

# 不同模型模拟东北黑土冻结特征曲线的适用性评价<sup>①</sup>

王力<sup>1</sup>, 田正超<sup>2\*</sup>, 易层<sup>2</sup>, 任图生<sup>1</sup>

(1 中国农业大学土地科学与技术学院, 北京 100093; 2 华中农业大学资源与环境学院, 武汉 430070)

**摘要:** 我国东北黑土区频繁经历强烈的冻融循环, 给水土保持和农业生产等带来很大影响。反映冻土液态水含量随负温变化的冻结特征曲线(SFCC)对于预测土壤冻融期间水、热、盐运移具有重要作用。本文室内测定了3种东北土壤不同初始含水量下的SFCC, 并原位监测了一个典型东北黑土剖面冻融期间的SFCC动态。利用实测数据评价了已有SFCC模型的准确性, 提出了一个新的适用于东北黑土SFCC的传递函数模型。结果表明: SFCC受土壤类型、质地、比表面积、初始含水量和容重等显著影响, 稳定冻结后黏质土壤中仍存在较高比例的液态水。综合考虑土壤初始含水量和剩余含水量的非线性拟合经验模型可以准确模拟东北黑土的SFCC, 均方根误差(RMSE)在 $0.018 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 左右, AIC均为负值, 但需要实测SFCC来获取模型参数。而基于土壤基础理化性质预测SFCC的传递函数模型准确性较差, RMSE超过 $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , AIC为正值。本文发展了一个综合考虑土壤比表面积、容重及砂粒和黏粒含量的SFCC传递函数模型。新模型提高了SFCC模型在东北黑土上的适用性, 4种土壤的SFCC模拟值与实测值间的RMSE为 $0.025 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , AIC值平均为-179。但未来需要更多SFCC实测数据来验证新模型的准确性, 为东北黑土区冻融侵蚀和水热迁移研究提供技术和理论支撑。

**关键词:** 黑土; 冻结特征曲线; 模型; 液态水含量; 温度

**中图分类号:** S152.7 **文献标志码:** A

## Evaluation of Different Freezing Characteristic Curve Models with Black Soils of Northeast China

WANG Li<sup>1</sup>, TIAN Zhengchao<sup>2\*</sup>, YI Ceng<sup>2</sup>, REN Tusheng<sup>1</sup>

(1 College of Land Science and Technology, China Agricultural University, Beijing 100093, China; 2 College of Resource and Environment, Huazhong Agricultural University, Wuhan 430070, China)

**Abstract:** The black soil in Northeast China experiences repeated freezing and thawing cycles, which result in significant effects on soil erosion and agricultural management. Soil freezing characteristics curve (SFCC) represents the change of unfrozen water content with soil temperature during freeze-thaw cycles. SFCC is important for water, heat, and solute transport in frozen soils. This study aimed to evaluate the performance of existing SFCC models for Northeast China soils and develop a new pedotransfer function for modelling SFCC. The SFCC of three typical Northeast soils was measured in the laboratory under different initial water contents, and the dynamic SFCC of a typical black soil profile in Northeast China was monitored *in situ*. The accuracy of existing SFCC models was evaluated using the measured data, and a new pedotransfer function model suitable for SFCC in Northeast black soils was proposed. The results show that SFCC is significantly influenced by soil type, texture, specific surface area, initial water content, and bulk density. After stable freezing, a relatively high proportion of unfrozen water still exists in clayey soils. The empirical models that consider both initial and residual water contents can accurately simulate the SFCC of Northeast black soils, with root mean square error (RMSE) around  $0.018 \text{ m}^3/\text{m}^3$  and negative AIC values. However, such models require measured SFCC data to obtain its parameters. In contrast, pedotransfer function models that predict SFCC based on basic soil physicochemical properties show relatively poor accuracy, with RMSE exceeding  $0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$  and positive AIC values. This study developed a new pedotransfer function for SFCC that incorporates soil specific surface area, bulk density, and sand and clay contents. The new model significantly improves the applicability of SFCC model in Northeast black soils. For the four tested soils, the RMSE between modelled and

①基金项目: 国家重点研发计划项目(2023YFD1500303)和国家自然科学基金项目(42277295)资助。

\* 通信作者(tianzhengchao@mail.hzau.edu.cn)

作者简介: 王力(1989—), 男, 甘肃宁县人, 博士, 实验师, 主要从事冻融过程对土壤结构的影响研究。E-mail: wangli2022@cau.edu.cn

measured SFCC values was  $0.025 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , with an average AIC value of  $-179$ . This study enhances the understanding of freezing and thawing processes of black soils, which is valuable for soil erosion and heat and water transport studies of Northeast China.

**Key words:** Black soil; Soil freezing characteristic curve; Model; Unfrozen water content; Temperature

土壤冻融过程伴随着复杂的冰水相变、水热迁移和盐分积聚等现象,对水土保持、农业生产、工程建设和环境变化等方面产生重要的影响<sup>[1-3]</sup>。我国东北黑土区频繁发生季节性冻融现象。土壤冻融过程中,表土孔隙水原位冻结成冰体积膨胀,下层土壤水在负温梯度作用下向上层积聚,二者共同作用使土壤中形成冰透镜体,发生冻胀现象<sup>[4]</sup>。冻胀和融沉导致整块土体或岩石碎裂,顺坡向下产生位移,发生冻融侵蚀。冻胀还会导致渠道、涵闸、道路等工程设施变形,对地面建筑物地基造成破坏。此外,冻融循环作用还会导致坡地土壤结构破坏和土力性状发生改变,在融雪冲刷、雨滴击溅和风力侵蚀等作用下,加剧水土流失<sup>[5]</sup>。尽管我国东北地区冻融侵蚀强度显著小于水力侵蚀,但强烈冻融循环造成土壤抗蚀性能降低,增强了地表径流及壤中流发育,加剧了水力侵蚀<sup>[1,6]</sup>。季节性冻融与农业生产息息相关。冻结期水分和盐分向地表积聚,融化期水分大量蒸发,盐分积累在表层,诱发次生盐渍化灾害,导致土壤质量严重下降。地表返盐影响作物生长发育,甚至会导致作物生理性脱水死亡<sup>[7-8]</sup>。季节性冻融过程中,土壤团聚体稳定性、微生物活动和有效养分含量等会发生一系列变化,影响土壤温室气体(特别是  $\text{N}_2\text{O}$ )的排放<sup>[9-10]</sup>。随着全球变暖的加剧,我国东北地区将经受更频繁的冻融交替作用,激发温室气体排放量进一步增加,影响全球环境变化<sup>[11-12]</sup>。

