

Étude des propriétés thermiques d'un sol sableux soumis à un cycle de gel-dégel.

Samir KACED¹, Gilles LEFEBVRE^{1*}

¹CERTES – Univ. Paris Est Créteil Val de Marne, IUT 61 avenue. Général de Gaulle 94010 Créteil

*(auteur correspondant : gilles.lefebvre@u-pec.fr)

Résumé - L'étude du gel-dégel des sols présente un intérêt pratique et scientifique importants, notamment dans un contexte où les préoccupations énergétiques, environnementales et climatiques sont aigües. Comme on a pu le constater encore cet hiver en Europe, le gel agresse les ouvrages d'art, les bâtiments et les routes et il peut provoquer de graves dégâts sur les cultures. Nous présentons ici des résultats de recherches expérimentales et théoriques menées dans le laboratoire sur un sol sableux. Le comportement hygrothermique d'un sol sableux à température négative a été modélisé en géométrie 1D plane. Le modèle de transfert d'eau et de chaleur est complété par les équations et variables requises pour intégrer une « loi de gel » selon laquelle l'eau gèle progressivement en dessous de 0°C. La cryosuccion, qui résulte de l'aspiration de l'eau liquide et vapeur vers les zones gelées, est implicitement prise en compte dans ce modèle grâce aux lois d'équilibre entre les phases et aux lois de transfert. Les résultats obtenus montrent que le phénomène de cryosuccion est visible. Si on suit l'évolution de la masse volumique apparente de la glace, on constate une aspiration de l'eau liquide vers les zones gelées. On présentera le modèle développé, la technique de résolution numérique employée et on discutera les résultats obtenus.

Nomenclature

C	Chaleurs volumiques,	(kg/m ² .s)	u	Énergie interne,	(J/kg)
D	Diffusivité thermique,	(m ² /s)	T	Température,	(K)
q	Densité de flux de chaleur,	(W/m ²)	w	Flux de masse,	(J/m ³ K)
h	Enthalpie spécifique,	(J/kg)	ϕ	Porosité,	(.)
k	Perméabilité intrinsèque,	(m/s)	ρ	Masse volumique,	(kg/m ³)
P_{sat}	Pression de saturation,	(Pa)	ω	Teneur en eau,	(.)
P	Pressions,	(Pa)	λ	Conductivité thermique,	(W/m.K)
r	Masse volumique apparente,	(kg/m ³)	σ	Tension superficielle,	(N/m)
S_{el}	Saturation en eau,	(.)	η	Viscosité dynamique,	(kg/m.s)

Indices et exposants

Phases

s : solide, g : gaz, l : liquide

Matière

a : air, e : eau, m : milieu poreux

t : totale, sat : saturation

1. Introduction

Les sols peuvent subir des endommagements lorsque l'eau présente dans les pores gèle et augmente de volume. Deux phénomènes doivent particulièrement être suivis; l'apparition d'eau gelée dont la masse volumique plus faible que celle de l'eau liquide peut entraîner des gonflements du milieu poreux et la migration d'eau par diffusion à travers la structure poreuse vers les zones gelées, appelée cryosuccion. Outre les caractéristiques de la matrice solide poreuse (décrite très simplement dans le présent travail), le degré de saturation en eau et la

vitesse de refroidissement sont des facteurs qui ont une forte influence sur la façon dont le gel va se manifester.

Nous présentons ici un travail de modélisation du sol dans une géométrie simple monodimensionnelle qui montre que l'on peut représenter correctement les phénomènes physiques influents dans un modèle numérique fournissant des résultats acceptables. Pour cela, nous nous sommes inspirés d'un modèle existant [1] que nous avons complété de façon à étendre sa validité au cas du gel-dégel. La cryosuccion, qui résulte de l'aspiration de l'eau liquide et vapeur vers les zones non saturées, est implicitement prise en compte dans ce modèle grâce aux lois d'équilibre entre les phases liquide et vapeur et aux lois de transfert [2].

