

# 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<sup>①</sup>

赵 露<sup>1,2,3</sup>, 叶含春<sup>1,2,3\*</sup>, 王振华<sup>1,2,3</sup>, 刘 健<sup>1,2,3</sup>, 岑海霞<sup>1,2,3</sup>, 邹 杰<sup>1,2,3</sup>, 谭明东<sup>1,2,3</sup>

(1 石河子大学水利建筑工程学院, 新疆石河子 832000; 2 现代节水灌溉兵团重点实验室, 新疆石河子 832000; 3 农业农村部西北绿洲节水农业重点实验室, 新疆石河子 832000)

**摘要:** 为探究 SHAW( Simultaneous heat and water )模型在北疆地区长期膜下滴灌棉田冻融期土壤水热盐动态模拟的适用性, 本研究选用滴灌起始年限为 1998 年(21 a)的棉田土壤水热盐实测数据对 SHAW 模型进行率定, 以滴灌起始年限为 2006 年(13 a)、2008 年(11 a)、2012 年(7 a)和荒地(0 a)的水热盐实测数据进行验证。模型率定结果表明, 随土壤深度增加土壤温度的模拟效果越好; 土壤水盐的模拟效果先增强后减弱。模拟土壤温度 Nash 系数(NSE)、均方根误差(RMSE)和  $R^2$  分别为 0.713 ~ 0.993、0.209 ~ 2.498 °C 和 0.911 ~ 0.994; 模拟土壤水分 NSE 和 RMSE 分别为 0.824 ~ 0.967 和 0.009% ~ 0.032%; 模拟土壤盐分 NSE 和 RMSE 分别为 0.609 ~ 0.844 和 0.001 ~ 0.012 g/kg。模型验证结果表明, 随滴灌年限增加模拟效果越好, 模拟除荒地 20 ~ 60 cm 土层土壤温度 NSE 小于 0.600, 滴灌 7、11 和 13 a 地块各层土壤温度 NSE 均大于 0.600, RMSE 介于 0.143 ~ 3.213 °C; 滴灌 0、7、11 和 13 a 地块模拟的各层土壤水分 NSE 均大于 0.670, RMSE 为 0.009% ~ 0.057%; 滴灌 0、7、11 和 13 a 地块模拟的除 120 ~ 140 cm 土层土壤盐分 NSE 小于 0.600, 其他各层土壤盐分 NSE 均大于 0.616, RMSE 为 0.000 ~ 0.016 g/kg。总体而言, SHAW 模型适用于北疆地区冻融期长期膜下滴灌棉田的一维土壤水热盐模拟。

**关键词:** SHAW 模型; 冻融期; 膜下滴灌; 棉田; 土壤水热盐

中图分类号: S562; S152.3 文献标志码: A

## Dynamic Simulation of Soil Water, Heat and Salt in Freeze-thaw Stage of Cotton Field with Different Mulched Drip Irrigation Years in Northern Xinjiang Based on SHAW Model

ZHAO Lu<sup>1,2,3</sup>, YE Hanchun<sup>1,2,3\*</sup>, WANG Zhenhua<sup>1,2,3</sup>, LIU Jian<sup>1,2,3</sup>, LIN Haixia<sup>1,2,3</sup>, ZOU Jie<sup>1,2,3</sup>, TAN Mingdong<sup>1,2,3</sup>

(1 College of Water Conservancy & Architectural Engineering, Shihezi University, Shihezi, Xinjiang 832000, China; 2 Key Laboratory of Modern Water-Saving Irrigation of Xinjiang Production & Construction Group, Shihezi, Xinjiang 832000, China; 3 Key Laboratory of Northwest Oasis Water-Saving Agriculture, Ministry of Agriculture and Rural Affairs, Shihezi, Xinjiang 832000, China)

**Abstract:** In order to investigate the applicability of the SHAW (Simultaneous heat and water) model in simulating soil hydrothermal and salinity dynamics during freeze-thaw period in long-term drip-irrigated cotton fields in the Northern Xinjiang region, the measured soil data of cotton fields with the starting year of 1998 (21 a) for drip irrigation were used to calibrate SHAW model in this study. SHAW model was validated with the data from drip irrigation start years of 2006 (13 a), 2008 (11 a), 2012 (7 a), and barren land (0 a). The results showed that, with the increasing soil depth, the simulation accuracy of soil temperature was better, and the simulation accuracy of soil water salinity was enhanced and then weakened. Nash coefficient (NSE), root-mean-square error (RMSE) and  $R^2$  of simulated soil temperature were 0.713–0.993, 0.209–2.498 °C and 0.911–0.994, respectively. NSE and RMSE of simulated soil moisture were 0.824–0.967 and 0.009%–0.032%, respectively, and NSE and RMSE of simulated soil salinity were 0.609–0.844 and 0.001–0.012 g/kg, respectively. The results of model validation showed that the simulation accuracy was better with the increase in the number of years of drip irrigation, and NSE of simulated soil temperature was greater than 0.600 and RMSE ranged from

①基金项目: 兵团重大科技项目(2021AA003-1)和国家自然科学基金项目(52279040, 52169012)资助。

\* 通讯作者(739301184@qq.com)

作者简介: 赵露(1999—), 女, 黑龙江黑河人, 硕士研究生, 主要从事干旱区节水灌溉理论与技术研究。E-mail: 18804561316@163.com

0.143 to 3.213 °C in all layers of the drip-irrigated plots of 7, 11 and 13 a, except that NSE of soil temperature in the soil layer of 20–60 cm in the barren land was less than 0.600. NSE of soil moisture was greater than 0.670 and RMSE ranged from 0.009% to 0.057% in all soil layers of simulated drip irrigated plots for 0, 7, 11 and 13 a. NSE of soil salinity for 0, 7, 11 and 13 a were greater than 0.616 and RMSE ranged from 0.000 to 0.016 g/kg in all soil layers, except for the 120–140 cm soil layer with NSE less than 0.600. Overall, SHAW model is an available tool to simulate the soil water, heat, and salt in cotton fields under long-term mulched drip irrigation during the freezing and thawing period in Northern Xinjiang.

**Key words:** SHAW model; Freeze-thaw period; Mulched drip irrigation; Cotton field; Soil water, heat, and salt

新疆地处寒旱区, 常年干旱少雨且蒸发强烈, 因此农业生产对灌溉有较强的依赖性。与传统灌溉模式相比, 膜下滴灌技术凭借其出色的节水保墒性能成为新疆大部分地区支持绿洲农业发展的选择<sup>[1-3]</sup>。然而新疆规模化推广的膜下滴灌技术中排盐措施不完善使得土壤中的盐分累积。非灌溉季节温度低产生季节性冻融循环使累积在土体中的盐分在不同广度与深度下被重新分配而发生返盐现象<sup>[4-5]</sup>。有研究指出冻融作用是土壤盐碱化的主要驱动因素<sup>[6-11]</sup>。因此掌握冻融过程中的土壤水热盐变化规律具有重要意义。但已有研究成果尚不能完全揭示原生盐碱荒地开垦为棉田后长期滴灌管理措施下非灌溉季节土壤物理特性的变化趋势。尤其是在北疆地区此方面研究极少, 且冻融期数据获取较为困难, 很难精确研究水热盐运移特征, 因此对北疆地区土壤与其环境的能量交换过程进行数值模拟是十分必要的。

基于地理信息技术的分布式水文模型能够充分考虑上述因素的空间分布特征, 对于长期滴灌棉田适用性研究具有重要意义<sup>[12-14]</sup>。常见的分布式模型有 AquaCrop 模型、SWAT(Soil and water assessment tool)模型、HYDRUS-EPIC(Erosion-productivity impact calculator)模型等。但上述模型均是针对作物及产量的模拟模型, 用于土壤的分布式水文模型有 CoLM 模型和 SHAW(Simultaneous heat and water)模型。其中, Flerchinger 等<sup>[15-16]</sup>建立的 SHAW 模型被广泛用于冻融水热特征及陆面生态环境变化等的研究, 其作为土壤的一维水热耦合模型可以模拟土壤植物冠层、积雪以及残留物在内的水热盐运移过程, 对土壤冻融过程、土壤蒸散发等均可实现较为精确模拟<sup>[17-21]</sup>。李瑞平等<sup>[22]</sup>利用 SHAW 模型模拟冻融期间土壤的不同盐渍化水热盐运移规律; 该模型还被国内外学者用于寒区水热过程模拟的适用性方面进行探究<sup>[23-26]</sup>。上述学者对模型的评估主要集中为日尺度, 原因是长系列小时尺度土壤冻融观测数据往往难以获得, 如我国现行标准 GB/T 35234—2017《地面气象观测规范冻土》<sup>[27]</sup>中要求冻土层上下限深度每

日上午 8 时观测一次, 开展不同深度地温连续观测也存在一定难度。现有以分布式水文模型的研究主要以生育期内土壤水盐运移或大多以点尺度进行, 很少有以非生育期滴灌在时空尺度进行研究的。由于土壤水力参数、土壤含盐量、灌水年限、滴灌灌水定额及作物种类等因素具有较大的空间变异性, 在点尺度获得的冻融期土壤水力参数变化难以反映连续滴灌多年的土壤水力参数变化特征。因此本文选用连续滴灌年限棉田土壤数据资料, 以日尺度进行土壤一维水热耦合模拟。

考虑到 SHAW 模型作为土壤的一维水热耦合模型可实现较为精确模拟的优越性<sup>[17-21]</sup>, 本文通过时空替代法<sup>[28-29]</sup>利用 2019—2020 年新疆石河子 121 团炮台镇 5 块不同滴灌年限棉田的观测资料和实验数据, 结合 SHAW 模型进行数值模拟试验探究其对北疆地区连续滴灌应用年限 21 a 的棉田土壤模拟效果与未使用滴灌技术的荒地之间模拟效果的差异, 并获得不同滴灌应用年限棉田土壤水热盐模拟情况, 通过统计分析来评估模拟效果, 以期通过 SHAW 模型模拟效果探究连续滴灌年限冻融期土壤物理特征参数的差异, 为新疆石河子地区节水灌溉技术的可持续发展和定向培育土壤肥力提供理论依据。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于下野地灌区 121 团 6 连(85°33'E ~ 85°35'E, 44°48'N ~ 44°50'N)(图 1)。选取不同滴灌年限棉田 5 块: 滴灌起始年限为 1998 年(21 a)、2006 年(13 a)、2008 年(11 a)、2012 年(7 a)和荒地(0 a)。试验地块在开垦前均为盐碱荒地, 土质以壤质为主, 地下水埋深年内变化范围在 2 ~ 4 m, 地下水的补充主要依靠地表径流入渗。平均海拔 337 m, 年平均降水量 142 mm, 年均蒸发量 1 826 mm, 属于典型的温带大陆性气候, 冬季气温相对低且维持时间长, 夏季气温高且蒸发旺盛。年平均气温 6.2 °C, 7 月份平均最高气温为 27.7 °C, 极端最高气温达 43 °C, 1 月份平均最低气温为 -16 °C, 极端最低气温达 -36 °C。该

