

## Paramètres essentiels d'écoulement des solutés dans un milieu poreux saturé : Méthode de mesure et modèle d'interprétation.

MEDDAHI Med El. (✉)

MALLANTS D. (✉)

FEYEN J. (✉)

BADJI M. (✉)

VEREecken H. (✉✉)

### RÉSUMÉ

Ce travail définit les paramètres essentiels d'écoulement des solutés dans un milieu poreux saturé et décrit l'utilisation de la méthode de la réflectométrie temporelle pour estimer ces paramètres. La méthode de la réflectométrie temporelle permet la mesure des courbes d'élution d'un traceur non réactif. Elle est d'une mise en oeuvre facile et permet en outre d'éviter l'utilisation des bougies poreuses d'extraction des solutions du sol (surtout au champ) et les analyses chimiques, coûteuses et pénibles, de l'éluat. Le modèle d'interprétation des résultats expérimentaux est l'équation classique de convection-dispersion. L'analyse de sensibilité du coefficient de dispersion hydrodynamique  $D_h$  aux erreurs de mesures montre qu'une déviation par rapport à la valeur nominale de la masse relative  $M$  allant jusqu'à 15 % n'a pas d'effet. Une durée élevée de l'impulsion du traceur conduit à une sur-estimation de  $D_h$ . Une autre observation déduite de ce travail est que les paramètres  $D_h$  et  $\nu$  sont liés.

**Mots-clés :** coefficient de dispersion hydrodynamique - réflectométrie temporelle (RT) - équation de convection-dispersion.

### SOLUTE TRANSPORT PARAMETERS IN SATURATED POROUS MEDIA : MEASURING METHOD AND INTERPRETING MODEL

*This work describes usage of the time domain reflectometry (TDR) method for the assessment of solute transport parameters in porous media. In this respect the TDR method is used to determine the concentration profile of a non-reactive tracer. This experimental approach is far easier than the traditional measuring technique using extraction cups for collecting intermittent soil solution. The classic convection-dispersion equation was used in the interpretation of the experimental data.*

*Thirty undisturbed soil columns (20 cm/20 cm) were collected from 30 m long transect. Some general physico-chemical properties of the soil are provided in Table I. In laboratory, the columns were put on perforated PVC plate and saturated from the bottom. A parallel two-rod TDR probe was inserted horizontally at 10 cm from the top of the column. A diagram of the TDR reflectogram type seen on the TDR screen and equipment are given in figures 1 and 2 respectively. Prior to the application of a tracer,*

(\*) Institut de Gestion des Ressources en Terre et en Eau, Katholieke Universiteit Leuven, Vital Decosterstraat 102, 3000 Leuven Belgique.

(\*\*) Forschungszentrum Jülich, Erdöl und Geochimie. ICH5, Allemagne.

distilled water was added to the soil columns until the steady state conditions were reached. Then, 3 g KCl dissolved in 50 ml of distilled water was applied to each column.

Saturated breakthrough curves were monitored using the TDR technique. An example of measured resistance  $R_{L,t}$  and derived breakthrough curve is given in figures 3 and 4. A result of optimized parameters of the convection-dispersion equation is given in tables II and III depending on which parameters are optimized or fixed in the fitting.

The sensitivity analysis (figures 5a -d and Table IV) or the  $D_h$  (hydrodynamic dispersion coefficient) as related to measurement errors was performed and revealed that a deviation of 15 % from the nominal value of the relative tracer mass  $M$  indicated no effect. When the tracer is applied for a long period, the value of the  $D_h$  is overestimated. Another observation made from this work is that the  $D_h$  and the pore water velocity  $v$  are closely related.

**Keywords** : Hydrodynamic dispersion coefficient - time domain reflectometry - convection - dispersion equation.

---

## INTRODUCTION

La maîtrise des problèmes posés par la pollution et la fertilisation rend nécessaire une meilleure connaissance des mécanismes intervenant dans le transport de solutés en milieu poreux. La détermination des caractéristiques d'écoulement de solutions miscibles dans le sol est donc indispensable pour connaître les variations de la concentration d'un soluté dans l'espace et dans le temps. Parmi les nombreux paramètres qu'il importe d'étudier, le coefficient de dispersion hydrodynamique est le plus important.

L'objet de cette publication est l'étude de la possibilité d'utilisation de la réflectométrie temporelle (RT) pour la détermination des courbes d'éluion d'un traceur non réactif (chlorure). Les conditions d'expérimentation représentent le cas simple d'un milieu poreux, à spectre unimodal, saturé en eau. Pour quantifier la dispersion hydrodynamique ( $D_h$ ), le modèle d'interprétation des résultats expérimentaux (courbes d'éluion), dans cette première investigation, est l'équation classique de la dispersion. Une analyse de la sensibilité de la valeur de ( $D_h$ ) obtenue, aux erreurs de mesures expérimentales, est réalisée. Toutefois, avant de présenter la méthode et l'analyse de ses résultats, il s'avère utile de rappeler la nature et le rôle des différentes variables qu'il faut prendre en considération.

## I - L'ÉQUATION DE TRANSPORT DE SOLUTÉS ET SES PARAMÈTRES CARACTÉRISTIQUES

La répartition d'un traceur, représenté par sa fonction de concentration (fonction du temps et de l'espace), se déduit du flux  $\vec{q}$  de ce soluté de l'équation de conservation de la masse :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \operatorname{div} \vec{q} + \phi \quad (1)$$

où  $\phi$  est une fonction du temps et de l'espace traduisant l'existence éventuelle de

LA REFLECTOMÉTRIE TEMPORELLE ET LES PARAMÈTRES DU TRANSFERT DES SOLUTÉS

sources ou de puits du traceur (adsorption, désorption, réaction chimique).

Le flux  $\vec{q}$  se compose en chaque point de trois parties :

- un flux de convection, traduisant l'entraînement à une vitesse moyenne  $\vec{v}$  du soluté traceur de concentration C :

$$\vec{q}_c = \vec{v} C \tag{2}$$

- un flux de diffusion moléculaire, proportionnel au gradient de la concentration au point considéré :

$$\vec{q}_d = -D \text{ grad } C \tag{3}$$

- un flux de dispersion mécanique, lié à l'existence d'une répartition des vitesses tant à l'intérieur même de chaque pore que dans les différents pores. Cette répartition provoque des gradients de concentration. On peut considérer le flux de dispersion mécanique comme l'analogie d'un flux de diffusion et l'exprimer comme suit :

$$\vec{q}_{dm} = -D_m \text{ grad } C \tag{4}$$

Le flux combiné

$$\vec{q}_h = \vec{q}_d + \vec{q}_{dm} \tag{5}$$

est à l'origine du phénomène de dispersion hydrodynamique. Celui-ci se traduit par le fait que, lorsqu'il existe un certain écart de concentration entre deux zones du milieu poreux à un instant donné, cet écart de concentration va tendre à s'annuler.