2. Modèle

Un modèle de transferts couplés d'eau (liquide-vapeur) et de chaleur dans un milieu poreux non saturé à trois fluides (air, eau liquide, eau vapeur) [2, 3, 4, 5] a été complété de façon à décrire le gel. Nous mentionnerons uniquement les principes de la modélisation pour nous concentrer sur les aspects plus spécifiques du gel.

2.1 Hypothèses principales

L'ensemble des espèces et des phases sont supposés constamment en équilibre local (thermique, physique et chimique); les pores ont une forme sphérique et se colmatent peu à peu au fur à mesure qu'apparaît la glace. L'air et la vapeur d'eau sont supposés être des gaz parfaits.

2.2 Équations de définition

La porosité (fraction volumique occupée par les pores) sera soit « sèche » (les pores contenant eau, vapeur glace et air) ou « gelée » (pores subsistant malgré le colmatage par la glace). La masse volumique apparente d'une espèce i est rapportée à un volume total de milieu poreux et peut s'écrire: $r_i = \phi S_i \rho_i$ $i=e, el, es, eg$ ou a (1)

2.3 Lois de conservation

2.3.1 Équations de conservation des masses

Pour chaque espèce, l'équation de conservation est de la forme:

$$\frac{\partial r_i}{\partial t} = \text{div}(w_i) + p_i \quad i=e, el, es, eg, a \quad (2)$$

Pour $i=e, a$, le terme de source p_i est nul. Pour $i=el, es, eg$, le terme de source. L'eau se conserve et on doit donc avoir : $\sum_{i=el, es, eg} p_i = 0$ (3)

Dans l'équation (2), w_i décrit les flux massiques d'espèces.

2.3.2 Équations de conservation de l'énergie

Un petit volume de milieu poreux est un système ouvert ; les vitesses de transport sont faibles et il n'y a pas variation d'énergie potentielle au cours des mouvements fluides; le premier principe de la thermodynamique s'écrit pour un système ouvert [6]:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \text{div}(h_a w_a + h_{eg} w_{eg} + h_{el} w_{el} + q) = 0 \quad (4)$$

où U est la densité volumique d'énergie interne. h_i est l'enthalpie massique d'une phase d'une espèce fluide et est égale à la somme de l'énergie interne $u_i = C_{v,i}T$ et du travail de transvasement, représentée par le produit de p_i et $v_i = 1/\rho_i$. q est le flux de chaleur conductive. L'énergie interne totale est égale à la somme pondérée des énergies internes des composants du milieu poreux :

$$U = r_a u_a + r_{eg} u_{eg} + r_{el} u_{el} + r_{es} u_{es} + r_m u_m \quad (5)$$

2.4 Équations d'état

2.4.1 Gaz parfaits

L'air sec et la vapeur d'eau sont considérés comme des gaz parfaits, et vérifient donc:

$$p_i = \rho_i \frac{R}{M_i} T \quad i=a, eg. \quad (6)$$

2.4.2. Matériau poreux humide

La quantité d'eau présente dans un matériau poreux est liée à la façon dont se remplissent les pores, et donc à la part d'eau liquide. Nous avons choisi de relier plus directement comme dans [4] la saturation en liquide et la courbure des interfaces liquide-gaz à l'aide d'une équation du type:

$$S_{el} = \exp(-a \cdot \chi^p) \quad (7)$$

2.4.3. Matériau poreux humide gelé

On vérifie expérimentalement que « ω' », proportion d'eau non gelée, varie en fonction de la température T selon une courbe caractéristique du sol considéré (Figure 1). Si $T > 0^\circ\text{C}$, toute l'eau est vapeur ou liquide et $\omega' = 1$. En dessous de 0°C , une part de l'eau est vapeur, une autre reste liquide, cette dernière étant d'autant plus faible que la température est basse, le reste étant gelé. La décroissance de ω' pour $T < 0^\circ\text{C}$ dépend du matériau poreux [8].

