

基于 COMSOL 模型的黑土农耕地剖面冻结水热耦合分析

蒋瑶钰, 王彬, 陈祖明, 王文刚

(北京林业大学水土保持学院, 北京 100083)

摘要: 为量化分析典型黑土农耕地在冻结过程中的剖面水热耦合特征, 以东北典型黑土区耕层土壤为研究对象, 通过室内单土柱模拟试验, 并结合 COMSOL Multiphysics 模型 PDE 模块, 实现黑土冻结过程中温度场与水分场的耦合求解。结果表明: (1) COMSOL 模型可实现黑土剖面冻结过程的水热耦合分析, 温度场 ($R^2=0.83$, $RMSE=0.91\text{ }^\circ\text{C}$) 与水分场拟合效果 ($R^2=0.88$, $RMSE=0.02\text{ cm/cm}^3$) 均较好, 可满足拟合精度需要; (2) 黑土农耕地剖面温度的变化速率呈先快速冷却后缓慢趋于稳定的变化趋势, 且越接近冷端, 土壤温度下降至稳定阶段的速率越快; (3) 黑土农耕地剖面水分场在冻结过程中呈明显的水分重分布现象, 且在冻结峰面呈现暖端聚集速率快 [$0.000\ 93\sim 0.001\ 00\text{ cm}/(\text{cm}^3\cdot\text{h})$] 而冷端反之 [$0.000\ 34\sim 0.000\ 42\text{ cm}/(\text{cm}^3\cdot\text{h})$] 的冰晶聚集现象。研究结果可为黑土冻结水热运移规律分析提供技术支持, 并为黑土冻融—水力复合侵蚀机理研究和剖面水热动态模拟提供理论基础。

关键词: 水热耦合; 温度场; 水分场; 冻融侵蚀

中图分类号: S157.1

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2023)06-0187-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2023.06.024

Hydrothermal Coupling Analysis of Freezing Process of Black Soil Farmland Profile Based on COMSOL Model

JIANG Yaoyu, WANG Bin, CHEN Zuming, WANG Wengang

(School of Soil and Water Conservation, Beijing Forestry University, Beijing 100083)

Abstract: To quantitatively analyze the coupling characteristics of water and heat in the profile of typical black soil cultivated land during the freezing process, the topsoil in the typical black soil region in NE China was taken as the research object. Through indoor single soil column simulation experiments and combination with COMSOL Multiphysics model PDE module, the coupling solution of temperature field and moisture field during black soil freezing process was achieved. Results showed that: (1) The COMSOL model could realize the hydrothermal coupling analysis of the freezing process of black soil profile, and the fitting effect of temperature field ($R^2=0.83$, $RMSE=0.91\text{ }^\circ\text{C}$) and water field ($R^2=0.88$, $RMSE=0.02\text{ cm/cm}^3$) was good, which could meet the fitting accuracy requirements. (2) The temperature change rate of black soil cultivated land profile exhibited a trend of rapid cooling followed by a slow approach to stability, and the closer to the cold end, the faster the rate at which soil temperature decreased to the stability stage. (3) The frozen black soil cultivated land profile underwent significant water redistribution during the freezing process. An ice crystal aggregation phenomenon was observed at the warm end, which occurred at a fast rate [$0.000\ 93\sim 0.001\ 00\text{ cm}/(\text{cm}^3\cdot\text{h})$], while the cold end showed the opposite phenomenon [$0.000\ 34\sim 0.000\ 42\text{ cm}/(\text{cm}^3\cdot\text{h})$]. The research results can provide technical support for analyzing the water heat transport law of frozen black soil, as well as a theoretical basis for the study of the mechanism of frozen thawing and hydraulic composite erosion of black soil profiles and dynamic simulation of water-heat in profiles.

Keywords: hydro-thermal coupling; temperature field; moisture field; freeze-thaw erosion

收稿日期: 2023-04-28

资助项目: 国家自然科学基金项目 (41977060)

第一作者: 蒋瑶钰 (1998—), 女, 安徽安庆人, 在读硕士研究生, 主要从事土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail: jiangyaoyu0503@163.com

通信作者: 王彬 (1983—), 男, 河南新乡人, 教授, 博士, 博士生导师, 主要从事土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail: wangbin1836@bjfu.edu.cn

东北黑土区具有明显的季节性冻融特征,冻融—水力复合侵蚀现象明显,导致土壤退化、粮食减产,严重威胁国家粮食安全^[1]。黑土冻结过程的量化表征是冻融—水力复合侵蚀过程描述的关键难点。土壤冻结过程中剖面水热状况存在复杂的耦合变化,造成剖面土壤含水量发生重分布^[2],继而改变次年地表水文条件,间接影响次年春季农作物的生产力^[3],增加水土流失风险^[4]。研究黑土冻结过程水热耦合特征和机理,可为冻融过程的水热动态模拟提供理论基础,并为构建冻融—水力复合土壤侵蚀机理模型提供科学依据。

