

Modélisation de la variation du mode d'infiltration de l'eau dans le sol selon sa porosité

Jery RAVELOJAONA*, Max Lubin MANAGNEO et Esther ANDRIANTSOA

*Université d'Antananarivo, Faculté des Sciences, Laboratoire de Physique et Modélisation (LPM),
BP 906 Antananarivo 101, Madagascar*

* Correspondance, courriel : johnravelj@gmail.com

Résumé

Dans le processus d'infiltration de l'eau dans le sol, le mode de progression en profondeur du front d'humidification varie selon la densité de pores présents dans le sol. Ce travail établit la forme de cette variation à partir d'une modélisation numérique par la méthode des différences finies du transfert hydrique couplé avec le transfert thermique où, l'évolution du front d'humidification est traduite par le profil hydrique du sol. Les résultats ont montré que dans un sol de porosité homogène, l'eau s'infiltré d'autant plus vite que la densité de porosité est élevée. Dans le cas d'un sol composé de couches superposées de différentes porosités, le mode d'infiltration dans la couche supérieure règle la répartition en profondeur de l'eau infiltrée ; c'est-à-dire, si cette couche présente une faible porosité, l'eau y est pratiquement retenue, dans le cas contraire, l'eau s'écoule jusqu'à une certaine profondeur où il se forme progressivement une zone de rétention, en état de saturation.

Mots-clés : *infiltration, porosité, profil hydrique, différences finies.*

Abstract

Modeling of the variation of the water infiltration mode in the soil according to its porosity

In the process of water infiltration into the soil, the depth progression of the humidification front varies with the density of pores in the soil. This work establishes the form of this variation from numerical modeling using the finite water transfer method coupled with the thermal transfer where the evolution of the humidification front is reflected in the soil water profile. The results showed that in a homogeneous porosity soil, the water seeps even faster as the porosity density is high. In the case of a soil composed of layers of different porosities, the method of infiltration in the upper layer governs the deep distribution of the infiltrated water; in other words, if this layer has a low porosity, the water is practically confined to it; otherwise, the water flows to a certain depth where it gradually forms a retention zone, in a state of saturation.

Keywords : *infiltration, porosity, water profile, finite differences.*

1. Introduction

Chaque année, le cycle saisonnier expose les pays tropicaux comme Madagascar à une période de cinq (05) mois environ de très forte pluviosité [1, 2]. Durant cette période, si l'humidité retenue dans le volume du sol a une retombée favorable à l'expansion de la production dans le secteur agricole [3 - 5], ses effets sur l'environnement naturel (glissement de terrain, érosion, etc.), sur les fondations des structures et surtout sur les routes ont parfois des conséquences désastreuses [6, 7]. D'où notre problématique qui se pose au niveau du type de morphologie de sol qui favorise la rétention de l'eau d'infiltration et celui qui bloque l'écoulement en profondeur [8]. En choisissant la porosité comme élément représentatif de la morphologie du sol et, le profil hydrique comme élément de description du mode d'infiltration, le principal objectif dans ce travail est d'analyser le processus de transfert hydrique couplé avec le transfert thermique dans le sol afin de suivre l'évolution de son état d'humidification à travers les variations de son profil hydrique [9 - 11]. L'analyse, réalisée par modélisation, est basée sur la simulation numérique des processus physiques utilisant la méthode des différences finies programmée en langage PASCAL [12, 13]. L'intérêt de l'étude est d'une part, la compréhension de la corrélation entre la porosité et le mode d'infiltration de l'eau dans le sol et d'autre part, de pouvoir élargir l'analyse à des études prévisionnelles.

2. Méthodologie

2-1. Présentation de l'étude

D'une manière générale, le sol peut s'identifier à un milieu triphasique comprenant: une phase solide, une phase liquide et une phase gazeuse. La phase solide englobe toutes les particules solides à l'intérieur du sol, y compris les espaces lacunaires ; la phase liquide est représentée par le fluide qui s'écoule ou stagne à l'intérieur des interstices du sol ; la phase gazeuse désigne le mélange gazeux composé essentiellement d'air et de vapeur d'eau présent à l'intérieur du sol [14]. De par la structuration du sol, l'écoulement de l'eau à travers la matrice solide poreuse, nécessite la prise en considération des processus physiques impliquant les trois phases existantes. Cependant, étant donné le faible pourcentage de la masse gazeuse dans le processus étudié, notre étude se limite à la considération des phases solide et liquide. De ce fait, les lois qui gèrent la dynamique de l'infiltration de l'eau dans le sol sont établies sur la base des propriétés du sol, en tant que milieu biphasique et poreux dont la constitution varie dans l'espace et dans le temps. De même, on admettra que l'eau est un fluide incompressible et caloporteur [4, 15]. Ainsi, la méthodologie de l'étude dynamique de l'infiltration est basée sur trois concepts fondamentaux qui sont : les caractéristiques physiques de la phase solide, la formulation des lois théoriques qui gèrent le mouvement de la phase liquide et, l'évolution des processus d'échange thermique entre ces deux phases à travers la structure poreuse [14]. La démarche opératoire se déroule comme suit : La première étape consiste à dégager l'allure du profil hydrique dans une structure homogène. Ensuite, le traitement est appliqué à trois couches juxtaposées de porosités différentes afin de faire ressortir le rôle de la morphologie du sol dans le processus. L'étude effectuée repose sur la structuration interne du sol en jouant sur le paramètre porosité. Dans tout le traitement, on tient compte de la contribution du paramètre thermique qui joue un rôle important dans le processus d'infiltration.

