

Modélisation de l'évolution de la salinité dans la zone racinaire

MEDDAHI Med. EL. *

MALLANTS D. *

FEYEN J.*

VEREECKEN H. **

RÉSUMÉ

La mise en exploitation des sols salés dans les zones arides où les eaux d'irrigation sont elles-mêmes fortement minéralisées, peut être facilitée si l'on dispose d'un moyen de prévision du devenir des sols et des eaux.

Dans ce but, deux voies de recherche ont été développées ces dernières années : la méthode de simulation numérique et la méthode expérimentale (en lysimètre ou au champ). Dans ce contexte, nous avons procédé à l'évaluation des capacités de prédiction (évolution de la conductivité électrique) du modèle "LEACHC" (HUTSON & WAGENET, 1990). Les résultats expérimentaux proviennent de l'étude réalisée par l'UNESCO/UPDP (SF), (1970) dans la station de CHERFECH (Nord de Tunis, Tunisie). L'expérimentation a duré quatre années, sur des sols salés en profondeur ($EC_e = 1,1 \text{ dS m}^{-1}$ à la surface et $9,8 \text{ dS m}^{-1}$ en profondeur de 120 à 150 cm) et avec quatre différentes concentrations en sel de l'eau d'irrigation ((0,2), (1,1 - 1,4), (2,1 - 2,5), (3,3 - 3,6) g l⁻¹).

Le modèle utilisé est mécaniste, déterministe et tient compte des processus physiques et chimiques majeurs, dont le système sol-eau-plantes est le siège. Les problèmes de redistribution de l'eau dans le sol, les équilibres avec le complexe adsorbant et les équilibres entre minéraux et solution du sol sont spécialement décrits dans le modèle. Les résultats obtenus semblent être raisonnables, du moins pour la prédiction de l'évolution de la conductivité électrique de la solution du sol. Un protocole expérimental avec des colonnes de sol (1 m de long et 30 cm de diamètre) est mis en place au laboratoire pour une étude plus approfondie des capacités de prédiction de ce modèle.

MOTS-CLÉS : sols salés - irrigation - modélisation - Tunisie.

MODELLING OF SALT MOVEMENT IN THE ROOT ZONE

Irrigation of saline soils with saline water in arid regions can be improved if the future evolution of the soil and the soil water can be predicted. In this respect, two different approaches have been developed over the past years : numerical simulation and experimental validation (in lysimeter or field experiments). In this paper, the predictive capabilities of the simulation model "LEACHC" (HUTSON and WAGENET, 1990) were evaluated in terms of the evolution of the soil electrical conductivity. Most of the

* Institut de Gestion des Ressources en Terre et en Eau, Katholieke Universiteit Leuven, Vital Decosterstraat 102, 3000 Leuven-Belgique

** Forschungszentrum, Jülich, Erdöl und Geochemie, ICHR 5, post 1913, 5170 Jülich, Allemagne
Association Française pour l'Étude du Sol - www.afes.fr - 2010

chemical species are considered in one subroutine (Tab. I and II) of the model. Experimental data were taken from the UNESCO/UPDP (FS) research project (1970) at CHERFECH (northern part of Tunis, Tunisia) experimental station (Tab. III and IV). The experiment was conducted for four years using four different concentrations of saline irrigation water (0,2, (1,1 - 1,4), (2,1 - 2,5), (3,3 - 3,6) g l⁻¹) (Tab. IV). The soil being of alluvial origin is weakly developed with shallow groundwater, exhibiting distinctive hydraulic properties (Tab. VI).

The model used was mechanistic-deterministic. It takes into account most of the physical and chemical processes in the soil-water-plant system. Specific problems such as water redistribution in the soil, equilibrium of the adsorbing complex and equilibrium between minerals and soil solution are well described by the model.

Simulated results were reasonable, at least for the electrical conductivity of the soil for the four types of water qualities used (fig. 1, 2, 3 and 4). The performance of the model was also evaluated using several different statistical criteria (Tab. VII). The linear regression between measured and simulated soil electrical conductivities (fig. 5 to 8) shows that the model performance decreases when the salt concentration of the water applied increases. Finally a one dimensional sensitivity analysis shows that the model is sensitive to changes in the parameters λ (eq. 8a) and β (eq. 8b). Parameters of the unsaturated hydraulic conductivity relationship (eq. 2a - f) have less effect on the model's performance.

KEY-WORDS : saline soils - irrigation - modelling - Tunisia

INTRODUCTION

Dans les régions arides, les eaux soumises à une forte évaporation ont tendance à se concentrer et les sols à se saliniser. Pour assurer le lessivage et satisfaire les besoins en eau des cultures, on a recours à l'irrigation. Mais la consommation de l'eau par les plantes ou la dissolution des sels ont pour effet d'augmenter la salinité des eaux de drainage et des eaux des nappes qui gagnent les grands collecteurs régionaux. Cette eau doit être parfois remise en circuit, si bien qu'un compromis doit être trouvé afin d'obtenir un rendement d'irrigation maximum tout en évitant la salinisation, l'alcalinisation des sols ainsi qu'une augmentation prononcée de la salinité des eaux à l'échelle régionale.

Une approche de ce compromis délicat peut être obtenue par une mise en oeuvre judicieuse de modèles de simulation numérique tenant compte d'un grand nombre de réactions chimiques d'équilibre et de formation ou dissolution des sels dans le sol. L'élaboration de tels modèles a fait l'objet de recherches actives au cours des dernières années. BRESLER (1967, 1973, 1975) ; CHILDS et HANKS (1975) ; FEDDES *et al.* (1974, 1975) ont développé des modèles mécanistes, déterministes d'estimation du transport d'eau et des espèces chimiques dans la zone non saturée et ont passé en revue les modèles théoriques utilisés pour décrire ces processus. Ces modèles sont fondés sur la résolution de l'équation de convection-dispersion (CDE) et considèrent un écoulement permanent. Les processus complexes des réactions chimiques dans la solution ou avec la matrice du sol comme l'échange, la précipitation, la dissolution, la formation des paires d'ions, etc... ne sont pas pris en considération. Ces processus sont spécialement importants dans les systèmes Ca, Mg-sulfate (MELAMED *et al.*, 1977).

ROBBINS *et al.* (1980a) ont modifié le modèle développé par CHILDS et HANKS (1975) en introduisant des sous-programmes décrivant l'équilibre chimique et l'échange cationique entre la matrice et la solution du sol. Ils ont montré que le sous-programme d'équilibre chimique est nécessaire pour la prédiction de la dynamique de Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^- et CO_3^{2-} quand il y a une dissolution du gypse et/ou de la calcite dans le profil du sol. Le sous-programme d'échange cationique est indispensable pour la prédiction de la dynamique de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ lorsque le taux des cations dans l'eau d'irrigation est différent de celui de la solution du sol. HUTSON et WAGENET (1987, 1989, 1990) ont développé un modèle numérique connu sous le nom "LEACHM", fondé sur ceux décrits précédemment. Ce modèle considère plusieurs mécanismes qui peuvent se développer dans la zone racinaire (Irrigation, Pluie, Evapotranspiration, Précipitation, Dissolution, Extraction, Volatilisation, Transformation, Echange cationique, etc...) suivant les substances dissoutes en présence et les propriétés physiques et chimiques du sol.

