

引用格式: 邹禧, 王根绪, 吴碧琼, 宋春林, 郭林茂, 李金龙. 多年冻土区冻结层上水动态及模拟——以青藏高原风火山流域为例[J]. 山地学报, 2025, 43(1): 28-45.

ZOU Xi, WANG Genxu, WU Biqiong, SONG Chunlin, GUO Linmao, LI Jinlong. Dynamics and simulation of suprapermfrost water in permafrost regions: A case study of the Fenghuoshan watershed on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Mountain Research, 2025, 43(1): 28-45.

多年冻土区冻结层上水动态及模拟 ——以青藏高原风火山流域为例

邹禧^{1a}, 王根绪^{1b*}, 吴碧琼², 宋春林^{1b}, 郭林茂^{1b}, 李金龙^{1a}

(1. 四川大学 a. 水利水电学院; b. 山区河流保护与治理全国重点实验室, 成都 610065;

2. 中国长江电力股份有限公司, 湖北 宜昌 443002)

摘要: 冻结层上水是寒区冻土水文循环的关键层, 揭示其动态演变规律, 对认知冻土区地下水运移机制及精准预测具有重要科学意义。然而, 由于多年冻土区原位监测数据的匮乏, 以及非线性适应型水文过程模型构建的缺失, 冻结层上水动态时空预测精度难以满足科学研究和工程实践需求。本研究以青藏高原风火山小流域(海拔 4063~5398 m)为典型研究区, 基于 2021—2023 年原位观测气象数据(精度 $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}/\pm 0.1\text{ mm}$)、逐日土壤水热(精度 $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}/\pm 0.03\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$)及冻结层上水位(精度 $\pm 0.14\text{ cm}$)原位监测数据, 揭示坡面尺度冻结层上水动态的水热时空协同机制; 集成气温、降水、土壤温湿度和初始水位等多要素, 构建及评估基于长短期记忆神经网络(LSTM)的冻土水文预测模型的适应性。研究发现: (1) 冻结层上水动态具有显著季节分异特征, 其水位波动(年变幅 0~1.53 m)与活动层土壤温湿度呈现一致性, 基于 Boltzmann 函数的平均拟合优度为 0.90。 (2) 所构建的基于 LSTM 方法的冻结层上水位预测模型(学习率 0.002)在坡面多梯度验证中表现出卓越性能, 平均纳什效率系数(NSE)为 0.83, 证实模型具备复杂冻土水文过程的解析能力。 (3) 模型敏感性分析表明, 在仅采用气温、降雨和初始水位作为输入的基准情景下, 模型仍能维持 0.72 的 NSE 值, 土壤温湿度参数的引入使模拟精度平均提升 8.9%, 这为数据稀缺区提供了可靠的简化预测方案。本研究提出的多要素耦合建模方法, 克服了传统水文模型的物理机制限制, 可以为多年冻土区水资源管理与生态水文系统稳定性提供可靠的技术支撑。

关键词: 多年冻土; 冻结层上水; 土壤温湿度; 地下水位模拟; LSTM

中图分类号: P642.1

文献标志码: A

多年冻土区水文过程受控于气候条件、冻土类型分布及活动层冻融循环作用, 其复杂性显著区别于常规水文系统^[1]。冻土层作为区域性弱透土层/不透水层, 阻碍地下水垂向运移, 削弱地表-地下水系统的水力联系^[2-4], 进而影响地下水资源储量、运移动力及能量交换过程^[5], 这种特殊的水文地质条件导致传统地下水动力学理论在冻土区的适用性受

限^[6-7]。随着全球气候变化的加剧, 青藏高原冻土退化已引发水土失衡、侵蚀加剧等生态问题, 其本质与冻融过程驱动的地下水系统演变密切相关^[8-10]。因此, 深入解析地下水动态演变特征对揭示寒区水文规律和指导生态保护具有双重科学价值^[6]。

多年冻土区地下水系统具有垂向分层特征, 自上而下分别为冻结层上水、冻结层中水和冻结层下

收稿日期(Received date): 2024-08-02; 改回日期(Accepted date): 2025-01-18

基金项目(Foundation item): 国家自然科学基金联合基金(U2240226); 国家自然科学基金(423B2102)。[Joint Funds of the National Natural Science Foundation of China(U2240226); National Natural Science Foundation of China(423B2102)]

作者简介(Biography): 邹禧(2000-), 女, 四川眉山人, 硕士研究生, 主要研究方向: 生态水文。[ZOU Xi(2000-), female, born in Meishan, Sichuan Province, M. Sc. candidate, research on eco-hydrology] E-mail: zouxil@stu.scu.edu.cn

* 通讯作者(Corresponding author): 王根绪(1965-), 男, 博士, 研究员, 主要研究方向: 生态水文。[WANG Genxu(1965-), male, Ph. D., professor, research on eco-hydrology] E-mail: wanggx@scu.edu.cn

水三类^[11]。受观测技术限制,国内研究主要聚焦于水文活跃度最高的冻结层上水系统^[12]。冻结层上水,分布于多年冻层上限之上、活动层之中,其动态过程具有季节性活跃-休眠周期^[13-15],是寒区水循环过程中的关键层^[16]。冻结层上水的研究已拓展至水文过程^[17]、气候变化^[18]、生态环境保护及工程建设^[19]等多维领域,但仍面临研究不足^[11,20]:(1)高分辨率时空数据的系统性匮乏;(2)水文模型对冻土特征的参数化不足;(3)复杂地形-气候耦合作用机制解析不充分,时空预测精度难以满足科学研究和工程实践需求。

冻结层上水动态与冻土区活动层水热过程的耦合机制是理解寒区水文循环的关键。冻土区活动层是上覆冻土层,夏季融化、冬季冻结的浅表土层^[21-22],是多年冻土与大气圈的交互界面,其季节性冻融循环控制着生物地球化学过程、地表能量平衡和工程稳定性^[23-26],并通过调节土壤水热状态深刻影响区域水循环过程^[27-29]。研究表明^[30],融化期饱和和土壤水的重力迁移导致水位变化,冻结层上水位与土壤温湿度之间显著相关,不同地形单元中冻结层上水运动相变阈值和响应相位差异主要受控于水热条件与补给源的时空分异。因此,综合运用土壤温湿度和水位监测数据是解析冻结层上水动态的有效途径^[8]。

高海拔寒区水文过程研究面临诸多挑战。虽然冻结层上水研究方法较多,如原位监测^[31]、同位素示踪^[17,32]、水量平衡分析^[33]和数值模拟^[34]等,但在青藏高原极端环境下,由于高原腹地监测与原位参数获取困难,基于物理机理的地下水模型如MODFLOW (Modular Finite-Difference Groundwater Flow Model)应用受限,传统线性黑箱模型自回归模型也难以准确刻画该区地下水运移特征^[20]。人工神经网络ANN (Artificial Neural Network)因其非线性建模优势和低参数依赖特性,为资料匮乏的高原地区提供了解决方案^[20,35]。其中,Hochreiter和Schmidhuber^[36]发展的长短期记忆神经网络LSTM (Long Short-Term Memory)通过改进传统循环神经网络RNN (Recurrent Neural Network)的梯度传递机制^[37-38],有效克服了长时序预测中的梯度异常问题,为寒区地下水研究开辟了新路径。

本研究以青藏高原风火山小流域为研究对象,构建海拔梯度连续监测系统,获取冻结层上水位逐

日动态数据,结合气象要素和土壤水热多源数据集,系统解析坡面尺度下水位-水热耦合关系的时空分异规律;构建基于LSTM的冻土水文预测模型,集成气温、降水、土壤温湿度和初始水位等多要素驱动,准确模拟和预测冻结层上水位动态变化,并评估其适用性。该研究将深化对高寒冻土区水文过程的理解,为区域水资源管理和生态保护提供科学依据。

1 研究区

1.1 研究区概况

研究区(图1a)位于青藏高原腹地的风火山小流域(34°40′~34°48′N,92°50′~93°03′E,海拔4063~5398 m),属长江源区北麓河一级支流,流域总面积约112.5 km²,是中低纬度高海拔多年冻土区的典型代表^[39-40]。该地区气候特征表现为极寒且干旱^[41],属于典型的大陆性高山气候类型。根据2014—2024年的气象观测数据,研究区年均气温约-4.73℃,最低和最高气温分别为-34.05℃和19.39℃;年均降雨量约292.85 mm,集中于6—9月,占总降雨量的80%以上^[42]。研究区岩性以壤土为主,土层厚且发育缓慢,土壤类型为高寒草甸土。植被覆盖以高寒沼泽草甸为主导类型^[43],这种植被群落是在寒湿气候条件下由高寒草本植物长期适应演化形成的。植被的空间分布受气候条件和海拔高度的调控,集中分布于河道滩地、谷底阶地、阴阳坡及山顶等微地貌单元。优势植物一般为0~12 cm的矮草草群,如高山嵩草(*Kobresia pygmaea*)、矮嵩草(*K. humilis*)、线叶嵩草(*K. capillifolia*)^[29,44]。

1.2 水文地质条件

研究地点位于山谷北向的阴坡,其地质剖面如图1c所示。地质勘察资料显示,该区域多年冻土类型以富冰冻土和饱冰冻土为主,多年冻土厚度小于100 m,活动层厚度约2 m^[45]。区域土壤母质主要为第四纪沉积物,表层覆盖着厚度约10 m的砾质壤土,其组成包括变质岩、残岩和砾石^[34]。由于植物根系的持水作用及含风化物砾石,浅层土壤表现出较高的渗透系数,达 4.8×10^{-6} m/s,且具有较大的孔隙度,这为冻结层上水的运移提供了良好的条件^[46]。活动层受季节性冻融循环影响,夏季(6—10月)冻结层上水丰富且流动迅速。从水循环过程来看,冻结层上水的主要补给来源是大气降水和冻土

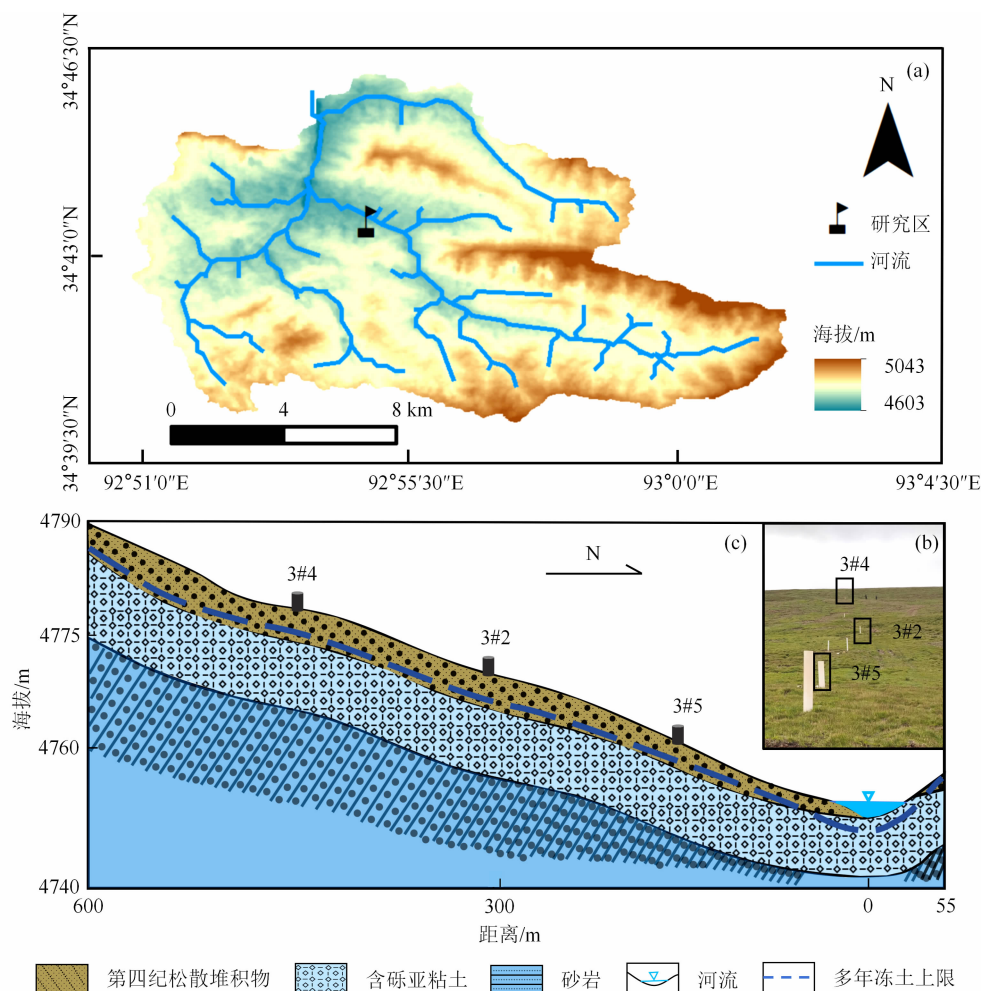


图1 研究区地质概况图:(a)地理位置图;(b)现场图;(c)地质剖面图

Fig. 1 Geological overview of the study area: (a) geographical location; (b) field photo; (c) geological section

