

DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2026.02.007

# 基于 VIC 模型的黄河上游冻土水热状态 时空演变特征分析

高永亮<sup>1,2</sup>, 凌牧午<sup>1,2</sup>, 任玉玲<sup>1,2</sup>, 白 央<sup>3</sup>, 连炎清<sup>2,4</sup>, 管亚硕<sup>1,2</sup>, 冯夏婷<sup>1,2</sup>, 胡 欢<sup>1,2</sup>

(1. 河海大学水文水资源学院; 2. 河海大学长江保护与绿色发展研究院;  
3. 西藏自治区水文水资源勘测局; 4. 河海大学水灾害防御全国重点实验室)

**摘要:** 为探究黄河上游高原区冻土水文要素对气候变暖的响应特征,通过建立 VIC 模型模拟 2006—2018 年的黄河上游高原区流域水文过程,分析了研究区域内径流过程、活动层厚度(ALT)、土壤含水(冰)量、土壤温度等要素的变化特征。结果表明:多年冻土可依据年均地温划分为高温和低温两种类型,高温多年冻土分布较广,约占 70%,低温多年冻土主要分布于海拔 4000 m 以上的山地地区,低温多年冻土 ALT 增厚速率更高,对气候变化的响应也更为敏感;上层(0~10 cm)、下层(10~30 cm)、深层土壤(30~100 cm)的年平均未冻水含量和土壤含冰量呈减少趋势,其中上层土壤变幅最小,鄂陵湖、扎陵湖附近下层土壤的未冻水含量和土壤含冰量减少明显;土壤深处节点的年内增温趋势相对稳定,升温速率约为 0.02℃/a,秋冬季节增温趋势更为迅速且显著,该时段升温速率可达 0.03℃/a。

**关键词:** 多年冻土;径流过程;土壤温度;土壤含水量;VIC 模型;黄河上游

## Temporal and spatial evolution characteristic analysis of frozen ground's hydrothermal state in the upper reaches of the Yellow River based on VIC model

Gao Yongliang<sup>1,2</sup>, Ling Muwu<sup>1,2</sup>, Ren Yuling<sup>1,2</sup>, Bai Yang<sup>3</sup>, Lian Yanqing<sup>2,4</sup>, Guan Yashuo<sup>1,2</sup>, Feng Xiating<sup>1,2</sup>, Hu Huan<sup>1,2</sup>

(1. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University;  
2. Yangtze Institute for Conservation and Development, Hohai University;  
3. The Hydrology and Water Resources Survey Bureau of Xizang Autonomous Region;  
4. State Key Laboratory of Water Disaster Prevention, Hohai University)

**Abstract:** To investigate the response characteristics of frozen ground's hydrological elements to climate warming in the plateau region of the upper reaches of the Yellow River, the VIC model was established to simulate the hydrological processes in the plateau watershed of the upper reaches of the Yellow River from 2006 to 2018. The variation characteristics of runoff processes, active layer thickness (ALT), soil moisture (ice) content, and soil temperature in the study area were analyzed. The results show that permafrost can be divided into high-temperature and low-temperature types based on the average annual ground temperature. High-temperature permafrost is more widely distributed, accounting for approximately 70%, while low-temperature permafrost is mainly found in mountainous areas above an altitude of 4 000 meters. The thickening rate of ALT in low-temperature permafrost is higher, indicating a more sensitive response to climate change. The average annual unfrozen moisture content and soil ice content in the upper (0-10 cm), lower (10-30 cm), and deep (30-100 cm) soil layers exhibit a decreasing trend, with the smallest variation observed in the upper soil layer. Significant reductions in unfrozen moisture content and soil ice content are detected in the lower soil layer near Eling Lake and Zhaling Lake. The warming trend at deep soil nodes is relatively stable throughout the year, with a warming rate of approximately 0.02 °C/a. The warming trend is more rapid and significant during autumn and winter, when the warming rate reaches 0.03 °C/a.

**Key words:** permafrost; runoff process; soil temperature; soil moisture content; VIC model; the upper reaches of the Yellow River

青藏高原平均海拔超过 4 000 m,被誉为“世界屋脊”,其中 53%的区域覆盖多年冻土,是全球中低纬度面积最大、海拔最高的多年冻土分布区<sup>[1]</sup>。青藏高原的多年冻土稳定性低于高纬度地区,具体表现为温度高,

基金项目: 科技部重点研发计划项目(2021YFC3201100)  
作者简介: 高永亮(2000—),男,硕士研究生,主要从事水文水资源研究。E-mail:231301010009@hhu.edu.cn  
通信作者: 连炎清(1962—),男,教授,博士,主要从事地下水与水文水资源研究。E-mail:yliao@illinois.edu

活动层厚度(ALT)较大,多年冻土薄<sup>[2]</sup>。活动层是指位于多年冻土层之上、地表下一定深度内暖季融化、冷季完全回冻的近地表层<sup>[3]</sup>。此外,在气候变暖的背景下,高原变暖的海拔放大效应,进一步加剧了高原冻土的退化过程<sup>[4]</sup>。过去30年间,青藏高原的多年冻土面积已从 $1.50\times 10^6\text{ km}^2$  缩减至 $1.05\times 10^6\text{ km}^2$ ,减少幅度约为30%,黄河源区多年冻土面积减少速率约为 $394\text{ km}^2/\text{a}$ <sup>[5-8]</sup>。

冻土与径流关系较为复杂,直接观测比较困难,目前主要采用同位素示踪、统计分析和模型模拟等方法进行研究<sup>[9]</sup>。为阐明冻土变化对水文过程的影响机理,国内外学者们基于不同的算法和需求开发了大量陆面过程模型,其中VIC(variable infiltration capacity)模型通过耦合冻土模块,实现了冻土水热过程的有效模拟<sup>[10-11]</sup>。VIC模型充分考虑了土壤、植被与大气之间的相互传输过程,兼具水量平衡和能量平衡的优势,弥补了传统水文模型对能量因素考虑的不足。其能量平衡模式充分考虑冻土的冻融过程,能够模拟冻结锋的移动,从而改善冬、春季流量的模拟效果,在针对冻土区的水文模拟中得到了广泛应用<sup>[12-13]</sup>。Cuo等<sup>[14]</sup>对站点尺度土壤冻融过程的模拟结果表明,VIC模型模拟的地温和土壤湿度与观测值吻合较好,并较好地解决了季节周期和时间演变问题。