L'équation de conservation de la masse s'écrit donc :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \text{div} [ \vec{v} C - D_h \text{ grad } C ] \pm \phi \tag{6}$$

où  $D_h = D + D_m$ , est le tenseur de dispersion hydrodynamique.

Dans ce qui suit, nous ne considérons que des déplacements miscibles d'un soluté non réactif, où l'adsorption est décrite par une équation linéaire de la forme :

$$s = K C \tag{7}$$

où s est la concentration du soluté adsorbé par unité de masse de la matrice solide, K est une constante empirique de distribution.

Pour un déplacement monodimensionnel, avec l'axe des x dirigé suivant l'axe de la colonne et orienté vers le bas, l'équation (6) prend alors la forme :

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = D_h \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} \tag{8}$$

où  $D_h$  est le coefficient de dispersion hydrodynamique longitudinal,  $R = 1 + K \rho/\Theta$  est un facteur de retard,  $\rho$  est la densité apparente de la matrice solide, et  $\Theta$  est la teneur en eau volumique. Dans l'équation (8), la nature tensorielle de  $D_h$  ( $D$  et  $D_m$ ) n'apparaît plus, et l'on considère souvent ces paramètres comme de simples coefficients. Dans quelques cas particuliers, le facteur de retard R devient inférieur à 1, ce qui indique que seule une partie de l'eau du sol participe au processus de transport. Ceci est noté dans le cas où il y a une exclusion d'anion ou bien lorsque une partie de l'eau du sol est à l'état immobile.

## II - MATÉRIEL ET MÉTHODE

### 1. Méthode

Il suffit, pour mesurer  $D_h$ , d'étudier une expérience gouvernée par l'équation (8) et dont on maîtrise les conditions initiales et aux limites.

L'expérience la plus simple est celle dite méthode de l'échelon ou de l'alimentation continue en traceur d'une colonne du milieu poreux, préalablement saturée par une solution de concentration  $C_i$  en traceur. On fait circuler, dans cette colonne à partir du temps  $t_0$ , une solution de concentration  $C_e$  en traceur, avec un débit d'alimentation constant. On recueille la solution sortant de la colonne à n'importe quel point de cette colonne, par un collecteur de fraction afin de disposer de la courbe dite d'élution (concentration de l'effluent en fonction du temps). L'autre méthode qu'on peut utiliser est celle dite de créneau d'alimentation, ou d'alimentation discontinue en traceur, ou de l'impulsion. Cette méthode consiste à faire circuler dans la colonne saturée par la solution initiale  $C_i$  une autre solution  $C_e$  pendant un laps de temps, puis on fait circuler de nouveau la solution de concentration  $C_i$  avec le même débit que précédemment. L'expérience prend fin lorsque la concentration de la solution du sol, après être passée par un maximum, redevient égale à  $C_i$ .

Ces méthodes ont été utilisées, au laboratoire, par Biggar et Nielsen (1962), Gaudet *et al.* (1977), Bouma et Anderson (1977), van Genuchten et Wierenga (1977), Parker (1984), Schulin *et al.* (1987), pour quantifier la redistribution du traceur dans des colonnes de sol. Récemment, plusieurs auteurs se sont intéressés au pilotage et à la prédiction du transport de solutés à l'échelle du champ (Butters *et al.*, 1989 ; Jury *et al.*, 1991 ; van Wesenbeeck et Kachanoski, 1991). Dans leurs travaux, ces auteurs ont utilisé des bougies poreuses en céramique pour extraire la solution du sol. Mais la bougie d'extraction utilisée présente beaucoup d'inconvénients :

- l'écoulement du traceur dissous est perturbé par l'application d'une succion élevée à la matrice du sol ;

- l'extraction de la solution du sol n'est possible que dans une gamme de teneur en eau allant de la saturation jusqu'à une pression de l'eau de l'ordre de 300 cm de colonne d'eau ;

- la composition de la bougie poreuse peut influencer la composition de la solution extraite. En effet, une substance chimique de la solution du sol peut être fixée par les matériaux de la bougie poreuse ou, inversement, la bougie poreuse peut libérer certaines substances chimiques dans la solution du sol extraite.

Contrairement à ces méthodes, la méthode de la réflectométrie temporelle (RT), discutée dans cet article, permet la mesure des courbes d'élution dans des conditions non perturbées et n'a aucun effet sur la composition de la solution du sol. Par ailleurs, les analyses chimiques de l'éluat, coûteuses et parfois pénibles, ne sont pas nécessaires dans ce cas. L'application de cette technique pour la mesure de la teneur en eau volumique est connue depuis une dizaine d'années (Topp *et al.*, 1982 ; Topp et Davis, 1985 a, b). Récemment, cette technique est utilisée pour la mesure du transport de solutés, aussi bien au laboratoire qu'au champ (Topp *et al.*, 1988 ; Nadler *et al.*, 1991 ; Kachanoski *et al.*, 1992 ; Elrick *et al.*, 1992).

## LA REFLECTOMÉTRIE TEMPORELLE ET LES PARAMÈTRES DU TRANSFERT DES SOLUTÉS

La technique de la RT est utilisée pour mesurer la conductivité électrique apparente du sol. Elle est fondée sur l'interprétation de l'atténuation d'une impulsion électromagnétique qui traverse le sol par une ligne de transmission (Topp *et al.*, 1988 ; Nadler *et al.*, 1991). Dans les différentes recherches, les auteurs supposent qu'à une teneur en eau constante, il existe une fonction linéaire entre la concentration de la solution du sol  $C$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) et la conductivité électrique apparente dans la couche de profondeur  $L$ (m),  $EC_L$  ( $\text{dS.m}^{-1}$ ). Le lecteur peut se référer à Kachanoski *et al.* 1992 pour plus de détail :

$$EC_L = \beta + \alpha * C ; \quad \Theta = \text{constante} \quad (9)$$

où  $\beta$  et  $\alpha$  sont des constantes empiriques.

La masse totale par unité de surface,  $M_L$  ( $\text{kg m}^{-2}$ ), pour une profondeur égale à  $L$  est :

$$M_L = \Theta * L * C \quad (10)$$

où  $\Theta$  est la teneur en eau moyenne ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) et  $C$  est la concentration du traceur dans la couche d'épaisseur  $L$ .

En substituant (10) dans (9) et après réarrangement, on obtient :

$$EC_L = \beta + \left[ \frac{\alpha}{\Theta * L} \right] * M_L ; \quad \Theta = \text{constante} \quad (11)$$

Ainsi, à une teneur en eau constante, il existe une relation linéaire entre la masse spécifique ( $\text{kg m}^{-2}$ ) du soluté et la conductivité électrique.