冻土中液态水含量与土壤温度之间保持着动态平衡关系,土壤冻结特征曲线(Soil freezing characteristics curve, SFCC)即是反映二者之间关系的曲线<sup>[13]</sup>。SFCC 对于预测土壤冻融期间水、热、盐运移以及判断土壤冻胀和冻融侵蚀强度具有重要的作用<sup>[14]</sup>。SFCC 可通过室内冻融模拟测定及利用田间水热数据估计得到<sup>[15-17]</sup>。由于室内模拟常常受到土壤冻结过程中过冷却现象的影响,很多研究只能通过模拟融化过程得到 SFCC<sup>[15]</sup>。过冷却现象是指在降温过程中土壤温度低于凝固点时液态水仍未冻结成冰,而在某一负温下(自发结晶温度)瞬时大量冻结的现象。过冷却现象在室内实验中经常发生,而在田间条件下则很少出现<sup>[18]</sup>。SFCC 与融化曲线之间具有滞后性,因此两者不能相互替代<sup>[15]</sup>。SFCC 还受到冻融历史的影响,初次冻融与二次冻融的曲线不同,野外条件下土

壤冻融循环次数和强度很难控制,只能测得一定温度范围内的 SFCC,具有一定的不确定性<sup>[19]</sup>。有学者提出一系列数学模型用于模拟 SFCC,包括幂函数、指数函数和分段函数等<sup>[20]</sup>。也有学者提出利用土壤砂、粉、黏粒和有机质含量等构建 SFCC 的传递函数<sup>[21]</sup>。尽管这些模型在一些区域的土壤冻融模拟研究中得到了验证,但在我国东北黑土区冻融模拟的适用性还需要进一步探究<sup>[22]</sup>。

基于以上,本研究利用一种新型的土壤 SFCC 测定方法,开展了东北地区典型黑土的 SFCC 室内模拟研究,同时开展了原位土壤冻融过程监测试验。在此基础上,利用室内试验数据和田间监测数据比较了已有 SFCC 模型的适用性,提出了一个新的适用于我国黑土区 SFCC 的预测模型,以期为东北黑土区冻融监测和模拟研究等提供技术和理论支撑。

## 1 材料与方法

### 1.1 SFCC 模型简介

在实际应用中, SFCC 模型主要包括两种类型:一种是基于实测冻土温度  $T$  与液态水含量  $\theta_1$  数据拟合而成的经验模型;另一种是利用土壤基础理化数据和温度来预测 SFCC 的传递函数模型。拟合经验模型虽然精度高,但需要实测 SFCC,过程费工费时;而传递函数模型则无需实测 SFCC,但其在研究区域外的准确性可能受到限制。

现有的 SFCC 拟合经验模型主要包括以下几类:

1) Jame<sup>[23]</sup>分段线性函数模型:

$$\theta_1 = \begin{cases} \theta_{\text{in}} - \frac{(\theta_{\text{in}} - \theta_{\text{res}})}{T_{\text{res}}} T & T > T_{\text{res}} \\ \theta_{\text{res}} & T \leq T_{\text{res}} \end{cases} \quad (1)$$

式中:  $\theta_1$  为液态水含量( $\text{m}^3/\text{m}^3$ );  $T$  为土壤温度( $^{\circ}\text{C}$ );  $\theta_{\text{in}}$  为土壤初始含水量( $\text{m}^3/\text{m}^3$ );  $\theta_{\text{res}}$  为土壤剩余含水量( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )。以上各代号在以下公式中含义相同。拟合参数  $T_{\text{res}}$  为达到剩余含水量时的土壤温度( $^{\circ}\text{C}$ )。

2) Lunardini<sup>[24]</sup>分段二次函数模型:

$$\theta_1 = \begin{cases} \theta_{\text{in}} - \frac{2(\theta_{\text{in}} - \theta_{\text{res}})}{T_{\text{res}}} T + \frac{(\theta_{\text{in}} - \theta_{\text{res}})}{T_{\text{res}}^2} T^2 & T > T_{\text{res}} \\ \theta_{\text{res}} & T \leq T_{\text{res}} \end{cases} \quad (2)$$

3) McKenzie 等<sup>[25]</sup>指数函数模型：

$$\theta_1 = \theta_{res} + (\theta_{in} - \theta_{res}) \exp \left[ - \left( \frac{T}{W} \right)^2 \right] \quad (3)$$

式中： $W$  为拟合参数。

4) Kozlowski<sup>[26]</sup>分段指数函数模型：

$$\theta_1 = \begin{cases} \theta_{res} + (\theta_{in} - \theta_{res}) \exp \left[ \delta \left( \frac{-T}{T - T_{res}} \right)^\chi \right] & T > T_{res} \\ \theta_{res} & T \leq T_{res} \end{cases} \quad (4)$$

式中： $\delta$ 、 $\chi$  和  $T_{res}$  为拟合参数。

5) 付子腾等<sup>[20]</sup>仿 VG 函数模型：

$$\theta_1 = \theta_{res} + \frac{\theta_{in} - \theta_{res}}{\left[ 1 + (a|T|^n) \right]^{1-1/n}} \quad (5)$$

式中： $a$  和  $n$  是拟合参数。该模型仿照 Van Genuchten 水分特征曲线模型发展而来。

现有的 SFCC 传递函数模型主要有 Anderson 和 Tice<sup>[27]</sup>模型以及 Schaefer 和 Jafarov<sup>[21]</sup>模型。

1) Anderson 和 Tice 模型利用土壤容重、比表面积和温度预测 SFCC。模型如下：

$$\theta_1 = \frac{\rho_b}{100} \alpha (-T)^\beta \quad (6)$$

$$\ln \alpha = 0.5519 \ln S + 0.2618 \quad (7)$$

$$\ln(-\beta) = -0.2640 \ln S + 0.3711 \quad (8)$$

式中： $\rho_b$  为土壤容重(Mg/m<sup>3</sup>)； $\alpha$  和  $\beta$  与土壤的比表面积  $S$ (m<sup>2</sup>/g)有关。

2) Schaefer 和 Jafarov 模型利用土壤砂、粉、黏粒及有机质含量和温度预测 SFCC。模型如下：

$$\theta_1 = (1 - f_{or})(f_{sa}\varphi_{sa} + f_{si}\varphi_{si} + f_{cl}\varphi_{cl}) + f_{or}\varphi_{or} \quad (9)$$

式中： $f_{sa}$ 、 $f_{si}$  和  $f_{cl}$  分别为土壤的砂粒、粉粒和黏粒的体积比(用小数表示)； $f_{or}$  为有机质的体积比(用小数表示)； $\varphi_{sa}$ 、 $\varphi_{si}$ 、 $\varphi_{cl}$  和  $\varphi_{or}$  为砂粒、粉粒、黏粒和有机质对应的  $\theta_1$ 。 $\varphi$  根据下式计算得到：

$$\varphi_i = \left( \frac{T_{ref} - T}{T^*} \right)^{b_i} \quad (10)$$

式中：下标  $i$  为砂粒、粉粒、黏粒和有机质； $T_{ref}$  为参考温度(0.1℃)； $T^*$  为温度补偿值(0.01℃)； $b_i$  为经验参数(砂、粉、黏粒和有机质的  $b_i$  分别为 -0.9、-0.5、-0.3 和 -1.0)。