研究季节冻土与多年冻土区活动层关键水文要素的变化特征,对寒区流域生态环境保护及可持续发展具有重要指导意义。黄河兰州站以上流域(即黄河流域位于青藏高原的部分,以下简称“黄河上游高原区”)分布有典型的季节冻土和多年冻土,为探究冻土水文过程提供了理想的研究载体。基于此,本文在黄河上游高原区构建VIC模型,并耦合Routing模型实现汇流模拟;结合自适应代理模型优化(ASMO)算法,利用唐乃亥、黄河沿、吉迈、玛曲、军功、兰州共6个水文站的径流观测数据,完成模型的率定与验证工作,并分析ALT、土壤未冻水含量、土壤含冰量及土壤温度的时空变化特征,以期揭示该区域土壤冻融过程的时空分布规律、变化趋势及相关水文要素对冻融过程的响应机制。

1 研究区概况

研究区域为黄河上游兰州站以上流域(图1),位于青藏高原东北部,地理坐标为 $32^{\circ}09'N\sim 38^{\circ}20'N$ 、 $95^{\circ}52'E\sim 103^{\circ}50'E$ ,流域面积为 $2.2\times 10^5\text{ km}^2$ ,平均海拔3600 m,研究时段内(2006—2018年)该流域年均气温 $1.7^{\circ}\text{C}$ ,年均降水量约580 mm。该区域面积仅占全流域的28.0%,但产水量却占全流域的41.7%,是黄河流域的重要产水区<sup>[15-16]</sup>。研究区域内大片多年冻土面积占比约32%,主要集中在黄河源区,中部存在少量岛状多年冻土<sup>[17]</sup>。

2 研究方法

2.1 VIC模型构建

VIC模型是一种大尺度、半分布式水文模型<sup>[10-11]</sup>,主要刻画大气-植被-土壤界面间的水热传输与物质交换等物理、化学及生物过程,能够同时模拟水循环过程中的水量平衡和能量平衡,实现对大气、植被、土壤水热状态变化及水热传输的综合描述。模型内置积融雪与冻土模块,使其在寒区水文及相关研究中得到广泛应用。

VIC模型的冻土模块通过耦合土壤热通量和水分通量模拟寒区水热动态过程。当土壤温度低于 $0^{\circ}\text{C}$ 时,土壤水分开始冻结,由于土壤内部压力以及与土壤颗粒的相互作用,部分液态水仍能以未冻水形式存在。冰不会从土层中排出,并且能够阻碍水分下渗,同时显著改变土壤的热力学特性,冰的导热率高于液态水,而体积比热更低。水冰相变

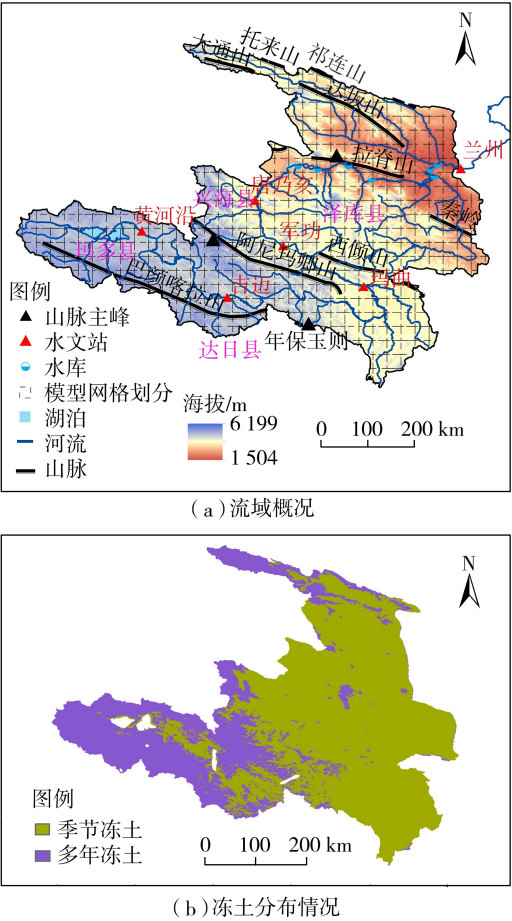


图1 黄河上游高原区概况

Fig.1 Overview of plateau region of the upper reaches of the Yellow River

过程中释放或吸收的潜热进一步调节周围土壤温度,形成复杂的水热耦合反馈机制<sup>[13]</sup>。VIC 模型采用两阶段耦合算法处理冻土水热过程:①通过迭代求解地表能量平衡方程,确定土壤温度剖面,包括地表热通量与  
各层温度节点的热量分配;②基于温度场计算相变过程,确定各土层的冰水比例并更新水分通量。时间步长  
结束时的土壤冰水含量将用于估计下一时间步长开始时的土壤热属性。土壤热通量及土壤水分通量公式分  
别为:

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \kappa \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_b L_f \left( \frac{\partial \theta_b}{\partial t} \right) \tag{1}$$

$$W_i = W_{e,i} \left( \frac{1}{g \psi_e} \frac{L_f T}{T + 273.16} \right)^{B_p} \tag{2}$$

式中:  $C_s$  为土壤容积热容量;  $T$  为土壤温度;  $t$  为时间;  $\kappa$  为土壤导热系数;  $\rho_b$  为冰的密度;  $L_f$  为相变潜热;  $\theta_b$   
为体积冰含量;  $W_i$  是第  $i$  层土壤中的未冻水含量;  $W_{e,i}$  为第  $i$  层土壤最大持水量;  $g$  为重力加速度;  $\psi_e$  为非饱  
和土壤中空气开始进入充水孔隙所需的最小吸力;  $B_p$  为孔隙分布系数。式(1)的最后一项表示冻结引起的  
潜热变化,因此只有当土壤冻结的时候才会启用,式(2)描述了土壤柱中未冻水含量与土壤组成、温度及最大  
持水量之间的关系。

河道水网与地面水文过程分开模拟,Routing 模型采用单位线和线性圣维南方程组描述水流在网格及河  
道内的运移过程<sup>[18-19]</sup>。ASMO 算法是一种基于替代模型的优化算法,通过自适应采样建立并完善替代模型,  
从而快速找到最优解。与全局优化算法相比,该方法能够以较少的采样点获得更好的优化结果,大大减少了  
模型运行时间<sup>[20-21]</sup>。

本文使用中国区域地面气象要素驱动数据集(CMFD)作为气象数据<sup>[22]</sup>,考虑到 CN05.1 的降水数据在  
青藏高原地区表现更为优异,采用其日均数据对 CMFD 降水数据进行总量校正<sup>[23]</sup>。高程数据采用  
SRTMDEMUTM 90M 分辨率数字高程数据产品(<http://www.gscloud.cn>),山脉及主峰数据来自“中国数字山  
地图”数据集(2015)(<https://doi.org/10.11888/Terre.tpdc.272523>),植被资料采用美国马里兰大学制作的  
全球 1 km 土地覆被资料,网格内统计不同植被类型面积占比,土壤数据及植被库文件来自 0.5°分辨率 VIC  
全球输入参数。利用克里金插值法,将相应空间数据插值至模型网格中心点<sup>[24-25]</sup>。克里金插值法考虑了数  
据点之间的空间关联性,能够有效处理空间数据,并提供对未知位置的连续性估计,适合气象要素这类空间  
连续变化的变量<sup>[26]</sup>。动态的植被根系分布数据能够有效改善模拟结果<sup>[27]</sup>,本文依据研究区内不同植被类  
型重新设置根系分布参数文件。多年冻土与季节冻土的边界及划分采用新绘制的青藏高原冻土分布图<sup>[17]</sup>,  
多年冻土年均地温(MAGT)数据采用青藏高原多年冻土 15 m 地温基线数据(2010—2019 年)([https://cstr.  
cn/18406.11.Cryos.tpdc.301165](https://cstr.cn/18406.11.Cryos.tpdc.301165))。