2-2. Mise en équation du processus d'infiltration

En considérant l'influence du paramètre thermique, la formulation de l'écoulement de l'eau dans le sol dépend essentiellement de la température et on parle souvent de transfert hydro-thermique dans le sol. L'équation traduisant l'infiltration de l'eau dans le sol s'obtient alors à partir des équations décrivant respectivement le transfert hydrique et le transfert thermique.

2-2-1. Équation du transfert hydrique

En 1856, Darcy a montré expérimentalement l'existence d'une relation de dépendance entre le débit d'écoulement \vec{q} en milieu poreux et la perte de charge $\overrightarrow{\text{grad}} H$. Cette observation a conduit à l'édification d'une loi générale appelée loi de Darcy [9], qui a pour expression :

○ En milieu saturé

$$\vec{q} = - K_s \overrightarrow{\text{grad}} H \tag{1}$$

○ En milieu non saturé

$$\vec{q} = - K_\theta \overrightarrow{\text{grad}} H \tag{2}$$

K_θ étant la conductivité hydraulique en $m.s^{-1}$, K_s , la conductivité hydraulique à saturation en $m.s^{-1}$ et H , le potentiel hydraulique exprimé en m .

En exprimant cette loi (**Équation (2)**) dans l'équation de continuité du flux hydrique [16], qui s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \text{div } \vec{q} = 0 \tag{3}$$

θ étant la teneur en eau

et, en introduisant l'**Équation (2)** dans l'**Équation (3)**, on obtient l'expression suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} (K_\theta \overrightarrow{\text{grad}} H) \tag{4}$$

Afin de rendre cette équation (**Équation (4)**) homogène en θ , introduisons les définitions suivantes [14, 16] :

- Le potentiel hydraulique H :

$$H = h + z \tag{5a}$$

h étant la charge de pression en m et z la charge hydraulique en m .

- La capacité capillaire C_θ (exprimée en m^{-1}):

$$\frac{1}{C_\theta} = \frac{\partial h}{\partial \theta} \tag{5b}$$

- La diffusivité hydraulique D_θ (exprimée en $m^2.s^{-1}$):

$$D_\theta = \frac{\partial h}{\partial \theta} = \frac{K_\theta}{C_\theta} \tag{5c}$$

En considérant les expressions ci-dessus, on peut en déduire l'**Équation** de Richards [9, 16] qui s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} (D_\theta \overrightarrow{\text{grad}} \theta) \tag{6}$$

Si on se réfère aux travaux d'André Musy sur l'écoulement vertical suivant Oz , la description correspondante, déduite de la loi de Darcy [4, 9], obéit à l'équation :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} [D_\theta \overrightarrow{\text{grad}} \theta] + \frac{\partial}{\partial z} [K_\theta] \tag{7}$$

Le profil hydrique [4, 9] obtenu à partir de cette **Équation (7)** a servi de référence dans nos calculs de simulation. Il se présente comme suit :

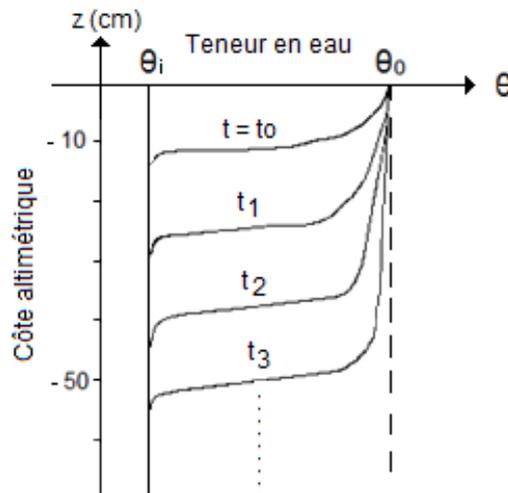


Figure 1 : Évolution en fonction du temps du profil hydrique au cours de l'infiltration

Cette allure de profil décrit le mode de répartition de l'eau dans le sol, résultant de l'effet d'un gradient de pression hydrique à la surface et du gradient de la pesanteur en profondeur, sans la contribution de l'effet thermique.

2-2-2. Équation du transfert thermique

Dans le cas du transfert thermique dans le sol, selon une première approche où la contribution de la phase gazeuse est négligée, le transfert thermique dans le volume du sol s'effectue par conduction. Selon la littérature [17], ce processus est décrit par la loi de Fourier, qui est exprimée par la relation générale suivante :

$$\vec{J}_{cd} = -K_T \overrightarrow{\text{grad}} T \quad (8)$$

\vec{J}_{cd} étant le flux de chaleur, K_T la conductivité thermique en $\text{cal.m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$ et T la température exprimée en °C .

Comme précédemment, en exprimant la loi de Fourier dans l'équation de continuité (**Équation (3)**), on obtient la relation traduisant le transfert thermique dans le sol [9] qui s'écrit :

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \text{div}(K_T \overrightarrow{\text{grad}} T) \quad (9)$$

où ρ désigne la masse volumique du sol en kg.m^{-3} et C_p la capacité thermique du sol en $\text{J}.\text{°C}^{-1}$.

En introduisant le terme de diffusivité thermique D_T qui est défini par $D_T = \frac{K_T}{\rho C_p}$, l'**Équation (9)** peut encore s'écrire :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \text{div}(D_T \overrightarrow{\text{grad}} T) \quad (10)$$

D_T étant la diffusivité thermique en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ et K_T la conductivité thermique en $\text{cal.m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$.

En se basant sur l'**Équation (10)**, le profil thermique obtenu au bout de 36 heures et à différentes profondeurs du sol possède l'allure [9, 18] présentée à la **Figure 2**.

