

Mesure de l'infiltrabilité du sol par la méthode du double anneau

2. Résultats numériques

Jaoudat TOUMA (1), Pascal BOIVIN (2)

(1) Centre ORSTOM, BP 1386, Dakar, Sénégal

(2) Centre ORSTOM, 70-74 route d'Aulnay, 93143 Bondy Cédex

RÉSUMÉ

L'équation de l'écoulement monodimensionnel vertical dans un sol non saturé est résolue numériquement dans le cas de sols homogènes et stratifiés, avec des profils initiaux de l'humidité uniformes et non. Les lois d'infiltration de PHILIP et de GREEN et AMPT sont ajustées sur la lame infiltrée cumulée en fonction du temps, $I(t)$, obtenue numériquement afin de préciser la signification des paramètres déterminés dans le cas des humidités initiales non uniformes et des profils de sol non homogène. On montre que pour un sol homogène, les paramètres ajustés sont pratiquement indépendants de l'uniformité ou non de la condition initiale. On présente dans ce cas une méthode empirique pour obtenir une bonne estimation de la conductivité à saturation du milieu. Pour un milieu stratifié, ces paramètres sont représentatifs de l'horizon de surface lorsque son épaisseur est de 30 cm au moins. Pour une épaisseur inférieure, les paramètres déterminés doivent être considérés avec prudence.

MOTS-CLÉS : Infiltrabilité — Lois d'infiltration — Sorptivité — Conductivité à saturation — Simulation numérique.

ABSTRACT

MEASURING SOIL INFILTRABILITY USING DOUBLE-RING INFILTRMETER

2. Numerical results

One dimensional vertical flow equation in an unsaturated soil is solved numerically for homogeneous and stratified media with uniform and variable initial humidities. The PHILIP and GREEN and AMPT infiltration equations are fitted on the numerical cumulative infiltration curves in order to determine the physical significance of the fitted parameters obtained for nonuniform initial profiles and stratified media. It is shown that for a homogeneous soil, they are practically independent from the shape of the initial profile. Namely, the determined sorptivity in the case of a nonuniform initial profile is representative of the initial humidity at the soil surface. An empirical method is presented to assess the saturated hydraulic conductivity with a satisfactory precision. For a stratified soil, the fitted parameters are representative of the upper layer, provided that it is at least 30 cm thick. For a lesser thickness the calculated parameters are not reliable.

KEY WORDS : Infiltrability — Infiltration equations — Sorptivity — Saturated hydraulic conductivity — Numerical simulation.

Dans un premier article (BOIVIN *et al.*, 1988) nous avons présenté les résultats expérimentaux de mesure

de l'infiltrabilité *in-situ*, obtenus sur la vallée de Katouré en Basse Casamance (Sénégal). Nous avons ajusté sur

les courbes de l'infiltration cumulée mesurée en fonction du temps, $I(t)$, les lois d'infiltration de PHILIP (1957) et de GREEN et AMPT (1911). La signification physique des paramètres ajustés restait à préciser, en raison de la non conformité entre les conditions d'application de ces lois et celles de l'expérimentation : humidités initiales non uniformes, profils parfois hétérogènes et participation des macropores à l'infiltration dans nombre de sites. Pour préciser la signification des paramètres ajustés et leur éventuelle relation avec des caractéristiques physiques du milieu nous avons choisi la voie numérique, le modèle de simulation étant développé et validé par ailleurs (TOUMA, 1987). Nous ne présentons dans ce papier que les résultats relatifs aux deux premiers points (uniformité et homogénéité du profil). En effet, la modélisation de l'influence des macropores sur la cinétique de l'infiltration dépasse largement le cadre de la présente publication, puisqu'elle suppose connues les tailles des macropores et leur distribution spatiale lorsqu'elle est effectuée en deux dimensions (EDWARDS *et al.*, 1979 ; DAVIDSON, 1985 ; SMETTEM, 1986), et le débit qui les traverse lorsqu'elle est effectuée en une seule dimension (BEVEN et GERMANN, 1981). Notons seulement que l'hypothèse de participation des macropores à l'infiltration a été émise en raison du comportement particulier de la courbe $I(t)$ observé sur certains sites : une très forte pente à l'origine suivie d'une rupture à $t \approx 1$ à 2 minutes. Ceci pourrait être imputé à deux causes différentes : soit un confinement de l'air dans le milieu et donc sa compression qui résulte en un ralentissement de l'infiltration (e.g. VACHAUD *et al.*, 1974 ; LINDEN *et al.*, 1977 ; TOUMA et VAUCLIN, 1986) ; soit à la présence de macropores actifs dans le milieu (GERMANN et BEVEN, 1981 ; BOUMA *et al.*, 1982 ; WATSON et LUXMOORE, 1986). La première cause paraît cependant assez peu vraisemblable. En effet, la surface submergée étant limitée à celle des anneaux, l'air en aval de la zone humidifiée reste en contact avec l'atmosphère à travers le sol environnant le bulbe d'humectation. Quant aux macropores, ils ne peuvent occasionner cet effet sur la courbe $I(t)$ que s'ils sont actifs et donc, reliés à la surface du sol. Dans ce cas, le macropore se remplit dès la mise en charge de cette dernière, alors que le même macropore isolé de la surface du sol ne peut se remplir que si la pression de l'eau atteint la valeur critique donnée par :

$$h_{cr} = - 2 \sigma / \rho_w \cdot g \cdot R$$

où σ est la tension superficielle de l'eau, ρ_w sa masse volumique, g l'accélération de la pesanteur et R le rayon équivalent du macropore. Pour $R = 0.15$ cm cette pression est de l'ordre de $- 1$ cm d'eau, ce qui signifie que le sol au voisinage du macropore est saturé. Par conséquent, lorsque le macropore est isolé de la surface du

sol, l'infiltration se poursuit comme s'il était inexistant tant que la pression reste inférieure à h_{cr} , ce qui explique que le comportement mentionné plus haut de $I(t)$ n'a pas été observé sur tous les sites bien que les macropores y soient présents.