### 1.2 室内冻融模拟试验

本研究供试土样分别采自黑龙江省阿城区、吉林省梨树县和吉林省四平市，前两种土样为典型黑土，四平土样为质地较粗的风沙土。研究显示，土壤初始含水量会对 SFCC 结果产生影响<sup>[19]</sup>。基于此，本研究开展了不同初始含水量下土壤 SFCC 测定。供试土壤的基本理化性质及设定的初始含水量和容重见表 1。其中，土壤砂粒、粉粒、黏粒含量由移液管法测定，比表面积利用露点水势仪法(WP4-T, Decagon Devices, Pullman, WA)测定，有机质含量利用碳氮分析仪(FLASH 2000 NC Analyzer, Thermo Scientific, Italy)测定<sup>[28]</sup>。

表 1 供试土壤的基本理化性质及设定的初始含水量和容重

Table 1 Basic physical properties, initial water contents, and bulk densities of tested soils

供试土壤	砂粒(%)	粉粒(%)	黏粒(%)	质地	有机质(g/kg)	比表面积(m <sup>2</sup> /g)	初始含水量(m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	容重(Mg/m <sup>3</sup> )
阿城黑土	8	60	32	粉质黏壤土	30.2	67	0.33, 0.43	1.27, 1.26
梨树黑土	7	50	43	粉黏土	20.9	161	0.35, 0.47	1.25, 1.27
四平风沙土	39	60	1	粉壤土	7.5	31	0.30, 0.38	1.29, 1.54
梨树黑土(原位)	16	47	37	粉质黏壤土	17.7	145	0.34~0.42	1.34~1.61

根据设定的含水量要求，将土样与定量的去离子水充分混合，并在塑封袋内过夜使水分平衡，然后将湿润的土样按设定容重均匀地填装在不锈钢容器内(容器高 5.7 cm，直径 5.7 cm(图 1))。本研究利用热-TDR 传感器测定冻融过程中土壤  $T$  与  $\theta_1$  的变化<sup>[29]</sup>。将热-TDR 探头小心地插入土柱中，并用塑封袋密封，浸入数字温度控制箱(Model 9512, PolyScience, Niles, IL)的水浴内进行冻融处理。冻融试验采用 Tian 等<sup>[15]</sup>设计的方案：试验开始时，数字温度控制箱水浴温度在 5℃平衡 1 h，然后按照 2.5℃/h 的降温速率对土样进行冷冻处理，直到温度达到 -20℃；水

浴温度在 -20℃平衡约 2 h 后，以 2.5℃/h 升温速率回到 5℃，继续平衡一段时间直到土样中所有冰融化。整个冻融模拟过程耗时约 24 h。冻融试验过程中，热-TDR 传感器每 3 min 测定一次土壤  $T$  与  $\theta_1$ 。冻结过程中的  $T$  与  $\theta_1$  的对应值即为相应土样的 SFCC。

### 1.3 冻融过程原位监测试验

为了进一步验证相关模型模拟野外条件下 SFCC 的准确性，2016 年 10 月至 2017 年 4 月于吉林省梨树县中国农业大学梨树实验站的裸地小区开展了原位冻融过程监测试验。试验地土壤类型为黑土，

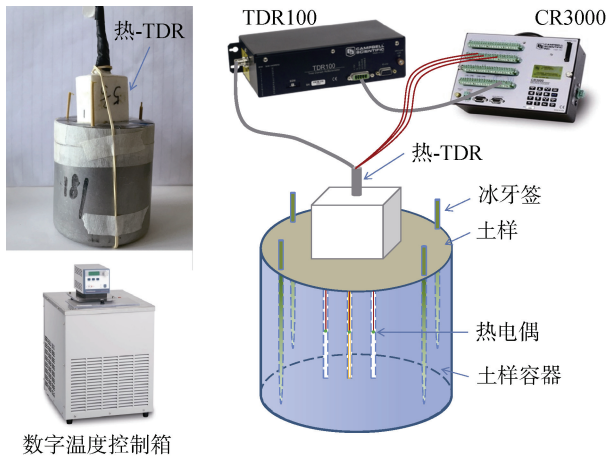


图 1 室内冻融模拟试验装置示意图

Fig. 1 Setup for soil freezing characteristic curve measurement

质地类型为粉质黏壤土( $m_{砂} : m_{粉} : m_{黏} = 16 : 47 : 37$ ), 有机质含量为 17.7 g/kg, 冻融前的初始含水量在 0.34–0.42  $m^3/m^3$ , 初始容重在 1.34–1.61  $Mg/m^3$ (表 1)。本试验分别于裸地小区的 5、10、25 和 40 cm 土壤深度埋设热电偶和 TDR 传感器, 开展土壤  $T$  与  $\theta_1$  监测。试验期间每 0.5 h 记录一次  $T$  与  $\theta_1$  数据。鉴于数据较多, 为减少随机误差影响, 每个层次的日平均  $T$  与  $\theta_1$  数据用于分析获取土壤的 SFCC 曲线。在田间试验条件下, 未观察到过冷却现象, 所有土壤冻结过程中的  $T$  与  $\theta_1$  均可用于 SFCC 模拟。

#### 1.4 模型准确性评价指标

为了比较已有模型模拟东北黑土 SFCC 的准确性, 本研究采用均方根误差(RMSE)、平均偏差(MBE)和赤池信息准则参数(AIC)对模型模拟值( $\theta_1$ )的准确性进行评价。其中, RMSE 和 AIC 值越小, MBE 越接近于 0, 说明模型表现越好。

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \hat{X}_i)^2}{n}} \quad (11)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \hat{X}_i)}{n} \quad (12)$$

$$AIC = 2P + n \ln \left[ \sum_{i=1}^n (X_i - \hat{X}_i) \right] \quad (13)$$

式中:  $X_i$  为模型估计的  $\theta_1$ ;  $\hat{X}_i$  为实测的  $\theta_1$ ;  $n$  为观测次数;  $P$  为模型中拟合参数数量。