目前,大多学者^[5-7]通过野外原位观测与室内模拟的手段,研究不同冻结强度、土地利用方式和覆盖条件下(积雪、秸秆)黑土坡面的水热动态变化过程。部分学者^[8]通过控制不同初始含水率、降温幅度和地下水条件下的单向冻融试验,定量分析黑土剖面水分迁移的主要影响因素。近年来,对于东北黑土区冻结过程中土壤温度、水分的变化特征已取得丰富成果;但受限于试验条件等因素影响,土壤剖面水热耦合过程的定量表征仍相对薄弱,一定程度上限制冻融—水力复合侵蚀过程机制的研究。

数值模型模拟是研究冻土水热耦合规律的重要方式,已被广泛地应用在冻土路基、寒区隧道及冻土边坡等工程领域^[9-11]。随着有限元法的引入,数值模型模拟的精度不断提升。相关学者引入水分迁移热熵^[12]、相变过程水分对流^[13],以及冰相水分运移阻抗效应等,提出水热场偏微分方程有限元差分形式^[14]。Philip 等^[15]基于热平衡及多孔介质水分黏性流动理论,首次提出土壤水热耦合运动模型。部分学者选用徐学祖方程^[12]、固液比(BI)^[16-17]、含冰率—温度关系^[18]等为联系方程求解水热耦合高度非线性偏微分方程组。其中,基于 COMSOL 模型的系数型偏微分模块(PDE)被广泛运用于季节性冻土区高度非线性水热耦合偏微分方程的求解。

东北黑土区是我国重要的粮食生产基地,农耕地土壤冻融—水力复合侵蚀现象明显。针对耕作黑土,探究单向冻融模式下黑土温度变化和水分迁移特征,对土壤冻融侵蚀过程机制的深入理解具有重要作用。选取东北典型黑土区耕层土壤为研究对象,通过室内单土柱模拟试验,在评价冻土水热耦合模型适用性的基础上,实现 COMSOL Multiphysics 模型的自定义数学模块(PDE)对水热场方程进行求解,实现黑土冻结过程中温度场和水分场数值模拟。研究结果可为黑土冻结水热运移规律分析提供技术支持,并对进一步研究该区土壤冻融侵蚀过程机制认识等提供理论依据。

1 材料与方 法

1.1 试验土壤与试验设计

试验土样采自东北典型黑土区黑龙江省齐齐哈尔市克山县克山农场(125°08'00"—125°37'00"E,48°12'00"—48°23'00"N)耕层土壤。鉴于冻融—水力复合侵蚀多发生在扰动强烈的耕层,选取研究区 15 cm 耕层土壤为研究对象。研究区属季节性冻土区,土壤冻结多发生在 11 月中旬至翌年 3 月,平均气温 -10~-30 ℃,平均地温 0~5 ℃。供试土壤质地为粉质黏土(黏粒 29.4%,粉粒 61.3%,砂粒 9.3%)。

试验于 2021 年 8—12 月在北京林业大学水土保持学院水土保持重点实验室进行,试验共设计 3 组(预设初始含水率梯度为 0.20,0.25,0.30 cm³/cm³),共设置 7 次处理(表 1)。参照自然条件下冻结期实测的黑土农耕地多年平均土壤温度及含水率,设置控制条件试验模拟的冷端温度为(-10±2) ℃,暖端温度为(3±0.5) ℃,试验土柱初始温度为 3 ℃,冻结方向为垂直向下的单向冻结(表 1)。2 组独立数据分别用于模型参数率定(T1~T6)和验证(T7)。

表 1 试验设计

试验编号	初始重量含水率/ (cm ³ ·cm ⁻³)	暖端 温度/℃	冷端 温度/℃	试验土柱 初始温度/℃
T1	0.205	3.0	-5.0	3.0
T2	0.225	3.0	-9.7	3.0
T3	0.273	2.8	-9.4	3.0
T4	0.294	2.7	-10.2	3.0
T5	0.295	2.8	-8.2	3.0
T6	0.279	2.9	-14.5	3.0
T7	0.258	3.0	-10.0	3.0

1.2 研究方法

1.2.1 室内单土柱模拟试验 试验参照《土工试验方法标准》^[19](GB/T 50123-1999)进行制备。土样过 2 mm 筛,按设计含水量分层填装至亚克力透明制样筒(土样高 15 cm,直径 10 cm,容重 1.28 g/cm³),随后密封静置于恒温条件下(3±0.5 ℃)12 h 使土水分均匀分布。

试验装置由外循环温度控制装置(SHD-6000,中国)、高低温恒温液浴循环两用槽(XT 5218-B12)、边界恒温板(-10 ℃冷端、3 ℃暖端)、热电偶式温度探头(JK-24C)和试验土柱组成,整个试验过程采用保温隔热材料包裹试验土柱以保证一维垂直冻结的温度梯度条件(图 1)。试验土柱内等距设置针式温度探头,每 30 s 测量 1 次。冻结结束稳定阶段,采用烘干法^[20]分层测定对应土样重量含水量。

1.2.2 冻土水热耦合微分方程组

(1)基本假设。根据季节性冻土的主要物理过

程,设置假设为:

- ①土壤是不可压缩的、均匀的、各向同性的介质。
- ②孔隙水渗流服从达西定律。
- ③限制边界条件下季节性冻土发生垂向一维水

热运动。

- ④土中盐分的影响可忽略。
- ⑤冻结过程中主要水分迁移为液态(忽略凝华影响)。

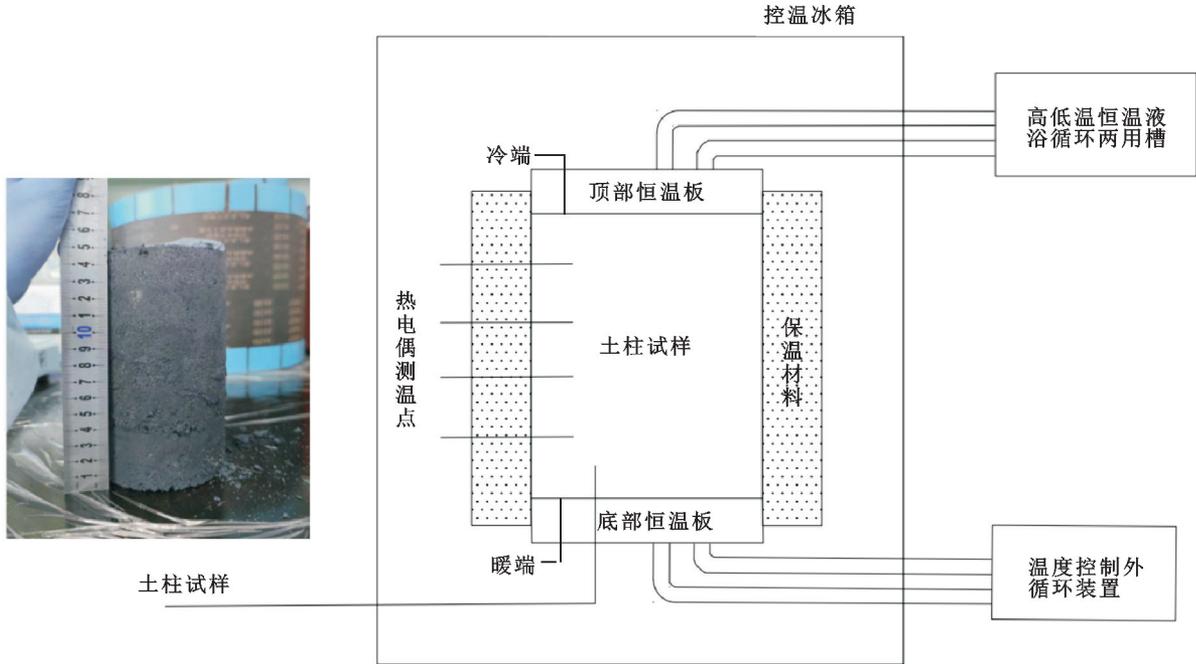


图 1 垂直一维冻结土柱试验示意

(2)温度场控制方程。基于傅里叶定律^[21]并考虑二维水热耦合问题,将相变潜热作为热源进行处理,得到冻土热传导微分方程为:

$$\rho C(\theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda(\theta) \nabla^2 T + L \cdot \rho_I \frac{\partial \theta_I}{\partial t} \quad (1)$$

式中: ρ 为土的密度(kg/m^3); ρ_I 为冰的密度(kg/m^3); C 为热容量[$\text{J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$]; λ 为导热系数[$\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$]; L 为相变潜化热,取值 334.56 (kJ/kg); T 为温度($^\circ\text{C}$); t 为时间(s);体积含水量为 $\theta = \theta_u + \rho_I / \rho_w \cdot \theta_I$ (kg/m^3),其中, θ_u 为未冻水的体积含量(%); ρ_w 为水的密度(kg/m^3)。

(3)水分场控制方程。基于非饱和融土水分运动规律^[22],引入水冰相变项,得到冻土中水分迁移 Richards 方程:

$$\frac{\partial \theta_u}{\partial t} + \frac{\rho_I}{\rho_w} \frac{\partial \theta_I}{\partial t} = \nabla [D(\theta_u) \nabla \theta_u + k(\theta_u)] \quad (2)$$

考虑土壤冻结过程中冰晶对水流的阻塞作用^[14],冻土中水的扩散率计算公式为:

$$D(\theta_u) = \frac{k(\theta_u)}{c(\theta_u)} \cdot I \quad (3)$$

$$I = 10^{-10\theta_I} \quad (4)$$

式中: $k(\theta_u)$ 为土体渗透率(m/s); $c(\theta_u)$ 为比水容量($1/\text{m}$); I 为描述土中冰对水分迁移阻碍作用的阻抗因子。

(4)联系方程。冻土温度场和水分场中包含温

度、孔隙冰体积和未冻水体积 3 个未知量,故须引入联系方程才能实现水热耦合模型求解。选用固液比 BI 为耦合项,固液比是在徐学祖方程^[16]基础上进行的数学形式转换,本质为未冻水含量和温度的关系,在方程求解时具有更易计算的优点,用于表示土中冰与未冻水的体积之比,计算公式为:

$$BI = \frac{\theta_I}{\theta_u} = \begin{cases} 1.1 \left(\frac{T}{T_f}\right)^B - 1 & T < T_f \\ 0 & T > T_f \end{cases} \quad (5)$$