2.2 模型参数率定

使用 0.25°×0.25°的网格将 VIC 模型研究区设置为 26 行、35 列,共计 441 个有效点(图 1),输出多种水  
文变量,包括土壤未冻水含量、土壤含冰量、冻结锋、地表径流、基流及节点地温等。模型的时间步长设定为  
3 h,模拟土壤深度为 4 m,土壤温度模拟节点数量 11 个,节点间隔约 0.43 m,以便详细观察整个土层的温度  
变化。模拟冻土时,土壤温度下边界统一设置为网格的多年平均气温。完成 VIC 网格计算后,运行汇流程序,  
利用 ASMO 算法实现参数自动率定。

以唐乃亥水文站断面为界,黄河源区的流域面积为 1.219×10<sup>5</sup> km<sup>2</sup>,约占黄河流域总面积的 16.2%;该  
断面以上的河流长度为 1 553 km,占黄河全长的 28.4%;2006—2018 年多年平均来水量为 2.07×10<sup>10</sup> m<sup>3</sup>,占  
黄河流域多年平均来水量的 34.5%。同时,考虑到兰州水文站以上有龙羊峡、刘家峡等 13 座梯级水库,梯级  
水库的防洪调度方案显著削减了洪峰流量,对径流过程产生了显著影响<sup>[28]</sup>,使用兰州站流量数据对模型参  
数率定的难度较大。因此,采用唐乃亥日径流数据率定模型参数,并将参数率定结果应用于整个研究区域,  
然后使用其他水文站观测数据对模型结果进行验证。

2006—2015 年为模型率定期,其中 2006 年和 2007 年为模型预热期,2016—2018 年为模型验证期。在  
众多有关 VIC 模型的研究应用中,对模型参数的敏感性分析相对较少,大多直接采用开发人员认定的敏感  
参数<sup>[29]</sup>。汇流模型和地下水水库参数受流域空间变异性与复杂程度的影响,无法直接测量获得。本文参与  
率定的参数共 8 个,见表 1。



表 1 模型参数取值范围及率定结果

Table 1 Value ranges of model parameters and calibration results

| 参数符号        | 物理意义                    | 单位                | 取值范围        | 最优值    |
|-------------|-------------------------|-------------------|-------------|--------|
| $b$         | 可变下渗曲线指数                |                   | 0.001~1.000 | 0.389  |
| $D_{s,max}$ | 非线性基流产生处 $D_{s,max}$ 因子 |                   | 0.001~1.000 | 0.463  |
| $D_{max}$   | 最大基流速度                  | mm/d              | 0.1~50.0    | 36.325 |
| $W_s$       | 非线性基流产生时最大土壤含水量因子       |                   | 0.2~1.0     | 0.373  |
| $d_1$       | 第2层土壤厚度                 | m                 | 0.1~3.0     | 0.204  |
| $d_2$       | 第3层土壤厚度                 | m                 | 0.1~3.0     | 0.686  |
| $F_v$       | 汇流模块河道流速                | m/s               | 0.2~1.0     | 0.409  |
| $F_d$       | 汇流模块河道流动扩散参数            | m <sup>2</sup> /s | 5000~20000  | 12318  |

2.3 多要素模型结果验证

除常用的水文站观测径流过程外,本文还使用土壤温度、土壤含水量等站点观测数据与模型结果对照,从多个方面验证模拟结果的准确性。模拟径流过程线与实测过程线整体趋势拟合较好,年内最高流量出现时间基本一致,但在数值上存在一定差异,模拟夏季径流峰值偏小(图2),径流模拟评价指标见表2,率定期和验证期的月径流纳什效率系数均在0.7以上,相对误差在-10%以内,相关系数均大于0.8。将这些参数应用于整个研究区时,黄河沿、吉迈、玛曲、军功、兰州等水文站年径流量的相对误差分别为15.8%、6.8%、9.7%、0.6%、-4.4%,除黄河沿外均在合理范围内(<10%),结果具有可信性。

本文土壤温度模拟结果与观测值<sup>[30-31]</sup>相关程度高,年内各月土壤温度过程相似,极端高温、低温则偏保守(图3)。多年冻土模拟结果显示该区域共137个网格为多年冻土,占区域总面积的31.1%,空间上86%的多年冻土网格中点冻土类型与冻土分布图<sup>[17]</sup>一致。Qin等<sup>[32]</sup>的研究中对应时段内18个观测点的ALT观测平均值为1.64 m,本文模拟值为1.41 m,相对误差-14.0%。齐木荣等<sup>[33]</sup>观测了鄂陵湖畔高寒草地站点2011—2013年的冻结期土壤水分数据。12月至次年3月土壤体积含水量稳定在6%,模拟结果(表3)与其基本吻合。总体而言,模型径流、土壤温度及土壤体积分含水量的模拟结果表现良好,能够有效反映冻土区的水文循环过程。

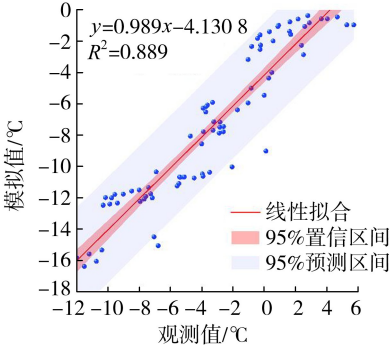


图 3 玛多水文站 0.05~3.20 m 深度土壤温度 VIC 模型模拟结果散点图

Fig.3 Scatter plot of simulated ground temperature at 0.05-3.20 m depth at Mado Hydrological Station using the VIC model

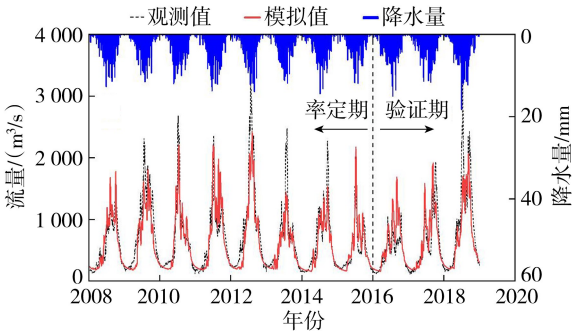


图 2 唐乃亥水文站日径流模拟结果  
Fig.2 Daily runoff simulation results at Tangnaihai Hydrological Station