## 2 结果与讨论

### 2.1 室内 SFCC 测定结果与模型模拟值对比

图 2 是室内测定的 3 种东北土壤的 SFCC 曲线

与 7 种已有模型结果的对比, 表 2 是相关模型表现的统计参数。由图 2 和表 2 可知, 土壤类型和质地对 SFCC 测定结果影响显著。阿城黑土(粉质黏壤土)中大部分液态水在 0–2 $^{\circ}C$  温度范围内冻结成冰,  $\theta_1$  分别从初始值 0.33、0.43  $m^3/m^3$  下降至 0.10、0.12  $m^3/m^3$  附近, 之后仍有少量液态水冻结, 在 -20  $^{\circ}C$  时最低  $\theta_1$  均为 0.05  $m^3/m^3$ 。质地更细的梨树黑土(粉黏土)中  $\theta_1$  随负温变化相对缓慢, 0–5 $^{\circ}C$  时两个不同初始含水量的土样中的液态水逐渐冻结,  $\theta_1$  分别从 0.35、0.47  $m^3/m^3$  下降至 0.16、0.15  $m^3/m^3$  左右, 温度低于 -5  $^{\circ}C$  时, 梨树黑土中仍有少量液态水冻结成冰, 在 -20  $^{\circ}C$  时最低  $\theta_1$  分别为 0.09、0.10  $m^3/m^3$ 。而四平风沙土(粉壤土)在冻结过程中大部分液态水在 -0.5  $^{\circ}C$  以上时均已冻结成冰,  $\theta_1$  分别从 0.30、0.38  $m^3/m^3$  下降至 0.08  $m^3/m^3$  左右, 在 -1  $^{\circ}C$  时土壤中  $\theta_1$  基本达到稳定, 直到 -20  $^{\circ}C$  时两个土样的  $\theta_1$  均在 0.04  $m^3/m^3$  左右。冻土中水分子受到土壤颗粒表面吸附作用和土壤孔隙毛细作用(基质吸力)影响, 表面自由能降低, 因此温度低于 0 $^{\circ}C$  时仍有部分水分呈液态。 $\theta_1$  主要受温度影响, 相同负温下质地较黏的土壤比表面积更大、毛细作用更强, 因此  $\theta_1$  更高。这解释了为何四平风沙土冻结更快, 最终剩余的  $\theta_1$  更低(0.04  $m^3/m^3$ ), 而阿城黑土和梨树黑土冻结相对缓慢, 最终剩余的  $\theta_1$  相对较高(分别为 0.05、0.09  $m^3/m^3$  左右)。孔令明等<sup>[18]</sup>将土壤冻结过程划分为过冷却、快速冻结、缓慢冻结和稳定冻结 4 个阶段。本研究中, 3 种土壤的冻结过程仅可观测到快速冻结、缓慢冻结和稳定冻结 3 个阶段, 这是由于本研究采用冰牙签法有效地去除了过冷却现象, 测定结果更符合实际。

对于同种土壤, 冻融前期(温度高于 -2 $^{\circ}C$  时)不同初始含水量的土样 SFCC 曲线有细微差异(初始含水量越高, 冻结越快), 冻融后期没有明显区别, 稳定冻结时的剩余  $\theta_1$  差别很小(<0.01  $m^3/m^3$ )。这一结果与 Zhou 等<sup>[16]</sup>研究结果相似, 其认为初始含水量主要影响土壤快速冻结阶段, 稳定冻结时的剩余  $\theta_1$  主要与土壤比表面积和容重有关, 而忽视冰含量影响导致前期研究高估了冻土中的  $\theta_1$ 。本研究中, 3 种土壤的容重均在 1.30  $Mg/m^3$  左右(0.38  $m^3/m^3$  含水量的风沙土除外), 梨树黑土的比表面积最大(161  $m^2/g$ ), 阿城黑土次之(67  $m^2/g$ ), 而四平风沙土的比表面积最小(31  $m^2/g$ )。因此, 对于同种土壤, 初始含水量只影响了快速冻结阶段, 而对稳定冻结时  $\theta_1$  变化的影响很小。

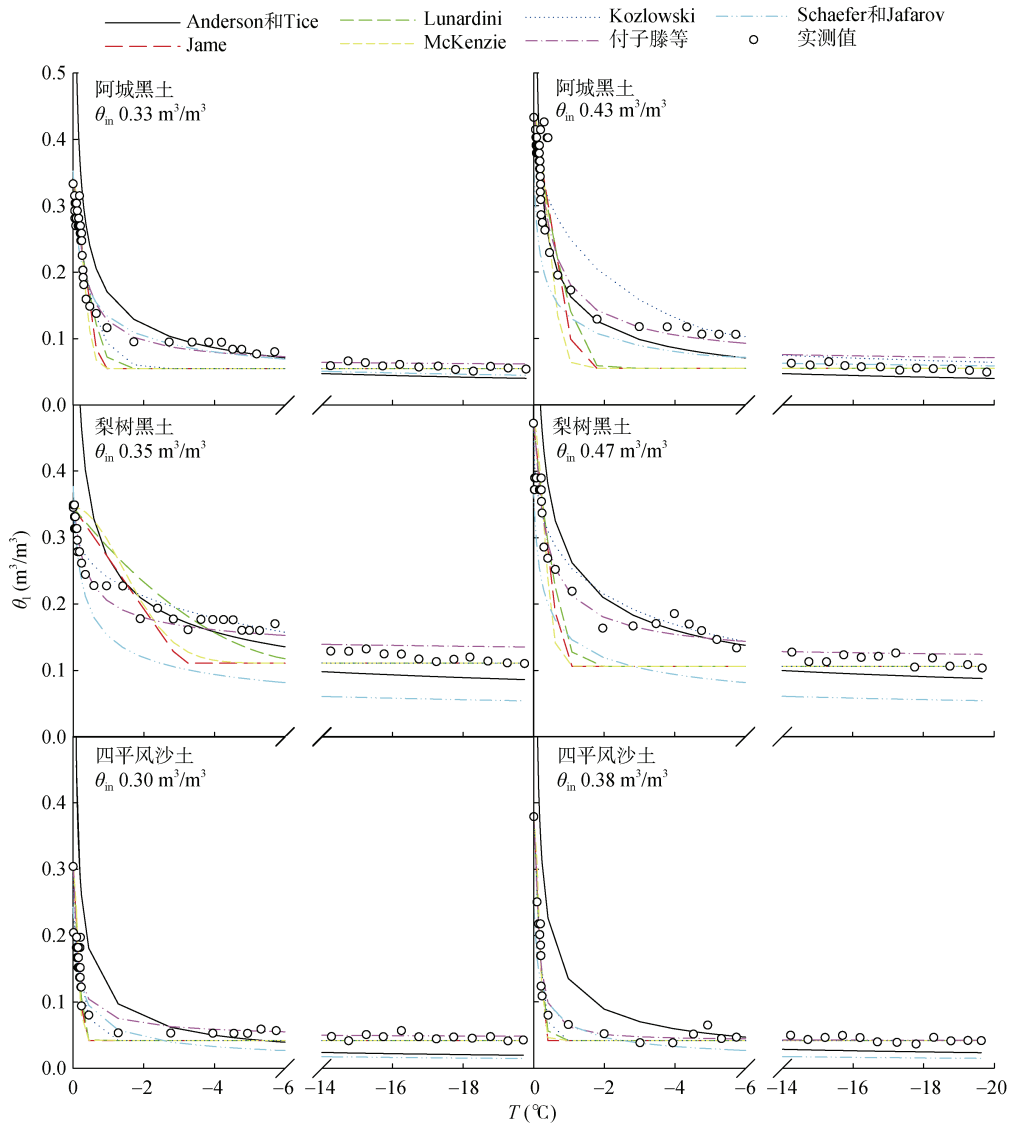


图 2 三种土壤的室内测定结果与已有模型模拟值的对比  
Fig. 2 Comparisons of lab-measured and modeled SFCCs of three tested soils

