

Modélisation de l'impact de l'irrigation sur le devenir salin et sodique des sols

Mouanis Lahlou, Mohamed Badraoui, Brahim Souidi, A. Goumari, Daniel
Tessier

► **To cite this version:**

Mouanis Lahlou, Mohamed Badraoui, Brahim Souidi, A. Goumari, Daniel Tessier. Modélisation de l'impact de l'irrigation sur le devenir salin et sodique des sols. Atelier du PCSI (Programme Commun Systèmes Irrigués) sur une Maîtrise des Impacts Environnementaux de l'Irrigation, 2002, Montpellier, France. 19 p. cirad-00180360

HAL Id: cirad-00180360

<http://hal.cirad.fr/cirad-00180360>

Submitted on 18 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.

Modélisation de l'impact de l'irrigation sur le devenir salin et sodique des sols

Mouanis LAHLOU*, Mohamed BADRAOUI**, Brahim SOUDI**, A. GOUMARI*, Daniel TESSIER***

* Département de statistique appliquée, IAV Hassan II, Rabat, Maroc

** Département des sciences du sol, IAV Hassan II, Rabat, Maroc

*** Unité de science du sol, INRA, Versailles, France

Résumé

Modélisation de l'impact de l'irrigation sur le devenir salin et sodique des sols. Dans les zones arides et semi-arides, l'eau est le principal facteur limitant la production agricole. Le recours à l'irrigation est un choix stratégique pour le développement agricole. Cependant, aussi bien la quantité d'eau disponible que sa qualité affectent fondamentalement le sol et les cultures qui y sont cultivées. La présence des sels solubles dans l'eau d'irrigation et le pouvoir évaporateur de l'air dans les zones irriguées conduisent souvent à la salinisation des sols et particulièrement en zones arides et semi-arides. Le suivi de la qualité des sols et des eaux dans les périmètres irrigués est nécessaire pour la mesure de la durabilité du système de production. A ce titre, la modélisation des mouvements des sels dans les sols irrigués est un moyen pour prédire l'évolution de ces derniers. A cet effet, deux modèles (SMSS2 et SMSS3) de simulation de mouvement de sels dans les sols ont été développés. Le premier modèle (SMSS2) est utilisé pour analyser les mouvements de sels en milieu saturé en conditions de drainage parfait. C'est un modèle simple permettant essentiellement la prévision de la salinité/sodicité d'un sol donné après sa mise en irrigation pendant une période prolongée dans le temps. Il est contrôlé par trois types de paramètres : les coefficients de sélectivité d'échange, le volume et la qualité d'eau d'irrigation. Le second modèle (SMSS3) est utilisé pour analyser l'écoulement de l'eau et le mouvement de sels dans un milieu poreux partiellement saturé. Il permet le suivi à court terme du devenir de la salinité dans une parcelle donnée. Il fait intervenir les différents types de paramètres suivants : (i) la période de simulation, (ii) les conditions aux limites, (iii) les caractéristiques physiques du sol, (iv) la culture en place, (v) les caractéristiques chimiques du sol (sélectivité d'échange et produits d'activités ioniques), (vi) la distribution temporelle des travaux de sol, des amendements chimiques, de la pluviométrie et des irrigations et (vii) la distribution hebdomadaire des coefficients cultureux et des évapotranspirations potentielles. La validation du modèle SMSS2 sur les données de la basse vallée de l'Euphrate en Syrie a montré que les données simulées concordent avec celles mesurées sur le terrain. Les différences moyennes obtenues entre les données simulées et celles mesurées sur le terrain varient entre 0,5 et 1 dS/m. La validation du modèle SMSS3, appliqué à la région des Doukkala au Maroc, a permis de prévoir avec une précision acceptable l'évolution à court terme de la salinité et de la sodicité des sols. Les différences moyennes obtenues entre les données mesurées sur le terrain et celles simulées varient entre - 0,25 et 0,13 dS/m. Une étude de sensibilité de ce modèle a permis de montrer que l'utilisation des produits d'activités ioniques (PAI) des minéraux est préférable à celle de leurs produits de solubilité standards. Le modèle SMSS3 mérite d'être validé dans d'autres conditions arides et semi-arides irriguées.

Mots clés : salinité, alcalinité, irrigation, modélisation, Euphrate, Syrie, Doukkala, Maroc.

Abstract

In arid and semi arid regions, water is the most limiting factor of agricultural production. Irrigation is one of the strategic choices to sustain agricultural development. However, both water quantity and quality fundamentally affect soil and crops. The salt content in irrigation water and the high evapotranspiration, generally cause secondary salinization. Thus, the monitoring of soil and water qualities under irrigation is necessary to measure the sustainability of the production system. Modeling of salt movement in irrigated soils is a mean to predict their evolution. For this reason, two simulation models (SMSS2 and SMSS3) were developed. The first SMSS2 model is used to simulate salt movement in saturated conditions of perfectly drained soils. It is a simple model which permits to predict the salinity and/or sodicity after a long period of irrigation. It requires 3 types of parameters: the exchange selectivity coefficient, the volume and the quality of irrigation water. The second SMSS3 model analyses water and salt movement in porous media partially saturated. It permits the monitoring, over a short period of time, of soil salinity and/or sodicity for a given irrigated plot. The required input parameters are: (i) simulation duration, (ii) limit conditions, (iii) soil physical characteristics, (iv) crop, (v) soil chemical characteristics such as exchange selectivity coefficients, (vi) soil tillage, chemical amendments, rain and irrigation events, and (vii) weekly variation of cultural coefficients and potential evapotranspiration. The SMSS2 model was validated for the Euphrate valley of Syria. Simulated results agree well with field measured data. The mean differences range between 0.5 and 1 dS/m. The validation of the SMSS3 model was performed using data from the irrigated perimeter of Doukkala region in Morocco. Simulated results agree fairly well with the measured salinity and sodicity data for short period of time during the growing season. The mean differences are between - 0.25 and 0.13 dS/m. Sensitivity analysis permitted to show that the use of ionic activity product of calcite measured in field conditions are better than the standard solubility product available. However, the SMSS3 model needs to be validated in other arid and semi arid conditions.

Key words : salinity, alkalinity, irrigation, modeling, Euphrate, Syria, Doukkala, Morocco.

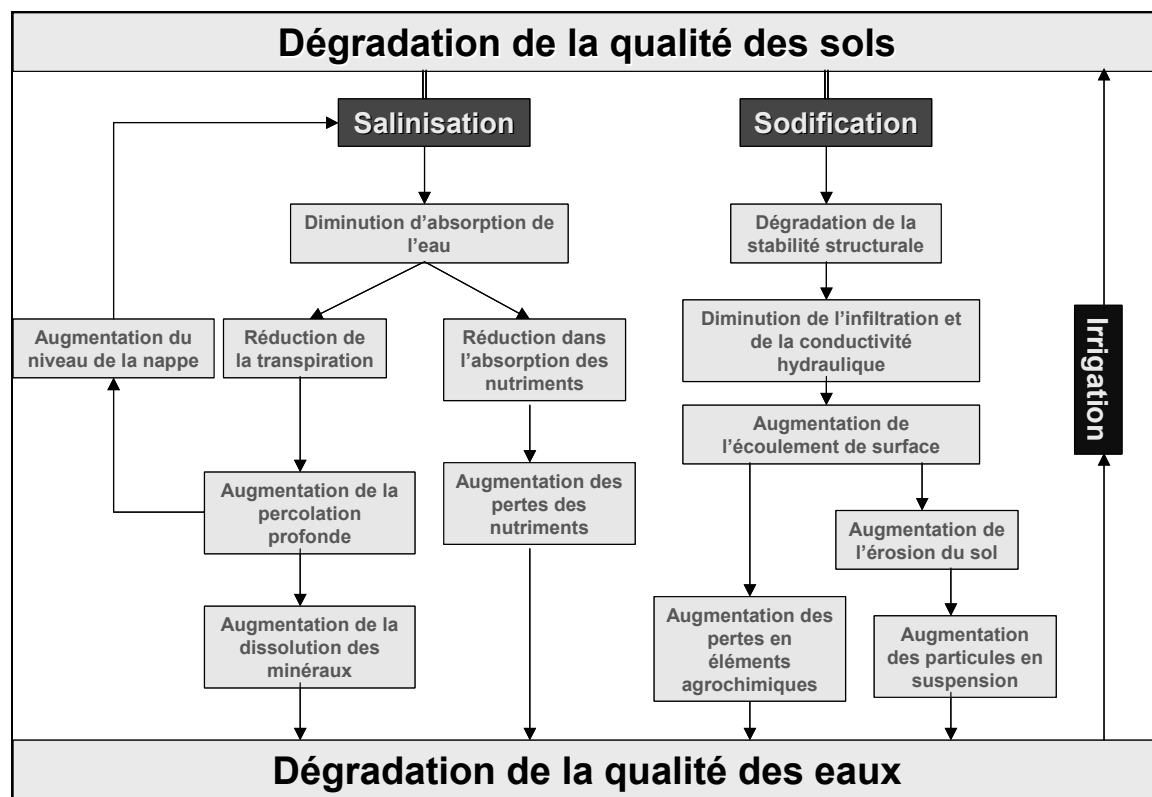
Introduction

Dans les zones arides et semi-arides, l'eau est le principal facteur limitant la production agricole. Le développement de l'agriculture dans ces régions fait recours à l'irrigation qui devient alors une nécessité pour produire suffisamment afin d'assurer les besoins alimentaires d'une population de plus en plus importante. Selon l'USSL (2001) 35 à 40 % de la nourriture produite au monde provient des 15 % des terres arables cultivées en irrigué. La croissance projetée de la population mondiale pendant les 30 prochaines années exigera une augmentation d'au moins 20 % de la production agricole dans les pays développés et 60% dans les pays en voie de développement pour maintenir les niveaux actuels de consommation alimentaire (USSL, 2001).

