

Caractérisation hydrodynamique des sols à l'aide de l'infiltromètre à disques

Aspects théoriques et pratiques

Y. Coquet⁽¹⁾, A. Boucher⁽²⁾, C. Labat⁽¹⁾, P. Vachier⁽¹⁾ et J. Roger-Estrade⁽³⁾

(1) Unité Mixte de Recherche « Environnement et Grandes Cultures », INRA-INAPG, B.P. 01, F-78850 Thiverval-Grignon

(2) Laboratoire d'hydrologie et de géochimie isotopique, Université de Paris-Sud, F-91405 Orsay Cedex

(3) Unité Mixte de Recherche « Agronomie », INRA-INAPG, B.P. 01, F-78850 Thiverval-Grignon

* auteur correspondant : coquet@grignon.inra.fr

RÉSUMÉ

L'infiltromètre à disque est un outil particulièrement bien adapté à la mesure de la conductivité hydraulique des sols au voisinage de la saturation, pour des potentiels de l'eau compris entre -25 et 0 cm de hauteur de colonne d'eau, soit -2,5 à 0 kPa. Il permet d'explorer le fonctionnement hydrodynamique de la macroporosité des sols dans la gamme de diamètre de pore équivalent supérieur à 0,12 mm. Cet article décrit en détail l'infiltromètre à disque et son utilisation pratique. Il présente les bases théoriques du principe de l'infiltromètre, ainsi que différentes méthodes d'estimation de la conductivité hydraulique à partir des mesures de flux d'infiltration (méthodes utilisant le régime permanent de l'infiltration : méthode multipotentiel d'Ankeny *et al.* (1991), méthode monopotentiel de White et Sully (1987) ; méthode utilisant le régime transitoire de l'infiltration d'Haverkamp *et al.* (1994)). Ces méthodes ont été testées et comparées dans le cadre d'une étude sur les propriétés hydrodynamiques de la couche de sol travaillée d'une parcelle agricole du centre expérimental de Grignon (Yvelines), dont le sol est un Néoluvisol limono-argileux.

Les résultats obtenus montrent la très bonne précision de la méthode multipotentiel (erreur relative estimée $\Delta K/K \sim 20\%$). Cette méthode est toutefois longue à mettre en œuvre puisqu'elle nécessite la mesure de trois cinétiques d'infiltration jusqu'à l'atteinte du régime permanent. La méthode monopotentiel de White et Sully (1987) présente l'inconvénient d'être systématiquement biaisée (sous-estimation de K). La méthode en régime transitoire d'Haverkamp *et al.* (1994) est intéressante car rapide de mise en œuvre puisqu'elle n'utilise la mesure que d'une seule cinétique d'infiltration sans la nécessité d'attendre le régime permanent. Elle est toutefois moins précise que la méthode monopotentiel ($\Delta K/K \sim 70\%$) et se révèle inadaptée lorsque le régime transitoire de l'infiltration est trop bref (< 2 min.).

Mots clés

Conductivité hydraulique, infiltration axisymétrique, méthodologie, précision.

SUMMARY

HYDRAULIC CONDUCTIVITY MEASUREMENT BY THE DISC INFILTRMETER: PRACTICAL AND THEORETICAL ASPECTS

The disc infiltrometer is a useful tool for the measurement of the soil hydraulic conductivity K near saturation, i.e. at water potentials bet-

ween -25 and 0 cm, or between -2.5 and 0 kPa. This apparatus allows the hydraulic functioning of the soil macroporosity to be explored, in the range of pore equivalent diameters larger than 0.12 mm. This paper describes in detail the disc infiltrometer (Fig. 1) and its practical use, together with different methods to infer hydraulic conductivity from infiltration flux measurements. Three methods have been tested and compared: the multipotential method of Ankeny et al. (1991) based on the steady state infiltration flux measured at different infiltration water potentials (Fig. 2), the monopotential method of White and Sully (1987) based on a single steady state infiltration flux measurement together with an evaluation of sorptivity (Fig. 3), and the monopotential method of Haverkamp et al. (1994) that uses the transient phase of infiltration to estimate simultaneously the sorptivity and the hydraulic conductivity of the soil (Fig. 4). Soil volumes of the tilled layer of a Eutric Cambisol (FAO, 1974; Tab. 1) differing by their structure have been characterised: the seedbed, the ploughed layer between the wheel tracks, and the ploughed layer below the wheel tracks.

The results show the very good accuracy of the multipotential method, with an average $\Delta K/K$ of 20%. This allows to differentiate between the compacted ploughed layer below the wheel tracks and the rest of the tilled layer, the former having an hydraulic conductivity at -3 cm, i.e. -0.3 kPa, (K_3) of 9 ± 3 mm/h compared to the 58 ± 8 mm/h for the seedbed, and 72 ± 14 mm/h, in average, for the non-compacted ploughed layer between the wheel tracks (Tab. 3). The two replicates of K_3 in the non-compacted ploughed layer were significantly different (48 ± 11 mm/h vs. 97 ± 16 mm/h). This exemplifies the high variability of the soil structure in this compartment of the tilled layer (Papy, 1987).

The multipotential technique is somewhat time-consuming because it requires three steady state infiltration flux measurements for a single K estimation. This is not the case of the monopotential methods that necessitate only one infiltration flux measurement per K estimation (steady state flux for the White and Sully method, transient flux for the Haverkamp et al. method). Comparison between the three methods (Tab. 4 and 5) shows that the White and Sully approach systematically underestimates K due to sorptivity overestimation. This is not the case of the transient flux approach that simultaneously accounts for sorptivity and gravity effects, even at short times. However, the transient flux method is less accurate ($\Delta K/K \sim 70\%$) than the multipotential method (Fig. 7) and is not applicable when the transient phase of infiltration is very short (Tab. 6).

Key-words

Hydraulic conductivity, axisymmetrical infiltration, methodology, accuracy.

RESUMEN

CARACTERIZACIÓN HIDRODINÁMICA DE SUELOS POR MEDIO DEL INFILTRÓMETRO DE TENSIÓN: ASPECTOS TEÓRICOS Y PRÁCTICOS

El infiltómetro de tensión es una herramienta bien adaptada a la determinación de la conductividad hidráulica de suelos cercanos a la saturación es decir, para potenciales de agua comprendidos entre -25 et 0 cm de altura de la columna de agua (-2.5 a 0 kPa). El infiltómetro de tensión permite estudiar el funcionamiento hidrodinámico de la macroporosidad de suelos correspondiendo a poros de un diámetro superior a 0.12 mm. Este artículo describe detalladamente el infiltómetro de tensión y su utilización práctica. El artículo presenta las bases teóricas del principio del infiltómetro así como los diferentes métodos de estimación de la conductividad hidráulica a partir de las determinaciones del flujo de infiltración (métodos que utilizan el régimen permanente de infiltración: método multipotencial de Ankeny et al. (1991) y el método monopotencial de White y Sully (1987); y otro método que utiliza el régimen transitorio de infiltración de Haverkamp et al. (1994)). Estos métodos han sido probados y comparados en un estudio sobre las propiedades hidrodinámicas del horizonte labrado de un suelo pardo lavado limo-arcilloso de una parcela agrícola del centro experimental de Grignon (Yvelines).

Los resultados obtenidos muestran una precisión muy aceptable del método multipotencial (error relativo estimado $\Delta K/K \sim 20\%$). Este método es sin embargo, lento a poner en funcionamiento ya que necesita la determinación de tres cinéticas de infiltración hasta llegar al régimen permanente. El método monopotencial de White y Sully (1987) presenta el inconveniente de dar una estimación de K sistemáticamente inferior a su valor real. El método de régimen transitorio de Haverkamp et al. (1994) es interesante puesto que es rápido ya que utiliza la determinación de solo una cinética de infiltración sin la necesidad de esperar el régimen permanente. Este método es sin embargo, menos preciso que el método de monopotencial ($\Delta K/K \sim 70\%$) además no se adapta cuando el régimen transitorio de infiltración es demasiado pequeño (< 2 min.).

Palabras claves

Conductividad hidráulica, infiltración axisimétrica, metodología, precisión.

L'infiltromètre à disques est un instrument couramment utilisé aujourd'hui pour la mesure *in situ* de la conductivité hydraulique des sols. Le principe de cet appareil consiste à mesurer le flux d'infiltration axisymétrique de l'eau dans le sol à travers un disque. Le potentiel de l'eau à l'interface disque/sol est constant au cours du temps et prédéterminé par l'utilisateur. L'intérêt de l'infiltromètre à disques, par rapport à d'autres méthodes comme celle du double anneau (Zante, 1988 ; Maheshwari, 1996), est de permettre une mesure de la conductivité hydraulique non seulement à saturation (K_s), mais aussi à des potentiels légèrement inférieurs à 0, généralement entre -25 et 0 cm de hauteur de colonne d'eau, soit entre -2,5 et 0 kPa. La mesure de la conductivité hydraulique du sol à différents potentiels au voisinage de la saturation permet de détailler la relation conductivité hydraulique-potential de l'eau, $K(h)$, et d'en déduire des informations sur le fonctionnement hydrodynamique de la macroporosité du sol. En effet, l'utilisation d'une gamme de potentiels de l'eau entre -25 et 0 cm (entre -2,5 et 0 kPa) correspond, en référence au modèle capillaire, à des pores du sol de diamètre équivalent supérieur à 0,12 mm.

L'infiltromètre à disques a connu rapidement de nombreuses applications : caractérisation des macropores hydrauliquement actifs (Jarvis *et al.*, 1987 ; Everts et Kanwar, 1993 ; Nachabe, 1995), effet des pratiques agricoles (travail du sol, compactage par les passages de roues des engins agricoles) sur la conductivité hydraulique (Ankeny *et al.*, 1990 ; Azevedo *et al.*, 1998), variabilité spatiale et/ou temporelle de la conductivité hydraulique (Messing et Jarvis, 1993 ; Mohanty *et al.*, 1994 ; Logsdon et Jaynes, 1996 ; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1997 ; Heddadj et Gascuel-Odoux, 1999), mesure de la conductivité hydraulique des croûtes de sol (Vandervaere *et al.*, 1997), entre autres. Une application particulièrement intéressante de l'infiltromètre consiste à coupler la mesure d'infiltration à l'utilisation d'un ou plusieurs traceurs de l'eau. Cette procédure permet d'évaluer la fraction de la porosité remplie d'eau participant effectivement au transport des solutés (eau mobile ; Clothier *et al.*, 1992, 1995 ; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1996), ainsi que le coefficient d'échange des solutés entre fractions mobile et immobile de l'eau du sol (Jaynes *et al.*, 95 ; Casey *et al.*, 1999). On obtient ainsi un calage *in situ* du modèle eau mobile/eau immobile (Jaynes et Shao, 1999 ; Roulier, 1999 ; Snow, 1999), modèle initialement développé par van Genuchten et Wierenga (1976) pour la description des transferts sur colonnes de sol non remanié.

