

DOI: 10.13758/j.cnki.tr.2022.01.021

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

基于 SHAW 模型的青海湖流域土壤温度模拟^①

谢婷, 马育军*, 杨晨

(中山大学地理科学与规划学院, 广州 511400)

摘要: 土壤温度与地气间能量交换、水分循环密切相关, 影响着植被生长乃至区域生态安全。本文首先分析了青海湖流域 2018 年 10 月至 2020 年 7 月实测的不同深度土壤温度变化特征, 然后结合 2018 年 10 月至 2019 年 8 月土壤温度对 SHAW 模型进行了率定, 并根据 2019 年 9 月至 2020 年 7 月观测数据对率定参数进行了验证, 在此基础上探究了植被和土壤参数对土壤温度变化的影响。结果表明: ①伴随深度增加, 土壤温度的变化幅度逐渐减小, 5 cm 深度逐日平均土壤温度的极差达到 25.50 °C, 而 35 cm 深度极差为 20.19 °C, 均远低于相同时期气温的极差(36.32 °C); ②率定期各层土壤温度的纳什效率系数(NSE)均高于 0.94, 均方根误差(RMSE)由表层(1.91 °C)至深层(0.86 °C)逐渐减小, 模型模拟精度随着土层深度增加而提高; 验证期各评价指标略低于率定期, 但各层 NSE 均超过 0.93, RMSE 由浅层的 1.98 °C 降低至最深层的 0.98 °C, 说明 SHAW 模型可以模拟青海湖流域土壤温度的动态变化; ③土壤温度变化与叶面积指数、土壤容重均呈负相关关系, 饱和导水率、孔径指数和进气势分别降低 60%、40% 和 30% 以后, 土壤温度才有明显响应。

关键词: SHAW 模型; 土壤温度; 植被特征; 土壤属性; 青海湖流域

中图分类号: P942; P934 **文献标志码:** A

Simulation of Soil Temperature in Qinghai Lake Watershed by SHAW Model

XIE Ting, MA Yujun*, YANG Chen

(School of Geography and Planning, Sun Yat-sen University, Guangzhou 511400, China)

Abstract: Soil temperature is closely related to energy exchange and water cycle between land surface and atmosphere, and further affects the vegetation growth and regional ecological security. This study first analyzed the change characteristics of measured soil temperature at different soil depths from October 2018 to July 2020 in Qinghai Lake watershed, then calibrated the SHAW model based on the soil temperature from October 2018 to August 2019 and further verified it using the measured data from September 2019 to July 2020. At last, the effects of vegetation and soil parameters on soil temperature change were explored. The results showed that: 1) The change range of soil temperature decreased with increasing soil depth, i.e., the range of mean daily soil temperature was 25.50 °C at 5 cm depth, and 20.19 °C at 35 cm depth, both of which were much lower than the corresponding range of air temperature (36.32 °C). 2) During the calibration period of the SHAW model, the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient (NSE) of soil temperature was higher than 0.94 at all layers, and the root mean square error (RMSE) gradually decreased from the surface (1.91 °C) to the deep layer (0.86 °C). In general, the simulation accuracy of the model increased with the increase of soil depth. The evaluation indexes during the validation period were all slightly lower than those in the calibration period. However, the NSE of each layer exceeded 0.93, and the RMSE reduced from 1.98 °C in the shallowest layer to 0.98 °C in the deepest layer, indicating that the SHAW model could be used to simulate the change of soil temperature in the Qinghai Lake watershed. 3) The change of soil temperature was negatively correlated with the leaf area index and soil bulk density. In addition, soil temperature responded significantly to saturated conductivity, pore-size distribution index and air-entry potential only when they decreased by 60%, 40% and 30%, respectively.