表 2 唐乃亥水文站日径流模拟结果评价指标

Table 2 Evaluation indices of daily runoff simulation results at Tangnaihai Hydrological Station

| 模拟期 | 纳什效率系数 |       | 相对误差/% | 均方根误差/(m <sup>3</sup> /s) | 相关系数  |
|-----|--------|-------|--------|---------------------------|-------|
|     | 日      | 月     |        |                           |       |
| 率定期 | 0.793  | 0.858 | -9.50  | 244.51                    | 0.899 |
| 验证期 | 0.679  | 0.751 | -2.20  | 314.14                    | 0.825 |

表 3 2011—2013 年鄂陵湖畔高寒草地 0.05 m 处冻结期土壤体积含水量模拟结果

Table 3 Simulation results of soil moisture in high-altitude grassland of Eling Lake during 0.05-meter freezing period from 2011 to 2013

| 年份   | 月份 | 土壤体积含水量/%           |      |
|------|----|---------------------|------|
|      |    | 观测值 <sup>[33]</sup> | 模拟值  |
| 2011 | 11 | 7.8                 | 9.8  |
|      | 12 | 6.1                 | 6.5  |
| 2012 | 1  | 5.8                 | 6.5  |
|      | 2  | 6.0                 | 7.5  |
|      | 3  | 8.0                 | 9.2  |
|      | 11 | 6.9                 | 6.8  |
| 2013 | 12 | 6.4                 | 6.4  |
|      | 1  | 5.7                 | 7.4  |
|      | 2  | 6.1                 | 10.1 |
|      | 3  | 9.1                 | 14.7 |



3 结果与分析

3.1 冻土 ALT 空间分布及变化趋势

在多年冻土区,冻融过程的最大深度对应于多年冻土区的 ALT 或年内的最大季节融化深度,在季节冻土区则表现为最大冻深。冻融过程的最大深度出现在泽库县,兰州附近的最大冻深普遍较小(图 4(a))。多年冻土退化主要集中在黄河源区及中部的部分岛状多年冻土区<sup>[34]</sup>,大通-湟水河源区的多年冻土相对稳定。研究区东部的蓝色方块显示出年最大冻深逐渐变浅(图 4(b)),这可能与气候变暖导致冬季缩短、冬季升温及极端低温减少的气候背景相关<sup>[35-36]</sup>。研究区内多年冻土分布在海拔 3000 m 以上,其中超过 80% 分布在海拔 4000 m 以上。不同 ALT 面积直方图按照 0.2 m 间隔分组(图 4(c)),1.4~1.6 m ALT 面积占比 31.4%~53.3%,整体呈增加趋势,研究时段内面积增加约  $1.4\times 10^4$  km<sup>2</sup>,面积增加区域位于多年冻土和季节冻土的交界地带,主要是吉迈站以上黄河南侧及北部大通山区域的多年冻土。ALT 1.6 m 以上面积占比年际间基本稳定,1.4 m 以下分布在海拔 4500 m 以上的高寒山地。

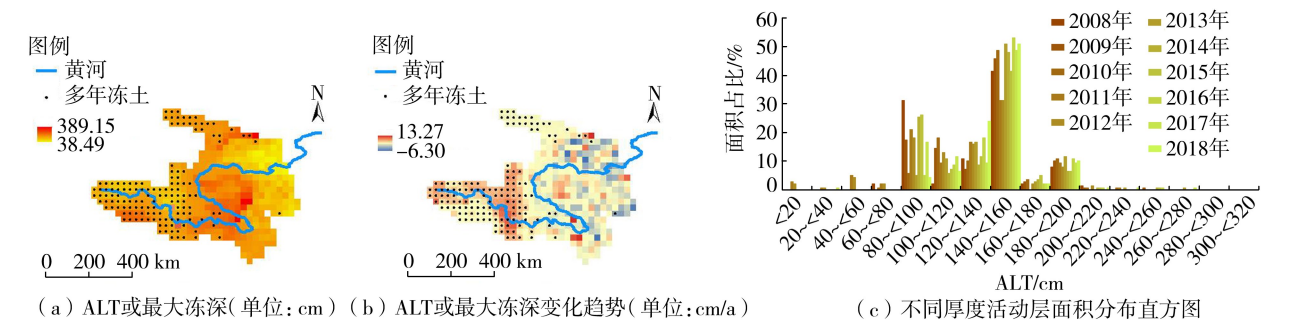


图 4 黄河上游高原区 2008—2018 年冻土空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of frozen soil in plateau region of the upper reaches of the Yellow River from 2008 to 2018

3.2 不同热稳定状态多年冻土分区活动层厚度变化特征

多年冻土年均地温(以下简称“年均地温”)是指在一定深度(通常为 10~15 m)以下,地温在一年内保持相对稳定的土层温度;该深度称为地温年变化深度,该处的冻土温度可用于衡量多年冻土的热稳定状态<sup>[37]</sup>。依据年均地温,多年冻土可划分为高温多年冻土和低温多年冻土,本文旨在探究不同类型多年冻土活动层对气候变化的响应。以-1℃为界,低于该值为低温多年冻土,不低于则为高温多年冻土<sup>[6]</sup>。由图 5 可知,高温多年冻土面积占比 69%,低温多年冻土面积占比 31%。高温多年冻土分布于海拔 3000 m 以上区域;低温多年冻土均分布于海拔 4000 m 以上,主要集中在巴颜喀拉山和阿尼玛卿山沿线。ALT 在年际间波动,整体呈上升趋势,其中低温多年冻土区的 ALT 变化更为明显。在研究时段内,低温多年冻土区的平均 ALT 为 1.29 m,高温多年冻土区平均 ALT 为 1.42 m;低温多年冻土 ALT 的增厚速度为 1.17 cm/a,厚度增加约 7%,而高温多年冻土 ALT 的增厚速度只有 0.94 cm/a,增速略小。在不同年份之间进行比较时,ALT 较小的年份,其数据标准差较大,表明各网格之间的数据分布更为离散,ALT 的空间异质性显著;而在 ALT 较大的年份,其数据标准差较小,表明各网格之间的数据分布更为集中,ALT 的空间异质性较弱。