Les premiers essais d'infiltration axisymétrique sous succion sont dus à Clothier et White (1981). Peu de temps après, Perroux et White (1988) proposaient un prototype de l'infiltromètre à disques tel qu'utilisé à l'heure actuelle, au développement duquel l'école australienne de Physique du Sol a largement contribué (White *et al.*, 1992). A l'origine, l'estimation de la conductivité hydraulique du sol reposait sur

l'exploitation de mesures de sorptivité et de teneur en eau volumique avant et après infiltration (White et Perroux, 1989). Parallèlement à la mise au point de l'infiltromètre, la théorie de l'infiltration de l'eau dans le sol s'est elle aussi développée. L'utilisation de la solution de Wooding (1968) du problème du calcul du flux d'infiltration axisymétrique en régime quasi-permanent a permis la mise au point des méthodes multidisque (Smettem et Clothier, 1989) et multipotentiel (Ankeny *et al.*, 1991 ; Reynolds et Elrick, 1991) d'estimation de la conductivité hydraulique à l'aide de l'infiltromètre. Plus récemment, Haverkamp *et al.* (1994) ont développé une solution applicable au régime transitoire d'infiltration. Enfin, Simunek et van Genuchten (1996, 1997) ont proposé d'estimer la conductivité hydraulique du sol à partir des mesures infiltrométriques par une procédure d'inversion numérique indirecte. On dispose ainsi d'une variété de méthodes permettant d'estimer la conductivité hydraulique du sol à partir d'essais réalisés à l'aide de l'infiltromètre à disques.

Cet article a deux objectifs :

- Le premier objectif est didactique. Il s'agit de présenter dans un même document et en langue française les aspects théoriques et pratiques de l'utilisation de l'infiltromètre à disques. Ceci dans le but de promouvoir l'usage de cet instrument auprès des personnes intéressées par l'étude des transferts d'eau et de solutés dans l'environnement (ingénieurs, bureaux d'étude, étudiants,...).

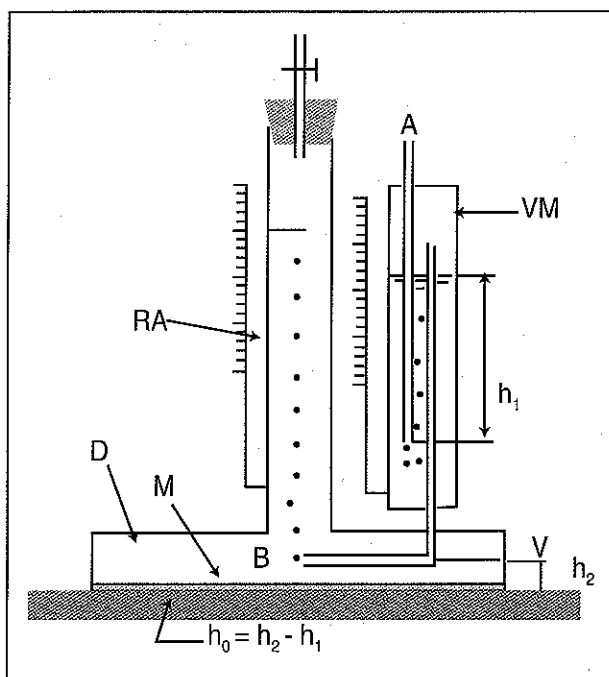
- Le second objectif est d'ordre méthodologique. Il vise à confronter les résultats issus de différentes méthodes d'utilisation de l'infiltromètre à disques pour l'estimation de la conductivité hydraulique du sol dans trois situations expérimentales contrastées du point de vue de la structure du sol.

L'INFILTRMÈTRE À DISQUES

Cet appareil (*figure 1*) est constitué d'un disque creux (D) muni d'une membrane (M) à sa base en contact avec le sol. Le disque est alimenté en eau par un réservoir (RA) gradué, amovible et fermé à sa partie supérieure par une pince de Mohr. L'entrée de l'air dans le réservoir d'alimentation se fait par un tube (B) relié à un vase de Mariotte (VM) permettant de régler le potentiel de l'eau au niveau de la surface du sol. Pour que l'eau quitte l'infiltromètre et s'infilte dans le sol, elle doit être remplacée dans le réservoir d'alimentation par un volume identique d'air. Cet air transite à travers le vase de Mariotte de A jusqu'à B. L'air entre dans le vase de Mariotte par le tube A à la pression atmosphérique. Les bulles d'air ainsi formées à la base du tube A remontent dans le vase de Mariotte et rejoignent le volume d'air contenu dans celui-ci. Compte tenu de la charge hydrostatique h_1 (en m) existant entre la base du tube A et la surface de l'eau contenue dans le vase de Mariotte, le volume d'air du vase de Mariotte est à une pression p_{airVM} (en

Figure 1 - Schéma de l'infiltromètre à disque (RA : réservoir d'alimentation en eau ; VM : vase de Mariotte ; D : disque creux ; M : membrane en nylon ; A : tube d'aération du vase de Mariotte ; B : tube d'aération du réservoir d'alimentation).

Figure 1 - Diagram of the disc infiltrometer (RA : water supply vessel ; VM : Mariotte vessel ; D : hollow disc ; M : nylon membrane ; A : aerating tube of the Mariotte vessel ; B : aerating tube of the supply vessel).



P_a) inférieure à la pression atmosphérique p_{atm} (en Pa) :

$$P_{airVM} = P_{atm} - \rho_w h_1 g \quad (1)$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau ($kg \cdot m^{-3}$) et g , l'accélération de la pesanteur ($m \cdot s^{-2}$).

Lors de l'infiltration de l'eau, l'air quitte le vase de Mariotte par le tube B à la pression P_{airVM} pour rejoindre le réservoir d'alimentation. L'eau située juste à la sortie du tube B a donc une pression égale à celle de l'air qui sort du tube, si l'on néglige l'effet de la tension superficielle de l'eau dans l'air à la sortie de ce tube (remarque valable aussi pour le tube A). On en déduit la pression de l'eau P_0 à la sortie du disque de l'infiltromètre :

$$P_0 = P_{airVM} + \rho_w h_2 g = P_{atm} + \rho_w (h_2 - h_1) g \quad (2)$$

Soit, si l'on exprime les pressions en unité de hauteur de colonne d'eau, un potentiel de l'eau h_0 à la sortie de l'infiltromètre :

$$h_0 = h_2 - h_1 \quad (3)$$

Ce dispositif permet donc de contrôler et maintenir la pression de l'eau à l'interface infiltromètre/sol.

Dans la pratique, la hauteur h_2 est déterminée en remontant le tube A jusqu'à ce que l'eau coule à travers la membrane. On a alors $h_0 = 0$ et $h_1 = h_2$. Le tube A est alors abaissé de la distance correspondant au potentiel h_0 désiré. La membrane du disque doit avoir un potentiel d'entrée d'air bien inférieur à -25 cm tout en ayant une résistance hydraulique négligeable devant celle du sol. On utilise couramment une membrane en nylon, type toile à bluter.

La fiabilité de la mesure repose en grande partie sur la qualité du contact entre le sol et la membrane. Un parfait contact hydraulique sur toute la surface du disque est nécessaire à l'application uniforme du potentiel h_0 . La surface du sol étant rarement plane et horizontale, on élimine ses aspérités en plaçant une mince couche de sable fin entre le sol et la membrane. La résistance hydraulique de cette couche de sable doit, elle aussi, être aussi faible que possible, ce qui implique d'utiliser un sable de conductivité hydraulique très supérieure à celle du sol, en une couche aussi mince que possible. Cette contrainte exclut donc l'utilisation de l'infiltromètre sur des surfaces de sol trop rugueuses (rugosité > 1 cm). La sorptivité de ce sable doit être importante de façon à ce que le sable se sature très rapidement après contact avec l'infiltromètre. Il ne doit cependant pas être trop grossier afin d'éviter qu'il ne crée une barrière capillaire en se désaturant aux faibles potentiels. Dans la pratique, un matériau du type sable de Fontainebleau (sable fin, bien trié, taille médiane des grains : 0,15 mm) convient très bien. On procède en étalant soigneusement le sable dans la rugosité du sol, à l'intérieur d'un anneau posé à la surface du sol de même diamètre intérieur que celui du disque. En effet, le sable ne doit pas dépasser la surface du disque, car cela conduirait à modifier le diamètre effectif de la surface d'infiltration. On utilise un gabarit du disque pour damer légèrement le sable à l'intérieur de l'anneau. Lorsque la surface d'infiltration comporte des ouvertures de macropores, on peut utiliser un sable légèrement mouillé dont la cohésion évitera qu'il ne tombe à l'intérieur des macropores et ne crée ainsi un effet de mèche lors de l'infiltration. Il est aussi judicieux de se protéger des effets du vent, celui-ci pouvant ébranler l'appareil et décoller brusquement le disque de la surface d'infiltration. Même si l'infiltromètre est muni d'un trépied, il est prudent dans les régions ventées de s'abriter derrière un paravent ou sous une toile de tente.

Après préparation de la surface d'infiltration, le niveau initial du réservoir d'alimentation est noté et l'infiltromètre est posé au temps $t=0$ sur la surface préparée. Le niveau de l'eau dans le réservoir d'alimentation est alors lu à intervalles de temps croissants (de quelques secondes à plusieurs dizaines de minutes), car le flux d'infiltration diminue généralement au cours du temps (mais de façon variable selon les types de sol). Les pas de temps peuvent être contrôlés par chronomètre ou

préenregistrés sur un magnétophone (ce qui permet d'organiser l'utilisation de plusieurs infiltromètres en même temps).

Si l'on souhaite obtenir une estimation du flux en régime permanent, il est nécessaire de poursuivre l'infiltration pendant un temps suffisamment long, variable selon le type de sol et son état hydrique, jusqu'à ce que le flux mesuré soit stable et constant au cours du temps. Dans le cas de la méthode multipotentielle, l'opération est répétée au même endroit pour chaque potentiel dans l'ordre croissant (par exemple -5, -2 et 0 cm).

Si l'on souhaite mesurer la sorptivité du sol, un échantillon de sol débarrassé du sable de contact doit être prélevé sous le disque de l'infiltromètre et sa teneur en eau pondérale w_0 (en g/g) mesurée. Afin de déterminer la teneur en eau pondérale initiale w_i , il est nécessaire de prélever plusieurs échantillons au voisinage du disque mais non affectés par l'infiltration. Enfin, pour convertir les teneurs en eau pondérales en teneurs en eau volumiques, la masse volumique apparente du sol ρ_b (en $\text{kg}\cdot\text{dm}^{-3}$) doit être mesurée.

THÉORIE DE L'INFILTRATION AXISYMÉTRIQUE

Méthodes en régime quasi-permanent basées sur la solution de Wooding (1968)

En 1968, Wooding a établi une solution approchée au calcul du flux en régime permanent à partir d'un disque de rayon r [L] :

$$q_{\infty}(h_0) = K(h_0) + \frac{4\Phi(h_0)}{\pi r} \quad (4)$$

où $q_{\infty}(h_0)$ [$\text{L}\cdot\text{T}^{-1}$] est la densité de flux d'infiltration en régime permanent à la surface du sol, $K(h_0)$, la conductivité hydraulique du sol au potentiel d'infiltration h_0 , et $\Phi(h_0)$, le potentiel d'écoulement [$\text{L}^2\cdot\text{T}^{-1}$] (Gardner, 1958) défini par :

$$\Phi(h_0) = \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad (5)$$

avec h_i , potentiel initial de l'eau dans le sol [L].

