

# Pour une théorie modifiée de l'infiltration

## 5<sup>e</sup> partie : le cas de la pluie

Hubert J. MOREL-SEYTOUX

Professeur de Génie Civil à l'Université d'Etat du Colorado,  
Fort-Collins (Colorado) et Chargé de Recherches au CNRS  
Institut de Mécanique de Grenoble

### RÉSUMÉ

*Il existe de nombreuses formules, la plupart empiriques d'ailleurs, pour prédire le taux d'infiltration dans un sol, dans le cas où une lame d'eau est supposée exister dès l'origine à la surface du sol. Pour l'hydrologue, la question pratique est au contraire de savoir à partir de quel moment cette lame d'eau apparaîtra en surface. On montre que la théorie bi-phasique permet de dériver une formule analytique pour ce temps de première apparition de la lame d'eau et de prédire le taux d'infiltration qui s'ensuit.*

### ABSTRACT

*Many formulae, mostly empirical, have been proposed to predict the infiltration rate into a soil column under a ponding condition at the surface. For the hydrologist, on the contrary, the prediction of this time of incipient ponding is the real problem. Using his two-phase approach previously described, the author derives an analytic formula for the time of incipient ponding. A formula for prediction of infiltration after incipient ponding is also derived.*

Dans les articles précédents (MOREL-SEYTOUX, 1973 a, b; 1974 a, b), on a montré comment, en tenant compte de la présence de l'air, on pouvait résoudre d'une manière assez aisée certains cas. Ces cas présentaient surtout un intérêt théorique. Pour l'hydrologue, la question pratique est de savoir à partir de quel moment la pluie cessera de s'infiltrer en totalité et ensuite de savoir quelle fraction de la pluie continuera à s'infiltrer.

## 1. ÉQUATIONS DE BASE

Dans le cas d'une pluie qui mouille un sol relativement sec de teneur en eau initiale,  $\theta_i$ , uniforme, tout au moins dans sa partie supérieure, le sol ne se sature pas immédiatement en surface. La teneur en eau du sol en surface,  $\theta_u$ , croîtra progressivement de la valeur initiale  $\theta_i$  vers la valeur de saturation naturelle,  $\tilde{\theta}$ , si la pluie est suffisamment intense. Le problème du temps d'apparition de la première lame (flaque) d'eau,  $t_p$ , est donc mathématiquement celui de la détermination de la fonction  $\theta_u(t)$  et en particulier la résolution de l'équation ;

$$\theta_u(t_p) = \tilde{\theta} \quad (1)$$

Procédant comme précédemment, l'intégration de l'équation pour la vitesse totale (MOREL-SEYTOUX, 1973 b, p. 205) entre la surface du sol et une cote  $z_2$  juste en aval du front d'humectation donne la formule :

$$V = \frac{\tilde{K} \left[ \int_0^{z_2} f_w dl_c + \int_0^{z_2} f_w dz \right]}{\frac{1}{\mu_w} \int_0^{z_2} \frac{dz}{\Lambda_r}} \quad (2)$$

avec les notations habituelles (MOREL-SEYTOUX, 1973 a, b ; 1974 a, b). Dans le cas étudié précédemment de l'infiltration avec saturation en surface dès le début (MOREL-SEYTOUX, 1973 b ; MOREL-SEYTOUX et KHANJI, 1974), on avait défini la poussée capillaire effective par la formule :

$$H_c = \int_0^{z_2} f_w dh_c = \int_0^{h_{ct}} f_w dh_c \quad (3)$$

Cette poussée capillaire ne dépendait donc que de la teneur en eau initiale, car dans le cas particulier étudié  $\theta_u$  avait une valeur constante, la valeur  $\tilde{\theta}$ . Dans le cas où la surface du sol n'est pas saturée, on définit d'une manière générale :

$$\int_0^{z_2} f_w dh_c = \int_{h_{cu}}^{h_{ct}} f_w dh_c = \int_{h_{cr}}^{h_{ct}} f_w dh_c - \int_{h_{ct}}^{h_{cr}} f_w dh_c = H_c(\theta_u, \theta_i) \quad (4)$$

où  $h_{cr}$  est une pression capillaire de référence de valeur très élevée correspondant à une teneur en eau résiduelle,  $\theta_r$ , de valeur faible et de mobilité nulle. Comme on l'a démontré précédemment (MOREL-SEYTOUX, 1973 b ; MOREL-SEYTOUX and KHANJI, 1974), le terme de poussée capillaire ne requiert pas la connaissance du profil de teneurs en eau. Par contre, il dépend de la valeur de  $\theta_u$  qui varie dans le temps. La clé du problème est donc la détermination de cette fonction inconnue  $\theta_u(t)$ .

