

DOI: 10.11779/CJGE201807004

冻土中气态水迁移及其对土体含水率的影响分析

贺佐跃^{1, 2}, 张升^{*1, 2}, 滕继东^{1, 2}, 姚仰平³, 盛岱超^{1, 2}

(1. 中南大学土木工程学院, 湖南 长沙 410075; 2. 中南大学高速铁路建造技术国家工程实验室, 湖南 长沙 410075;

3. 北京航空航天大学交通科学与工程学院, 北京 100191)

摘要: 现有文献几乎尚未系统分析冻结条件下气态水对不同土性含水率的影响。基于热力学平衡理论及水热耦合理论, 提出了未冻水含量和冰体积分数的计算方法, 建立起新的耦合模型。该模型中最大未冻水含量和冰体积分数仅与水力参数和温度有关, 具有明确的物理意义, 与砂壤土的冻结试验结果对比也验证了新模型。模型分析结果表明: 冻结条件下的气态水迁移主要受温度势而非基质势的作用, 粉土和砂土中的气态水迁移是不能忽略的, 而黏土中几乎没有气态水迁移; 初始体积含水率、冻结温度、冻结时间及地下水位高度等都会对气态水的迁移有影响。总的来说, 气态水对于粉土等冻胀敏感性土, 即使较小的水分增加仍然能够产生显著冻胀, 因此实际工程必须重视气态水的作用。本文分析加深了对“锅盖效应”的理解, 也验证了“锅盖效应”通常发生在覆盖层下的粉土区域, 而非砂土或黏土。

关键词: 气态水; 含水率; 基质势; 温度; 锅盖效应

中图分类号: TU43

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2018)07-1190-08

作者简介: 贺佐跃(1989-), 男, 博士研究生, 主要从事非饱和土水分迁移和热力学方面的研究。E-mail: hzykakaxi@126.com。

Vapour transfer and its effects on water content in freezing soils

HE Zuo-yue^{1, 2}, ZHANG Sheng^{1, 2}, TENG Ji-dong^{1, 2}, YAO Yang-ping³, SHENG Dai-chao^{1, 2}

(1. Department of Geotechnical Engineering, Central South University, Changsha 410075, China; 2. National Engineering Laboratory for

High Speed Railway Construction, Changsha 410075, China; 3. School of Transportation Science and Engineering, Beihang University,

Beijing 100191, China)

Abstract: The effects of vapour on water content in different unsaturated frozen soils have not been systematically analyzed in the literatures. Based on the thermodynamic equilibrium theory and coupled water-heat theory, a new method for calculating unfrozen water content and ice content is obtained. A new model is then established by importing this method to the coupled heat and mass transfer theory. The unfrozen water content and ice content in this new model are only related to the hydraulic parameters and temperature, which have specific physical meanings. The comparisons between the simulations and the test results of sandy loam validate the new model. The simulated results also show that the temperature is the major factor to vapour transfer instead of the suction. And the vapour transfer in silt and sand cannot be neglected with freezing except clay. The initial water content, freezing temperature, freezing time and ground water table can all affect the vapour transfer in freezing soils. In a word, even though the water content increament is low, remarkable frost heave will also occur due to the vapour in susceptible frost heaving soils such as silt. Therefore, the vapour in unsaturated frozen soils must be paid more attention to in practical engineering. This study strengthens the understanding of canopy effect and also validates that the canopy effect usually occurs in covered freezing silt instead of sand or clay.

Key words: vapour; water content; suction; temperature; canopy effect

0 引言

冻害是影响寒旱地区工程安全的重要因素, 特别是迁移冻胀, 已经引起广泛关注^[1]。传统研究主要关注冻胀过程中的液态水在温度等驱动下的迁移及相变过程^[2-6]。实际上, 干旱地区的气态水迁移对土体总含水率的影响是不能忽略的^[7], 同样也能诱发冻害, 如:

李强等^[8]在考察中国西北干旱寒冷地区的机场建设后, 发现在跑道板下的粉土区域, 常常出现冻胀和稀

基金项目: 国家重点基础研究发展计划 (“973” 计划) 项目 (2014CB047001); 国家自然科学基金项目 (51508578)

收稿日期: 2017-04-25

***通讯作者** (E-mail: 13787261865@126.com)

泥状土, 并称之为“锅盖效应”, 气态水是导致这种现象的主要原因。Saito 等^[9]从理论上分析了未冻结情况下的气态水通量与温度之间的关系, 及其对总含水率的贡献大小, 但冻结情况下气态水的影响尚未得到系统研究。Nakano 等^[10]、Eigenbrod 等^[11]和 Guthrie 等^[12]的试验表明, 在含水率较低时气态水迁移对土的冻胀也能产生不同程度的影响。因此, 从工程现象到理论分析和试验, 气态水对寒旱区岩土工程的冻害影响都得到了不同程度的验证。

Zhang 等^[13]基于传统水热耦合理论, 再现了“锅盖效应”。此项研究虽然揭示了气态水迁移相变的机制, 但还主要是从定性的角度对两类“锅盖效应”进行了一定的解释, 对多孔介质土体中气液固三相水迁移-相变的耦合作用和影响因素尚未阐述清晰, 也未能解释为什么气态水的迁移聚集现象容易出现粉土区域, 而砂土和黏土区域不明显。

解决以上问题, 才能比较系统地理解非饱和冻土中的气态水。基于这些分析, 本文拟基于热力学平衡理论, 首先建立未冻水含量与基质势及温度之间的关系, 并确立冰体积分数的计算方法, 导入到非饱和冻土水热耦合理论框架内, 建立考虑气态水迁移的非饱和冻土控制方程; 然后利用所建立的控制方程, 分析气态水在不同土性中的重要性, 最后分析初始含水率、温度、冻结时间和地下水位等因素对总体积含水率的影响。