L'objet de ce travail est l'analyse de la possibilité d'utilisation de l'un de ces modèles, LEACHC (module de LEACHM), pour prédire le comportement et le devenir des ions non organiques ou sels dans la zone racinaire. Ce modèle tient compte de deux aspects principaux : d'une part, le mouvement de l'espèce chimique avec la solution du sol par convection, et à travers cette solution par diffusion, et d'autre part, les réactions qu'elle peut subir suite aux modifications de son environnement physico-chimique. Après avoir calibré le modèle dans des conditions physico-chimiques d'un sol du nord de la Tunisie pour une qualité d'eau d'irrigation donnée, il a été procédé à l'analyse des résultats de simulation pour d'autres qualités d'eau d'irrigation dans les mêmes sols que précédemment. Des critères statistiques (LOAGUE *et al.*, 1988 ; REINIGER *et al.*, 1990) en plus des analyses graphiques ont été utilisés pour évaluer la performance du modèle. Par ailleurs, une analyse de la sensibilité (KENNETH and TANJI, 1990) des principaux paramètres du modèle a été réalisée.

I. DESCRIPTION DU MODÈLE

1. Le transport d'eau et de solutés

LEACHC est un modèle nécaniste, déterministe et unidimensionnel. Il comprend plusieurs modules. Chaque module décrit un aspect ou processus bien déterminé, opérant à des intervalles de temps et d'espaces précis. Les résultats d'un module servent pour des entrées dans d'autres modules.

Le mouvement de l'eau dans la zone non saturée est décrit par l'équation de Richards (1931):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\Theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right] - U(z,t) \quad (1)$$

où Θ est la teneur en eau volumique en $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, H est la charge hydraulique en m, K est la conductivité hydraulique en m j^{-1} , t est le temps en jours, z est la profondeur en m prise positivement vers le bas et U est l'extraction racinaire en m j^{-1} . Les équations de $\Theta(h)$ et $K(h)$, nécessaires pour résoudre l'équation (1) sont celles proposées par CAMPBELL (1974) et améliorées par HUTSON et CASS (1987) :

$$h = \frac{a(1 - \Theta/\Theta_s)^{1/2} (\Theta_c/\Theta_s)^{-b}}{(1 - \Theta_c/\Theta_s)^{1/2}} \quad \text{pour } 0 < h < h_c \quad (2a)$$

$$h = a(\Theta/\Theta_s)^{-b} \quad \text{pour } h > h_c \quad (2b)$$

$$\text{avec } hc = a[2b/(1 + 2b)]^{-b} \quad (2c)$$

$$\Theta_c = 2b \Theta_s / (1 + 2b) \quad (2d)$$

$$\text{et } K(\Theta) = K_s (\Theta/\Theta_s)^{2b+2+p} \quad \text{pour } h > h_c \quad (2e)$$

$$K = K_s (a/h)^{2+(2+p)/b} \quad \text{pour } h < h_c \quad (2f)$$

où a et b sont des constantes, Θ_s est la teneur en eau volumique à la saturation en $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, K_s est la conductivité hydraulique à la saturation en m j^{-1} et p est un paramètre d'interaction avec la taille des pores pris égal à 1 dans le modèle.

L'équation de Richards est résolue par la technique des différences finies avec la méthode implicite de CRANK-NICOLSON (1947). La condition à la limite, à la surface, est celle de type Neuman. Le modèle est capable de simuler quatre types de conditions aux limites en bas du profil. Le terme d'extraction racinaire U est celui formulé par NIMAH et HANKS (1973) :

$$U = \frac{\sum \Delta t [RF_i K_i (H_{\text{root}} + z_i R_{\text{root}} - h_i - s_i)]}{\Delta x \Delta z} \quad (3)$$

où l'indice i désigne la couche, RF_i est la fraction des racines actives, H_{root} est le potentiel d'eau effectif dans les racines à la surface du sol en mm, R_{root} est la résistance des racines et U est la transpiration potentielle pendant l'intervalle de temps Δt en mm j^{-1} . Le potentiel matriciel h_i en mm, le potentiel osmotique s_i en mm et la conductivité hydraulique K_i en mm j^{-1} sont mesurés à la distance Δx des racines de la plante (spécifiée actuellement dans le modèle à 10 mm), z_i est la profondeur au noeud de la couche i et Δz est l'épaisseur de la couche du sol. Le potentiel osmotique est donné par l'expression suivante :

$$s = -102,2 MRT \quad (4)$$

où M est la concentration de toutes les espèces chimiques en solution en mole dm^{-3} , R est la constante des gaz parfaits en $\text{J K}^{-1} \text{mole}^{-1}$, T est la température en K et s est le potentiel osmotique en mm.

L'équation de transport utilisée est (CDE). Elle traduit le principe suivant : le flux net de soluté (J_q) est la somme du flux de convection (J_q) et de celui de diffusion (J_d), avec :

$$Jq = -D_m(q) \frac{\partial C}{\partial z} + qC \quad (5)$$

$$Jd = D(\Theta) \frac{\partial C}{\partial z} \quad (6)$$

où q est le flux d'eau, C est la concentration, $D(\Theta)$ est le coefficient de diffusion ionique en milieu non saturé, $\partial C/\partial z$ est le gradient de concentration suivant la verticale (WAGENET, 1983) et D_m est le coefficient de dispersion hydrodynamique.

En négligeant le terme d'extraction et en ignorant ceux d'adsorption et/ou de source, l'équation de conservation de la masse d'une espèce chimique est :

$$\frac{\partial \Theta C}{\partial t} = - \frac{\partial J_t}{\partial z} \quad (7)$$

La combinaison des équations (5), (6) et (7) donne l'équation générale de convection-diffusion :

$$\frac{\partial(\Theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [\Theta (D_m(\Theta, q) + D(\Theta)) \frac{\partial C}{\partial z} - qC] \quad (8)$$

avec $D_m = \lambda \frac{|q|}{\Theta}$ (8a)

et $D(\Theta) = D_0 \alpha \exp(\beta \Theta)$ (8b)

où D_m en $\text{mm}^2 \text{ j}^{-1}$, $D(\Theta)$ en $\text{mm}^2 \text{ j}^{-1}$ (ces deux coefficients sont définis précédemment), λ est la dispersivité en mm, elle dépend de l'échelle et du flux, α et β sont des constantes empiriques telles que : $\beta = 10$ et $0,005 < \alpha < 0,01$ (OLSEN and KEMPER, 1968) et D_0 est le coefficient de diffusion ionique dans l'eau pure.