2.5 Équations d'équilibre mécanique local

De l'équilibre des phases liquide et vapeur (traduit par l'égalité des potentiels chimiques de Gibbs), on déduit la relation de Clapeyron qui permet d'exprimer la différence entre la pression dans le liquide P_l et la pression dans sa vapeur de part et d'autre d'une interface:

$$p_{el} = p_{atm} + \rho_{el} \frac{RT}{M_e} \ln \left(\frac{p_{el}}{p_{eg}^{\text{sat}}(T)} \right) \quad (8)$$

où $p_{eg}^{\text{sat}}(T)$ est la pression de vapeur saturante de l'eau au dessus d'une surface plane d'eau liquide à la pression atmosphérique. Cette relation résulte de l'intégration de la relation différentielle de Clapeyron à partir d'un état de référence connu (vapeur saturante à p_{atm}) et est valide même si la pression totale de gaz est différente de la pression atmosphérique.

L'équation de Laplace traduit le phénomène de capillarité ; la tension superficielle de ménisque d'interface liquide-gaz compense la différence de pression de part et d'autre de celui-ci et est fonction (connue empiriquement) de la température. En supposant les ménisques décrits par un seuil rayon de courbure χ , on obtient :

$$P_c = P_a + P_{eg} - P_{el} = 2 \sigma(T) \chi \quad (9)$$

2.6 Équations de transport et transfert

Les flux de masse d'air w_a et de vapeur d'eau w_{eg} sont décrits par une combinaison d'une loi de *Darcy* pour le mélange gazeux (air + vapeur) et d'une loi de *Fick* pour la diffusion des deux composants du gaz dans le mélange gazeux :

$$w_a = -\rho_a \left(K \frac{K_{rg}}{\eta_g} \underline{\text{grad}}(P_a + P_v) + \left(1 + \frac{P_{eg}}{P_a}\right) g D \underline{\text{grad}} \frac{P_a}{P_a + P_{eg}} \right) \quad (10a)$$

$$w_{eg} = \rho_{eg} \left(-K \frac{K_{rg}}{\eta_g} \underline{\text{grad}}(P_a + P_{eg}) + \left(1 + \frac{P_a}{P_{eg}}\right) g D \underline{\text{grad}} \frac{P_a}{P_a + P_{eg}} \right) \quad (10b)$$

Le flux de masse d'eau liquide w_{el} est décrit par une loi de *Darcy* pilotée par le gradient de pression d'eau liquide :

$$w_{el} = -\rho_l K \frac{k_{rl}}{\eta_{el}} \underline{\text{grad}} P_{el} \quad (11)$$

Les flux de chaleur conductifs vérifient la loi de Fourier; on considère le milieu continu (à l'échelle macroscopique) et isotrope :

$$\underline{q} = -\lambda \underline{\text{grad}} T \quad (12)$$

La conductivité thermique équivalente λ du sol est fonction de la teneur en eau et du poids spécifique ; des relations semi-empiriques sont disponibles pour l'estimer, par exemple [7] :

$$\text{pour } T \geq 273,15 \text{ K} \quad \lambda_{mng} = 418 \left(0,241 \log(\omega) - 0,07 \right) 10^{(0,62 \gamma - 3)} \quad (13a)$$

$$\text{pour } T < 273,15 \text{ K} \quad \lambda_{mg} = 418 \left((2,91 \omega) 10^{(0,5 \gamma - 5)} + 0,341 10^{(1,37 \gamma - 5)} \right) \quad (13b)$$

3. Principe de la résolution numérique

Il s'agit de résoudre vingt-deux équations couplées par les vingt deux variables évoquées précédemment. Trois équations comportent des dérivées partielles alors que les autres sont purement algébriques [1]. Le modèle repose sur une discrétisation spatiale de type volume fini et le système d'équations est résolu temporellement à l'aide du solveur numérique DASSL.