Cependant, l'irrigation non contrôlée engendre des dégradations importantes de la qualité des sols et des eaux. En effet, aussi bien la quantité d'eau disponible que sa qualité affectent fondamentalement le sol et les cultures qui y sont cultivés. La présence des sels solubles dans l'eau d'irrigation et le pouvoir évaporateur de l'air dans les zones irriguées conduisent souvent à la salinisation des sols irrigués et particulièrement en zones arides et semi-arides. On différencie en général entre la salinisation primaire, liée à une présence naturelle relativement élevée de sels (à proximité des mers ou des océans, présence de dépôts de sels...), et la salinisation secondaire, dont le développement est étroitement lié à l'irrigation. Comme le montre la figure 1, la salinisation secondaire est un processus de dégradation de la qualité des sols et des eaux qui s'auto-entretient lorsque les eaux de drainage ou de nappe phréatique sont recyclées. La salinisation secondaire est la forme de dégradation la plus rapide dans les périmètres irrigués (Mathieu et Ruellan, 1980 ; Larson et Pierce, 1991 ; Robert, 1992 ; 1996 ; Umali, 1993 ; Badraoui et Merzouk, 1994 ; Farhat, 1995 ; Badraoui et

al., 1998a ; 1998b). Au Maroc, la salinisation touche près de 350 000 ha sur 1 000 000 ha des terres irriguées soit 35 % (Badraoui et al., 1997).

Figure 1. Processus de dégradation de la qualité des sols suite à l'irrigation



Le degré de salinisation d'une surface irriguée dépend donc de plusieurs facteurs dont (i) la qualité de l'eau d'irrigation, (ii) la qualité du sol, (iii) les conditions climatiques et (iv) le niveau de la nappe. Chacun de ces facteurs fait intervenir un certain nombre de paramètres. Le nombre total de paramètres qui interviennent dans le processus de salinisation est tellement important que la compréhension du phénomène nécessite le recours à la modélisation.

Habituellement, on distingue entre deux catégories de modèles : ceux de la première catégorie s'intéressent uniquement à la zone saturée là où les changements dans la vitesse de l'eau, de la température et du pH sont relativement lents et donc moins importants que dans la zone non saturée du sol. Par conséquent, la plupart des modèles développés ont été unidimensionnels, à régime permanent en milieu saturé et à vitesse d'écoulement de l'eau, à température et à pH constants (Dufey et al., 1979 ; Valocchi et al., 1981 ; Jennings et al., 1982 ; Walsh et al., 1984 ; Cederberg et al., 1985 ; Kirkner et al., 1985 ; Förster, 1986 ; Bryant et al., 1986 ; Montoroi et Rieu, 1987 ; Förster et Gerke, 1988 ; Kirkner et Reeves, 1988 ; Laudelout et al., 1994 ; Lahlou et al., 1998, parmi autres). Les modèles de la seconde catégorie incluent le transport multi-espèces de solutés dans des conditions d'écoulement d'eau variablement saturé (Hutson, 1987, 2000 ; Liu et Narasimhan, 1989a ; Yeh et Tripathi, 1990 et 1991 ; Lafolie, 1991 ; Šimůnek et Suarez, 1994 ; Lahlou, 2002).

L'objectif de cette étude est de présenter deux modèles de simulation du mouvement des sels dans les sols irrigués, les progiciels qui y sont issus et leur validation. Le premier, SMSS2, a été inspiré de celui développé par Laudelout (1994). Il est utilisé pour analyser les mouvements de sels en milieu saturé en conditions de drainage parfait. Le second, SMSS3, a été développé et amélioré à partir du modèle LEACHM (Hutson et al., 1992) et du modèle UNSATCHEM (Šimůnek et al., 1993). Il est utilisé pour simuler l'écoulement de l'eau et le mouvement des sels dans un milieu poreux partiellement saturé. Le premier de ces deux

modèles sera destiné au suivi de la salinité des sols à long terme après plusieurs années d'irrigation et le deuxième à plus courte échelle durant une saison de culture.

Théorie

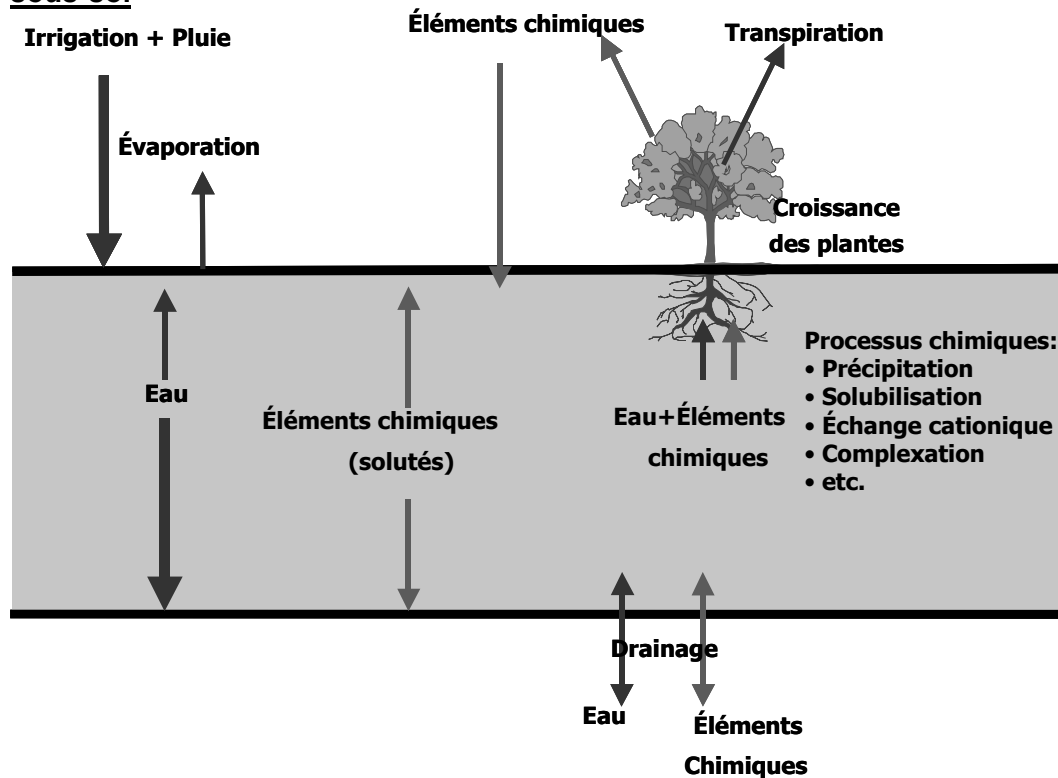
La figure 2 montre les processus qui se passent dans et aux limites de l'horizon de sol pour lequel la simulation est faite. Ainsi, les modèles de simulations des mouvements de sels dans les sols doivent prendre en considération tous les changements qui se passent (i) dans l'horizon de sol considéré (mouvements ascendant et descendant de l'eau, mouvements de soluté, prélèvement de l'eau et des solutés par les racines des plantes ainsi que tous les processus chimiques inorganiques), (ii) dans la limite supérieur du sol (pluie, irrigation, amendement chimique, évapotranspiration et exportation des éléments chimiques par les plantes) et (iii) dans la limite inférieur de l'horizon du sol considéré (drainage et remontée capillaire de l'eau et des éléments chimiques).

Les deux modèles développés tentent de simuler l'ensemble de ces processus. Cependant, l'hypothèse de travail du régime permanent en milieu saturé et à vitesse d'écoulement de l'eau fixe du modèle SMSS2 fait que plusieurs simplifications peuvent être faites et ramène le problème aux simulations des flux de solutés et des processus chimiques inorganiques.

Flux d'eau en régime partiellement saturé

Il existe plusieurs modèles mathématiques de simulation de flux d'eau et mouvements de solutés à travers un sol partiellement saturé. Ces modèles peuvent être classés en deux catégories : des modèles mécanistes comme celui de Richards (1931) et des modèles fonctionnels comme celui d'Addiscott (1977). La simulation des écoulements dans un profil vertical de sol rigide non saturé, en utilisant une approche mécaniste, est classiquement effectuée en résolvant l'équation différentielle de Richards (1931) qui est une extension de la loi de Darcy en milieu non saturé et de l'équation de continuité, suivant diverses conditions aux limites (charge ou flux constants).