融水、冰雪融水,主要排泄方式是通过径流汇入邻近的河流^[6-7]。

2 研究方法

2.1 数据获取

本研究在坡顶(3#4,海拔 4778 m)、坡中(3#2,海拔 4769 m)和坡底(3#5,海拔 4758 m)分别设置了三组观测点,相邻点间距约 100 m(图 1b~1c)。数据来源于现场部署的自动监测仪器,包括气象、土壤温湿度及水位数据。其中,自动气象站每半小时在地表 2 m 高处记录气象数据,主要包括气温和降雨量(精度 $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}/\pm 0.1\text{ mm}$)。土壤温湿度数据由 EM50(METER,美国)5 通道数据采集器配合 TEROS 11 土壤水分和温度传感探头(METER,美国,精度 $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}/\pm 0.03\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$)采集,探头布设在 5、20、50、

100、160 cm 深度处,采集频率为每小时 1 次(坡底 5 cm 处探头失效)。水位数据通过 HOBO U20 水位记录仪(ONSET,美国,精度 $\pm 0.14\text{ cm}$)在冻结层上水位观测孔中获取,采集频率为每小时 1 次,由于冬季活动层冻结,水位观测集中于 5 月中下旬至 10 月底。数据采集时间为 2021 年 5 月 25 日至 2023 年 10 月 25 日,经加权处理后采用逐日数据进行分析。

2.2 最小二乘法

最小二乘法(Least Squares Method)广泛应用于回归分析、曲线拟合和数据拟合等领域,核心原理是通过最小化实测数据点与拟合函数之间的误差平方和来求解未知参数^[47-48],具有算法简洁和收敛性稳定的特点。其目标函数可表示为:

$$\text{Min} \sum_{i=1}^n (y_{o,i} - y_{h,i})^2 \quad (1)$$

式中, y_o 为实测值; y_h 为拟合值。在本研究中,采用最小二乘法对坡顶、坡中和坡底的冻结层上水位与

土壤温湿度进行曲线拟合,探究三者(气温、降雨量、土壤温湿度)在坡面尺度上的相互关系。

2.3 基于 LSTM 的冻结层上水位预测模型

LSTM 方法通过引入遗忘门、输入门和输出门的门控机制,改进了传统 RNN 中的隐藏单元结构^[49]。这种独特的门控机制能够调节信息流的传递和储存,有效捕捉序列数据中的长期依赖关系,从而提升了复杂时间序列动态的建模性能^[37, 50]。本研究基于 LSTM 构建了适用于多年冻土区冻结层上水位预测的深度学习模型,利用多源观测数据(气

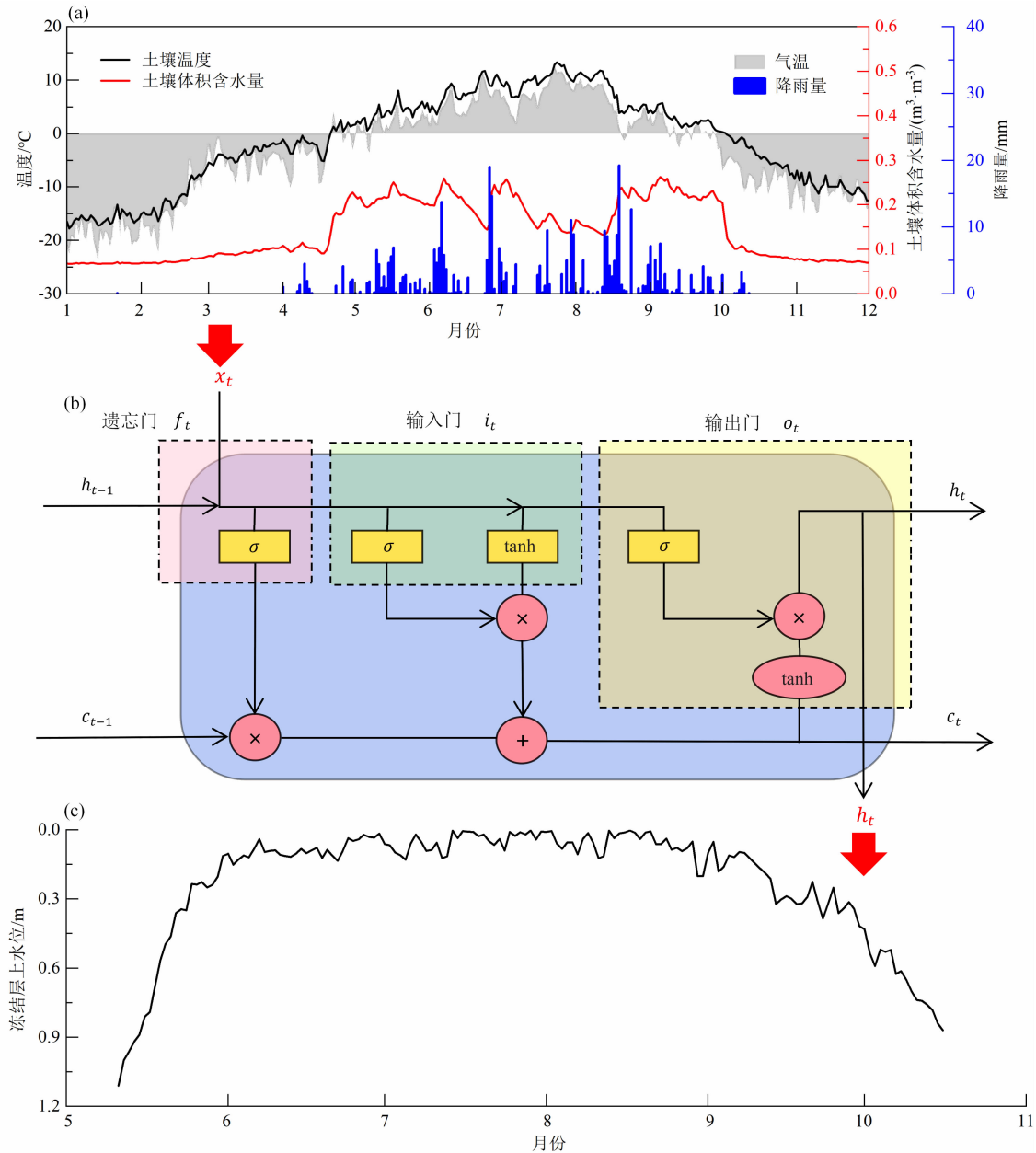
温、降雨量、土壤温湿度、初始水位)的时间序列特征,预测相应时间段的冻结层上水位动态变化过程,模型结构如图 2 所示。

模型具体计算过程如下:

a. 将 t 时刻的气温、降雨量、不同深度土壤温湿度及初始水位归一化处理到 $[0, 1]$, 作为模型的输入 x_t , 避免因数据尺度影响模型的预测效果。

$$x_t = (x - x_{\min}) / (x_{\max} - x) \quad (2)$$

b. 通过遗忘门 f_t 删除先前存储在记忆单元中的信息。计算公式为:



σ 为sigmoid激活函数; \tanh 为双曲正切函数; x_t 和 h_t 、 x_{t-1} 和 h_{t-1} 分别为 t 、 $t-1$ 时刻LSTM模型的输入和输出变量。

图2 基于 LSTM 的冻结层上水位预测模型结构:(a)输入;(b)LSTM 单元结构;(c)输出

Fig. 2 Structure of the LSTM-based suprapermfrost water table prediction model: (a) input; (b) LSTM unit structure; (c) output

$$f_t = \sigma[W_f(h_{t-1}, x_t) + b_f] \quad (3)$$

c. 通过输入门 i_t 允许新信息进入记忆单元,并确定 t 时刻输入的单元状态 \tilde{c}_t 和单元状态 c_t 。计算公式为:

$$i_t = \sigma[W_i(h_{t-1}, x_t) + b_i] \quad (4)$$

$$\tilde{c}_t = \tanh[W_c(h_{t-1}, x_t) + b_c] \quad (5)$$

$$c_t = c_{t-1}f_t + \tilde{c}_ti_t \quad (6)$$

d. 通过输出门 o_t 输出存储在记忆单元中的信息,并生成 t 时刻记忆单元的输出 h_t (隐藏层)。计算公式为:

$$o_t = \sigma[W_o(h_{t-1}, x_t) + b_o] \quad (7)$$

$$h_t = o_t \tanh(c_t) \quad (8)$$

e. 将模型的输出去归一化处理,得到冻结层上水位预测值。

$$x = (x_t \cdot x_{\max} + x_{\min}) / (1 + x_t) \quad (9)$$

式中, x 为原始数据; x_{\max} 为原始数据中最大值; x_{\min} 为原始数据中最小值; σ 为 sigmoid 激活函数; \tanh 为双曲正切函数 (hyperbolic tangent), 是 sigmoid 变形函数的激活函数; x_t 和 h_t 分别为 t 时刻 LSTM 模型的输入和输出变量; x_{t-1} 和 h_{t-1} 分别为 $t-1$ 时刻 LSTM 模型的输入和输出变量; W_f 、 W_i 、 W_o 、 W_c 和 b_f 、 b_i 、 b_o 、 b_c 分别为 f_t 、 i_t 、 o_t 、 \tilde{c}_t 计算输入单元状态时的权重矩阵和偏差项。

2.4 基于 LSTM 的冻结层上水位动态模拟

偏自相关函数 (Partial Autocorrelation Function, PACF) 是一种用于量化时间序列与其滞后版本之间的线性相关性的统计工具^[6, 21]。本研究对坡顶、坡中和坡底冻结层上水位时间序列进行偏自相关分析 (图 3), 结果显示 PACF 在滞后 2 d 处出现明显截尾特征, 这表明在控制其他滞后项影响的情况下, 冻结层上水位与前 2 天的水位值存在显著的相关性。基于此, 构建预测模型的输入变量集: 将前 2 天观测到的环境变量 (气温、降雨量、土壤温湿度、冻结层上水位) 和第 3 天观测到的环境变量 (气温、降雨量、土壤温湿度) 作为特征变量, 用于训练模型以预测第 3 天的冻结层上水位。这种建模方法不仅考虑了水位时间序列的自相关性特征, 同时整合了关键环境因子的实时观测数据, 有助于提高模型的预测精度和可靠性。