1 理论方程

非饱和冻土中, 在基质势、温度势和重力势作用下, 产生水分移动。水分迁移的控制方程为^[9, 14]

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial t} + \frac{\partial \theta_v}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K'_{wh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K_{wT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (1)$$

式中 θ_w , θ_v 和 θ_i 分别为液态水体积分数、气态水体积分数和冰体积分数; ρ_w 和 ρ_i 分别为液态水和冰的密度 (kg/m^3); h 为水头高度 (m); T 为温度 (K); z 为空间坐标 (m), 方向竖直向上为正; t 为时间 (s); K'_{wh} 和 K_{wT} 为由基质势和温度势导致的等温传导率 (m/s) 和非等温水力传导率 ($\text{m}^2/\text{K/s}$); K_{vh} 和 K_{vT} 为由基质势和温度势导致的等温气体传导率 (m/s) 和非等温气体传导率 ($\text{m}^2/\text{K/s}$)。

能量控制方程为^[14-16]

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} - L_i \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_v \rho_w \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[\lambda' \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial (q_w T)}{\partial z} - C_v \frac{\partial (q_v T)}{\partial z} - L_v \rho_w \frac{\partial q_v}{\partial z} \quad (2)$$

式中 C_p 为等效比热容 ($\text{J/m}^3/\text{K}$); C_w 和 C_v 分别为液态水和气态水的比热容 ($\text{J/m}^3/\text{K}$); L_i 和 L_v 分别为冻结和汽化时的潜热 (J/kg); λ' 为等效导热系数 (W/m/K); q_w 和 q_v 分别为液态水通量和气态水通量 (m/s)。

方程 (1)、(2) 中有 3 个未知量 θ_w , θ_i 和 T , 因此需要补充一个关系。通常认为 θ_i 是 θ_w 的函数, 即 $d\theta_i = -d\theta_w$, 或者 $d\theta_i = -\rho_w d\theta_w / \rho_i$, θ_i 隐含于控制方程中, 通过迭代逐步求出每个时间步长的成冰量, 这种处理方式被普遍采用^[17-19]。然而温度必然也会对 θ_i 产生影响, 不同温度下的成冰量必然也是不同的。此外, 无论温度多少, 土体内部始终存在未冻水, 只有当未冻水大于该温度下的所容许的最大未冻水时, 冰才能生成^[20-21]。

现有文献一般采用经验公式得到最大未冻水含量, 即通过试验测定不同温度下的液态水含量, 并用指数函数进行拟合^[22-23]。但这种经验公式与土质有关, 当土质改变时, 须重新进行试验, 因此具有一定的局限性。而基于热力学平衡理论, 冻结时最大基质势与温度之间存在如下关系^[24-25]:

$$h = L_i \frac{T - T_f}{g T_f} \quad (T < T_f) \quad (3)$$

其中, $T_f = 273.15 \text{ K}$ 为纯水的冰点。由 VG 模型 (见附录), 可得到冻结时的最大未冻水含量 θ_u 与温度之间的关系, 最大未冻水含量仅与土的水力参数和温度有关, 无任何其他拟合参数。冰体积分分数可由下式求得:

$$\theta_u = (\theta_s - \theta_r) \left\{ 1 + \left(-\alpha L_i \frac{T - T_f}{g T_f} \right)^n \right\}^{-m} + \theta_r, \quad (4)$$

$$\theta_i = \begin{cases} 0 & (T < T_f \text{ 及 } \theta_w > \theta_u) \\ \theta_w - \theta_u & (T > T_f \text{ 及 } \theta_w \leq \theta_u) \end{cases}$$

此时, $\partial \theta_i / \partial t = \partial (\theta_w - \theta_u) / \partial t = \partial \theta_w / \partial t - (\partial \theta_u / \partial T) (\partial T / \partial t)$, 类似地, $\partial \theta_i / \partial z = \partial (\theta_w - \theta_u) / \partial z = \partial \theta_w / \partial z - (\partial \theta_u / \partial T) (\partial T / \partial z)$ 。这种处理能够避免仅假定 θ_i 是 θ_w 的函数时所带来的不准确性。把方程 (3)、(4) 代入控制方程 (1)、(2) 可知, 独立变量仅为 θ_w 和 T , 而且方程 (3)、(4) 是土体的固有属性, 因此具有普适性。

2 数值算法

控制方程 (1)、(2) 高度非线性化, 本文将用 COMSOL 进行求解。控制方程 (1)、(2) 可用以下统一形式表示:

$$d_a \frac{\partial \kappa}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{\Gamma} = f \quad (5)$$

式中 $\kappa = \{\theta_w, T\}$ 为控制方程中的变量; d_a 为阻尼系数; $\mathbf{\Gamma}$ 为流量张量; f 为源项。方程 (5) 的通用解法可用下式表示:

$$\left(d_a \frac{\partial \bar{\kappa}}{\partial t}, \bar{\kappa} \right)_{\Omega} + (\nabla \cdot \mathbf{F}, \bar{\kappa})_{\Omega} = (f, \bar{\kappa})_{\Omega}, \quad (6)$$

式中, $\bar{\kappa}$ 为虚位移。方程 (6) 又可写为

$$\left(d_a \frac{\partial \bar{\kappa}}{\partial t}, \bar{\kappa} \right)_{\Omega} - (\mathbf{F}, \nabla \bar{\kappa})_{\Omega} = (f, \bar{\kappa})_{\Omega} + (\mathbf{n} \cdot \mathbf{F}, \bar{\kappa})_{\partial \Omega}. \quad (7)$$

式中 Ω 为计算域; $\partial \Omega$ 为计算域边界; \mathbf{n} 为边界外法向单位矢量。采用后向差分离散时间:

$$\frac{\partial \bar{\kappa}}{\partial t} = \frac{\bar{\kappa}^i - \bar{\kappa}^{i-1}}{\Delta t}, \quad (8)$$