地区光热资源丰富, 年均日照时数 2 860 h, 无霜期平均 163 d。大于 0 ℃ 年平均积温 4 181.2 ℃, 大于 10 ℃ 年平均积温 3 792.6 ℃。

## 1.2 田间数据采集

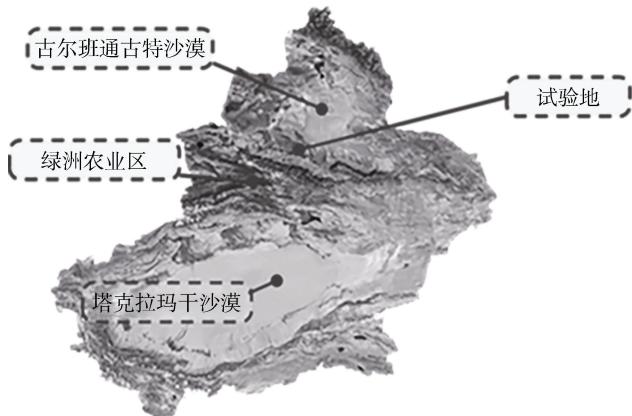
田间试验采样于 2019 年 10 月至 2020 年 4 月开展, 采样间隔为 15 d, 采用土钻采集 0~20、20~40、40~60、60~80、80~100、100~120 和 120~140 cm 深度土壤样品。于各地块对角线方向 1/4、1/2 和 3/4 处选择取样区, 为减少水平方向产生的影响, 每个取样区在垂直作物行方向选择间距 30 cm 的 3 个取样点, 取土壤分别装入铝盒, 带回实验室测定土壤理化性质。

采用烘干法测定土壤水分, 电导率法测定土壤含盐量。将风干后的土样经去除杂物及研磨后过 2 mm 筛, 根据土水质量比 1:5 制备土壤浸提液, 放入振荡瓶中于 150 r/min 往复振荡 5 min, 通过澄清法获得浸提液, 使用 DDS-11A(上海精密科学仪器有限公司雷磁仪器厂, 上海, 中国)电导率仪测量浸提液电导率。采用激光粒度法测定土壤颗粒组成, 土样过 2 mm 筛后取 0.1~0.5 g, 加 50 mL 蒸馏水混合, 用 H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 和六偏磷酸钠((NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub>) 进行前处理, 利用 Eye Tech 激光粒度仪测量土壤颗粒的体积百分比, 按美国制划分土壤质地<sup>[30]</sup>。各试验小区土壤基本理化性质如表 1 所示。

土壤温度采用自存储式温度传感器(179-DTDTH, Apresys, 美国)监测, 传感器每 2 h 采集并记录一次数据, 传感器埋设深度与土钻取样深度保持一致。研究区气象数据最高气温、最低气温、露点温度、风速、降水量及太阳辐射等由炮台镇气象局提供(图 2)。

## 1.3 数据分析

试验数据采用 Excel 2010 和 UltraEdit 软件进行预处理和整理, 采用 Origin 2020 软件进行图形绘制。



(图中年份表示该试验地块滴灌起始年限)

图 1 试验地位置及分布图  
Fig. 1 Location and distribution of experimental sites

## 2 SHAW 模型率定及检验

### 2.1 SHAW 模型简介

SHAW 模型是 Flerchinger 和 Saxton<sup>[15]</sup>于 1989 年开发用于模拟土壤冻融过程的一维水热耦合模型。该模型能够模拟土壤热量、水分及溶质的运移过程, 而且对整个系统物质和能量交换的物理过程有详细的数学描述过程, 通过同步计算热量、水分和溶质通量, 能够较为精确地模拟土壤剖面动态变化、能量通量平衡等<sup>[31]</sup>, 是目前研究土壤冻融过程中水热盐时空迁移动态常用有效的模型之一。

SHAW 模型中计算土壤热量和水分时考虑冻结土层的液体对流换热和蒸汽潜热, 土体中温度分布的状态方程为:

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i L_f \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k_s \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \rho_i c_i \frac{\partial q_i T}{\partial z} - L_v \left( \frac{\partial q_v}{\partial z} + \frac{\partial \rho_v}{\partial t} \right) \quad (1)$$

式中:  $T$  为温度(℃);  $L_f$  为融化潜热(335 000 J/kg);  $C_s$  为土壤的体积热容(J/(kg·℃));  $L_v$  为汽化潜热(2 500 000 J/kg);  $c_i$  为水的比热容(4 200 J/(kg·℃));  $k_s$  为土壤导热系数(W/(m·℃));  $q_i$  为液态水通量(m<sup>3</sup>/s);  $\rho_v$  为水蒸气密度(kg/m<sup>3</sup>);  $q_v$  为水蒸气通量(m<sup>3</sup>/s);  $z$  为土层密度(m);  $t$  为时间(s);  $\rho_i$  为冰密度(920 kg/m<sup>3</sup>);  $\rho_l$  为水密度(1 000 kg/m<sup>3</sup>);  $\theta_i$  为土层体积含冰量(m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>)。

计算冻融状态的土壤水通量方程为:

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] + \frac{1}{\rho_i} \frac{\partial q_v}{\partial z} + U \quad (2)$$

式中:  $K$  为非饱和导水率(m/s);  $\theta_i$  为土层体积含冰率(m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>);  $\psi$  为土壤基质势(m);  $U$  为水分的源汇项(m<sup>3</sup>/(m<sup>3</sup>·s))。

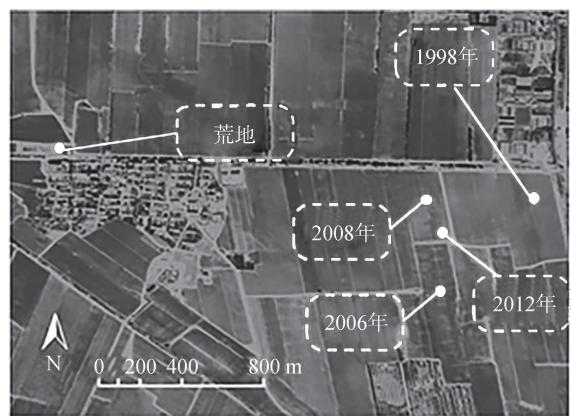


表 1 研究区各地块土壤基本理化性质  
Table 1 Soil basic physiochemical properties in study area

滴灌起始年限	土层(cm)	2~0.02 mm 砂粒(%)	0.002~0.02 mm 粉粒(%)	<0.002 mm 黏粒(%)	容重 (g/cm <sup>3</sup> )	pH	孔隙度 (%)
1998	0~20	22.230	40.450	37.320	1.511	7.590	43.840
	20~40	14.480	46.340	39.180	1.511	7.730	46.240
	40~60	20.220	44.390	35.390	1.549	7.540	43.890
	60~80	44.270	38.160	17.570	1.549	7.560	41.560
	80~100	64.360	26.320	9.320	1.568	7.280	44.610
	100~120	55.430	30.160	14.410	1.577	7.500	43.270
	120~140	53.220	34.290	12.490	1.577	7.620	44.470
2006	0~20	18.240	56.440	25.320	1.378	7.720	49.910
	20~40	22.480	62.340	15.180	1.454	7.730	46.950
	40~60	28.300	50.310	21.390	1.492	7.930	47.110
	60~80	18.190	44.290	37.520	1.492	8.070	47.480
	80~100	14.380	46.400	39.220	1.549	8.370	41.340
	100~120	16.490	42.420	41.090	1.634	8.700	39.250
	120~140	20.290	38.340	41.370	1.672	8.670	38.970
2008	0~20	20.190	38.240	41.570	1.435	7.540	48.390
	20~40	28.260	40.430	31.310	1.435	7.350	48.020
	40~60	26.300	40.150	33.550	1.454	7.560	48.630
	60~80	46.340	12.170	41.490	1.473	7.800	47.590
	80~100	62.230	8.480	29.290	1.501	7.680	44.200
	100~120	58.440	10.330	31.230	1.530	7.660	43.970
	120~140	47.120	15.230	37.650	1.577	7.260	41.150
2012	0~20	16.140	52.100	31.760	1.431	7.470	48.340
	20~40	18.480	38.360	43.160	1.463	7.720	47.360
	40~60	30.260	28.370	41.370	1.495	7.870	46.790
	60~80	36.390	24.130	39.480	1.504	8.370	45.840
	80~100	44.130	20.360	35.510	1.533	7.800	42.240
	100~120	38.440	29.360	32.200	1.583	7.420	41.690
	120~140	41.270	21.190	37.540	1.618	7.340	40.420
荒地	0~20	22.100	62.420	15.480	1.444	7.230	46.710
	20~40	20.270	44.130	35.600	1.492	7.200	47.110
	40~60	12.140	48.200	39.660	1.539	7.210	44.640
	60~80	10.140	30.350	59.510	1.577	7.550	42.440
	80~100	12.370	22.110	65.520	1.606	7.760	41.190
	100~120	15.270	25.230	59.500	1.634	8.090	41.850
	120~140	13.440	28.430	58.130	1.672	8.110	41.120

