette région est de quantifier ces risques, et de proposer des solutions de gestion de l'eau alternatives pour ralentir voire arrêter ces processus de dégradation. Un accent particulier a été mis sur l'étude du phénomène d'alcalinisation-sodisation dans la mesure où il est extrêmement coûteux de réhabiliter des sols en étant affectés.

La méthodologie adoptée pour étudier ce phénomène consiste en (i) un suivi des bilans hydriques et salins dans une parcelle irriguée, (ii) d'expérimentations spécifiques au laboratoire, (iii) et de modélisation couplée. Nous allons présenter ici plus spécialement les résultats liés au bilan hydrique dans cette parcelle irriguée, dans la mesure où ils semblent fortement conditionner l'évolution de la solution du sol et donc la conservation du sol.

Les mécanismes d'infiltration d'eau dans le sol ont été largement étudiés, quantifiés et modélisés, en particulier par l'utilisation de l'équation de Darcy étendue aux milieux non saturés par Richards (1931). De nombreux modèles numériques sont disponibles pour résoudre cette équation, mais la plupart ne prend en compte que des transferts monophasiques. Ils ne considèrent que le déplacement d'une seule phase, à savoir l'eau, en considérant que l'air s'échappe librement du sol sans intervenir sur les transferts d'eau. Cette approximation est sans doute valide dans grand nombre de situations de terrain. Cependant au cours de l'étude de cas de terrain décrivant l'irrigation par submersion ou lors de pluies intenses en présence d'une nappe peu profonde, Jarett *et al.* (1980) montrent que l'approximation d'un échappement de l'air n'est pas valable.

Un volume d'air reste piégé entre deux fronts humides : le front d'humectation supérieur et le front humide au-dessus de la nappe. Ces processus ont été largement étudiés de manière théorique et lors d'expériences de laboratoire par de nombreux auteurs comme Touma et Vauclin (1986), Jalali-Farahani *et al.* (1993), Grismer *et al.* (1994), Latifi *et al.* (1994), Wang *et al.* (1998) pour ne citer que les plus récents. Toutes ces études montrent que la principale conséquence du piégeage d'air est une chute drastique de la vitesse d'infiltration d'eau. Dépendant peu d'études ont été réalisées sur ce phénomène dans des conditions sous culture. L'étude de ce mécanisme est particulièrement important dans des situations de riziculture inondée dans une région à très forte demande évaporatoire, où les risques de salinisation et alcalinisation sont élevés.

Nous avons étudié les effets directs et indirects de la compression de l'air sur les transferts d'eau dans une parcelle du périmètre irrigué de Donaye (région de Podor, dans le nord du Sénégal). Les résultats des bilans d'eau à l'échelle de la parcelle ainsi que les résultats sur les transferts dans la zone vadose ont permis de mettre en évidence ce mécanisme de piégeage d'air. La comparaison entre les valeurs de flux expérimentales et celles obtenues à partir de modèles de transferts hydriques classiques, c'est à dire monophasiques, comme Hydrus (Simunek *et al.*, 1998) a permis de quantifier l'incidence de processus. Un petit modèle basé sur l'équation de Green et Ampt et qui tient compte de la présence d'air dans le sol a permis de simuler la cinétique d'infiltration dans le sol. Finalement, compte tenu de ces cinétiques de transfert d'eau, on présentera des résultats d'évolution géochimique de la

solution du sol simulés à l'aide d'un modèle hydrochimique, Phreeqc, (Parkhurst et Appelo, 1999), et on discutera le risque pour la conservation des sols.

Théorie

La compression de l'air à l'avant d'un front d'imbibition a été étudiée par différents auteurs (Bouwer, 1964 ; Morel Seytoux et Khanji, 1974 ; Wang *et al.*, 1997) qui ont posé des équations analytiques, basées sur celle de Green et Ampt (1911), pour l'infiltration d'eau dans le sol en présence d'air :

$$i_w = -K_c \frac{(h_{wf} - z) - h_0}{z} \quad (1)$$

où i_w est le flux d'infiltration d'eau, K_c la conductivité hydraulique à saturation naturelle, h_{wf} la tension de l'eau au front d'infiltration, z la profondeur du front d'infiltration, et h_0 l'épaisseur de la lame d'eau en surface. La pression capillaire étant définie comme la différence entre la pression dans la phase non mouillante et la phase mouillante, la tension de l'eau au niveau du front d'infiltration peut s'écrire :

$$h_{wf} = h_a - h_c \quad (2)$$

où h_a et h_c sont respectivement la pression d'air et la pression capillaire. Si l'on considère que l'air se comporte comme un gaz parfait, on peut écrire l'évolution de la pression de l'air sous le front d'infiltration d'après la loi de Boyle :

$$h_a = h_{atm} \left(\frac{z}{B - z} \right) \quad (3)$$

où h_{atm} est la pression atmosphérique, z la profondeur du front d'infiltration et B la profondeur de la barrière étanche, c'est à dire la nappe dans ce cas. L'équation (1) s'écrit donc :

$$i_w = K_c \frac{z + h_0 + h_{wf} - h_a(z)}{z} \quad (4)$$

et la relation temps-profondeur du front d'infiltration :

$$t = K_e^{-1} \int \frac{z}{z + h_0 + h_{wf} - h_a(z)} dz \quad (5)$$

où K_e est la conductivité hydraulique effective qui tient compte du volume poral dans lequel l'écoulement a lieu :

$$K_e = \frac{K_c}{\phi \cdot (1 - S_{w,0} - S_{nw,c})} \quad (6)$$

où ϕ est la porosité, $S_{w,0}$ la teneur en eau initiale et $S_{nw,c}$ la teneur en air dans la partie imbibée à l'arrière du front d'infiltration.

Lors de la progression du front d'infiltration la pression d'air augmente et vient donc freiner voire bloquer l'infiltration de l'eau lorsque celle-ci atteint une valeur proche de $(z + h_0 + h_{wf})$. Cette première phase d'infiltration est parfaitement décrite par les équations (4) et (5). Selon les possibilités d'évacuation de l'air, la cinétique d'infiltration pour la seconde phase varie :

- pas d'échappement d'air : l'infiltration reste bloquée $i_w = 0$;
- échappement cyclique : lorsque la pression d'air est suffisante pour drainer l'eau des pores les plus gros celle-ci retombe jusqu'à une pression de « fermeture » des pores, puis augmente à nouveau ;

- la pression d'air atteint une valeur maximale et constante : échappement de l'air à travers des pores de plus en plus nombreux ou s'élargissant afin d'assurer un flux d'air constant ;
- la différence de pression entre l'air et la force motrice ($z+h_0+h_{wf}$) atteint une valeur minimale constante et le flux d'infiltration reste alors constant.