Figure 2. La couche arable du sol est un interface réactionnel entre l'atmosphère et le sous-sol



$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \cos(\alpha) \right) \right] - U(z, t)$$

Avec θ la teneur volumétrique en eau ($L^3 L^{-3}$), h la pression de la colonne d'eau (L) négative dans la zone non saturée et positive dans la zone saturée, t le temps (T), z la profondeur du sol, positive vers le bas (L), α est l'angle entre la direction du flux et l'axe vertical ($\alpha = 0^\circ$ pour un flux vertical, 90° pour un flux horizontal et $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ pour un flux incliné), U est le volume d'eau extrait d'une unité de volume du sol par unité de temps due à l'assimilation de l'eau par les plantes ($L^3 L^{-3} T^{-1}$) et K la conductivité hydraulique insaturée (LT^{-1}) qui est donnée par :

$$K(h, z) = K_s(z) K_r(h, z)$$

K_r : la conductivité hydraulique relative et K_s : la conductivité hydraulique à la saturation (LT^{-1}).

Définissons la capacité capillaire ou encore la capacité hydrique du sol $C(\theta)$:

$$C(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial h}$$

La combinaison des équations (1) et (3) permet d'avoir une équation avec une seule variable dépendante qui est la pression potentielle:

$$\frac{\partial h}{\partial t} C(\theta) = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \cos(\alpha) \right) \right] - U(z, t) \quad ()$$

Parmi les approches fonctionnelles les plus simples qui décrivent l'écoulement préférentiel il y a celle d'Addiscott (1977). Ce dernier a décrit un modèle de capacité ou 'tipping-bucket' dans lequel le profil du sol est divisé en segments, chacun d'eux est caractérisé par une humidité au point de flétrissement, une humidité à la capacité du champ et un potentiel matriciel seuil de séparation d'eau en 'phase immobile' de en 'phase mobile'. L'écoulement de l'eau et le transport des solutés se produit dans la phase mobile seulement. Le transport entre les phases mobile et immobile se produit en réponse aux variations de concentrations. La description de ce concept a été décrite par Hutson et Wagenet (1992).

Rétention de l'eau et conductivité hydraulique

L'utilisation des équations de simulation des flux d'eau suppose la connaissance de la courbe de rétention d'eau. Cette dernière peut être modélisée de plusieurs façons :

- L'équation de rétention d'eau de Campbell (1974)

$$h(\theta) = a \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad \theta(h) = \theta_s \left(\frac{a}{h} \right)^{\frac{1}{b}} \quad K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+2+p}$$

- L'équation de rétention d'eau de van Genuchten et al. (1980) avec la relation $\gamma = 1 - \frac{1}{\beta}$

$$h(\theta) = \frac{1}{\alpha} \left(\left(\frac{\theta_s}{\theta} \right)^{\frac{1}{\gamma}} - 1 \right)^{\frac{1}{\beta}} \quad \theta(h) = \frac{\theta_s}{[1 + (\alpha h)^\beta]^\gamma}$$

$$K(\theta) = K_s \sqrt{\frac{\theta}{\theta_s}} \left(1 - \left(1 - \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{\frac{1}{\gamma}} \right)^\gamma \right)^2$$

- Modèles empiriques d'estimation des paramètres hydriques du sol à partir de ses caractéristiques physiques (Saxton et al., 1985).

Avec :

- h : la pression capillaire de l'eau de sol (L)
- K : la conductivité hydraulique (LT⁻¹),
- θ : le contenu volumétrique en eau (L³L⁻³).
- θ_r : le contenu volumétrique résiduelle en eau (L³L⁻³).
- θ_s : le contenu volumétrique de saturation en eau (L³L⁻³).
- α, β, γ, a et b : paramètres dans les fonctions de rétention de l'eau dans le sol.

Mouvements de solutés dans le sol

L'équation générale de diffusion par convection, lorsque D et v sont indépendants de x, est la suivante (Laudelout et al., 1994) :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - v \frac{\partial c}{\partial x}$$

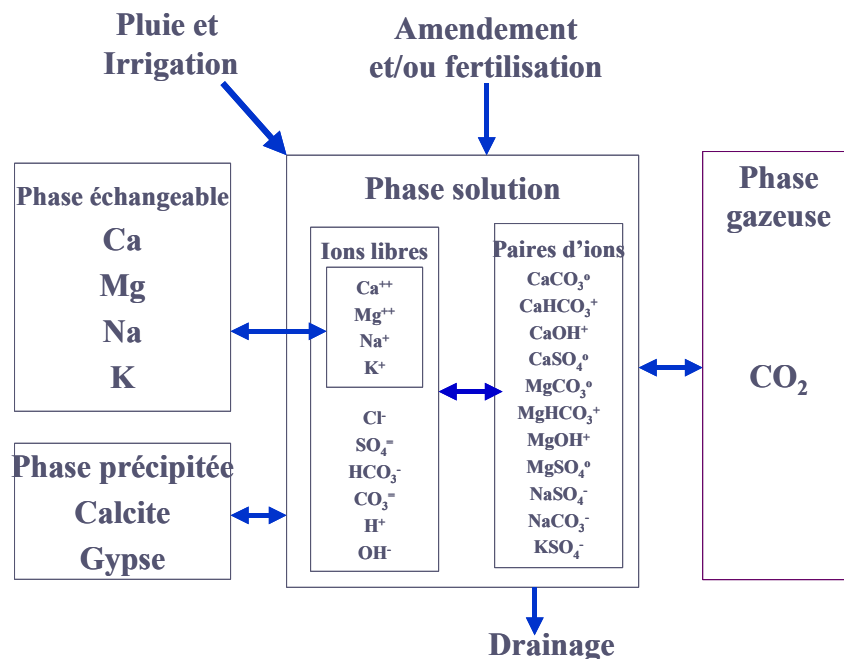
Avec :

- c : concentration de la solution à la distance x;
- D : coefficient de diffusion ;
- t : temps ;
- v : la vitesse de l'eau dans les pores ;
- x : coordonnée dans une section droite d'une colonne de sol comptée du haut en bas.

Processus chimiques inorganiques dans le sol

Le comportement des éléments chimiques introduits dans le sol dépend de la nature et la concentration des éléments et de la nature du sol. Les processus majeurs qui régissent les interactions géochimiques incluent (figure 5) : Dissolution, précipitation, échange ionique, adsorption et désorption, oxydation et réduction et en fin complexation.

Figure 5. Les principaux processus chimiques inorganiques en relation avec la salinité des sols



L'ensemble d'équations d'équilibre obtenu forme un système d'équations non linéaires dont la résolution peut être faite soit (i) par des méthodes itératives qui fournissent des résultats peu précis avec des difficultés de mise à jour (ex pour ajouter d'autres équations) ou (ii) des méthodes plus élaborées basées sur le principe de résolution d'un système d'équations non linéaires telle que celle de Newton-Raphson.

Dans les modèles SMSS2 et SMSS3 le choix a été porté sur cette deuxième méthode qui s'applique à des équations du type $\mathbf{f}(\mathbf{x}) = \mathbf{0}$, pour lesquelles on peut calculer la dérivée de \mathbf{f} : $\mathbf{f}'(\mathbf{x})$.

Soit \mathbf{x}_1 une valeur approchée de la racine \mathbf{s} inconnue. Posons : $\mathbf{x}_2 = \mathbf{x}_1 + \mathbf{h}$, et cherchons l'accroissement qu'il faut donner à \mathbf{x}_1 , de façon à ce que $\mathbf{f}(\mathbf{x}_2) = \mathbf{f}(\mathbf{x}_1 + \mathbf{h}) = \mathbf{0}$

Après développement en série de *Taylor* à l'ordre 2, on obtient :

$$f(x_1 + h) = f(x_1) + h f'(x_1) + \frac{h^2}{2} f''(x_1 + \beta h) = 0$$

ou bien approximativement :

$$\mathbf{f}(\mathbf{x}_1) + \mathbf{h} \mathbf{f}'(\mathbf{x}_1) = \mathbf{0}$$

c'est à dire
$$h = -\frac{f(x_1)}{f'(x_1)}$$

La solution s'obtient ainsi par des approximations successives $x_{n+1} = x_n - f^{-1}(x_n) \cdot f(x_n)$

Pour un système de **n** équations on remplace la fonction **f** par la matrice **F** $(1 \times n)$ des différentes équations à résoudre, la dérivé **f'** par la matrice Jacobiène **F'** $(n \times n)$ des différentes dérivée partielles des équations à résoudre et **x**₁ par le vecteur **X**₁ $(1 \times n)$ des valeurs de départ des différentes variable à calculer.