表 2 不同模型模拟东北黑土冻结特征曲线的均方根误差(RMSE)、平均偏差(MBE)和 AIC 值  
Table 2 RMSE, MBE, and AIC values of different soil freezing characteristics curve models

模型评价指标	土壤类型	Jame <sup>[23]</sup>	Lunardini <sup>[24]</sup>	McKenzie 等 <sup>[25]</sup>	Kozlowski <sup>[26]</sup>	付子腾等 <sup>[20]</sup>	Anderson 和 Tice <sup>[27]</sup>	Schaefer 和 Jafarov <sup>[21]</sup>	新模型
RMSE(m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	阿城黑土	0.032	0.030	0.036	0.026	0.023	0.112	0.059	0.030
	梨树黑土	0.038	0.035	0.042	0.020	0.020	0.278	0.070	0.022
	四平风沙土	0.018	0.016	0.022	0.013	0.015	0.161	0.033	0.023
	梨树黑土(原位)	0.019	0.016	0.020	0.012	0.014	0.112	0.166	0.023
	平均	0.027	0.025	0.030	0.018	0.018	0.166	0.082	0.025
MBE(m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	阿城黑土	-0.006	-0.007	-0.003	-0.002	0.003	0.047	-0.042	-0.003
	梨树黑土	-0.012	-0.007	-0.010	-0.006	0.004	0.120	-0.061	-0.001
	四平风沙土	-0.002	-0.003	-0.002	-0.004	0.001	0.079	-0.024	-0.002
	梨树黑土(原位)	0.001	0.003	0.002	0.003	0.005	-0.035	-0.161	0.003
	平均	-0.005	-0.004	-0.003	-0.002	0.003	0.053	-0.072	-0.001
AIC	阿城黑土	-291	-306	-241	-327	-356	108	-42	-73
	梨树黑土	-206	-224	-185	-355	-351	280	-58	-190
	四平风沙土	-361	-390	-312	-450	-428	179	-243	-299
	梨树黑土(原位)	-627	-706	-593	-822	-740	370	582	-155
	平均	-371	-407	-333	-488	-469	234	60	-179

由图 2 还可知,不同 SFCC 模型模拟的结果有较大差别。Jame<sup>[23]</sup>模型是一个两段式分段线性拟合模型,该模型考虑土壤的初始含水量和稳定冻结后的剩余含水量,其对质地较粗的四平风沙土拟合效果较好(RMSE 为  $0.018 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ),而对质地较细的阿城黑土和梨树黑土拟合效果较差(RMSE $>0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ )。这是因为对于细质土壤,冻结过程中  $\theta_1$  随  $T$  下降逐渐降低,不能简单地用两条直线表示。Lunardini<sup>[24]</sup>模型是一个分段二次函数拟合模型,既考虑了初始和剩余含水量,又考虑了快速冻结和缓慢冻结阶段的非线性变化,一定程度上提高了模型的拟合准确度(RMSE 在  $0.016\sim 0.035 \text{ m}^3/\text{m}^3$ )。McKenzie 等<sup>[25]</sup>模型是一个连续指数函数拟合模型,除初始和剩余含水量外,只有一个未知拟合参数  $W$ ,拟合效果一般(RMSE 在  $0.022\sim 0.042 \text{ m}^3/\text{m}^3$ )。Kozlowski<sup>[26]</sup>模型是一个分段指数函数拟合模型,考虑了初始和剩余含水量,此外有 3 个未知拟合参数,该模型能较好地拟合 SFCC 测定数据,3 种土壤的 RMSE 在  $0.013\sim 0.026 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。付子腾等<sup>[20]</sup>模型是一个连续非线性拟合模型,考虑了土壤初始和剩余含水量,包含 2 个未知拟合参数  $a$  和  $n$ ,模型拟合效果与 Kozlowski<sup>[26]</sup>模型相当, RMSE 在  $0.015\sim 0.023 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。所有经验拟合模型的 AIC 均为负值,其中 Kozlowski<sup>[26]</sup>模型和付子腾<sup>[20]</sup>模型的 AIC 值最小,表现最优(表 2)。整体来看, Kozlowski<sup>[26]</sup>模型和付子腾<sup>[20]</sup>模型拟合效果最好,且后者是基于 Van Genuchten 水分特征曲线方程发展而来,具有连续可积可导的优点,在冻土水热数值模拟中可能会有更好的适用性。

两个传递函数模型中,Anderson 和 Tice<sup>[27]</sup>模型冻结前期整体上高估了 3 种土壤的  $\theta_1$  含量,而稳定冻结期则普遍低估了  $\theta_1$ ,模型的 RMSE 在  $0.112\sim 0.278 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , MBE 值普遍高于  $0.047 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (表 2)。Anderson 和 Tice<sup>[27]</sup>模型是一个依赖土壤比表面积和容重的 SFCC 预测模型,忽视了初始含水量的影响,因此误差比较大。Schaefer 和 Jafarov<sup>[21]</sup>模型利用土壤的砂、粉、黏粒和有机质含量预测土壤的 SFCC,最初是用来模拟饱和有机土的 SFCC,由于没有考虑土壤初始含水量和容重,预测误差也较大, RMSE 在  $0.033\sim 0.070 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , MBE 值普遍低于  $-0.024 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ,整体上低估了  $\theta_1$ 。两个传递函数模型的 AIC 值也较 5 个拟合经验模型大很多,表现较差。尽管 Anderson 和 Tice<sup>[27]</sup>模型与 Schaefer 和 Jafarov<sup>[21]</sup>模型模拟误差较大,但两者均利用土壤基础理化性质(砂、粉、黏粒含量和比表面积等)来预测土壤 SFCC,不依赖实测

