

DOI: 10.11779/CJGE201610010

非饱和土水气迁移与相变: 两类“锅盖效应”的发生机理及数值再现

滕继东^{1, 2}, 贺佐跃¹, 张升^{*1, 2}, 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)

摘要: 结合非饱和土水气迁移的物理过程和内在机理, 将“锅盖效应”分为两种情形。第一类“锅盖效应”定义为非饱和土水气的冷凝过程, 而第二类“锅盖效应”定义为水气迁移成冰过程。相较于前者, 第二类“锅盖效应”会造成覆盖层下土体含水率大幅度提高, 且现有非饱和土水热气迁移理论无法给出合理解释。综合考虑水分的蒸发、冷凝和冻结 3 个相变过程, 建立了非饱和冻土水热气耦合迁移的数学模型, 并通过数值模拟求解, 再现了第二类“锅盖效应”的形成过程。另外计算结果表明: 温度梯度下的气态水迁移并成冰会造成覆盖层下土体接近饱和含水率; 一定表层深度范围内, 土体含水率增加存在两个陡升段。由于现行工程设计很少考虑防气隔气, 在寒旱地区进行工程建设需对第二类“锅盖效应”引起足够重视。

关键词: 非饱和土; 锅盖效应; 水气迁移; 相变; 数值模拟

中图分类号: TU43 文献标识码: A 文章编号: 1000-4548(2016)10-1813-09

作者简介: 滕继东(1987-), 男, 讲师, 硕士生导师, 主要从事非饱和土力学等方面的教学和科研工作。E-mail: jdteng@csu.edu.cn。

Moisture transfer and phase change in unsaturated soils: physical mechanism and numerical model for two types of “canopy effect”

TENG Ji-dong^{1, 2}, HE Zuo-yue¹, ZHANG Sheng^{1, 2}, 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)

Abstract: Considering the physical process and mechanism of liquid water-vapor transfer in unsaturated soils, this study divides the “canopy effect” into two types. The first is the process of coupling movement of liquid water-vapor and vapor condensation, whereas the second is the vapor transfer facilitated by changing the phase into ice. Differing from the first type of “canopy effect”, the second one can lead to a large amount of water accumulated beneath the impermeable top cover, while the available theory cannot give reasonable predication. This paper attempts to reveal its mechanism by proposing a new theory for liquid water-vapor-heat coupling movement in unsaturated freezing soils, in which the phase changes of evaporation, condensation and de-sublimation of vapor flow are taken into account. On basis of numerical simulation, the proposed model can hence reproduce the unusual moisture accumulation observed in relatively dry soils. The results show that the vapor transfer-induced freezing can produce a water content close to full saturation for soil under the cover, and two remarkable rises can be observed for the water content of soil at certain depth. Since isolating vapor/air is rarely considered in the current engineering design in China, the second type of “canopy effect” needs more attention when performing engineering construction in cold and arid regions.

Key words: unsaturated soil; canopy effect; vapor transfer; phase change; numerical simulation

0 引言

在温度、湿度和总水头梯度下, 自然界的地下水会以液态或汽态形式向上迁移至土的浅层, 蒸发到大气中, 并随降雨入渗到土体, 维持动态平衡。而随着各类工程建设的开展, 人们需要对土表进行大面积的

覆盖, 如机场跑道盖板、高铁无砟轨道、大型房建结

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: 2015-09-23

*通讯作者 (E-mail: zhang-sheng@csu.edu.cn)

构等, 这些工程建设将很大程度改变表层土的渗流边界, 从而带来一系列工程病害。如: 西部某机场地处气候干燥, 雨量稀少, 蒸发量大的半干旱地区, 地下水位在 20 m 以下, 但跑道盖板下存在多处软弱带, 含水率大, 呈液限或饱和状态^[1]。在新疆等干旱荒漠地区, 由于路面覆盖引起气态水汇聚而导致的沥青路面翻浆病害也多见报道^[2]。而寒区铁路路基的季节性冻胀, 其水分来源也使学者困惑^[3-5]。另外, 干旱低水位地区城市化发展引起的地表大规模硬化, 也可能阻碍地下水的自然蒸发, 造成不均匀沉降和道面开裂破坏。这些工程现象都与土中水通过不同形态向上迁移集聚有关。李强等^[1]形象地将此现象定义为“锅盖效应”, 即地表的隔水层使土体表面蒸发效应受阻, 引起水分在不透气覆盖层下积聚, 导致覆盖层下土体含水率大幅提高甚至达到饱和的现象^[1]。“锅盖效应”导致土体饱和度增加, 强度降低, 增加土体累积变形, 诱发不均匀沉降, 甚至在冬季冻胀、开春翻浆, 严重破坏作为覆盖层的道面、轨道板等上覆结构。然而, 目前对“锅盖效应”发生机理等科学问题, 国内外极少报道。因此, 开展“锅盖效应”机理的基础研究, 阐释含覆盖层非饱和土体的水气运移规律, 对防控机场、铁路及公路等建设的地基表层病害具有重要意义。

“锅盖效应”分为两种情形, 第一类“锅盖效应”即常见的返潮现象, 是指覆盖层下方水气遇冷凝结集聚的现象。第一类“锅盖效应”常发生在地下水位相对浅、毛细较强的土中, 土中水分以液态水补给为主, 水分在一定深度蒸发汽化并在覆盖层下方土体冷凝, 产生返潮。第二类“锅盖效应”常见于干旱或半干旱地区, 该区蒸发量大, 地下水位深, 但在覆盖层下方仍水分大量集聚, 甚至覆盖层下土体达到饱和。李强等及杨三强等文中所述的盖板下水分汇集现象即第二类“锅盖效应”^[1-2]。不同于第一类“锅盖效应”, 第二类多发生在地下水位深、较干燥的土中, 在整个土体深度内水分以气态水迁移为主, 难以预测。

目前针对第二类“锅盖效应”的机理, 国内外几乎未见相关报道, 对于覆盖层下水分的来源、集聚形式仍不明确。基于非饱和土水热迁移理论, 本文首先分析第一类“锅盖效应”的发生机理, 并探讨现有理论不能给出第二类“锅盖效应”的准确计算的原因。在此基础上, 本文提出一种水气迁移成冰的理论, 并考虑水分的蒸发、冷凝、冻结 3 个相变过程, 建立数学模型, 并利用数值模拟技术实现数值求解, 试图再现第二类“锅盖效应”的产生和发展过程。