Afin d'étudier plusieurs types de sols nous avons utilisé les données de VAUCLIN *et al.* (1983) obtenues dans le cadre d'une étude sur la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du milieu par la mise en facteur d'échelle :

$$\begin{aligned} h \leq h_{sm} / \alpha & \quad \Theta = \Theta_s (\alpha h / h_{sm})^\beta \\ h > h_{sm} / \alpha & \quad \Theta = \Theta_s \end{aligned} \quad (1)$$

$$K = \alpha^2 \cdot K_{sm} (\Theta / \Theta_s)^B \quad (2)$$

avec $h_{sm} = - 16.6$ cm d'eau, $\Theta_s = 0.301$ cm³/cm³, $K_{sm} = 24.3$ cm/h, $\beta = - 0.772$, $B = 6.873$ et α le facteur d'échelle. Cependant la forme de la courbe (1) a dû être modifiée en raison d'instabilités numériques causées par la discontinuité de cette courbe à $h = h_{sm} / \alpha$ (TOUMA, 1984). La forme adoptée est la suivante :

$$\begin{aligned} \Theta \leq 0.2187 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 & \quad \Theta = \Theta_s (\alpha \cdot h / h_{sm})^\beta \\ 0.2187 < \Theta \leq \Theta_s & \quad \Theta = m \cdot h^5 + n \cdot h^4 + \Theta_s \end{aligned} \quad (3)$$

Les valeurs de m et n assurent la continuité de la courbe et de sa dérivée au point de jonction. Les valeurs choisies de α sont $\alpha = 1$ ($K_s = 24.3$ cm/h), $\alpha = 0.44$ ($K_s = 4.7$ cm/h) et $\alpha = 0.28$ ($K_s = 1.9$ cm/h), K_s étant la conductivité à saturation du sol considéré. Ces valeurs sont représentatives d'un sable grossier ($\alpha = 1$), d'un sable fin ($\alpha = 0.44$) et d'un limon ($\alpha = 0.28$). Les relations $\Theta(h)$ et $K(\Theta)$ correspondantes aux trois valeurs de α sont présentées figure 1.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Profils de sol homogène

Pour chaque valeur de α , nous avons simulé l'infiltration due à une lame d'eau de 2 cm à la surface, une première fois dans un profil uniforme de l'humidité initiale et une seconde fois avec une humidité initiale croissante avec la profondeur. Afin que la comparaison entre les deux cas soit pertinente, nous avons considéré des profils non uniformes tels que l'humidité en surface soit la même que le profil uniforme correspondant, à savoir : 0.025, 0.05, 0.075 et 0.1 cm³/cm³, avec saturation à la cote 180 cm. Pour chacune de ces valeurs les profils initiaux de l'humidité sont pratiquement les mêmes dans les trois sols. L'infiltration a duré 0.5 h dans le sol caractérisé par $\alpha = 1$, 2 h pour $\alpha = 0.44$ et 4 h pour $\alpha = 0.28$. Notons que dans tous les cas, la profondeur du profil simulé est limitée à la profondeur humidifiée, croissante dans le temps. Dans tous les cas, le profil initial ne correspondant pas à un équilibre hydrostatique

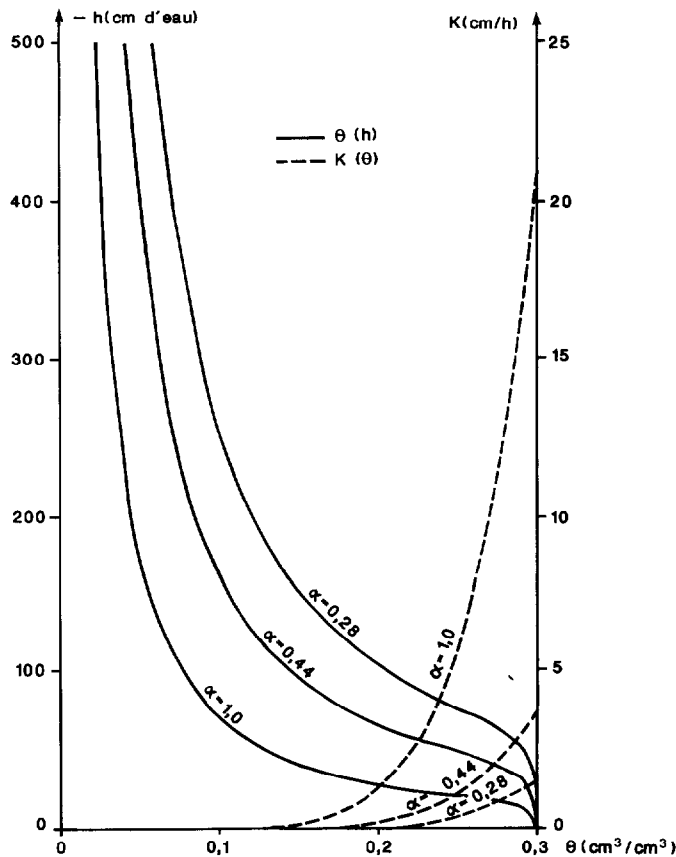


FIG.1. — Caractéristiques hydrodynamiques des sols étudiés. *Hydrologic properties of the considered soils*