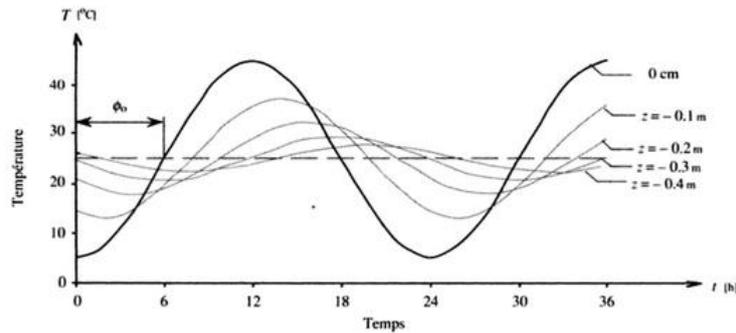


Figure 2 : Variation thermique en fonction du temps à différentes profondeurs du sol

2-2-3. Principe du couplage hydro-thermique

La mise en évidence de l'effet thermique dans le processus d'infiltration nous amène à introduire le principe du couplage dans la mise en équation du problème. La formulation du couplage des processus hydrique et thermique consiste à traduire les influences simultanées [9, 19]

- de la chaleur sur les propriétés dynamiques de l'eau d'infiltration,
- et de la variation des propriétés hydrodynamiques sur l'évolution de la répartition de la température du sol.

Ainsi, les transferts hydrique et thermique sont des processus indissociables qui s'interagissent d'une manière quasi-simultanée. La traduction mathématique de cette interdépendance est réalisée par l'insertion de paramètres, dits de couplage, dans les équations de transfert.

a) Équation de transfert hydrique couplé

De l'Équation (6) qui décrit l'écoulement de l'eau d'infiltration dans le sol, la prise en compte de l'effet de température est réalisée par l'ajout d'un terme de thermo-diffusion $div(D_T \overrightarrow{grad} T)$, affecté d'un coefficient de couplage λ . L'Équation de transfert hydrique couplé [9, 19] s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = div[D_\theta \overrightarrow{grad} \theta] + \frac{\partial}{\partial z} [K_\theta] + \lambda div[D_T \overrightarrow{grad} T] \tag{11}$$

b) Équation de transfert thermique couplé

Dans le cas du transfert thermique, la formulation ne se limite plus à l'échange thermique par conduction mais tient compte de l'échange thermique par convection aux interfaces solide-liquide, ainsi que des échanges calorifiques engendrés par les changements d'état de l'eau qui sont parfois négligés. Ainsi, la prise en compte de l'effet d'humidité dans le bilan thermique est réalisée par l'ajout d'un terme de diffusion : $div[D_{vap} \overrightarrow{grad} \theta]$, lié au changement de phase « liquide-vapeur » de l'eau, affecté de la chaleur latente de vaporisation L_v . L'équation de transfert thermique couplé [19, 20] s'écrit alors :

$$\rho_e c_{pe} \frac{\partial T}{\partial t} = div[K_T \overrightarrow{grad} T] - L_v div[D_{vap} \overrightarrow{grad} \theta] \tag{12}$$

avec :

- L_v : chaleur de vaporisation exprimée en $J.kg^{-1}$, dont l'expression formulée par Frelin (1998) [11, 20], est:

$$L_v = 4.186 \cdot 10^3 (597.5 - 0.592 T) \quad \text{valable pour } 0^\circ\text{C} < T < 180^\circ\text{C} \quad (13)$$

- D_{vap} : la diffusivité de la vapeur d'eau exprimée en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, dont l'expression proposée par H. Daghari et L. De Backer [21] est :

$$D_{vap} = 0.665 * 0.274 \left[\frac{T+273}{293} \right]^{2.3} f_{air} \quad (14)$$

où f_{air} désigne la porosité de l'air du milieu et T la température exprimée en $^\circ\text{C}$.

- ρ_e étant la masse volumique de l'eau en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et C_{pe} la capacité thermique de l'eau en $\text{J} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$.

En exprimant **l'Équation (12)** en fonction de la diffusivité thermique $D_T = \frac{K_T}{\rho_e C_{pe}}$, et du coefficient de couplage $\alpha = \frac{L_v}{\rho_e C_{pe}}$, elle devient :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \text{div}[D_T \overrightarrow{\text{grad}} T] - \alpha \text{div}[D_{vap} \overrightarrow{\text{grad}} \theta] \quad (15)$$

La suite de l'analyse portant sur les transferts hydrique et thermique couplés [19] sera axée sur le traitement numérique du système d'équations composé des **Équations (11)** et **(15)**, soit :

$$\begin{cases} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div}[D_\theta \overrightarrow{\text{grad}} \theta] + \frac{\partial}{\partial z}[K_\theta] + \lambda \text{div}[D_T \overrightarrow{\text{grad}} T] \\ \frac{\partial T}{\partial t} = \text{div}[D_T \overrightarrow{\text{grad}} T] - \alpha \text{div}[D_{vap} \overrightarrow{\text{grad}} \theta] \end{cases} \quad (16)$$

Pour réaliser le traitement numérique de ce système d'équations, qui débouchera sur l'analyse du problème par simulation, on a opté pour la mise en œuvre de la Méthode des Différences Finies (MDF). Le principe repose sur l'idée de base qui est de substituer le problème réel continu à un modèle discret équivalent [12, 13]. Cette démarche consiste à définir un modèle géométrique servant de support aux études à effectuer ; dans le cas présent, le modèle choisi présente une géométrie parallélépipédique. Ensuite, les formulations mathématiques et les conditions aux limites relatives au système réel seront ramenées à ce modèle de support.