1 非饱和土水热气耦合迁移理论及“锅盖效应”数值计算分析

1.1 数学模型

在非饱和土水热耦合运移的理论研究方面, Philip 等^[6]开创性地考虑了水气的相变, 建立了基于质能平衡的非等温水热气耦合运移模型 (PDV 模型)。Milly^[7]在 Philip 等模型的基础上, 采用基质势变量代替含水率, 使该模型可应用于非均质土体。Nassar 等^[8]将溶质吸力引入, 进一步拓展了水热气耦合迁移模型。Sakai 等^[9]针对低含水率条件下的非饱和土的水热气迁移问题, 提出了准确计算水热气运移修正方法。

基于 PDV 模型, 表征液态水迁移的 Richards 方程同时考虑温度梯度和水头梯度, 气态水迁移由 Fick 定律表示, 并考虑等温和非等温两个部分。因此, 非饱和土水分运移的控制方程可描述为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta_L}{\partial t} + \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right], \quad (1)$$

式中, θ 为总含水率 ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), θ_L 和 θ_v 分别为液态水体积含量和等效气态水体积含量 ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), h 是水头高度 (m), T 是温度 (K), z 是空间坐标, 方向竖直向上为正 (m), t 为时间 (s), K_{Lh} ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和 K_{LT} ($\text{m}^2 \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 分别是由于水力梯度和温度梯度所导致的等温和非等温水力传导率。 K_{vh} ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和 K_{vT} ($\text{m}^2 \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 为气体传导率。

忽略干湿循环过程的滞回现象, 非饱和土的土水特征曲线 (SWCC) 可由 Van Genuchten 模型^[10]描述, 表达式如下:

$$\Theta = \left[1 + (-\alpha h)^n \right]^{-m}, \quad (2)$$

式中, Θ 为有效饱和度 (无量纲), $\Theta = (\theta_L - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$, θ_s 和 θ_r 分别是饱和含水率和残余含水率 ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), α (m^{-1}), n (无量纲) 和 $m (=1-1/n)$ 是拟合参数。等温条件下的非饱和渗透系数采用 Mualem 模型^[11], 表示为

$$K_{Lh} = K_s \Theta^l [1 - (1 - \Theta^{1/m})^m]^2, \quad (3)$$

式中, K_s 为饱和渗透系数 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), l 为调整参数, 一般取值为 0.5。

Saito 等^[12]给出了非等温液态水渗透系数 K_{LT} , 温度梯度下蒸汽渗透系数 K_{vT} 和基质势梯度下的蒸汽渗透系数 K_{vh} , 其表达式分别为

$$K_{LT} = K_{Lh} \left(h G_{WT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{dy}{dT} \right), \quad (4)$$

$$K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \left(\rho_{vs} \frac{Mg}{RT} H_r \right), \quad (5)$$

$$K_{vT} = \frac{D}{\rho_w} \eta H_r \left(\frac{d\rho_{vs}}{dT} \right), \quad (6)$$

式 (4) 中, G_{WT} 为评价土水特征曲线受温度影响的参

数, 一般设为 7, γ 为水面张力 ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$), γ_0 为 25°C 时的表面张力 (71.89 $\text{g}\cdot\text{s}^{-2}$)。式 (5)、(6) 中, M 为水的摩尔质量 ($0.018 \text{ kg}\cdot\text{mol}^{-1}$), g 为重力加速度 (m/s^2), R 为气体常数 ($8.341 \text{ J}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), H_r 是相对湿度 (无量纲), η 为水气扩散增强因子 (无量纲), ρ_{vs} 是饱和蒸汽密度 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), D 为水气在土中的扩散度 ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$), 表 1 给出了相关参数的数学表达式。忽略溶质因素, 相对湿度 H_r 可以建立气态水的相对浓度与水头和温度的关系^[6], 表达式如下:

$$H_r = \exp\left(\frac{hMg}{RT}\right) \quad (7)$$

综合考虑非饱和土中的蒸发、冷凝相变过程, 非饱和土中热迁移的控制方程可表示为

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} + L_w \rho_w \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_L \frac{\partial q_L T}{\partial z} - L_w \rho_w \frac{\partial q_v}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z}, \quad (8)$$

式中, C_p 为总比热容 ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$), 等于固相比热容 C_n ($1.92 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$)、液相比热容 C_L ($4.18 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$) 和气相比热容 C_v ($6.3 \text{ KJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$) 与各组分比例分数的累积和(de Vries^[13])。 L_w 为水的蒸发潜热 ($\text{J}\cdot\text{m}^{-3}$), $\lambda(\theta)$ 为热传导系数 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)。 C_p , L_w 和 $\lambda(\theta)$ 的表达式见表 1。

表 1 模型参数的表达式

Table 1 Expressions for related parameters

参数	表达式
水的表面张力 γ	$\gamma = 75.6 - 0.1425T - 2.38 \times 10^{-4}T^2$
饱和蒸汽密度 ρ_{vs}	$\rho_{vs} = \exp(31.37 - 6014.79T^{-1} - 7.92 \times 10^{-3}T) \times 10^{-3}T^1$
水汽扩散增强因子 η	$\eta = 9.5 + 3\theta_L\theta_s^{-1} - 8.5(1/\exp(1 + 2.6(f_c)^{-0.5}\theta_L\theta_s^{-1})^4)$
土的总比热容 C_p	$C_p = C_n\theta_n + C_L\theta_L + C_v\theta_v + C_i\theta_i$
水汽蒸发潜热 L_w	$L_w = 2.501 \times 10^6 - 2369.2T$
热传导系数 λ/θ	$\lambda(\theta) = b_1 + b_2 + b_3(\theta_L)^{0.5}$

注: f_c 为黏粒在土中的质量分数 (无量纲), θ_n 为固相的体积分数 ($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$); b_1 , b_2 , b_3 为调整系数, 其值分别为 0.228 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), $-2.406(\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1})$ 和 $4.909(\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1})$ ^[14]。

1.2 “锅盖效应”的数值计算分析

利用大型有限元程序 COMSOL Multiphysics (5.0) 对上述方程进行空间和时间上的离散, 并结合一定初始和边界条件, 可实现非饱和土水热气耦合迁移的数值求解。为揭示“锅盖效应”的内在机理, 计算条件设定如下:

计算模型为一维, 土柱高度分别选取为 5 和 20 m 两种, 模拟时长为 90 d。为进行覆盖与裸露、不同上边界温度的对比分析, 模型计算分为两组, 分别为计算 I 和计算 II, 如表 2 所示。计算 I 和计算 II 中初始含水率分别设定两组, 为体积含水率 7% 和 10% 的均

质分布, 初始温度为 15°C。计算 I 的下边界为含水率饱和即存在地下水位, 顶部分别设定为覆盖封闭 (水流通量为零) 或存在潜蒸发 (设定为 10 cm/d), 温度边界均为 Dirichlet 边界, 上边界设定为 0°C, 下边界为 15°C。计算 II 的渗流场下边界为地下水位, 上边界为覆盖封闭 (零通量), 温度场下边界固定为 15°C, 上边界分别对比 0°C 或 30°C 的情形。

结合李强等^[1]文中“锅盖效应”的工程背景, 选取为兰州地区粉土为研究对象, 其土性参数参考赵天宇等^[15]、李保雄等^[16], 图 1 和图 2 分别给出特征粉土的土水特征曲线和非饱和渗透系数曲线。

表 2 初始及边界条件列表

Table 2 Initial and boundary conditions

类目	条件	初始含水率/%	温度边界	渗流边界
计算 I 对比覆盖 与裸露	(1)	10	上: 0°C; 下: 15°C	上: 蒸发/覆盖; 下: 地下水位
	(2)	7	上: 0°C; 下: 15°C	上: 蒸发/覆盖; 下: 地下水位
计算 II 对比不同 顶面温度	(3)	10	上: 0/30°C; 下: 15°C	上: 零通量; 下: 地下水位
	(4)	7	上: 0/30°C; 下: 15°C	上: 零通量; 下: 地下水位

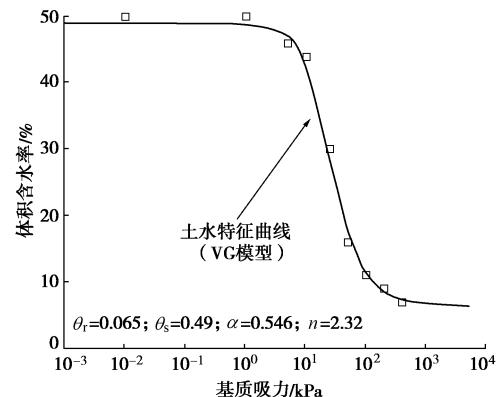


图 1 兰州地区粉土的土水特征曲线

Fig. 1 SWCC of silty soil in Lanzhou area

条件 (1) 和 (2) 的计算结果分别如图 3 和图 4 所示, 其中 (a) 和 (b) 分别表示地下水位位于 5 和 20 m。对比图 3 中含水率分布曲线可见, 裸露条件下的含水率在表层一定深度内出现明显减小, 如图 3(a) 中约 50 cm 深度范围内和图 3(b) 中约 100 cm 深度范围内由于水分蒸发, 曲线左移明显; 而覆盖条件下表层含水率与初始值相差不多, 较裸露情况含水率偏大, 出现第一类“锅盖效应”。随深度增加, 图 3 中两条含水率曲线逐渐趋于吻合, 说明 100 cm 以下含水率分布由液态水的毛细迁移主导, 土体大于一定深度后覆盖与否对含水率分布影响不大。由图 4 中的含水率分曲线对比可知, 覆盖条件下由于蒸汽的冷凝作用,

表层含水率较初始值出现0.8%~1.3%左右的增加,含水率增大的区域在图4(a)中约为表层60 cm,在图4(b)中约为30 cm,裸露情况下含水率有一定程度降低,因此,图4(b)中所述也为第一类“锅盖效应”。

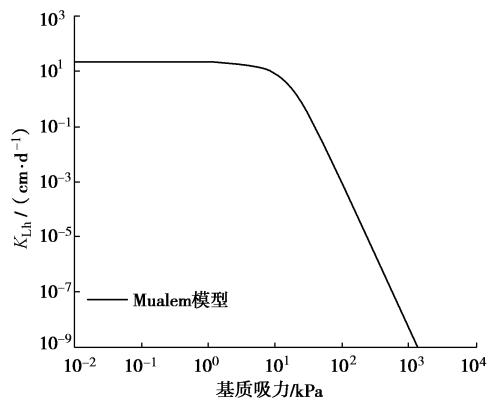


图2 兰州地区粉土的非饱和渗透系数曲线(其值由Mualem模型给出)

Fig. 2 Unsaturated hydraulic conductivity of silty soil in Lanzhou area by Mualem model

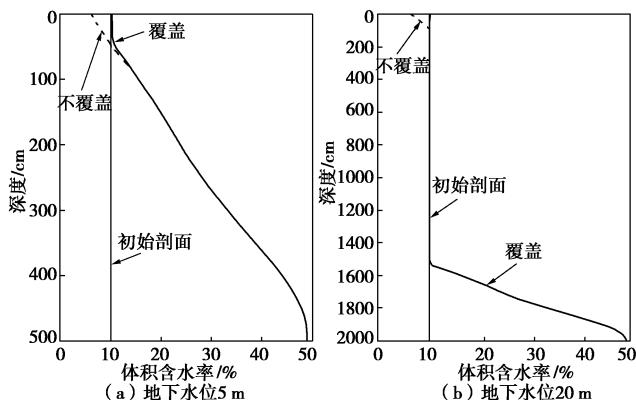


图3 条件(1)情况下,裸露或覆盖90 d后的土体含水率分布图

Fig. 3 In Case 1, water content profiles at 90 days under cover or uncovered conditions

图5和图6分别为条件(3)和(4)情况下的计算结果。由图5可知,改变表层温度会对覆盖下蒸汽的冷凝量产生影响,当上边界温度高于下边界时,水气会在上边界处蒸发并向下降移,引起表层含水率降低。在图5中,表层含水率与初始值接近,未见明显增加。由此,表层的30℃温度变化约引起3%的含水率变化,影响深度约为50 cm。在图6中,初始含水率为7%,当表层温度为0℃时,图6(a)和(b)中表层含水率均出现一定程度增高,约0.5%至1%,在表层温度为30℃时,表层50 cm内的土体含水率出现降低,50 cm以下土体含水率变化不大,主要由毛细作用控制。