## 2. ÉVALUATION DU TERME GRAVITAIRE

La détermination du terme gravitaire exige la connaissance du profil de teneur en eau. Pour des raisons citées précédemment (MOREL-SEYTOUX, 1974 b, p. 183 et 186), on peut calculer ce terme avec une bonne approximation en supposant un déplacement de type *piston*. Si l'on appelle  $z_f$  la profondeur de pénétration du front, la conservation de volume exige la relation :

$$z_f(\theta - \theta_i) + f_i W = W \quad (5)$$

où  $f_i = f_w(\theta_i)$  et  $W$  est l'infiltration cumulée (exprimée en hauteur d'eau). La forme de  $f_w$  en fonction de  $\theta$  est indiquée sur la figure 1. Il est important de remarquer que  $f_w$  ne varie d'une manière rapide que dans une bande de teneur en eau assez étroite (0,31 à 0,37). Comme à saturation naturelle  $f_w = 1$ , on obtient le résultat :

$$\int_0^{z_2} f_w dz = Z_f = \frac{W(1 - f_i)}{\tilde{\theta} - \theta_i} \quad (6)$$

L'équation (2) devient :

$$V = \frac{\tilde{K} \left[ H_c(\theta_u, \theta_i) + \frac{W(1 - f_i)}{\tilde{\theta} - \theta_i} \right]}{\frac{1}{\mu_w} \int_0^{z_2} \frac{dz}{\Lambda_r}} \quad (7)$$

## 3. ÉVALUATION DU TERME DE RÉSISTANCE VISQUEUSE

Il reste à évaluer le dénominateur de l'équation (7), c'est-à-dire le terme de résistance visqueuse. Pour cela, il faut connaître le profil de teneur en eau ou tout au moins une bonne approximation. Il est maintenant bien connu que la solution générale de l'équation qui régit l'évolution de la teneur en eau est donnée par la vitesse de propagation d'une teneur en eau donnée :

$$\left( \frac{dz}{dt} \right)_\theta = v F' \quad (8)$$

où  $F'$  est la dérivée partielle de la fonction d'écoulement fractionnel dans sa forme générale (MOREL-SEYTOUX, 1974 a, p. 55), par rapport à  $\theta$  à un temps donné. Autrement dit :

$$F' = \frac{\partial F}{\partial \theta} \Big|_t \quad (9)$$

La solution de l'équation (8) est difficile dans le cas général. Dans le cas d'un taux de pluie donné, on connaît la vitesse totale d'une manière approchée. En effet, pour une colonne dont la surface et le fond restent à la pression atmosphérique, le profil de pression de l'air dans le sol doit nécessairement avoir la forme indiquée sur la figure 2. Il s'ensuit qu'en surface la vitesse de l'air est négative. En conséquence, la vitesse totale  $v$  est inférieure à la vitesse d'infiltration de l'eau,  $r$ . Le taux de pluie représente donc une limite supérieure pour la vitesse totale  $v$ . Au fur et à mesure que la pluie s'infiltré, il devient de plus en plus difficile pour l'air de s'échapper vers le haut. On en conclut que  $v$  atteindra très rapidement sa valeur asymptotique,  $r$ . Par simplicité, on supposera dans ce qui suit que  $v = r$ . Comme par définition :

$$v_w = vF \quad (10)$$

et, en particulier, à la surface du sol :

$$r = vF(\theta_u) = vF_u \quad (11)$$

il s'ensuit que  $F_u = 1$ . La forme exacte de  $F$  n'est pas connue, mais on connaît les deux points extrêmes de la courbe  $F$  (voir la figure 1). Par ailleurs, on a montré (MOREL-SEYTOUX, 1969, p. 492) que pour  $\theta_u$  fixe, la limite asymptotique de  $F$  dans le temps est la sécante indiquée sur la figure 1, dont l'équation est :