式中: T_f 为土体冻结温度($^\circ\text{C}$);固液比相关系数 B 为随土质与含盐量变化的常数,一般为 0.56^[23]。选用 van genuehten(VG)(1980)滞水模型和 Gardner 渗透系数模型(1958)^[22],并将冻土的相对饱和度(S)定义为:

$$S = \frac{\theta_u - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (6)$$

式中: θ_r 为残余含水率(%); θ_s 为饱和含水率(%)。

联立温度场微分方程(1)、水分场微分方程(2)以及联系方程 BI ,即得到冻土水热耦合求解方程组:

$$\begin{cases} \rho C(\theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda(\theta) \nabla^2 T + L \cdot \rho_I \frac{\partial \theta_I}{\partial t} \\ \frac{\partial \theta_u}{\partial t} + \frac{\rho_I}{\rho_w} \frac{\partial \theta_I}{\partial t} = \nabla [D(\theta_u) \nabla \theta_u + k(\theta_u)] \\ BI = \frac{\theta_I}{\theta_u} \end{cases} \quad (7)$$

综上,冻土水热耦合方程中所需的参数见表 2。

表 2 函数参数

符号	指标	物理意义	公式	参数	文献来源
$k(\theta_u)$	渗透率	单位水力梯度下流量	$k_s \cdot S^1 [1 - (1 - S^{1/m})^m]^2$	L, m	Gardner(1958) ^[22]
I	阻抗因子	冰对未冻水迁移阻滞作用	10^{-10I}	θ_l	Taylor(1978) ^[14]
$c(\theta_u)$	比水容量	基质势变化引起含水量变化	$a \cdot m / (1 - m) \cdot S^{1/m} (1 - S^{1/m})^m$	a, m	VG(1980) ^[22]
$D(\theta_u)$	扩散率	传播温度的速率	$k(S) / [(\theta_s - \theta_r) / c(S)] \cdot I$		Lu N(2012) ^[22]

1.3 数据处理及模型模拟适用性评价分析

采用 Excel 2003 软件对数据进行统计分析, Origin 2019 软件作图。采用决定系数 (R^2)、均方根误差 (RMSE) 评价模型模拟效果, 当 R^2 越接近 1, RMSE 越接近 0 时, 证明其误差越小, 其计算公式为:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_i (S_i - M_i)^2}{\sum_i (S_i - \bar{M}_i)^2} \quad (8)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - M_i)^2} \quad (9)$$

式中: S_i 为模拟值; M_i 为实测值; \bar{M}_i 平均值; n 为实测样本数 (个)。

2 结果与分析

2.1 基于 COMSOL 二次开发的冻土水热耦合模型构建

通过 COMSOL 中系数型偏微分模块 (PDE) 进行二次开发, 建立冻土水热耦合数值模型。将温度场及水分场高度非线性方程组 (式 7) 化解成系数型标准形式后, 完成 PDE 模块参数输入。

系数型偏微分方程的标准形式为:

$$e_a \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + d_a \frac{\partial u}{\partial t} + \nabla(-c \nabla u - au + \gamma) + \beta \nabla u + au = f \quad (10)$$

式中: u 为所求变量; e_a 为质量系数; d_a 为阻尼系数; c 为扩散系数; q 为边界上的吸收系数; β 为对流系数; a 为吸收系数; γ 为保守通量源项; f 为源项。

将冻土水热耦合求解方程组 (式 7) 中温度场及水分场方程分别转化为系数偏微分方程组的形式, 并与系数偏微分方程标准形式进行对比^[17], 分别可得温度场偏微分方程参数为:

$$\begin{cases} d_a = \rho C(\theta) \\ c = \lambda(\theta) \\ f = L \cdot \rho_l \cdot (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{\partial B(T)}{\partial t} \cdot S + B(T) \cdot \frac{\partial S}{\partial t} \right) \end{cases} \quad (11)$$

水分场偏微分方程参数为:

$$\begin{cases} d_a = 1 + \frac{\rho_l}{\rho_w} B(T) \\ c = D(S) \\ \gamma = -K(S) \\ a = \frac{\rho_l}{\rho_w} \cdot \frac{\partial B(T)}{\partial t} \end{cases} \quad (12)$$

将式 (11)、式 (12) 参数对应输入 PDE 模块, 完成温度场方程与水分场方程的联立。此外, 固液比方程参考白青波等^[16] 在黏土冻结试验数值模型模拟中算法, 采用模拟试验 T1~T6 数据组进行模型参数率定 (表 1), 并通过迭代法^[24] 得到适用于研究区的固液比方程:

$$BI = 1.744 |T|^{0.56} - 1.013 \quad (13)$$

将温度场以及水分场方程的 PDE 模块联立固液比方程 (公式 13), 即可耦合求解水热联合方程组, 进而建立冻土水热耦合模型。基于前期试验并集成分析现有研究^[25] 成果, 确定温度场和水分场模拟所需参数 (表 3), 其中饱和土渗透系数为 9.62×10^{-5} m/s, 土密度为 1.28 g/m³, 饱和含水率为 0.40 cm³/cm³, 固液比相关系数为 0.56 , 相变潜化热为 $33\ 456$ J/kg^[16,26-27]。同时, 选用单土柱冻结试验另一组独立数据 (T7) 进行模型验证。