2.5 评估指标

模型性能评估采用多指标综合评价体系: 对于曲

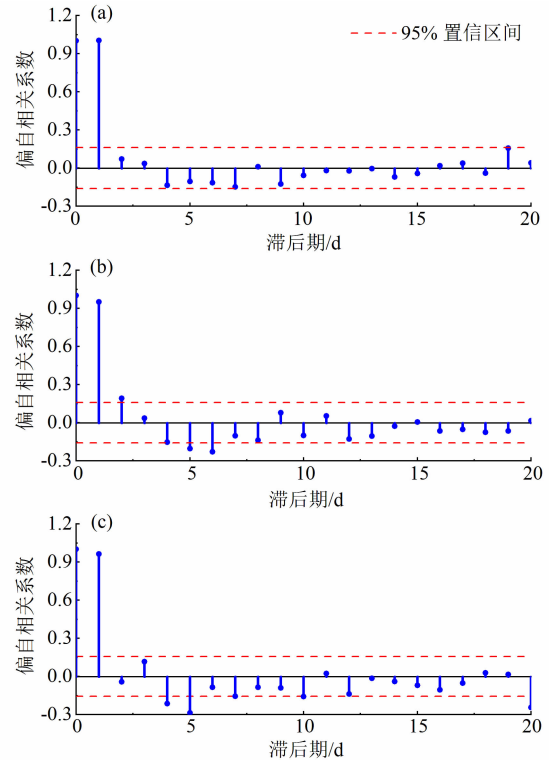


图 3 冻结层上水位时间序列的偏自相关函数:

(a) 坡顶; (b) 坡中; (c) 坡底

Fig. 3 Partial autocorrelation function of the suprapermafrost water table time series:

(a) slope top; (b) mid-slope; (c) slope bottom

线拟合优度的评估, 主要采用决定系数 R^2 (Coefficient of Determination) 作为量化指标; 对于模型模拟精度的评估, 则综合使用均方根误差 RMSE (Root Mean Square Error)、纳什效率系数 NSE (Nash-Sutcliffe Efficiency Coefficient) 和 R^2 三个统计指标。各指标计算公式如下:

$$S_{\text{RMSE}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2} \quad (10)$$

$$S_{\text{NSE}} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (11)$$

$$S_{R^2} = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 (P_i - \bar{P})^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2} \quad (12)$$

式中, S_{RMSE} 、 S_{NSE} 和 S_{R^2} 分别为模型模拟的 RMSE 值、NSE 值和 R^2 值; O_i 和 P_i 分别为实测水位和模拟水位; \bar{O} 为实测水位的平均值; \bar{P} 为模拟水位的平均值; n 为样本数量。RMSE 值反映模型预测误差的离散程度, 其值域为 $[0, +\infty)$, 越接近 0 表明模型精度越高; NSE 值表征模型预测效率, 其值域为

($-\infty, 1]$, 越接近 1 表示模型可靠性越强; R^2 值衡量模型解释能力, 其值域为 $[0, 1]$, 越接近 1 说明模型拟合效果越优。

3 结果与讨论

3.1 冻结层上水位动态变化特征

坡顶(3#4)、坡中(3#2)和坡底(3#5)的冻结层上水位动态变化如图 4 所示, 三个坡位的冻结层上水位呈现相似的变化趋势。与非冻土区相比, 多年冻土区冻结层上水位的年内动态过程表现出显著差异, 坡面冻结层上水位具有典型的季节性波动规律。根据水位变化特征曲线, 可将年内动态过程划分为四个特征阶段, 这一划分结果与已有研究提出的活动层土壤含水量四阶段理论^[51]及地下水位四阶段划分方案^[7]基本吻合, 表明冻结层上水位的动态变化受到活动层水热过程的共同调控。

(1) 完全冻结无水阶段(1 月至 5 月中旬和 11 月中旬至 12 月), 冻结层上水维持无水或低水位状态, 达到年内最大埋深。该阶段在活动层冻融循环中持续时间最长, 日均降雨量只有 0.12 mm, 气温低至 -23.97°C 。在此期间活动层完全冻结, 可视为不透水层。即使出现局部融雪现象, 也无法形成有效的地下水补给。

(2) 快速融升阶段(5 月中旬至 6 月中旬), 冻结层上水位呈现显著上升趋势, 坡顶、坡中、坡底的水位上升速率分别为 3.70、3.66、3.94 cm/d。随着气温升高, 活动层逐渐融化, 形成良好的水力通道。这一时期的日均降雨量为 1.31 mm, 水位上升主要受冻土融水和冰雪融水补给驱动。空间分布上, 坡底水位上升的速率和幅度大于坡顶和坡中, 且率先

进入高水位阶段。这种空间分异特征主要归因于坡顶活动层的优先融化: 坡顶因接收较强的太阳辐射、较大的风速以及较低的土壤含水量, 使得固态冰相变所需的潜热减少, 更多热量直接用于土壤升温, 从而加速了坡顶的融化进程。融化的水分通过地表径流和地下渗流向下运移, 在坡底汇集形成积水区, 导致坡底水位上升速率显著快于坡顶和坡中。

(3) 完全融化高水位阶段(7 月至 9 月中旬), 冻结层上水位维持在全年最高水平, 日均降雨量为 2.50 mm, 日均气温为 5.82°C 。该阶段活动层融化深度达到最大值, 地下水与地表水形成良好的水力联系, 土壤渗透性显著增强。观测显示, 坡顶水位波动剧烈, 而坡底水位相对稳定且接近地表, 这种差异主要源于地形和植被等因素导致的热量传输异质性。此时冻结层上水系统的补给-径流-排泄关系复杂, 大气降水是主要补给源, 而坡底高水位还受到河水补给的影响^[52]。

(4) 快速冻降阶段(9 月中旬至 11 月), 冻结层上水位呈现快速下降趋势, 坡顶、坡中、坡底的水位下降速率分别为 2.23、1.33、1.38 cm/d。随着气温降低, 活动层逐渐冻结, 日均降水量减少至 0.52 mm, 地下水与地表水的水力联系减弱。此阶段冻结层上水主要通过径流排泄或转化为地下冰储存于活动层中。空间分布上, 坡顶因坡度较大、土壤渗透性强^[42], 加之强烈的太阳辐射和风速导致的高蒸发速率, 使其水位下降最快并率先进入无水或低水位状态; 而坡中和坡底因坡度较缓、土壤渗透性较弱, 水分滞留时间较长, 其中坡底水分还通过河流排泄, 故其水位下降速率介于坡顶和坡中之间。

研究表明, 坡面冻结层上水动态变化存在显著的海拔分异规律(图 4), 表现为 3#4 水位(坡顶)低于 3#2 水位(坡中), 而 3#2 水位又低于 3#5 水位

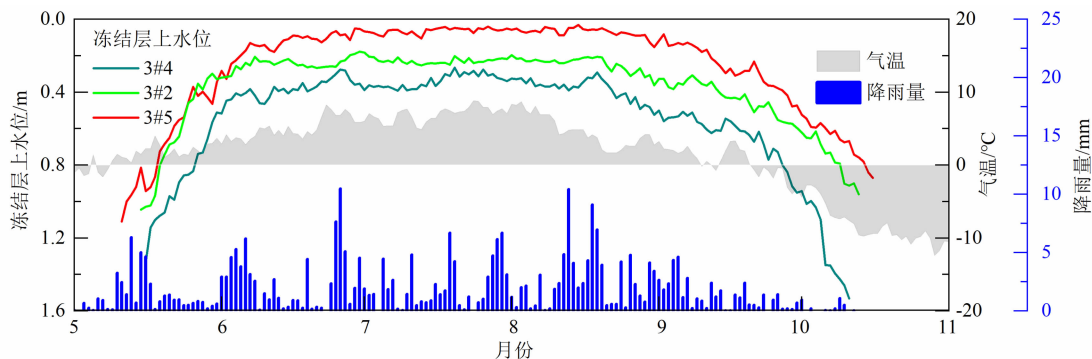


图 4 坡面不同海拔冻结层上水位年内动态变化

Fig. 4 Intra-year dynamic change of the suprapermafrost water table with different altitudes on the slope

(坡底),即水位随海拔的升高呈递减趋势。这种空间分异主要受活动层厚度、冻融过程、地形特征及水分运移机制的综合影响。具体而言,坡顶、坡中、坡底的活动层厚度分别为 1.7、1.9、2.2 m,冻结层上水位年变幅 0 ~ 1.53 m。在升温过程中,坡顶活动层率先达到最大融化深度,而坡底因较厚的有机质层和高植被覆盖度导致融化速率相对滞后。水分通过毛细作用、渗透和重力作用向下迁移,同时坡顶和坡中水分通过地表径流和地下渗流向坡底汇集,形成典型的水位梯度差异。值得注意的是,尽管植被根系主要分布于地表以下 30 cm 范围内^[46],且坡顶和坡中水位多位于此深度以下,但植被仍能通过根系吸水、蒸腾等过程调节活动层水热状况,从而间接影响冻结层上水位动态。

3.2 活动层土壤温度动态特征及其与冻结层上水位的关系

坡顶、坡中和坡底不同深度 D ($D = 5, 20, 50, 100, 160$ cm) 土壤温度及气温的年内动态变化如图 5 所

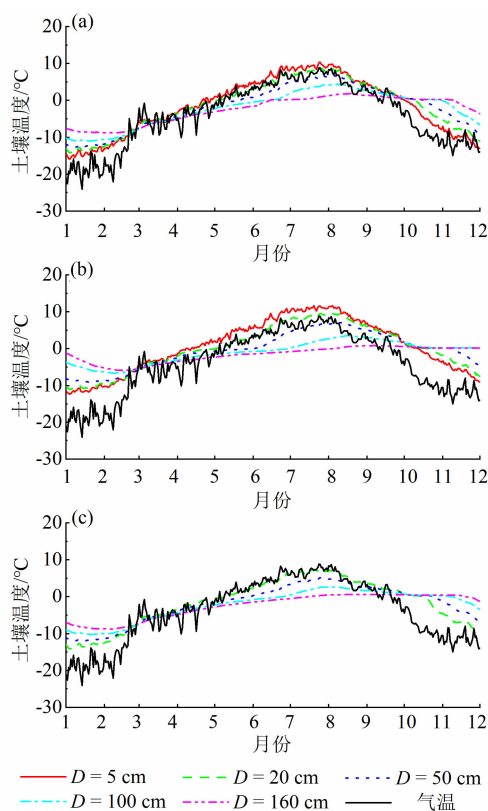


图 5 不同深度土壤温度及气温的年内动态变化:

(a) 坡顶; (b) 坡中; (c) 坡底

Fig. 5 Intra-year dynamic change of the soil temperature at different depths and air temperature:

(a) slope top; (b) mid-slope; (c) slope bottom

示。结果表明,浅层土壤 ($D < 50$ cm) 温度与气温呈现显著的正相关关系,深层土壤 ($D > 50$ cm) 温度则表现出较强的稳定性。土壤温度的年变幅随深度增加而减小,浅层土壤年变幅约 25 °C,深层土壤年变幅约 7 °C,且极值出现时间随深度增加而延迟。坡中 $D = 160$ cm 处的最高土壤温度较 $D = 5, 20, 50, 100$ cm 处分别滞后约 27、27、21、15 d,最低温度分别滞后约 39、39、23、2 d。这种滞后效应主要归因于土壤热传导特性、季节性滞后现象以及冻结层的热调节作用。值得注意的是,浅层土壤温度普遍高于气温,这主要源于:(1) 土壤具有较高的热传导率和热容量,能够有效储存热量;(2) 白天太阳辐射使土壤快速升温,而气温响应相对滞后;(3) 土壤水分的热调节作用抑制了温度波动;(4) 夜间气温急剧下降时,土壤温度保持相对稳定。