其中, 上标 i 表示时间。

初始条件为

$$\mathbf{u}(z, 0) = \mathbf{u}_0, \quad (9)$$

式中, \mathbf{u}_0 为 $t=0$ 时的已知量。

第一类边界条件即 Dirichlet 边界条件为

$$\mathbf{u}|_s = \bar{\mathbf{u}}_s, \quad (10)$$

式中, $\bar{\mathbf{u}}_s$ 为变量 \mathbf{u} 在边界的值。

第二类边界条件即 Neumann 边界条件为

$$\mathbf{n} \cdot \mathbf{F} = \Lambda + \left(\frac{\partial \Pi}{\partial \mathbf{u}} \right)_{\lambda}^T, \quad (11)$$

式中, Λ 为边界处的源项, $(\partial \Pi / \partial \mathbf{u})_{\lambda}^T$ 为约束矩阵, λ 为 Lagrange 乘数矩阵。

3 试验验证

本文采用 Mizoguchi 砂壤土的试验数据^[26]来验证模型。试样直径 8 cm, 高 20 cm, 初始体积含水率为 0.33。试样在 6.7℃ 下制备, 顶部温度 -6℃, 四周隔热处理。底部不补水。共有 4 个试样, 其中 3 个分别在冻结 12, 24, 50 h 后切片测量总含水率 (未冻水+冰), 切片间距为 1 cm。第 4 个用来测量试样的初始条件, 结果为 $\theta_s=0.535$, $\theta_r=0.05$, $\alpha=1.11 \text{ m}^{-1}$, $n=1.48$, $m=0.2$, $l=0.5$, $K_s=3.2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 。顶部边界热通量 $q_h = -h_c(T_{\text{Top}} - T_{\text{Coolant}})$, 其中 $h_c=28 \text{ W/m}^2/\text{K}$ 为热对流系数, $T_{\text{Top}} = -6^\circ\text{C}$ 和 $T_{\text{Coolant}}=6.7^\circ\text{C}$ 分别为土表面和大气环境的温度。砂壤土热传导系数为 1.62 W/m/K , 比热容为 850 J/kg/K 。

模拟和试验的对比如图 1 所示, 可以看出模拟结果总体较好。冻结后, 明显存在冻结锋面, 在冻结锋面以上, 水分在基质势和温度势作用下向上迁移, 导致上部含水率明显增加, 达到 0.4, 增加幅度约为 0.07; 在冻结锋面以下, 水分向上迁移导致水分明显降低, 冻结时间越久, 冻结锋面就越深, 水分降低幅度也越大。由于 50 h 温度试验结果缺失, 本文仅模拟在 12, 24 h 的温度对比, 由图 2 所示可以看出, 模拟结果也较好, 且 0℃ 线基本与冻结锋面吻合。图 1, 2 说明本文模型可以较好地描述非饱和冻土中的水分场和温度场。

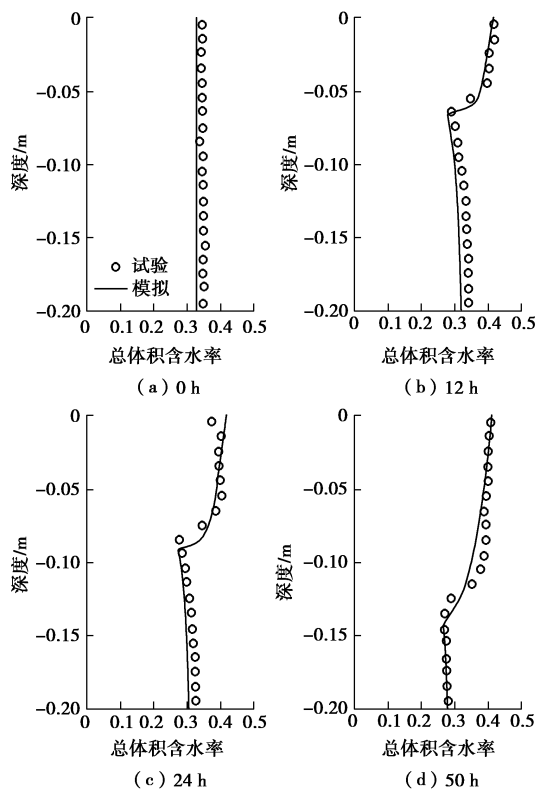


图 1 不同时刻的总含水率

Fig. 1 Total water contents at different time

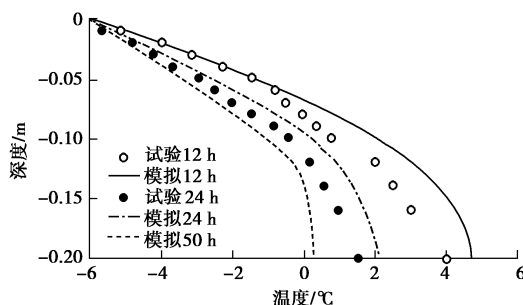


图 2 不同时刻的温度

Fig. 2 Temperatures at different time

4 不同初始含水率下的液-气态水迁移

本节将首先针对寒旱区的特定条件, 即土中初始含水率较低时, 研究砂土、粉土及黏土中液-气态水的迁移; 此外, 为了进行对比, 也研究了初始含水率较高情况下的液-气态水的迁移。其中, 粉土取自兰州地区^[13], 砂土和黏土参考 Carsel 等^[27], 其水力参数如表 1 所示, Mualem 模型调整参数 l 均为 0.5。为减小地下水的影响, 本文模拟土柱高为 20 m, 地下水位位于土柱底部; 顶部温度 -10℃, 底部和土柱温度均为 15℃, 冻结时间 90 d, 上边界封闭。

本算例中, 初始体积含水率很低 (略高于黏土的残余含水率), 均为 0.08。冻结完成后, 体积含水率的模拟结果如图 3~5 所示。可以看出, 土柱顶部液态水体积分数均有不同程度的减小, 其中砂土减小幅度最大, 粉土次之, 而黏土几乎未减少; 土柱底部液态水