Expérimentalement, la méthode d'alimentation du traceur utilisée est celle de l'impulsion. A un instant  $t_i$  donné, et avant l'application d'une impulsion du traceur ( $t_i < t_0$ ,  $t_0$  étant le moment de l'impulsion du traceur), la masse totale du traceur par unité de surface est déduite de l'équation (11), soit :

$$M_{L, t_i} = (EC_{L, t_i} - \beta) * \left[ \frac{\Theta * L}{\alpha} \right] \quad (12)$$

A  $t > t_0$  et avant que le traceur n'ait atteint la profondeur  $L$ , la masse totale du traceur est :

$$M_{L, t_0} = (EC_{L, t_0} - \beta) * \left[ \frac{\Theta * L}{\alpha} \right] \quad (13)$$

La combinaison des équations (12) et (13) donne après réarrangement :

$$M_{L, t_0} - M_{L, t_i} = (EC_{L, t_0} - EC_{L, t_i}) * \left[ \frac{\Theta * L}{\alpha} \right] \quad (14)$$

Or, si on considère que le sol est totalement lessivé initialement,  $M_{L, t_i} = 0$ , l'équation (14) se réduit alors à :

$$M_{L, t_0} = M_{T, L} = (EC_{L, t_0} - EC_{L, t_i}) * \left[ \frac{\Theta * L}{\alpha} \right] \quad (15)$$

où  $M_{T,L}$  est la masse totale du traceur par unité de surface dans la couche d'épaisseur  $L$ ,  $EC_{L,ti}$  la conductivité apparente mesurée par la RT avant l'application du traceur,  $EC_{L,t0}$  celle mesurée après l'application du traceur, mais avant que ce dernier n'atteigne la profondeur  $L$ . En effet, la valeur de la  $EC_{L,t0}$  mesurée, reste constante tant que la totalité du traceur appliqué est encore dans la couche d'épaisseur  $L$ .

Les équations discutées ci-dessus sont celles données par Kachanoski *et al.* (1992) pour des sondes installées verticalement. La profondeur  $L$  correspond à la longueur des sondes. Dans cette approche, les sondes sont installées horizontalement, ce qui fait que l'équation(15) donnant la masse totale du traceur dans la couche d'épaisseur  $L$  n'est pas valable.

Considérons de nouveau le cas de l'installation verticale des sondes du réflectomètre. Dès que le traceur atteint la profondeur  $L$ , la conductivité mesurée commence à diminuer, et la masse du traceur restant dans la couche au temps  $t$  devient égale à :

$$M_{L,t} = (EC_{L,t} - EC_{L,ti}) * \left[ \frac{\Theta * L}{\alpha} \right] \tag{16}$$

où  $EC_{L,t}$  est la conductivité électrique mesurée au temps  $t$ .

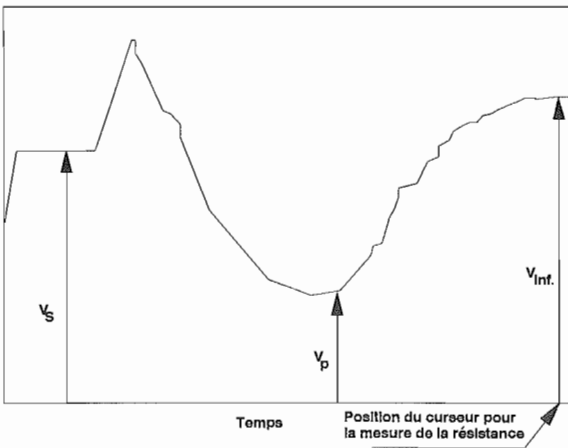


Figure 1 : Réfectogramme vu à l'écran du réflectomètre  
 $V_s$  : signal de l'impulsion du réflectomètre  
 $V_p$  : signal après une réflexion partielle  
 $V_{inf}$  : signal après un temps infini  
 Reflectogram of TDR cable tester  
 $V_s$  : signal of the TDR pulse  
 $V_p$  : signal after partial reflection  
 $V_{inf}$  : signal after a long time interval

Le rapport des équations (16) et (15) donne la masse relative du traceur,  $M_{R,t}(t)$ , restant au temps  $t$  :

$$M_{R,L}(t) = \frac{M_{L,t}}{M_{L,t0}} \left[ \frac{EC_{L,t} - EC_{L,ti}}{EC_{L,t0} - EC_{L,ti}} \right] \tag{17}$$

Par conséquent, la masse relative du traceur  $M_{R,t}$  est fonction seulement des conductivités électriques mesurées par réflectométrie temporelle.

L'équation (17) est alors applicable quel que soit le mode d'installation verticale ou horizontale des sondes.

La mesure de la conductivité électrique par la réflectométrie temporelle est fondée sur la mesure de la résistance  $R_L$ (ohm) du sol. Cette résistance  $R_L$  est mesurée à une distance fixe le long du réflectogramme et après les multiples réflexions. Le type de réflectogramme enregistré par l'oscilloscope est celui donné à la figure 1.

La conductivité électrique apparente  $EC_L$  est donnée par l'expression suivante (Nadler *et al.*, 1991) :

$$EC_L = K * R_L^{-1} \tag{18}$$

où K est une constante de calage.

En remplaçant la conductivité électrique par sa valeur (équation 18) dans l'équation 17, la masse relative sera alors :

$$M_{L,R} (t) = \left[ \frac{(R_{L,t})^{-1} - (R_{L,ti})^{-1}}{(R_{L,t0})^{-1} - (R_{L,ti})^{-1}} \right] \tag{19}$$

Toutes les constantes sont éliminées, et la masse relative du traceur est aisément déterminée par lecture de la résistance initiale,  $R_{L,ti}$ , la résistance minimum,  $R_{L,t0}$  et la résistance après application du traceur,  $R_{L,t}$ . Dans le mode d'installation des sondes horizontalement la valeur de  $R_{L,t0}$  est obtenue par application continue de soluté.