Key words: SHAW model; Soil temperature; Vegetation characteristics; Soil properties; Qinghai Lake watershed

①基金项目: 国家自然科学基金项目(41771026, 41730854)资助。

* 通讯作者(mayujun3@mail.sysu.edu.cn)

作者简介: 谢婷(1996—), 女, 广东揭阳人, 硕士研究生, 主要研究方向为生态水文。E-mail: xiet55@mail2.sysu.edu.cn

独特的地理位置加上高大复杂的地形致使青藏高原的生态环境极易受气候变化和人类活动影响,而青藏高原生态系统的改变又将引起区域乃至全球环流变化,进而影响生态安全^[1-3]。位于青藏高原东北部的青海湖流域不仅是全球气候变化的敏感区之一,也是维护青藏高原生态安全的重要屏障,其地表辐射平衡和热量传输状况影响着区域生态系统的稳定^[4-5]。

土壤温度作为土壤热力性质的重要参量,通过调节水分相态转变及其运动,在物理、生物等过程中起着至关重要的作用,是气候变化、冻土稳定性和生态安全的关键影响因素之一^[6-8]。土壤温度的长期变化趋势是准确了解气候变化情况的有效方式^[9],1960—2014 年青藏高原土壤温度呈现显著的上升趋势,浅层(0~20 cm)土壤温度的增幅达到 0.36 °C/10 a,深层(40~320 cm)则为 0.37 °C/10 a^[10]。土壤温度的升高将导致多年冻土退化,活动层厚度增加并将多年冻土中贮存的碳释放到大气中,加剧环境恶化和气候变化^[11-13]。另外,土壤温度升高还将引起高寒草甸生态系统的退化,对区域生态安全造成威胁^[14]。因此,土壤温度是影响青藏高原生态环境变化的重要因素。

青藏高原特殊的环境条件致使大量安装仪器进行土壤温度观测非常困难,观测数据的精度也难以保证,影响了相关研究的开展,而将土壤与其环境的物质能量交换过程通过数学描述融入模型成为该地区获取土壤温度的有效方法^[15]。SHAW 模型(simultaneous heat and water model)作为一维垂直陆面过程模型,不仅能够模拟植物冠层、积雪、土壤以及残余物中水热及溶质转移,而且对土壤冻融过程、土壤湿度、蒸散发等均可实现比较准确的模拟^[16]。目前运用 SHAW 模型模拟青藏高原土壤温度动态变化的研究多数集中在中部、南部和祁连山地区^[17-23],而其在青海湖流域的适用性尚未得到验证。因此,本研究在分析 2018 年 10 月至 2020 年 7 月青海湖流域不同深度土壤温度变化情况的基础上,结合 SHAW 模型进行土壤温度模拟,利用多个评价指标评估模型模拟效果,最后逐步改变植被特征和土壤属性以探究影响土壤温度变化的关键参数。研究结果将为 SHAW 模型在青海湖流域的应用以及定量评估不同环境因素对土壤温度的影响提供依据。

1 研究方法

1.1 实验观测

观测站位于青海湖流域沙柳河子流域

(100.26°E、37.24°N),海拔高度 3 212 m,观测时段内(2018 年 10 月 17 日至 2020 年 7 月 31 日)该地平均气温 -0.88 °C,平均相对湿度 64.26%,平均风速 2.53 m/s。观测气象数据包括距离地面 1.5 m 气温和相对湿度(HMP155A, Vaisala, 芬兰)、降水量(TE525, CSI, 美国)、风速(WindSonic, Gill, 英国)、四分量辐射(CNR4, Kipp & Zonen, 荷兰)等,5、15、25、35 cm 深度土壤温度通过埋设的土壤温度传感器(5TE, Decagon, 美国)进行观测,所有观测数据自动记录的时间间隔为 10 min。

1.2 模型简介

Flerchinger 和 Saxton^[24]于 1989 年开发了用于模拟土壤冻融过程的 SHAW 模型,该模型能够模拟包含植被、积雪等在内的一维剖面中热量、水分及溶质的转移过程,而且对整个系统物质和能量交换的物理过程有详细清晰的数学描述,通过同步计算热量、水分和溶质通量以较为精确地模拟土壤温度动态变化、辐射通量平衡等^[23]。