Le système d'équations (8) est résolu suivant la procédure décrite par BRESLER (1973) et modifiée par TILLOTSON *et al.* (1980) pour des pas d'espace différents.

2. Équilibre chimique

Les processus d'échange entre la solution du sol et la phase échangeable, les équilibres de la solution avec les fractions gypse et calcite si elles existent et la dissolution et/ou la précipitation des sels présents sont décrits dans un sous-programme à part dans le modèle LEACHC, appelé "CHEM". Les méthodes utilisées pour décrire ces équilibres sont citées par ROBBINS *et al.* (1980b).

Le sous-programme d'équilibre "CHEM" comprend les équations de conservation de chaque ion dans la solution et dans la phase adsorbée, et les équations d'équilibres homogènes (paires d'ions) et hétérogènes par application de la loi d'action de masses. Les espèces chimiques considérées sont reportées dans le tableau I. L'équilibre est obtenu par ajustement de la composition de la solution du sol et de la phase adsorbée jusqu'à satisfaire aux conditions d'équilibre suivantes :

a) Loi de Henry

$$K_{a1} = \frac{(H^+) (HCO_3^-)}{(H_2CO_3)} \text{ et } (H_2CO_3) = P_{CO_2} K_h \quad (9)$$

$$K_{a1} P_{CO_2} K_h = (H^+) (HCO_3^-) \quad (10)$$

b) Les première et deuxième constantes de dissociation de H_2CO_3

$$K_{a1} = \frac{(H^+) (HCO_3^-)}{(H_2CO_3)} \quad (11)$$

$$K_{a2} = \frac{(H^+) (CO_3^{2-})}{(HCO_3^-)} \quad (12)$$

c) La constante de dissociation de l'eau

$$K_w = (H^+) (OH^-) \quad (13)$$

d) Les produits de solubilité du gypse (K_{sp1}) et de la calcite (K_{sp2})

$$K_{sp1} = (Ca^{2+}) (SO_4^{2-}) \quad (14)$$

$$K_{sp2} = (Ca^{2+}) (CO_3^{2-}) \quad (15)$$

e) Les constantes de stabilité des paires d'ions

$$K_f = (Cat^{m+}) (An^{n-}) / (CatAn^{(m-n)}) \quad (16)$$

où Cat^{m+} est le cation de charge positive m , An^{n-} est l'anion de charge négative n , et $(CatAn^{(m-n)})$ est l'activité de la paire d'ions considérée.

f) Les coefficients de sélectivité (fondées sur les activités) de Gapon (ROBBINS, 1980a). Le coefficient de sélectivité (K_G) entre une paire de cations M^{m+} et N^{n+} est donné par :

$$K_G = \frac{(M^{m+})^{1/m} XN_{1/n}}{(N^{n+})^{1/n} XM_{1/m}} \quad (17)$$

où X réfère au site d'échange. Il y a simulation de quatre cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+), six paires de cations sont possibles et donc six coefficients de sélectivité sont considérés. La capacité d'échange cationique (CEC) et les coefficients de sélectivité sont supposés constants et indépendants du pH et de la force ionique. La CEC est égale à la somme des cations échangeables Ca, Mg, Na et K.

Tableau I : Les espèces chimiques en solution, adsorbées et précipitées, considérées dans le sous programme "CHEM".

Computed chemical species in the soil solution

Ions en solution					Échangeables	Précipités
H ⁺	OH ⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻		
Ca ²⁺	CaOH ⁺	CaCO ₃ ⁰	CaHCO ₃ ⁺	CaSO ₄ ⁰	XCa	CaCO ₃
Mg ²⁺	MgOH ⁺	MgCO ₃ ⁰	MgHCO ₃ ⁺	MgSO ₄ ⁰	XMg	MgSO ₄
Na ⁺		NaCO ₃ ⁻		NaSO ₄ ⁻	XNa	
K ⁺				KSO ₄ ⁻	XK	

La procédure utilisée pour calculer la composition chimique à l'équilibre est itérative sur la valeur du pH à pression partielle de CO₂ constante. Le pH est ajusté jusqu'à ce que la valeur du bilan de charge, proche de zéro soit atteinte. La composition chimique de la solution du sol, pour chaque valeur du pH, qui satisfait les critères de solubilité, de stabilité et d'échange, mais pas nécessairement le bilan de charge, est calculée comme suit :

a) La force ionique est donnée par :

$$\mu = 0,5 \sum C_i Z_i^2 \quad (18)$$

où μ est la force ionique, C_i est la concentration de l'ion i en mole dm^{-3} , Z_i est la valence de cet ion, et \sum est la sommation de tous les ions en solution. Au départ, la force ionique est estimée à partir de la concentration totale de chaque ion en solution.

Ensuite chaque espèce chimique en solution est estimée, et les ions libres et les paires d'ions sont alors considérés séparément pour le calcul de la force ionique.

b) Les coefficients d'activité des ions mono et divalents (γ_1 et γ_2) sont calculés par l'équation de Davies (STUMM and MORGAN, 1970) :

$$\log \gamma_i = -0,509 z_i^2 \frac{\mu^{1/2}}{1,0 + \mu^{1/2}} - 0,30 \mu \quad (19)$$

c) Les constantes d'équilibre apparentes (écrites avec les concentrations) sont calculées à partir des constantes thermodynamiques d'équilibre et des coefficients d'activité.

d) $[\text{HCO}_3^-]$, $[\text{CO}_3^{2-}]$ et $[\text{Ca}^{2+}]$, et $[\text{SO}_4^{2-}]$ sont calculées, sur la base de la valeur du pH et du niveau de P_{CO_2} (fixe dans le modèle).

e) Les cations sont répartis entre la solution du sol et la phase adsorbée de façon à satisfaire les coefficients de sélectivité de Gapon.

f) Le processus est répété jusqu'à ce que la composition de la solution soit stable.

Le système est jugé être en équilibre lorsque le bilan de charge atteint un minimum. Actuellement, la plus petite variation du pH entre les itérations est de 0,0001 unité.

Durant la procédure d'équilibre, la variation de la concentration veut dire que les concentrations des ions libres et des paires d'ions ne satisfont toujours pas aux constantes de stabilité des paires d'ions. Par conséquent, les espèces chimiques en solution sont recalculées fréquemment. Les concentrations totales des espèces majeures sont données par le tableau II. Étant donné que les constantes de stabilité des paires d'ions sont définies comme suit :

$$K_{ci,j} = \frac{[\text{Cation}_i] [\text{Anion}_j]}{[\text{paire d'ions}_{i,j}]} \quad (20)$$

la concentration de la paire d'ions peut être calculée par réarrangement de l'équation (20) :

$$[\text{paire d'ions}_{i,j}] = \frac{[\text{Cation}_i] [\text{Anion}_j]}{K_{ci,j}} \quad (21)$$

Tableau II : Concentration totale des ions majeurs en solution.

Total concentrations of the major ions in the soil solution.