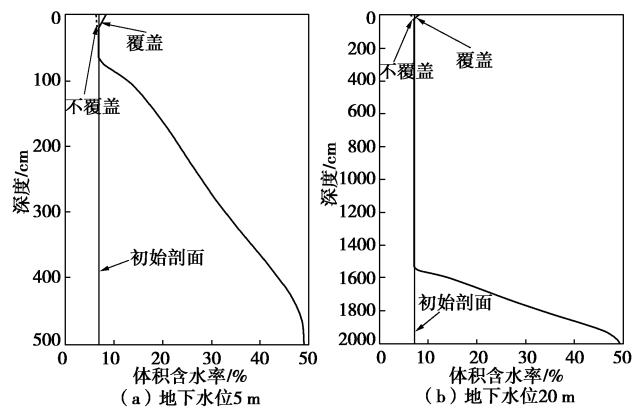


图4 条件(2)情况下,裸露或覆盖条件下90 d后的含水率分布图

Fig. 4 In Case 2, water content profiles at 90 days under cover or uncovered conditions

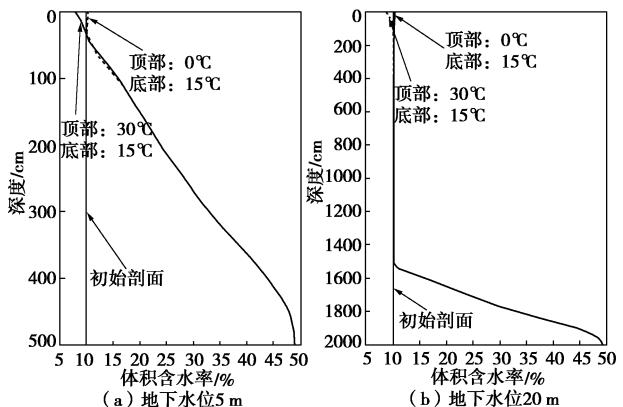


图5 条件(3)情况下,不同上边界温度对水分分布形态影响示意图

Fig. 5 In Case 3, water content profiles of 90 days under different top temperatures

综合图3~6的计算结果,均为第一类“锅盖效应”的情形,其发生条件可描述为:覆盖土体上下边界存在温差,土体需要一定的初始含水率,保证土中液态水连续,才会生成较明显表层水气冷凝。土体上下边界较大的温度梯度,有利于表层土体内水分的蒸发和冷凝,另外,土体初始含水率太低(接近残余值),即土较干燥,液态水不连续时,基于PDV理论模型或数值软件较难生成第一类“锅盖效应”。需要指出的是,基于非饱和土水热迁移理论,覆盖条件下非饱和土表的水分增加量有限,水分不会无限增加。其原因分析如下:土中液态水及水气迁移都是由基质势梯度和温度梯度引起,而相对湿度(水气密度)与基质势和温度相关(见式(7));基质势与含水率相关(SWCC曲线)。蒸发受阻或冷凝会使表层液态水含量增加,同时增大基质势,增大相对湿度,进而减小表层水气的向上迁移。所以第一类“锅盖效应”总有一个平衡点,含水率不会无限增加。

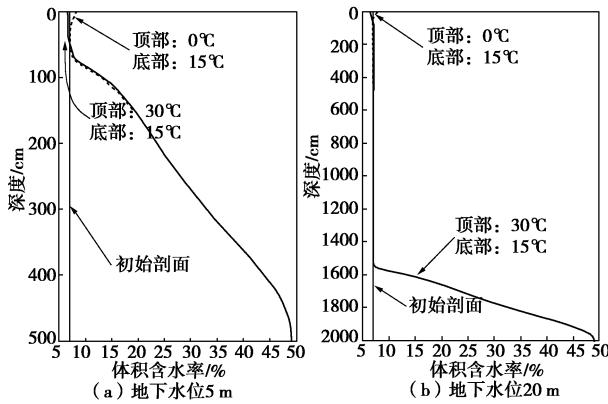


图6 条件(4)情况下, 不同上边界温度对水分分布形态影响示意图

Fig. 6 In Case 4, water content profiles of 90 days under different top temperatures

因此, 对于第二类“锅盖效应”的现实情形——盖板下土体含水率大幅度提高, 并近于饱和, 现有的水热气耦合迁移理论并不能解释, 数值计算结果与实际情况相差很多。但第二类“锅盖效应”的水分从何而来, 它的集聚形式为何? 它的理论依据是什么? 本文将在下节展开探讨。

2 气态水迁移成冰理论及第二类“锅盖效应”的数值再现

为揭示第二类“锅盖效应”的形成机理, 本文提出气态水迁移成冰理论, 具体为, 在寒旱地区的非冻期, 水气在不透气覆盖层下因蒸发受阻或冷凝而积聚, 即第一类“锅盖效应”。在冻结期, 覆盖层内土体温度低于霜点, 液态水和气态水相变成冰(冻结和凝华), 减小土中空气湿度和含水率, 加剧水气迁移, 同时水气以冰的形式储存于表层土体, 造成覆盖层下总含水率(冰、水、气)大量增加, 产生第二类“锅盖效应”。同时在工程实际中, 第二类“锅盖效应”由于土体整体含水率低, 且远离地下水位, 更容易被忽视, 现行工程设计多考虑防水隔水, 并未考虑防气隔气, 因此, 第二类“锅盖效应”更易造成工程病害, 值得重视。

从理论和试验角度而言, 现有非饱和土力学多关注常温条件下(0°C以上)非饱和土体的水气流动和力学特性, 对0°C以下非饱和冻土性质较少涉及; 而冻土力学在水热迁移方面常常忽略气态水迁移, 多以液态水迁移引起冻胀作为切入点^[17]。非饱和冻土的水热气耦合迁移理论相对滞后, 水气相变及迁移过程在冻土研究常常被忽略。而且, 针对寒旱地区第二类“锅盖效应”的现有解释, 更没有与非饱和冻土中水气迁移联系起来。因此, 本文提出的气态水迁移成冰理论将打破传统理论的框架, 从非饱和冻土中水气迁移相