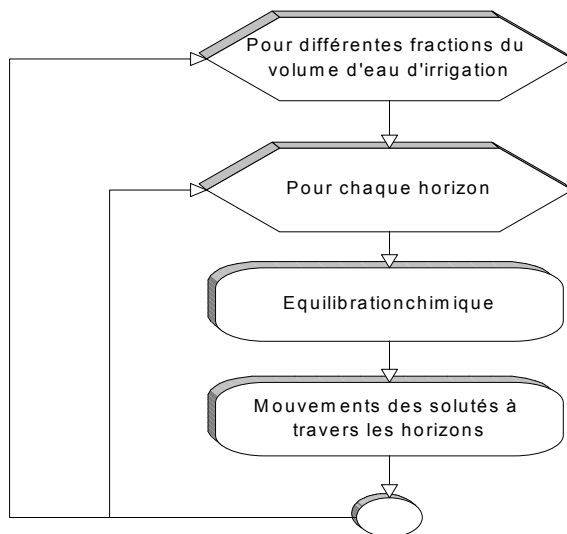
Présentation des modèles

SMSS2

C'est est un modèle de simulation de la salinisation et de la sodification des sols, suite à l'apport d'eau d'une qualité donnée. Il est basé sur le modèle de simulation de mouvements de solutés dans le sol en conditions saturées et le modèle d'équilibration chimique présenté par Laudelout et al. (1994), Laudelout et Chiang (1995) et Lahlou et al. (1998). La démarche suit les étapes schématisées dans la figure 6 : (i) équilibration chimique et (ii) mouvements des solutés dans le sol.

Le modèle suppose que le mouvement de l'eau est à régime constant à travers un sol saturé, que le drainage est parfait et qu'il n'y a pas de remontée capillaire.

Figure 6. Organigramme de simulation du processus de salinisation / sodification des sols suite à l'irrigation par le modèle SMSS2



Le progiciel SMSS2 est un programme fenêtré fonctionnant sous l'environnement Windows. Les quatre premières fenêtres pour la saisie des données et les deux dernières pour la présentation des résultats. Les **inputs** sont :

- Les coefficients de sélectivité d'échange Ca-Mg et divalents-Na ;
- La qualité de l'eau d'irrigation ;
- L'état initial des bases échangeables ;
- L'état initial de la garniture cationique de l'extrait de la pâte saturée ;
- Le nombre de couches théoriques formant le sol et
- Le nombre de volumes poreux passant par le sol.

La simulation pourrait être faite en posant l'une ou l'autre des deux questions suivantes :

Quel serait l'état de salinité et de sodicité du sol après l'irrigation avec un volume d'eau donné, exprimé en nombre de volumes poreux ?

Quel est le volume d'eau d'irrigation nécessaire pour réduire la salinité ou la sodicité du sol à une valeur souhaitable ?

Les **outputs** sont :

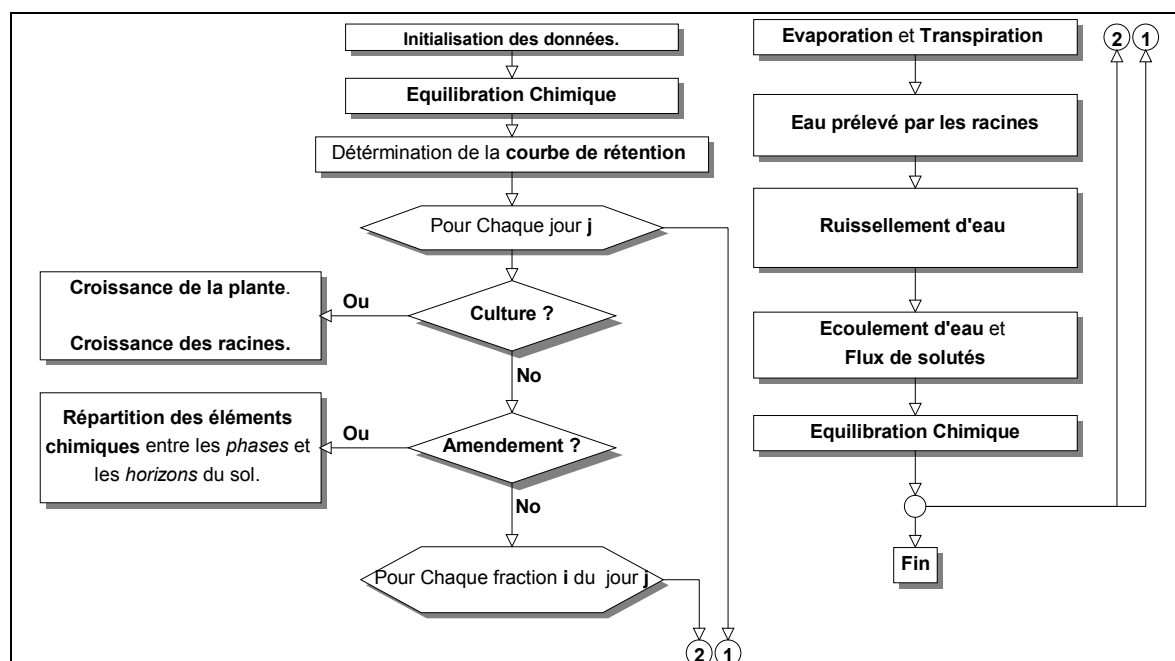
- Un tableau des résultats pouvant être copié ou imprimé et
- Des graphiques d'évolution du sol en fonction de la profondeur, des éléments chimiques ou des horizons.

SMSS3

SMSS3 est un modèle hydrogéochimique de simulation du transport de l'eau et des éléments chimiques dans le sol. Il est basé sur le modèle LEACHM (Hutson et al., 1992) et le modèle UNSATCHEM (Šimůnek et al., 1993). Le modèle est capable de simuler le transport de l'eau et des éléments chimiques en zone insaturée tout en calculant les principaux équilibres chimiques dans le sol. La démarche suit les étapes schématisées dans la figure 7. Les calculs au sein de chaque étape reposent sur les solutions numériques des équations présentées plus haut.

Le modèle SMSS3 est un progiciel informatique élaboré et compilé sous l'environnement « Windows » de « Microsoft » ainsi que sous l'environnement « Linux ». Fenêtré, le programme possède une interface graphique conviviale simplifiant la saisie, la modification, la sauvegarde et la récupération des données. Il présente les résultats directement sous forme de tableaux ou de graphiques facilement accessibles.

Figure 7. Organigramme du modèle SMSS3 de simulation du processus de salinisation et de sodification des sols durant une période de temps donnée



Les paramètres requis par le modèle SMSS3 sont : la période de simulation, la condition en bas du profil, les modèles de simulation du flux d'eau et de la courbe de rétention de l'eau, les caractéristiques physiques du sol, des informations sur la culture en place et sur son cycle de développement, la composition initiale de la solution du sol, la garniture cationique initiale du complexe d'échange, les coefficients de sélectivité d'échange entre la solution du sol et le complexe d'échange, les produits de solubilité du gypse et de la calcite, les amendements chimiques, les travaux du sol, la composition cationique ainsi que le volume

de tous les apports d'eau pendant la période de simulation. L'évapotranspiration potentielle hebdomadaire, les coefficients culturaux hebdomadaires et la profondeur hebdomadaire de la nappe (si l'existence d'une nappe perchée à niveau variable a été définie comme condition en bas de profil) ont également demandés.

Les sorties sont sous forme de tableaux de valeurs ou de graphiques. Les résultats peuvent être imprimés ou copiés dans des fichiers exploitables par d'autres tableurs tels que Excel et Database.

Estimation des paramètres de simulation

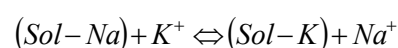
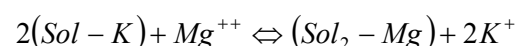
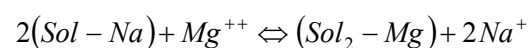
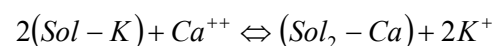
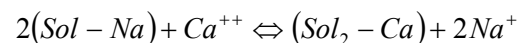
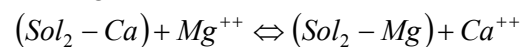
L'utilisation de ces modèles est sujette à la connaissance de certains paramètres qui déterminent les conditions locales de simulation. Parmi ces paramètres il y a : (i) ceux de la courbe de rétention d'eau, (ii) la conductivité hydraulique, (iii) les coefficients de sélectivités, (iv) l'équation d'estimation de la conductivité électrique et (v) les produits d'activités ioniques qui déterminent l'état d'équilibre de la solution avec la phase précipitée.

Dans cette étude, le calcul des paramètres en utilisant les données recueillies sur le terrain a été préféré à l'utilisation des résultats d'expériences au laboratoire pour les raisons suivantes : (i) ils reflètent l'état d'équilibre des réactions chimiques dans des conditions naturelles au champs et (ii) ils utilisent le sol complet et non pas une de ses composantes granulométriques comme s'est le cas de l'échange ionique où c'est la fraction argileuse qui est le plus souvent utilisée pour réaliser des expériences au laboratoire. De ce fait, il est normal que les paramètres utilisés soient des valeurs moyennes obtenues par l'ajustement des données expérimentales à des modèles de régression.