模型需要的输入数据包括站点数据、气象数据、土壤水热数据、植被特征等。其中,站点数据包括观测站的经纬度、海拔高度、坡度、坡向;气象数据包括逐日或逐小时的温度、风速、相对湿度、降水量、新降雪密度和太阳总辐射等;土壤水热数据包括模拟开始与结束时的土壤温度与含水量;植被特征包括高度、生物量、叶面积指数、植物阻力等。

1.3 模拟设计

利用 2018 年 10 月 17 日至 2019 年 8 月 31 日观测的气象、土壤及植被数据对 SHAW 模型进行率定,模拟 5、15、25、35 cm 深度土壤温度的变化过程,然后利用 2019 年 9 月 1 日至 2020 年 7 月 31 日各层土壤温度数据对率定参数进行验证。5、15、25、35 cm 的土壤温度及水分初始数据采用观测值,各层土壤参数中土壤机械组成、有机质含量和容重采用实测值,土壤水力参数通过模型自行计算并依据模拟结果进行率定,最终土壤参数的设定如表 1。植株高度、叶面积指数、生根深度、叶宽等植被参数通过实地测量获取,而其余植被参数如叶片阻力、根系阻力、气孔阻力指数等均采用模型的建议值。

植被特征影响着地表对太阳辐射的反射和吸收,而土壤属性则影响着热量在土壤内部的传输及其热辐射变化,因此植被特征和土壤属性是影响土壤温度变化的重要因子^[25-27]。为了探究植被特征和土壤属性中对土壤温度变化具有显著影响的关键参数,按照 10% 的间隔由 -100% ~ 100% 分别改变叶面积指

表 1 SHAW 模型各层土壤参数设定
Table 1 Soil parameters of SHAW model at different layers

土层深度 (cm)	砂粒含量 (g/kg)	粉粒含量 (g/kg)	黏粒含量 (g/kg)	有机质含量 (g/kg)	土壤容重 (kg/m ³)	饱和导水率 (cm/h)	进气势 (m)	饱和含水量 (m ³ /m ³)	孔径指数
0	575.6	402.9	21.5	41.2	1 370	3.27	-0.10	0.57	4.14
5	575.6	402.9	21.5	41.2	1 370	3.27	-0.10	0.57	4.14
15	536.9	434.0	29.1	32.9	1 370	3.20	-0.10	0.46	4.23
25	409.0	546.5	44.6	23.2	1 380	3.13	-0.10	0.40	3.47
35	367.4	583.2	49.4	24.0	1 470	3.07	-0.10	0.35	3.53

数、植被反照率、干生物量、土壤容重、有机质含量、饱和导水率、孔径指数、进气势等参数，以比较各参数变化条件下土壤温度的波动情况。

1.4 模拟结果评估

选取拟合优度(R^2)、均方根误差(RMSE)和纳什效率系数(NSE)评估 SHAW 模型对于各层土壤温度的模拟效果，具体公式如下：

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

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

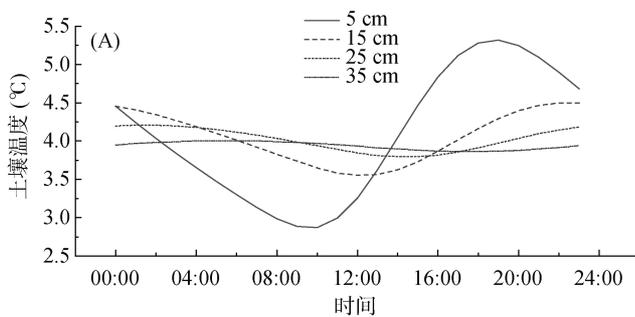
$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2} \quad (3)$$