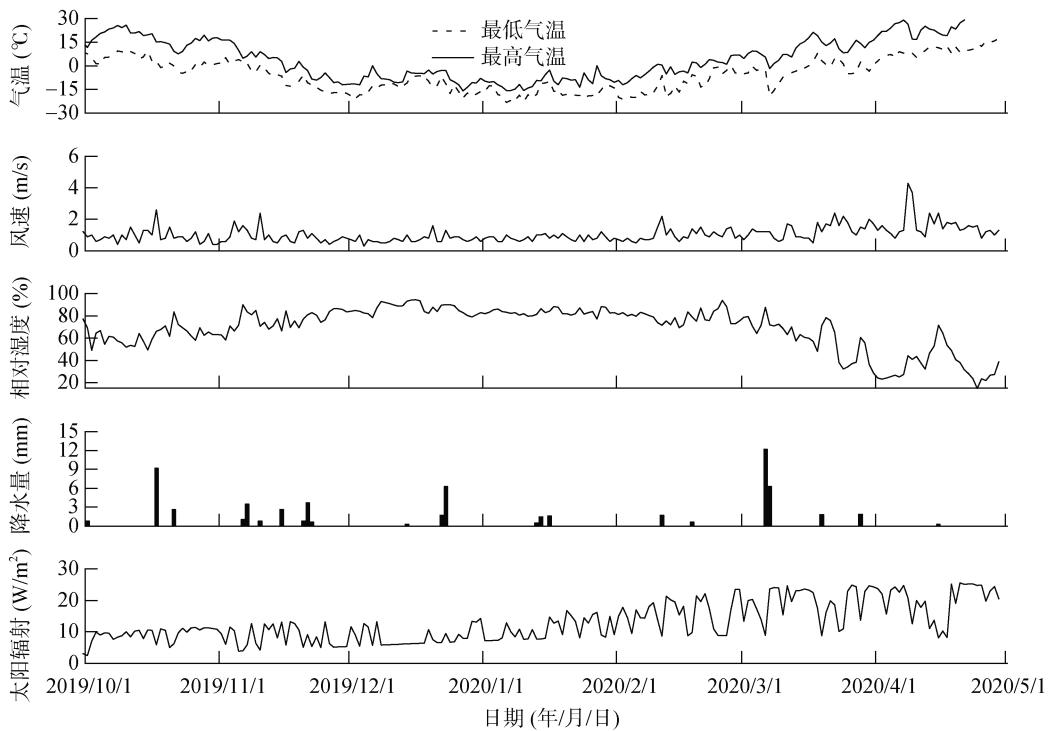


图 2 试验区气象数据  
Fig. 2 Meteorological data of test area

$$\rho_b \frac{\partial S}{\partial t} = \rho_l \frac{\partial}{\partial z} \left[ (D_H D_m) \frac{\partial c}{\partial z} \right] - \rho_l \frac{\partial (q_l c)}{\partial z} - \rho_b V \quad (3)$$

$$S = \left( K_d + \frac{\rho_l \theta_l}{\rho_b} \right) c \quad (4)$$

式中:  $\rho_b$  为土壤容重( $\text{kg}/\text{m}^3$ );  $S$  为单位质量土壤中存在的溶质总量( $\text{mol}/\text{kg}$ );  $D_H$  为机械弥散系数( $\text{m}^2/\text{s}$ );  $D_m$  为分子扩散系数( $\text{m}^2/\text{s}$ );  $c$  为土壤溶液中的溶质浓度( $\text{mol}/\text{kg}$ );  $V$  为溶质降解和根系吸收产生的源汇项( $\text{mol}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ ),  $K_d$  为土壤基质与土壤溶液之间分配系数( $\text{kg}/\text{kg}$ )。

SHAW 模型中水力特征参数主要包括: 饱和导水率( $K_s$ ,  $\text{cm}/\text{h}$ )、饱和体积含水率( $\theta_s$ ,  $\text{m}^3/\text{m}^3$ )、空气进气势( $\varphi_e$ ,  $\text{m}$ )、土壤孔径指数( $b$ )。这些参数通常根据土壤各层的基本参数间接确定。

根据 Campbell<sup>[32]</sup>在 1985 年提出的经验公式, 可通过土壤的基本特性计算土壤颗粒的几何平均直径  $d_g$ ( $\text{mm}$ )和几何均方根误差  $\sigma_g$ ( $\text{mm}$ ), 即

$$d_g = \exp(x) \quad (5)$$

$$\sigma_g = \exp\left(\left(y - x^2\right)^{1/2}\right) \quad (6)$$

其中:

$$x = m_c \ln 0.01 + m_{si} \ln 0.026 + m_{sa} \ln 1.025 \quad (7)$$

$$y = m_c (\ln 0.01)^2 + m_{si} (\ln 0.026)^2 + m_{sa} (\ln 1.025)^2 \quad (8)$$

式中:  $m_c$ 、 $m_{si}$ 、 $m_{sa}$  分别为土壤中黏粒、粉粒、砂粒的百分含量(%);  $x$ 、 $y$  无实际意义。

根据上述经验公式求得土壤颗粒的几何平均直径  $d_g$  和几何均方根误差  $\sigma_g$  后, 可按经验公式继续求得土壤的水力特征参数。标准容重( $1.3 \text{ g}/\text{m}^3$ )下的空气进入势  $\varphi_{es}$ ( $\text{m}$ )为:

$$\varphi_{es} = -0.2 d_g^{-0.5} \quad (9)$$

土壤孔隙分布指数  $b$ 、空气进气势  $\varphi_e$ ( $\text{m}$ )、饱和导水率  $K_s$ ( $\text{cm}/\text{h}$ )计算式为:

$$b = -2\varphi_{es} + 0.2\sigma_g \quad (10)$$

$$\varphi_e = \frac{\varphi_{es}}{g} \left( \frac{\rho_b}{1.3} \right)^{0.67b} \quad (11)$$

$$K_s = 14.1 \left( \frac{1.3}{\rho_b} \right)^{1.3b} \exp(-6.9m_c - 3.7m_{si}) \quad (12)$$

## 2.2 模型输入参数和边界条件

气象资料以日尺度作为上边界气象条件(图 2)。气象资料、土壤温度及土壤水分输入后还应输入对应的儒略日、所属年份和输出频率。输入试验点的纬度  $44^{\circ}48'N$ 、坡度海拔  $337 \text{ m}$ 、坡度  $3\%$ 、地表干土反射率  $0.25$  及地表湿土反射率  $0.35$  等具体信息。

为比较模型对北疆地区不同滴灌年限棉田的土壤水热盐模拟效果差异情况, 本次模拟采用时空替代法<sup>[28-29]</sup>, 选用滴灌起始年限为 1998 年(滴灌 21 a)的

棉田土壤水热盐和气象等数据对 SHAW 模型的有关参数进行率定, 输入的土壤基本参数如表 2 所示。通

过试错法调整模型参数, 直至误差达到允许范围。率定的基本土壤物理特性参数如表 3 所示。

表 2 输入试验地土壤基本信息  
Table 2 Input soil basic information of test site

土层(cm)	砂粒(%)	粉粒(%)	黏粒(%)	土壤干容重(g/m <sup>3</sup> )
0~20	22.230	40.450	37.320	1.511
20~40	14.480	46.340	39.180	1.511
40~60	20.220	44.390	35.390	1.549
60~80	44.270	38.160	17.570	1.549
80~100	64.360	26.320	9.320	1.568
100~120	55.430	30.160	14.410	1.577
120~140	53.220	34.290	12.490	1.577

表 3 模型率定后的土壤物理特征参数  
Table 3 Soil physical characteristic parameters after model calibration

土层(cm)	孔隙大小分布指数 $b$	空气进入势 $\phi_e$ (m)	饱和导水率 $K_s$ (cm/h)	饱和体积含水率 $\theta_s$ (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )
0~20	6.975	0.029	0.290	0.516
20~40	6.934	0.039	0.312	0.525
40~60	6.425	0.035	0.337	0.515
60~80	5.025	0.015	1.090	0.459
80~100	4.678	0.011	2.942	0.409
100~120	5.144	0.01	1.483	0.440
120~140	4.709	0.021	1.915	0.433

以膜下滴灌起始年限为 2006 年(滴灌 13 a)、2008 年(滴灌 11 a)、2012 年(滴灌 7 a)、荒地(滴灌 0 a)的土壤水热盐和气象等数据对 SHAW 模型中相关参数进行验证。

### 2.3 模型评估指标

模型模拟效果利用统计学参数进行评价, 选取拟合优度( $R^2$ )、纳什系数(NSE)来显示模型总体的模拟效果, 以均方根误差(RMSE)、平均偏差(MBE)和平均绝对误差(MAE)来综合衡量模型模拟精度及离散程度。各参数计算公式如下:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2} \quad (13)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2} \quad (14)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2} \quad (15)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n |y_i - \hat{y}_i|}{n} \quad (16)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\hat{y}_i - y_i| \quad (17)$$

式中:  $y_i$  是观测值,  $\hat{y}_i$  是模拟值,  $\bar{y}_i$  是观测值的平均值。当  $R^2$  和 NSE 越趋近于 1, RMSE、MBE 和 MAE 越接近于 0 时, 表明模拟效果越好。

## 3 结果与分析

### 3.1 土壤水热盐率定模拟效果评估

**3.1.1 土壤温度率定模拟效果评估** 对滴灌 21 a 的棉田土壤温度率定模拟结果进行统计分析(表 4), 结果表明不同土层深度土壤温度模拟效果 NSE 为 0.713~0.993, 平均 NSE 为 0.820; RMSE 为 0.209~2.498 °C, 平均 RMSE 为 1.378 °C; MBE 为 -2.255~-0.161, 平均 MBE 为 -0.764; MAE 为 0.149~2.211, 平均 MAE 为 1.145。图 3 显示不同土层土壤温度率定模拟  $R^2$  为 0.911~0.994, 整体上呈现出随土层深度增加模拟效果越好。

表 4 土壤温度率定结果评估  
Table 4 Calibration result evaluation of soil temperature

土层(cm)	NSE	RMSE(°C)	MBE	MAE
0~20	0.713	2.498	-2.255	2.211
20~40	0.788	1.877	-1.299	1.661
40~60	0.753	1.530	-0.938	1.302
60~80	0.834	1.167	-0.760	0.970
80~100	0.828	1.209	-0.161	0.907
100~120	0.831	1.154	-0.239	0.812
120~140	0.993	0.209	-0.171	0.149

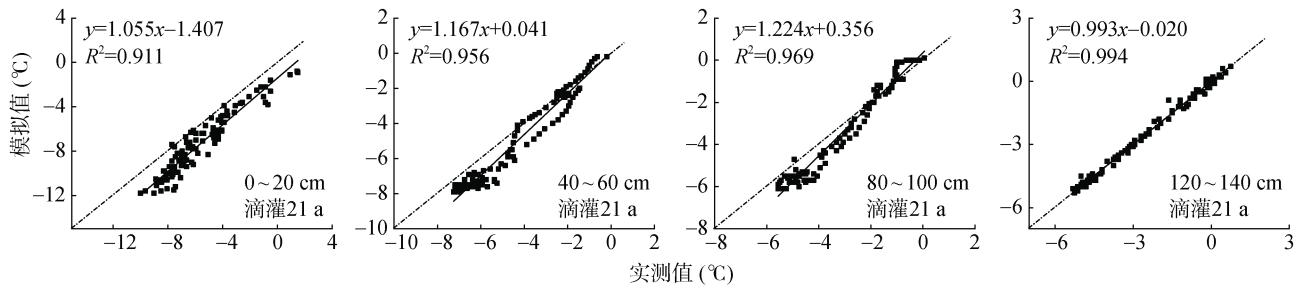


图 3 不同土层土壤温度率定模拟结果  
Fig. 3 Simulation results of soil temperature rates in different soil layers