Les données de terrain proviennent de cinq parcelles dans le périmètre irrigué des Doukkala à l'Ouest du Maroc, cultivées en betterave et en céréales et suivies durant une campagne agricole. Des échantillons de sols sur cinq profondeurs (10, 30, 50, 70 et 90 cm) ont été prélevés avant et après chaque irrigation, puis analysés au laboratoire. Des mesures sur les caractéristiques physiques du sol ont été réalisées au début de la campagne agricole 1998-99. Quant aux caractéristiques chimiques de la solution du sol et du complexe d'échange, elles ont été mesurées pour chaque prélèvement durant le cycle de la culture (Ben Guedour, 1999).

Coefficients de sélectivité

Les équations d'équilibres chimiques peuvent être considérées en tant que réactions d'échanges entre deux cations, auquel cas on obtient six équations pour les quatre cations échangeables:



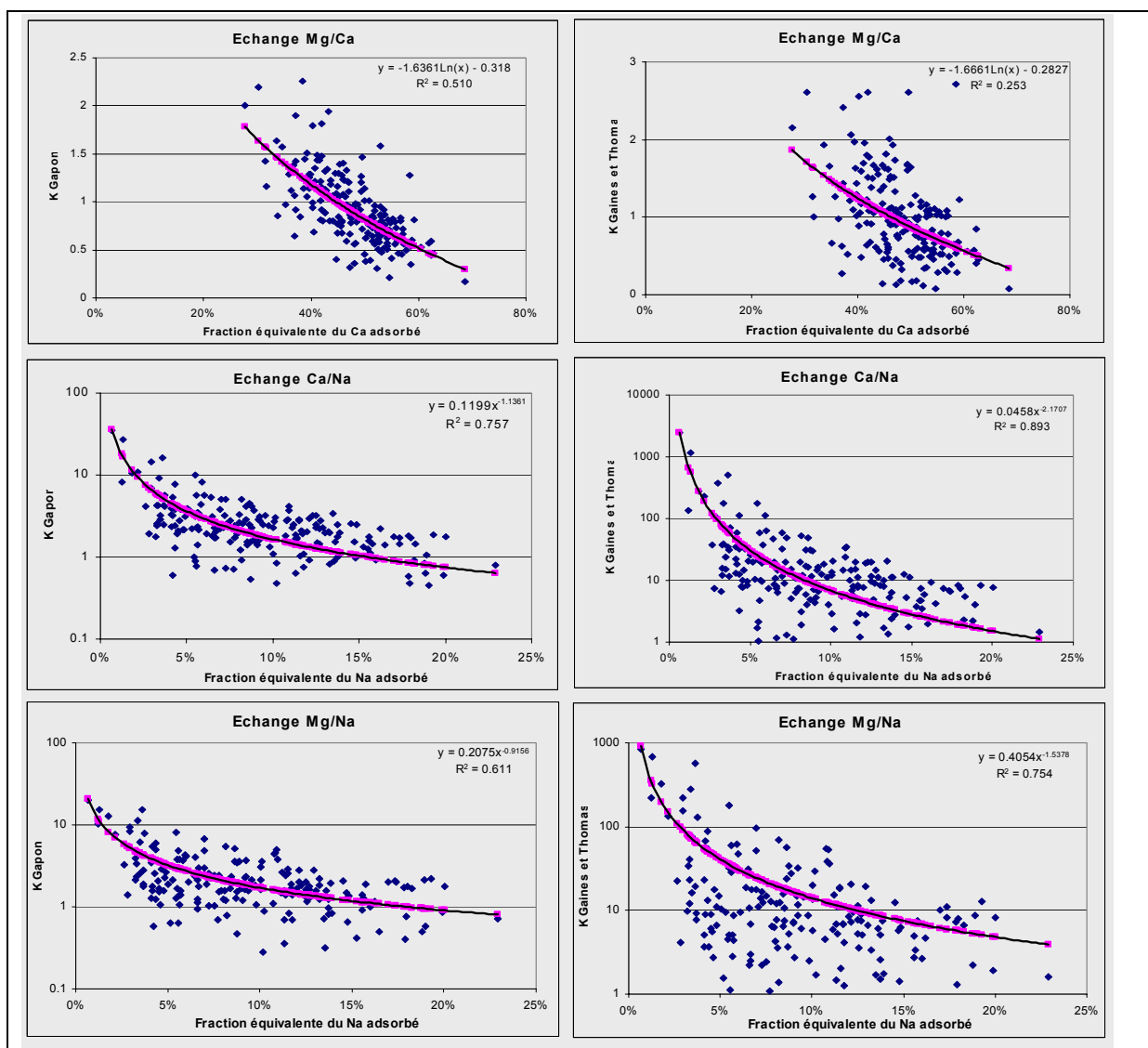
« sol » désigne un équivalent de capacité d'échange du sol chargé négativement.

Pour chacune de ces équations un coefficient de sélectivité devrait être calculé, ce qui nous donne un total de six coefficients. Cependant, seul trois d'entre eux sont indispensables puisqu'ils peuvent servir de base pour calculer les trois autres par des relations algébriques. De plus, quatre formulations des coefficients de sélectivités peuvent être utilisées :

Gapon (Gapon, 1933)	Gaines et Thomas (Gaines et Thomas, 1953)	Vanselow (Vanselow, 1932)	Cernik (Cernik et al., 1994)
$K_G = \frac{a_{Na} y_{Ca}}{\sqrt{a_{Ca} y_{Na}}}$	$K_{GT} = \frac{a_{Na}^2 y_{Ca}}{a_{Ca} y_{Na}^2}$	$K_V = \frac{a_{Na}^2 x_{Ca}}{a_{Ca} x_{Na}^2}$	$K = \frac{a_{Na}^2 y_{Ca}}{a_{Ca} y_{Na}}$

Les graphiques de la figure 8 reprennent les points observés et les points simulés des coefficients de sélectivité de Gapon et de Gaines et Thomas. Le choix s'est porté uniquement sur ces deux coefficients puisque le coefficient de Vanselow est le même que celui de Gaines et Thomas sauf qu'il utilise des fractions molaires au lieu des fractions équivalentes et que le coefficient de Cernik ne s'ajuste pas d'une manière satisfaisante aux données observées.

Figure 8. Evolution des coefficients de sélectivités de Gapon (Kg) et de Gaines et Thomas (Kgt) en fonction de la garniture cationique du complexe d'échange dans les sols des Doukkalas

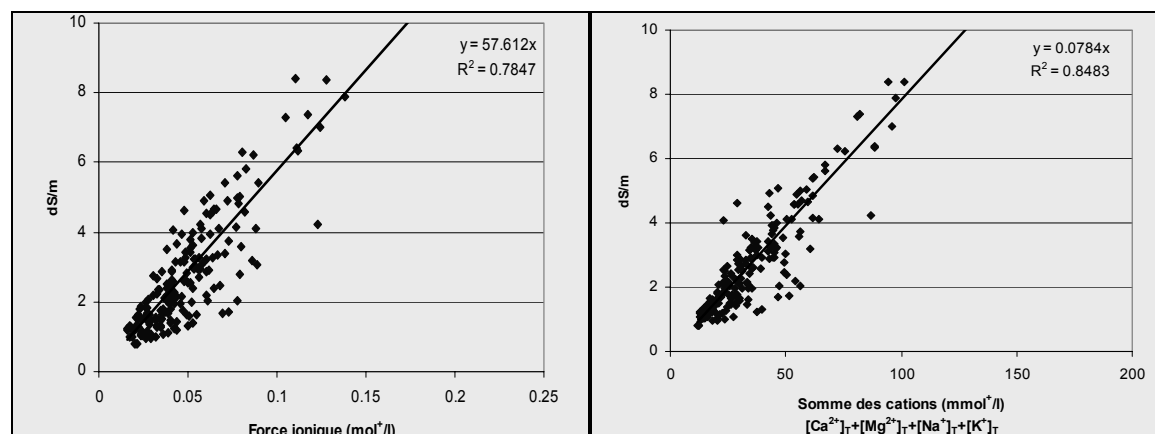


Conductivité électrique

La salinité de la solution du sol est habituellement mesurée par la Conductivité Électrique (CE). Elle est fonction de la garniture ionique de l'extrait de la pâte saturée. Plusieurs

relations ont été proposées pour estimer la CE à partir des mesures de concentrations des éléments en solution (Richard, 1954 ; Griffin et Jurinak, 1973). L'estimation de la conductivité électrique à partir des caractéristiques chimiques de la solution du sol dans la région des Doukkala peut être faite en utilisant les résultats présentés dans la figure 9.

Figure 9. Relation entre la conductivité électrique en fonction de la force ionique d'une part et la somme des cations (Ca, Mg, Na et K) en solution d'autre part, pour les sols des Doukkala



Il ressort des graphiques de la figure 9 que ce qui explique le mieux la conductivité électrique dans les sols des Doukkala est la somme des cations Ca, Mg, Na et K en solution avec une pente de 0,0784 contre 0,1 dans l'équation de Richards. Alors que pour la force ionique, la pente est de 57,61 contre 76,92 dans l'équation de Griffin and Jurinak (1973).