Il s'agit d'une solution asymptotique de l'équation de Richards linéarisée (Pullan, 1990) appliquée au cas du régime permanent d'infiltration axisymétrique. Pour cette raison, l'équation de Wooding est parfois qualifiée de solution en régime "quasi-permanent" (Vandervaere, 1995).

Cette équation est soumise à des conditions d'application :

1. Le sol est considéré comme un milieu semi-infini (limité uniquement par sa surface), homogène et isotrope.
2. Le potentiel initial h_i de l'eau dans le sol est constant dans

tout le sol et tel que $K(h_i) \ll K(h_0)$

3. La relation $K(h)$ est de type exponentielle (Gardner, 1958) :

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h) \quad (6)$$

avec K_s , conductivité hydraulique à saturation [$\text{L}\cdot\text{T}^{-1}$] et α , une constante [L^{-1}] caractéristique du sol.

Cette dernière hypothèse permet de linéariser l'équation d'infiltration en simplifiant l'expression du potentiel d'écoulement :

$$\Phi(h_0) = \frac{K(h_0) - K(h_i)}{\alpha} \quad (7)$$

Si $K(h_i)$ est négligeable devant $K(h_0)$ (hypothèse 2), on obtient finalement :

$$\Phi(h_0) = \frac{K(h_0)}{\alpha} \quad (8)$$

et l'équation de Wooding (4) se simplifie en :

$$q_{\infty}(h_0) = K(h_0) \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] = K_s \exp(\alpha h_0) \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \quad (9)$$

Méthode multipotentielle (Ankeny et al., 1991)

On voit finalement d'après la relation (9) que, pour un rayon de disque r et un potentiel d'infiltration h_0 donnés, le flux d'infiltration ne dépend que de deux paramètres : la conductivité hydraulique à saturation K_s et le paramètre α . D'où l'idée d'utiliser deux mesures de $q_{\infty}(h_0)$ réalisées au même endroit à deux valeurs de h_0 différentes pour en déduire les deux inconnues K_s et α (Reynolds et Elrick, 1991 ; Ankeny et al., 1991). Sous

$$\ln(q_{\infty}(h_0)) = \ln \left[K_s \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \right] + \alpha h_0 \quad (10)$$

forme logarithmique, (9) s'écrit :

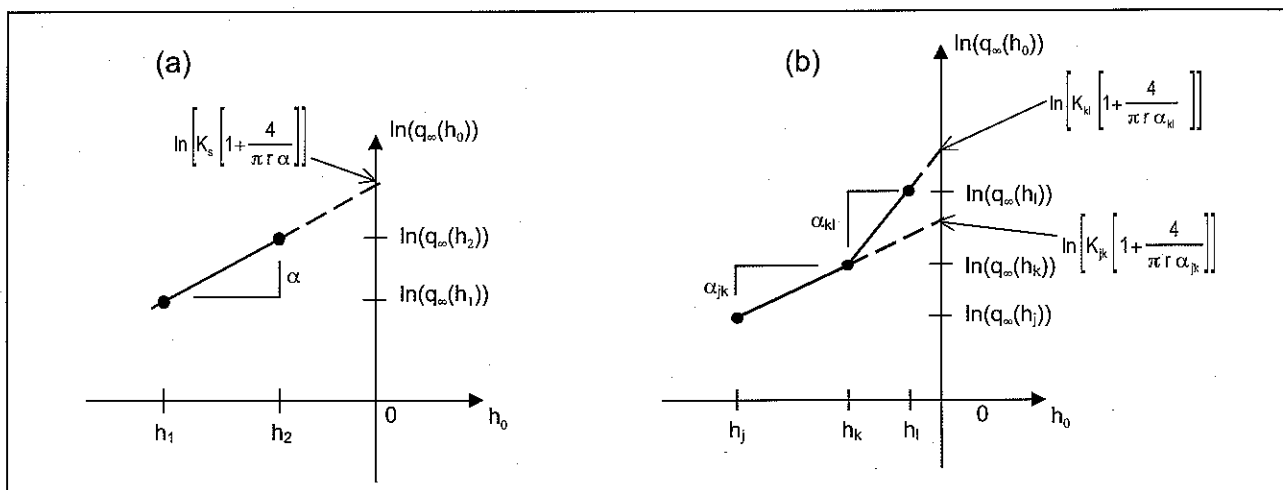
Si l'on représente $\ln(q_{\infty}(h_0))$ en fonction de h_0 (figure 2a), α est alors la pente de la droite passant par les deux points (second terme du membre de droite de (10)) et K_s se déduit de l'ordonnée à l'origine (premier terme du membre de droite de (10)). Si l'on dispose de plus de deux couples de mesures ($\ln(q_{\infty}(h_0))$, h_0), α et K_s peuvent être estimés par régression linéaire (Logsdon et Jaynes, 1993).

Le problème de cette méthode est que, dans la réalité, la linéarité de l'équation (10) est rarement vérifiée : α n'est pas constant mais dépend de h_0 . Reynolds et Elrick (1991) proposent alors de définir $K(h)$ comme une exponentielle par

Figure 2 - a. Calcul des paramètres K_s et α de la relation de Gardner (1958), $K(h) = K_s \exp(\alpha h)$, à partir de la mesure des flux d'infiltration en régime permanent $q_{\infty}(h_1)$ et $q_{\infty}(h_2)$ aux potentiels h_1 et h_2 .
b. Calcul des paramètres K_{jk} , K_{kl} et α_{jk} , α_{kl} pour l'estimation de $\bar{K}(h_k)$ à partir de 3 couples de mesures $(h_j, q_{\infty}(h_j))$, $(h_k, q_{\infty}(h_k))$ et $(h_l, q_{\infty}(h_l))$. Voir relation (11) et le texte qui suit.

Figure 2 - a. Scheme for the calculation of parameters K_s and α of Gardner's relation based on the measurement of steady state infiltration fluxes $q_{\infty}(h_1)$ and $q_{\infty}(h_2)$ at the potentials h_1 and h_2 .

b. Scheme for the calculation of parameters K_{jk} , K_{kl} and α_{jk} , α_{kl} for the estimation of $\bar{K}(h_k)$ based on 3 couples of measurements $(h_j, q_{\infty}(h_j))$, $(h_k, q_{\infty}(h_k))$ and $(h_l, q_{\infty}(h_l))$. See relation (11) and the following text.



morceaux, en considérant α constant ($= \alpha_{jk}$) sur l'intervalle $[h_j, h_k]$ du potentiel d'infiltration h_0 . Pour chaque paire de couples $(q_{\infty}(h_j), h_j)$ et $(q_{\infty}(h_k), h_k)$, on résout le système à deux équations:

$$\begin{cases} \ln(q_{\infty}(h_j)) = \ln\left[K_{jk} \left(1 + \frac{4}{\pi r \alpha_{jk}}\right)\right] + \alpha_{jk} h_j \\ \ln(q_{\infty}(h_k)) = \ln\left[K_{jk} \left(1 + \frac{4}{\pi r \alpha_{jk}}\right)\right] + \alpha_{jk} h_k \end{cases} \quad (11)$$

de la même façon que précédemment, pour calculer α_{jk} et K_{jk} (figure 2b). K_{jk} n'a alors plus de sens physique (sauf si $h_k = 0$, alors $K_{jk} = K_s$). Ankeny *et al.* (1991) proposent, pour chaque valeur h_k encadrée par une estimation à gauche (α_{jk} , K_{jk}) et à droite (α_{kl} , K_{kl}) des paramètres, de calculer une conductivité $\bar{K}(h_k)$ moyenne arithmétique des estimations à gauche ($K_g(h_k) = K_{jk} \exp(\alpha_{jk} h_k)$) et à droite ($K_d(h_k) = K_{kl} \exp(\alpha_{kl} h_k)$). Cette méthode implique donc trois mesures du flux d'infiltration en régime permanent aux potentiels successifs croissants h_j , h_k , h_l pour une estimation de K au potentiel h_k .

Méthode monopotentiel (White et Sully, 1987)

White et Sully (1987) ont établi une relation entre sorptivité et potentiel d'écoulement :

$$\Phi(h_0) = \frac{b S^2(\theta_0, \theta_i)}{\theta_0 - \theta_i} \quad (12)$$

où $S(\theta_0, \theta_i)$ est la sorptivité du sol pour des teneurs en eau volumiques initiale et finale θ_i et θ_0 , et b , un paramètre dépendant de la forme des relations $K(h)$ et $\theta(h)$. Rappelons que la sorptivité d'un sol est sa capacité à absorber l'eau par capillarité, abstraction faite de tout effet gravitaire. Les valeurs théoriques de b sont limitées à l'intervalle $[1/2; \pi/4]$, soit entre 0,5 et 0,8. De façon assez générale (Warrick et Broadbridge, 1992), la valeur $b = 0,55$ convient dans la plupart des cas. La combinaison de (12) et (4) donne:

$$q_{\infty}(h_0) = K(h_0) + \frac{4 b S^2(\theta_0, \theta_i)}{\pi r (\theta_0 - \theta_i)} \quad (13)$$

La sorptivité $S(\theta_0, \theta_i)$ se déduit du comportement à l'origine de la cinétique d'infiltration cumulée :

$$I(t) = \int_0^t q(t) dt \quad [L].$$

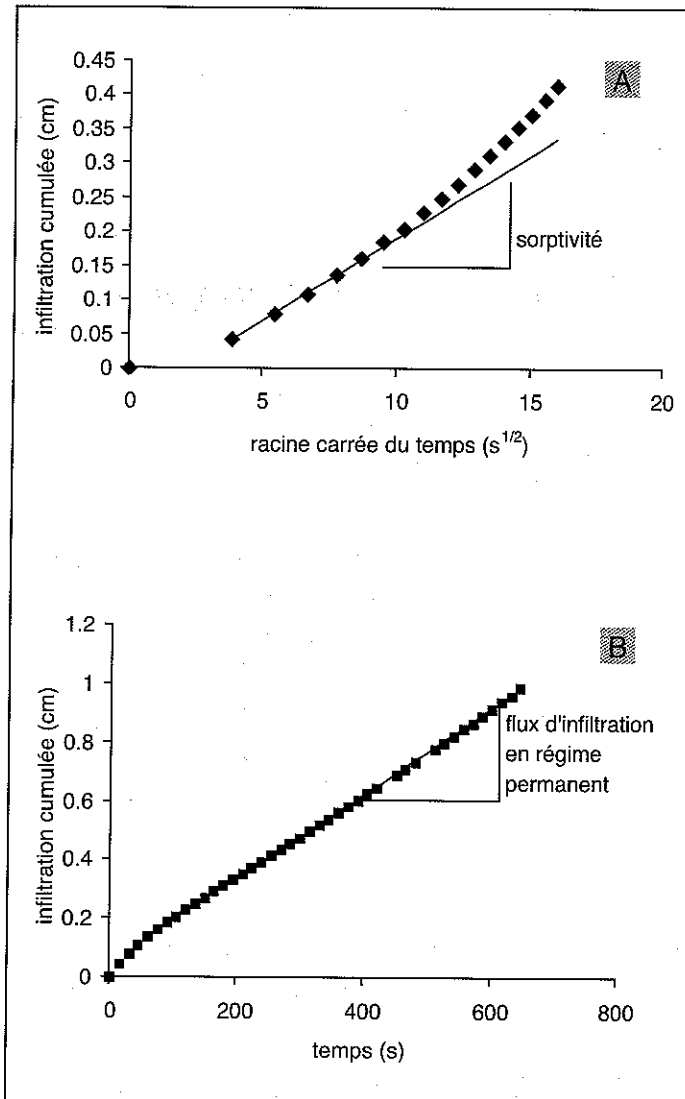
En effet, pour t proche de 0, on a (Philip, 1969; Smettem *et al.*, 1995) :

$$I(t) \cong S(\theta_0, \theta_i) \sqrt{t} \quad (14)$$

La figure 3 illustre la façon dont on obtient la sorptivité $S(\theta_0, \theta_i)$ (figure 3a) et le flux en régime permanent q_{∞} (figure 3b) par régression sur les parties initiale et finale de la cinétique d'infiltration en fonction de \sqrt{t} et de t , respectivement. L'avantage de cette méthode est qu'elle

Figure 3 - a. Principe d'estimation de la sorptivité $S(\theta_0, \theta_i)$. Voir relation (14) dans le texte. **b.** Principe d'estimation du flux d'infiltration en régime permanent q_{∞} .