3. Mode opératoire du traitement numérique

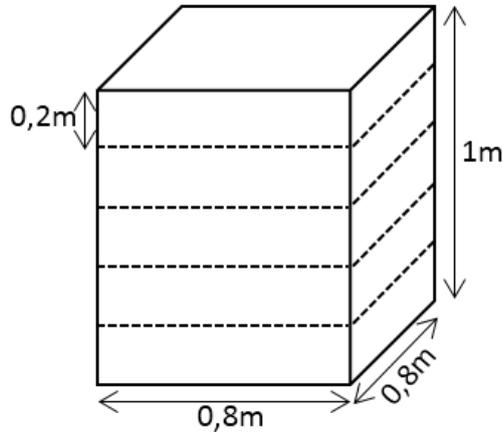
L'étape du traitement numérique comporte deux volets, le premier volet consiste à étudier séparément l'écoulement de l'eau dans une structure homogène composée de sable, de terre et de l'argile. Le deuxième volet est réalisé dans une structure composée de trois couches juxtaposées de différentes porosités à base de sable, de terre et d'argile. Dans les cas étudiés, le traitement effectué se passe de 06 heures du matin à 18 heures du soir. La simulation permet de dégager le mode d'infiltration de l'eau dans une structure, en jouant sur la porosité.

3-1. Conditions d'étude

Les valeurs numériques des paramètres utilisés dans le traitement sont groupées dans ce paragraphe [22 - 24]. Tout le traitement est réalisé dans un support à géométrie parallélépipédique où les conditions physiques sont appliquées et traduites par les paramètres énumérés par les données ci-après :

▪ *Paramètres liés à la structure du sol*

La matrice solide de la structure homogène est représentée par le modèle géométrique ci-après:



et est décrite à partir des valeurs de porosité suivantes :

Tableau 1 : Porosité de chaque type de sol[9, 14]

Type du sol	Porosité (f)	$\rho(kg. m^{-3})$
Argile	0,3	1800
Terre	0,5	1650
Sable	0,7	1515

▪ Paramètres relatifs au transfert hydrique

Au début du traitement, le support présente une teneur en eau minimale ou teneur en eau résiduelle répartie sur tout le volume du sol. Au cours de la simulation, la teneur en eau supposée maximale ou teneur en eau à saturation varie suivant le type du sol.

Tableau 2 : Teneurs en eau résiduelle (θ_r) et à saturation (θ_s)[19]

Type du sol	$\theta_r(\%)$	$\theta_s(\%)$
Argile	0,01	0,6
Terre	0,01	0,5
Sable	0,01	0,4

▪ Paramètres relatifs au transfert thermique

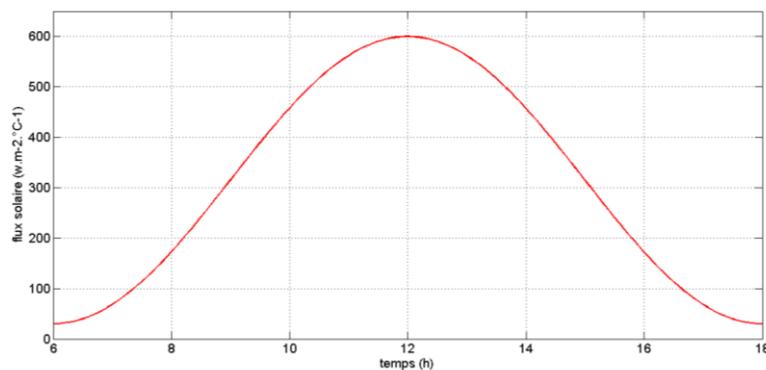
Les paramètres liés au transfert thermique varient suivant le type du sol considéré. Au cours du traitement, nous avons mis en évidence la variation du flux de rayonnement solaire dans une journée.

- Les valeurs de la capacité thermique utilisée pour chaque type de sol sont groupées dans le **Tableau** suivant :

Tableau 3 : Capacité thermique [9, 17]

Type du sol	C_p ($J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$)
Argile	960
Terre	900
Sable	800

- La variation journalière du flux de rayonnement solaire reçu à la surface du sol suit le mouvement du soleil [19] et, est représentée par la **Figure 3** :

**Figure 3 : Cycle de variation journalière du flux de rayonnement solaire**

Le flux de puissance de ce rayonnement solaire varie entre $30 W.m^{-2}.^{\circ}C^{-1}$ et $600 W.m^{-2}.^{\circ}C^{-1}$ de 06 heures du matin à 18 heures du soir.

- Les conditions initiales adoptées sont :
 - la teneur en eau initiale $\theta_i = 0,01$,
 - la température initiale du sol, fixée à $20^{\circ}C$,
 - la température du milieu extérieur, de $25^{\circ}C$,
 - la charge hydrique appliquée sur la surface supérieure $q_e = 5,0 \cdot 10^{-6} m.s^{-1}$,
 - le flux d'évaporation hydrique à la surface supérieure $q_s = 3,0 \cdot 10^{-6} m.s^{-1}$,
 - le coefficient de convection $h_{cv} = 05 W.m^{-2}.^{\circ}C^{-1}$,
 - la durée de l'étude, fixée à $12 h$.

4. Résultats et interprétation

4-1. Infiltration dans une couche homogène

La **Figure 4** présente les profils hydriques obtenus pour chaque type de sol.