Tableau I : Propriétés physico-chimiques du sol étudié  
*Physical and chemical soil properties*

Distribution de la taille des particules (%)					C	pH		CEC
0-2 $\mu$	2-10 $\mu$	10-20 $\mu$	20-50 $\mu$	50-2000 $\mu$	%	KCl	H <sub>2</sub> O	m $\mu$ eq/100g
12,65	4,23	8,87	54,52	39,73	0,6	5,7	6,5	5,34

## 2. Expérimentation

Trente colonnes de sol non perturbé (de 20 cm de diamètre et 20 cm de hauteur) de texture sablo-limoneuse ont été collectées sur une distance de 30 m (à raison d'un échantillon tous les mètres). Les propriétés physico-chimiques de ce sol sont données dans le tableau I. Au laboratoire, une plaque poreuse en PVC est fixée en bas de chaque colonne pour éviter la perte de sol. Ensuite, ces colonnes sont saturées par le bas, et les sondes sont installées horizontalement à 10 cm de la surface (la figure 2 donne le schéma de l'appareillage d'un réflectomètre et les sondes utilisées). Un papier filtre de 18,5 cm de diamètre est placé en vue de protéger la surface du sol. L'expérience commence par l'application de l'eau distillée par le dessus sous une charge constante de 2 cm. Quand l'état permanent est atteint, l'alimentation en eau est interrompue, et après que toute la lame de 2 cm soit infiltrée, 3 g de KCl dissous dans 50 ml d'eau distillée sont appliqués. Dès que ce volume est infiltré, on fait circuler de nouveau de l'eau distillée avec le même débit que précédemment. Les courbes d'éluion à l'état saturé sont collectées par lecture directe de  $R_{L,t}$  sur l'oscilloscope, connecté aux sondes par un câble coaxial ayant une résistance de 50 ohms. La valeur  $R_{L,t0}$  est obtenue par application continue de 3 g KCl/50 ml d'eau distillée jusqu'à ce que une valeur minimum, constante, soit atteinte.

Durant l'expérimentation, la teneur en eau volumique est mesurée par le même réflectomètre, calibré préalablement pour cet objectif.

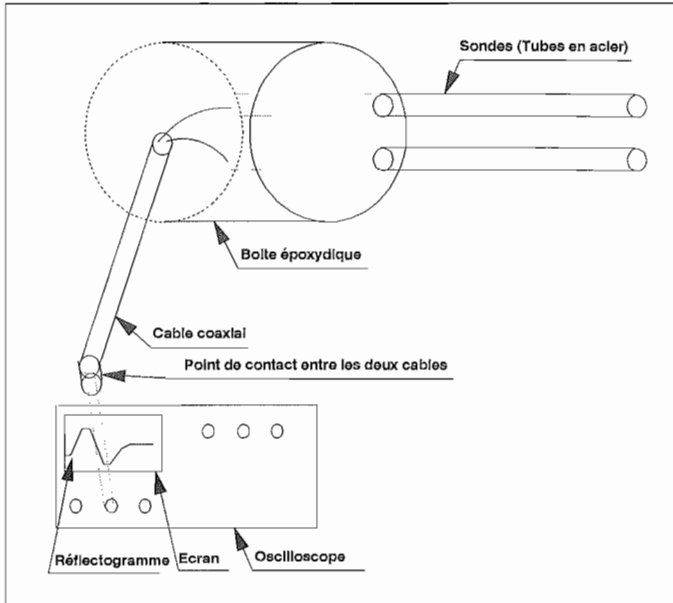


Figure 2 : Schéma d'appareillage du réflectomètre.  
 Diagram of the reflectometer equipment.

### III - RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

#### 1. Évaluation des courbes d'éluion mesurées par RT

Un exemple de courbe de résistance  $R_{L,t}$ , mesurée par RT, est représentée sur la figure 3. Les valeurs initiales,  $R_{L,t_i}$ , obtenues avant l'impulsion du traceur, varient entre 600 et 100 ohms. Cela pourrait être dû aux variations locales de la concentration en soluté à la surface de l'échantillon. Une importante variation des valeurs de  $R_{L,t}$  mesurées dans une même colonne est observée après l'application de l'impulsion du traceur. Ce résultat peut indiquer que les mesures faites par réflectométrie temporelle sont très sensibles à une faible variation de la conductivité électrique apparente dans le sol. En effet, des échanges d'ions peuvent se manifester dans le dispositif, entre l'eau contenue dans les pores intra-agrégats (eau immobile) et l'eau située entre les agrégats (eau mobile).

Pour chaque colonne, les valeurs de  $R_{L,t_0}$  et  $R_{L,t_i}$  sont mesurées et utilisées pour tracer les courbes d'éluion (masse relative du traceur en fonction du nombre de volumes des pores vidés) normalisées entre 0 et 1 par application de l'équation (19). Un exemple de courbe d'éluion obtenue est représenté sur la figure 4. L'analyse de l'ensemble des courbes obtenues montre que dans plusieurs cas (une dizaine d'échantillons) l'allure des courbes est dissymétrique. Certaines d'entre elles présentent



une queue en fin de courbe. Deux phénomènes peuvent être à l'origine de ces observations :

- un échange d'ions entre l'eau mobile et l'eau immobile,
- l'existence d'échange d'ions entre la phase solide et la phase liquide.

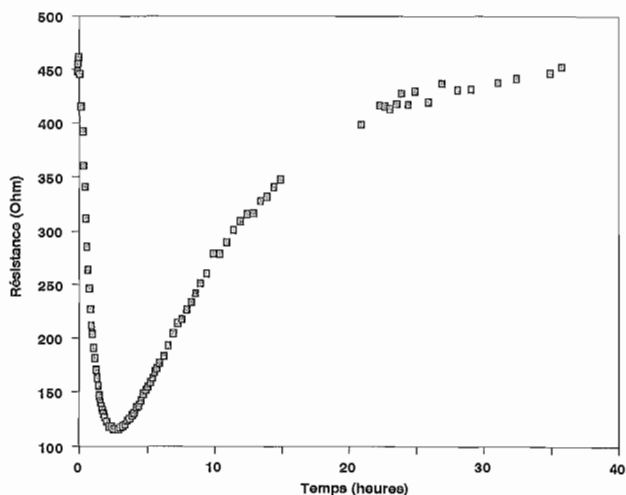


Figure 3 : Exemple de courbe de résistance, mesurée par réflectométrie (éch. 121).

*Example of the resistance curve measured by TDR probes, using sample 121.*

Mais dans ce cas, l'utilisation d'un traceur non réactif (chlorure), d'un temps d'impulsion réduit (quelques secondes), ainsi que le type du sol (contenant une faible quantité d'argile), permet de négliger le phénomène d'échange entre la matrice solide et la solution du sol. Certaines autres courbes présentent deux pics (deux échantillons), indiquant probablement que le milieu poreux est à spectre de porosité bimodal. Ce phénomène, où les propriétés hydrauliques sont nécessairement différentes, a été observé aussi par Othmer *et al.*, (1991). Van Genuchten et Gerke (1992) ont résolu les équations de transfert d'eau et de solutés séparément pour chaque spectre de porosité. Cependant, mis à part les échantillons cités ci-dessus, où le transport du traceur peut être gouverné par l'échange entre l'eau mobile et l'eau immobile, dans le reste des échantillons, l'équation de convection-dispersion suffit pour décrire le transfert du traceur. C'est le modèle choisi dans ce cas pour rendre compte des résultats expérimentaux. Ce modèle à deux phases (matrice solide délimitant les pores, et solution circulant dans les pores) est incapable de rendre compte de la présence d'une phase supplémentaire (eau immobile). Cependant l'ajustement peut se faire, la courbe d'élution calculée essaye de s'adapter aux queues par un étalement excessif, ce qui se traduit par une sur-estimation de  $D_h$  (qui n'est plus alors qu'un coefficient d'ajustement apparent).