基于图 5,采用插值法获得坡顶、坡中和坡底纵向剖面土壤温度分布(图 6)。结果显示,土壤等温线随深度增加由密集转为稀疏,表明地温梯度随深度递减,深层土壤温度变化较浅层更为平缓。活动层呈现典型的夏季单向融化特征,土壤温度分布呈倒三角形:融化期温度随深度递减,冻结期温度随深度

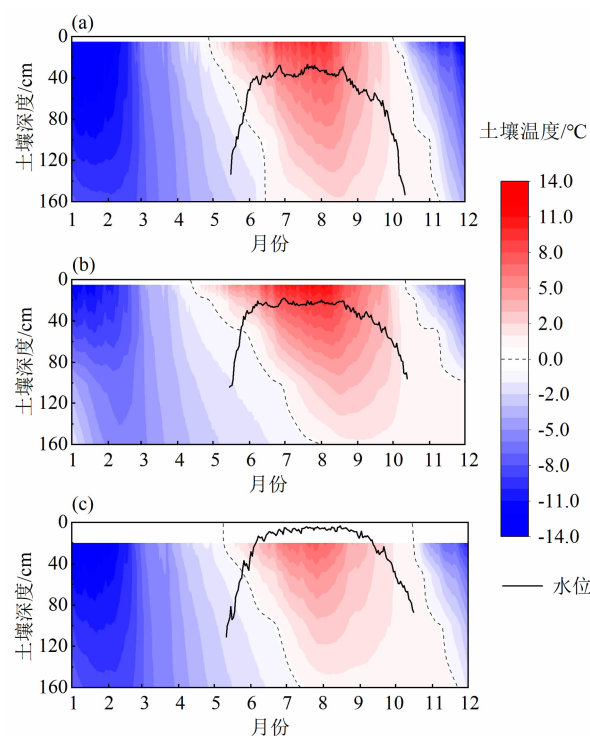


图 6 土壤温度在纵向剖面上的年内分布:

(a) 坡顶; (b) 坡中; (c) 坡底

Fig. 6 Intra-year soil temperature distribution in the longitudinal profile: (a) slope top; (b) mid-slope; (c) slope bottom

递增。在季节转换期,土壤温度的快速升降触发活动层融化或冻结,导致水位急剧变化,此时冻结层上水位动态与土壤温度变化趋势高度一致,证实土壤温度是水位变化的关键驱动因子。夏季,冻结层上水系统达到补给-排泄动态平衡,其特征与非冻土区地下水相似,此时土壤温度波动对水位影响减弱,大气降水成为控制水位变化的主要因素。

采用最小二乘法拟合坡顶、坡中和坡底冻结层上水位与土壤温度的关系(图7)。研究发现,冻结层上水位与不同深度的土壤温度存在 Boltzmann 函

数关系,表达式如下:

$$H = A_2 + (A_1 - A_2) / (1 + \exp((T - T_0)/A_0)) \quad (13)$$

式中, H 为冻结层上水位; A_0 、 A_1 和 A_2 为与不同深度土壤本身特性有关的常数; T 为不同深度的土壤温度; T_0 为与相应深度的土壤温度有关的常数。

结果显示,坡面各坡位的冻结层上水位-土壤温度关系均呈现良好的拟合效果。冻结过程中, $D < 100$ cm 的土壤温度拟合优度 ($R^2 \geq 0.94$) 优于 $D > 160$ cm; 融化过程中, $D > 20$ cm 的土壤温度拟合优度 ($R^2 \geq 0.94$) 优于 $D < 5$ cm。这表明冻结层上水位

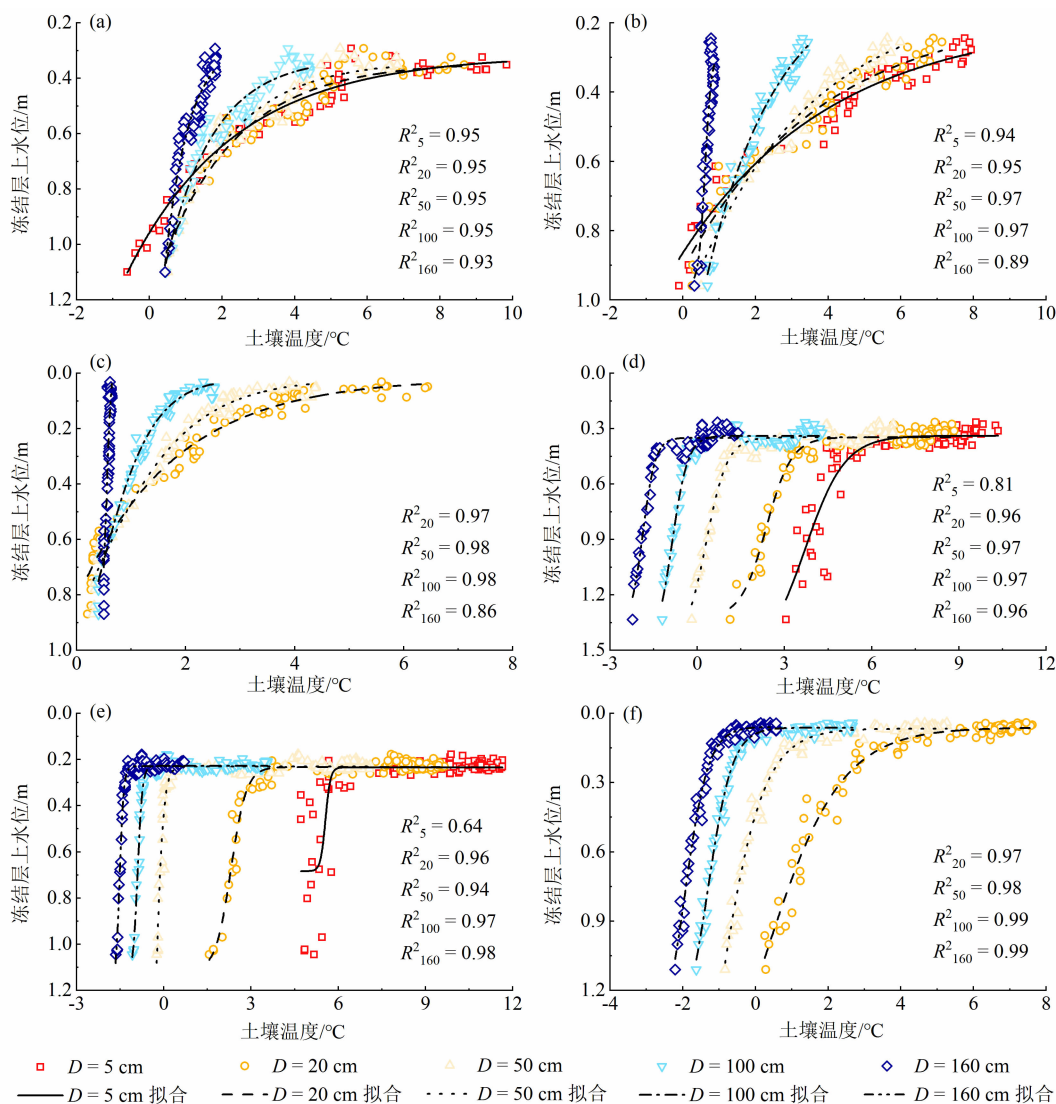


图7 冻结层上水位与土壤温度的关系:

(a)坡顶冻结过程;(b)坡中冻结过程;(c)坡底冻结过程;(d)坡顶融化过程;(e)坡中融化过程;(f)坡底融化过程

Fig. 7 Relationship between suprapermafrost water table and soil temperature:

(a) slope top during freeze process;(b) mid-slope during freeze process;(c) slope bottom during freeze process;

(d) slope top during thaw process;(e) mid-slope during thaw process;(f) slope bottom during thaw process

动态与活动层土壤温度存在显著的相关性,土壤温度通过调控水分入渗和能量交换过程影响水位变化。在曲线特征方面,冻结过程中,水位-温度关系曲线均呈现上凸型特征:在较高温度区间(右段)曲线变化平缓,随温度降低曲线急剧下降,最终趋近于稳定值(左段)。这种现象反映了冻结过程的层状特征:表层土壤温度随气温快速下降,而深层土壤温度变化相对缓慢。而融化过程中,冻结层上水位与不同深度土壤温度的关系曲线呈现一致的变化模式:当土壤温度超过特定阈值后,水位趋于稳定。该阈值对应于活动层完全融化时各土层的特征温度,且符合土壤温度随深度递减的规律。

3.3 活动层土壤湿度动态特征及其与冻结层上水位的关系

坡顶、坡中和坡底不同深度($D = 5、20、50、100、160$ cm)土壤体积含水量及降雨量的年内动态变化如图 8 所示。结果显示,活动层土壤体积含水量整体较低,坡顶、坡中、坡底分别为 $0.03 \sim 0.28、0.01 \sim$

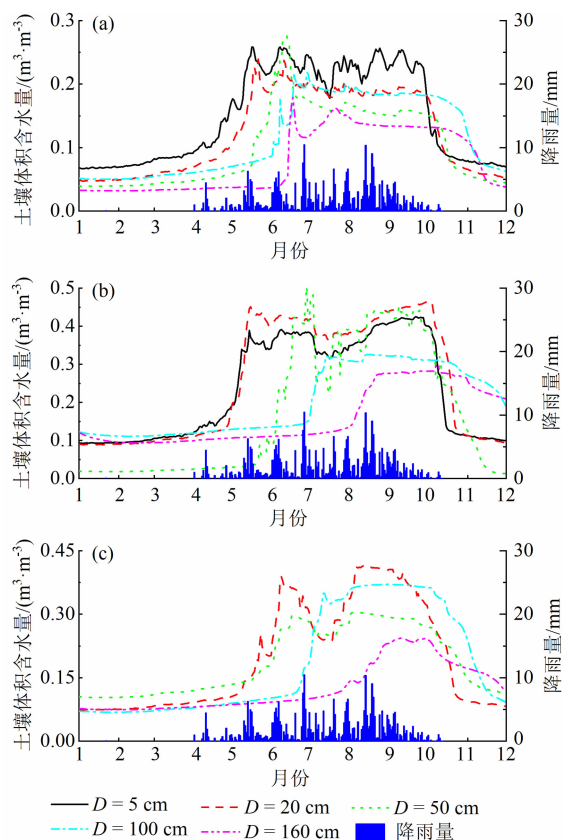


图 8 不同深度土壤体积含水量及降雨量的年内动态变化:

(a) 坡顶; (b) 坡中; (c) 坡底

Fig. 8 Intra-year dynamic change of the soil volumetric water content at different depths and precipitation:
(a) slope top; (b) mid-slope; (c) slope bottom

$0.50、0.07 \sim 0.41 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$,其中坡顶含水量最低。冻结过程中,各深度土壤体积含水量趋于稳定且差异较小;融化过程中,浅层土壤含水量变化较深层更为显著。值得注意的是,冻结过程中 $D < 50$ cm 和 $D > 100$ cm 的土壤体积含水量随着深度增加而降低,而 $D = 50$ cm 处含水量低于 $D = 100$ cm,表明在 $50 \sim 100$ cm 深度区间存在一个特征阈值。这种现象可用“未冻水不等量迁移规律”^[53]解释:当温度降至 0°C 以下时,水分基质势降低,固态冰对液态水产生强烈吸附作用,导致液态水从基质势较高的未冻区向冻结区迁移,形成活动层双向冻结特征。

采用插值法获得坡顶、坡中和坡底纵向剖面土壤体积含水量分布图(图 9)。结果显示,活动层土壤体积含水量动态与冻结层上水位和土壤温度变化趋势一致。夏季降水增加和融水积累导致坡顶、坡底 $D = 100$ cm 处和坡中 $D = 60$ cm 处形成“富水区”;冬季活动层冻结限制水分运移,在坡中 $D = 50$ cm 处出现“缺水”。空间分布上,坡中和坡底含水量显著高于坡顶,且夏季普遍高于冬季。夏季浅层土壤含水量波动显著,主要受降水和蒸发调控,