表 5 土壤水分率定模拟效果评估  
Table 5 Calibration result evaluation of soil moisture

土层(cm)	NSE	RMSE(%)	MBE	MAE
0~20	0.871	0.011	-0.005	0.005
20~40	0.852	0.009	-0.004	0.004
40~60	0.874	0.020	0.001	0.015
60~80	0.824	0.015	0.003	0.009
80~100	0.895	0.032	0.007	0.023
100~120	0.890	0.031	0.002	0.020
120~140	0.967	0.024	0.008	0.013

为比较连续土层土壤水分模拟效果变化情况,随机选择初始冻结期、稳定冻结期及消融解冻期某一日土壤剖面实测值和模拟值进行比较(图 4),结果表明

**3.1.2 土壤水分率定模拟效果评估** 对滴灌 21 a 的棉田土壤水分率定模拟结果进行统计分析(表 5),结果表明不同土层土壤温度模拟效果 NSE 为 0.824~0.967, 平均 NSE 为 0.882; RMSE 为 0.009%~0.032%, 平均 RMSE 为 0.020%; MBE 为 -0.005~0.008, 平均 MBE 为 0.002; MAE 为 0.004~0.023, 平均 MAE 为 0.013。整体上呈现出随土层深度增加模拟效果越好。

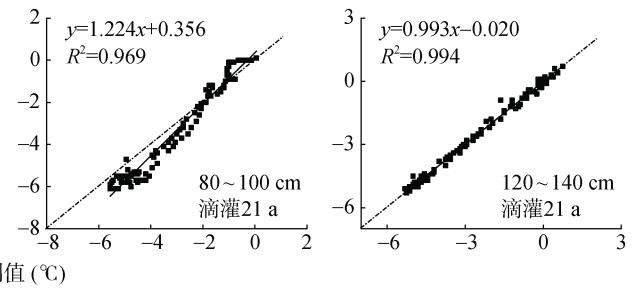


图 4 土壤水分率定模拟结果对比

Fig. 4 Simulation results of soil moisture rate

不同冻融期土壤水分模拟值与实测值变化趋势基本一致,能够反映土壤冻融期的变化规律。

**3.1.3 土壤盐分率定模拟效果评估** 对滴灌年限 21 a 的棉田土壤盐分率定模拟结果进行统计分析(表 6),结果表明不同土层土壤盐分模拟效果 NSE 为 0.509~0.844, 平均 NSE 为 0.718; RMSE 为 0.001~0.012 g/kg, 平均 RMSE 为 0.003 g/kg; MBE 为 -0.002~0.006, 平均 MBE 为 0.001; MAE 为 0.000~0.002, 平均 MAE 为 0.000。整体上呈现出随土层深度增加模拟效果越好。图 5 比较连续土层土壤盐分模拟效果变化,结果表明不同冻融期土壤盐分模拟值与实测值变化趋势基本一致,能够反映土壤冻融期的变化规律。

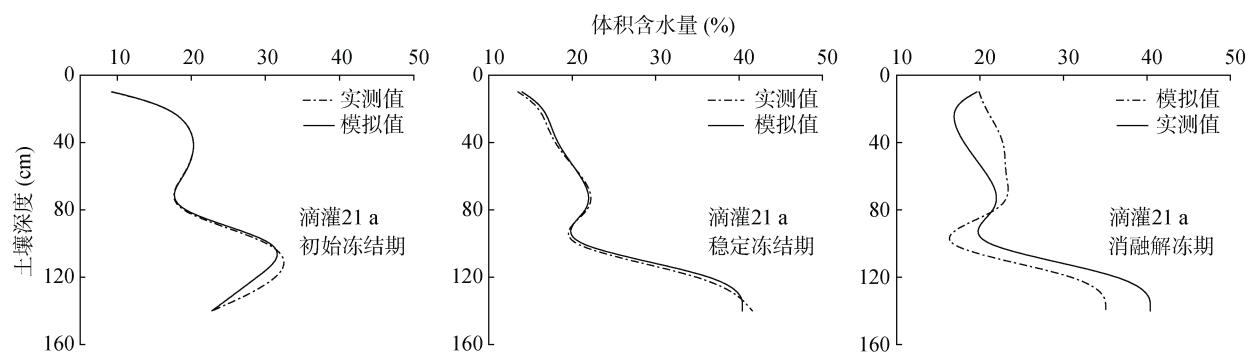


图 5 土壤盐分率定模拟结果对比

Fig. 5 Simulation results of soil salt content

### 3.2 土壤水热盐验证模拟效果评估

**3.2.1 土壤温度验证模拟效果评估** 冻融循环过程中,温度是土壤冻结和融化的主导因素。以 0~20、

40~60、80~100 和 120~140 cm 深度的土壤参数为代表进行对比(图 6),同一土层不同滴灌年限棉田土壤温度的模拟值与实测值变化趋势基本一致,且随土

层深度增加模拟效果越好。表层和中间层土壤稳定冻结期模拟效果相对较好;深层土壤各时期模拟效果基本一致。整个冻融期,随滴灌年限增加温度变化幅度越大,剖面温度变化过程呈现“U”形分布,冻结期开始温度平滑下降,进入解冻时期表层地温迅速升高。

对不同滴灌年限与不同土层深度棉田土壤温度的模拟值和实测值作线性回归分析,结果(图 7)表明 SHAW 模型对不同滴灌年限棉田土壤温度有较好模拟

表 6 土壤盐分率定模拟效果评估  
Table 6 Calibration result evaluation of soil salinity

土层(cm)	NSE	RMSE(g/kg)	MBE	MAE
0~20	0.803	0.001	0.000	0.000
20~40	0.844	0.001	0.001	0.000
40~60	0.804	0.001	0.000	0.000
60~80	0.707	0.012	0.006	0.000
80~100	0.744	0.002	0.001	0.000
100~120	0.618	0.001	0.000	0.000
120~140	0.509	0.002	-0.002	0.002

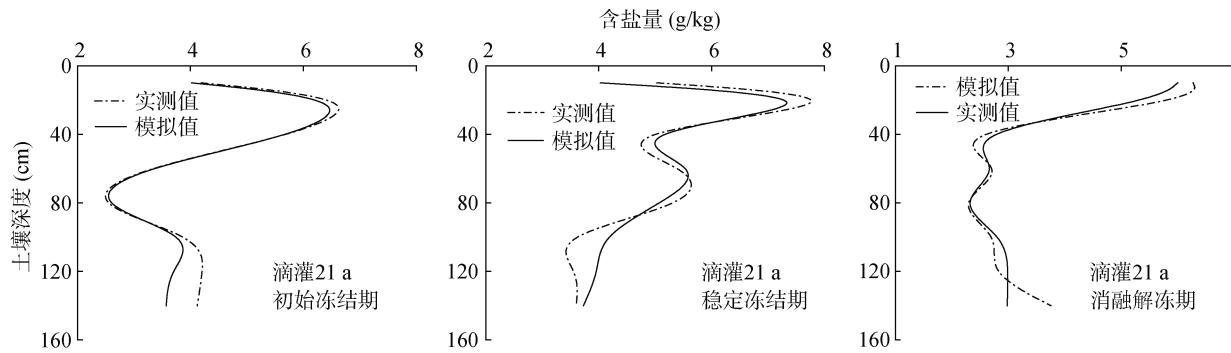


图 5 土壤盐分率定模拟结果对比  
Fig. 5 Simulation results of soil salinity

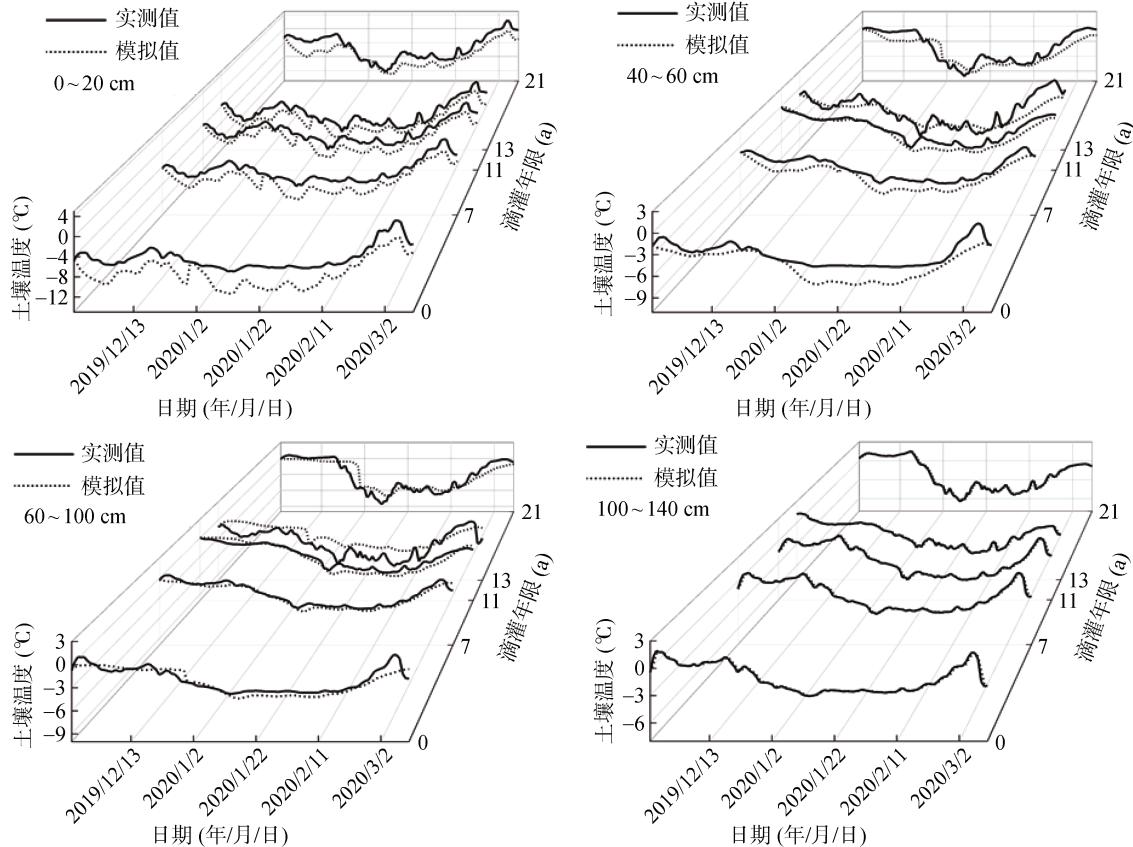


图 6 不同滴灌年限土壤温度模拟效果对比  
Fig. 6 Simulation effects of soil temperatures with different drip irrigated years