4. Description du problème

On a simulé le comportement d'un domaine de 1m de hauteur soumis à une série de séquences aléatoires de gel-dégel sur une période de 80 jours. La condition initiale est $T=1^\circ\text{C}$, humidité relative= 90% et pression totale de gaz égal une atmosphère partout au sein du système. L'air ambiant se refroidit linéairement pendant 4 jours de 1°C à -4°C , puis se maintient à 4°C pendant 6 jours. La température remonte ensuite linéairement jusqu'à la température initiale pendant 10 jours. On reprend une autre séquence de gel-dégel avec un palier de température constante à -4°C . L'échange en surface vérifie une loi de Newton (3^{ème} espèce) avec un coefficient d'échange superficiel constant égal à $0,15 \text{ W/m}^2\cdot\text{K}$ (figure2).

5. Interprétation des résultats numériques obtenus avec le modèle

Les calculs numériques ont été obtenus à l'aide de l'implémentation dans SCILAB du modèle décrit précédemment [9].

Pour le 1^{er} noeud sous la surface, on observe (Figure 3) un changement d'allure au bout du 4^{ème} jour, ce qui correspond au passage du front de gel. Pour les 2^{ème} et 3^{ème} noeuds se trouvant respectivement à -20cm et -60cm de profondeur, le front de gel s'étend sur une période allant du 12^{ème} jour au 28^{ème} jour, respectivement au delà du 42^{ème} jour. Au-delà de cette profondeur, le gel n'apparaît plus. Le palier $T=0^\circ\text{C}$ n'est pas nettement marqué car,

contrairement à de l'eau seule, le changement d'état ne se produit pas à température constante.

Dans la courbe de la pression totale des gaz (Figure 4), on constate que pour le nœud se trouvant à -20 cm la pression totale des gaz augmente pour atteindre un maximum au bout du dixième jour qui correspond à la première phase de gel où les pores se colmatent avec la formation de la glace. Quand la température remonte avec le dégel, la pression diminue. La même séquence est reproduite avec une remontée puis une diminution de la pression en suivant l'inverse de l'allure de la température. Le même phénomène est observé pour les autres nœuds mais avec une amplitude moindre et un déphasage dans le temps.

La figure 5 fait ressortir l'évolution de la porosité du sol en surface et en profondeur. Au nœud de surface, la porosité passe de 0,5 à 0,2 bout du 10^{ème} jour. Au 2^{ème} nœud, le colmatage des pores entraîne que la porosité ne fait que diminuer. Plus on va en profondeur, moins on a de glace, plus la porosité s'approche de sa valeur sèche initiale de 0.5; c'est d'autant plus vrai pour le dernier nœud qui n'est pas atteint par le gel.

La figure 6 montre une nette remontée d'eau en surface qui se manifeste par la valeur croissante de la teneur en eau totale sur une période de 50 jours. Au delà, on constate une aspiration de l'eau liquide de surface vers la couche inférieure qui est complètement gelée. Avec le gel au 2^{ème} nœud, la teneur en eau totale chute au cours des quatre premiers jours (le front de gel n'ayant pas atteint ce nœud) puis ne fait qu'augmenter du fait de l'aspiration, vers cette zone, de l'eau liquide des couches non gelées. Le même constat est à faire pour le 3^{ème} nœud qui n'est atteint par le front de gel qu'au bout du 12^{ème} jour, et également pour le 4^{ème} nœud qui n'est atteint par le gel qu'au bout de 42 jours. Pour les autres nœuds plus en profondeur, la teneur en eau ne fait que diminuer, ce qui signifie que le gel n'a pas atteint ces niveaux et que l'eau liquide présente dans ces couches ne fait que remonter vers les zones gelées de surface.

La figure 7 montre l'évolution de la conductivité thermique aux différents nœuds ; elle augmente avec l'apparition de la glace et diminue pendant le dégel.

La figure 8 montre l'évolution de la diffusivité thermique aux différents nœuds; elle a la même allure que celle de la conductivité thermique.