que, un drainage profond se produit, dont il est tenu compte pour le calcul de la lame infiltrée. A titre d'exemple, la figure 2 compare les profils hydriques et la figure 3 les lames infiltrées dans les deux types de condition initiale pour $\alpha = 0.28$. On notera que les profils numériques de l'humidité initiale non uniforme sont comparables aux profils réellement observés lors de nos essais (BOIVIN *et al.* ; 1988). Dans tous les cas, on note que les profils hydriques et la lame infiltrée jusqu'à $t = 0.5$ h sont pratiquement les mêmes, que la condition initiale soit uniforme ou non. A ce temps le front d'humectation est à une profondeur voisine de 30 cm. Cette concordance s'explique par la faible variation de l'humidité initiale entre la surface et cette cote dans le cas non uniforme. De plus, bien que la lame infiltrée à un instant donné soit plus importante lorsque l'humidité initiale est uniforme, le front d'humectation est moins profond que dans le cas contraire. Ceci est dû à l'importance plus grande des effets capillaires dans le premier cas, et donc une tendance plus rapide vers un régime gravitaire dans le second.

Pour tous les cas étudiés, nous avons calculé les paramètres de la loi d'infiltration de PHILIP (1957) :

$$I = S \cdot \sqrt{t} + B \cdot t \quad (4)$$

une première fois à partir de l'expression (4), notée P1, et une seconde fois à partir de la forme linéarisée (SMILES et KNIGHT, 1976), notée P2 :

$$I/\sqrt{t} = S + B \cdot \sqrt{t} \quad (5)$$

ainsi que les paramètres de la loi d'infiltration de GREEN et AMPT (1911), notée G.A. :

$$dI/dt = S^2/2I + K_s \quad (6)$$

I étant la lame infiltrée à l'instant t , S la sorptivité, K_s la conductivité à saturation et B un paramètre ayant les dimensions d'une vitesse. Les résultats figurent dans le tableau I ainsi que l'estimation théorique de la sorptivité donnée par PARLANGE (1975, a) :

$$S^2 = \int_{h_i}^{h_0} (\Theta + \Theta_0 - 2\Theta_i) K(h) dh \quad (7)$$

Θ_i étant la teneur en eau initiale, h_i la pression

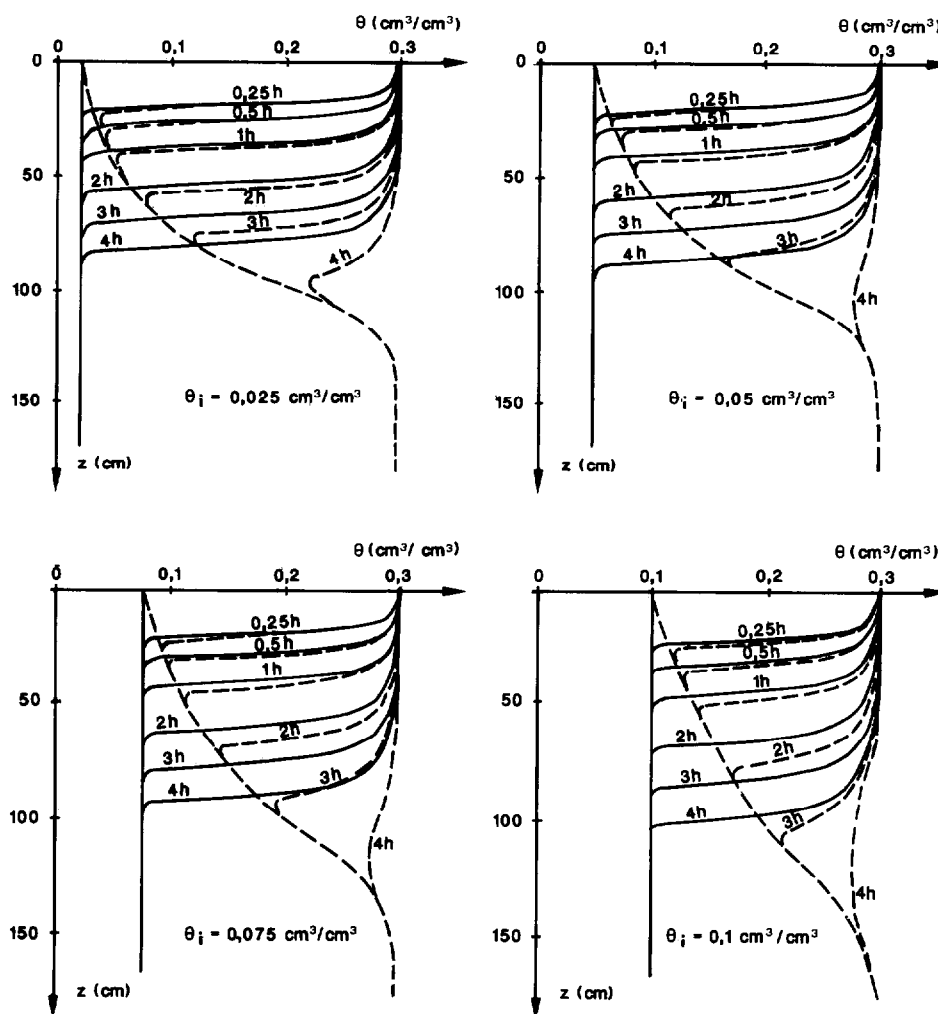


FIG. 2. — Profils hydriques calculés pour différentes humidités initiales uniformes (trait plein) et non uniformes (tirets). $\alpha = 0.28$. Comparison between water content profiles obtained for different uniform (solid curves) and non uniform (dashed curves) initial conditions. $\alpha = 0.28$

correspondant à θ_i , h_0 la pression imposée à la surface du sol et $\theta_0 = \theta(h_0)$. Dans tous les cas le coefficient de corrélation r est supérieur à 0.99.