Dans ce dernier cas, l'évolution de la profondeur du front d'infiltration en fonction du temps s'écrit de la manière suivante :

$$t < t_0; \quad t = \int K_e^{-1} (z+h_0+h_{wb}-h_a(z))^{-1} z \cdot dz \quad (7a)$$

$$t \geq t_0; \quad t = \int K_e^{-1} (z+h_{\min})^{-1} z \cdot dz = K_e^{-1} (z-h_{\min} \ln(z+h_{\min})) \quad (7b)$$

Où t_0 est le temps au bout duquel la pression d'air $h_a = (z+h_0+w_b)$.

Le détail de l'ensemble de ces équations pour les différentes conditions est explicité par Hammecker *et al.* (2002).

Matériel et méthodes

Le site expérimental

L'expérimentation a été réalisée dans une parcelle d'un tiers d'hectare, située dans un périmètre irrigué villageois de 50 ha à Donaye, dans la vallée du fleuve Sénégal à proximité de Podor. Cette parcelle de 100 m de long et 30 m de large est essentiellement dédiée à la culture de riz irrigué. Le profil de sol est constitué d'un niveau de sol argileux de 2 m d'épaisseur, surmontant d'anciens dépôts de mangrove de texture sableuse, riches en sulfates et chlorures. Le niveau supérieur argileux, constitué à 65 % de minéraux argileux (smectite et kaolinite) est un vertisol présentant typiquement les slickensides et les fentes de retrait. La nappe est généralement située autour de 2 mètres de profondeur, dans l'horizon sableux, mais remonte au gré des fluctuations du niveau du fleuve et lors des périodes d'irrigation. L'irrigation est réalisée par submersion de la parcelle, dans laquelle une lame d'eau de 10 à 20 cm est maintenue pendant pratiquement toute la durée de la culture d'une centaine de jours.

Le dispositif expérimental

Nous avons établi un bilan hydrique complet, à l'échelle de la parcelle par la quantification des entrées d'eau grâce à des siphons calibrés permettant de mesurer précisément les quantités d'eau à chaque irrigation. L'évapotranspiration a été mesurée en deux sites (figure 1) par des lysimètres de 60 cm de côté et 90 cm de profondeur, enfouis de 60 cm. L'infiltration a été évaluée par différence entre l'évapotranspiration et le suivi de la hauteur d'eau dans des anneaux d'infiltration de type Muntz. Le bilan hydrique a également mesuré à l'échelle du profil de sol dans deux sites où sont installés des dispositifs tensiométriques à 10, 20, 40 et 60 cm de profondeur, ainsi que des tubes d'accès d'un mètre de profondeur pour la sonde à neutrons. Le niveau piézométrique a été suivi le long d'un transect de piézomètres allant depuis le canal jusque vers la zone non cultivée (figure 1). On trouvera les détails de ces calculs dans Hammecker *et al.* (2002).

Les propriétés hydrodynamiques du sol

Les principales propriétés hydrodynamiques du sol à savoir la conductivité hydraulique à saturation et les paramètres décrivant les courbes de rétention ont été déterminées in-situ et au laboratoire. La conductivité hydraulique à saturation a été déterminée sur le terrain avec un perméamètre à disque, tous les 20 cm dans des fosses d'un mètre de profondeur. Des

cylindres de 5 cm de diamètre et 6cm de long ont été prélevés sur les zones d'infiltration. Ces derniers ont été utilisés pour déterminer les courbes de rétention par évaporation selon une méthode identique à celle de Wind (1968). Au cours de cette expérience on a mesuré les variations de volume de l'échantillon en fonction de son état de saturation (Braudeau *et al.*, 1999) pour pouvoir les exprimer en teneur en eau volumique malgré les propriétés de retrait de ces sols. Les paramètres hydrodynamiques ont été déterminés par ajustement avec RETC (van Genuchten *et al.*, 1991) sur les fonctionnelles définies par van Genuchten (1980) :

$$\theta(h) = \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m} + \theta_r \quad (8a)$$

$$K(\theta) = K_s S_e^l \left(1 - [1 - S_e^{1/m}]^m \right)^2 \quad (8b)$$

où

θ est la teneur en eau volumique, θ_s et θ_r les respectivement les teneurs en eau à saturation et résiduelle n et m des paramètres d'ajustement. On considère généralement que $m = 1-1/n$ (Mualem, 1976). K_s est la conductivité hydraulique à saturation et l un paramètre d'ajustement généralement fixé à $1/2$ pour la plupart des sols (Mualem, 1976). La saturation effective S_e s'écrit :

$$S_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

La conductivité hydraulique de l'aquifère a été déterminée par slug tests (Bouwer et Rice, 1976) et la courbe de rétention à partir de la courbe granulométrique (Arya *et al.*, 1999).

La modélisation des transferts

Afin de quantifier l'incidence de la compression de l'air sur la cinétique d'infiltration, nous comparons les mesures expérimentales aux résultats de la simulation numérique de l'infiltration réalisés à l'aide d'un modèle monophasique monodimensionnel. Nous avons utilisé Hydrus (Simunek *et al.*, 1998) qui utilise une procédure de résolution numérique par différences finies pour résoudre l'équation de Richards :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right) = S \quad (9)$$

Avec h le potentiel matriciel, z la profondeur et S un terme source/puits. Les simulations ont été réalisées de manière directe mais également de manière indirecte afin de tester la validité des paramètres hydrodynamiques. Ces simulations ont été réalisées sur un profil de 3 m d'épaisseur (2 m de sol argileux et 1 m de sable), avec des conditions de Dirichlet aux limites supérieures et inférieures données respectivement par la hauteur de la lame d'eau et la profondeur de la nappe.

Les flux d'eau (q) sont calculés à partir des gradients hydrauliques avec l'équation de Darcy :

$$q = -K \left(\frac{dH}{dz} \right) \quad (10)$$

où z est la profondeur et H la charge hydraulique. Par ailleurs, connaissant à tout moment le flux à au moins une des deux limites du profil on peut également calculer le flux entre chaque nœud à partir de la relation de conservation de masse :

$$\left(\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \right)_i = \frac{\Delta q}{\Delta z} = \frac{(q_{i+1/2} - q_{i-1/2})}{(z_{i+1/2} - z_{i-1/2})} \quad (11)$$

Avec $q_{i+1/2}$ et $q_{i-1/2}$ représentant respectivement les flux aux limites supérieures et inférieures du segment de profil centré sur le nœud i .

La modélisation géochimique

L'évolution de la solution du sol et complexe d'échange est évaluée en fonction des conditions hydriques déterminées précédemment, de la qualité de l'eau d'irrigation et de la nature et quantité des cations échangeables. Pour ceci nous avons utilisé un modèle géochimique largement utilisé, Phreeqc (Parkhurst et Appelo, 1999) qui permet de calculer la spéciation ainsi que les équilibres thermodynamiques solution-minéral-complexe, en fonction de la concentration de la solution au fil des cycles d'irrigation.