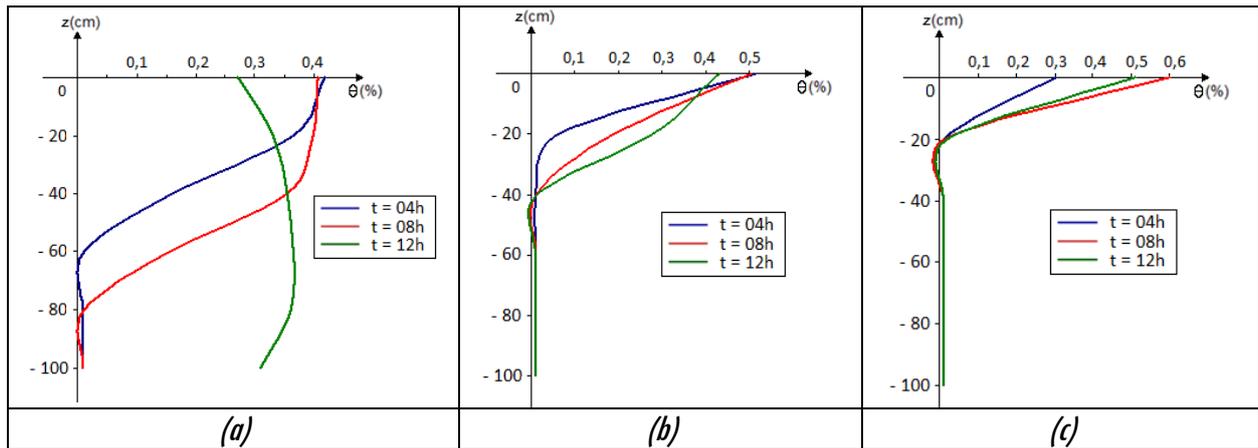


Figure 4 : Profils hydriques dans une structure homogène composée respectivement de sable (a), de terre (b) et d'argile (c)

De ces résultats, on peut dégager les points suivants :

- ✓ la répartition de l'eau en profondeur s'effectue d'autant plus vite que la porosité du sol est élevée
- ✓ de même, l'épaisseur de la couche de rétention à la surface du sol est d'autant plus faible que le sol est peu poreux

Au bout de 12h d'infiltration, l'épaisseur de la couche de rétention varie par rapport à la porosité du sol, elle est d'environ 20cm dans l'argile, de 40cm dans la terre et de 80cm dans le sable.

4-2. Infiltration sur une structure composée de couches de porosités variées

Dans ce volet, le traitement consiste à fixer la porosité de la couche supérieure et de faire varier les deux couches sous-jacentes. Durant la simulation, on s'est limité aux trois types du sol : le sable, la terre et l'argile.

4-2-1. Couche supérieure composée de sable

Les profils hydriques obtenus, pour une couche supérieure composée de sable, sont présentés dans la **Figure 5** :

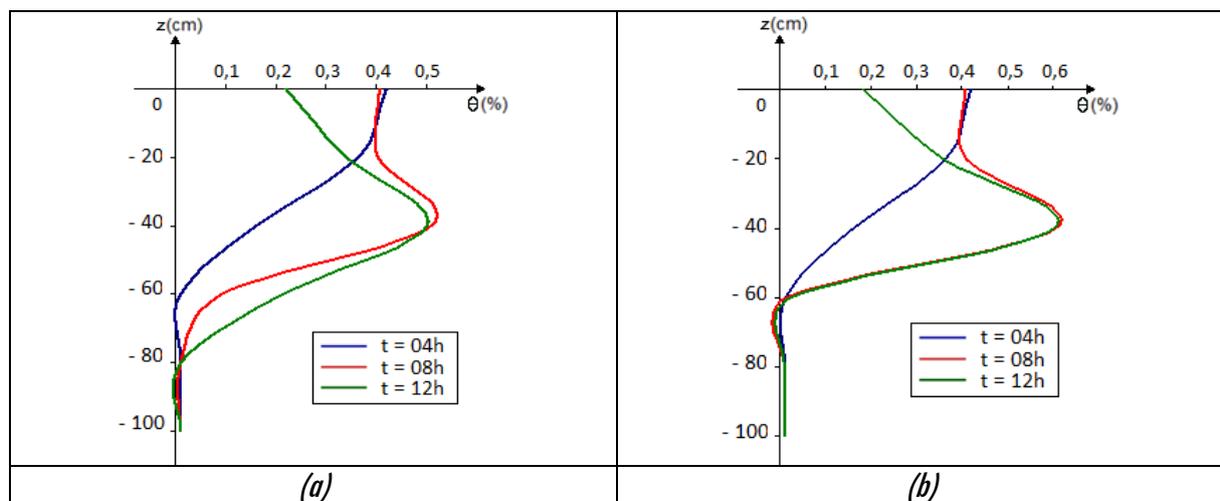


Figure 5 : Profils hydriques dans une structure variée composée respectivement : de sable, de terre et d'argile (a) et de sable, d'argile et de terre (b)

4-2-2. Couche supérieure composée de terre

Les profils hydriques obtenus, pour une couche supérieure composée de terre, sont présentés dans la **Figure 6** :