Cat	=	Ca ²⁺	+	CaOH ⁺	+	CaCO ₃ ⁰	+	CaHCO ₃ ⁺	+	CaSO ₄ ⁰
Mgt	=	Mg ²⁺	+	MgOH ⁺	+	MgCO ₃ ⁰	+	MgHCO ₃ ⁺	+	MgSO ₄ ⁰
Nat	=	Na ⁺	+			NaCO ₃ ⁻	+			NaSO ₄ ⁰
Kt	=	K ⁺	+							KSO ₄ ⁰

En substituant l'équation (21) dans les équations données par le tableau II, et après réarrangement, la concentration des ions libres peut être calculée à partir de la concentration totale (tableau II) et des constantes de stabilité. Par exemple pour le calcium on a :

$$[\text{Ca}^{2+}] = \text{Cat} / (1 + [\text{OH}^-]/K_{c1} + [\text{CO}_3^{2-}]/K_{c2} + [\text{HCO}_3^-]/K_{c3} + [\text{SO}_4^{2-}]/K_{c4}) \quad (22)$$

La conductivité électrique de la solution est calculée suivant la formule empirique de McNEAL *et al.* (1970).

$$EC = \sum (K_0 C^b Z)_i \quad i = 1, n \quad (23)$$

où C est la concentration en mole dm^{-3} , Z est la charge, n est le nombre d'espèces chimiques en solution et K_0 et b sont des coefficients spécifiques pour chaque espèce chimique en solution. Les valeurs de K_0 et b sont données par McNEAL *et al.* (1970).

II - MATÉRIEL D'ÉVALUATION ET DE COMPARAISON

Le modèle est évalué à partir des données expérimentales collectées dans la région du nord de la Tunisie par l'UNESCO/l'UNDP (SF) en collaboration avec le Centre de Recherche de génie rural de Tunisie dans les années 1964 à 1967. Les sols de cette région (CHERFECH) sont des sols peu évolués d'apport fluvial et de nappe en profondeur. Ils comportent en général trois niveaux distincts : un niveau supérieur argilo-limoneux de 60 à 80 cm d'épaisseur, un niveau moyen limono-argileux à limoneux, épais de 40 à 60 cm et un niveau profond argilo-limoneux à argileux. Ces sols présentent une densité apparente de 1,5 à 1,6.

L'objet de ce travail a été de déterminer l'évolution de la salinité dans un sol salé et calcaire pendant quatre années de culture irriguée avec des eaux de qualités différentes. L'essai a été réalisé en plein champ avec quatre qualités d'eau sur quatre sols similaires et en quatre répétitions. Les régimes d'irrigation, les quantités d'engrais et les façons culturales ont été les mêmes pour les quatre traitements, la qualité de l'eau d'irrigation étant la seule variable de l'essai. Les apports d'eau ont été de l'ordre de 1000 mm par an. La hauteur de pluie dans cette région est de 420 mm environ dont 400 mm en hiver.

Tableau III : Cultures et modes d'irrigation pratiqués.

Crops and irrigation method.

Sole	Été 65	Hiver 65-66	Été 66	Hiver 66-67
I	Luzerne (Planche)	Luzerne (Planche)	Luzerne (Planche)	Trèfle (Planche)

Le type de culture ainsi que le mode d'irrigation pratiqué sont consignés au tableau III. Les irrigations ont été faites avec quatre catégories d'eau différentes par la teneur en sels totaux. Les eaux disponibles étaient celles de l'oued Ellil, de la Medjerdah et d'un puits situé sur la station. Les quatre qualités d'eau ont été obtenues de la façon suivante :

- A : eau de l'oued Ellil seule ;
- B : mélange de l'eau de l'oued Ellil et de celle de la Medjerdah dans la proportion 1/1 ;
- C : eau de l'oued Medjerdah seule ;
- D : mélange de l'eau de l'oued Medjerdah et de celle d'un puits dans la proportion 2/1.

La composition de ces eaux d'irrigation est consignée au tableau IV, les caractéristiques chimiques du sol de la station sont consignées au tableau V et les valeurs des différents paramètres physiques du sol sont indiquées dans le tableau VI.

Tableau IV : Composition des eaux d'irrigation A, B, C et D (d'après UNESCO/UNDP (FS), 1970).
Chemical content of the irrigation water A, B, C and D (after UNESCO/UNDP, 1970).

Qualité d'eau	Époque	ECE dS m ⁻¹	RS g l ⁻¹	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ méq l ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	SAR
A	Été et Hiver	0,3	0,2	1,1	0,7	1,1	1,5	0,4	0,1	0,8	0,8
B	Été	2,2	1,4	12,9	8,0	1,8	6,6	3,1	0,1	13,0	5,9
	Hiver	1,8	1,1	10,0	6,2	1,4	5,3	2,5	0,1	10,0	5,1
C	Été	3,7	2,5	23,1	14,3	2,3	11,2	5,5	0,2	22,9	7,9
	Hiver	3,2	2,1	19,1	11,8	2,0	9,4	4,4	0,2	19,0	7,2
D	Été	5,4	3,6	33,1	21,1	2,7	16,3	8,9	2,6	30,8	8,7
	Hiver	4,9	3,3	30,5	19,4	2,5	15,0	8,2	2,4	28,3	8,3

Des déterminations de la salinité du sol ont été effectuées au printemps et à l'automne de chaque année, c'est-à-dire avant et après chaque culture.

Tableau V : Les caractéristiques chimiques du sol de la Station de CHERFECH (d'après UNESCO/UNDP (FS), 1970).
Soil chemical properties (after UNESCO/UNDP (FS), 1970).

Profondeur (cm)		0-20	20-40	40-80
pH-pâte saturée		7,8	7,8	7,8
CaCO ₃ -actif %			17,0	17,3
15,8				
CaSO ₄ -2H ₂ O %		trace	trace	trace
Mat. organique %		2,1	-	-
ECE dS m ⁻¹		1,1	1,7	4,8
PS %		58,0	59,0	56,0
Composition de l'extrait saturé méq l ⁻¹	Cl ⁻	3,9	6,6	24,7
	SO ₄ ²⁻	4,8	7,6	29,9
	HCO ₃ ⁻	3,9	3,7	2,3
	Ca ²⁺	4,4	5,3	17,5
	Mg ²⁺	1,1	1,6	7,5
	K ⁺	0,5	0,4	0,4
	Na ⁺	6,3	10,3	31,4
Complexe adsorbant méq/100g de sol	Mg ²⁺	1,8	2,4	2,6
	K ⁺	1,2	0,9	0,5
	Na ⁺	0,6	1,1	1,5
	T	19,3	18,2	15,4

III - MÉTHODES D'ÉVALUATION DU MODÈLE ET DE COMPARAISON

Pour évaluer les capacités de prédiction du modèle, les critères statistiques suivants ont été utilisés (LOAGUE *et al.*, 1988 ; REINIGER *et al.*, 1990) : (1) l'erreur maximum (EM) ; (2) la somme des carrés des écarts à la moyenne (SCM) ; (3) l'efficacité du modèle (EF) ; et (4) le coefficient de masse résiduelle (CMR). Les expressions de ces critères sont données comme suit :

$$EM = \text{Max } |P_i - O_i|_{i=1}^n \quad (24)$$

$$SCEM = \sum_{i=1}^n \frac{(P_i - O_i)^2}{(n-p)} \quad (25)$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (26)$$

$$CMR = \frac{\sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i}{\sum_{i=1}^n O_i} \quad (27)$$

où P_i sont les valeurs prédites de la conductivité électrique de la pâte saturée, O_i sont les valeurs observées, n est le nombre d'observations, p le nombre de paramètres du modèle et \bar{O} la moyenne des valeurs observées. Les valeurs minimum de ME et de SCEM sont zéro. La valeur maximum de l'efficacité du modèle est 1. Si la valeur de EF est inférieure à zéro, les valeurs prédites sont non significatives. La valeur optimale du CMR est zéro. Une valeur positive du CMR indique une sous-estimation des valeurs prédites par le modèle.