效果, 决定系数  $R^2$  为 0.705 ~ 0.994。不同滴灌年限下相同土层土壤温度模拟效果 0 ~ 20、40 ~ 60、80 ~ 100 和 120 ~ 140 cm 深度的平均  $R^2$  为 0.842、0.856、0.859 和 0.983, 结合散点分布图可以直观地显示出模拟效果随土层深度增加模拟效果越好。不同滴灌年限

棉田之间土壤温度模拟效果存在显著差异。滴灌年限 21、13、11、7 a 及荒地的平均  $R^2$  为 0.958、0.942、0.879、0.863 和 0.784, 最终不同滴灌年限条件下对土壤温度的模拟效果表现为滴灌 21 a > 13 a > 11 a > 7 a > 0 a 地块。

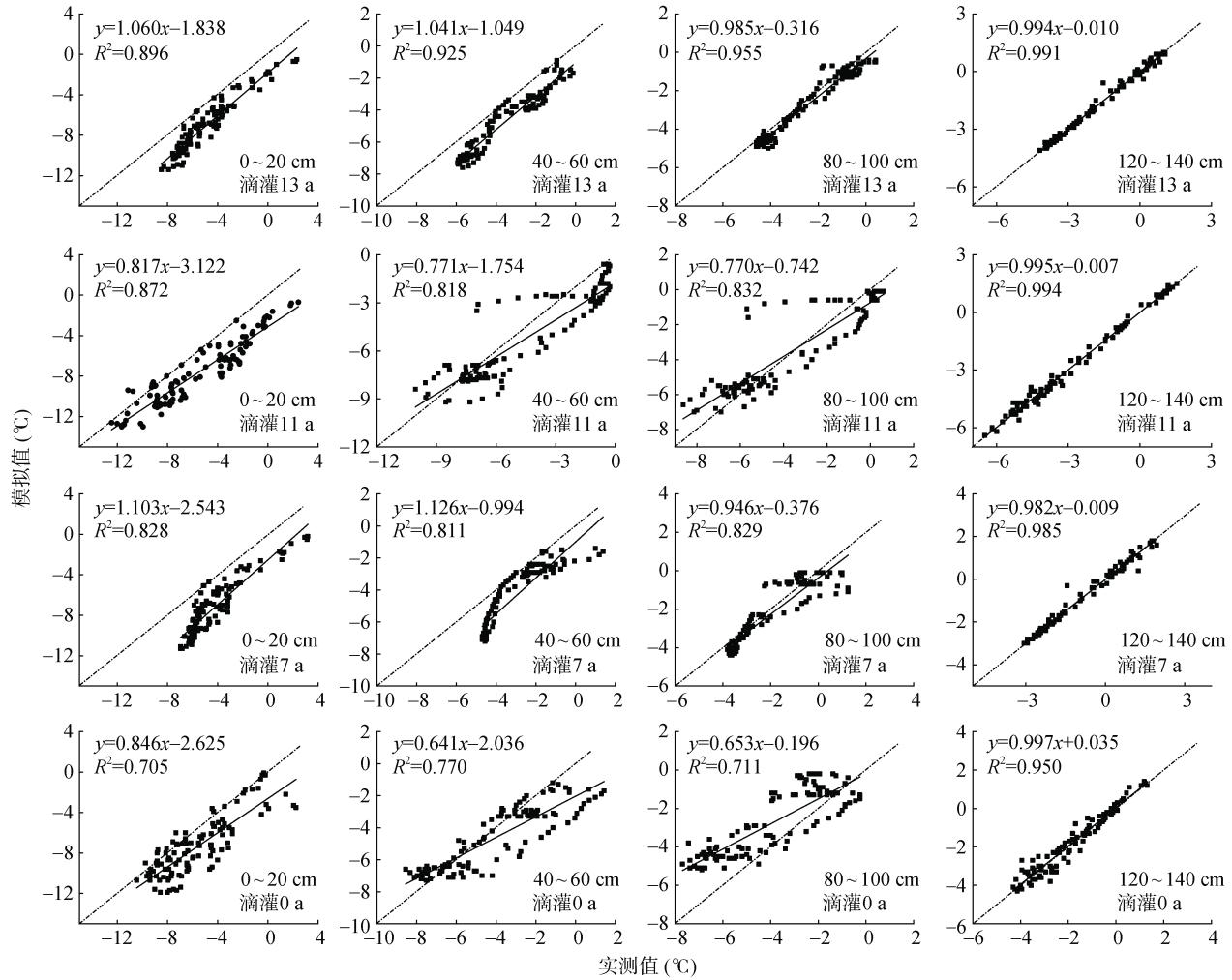


图 7 不同滴灌年限不同土层土壤温度验证结果对比

Fig. 7 Validation results of soil temperatures in different soil layers with different drip irrigated years

对冻融期间不同滴灌年限土壤温度模拟结果进行统计分析(表 7), 结果表明土壤温度平均 NSE 为 0.651, 最高 NSE 为 0.994。不同滴灌年限下相同土层土壤温度模拟效果的平均 NSE 为 0.171、0.434、0.535、0.729、0.828、0.871 和 0.991, 平均 RMSE 为 2.380、1.569、1.358、1.023、0.922、0.701 和 0.171 °C, 平均 MBE 为 -2.619、-1.644、-1.136、-0.867、-0.572、-0.536 和 -0.460, 平均 MAE 为 2.586、1.456、1.331、0.991、0.992、0.540 和 0.099。整体上呈现出随土层深度增加模拟效果越好。

不同滴灌年限之间棉田土壤温度模拟效果也存在显著差异。滴灌年限 13、11、7 a 及荒地的平均

NSE 分别为 0.753、0.787、0.648 和 0.249, 平均 RMSE 分别为 1.202、0.881、0.983 和 1.359 °C, 平均 MBE 分别为 -1.878、-0.729、-0.990 和 -1.235, 平均 MAE 分别为 1.748、0.759、0.883 和 1.187。滴灌 0 a 的土壤温度的 NSE、RMSE、MBE 和 MAE 分别为 -0.913 ~ 0.985、0.185 ~ 3.213 °C、-3.097 ~ 0.149 和 0.106 ~ 2.986, NSE 对比为滴灌年限 11 a > 13 a > 7 a > 0 a 地块, RMSE 对比为 13 a > 11 a > 7 a > 0 a 地块, MAE 对比为 13 a > 11 a > 7 a > 0 a 地块, MBE 对比为 13 a > 11 a > 7 a > 0 a 地块, 整体上呈现随滴灌年限增加模拟效果越好, 且在滴灌年限超过 11 a 后的各地块模拟效果差异不大。

表 7 SHAW 模型土壤温度检验模拟效果对比  
Table 7 Simulation effects of soil temperature by SHAW model

滴灌年限(a)	土层(cm)	NSE	RMSE(°C)	MBE	MAE
13	0 ~ 20	0.536	1.968	-3.670	3.874
	20 ~ 40	0.826	1.095	-2.161	1.200
	40 ~ 60	0.697	1.443	-1.002	2.083
	60 ~ 80	0.677	1.337	-1.301	1.787
	80 ~ 100	0.723	1.616	-1.290	2.612
	100 ~ 120	0.818	0.812	-2.074	0.659
	120 ~ 140	0.992	0.143	-1.646	0.020
11	0 ~ 20	0.437	1.914	-1.827	1.722
	20 ~ 40	0.642	1.262	-1.234	1.106
	40 ~ 60	0.820	0.879	-0.819	0.696
	60 ~ 80	0.819	0.803	-0.600	0.650
	80 ~ 100	0.878	0.629	-0.489	0.520
	100 ~ 120	0.917	0.525	0.042	0.432
	120 ~ 140	0.994	0.156	-0.172	0.115
7	0 ~ 20	0.082	2.308	-2.246	2.135
	20 ~ 40	0.312	1.555	-1.567	1.451
	40 ~ 60	0.465	1.305	-1.375	1.194
	60 ~ 80	0.820	0.713	-0.771	0.634
	80 ~ 100	0.926	0.444	-0.469	0.359
	100 ~ 120	0.943	0.398	-0.342	0.305
	120 ~ 140	0.991	0.160	-0.164	0.105
0	0 ~ 20	-0.913	3.213	-3.097	2.986
	20 ~ 40	-0.398	2.058	-1.958	1.861
	40 ~ 60	-0.058	1.633	-1.544	1.381
	60 ~ 80	0.498	1.097	-0.901	0.914
	80 ~ 100	0.787	0.713	-0.448	0.565
	100 ~ 120	0.843	0.617	-0.545	0.494
	120 ~ 140	0.985	0.185	-0.149	0.106

**3.2.2 土壤水分验证模拟效果评估** 为比较不同滴灌年限连续土层土壤水分模拟效果, 随机选择初始冻结期、稳定冻结期及消融解冻期某一日土壤剖面实测值和模拟值进行比较。结果(图 8)表明整个冻融期不同时间土壤水分模拟值与实测值变化趋势基本一致, 能够反映不同滴灌年限土壤冻融期的变化规律。稳定冻结期模拟效果最佳, 消融解冻期模拟效果最差。土壤深度在 120 cm 之下的模拟效果稍差, 初始冻结期表层模拟效果较深层模拟效果好。

对不同深度土壤水分模拟结果进行统计分析(表 8), 土壤水分平均 NSE 为 0.826, 最高 NSE 为 0.967。不同滴灌年限下相同土层(0 ~ 20、20 ~ 40、40 ~ 60、60 ~ 80、80 ~ 100、100 ~ 120 和 120 ~ 140 cm)土壤水分模拟效果的平均 NSE 分别为 0.743、0.823、0.870、0.853、0.847、0.837 及 0.811, 平均 RMSE 分别为

0.024%、0.011%、0.016%、0.015%、0.020%、0.020%, 平均 MBE 分别为 -0.011、0.000、0.004、-0.006、0.000、-0.008、-0.008, 平均 MAE 分别为 0.011、0.006、0.010、0.008、0.013、0.012、0.018。总体而言, 随土层深度增加, SHAW 模型模拟精度呈先增后减的趋势。