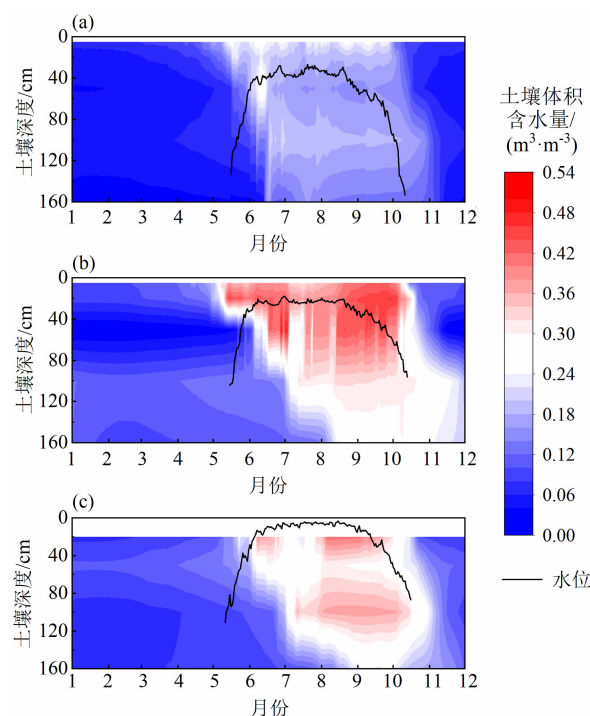


图 9 土壤体积含水量在纵向剖面上的年内分布:

(a) 坡顶; (b) 坡中; (c) 坡底

Fig. 9 Intra-year soil volumetric water content distribution in the longitudinal profile: (a) slope top; (b) mid-slope; (c) slope bottom

强烈太阳辐射导致浅层蒸发加剧,使其含水量低于深层。融化过程中,固态水相变为液态,土壤含水量增加,水位显著上升;冻结过程中则相反,液态水转化为固态冰,含水量减少,水位明显下降。

采用最小二乘法拟合坡顶、坡中和坡底冻结层上水位与土壤体积含水量的关系(图 10)。结果显示,与土壤温度相似,冻结层上水位与不同深度的体积含水量同样遵循 Boltzmann 函数关系。总体而言,各坡位拟合效果良好,冻结过程($R^2 \geq 0.78$)曲线拟合效果优于融化过程($R^2 \geq 0.65$),但土壤湿度

关系模式拟合优度低于土壤温度。值得注意的是,坡中在融化过程中冻结层上水位与土壤体积分含水量的拟合关系呈现显著差异。这种差异主要源于坡中相对平缓的地形特征以及补给-径流-排泄条件的动态变化,这些因素共同影响了水分在土壤中的分布和运移过程。当土壤深度和水分输入条件发生变化时,冻结层上水位与土壤体积分含水量之间的相关关系会发生显著改变。虽然拟合优度与深度无明显相关性,但研究表明冻结层上水运移受冻土融化深度调控,进而影响土壤体积分含水量的

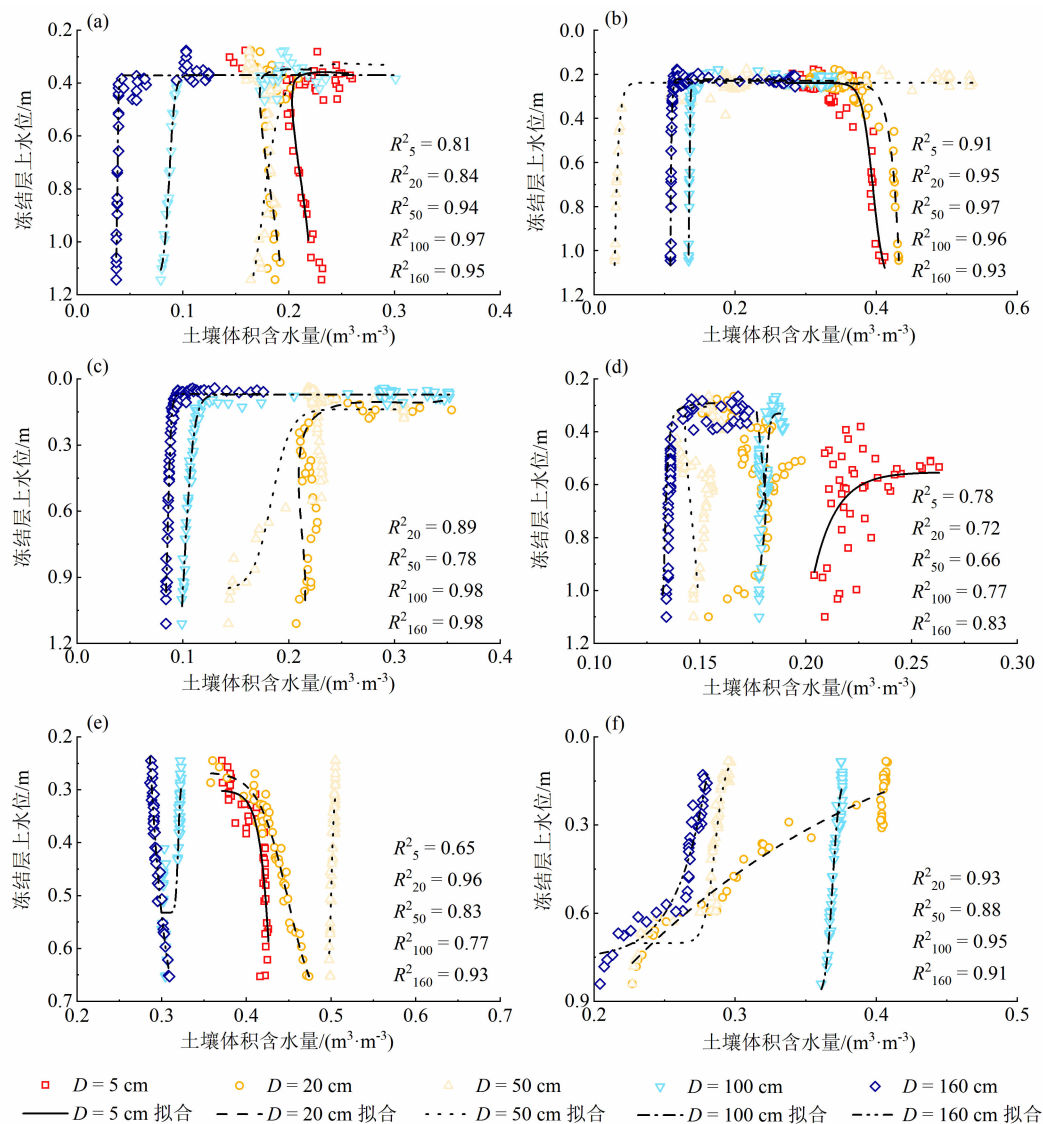


图 10 冻结层上水位与土壤体积分含水量的关系:

(a) 坡顶冻结过程; (b) 坡中冻结过程; (c) 坡底冻结过程; (d) 坡顶融化过程; (e) 坡中融化过程; (f) 坡底融化过程

Fig. 10 Relationship between suprapermfrost water table and soil volumetric water content:

(a) slope top during freeze process; (b) mid-slope during freeze process; (c) slope bottom during freeze process;

(d) slope top during thaw process; (e) mid-slope during thaw process; (f) slope bottom during thaw process

动态变化。

3.4 冻结层上水位动态模拟

本研究以 2021—2022 年为模型的训练期,2023 年为模型的测试期,模拟多年冻土区冻融循环作用下冻结层上水位的动态变化过程。模型训练期,率定神经元状态、遗忘门、输入门、输出门关键参数:输入特征维度为 13/11(坡顶和坡中输入气温、降雨量、5 个深度土壤温湿度及初始水位/坡底输入气温、降雨量、4 个深度土壤温湿度及初始水位),模型结构为单层 LSTM 网络,LSTM 单元中隐藏状态维度为 512,学习率设置为 0.002。训练期模拟结果显示(图 11 左侧、图 12),模型具有较好的拟合效果,坡顶 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.11 m、0.87 和 0.82,坡中 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.06 m、0.90 和

0.89,坡底 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.07 m、0.90 和 0.91。将训练完成的模型应用于 2023 年冻结层上水位模拟,来验证模型的可靠性。测试期模拟结果显示(图 11 右侧、图 12),模型仍保持较好的模拟性能,坡顶 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.11 m、0.75 和 0.88,坡中 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.08 m、0.76 和 0.78,坡底 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.09 m、0.82 和 0.85。综合训练期和测试期结果,该模型在坡面各坡位均表现出优良的模拟效果,证实其适用于多年冻土区冻结层上水位的动态模拟与预测。

针对青藏高原多年冻土区观测数据稀疏的特点,本研究进一步检验了模型在仅输入气温、降雨量和初始水位条件下的适用性。训练期结果显示

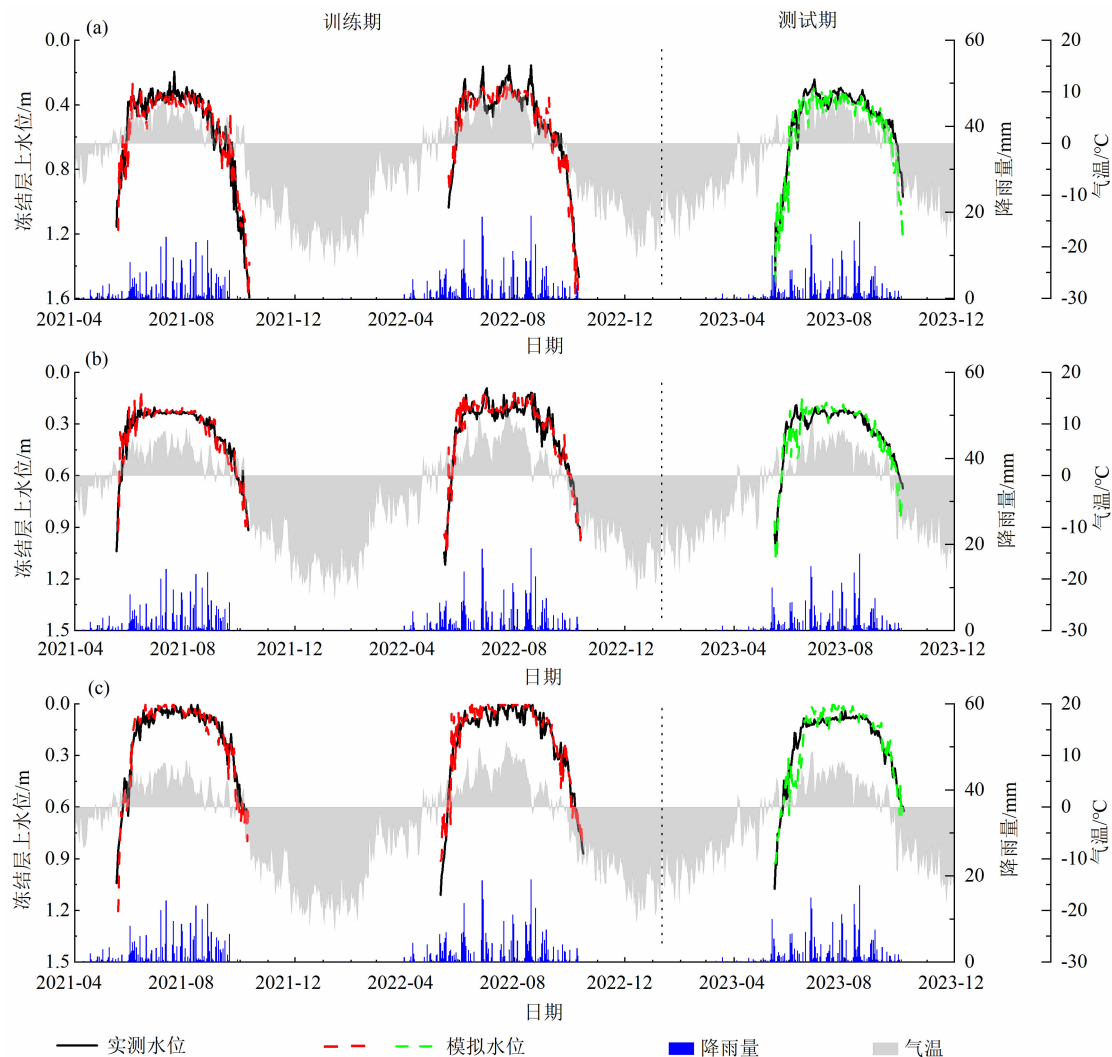


图 11 冻结层上水位变化过程模拟结果:(a)坡顶;(b)坡中;(c)坡底

Fig. 11 Simulation of the suprapermfrost water table variation:

(a) slope top; (b) mid-slope; (c) slope bottom

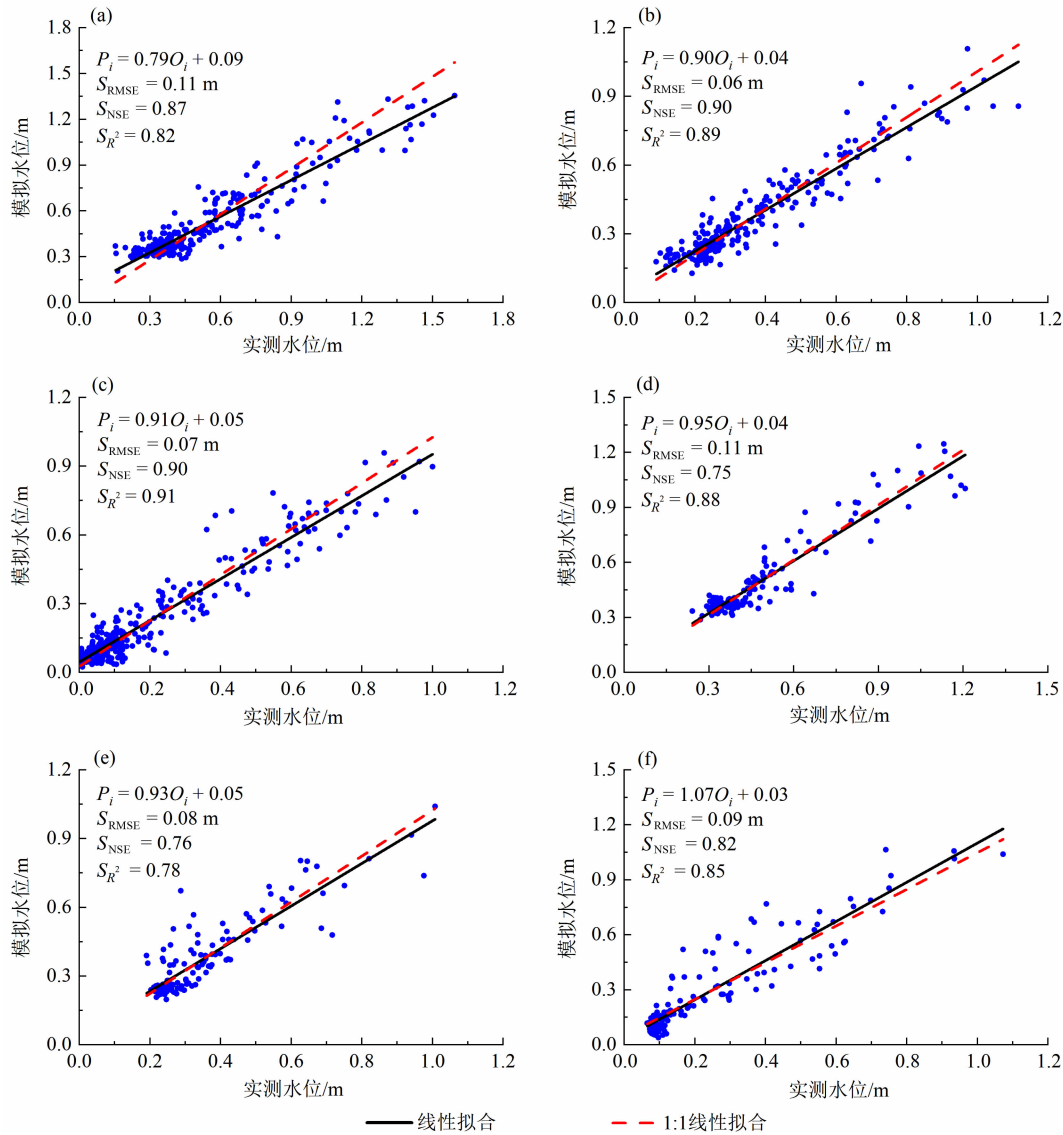


图 12 冻结层上水位的实测值和模拟值对比:

(a) 坡顶训练期; (b) 坡中训练期; (c) 坡底训练期; (d) 坡顶测试期; (e) 坡中测试期; (f) 坡底测试期

Fig. 12 Comparison of observed and predicted values of the suprapermafrost water table;

(a) slope top during training period; (b) mid-slope during training period; (c) slope bottom during training period;

(d) slope top during testing period; (e) mid-slope during testing period; (f) slope bottom during testing period

(图 13a ~ 13c) 模型仍表现出较好的模拟效果, 坡顶 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.14 m、0.77、0.78, 坡中 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.10 m、0.76、0.74, 坡底 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.10 m、0.84、0.80。将训练完成的模型应用于 2023 年冻结层上水位模拟, 测试期结果(图 13a ~ 13c) 显示模型具有良好的模拟性能, 坡顶 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.13 m、0.72、0.78, 坡中 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.08 m、0.75、0.79, 坡底 RMSE、NSE、 R^2 值分别为 0.11 m、0.75、0.85。这表明即使在缺乏土壤温湿度数据的情况

下, 模型仍能提供可靠的模拟结果, 可推广应用于缺资料地区。与包含土壤温湿度的完整输入相比(图 12), 考虑土壤温湿度可使模型模拟精度平均提升 8.9%, 证实土壤温湿度在坡面冻结层上水动态模拟中具有重要作用。因此, 在土壤温湿度数据可获得的情况下, 建议将其纳入模型输入, 以更准确地刻画冻结层上水的动态变化过程。

本研究基于坡面尺度冻结层上水动态变化的高精度模拟结果, 为缺资料寒区地下水位动态模拟及预测提供了可靠的简化方案。从驱动机制和模型性

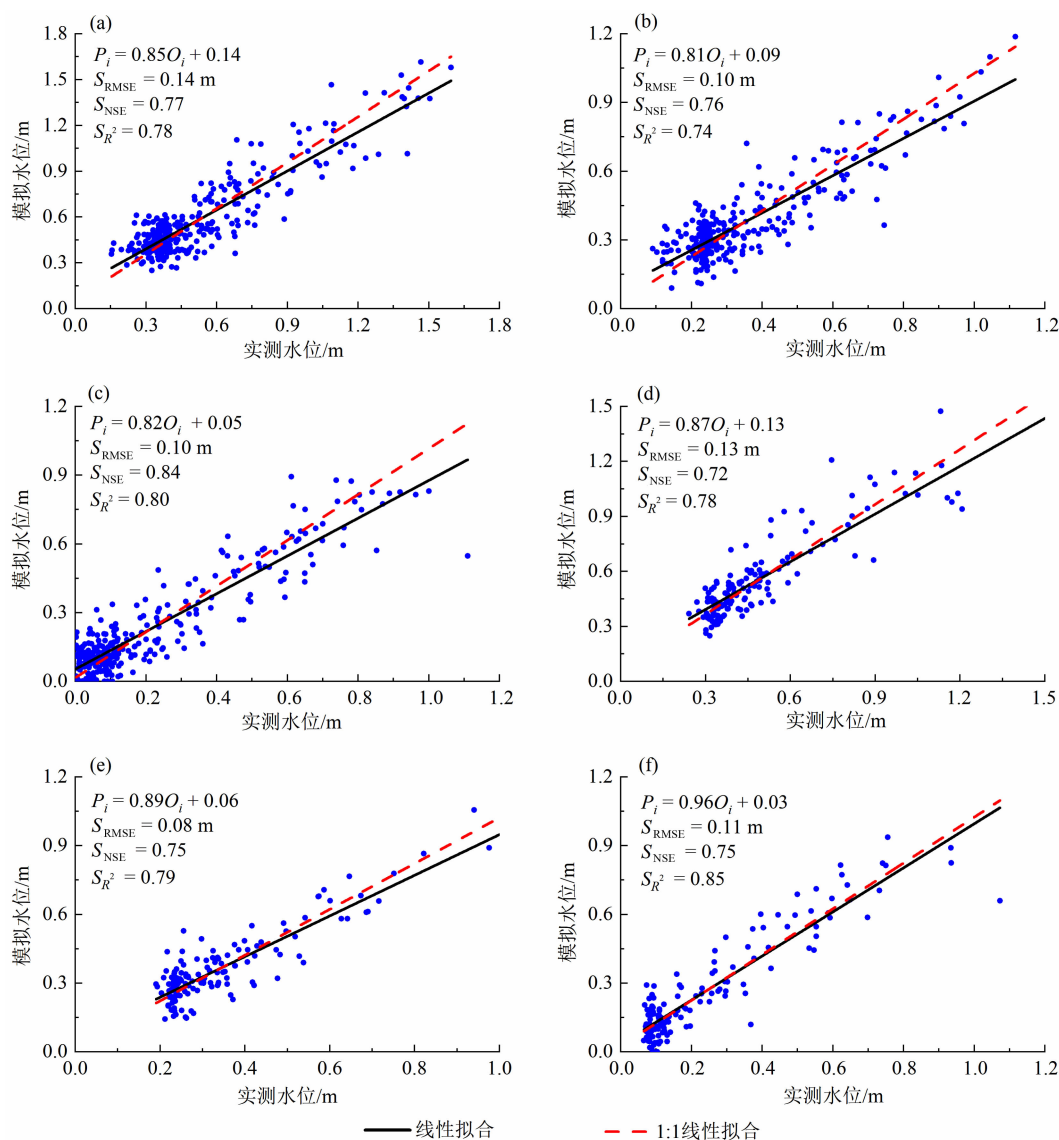


图 13 冻结层上水位的实测值和模拟值对比 (不含土壤温湿度输入):

(a) 坡顶训练期; (b) 坡中训练期; (c) 坡底训练期; (d) 坡顶测试期; (e) 坡中测试期; (f) 坡底测试期

Fig. 13 Comparison of observed and predicted values of the suprapermafrost water table (without soil temperature and volumetric water content input): (a) slope top during training period; (b) mid-slope during training period; (c) slope bottom during training period; (d) slope top during testing period; (e) mid-slope during testing period; (f) slope bottom during testing period

能深入分析: (1) 驱动因子特征: 气温、降雨量、土壤温湿度和初始水位是冻结层上水动态的关键驱动因子。其中, 气温通过控制活动层的冻融过程直接影响冻结层上水的补给和排泄; 降雨是冻结层上水的主要补给来源; 土壤温湿度则反映了活动层的水分运移状况, 能够间接指示冻结层上水的动态变化; 初始水位为模型提供了基准状态信息。 (2) 坡面水文特性: 坡面水文过程具有空间变异性小、响应速度快的特点。冻结层上水的动态变化主要受浅层水文过