Résultats

Bilan hydrique à l'échelle de la parcelle

Les entrées d'eau pour toute une saison de culture en saison sèche sont de 3 600 m³, ce qui correspond à une lame d'eau de 1,10 m. Les mesures cumulées dans les anneaux d'infiltration montrent des valeurs 1,06 et 1,07 m dans les stations 2 et 3 (tableau II), qui malgré les fuites latérales à travers les diguettes, sont cohérentes avec la mesure précédente. Durant cette saison de culture l'évapotranspiration réelle cumulée atteint 0,95m dans la station 2 et 1,07 m dans la station 3, qui est située en bordure de parcelle et de périmètre et donc plus exposée. Les taux d'évaporation journaliers sont donc de respectivement de 9,3 et 10,6 mm/j. L'infiltration cumulée calculée par différence entre l'ETR et la hauteur d'eau dans les anneaux d'infiltration (Hammecker *et al.*, 2002), montre des valeurs de 11 cm dans la station 2 et 2,2 mm dans la station 3, qui représentent des vitesses d'infiltration moyennes de 1,1 mm/j dans la station 2 et moins de 0,1 mm/j dans la station 3. Ces mesures sont cependant en totale incompatibilité avec les mesures de conductivité hydraulique à saturation mesurées par ailleurs (tableau I).

Résultats piézométriques et profils hydriques

Le niveau de la nappe est monté régulièrement pendant toute la campagne d'irrigation mais en conservant une pente constante d'environ 1% depuis le canal vers la bordure opposée de la parcelle (figure 2). Ceci signifie que la nappe est essentiellement alimentée à partir des fuites du fond du canal.

Au niveau du profil hydrique on se rend compte que dans la station 2 le profil s'est saturé rapidement et qu'il le reste pendant toute la période que dure la culture (figure 3a). Par contre dans la station 3, le sol ne parvient pas à se saturer complètement autour de 50 cm de profondeur (figure 3b) pendant toute la période d'irrigation mais se sature lorsque la partie supérieure se dessèche après la récolte. Ceci indique un retard dans l'infiltration lié à un blocage du front d'humectation autour de 50 cm de profondeur.

Résultats tensiométriques et calculs de flux

Pendant la période d'irrigation les tensiomètres dans la station 2 se sont saturés rapidement mais progressivement en fonction de la de la profondeur l'avancée du front d'infiltration (figure 4a). Dans la station 3 les tensiomètres supérieurs à 10 et 20 cm ont également réagi rapidement en se saturant au passage du front d'infiltration (figure 4b). Par contre à 40 cm le potentiel matriciel ne baisse qu'extrêmement lentement, dans la mesure où dans les 35 premiers jours la tension ne varie que de 600 à 100 mb et qu'il faut ensuite 50 jours supplémentaires pour atteindre 50 mb. Les tensiomètres plus profonds (60 et 80 cm) sont restés à des valeurs constantes et non saturées.

On peut alors calculer les flux potentiels entre chaque nœud, en considérant les gradients hydrauliques et les conductivités hydrauliques pour chaque profondeur à partir de l'équation 10. Il apparaît (figure 5a) dans les niveaux supérieurs les flux sont descendants alors qu'en dessous de 40 cm les flux sont ascendants. Il existe donc un plan de flux nul à une profondeur de 40 cm. Cependant les valeurs de ces flux, en particulier pour les horizons supérieurs, sont très largement supérieures (40 cm/j) à celles déterminées par le bilan à l'échelle de la parcelle (0,1 mm/j). En recalculant les flux d'eau dans le profil à partir de la conservation de masse (équation 11), on obtient des valeurs de flux de l'ordre de 0,2 mm/j, qui elles sont bien plus cohérentes que celles obtenues avec la méthode précédente (figure 5b). Cette apparente contradiction entre les deux méthodes de calcul est liée au fait que les flux calculés par les gradients hydrauliques ne sont que des flux potentiels ne pouvant s'exprimer, car empêchés par un autre phénomène comme la compression de l'air, bloquant l'infiltration.

Modélisation des transferts hydriques

Les transferts d'eau dans le profil ont été simulés à partir des propriétés hydrodynamiques du sol (tableau I) et les résultats de la modélisation présentés dans la figure 6a montrent une infiltration rapide saturant le sol quelques heures après le début de l'irrigation. Cette évolution est conforme aux résultats obtenus dans la station 2, mais est évidemment très éloignée des résultats de la station 3. Afin de s'assurer que cette inadéquation dans la station 3 n'est pas liée à un problème de détermination des propriétés physiques du sol, nous avons tenté de rétro-déterminer ces paramètres par une procédure de modélisation inverse. Les résultats de cette opération présentés dans la figure 6b montrent que le meilleur ajustement avec les données expérimentales de tension est obtenu avec un coefficient de corrélation de 0,81, bien que l'ajustement sur les données tensiométriques à 40 cm ne soit pas de bonne qualité. Par ailleurs pour obtenir cet ajustement, on est obligé de considérer une conductivité hydraulique à saturation de 0,25 mm/j. Cette valeur extrêmement faible de K_s n'a pas signification physique, car elle est inférieure de deux ordres de grandeur aux valeurs mesurées précédemment et doit par contre être considérée comme un simple paramètre d'ajustement mathématique.

Pour tester la possibilité de compression d'air pendant l'infiltration, les équations de Green-Ampt modifiées pour la prise en compte d'une seconde phase ont été utilisées. Les travaux de Hammecker *et al.* (2002) montrent que l'utilisation de l'équation 7 permet de retracer de manière optimale la progression du front d'infiltration ainsi que la cinétique d'infiltration (figure 7) dans la station 3.

Modélisation de l'évolution géochimique

A partir de la qualité de l'eau d'irrigation représentée dans le tableau III, on peut supposer qu'il existe de forts risque d'alcalinisation voire sodisation du sol. En effet l'eau d'irrigation bien qu'étant peu concentrée présente une alcalinité résiduelle positive ($Alc > Ca^{++}$) et un « residual sodium carbonate » positif ($Alc > Ca^{++} + Mg^{++}$). En se concentrant cette eau s'enrichit relativement en espèces carbonatées et en cations alcalins, le calcium et le magnésium étant immobilisés dans la calcite et les silicates magnésiens qui sont les premiers minéraux à précipiter. Le sol quant à lui présente une capacité d'échange élevée de l'ordre de 25 meq/100g et un complexe d'échange très riche en calcium et magnésium (tableau IV). La modélisation de l'évolution de la solution et du complexe d'échange a été réalisée pour 60 saisons d'irrigation de 100 jours chacune, ce qui correspond à une soixantaine d'années (vu que la simple culture est la règle dans la région). Dans le cas d'une fraction de lessivage nulle la solution du sol se concentre constamment pour dépasser la limite de conductivité électrique de 4 mS/cm au bout de 10 saisons (figure 8a). Il en est de même pour le pH de la solution qui augmente régulièrement sans toutefois atteindre des valeurs très élevées, que l'on considère une pression de CO_2 de $10^{-1,8}$ (valeur courante dans le sol) ou de $10^{-3,5}$ (valeur atmosphérique). Le complexe d'échange est marqué par une augmentation du sodium échangeable (ESP), régulière et importante, jusqu'à 25 % au bout

de 60 saisons. Dans le cas d'une fraction de lessivage de 5 % (figure 8b) la solution du sol reste pratiquement inchangée au bout des 60 saisons, et le sodium échangeable se stabilise autour de 3 %.