表 1 不同土的水力参数

Table 1 Hydraulic parameters of different soils					
土类	θ_s	θ_r	$a/(m^{-1})$	n	$K_{sat}/(10^{-6}m \cdot s^{-1})$
砂土 ^[27]	0.471	0.049	9.800	3.73	6.110
粉土 ^[13]	0.490	0.065	0.546	2.32	2.550
黏土 ^[27]	0.380	0.068	0.800	1.09	0.556

体积分数均有不同程度的增加，其中粉土增加幅度最大，砂土次之，而黏土几乎没有增加。持水性能和渗透性能是产生这种差别的主要原因。砂土持水性能最差，渗透性能最好，顶部水分容易迁移，而底部水分几乎无法向上迁移；黏土持水性能虽好，但渗透性能差，水分很难迁移，因此顶部含水率几乎没有变化，地下水位也仅能影响几个厘米的高度。也正由于持水性能和渗透性能的差别，导致砂土成冰量最多，且存在明显峰值（0.026），粉土次之（约为 0.01），而黏土几乎不成冰（见图 4）。总积含水率增加量也是砂土最大（约为 0.02），粉土次之，而黏土几乎没有变化（见图 5）。

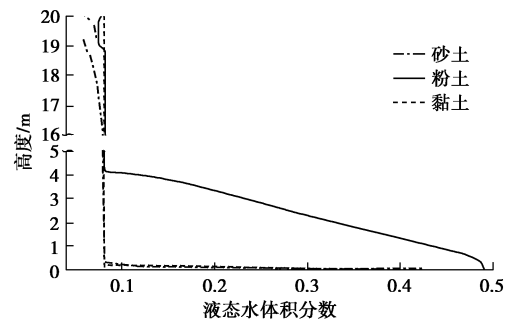


图 3 液态水体积分数
Fig. 3 Volumetric liquid water contents

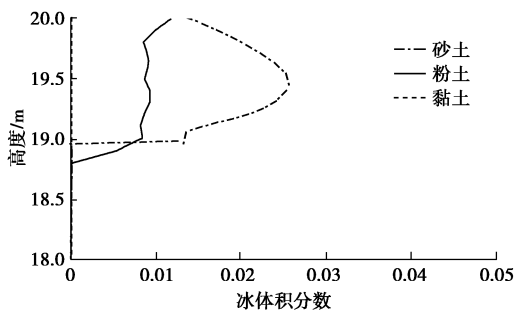


图 4 冰体积分数
Fig. 4 Volumetric ice contents

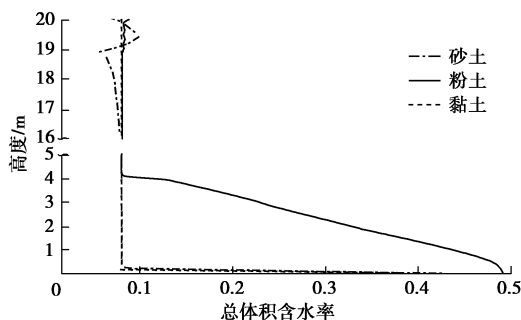


图 5 总积含水率
Fig. 5 Total volumetric water contents
冻结完成时的液态水通量和气态水通量如图 6 所

示。可以看出，砂土整个土柱内的液态水通量均为负值，说明液态水均向下迁移，而由前面分析可知，砂土在底部 0.5 m 范围内总积含水率均有不同程度的增加，如图 5 所示，而砂土的 α 和 n 值均很大，即使含水率很低，基质吸力仍然很小，例如含水率为 0.08 时，基质势仅为 -0.285 m，不足以把水分从地下水位处抽吸上来，此时重力势占主导作用，因此水分会在重力势作用下向下迁移，导致底部含水率有所增加；而顶部液态水也将向下迁移成冰，并在冻结锋面处液态水通量为 0 m/s，这是由于冰的生成阻止了水分的继续迁移。黏土除在底部有正的液态水通量外，其他位置均为 0 m/s。粉土底部液态水通量很大，而顶部通量数量级仅为 10^{-14} m/s。然而，砂土和粉土顶部的气态水通量均达到 10^{-11} m/s，为液态水通量的近 1000 倍，因此气态水是顶部冰生成的主要原因，对粉土来说尤其如此。

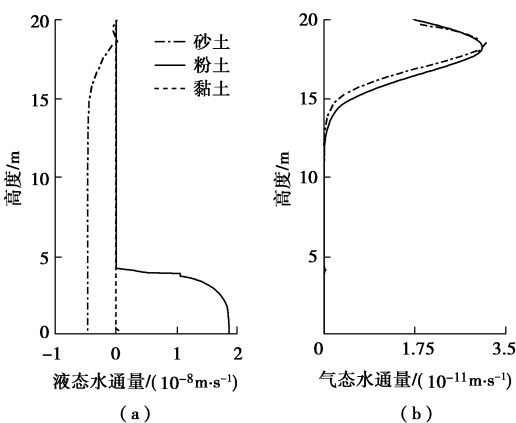


图 6 液态水通量和气态水通量
Fig. 6 Liquid water and vapour fluxes

针对初始含水率较高的情况，即：砂土和粉土的初始含水率为 0.16，黏土的初始含水率分别为 0.16 及 0.31，其他条件不变。冻结完成后的模拟结果如图 7~9 所示。由图 7 可以看出，砂土和粉土液态水体积分数在顶部均有所减小，但总积含水率最大增加了约 0.05。砂土上部总积含水率低于初始含水率，这是由于饱和渗透系数较大，在重力势作用下容易向下迁移。砂土和粉土的冰体积分数如图 8 所示，可以看出