不同滴灌年限棉田土壤水分模拟效果存在差异, 滴灌年限 13、11、7 a 及荒地的平均 NSE 分别为 0.863、0.864、0.760 和 0.764, 平均 RMSE 分别为 0.013%、0.020%、0.019% 和 0.023%, 平均 MBE 分别为 -0.002、-0.008、-0.002 和 -0.010, 平均 MAE 分别为 0.007、0.013、0.010 和 0.013。滴灌 0 a 的土壤水分的 NSE、RMSE、MBE 和 MAE 分别为 0.670 ~ 0.830、0.007% ~ 0.036%、-0.017 ~ 0.009 和 0.003 ~ 0.022, NSE 对比为 11 a > 13 a > 0 a > 7 a 地块, RMSE

对比为  $13 \text{ a} > 7 \text{ a} > 11 \text{ a} > 0 \text{ a}$  地块, MBE 及 MAE 各年限基本接近于 0。研究结果表明随滴灌年限增加模拟效果越好, 滴灌年限为 13 a 时的模拟效果最佳, 且模拟效果在滴灌年限超过 11 a 后的各地块模拟效果差距不大。

**3.2.3 土壤盐分验证模拟效果评估** 图 9 展示了土壤盐分动态在不同滴灌年限及不同冻融时期(初始冻结期、稳定冻结期及消融解冻期)所得到的模拟效

果。结果表明, 稳定冻结期模拟效果最佳, 消融解冻期模拟效果最差。稳定冻结期土壤深度在 120 cm 之下的模拟效果稍差, 荒地在稳定冻结期时 80 cm 之下的模拟效果稍差,  $0 \sim 40 \text{ cm}$  土层深度的土壤含盐量随着土壤冻融过程呈先上升后下降的趋势, 表层的盐分变化较大, 变化现象较明显。土壤深度  $80 \sim 100 \text{ cm}$  的土壤盐分变化较小。

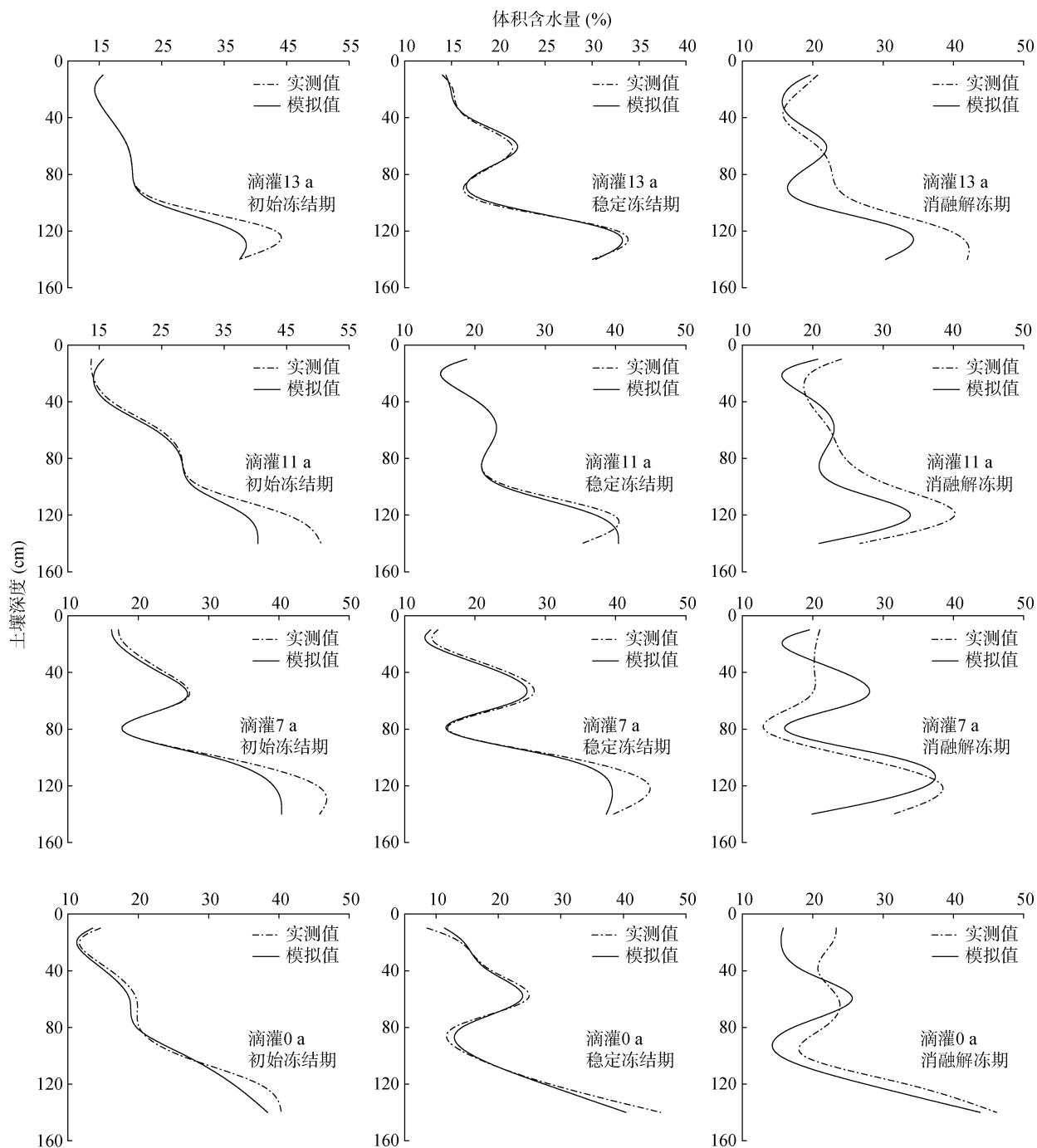


图 8 不同滴灌年限土壤水分验证结果对比  
Fig. 8 Validation results of soil moistures with different drip irrigated years

表 8 SHAW 模型土壤水分检验模拟效果对比  
Table 8 Simulation effects of soil moisture by SHAW model

滴灌年限(a)	土层(cm)	NSE	RMSE(%)	MBE	MAE
13	0 ~ 20	0.781	0.013	-0.007	0.007
	20 ~ 40	0.860	0.016	-0.003	0.010
	40 ~ 60	0.918	0.015	0.008	0.008
	60 ~ 80	0.865	0.007	-0.004	0.004
	80 ~ 100	0.919	0.009	0.006	0.006
	100 ~ 120	0.836	0.016	-0.009	0.010
	120 ~ 140	0.857	0.016	-0.006	0.008
11	0 ~ 20	0.843	0.024	-0.011	0.011
	20 ~ 40	0.912	0.012	0.005	0.009
	40 ~ 60	0.905	0.008	-0.002	0.006
	60 ~ 80	0.902	0.017	-0.010	0.011
	80 ~ 100	0.854	0.013	-0.008	0.008
	100 ~ 120	0.795	0.009	-0.007	0.007
	120 ~ 140	0.833	0.057	-0.022	0.042
7	0 ~ 20	0.525	0.035	-0.015	0.016
	20 ~ 40	0.741	0.011	0.005	0.005
	40 ~ 60	0.824	0.017	0.003	0.011
	60 ~ 80	0.856	0.014	-0.009	0.009
	80 ~ 100	0.778	0.027	0.012	0.012
	100 ~ 120	0.867	0.007	-0.003	0.003
	120 ~ 140	0.727	0.025	-0.008	0.014
0	0 ~ 20	0.693	0.036	-0.016	0.016
	20 ~ 40	0.752	0.007	-0.003	0.003
	40 ~ 60	0.830	0.020	0.009	0.009
	60 ~ 80	0.820	0.021	-0.009	0.009
	80 ~ 100	0.788	0.021	-0.017	0.017
	100 ~ 120	0.797	0.036	-0.022	0.022
	120 ~ 140	0.670	0.023	-0.014	0.014

对不同深度土壤盐分模拟结果进行统计分析(表 9), 结果表明土壤盐分平均 NSE 为 0.709, 最高 NSE 为 0.844。不同滴灌年限下相同土层(0 ~ 20、20 ~ 40、40 ~ 60、60 ~ 80、80 ~ 100、100 ~ 120 和 120 ~ 140 cm) 土壤盐分的平均 NSE 分别为 0.720、0.778、0.808、0.764、0.732、0.668 和 0.495, 在 100 cm 处最接近于 1; 平均 RMSE 分别为 0.004、0.002、0.002、0.005、0.002、0.004 和 0.005 g/kg; 平均 MBE 分别为 0.001、0.000、0.000、0.003、0.000、-0.002 和 -0.001; 平均 MAE 分别为 0.000、0.001、0.001、0.001、0.001、0.003 和 0.004。其趋势与土壤水分一样, 随土层深度增加模拟效果先增强后减弱。相较于土壤水分, 土壤

盐分的模拟效果稍差一些, 但两者整体模拟效果差距不大。

对 5 个不同滴灌年限地块土壤盐分模拟结果进行分析对比结果存在差异, 滴灌年限 13、11、7 a 及荒地的平均 NSE 分别为 0.733、0.721、0.708 和 0.666, 平均 RMSE 分别为 0.004、0.008、0.001 和 0.001 g/kg, 平均 MBE 分别为 0.001、-0.002、0.000 和 0.000, 平均 MAE 分别为 0.001、0.005、0.000 和 0.000。RMSE、MBE 和 MAE 整体基本接近于 0。滴灌 0 a 的土壤盐分的 NSE、RMSE、MBE 和 MAE 分别为 0.418 ~ 0.797、0.000 ~ 0.001 g/kg、0.000 ~ 0.001 和 0.000 ~ 0.001, NSE 对不同滴灌年限棉田土壤盐分的

模拟效果对比可知滴灌起始年限为  $13 \text{ a} > 11 \text{ a} > 7 \text{ a} > 0 \text{ a}$  地块, 整体呈随滴灌年限增加模拟效果越好, 且