Discussion

Les résultats sur les bilans hydriques à l'échelle de la parcelle montrent que l'infiltration est extrêmement faible dans la station 2 et inférieure à 0,1 mm/j soit inférieure à la limite de précision de la mesure dans la station 3. Le profil de teneur en eau ainsi que l'évolution des tensiomètres sont cohérents avec une phase d'infiltration dans la station 2, alors qu'au niveau de la station 3 leurs comportements divergeant fortement avec les modèles théoriques classiques. Ainsi le niveau constamment dé saturé autour de 50 cm et l'évolution de la tension à 40 cm semblent confirmer l'existence d'un piégeage d'air bloquant l'infiltration. Par ailleurs ceci est confirmé par l'apparente incohérence entre les flux calculés selon deux méthodes différentes et la présence d'un plan de flux nul à 40 cm de profondeur. La modélisation avec Hydrus a permis de montrer qu'un modèle de transfert monophasique ne permet pas de décrire convenablement la cinétique d'infiltration dans cette situation, car la modélisation directe ne parvient pas à simuler le comportement des tensiomètres et la modélisation inverse n'y parvient que partiellement en considérant une conductivité hydraulique à saturation irréaliste. Le simple modèle d'infiltration basé sur l'équation de Green et Ampt tenant compte de la présence d'air dans le sol, s'ajuste parfaitement sur les données expérimentales, en considérant une fuite d'air latérale vers la zone non cultivée (Hammecker *et al.*, 2002). Cet ensemble de fait constitue une série d'arguments forts, permettant d'affirmer que dans cette parcelle l'infiltration est largement gouvernée par un piégeage d'air entre la nappe et le front d'humectation. Par ailleurs les conditions hydriques et pédologiques rencontrées dans cette parcelle sont identiques à l'échelle de tout le périmètre : nappe peu profonde, irrigation par submersion, sol argileux limitant les possibilités d'échappement de l'air verticalement. En considérant une situation où les possibilités de drainage vers la nappe sont inexistantes toute l'eau apportée par irrigation se concentre en surface. La solution du sol évolue vers un pôle salin neutre malgré l'alcalinité résiduelle positive de l'eau d'irrigation. Celle-ci est en effet compensée par le calcium et le magnésium du complexe d'échange qui se désorbent au profit du sodium, pour former de la calcite (CaCO_3) et de la sépiolite ($\text{Si}_{12}\text{Mg}_8\text{O}_{30}(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). Le pH reste donc à des valeurs inférieures à 8,5, mais la concentration de la solution ainsi que le sodium échangeable augmentent conjointement, contribuant ainsi à un processus de salinisation du sol. Cependant si l'on parvient à maintenir une fraction de lessivage même de 5 % ce processus peut être bloqué, ce qui illustre l'importance du drainage pour préserver la qualité du sol.

Conclusion

Un bilan hydrique complet réalisé à différentes échelles et avec différentes techniques a montré que l'infiltration d'eau dans le sol est largement contrôlée par la présence d'air dans le sol ne pouvant s'échapper facilement et bloquant partiellement la progression du front d'infiltration. Ce résultat a été confirmé par la modélisation directe et inverse avec Hydrus qui montre qu'un modèle monophasique ne peut reproduire le comportement des transferts d'eau que partiellement et en considérant une valeur irréaliste pour K_s . Par ailleurs le modèle de d'infiltration prenant en compte la présence d'air, basé sur l'équation de Green et Ampt permet de décrire cette cinétique d'infiltration. Cette étude met en évidence l'importance de la compression de l'air en particulier pour les cas d'irrigation par immersion en présence d'une nappe peu profonde, ce qui est souvent le cas dans les périmètres irrigués de cette région. Les conséquences de ce phénomène ont été évaluées par simulation géochimique et montrent qu'en cas de défaut de drainage le sol se verrait soumis un processus de salinisation, alors qu'un drainage superficiel permettrait de préserver la qualité du sol.

Bibliographie

- ARYA L.M., LEIJ F.J., VAN GENUCHTEN M.Th., SHOUSE P.J., 1999. Scaling parameter to predict soil characteristics from particle-size distribution data. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 510-519
- BOIVIN P., FAVRE F., HAMMECKER C., SAEJJEW A., TESSIER D., 1999. Ion transfers, iron reduction and mineralogical implications in irrigated fields: new results for soil and water quality management under irrigation. In : *Proceedings of 2nd International Conference on Environment-Water*, Lausanne 1-3 sept 1999.
- BOUWER H., 1964. Unsaturated flow in ground-water hydraulics. *Journal of Hydraulic Division of the American Society of Civil Engineers*, 90,121-144
- BOUWER H., RICE R.C., 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12, 423-428.
- BRAUDEAU E., CONSTANTINI J.M., BELLIER G., COLLEUILLE H., 1999. New device and method for soil shrinkage curve measurement and characterization. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 525-535
- GRISMER M.E., ORANG N.M., CLAUSNITZER V., KINNEY K., 1994. Effects of air compression and counterflow on infiltration into soils. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 120, 775-795
- GREEN W.H., AMPT C.A., 1911. Studies on soil physics. 1 : Flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science, Cambridge*, 4, 1-24
- HAMMECKER C., ANTONINO A., MAEGHT J-L, BOIVIN P., 2002. Experimental and numerical study of water flow in soil under irrigation in Northern Senegal: evidence of air entrapment. *European Journal of Soil Science*, 54, 000-000
- JALALI-FARAHANI H.R., HEERMAN D.F., DUKE H.R., 1993. Physics of surge irrigation, II, Relationship between soil physical and hydraulic parameters. *Transactions of ASAE*, 36, 37-44
- JARETT A.R., HOOVER J.R., PAULSON C.D., 1980. Subsurface drainage, air entrapment, infiltration in sand. *Transactions of ASAE*, 80, 1424-1433.
- LATIFI H., PRASAD S.N., HELWEG O.J., 1994., Air entrapment and water infiltration in two-layered soil column. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 120 , 871-891.
- MOREL-SEYTOUX H.J., KHANJI. J., 1974. Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research*, 10, 795-800.
- MUALEM Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12, 513-522
- PARKHURST D.L., APPELO C.A.J., 1999. User's guide to Phreeqc (vresion2)-a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *Water-Resources investigations report 99-4256 USGS, Denver, Colorado.*
- RICHARDS L.A., 1931. Capillary conduction of liquids in porous media. *Physics*, 1, 318-333.
- SIMUNEK J., HUANG K., VAN GENUCHTEN M. T., 1998. The HYDRUS Code for Simulating the One-dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-saturated Media. Version 6.0, Research Report No 144, U.S. Salinity Laboratory, US Department of Agriculture, Riverside, California.
- TOUMA J., VAUCLIN M., 1986. Experimental and numerical analysis of two-phase infiltration in partially saturated soil. *Transport in Porous Media*, 1, 27-55
- VAN GENUCHTEN M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898
- VAN GENUCHTEN M.T., LEIJ F.J., YATES S.R., 1991. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, U.S. Department. of Agriculture, Riverside, California
- WANG Z., FEYEN J., NIELSEN D.R., VAN GENUCHTEN M.T., 1997. Two-phase flow infiltration equations accounting for air entrapment effects. *Water Resources Research*, 33, 2759-2767
- WANG Z., FEYEN J., VAN GENUCHTEN M.T., NIELSEN D.R., 1998. Air entrapment effects on infiltration rate and flow instability. *Water Resources Research*, 34, 213-222

WIND, G.P. 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. p. 181-191. In : Water in the unsaturated zone. Proceedings. of the Wageningen symposium. (eds. P.E. Rijtema & H. Wassink), June 1966, IASH Gentbrugge/ Unesco Paris, Vol. 1.