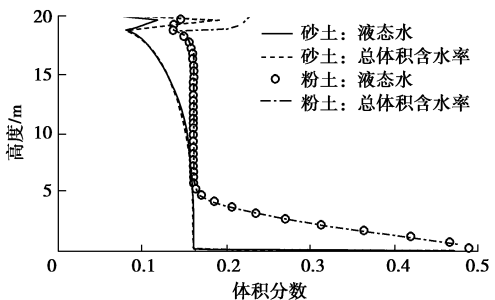


图 7 液态水体积分数及总积含水率（砂土、粉土）
Fig. 7 Volumetric liquid and total volumetric water contents (sand and silt)

砂土、粉土的最大冰体积分数分别达到 0.07, 0.08, 远大于初始体积含水率为 0.08 时的成冰量。而当初始含水率为 0.16 时, 黏土总体积含水率几乎没有变化, 也几乎没有冰生成, 如图 9 所示; 当初始含水率为 0.31 时, 最大成冰量也仅为 0.04, 这仍然是由黏土的持水性能和渗透性能导致的。

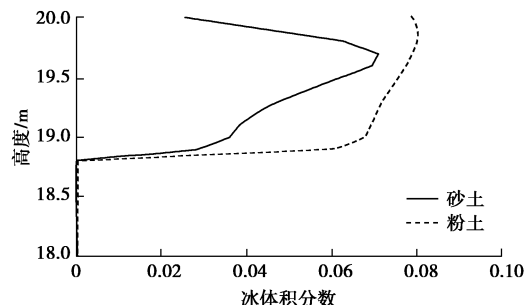


图 8 冰体积分数 (砂土、粉土)

Fig. 8 Volumetric ice contents (sand and silt)

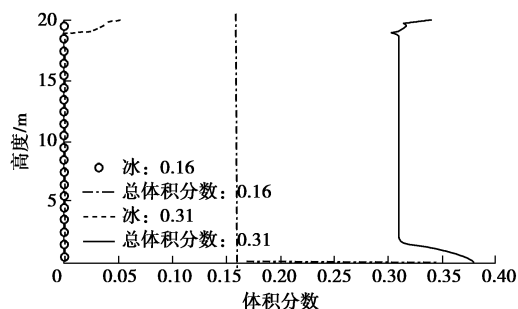


图 9 冰体积分数及总体积含水率 (黏土)

Fig. 9 Volumetric ice contents and total volumetric water contents (clay)

5 气态水迁移—相变的影响因素分析

结合前文两个算例, 可以发现, 气态水流量主要是由温度产生的, 基质势的影响几乎可以忽略, 如图 10, 11 所示。对于砂土和粉土, 由温度产生的气态水流量随初始含水率增大而减小, 但减小幅度较小, 因此气态水对成冰量的贡献也是不能忽略的。但对于黏土, 只有当初始含水率很大时, 才有不可忽视的气态水流量, 但相对于砂土和粉土来说仍然很小, 尽管初始含水率增加在一定程度上减少了气态水的迁移通道, 但土体内部的自由水也增加, 也为气态水提供了补给。而对于砂土, 由图 6, 11 可知, 砂土的气态水流量虽然是不能忽略的, 但由于持水性能较差及渗透性能较好, 因此即便有气态水遇冷液化, 但无法在负温区“贮存”, 且将继续向下迁移, 导致含水率变化不大。当然, 在砂土中, 由气态水迁移上来的水, 在某些特定条件下, 也有可能在负温区凝结成冰并“贮存”下来, 具体条件还需要进一步的深入研究。

进一步分析是否考虑气态水对不同初始含水率下 3 种土冻结完成之后总含水率的影响 (由于底部土体总体积含水率曲线一样, 仅在顶部有所区别, 因此图

中仅展示顶部 2 m 内的总体积含水率曲线), 通过图 12 的对比, 可以发现: 气态水对砂土和黏土的最终含水率影响不大, 而对粉土则有较大影响。

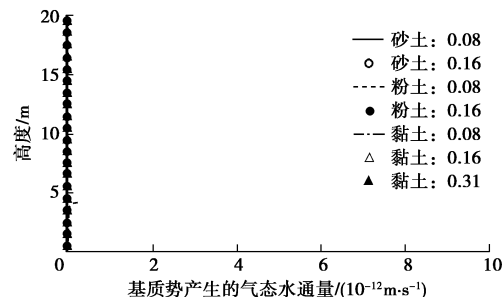


图 10 基质势产生的气态水流量

Fig. 10 Vapour fluxes due to suction

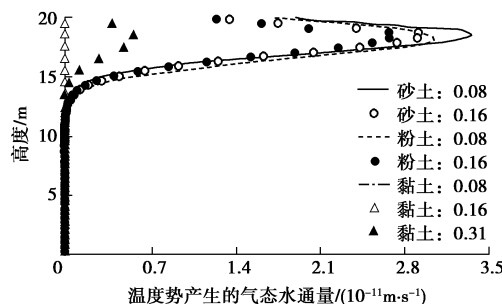
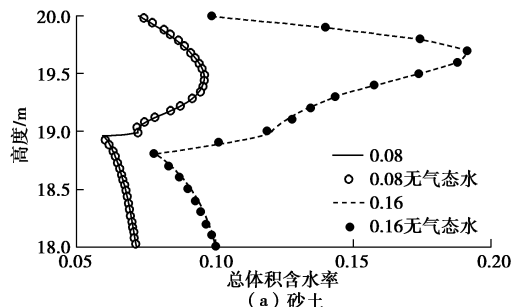
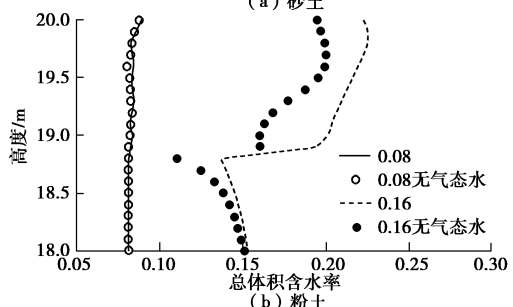