Figure 3 - a. Scheme for the estimation of sorptivity $S(\theta_0, \theta_i)$. See relation (14) in the text. **b.** Scheme for the estimation of the steady state infiltration flux q_{∞} .



ne fait intervenir qu'une mesure à un seul potentiel. Elle est cependant sensible à l'estimation de $S(\theta_0, \theta_i)$ et aux erreurs de mesure sur θ .

Méthode en régime transitoire basée sur la solution d'Haverkamp *et al.* (1994)

Plus récemment, Haverkamp *et al.* (1994) ont proposé une solution au calcul du flux d'infiltration axisymétrique valable pour l'ensemble de la cinétique d'infiltration et indépendante de la forme des caractéristiques hydrodynamiques $K(h)$ et $\theta(h)$ (*i.e.* sans avoir recours à la troisième hypothèse de l'équation de Wooding). Compte tenu de la relative complexité de l'équation obtenue, Haverkamp *et al.* (1994) ont développé une équation simplifiée valable pour le régime transitoire limité à la cinétique d'infiltration précédant la stabilisation du flux (donc avant l'établissement du régime permanent) :

$$I(t) = S(\theta_0, \theta_i) \sqrt{t} + A t \quad (15)$$

avec

$$A = \frac{\gamma S^2(\theta_0, \theta_i)}{r(\theta_0 - \theta_i)} + \frac{2 - \beta}{3} K(h_0) \quad (16)$$

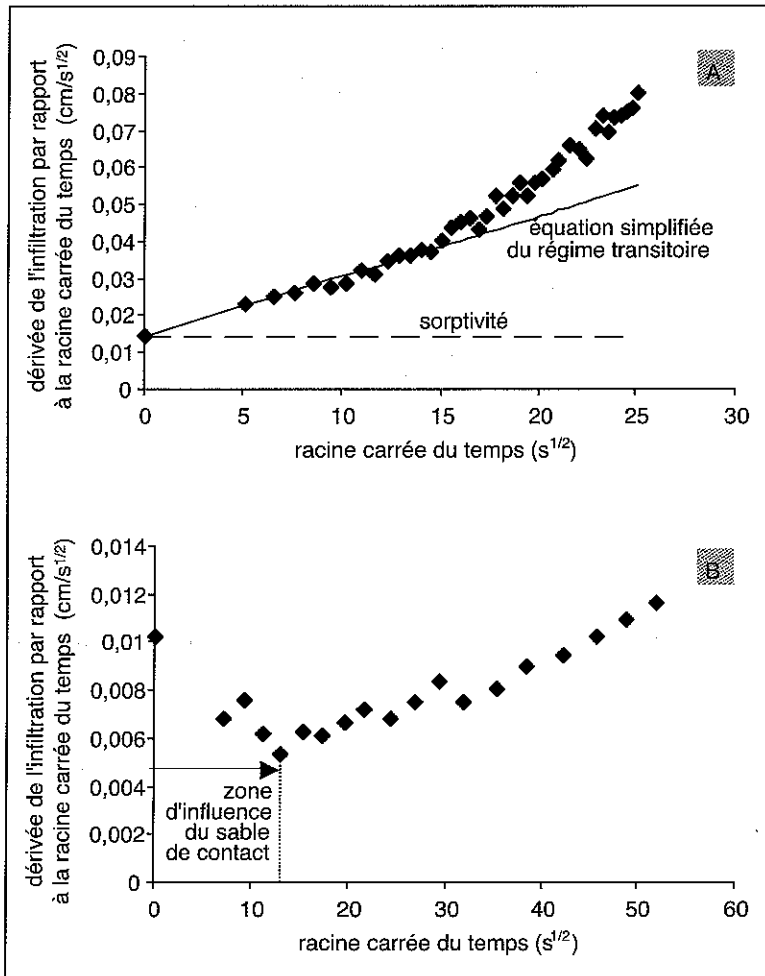
si $K(h_i) \ll K(h_0)$. γ est une constante comprise entre 0,6 et 0,8 du même type que la constante b dans la relation (12) (on a la relation $\gamma = 4b/\pi$ et l'on trouve $\gamma = 0,7$ si l'on prend $b = 0,55$). β est un paramètre compris entre 0 et 1, dépendant du type de sol et du potentiel d'infiltration h_0 . L'avantage de cette méthode est qu'elle ne requiert pas d'estimation du flux en régime permanent et demande donc moins de temps. En revanche, elle ne fournit qu'un intervalle de valeurs pour $K(h_0)$, entre K_{min} pour $\beta = 0$ et K_{max} pour $\beta = 1$. Vandervaere (1995) propose d'utiliser la valeur médiane $\beta = 0,6$ (supposant une loi de distribution lognormale de K) pour le calcul de $K(h_0)$, qui sera affecté d'un facteur d'incertitude de $\pm 1,4$. D'autre part, le même auteur propose d'estimer $S(\theta_0, \theta_i)$ et A d'après la relation :

$$\frac{\partial I}{\partial \sqrt{t}} = S(\theta_0, \theta_i) + 2 A \sqrt{t} \quad (17)$$

en ajustant $\partial I / \partial \sqrt{t}$ en fonction de \sqrt{t} à une droite (figure 4a). Cette méthode permet de repérer facilement la phase initiale de l'infiltration perturbée par le sable de contact (figure 4b), qui correspond à une phase de décroissance initiale de la relation $\partial I / \partial \sqrt{t} = f(\sqrt{t})$.

Figure 4 - a. Principe d'estimation de la sorptivité $S(\theta_0, \theta_i)$ et du paramètre A. Voir la relation (17) dans le texte. **b.** idem, en présence de sable de contact entre le sol et la membrane de l'infiltromètre.

Figure 4 - a. Scheme for the estimation of sorptivity $S(\theta_0, \theta_i)$ and parameter A. See relation (17) in the text. **b.** The same, with some contact sand between the soil and the infiltrometer membrane.



Domaines temporels d'application des méthodes : temps caractéristiques de l'infiltration

Si la phase initiale de l'infiltration est essentiellement sous la dépendance de la capillarité (éq. (14)), il n'en va pas de même pour la suite du processus d'infiltration. La gravité et la géométrie de la source (forme, dimension) interviennent dans la détermination de la cinétique d'infiltration tridimensionnelle. Philip (1969) définit un temps gravitaire

$$t_{\text{grav}} = \left[\frac{S(\theta_0, \theta_i)}{K(h_0)} \right]^2 \quad (18)$$

correspondant au temps écoulé depuis le début de l'infiltration à partir duquel

l'effet de la gravité (caractérisé par $K(h_0)$) devient prépondérant sur l'effet capillaire (caractérisé par $S(\theta_0, \theta_i)$). Haverkamp *et al.* (1994) ont montré que leur équation simplifiée en régime transitoire, éq. (15), pouvait être appliquée jusqu'au temps caractéristique t_{grav} sans introduire de biais notable (biais inférieur à 5 %).

Dans le même ordre d'idée, Philip (1969) propose un temps géométrique

$$t_{\text{geom}} = \left[\frac{r \cdot (\theta_0 - \theta_i)}{S(\theta_0, \theta_i)} \right]^2 \quad (19)$$

à partir duquel la géométrie de la source d'infiltration, via l'effet capillaire latéral, prend le pas sur le caractère monodimensionnel vertical de l'écoulement capillaire initial.

Ces deux phénomènes, gravité et capillarité latérale, interviennent dans la stabilisation du flux d'infiltration. Vandervaere (1995) a proposé un autre temps caractéristique

$$t_{\text{stab}} = \left[\frac{S(\theta_0, \theta_i)}{K(h_0) + \frac{4bS^2(\theta_0, \theta_i)}{\pi r \cdot (\theta_0 - \theta_i)}} \right]^2 \quad (20)$$

qui définit le temps d'apparition du régime quasi-permanent, soit le temps à partir duquel l'équation de Wooding, éq. (9), devient applicable.

PROTOCOLE EXPÉRIMENTAL

Les trois méthodes (multipotentiel, monopotentiel, en régime transitoire) présentées ci-dessus ont été testées et comparées dans le cadre d'une étude au champ sur l'infiltration de l'eau dans les couches de sol travaillées (Boucher, 1998). Dans cette étude, on a cherché à évaluer à l'aide de l'infiltromètre à disque la conductivité hydraulique du sol au potentiel -3 cm de différents volumes de sol de la couche travaillée (0-30 cm) d'une parcelle agricole du centre expérimental de Grignon (Yvelines). Le sol est un Néoluvisol limono-argileux reposant à une profondeur d'1 m sur un calcaire dur du Lutétien. Quelques caractéristiques physiques de la couche travaillée de la parcelle sont fournies dans le *tableau 1*. La

Tableau 1 - Quelques propriétés du sol de Grignon (Néoluvisol)
Table 1 - Some properties of the soil of Grignon (Eutric Cambisol)

Teneur	Argile	Limon fin	Limon grossier	Sable fin	Sable grossier	Matière organique	CaCO ₃
(%)	22,3	25,0	42,5	6,8	0,8	2,2	1,3
Masse volumique sèche	Lit de semence		Labour non repris		Passage de roue		
(kg / dm ³)	1,05 (± 0,06)		1,20 (± 0,09)		1,44 (± 0,08)		

parcelle est en monoculture de maïs depuis plus de 10 ans. La parcelle a été labourée le 25 novembre 1997, puis préparée pour le semis du maïs le 20 mars 1998 par passage d'une herse rotative. L'ensemble des mesures d'infiltrométrie a été réalisée en mai 1998. Au sein de la couche de sol travaillée, trois compartiments, présentant des structures contrastées, ont été distingués, en accord avec la description du profil cultural mise au point par Gautronneau et Manichon (1987): i / **le lit de semence**, de 8 à 10 cm d'épaisseur, correspondant à la partie la plus superficielle de la couche travaillée, et créée par le passage de la herse rotative; ii/ la couche labourée non reprise par le hersage et non affectée par les passages de roue du tracteur lors des façons superficielles (appelée plus loin "**labour non repris**"), compris entre 8/10 et 28/30 cm de profondeur; iii/ cette même couche, mais située à l'aplomb des passages de roue du tracteur lors de la création du lit de semence (appelée plus loin "**passage de roue**").