$$F = \frac{1 - f_i}{\theta_u - \theta_i} (\theta - \theta_i) + f_i \quad (12)$$

Avec ce choix de  $F$  l'intégration de l'équation (8) ne présente aucune difficulté et l'on obtient le résultat :

$$z_0 = \int_{T(\theta)}^t \frac{1 - f_i}{\theta_u - \theta_i} r(\tau) d\tau \quad (13)$$

où  $T(\theta)$  est le temps de première apparition de la teneur en eau  $\theta$  à la surface. L'équation (13) permet de calculer le terme de résistance visqueuse, le dénominateur de l'équation (7) :

$$\int_0^{z_0} \mu_{rT}(\theta) dz = \int_{\theta_u}^{\theta_i} \mu_{rT}(\theta) \frac{\partial z}{\partial \theta} \Big|_t d\theta = \frac{r(1 - f_i)}{(\theta_u - \theta_i)} \int_{\theta_i}^{\theta_u} \mu_{rT} \frac{dT}{d\theta} d\theta \quad (14)$$

où  $\mu_{rT}(\theta) = \frac{1}{\mu_w} \frac{1}{\Lambda_r(\theta)}$  est la viscosité totale relative à l'eau.

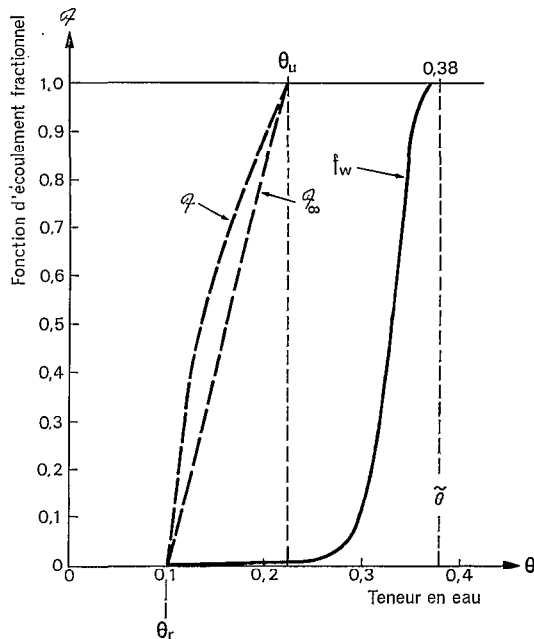


Fig. 1.

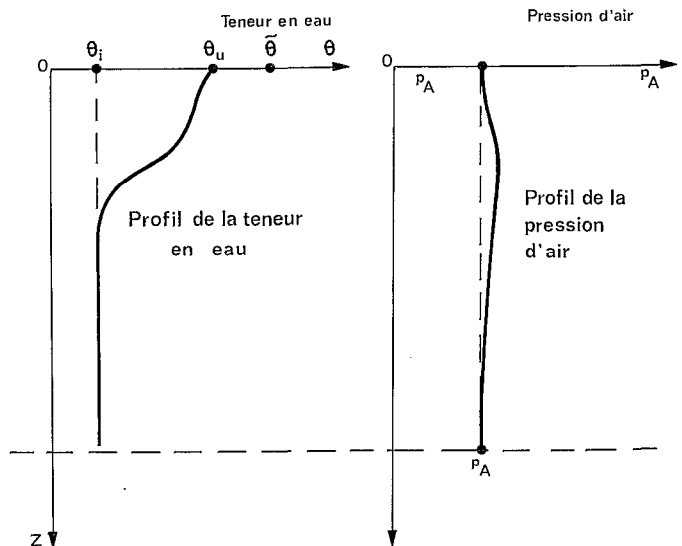


Fig. 2.