On note tout d'abord que pour les trois ajustements, la valeur de la sorptivité est pratiquement insensible à l'uniformité ou non de l'humidité initiale. Dans le cas non uniforme cette valeur est donc représentative de l'humidité à la surface du sol. L'indépendance de ce paramètre vis à vis de la forme du profil initial provient du fait qu'il dépend essentiellement des faibles valeurs de t (PHILIP, 1969), pour lesquelles la lame infiltrée est pratiquement la même dans les deux types de condition initiale. De plus, à l'exception du cas $\alpha = 1$, $\theta_i = 0.1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, les valeurs de ce paramètre déterminées par P1 sont plus proches de l'estimation

théorique que celles calculées par P2 ou G.A. Les différences entre les trois ajustements restent cependant inférieures à 5 % comparées entre elles, et à 10 % en comparaison avec l'estimation théorique.

On note ensuite que la valeur de B déterminée par P1 est systématiquement supérieure à celle calculée par P2, bien qu'elle reste de l'ordre de $K_s/3$ à $2K_s/3$ (PARLANGE, 1975,b) ; les différences entre les deux ajustements étant de l'ordre de 5 %. Dans le cas des humidités initiales non uniformes, ce paramètre est toujours inférieur à celui calculé pour le cas contraire. Cependant, la différence entre les deux types de condition initiale reste limitée à 20 %.

La conductivité à saturation calculée par G.A. sous-estime systématiquement la réalité. La différence étant

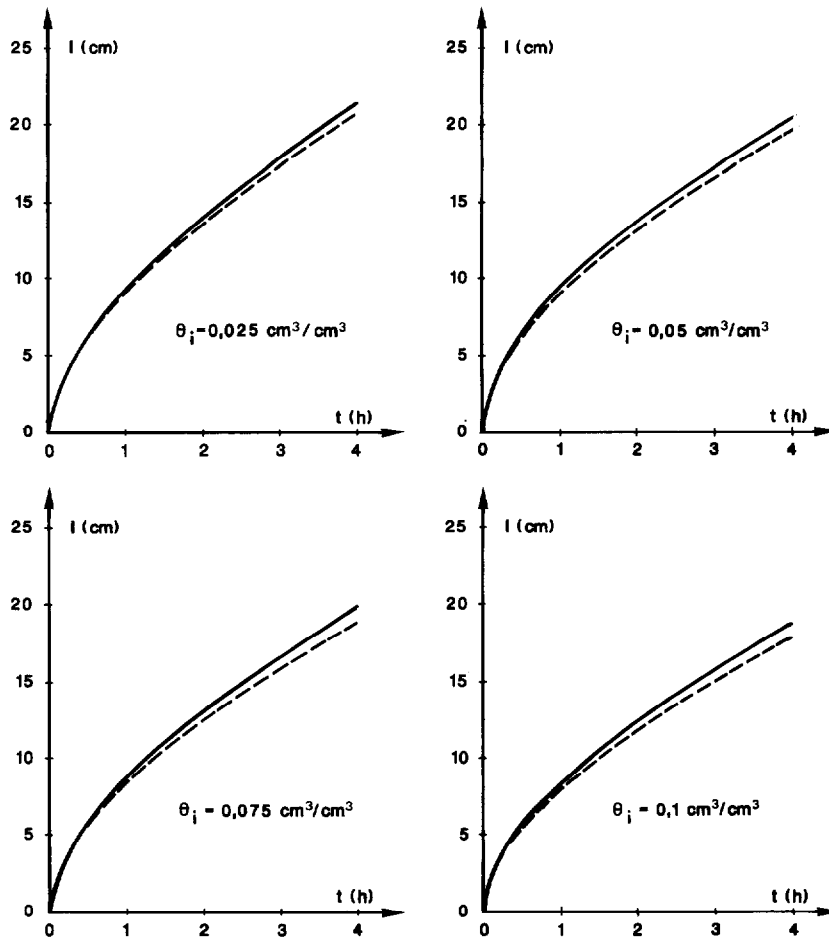


FIG. 3. — Lame infiltrée à différentes conditions initiales uniformes (trait plein) et non uniformes (tirets). $\alpha = 0.28$. Cumulative infiltration for different uniform (solid curves) and non uniform (dashed curves) initial conditions. $\alpha = 0.28$

d'autant plus grande que, d'une part, l'humidité initiale ou en surface est faible, et que d'autre part, la valeur réelle de ce paramètre est petite. De plus, la valeur ajustée est plus proche de la réalité lorsque le profil initial est uniforme. Le profil réel n'ayant pas la forme piston exigée par ce modèle, mais étant plus proche de cette exigence lorsque l'humidité initiale est uniforme, explique la meilleure estimation obtenue dans ce cas. De même que pour B, la différence entre les valeurs calculées pour les deux cas de profils initiaux reste limitée à 20 %.

Ces résultats permettent donc de conclure que, pour un sol homogène, les paramètres de la loi d'infiltration sont pratiquement indépendants de l'uniformité ou non du profil initial. Lorsque ce dernier est variable, la sorptivité déterminée est représentative de l'humidité initiale en surface.