Tableau I. Paramètres hydrodynamiques du sol

	θ_r	θ_s	α (hPa ⁻¹)	n	K_s (mm s ⁻¹)	d (g cm ⁻³)
Surface	0	0,43	$4,34 \times 10^{-3}$	1,22	$3,80 \times 10^{-3}$	1,76
20 cm	0	0,39	$1,25 \times 10^{-3}$	1,53	$1,24 \times 10^{-3}$	1,72
40 cm	0	0,33	$1,15 \times 10^{-3}$	2,65	$0,349 \times 10^{-3}$	1,72
60 cm	0	0,34	$1,24 \times 10^{-3}$	2,19	$0,151 \times 10^{-3}$	1,74
80 cm	0	0,36	$1,92 \times 10^{-3}$	1,13	$0,464 \times 10^{-3}$	1,73
Aquifère	0,01	0,25	10×10^{-3}		$50,0 \times 10^{-3}$	
				1,54		

Tableau II. Bilans hydriques dans les stations 2 et 3

	ETR + infiltration cumulées (mm)	ETR cumulée (mm)	infiltration cumulée (mm)	ETR moyenne (mm s ⁻¹)	Infiltration moyenne (mm s ⁻¹)
Station 2	1061	949	111,6	107×10^{-6}	$12,8 \times 10^{-6}$
Station 3	1072	1070	2,2	121×10^{-6}	$0,231 \times 10^{-6}$

Tableau III. Composition de l'eau d'irrigation

pH	Alc	Cl	SO ₄	Ca meq/l	Mg	Na	K	Si mg/l	Al mg/l	ARC	RSC
7,28	0,61	0,06	0,007	0,23	0,23	0,1	0,006	12,2	0,64	0,38	0,15