模拟效果在滴灌年限超过  $11 \text{ a}$  后的各地块模拟效果差距不大。

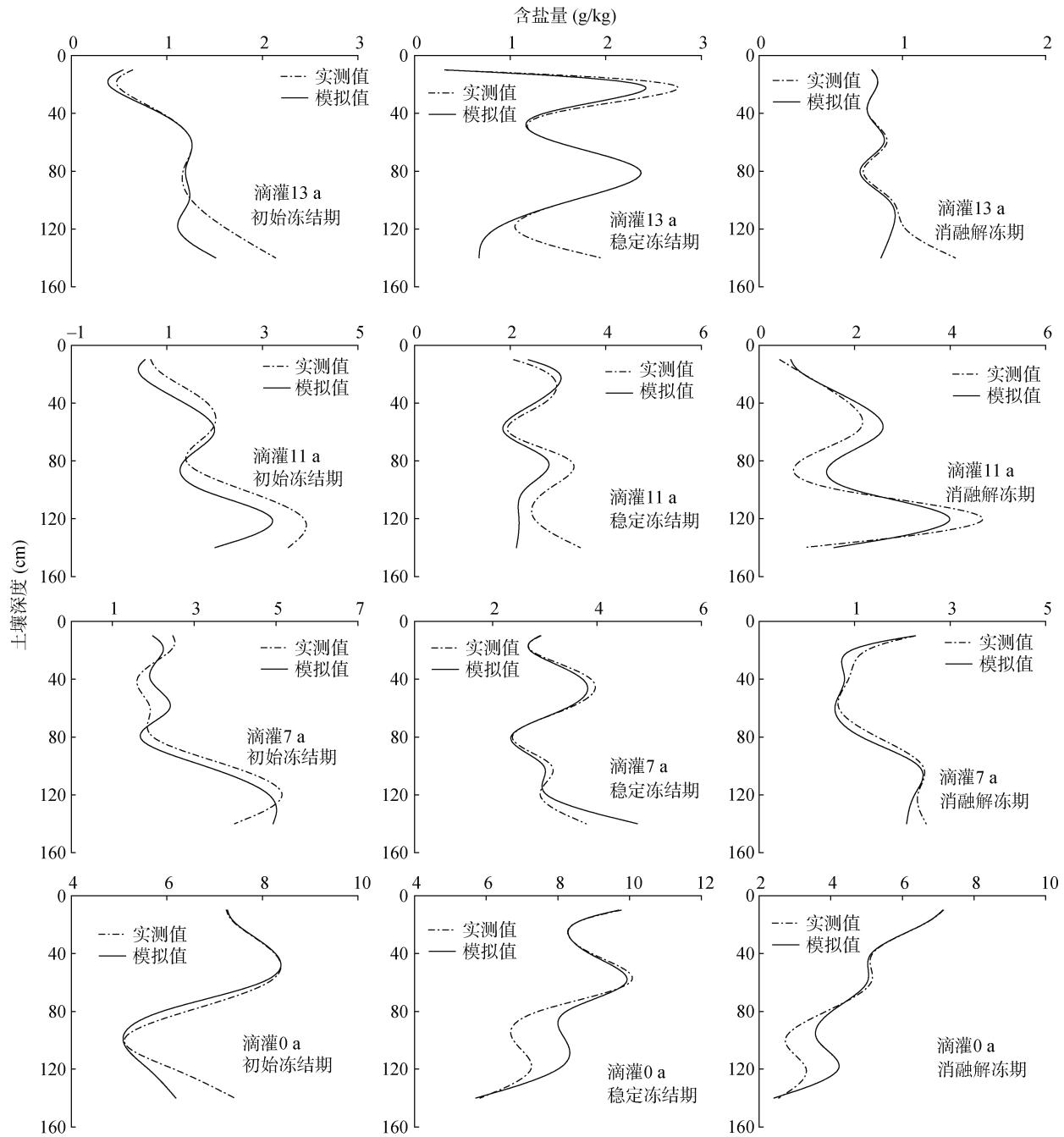


图 9 不同滴灌年限土壤盐分验证结果对比  
Fig. 9 Validation results of soil salinities with different drip irrigated years

#### 4 讨论

本研究对不同土层深度土壤模拟结果表明, 表层土壤温度模拟效果比深层土壤温度模拟效果差, 这与谢婷等人<sup>[20]</sup>利用 SHAW 模型在对不同深度土壤温度模拟的研究中所得结论一致。原因可能是一方面

SHAW 模型模拟土壤热量取决于周围环境土壤水热状况, 随着深度增加, 周围环境温湿度变化幅度越小, SHAW 模型模拟土壤温度数值越精确; 而另一方面可能是对净辐射模拟偏差大引起的土壤热通量误差所致。当大气和土层之间产生热量交换时表层土最先受到温度的变化影响率先产生热量交换, 因此浅层土

表 9 SHAW 模型土壤盐分检验模拟效果对比  
Table 9 Simulation effects of soil salinity by SHAW model

滴灌年限(a)	土层(cm)	NSE	RMSD(g/kg)	MBE	MAE
13	0~20	0.740	0.010	0.005	0.000
	20~40	0.823	0.002	0.001	0.000
	40~60	0.809	0.002	0.001	0.000
	60~80	0.755	0.006	0.003	0.000
	80~100	0.833	0.002	0.001	0.000
	100~120	0.643	0.003	-0.001	0.002
	120~140	0.527	0.005	-0.002	0.004
11	0~20	0.782	0.006	0.001	0.002
	20~40	0.807	0.004	-0.002	0.003
	40~60	0.800	0.007	-0.003	0.004
	60~80	0.768	0.006	0.005	0.002
	80~100	0.652	0.005	0.000	0.003
	100~120	0.739	0.016	-0.012	0.012
	120~140	0.502	0.014	-0.002	0.012
7	0~20	0.603	0.001	0.000	0.000
	20~40	0.690	0.001	0.001	0.000
	40~60	0.829	0.001	0.000	0.000
	60~80	0.796	0.000	0.000	0.000
	80~100	0.795	0.000	0.000	0.000
	100~120	0.722	0.001	0.001	0.000
	120~140	0.519	0.001	0.000	0.001
0	0~20	0.672	0.001	0.000	0.000
	20~40	0.727	0.001	0.000	0.000
	40~60	0.797	0.001	0.000	0.000
	60~80	0.796	0.000	0.000	0.000
	80~100	0.636	0.000	0.000	0.000
	100~120	0.616	0.001	0.001	0.000
	120~140	0.418	0.001	0.000	0.001

壤受净辐射的影响较大, 而 SHAW 模型将土壤热通量作为地表向下的能量输入, 土壤热通量是通过能量平衡公式<sup>[18]</sup>(土壤热通量=净辐射-感热通量-潜热通量)计算得到。因此, 土壤温度模拟精度与净辐射的误差密切相关。这与刘杨等<sup>[25]</sup>、王驰等<sup>[33]</sup>基于 SHAW 模型冻融期土壤温度动态模拟研究中相似。土壤水分和盐分随土层深度的增加模拟效果均先增强后减弱, 这与赵林等<sup>[24]</sup>研究一致, 但有学者研究基于 SHAW 模型冻融期土壤水分动态模拟研究中表示土壤水分的动态模拟效果随土层深度增加逐渐增强<sup>[33]</sup>。原因可能是水盐运移由于受到降雨量、地表植被、土壤温度及地下水位等因素影响, 其水分本身具有复杂的相态变化也对模型模拟结果影响较大。且宗睿<sup>[34]</sup>研究表明干旱绿洲区原生盐碱荒地开垦为棉田后, 长期膜下滴灌显著降低土壤盐分含量, 特别是较深土层

(100~200 cm), 含盐量大幅度减少, 土壤储盐量总体上随膜下滴灌应用年限呈指数降低。

土壤冻融循环伴随水分相变、水热传输和盐分积累等过程<sup>[35]</sup>。本研究对不同冻融时期土壤模拟结果表明土壤水分的变化趋势随不同冻融时期先降低后增加, 与土壤温度的变化趋势一致, 这与戴黎聪<sup>[36]</sup>研究得到土壤冻融过程中, 土壤水分与土壤温度变化趋势具有一致性的结果一致。一方面在土壤完全消融时, 冻结层的土壤含水率略高于冻结前土壤含水率, 非冻结层的土壤含水率呈下降趋势, 说明土壤冻结时下层非冻结土壤水分向上层冻结层转移<sup>[37]</sup>; 另一方面主要是当土壤表层发生冻结时, 由于深层土壤温度较高, 土壤表面张力和水分黏度较高, 导致土壤水分向温度较低的区域转移<sup>[38]</sup>。模型模拟结果显示土壤盐分与土壤水分在整个冻融时期实测值与模拟值的

变化趋势基本一致,表明土壤水分和盐分之间的耦合作用比较强烈。土壤盐分整体模拟效果较土壤水分模拟效果稍差,这可能是由于盐分的空间变异性要远大于水分的空间变异性<sup>[39-40]</sup>。但 NSE 为 0.402 ~ 0.844, 土壤盐分的 RMSE、MBE 和 MAE 值基本接近于 0, 表明模拟结果能够较好地反映土壤盐分的变化趋势。有研究表明 SHAW 模型模拟冻融期土壤水分在消融解冻期时效果最佳<sup>[32]</sup>, 本研究结果与此相反, 这可能是由于新疆是典型的温带大陆性干旱半干旱气候, 消融解冻期时冷热差异较大<sup>[41]</sup>。

本研究中土壤水热盐三者基本表现为随膜下滴灌年限增加模拟效果越好。具体而言, 冻融期土壤水热盐在荒地(滴灌 0 a)的模拟效果最差, 滴灌年限为 13 a 时的模拟效果最好, 且滴灌年限为 11、13 和 21 a 的模拟效果差距不大。其原因一方面可能是 SHAW 模型率定受土壤物理性质等基础数据的影响, 有研究表明荒地开垦为滴灌棉田后土壤容重逐年降低, 直到 13 ~ 14 a 最低, 之后土壤容重随滴灌年限而增加, 土壤总孔隙度趋势与容重相反<sup>[35, 42]</sup>。宗睿<sup>[34]</sup>研究表明荒地开垦为滴灌棉田后 0 ~ 14 a 土壤质量随滴灌年限增加得到改善, 但随着棉花耕作年限增长到 16 ~ 22 a, 土壤容重增加, 土壤盐分表聚, 土壤质量下降。另一方面可能是 SHAW 模型率定受土壤水热盐等基础数据的影响, 有研究表明耕作 10 a 后表层土壤总盐的空间异质性减弱, 趋于均一化, 在不同滴灌种植年限下, 表层土壤盐分脱盐速率与种植年限显著相关, 尤其在种植前 10 a 是土壤盐分快速降低期<sup>[43]</sup>。殷波和柳延涛<sup>[44]</sup>、赵永成等<sup>[45]</sup>研究表明较短年限的膜下滴灌可以明显降低土壤耕层盐分含量, 长期滴灌导致盐分分布趋于平均。李明思等<sup>[46]</sup>认为, 随着滴灌年限增加, 土壤耕层的盐分含量降低, 耕层以下的盐分含量将逐步增加, 但该研究只是对滴灌农田进行 4 a 监测, 滴灌年限较短。牟洪臣等<sup>[47]</sup>的研究也发现, 膜下滴灌技术使用初期可使土壤盐分含量下降。这与模型模拟效果的变化趋势一致, 这说明本模型可以模拟连续滴灌土壤水热盐的变化趋势。