Après substitution de l'expression (14) dans l'équation (7) et réarrangement, on obtient l'équation fondamentale pour l'inconnue  $\theta_u$  à un moment donné :

$$\frac{(\theta_u - \theta_i) H_c(\theta_u, \theta_i)}{1 - f_i} + \frac{(\theta_u - \theta_i) W}{(\tilde{\theta} - \theta_i)} = \frac{r^2}{\tilde{K}} \int_{\theta_i}^{\theta_u} \mu_{rT} \frac{dT}{d\theta} d\theta \quad (15)$$

#### 4. RÉSOLUTION DE L'ÉQUATION EN $\theta_u$

En dérivant l'équation (15) par rapport au temps, dans le cas où le taux de pluie est constant dans le temps, on obtient l'équation différentielle ordinaire non linéaire :

$$\frac{d\theta_u}{dt} \left\{ \frac{H_c(\theta_u, \theta_i)}{1 - f_i} + \frac{(\theta_u - \theta_i)}{1 - f_i} \frac{d}{d\theta_u} [H_c(\theta_u, \theta_i)] + \frac{W}{\tilde{\theta} - \theta_i} \right\} = r \left\{ \frac{r}{\tilde{K}} \mu_{rT}(\theta_u) - \frac{\theta_u - \theta_i}{\tilde{\theta} - \theta_i} \right\} \quad (16)$$

Bien que l'équation apparaisse fort compliquée au premier abord, il faut remarquer que le coefficient de  $\frac{d\theta_u}{dt}$  est une fonction explicite de  $\theta_u$  pour un sol donné pour lequel on connaît la pression capillaire  $h_c(\theta)$  et la fonction  $f_w(\theta)$ . Pour un  $\theta_u$  donné, le coefficient est une fonction linéaire du temps. L'intégration de cette équation pour  $\theta_u(t)$  peut se faire numériquement sans grosse difficulté. Cependant, il est plus parlant de l'intégrer analytiquement de manière approchée.

Comme  $v$  est constant et égal à  $r$ , on en déduit que le terme de poussée capillaire  $H_c(\theta_u, \theta_i)$  dans l'équation (7) doit croître rapidement pour compenser l'accroissement rapide du terme de résistance visqueuse, le dénominateur de l'équation (7) qui croît comme  $W = rt$ . Ce changement rapide de  $H_c(\theta_u, \theta_i)$  dans le temps requiert une variation encore plus rapide de  $\theta_u$  depuis la valeur initiale  $\theta_i$  vers la valeur finale  $\tilde{\theta}$ .

Il est donc légitime dans l'équation (16) d'évaluer les coefficients pour  $\theta_u = \tilde{\theta}$  et, ce faisant, on obtient l'équation fort simple :

$$\left\{ \frac{H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}{1 - f_i} + \frac{W}{\tilde{\theta} - \theta_i} \right\} \frac{d\theta_u}{dt} = r \left[ \frac{\bar{\mu}_{rT}}{\tilde{K}} - 1 \right] \quad (17)$$

où  $\bar{\mu}_{rT}$  est une valeur moyenne de  $\mu_{rT}$  dans la zone des teneurs en eau élevée. On peut montrer en appliquant le théorème de la moyenne que le facteur correctif  $\beta$  défini précédemment (MOREL-SEYTOUX 1973 b, p. 207) et  $\mu_{rT}$  sont reliés par l'expression :

$$\beta = \frac{\tilde{\theta} - \theta_i}{1 - f_i} \bar{\mu}_{rT} \int_{\theta_i}^{\tilde{\theta}} -f_w'' d\theta = \frac{\tilde{\theta} - \theta_i}{1 - f_i} \bar{\mu}_{rT} f'_w(\theta_{\bar{f}}) \quad (18)$$

En raison de la forme de la courbe  $f_w(\theta)$  on déduit facilement que  $\mu_{rT}$  est supérieur mais très voisin de  $\beta$ . L'intégration de l'équation (17) se fait sans difficulté avec le résultat :

$$\frac{\theta_u - \theta_i}{\tilde{\theta} - \theta_i} = \left( \frac{r}{\bar{\mu}_{rT} \tilde{K}} - 1 \right) \ln \left\{ 1 + \frac{(1 - f_i) rt}{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)} \right\} \quad (19)$$

d'où l'on déduit la relation inverse :

$$T(\theta) = \frac{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}{(1 - f_i) r} \left[ e^{\frac{\tilde{K}}{\bar{\mu}_{rT} r - \tilde{K}} \frac{\theta - \theta_i}{\tilde{\theta} - \theta_i} - 1} \right] \quad (20)$$

En particulier pour  $\theta = \tilde{\theta}$  on obtient le résultat recherché :

$$t_p = \frac{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}{(1 - f_i) r} \left[ e^{\frac{1}{\beta r^* - 1} - 1} \right] \quad (21)$$

où  $r^* = \frac{r}{\tilde{K}}$  est le taux de pluie normalisé.