SFCC,对其模型参数优化后可能会有更大的应用空间。

## 2.2 原位 SFCC 监测结果与模型模拟值对比

图 3 展示的是原位监测得到的另一种梨树黑土的 SFCC 曲线与 7 种模型结果的对比。可见,由于初始含水量、容重和冻结程度不同,不同深度土壤的 SFCC 之间存在一定差异。5 cm 深度达到的最低土壤温度在  $-12 \text{ }^\circ\text{C}$  左右,  $\theta_1$  从  $0.34 \text{ m}^3/\text{m}^3$  下降至  $0.22 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。10 cm 深度达到的最低土壤温度在  $-11 \text{ }^\circ\text{C}$  左右,  $\theta_1$  从  $0.35 \text{ m}^3/\text{m}^3$  下降至  $0.24 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。25 cm 和 40 cm 深度达到的最低土壤温度分别在  $-8 \text{ }^\circ\text{C}$  和  $-7 \text{ }^\circ\text{C}$  附近,  $\theta_1$  分别从  $0.42 \text{ m}^3/\text{m}^3$  和  $0.40 \text{ m}^3/\text{m}^3$  下降至  $0.25 \text{ m}^3/\text{m}^3$  和  $0.27 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。说明原位土壤冻结过程中最低  $\theta_1$  主要受深度(也即冻结程度)影响,表层土壤经受更强烈的冻融作用,其剩余含水量更低。同时,尽管自然条件下黑土会经历剧烈的冻融交替作用,但其在深度冻结状态下土壤中仍有一定含量的液态水(本研究中 4 个深度  $\theta_1$  最低值均大于  $0.20 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ),表明即使在冻融交替期间,黑土也会发生显著的水、热、盐迁移变化,从而导致冻胀、盐胀等自然现象的发生,这给黑土区坡耕地的水土保持和耕地保护带来一定挑战<sup>[1]</sup>。另外,在田间条件下不会发生过冷却现象,土壤冻结过程主要包括快速冻结、缓慢冻结和稳定冻结 3 个阶段<sup>[30]</sup>。

不同模型模拟原位土壤 SFCC 的准确性与室内试验结果类似。其中, Jame<sup>[23]</sup>、Lunardini<sup>[24]</sup>和 McKenzie 等<sup>[25]</sup>模型的拟合效果相当, RMSE 在  $0.02 \text{ m}^3/\text{m}^3$  左右, MBE 均小于  $0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , AIC 值在  $-593\sim -706$ (表 2)。Kozlowski<sup>[26]</sup>和付子腾等<sup>[20]</sup>模型拟合效果最好, RMSE 为  $0.012 \text{ m}^3/\text{m}^3$  和  $0.014 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , AIC 值分别为  $-488$  和  $-469$ 。而 Anderson 和 Tice<sup>[27]</sup>与 Schaefer 和 Jafarov<sup>[21]</sup>传递函数模型由于未考虑初始含水量等因素,预测值误差较大, RMSE 分别为  $0.112 \text{ m}^3/\text{m}^3$  和  $0.166 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , MBE 分别为  $-0.035$  和  $-0.161 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , AIC 值分别为 370 和 582。由图 4 不同模型  $\theta_1$  模拟值与实测值的 1:1 关系散点图可以看出,拟合经验模型的模拟值较均匀地分散在 1:1 线两侧,其中 Kozlowski<sup>[26]</sup>和付子腾等<sup>[20]</sup>模型拟合结果极接近于实测数据,但阿城黑土部分拟合数据偏离了 1:1 线。Anderson 和 Tice<sup>[27]</sup>模型预测值分散在 1:1 线两侧,但对四平风沙土高估严重;而 Schaefer 和 Jafarov<sup>[21]</sup>模型则整体上低估了 4 种土壤的  $\theta_1$ ,大部分预测数据均在 1:1 线下方。