变成冰这一新的角度揭示寒旱地区“锅盖效应”的形成机理。

2.1 气态水迁移成冰理论

在冻结条件下, 非饱和冻土中水分以3种形态存在, 即液态水、气态水和冰。三相间的相互转化, 会伴随吸热或放热过程。为描述非饱和冻土的水热气迁移过程, 本文结合上节式(1)和式(8)中控制方程的表达, 将其扩展应用至0°C以下非饱和土体。在非饱和冻土中, 冰的形成同样由水和气的迁移引起, 因此, 水分迁移的控制方程为

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial \theta_L}{\partial t} + \frac{\partial \theta_v}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K'_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vt} \frac{\partial T}{\partial z} \right], \quad (9)$$

式中, θ_i 为冰的体积含量($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)。 K'_{Lh} 为非饱和冻土渗透系数(m/s), 区别于常温条件下非饱和土渗透系数 K_{Lh} , 其表达式参考 Taylor 等^[18], 表示为

$$K'_{Lh} = 10^{-10\theta_i} K_{Lh}, \quad (10)$$

调整系数 $10^{-10\theta_i}$ 表示冰相对液态水迁移的阻滞作用, 在0°C以上时, θ_i 为零, K'_{Lh} 恢复为 K_{Lh} 的表达式(式(3))。

非饱和冻土中能量平衡方程可表述为

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} - L_i \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_w \rho_w \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda'(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_L \frac{\partial q_L T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_w \rho_w \frac{\partial q_v}{\partial z}. \quad (11)$$

式中等号左侧三项分别表示土中储热变化, 冰相的潜热和气相的潜热, 第二项的负号表示成冰为吸热过程。等号右侧四项分别表示土的传导热流, 水的对流显热, 气的扩散显热以及气扩散潜热。式中 L_i 为水的冻结潜热($334 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$), ρ_i 为冰相密度($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)。式中 $\lambda'(\theta)$ 为非饱和冻土的热传导系数($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)。参考 Hansson 等^[29]的表达形式, 将表1中非饱和土的热传导系数表达式的 θ_L 替换为 $\theta_L + F\theta_i$, 以考虑冰对导热系数的影响, 因此,

$$\lambda'(\theta_i) = b_1 + b_2(\theta_{rL} + F\theta_{ri}) + b_3(\theta_{rL} + F\theta_{ri})^{0.5}, \quad (12)$$

这里 F 为调整系数, 本文中取13。

非饱和冻土水热迁移的控制方程(9)和(11)中, 存在 θ_i 的未知参量, 必须引入另一方程才能求解。根据克拉佩龙方程(Wark^[20], Heng 等^[3]), 不考虑上覆冰压, 可以建立孔隙水压力与温度的关系, 进一步将其带入非饱和土SWCC方程可得, 非饱和冻土中未冻水含量与温度的关系, 表示如下:

$$\theta_L = (\theta_s - \theta_r) \left[1 + \left(-\alpha \frac{L_i T}{g T_0} \right)^n \right]^{-m} + \theta_r, \quad (13)$$

方程(13)为负温区液态水水含量的表达式, 土中总含水率与未冻水含量之差即为冰量 θ_i 的数值。以上为本文建立的非饱和冻土水热气耦合迁移的数学模型。比较式(1)和(9), 可以发现式(9)中多了 θ_i 项, 其作为源相, 使流入冻结区的水气相变为冰相储存。冰相不影响温度和基质吸力梯度, 而相变产生的物质通量进一步促进下部水气迁移, 产生抽吸作用。

2.2 第二类“锅盖效应”的数值再现

基于上述控制方程, 在上节所建立的非饱和土水热气迁移数值模型基础上, 考虑水、气成冰过程, 利用有限元程序 COMSOL Multiphysics (5.0) 实现非饱和冻土数学模型的有限元求解。

本文通过4个算例对第二类“锅盖效应”的形成过程和内在机理进行阐释。计算条件如表3所示, 其条件命名与表2中连续。计算中土样初始体积含水率设置为7%, 处于较低含水率水平, 以模拟实际工况中的干燥土体, 计算周期为90 d, 步长为0.01 d。其中计算III土体上下温度边界均为定值, 为-5°C和15°C, 渗流上边界存在覆盖层, 即水流通量为0, 下边界为地下水位, 计算条件(5)和(6)分别模拟20和5 m深度的土体。计算IV中计算地下水位均为20 m, 上边界设置不同的恒定温度, 分别为-10°C和-15°C。

表3 初始及边界条件列表

Table 3 Initial and boundary conditions

类 目	条件	初始含 水率	温度边界	渗流边界
计 算 III	(5)	7%	上: -5°C	上: 覆盖; 下: 地下水位 20 m
	(6)		下: 15°C	上: 覆盖; 下: 地下水位 5 m
计 算 IV	(7)	7%	上: -10°C	上: 覆盖;
	(8)		下: 15°C 上: -15°C	下: 地下水位 20 m 下: 15°C

注: 计算条件的命名与表2连续。

图7为条件(5)情况下总含水率($\theta_L + \theta_v + \theta_i$)、温度、液态水通量和气态水通量随深度的分布图。由图7(a)可见, 土体底部含水率在毛细作用下逐渐升高, 至第90天, 深度16至20 m范围内含水率明显增加, 而2.5至16 m深度范围内, 由于毛细水无法供给, 土体维持在初始含水率。在表层2.5 m范围内, 土体含水率出现明显提高, 甚至在表层约1 m深度含水率达到42%, 接近饱和。对照图7(b)可知, 在第5天, 30天和90天, 冻结锋面(0°C)分别位于0.2, 0.5, 0.8 m深度处, 该位置与图7(a)中表层含水率