Tableau VI : Valeurs des paramètres physiques du sol.
Soil physical properties.

Profondeur (cm)		0-40	40-80
Q(h) et K(h)	$\Theta_s(\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3})$	0,45	0,42
	a (kPa)	- 2,08	- 1,01
	b	13	16,50
	Ks (mm j ⁻¹)	250	450
	p	1	1
Coeff. diff. apparent	$D_0(\text{mm}^2 \text{ j}^{-1})$	120	120
	$\lambda(\text{mm})$	500	500
	α	0,01	0,01
	β	10	10

De plus, nous avons estimé les intervalles de confiance pour une probabilité au seuil 0,05 des valeurs mesurées de la conductivité électrique de la pâte saturée et on a procédé à l'application de la régression simple pour évaluer le comportement des valeurs simulées par rapport à celles mesurées.

Une analyse de la sensibilité monodimensionnelle (KENNETH and TANJI, 1990) des principaux coefficients et variables du modèle a été réalisée. Le but de cette analyse est l'évaluation de l'effet des variations structurelles dans le modèle et la détermination de l'importance relative des différents paramètres. La procédure adoptée consiste à faire

varier une variable ou un coefficient tout en gardant les autres fixes. Les résultats du modèle sont comparés en terme de pourcentage de variation. Si les résultats varient largement, la variable est dite sensible.

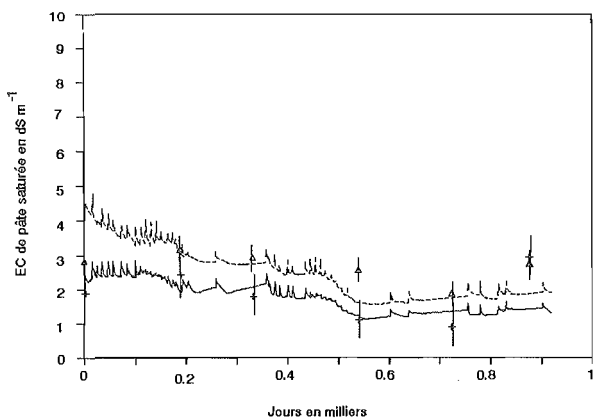


Figure 1: Évolution de la conductivité électrique de la pâte saturée en fonction du temps, calculée (— : 0-40 cm et --- : 40-80 cm) et mesurée (+ : 0-40 cm et Δ : 40-80 cm) et les intervalles de confiance pour une probabilité au seuil 0,05 des valeurs mesurées. L'eau d'irrigation est de qualité A.

Temporal evolution of the electrical conductivity of the saturated soil paste, calculated (— : 0-40 cm and --- : 40-80 cm) and measured (+ : 0-40 cm and Δ : 40-80 cm), together with the 95 % confidence interval of the measured values. Irrigation water is of quality A.

Tableau VII : Résultats de l'analyse statistique de la performance du modèle : les deux couches (0-40 et 40-80 cm) confondues.

Statistical analysis of the model performance.

Qualité	EM	SCEM	EF	CMR	Différence %
A	1,5133	0,4000	0,2366	0,1277	-6,5
B	2,7790	1,3596	-0,5816	0,2342	-19,0
C	3,5771	2,4441	-0,3300	0,2329	-17,0
D	3,6047	2,7380	0,0896	0,2297	-18,0

IV - RÉSULTATS ET DISCUSSION

Le modèle a été en premier lieu calibré avec des données collectées au cours de la campagne d'irrigation de deux ans et demi (avril 1964-octobre 1967). L'eau d'irrigation est de qualité A (tableau IV). Cette eau est de bonne qualité ($0,2 \text{ g l}^{-1}$ et de conductivité électrique = $0,3 \text{ dS m}^{-1}$). Le sol de ce district est salé et calcaire (45 % de calcaire total), la conductivité de la pâte saturée varie de $1,1$ à $9,8 \text{ dS m}^{-1}$ suivant la profondeur.

Le calibrage du modèle a nécessité plusieurs exécutions pour ajuster les valeurs de la conductivité électrique calculées sur celles mesurées. L'ajustement a porté principalement sur certains paramètres qui n'ont pas été mesurés avec précision ou

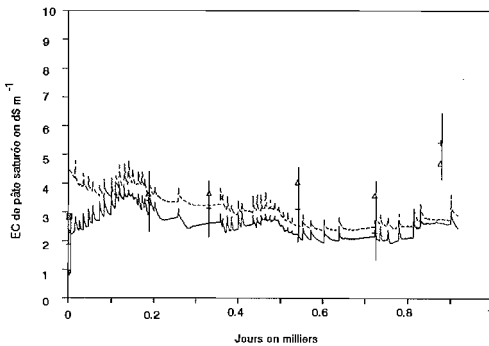


Figure 2 :
Eau d'irrigation de qualité B

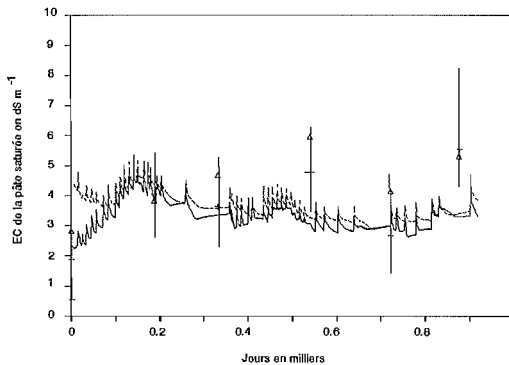


Figure 3 :
Eau d'irrigation de qualité C

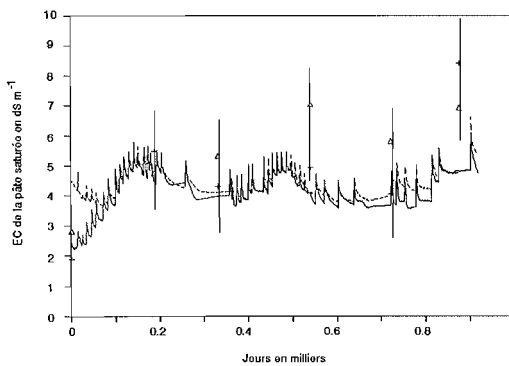


Figure 4 :
Eau d'irrigation de qualité D

Figures 2, 3, 4 : Évolution de la conductivité électrique de la pâte saturée en fonction du temps, calculée (— : 0-40 cm et --- : 40-80 cm) et mesurée (+ : 0-40 cm et Δ : 40-80 cm) et les intervalles de confiance pour une probabilité au seuil 0,05 des valeurs mesurées. L'eau d'irrigation est de qualité B (fig. 2), C (fig. 3), D (fig. 4).