## 2.3 新 SFCC 预测模型的发展

尽管 Kozlowski<sup>[26]</sup>和付子腾等<sup>[20]</sup>模型等可以准确模拟本研究中东北土壤的 SFCC,但两者均属于拟

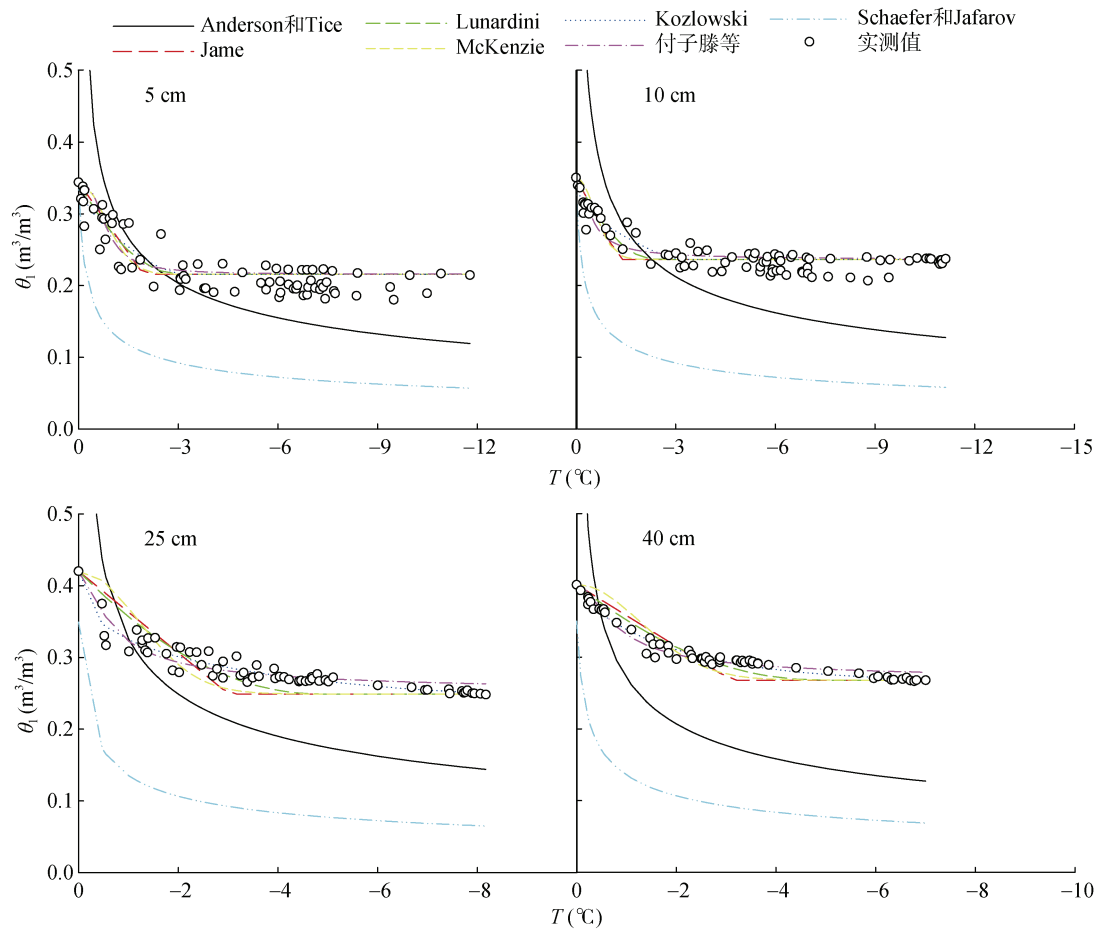
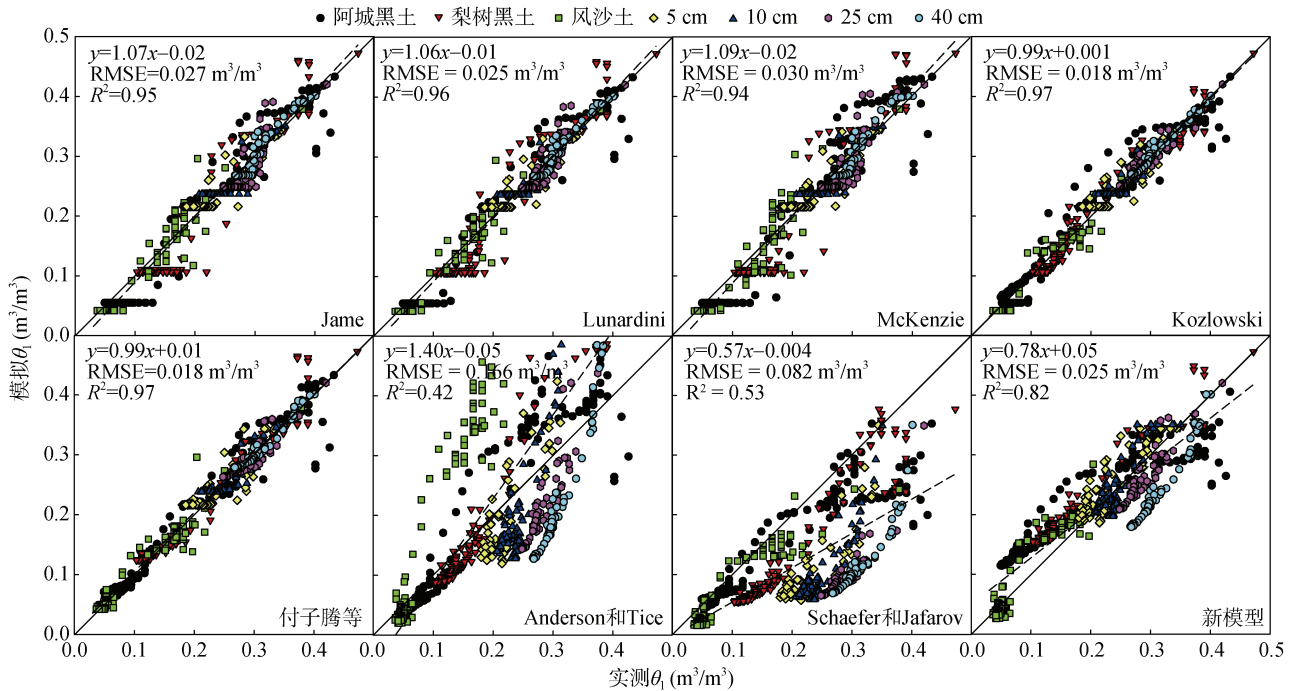


图 3 不同深度梨树黑土的冻结特征曲线(SFCC)原位测定结果与 7 种 SFCC 模型模拟值的对比  
 Fig. 3 Comparisons of field-measured and modeled soil freezing characteristics curves of Lishu black soil



(图中实线为 1 : 1 线, 虚线是线性拟合)

图 4 已有 SFCC 模型及新模型模拟冻土  $\theta_l$  值与实测值的对比

Fig. 4 Comparisons of measured and modelled soil  $\theta_l$  values of 7 literature SFCC models and new developed model

合经验模型,需要利用实测的 SFCC 数据拟合获取模型的未知参数。Anderson 和 Tice<sup>[27]</sup>与 Schaefer 和 Jafarov<sup>[21]</sup>模型属于传递函数模型,利用土壤基础理化性质预测土壤的 SFCC,但预测效果均较差,主要原因是模型均未考虑土壤初始含水量、容重等性质。本研究总结两类模型的优点,提出以下传递函数模型用于预测不同类型土壤的 SFCC。

$$\theta_1 = \begin{cases} (a_1 \ln S + b_1) \rho_b + [\theta_{in} - (a_1 \ln S + b_1) \rho_b] \times \\ \exp \left[ (a_2 f_{sa} + b_2 f_{cl}) \left( \frac{-T}{T - T_{res}} \right)^{(a_3 f_{sa} + b_3 f_{cl})} \right] & T > T_{res} \\ (a_1 \ln S + b_1) \rho_b & T \leq T_{res} \end{cases} \quad (14)$$

新模型假设剩余含水量与土壤比表面积  $S(\text{m}^2/\text{g})$  和容重  $\rho_b(\text{Mg}/\text{m}^3)$  有关,考虑了初始含水量  $\theta_{in}(\text{m}^3/\text{m}^3)$  的影响; SFCC 曲线形状参考 Kozlowski<sup>[26]</sup>模型,并假设模型参数  $\delta$ 、 $\chi$  和  $T_{res}$  与土壤砂粒含量  $f_{sa}$ (用小数表示)及黏粒含量  $f_{cl}$ (用小数表示)有关。 $T_{res}$  的表示公式如下:

$$T_{res} = a_4 f_{sa} + b_4 f_{cl} \quad (15)$$

本研究利用 4 种土壤实测 SFCC 数据对新模型回归求解(最小二乘法),得到模型参数为:  $a_1=0.073$ ,  $b_1=-0.266$ ,  $a_2=-10.6$ ,  $b_2=-16.7$ ,  $a_3=0.55$ ,  $b_3=1.46$ ,  $a_4=-1585$ ,  $b_4=208$ 。由图 4 可见,新模型预测的  $\theta_1$  值均匀地分布在 1:1 线两侧,极接近于实测 SFCC 数据。新模型预测阿城黑土、梨树黑土、四平风沙土和梨树黑土(原位)SFCC 的 RMSE 分别为 0.030、0.022、0.023  $\text{m}^3/\text{m}^3$  和 0.023  $\text{m}^3/\text{m}^3$ , AIC 在 -73~299,显著小于 Anderson 和 Tice<sup>[27]</sup>与 Schaefer 和 Jafarov<sup>[21]</sup>两个传递函数模型。因此,本研究发展的综合考虑土壤初始含水量、容重、比表面积和质地影响的新传递函数模型可以准确预测东北地区土壤的 SFCC。