La connaissance de la conductivité à saturation étant assez importante, notamment pour les besoins de modélisation, nous l'avons estimée, tel que cela est quelquefois pratiqué, à partir de la pente stabilisée de la courbe $I(t)$, à savoir, à la fin de l'infiltration. Les résultats figurent dans la colonne $K_{s,1}$ du tableau II. La colonne $K_{s,2}$ correspond aux valeurs de ce paramètre calculées par G.A. La pente finale de $I(t)$ donne une estimation par excès de la conductivité à saturation, à l'inverse de celle calculée par G.A. Afin d'expliquer cette différence, la figure 4 montre, à titre d'exemple, les profils de la charge hydraulique obtenus lors de l'infiltration dans le sol caractérisé par $\alpha = 0.28$, le profil initial étant non uniforme avec une humidité en surface de $0.025 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Bien que le gradient de la charge hydraulique soit pratiquement constant entre 3 et 4 h, sa valeur est de -1.7 cm/cm , ce qui implique une

TABLEAU I

Paramètres S et B de la loi d'infiltration de PHILIP calculés par les expressions (4) et (5) ; S et K_s de la loi d'infiltration de GREEN et AMPT déterminés par l'expression (6) ; S_{th} est donnée par (7). PHILIP'S infiltration equation parameters S and B determined from (4) and (5) ; S and K_s of the GREEN and AMPT equation calculated from (6). S_{th} is given by (7)

Profil initial uniforme								
α	θ_i	S_{th} cm/ \sqrt{h}	P1		P2		G.A.	
			S cm/ \sqrt{h}	B cm/h	S cm/ \sqrt{h}	B cm/h	S cm/ \sqrt{h}	K cm/ h
1.0	0.025	16.08	16.66	16.24	17.23	15.04	17.24	20.56
	0.050	15.32	15.55	16.81	15.98	15.89	16.17	21.1
	0.075	14.51	14.41	17.37	14.71	16.74	15.10	21.68
	0.1	13.66	13.25	17.86	13.45	17.42	13.98	22.11
0.44	0.025	10.35	10.97	2.69	11.36	2.28	11.36	3.23
	0.050	9.86	10.28	2.83	10.55	2.54	10.63	3.49
	0.075	9.34	9.59	2.95	9.76	2.77	9.90	3.72
	0.1	8.79	8.87	3.08	8.94	3.01	9.14	3.95
0.28	0.025	8.21	8.69	0.99	9.00	0.77	8.94	1.19
	0.050	7.83	8.17	1.05	8.38	0.89	8.38	1.31
	0.075	7.42	7.63	1.11	7.76	1.01	7.82	1.42
	0.1	6.98	7.08	1.17	7.14	1.13	7.24	1.52
Profil initial non uniforme								
1.0	0.025		16.63	15.29	17.25	14.20	17.23	19.55
	0.050		15.50	15.91	15.92	15.08	16.08	20.13
	0.075		14.41	16.68	14.69	16.08	15.06	20.93
	0.1		13.20	17.05	13.43	16.58	13.93	21.12
0.44	0.025		11.01	2.46	11.36	2.09	11.36	2.97
	0.050		10.29	2.52	10.54	2.26	10.60	3.13
	0.075		9.62	2.61	9.76	2.46	9.88	3.33
	0.1		8.89	2.79	8.94	2.74	9.13	3.61
0.28	0.025		8.73	0.85	9.01	0.66	8.94	1.03
	0.050		8.19	0.87	8.38	0.74	8.37	1.09
	0.075		7.66	0.91	7.76	0.84	7.81	1.18
	0.1		7.11	0.94	7.14	0.92	7.24	1.24

surestimation de 70 % sur la conductivité ainsi calculée. Les estimations $K_{s,1}$ et $K_{s,2}$ étant l'une par excès et l'autre par défaut, la marge d'erreur sur ce paramètre sera donc réduite si l'on adopte la moyenne des deux valeurs, tel que le montre la colonne $K_{s,3}$ du tableau II.

Profils de sol hétérogène

La description pédologique ayant montré que certains profils étaient formés d'un horizon fin d'environ 30 cm d'épaisseur qui surmonte une couche grossière, nous avons simulé l'écoulement dans deux milieux hétérogènes. Les facteurs d'échelle α qui caractérisent les couches supérieure et inférieure, respectivement α_s et α_i ,

dans chaque milieu sont les suivants : $\alpha_s = 0.28$, $\alpha_i = 0.44$ pour le premier et $\alpha_s = 0.44$, $\alpha_i = 1.0$ pour le second. A la lumière des résultats précédents nous n'avons considéré que des profils initiaux de charge hydraulique gravitaire et donc, d'humidité initiale constante dans chacune des couches. Afin que la comparaison entre milieux homogènes et hétérogènes soit significative, nous avons considéré des humidités initiales dans la couche superficielle égales à celles considérées plus haut, et une infiltration sous lame d'eau de 2 cm d'épaisseur qui a duré 4 h dans le premier milieu et 2 h dans le second. Enfin, pour apprécier l'influence de l'épaisseur de l'horizon de surface, nous avons considéré quatre valeurs pour ce paramètre : 10, 20, 30 et 40 cm.

TABLEAU II

Estimation de la conductivité à saturation du milieu à partir de la pente de $I(t)$ en fin d'infiltration ($K_{s,1}$), à partir de la loi d'infiltration de GREEN et AMPT ($K_{s,2}$), et la moyenne arithmétique des deux valeurs précédentes ($K_{s,3}$). Saturated hydraulic conductivity estimated from the final slope of $I(t)$ ($K_{s,1}$), from the GREEN and AMPT infiltration equation ($K_{s,2}$), and the arithmetic mean of these values ($K_{s,3}$)