Temporal evolution of the electrical conductivity of the saturated soil paste, calculated (— : 0-40 cm and --- : 40-80 cm) and measured (+ : 0-40 cm and Δ : 40-80 cm), together with the 95 % confidence interval of the measured values. Irrigation water is of quality B (fig. 2), C (fig. 3), and D (fig. 4).

carrément omis. Parmi ces paramètres nous avons agi sur la conductivité hydraulique saturée, les paramètres a et b de l'équation de Campbell pour $K(h)$ et $\Theta(h)$, le coefficient de dispersion et le flux. Il est à rappeler que ce dernier paramètre est d'une importance capitale puisqu'il détermine directement le transport par convection des sels dissous, composante principale de l'équation de convection-dispersion.

Tableau VIII : Analyse de la sensibilité des principaux paramètres requis comme "input".

Sensitivity analysis for the most important input parameters.

"Output" du modèle	Paramètres "inputs"							
	λ	K_s	ET	P_{CO_2}	$\alpha(8b)$	$\beta(8b)$	$a(2a \text{ à } f)$	$b(2a \text{ à } f)$
SAR	+1	0	0	0	0	+2	0	0
ESP	+1	0	0	0	0	+2	0	0
Cat. D.	+2	0	+1	0	0	+2	0	-1
An. Tot.	+2	0	+2	0	0	+2	0	-1
EC	+2	0	+2	0	0	+2	0	-1

N.B. : Type 0 : une variation de 100 % du paramètre "input" donne une variation inférieure à 10 % de "l'output".

Type 1 : une variation de 100 % du paramètre "input" donne une variation de 10 à 30 % de "l'output".

Type 2 : une variation de 100 % du paramètre "input" donne une variation supérieure à 30 % de "l'output".

Le signe + indique que les variables "output" et "input" varient dans le même sens. Le signe - indique que les variables "output" et "input" varient dans le sens contraire.

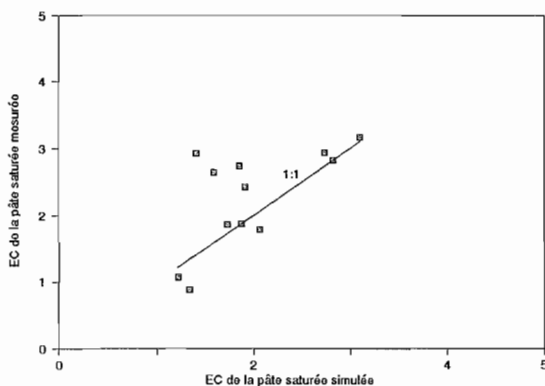


Figure 5 : Régression linéaire simple entre les valeurs de la conductivité électrique calculées et mesurées pour la qualité d'eau d'irrigation A (les résultats des deux couches sont confondus).

Simple linear regression between calculated and measured electrical conductivity using water of quality A (results for the two layers are combined).

Après calibrage, les valeurs de la conductivité électrique calculées étaient à près de $\pm 6,5$ % en moyenne (pour les valeurs des deux couches 0-40 cm et 40-80 cm confondus) des valeurs mesurées. Cette valeur est très raisonnable. En effet dans ce jeu de données expérimentales, il y a manque de précision sur les dates exactes de prélèvement d'échantillons pour analyse (tous les 6 mois). Les résultats de cet ajustement, pour les deux couches 0-40 cm et 40-80 cm ainsi que les intervalles de confiance pour une probabilité au seuil 0,05 des valeurs mesurées de la conductivité

électrique sont représentés sur la figure 1. Nous ne disposons pas de résultats expérimentaux sur les variations du stock hydrique dans le sol, c'est la raison pour laquelle la vérification des valeurs calculées n'a pas été possible dans ce cas.

Le modèle a été utilisé par la suite dans d'autres conditions où la qualité d'eau d'irrigation est de type B, C, D, dont le résidu sec est respectivement 1,4, 2,5, 3,6 g l⁻¹ comme le montre le tableau IV. Ces eaux ont des teneurs en sels totaux différentes, mais le rapport entre les ions reste pratiquement le même. La valeur de la conductivité électrique calculée a été respectivement pour les qualités d'eau d'irrigation B, C et D de l'ordre de $\pm 19 \%$, $\pm 17 \%$ et $\pm 18 \%$ de la valeur mesurée. En effet, ces trois qualités d'eau présentent une variation de concentration en sels totaux suivant les saisons Été et Hiver dont les limites exactes d'application de chacune de ces qualités ainsi que les volumes n'ont pas été précisés.

Les résultats de simulation pour ces trois cas sont représentés sur les figures 2, 3 et 4. Tenant compte des différentes hypothèses de simplification du modèle, de l'imprécision de certaines mesures d'analyses chimiques et physiques et le manque d'estimation de certains paramètres tel que le coefficient de diffusion apparent, l'analyse de ces graphiques et des critères statistiques donnés par le tableau VII, permet de conclure que les valeurs calculées sont d'une précision raisonnable. Cependant la performance du modèle, comme le montrent les figures 2 à 4 et celles des régressions simples (figures 5 à 8), diminue avec l'augmentation de la concentration en sels de l'eau d'irrigation. Ceci est probablement dû aux hypothèses suivantes mentionnées dans le modèle LEACHC : (1) la capacité d'échange cationique est indépendante du pH, du type d'espèce chimique en solution et de la concentration totale ; (2) les coefficients de sélectivité sont indépendants de la force ionique de la solution du sol ; et (3) l'exclusion des anions est négligée. KENNETH et TANJI (1990) ont conclu de leur travail que le phénomène d'exclusion des anions est de plus en plus important lorsque la solution du sol est plus concentrée.