Du point de vue qualitatif, la formule (21) est très intéressante, car elle montre clairement l'influence des différents facteurs.

Quel que soit le sol pour un taux de pluie très élevé ( $r$  tendant vers l'infini) la limite de  $r t_p$ , c'est-à-dire de l'infiltration cumulée jusqu'au moment de l'apparition de la lame d'eau, est zéro, ce qui est correct. Au contraire, à la limite quand  $r$  tend vers  $\tilde{K}$  le temps  $t_p$  tend vers l'infini. Autrement dit, la pluie s'infiltrera en totalité si l'intensité est inférieure à  $\tilde{K}$ .

Toutes choses égales par ailleurs, l'effet de la teneur en eau initiale est multiple car il est ressenti dans le terme de poussée capillaire,  $H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)$ , le terme de remplissage,  $\tilde{\theta} - \theta_i$ , et le terme de mobilité,  $1 - f_i$ . D'après la figure 1 on voit que, sauf pour des teneurs initiales proches de  $\theta$ ,  $f_i$  est pratiquement zéro. De même d'après la figure 3 d'un article précédent (MOREL-SEYTOUX, 1973 b, p. 202), sauf pour des teneurs initiales élevées, le terme  $H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)$  est pratiquement indépendant de  $\theta_i$ . Donc, toutes choses égales par ailleurs (mêmes  $r$  et  $\tilde{K}$ )  $t_p$  est essentiellement une fonction du remplissage initial. Pour un sol donné et une teneur initiale donnée  $W_p (= r t_p)$  est une fonction exponentielle décroissante de  $r$ .

### 5. PROFIL DE TENEUR EN EAU

On peut, si l'on veut, obtenir le profil de teneur en eau en fonction du temps, puisque  $T(\theta)$  et  $\theta_u(t)$  sont maintenant connus. D'une manière plus explicite, on a :

$$z_\theta = \frac{(1 - f_i) r}{(\tilde{\theta} - \theta_i) \left( \beta \frac{r}{\tilde{K}} - 1 \right)} \int_{T(\theta)}^{t} \frac{d\tau}{\ln \left[ 1 + \frac{(1 - f_i) \tau}{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)} \right]} \quad (22)$$

où  $T(\theta)$  est donné par l'équation (20) et  $\theta_u(t)$  par l'équation (19). De l'équation (22) on déduit le rapport des pentes :

$$\frac{\left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{\theta}}{\left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{\theta_i}} = e^{-\frac{\tilde{K}}{r - \tilde{K}} \left( \frac{\theta - \theta_i}{\tilde{\theta} - \theta_i} \right)} \quad (23)$$

qui montre que le profil se raidit au fur et à mesure que  $\theta$  décroît de  $\theta_u$  (ou  $\tilde{\theta}$ ) à  $\theta_i$ . Ce raidissement du profil est d'autant plus marqué que  $r$  est plus proche de  $\tilde{K}$  et que  $\tilde{K}$  est plus grand.

La connaissance du profil n'est pas de grande importance du point de vue hydrologique. Par contre, la formule qui donne  $t_p$  présente un intérêt certain.

### 6. INFILTRATION APRÈS L'APPARITION D'UNE LAME D'EAU

Pour des temps supérieurs à  $t_p$ , toute la pluie ne s'infiltré plus. Comme on se trouve alors dans la situation étudiée précédemment (MOREL-SEYTOUX, 1973 b ; MOREL-SEYTOUX et KHANJI, 1974), on peut écrire tout de suite l'équation pour la vitesse totale :

$$V = I = \frac{\tilde{K} \left[ H_c(\tilde{\theta}, \theta_i) + \frac{(1 - f_i) W}{\tilde{\theta} - \theta_i} \right]}{\frac{1}{\mu_w} \int_0^{z_2} \frac{dz}{\Lambda_r}} \quad (24)$$

On peut décomposer le dénominateur en deux, c'est-à-dire qu'on écrit :

$$\int_0^{z_2} \frac{dz}{\Lambda_r} = \int_0^{z_1} \frac{dz}{\Lambda_r} + \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{\Lambda_r} \quad (25)$$