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。 R^2 和NSE越趋近于1，RMSE越接近于0，表明模拟效果愈佳。

2 结果与讨论

2.1 基于观测的土壤温度动态变化

图 1 展示了 2018 年 10 月至 2020 年 7 月各土层



土壤温度观测值的日变化和年变化情况。从土壤温度的日变化看(图 1A)，其变化幅度的大小与深度呈负相关关系，5 cm 深度土壤温度的极差可达 2.45 °C，而 35 cm 深度仅为 0.14 °C。5 cm 和 15 cm 深度土壤温度的趋势表现为“降-升-降”，25 cm 和 35 cm 则相反，各层土壤温度最低值分别于 10:00、12:00、15:00 和 17:00 出现，而最高值则分别出现在 19:00、22:00、1:00 和 5:00，可以看出伴随土层深度增加，土壤温度最值出现的时间存在明显滞后，这与拉萨灌丛草甸区的研究结论相似^[28]。图 1B 显示各层土壤温度均呈现近似正弦曲线的周期性变化，观测期内土壤温度从 2 月上旬开始上升，4 月中旬高于 0 °C，8 月中旬达到峰值，而后逐渐下降，12 月中旬低于 0 °C，至次年 2 月再次达到最低。另外，观测期内 5 cm 深度逐日平均土壤温度的极差为 25.50 °C，而 35 cm 深度为 20.19 °C，均远低于同期气温的极差(36.32 °C)，外界环境对浅层土壤的影响大于深层土壤，而且地表能量在土壤内的传输随着深度增加逐渐减少，致使浅层土壤温度波动更加明显^[29]。

2.2 不同深度土壤温度模拟

2018 年 10 月至 2019 年 8 月不同深度土壤温度模拟结果显示(图 2)：各层土壤温度的模拟值变化趋势与观测值基本一致，总体拟合效果较好，与该模型应用于青藏高原其他地区(如唐古拉、那曲等)的效果相似^[18,23]。生长季(4—9 月)土壤温度的模拟效果明显

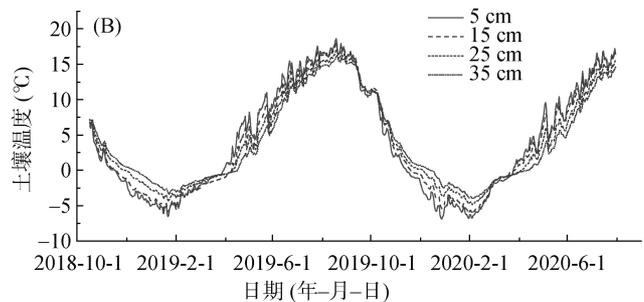


图 1 青海湖流域 2018 年 10 月至 2020 年 7 月不同深度土壤温度日变化和年变化

Fig.1 Daily and annual changes of soil temperatures at different depths in Qinghai Lake watershed from October 2018 to July 2020