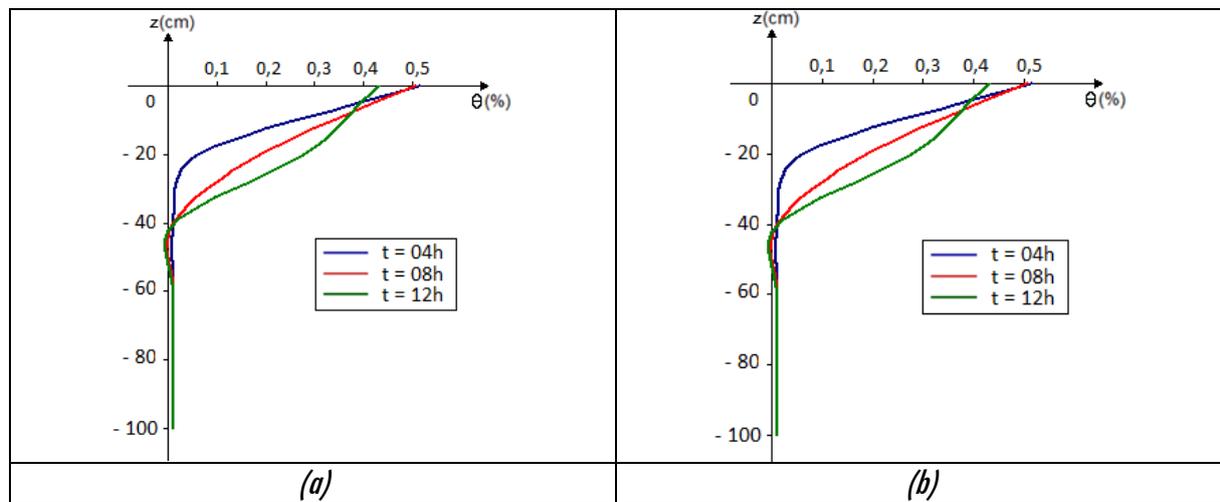


Figure 6 : Profils hydriques dans une structure variée composée respectivement : de terre, de sable et d'argile (a) et de terre, d'argile et de sable (b)

4-2-3. Couche supérieure composée d'argile

Les profils hydriques obtenus, pour une couche supérieure composée d'argile, sont présentés dans la **Figure 7** suivante :

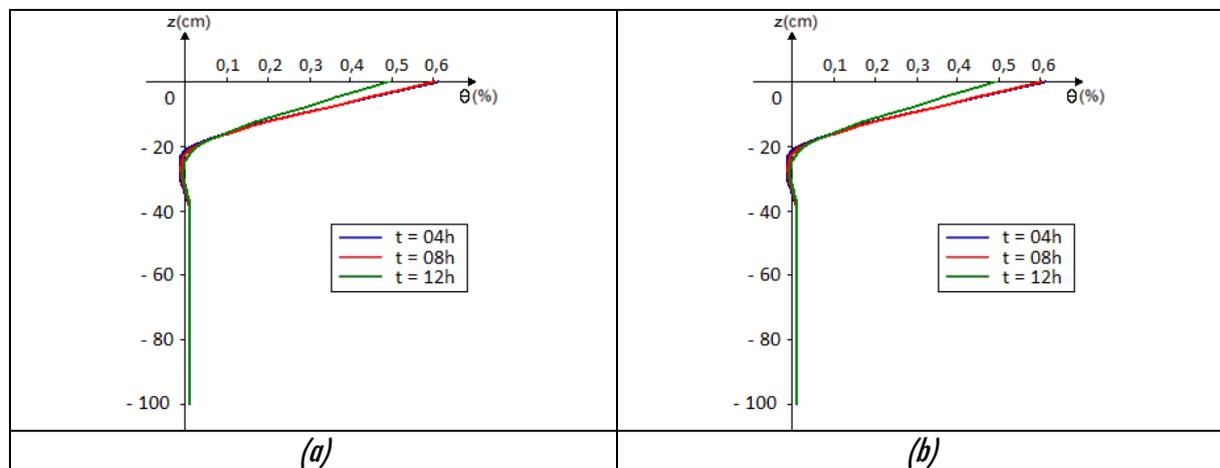


Figure 7 : Profils hydriques dans une structure variée composée respectivement : d'argile, de sable et de terre (a) et d'argile, de terre et de sable (b)

Dans ce volet de traitement, on remarque les faits suivants :

- le mode de répartition de l'eau dans le sol est conditionné par la couche supérieure de la structure considérée
- l'influence de la variation de porosité des couches sous-jacentes semble peu significative sur le profil de transfert hydrique en profondeur.

4-3. Analyse comparative

A titre comparatif, dans la **Figure 8** sont présentés les résultats obtenus pour deux différents cas de figure : une structure composée de couche moins poreuse placée sur une couche plus poreuse et inversement.

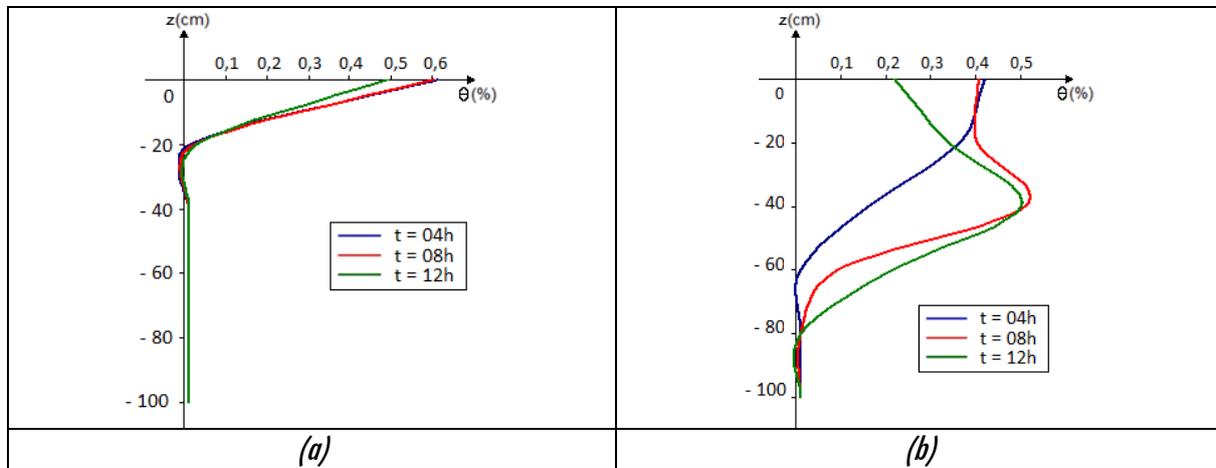


Figure 8 : Comparaison des profils hydriques dans une composition: couche moins poreuse - couche plus poreuse (a) et une autre composition: couche plus poreuse - couche moins poreuse (b)