表 3 参数汇总

参数	数值	单位
土的比热容	0.85	J/(kg · K)
水的比热容	4200.00	J/(kg · K)
冰的比热容	2100.00	J/(kg · K)
土的导热系数	0.95	W/(m · K)
水的导热系数	0.62	W/(m · K)
冰的导热系数	2.31	W/(m · K)
相变潜化热	33456.00	J/kg
冰密度	918.00	kg/m ³
水密度	1000.00	kg/m ³
土密度	1280.00	kg/m ³
饱和含水率	0.40	cm ³ /cm ³
残余含水率	0	cm ³ /cm ³
土体冻结温度	272.46	K
与固液比相关的系数	0.56	无量纲
饱和土的渗透系数	9.62×10^{-5}	m/s
VG 模型参数 1	0.50	无量纲
VG 模型参数 m	0.22	无量纲
VG 模型参数 a	2.59	1/m

2.2 单土柱土壤水热耦合特征

2.2.1 温度场模拟 黑土剖面温度的变化速率随时间变化表现为快速冷却阶段 (FC)、缓慢冷却阶段 (SC) 和稳定阶段 (SS) 3 个阶段 (图 2、图 3)。各土层 (3, 6, 9, 12 cm) 实测值稳定温度分别为 $-0.1, -2.2, -4.4, -7.2$ °C。土层高度 3 cm 接近土柱暖端, 12 cm 接近土柱冷端, 温度变化速率随土柱高度的变化

而变化,高度越接近冷端,温度下降到稳定阶段的速率越快,即温度到达稳定所需时间越少。黑土剖面冻结区和未冻结区温度沿土柱均呈接近线性分布(图 4)。冻结早期,冻结区存在较大的温度梯度;与未冻区相比,冻结区的导热系数更大,热容更小。

冻土水热耦合模型的温度场模拟值效果较好 ($R^2=0.83$, $RMSE=0.91\text{ }^\circ\text{C}$),整体拟合趋势与实测趋势基本一致(图 2),平均低估 4.9%。温度场拟合低估率随土壤剖面高度呈明显差异,靠近控温边界(冷端 12 cm、暖端 3 cm)处的低估率较小,而远离控温边界处的土壤温度低估幅度明显增加,低估率增加为边界处的 1.9~2.1 倍。综上,基于 COMSOL 模型 PDE 解算的土壤剖面温度的拟合效果达到较好水平,可用于黑土剖面传热过程的模拟。

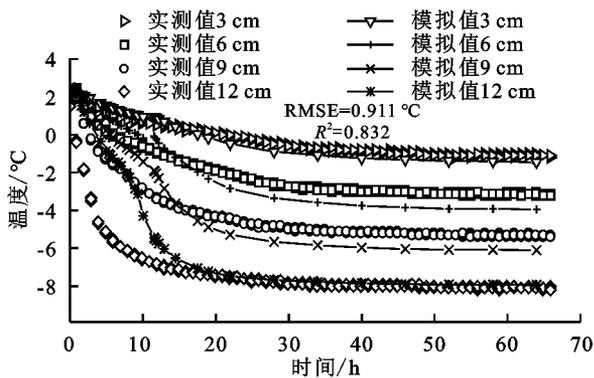


图 2 冻结过程试验土柱各层次土壤温度变化

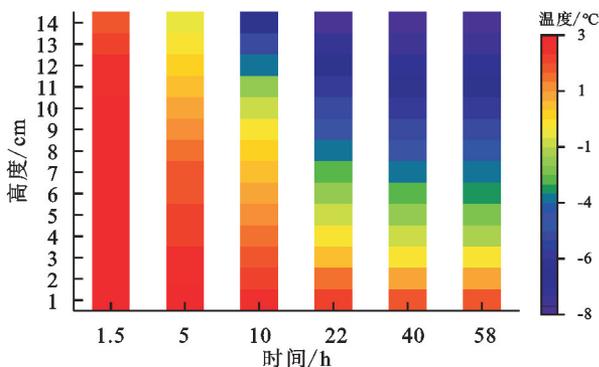


图 3 温度场随时间变化(模拟值)