图 11 温度产生的气态水流量

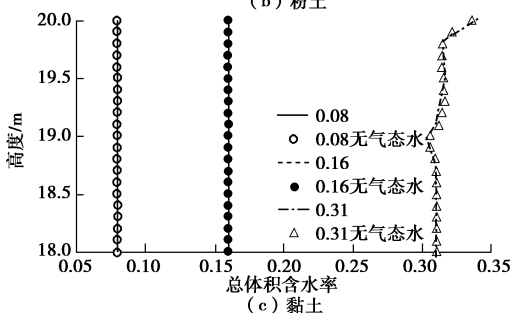
Fig. 11 Vapour fluxes due to temperature



(a) 砂土



(b) 粉土



(c) 黏土

图 12 初始含水率对总体积含水率的影响

Fig. 12 Effects of initial water content on total volumetric water content

由前文可知温度势是影响气态水通量的主要因素, 因此下面研究顶部温度对总容积含水率的影响。顶部温度分别为 -1°C 、 -10°C , 其他条件均与前文相同, 其中黏土初始含水率为0.31。且由于底部曲线重合, 因此仅展示顶部2 m内的总含水率曲线, 如图13所示。对于粉土, -1°C 时总容积含水率最大值约为0.19, 比 -10°C 时小约0.04, 且冻结锋面很浅, 因此总的成冰量也是较小的。此外, 完全不考虑气态水时, -1°C 时的曲线相差不大, 表明温度较高时, 气态水对土体水分的影响会逐渐减弱。总的来说, 顶部温度升高对砂土和黏土也有类似的影响。

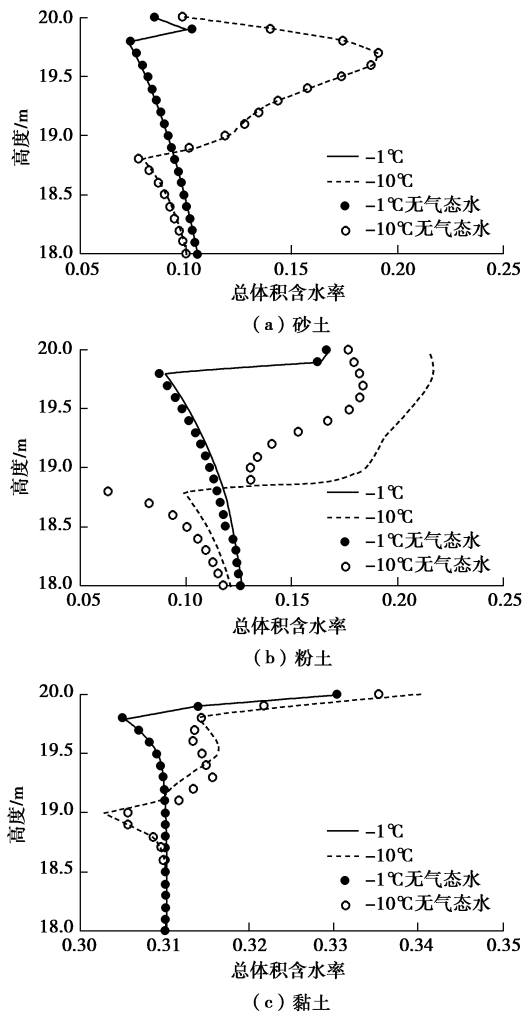


图13 温度对总容积含水率的影响

Fig. 13 Effects of temperature on total volumetric water content

上述分析均表明, 无论初始含水率或温度多少, 气态水对粉土土柱顶部的影响是最大的, 而顶部含水率与“锅盖效应”及冻胀密切相关, 因此下面仅以粉土为研究对象, 分析冻结时间、地下水位等环境因素对总容积含水率的影响。

冻结时间对总容积含水率的影响如图14所示。模拟条件均保持不变。可以看出, 冻结时间越长, 气态水的影响就越显著。这里模拟时间仅为90 d, 代表了

中国季节性冻结地区的平均冻结时间, 而对于永久性冻土, 冻结时间将更长, 气态水的影响也将更大。

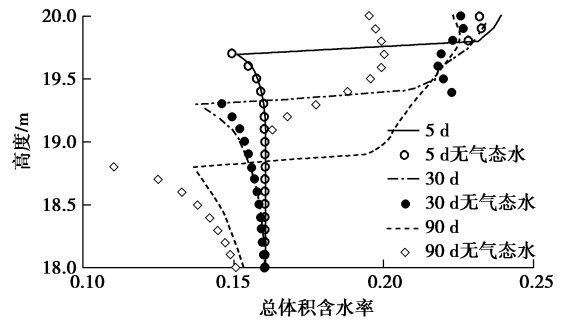


图14 冻结时间对总容积含水率的影响

Fig. 14 Effects of freezing time on total volumetric water content

地下水位对粉土总容积含水率的影响如图15所示。地下水位即模拟土柱高度分别为5, 6, 20 m。其他模拟条件均保持不变。由图3可知毛细水上升高度约为4 m, 由图4可知冻结深度约为1.2 m。因此可知地下水位分别为5 m时, 毛细水上升高度略高于冻结锋面; 而地下水位为6 m时, 毛细水上升高度略低于冻结锋面。这样可以把由地下水位处经毛细作用迁移至冻结锋面的水分区分开来。可以看出, 总的来说地下水位升高, 气态水的影响也逐渐减弱。但当地下水位为5 m时, 冻结锋面含水率显著增加, 此时毛细水起主要作用。