Les modèles SMSS2 et SMSS3 utilisent la somme des cations en solution et la force ionique pour estimer la CE dans le cas des sols du Doukkala.

Produit d'activités ioniques

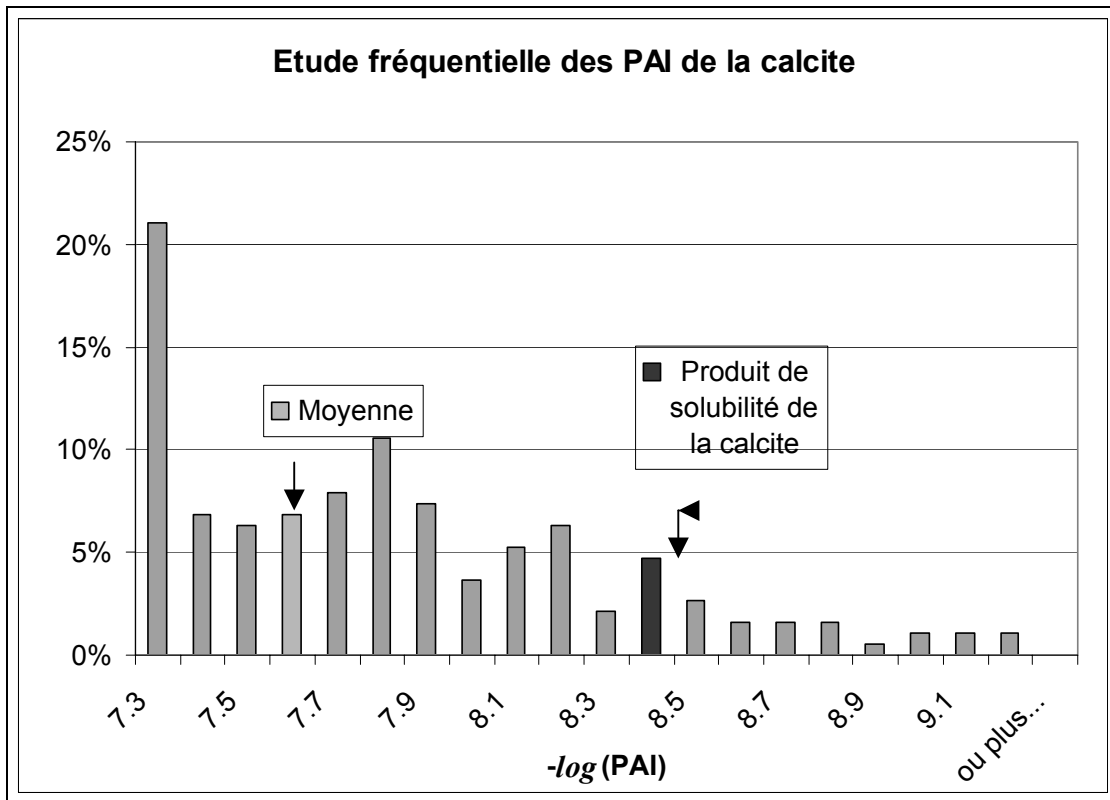
Les sols des régions étudiées contiennent dans leur phase solide des minéraux carbonatés. La solubilisation ou la précipitation de ces minéraux est une opération de régulation du niveau des carbonates, du calcium et éventuellement du magnésium dans le sol. Le produit de solubilité de ces minéraux permet de définir à quel moment il y aura solubilisation ou précipitation.

Dans la plupart des travaux ayant conduit à l'établissement de ces produits de solubilités, des sols calcaires ont été mis en équilibre avec de l'eau déminéralisée à différents ratios sol/eau. La détermination du produit des activités d'ions s'est faite sans considérer les paires d'ions (Cole, 1957). Suarez (1977) a montré l'existence d'une gamme de produits de solubilités de la calcite (CaCO₃) dans n'importe quel sol, et que les valeurs obtenues dépendent des conditions expérimentales. La figure 10 montre la distribution des produits d'activités ioniques à l'équilibre (produit de solubilité) de la calcite observées dans les échantillons prélevés sur le terrain.

Validation des modèles

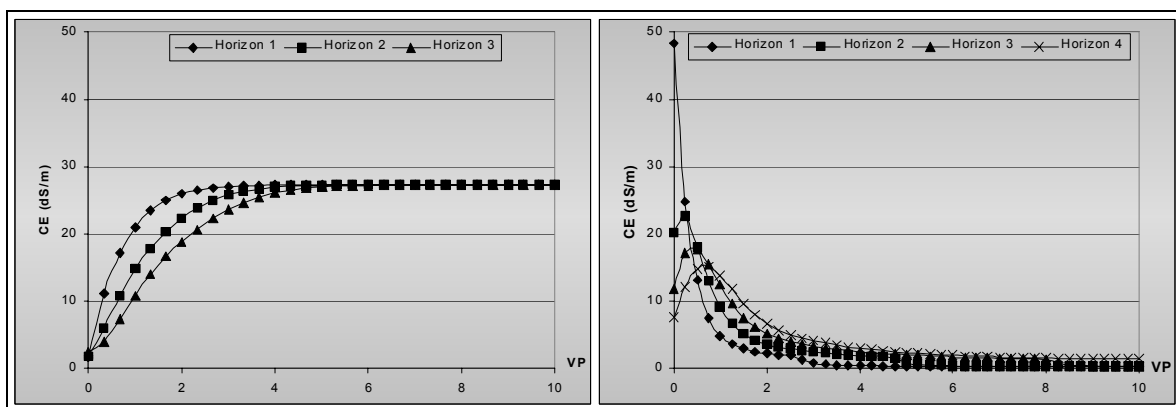
La validation du modèle SMSS2 a été réalisée sur les données de la basse vallée de l'Euphrate en Syrie (Suleiman, 2000). Dans cette région des données ont été collectées sur deux parcelles, une salée et une non salée irriguées avec deux types d'eau d'irrigation ; l'eau de l'Euphrate avec une conductivité électrique de l'ordre de 0,4 dS m⁻¹ et l'eau de la nappe avec une conductivité électrique de 30 dS m⁻¹.

Figure 10. Gamme des produits d'activités ioniques à l'équilibre (produit de solubilité) de la calcite observées dans les échantillons prélevés sur le terrain



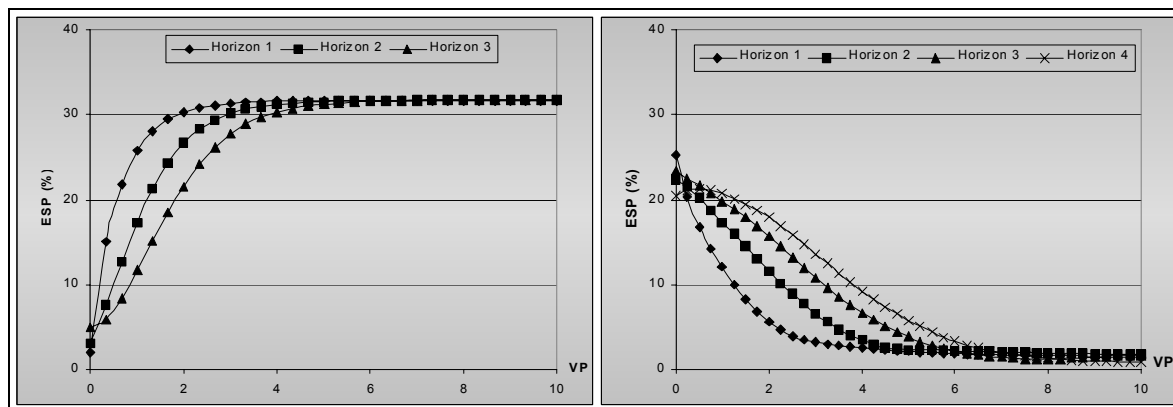
Les graphiques des figures 11 et 12 montrent l'évolution de la conductivité électrique (dS/m) et de l'ESP (%) en fonction de la quantité d'eau d'irrigation⁽¹⁾. Les graphiques de gauche montrent le résultat de la simulation de l'irrigation d'un sol non salé avec l'eau de la nappe et ceux de droite l'irrigation d'un sol salé avec l'eau de l'Euphrate. A travers ces figures on constate que lorsqu'on simule l'irrigation d'un sol non salé avec l'eau de la nappe on obtient à l'équilibre des niveaux de conductivité électrique (CE dS/m) et d'ESP (%) voisins des parcelles salées qui sont effectivement irrigué avec l'eau de la nappe et vice-versa.

Figure 11. Evolution de la CE (dS/m) (à gauche) dans le sol non salé irrigué avec l'eau de la nappe et (à droite) dans le sol salé irrigué avec l'eau de l'Euphrate



1. Le volume d'eau d'irrigation est exprimé en Volume Porale (VP) qui correspond à la quantité d'eau nécessaire pour remplir le réservoir de l'horizon de sol considéré.