Pour le premier terme du second membre, on utilise la même approximation qui a servi à obtenir les résultats d'un article précédent (MOREL-SEYTOUX, 1973 b) et par suite :

$$\frac{1}{\mu_w} \int_0^{z_i} \frac{dz}{\Lambda_r} = \beta \frac{(W - W_p) (1 - f_i)}{\tilde{\theta} - \theta_i} \quad (26)$$

Pour le second terme, on utilise une approximation du type déplacement piston, d'où l'on obtient :

$$\frac{1}{\mu_w} \int_{z_i}^{z_2} \frac{dz}{\Lambda_r} = \frac{W_p (1 - f_i)}{\tilde{\theta} - \theta_i} \quad (27)$$

Il reste à intégrer :

$$\frac{dW}{dt} = \frac{\frac{\tilde{K}}{\beta} \left[ H_c(\tilde{\theta}, \theta_i) + \frac{(1 - f_i) W}{(\tilde{\theta} - \theta_i)} \right]}{\frac{W (1 - f_i)}{\tilde{\theta} - \theta_i} - \frac{W_p (1 - f_i)}{(\tilde{\theta} - \theta_i)} \left( 1 - \frac{1}{\beta} \right)} \quad (28)$$

ce qui donne :

$$\frac{\tilde{K}}{\beta} (t - t_p) = W - W_p - \left[ \frac{(\tilde{\theta} - \theta_i)}{1 - f_i} H_c(\tilde{\theta}, \theta_i) + W_p \left( 1 - \frac{1}{\beta} \right) \right] \ln \left[ \frac{1 + \frac{(1 - f_i) W}{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}}{1 + \frac{W_p (1 - f_i)}{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}} \right] \quad (29)$$

Cette formule n'est valable que pour  $t > t_p$  et, bien sûr :

$$W = r t \quad t < t_p \quad (30)$$

Les équations (29), (30) et (21) permettent donc de calculer l'infiltration cumulée en fonction du temps.

## 7. CAS DE LA PLUIE VARIABLE

Bien sûr, dans la nature, le taux de pluie varie dans le temps. En pratique, on ne connaît pas ce taux de pluie d'une manière continue, mais on connaît le hyétogramme de la pluie. Dans l'intervalle  $(t_{j-1}, t_j)$  le taux de pluie est constant.

La résolution d'équations telles que l'équation (17) pour chaque intervalle de temps de taux pluie constant  $r_j$  ne présente pas de difficulté théorique. Le calcul a été fait avec le résultat :

$$t_p = t_{j-1} + \frac{1}{r_j} \left\{ \frac{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c(\tilde{\theta}, \theta_i)}{(1 - f_i)} + W_{j-1} \right\} \left\{ e^{\frac{\tilde{K}}{\beta r_j - \tilde{K}}} \left[ \frac{j-1}{v=1} \left( \frac{1 + \frac{W_v (1 - f_i)}{H_c(\tilde{\theta} - \theta_i)}}{1 + \frac{(1 - f_i) W_{v-1}}{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c}} \right) - \left( \frac{\beta r_j - \tilde{K}}{\beta r_1 - \tilde{K}} \right) \right] - 1 \right\} \quad (31)$$

On calcule  $t_p$  pour le cas  $j = 1$ . Si  $t_p$  est inférieur à  $t_1$ , on a calculé  $t_p$  correctement. Sinon on procède avec  $j = 2$  et ainsi de suite jusqu'à ce que  $t_p$  soit compris dans l'intervalle  $(t_{j-1}, t_j)$ .

Pour  $j = 1$ , l'équation (31) se réduit à l'équation (21). Pour  $j = 2$ , on a :

$$t_p = t_1 + \frac{1}{r_2} \left\{ \frac{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c}{1 - f_i} + W_1 \right\} \left\{ e^{\frac{\tilde{K}}{\beta r_2 - \tilde{K}}} \left[ 1 + \frac{(1 - f_i) W_1}{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c} \right] - \left( \frac{\beta r_1 - \tilde{K}}{\beta r_2 - \tilde{K}} \right) - 1 \right\} \quad (32)$$

ou

$$W_p = W_1 + \left[ \frac{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c}{1 - f_i} + W_1 \right] \left\{ e^{\frac{\tilde{K}}{\beta r_2 - \tilde{K}}} \left[ 1 + \frac{(1 - f_i) W_1}{(\tilde{\theta} - \theta_i) H_c} \right] - \left( \frac{\beta r_1 - \tilde{K}}{\beta r_2 - \tilde{K}} \right) - 1 \right\} \quad (33)$$