Tableau IV. Composition du complexe d'échange

Ca	Mg	Na meq/100g	K	Σ	CEC
14,3	9,7	0,3	0,2	24,5	26,1

Figure 1. Schéma du dispositif expérimental

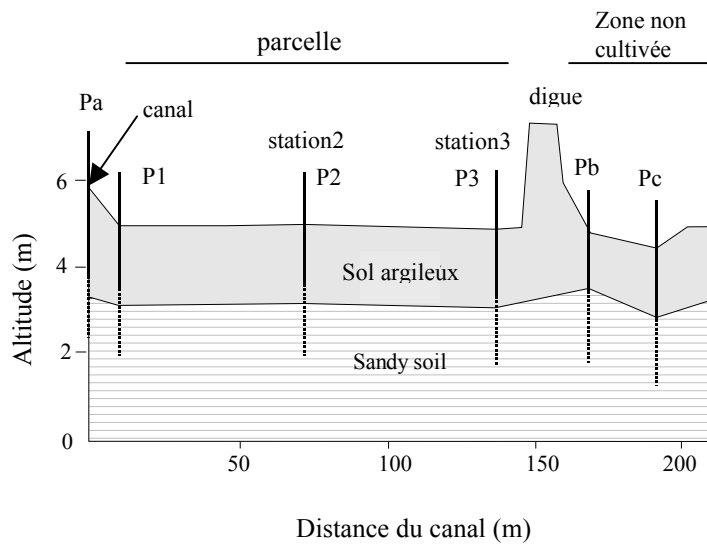


Figure 2. Evolution du niveau piézométrique pendant la saison d'irrigation

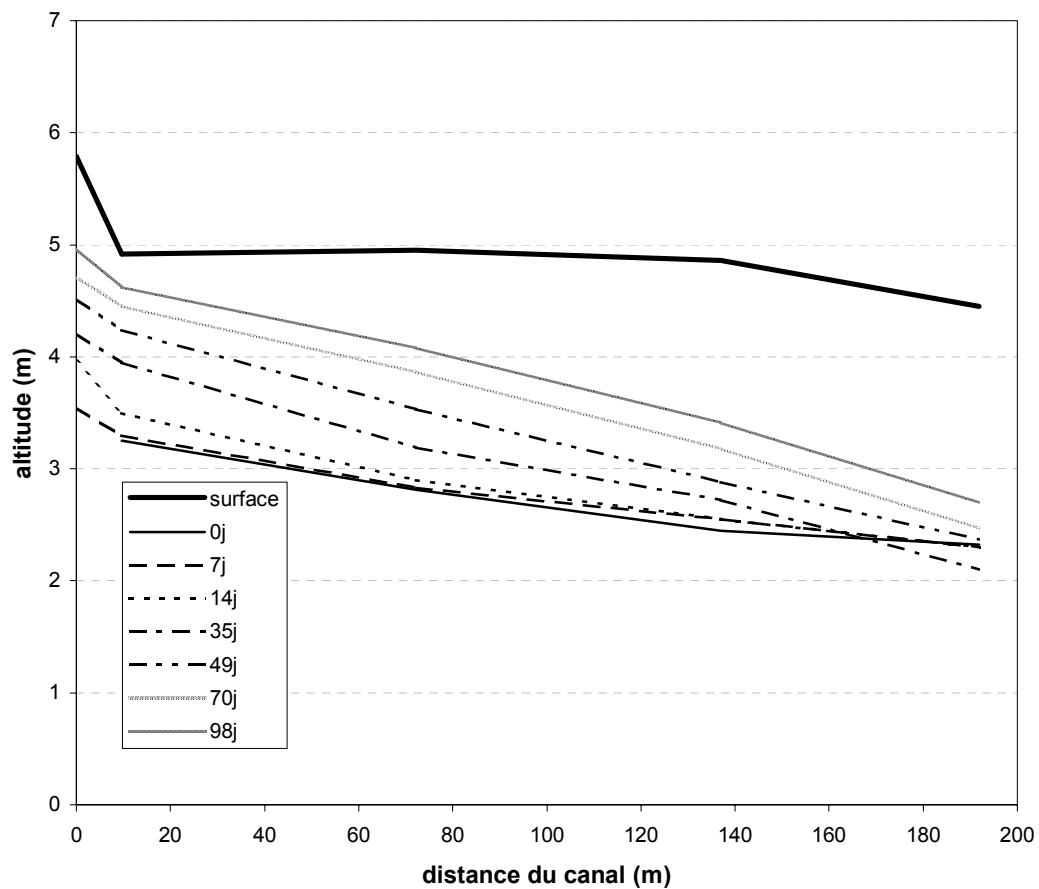


Figure 3. Evolution de la teneur en eau dans les stations 2 et 3

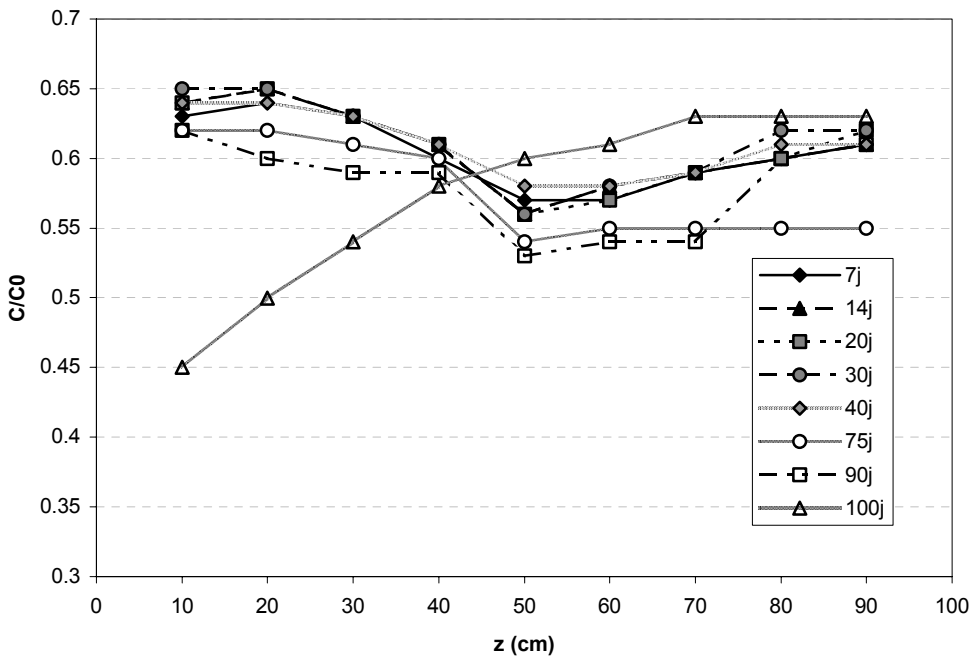
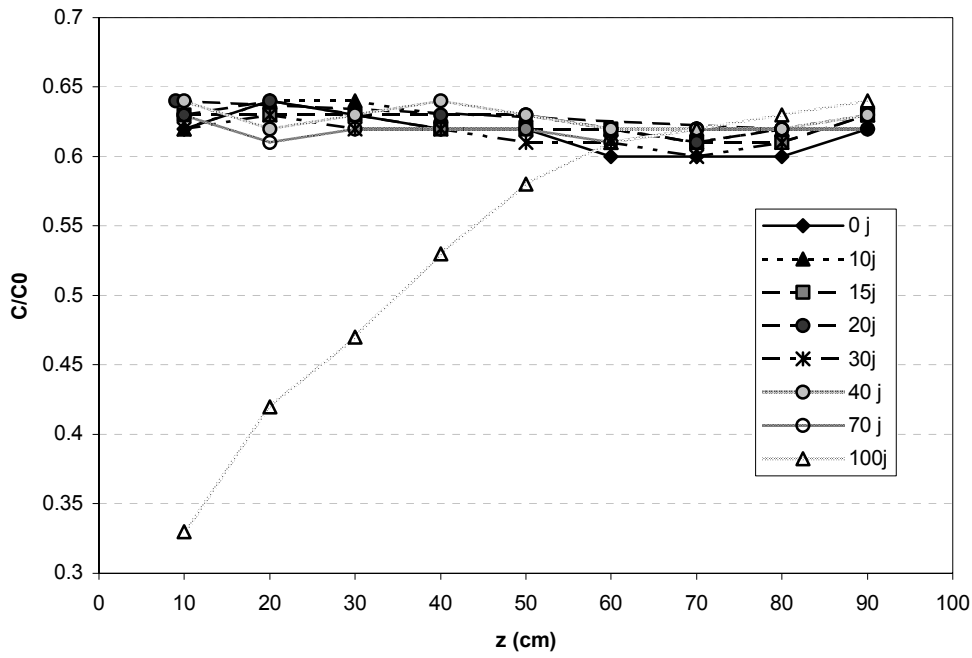


Figure 4. Evolution de la pression matricielle dans le profil dans la station 2 (a) et la station 3 (b) en fonction des jours après le début de l'irrigation