Figure 12. Evolution de la ESP (%) (à gauche) dans le sol non salé irrigué avec l'eau de la nappe et (à droite) dans le sol salé irrigué avec l'eau de l'Euphrate



Les différences moyennes obtenues entre les données simulées et celles mesurées sur le terrain ainsi que le coefficient de variation de ces différences montrent que SMSS2 prédit de manière satisfaisante l'ESP et La CE des sols de la basse vallée de l'Euphrate en Syrie. Si des différences en valeur absolue persistent, les tendances d'évolution sont parfaitement simulées.

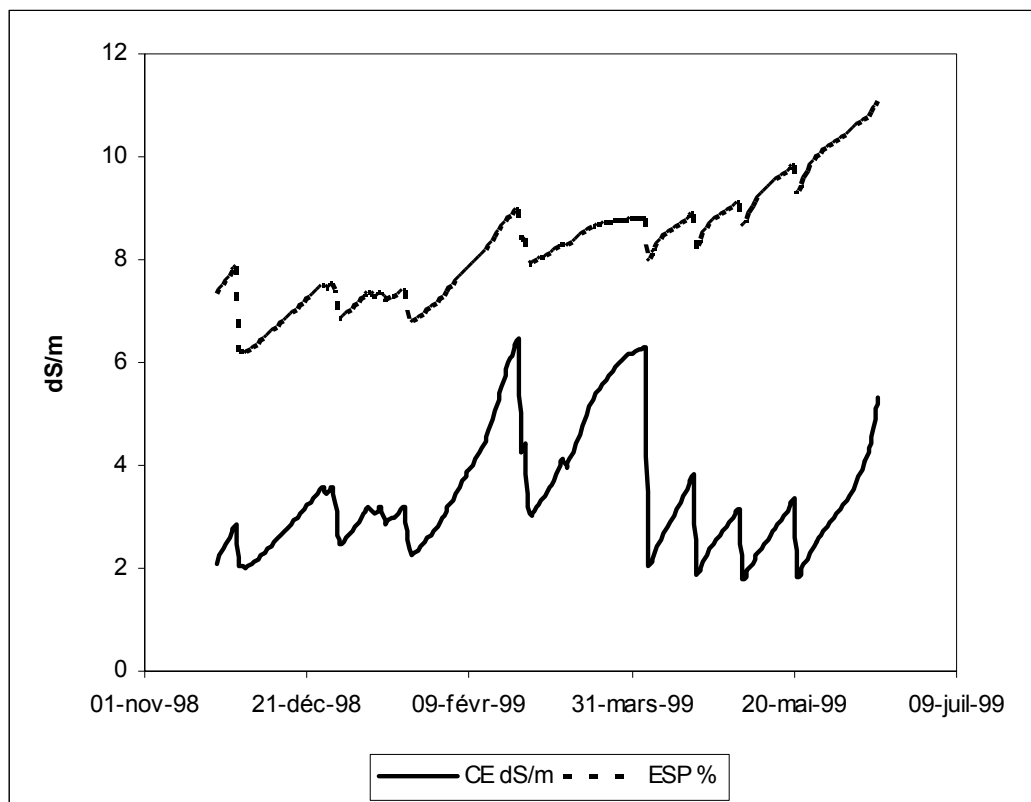
Tableau I. Différences moyennes obtenues entre les données simulées par le modèle SMSS2 et celles mesurées sur le terrain

	Salinisation		Désalinisation	
	Valeur (dS/m)	RRCME ⁽²⁾ (%)	Valeur (dS/m)	RRCME (%)
CE (dS/m)	-0.5	101	0.4	117
ESP (%)	-8.0	59	2.5	140

La validation du modèle SMSS3 à été réalisée sur les données de suivit dans la région des Doukkala au Maroc (Ben Guedour, 1999) et qui ont servit pour l'estimation des paramètres.

2. $RRCME = \sqrt{\frac{\sum (y_i - x_i)^2}{n} \cdot \frac{100}{\bar{x}}}$: le RRCME est similaire au coefficient de variation et est exprimé en pourcentage (Lengnick et Fox, 1994)

Figure 13. Simulation de l'évolution de la ESP (%) et de la CE (dS/m) pour la couche superficielle du sol de l'une des 5 parcelle de suivit



L'analyse statistique réalisée sur les données des 5 parcelles de suivi a montré que la plupart des paramètres de salinité (CE) et de sodicité (ESP) du sol sont bien estimés et ce quelle que soit la profondeur du sol. Le tableau II donne la différence moyenne entre les données observées et simulées des paramètres CE et ESP ainsi que le coefficient de variation de ces différences. Le modèle SMSS3, appliqué à la région des Doukkala au Maroc, permet de prévoir avec une précision acceptable l'évolution à cours terme de la salinité et de la sodicité du sol suite à l'irrigation. On remarque aussi que la précision des estimations varie en fonction de l'élément simulé et de la profondeur du sol.

Tableau II. Différences moyennes obtenues entre les données simulées par le modèle SMSS3 et celles mesurées sur le terrain

Horizons (cm)	CE (dS/m)		ESP (%)	
	Valeur	RRCME(%)	Valeur	RRCME(%)
0-20	0,13	84	- 0,19	54
20-40	0,03	71	- 0,81	55
40-60	0,11	56	- 0,63	52
60-80	- 0,15	43	0,78	45
80-100	- 0,25	39	2,99	45
Tout le profil	- 0,03	64	0,43	50

Conclusion

A l'issue de ce travail, il est d'abord important de souligner que la modélisation de la salinité est un phénomène complexe. En effet, les facteurs influençant les flux d'eau et les mouvements de solutés dans le sol sont très nombreux et difficiles à cerner en totalité. Les simplifications opérées sur les modèles mathématiques pour obtenir des solutions numériques ne sont pas toujours valables et peuvent conduire à des approximations erronées. Certains processus pouvant influencer les mouvements de solutés n'ont pas encore été développés dans nos modèles. A titre d'exemple, le prélèvement des éléments chimiques par les plantes, l'influence de l'activité de la microflore du sol sur les propriétés physiques et chimiques du sol et l'influence de la température sur les processus chimiques ne sont pas encore pris en considération.

Deux modèles (SMSS2 et SMSS3) ont été développés dans le cadre de cette étude. Le premier est un modèle simple permettant essentiellement la prévision de l'évolution de la salinité d'un sol donné après sa mise en irrigation pendant une période prolongée dans le temps. Le second modèle permet le suivi à court terme du devenir de la salinité dans une parcelle donnée.

Le programme SMSS2 qui a été inspiré de celui développé par Laudelout (1994), a été largement repris (i) dans sa forme générale grâce un langage de programmation performant "Delphi" (qui est une adaptation du Pascal-Object sous Windows) et (ii) dans sa structure en y intégrant de nombreux algorithmes correspondant à de nouvelles solutions numériques, de modèles précédemment développés. On citera à titre d'exemple l'algorithme de résolution des équations des équilibres chimiques. Avec ces nouveaux algorithmes le nombre de "bugs" a été considérablement réduit.

De plus, le nouveau programme offre une interface graphique agréable et facile à utiliser, intégrant la saisie des données et l'affichage des résultats sous trois formes différentes : texte, tableaux et graphiques.

Le modèle SMSS3, a été développé et amélioré à partir du modèle LEACHM (Hutson et al., 1992) et du modèle UNSATCHEM (Šimůnek et al., 1993). Ces améliorations consistent en l'ajout d'autres options et d'utilisation de nouveaux algorithmes plus performants et conduisant à des résultats plus précis, tel que l'algorithme de résolution des équations des équilibres chimiques. Enfin, ce programme offre aussi une interface graphique avec les mêmes avantages que ceux cités pour SMSS2. Ce progiciel a été porté sur les plate-formes « WINDOWS » et « LINUX ». Cette dernière plate-forme à l'avantage d'être gratuite. Ainsi le coût d'installation éventuelle d'une station de suivi de la salinité serait réduit.

Les paramètres nécessaires au bon fonctionnement des modèles ont été estimés à partir des données de terrain. En effet, les échantillons prélevés sur le terrain en état d'équilibre peuvent nous renseigner sur les différents équilibres chimiques entre les différentes phases du sol: entre la phase solide et la phase liquide à travers les coefficients de sélectivité et entre la phase précipitée et la phase liquide à travers les produits des activités des ions (PAI). Il a été montré ensuite que ces paramètres, qui sont estimés sur la base de données déterminées dans des conditions naturelles, sont différents de ceux estimés sous des conditions contrôlées de laboratoire.

Les deux modèles présentés dans cet article méritent d'être validés dans d'autres conditions de périmètres irrigués en zones arides et semi-arides.

Bibliographie

ADDISCOTT T M. 1977. A simple computer model for leaching in structured soils. *J. Soil Sci.* 28:554-563.

BADRAOUI M. ET MERZOUK A. 1994. Changes of soil qualities under irrigation : the effect of salt accumulation on water retention by Vertisols. In CIHEAM ed., farm water management techniques, Rabat, Morocco.