由图12(b)可知, 在负温区, 完全不考虑气态水时, 粉土的总容积含水率要比完全考虑气态水时低约0.05, 此时冻结深度为1.2 m, 这说明在1.2 m范围内, 由于气态水的作用, 水分增加绝对值是显著的。而且严寒地区由于昼夜温差或季节更替, 温度会在 0°C 上下波动, 这种冻融循环作用导致即使温度较高时, 土柱里面的冰也不能完全融化, 冻结锋面仍然存在, 阻断了水分向下迁移, 因此冻结锋面上部的融化水会逐渐集聚, 导致冻结锋面上部所有土体的含水率均增加了0.05左右。粉土是冻胀敏感性土, 即使含水率的较小增加也会发生“锅盖效应”, 甚至导致显著冻胀^[28], 并且随冻结时间增加, 影响会更显著, 而造成严重的工程病害, 应引起足够的重视。

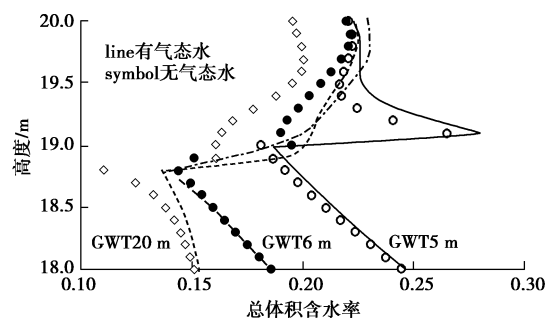


图15 地下水位对总容积含水率的影响

Fig. 15 Effects of ground water table on total volumetric water content

6 结 论

(1) 冻结条件下, 由于持水性能和渗透性能的差异, 粉土和砂土中的气态水迁移是不能忽略的, 而黏土中几乎没有气态水迁移。

(2) 初始体积含水率增加会抑制气态水的迁移, 但这种抑制作用有限, 气态水通量的量级并没有太大变化, 且气态水的迁移主要受温度势的作用; 初始含水率增加时, 气态水对粉土影响显著, 但对砂土和黏土几乎没有影响。

(3) 温度升高会减小成冰量, 且气态水对土体水分的影响会逐渐减弱。冻结时间越长, 气态水影响越大。地下水位越高, 气态水影响越弱。

(4) 总的来说, 气态水对粉土等冻胀敏感性土影响较大, 即使较小的水分增加仍然能够产生显著冻胀, 因此实际工程必须重视气态水的作用。

(5) 本文分析加深了对“锅盖效应”的理解, 也验证了“锅盖效应”通常发生在覆盖层下的粉土区域, 而非砂土或黏土。

参考文献:

- [1] SHENG D, ZHANG S, NIU F J, et al. A potential new frost heave mechanism in high-speed railway embankments[J]. *Géotechnique*, 2014, **64**(2): 144.
- [2] HARLAN R L. Analysis of coupled heat - fluid transport in partially frozen soil[J]. *Water Resources Research*, 1973, **9**(5): 1314 - 1323.
- [3] GUYMON G L, LUTHIN J N. A coupled heat and moisture transport model for arctic soils[J]. *Water Resources Research*, 1974, **10**(5): 995 - 1001.
- [4] TAYLOR G S, LUTHIN J N. A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 1978, **15**(4): 548 - 555.
- [5] KUNG S K J, STEENHUIS T S. Heat and moisture transfer in a partly frozen nonheaving soil[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1986, **50**(5): 1114 - 1122.
- [6] ZHOU J, WEI C, LI D, et al. A moving-pump model for water migration in unsaturated freezing soil[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2014, **104**: 14 - 22.
- [7] MILLY P C D. A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil[J]. *Water Resources Research*, 1984, **20**(8): 1087 - 1098.
- [8] 李 强, 姚仰平, 韩黎明, 等. 土体的“锅盖效应”[J]. *工业建筑*, 2014, **44**(2): 69 - 71. (LI Qiang, YAO Yao-ping, HAN Li-ming, et al. Pot-cover effect of soil[J]. *Industrial Construction*, 2014, **44**(2): 69 - 71. (in Chinese))
- [9] SAITO H, ŠIMŮNEK J, MOHANTY B P. Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone[J]. *Vadose Zone Journal*, 2006, **5**(2): 784 - 800.
- [10] NAKANO Y, TICE A, OLIPHANT J. Transport of water in frozen soil IV: analysis of experimental results on the effects of ice content[J]. *Advances in Water Resources*, 1984, **7**(2): 58 - 66.
- [11] EIGENBROD K, KENNEPOHL G. Moisture accumulation and pore water pressures at base of pavements[J]. *Transportation Research Record: Journal of the Transportation Research Board*, 1996(1546): 151 - 161.
- [12] GUTHRIE W S, HERMANSSON Å, WOFFINDEN K H. Saturation of granular base material due to water vapor flow during freezing: laboratory experimentation and numerical modeling[C]// *Current Practices in Cold Regions Engineering*. Orono, 2006: 1 - 12.
- [13] ZHANG S, TENG J, HE Z, et al. Canopy effect caused by vapour transfer in covered freezing soils[J]. *Géotechnique*, 2016, **66**(11): 927 - 940.
- [14] HANSSON K, ŠIMŮNEK J, MIZOGUCHI M, et al. Water flow and heat transport in frozen soil[J]. *Vadose Zone Journal*, 2004, **3**(2): 693 - 704.
- [15] NASSAR I N, HORTON R. Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil II: theoretical development[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1989, **53**(5): 1330 - 1337.
- [16] NASSAR I N, HORTON R. Simultaneous transfer of heat, water, and solute in porous media I: theoretical development[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1992, **56**(5): 1350 - 1356.
- [17] NEWMAN G P, WILSON G W. Heat and mass transfer in unsaturated soils during freezing[J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 1997, **34**(1): 63 - 70.
- [18] KELLENERS T J. Coupled water flow and heat transport in seasonally frozen soils with snow accumulation[J]. *Vadose Zone Journal*, 2013, **12**(4): 108 - 118.
- [19] KELLENERS T J, KOONCE J, SHILLITO R, et al. Numerical modeling of coupled water flow and heat transport in soil and snow[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2016, **80**(2): 247 - 263.
- [20] LI Q, SUN S, XUE Y. Analyses and development of a hierarchy of frozen soil models for cold region study[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2010, **115**: 1 - 118.
- [21] WANG A W, XIE Z H, FENG X B, et al. A soil water and

heat transfer model including changes in soil frost and thaw fronts[J]. Science China Earth Sciences, 2014, **57**(6): 1325 - 1339.