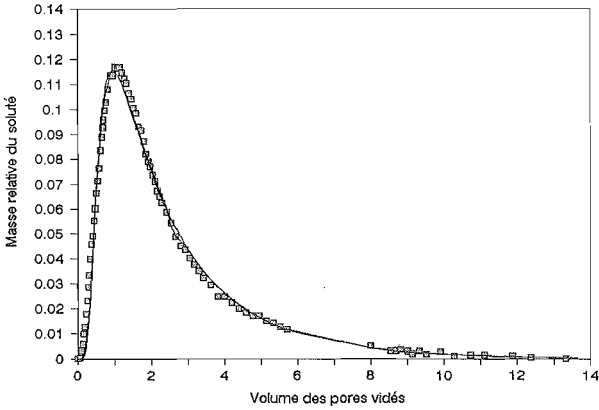


Figure 4 : Exemple de courbe d'élution déduite des mesures par réflectométrie temporelle et la courbe ajustée sur ces données (éch. 121).

■ points mesurés — courbe ajustée  
*Example of the saturated solute breakthrough curve derived by the TDR technique and the curve fitted to the measured data, using sample 121*  
 ■ measured points — fitted curve

## 2. Quantification du paramètre $D_h$

Dans cette analyse, la masse relative du traceur est utilisée. Plusieurs variables adimensionnelles sont alors introduites :

$$T = \frac{v * t}{L} \tag{20}$$

$$\text{et } P = \frac{v * L}{D_h} \tag{21}$$

où  $T$  est le nombre de volumes des pores vidés,  $P$  est le nombre de Peclet,  $L$  est la profondeur de la position des sondes ;  $v$ ,  $t$  et  $D_h$  ont été définis précédemment.

Pour un système semi-infini, les conditions aux limites sont :

$$\frac{\partial C}{\partial x} (\infty, t) = 0, \text{ condition limite en bas du profil} \tag{22}$$

$$\text{et } C - \frac{D}{v} \frac{\partial C}{\partial x} = C_0, \quad 0 < t < t_0 \tag{23}$$

$$C - \frac{D}{v} \frac{\partial C}{\partial x} = 0, \quad t > t_0 \tag{24}$$

conditions limites à la surface de la colonne. On suppose ici que la longueur de la colonne est telle qu'à son extrémité, la concentration reste toujours égale à la concentration initiale. Nous nous intéressons à la concentration  $C_L$  en une section de la colonne située à une distance  $L$  de la surface. Nous faisons également l'approximation qu'il existe une zone d'épaisseur infinitésimale à la limite supérieure, où la concentration et la dispersivité du milieu poreux changent continuellement (Parker et Van Genuchten, 1984b). Le choix, dans ce cas, de s'intéresser à la distribution de la concentration effective du traceur dans le milieu poreux (concentration résidente) et non à la concentration de l'effluent est dicté par le fait que nous estimons que les résultats de la réflectométrie temporelle représentent la concentration moyenne par unité de volume de la solution du sol et non la concentration moyenne par unité de volume du fluide passant par une section unitaire pendant l'unité de temps.

La condition initiale est finalement :

$$C(x,0) = 0 \tag{25}$$

Une solution analytique de l'équation (8) est donnée par Lindstrom *et al.* (1967) :

$$C(x,t) = C_0 * A(x,t) \quad 0 < t < t_0 \tag{26}$$

$$C(x,t) = C_0 * A(x,t) - C_0 * A(x,t-t_0) \quad t > t_0 \tag{27}$$

$$\text{avec } A(x,t) = 1/2 \operatorname{erfc} \left[ \frac{Rx - vt}{2(DRt)^{1/2}} \right] + \left[ \frac{v^2 t}{IIDR} \right]^{1/2} \exp \left[ \frac{-(Rx-vt)^2}{4DRt} \right] - \\ 1/2 \left[ 1 + \frac{vx}{D} + \frac{v^2 t}{DR} \right] \exp \left[ \frac{vx}{D} \right] \operatorname{erfc} \left[ \frac{Rx+vt}{2(DRt)^{1/2}} \right] \tag{28}$$

où  $\operatorname{erfc}$  est la fonction "erreur complémentaire".

La méthode de dépouillement des courbes d'éluion se résume ici à l'ajustement numérique des paramètres  $D_h$ ,  $v$ , le temps de l'impulsion et parfois  $R$  de façon à minimiser les écarts entre la courbe d'éluion observée (résultat de la RT) et la courbe calculée. Le programme utilisé à cet égard est CXTFIT de Parker et Van Genuchten (1984 a). CXTFIT utilise la méthode des moindres carrés pour ajuster les résultats simulés à ceux mesurés par RT. L'inconvénient est qu'il faut, pour lancer l'ajustement, disposer de valeurs approximatives de  $D_h$  et de  $v$ . Alors que  $v$  peut être estimée facilement ( $v = q/\Theta$ ),  $D_h$  devra être interpolé de mesures dépouillées auparavant ou de la littérature.

Dans un premier cas, la vitesse moyenne  $v$  est gardée fixe et égale à sa valeur expérimentale ( $q/\Theta$ ), alors que le coefficient de dispersion hydrodynamique  $D_h$  et le facteur de retard  $R$  sont optimisés. Les résultats de ce premier cas sont consignés au tableau II. Les valeurs obtenues pour  $R$  sont indicatives d'un retard considérable de l'ion chlorure. Ceci est en contradiction avec les résultats obtenus par d'autres chercheurs pour des ions semblables (chlorure et bromure) (Schulin *et al.*, 1987 ; Jaynes *et al.*, 1988 ; Gamedainger *et al.*, 1990). Par ailleurs, et d'après Koskinen et Cheng (1983), le facteur  $R$  d'une espèce chimique donnée, peut être affecté par plusieurs autres facteurs. Étant donné que l'adsorption des chlorures est plutôt rare et que les valeurs de  $R$  sont très élevées et ne peuvent pas être analysées comme il se fait habituellement, nous avons conclu que les résultats, fondés sur l'ajustement de  $R$  et  $D_h$ , sont non appropriés.

Dans le deuxième cas, la vitesse moyenne de l'eau dans les pores et le coefficient de dispersion hydrodynamique sont ajustés. R est gardé fixe et égal à 1. Les résultats de ce deuxième cas sont consignés au tableau III. La première remarque qui s'impose est que parmi le nombre de courbes d'éluion retenues pour l'ajustement de l'équation de convection-dipersion, certaines présentent des valeurs élevées de SCE (somme des carrés des écarts) ou parfois la solution ne converge pas. Leurs résultats sont exclus de l'étude actuelle, et seront le sujet d'un prochain travail.