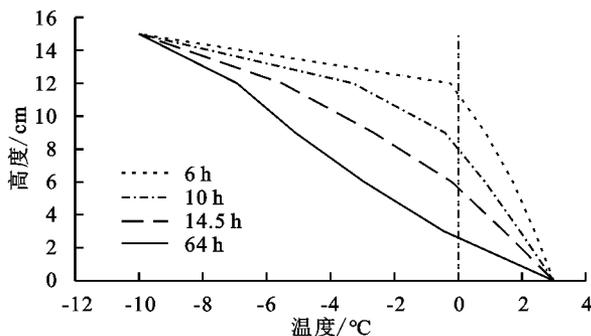


图 4 土柱的模拟温度随时间的分布

2.2.2 水分场模拟 冻结作用使黑土剖面土壤水分发生明显的重分布现象(图 5)。冻结锋面处存在明显的冰晶聚集现象,暖端聚集速率快[0.000 93~

0.001 00 $\text{cm}/(\text{cm}^3 \cdot \text{h})$],冷端聚集速率慢[0.000 34~0.000 42 $\text{cm}/(\text{cm}^3 \cdot \text{h})$],最大含水量(高度 4.5 cm)实测为 0.35 $\text{cm} \cdot \text{cm}^3$,较初始含水率提高 9.1%。此外,剖面水分迁移率变化趋势与温度变化相反,暖端水分聚集速率为 0.000 93~0.001 00 $\text{cm}/(\text{cm}^3 \cdot \text{h})$,而冷端较其慢 2.2~2.9 倍。随着冻结时间推移,冻结锋面逐渐下移,水分迁移量逐渐增大(图 6)。初始含水率为 0.257 5 cm/cm^3 ,冷端温度为 $-10\text{ }^\circ\text{C}$ 时,冻结 8.2,30,48,60 h 时,最大含水率分别为 0.24,0.28,0.33,0.35 cm/cm^3 ,冻结锋面高度分别为 9.64,4.96,4.82,4.28 cm,冻结锋面高度随时间推移逐渐稳步下移。此外,随着冻结时间推移,冻结锋面以下含水率逐渐减小。冻结 8.2,30,48,60 h 时,冻结锋面以下即未冻结区,含水率平均为 0.17,0.17,0.15,0.15 cm/cm^3 ,相对于初始含水率分别减少 33.05%,33.98%,40.50%,41.74%,水分迁移量逐渐增大。在温度梯度影响下,冻结与未冻结部分间的土水势差变大,驱使随着水从未冻结区逐渐向冻结区迁移,冻结锋面逐渐下移;同时随着冻结时间推移,冻结锋面迁移量逐渐增大。

冻土水热耦合模型的水分场模拟值较好,整体拟合趋势与实测趋势整体相符 ($R^2=0.88$, $RMSE=0.020\text{ cm}/\text{cm}^3$) (图 5)。靠近冷端附近,模拟值与实测值总含水量平均差值为 0.034 cm/cm^3 。

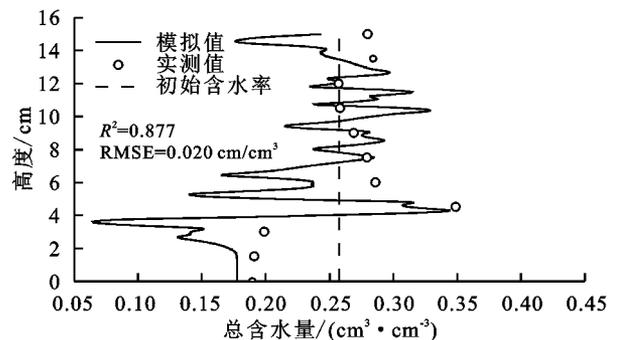


图 5 试验结束时水分场分布

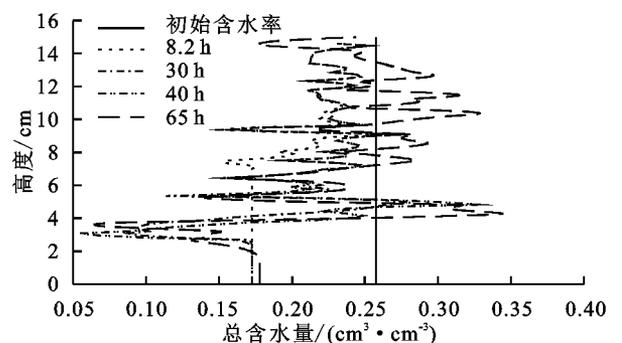


图 6 不同冻结时刻含水率模拟值沿土柱高度分布

3 讨论

土壤剖面温度梯度对控制条件下单向冻结土柱温度变化速率有显著影响。黑土土柱温度变化速率呈现明显的 3 个变化阶段,且越接近冷端变温速率稳

定时间越短。Zhou 等^[28]、Huang 等^[29]通过 COMSOL 和完全耦合的热—水力—力学 (THM) 模型模拟饱和冻结土柱温度场的相关研究得到相近的温度变化趋势。剖面温度临近 0 °C 时, 由于孔隙水相变成冰释放潜热, 造成温度随时间的变化速率相对变缓^[29]。温度场拟合效果分析表明, 远离控温边界处的土壤温度低估幅度大于靠近控温边界处的低估率, 低估率增加为边界处的 1.9~2.1 倍。其原因主要是实体模型和模型模拟间的径向传热条件存在差异^[30], 模型模拟中的径向传热边界为绝热条件, 实体模型无法完全避免热交换现象。