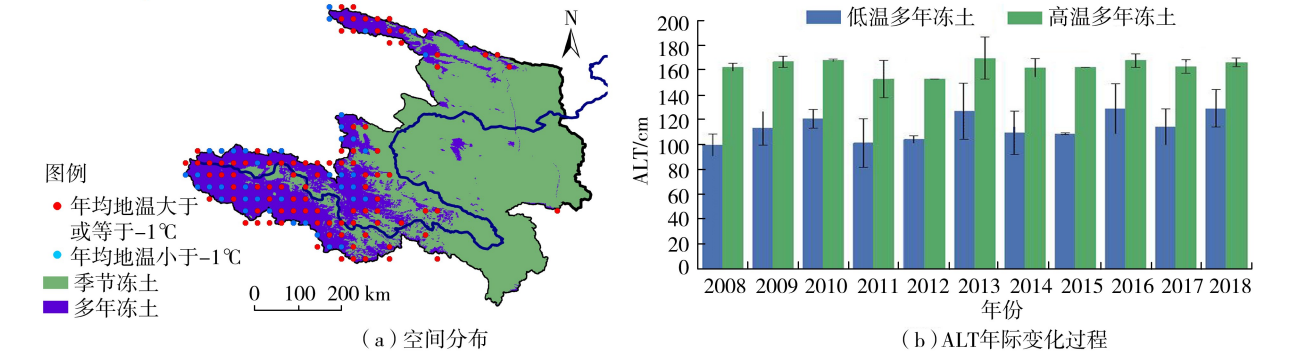


图 5 黄河上游高原区多年冻土不同热稳定状态活动层情况(2008—2018 年)

Fig. 5 Active layer conditions of permafrost in different thermal stability states in plateau region of the upper reaches of the Yellow River (2008-2018)

份,各网格数据的标准差较小,空间异质性较低。活动层增厚的主要驱动因素是土壤温度升高,而植被覆盖、积雪、土壤质地和土壤水分则是控制局部尺度上 ALT 变化空间差异的主要因子<sup>[3]</sup>。在研究时段内,低温多年冻土对气候变化的响应高于高温多年冻土,表现出更强的敏感性<sup>[32]</sup>。

3.3 多年冻土土壤含水量、含冰量变化率的时空分布

图 6 为模型 3 层土壤含水量及含冰量的变化趋势模拟结果,含水量和含冰量分别指土壤未冻水含量和土壤含冰量,其中活动层的土壤含冰量在年内呈季节性动态变化,融化期减少直至消失,冻结期增加。上层(0~10 cm)土壤的含冰量和含水量在 3 层土壤中变幅最小,空间差异不显著,平均减少速率分别为 -0.19 mm/a 和 -0.16 mm/a。下层(10~30 cm)土壤的含水量和含冰量在多年冻土区普遍呈现减少趋势,其中黄河源头区减少更加剧烈,速率分别为 -1.8 mm/a 和 -1.6 mm/a。与含冰量相比含水量减少的范围更为广泛,与朱亮等<sup>[38]</sup>结果相似。深层(30~100 cm)土壤的含水量与含冰量依然是减少为主,减少速率略小于下层,在湟水源头区域呈现出微弱的增加趋势,速率约为 0.1 mm/a。土壤含水量及含冰量减少速率较大区域对应活动层增厚明显的区域(图 4(b)),原因可能是活动层冻融循环导致土壤未冻水聚集在多年冻土附近<sup>[39]</sup>,也可能是多年冻土退化导致地下水位降低,浅层(0~100 cm)土壤干燥<sup>[40-42]</sup>。

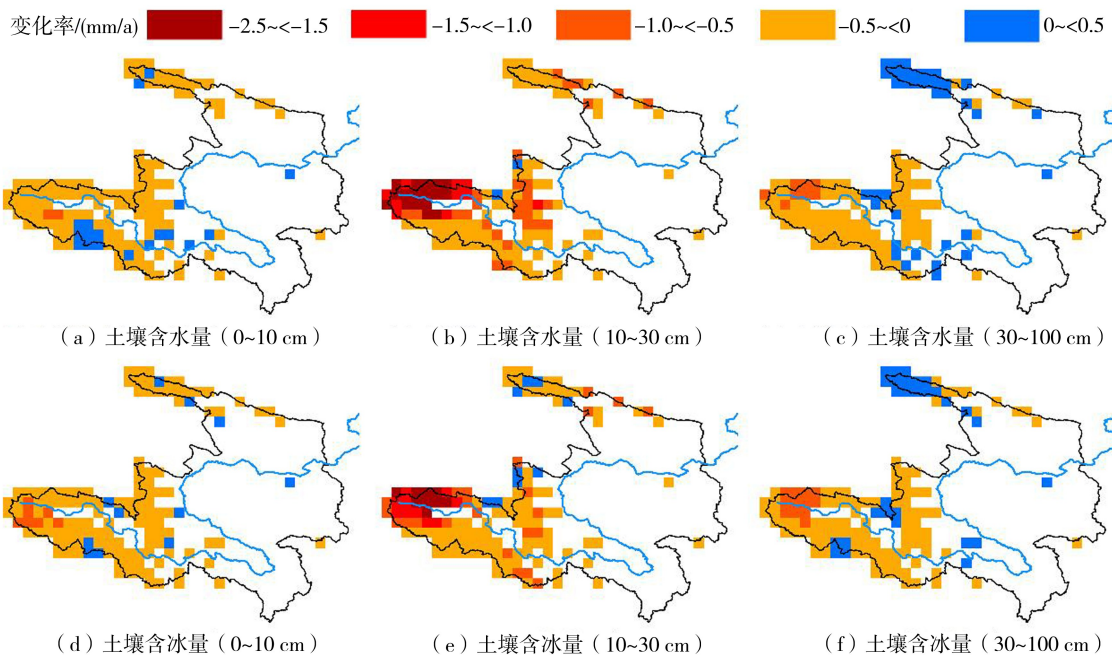


图 6 黄河上游高原区多年冻土网格土壤含水量、含冰量变化率模拟结果(2008—2018 年)

Fig.6 Simulation results of variation rates of soil moisture and ice content in permafrost grid of plateau region of the upper reaches of the Yellow River (2008-2018)

3.4 冻土温度变化特征

图 7 为多年冻土区不同深度土壤节点的月均温变化趋势模拟结果,节点后括号中数字为节点所在土壤深度,五角星点表示趋势通过 90%置信度的显著性检验,下半部分为对应月份冻土冻融状态的概念图。浅层土壤温度(节点 1~4)变化趋势各月之间有较大差别,浅层土壤温度除与气温密切相关外,还受降水等环境因素的影响<sup>[43]</sup>,8 月、11 月、12 月呈现显著增温趋势。深层土壤温度(节点 5~8)年内增温趋势稳定,在 9 月到次年 1 月增温显著,速率约 0.03℃/a,增速略小于气温及地面温度。土壤温度对气温变化高度敏感,青藏高原四季气温普遍上升,近 30 a 土壤温度以约 0.04℃/a 的速率上升,其中秋冬增温过程最为显著,土壤温度增温过程与之相似,增温速率随深度增加而减缓<sup>[44-46]</sup>。