α	θ_i	K_s cm/h	Profil initial uniforme			Profil initial non uniforme		
			$K_{s,1}$ cm/h	$K_{s,2}$ cm/h	$K_{s,3}$ cm/h	$K_{s,1}$ cm/h	$K_{s,2}$ cm/h	$K_{s,3}$ cm/h
1.0	0.025	24.3	29.31	20.56	24.94	28.63	19.55	24.09
	0.050		28.95	21.15	25.05	28.35	20.13	24.24
	0.075		28.58	21.68	25.13	28.20	20.93	24.57
	0.1		28.14	22.11	25.13	27.80	21.12	24.23
0.44	0.025	4.7	6.87	3.23	5.05	6.56	2.97	4.77
	0.050		6.72	3.49	5.11	6.41	3.13	4.77
	0.075		6.57	3.72	5.15	6.19	3.33	4.76
	0.1		6.41	3.95	5.18	6.09	3.61	4.85
0.28	0.025	1.9	3.30	1.19	2.25	3.14	1.03	2.09
	0.050		3.21	1.31	2.26	2.96	1.09	2.03
	0.075		3.12	1.42	2.27	2.86	1.18	2.02
	0.1		3.02	1.52	2.27	2.74	1.24	1.99

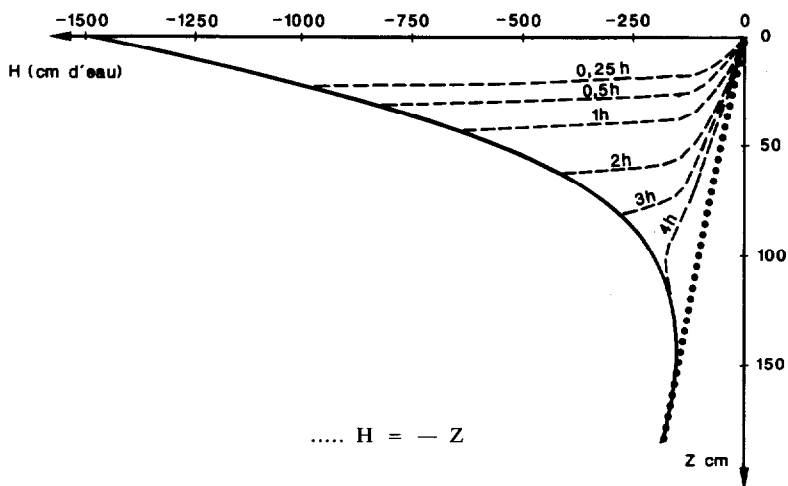


FIG 4. — Evolution de la charge hydraulique lors de l'infiltration dans un profil initial non uniforme. la teneur en eau en surface est $0.025 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $\alpha = 0.28$. Hydraulic head profiles during infiltration in a non uniform initial profile. Water content at soil surface is $0.025 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $\alpha = 0.28$

Les constantes de la loi d'infiltration calculées d'après P1, P2 et G.A. figurent dans les tableaux III et IV pour les premier et second milieux respectivement où $\theta_{i,1}$ est l'humidité initiale dans l'horizon de surface, z_i son épaisseur ainsi que sa sorptivité théorique estimée

par (7). Dans tous les cas, le coefficient de corrélation est supérieur à 0.90.

Indépendamment du modèle choisi, on constate une grande disparité des valeurs déterminées pour les faibles épaisseurs de l'horizon de surface ($z_i \leq 20 \text{ cm}$),

TABLEAU III

Paramètres S et B de la loi d'infiltration de PHILIP déterminés pour le premier milieu stratifié à partir de (4) et (5) : S et K_s de GREEN et AMPT pour différentes conditions initiales et différentes épaisseurs de la couche de surface. S_{th} est donnée par (7). PHILIP'S infiltration equation parameters S and B determined from (4) and (5) for the first stratified medium ; S and K_s of GREEN and AMPT for different initial conditions and thicknesses of the upper layer. S_{th} is given by (7)

$\alpha_s = 0.28, \alpha_i = 0.44$								
θ_i	z_i cm	S_{th} cm/ \sqrt{h}	P1		P2		G.A.	
			S cm/ \sqrt{h}	B cm/h	S cm/ \sqrt{h}	B cm/h	S cm/ \sqrt{h}	K_s cm ³ /h
0.025	10	8.21	6.87	3.16	8.03	2.33	8.20	3.15
	20		7.65	1.85	8.70	1.11	8.72	1.76
	30		8.41	1.12	8.99	0.71	8.92	1.22
	40		8.79	0.85	9.07	0.65	8.98	1.06
0.050	10	7.83	6.39	3.29	7.40	2.58	7.63	3.39
	20		7.05	2.03	8.02	1.34	8.12	1.99
	30		7.78	1.29	8.33	0.90	8.33	1.43
	40		8.19	0.97	8.43	0.80	8.40	1.23
0.075	10	7.42	5.91	3.42	6.77	2.81	7.07	3.60
	20		6.44	2.22	7.35	1.58	7.52	2.22
	30		7.13	1.47	7.66	1.09	7.74	1.63
	40		7.56	1.10	7.79	0.94	7.82	1.39
0.1	10	6.98	5.43	3.55	6.14	3.05	6.49	3.81
	20		5.82	2.41	6.66	1.82	6.91	2.44
	30		6.46	1.66	6.99	1.29	7.13	1.83
	40		6.91	1.26	7.13	1.10	7.23	1.55

alors que pour $z_i \geq 30$ cm elles sont très proches de celles calculées pour le milieu homogène formé par le sol de la couche supérieure. Pour les faibles z_i la sorptivité déterminée par P1 sousestime fortement la réalité (jusqu'à 50 %), alors que celle calculée par P2 ou G.A. est assez proche de l'estimation théorique. Cependant, et pour les trois ajustements, la valeur de B ou K_s est nettement surestimée puisqu'elle peut excéder le double de la conductivité à saturation réelle du milieu. Afin d'expliquer ces disparités nous avons reproduit la figure 5, à titre d'exemple, les lames infiltrées dans le premier milieu stratifié pour les différentes épaisseurs de l'horizon de surface dans lequel l'humidité initiale est $0.075 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Jusqu'à $t = 0.7$ h, la lame infiltrée est pratiquement la même dans les quatre cas. A $t = 4$ h, elle augmente de 4 % lorsque z_i diminue de 40 à 30 cm, mais de 30 % quand z_i devient 10 cm, ce qui explique en partie l'ampleur des disparités mentionnées plus haut. Les points de la relation (5) et ceux de la relation (6) correspondants sont montrés figures 6a et 6b respectivement. Dans tous les cas, les points obtenus pour chacune des relations présentent une rupture