冻结结束后水分场发生明显的重分布现象, 该现象与张明礼等^[13]通过 COMSOL 软件反演的壤土单向冻结试验结束时水分场结果相似。冻结锋面处冰晶聚集是由于冻结层向下移动缓慢, 使得暖端附近未冻土层有足够的时间迁移更多的水分到冻结锋处^[28], 而冷端附近的冻土层由于受到冰的阻滞作用致使迁移量减少。在土壤冻结过程中, 一部分土壤水分由液态变为固态, 土壤未冻水量减少, 基质势降低, 冻结与未冻结部分间的土水势差变大, 随着冻结深度的发展, 土壤未冻结区的液态水不断向冻结锋面迁移, 部分在冻结界面附近冻结, 部分受到冰的阻滞作用而滞留, 两者共同作用导致最大含水量出现在冻结峰面附近^[31]。同时, 在对水分场拟合效果分析中, 冷端附近误差较大, 一方面由于冷端土样温度梯度大, 水分迁移较迅速, 冻结速率快, 导致液相水分在此聚集时间较短, 易引起试验误差^[32]; 另一方面, 由于未考虑非饱和土样中的气相凝华现象。

采用 COMSOL 模型的自定义数学模块 (PDE) 对水热场方程进行求解, 实现黑土冻结过程中温度场和水分场数值模拟, 温度场与水分场拟合效果均较好。与白清波等^[16]研究结果相似, 但在固液比参数选取上不同, 其主要原因为土壤质地不同导致冻结过程中未冻水含量和温度传递特性改变, 致使固液比参数存在差异^[31,33]。此外, 模型计算结果整体在精度范围内, 但如何缩小误差仍存在一定可提升空间。参数准确性将直接影响模拟结果的有效性, 土壤冻结过程是土壤性质与外界条件等多种因素综合作用的结果, 其水热耦合变化十分复杂^[26], 在相互作用中相关参数也有所变化, 为方便模型求解计算, 整个冻结过程中采用相同的参数, 可以结合野外实测数据优化模型各土层参数, 是未来待继续研究的主要问题。

4 结论

(1) COMSOL 模型适用于黑土剖面冻土的水热

耦合分析。基于模型模拟的温度场 ($R^2 = 0.83$, RMSE=0.91 °C) 和水分场拟合效果 ($R^2 = 0.88$, RMSE=0.02 cm³/cm³) 均可达到满意水平。

(2) 黑土农耕地剖面温度的变化速率随时间变化表现为快速冷却阶段 (FC)、缓慢冷却阶段 (SC) 和稳定阶段 (SS) 3 个阶段, 剖面高度越接近冷端, 温度下降到稳定阶段的速率越快。

(3) 黑土农耕地剖面在冻结过程中呈明显的重分布特征, 且在冻结峰面表现出暖端聚集速率快 [0.000 93~0.001 00 cm³/(cm³·h)] 而冷端反之 [0.000 34~0.000 42 cm³/(cm³·h)] 的冰晶聚集现象。

参考文献:

- [1] 张光辉, 杨扬, 刘瑛娜, 等. 东北黑土区土壤侵蚀研究进展与展望[J]. 水土保持学报, 2022, 36(2): 1-12.
- [2] 王子龙, 付强, 姜秋香, 等. 季节性冻土区不同时期土壤剖面水分空间变异特征研究[J]. 地理科学, 2010, 30(5): 772-776.
- [3] Dai Z G, Fei L J, Huang D L, et al. Coupling effects of irrigation and nitrogen levels on yield, water and nitrogen use efficiency of surge-root irrigated jujube in a semiarid region [J]. *Agricultural Water Management*, 2019, 213: 146-154.
- [4] Ban Y Y, Lei T W, Liu Z Q, et al. Comparative study of erosion processes of thawed and non-frozen soil by concentrated meltwater flow [J]. *Catena*, 2017, 148: 153-159.
- [5] 张科利, 彭文英, 王龙, 等. 东北黑土区土壤剖面地温和水分变化规律[J]. 地理研究, 2007, 26(2): 314-320.
- [6] 张少良, 沈庆松, 王曜, 等. 不同冻结强度下容重和含水量对黑土剖面水分变化特征影响[J]. 东北农业大学学报, 2016, 47(12): 48-55.
- [7] 胡伟, 张兴义, 严月. 不同土地利用方式下冻融期黑土水热过程观测研究[J]. 土壤与作物, 2018, 7(3): 312-323.
- [8] 刘红希, 范昊明, 许秀泉. 黑土冻融过程中水分垂直迁移模拟研究[J]. 水土保持学报, 2021, 35(1): 169-173.
- [9] Rui D H, Zhai J B, Li G Y, et al. Field experimental study of the characteristics of heat and water transfer during frost heaving [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2019, 168: e102892.
- [10] Lai Y M, Liu S Y, Wu Z W, et al. Numerical simulation for the coupled problem of temperature and seepage fields in cold region dams [J]. *Journal of Hydraulic Research*, 2002, 40(5): 631-635.
- [11] Wang C, Ma Z P. Mathematical model and numerical simulation of hydrothermal coupling for unsaturated soil subgrade in the seasonal frozen zone [J]. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*,