Pour chacun de ces compartiments de la couche de sol travaillée, on a réalisé:

- 3 essais monopotentiels (pour l'application de la méthode de White et Sully et de la méthode en régime transitoire) au potentiel d'infiltration -3 cm, avec mesure des teneurs en eau initiale et finale.

- 1 (ou 2) essai(s) multipotentiel(s) aux potentiels d'infiltration successifs suivants (h_j , h_k , h_l):

- -7, -3 et -1 cm, pour le lit de semence (1 essai)
- -6, -3 et -1 cm, pour le passage de roue (1 essai)
- -6, -3 et -2 cm, pour le labour non repris (2 essais).

Les surfaces d'infiltration étaient situées à 1 à 2 cm sous la surface du sol dans le cas du lit de semence et du passage de roue, à environ 15 cm sous la surface du sol (5 à 7 cm sous l'interface lit de semence/labour non repris sous-jacent) dans le cas du labour non repris.

Un disque de rayon 4 cm a été utilisé pour les essais multipotentiels. Les essais monopotentiels ont été couplés avec des mesures de traçage de l'eau (données

non présentées ici) et ont donc été réalisés avec un disque de rayon 12,5 cm afin d'obtenir une surface d'infiltration suffisante pour l'échantillonnage du sol en fin d'essai.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Essais multipotentiels

La *figure 5* présente les volumes d'eau infiltrés cumulés en fonction du temps aux différents potentiels d'infiltration pour chacun des 4 essais multipotentiels. On constate classiquement l'accroissement du flux d'infiltration lorsque le potentiel d'infiltration croît (de h_j à h_l cm). Cet accroissement du flux est dû à la mise en fonctionnement de pores

Figure 5 - Cinétiques d'infiltration aux potentiels h_j (pointillés courts), h_k (pointillés longs) et h_l (lignes pleines) des 4 essais multipotentiels: lit semence (●, $h_j = -7$, $h_k = -3$, $h_l = -1$ cm), passage de roue (■, $h_j = -6$, $h_k = -3$, $h_l = -1$ cm), labour non repris (▲◆, $h_j = -6$, $h_k = -3$, $h_l = -2$ cm).

Figure 5 - Infiltration kinetics at potentials h_j (dotted lines), h_k (dashed lines) and h_l (full lines) for the 4 multipotential trials: seedbed (●, $h_j = -7$, $h_k = -3$, $h_l = -1$ cm), ploughed layer below the wheel tracks (■, $h_j = -6$, $h_k = -3$, $h_l = -1$ cm), ploughed layer between the wheel tracks (▲◆, $h_j = -6$, $h_k = -3$, $h_l = -2$ cm).

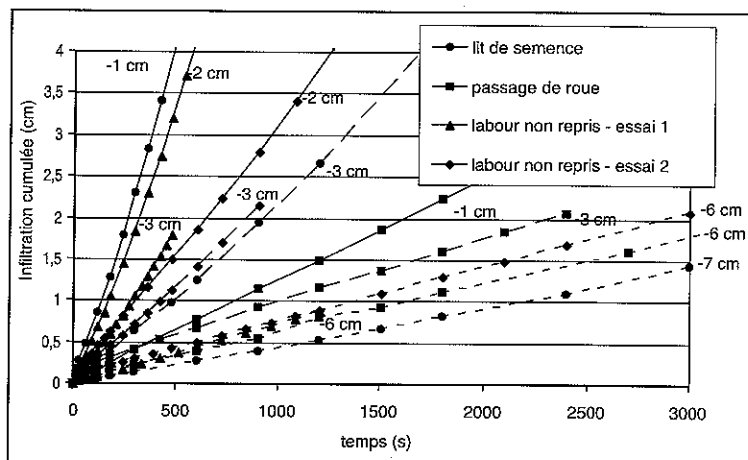


Tableau 2 - Flux d'infiltration en régime permanent pour les 4 essais multipotentiels**Table 2** - Steady state infiltration fluxes of the 4 multipotential trials

	lit de semence		passage de roue		labour non repris			
	h ₀ (cm)	q _∞ (mm/h)	h ₀ (cm)	q _∞ (mm/h)	essai 1		essai 2	
					h ₀ (cm)	q _∞ (mm/h)	h ₀ (cm)	q _∞ (mm/h)
h _j	-7	17	-6	21	-6	27	-6	24
h _k	-3	92	-3	28	-3	147	-3	87
h _l	-1	360	-1	44	-2	285	-2	123

Tableau 3 - Paramètres pour le calcul de $\bar{K}(h_k)$ pour les 4 essais multipotentiels**Table 3** - Parameters for the calculation of $\bar{K}(h_k)$ for the 4 multipotential trials.

	lit de semence	passage de roue	labour non repris	
			essai 1	essai 2
K _{jk} (mm/h)	187	8	525	181
K _{kl} (mm/h)	487	24	719	130
α _{jk} (cm ⁻¹)	0,42	0,09	0,57	0,43
α _{kl} (cm ⁻¹)	0,68	0,23	0,66	0,35
K _g (h _k) (mm/h)	52	6	95	50
K _d (h _k) (mm/h)	63	12	99	45
$\bar{K}(h_k)$ (mm/h)	58	9	97	48
-Δ \bar{K} (mm/h)	8	3	16	11

de taille de plus en plus grande, au fur et à mesure que le sol se rapproche de la saturation. On remarque que cet accroissement reste relativement limité dans le cas du passage de roue, ce qui traduit la relativement faible abondance de pores dans la gamme de rayon équivalent ($r_{\text{éq}}$) [0,25 ; 1,5 mm]. A l'opposé, le lit de semence présente une cinétique d'infiltration très contrastée: la plus lente au potentiel -7 cm ($r_{\text{éq}}=0,2$ mm), la plus rapide au potentiel -1 cm ($r_{\text{éq}}=1,5$ mm).

Les éléments du calcul de la conductivité hydraulique \bar{K} au potentiel -3 cm figurent dans les *tableaux 2 et 3*. On remarque (*tableau 3*) que les paramètres K_{jk} et α_{jk} des relations (11) croissent avec le potentiel ($K_{kl} > K_{jk}$ et $\alpha_{kl} > \alpha_{jk}$), sauf pour l'essai 2 du labour non repris. Le fait que α ne soit pas constant mais augmente avec h_0 ne remet toutefois pas en cause la méthode multipotentielle, car il a été montré pratiquement (Quadri, 1993; Vandervaere, 1995) et théoriquement (Haverkamp *et al.*, 1994) que le domaine d'application de l'équation de Wooding n'était pas limité au cas des sols dont la relation $K(h)$ est décrite par

une exponentielle (l'hypothèse (3) de l'équation de Wooding, même si elle a été nécessaire à l'établissement de l'équation, ne contraint pas son champ d'application). On voit aussi le danger d'extrapoler ces paramètres hors de la gamme de potentiel à laquelle ils ont été mesurés. Notamment, le fait d'estimer la conductivité hydraulique à saturation $K_s=K_{jk}$ peut conduire à une importante sous-estimation de celle-ci, même si la mesure de K_{jk} a été faite dans un domaine peu éloigné de la saturation (ici [-7 ou -6 ; -2 ou -1 cm]).

La dernière ligne du *tableau 3* fournit un ordre de grandeur de l'erreur d'estimation de \bar{K} à -3 cm (*voir Annexe*), en se fondant sur une incertitude relative sur q_{∞} de l'ordre de $\pm 10\%$ et des incertitudes absolues de $\pm 0,5$ cm pour r et ± 1 mm pour h_0 . Ces incertitudes sont des majorants des valeurs réelles. L'écart-type de la pente des régressions linéaires permettant d'obtenir q_{∞} (*figure 3b*) est au maximum de 4 % pour l'ensemble des cinétiques que nous avons mesurées. Mais celui-ci ne suffit pas à caractériser l'erreur sur q_{∞} , puisqu'intervient

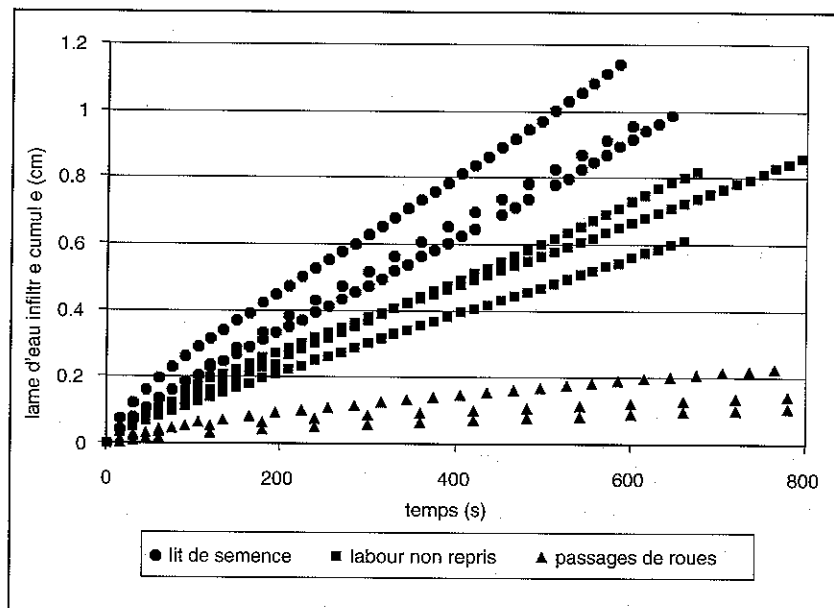
aussi le choix des points sur lesquels est effectuée la régression, c'est-à-dire le temps à partir duquel on considère que le régime permanent d'infiltration est effectivement atteint. L'incertitude réelle sur r dépend du soin avec lequel on a réparti le sable de contact entre le disque de l'infiltromètre et le sol. Enfin, l'incertitude de 1 mm sur h_0 correspond à la lecture d'une graduation sur le vase de Mariotte (figure 1). L'incertitude relative obtenue sur K est en moyenne de 21 %, ce qui est excellent pour ce type de paramètre physique (voir par exemple Revol *et al.*, 1996). La bonne précision de la méthode multipotentiel permet de différencier au sein de la couche labourée le passage de roue, qui présente une conductivité à -3 cm faible par rapport au labour non repris et au lit de semence (tableau 3). Cet abaissement de conductivité hydraulique est attribuable à la compaction du sol par le passage du tracteur. D'autre part, les deux essais réalisés dans le labour non repris sont significativement différents, ce qui montre la variabilité spatiale de K à courte distance (de l'ordre du mètre) au sein de ce compartiment de la couche travaillée, en relation avec sa structure très variable (Papy, 1987).

Essais monopotentiels

Neuf essais (trois par compartiment) ont été réalisés au potentiel $h_0 = -3$ cm. Les cinétiques d'infiltration cumulées (figure 6) permettent bien de distinguer les trois compartiments: le lit de semence, dans lequel on observe les plus fortes infiltrations, le sol sous les passages de roues dans lequel l'eau s'infiltré peu, et le labour non repris, au comportement intermédiaire. Chaque essai a été analysé selon la méthode de White et Sully (1987) utilisant le régime permanent et selon celle d'Haverkamp *et al.* (1994) exploitant la phase transitoire de l'infiltration.

Figure 6 - Cinétiques d'infiltration au potentiel -3 cm des 9 essais monopotentiels: lit de semence (●, 3 essais), passage de roue (▲, 3 essais), labour non repris (■, 3 essais).