- BADRAOUI M., SOUDI B., LAHLOU M., KABBASSI M., ANIBA K. 1998A. Evaluation de la salinité des sols dans le périmètre irrigué des Doukkala : Suivi et diagnostic dans les zones vulnérables. In Souidi B. ed., Etude de l'impact de l'intensification de la mise en valeur agricole sur la qualité des sols et des eaux : proposition de pratiques rationnelles. Projet d'initiatives propres, AGCD-UCL-IAV.
- BADRAOUI M., SOUDI B., MERZOUK A., FARHAT A., M'HAMDI A. 1998B. Changes of soil qualities under pivot irrigation in the Bahira region of Morocco: Salinization. *Advances in GeoEcology*, 31:503-508.
- BEN GUEDOUR, H., 1999. Suivi des régimes hydriques et salins dans le périmètre irrigué des Doukkalas. Mémoire de troisième cycle, Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Maroc.
- BRYANT, S. L., R. S. SCHECHTER, AND L. W. LAKE, 1986. Interactions of precipitation/dissolution waves and ion exchange in flow through permeable media. *AIChE J*, 32(5), 751-764.
- CAMPBELL, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* 117:311-314.
- CEDERBERG, G. A., R. L. STREET, AND J. O. LECKIE, 1985. A groundwater mass transport and equilibrium chemistry model for multicomponent systems, *Water Resour. Res.*, 21(8), 1095- 1104,
- CERNIK, M.; BARMETTLER, K.; GROLIMUND, D.; ROHR, W.; BORKOVEC, M.; STICHER, H. J. 1994. Cation Transport in Natural Porous Media on Laboratory Scale: Multicomponent Effects. *Contam. Hydrol.*, 16, 319-337.
- COLE, C.V., 1957. Hydrogen and calcium relationship of calcareous soils. *Soil. Sci.* 83:141-150.
- DUFEY, J. E., PETIT, C. M., GOBLET, Y. & LAUDELOUT, H. 1979. Modélisation des équilibres physico-chimiques d'échange et de précipitation dans les systèmes sol-eau-electrolyte. *Annales Agronomiques*, 30, 53-62.
- FARHAT A. 1995. Effets de l'irrigation par pivot sur la qualité des sols dans la Bahira: situation actuelle et perspectives de développement. Thèse de 3ème cycle, I.A.V. Hassan II, Département Sci. Sol, Rabat, Maroc.
- FÖRSTER, R., 1986. A multicomponent transport model. *Geoderma*, 35, 261-278.
- FÖRSTER, R., AND H. GERKE, 1988. Integration von Modellen des Wasser- und Stofftransports sowie physikochemischer Wechselwirkungen zur Analyse von Agrar-Ökosystemen. *Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie*, Band XVIII, Essen.
- GAINES, G. L.; THOMAS, H. C. J. 1953. Adsorption studies on clay minerals: II. A formation of the thermodynamics of exchange adsorption. *Chem. Phys.*, 21, 714-718.
- GAPON, Y. N. J. 1933. On the theory of exchange adsorption in soils. *Gen. Chem. USSR (Engl. Transl.)*, 3, 144-160.
- GRIFFIN R. A. AND JURINAK J. J., 1973. Estimation of activity coefficients from the electrical conductivity of natural aquatic systems and soil extracts. *Soil Sci.* 116: 26-30.
- HUTSON, J.L. AND R.J. WAGENET. 1992. LEACHM: Leaching Estimation And Chemistry Model: A process based model of water and solute movement transformations, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone. *Continuum Vol.2*, Version 3. Water Resources Inst., Cornell University, Ithaca, NY.
- HUTSON, J.L. AND A. CASS. 1987. A retentivity function for use in soil-water simulation models. *J. Soil Sci.* 38:105-113.
- HUTSON, J.L. 2000. LEACHing Estimation And Chemistry Model "LEACHM": model description and user's guide. LEACHM computer program and documentation © Cornell University 1987 to 1996; J.L. Hutson, 1997-.
- JENNINGS, A. A., D. J. KIRKNER, AND T. L. THEIS, 1982. Multicomponent equilibrium chemistry in groundwater quality models. *Water Resour. Res.*, 18(4), 1089- 1096,
- KIRKNER, D. J., A. A. JENNINGS, AND T. L. THEIS, 1985. Multisolute mass transport with chemical interaction kinetics. *J. Hydrol.*, 76, 107-117,

- KIRKNER, D. J., AND H. REEVES, 1988. Multicomponent mass transport with homogeneous and heterogeneous chemical reactions: Effect of the chemistry on the choice of numerical algorithm. 1. Theory. *Water Resour. Res.*, 24(10), 1719-1729.
- LAFOLIE, F., 1991. Modelling water flow, nitrogen transport, and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential. *Fertilizer Research*, 27, 215-232.
- LAHLOU M., M. BADRAOUI ET B. SOUDI, 1998. SMSS : un logiciel de simulation du mouvement de sels dans le sol. *Etude et Gestion des Sols*. Vol 5, 4:247-256.
- LAHLOU M., 2002. Elaboration et validation de deux modèles de simulation du mouvement des sels dans les sols irrigués. Thèse de Doctorat. 205p, Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Rabat, Maroc.
- LARSON W.E. AND PIERCE F.J. 1991. Conservation and enhancement of soil quality. In evaluation for sustainable land management in the developing world. Vol. 2: Technical papers. Bangkok, Thailand, Inter. Board for Soil Research and Management, 1991, IBSRAM Proceedings No 12(2).
- LAUDELOUT H., CHEVERRY C. & CALVET R. 1994. Modélisation Mathématique Des Processus Pédologiques. Actes Éditions, 264p.
- LAUDELOUT H. ET CHIANG C., 1995. Modélisation du mouvement des sels dans les sols du Maroc. *Homme Terre et Eaux*, Vol. 25, 100 : 57-61.
- LIU, CHEN WUING, AND T. N. NARASIMHAN, 1989A. Redox-controlled multiple-species reactive chemical transport. 1. Model development. *Water Resour. Res.*, 25(5), 869-882.
- MATHIEU C. ET RUELLAN A. 1980. Evolution morphologique des sols irrigués en région méditerranéenne semi aride. *Cahier ORSTOM, Série pédologie*, 13, 3-25.
- RICHARDS L., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1:3 18-333.
- RICHARDS L., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. *USSL., USDA, Handbook 60*.
- ROBERT M. 1992. Le sol, une ressource naturelle à préserver pour la production et l'environnement. *Cahier Agriculture*, 1: 20-34
- ROBERT M. 1996. Le sol: interface dans l'environnement, ressource pour le développement. *Masson, Paris*, p.241
- SAXTON K.E., W.J. RAWLS, J.S. ROMBERGER, AND R.I. PAPENDICK, 1985. Estimating Generalized Soil-water Characteristics from texture. *Contribution from Agric. Res. Serv., USDA*, in cooperation with college of Agric. And home Economics, Agric. Res. Center, Washington State Univ., Pullman, WA 99164. Scientific Paper n° 6911.
- ŠIMŮNEK, J., AND D. L. SUAREZ, 1993. UNSATCHEM-2D Code for Simulating Two-Dimensional Variably Saturated Water Flow, Heat Transport, Carbon Dioxide Production and Transport, and Multicomponent Solute Transport with Major Ion Equilibrium and Kinetic Chemistry, Version 1.1. *Research Report No. 128, U. S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California*.
- ŠIMŮNEK, J., AND D. L. SUAREZ, 1994. Major ion chemistry model for variably saturated porous media. *Water Resour. Res.*, 30(4), 1115-1130
- SUAREZ, D. L., 1977. Ion activity products of calcium carbonate in waters below the root zone. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41:310-315.
- SULEIMAN, S., 2000. Etude des sols salés de la basse vallée de l'Euphrate (Syrie). Propriétés physiques et physico-chimiques et conséquence de l'irrigation. Thèse. Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes. France. 290p.
- UMALI D.L. 1993. Irrigation-induced salinity. A growing problem for development and the environment. *World Bank technical paper 215*, p.78
- USSL, 2001. Site web de l'«United State Salinity Laboratory» <http://www.ussl.ars.usda.gov/>
- VALOCCHI, A. J.; STREET, R. L.; ROBERTS, P. V. 1981. Transport of ion-exchanging solutes in groundwater: Chromatographic theory and field simulation. *Water Resour. Res.*, 17, 1517-1527.
- VAN GENUCHTEN, M.TH. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 44:892-898.

VANSELOW, A. P. 1932. Equilibria of the base exchange reactions of bentonites, permutites, soil colloids, and zeolites. *Soil Sci.*, 33, 95-113.

WALSH, M. P., S. L. BRYANT, R. S. SCHECHTER, AND L. W. LAKE, 1984. Precipitation and dissolution of solids attending flow through porous media. *AIChE Jour.*, 30(2), 317-328.

YEH, G. T., AND V. S. TRIPATHI, 1990. HYDROGEOCHEM: A coupled model of HYDROlogic transport and GEOCHEMical equilibria in reactive multicomponent systems. *Environ Sci. Div., Publ. No. 3170.*, Oak Ridge National Lab., Oak Ridge, Tennessee,

YEH, G. T., AND V. S. TRIPATHI, 1991. A model for simulating transport of reactive multispecies components: Model development and demonstration. *Water Resour. Res.*, 27(12), 3075-3094.