- [22] SHENG D, AXELSSON K, KNUTSSON S. Frost heave due to ice lens formation in freezing soils[J]. Hydrology Research, 1995, **26**(2): 125 - 146.
- [23] SHENG D, ZHANG S, YU Z, et al. Assessing frost susceptibility of soils using PCHeave[J]. Cold Regions Science and Technology, 2013, **95**: 27 - 38.
- [24] WILLIAMS P J. Properties and behavior of freezing soils[M]. Oslo: Norwegian Geotechnical Institute, 1967.
- [25] ZHANG X, SUN S F, XUE Y. Development and testing of a frozen soil parameterization for cold region studies[J]. Journal of Hydrometeorology, 2007, **8**(4): 690 - 701.
- [26] MIZOGUCHI M. Water, heat and salt transport in freezing soil[D]. Tokyo: University of Tokyo, 1990.
- [27] CARSEL R F, PARRISH R S. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics[J]. Water Resources Research, 1988, **24**(5): 755 - 769.
- [28] ZHANG S, SHENG D, ZHAO G, et al. Analysis of frost heave mechanisms in a high-speed railway embankment[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2015, **53**(3): 520 - 529.
- [29] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, **44**(5): 892 - 898.
- [30] MUALEM Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. Water Resources Research, 1976, **12**(3): 513 - 522.
- [31] TAYLOR G S, LUTHIN J N. A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing[J]. Canadian Geotechnical Journal, 1978, **15**(4): 548 - 555.
- [32] LAI Y, PEI W, ZHANG M, et al. Study on theory model of hydro-thermal-mechanical interaction process in saturated freezing silty soil[J]. International Journal of Heat and Mass Transfer, 2014, **78**: 805 - 819.
- [33] MCKENZIE J M, VOSS C I, SIEGEL D I. Groundwater flow with energy transport and water-ice phase change: numerical simulations, benchmarks, and application to freezing in peat bogs[J]. Advances in Water Resources, 2007, **30**(4): 966 - 983.
- [34] WU D, LAI Y, ZHANG M. Heat and mass transfer effects of ice growth mechanisms in a fully saturated soil[J]. International Journal of Heat and Mass Transfer, 2015, **86**: 699 - 709.

附录:

A1: 水力参数

土水特征曲线^[29]:

$$S_e = [1 + (-\alpha h)^n]^{-m}, \quad (A1)$$

式中, $S_e = (\theta_w - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ 为有效饱和度; θ_s , θ_r 分别为饱和含水率、残余含水率; α , n 及 $m = 1 - 1/n$ 为土水特征曲线的 VG 模型拟合参数。

冻结条件下的液态水等温水力传导率^[30-31]:

$$K'_{wh} = 10^{-\Omega \theta_l} K_{wh} = 10^{-\Omega \theta_l} K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2. \quad (A2)$$

式中, K_{wh} 为正温条件下的液态水等温水力传导率; K_s 为饱和渗透系数; l 为 Mualem 模型调整参数; Ω 为量纲为 1 的经验参数。

冻结条件下的液态水非等温水力传导率^[9]:

$$K_{wT} = K_{wh} h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT}, \quad (A3)$$

式中, G_{wT} 为增强因子, 本文取 4; γ_0 为 25℃ 时的土水表面张力, 取 71.89 g/s²; $\gamma = 75.6 - 0.1425T - 2.38 \times 10^{-4}T^2$, 单位为 g/s², 温度单位为 ℃。

基质势导致的等温气体传导率^[9]:

$$K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \rho_{vs} \frac{Mg}{RT} H_r, \quad (A4)$$

式中, $D = \tau \eta n_a D_0$, 单位为 m²/s, τ 为土体孔隙曲折率系数, 取 0.66, η 为加强因子, 取 3 (低含水率) ~ 16 (饱和状态), n_a 为气体体积分数, D_0 为自由大气扩散系数, 取 $10^{-9} \sim 10^{-6}$ m²/s; $M = 0.018$ kg/mol 为液态水的摩尔质量; g 为重力加速度 (m/s²); $R = 8.314$ J/mol/K 为理想气体常数; 相对湿度 $H_r = \exp(hMg/RT)$; $\theta_v = \rho_{vs} H_r (\theta_s - \theta_r) / \rho_w$, 饱和蒸汽密度 ρ_{vs} 为温度的函数:

$$\rho_{vs} = \exp \left(31.37 - \frac{6014.79}{T} - 7.92 \times 10^{-3} T \right) \frac{10^{-3}}{T}. \quad (A5)$$

温度势导致的非等温气体传导率^[9]:

$$K_{vT} = \frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{vs}}{dT}, \quad (A6)$$

其中, η 取 3 ~ 8。

A2: 热力学参数

等效比热容^[32-33]:

$$C_p = C_n \theta_n + C_w \theta_w + C_v \theta_v + C_i \theta_i, \quad (A7)$$

式中, θ_n 为土的体积分数, C_x 为各相比热容 (J/m³/K), $x = n, w, v, i$ 。

等效热传导系数^[34]:

$$\lambda' = (\lambda_n)^{\theta_n} (\lambda_w)^{\theta_w} (\lambda_v)^{\theta_v} (\lambda_i)^{\theta_i}, \quad (A8)$$

其中, λ_x 为各相导热系数 (W/m/K), $x = n, w, v, i$ 。