On voit d'après cette équation que l'infiltration cumulée au moment de l'apparition de la lame d'eau n'est pas uniquement fonction du dernier taux d'infiltration, mais aussi du précédent,  $r_1$ . Cet effet ne sera pas important si  $W_1$  est faible par rapport à  $\frac{(\tilde{\theta} - \theta_1) Hc}{1 - f_1}$ , si  $r_1$  est proche de  $\tilde{K}/\beta$  ou si  $r_2$  est bien supérieur à  $r_1$ .

## 8. CONCLUSIONS

On a pu dériver une équation pour la détermination du temps d'apparition de la lame d'eau en surface, l'équation (21). D'une manière qualitative, cette solution (approchée) est en parfait accord avec notre compréhension du phénomène d'infiltration. Néanmoins, il faudrait maintenant la vérifier avec des données expérimentales.

Cette vérification est difficile car dans les conditions expérimentales de laboratoire, les colonnes de sol sont souvent ventées. Cette procédure revient à diminuer le facteur de résistance visqueuse  $\beta$ . Si les orifices sont nombreux et efficaces, alors  $\beta = 1$ . Il est malheureusement très difficile de juger a posteriori de l'efficacité de ces fuites latérales d'air. En utilisant un intervalle de valeurs de  $\beta$  raisonnables, on a pu vérifier avec des résultats expérimentaux que les prédictions par l'équation (21) étaient bonnes. Bien sûr, pour les valeurs faibles de  $r^*$ , le résultat de calcul de  $t_p$  est très sensible à la valeur de  $\beta$ . Heureusement, du point de vue pratique, cet inconvénient n'est pas majeur car dans ce cas, le taux d'infiltration après l'apparition de la lame d'eau n'est pas sensiblement différent du taux de pluie.

## REMERCIEMENTS

Les bases théoriques de cet article ont pu être développées grâce à un contrat avec l'agence OWRT (Office of Water Research and Technology) des Etats-Unis d'Amérique, projet B-144-COLO (contrat 14-34-0001-6064).

L'auteur tient à remercier M. SIRCOULON pour son concours précieux dans la préparation de cet article (et des quatre articles précédents !) tant pour le fond que pour la forme.

## BIBLIOGRAPHIE

- MOREL-SEYTOUX (H. J.) - 1969 - Introduction to Flow of Immiscible Liquids in Porous Media, chap. XI dans *Flow through Porous Media*, Academic Press, 1969, pp. 455-516.
- MOREL-SEYTOUX (H. J.) - 1973 a - Pour une théorie modifiée de l'infiltration, 1<sup>re</sup> Partie : Pourquoi ? *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. X, n° 2, 1973, pp. 185-194.
- MOREL-SEYTOUX (H. J.) - 1973 b - Pour une théorie modifiée de l'infiltration, 2<sup>e</sup> Partie : Comment ? *Cah. ORSTOM sér. Hydrol.*, vol. X, n° 3, 1973, pp. 197-209.
- MOREL-SEYTOUX (H. J.) - 1973 c - Two-Phase Flows in Porous Media. Chapitre dans *Advances in Hydrosiences*, V. T. CHOW, éditeur, vol. IX, 1973, Academic Press, pp. 119-202.
- MOREL-SEYTOUX (H. J.) - 1974 a - Pour une théorie modifiée de l'infiltration, 3<sup>e</sup> Partie : Effets de compression et de contrecourant, *Cah. ORSTOM sér. Hydrol.*, vol. XI, n° 1, pp. 51-59.
- MOREL-SEYTOUX (H. J.) - 1974 b - Pour une théorie modifiée de l'infiltration, 4<sup>e</sup> Partie : le drainage vu comme une infiltration d'air. *Cah. ORSTOM sér. Hydrol.*, vol. XI, n° 3, pp. 181-188.
- MOREL-SEYTOUX (H. J.), KHANJI (J.) - 1974 - Dérivation of an Equation of Infiltration. *Water Resources Research Jour.*, vol. X, n° 4, août 1974, p. 795.