Figure 6 - - Infiltration kinetics at potential -3 cm for the 9 monopotential trials: seedbed (●, 3 trials), ploughed layer below the wheel tracks (▲, 3 trials), ploughed layer between the wheel tracks (■, 3 trials).



Méthode monopotentiel (White et Sully, 1987)

Les résultats obtenus (Tableau 4) permettent de distinguer clairement les trois compartiments de sol étudiés.

La sorptivité du lit de semence est plus élevée ($17 \text{ mm/h}^{1/2}$ en moyenne) que celle du labour non repris ($9,5 \text{ mm/h}^{1/2}$), elle-même plus élevée que celle du passage de roue ($3,4 \text{ mm/h}^{1/2}$). Ces valeurs de sorptivité sont d'un ordre de grandeur comparable aux données de la littérature. A titre de comparaison, la sorptivité du passage de roue est proche des valeurs (1 à $6 \text{ mm/h}^{1/2}$) obtenues par Cook et Broeren (1994) sur un sol alluvial limoneux aux potentiels $h_0 = -2$ et -4 cm, tandis que la sorptivité du lit de semence est plus proche de celle ($13 \text{ mm/h}^{1/2}$) mesurée par White et Sully (1987) sur un limon sableux au potentiel $h_0 = -3$ cm. Les différences de sorptivité observées entre les trois compartiments de la couche de sol travaillée peuvent s'expliquer par des variations de teneur en eau $\theta_0 - \theta_1$ plus faibles quand on passe du lit de semence au labour non repris, puis au passage de roue. En effet, la sorptivité caractérise la capacité d'absorption de l'eau par capillarité correspondant à une variation de teneur en eau de θ_1 à θ_0 . Donc, pour un sol donné, plus ces bornes sont éloignées l'une de l'autre, plus $S(\theta_0, \theta_1)$ est grand. Un autre facteur de variation de la sorptivité est la modification de la porosité du sol: le tassement du sol sous le passage de roue a entraîné une diminution de la porosité totale du sol (tableau 1) et vraisemblablement de la porosité concernée par l'infiltration entre θ_1 et θ_0 ($r_{\text{eq}} \leq 0,5 \text{ mm}$). A l'inverse, le travail de la herse rotative a entraîné une augmentation de la porosité (tableau 1), y compris dans la gamme de rayon de pore équivalent voisin de $0,5 \text{ mm}$, d'où une augmentation de $S(\theta_0, \theta_1)$.

La conductivité hydraulique à -3 cm du sol sous les passages de roues est nettement plus faible que pour les deux autres compartiments. A noter la valeur aberrante de K obte-

Tableau 4 - Résultats des essais monopotentiels. Méthode de White et Sully (1987)**Table 4** - Results of the monopotential trials. White and Sully's method.

		θ_i	θ_0	S (mm/h ^{1/2})	q_{∞} (mm/h)	K (mm/h)	$\pm \Delta K$ (mm/h)
essai 1	lit de semence	0,235	0,303	15	53	36	10
essai 2		0,216	0,324	19	53	34	11
essai 3		0,313	0,432	18	52	37	9
essai 4	labour non repris	0,301	0,366	11	35	25	6
essai 5		0,236	0,263	8,8	43	27	12
essai 6		0,302	0,398	8,7	31	26	4
essai 7	passage de roue	0,312	0,363	4,5	5,5	3,3	1
essai 8		0,324	0,374	2,6	3,3	2,6	1
essai 9		0,342	0,350	3,0	3,9	-2,5	12

nue à l'essai 9. Cette incohérence est due aux erreurs de mesure de θ . Pour cet essai, l'erreur relative sur K est de plus de 400 %, dont 93 % dus à l'erreur sur θ_0 et θ_i ! Ceci montre la difficulté d'utilisation des méthodes multipotentiels lorsque θ varie peu au cours de l'infiltration et que la conductivité hydraulique du sol est faible. Hormis ce cas, l'erreur relative sur K est en moyenne de 29 % (avec $\Delta S/S=10$ %, $\Delta b/b=43$ %, $\Delta\theta=0,01$), ce qui est presque aussi bon qu'avec la méthode multipotentielle.

Les valeurs de K obtenues pour le labour non-repris sont étonnamment homogènes (tableau 4), contrairement à ce à quoi l'on aurait pu s'attendre d'après les résultats de la méthode multipotentielle (tableau 3). De façon générale, les valeurs de K obtenues par la méthode monopotentielle sont inférieures à celles obtenues par la méthode multipotentielle. Cette sous-estimation de K est due à la surestimation de la sorptivité S généralement observée lorsque l'on estime S par l'équation (14) dans le cas d'une infiltration axisymétrique. En effet, l'estimation de S s'effectue par simplification de l'équation d'infiltration (éq. (15)), en négligeant les effets dus à la gravité et à la composante latérale de la capillarité, et qui peuvent se manifester très rapidement après le début de l'infiltration. Cook et Broeren (1994) et Vandervaere (1995) ont montré que cette simplification introduit un **biais systématique** (surestimation) dans la détermination de S. Une autre origine possible aux différences de conductivité observées entre les méthodes multipotentielle et monopotentielle pourrait être liée aux tailles de disque différentes utilisées dans les deux méthodes ($r = 4$ cm pour la méthode multipotentielle, 12,5 cm pour la méthode monopotentielle). Toutefois, Hussen et Warrick (1993) n'observent pas de différence entre ces 2 méthodes au potentiel $h_0 = -5$ cm. De même, Vandervaere (1995) n'observe pas de différence systématique entre les 2 tailles de disque pour la méthode multipotentielle, hormis des résultats plus dispersés avec le disque de rayon 12,5 cm.

Méthode en régime transitoire (Haverkamp et al., 1994)

La méthode proposée par Haverkamp et al. (1994) donne des résultats plus cohérents avec ceux obtenus par la méthode multipotentielle (tableau 5). Elle conduit à des estimations de la sorptivité plus faibles que celles obtenues par la méthode de White et Sully (1987), et donc à des conductivités hydrauliques plus fortes. Cependant, les différences de sorptivité entre les différents compartiments restent du même ordre, donc l'interprétation précédente reste valable. Les valeurs de K obtenues sont plus proches de celles estimées par la méthode multipotentielle pour le lit de semence, mais elles leur restent toutefois nettement inférieures pour le labour non repris (tableau 3). En revanche, le changement de méthode n'affecte pratiquement pas les résultats obtenus pour le passage de roues. La comparaison des deux méthodes monopotentiels montre la supériorité de la méthode basée sur le régime transitoire par rapport à celle proposée par White et Sully (1987). Cette supériorité est liée principalement à une estimation plus fiable de la sorptivité du sol à cause de la prise en compte explicite des effets capillaires latéraux dans l'équation (15). Cependant, l'introduction du paramètre β (éq. (16)), avec $\Delta\beta/\beta=100$ % puisque $\min(\beta)=0$) dans cette équation conduit à une forte augmentation de l'incertitude relative sur K, avec une valeur moyenne de 70 %.

Temps caractéristiques de l'infiltration

Les temps caractéristiques t_{grav} , t_{geom} , t_{stab} de chaque essai monopotentiel d'infiltration peuvent être calculés à partir des estimations de $K(h_0)$ et $S(\theta_0, \theta_i)$ obtenues par la méthode en régime permanent d'une part, et par la méthode en régime transitoire d'autre part (tableau 6). Quelle que soit la méthode d'analyse utilisée, on constate que le flux d'infiltration se stabili-

se rapidement ($t_{stab} < 10$ min) principalement sous l'effet de la gravité ($t_{grav} < t_{geom}$), sauf pour le passage de roue. Dans ce dernier cas, la gravité intervient toujours avant les effets de bord liés à la géométrie de la surface d'infiltration, mais elle prend le pas sur les forces capillaires verticales plus tardivement, en raison de la faible conductivité hydraulique du sol tassé. Cette prédominance de la gravité dans le processus d'infiltration axisymétrique s'explique par la taille du disque utilisé (\varnothing : 25 cm). En effet, plus le disque est grand, moins les effets de bord seront importants par rapport au flux infiltré à tra-

vers l'ensemble de la surface du disque (rapport périmètre/surface inversement proportionnel au rayon du disque). Les différences observées entre les deux méthodes sont liées aux procédures d'estimation de $S(\theta_0, \theta_i)$ et $K(h_0)$. Le fait que la méthode monopotentiel de White et Sully (1987) surestime $S(\theta_0, \theta_i)$ et sous-estime $K(h_0)$ conduit à une forte surestimation de t_{grav} et à une sous-estimation de t_{geom} .

Les temps caractéristiques t_{grav} et t_{stab} permettent de valider *a posteriori* les domaines de temps sur lesquels les équations de Wooding (1968) et d'Haverkamp *et al.* (1994) ont

	S (mm/h ^{1/2})	A (mm/h)	K (mm/h)	$\pm \Delta K$ (mm/h)
essai 1 lit de semence	8,8	58	52	35
essai 2	14	55	43	30
essai 3	10,1	61	57	34
essai 4 labour non repris	7,0	36,6	32	22
essai 5	5,7	41	33	36
essai 6	5,0	37	30	18
essai 7 passage de roue	3,8	5,8	3,6	4
essai 8	1,6	3,4	3,1	2
essai 9	2,7	1,6	-7,1	19

Tableau 5 -

Résultats des essais monopotentiels.

Méthode d'Haverkamp *et al.* (1994)

Table 5 - Results of the monopotential trials. Haverkamp et al.'s method

A	t_{inf} (min)	t_{grav} (min)	t_{geom} (min)	t_{stab} (min)
essai 1 lit de semence	5	10	20	4
essai 2	8	19	30	8
essai 3	7	14	41	7
essai 4 labour non repris	6	11	35	6
essai 5	3	6	9	3
essai 6	5	6	110	5
essai 7 passage de roue	22	110	120	39
essai 8	22	60	350	36

Tableau 6 - Temps caractéristiques de l'infiltration lors des essais monopotentiels.

a. Méthode de White et Sully (1987)

b. Méthode d'Haverkamp *et al.* (1994)

Table 6 -

Characteristic times for infiltration from the monopotential trials.

a. *White and Sully's method.*

b. *Haverkamp et al.'s method*

B	t_{sup} (min)	t_{grav} (min)	t_{geom} (min)	t_{stab} (min)
essai 1 lit de semence	2	2	60	1
essai 2	3	6	60	4
essai 3	2	2	130	2
essai 4 labour non repris	3	3	80	2
essai 5	1,5	1,8	21	1,25
essai 6	1,5	1,6	300	1,5
essai 7 passage de roue	23	60	170	32
essai 8	14	15	1000	13

été appliquées. L'application de l'équation de Wooding (1968) implique une estimation du flux d'infiltration stabilisé (régime quasi-permanent) et ne s'applique donc qu'à partir de t_{stab} . Le tableau 6a indique la valeur t_{inf} de la borne inférieure du domaine de temps utilisé pour le calcul de $q_{\infty}(h_0)$ par régression linéaire (figure 3b). Ce temps t_{inf} est toujours supérieur ou égal à t_{stab} , comme il se doit, sauf pour les essais sur passage de roue qui ont été stoppés à 25 minutes, donc avant l'établissement du régime permanent. Dans un tel cas de figure, l'utilisation de la méthode en régime transitoire reste le seul recours pour l'analyse du processus d'infiltration. L'application de l'équation d'Haverkamp *et al.* (1994) est limitée aux temps inférieurs à t_{grav} . Cette condition a toujours été respectée dans nos analyses: la borne supérieure t_{sup} du domaine de temps considéré pour l'analyse en régime transitoire n'est jamais supérieure à t_{grav} (tableau 6b). Cette contrainte a conduit dans le cas du lit de semence et du labour non repris à limiter fortement le domaine de temps étudié (jusqu'à ne pas dépasser 90 secondes pour certains essais) et donc le nombre de mesures effectivement utilisées dans la régression linéaire (ég. (17), figure 4). D'où une évaluation de $S(\theta_0, \theta_i)$ très sensible à la qualité des mesures initiales d'infiltration. La brièveté du régime transitoire d'infiltration observé dans le cas du lit de semence et du labour non repris plaide en faveur de la méthode multipotentiel qui semble mieux adaptée aux sols présentant une forte macroporosité.