L'analyse de la sensibilité monodimensionnelle a porté sur les paramètres suivants : la dispersivité (λ), la conductivité hydraulique à la saturation (K_s), la demande climatique en évaporation (ET), la pression de CO₂ (P_{CO_2}), les coefficients α et β de l'équation (8b) et les coefficients a et b des équations (2a à f). Le tableau VIII résume les résultats de l'analyse de la sensibilité. Les figures 9 a et b montrent que le rang de la sensibilité des paramètres étudiés est $\lambda > ET > \beta$ (éq. 8b) $\gg b$ (éq. 2a à f)). Les autres paramètres ont un effet nul, du moins pour les faibles variations. Aussi tous les paramètres ont un comportement linéaire, sauf β (éq. 8b) qui a un effet exponentiel dès que sa valeur dépasse les 160 %. L'analyse de l'effet de ces mêmes paramètres sur le SAR et le ESP (les figures ne sont pas portées ici) montre que l'effet est similaire dans les deux cas et est de moindre degré que précédemment. A noter que dans ce cas l'effet de K_s est nul, même s'il est sous-estimé, et l'effet du P_{CO_2} devient négatif à -160 % de sa valeur réelle. L'effet des variations des paramètres "input" sur les cations et les anions en solution (Tableau VIII) est le même et il est similaire à celui sur la conductivité électrique. Ceci s'explique par le fait que les cations et les anions en solution sont dans une proportion constante en terme d'équivalents (conservation de l'électro-neutralité de la solution du sol), et que la conductivité électrique est calculée à partir de la concentration totale des cations et des anions en solution.

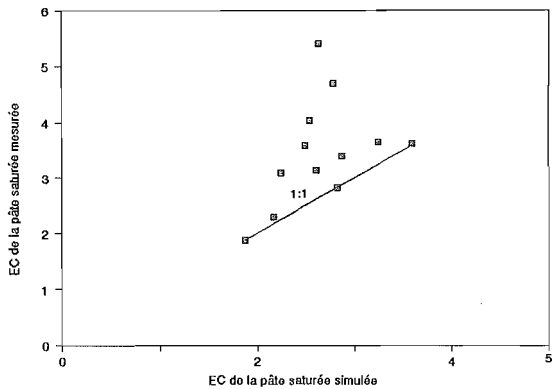


Figure 6 :
Eau d'irrigation de qualité B

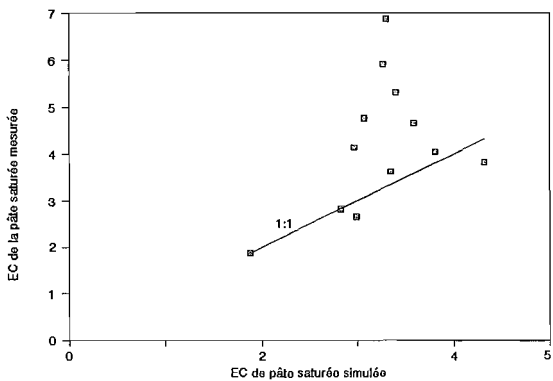


Figure 7 :
Eau d'irrigation de qualité C

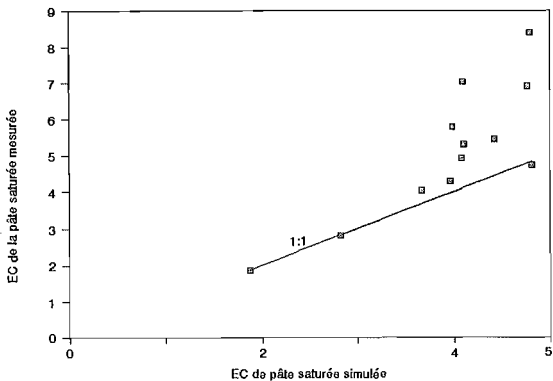


Figure 8 :
Eau d'irrigation de qualité D

Figures 6, 7, 8 : Régression linéaire simple entre les valeurs de la conductivité électrique calculées et mesurées pour les qualités d'eau d'irrigation B (fig. 6), C (fig. 7), D (fig. 8), (les résultats des deux couches sont confondus).

Simple linear regression between calculated and measured electrical conductivity using waters of quality B (fig. 6), C (fig. 7), and D (fig. 8), (results for the two layers are combined).

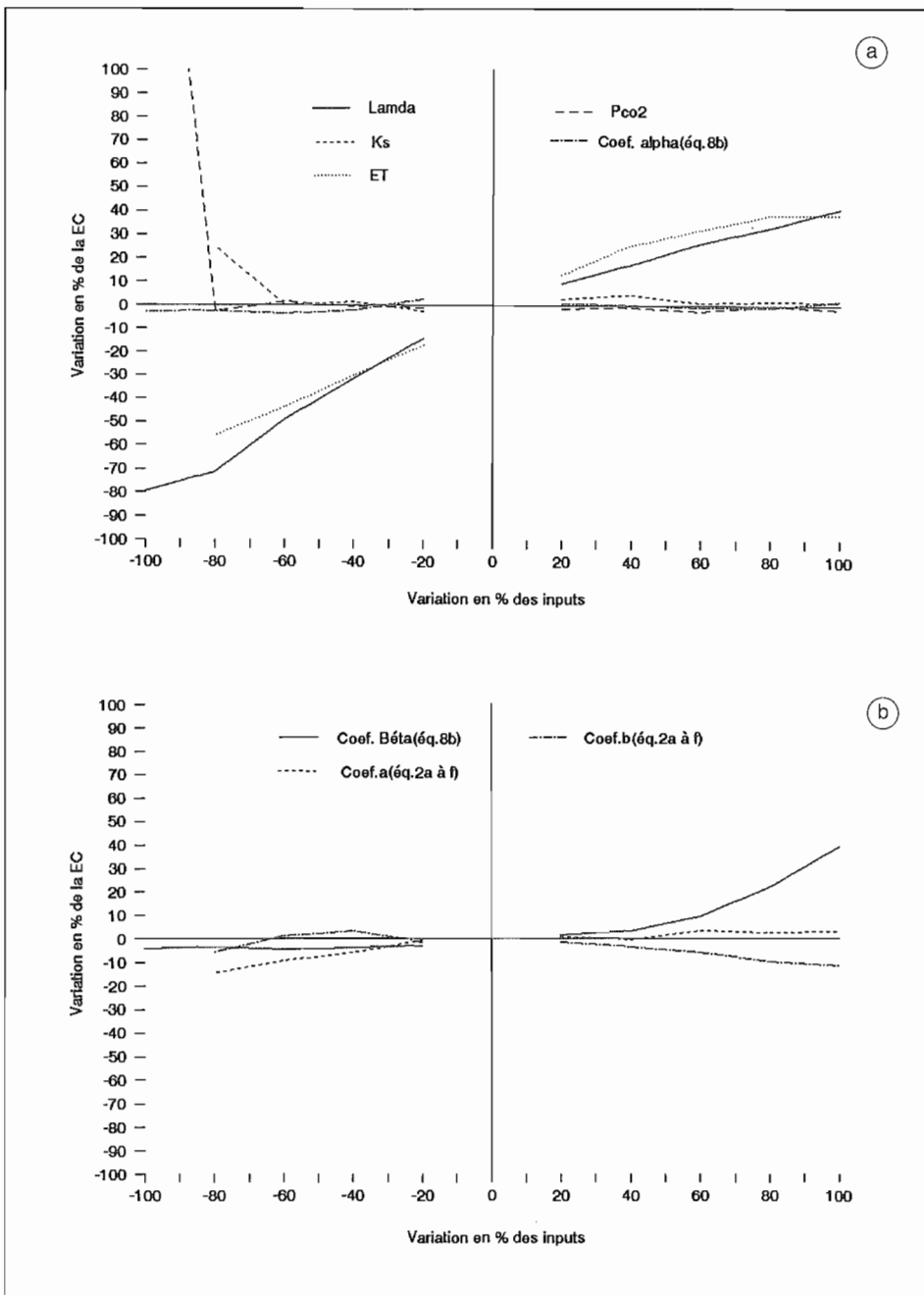


Figure 9 : Analyse de la sensibilité : effet des variations en % des "inputs" sur la valeur de la conductivité électrique calculée (EC).