由图 7 和图 8 可知,从 1 月开始随着气温的升高,土壤温度逐渐上升,4 月 0℃锋面出现,标志着多年冻土层开始融化,活动层增厚。8 月温度曲线上半部分达到最右端,10 月 0℃锋面到达一年中最深的位置,同时 ALT 也达到最大值 1.77 m。自 9 月起,温度曲线开始向左移动,10 月,活动层上下表面相向移动,温度曲线形状改变并继续向左,最终上下两个冻结锋面相遇,活动层完全冻结<sup>[39,47-48]</sup>。在温度传递过程中,不同深度土壤对于温度变化的响应存在滞后现象,使用双曲正切函数拟合土壤深度与滞后天数, $R^2=0.991$ ,公式为

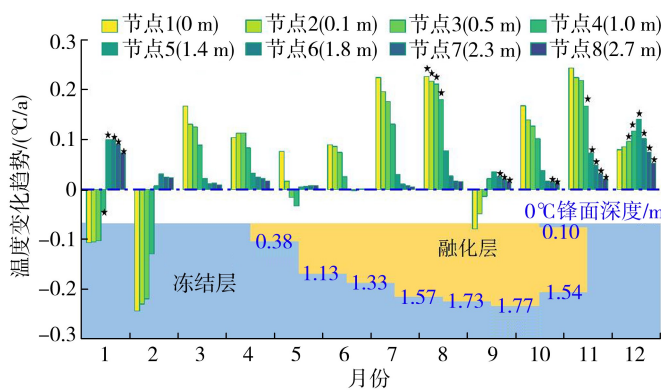


图 7 黄河上游高原区多年冻土不同深度土壤各月温度变化趋势(2008—2018 年)  
Fig. 7 Monthly temperature variation trends at different soil depths in permafrost of plateau region of the upper reaches of the Yellow River (2008-2018)

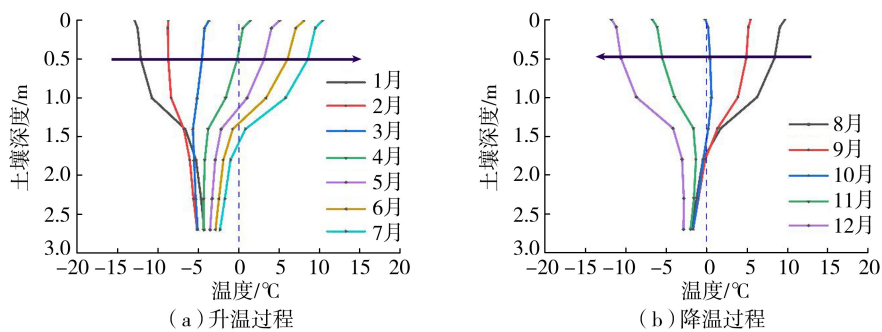


图 8 黄河上游高原区多年冻土剖面温度变化过程(2008—2018 年)  
Fig. 8 Temperature variation process of permafrost soil profiles in plateau region of the upper reaches of the Yellow River (2008-2018)

$y = 53 \times \{0.495 \times \tanh[2.478 \times (x - 1.407)] + 0.484\}$ 。土层深度不超过 1 m 的土壤节点对温度的响应十分迅速,在 1~2 m 深度区间,滞后天数随深度增加迅速增多,2 m 深度处温度滞后约 40 d。土壤温度的滞后效应过滤了短期的气温波动变化,选择一定深度的土壤节点进行温度观测,更加适合说明地区长时间尺度的气候变化情况。

4 结 语

唐乃亥水文站以上流域水文过程的模拟结果显示,VIC 模型率定期和验证期内径流过程的纳什效率系数和相关系数均较高,年径流量误差控制在合理范围内,土壤温度、活动层厚度及土壤水分的模拟结果也与实际观测吻合良好,证明 VIC 模型在黄河上游高原区具有较好的适用性。多年冻土可依据年均地温划分为高温和低温两种类型,其中高温多年冻土分布较广,面积占比为 69%。低温多年冻土主要分布于海拔 4000 m 以上的山地地区,该类冻土 ALT 增厚速率更高,对气候变化的响应也更为敏感。土壤含水(冰)量普遍呈减少趋势,上层土壤的含水量和含冰量在 3 层土壤中减少幅度最小,黄河源区西北部的下层土壤含水(冰)量减少速率快,湟水源区的深层土壤含水(冰)量保持稳定或略有增加。土壤温度对气温变化高度敏感,整体呈上升趋势,其中秋冬增温过程最为显著,增温速率随土壤深度增加而减缓。

参考文献:

[ 1 ] 卫丁,赵廷虎,穆彦虎,等. 气候变暖背景下沱沱河盆地多年冻土与融区地温过程研究[J]. 冰川冻土,2022,44(2):427-436. (Wei Ding,Zhao Tinghu,Mu Yanhu,et al. Permafrost and taliks and their changes on the south and north banks of the Tuotuo River in the Qinghai-Tibet Plateau under the climate warming[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2022,44(2): 427-436. (in Chinese))  
[ 2 ] You Yanhui, Guo Lei, Yu Qihao, et al. Spatial variability and influential factors of active layer thickness and permafrost temperature change on the Qinghai-Tibet Plateau from 2012 to 2018[J]. Agricultural and Forest Meteorology,2022,318:108913.



[ 3 ] 罗栋梁,金会军,吴青柏,等. 天然状态下多年冻土区活动层厚度研究进展与展望[J]. 冰川冻土,2023,45(2):558-574. ( Luo Dongliang,Jin Huijun,Wu Qingbai,et al. Active layer thickness ( ALT) in permafrost regions under natural/undisturbed state:a review[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2023,45(2):558-574. ( in Chinese) )

[ 4 ] Mountain Research Initiative EDW Working Group. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world[J]. Nature Climate Change,2015,5(5):424-430.

[ 5 ] 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 it changes[J]. Hydrogeology & Engineering Geology,2013,40(1):1-11. ( in Chinese) )

[ 6 ] Sheng Yu, Ma Shuai, Cao Wei, et al. Spatiotemporal changes of permafrost in the headwater area of the Yellow River under a changing climate[J]. Land Degradation & Development,2020,31(1):133-152.

[ 7 ] Wang Taihua, Yang Dawen, Yang Yuting, et al. Unsustainable water supply from thawing permafrost on the Tibetan Plateau in a changing climate[J]. Science Bulletin,2023,68(11):1105-1108.

[ 8 ] 沈琦,罗栋梁,陈方方,等. 1980—2019年黄河源区冻土影响下水源涵养空间格局[J]. 地理研究,2025,44(3):876-890. ( Shen Qi,Luo Dongliang,Chen Fangfang,et al. Spatial patterns of water conservation under the influence of permafrost in the Source Area of the Yellow River from 1980 to 2019[J]. Geographical Research,2025,44(3):876-890. ( in Chinese) )

[ 9 ] 丁永建,张世强,吴锦奎,等. 中国冰冻圈水文过程变化研究新进展[J]. 水科学进展,2020,31(5):690-702. ( Ding Yongjian,Zhang Shiqiang,Wu Jinkui,et al. Recent progress on studies on cryospheric hydrological processes changes in China [J]. Advances in Water Science,2020,31(5):690-702. ( in Chinese) )

[ 10 ] Liang Xu, Lettenmaier D P, Wood E F, et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models[J]. Journal of Geophysical Research:Atmospheres,1994,99(D7):14415-14428.