Tableau II : Les paramètres de l'équation de transport de solutés, obtenus par ajustement de l'équation (8) aux résultats expérimentaux des courbes d'éluion ( $D_h$  et R sont optimisés,  $v$  est fixe et égale à sa valeur expérimentale).

*Value of parameters of the transport equation derived from fitting Eq. (8) to the experimentally measured breakthrough curves ( $D_h$  and R are optimized,  $v$  is fixed and equal to its experimental value)*

N Echantillon	$v$ cm h <sup>-1</sup>	$D_h$ cm <sup>2</sup> h <sup>-1</sup>	R	SCE
99	0,33	0,826	1,670	0,01088
61	0,63	9,1077	4,289	0,00221
209	5,51	1721,0000	34,401	0,00143
161	0,91	703976,00	0,050	0,17780
118	0,61	435946,00	0,022	0,03663
122	6,63	48,1660	3,475	0,04800
109	23,57	20127,00	2,130	0,00949
160	8,7	73,515	7,248	0,00673
121	3,8	20,932	1,628	0,00234
105	2,78	540559,00	0,021	0,05350
145	5,55	814,6000	30,770	0,00180
130	13,53	24431,00	7,186	0,01100
166	9,01	13408,00	2,231	0,00265
79	56,55	40005,00	14,768	0,02740
133	5,86	70608,00	0,279	0,00140
94	30,71	292,00	7,140	0,00029
106	0,49	783,42	33,385	0,00780
144	21,75	984,800	4,500	0,06680
89	18,54	554,54	8,249	0,00314
131	4,26	412449,00	0,537	0,00225
128	6,74	40,889	3,492	0,00443
149	13,82	148,486	15,986	0,00345
123	35,53	317,67	5,840	0,00048
157	10,84	203,83	3,430	0,00150

La valeur moyenne de la vitesse obtenue dans les pores est de 2,18 cm h<sup>-1</sup> avec un coefficient de variation (C.V.) de 1,069. La valeur moyenne du coefficient de dispersion hydrodynamique est de 561,745 cm<sup>2</sup> h<sup>-1</sup> avec un coefficient de variation de 1,07. La valeur de la dispersivité, caractéristique du milieu poreux, est calculée à partir de l'équation  $D_h = D_0 + \lambda v$ , en supposant qu'il n'y a pas de diffusion ( $D_0 = 0$ ), et  $v$  la valeur de la vitesse ajustée. Les résultats sont donnés au Tableau III. La dispersivité a une valeur moyenne de 173,23 cm et un coefficient de variation de 1,07.

Tableau III : Les paramètres de l'équation de transport de solutés, obtenus par ajustement de l'équation (8) aux résultats expérimentaux des courbes d'éluion ( $v$  et  $D_h$  sont optimisés,  $R$  est fixe et égal à 1).

*Value of the parameters of the transport equation derived from fitting eq. (8) to the experimentally measured breakthrough curves ( $v$  and  $D_h$  are optimized,  $R = 1$ ).*

N Echantillon	$v$ cm h <sup>-1</sup>	$D_h$ cm <sup>2</sup> h <sup>-1</sup>	$D_h/v$ cm	SCE
99	0,1977	0,4970	2,514	0,0108
61	0,1466	2,1350	14,563	0,0022
209	0,1600	50,1480	313,425	0,0014
122	1,9118	13,8355	7,237	0,0480
160	1,2010	10,1150	8,422	0,0067
121	6,1411	33,7290	5,492	0,0023
145	2,1789	2,6742	1,227	0,0004
166	4,0488	6064,1500	1497,765	0,0026
79	3,0389	1560,0000	513,344	0,0272
133	5,1350	39,0800	7,610	0,0011
128	1,9350	11,6400	6,015	0,0044
157	3,1700	59,7480	18,849	0,0011
149	0,8811	9,2090	10,452	0,0034
131	0,4080	7,4730	18,316	0,0052
Moyenne	2,182421	561,7452	173,2307	
Écart type	2,335092	604,9182	186,3628	
C.V.	1,069954	1,076855	1,075806	

### 3. Sensibilité de la détermination de $D_h$ aux erreurs expérimentales.

Les paramètres expérimentaux qui interviennent dans la détermination de  $D_h$  à l'aide de la méthode ci-dessus sont :

- la vitesse d'écoulement  $v$ ,
- les résistances  $R_{L,t0}$ ,  $R_{L,ti}$  et  $R_{L,t}$  ; donc, la masse relative,
- éventuellement la durée de l'impulsion.

L'effet des erreurs de la détermination de ces paramètres sur la valeur obtenue de  $D_h$  peut être étudié par simulation. A cet égard, nous sommes partis d'une courbe expérimentale où l'ajustement est le meilleur possible. Ensuite, nous avons procédé aux variations de la valeur expérimentale de la vitesse d'écoulement de -10 % à +10 %. Deux cas sont étudiés :

(1) cas où la valeur de la vitesse est gardée fixe et égale à sa valeur expérimentale plus ou moins erronée. Les résultats obtenus (fig. 5a) montrent que des erreurs sur la détermination expérimentale de la vitesse conduisent à des valeurs différentes de  $D_h$  obtenues par ajustement ;

(2) dans le deuxième cas, la valeur de la vitesse expérimentale plus ou moins erronée est ajustée. Les résultats obtenus (fig. 5b) montrent que la valeur de  $D_h$  obtenue ne varie pas, du moins dans cette gamme de variation imposée à la vitesse. Ces observations permettent de conclure que dans le cas où la vitesse d'écoulement n'est pas déterminée avec précision (par exemple : la teneur en eau est instable, le débit de

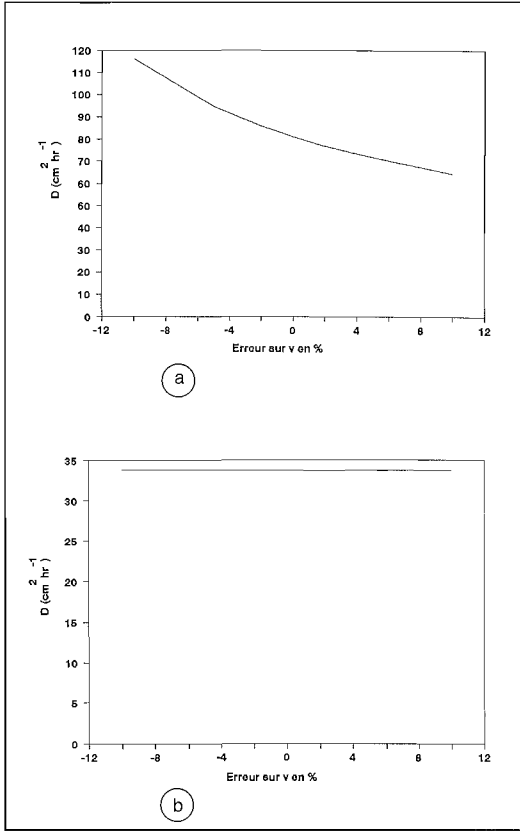


Figure 5 : valeurs de  $D_h$  obtenues à partir de mesures de la vitesse de l'écoulement plus ou moins erronées :

5a : cas où  $v$  est gardée fixe dans l'ajustement,

5b : cas où  $v$  est optimisée.