## 5 结论

1) 随着土层深度增加, 土壤温度的模拟效果越好; 土壤水分及土壤盐分的模拟效果呈现先增强后减弱的趋势。相较于土壤水分, 土壤温度及土壤盐分的模拟效果稍差。

2) 随滴灌年限增加模型模拟效果越好, 滴灌 0 a 的土壤温度、水分和盐分的 NSE 分别为 -0.913 ~

0.985、0.670 ~ 0.830 和 0.418 ~ 0.797, 滴灌年限为 13 a 时的模拟效果最好, 且滴灌年限为 11、13 和 21 a 的模拟效果差距不大。

3) SHAW 模型可用于北疆地区连续膜下滴灌 21 a 的棉田土壤水热盐动态变化规律研究, 可定量模拟预测农田在自然条件下的垂向一维冻土-非冻土系统内的土壤质量状况。可为该地区冬春作物的播种和预防冻害等提供参考依据, 但模型中多数公式均为经验性公式, 需通过进一步开展长期试验并结合室内模拟试验数据改进和完善相关参数, 以提高模型适用性。

## 参考文献:

- [1] von Westarp S, Chieng S, Schreier H. A comparison between low-cost drip irrigation, conventional drip irrigation, and hand watering in Nepal[J]. Agricultural Water Management, 2004, 64(2): 143–160.
- [2] 宁松瑞, 左强, 石建初, 等. 新疆典型膜下滴灌棉花种植模式的用水效率与效益[J]. 农业工程学报, 2013, 29(22): 90–99.
- [3] Lu X H, Li R P, Shi H B, et al. Successive simulations of soil water-heat-salt transport in one whole year of agriculture after different mulching treatments and autumn irrigation[J]. Geoderma, 2019, 344: 99–107.
- [4] 张殿发, 郑琦宏, 董志颖. 冻融条件下土壤中水盐运移机理探讨[J]. 水土保持通报, 2005, 25(6): 14–18.
- [5] 李毅, 王文焰, 王全九. 论膜下滴灌技术在干旱-半干旱地区节水抑盐灌溉中的应用[J]. 灌溉排水, 2001, 20(2): 42–46.
- [6] 王维真, 吴月茹, 晋锐, 等. 冻融期土壤水盐变化特征分析——以黑河上游祁连县阿柔草场为例[J]. 冰川冻土, 2009, 31(2): 268–274.
- [7] 李瑞平, 史海滨, 赤江刚夫, 等. 冻融期气温与土壤水盐运移特征研究[J]. 农业工程学报, 2007, 23(4): 70–74.
- [8] 赵显波, 刘铁军, 许士国, 等. 季节冻土区黑土耕层土壤冻融过程及水分变化[J]. 冰川冻土, 2015, 37(1): 233–240.
- [9] 吴谋松, 王康, 谭霄, 等. 土壤冻融过程中水流迁移特性及通量模拟[J]. 水科学进展, 2013, 24(4): 543–550.
- [10] 焦永亮, 李韧, 赵林, 等. 多年冻土区活动层冻融状况及土壤水分运移特征[J]. 冰川冻土, 2014, 36(2): 237–247.
- [11] 陈晓飞, 田静, 张雪萍, 等. 积雪融雪过程中水、热、溶质耦合运移规律的研究进展[J]. 冰川冻土, 2006, 28(2): 288–292.
- [12] 贺可, 吴世新, 杨怡, 等. 近 40 a 新疆土地利用及其绿洲动态变化[J]. 干旱区地理, 2018, 41(6): 1333–1340.
- [13] 林栋, 黄茜, 许尊秋, 等. 基于 SHAW 模型的南疆典型灌区适宜盐分淋洗定额空间分布[J]. 农业工程学报, 2023, 39(1): 70–80.
- [14] 郝远远, 徐旭, 任东阳, 等. 河套灌区土壤水盐和作物生长的 HYDRUS-EPIC 模型分布式模拟[J]. 农业工程学报, 2015, 31(11): 110–116, 315.

[15] Flerchinger G N, Saxton K E. Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system I. Theory and development[J]. *Transactions of the ASAE*, 1989, 32(2): 565–571.

[16] Flerchinger G N, Kustas W P, Weltz M A. Simulating surface energy fluxes and radiometric surface temperatures for two arid vegetation communities using the SHAW model[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1998, 37(5): 449–460.

[17] 陈晓磊, 杨梅学, 万国宁, 等. CLM3 和 SHAW 模式在青藏高原中部 NMQ 站的模拟研究[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(2): 291–300.

[18] 郭东林, 杨梅学. SHAW 模式对青藏高原中部季节冻土区土壤温、湿度的模拟[J]. *高原气象*, 2010, 29(6): 1369–1377.

[19] 成向荣, 黄明斌, 邵明安. 基于 SHAW 模型的黄土高原半干旱区农田土壤水分动态模拟[J]. *农业工程学报*, 2007, 23(11): 1–7.

[20] 谢婷, 马育军, 杨晨. 基于 SHAW 模型的青海湖流域土壤温度模拟[J]. *土壤*, 2022, 54(1): 161–168.

[21] Kang E S, Cheng G D, Song K C, et al. Simulation of energy and water balance in Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer system in the mountain area of Heihe River Basin at Hexi Corridor of Northwest China[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2005, 48(4): 538–548.

[22] 李瑞平, 史海滨, 赤江刚夫, 等. 基于 SHAW 模型的内蒙古河套灌区秋浇节水灌溉制度[J]. *农业工程学报*, 2010, 26(2): 31–36.

[23] 薛伟, 周毓彦, 刘建伟, 等. 基于 SHAW 模型的青藏高原季节冻土区土壤温湿度模拟与评估[J]. *冰川冻土*, 2023, 45(1): 54–66.

[24] 赵林, 李韧, 丁永建. 唐古拉地区活动层土壤水热特征的模拟研究[J]. *冰川冻土*, 2008, 30(6): 930–937.

[25] 刘杨, 赵林, 李韧. 基于 SHAW 模型的青藏高原唐古拉地区活动层土壤水热特征模拟[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(2): 280–290.

[26] 郭林茂, 常娟, 周剑, 等. 唐古拉地区活动层水热状况及地气系统能水平衡分析[J]. *高原气象*, 2020, 39(2): 254–265.

[27] 国家质量监督检验检疫总局, 中国国家标准化管理委员会. 地面气象观测规范·冻土: GB/T 35234—2017[S]. 北京: 中国标准出版社, 2017.

[28] Walker L R, Wardle D A, Bardgett R D, et al. The use of chronosequences in studies of ecological succession and soil development[J]. *Journal of Ecology*, 2010, 98(4): 725–736.

[29] Zong R, Wang Z H, Li W H, et al. Effects of practicing long-term mulched drip irrigation on soil quality in Northwest China[J]. *Science of the Total Environment*, 2023, 878: 163247.

[30] 孙福军, 苗涵博, 韩春兰, 等. 激光粒度仪法与湿筛-沉降法测定火山碎屑物发育土壤颗粒组成的比较[J]. *土壤通报*, 2020, 51(3): 574–579.

[31] Flerchinger G N, Caldwell T G, Cho J, et al. Simultaneous heat and water (SHAW) model: Model use, calibration, and validation[J]. *Transactions of the ASABE*, 2012, 55(4): 1395–1411.

[32] Campbell G S. *Soil physics with BASIC: transport models for soil-plant systems*[M]. Amsterdam: Elsevier, 1985.

[33] 王驰, 刘小燕, 刘巧玲, 等. 基于 SHAW 模型的科尔沁草甸地冻融期土壤水热盐动态模拟研究[J]. *水土保持通报*, 2017, 37(5): 322–327.

[34] 宗睿. 冻融及秋耕方式对北疆长期滴灌棉田土壤质量的影响机理[D]. 石河子: 石河子大学, 2022.

[35] 马晶晶, 王佩, 邓钰婧, 等. 青海湖流域高寒草甸季节冻土土壤温湿变化特征[J]. *土壤*, 2022, 54(3): 619–628.

[36] 戴黎聪, 柯浔, 张法伟, 等. 青藏高原季节冻土区土壤冻融过程水热耦合特征[J]. *冰川冻土*, 2020, 42(2): 390–398.

[37] 王子龙, 孙秋雨, 李航, 等. SHAW 模型模拟积雪覆盖下土壤热过程的不确定性分析[J]. *土壤*, 2023, 55(2): 419–425.

[38] 黄晶, 孔亚丽, 徐青山, 等. 盐渍土壤特征及改良措施研究进展[J]. *土壤*, 2022, 54(1): 18–23.

[39] 杨晓潇, 王秀兰, 王计平, 等. 天津市滨海新区土壤水盐空间变异分析[J]. *中国水土保持科学*, 2019, 17(3): 39–47.

[40] 王云强, 邵明安, 刘志鹏. 黄土高原区域尺度土壤水分空间变异性[J]. *水科学进展*, 2012, 23(3): 310–316.

[41] 阿帕尔, 叶尔克江, 高彦兵, 等. 近 50 年新疆天山山区主要气候要素变化[J]. *石河子大学学报(自然科学版)*, 2014, 32(1): 86–92.

[42] 邹杰. 冻融对长期膜下滴灌棉田土壤结构与水盐分布的影响研究[D]. 石河子: 石河子大学, 2021.

[43] 范未华, 轩俊伟, 李保国, 等. 长期滴灌棉田表层土壤盐分时空变化特征[J]. *灌溉排水学报*, 2020, 39(11): 83–89.

[44] 殷波, 柳延涛. 膜下长期滴灌土壤盐分的空间分布特征与累积效应[J]. *干旱地区农业研究*, 2009, 27(6): 228–231.

[45] 赵永成, 虎胆·吐马尔白, 马合木江·艾合买提, 等. 北疆常年膜下滴灌棉田土壤盐分年内及年际变化特征研究[J]. *干旱地区农业研究*, 2015, 33(5): 130–134, 162.

[46] 李明思, 刘洪光, 郑旭荣. 长期膜下滴灌农田土壤盐分时空变化[J]. *农业工程学报*, 2012, 28(22): 82–87.

[47] 卞洪臣, 虎胆·吐马尔白, 苏里坦, 等. 不同耕种年限下土壤盐分变化规律试验研究[J]. *节水灌溉*, 2011(8): 29–31, 35.