Sensitivity analysis : effect of variation of the input parameters on the calculated electrical conductivity (EC).

CONCLUSION

Le contrôle permanent des risques provoqués par l'irrigation régulière des sols en zones arides et semi-arides est indispensable en agriculture. En effet, l'eau contient toujours des sels solubles qui peuvent être préjudiciables aux cultures, à la structure du sol et à l'environnement en général. L'utilisation de modèles constitue un moyen de suivi, de contrôle et de prise de décision en temps opportun.

LEACHC est un de ces modèles. Il est utilisé pour prédire le devenir des sels apportés par irrigation. Les données qui ont servi à l'évaluation de ce modèle sont les résultats d'une étude expérimentale menée en plein champ avec quatre qualités d'eau sur un sol salé et calcaire au nord de la Tunisie.

Les critères statistiques utilisés pour évaluer la performance du modèle montrent que les résultats de prédiction de la conductivité électrique de la pâte saturée sont de l'ordre de $\pm 6,5$ à ± 19 % des valeurs mesurées suivant la qualité de l'eau d'irrigation appliquée. Ces variations peuvent être expliquées par le contenu et la structure même du modèle qui est nécessairement une simplification de la réalité au champ. Cependant, les résultats obtenus semblent être raisonnables, du moins pour la prédiction de l'évolution de la conductivité électrique de la solution du sol.

Reçu pour publication : Mai 1993

Accepté pour publication : Août 1993

BIBLIOGRAPHIE

- BRESLER E., 1967 - A model for tracing salt distribution in the soil profile and estimating the efficient combination of water quality under varying field condition. *Soil Sci.*, **104**, 227-233.
- BRESLER E., 1973 - Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions. *Water Resour. Res.*, **9**, 975-986.
- BRESLER E., 1975 - Two dimensional transport of solutes during non-steady infiltration from a trickle source. *Soil Sci. Amer. Proc.*, **39**, 604-613.
- BRESLER E., McNEAL, and CARTER D.L., 1982 - *Saline and sodic soils : Principles, Dynamics, Modeling*. Advanced Series in Agricultural Sciences 10 : Springer-Verlag, Berlin, W. Germany.
- CAMPBELL G., 1974 - A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, **117**, 311-314.
- CHILDS S.W. and HANKS R.J., 1975 - Model for soil salinity effects on crop growth. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **39**, 617-622.
- CRANK J. and NICOLSON P., 1947 - A practical method for numerical evaluation of solutions of partial differential equations of heat-conduction type. *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, **43**, 50-67.
- FEDDES R.A., BRESLER E. and NEUMAN S.P., 1974 - Fields test of modified numerical model for water uptake by root systems. *Water Resour. Res.*, **10** (6), 1199-1206.
- FEDDES R.A., NEUMAN S.P. and BRESLER E., 1975 - Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots. II : Field application. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **39**, 231-237.

- HUTSON J.L. and CASS A., 1987 - A retentivity function for use in soil-water simulation models. *J. Soil Sci.*, **38**, 105-113.
- HUTSON J.L. and WAGENET R.J., 1987, 1989 and 1990 - *LEACHM : Leaching Estimation And Chemistry Model : A process based model of water and solute movement transformation, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone*. Continuum Vol. 2. Water Resources Ins., Cornell Univ. Ithaca, NY.
- KENNETH K. and TANJI, (eds), 1990 - *Agricultural Salinity Assessment and management*, 618 p.
- LOAGUE K.M., GREEN R.E. and MULKEY L.A., 1988 - Evaluation of mathematical models of solute migration and transformation : an overview and an example. In : Wierenga, P.J. and Bachelet, B. (eds) *Proceedings of the International Conference and Workshop on the validation of flow and transport equations for the unsaturated zone*. Ruidoso, New Mexico. 231-248.
- McNEAL B.L., OSTER J.D. and TAATCHER J.T., 1970 - Calculation of electrical conductivity from solution composition data as an aid to in situ estimation of soil salinity. *Soil Sci.*, **110**, 405-414.
- MELAMED D., HANKS R.J. and WILLARDSON L.S., 1977 - Model of salt flow in soil with a source-sink term. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 29-33.
- NIELSEN D.R., VAN GENUCHTEN M.Th. and BIGGAR J.W., 1986 - Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone. *Water Resour. Res.*, **22**, 895S-108S.
- NIMAH M.N. and HANKS R.J., 1973 - Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelation 1. Description and sensitivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 522-527.
- OLSEN P.H. and KEMPER W.D., 1968 - Movement of nutrients to plant roots. *Adv. Agron.*, **20**, 91-151.
- REINIGER P., HUTSON J., JANSON H., KRAGT J., PIEHLER H., SWERTS M. and VEREecken H., 1990 - Evaluation and testing of models describing nitrogen transport and transformations in soils : an European project. *Transactions of the 14th Int. Congress of Soil Science*, Kyoto, Japan, **1**, 56-61.
- RICHARDS L.A., 1931 - Capillary conduction of liquids through a porous medium. *Physics*, **1**, 318-331.
- ROBBINS C.W., JURINAK J.J. and WAGENET R.J., 1980a. - Calculating cation exchange in salt transport model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**, 1195-1199.
- ROBBINS C.W., WAGENET R.J. and JURINAK J.J., 1980b. - A combined salt transport-chemical equilibrium model for calcareous and gypsiferous soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **44**, 1191-1194.
- STUMM W. and MORGAN J.J., 1970 - *Aquatic Chemistry*. John Wiley and Sons, Inc., New-York.
- TILLOTSON W.R., ROBBINS C.W., WAGENET R.J. and HANKS R.J., 1980 - *Soil water, solute, and plant growth simulation*. Bulletin 502. Utah State Agr. Exp. Stn., Utah. 53 p.
- UNESCO/UNDP (SF), 1970 - *Recherche et formation en matière d'irrigation avec des eaux salées*. Rapport technique, TUN. 5.
- WAGENET R.J., 1983 - Principles of salt movement in soils. In : *Chemical Mobility and Reactivity in Soil Systems*. Nielsen, D.R. et al. (eds) SSSA Special Publication N° 11, Amer Soc. Agron., Madison, WI. 123-140.