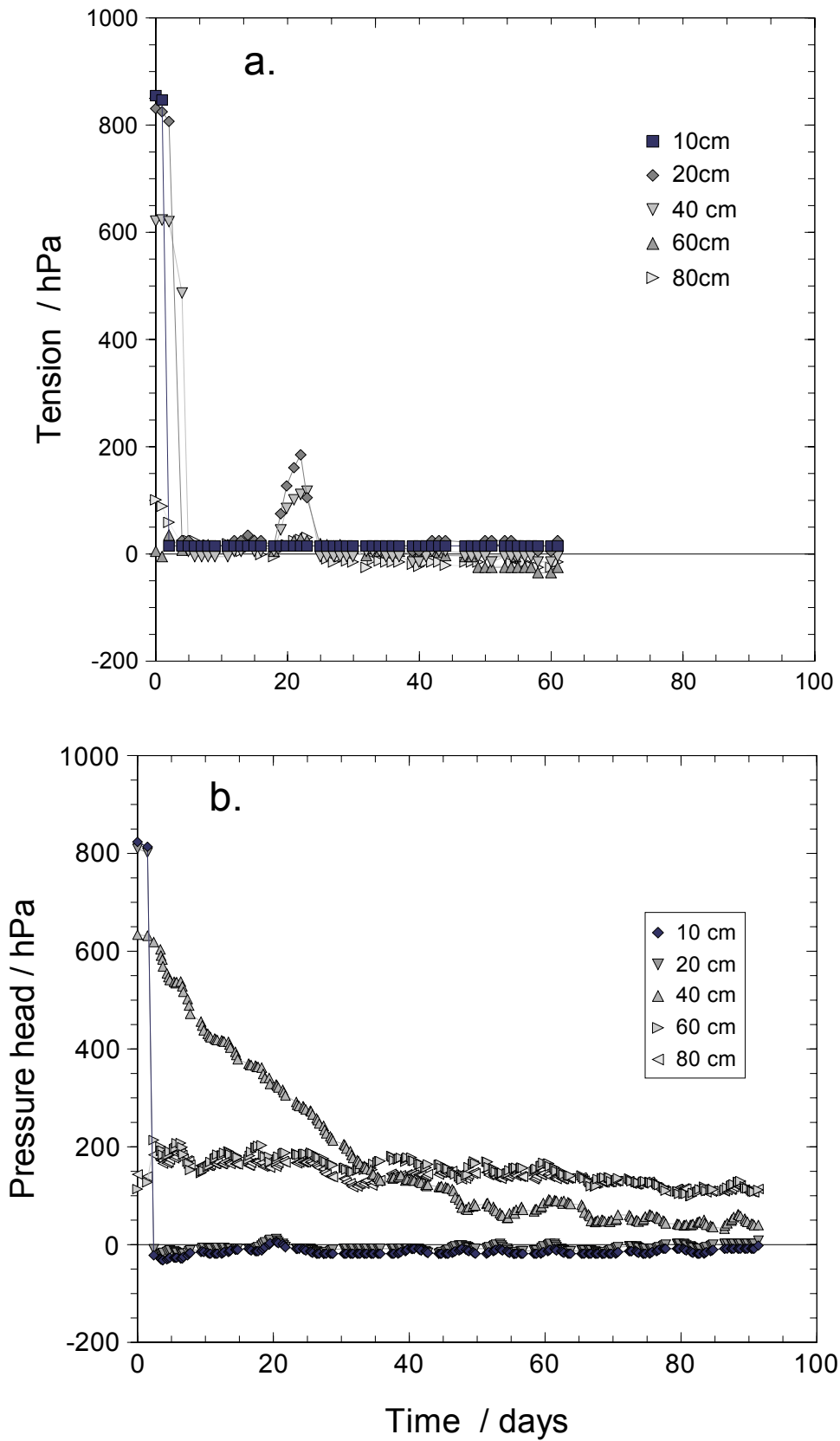


Figure 5. Flux calculé avec les gradients hydrauliques (a.) et la conservation de masse (b.) dans la station 3

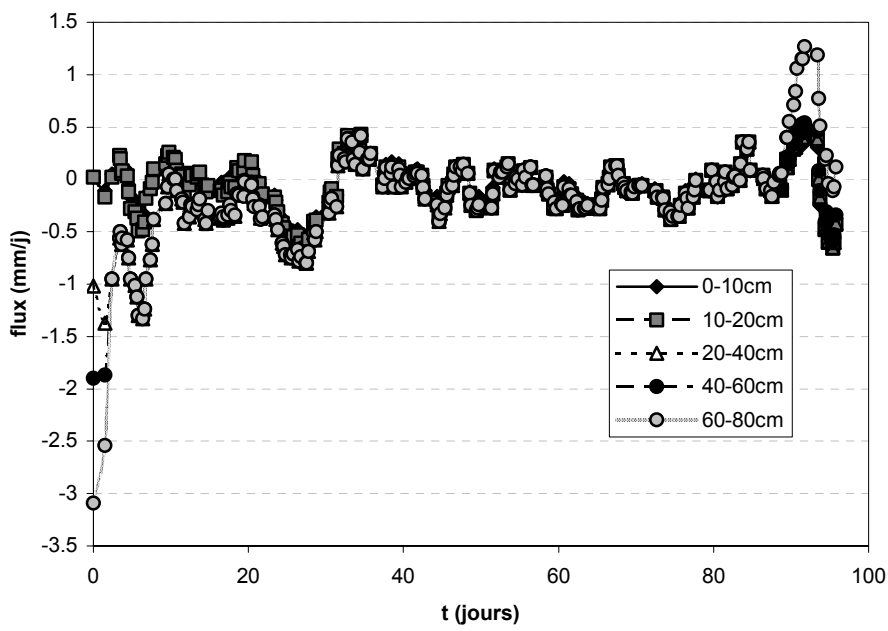
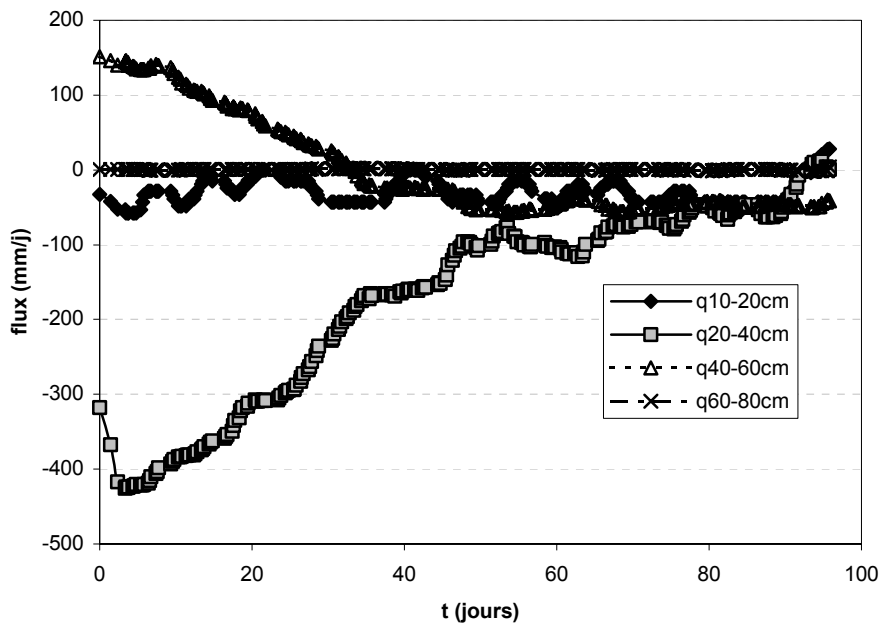


Figure 6. (a) Résultat de la modélisation directe et (b.) ajustement par modélisation inverse sur les résultats tensiométriques dans la station 3