6. Conclusion

Nous avons étudié le comportement d'un sol sableux soumis aux basses températures dans une géométrie plane 1D. Le modèle présenté a la particularité d'intégrer une « loi de gel » selon laquelle l'eau ne gèle pas complètement à 0°C. Nous avons soumis ce sol à une séquence aléatoire de gel-dégel. Les résultats obtenus sont probants et permettent une meilleure compréhension des phénomènes qui peuvent résulter de l'action du gel et dégel. Les courbes obtenues mettent en exergue le phénomène de cryosuccion et les variations des paramètres tels que la porosité ou la pression totale des gaz qui découlent de la formation de la glace dans les pores. Les résultats obtenus nous montrent que le processus de changement de phase (liquide-glace) est visible à travers l'évolution des températures qui influence tous les paramètres physiques du sol.

Références bibliographiques

- [1] KACED S., *Etude des transferts couplés de chaleur et de masse dans un milieu poreux. Application à un modèle monocouche pour la prise en compte du gel*, Mémoire de Magister, Univ. de Tizi-Ouzou, Algérie (2006)
- [2] Schrefler B.A. & Lewis R.W., *The finite element method in the static and dynamic deformation and consolidation of porous media*, John Wiley & Sons (1995)

[3] MSAAD Y., LEFEBVRE G., "Modélisation unidimensionnelle des transferts couplés de chaleur, air et eau dans un milieu poreux: le béton soumis à un processus de déshydratation", *Congrès Franç. Mécanique*, 4 sept. 2003, Nice.

[4] Féraïlle A., *Le rôle de l'eau dans le comportement à haute température des bétons*, Thèse de doctorat, janvier 2002, ENPC, Paris.

[5] Mainguy M., Coussy O., Eymard R., *Modélisation des transferts hydriques isothermes en milieu poreux (application au séchage des matériaux à base de ciment)*, Etud. rech. Labor. Ponts Chaussées, Sér. Ouvrages d'Art, LCPC, Paris, France (1991).

[6] Lumbroso H., « Mécanique des Fluides »; 73 Problèmes Corrigés; 2E Année PSI-PC ; 2E Edition Edité par Dunod - Paru le 23/08/2000.

[7] Aldrich H.P., "Frost penetration below highway and airfield pavements", *Highway Research board bulletin*, 153, jan. 1956, p.124-144.

[8] Frémond M., Blanchard D., « *Computing without the free boundary* », Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, France 2000.