Dans ces deux cas de figures, on remarque que la densité de porosité de la couche supérieure conditionne le mouvement du fluide vers la profondeur du sol. Si la couche supérieure est très peu poreuse (**Figure 8a**), l'eau y est retenue et le profil hydrique dans la structure toute entière suit le même mode d'évolution. En inversant la structuration des couches (**Figure 8b**), l'eau s'infiltré mieux et se répartit normalement dans tout le volume du sol. On peut dire que malgré la variation de porosité des couches sous-jacentes, le mode d'infiltration de l'eau dans le sol dépend essentiellement de la couche supérieure de la structure considérée. A titre d'illustration, la **Figure 9** représente les profils thermiques dans la structure homogène du sol composée respectivement d'argile, de terre et de sable, déduits des calculs numériques. Ces profils correspondent à la variation journalière de la température à la surface et à 20 cm de profondeur dans les trois types de sol étudiés.

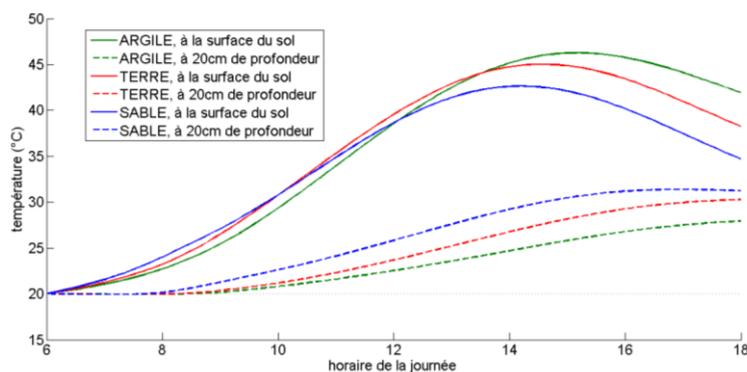


Figure 9 : Profils thermiques (sable - terre - argile)

D'après cette **Figure**, on peut avancer que les variations de l'état thermique ont une répercussion sur le mouvement d'écoulement d'eau au cours du processus d'infiltration, surtout si le sol est poreux, cas du sable et d'argile.

5. Discussion

Dans le traitement portant sur l'analyse du processus d'infiltration, nous avons tenu compte de la contribution de l'état thermique du milieu traversé, un facteur qui ne doit pas être systématiquement négligé dans l'étude de la dynamique de l'infiltration en milieu poreux [6, 10, 25]. Certes, les résultats numériques obtenus à l'issue des calculs de simulation peuvent ne pas être considérés comme des valeurs de référence, puisque les données de base sont à caractère aléatoire. Cependant, le mode de variations spatiale et temporelle du profil hydrique est représentatif de l'évolution réelle des phénomènes physiques qui sont à la base de la description du processus [19]. En récapitulation, les points suivants peuvent être dégagés :

- dans le cas d'une structure homogène l'eau d'infiltration s'écoule plus rapidement en milieu de forte porosité qu'en milieu de faible porosité [4], aussi bien en infiltration horizontale que verticale. Cette observation relève des propriétés structurales du milieu d'écoulement et de la densité des voies d'écoulement (pores, interstices).
- le mode d'évolution en profondeur du mouvement hydrique varie en fonction de la porosité du sol traversé [8, 16]. Et dans cette modification, on a pu surtout remarquer que la couche supérieure s'étalant à 20cm de profondeur de la surface, joue un rôle plus important sur le mode de répartition volumique de l'eau dans le sol que les couches sous-jacentes. Plus la couche supérieure est peu poreuse, plus la contribution des couches sous-jacentes devient peu significative.
- en suivant l'infiltration d'une couche moins poreuse à une couche plus poreuse, la majeure partie de l'eau est bloquée au niveau de la couche supérieure [26] et, en inversant l'ordre de juxtaposition des couches, une certaine quantité est retenue dans la couche sous-jacente avant que celle-ci soit saturée. A ce moment, l'eau commence à s'engouffrer créant ainsi une zone de saturation dans le volume du sol.

6. Conclusion

En résumé, on peut dire que le profil hydrique traduit le mode de répartition de l'eau dans le sol. Ce processus dépend essentiellement de la porosité du sol, qui est un facteur exploitable si on veut bloquer ou favoriser l'infiltration de l'eau. Ce qui fait que la bonne maîtrise de l'organisation d'espace poral nous permet de choisir la bonne structure adaptée à nos besoins. D'ailleurs, la corrélation entre la morphologie du sol et le mode d'infiltration est évoquée aussi dans cette étude, un outil indispensable entre autres à la bonne gestion de l'eau au cours de l'irrigation et au maintien de la stabilité d'une structure vis-à-vis des déformations internes du sol. De plus, la prise en compte du paramètre thermique met en évidence ses influences non négligeables dans tous les phénomènes impliquant le sol (fissuration, rétrécissement, gonflement, etc.).