- 2021,719(3):e032042.
- [12] Liu Z, Yu X. Coupled thermo-hydro-mechanical model for porous materials under frost action: Theory and implementation[J]. *Acta Geotechnica*, 2011, 6(2): 51-65.
- [13] 张明礼, 郭宗云, 韩晓斌, 等. 基于 COMSOL Multiphysics 数学模块的冻土水热耦合分析[J]. *科学技术与工程*, 2018, 18(33): 7-12.
- [14] 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.
- [15] Philip J R, De Vries D A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients [J]. *Transactions, American Geophysical Union*, 1957, 38(2): 222-232.
- [16] 白青波, 李旭, 田亚护, 等. 冻土水热耦合方程及数值模拟研究[J]. *岩土工程学报*, 2015, 37(增刊 2): 131-136.
- [17] 王晓刚. 冻土区桩土体系冻胀融沉特性研究[D]. 西安: 西安科技大学, 2019.
- [18] 周家作, 谭龙, 韦昌富, 等. 土的冻结温度与过冷温度试验研究[J]. *岩土力学*, 2015, 36(3): 777-785.
- [19] 赵刚, 陶夏新, 刘兵. 原状土冻融过程中水分迁移试验研究[J]. *岩土工程学报*, 2009, 31(12): 1952-1957.
- [20] 孙蕾, 王磊, 蔡冰, 等. 土壤水分测定方法简介[J]. *中国西部科技*, 2014, 13(11): 54-55.
- [21] 陶文铨. 传热学[M]. 西安: 西北工业大学出版社, 2006.
- [22] Lu N, Likos W J. 非饱和土力学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2012: 269-287.
- [23] 徐学祖, 邓友生. 冻土中水分迁移的实验研究[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 21-28.
- [24] 王刚, 安琳. COMSOL Multiphysics 工程实践与理论仿真: 多物理场数值分析技术[M]. 电子工业出版社, 2012: 167-194.
- [25] 顾汪明, 周金星, 王彬, 等. 冻融循环作用对黑土水稳性团聚体特征的影响[J]. *中国水土保持科学*, 2020, 18(4): 45-52.
- [26] 李智明. 冻土水热力场耦合机理研究与工程应用[D]. 哈尔滨: 哈尔滨工业大学, 2017.
- [27] 王冲. 施用生物炭对土壤热导率的影响及机制研究[D]. 沈阳: 沈阳农业大学, 2018.
- [28] Zhou J Z, Li D Q. Numerical analysis of coupled water, heat and stress in saturated freezing soil[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2012, 72: 43-49.
- [29] Huang X, Rudolph D L. Coupled model for water, vapour, heat, stress and strain fields in variably saturated freezing soils[J]. *Advances in Water Resources*, 2021, 154: e103945.
- [30] Lai Y M, Pei W S, Zhang M Y, 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.
- [31] 何瑞霞, 金会军, 赵淑萍, 等. 冻土导热系数研究现状及进展[J]. *冰川冻土*, 2018, 40(1): 116-126.
- [32] Bai R Q, Lai Y M, Zhang M Y, et al. Study on the coupled heat-water-vapor-mechanics process of unsaturated soils [J]. *Journal of Hydrology*, 2020, 585: e124784.
- [33] Li K Q, Li D Q, Liu Y. Meso-scale investigations on the effective thermal conductivity of multi-phase materials using the finite element method[J]. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 2020, 151: e119383.
- (上接第 186 页)
- [17] 张浩, 吕茂奎, 江军, 等. 侵蚀红壤区植被恢复对表层与深层土壤有机碳矿化的影响[J]. *水土保持学报*, 2016, 30(1): 244-249, 314.
- [18] 梁振春, 李静, 吴靖, 等. 退耕还林还草对黄土高原坡地磷素的影响[J]. *南方农业学报*, 2018, 49(4): 688-694.
- [19] Liu R S, Wang D M. Soil C, N, P and K stoichiometry affected by vegetation restoration patterns in the alpine region of the Loess Plateau, Northwest China[J]. *PLoS One*, 2020, 15(11): e0241859.
- [20] 何高迅, 王越, 彭淑娟, 等. 滇中退化山地不同植被恢复下土壤碳氮磷储量与生态化学计量特征[J]. *生态学报*, 2020, 40(13): 4425-4435.
- [21] 陈晓旋, 陈淑云, 曾从盛, 等. 螃蟹对闽江河口湿地土壤碳氮磷含量及其生态化学计量学特征影响[J]. *环境科学学报*, 2018, 38(3): 1179-1188.
- [22] Liang J J, Crowther T W, Picard N, et al. Positive biodiversity-productivity relationship predominant in global forests[J]. *Science*, 2016, 354(6309): 79-134.
- [23] 吴昊. 不同类型群落物种多样性指数的比较研究[J]. *中南林业科技大学学报*, 2015, 35(5): 84-89.
- [24] Stevens C J, Quinton J N, Bailey A P, et al. The effects of minimal tillage, contour cultivation and in-field vegetative barriers on soil erosion and phosphorus loss[J]. *Soil and Tillage Research*, 2009, 106(1): 145-151.
- [25] 杨桦, 彭小瑜, 杨淑琪, 等. 滇南喀斯特断陷盆地土地利用方式对土壤有机碳及其活性组分的影响[J]. *生态学报*, 2022, 42(17): 7105-7117.