程控制, 而气温、降雨量和土壤温湿度是影响浅层水文过程的关键因子, 为模型提供了高质量的输入数据。 (3) LSTM 模型的优势: 该模型能够有效捕捉驱动因子与冻结层上水位之间的非线性关系和时间依赖性。尤其是在坡面尺度上, 这些驱动因子与冻结层上水位之间的关系更为直接和显著, 使模型在简化输入条件下仍保持可靠性。 (4) 模型的适用性: 该模型在坡面冻结层上水动态模拟中表现出良好的适用性, 尤其是在缺资料寒区。然而, 在数据允许的

情况下,应尽可能纳入更多相关驱动因子以提高精度。此外,模型在极端气候事件和长期气候变化情景下的适应性仍需进一步验证。

4 结论

本研究以青藏高原风火山小流域为研究区,基于2021—2023年气象、土壤温湿度以及冻结层上水位原位观测数据,系统分析了冻结层上水位和土壤温湿度的动态变化特征及相互关系,揭示了三者在地面上的空间分异规律并构建了基于LSTM的冻结层上水位预测模型,以模拟研究区冻结层上水位的动态变化。

(1)冻结层上水位呈现显著的季节变化特征,可划分为四个典型阶段:完全冻结无水阶段、快速融升阶段、完全融化高水位阶段、快速冻降阶段。受冻融作用和地形特征的影响,坡面形成显著的水位梯度差异。

(2)冻结层上水位与活动层土壤温湿度具有一致的季节动态特征。冻结和融化过程中,冻结层上水位与不同深度的土壤温度和湿度间均符合Boltzmann函数关系,其中土壤温度对冻结层上水的影响大于土壤湿度。

(3)基于LSTM的冻结层上水位预测模型,以气温、降雨量、土壤温湿度和初始水位为输入,模拟结果平均NSE值达0.83,具有较高的模拟精度。即使在仅输入气温、降雨量和初始水位的条件下,模型仍能提供可靠结果,而加入土壤温湿度数据可使模拟精度平均提升8.9%。该模型可以为缺资料寒区地下水动态模拟及变化预测提供简单有效的方法。

参考文献(References)

- [1] ZHONG Sining, LI Bin, HOU Bowen, et al. Structure, stability, and potential function of groundwater microbial community responses to permafrost degradation on varying permafrost of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Science of the Total Environment*, 2023, **875**: 162693. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2023.162693
- [2] COCHAND M, MOLSON J, LEMIEUX J M. Groundwater hydrogeochemistry in permafrost regions [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2019, **30**(2): 90–103. DOI: 10.1002/ppp.1998
- [3] WALVOORD M A, KURYLYK B L. Hydrologic impacts of thawing permafrost: A review [J]. *Vadose Zone Journal*, 2016, **15**(6): 1–20. DOI: 10.2136/vzj2016.01.0010
- [4] 郭林茂, 王根绪, 宋春林, 等. 多年冻土区下垫面条件对坡面关键水循环过程的影响分析[J]. *水科学进展*, 2022, **33**(3): 401–415. [GUO Linmao, WANG Genxu, SONG Chunlin, et al. Analysis on the influence of underlying surface conditions in permafrost regions on the key water cycle processes at slope scale [J]. *Advances in Water Science*, 2022, **33**(3): 401–415] DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2022.03.005
- [5] LYU Mingxia, WANG Yibo, GAO Zeyong. The change process of soil hydrological properties in the permafrost active layer of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Catena*, 2022, **210**: 105938. DOI: 10.1016/j.catena.2021.105938
- [6] CHANG Juan, WANG Genxu, MAO Tianxu. Simulation and prediction of suprapermfrost groundwater level variation in response to climate change using a neural network model [J]. *Journal of Hydrology*, 2015, **529**: 1211–1220. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.09.038
- [7] 常娟, 王根绪, 李春杰, 等. 青藏高原连续多年冻土区的冻结层上水季节动态及其对活动层土壤冻融过程的响应特征[J]. *中国科学: 地球科学*, 2015, **45**(4): 481–493. [CHANG Juan, WANG Genxu, LI Chunjie, et al. Seasonal dynamics of suprapermfrost groundwater and its response to the freezing-thawing processes of soil in the permafrost region of Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2015, **58**: 727–738] DOI: 10.1007/s11430-014-5009-y
- [8] 朱亮, 杨明楠, 刘景涛, 等. 多年冻土退化对冻结层上水变化的影响研究——以黄河源区为例[J]. *水文地质工程地质*, 2023, **50**(6): 3–13. [ZHU Liang, YANG Mingnan, LIU Jingtao, et al. The influence of permafrost degradation on the change of suprapermfrost water: A case study in the source area of the Yellow River [J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2023, **50**(6): 3–13] DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202303060
- [9] 罗贤, 季璇, 李运刚, 等. 怒江流域中上游地表冻融特征及时空分布[J]. *山地学报*, 2017, **35**(3): 266–273. [LUO Xian, JI Xuan, LI Yungang, et al. Spatial and temporal distribution and variation characteristics of surface freeze/thaw status in the upper and middle Nujiang River basin [J]. *Mountain Research*, 2017, **35**(3): 266–273] DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.000221
- [10] 姜永见, 李世杰, 沈德福, 等. 青藏高原江河源区近40年来气候变化特征及其对区域环境的影响[J]. *山地学报*, 2012, **30**(4): 461–469. [JIANG Yongjian, LI Shijie, SHEN Defu, et al. Climate change and its impact on the regional environment in the source regions of the Yangtze, Yellow and Lancang Rivers in Qinghai-Tibetan Plateau during 1971–2008 [J]. *Mountain Research*, 2012, **30**(4): 461–469] DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.2012.04.017
- [11] 程国栋, 金会军. 青藏高原多年冻土区地下水及其变化[J]. *水文地质工程地质*, 2013, **40**(1): 1–11. [CHENG Guodong, JIN Huijun. Groundwater in the permafrost regions on the Qinghai-Tibet Plateau and its changes [J]. *Hydrogeology and Engineering*

- Geology, 2013, **40**(1): 1–11] DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000–3665.2013.01.017
- [12] 廖立轩. 多年冻土区冻结层上水的水热效应对路基稳定性的影响[D]. 北京: 北京交通大学, 2023; 1–95. [LIAO Lixuan. Hydrothermal effect of supra-permafrost groundwater on the stability of subgrade in permafrost region [D]. Beijing: Beijing Jiaotong University, 2023; 1–95] DOI: 10.26944/d.cnki.gbfju.2022.000819
- [13] LIU Zejun, FANG Yahong, HU Haiyang, et al. Variation and reason analysis of groundwater hydrochemical characteristics in Beiluhe Basin, Qinghai-Tibet Plateau during a freezing-thawing period [J]. Journal of Water and Climate Change, 2022, **13**(7): 2799–2816. DOI: 10.2166/wcc.2022.117
- [14] O'CONNOR M T, CARDENAS M B, NEILSON B T, et al. Active layer groundwater flow: The interrelated effects of stratigraphy, thaw, and topography [J]. Water Resources Research, 2019, **55**(8): 6555–6576. DOI: 10.1029/2018WR024636
- [15] KURYLYK B L, MACQUARRIE K T B, MCKENZIE J M. Climate change impacts on groundwater and soil temperatures in cold and temperate regions: Implications, mathematical theory, and emerging simulation tools [J]. Earth-Science Reviews, 2014, **138**: 313–334. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.06.006
- [16] 柴明堂, 马巍, 穆彦虎. 冻结层上水的分布及工程影响研究现状与展望[J]. 冰川冻土, 2021, **43**(6): 1794–1808. [CHAI Mingtang, MA Wei, MU Yanhu. Distribution and engineering effect of supra-permafrost groundwater: Review and prospect [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, **43**(6): 1794–1808] DOI: 10.7522/j.issn.1000–0240.2018.1201
- [17] LI Zongxing, LI Zongjie, FENG Qi, et al. Runoff dominated by supra-permafrost water in the source region of the Yangtze river using environmental isotopes [J]. Journal of Hydrology, 2020, **582**: 124506. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2019.124506
- [18] RAUDINA T V, LOIKO S V, LIM A, et al. Permafrost thaw and climate warming may decrease the CO₂, carbon, and metal concentration in peat soil waters of the Western Siberia Lowland [J]. Science of the Total Environment, 2018, **634**: 1004–1023. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.04.059
- [19] MU Yanhu, MA Wei, LI Guoyu, et al. Impacts of supra-permafrost water ponding and drainage on a railway embankment in continuous permafrost zone, the interior of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Cold Regions Science and Technology, 2018, **154**: 23–31. DOI: 10.1016/j.coldregions.2018.06.007
- [20] 黄克威, 王根绪, 宋春林, 等. 基于 LSTM 的青藏高原冻土区典型小流域径流模拟及预测[J]. 冰川冻土, 2021, **43**(4): 1144–1156. [HUANG Kewei, WANG Genxu, SONG Chunlin, et al. Runoff simulation and prediction of a typical small watershed in permafrost region of the Qinghai-Tibet Plateau based on LSTM [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, **43**(4): 1144–1156] DOI: 10.7522/j.issn.1000–0240.2021.0056
- [21] 张方园, 常娟, 刘健, 等. 青藏高原多年冻土区不同海拔土壤含水量对气候变化的响应——基于 ELM 模型[J]. 冰川冻土, 2023, **45**(3): 915–929. [ZHANG Fangyuan, CHANG Juan, LIU Jian, et al. Response of soil water content at different altitudes to climate change in the permafrost region of the Qinghai-Tibet Plateau: An ELM model analysis [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2023, **45**(3): 915–929] DOI: 10.7522/j.issn.1000–0240.2023.0069
- [22] DU Yizhen, LI Ren, ZHAO Lin, et al. Evaluation of 11 soil thermal conductivity schemes for the permafrost region of the central Qinghai-Tibet Plateau [J]. Catena, 2020, **193**: 104608. DOI: 10.1016/j.catena.2020.104608
- [23] LUO Dongliang, WU Qingbai, JIN Huijun, et al. Recent changes in the active layer thickness across the northern hemisphere [J]. Environmental Earth Sciences, 2016, **75**(7): 555. DOI: 10.1007/s12665–015–5229–2
- [24] WU Qingbai, HOU Yandong, YUN Hanbo, et al. Changes in active-layer thickness and near-surface permafrost between 2002 and 2012 in alpine ecosystems, Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, China [J]. Global and Planetary Change, 2015, **124**: 149–155. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.09.002
- [25] WU Tonghua, ZHAO Lin, LI Ren, et al. Recent ground surface warming and its effects on permafrost on the central Qinghai-Tibet Plateau [J]. International Journal of Climatology, 2013, **33**(4): 920–930. DOI: 10.1002/joc.3479
- [26] LAMONTAGNE-HALLÉ P, MCKENZIE J M, KURYLYK B L, et al. Changing groundwater discharge dynamics in permafrost regions [J]. Environmental Research Letters, 2018, **13**(8): 084017. DOI: 10.1088/1748–9326/aad404
- [27] WANG Genxu, LI Shengnan, HU Hongchang, et al. Water regime shifts in the active soil layer of the Qinghai-Tibet Plateau permafrost region, under different levels of vegetation [J]. Geoderma, 2009, **149**: 280–289. DOI: 10.1016/j.geoderma.2008.12.008
- [28] 徐洪亮, 常娟, 郭林茂, 等. 青藏高原腹地多年冻土区活动层水热过程对气候变化的响应[J]. 高原气象, 2021, **40**(2): 229–243. [XU Hongliang, CHANG Juan, GUO Linmao, et al. Response of thermal-moisture condition within active layer in the hinterland of the Qinghai-Xizang Plateau to climate change [J]. Plateau Meteorology, 2021, **40**(2): 229–243] DOI: 10.7522/j.issn.1000–0534.2020.00071
- [29] 赵海鹏. 青藏高原多年冻土区土壤水热变化及其影响因素研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2021; 1–59. [ZHAO Haipeng. The variability of hydrothermal characteristics and its influencing factors in permafrost region of Qinghai Tibetan Plateau [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2021; 1–59] DOI: 10.27204/d.cnki.glzhu.2021.001768
- [30] CHANG Juan, ZHANG Fangyuan, WANG Genxu, et al. Spatiotemporal heterogeneity of suprapermfrost groundwater dynamic processes in the permafrost region of the Qinghai-Tibet