Références

- [1] - FORUM REGIONAL DE LA PREVISION CLIMATIQUE, Rapport sur le thème «Prévisions Climatiques Saisonnières : Services Climatiques pour l'assistance à l'agriculture, la gestion de l'eau et des risques de catastrophes », PRESAOI-2, Antananarivo Madagascar du 28 octobre au 1^{er} novembre 2013 1-14
- [2] - « Rapport sur l'Etat de l'Environnement à Madagascar 2012 », http://mg.chm-cbd.net/implementation/Documents_nationaux/rapport-sur-l-etat-de-l-environnement/rapport-sur-l-etat-de-l-environnement-2012/chapitre-2_air_atmosphere_changement-climatique.pdf, consulté en septembre 2019

- [3] - M. MOHAMED AMINE BECHKIT, « Sur la détermination de la teneur en eau et de l'infiltration à partir de mesures passives de la température du sol », Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, (2011) 140 p.
- [4] - H. CHAMAYOU et J. P. LEGROS, « Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol », Techniques vivantes, *Presses universitaires de France*, (1989) 593 p.
- [5] - ROBERT LAGACE, « Note de cours sur l'Infiltration et drainage », Faculté des sciences de l'agriculture et de l'alimentation, Université de Laval, (2016) 192 p.
- [6] - BENOIT MERICKX, « Etude et modélisation des transferts hydriques et thermiques au sein des matériaux inorganiques poreux : application aux matériaux du patrimoine bâti ancien, exemple de l'Hypogée des Dunes à Poitiers et de la crypte de l'abbatiale de Saint-Savin-sur-Gartempe », Thèse de doctorat, Université de Poitiers, (2013) 150 p.
- [7] - JEAN CLAUDE MAKI MATESO et OLIVIER DWITTE, *Geo-Eco-Trop.*, 38, 1 (2014) 137 - 154, http://www.geocotrop.be/uploads/publications/pub_381_13.pdf
- [8] - GHANEM FADHILA, « Etude de la corrélation entre la perméabilité et la succion », Mémoire de Magistère, Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou, (2011) 112 p.
- [9] - ANDRE MUSY, « Physique du sol », *Presses polytechniques et universitaires de Lausanne*, (1991) 335 p.
- [10] - FERGATI FOUAD, « Diffusion thermo-hydrigue dans les matériaux de construction », Mémoire de Magistère, Université Constantine 01 Algérie, (2014) 106 p.
- [11] - DIALA TABAL, « Impact des fissures sur la sécheresse des sols argileux », Thèse de doctorat en cotutelle de l'Université Lille I et de l'Université Libanaise, Lille, (2013) 165 p.
- [12] - NICOLAS CHAMPAGNAT, « Différences finies et analyse numérique matricielle : cours d'harmonisation en IMAFA », (année 2010), <http://www.iecl.univ-lorraine.fr/~Nicolas.Champagnat/Harmo.pdf>, consulté en juillet 2018
- [13] - JEAN LOUIS JARDRIN, « Algèbre Algorithmes et programmes en Pascal », Ed. DUNOD, Paris, (1988) 245 p.
- [14] - RAVELOJAONA JERY, « Couplage du processus hydrodynamique et de l'effet thermique dans l'infiltration de l'eau en milieu poreux : étude par modélisation », Mémoire de DEA, Faculté des sciences, Université d'Antananarivo (2005) 57 p.
- [15] - RAVELOJAONA JERY, « Modélisation de l'effet de la température sur l'infiltration de l'eau dans un sol poreux », Communication scientifique, Académie Malagasy Antananarivo, (Avril 2018)
- [16] - LE BINH BIEN, « Transferts d'eau et de soluté en milieu non saturé hétérogène à l'échelle d'un pilote de laboratoire : expériences et modélisations », Thèse de doctorat, Institut National des Sciences Appliquées de Lyon, (2013) 246 p.
- [17] - YVES JANNOT, « Transferts thermiques », Ecole des Mines Nancy, (2012) 159 p.
- [18] - NOURA BELKAID, « Simulation numérique des transferts thermiques et massiques dans un sol non saturé », Mémoire de Magistère, Université MOULOUD MAMMERI DE TIZI-OUZOU, (2011) 88 p.
- [19] - RAVELOJAONA JERY, « Modélisation de la déformation d'un sol poreux soumis à des succions résultant de l'infiltration couplée avec le transfert thermique », Thèse de Doctorat, Ecole Doctorale de Physique et Applications, Université d'Antananarivo, (2018) 124 p.
- [20] - AHMAD AL QADAD, « Influence de la sécheresse sur les structures : Modélisation de l'interaction Sol-Atmosphère-Structure », Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, (2009)
- [21] - H. DAGHARI et al., « Transfert d'eau dans un milieu poreux non isotherme », *Rev. Sci. Eau*, 13/1 (2000) 75 - 84
- [22] - XU YANG and XUEYI YOU, « Estimating Parameters of Van Genuchten Model for Soil Water Retention Curve by Intelligent Algorithms », *Applied Mathematics & Information Sciences*, International Journal, Published online, 1 (Sep.2013) 1977 - 1983, <http://www.naturalspublishing.com/Journals.asp>, consulté au février 2019

- [23] - BESMA SLITI, « Optimisation des paramètres de l'équation de Van Genuchten pour la gestion d'irrigation d'un champ de canneberges », Mémoire de Maîtrise ès sciences, Université de Laval, (2014) 82 p.
- [24] - SALIMA BOUCHEMELLA et IBRAHIM ALIMI-ICHOLA, « Détermination des paramètres des modèles empiriques des propriétés hydrauliques des sols non saturés », Journées nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur, Nancy 2016 1-8
- [25] - WALID MCHIRGUI, « Modélisation des transferts hydriques dans les milieux poreux partiellement saturés par homogénéisation périodique – Application aux matériaux cimentaires », Thèse de doctorat, Université de la Rochelle, (2012) 187 p.
- [26] - RAMANDA ZO, « *Infiltration de l'eau dans le sol : étude par modélisation* », Mémoire de DEA, Université d'Antananarivo, (2002) 53 p.