de pente, beaucoup plus marqué lorsque z_i est faible, qui correspond à un temps légèrement supérieur à celui qui marque l'arrivée du front d'humectation à z_i . Il apparaît clairement qu'une corrélation, même avec un coefficient supérieur à 0.9, n'est pas significative lorsque l'épaisseur de l'horizon de surface est faible. Lors d'un essai réel, une rupture de pente bien marquée dans le tracé de l'une des relations (5) ou (6) indique donc l'existence d'un horizon peu épais en surface et il y a lieu d'être prudent lors de l'interprétation des paramètres obtenus. Dans le cas contraire, on peut penser que ce phénomène sera masqué par les erreurs expérimentales et il est légitime dans ce cas de considérer les paramètres déterminés comme représentatifs de l'horizon superficiel.

CONCLUSION

Les résultats précédents montrent que les paramètres de la loi d'infiltration de PHILIP ou de GREEN et AMPT déterminés dans le cas d'un profil de sol homogène sont très peu sensibles à l'uniformité ou non de l'humidité

TABLEAU IV

Paramètres S et B de la loi d'infiltration de PHILIP déterminés pour le second milieu stratifié à partir de (4) et (5) ; S et K_s de GREEN et AMPT pour différentes conditions initiales et différentes épaisseurs de la couche de surface. S_{th} est donnée par (7). PHILIP'S infiltration equation parameters S and B determined from (4) and (5) for the second stratified medium ; S and K_s of GREEN and AMPT for different initial conditions and thicknesses of the upper layer. S_{th} is given by (7).

$\alpha_s = 0.44, \alpha_i = 1.0$								
θ_i	z_i cm	S_{th} cm/ \sqrt{h}	P1		P2		G.A.	
			S cm/ \sqrt{h}	B cm/h	S cm/ \sqrt{h}	B cm/h	S cm/ \sqrt{h}	K_s cm/ h^2
0.025	10	10.35	6.78	9.08	9.32	6.40	9.85	7.90
	20		9.47	4.29	10.96	2.74	11.16	3.67
	30		10.81	2.64	11.43	2.00	11.39	3.04
	40		11.24	2.24	11.49	1.97	11.43	2.94
0.050	10	9.86	6.11	9.47	8.46	7.00	9.05	8.48
	20		8.62	4.73	10.06	3.22	10.36	4.17
	30		9.96	2.99	10.57	2.36	10.62	3.40
	40		10.46	2.47	10.67	2.25	10.68	3.25
0.075	10	9.34	5.46	9.87	7.59	7.62	8.26	9.07
	20		7.77	5.18	9.16	3.72	9.57	4.69
	30		9.09	3.37	9.70	2.74	9.86	3.75
	40		9.65	2.74	9.84	2.54	9.93	3.55
0.1	10	8.79	4.80	10.27	6.71	8.26	7.46	9.63
	20		6.90	5.64	8.23	4.25	8.75	5.21
	30		8.18	3.78	8.80	3.14	9.07	4.13
	40		8.79	3.04	8.98	2.85	9.15	3.87

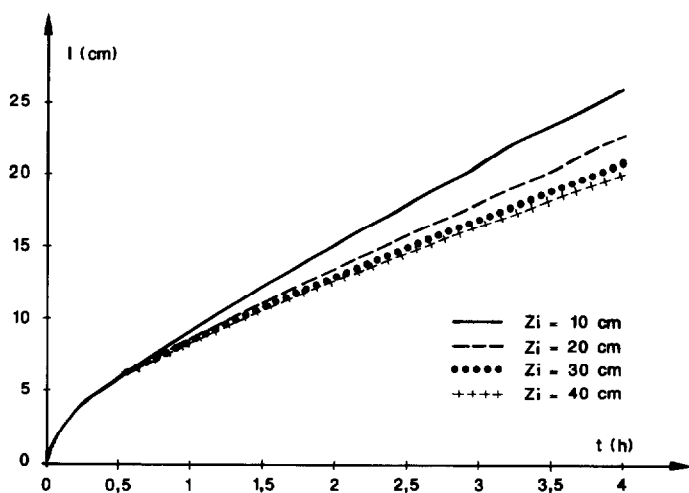


FIG. 5. — Lame infiltrée dans le premier milieu stratifié ($\alpha_s = 0.28, \alpha_i = 0.44$) pour différentes épaisseurs de l'horizon de surface. L'humidité initiale dans cet horizon est $0.075 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Cumulative infiltration in the first stratified medium ($\alpha_s = 0.28, \alpha_i = 0.44$) for different thicknesses of the upper layer. Initial water content in this layer is $0.075 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$