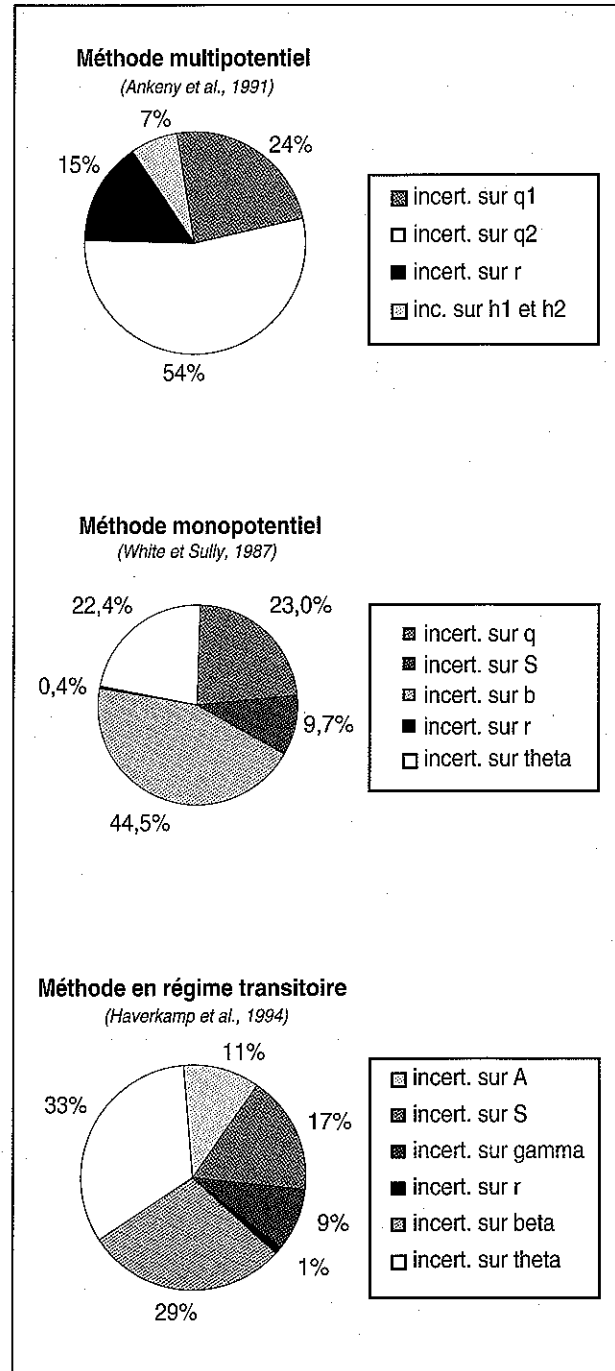
Analyse des incertitudes sur la détermination de la conductivité hydraulique

La figure 7 présente les contributions moyennes des différentes sources d'erreur à l'incertitude sur le calcul de la conductivité hydraulique pour chacune des méthodes testées. Le calcul d'erreur sur K est présenté dans l'annexe. Dans ce calcul, on suppose l'indépendance entre les différentes sources d'erreur correspondant aux différentes variables intervenant dans le calcul de K.

L'erreur moyenne sur K est de 21 % pour la méthode multipotentiel (tableau 3), de 29 % pour la méthode monopotentiel (tableau 4) et de 76 % pour la méthode en régime transitoire (tableau 5). Ces deux dernières valeurs ne tiennent pas compte du dernier essai sur passage de roue (essai 9) qui s'est révélé inexploitable. Dans le cas de la méthode multipotentiel, la majeure partie de cette incertitude (78 %) est due aux erreurs sur q_{∞} (figure 7). La part due à l'incertitude sur le rayon de la surface d'infiltration est de 15 %, alors qu'elle est négligeable pour les deux autres méthodes, en raison de la plus grande taille du disque utilisé (12,5 cm contre 4 cm pour la méthode multipotentiel). Dans le cas des deux méthodes utilisant la sorptivité (monopotentiel et en régime transitoire), l'erreur de mesure sur θ tient une part importante dans l'incertitude totale sur K (22 % pour la méthode multipotentiel; 33 % pour la méthode en régime transitoire). Il convient donc de

Figure 7 - Contribution des différents paramètres intervenant dans l'estimation de la conductivité hydraulique K (voir Annexe) à l'erreur d'estimation sur K pour les 3 méthodes utilisées. Valeurs moyennes pour l'ensemble des 3 compartiments de la couche de sol travaillée.

Figure 7 - Contribution of the various parameters of the hydraulic conductivity estimation relations (see Appendices) to the estimation error on K for each of the 3 estimation methods. Average values for the 3 compartments of the tilled soil layer.



mesurer les variations de θ le plus précisément possible. Enfin, l'ajout du paramètre β dans la méthode en régime transitoire (éq. (16)), dont la valeur, dépendante de la forme des relations $\theta(h)$ et $K(h)$, est inconnue *a priori*, est une source d'incertitude importante (29 % de l'incertitude totale sur K). Nous avons considéré une incertitude relative de 100 % pour β afin de couvrir l'ensemble de la gamme des valeurs théoriques possibles (de 0 à 1). Roulier (1999) propose d'utiliser une incertitude relative limitée à 5 % (autour de la même valeur moyenne $\beta = 0,6$). Avec $\Delta\beta/\beta = 5\%$, l'effet de l'incertitude sur β devient négligeable ($< 1\%$), mais l'incertitude globale moyenne sur K reste de 62 %.

La conductivité hydraulique du sol est une grandeur présentant généralement une forte variabilité spatiale. Par exemple, Vauclin (1983) cite des coefficients de variation variant entre 36 et 190 %. Pour aborder l'étude de la variabilité spatiale de K , il est donc nécessaire d'avoir une méthode de mesure suffisamment précise par rapport à la variabilité spatiale de K . La méthode multipotentiel semble la mieux adaptée à cet objectif, compte tenu de sa précision, la méthode monopotentiel de White et Sully (1987) posant le problème d'un biais systématique dans l'estimation de K . Toutefois, la précision des différentes méthodes reste dépendante des propriétés hydrauliques du sol étudié. Il convient donc de l'évaluer systématiquement, et de la confronter à la variabilité spatiale des résultats obtenus, elle-même dépendante de l'échelle spatiale de l'étude.

CONCLUSION

La comparaison des différentes méthodes d'estimation de la conductivité hydraulique K à l'aide de l'infiltromètre à disque met en évidence la supériorité de la méthode multipotentiel par rapport aux méthodes monopotentiels utilisant la sorptivité. La méthode multipotentiel est toutefois plus longue à mettre en œuvre puisqu'elle nécessite la mesure de trois cinétiques d'infiltration jusqu'à l'atteinte du régime permanent pour obtenir une valeur de K . La précision obtenue lors nos essais est excellente ($\pm 21\%$). La méthode monopotentiel en régime permanent de White et Sully (1987) pose, en général, problème car elle entraîne un biais systématique dans l'évaluation de S (surestimation) et donc de K (sous-estimation). Ce biais n'existe pas pour la méthode en régime transitoire proposée par Haverkamp *et al.* (1994), mais la précision de cette méthode est en général plus faible (de l'ordre de $\pm 70\%$, pour nos essais). Cette méthode est cependant intéressante car elle est nettement plus rapide à mettre en œuvre que la méthode multipotentiel, puisqu'elle n'utilise qu'une seule cinétique d'infiltration et ne nécessite pas l'attente du régime permanent d'infiltration. Ce dernier atout peut toutefois se révéler être une contrainte dans le cas où le régime transitoire d'infiltration est

excessivement bref (sols à forte macroporosité). De façon générale, il est nécessaire d'estimer les temps caractéristiques de l'infiltration de façon à respecter le domaine de validité temporel des différentes méthodes. Enfin, on remarque que les méthodes monopotentiels utilisant la sorptivité (White et Sully, 1987 ; Haverkamp *et al.*, 1994) ne sont pas adaptées au cas des sols présentant une faible variation de teneur en eau au cours de l'infiltration ainsi qu'un faible flux d'infiltration.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient J. Troizier et son équipe pour la mise à disposition de la parcelle expérimentale et pour la réalisation des travaux culturaux. Ce travail a été financé par la Direction Générale de l'Enseignement et de la Recherche du Ministère de l'Agriculture et de la Pêche.

BIBLIOGRAPHIE

- Angulo-Jaramillo R., Gaudet J.P., Thony J.L., Vauclin M., 1996 - Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 710-715.
- Angulo-Jaramillo R., Moreno F., Clothier B.E., Thony J.L., Vachaud G., Fernandez-Boy E., Cayuela J.A., 1997 - Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 27-32.
- Ankeny M.D., Kaspar T.C., Horton R., 1990 - Characterization of tillage and traffic effects on unconfined infiltration measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 837-840.
- Ankeny M.D., Ahmed M., Kaspar T.C., Horton R., 1991 - Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 467-470.
- Azevedo A.S., Kanwar R.S., Horton R., 1998 - Effect of cultivation on hydraulic properties of an Iowa soil using tension infiltrometers. *Soil Sci.*, 163, 22-28.
- Boucher A., 1998 - Etude de l'infiltration de l'eau dans les couches de sol travaillées. DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie, Paris XI, 39 p.
- Casey F.X.M., Jaynes D.B., Horton R., Logsdon S.D., 1999 - Comparing field methods that estimate mobile-immobile model parameters, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, 800-806.
- Clothier B.E., White I., 1981 - Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 241-245.
- Clothier B.E., Kirkham M.B., McLean J.E., 1992 - *In situ* measurement of the effective transport volume for solute moving through soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 733-736.
- Clothier B.E., Heng L., Magesan G.N., Vogeler I., 1995 - The measured mobile-water content of an unsaturated soil as a function of hydraulic regime, *Aust. J. Soil Res.*, 33, 397-414.
- Cook F.J., Broeren A., 1994 - Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disc permeameters, *Soil Sci.*, 157, 2-11.
- Everts C.J., Kanwar R.S., 1993 - Interpreting tension-infiltrometer data for quantifying soil macropores : some practical considerations. *Trans. ASAE*, 36, 423-428.
- FAO, 1974 - Légende de la carte de sols du monde au 1/5.000.000. Unesco, Paris.
- Gardner W.R., 1958 - Some steady-state solutions of the unsaturated moisture

- flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85, 228-232.
- Gautronneau Y., Manichon H., 1987 - Guide méthodologique du profil cultural. Lyon, Paris, CEREF/GEARA Eds, 71 p.
- Haverkamp R., Ross P.J., Smettem K.R.J., Parlange J.Y., 1994 - Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.*, 30 (11), 2931-2935.
- Heddadj D., Gascuel-Oudoux C., 1999 - Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at field scale. *Europ. J. Soil Sci.*, 50, 275-283.
- Hussen A.A., Warrick A.W., 1993 - Alternative analyses of hydraulic data from disc tension infiltrometers. *Water Resour. Res.*, 29, 4103-4108.
- Jarvis N.J., Leeds-Harrison P.B., Dosser J.M., 1987 - The use of tension infiltrometers to assess routes and rates of infiltration in a clay soil. *J. Soil Sci.*, 38, 633-640.
- Jaynes D.B., Shao M., 1999 - Evaluation of a simple technique for estimating two-domain transport parameters. *Soil Sci.*, 164, 82-91.
- Jaynes D.B., Logsdon S.L., Horton R., 1995 - Field method for measuring mobile/immobile water content and solute transfer rate coefficient. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 352-356.
- Logsdon S.D., Jaynes D.B., 1993 - Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 1426-1431.
- Logsdon S.D., Jaynes D.B., 1996 - Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 703-709.
- Maheshwari B.L., 1996 - Development of an automated double-ring infiltrometer. *Aust. J. Soil Res.*, 34, 709-714.
- Messing I., Jarvis N.J., 1993 - Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers. *J. Soil Sci.*, 44, 11-24.
- Mohanty B.P., Ankeny M.D., Horton R., Kanwar R.S., 1994 - Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. *Water Resour. Res.*, 30, 2489-2498.
- Nachabe M.H., 1995 - Estimating hydraulic conductivity for models of soils with macropores. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 121, 95-102.
- Papy F., 1987 - Comportement d'une couche labourée sous des actions de compactage en fonction de son état hydrique et structural. *Agronomie*, 7, 111-121.
- Perroux K.M., White I., 1988 - Designs for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 1205-1215.
- Philip J.R., 1969 - Theory of infiltration. *Adv. Hydrosol.*, 5, 215-296.
- Pullan A.J., 1990 - The quasilinear approximation for unsaturated porous media flow. *Water Resour. Res.*, 26, 1219-1234.
- Quadri M.B., 1993 - L'infiltrométrie multi-disques pour la caractérisation hydrodispersive des sols non saturés : modélisation des transferts et applications. Thèse de doctorat, Univ. Joseph Fourier - Grenoble I, LTHE, Grenoble, 226 p.
- Revol P., Kosuth P., Ruelle P., Thony J.L., Vachaud G., Vauclin M., 1996 - Caractérisation hydrodynamique des sols par infiltration axisymétrique : comparaison au champ de plusieurs approches. Milieux poreux et transferts hydriques, *Bull. du G.F.H.N.*, 33-34, 27-38.
- Reynolds W.D., Elrick D.E., 1991 - Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 633-639.
- Roulier S., 1999 - Caractérisation hydro-dispersive *in situ* de sols non saturés par infiltration d'eau et de soluté. Cas de sols structurés et de sols hétérogènes. Thèse de doctorat, Univ. Joseph Fourier - Grenoble I, LTHE, Grenoble, 267 p.
- Simunek J., van Genuchten M. T., 1996 - Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resour. Res.*, 32, 2683-2696.
- Simunek J., van Genuchten M. T., 1997 - Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Sci.*, 162, 383-398.
- Smettem K.R.J., Clothier B.E., 1989 - Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *J. Soil Sci.*, 40, 563-568.
- Smettem K.R.J., Ross P.J., Haverkamp R., Parlange J.Y., 1995 - Three-dimensional analysis of infiltration from the disk infiltrometer. 3. Parameter estimation using a double-disk tension infiltrometer. *Water Resour. Res.*, 31, 2491-2495.
- Snow V.O., 1999 - *In situ* measurement of solute transport coefficients : assumptions and errors, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, 255-263.
- Vandervaere J.P., 1995 - Caractérisation hydrodynamique du sol *in situ* par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. Thèse de doctorat, Univ. Joseph Fourier - Grenoble I, LTHE, Grenoble, 329 p.
- Vandervaere J.P., Peugeot C., Vauclin M., Angulo-Jaramillo R., Lebel T., 1997 - Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *J. Hydrol.*, 188-189, 203-223.
- van Genuchten M. Th., Wierenga P.J., 1976 - Mass transfer studies in sorbing porous media. I. Analytical solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40: 473-480.
- Vauclin M., 1983 - Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. In : Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols, Avignon, 24-25 juin 1982, Les colloques de l'INRA, n° 15, Ed. INRA Publ., pp. 9-43.
- Warrick A.W., Broadbridge P., 1992 - Sorptivity and macroscopic capillary length relationships, *Water Resour. Res.*, 28, 427-431.
- White I., Perroux K.M., 1989 - Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 324-329.
- White I., Sully M.J., 1987 - Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, 23, 1514-1522.
- White I., Sully M.J., Ford P.W., Melville M.D., 1992 - Corporate scientific management and the path to commercialization of the disk permeameter. In : Advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice, G.C. Topp, W.D. Reynolds and R.E. Green (Ed.), SSSA Special publication n° 30, SSSA, Madison, Wisconsin, USA, pp. 105-122.
- Wooding R.A., 1968 - Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, 4, 1259-1273.
- Zante P., 1988 - Un dispositif de Müntz adapté à la détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Centre de Dakar-Hann, ORSTOM, 13 p.

ANNEXE : CALCUL D'ERREUR SUR L'ESTIMATION DE K

Méthode multipotentiel

Pour deux couples de mesure $(h_1, q_{\infty}(h_1))$ et $(h_2, q_{\infty}(h_2))$, on peut obtenir les valeurs des paramètres $K_{1,2}$ et $\alpha_{1,2}$ en résolvant le système d'équations (11). Cela permet de calculer deux valeurs de K : $K(h_1)$, estimation à la borne inférieure de l'intervalle de potentiel, et $K(h_2)$, estimation à la borne supérieure. Dans ce qui suit, on utilise les notations simplifiées suivantes : $q_1 = q_{\infty}(h_1)$, $q_2 = q_{\infty}(h_2)$, $\alpha = \alpha_{1,2}$, $K_1 = K(h_1)$ et $K_2 = K(h_2)$.

D'autre part, on assimile l'erreur absolue sur chaque variable à son écart-type d'estimation ($\Delta X = \hat{\sigma}(X)$).

– Estimation à la borne inférieure :
$$K_1 = \frac{q_1}{1 + \frac{4}{\pi r \alpha}}$$

On obtient :

$$\begin{aligned} \left[\frac{\Delta K_1}{K_1} \right]^2 &= \left[1 + \frac{1 - K_1/q_1}{\alpha(h_1 - h_2)} \right]^2 \left[\frac{\Delta q_1}{q_1} \right]^2 + \left[\frac{1 - K_1/q_1}{\alpha(h_1 - h_2)} \right]^2 \left[\frac{\Delta q_2}{q_2} \right]^2 + \left[1 - \frac{K_1}{q_1} \right]^2 \left[\frac{\Delta r}{r} \right]^2 \\ &+ \left[\frac{1 - K_1/q_1}{(h_1 - h_2)} \right]^2 \left((\Delta h_1)^2 + (\Delta h_2)^2 \right) \quad (A1) \end{aligned}$$

– Estimation à la borne supérieure :
$$K_2 = \frac{q_2}{1 + \frac{4}{\pi r \alpha}}$$

On obtient :

$$\begin{aligned} \left[\frac{\Delta K_2}{K_2} \right]^2 &= \left[\frac{1 - K_2/q_2}{\alpha(h_1 - h_2)} \right]^2 \left[\frac{\Delta q_1}{q_1} \right]^2 + \left[\frac{1 - K_2/q_2}{\alpha(h_1 - h_2)} \right]^2 \left[\frac{\Delta q_2}{q_2} \right]^2 + \left[1 - \frac{K_2}{q_2} \right]^2 \left[\frac{\Delta r}{r} \right]^2 \\ &+ \left[\frac{1 - K_2/q_2}{(h_1 - h_2)} \right]^2 \left((\Delta h_1)^2 + (\Delta h_2)^2 \right) \quad (A2). \end{aligned}$$

On remarque que seuls les termes dépendant des flux d'infiltration q_1 et q_2 sont différents puisque :

$$\frac{K_1}{q_1} = \frac{K_2}{q_2} \quad (A3).$$

– Moyenne des estimations à gauche et à droite (méthode de Ankeny *et al.*) :
$$\bar{K} = \frac{K_g + K_d}{2}$$

On a simplement :
$$(\Delta \bar{K})^2 = \frac{(\Delta K_1)^2 + (\Delta K_2)^2}{4} \quad (A4).$$

Annexe (suite)

Méthode monopotentiel de White et Sully : $K_0 = q_0 - \frac{4bS^2}{\pi r(\theta_0 - \theta_i)}$

avec les notations simplifiées suivantes : $K_0 = K(h_0)$ et $S = S(\theta_0, \theta_i)$, on obtient :

$$\begin{aligned} \left[\frac{\Delta K_0}{K_0} \right]^2 &= \frac{1}{K_0^2} (\Delta q_0)^2 + 4 \left[\frac{q_0}{K_0} - 1 \right]^2 \left[\frac{\Delta S}{S} \right]^2 + \left[\frac{q_0}{K_0} - 1 \right]^2 \left[\frac{\Delta b}{b} \right]^2 \\ &+ \left[\frac{q_0}{K_0} - 1 \right]^2 \left[\frac{\Delta r}{r} \right]^2 + \left[\frac{q_0}{K_0} - 1 \right]^2 \frac{(\Delta \theta_0)^2 + (\Delta \theta_i)^2}{(\theta_0 - \theta_i)^2} \quad (A5). \end{aligned}$$

Méthode monopotentiel en régime transitoire : $K_0 = \left[A - \frac{\gamma S^2}{r(\theta_0 - \theta_i)} \right] \cdot \frac{3}{2 - \beta}$

On obtient :

$$\begin{aligned} \left[\frac{\Delta K_0}{K_0} \right]^2 &= \left[\frac{1}{K_0} \cdot \frac{3}{2 - \beta} \right]^2 (\Delta A)^2 + 4 \cdot \left[1 - \frac{3}{2 - \beta} \cdot \frac{A}{K_0} \right]^2 \left[\frac{\Delta S}{S} \right]^2 + \left[1 - \frac{3}{2 - \beta} \cdot \frac{A}{K_0} \right]^2 \left[\frac{\Delta \gamma}{\gamma} \right]^2 \\ &+ \left[1 - \frac{3}{2 - \beta} \cdot \frac{A}{K_0} \right]^2 \left[\frac{\Delta r}{r} \right]^2 + \frac{(\Delta \beta)^2}{(2 - \beta)^2} + \left[1 - \frac{3}{2 - \beta} \cdot \frac{A}{K_0} \right]^2 \cdot \frac{(\Delta \theta_0)^2 + (\Delta \theta_i)^2}{(\theta_0 - \theta_i)^2} \quad (A6). \end{aligned}$$