### 3 结论

土壤的 SFCC 受到土壤类型、质地、初始含水量、容重、深度等影响,质地越细的土壤冻结后剩余含水量越高,其中梨树黑土原位冻结后仍含有超过 0.20  $\text{m}^3/\text{m}^3$  的液态水。非线性拟合经验模型能更准确地模拟黑土冻结过程中的液态水含量变化,但需要实测 SFCC 拟合得到模型参数。其中, Kozlowski 模型和付子腾等模型综合考虑了土壤初始含水量和剩余含水量,模拟效果最佳, RMSE 在 0.018  $\text{m}^3/\text{m}^3$  左右, AIC 值在所有模型中最低。Anderson 和 Tice 模型与 Schaefer 和 Jafarov 模型根据土壤基础理化

性质预测土壤 SFCC,在黑土上预测效果较差。本研究根据土壤比表面积、容重及砂粒和黏粒含量构建的 SFCC 传递函数新模型,对 4 种东北土壤的 SFCC 预测适用性较好,新模型预测的平均 RMSE 为 0.025  $\text{m}^3/\text{m}^3$ , AIC 值平均为 -179。但土壤的冻融过程还受到土壤含盐量、有机质含量以及外部荷载等诸多因素影响,新模型的准确性还需要更多实测 SFCC 数据的验证。

### 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] 赵露, 叶含春, 王振华, 等. 基于 SHAW 模型的北疆地区不同滴灌年限棉田冻融期土壤水热盐动态模拟研究[J]. 土壤, 2024, 56(3): 623-638.
- [3] 杨跃发, 王春霞, 梁飞, 等. 冬灌条件下季节性冻融期农田土壤可培养微生物数量变化及其影响因素[J]. 土壤, 2023, 55(3): 569-577.
- [4] Zhang Z Q, Li M, Wen Z, et al. Degraded frozen soil and reduced frost heave in China due to climate warming[J]. Science of the Total Environment, 2023, 893: 164914.
- [5] 张科利, 刘宏远. 东北黑土区冻融侵蚀研究进展与展望[J]. 中国水土保持科学, 2018, 16(1): 17-24.
- [6] Zhang L, Ren F P, Li H, et al. The influence mechanism of freeze-thaw on soil erosion: A review[J]. Water, 2021, 13(8): 1010.
- [7] Xun Y H, Xiao X, Sun C, et al. Modeling heat-water-salt transport, crop growth and water use in arid seasonally frozen regions with an improved coupled SPAC model[J]. Journal of Hydrology, 2022, 615: 128703.
- [8] Wang M Q, Zhu Y, Zhao T X, et al. Chemical characteristics of salt migration in frozen soils during the freezing-thawing period[J]. Journal of Hydrology, 2022, 606: 127403.
- [9] 张楠, 苗淑杰, 乔云发, 等. 东北农田黑土  $\text{N}_2\text{O}$  排放研究进展[J]. 土壤学报, 2022, 59(4): 899-909.
- [10] 刘雅俊, 刘帅, 甘磊, 等. 基于稀土氧化物示踪法探究冻融循环对黑土团聚体周转的影响[J]. 土壤学报, 2024, 61(4): 964-977.
- [11] Zhou Y, Hartemink A E, Shi Z, et al. Land use and climate change effects on soil organic carbon in North and Northeast China[J]. Science of the Total Environment, 2019, 647: 1230-1238.
- [12] Gao W F, Yao Y L, Liang H, et al. Emissions of nitrous oxide from continuous permafrost region in the Daxing'an Mountains, Northeast China[J]. Atmospheric Environment, 2019, 198: 34-45.
- [13] Teng J D, Kou J Y, Yan X D, et al. Parameterization of soil freezing characteristic curve for unsaturated soils[J]. Cold Regions Science and Technology, 2020, 170: 102928.
- [14] Ren J P, Vanapalli S K. Effect of freeze-thaw cycling on the soil-freezing characteristic curve of five Canadian soils[J]. Vadose Zone Journal, 2020, 19(1): e20039.

- [15] Tian Z C, Wang L, Ren T S. Measuring soil freezing characteristic curve with thermo-time domain reflectometry[J]. *European Journal of Soil Science*, 2023, 74(1): e13335.
- [16] Zhou X H, Zhou J, Kinzelbach W, et al. Simultaneous measurement of unfrozen water content and ice content in frozen soil using gamma ray attenuation and TDR[J]. *Water Resources Research*, 2014, 50(12): 9630–9655.
- [17] Cheng Q, Sun Y R, Xue X Z, et al. *In situ* determination of soil freezing characteristics for estimation of soil moisture characteristics using a dielectric tube sensor[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2014, 78(1): 133–138.
- [18] 孔令明, 梁珂, 彭丽云. 比表面积对土冻结特征曲线影响的试验研究[J]. *岩土力学*, 2021, 42(7): 1883–1893.
- [19] Li X K, Li X, Liu J K. A dynamic soil freezing characteristic curve model for frozen soil[J]. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 2024, 16(8): 3339–3352.
- [20] 付子腾, 吴青柏, Miles DYCK, 等. 一种新的土壤冻融特征曲线模型[J]. *冰川冻土*, 2021, 43(2): 437–452.
- [21] Schaefer K, Jafarov E. A parameterization of respiration in frozen soils based on substrate availability[J]. *Biogeosciences*, 2016, 13(7): 1991–2001.
- [22] Wang L, Wang H F, Tian Z C, et al. Structural changes of compacted soil layers in Northeast China due to freezing-thawing processes[J]. *Sustainability*, 2020, 12(4): 1587.
- [23] Jame Y W. Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil[D]. Saskatoon: The University of Saskatchewan, 1978.
- [24] Lunardini V J. Freezing of soil with an unfrozen water content and variable thermal properties[C]// CRREL Report, Cold Regions Research & Engineering Laboratory, New Hampshire, 1988.
- [25] 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.
- [26] Kozłowski T. A semi-empirical model for phase composition of water in clay-water systems[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2007, 49(3): 226–236.
- [27] Anderson D M, Tice A R. Predicting unfrozen water contents in frozen soils from surface area measurements[J]. *Highway Research Record*, 393(2): 12–18.
- [28] 李保国, 李永涛, 任图生, 等. 土壤采样与分析方法[M]. 北京: 电子工业出版社, 2022.
- [29] Tian Z C, Ren T S, Kojima Y, et al. An improved thermo-time domain reflectometry method for determination of ice contents in partially frozen soils[J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 555: 786–796.
- [30] Li K Y, Wang C, Wu Y M, et al. Study on the supercooling and crystallization mechanism of saline soil based on thermodynamic framework[J]. *Journal of Hydrology*, 2024, 628: 130451.

(责任编辑: 于 飞)