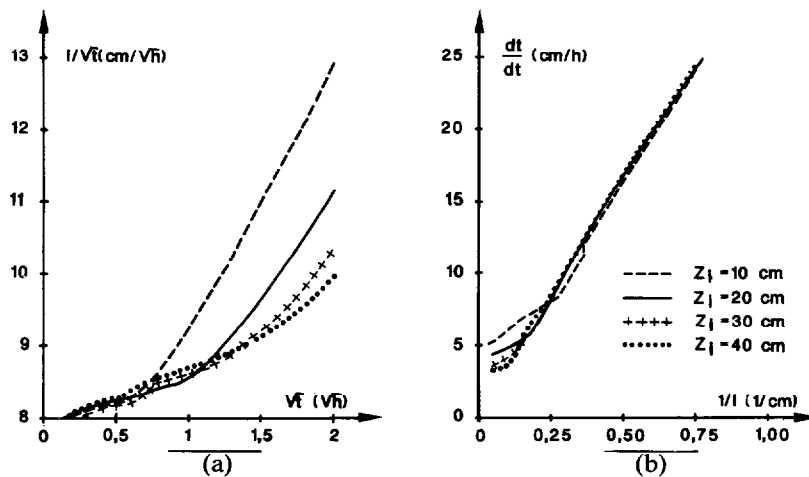


FIG. 6. — Points des relations 5 (6a) et 6 (6b) pour différentes épaisseurs de l'horizon de surface du premier milieu stratifié ($\alpha_s = 0.28$, $\alpha_i = 0.44$). L'humidité initiale dans cet horizon est $0.075 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Points of relationships 5 (6a) and 6 (6b) for different thicknesses of the upper layer of the first stratified medium ($\alpha_s = 0.28$, $\alpha_i = 0.44$). Initial water content in this layer is $0.075 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

initiale. En particulier, lorsque le profil initial est variable, la sorptivité déterminée est représentative de l'humidité initiale à la surface du sol. Pratiquement donc, l'application de ces lois fournit des paramètres physiques représentatifs du sol, même lorsque les conditions théoriques sont loin d'être remplies. Une bonne estimation de la conductivité à saturation du milieu est obtenue empiriquement à partir de la loi de GREEN et AMPT et de la pente finale de $I(t)$.

Dans le cas d'un profil stratifié, les paramètres déterminés sont représentatifs de l'horizon de surface à

condition que son épaisseur ne soit pas inférieure à une trentaine de cm. Pour une épaisseur inférieure, les paramètres calculés doivent être considérés avec prudence. Le problème de la participation des macropores à l'infiltration qui n'a pas été abordé dans cette publication mérite à notre sens une étude particulière et approfondie.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 29 septembre 1988

BIBLIOGRAPHIE

- BEVEN (K.), GERMANN (P.), 1981. — Water flow in soil macropores. II. A combined flow model. *J. Soil Sci.*, 32 : 15-29.
- BOIVIN (P.), TOUMA (J.), ZANTE (P.), 1988. — Mesure de l'infiltrabilité du sol par la méthode du double anneau. I. Résultats expérimentaux. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol. XXIV, n° 1 : 17-25.
- BOUMA (J.), BELMANS (C.F.M.), DEKKER (L.W.), 1982. — Water infiltration and redistribution in a silt loam subsoil with vertical worm channels. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46 : 917-921.
- DAVIDSON (M.R.), 1985. — Numerical calculation of saturated-unsaturated infiltration in a cracked soil. *Water Resour. Res.*, 21 : 709-714.
- EDWARDS (W.M.), VAN DER PLOEG (R.R.), EHLERS (W.), 1979. — A numerical study of the effects of noncapillary-sized pores upon infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43 : 851-856.
- GERMANN (P.), BEVEN (K.), 1981. — Water flow in soil macropores. I. An experimental approach. *J. Soil Sci.*, 32 : 1-13.
- GREEN (W.H.), AMPT (G.A.), 1911. — Studies in soil physics. 1 : The flow of water and air through soils. *J. Agric. Sci.*, 4 : 1-24.
- LINDEN (D.R.), DIXON (R.M.), GUITJENS (J.C.), 1977. — Soil air pressure under successive border irrigations and simulated rain. *Soil Sci.*, 124 : 135-139.

- PARLANGE (J.Y.), 1975, a. — On solving the flow equation in unsaturated soils by optimization : Horizontal infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39 : 415-418.
- PARLANGE (J.Y.), 1975, b. — A note on the Green and Ampt equation. *Soil Sci.*, 119 : 466-467.
- PHILIP (J.R.), 1957. — The theory of infiltration. 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84 : 257-264.
- PHILIP (J.R.), 1969. — Theory of infiltration. *Adv. in Hydrosci.*, 5 : 215-296.
- SMETTEM (K.R.J.), 1986. — Analysis of water flow from cylindrical macropores. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50 : 1139-1142.
- SMILES (D.E.), KNIGHT (J.H.), 1976. — A note on the use of the PHILIP infiltration equation. *Austr. J. Soil Res.*, 14 : 103-108.
- TOUMA (J.), 1984. — Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : rôle de l'air, influence de l'écoulement multidimensionnel de l'eau. Thèse de Docteur ès Sciences Physiques. Université de Grenoble.
- TOUMA (J.), VAUCLIN (M.), 1986. — Experimental and numerical analysis of two phase flow in a partially saturated soil. *Transport in porous media*, 1 : 27-55.
- TOUMA (J.), 1987. — TEST : modèle pour tester la représentativité des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol non saturé déterminées in-situ. ORSTOM, Dakar, *multigr.*
- VACHAUD (G.), GAUDET (J.P.), KURAZ (V.), 1974. — Air and water flow during ponded infiltration in a vertical bounded column of soil. *J. Hydrol.*, 22 : 89-108.
- VAUCLIN (M.), IMBERNON (J.), VACHAUD (G.), DANCETTE (C.), 1983. — Description expérimentale et modélisation stochastique des transferts par la mise en facteur d'échelle des propriétés hydrodynamiques des sols. Ed. IAEA SM-267/25 : 103-124.
- WATSON (K.W.), LUXMOORE (R.J.), 1986. — Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50 : 578-582.