最大值所处深度对应。另外, 由图7(b)可知, 土体达到一定深度后, 温度几乎不随外界温度变化, 图中深度大于8 m, 温度几乎维持恒定, 与实际情况相符。在图7(c)中, 通量正值表示液态水竖直向上的迁移, 反之向下, 因此, 底部16至20 m范围内正值代表非饱和土体内液态水毛细向上的迁移, 随时间推移逐渐趋近于稳态。在2.5至16 m范围内几乎无液态水迁移, 表层2.5 m范围内负值通量代表液态水的向下迁移, 这是由于冻结条件下土体表层的未冻水含量上部大于下部(图7(a)), 在基质势梯度下, 液态水向下迁移, 这也说明表层土体含水率的增加并不是由液态水迁移造成的。同时图7(c)的插图表明在最接近土表的深度范围内(约0.2, 0.5, 0.8 m对应5, 30和90 d), 液态水通量为零, 这是水分冻结成冰的结果。图7(d)展示了气态水通量的计算结果, 如图所示, 在土体表层出现明显的气态水向上迁移区域, 这说明土体表层含水率的增加主要由气态水迁移所致, 图7(d)中气态水通量在某一深度达到极大值, 这是由于表层水分冷凝和冻结占据孔隙通道, 对气态水迁移产生一定阻滞。

在条件(5)情况下, 本文对表层0.5和1 m深度处温度和总含水率的变化过程进行监测, 其结果如图8所示。由图8(a)可知, 当上边界和下边界分别存在-5°C和15°C的温度梯度时, 0.5和1 m处温度随时间明显下降, 并且0.5 m温度下降速率较大, 在第30天附近达到0°C, 1 m处土体温度在90 d范围内始终为正值。图8(b)为总含水率随时间的变化过程, 在0.5 m深度处, 土体含水率在10 d时出现一个陡升, 在第30 d附近出现第二个陡升, 进一步增大并最终稳定在40%左右。出现两个拐点的原因分析如下: 在前10 d, 土体内温度梯度大, 引起气态水大量迁移, 如图8(a)中的插图所示, 气态水通量在前10 d内出现极大值, 引起含水率剧增; 在第30天时, 0.5 m处达到土温达到0°C(如图8(a)所示), 此时由于水分的冻结, 对更深处土体内水分的产生抽吸作用, 引起含水率进一步陡升。在1 m深度处, 含水率在约25 d产生陡升, 这是由于在25 d内温度梯度大, 气态水大量迁移富集所致(如图8(a)插图所示)。

总而言之, 图7和图8的数值计算结果再现了第二类“锅盖效应”, 展示其水分迁移机理, 土体表层水分富集是由温度梯度下的气态水迁移所致, 表层水分冻结存储迁移的水分, 进一步加剧了下部的水气迁移, 造成一定深度内含水率急剧增大。

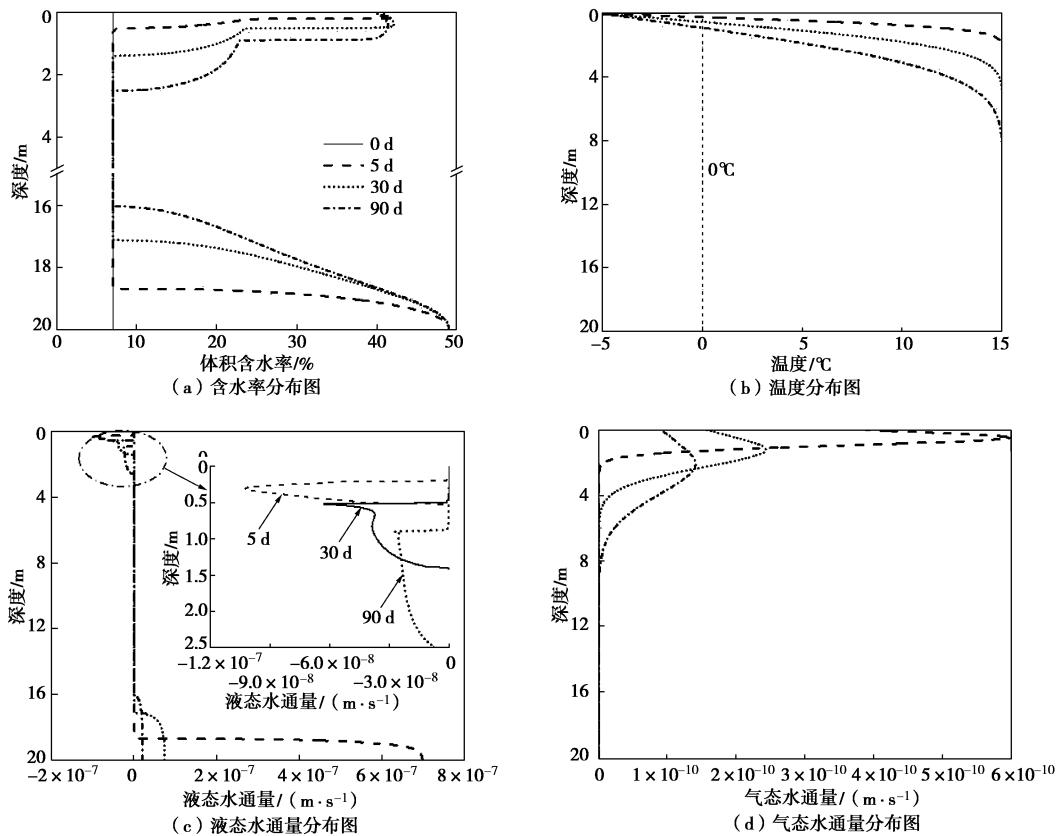


图7 地下水位 20 m, 上下表面温度分别为-5°C和15°C时的计算结果

Fig. 7 Predicted results when water table locates at 20 m, top and bottom temperatures are -5°C and 15°C, respectively