[9] www.scilab.org

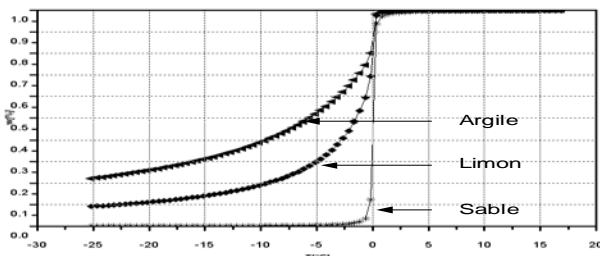


Figure (1) Proportion d'eau liquide pour différents sols

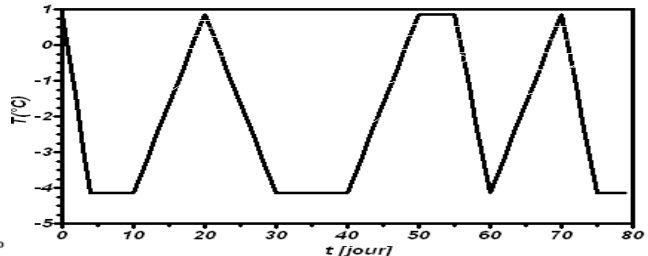


Figure (2) Evolution de la température imposée en surface du sol

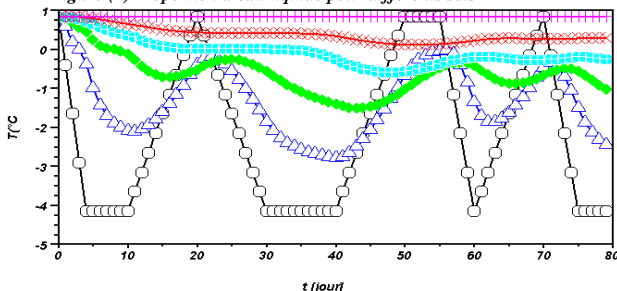


Figure (3) Evolution de la température du sol

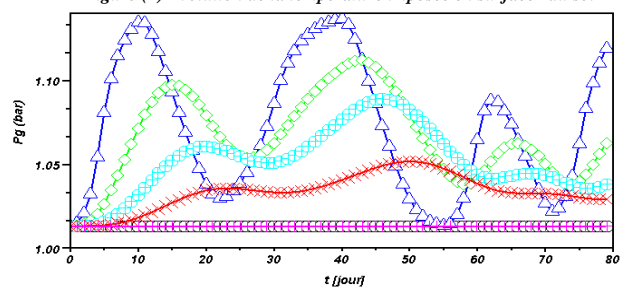


Figure (4) Evolution de la pression du gaz

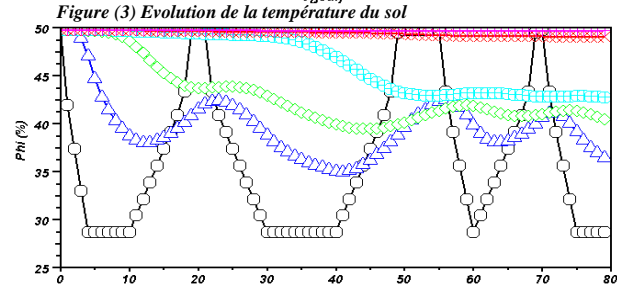


Figure (5) Evolution de la porosité gelée

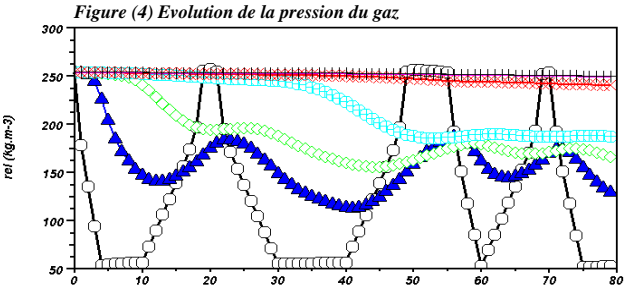


Figure (6) Evolution de la masse volumique d'eau liquide

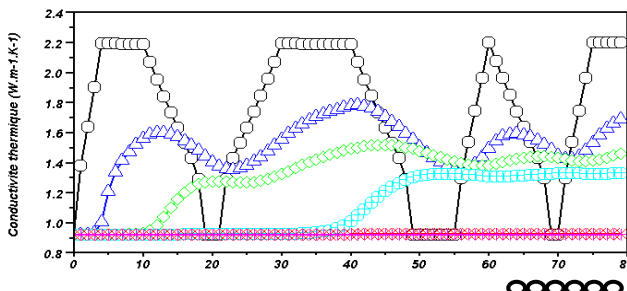


Figure (7) Evolution de la conductivité thermique

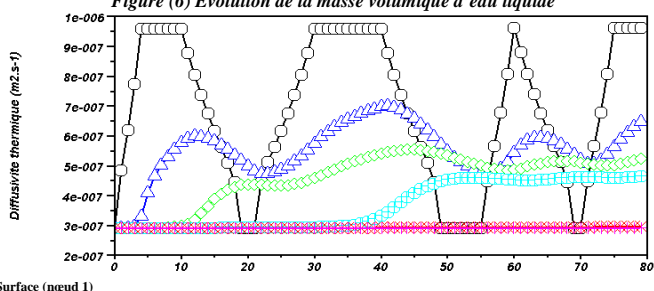


Figure (8) Evolution de la diffusivité thermique