$D_h$  values derived from approximated values of the velocity :

5a :  $v$  is fixed during the fitting

5b :  $v$  is optimized during the fitting.

l'influent n'est pas tout à fait constant durant l'expérimentation), il est préférable que la vitesse soit aussi ajustée. Ceci montre aussi que  $v$  et  $D_h$  sont dépendants.

Contrairement à ce qui a été dit par Perkins *et al.* (1963),  $D_h$  dépend de la durée de l'impulsion comme le montre la figure 5c. Par conséquent le modèle à deux phases utilisé n'est pas applicable, au moins dans certaines parties du domaine de variation de la durée de l'impulsion. En effet, on peut concevoir que le phénomène d'échange, entre l'eau mobile et l'eau immobile, est d'autant plus important que le temps durant lequel le soluté est présent dans la colonne du sol est long, donc, que la durée de l'impulsion est longue. Ainsi, peut s'expliquer la croissance de la valeur déterminée de  $D_h$  quand la durée de l'impulsion croît.

Dans la procédure d'étude de l'influence de l'imprécision dans la détermination de la masse relative  $M(t)$ , les courbes d'éluion utilisées sont calculées à partir de la courbe d'éluion expérimentale. Chaque valeur de  $M(t)$  est affectée d'une erreur aléatoire. L'équation utilisée pour générer les nouvelles courbes d'éluion est celle proposée par Kool *et al.* (1987) :

$$M_p(t_i) = M_0(t_i) * [1 + 2 * p * (R - 0,5)] \quad (29)$$

où  $M_p(t_i)$  est la masse relative du traceur auquel on additionne une erreur aléatoire au temps  $t_i$ ,  $M_0(t_i)$  représente la masse relative déterminée à partir des mesures de  $R_{L,t0}$ ,  $R_{L,t1}$  et  $R_{L,t}$  par l'équation (19),  $R$  est un nombre aléatoire compris entre 0 et 1 et  $p$  est l'erreur relative.

Pour simuler des erreurs de 5, 10, 15 et 20 %, on assigne à  $p$  les valeurs de 0,05, 0,01, 0,15, et 0,20. Les valeurs obtenues sont données au tableau IV et les courbes d'éluion sont représentées à la figure 5d.

Les valeurs initiales de  $D_h$  et  $v$  utilisées sont respectivement  $10 \text{ cm}^2 \text{ h}^{-1}$  et

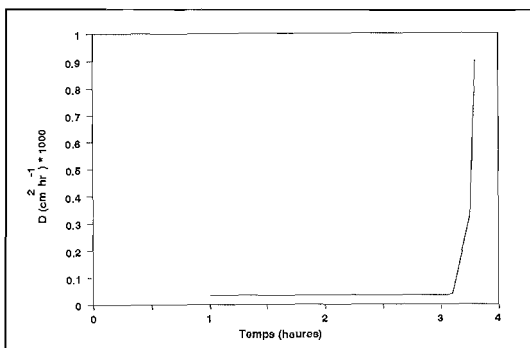


Figure 5 c : Effet de la durée de l'impulsion sur la détermination de  $D_h$ .

*Effect of the pulse duration on the determination of  $D_h$ .*

sa valeur estimée (dans le cas où la masse relative n'est pas entachée d'erreur). Pour une déviation de 20 %, la valeur de  $\nu$  dévie de -54 % par rapport à sa valeur nominale. Ceci montre que ce paramètre est dépendant de  $D_h$ . Ce résultat confirme la conclusion ci-dessus. Cependant les déviations de 5, 10, et 15 % sur  $M(t)$  ne provoquent pas de dérives importantes de  $\nu$  ; les déviations résultant sont respectivement de 0,73 %, 1,42 % et -2,10 %, et

- que les effets observés ci-dessus sont les mêmes en ce qui concerne l'estimation de  $D_h$ . Aux déviations de 5, 10, et 15 % de la masse relative correspondent respectivement des déviations de -0,079 %, -0,089 % et -0,014 % de la valeur obtenue de  $D_h$ . Mais une déviation de 20 % provoque une dérive importante de  $D_h$ , soit une déviation de 1047,58 %.

Tableau IV : Effet de la précision de la détermination de la masse relative du soluté sur les valeurs obtenues de  $D_h$  et de  $\nu$ .

*Effect of the accuracy of the relative mass determination on the solute transport parameters.*

Erreur %	0	5	10	15	20
$D_h$ (cm <sup>2</sup> hr <sup>-1</sup> )	33,72995	33,70302	33,69988	33,72506	387,0796
$\nu$ (cm <sup>2</sup> h <sup>-1</sup> )	6,14118	6,18611	6,22866	6,27032	2,80317
SCE	0,00234	0,00257	0,00338	0,00475	0,1037

## CONCLUSION

La technique de la réflectométrie temporelle s'avère d'une mise en oeuvre facile. Elle permet l'obtention dès courbes d'éluion à l'état saturé par simple lecture de la résistance du sol. Dans ce cas, l'interprétation des valeurs obtenues de la résistance est similaire à celle rapportée par Kachanoski *et al.* (1992), la différence étant l'application continue du soluté pour obtenir la valeur minimum de la résistance  $R_{L,t0}$ .

3,81 cm h<sup>-1</sup> (valeur mesurée). Les deux paramètres sont ajustés et permettent une convergence rapide.

L'analyse du tableau IV et l'observation de la figure 5 d montrent :

- qu'aucun des pourcentages d'erreurs ne conduit à des valeurs de la masse relative supérieures à 1 ;
- que contrairement à ce qui a été conclu par Le Renard (1977), les ajustements provoquent une dérive sensible de  $\nu$  par rapport à

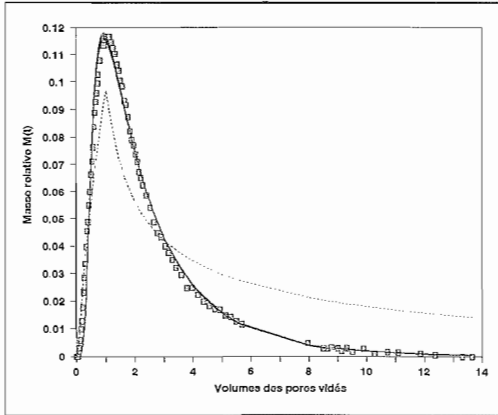


Figure 5 d : Effet de mesures de la masse relative  $M(t)$  plus ou moins erronées sur le résultat de la courbe ajustée ( $v$  et  $D_h$  sont optimisés)  
 ——— erreur de 5, 10 et 15 % sur  $M(t)$   
 - - - - - erreur de 20 %  
 ■ points mesurés  
*Effect of errors in the determination of the relative mass on the fitted curve ( $v$  and  $D_h$  are optimized)*  
 ——— 5, 10 and 15 % error on the relative mass value  
 - - - - - 20 % error  
 ■ measured points

Les résultats obtenus pour l'estimation des paramètres essentiels d'écoulement des solutions dans le milieu poreux semblent raisonnables. Mais il est pratiquement impossible de dire qu'ils sont exacts. Cela est dû au fait que  $D_h$  est un paramètre phénoménologique (paramètre d'ignorance) et qu'il peut prendre des valeurs différentes si on change de modèle d'interprétation.