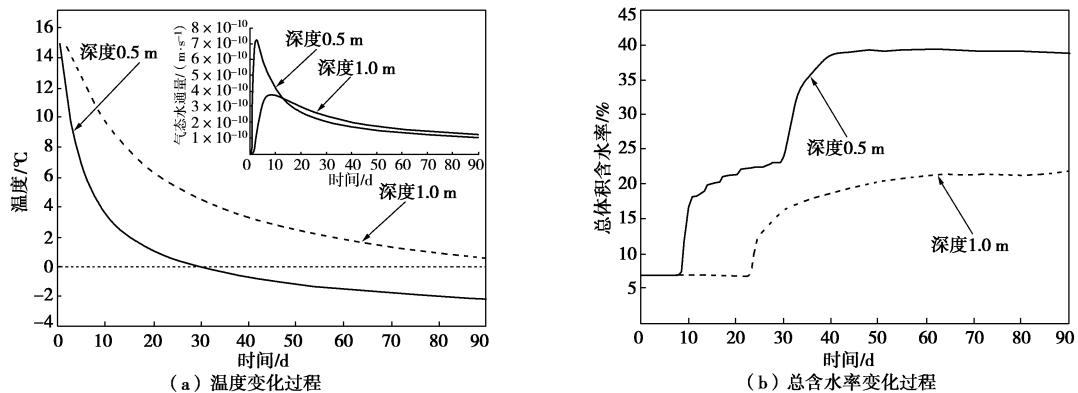
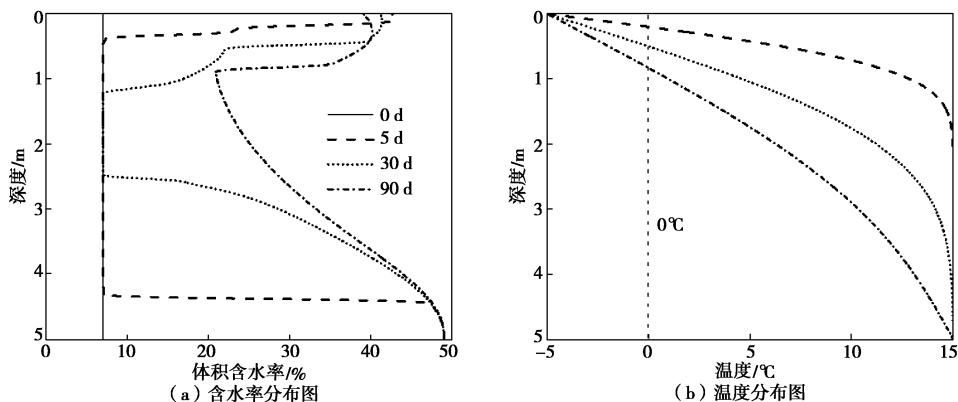


图8 在条件(5)下, 深度 0.5 m 和 1 m 处温度及总含水率随时间的变化过程

Fig. 8 In case 5, temperature and water content at depth of 0.5 m and 1 m versus elapsed time



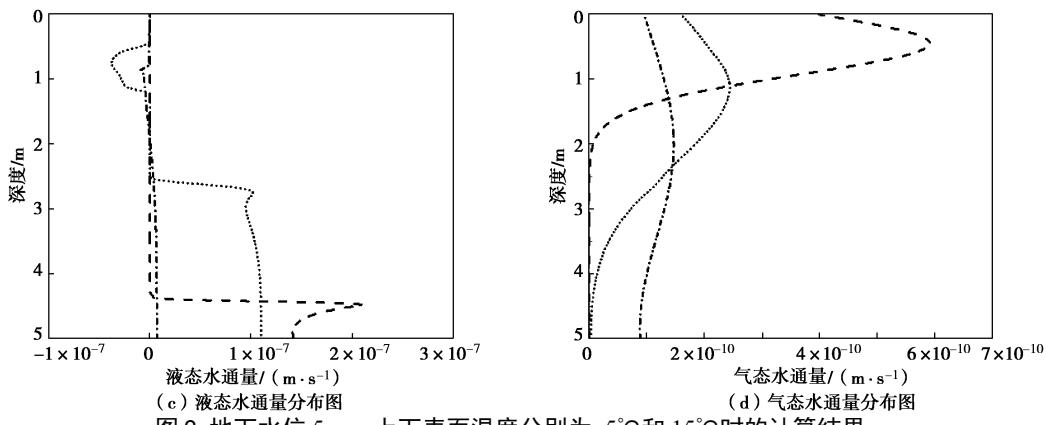
图 9 地下水位 5 m, 上下表面温度分别为 -5°C 和 15°C 时的计算结果Fig. 9 Predicted results when water table locates at 5 m, top and bottom temperatures are -5°C and 15°C , respectively

图 9 展示了条件 (6) 情况下的总含水率、温度梯度、液态水通量和气态水通量随深度的变化曲线。需要指出的是, 此计算条件下, 地下水位位于 5 m, 模拟相对较浅地下水条件下非饱和冻土的水汽迁移过程。如图 9 (a) 所示, 在第 5 天和第 30 天时, 仍有一段土体内含水率位于初始含水率, 说明此时液态水迁移并未达到表层 1 m 处, 表层含水率的增加主要由气态水迁移造成。而在 90 d 时, 1 至 5 m 深度范围内含水率由于毛细作用而大幅度增加, 在 1 m 左右产生冻结 (0°C 线见图 9 (b)), 导致表层含水率增加。如图 9 (c) 和 9 (d) 所示, 在表层 1 m 范围内, 含水率增加主要由气态水的向上迁移控制 (气态水为正, 向上迁移; 液态水为负, 向下迁移)。对比 1.5 m 至 5 m 范围内土体在 90 d 时的液态水和气态水通量可以发现, 液态水通量 (约 $5 \times 10^{-9} \text{ m/s}$) 大于该区域的气态水通量 (约 $1 \times 10^{-10} \text{ m/s}$), 说明当毛细水到达冻结封面位置时, 下部水分迁移主要以液态水迁移为主。

因此, 在地下水位相对较浅 (5 m) 的情况下, 非饱和冻土的表层同样产生水分富集, 表层富集的水分主要由土体内气态水迁移造成。另外, 而当液态毛细水补给达到冻结封面深度时, 下部土体内水分主要受液态水迁移控制。

计算条件 (5)、(7) 和 (8) 中上边界温度分别设置为 -5°C , -10°C 和 -15°C , 土体温度在 90 d 时随深度的变化见图 10, 随着上边界温度的降低, 冻结锋面的深度逐渐降低, 上部土体的温度梯度逐渐增大。对应表层 -5°C , -10°C 和 -15°C , 冻结锋面深度 90 d 分别可达到 0.8, 1.4 和 1.8 m。但 3 种情况下, 温度影响深度范围均为表层 8 m 左右, 深度越大, 温度变化越小。

3 结 论

“锅盖效应”引起覆盖层下方土体水分集聚, 造成工程病害。通过分析研究“锅盖效应”的形成机理和理论背景, 本文将“锅盖效应”定义为: 第一类“锅

盖效应”和第二类“锅盖效应”, 并通过建立数学模型, 阐述其机理和水分集聚规律, 主要结论如下:

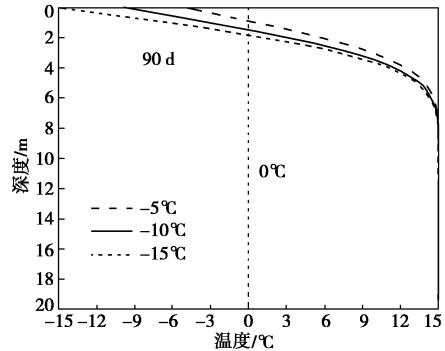


图 10 不同上边界温度下土体温度在第 90 天时随深度的分布

Fig. 10 Temperature profiles at 90 days respecting different top boundary temperatures

(1) 第一类“锅盖效应”是非饱和水气在温度梯度下迁移, 并在表层凝结的过程, 其涉及水分蒸发和冷凝两个相变过程, 但该类“锅盖效应”不会引起覆盖层下方含水率大幅度增加。

(2) 本文从一个新的角度揭示了第二类“锅盖效应”的内在机理, 即非饱和冻土中水气迁移成冰过程。该类“锅盖效应”涉及非饱和土体蒸发、冷凝和冻结 3 个相变过程, 是造成寒旱地区覆盖层下方水分集聚、道面破坏的直接原因, 并且现有的非饱和土水热迁移理论 (如 PDV 模型) 不能合理揭示第二类“锅盖效应”产生和发展过程。

(3) 本文综合考虑水分的 3 个相变过程 (蒸发、冷凝和成冰), 建立了一套描述非饱和冻土水热气耦合迁移的数学模型, 并通过数值模拟再现了第二类“锅盖效应”的形成过程。计算结果发现: 温度梯度下的气态水迁移成冰可造成覆盖层下方土体含水率剧烈增加, 并接近饱和; 在一定深度内, 土体含水率增加存在两个陡升的拐点, 一个由气态水迁移引起, 另一个由冻结相变对水气的产生抽吸作用引起。

(4) 目前国内外的岩土工程设计体系都重视液

态水的影响, 而几乎未曾考虑气态水的迁移、聚集和相变问题。本文的研究表明, 气态水在很多特定条件下, 将成为影响工程安全重要因素, 需要谨慎考虑。

综而言之, 第二类“锅盖效应”形成于寒旱低水位地区, 由气态水迁移成冰引起。第二类“锅盖效应”由于土体整体含水率低, 且远离地下水位, 更容易被忽视。另外, 现行工程设计多考虑防水隔水, 较少考虑防气隔气。因此, 在寒旱地区进行工程建设, 需对第二类“锅盖效应”引起足够重视。

参考文献:

- [1] 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))
- [2] 杨三强, 刘涛, 马淑红, 等. 干旱荒漠区路面覆盖效应评价指标与评价模型研究[J]. 干旱区资源与环境, 2013, 27(5): 76–82. (YANG San-qiang, LIU Tao, MA Shu-hong, et al. The evaluation index and evaluation model of pavement coverage for arid desert area[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2013, 27(5): 76–82. (in Chinese))
- [3] SHENG D, ZHANG S, YU Z, et al. Assessing frost susceptibility of soils using PCHeave[J]. Cold Region Science Technology, 2013, 95: 27–38.
- [4] SHENG D, ZHANG S, NIU F, et al. A potential new frost heave mechanism in high-speed railway embankments[J]. Géotechnique, 2014, 64(2): 144–154.
- [5] ZHANG S, SHENG D, ZHAO G, et al. Analysis of frost heave mechanisms in a high-speed railway embankment[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2016, 53: 1–10.
- [6] PHILIP J R, DE VRIES D A. Moisture movement in porous materials under temperature gradient[J]. Trans Am Geophys Union, 1957, 38: 222–232.
- [7] MILLY P C D. A simulation analysis of thermal effects on evaporation[J]. Water Resources Research, 1984, 20: 1087–1098.
- [8] NASSAR I N, HORTON R. Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil: II. Theoretical development[J]. Soil Science Society of America Journal, 1989, 53: 1330–1337.
- [9] SAKAI M, TORIDE N, ŠIMUNEK J. Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column[J]. Soil Science Society of America Journal, 2009, 73(3): 707–717.
- [10] VAN GENUCHTEN M TH. A closed-form equation for predicting hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, 44: 892–898.
- [11] MUALEM Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. Water Resources Research, 1976, 12: 513–522.
- [12] SAITO H, ŠIMUNEK J, MOHANTY B P. Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadosezone[J]. Vadose Zone Journal, 2006, 5: 784–800.
- [13] DE VRIES D A. Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media[J]. Trans Am Geophys Union, 1958, 39: 909–916.
- [14] CHUNG S O, HORTON R. Soil heat and water flow with a partial surface mulch[J]. Water Resources Research, 1987, 23: 2175–2186.
- [15] 赵天宇, 王锦芳. 考虑密度与干湿循环影响的黄土土水特征曲线[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2012, 43(6): 2445–2453. (ZHAO Tian-yu, WANG Jin-fang. Soil-water characteristic curve for unsaturated loess soil considering density and wetting-drying cycle effects[J]. Journal of Central South University (Science and Technology), 2012, 43(6): 2445–2453. (in Chinese))
- [16] 李保雄, 牛永红, 苗天德. 兰州马兰黄土的物理力学特性[J]. 岩土力学, 2007, 28(6): 1077–1082. (LI Bao-xiong, NIU Yong-hong, MIAO Tian-de. Physico-mechanical characteristics of Malan loess in Lanzhou region[J]. Rock and Soil Mechanics, 2007, 28(6): 1077–1082. (in Chinese))
- [17] 马巍, 王大雁. 中国冻土力学研究 50 a 回顾与展望[J]. 岩土工程学报, 2012, 34(4): 625–639. (MA Wei, WANG Da-yan. Studies on frozen soil mechanics in China in past 50 years and their prospect[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2012, 34(4): 625–639. (in Chinese))
- [18] 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.
- [19] HANSSON K, ŠIMUNEK J, MIZOGUCHI M, et al. Water flow and heat transport in frozen soil: numerical solution and freeze-thaw applications[J]. Vadose Zone Journal, 2004, 3: 693–704.
- [20] WARK K J. Generalized thermodynamic relationships. thermodynamics[M]. 5th ed. New York: McGraw-Hill, Inc, 1988.