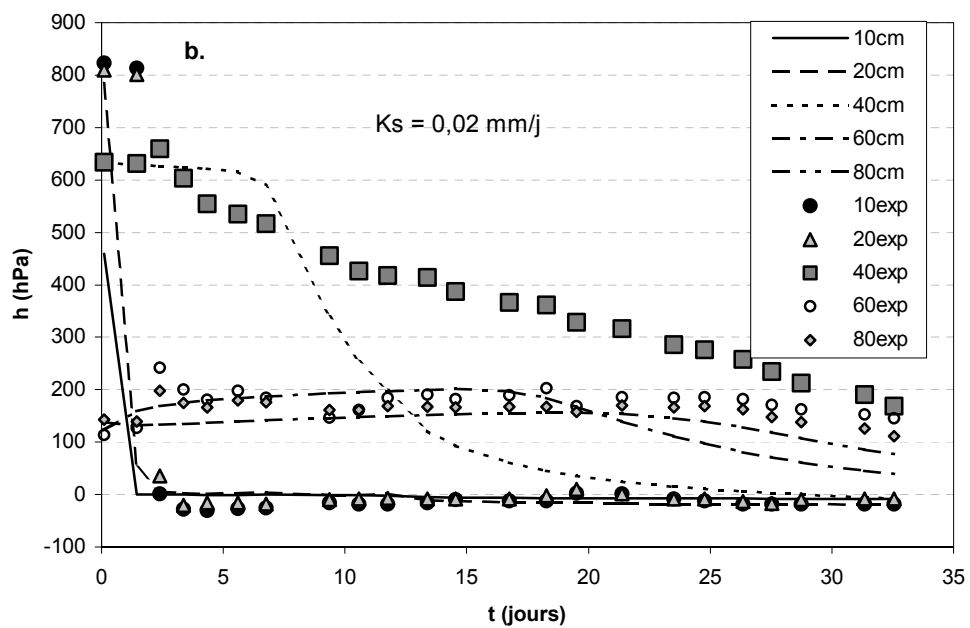
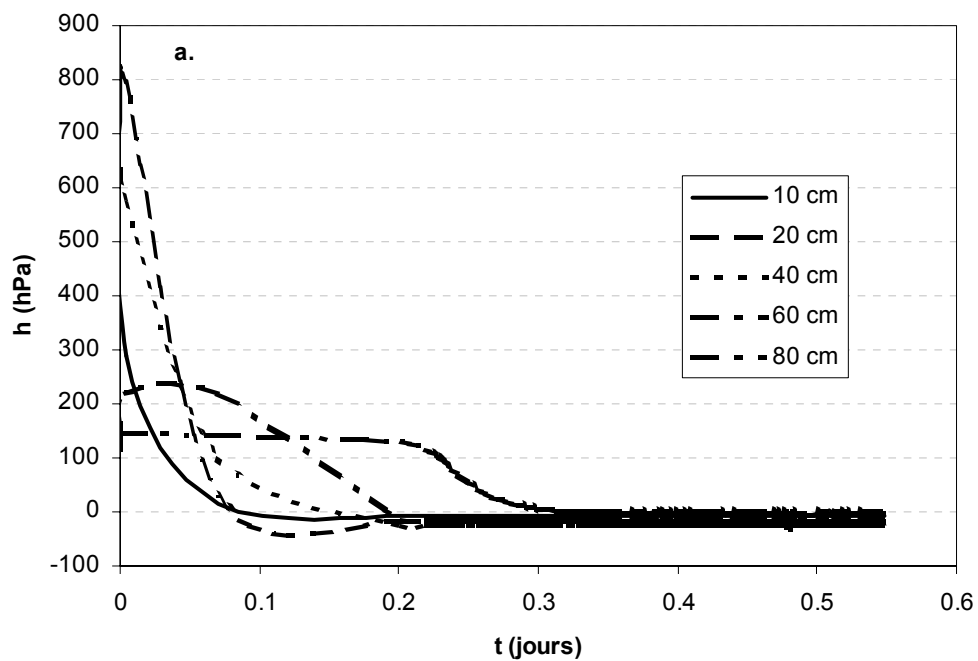


Figure 7. Flux d'infiltration (a.) et progression de du front d'humectation (b.) en fonction du temps, calculés avec le modèle biphasique.

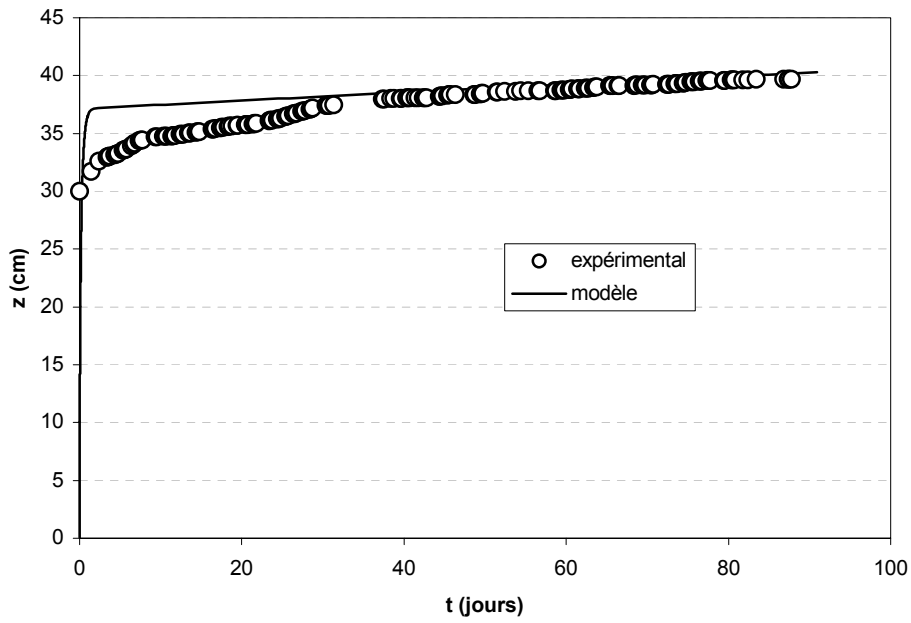
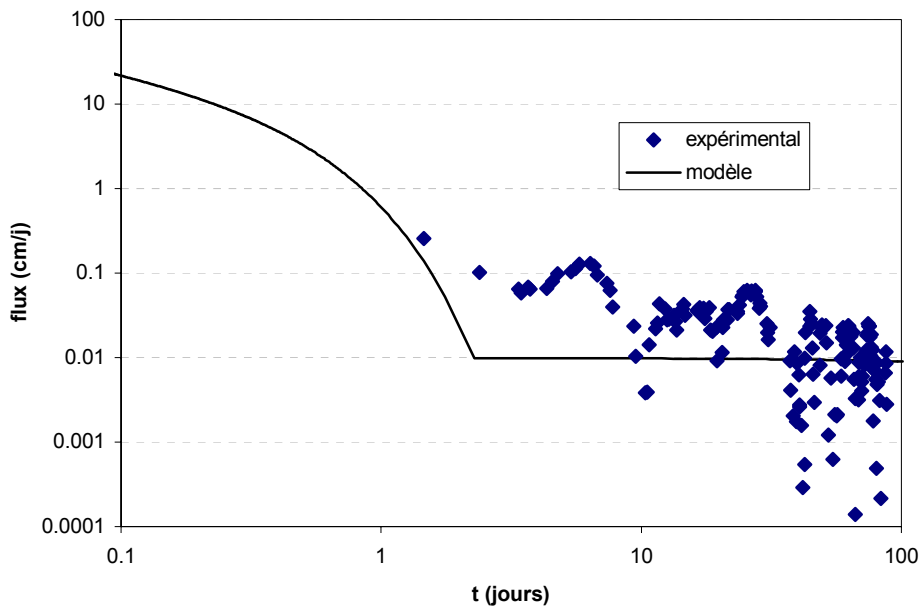


Figure 8. Simulation de l'évolution de la concentration de la solution du sol et du sodium échangeable en fonction du nombre de cycles culturaux, pour une situation avec (a.) une fraction de lessivage nulle et (b.) une fraction de lessivage de 5%.