L'étude de sensibilité de la détermination de  $D_h$  aux erreurs de mesure de la durée de l'impulsion et la vitesse d'écoulement montre qu'une durée élevée de l'impulsion conduit à une surestimation de  $D_h$ . Une imprécision de mesure de la vitesse entraîne une imprécision de la valeur de  $D_h$  obtenue. Dans ce dernier cas, il est suggéré que la vitesse soit aussi ajustée. Une erreur aléatoire sur la détermination de  $M(t)$  allant jusqu'à 15 % n'a pas d'influence sur les valeurs de  $v$  et  $D_h$  estimées. Par contre, dès que l'erreur dépasse 15 %, une dérive importante est observée pour les deux paramètres.

Reçu pour publication : Juillet 1993

Accepté pour publication : Décembre 1993

## BIBLIOGRAPHIE

- BIGGAR J.W., NIELSEN D.R., 1962 - Miscible displacement : 2. Behavior of tracers. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **26**, 125-128.
- BOUMA J., ANDERSON J.L., 1977 - Water and chloride movement through soil columns simulating pedal soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 766-770.
- BUTTERS G. L., JURY W. A., ERNST F. F., 1989 - Field scale transport of bromide in an unsaturated soil. 1. Experimental methodology and results. *Water Resour. Res.*, **25**, 1575-1581.
- ELRICK D. E., KACHANOSKI R. G., PRINGLE E. A., Ward A., 1992 - Parameter estimation of field solute transport models based on time domain reflectometry measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56**, 1663-1666.



- GAMERDINGER A. P., WAGENET R. J., VAN GENUCHTEN M. Th., 1990 - Application of two-site/tow-region models for studying simultaneous non-equilibrium transport and degradation of pesticides. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54**, 957-963.
- GAUDET J.P., JEGAT H., VACHAUD G., WIERENGA J. P., 1977 - Solute transport with exchange between mobile and stagnant water through unsaturated sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 665-671.
- JAYNES D. B., BOWMAN R. S., RICE R. C., 1988 - Transport of a conservative tracer in the field under continuous irrigation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **52**, 618-624.
- JURY W. A., GARDNER W. R., GARDNER W. H. 1991 - *Soil physics*, fifth edition. John Wiley & sons, Inc., New-York. 328 p.
- KACHANOSKI R. G., PRINGLE E., WARD A., 1992 - Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56**, 47-52.
- KOSKINEN W. C., CHENG H. H., 1983 - Effects of experimental variables on 2,4,5-T adsorption desorption in soil. *J. Environ. Qual.*, **12**, 325-330.
- KOOL J. B., PARKER J. C., VAN GENUCHTEN M. Th., 1987 - Parameter estimation for unsaturated flow and transport models. A review. *J. Hydrology*, **91**, 255-293.
- LE RENARD J., CALVET R., TOURNIER C., HUBERT A., 1977 - Mesure du coefficient de dispersion hydrodynamique longitudinal dans un milieu poreux saturé. *Ann. agron.*, **28**, 47-64.
- LINDSTROM F. T., HAQUE R., FREED V. H. and BOERSMA L., 1967 - Theory on the movement of some herbicide in soils : linear diffusion and convection of chemicals in soils. *J. Environ. Sci. Tech.*, **1**, 561-565.
- MALLANTS D., VANCLOOSTER M., MEDDAHI M. and FEYEN J., 1993 - Estimating spatially variable dispersion coefficients using time-domain reflectometry (TDR). Internal publication n° 9. 61 p.
- NADLER A., DASBERG S., LAPID I., 1991 - Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55**, 938-943.
- OTHMER H., DIEKKRÜGER B., KUTILEK M., 1991 - Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, **152**, 139-150.
- PARKER J. C., 1984 - Analysis of solute transport in column tracer studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48**, 719-724.
- PARKER J. C., VAN GENUCHTEN M. Th., 1984a - Determining transport parameters from laboratory and field tracer experiments. Bulletin 84-3 Virginia Agricultural experiment station, Blacksburg.
- PARKER J. C., VAN GENUCHTEN M. Th., 1984b. - Flux-averaged and volume averaged concentrations in continuum approach to solute transport. *Water Resour. Res.*, **20**, 866-872.
- PERKINS T. K., JOHNSTON O. C., 1963 - A review of diffusion and dispersion in porous media. *Trans. Aime*, **228**, 70-84.
- SCHULIN R., WIERENGA P.J., FLÜHLER H., LEUENBERGER J., 1987 - Solute transport through a stony soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **51**, 36-42.
- TOPP G. C., DAVIS J. L., ANN A. P., 1982 - Electromagnetic determination of soil water content using TDRT : I. Applications to wetting fronts and steep gradients. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46**, 672-678.
- TOPP G. C., DAVIS J. L., 1985 a - Time-domain reflectometry (TDR) and application to irrigation scheduling. *Advances in irrigation*, **3**, 107-127.

- TOPP G.C., DAVIS J.L. 1985 b - Measurement of soil water content using time-domain reflectometry (TDR) : A field evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **49**, 19-24.
- TOPP G.C., YANUKA M., ZEBCHUK W.D., ZEGELIN S., 1988 - Determination of electrical conductivity using time domain reflectometry : soil and water experiments in coaxial lines. *Water Resour. Res.*, **27**, 945-952.
- VAN GENUCHTEN M. Th., WIERENGA P. J., 1977 - Mass transfer studies in sorbing porous media : II. Experimental evaluation with tritium. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 272-278.
- VAN GENUCHTEN M. Th., GERKE H. H., 1992 - A dual-porosity approach for modeling water and solute transport movement in structured soils. In : *Porous or fractured unsaturated media : Transport and behaviour*. Proceedings of the Scientific Colloquium, Monte-Verita, Switzerland, October 5-9.
- VAN WESENBEECK I. J., KACHANOSKI R. G., 1991 - Spatial scale dependence of in situ solute transport. *Soil Sci., Soc. Am. J.*, **55**, 3-7.