- Plateau [J]. Catena, 2024, **239**: 107911. DOI: 10.1016/j.catena.2024.107911
- [31] GAO Zeyong, NIU Fujun, WANG Yibo, et al. Suprapermafrost groundwater flow and exchange around a thermokarst lake on the Qinghai-Tibet Plateau, China [J]. Journal of Hydrology, 2021, **593**: 125882. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.125882
- [32] GUI Juan, LI Zongxing, XUE Jian, et al. The effect of freeze-thaw action on the dynamic change of supra-permafrost water sources: A stable isotope perspective [J]. Journal of Environmental Management, 2024, **356**: 120536. DOI: 10.1016/j.jenvman.2024.120536
- [33] PAN Xicai, YU Qihao, YOU Yanhui, et al. Contribution of supra-permafrost discharge to thermokarst lake water balances on the northeastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Hydrology, 2017, **555**: 621–630. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.10.046
- [34] HUANG Kewei, DAI Junchen, WANG Genxu, et al. The impact of land surface temperatures on suprapermafrost groundwater on the central Qinghai-Tibet Plateau [J]. Hydrological Processes, 2019, **34**(6): 1475–1488. DOI: 10.1002/hyp.13677
- [35] 乔广超, 杨明祥, 刘琦, 等. 基于 PSO-SVR-ANN 的丹江口水库秋汛期月尺度径流预报模型[J]. 水利水电技术(中英文), 2021, **52**(4): 69–78. [QIAO Guangchao, YANG Mingxiang, LIU Qi, et al. Monthly runoff forecast model of Danjiangkou Reservoir in autumn flood season based on PSO-SVR-ANN [J]. Water Resources and Hydropower Engineering, 2021, **52**(4): 69–78] DOI: 10.13928/j.cnki.wrahe.2021.04.007
- [36] SEPP H, SCHMIDHUBER J. Long-short term memory [J]. Neural Comput, 1997, **9**(8): 1735–1780. DOI: 10.1162/neco.1997.9.8.1735
- [37] CHEN Yiqing, CHEN Zongzhu, LI Kang, et al. Research of carbon emission prediction: An oscillatory particle swarm optimization for long short-term memory [J]. Processes, 2023, **11**(10): 3011. DOI: 10.3390/pr1103011
- [38] KIM G B, HWANG C I, CHOI M R. PCA-based multivariate LSTM model for predicting natural groundwater level variations in a time-series record affected by anthropogenic factors [J]. Environmental Earth Sciences, 2021, **80**(18): 657. DOI: 10.1007/s12665-021-09957-0
- [39] SONG Chunlin, WANG Genxu, HU Zhaoyong, et al. Net ecosystem carbon budget of a grassland ecosystem in central Qinghai-Tibet Plateau: Integrating terrestrial and aquatic carbon fluxes at catchment scale [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2020, **290**: 108021. DOI: 10.1016/j.agrformet.2020.108021
- [40] HUANG Wenfeng, ZHANG Jinrong, LEPPÄRANTA M, et al. Thermal structure and water-ice heat transfer in a shallow ice-covered thermokarst lake in central Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Hydrology, 2019, **578**: 124122. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2019.124122
- [41] 徐马强, 庞文龙, 张震, 等. 三江源地区近地表土壤冻融时空变化[J]. 山地学报, 2024, **42**(3): 347–358. [XU Maqiang, PANG Wenlong, ZHANG Zhen, et al. Spatio-temporal variation of freezing-thawing state of near surface soil in the Three-Rivers Headwater region of Tibetan Plateau, China [J]. Mountain Research, 2024, **42**(3): 347–358] DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.000828
- [42] 刘健, 翁学礼, 常娟, 等. 青藏高原风火山流域多年冻土活动层土壤水分入渗特征及变化分析[J]. 冰川冻土, 2024, **46**(1): 312–324. [LIU Jian, WENG Xueli, CHANG Juan, et al. Analysis of infiltration characteristics and variations of soil moisture in the active layer of permafrost in Fenghuoshan basin, Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2024, **46**(1): 312–324] DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2024.00026
- [43] 肖锦旺, 王根绪, 胡兆永, 等. 多年冻土区高寒草甸蒸散发模型适用性评价——以青藏高原风火山地区为例[J]. 冰川冻土, 2023, **45**(5): 1629–1639. [XIAO Jinwang, WANG Genxu, HU Zhaoyong, et al. Application evaluation of evapotranspiration models for an alpine meadow in permafrost region: A case study of Fenghuoshan area in the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2023, **45**(5): 1629–1639] DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2023.0124
- [44] 张文旭, 王根绪, 胡兆永. 三种蒸散发测算方法的比较——以青藏高原风火山地区为例[J]. 冰川冻土, 2023, **45**(1): 130–139. [ZHANG Wenxu, WANG Genxu, HU Zhaoyong. Comparison of three evapotranspiration calculation methods: A case study of Fenghuoshan area in Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2023, **45**(1): 130–139] DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2023.0009
- [45] 代军臣. 青藏高原长江源区多年冻土区冻结层上水研究[D]. 成都: 中国科学院大学, 2019: 1–73. [DAI Junchen. Study on the dynamics of the suprapermafrost groundwater in Yangtze River Source Area on the Qinghai-Tibet Plateau [D]. Chengdu: University of Chinese Academy of Sciences, 2019: 1–73]
- [46] 叶仁政. 青藏高原腹地多年冻土区活动层冻融过程对冻结层上水动态变化的影响[D]. 兰州: 兰州大学, 2019: 1–42. [YE Renzheng. Effect of active layer freeze-thaw process on the dynamic of supra-permafrost groundwater in the permafrost region of the Qinghai-Tibet Plateau heartland [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2019: 1–42]
- [47] 王伟, 蔡文生, 邓科. 利用最小二乘法拟合水位流量关系曲线探讨[J]. 陕西水利, 2021(11): 51–52+58. [WANG Wei, CAI Wensheng, DENG Ke. Exploring the water level-flow relationship curve fitting using least squares method [J]. Shaanxi Water Resources, 2021(11): 51–52+58] DOI: 10.16747/j.cnki.cn61-1109/tv.2021.11.017
- [48] 兰芝梅, 朱咏, 陈学林. 历年综合水位—流量关系曲线拟合方

- 法分析[J]. 陕西水利, 2022(5): 36–38+41. [LAN Zhimei, ZHU Yong, CHEN Xuelin. Analysis on fitting method of comprehensive water level discharge relation curve over the years [J]. Shaanxi Water Resources, 2022(5): 36–38+41] DOI: 10.16747/j.cnki.cn61–1109/tv.2022.05.061
- [49] SANG Shuai, LI Lu. A novel variant of LSTM stock prediction method incorporating attention mechanism [J]. Mathematics, 2024, **12**(7): 945. DOI: 10.3390/math12070945
- [50] MAJEED M A, SHAFRI H Z M, ZULKAFI Z, et al. A deep learning approach for dengue fever prediction in Malaysia using LSTM with spatial attention [J]. International Journal of Environmental Research and Public Health, 2023, **20**(5): 4130. DOI: 10.3390/ijerph20054130
- [51] WANG Genxu, LI Yuanshou, HU Hongchang, et al. Synergistic effect of vegetation and air temperature changes on soil water content in alpine frost meadow soil in the permafrost region of Qinghai-Tibet [J]. Hydrological Processes, 2008, **22**(17): 3310–3320. DOI: 10.1002/hyp.6913
- [52] 代彬, 郭巧玲, 陈梓楹, 等. 乌兰木伦河流域地下水水化学同位素特征及补给关系[J]. 水资源与水工程学报, 2023, **34**(4): 15–22. [DAI Bin, GUO Qiaoling, CHEN Ziyang, et al. Groundwater isotope hydrochemical characteristics and the interactions between precipitation river and ground water in the Wulanmulun River Basin [J]. Journal of Water Resources & Water Engineering, 2023, **34**(4): 15–22] DOI: 10.11705/j.issn.1672–643X.2023.04.03
- [53] 程国栋. 厚层地下冰的形成过程[J]. 中国科学(B辑 化学 生物学 农学 医学 地学), 1982(3): 281–288. [CHENG Guodong. The formation process of thick ground ice [J]. Science in China (Series B: Chemistry Biology Agronomy Medicine Geoscience), 1982(3): 281–288]

Dynamics and Simulation of Suprapermafrost Water in Permafrost Regions: A Case Study of the Fenghuoshan Watershed on the Qinghai-Tibetan Plateau

ZOU Xi^{1a}, WANG Genxu^{1b*}, WU Biqiong², SONG Chunlin^{1b}, GUO Linmao^{1b}, LI Jinlong^{1a}

(1. a. College of Water Resource & Hydropower; b. State Key Laboratory of Hydraulics and Mountain River Engineering, Sichuan University, Chengdu 610065; 2. China Yangtze Power Co., Ltd., Yichang 443002, Hubei, China)

Abstract: Suprapermafrost water, a crucial layer in the hydrological cycle of permafrost regions, plays a pivotal role in deciphering groundwater dynamics and enabling reliable predictions in permafrost environments. However, limited by the lack of in-situ monitoring data of suprapermafrost water in the Qinghai-Tibetan Plateau and the absence of robust mathematical frameworks tailored to permafrost hydrogeology, the accuracy of spatio-temporal predictions for suprapermafrost water dynamics is insufficient to meet the needs of scientific research and engineering practice.

In this study, it selected the Fenghuoshan watershed (altitude: 4063–5398 m), a representative permafrost region on the Qinghai-Tibetan Plateau, as research target. It utilized in-situ meteorological data (accuracy: $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}/\pm 0.1\text{ mm}$), daily soil water-heat (accuracy: $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}/\pm 0.03\text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), and suprapermafrost water table (resolution: $\pm 0.14\text{ cm}$) monitoring data in the period of 2021–2023 to interpret the spatio-temporal interactions and spatial heterogeneity of the three variables at the hillslope scale. Multiple factors such as air temperature, precipitation, soil temperature-humidity, and initial water table were integrated into a permafrost hydrological prediction model based on the Long Short-Term Memory (LSTM) neural network, with its adaptability evaluated.

(1) Supra-permafrost water tables exhibited pronounced seasonal variability, synchronized with intra-annual fluctuations of soil temperature/moisture in active-layer. A Boltzmann function-based model effectively captured

phase transition dynamics during freeze-thaw cycles, achieving a mean goodness-of-fit of 0.90.

(2) A novel Long Short-Term Memory (LSTM) neural network model, specifically optimized for permafrost hydrology, demonstrated exceptional predictive capability across diverse slope positions. The model attained an average Nash-Sutcliffe efficiency coefficient (NSE) of 0.82.

(3) Sensitivity analysis revealed that the model maintained an NSE of 0.72 using only temperature, precipitation, and initial water tables as inputs. Incorporating soil hydrothermal parameters enhanced simulation accuracy by an average of 8.9%, offering a practical solution for data-scarce permafrost regions.

The proposed multi-factor input modeling framework overcomes the physical limitations of conventional hydrological models, offering a robust technical tool for water resource management and ecohydrological system stability in plateau permafrost regions.

Key words: permafrost; suprapermafrost water; soil temperature/moisture; simulation of groundwater table; LSTM

(责任编辑 李 嵘)