[ 11 ] Liang Xu, Wood E F, Lettenmaier D P. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model:evaluation and modification [J]. Global and Planetary Change,1996,13(1/2/3/4):195-206.

[ 12 ] 王红,何海,吴志勇,等. VIC模型在季节性冻土区水文模拟适用性研究[J]. 湖北农业科学,2022,61(8):35-42. ( Wang Hong,He Hai,Wu Zhiyong,et al. Hydrological simulation of VIC model in seasonal frozen soil area applicability research[J]. Hubei Agricultural Sciences,2022,61(8):35-42. ( in Chinese) )

[ 13 ] Cherkauer K A, Lettenmaier D P. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin [J]. Journal of Geophysical Research:Atmospheres,1999,104(D16):19599-19610.

[ 14 ] Cuo Lan, Zhang Yongxin, Bohn T J, et al. Frozen soil degradation and its effects on surface hydrology in the northern Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research:Atmospheres,2015,120(16):8276-8298.

[ 15 ] 王国庆,张建云. 环境变化的径流效应研究进展及黄河水源涵养区研究展望[J]. 水资源保护,2024,40(2):1-8. ( Wang Guoqing,Zhang Jianyun. Research progress on runoff effects of environmental changes and prospects for research on the Yellow River water source conservation area[J]. Water Resources Protection,2024,40(2):1-8. ( in Chinese) )

[ 16 ] 王静,胡兴林. 黄河上游主要支流径流时空分布规律及演变趋势分析[J]. 水文,2011,31(3):90-96. ( Wang Jing,Hu Xinglin. Runoff space-time distribution rule and evolution tendency of Yellow River upstream and main tributaries[J]. Journal of China Hydrology,2011,31(3):90-96. ( in Chinese) )

[ 17 ] Zou Defu, Zhao Lin, Sheng Yu, et al. A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau[J]. The Cryosphere,2017,11(6):2527-2542.

[ 18 ] Lohmann D, Raschke E, Nijssen B, et al. Regional scale hydrology:I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model [J]. Hydrological Sciences Journal,1998,43(1):131-141.

[ 19 ] Lohmann D A G, Nolte-Holube R, Raschke E. A large-scale horizontal routing model to be coupled to land surface parametrization schemes[J]. Tellus A,1996,48(5):708-721.

[ 20 ] 肖渝,孙若辰,王琛,等. 基于UQ-PyL的SWAT模型参数不确定性分析综合评估[J]. 南水北调与水利科技(中英文),2023,21(2):233-247. ( Xiao Yu,Sun Ruochen,Wang Chen,et al. Comprehensive evaluation of parameter uncertainty analysis of SWAT model based on UQ-PyL[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology,2023,21(2):233-247. ( in Chinese) )

[ 21 ] Wang Chen, Duan Qingyun, Gong Wei, et al. An evaluation of adaptive surrogate modeling based optimization with two benchmark problems[J]. Environmental Modelling & Software,2014,60:167-179.

[ 22 ] He Jie, Yang Kun, Tang Wenjun, et al. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China [J]. Scientific Data,2020,7(1):25.

[23] 吴佳,高学杰.一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比[J].地球物理学报,2013,56(4):1102-1111. (Wu Jia,Gao Xuejie. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets[J]. Chinese Journal of Geophysics,2013,56(4):1102-1111. (in Chinese))

[24] Hansen M C,Defries R S,Townshend J R G,et al. Global land cover classification at 1 km spatial resolution using a classification tree approach[J]. International Journal of Remote Sensing,2000,21(6/7):1331-1364.

[25] Nijssen B,Schnur R,Lettenmaier D P. Global retrospective estimation of soil moisture using the variable infiltration capacity land surface model,1980-93[J]. Journal of Climate,2001,14(8):1790-1808.

[26] Lee M H,Chen Y J. Markov chain random field kriging for estimating extreme precipitation at unevenly distributed sites[J]. Journal of Hydrology,2023,616:128591.

[27] 张珂,戴钰,刘林鑫,等.考虑植被根系深度动态变化的 VIC 径流模拟模型[J].水资源保护,2024,40(3):28-34. (Zhang Ke,Dai Yu,Liu Linxin,et al. VIC model for runoff simulation considering dynamic changes of vegetation root depth[J]. Water Resources Protection,2024,40(3):28-34. (in Chinese))

[28] 宋伟华,沈延青,赵梦龙,等.黄河龙羊峡至刘家峡区间主要梯级水库洪水调度研究[J].人民黄河,2023,45(8):73-78. (Song Weihua,Shen Yanqing,Zhao Menglong,et al. Study on flood regulation of cascade reservoirs in the upper reaches of the Yellow River between Longyangxia and Liujiayia[J]. Yellow River,2023,45(8):73-78. (in Chinese))

[29] 孙苗苗,石朋,瞿思敏,等. VIC 模型系统微分响应参数率定方法在大坡岭流域的应用[J].中国农村水利水电,2021(12):122-128. (Sun Miaomiao,Shi Peng,Qu Simin,et al. Application of the system response parameter calibration method for VIC model in dapoling catchment[J]. China Rural Water and Hydropower,2021(12):122-128. (in Chinese))

[30] 王雪妮,吕世华,姚闯,等.黄河源积雪期土壤温湿及冻融特征分析与模拟[J].高原山地气象研究,2021,41(1):17-26. (Wang Xueni,Lyu Shihua,Yao Chuang,et al. Analysis and simulation of the characteristics of soil temperature,soil moisture and freezing-thawing during snow cover duration in source region of the Yellow River[J]. Plateau and Mountain Meteorology Research,2021,41(1):17-26. (in Chinese))

[31] 高怡婷,罗栋梁,陈方方,等.黄河源头区地面热状态及冻融特征[J].地理学报,2023,78(3):604-619. (Gao Yiting,Luo Dongliang,Chen Fangfang,et al. Characteristics of the thermal regime and freeze-thaw cycles on the ground surface in permafrost regions in the headwater area of the Yellow River[J]. Acta Geographica Sinica,2023,78(3):604-619. (in Chinese))

[32] Qin Yanhui,Wu Tonghua,Zhao Lin,et al. Numerical modeling of the active layer thickness and permafrost thermal state across Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research:Atmospheres,2017,122(21):11604-11620.

[33] 齐木荣,马千惠,杨清华,等.青藏高原冻结期地表热储分析:以鄂陵湖畔草地为例[J].高原气象,2020,39(6):1270-1281. (Qi Murong,Ma Qianhui,Yang Qinghua,et al. Analysis of surface heat storage in frozen periods of Qinghai-Xizang Plateau:take the study of the grassland near ngoring lake for example[J]. Plateau Meteorology,2020,39(6):1270-1281. (in Chinese))

[34] Ju Qin,Shen Tongqing,Zhao Wenjie,et al. Simulation and prediction of changes in maximum freeze depth in the source region of the Yellow River under climate change[J]. Science of the Total Environment,2023,905:167136.

[35] 王冰杰,孙颖,胡婷,等.基于再分析资料的近百年中国极端冷事件的变化[J].气候变化研究进展,2023,19(4):403-417. (Wang Bingjie,Sun Ying,Hu Ting,et al. Changes of extreme cold events in China over the last century based on reanalysis data [J]. Climate Change Research,2023,19(4):403-417. (in Chinese))

[36] Chen Xuegao,Yu Zhongbo,Lin Hui ,et al. Hydrological responses to permafrost degradation on Tibetan Plateau under changing climate[J]. Water Science and Engineering,2024,17(3):209-216.

[37] 罗栋梁,金会军,林琳,等.黄河源区多年冻土温度及厚度研究新进展[J].地理科学,2012,32(7):898-904. (Luo Dongliang,Jin Huijun,Lin Lin,et al. New progress on permafrost temperature and thickness in the source area of the Huanghe River[J]. Scientia Geographica Sinica,2012,32(7):898-904. (in Chinese))

[38] 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 suprapermafrost water:a case study in the source area of the Yellow River[J]. Hydrogeology & Engineering Geology,2023,50(6):3-13. (in Chinese))

[39] Cao Wei,Sheng Yu,Wu Jichun,et al. Soil hydrological process and migration mode influenced by the freeze-thaw process in the activity layer of permafrost regions in Qinghai-Tibet Plateau[J]. Cold Regions Science and Technology,2021,184:103236.

[40] 杜二计,杨斌,谭昌海,等.青藏高原唐古拉地区活动层厚度分布特征及其影响因素[J].冰川冻土,2022,44(2):376-386. (Du Erji,Yang Bin,Tan Changhai,et al. Distribution characteristics and its influencing factors of active layer thickness in

Tanggula area on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2022,44(2):376-386. (in Chinese))

[41] Chen Xuegao,Yu Zhongbo,Lin Hui,et al. Hydrological responses to permafrost degradation on Tibetan Plateau under changing climate[J]. Water Science and Engineering,2024,17(3):209-216.

[42] Jin Xiaoying,Jin Huijun,Luo Dongliang,et al. Impacts of permafrost degradation on hydrology and vegetation in the source area of the Yellow River on Northeastern Qinghai-Tibet Plateau, Southwest China[J]. Frontiers in Earth Science,2022,10:845824.

[43] Song Lei,Wang Lei,Luo Dongliang,et al. Assessing hydrothermal changes in the upper Yellow River Basin amidst permafrost degradation[J]. NPJ Climate and Atmospheric Science,2024,7(1):57.

[44] 李万志,马海玲,庞昕玮,等. 气候变暖背景下青海三江源区季节冻土冻融特征研究[J]. 冰川冻土,2023,45(4):1233-1241. (Li Wanzhi,Ma Hailing,Pang Xinwei,et al. Study on the characteristics of freezing and thawing of the seasonally frozen ground in the Three-River Source Region of Qinghai under warming climate[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2023,45(4):1233-1241. (in Chinese))

[45] Duan Jianping,Li Lun,Chen Liang,et al. Time-dependent warming amplification over the Tibetan Plateau during the past few decades[J]. Atmospheric Science Letters,2020,21(10):e998.

[46] Qin Yue,Lei Huimin,Yang Dawen,et al. Long-term change in the depth of seasonally frozen ground and its ecohydrological impacts in the Qilian Mountains,northeastern Tibetan Plateau[J]. Journal of Hydrology,2016,542:204-221.

[47] Fang Jinzhu,Yi Peng,Stockinger M,et al. Investigation of factors controlling the runoff generation mechanism using isotope tracing in large-scale nested basins[J]. Journal of Hydrology,2022,615:128728.

[48] Luo Dongliang,Jin Huijun,Lyu Lanzhi,et al. Spatiotemporal characteristics of freezing and thawing of the active layer in the source areas of the Yellow River (SAYR)[J]. Chinese Science Bulletin,2014,59(24):3034-3045.

(收稿日期:2024-11-13 编辑:刘晓艳)

(上接第52页)

[24] Joyce R J,Janowiak J E,Arkin P A,et al. CMORPH: a method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution[J]. Journal of Hydrometeorology,2004,5(3):487-503.

[25] 吴佳,高学杰. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比[J]. 地球物理学报,2013,56(4):1102-1111. (Wu Jia,Gao Xuejie. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets[J]. Chinese Journal of Geophysics,2013,56(4):1102-1111. (in Chinese))

[26] 冯平,张立斌,李建柱,等. 目标函数对滦河流域 SWAT 模型径流模拟不确定性的影响[J]. 水资源保护,2023,39(2):17-24. (Feng Ping,Zhang Libin,Li Jianzhu,et al. Influence of objective function on uncertainty of SWAT model runoff simulation in the Luanhe River Basin[J]. Water Resources Protection,2023,39(2):17-24. (in Chinese))

[27] 中华人民共和国水利部. 水文情报预报规范:GB/T 22482—2008[S]. 北京:中国标准出版社,2008.

[28] 李致家,龚俊超,孙明坤. 中国半湿润流域 WRF-Hydro 模型参数敏感性分析[J]. 河海大学学报(自然科学版),2023,51(5):1-8. (Li Zhijia,Gong Junchao,Sun Mingkun. Parametric sensitivity analysis of WRF-Hydro model in a semi-humid watershed of China[J]. Journal of Hohai University( Natural Sciences),2023,51(5):1-8. (in Chinese))

[29] 郭晨煜,吕海深,朱永华,等. WRF-Hydro 模型参数在河西内陆河流域的敏感性分析[J]. 水利水电科技进展,2023,43(6):120-127. (Guo Chenyu,Lyu Haishen,Zhu Yonghua,et al. Sensitivity analysis of WRF-Hydro model parameters in Hexi Inland River Basin[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2023,43(6):120-127. (in Chinese))

[30] 刘松,余敦先,张利平,等. 基于 Morris 和 Sobol 的水文模型参数敏感性分析[J]. 长江流域资源与环境,2019,28(6):1296-1303. (Liu Song,She Dunxian,Zhang Liping,et al. Sensitivity analysis of hydrological model parameters based on Morris and Sobol[J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin,2019,28(6):1296-1303. (in Chinese))

(收稿日期:2024-10-06 编辑:刘晓艳)