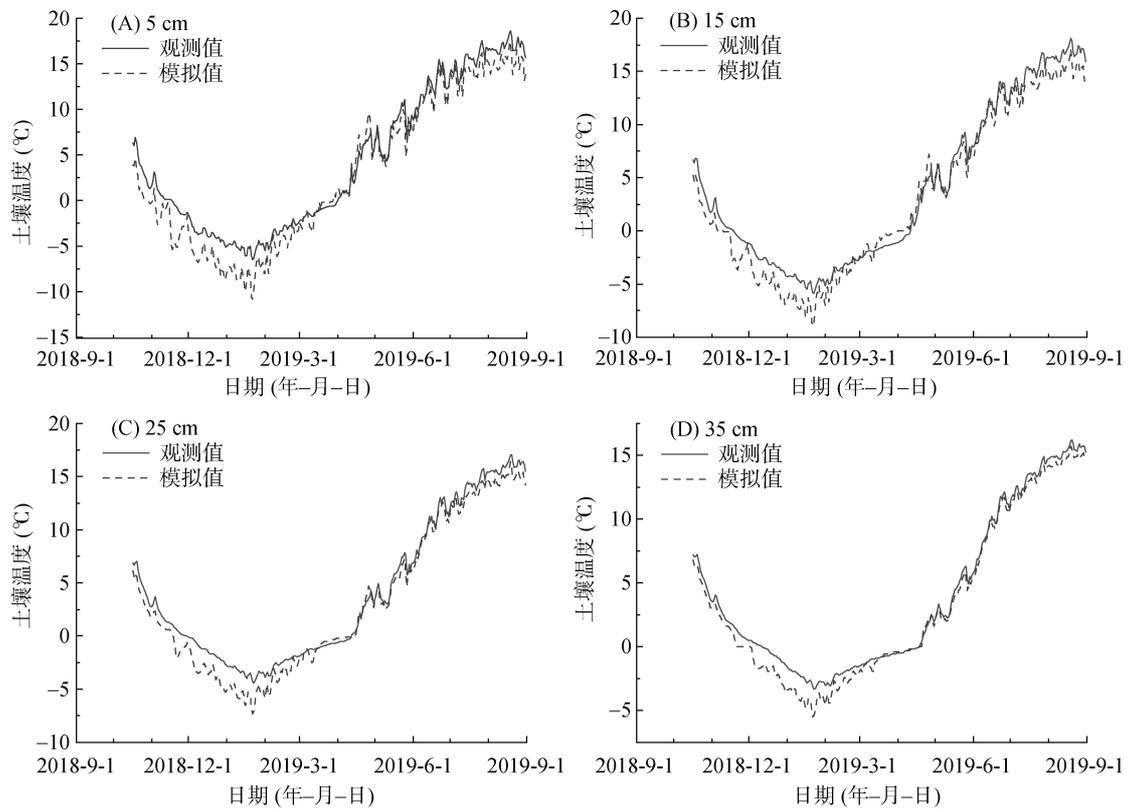


图 2 青海湖流域 2018 年 10 月至 2019 年 8 月不同深度土壤温度观测值与模拟值对比

Fig. 2 Comparison of observed and simulated soil temperatures at different depths in Qinghai Lake watershed from October 2018 to August 2019

优于非生长季(10月至次年3月),主要是因为 SHAW 模型将土壤热通量作为地表向下的能量输入,而土壤热通量是通过能量平衡公式(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土壤热通量的误差密切相关。已有研究表明,土壤热通量误差较大可能是由净辐射模拟偏差大引起^[18]。比较青海湖流域净辐射观测值和模拟值可以发现(图 3),非生长季净辐射模拟偏差明显大于生长季,进而影响了土壤温度的准确模拟。随着深度增加,土壤温度模拟值与观测值的差异不断缩小,5 cm 深度二者的平均差值为 1.36 °C,而 35 cm 深度仅为 0.65 °C,这是由于 SHAW 模拟的热量取决于周围环境的温湿度,因此,周围环境水热条件变化幅度越小,模型模拟的土壤温度值越准确。模拟的 5、15、25 和 35 cm 深度土壤温度最高值均出现在 2019 年 8 月 19 日,除 35 cm 深度比观测值晚 1 d 外,其他深度均与观测值一致;最低值均出现在 2019 年 1 月 22 日,除 5 cm 深度与观测值一致外,其他深度均比观测值晚 1 d。因此,利用 SHAW 模型模拟的土壤温度随着深度增加逐渐出现滞后现象。

率定期土壤温度模拟效果显示(表 2),不同深度

模拟值与观测值之间的拟合优度始终大于 0.97,纳什效率系数均高于 0.94,均方根误差由表层至深层逐渐减小,说明模型的模拟精度随着土层深度增加而提高。

利用 2019 年 8 月至 2020 年 7 月的土壤温度观测数据对率定的模型参数进行验证(图 4),可以发现,

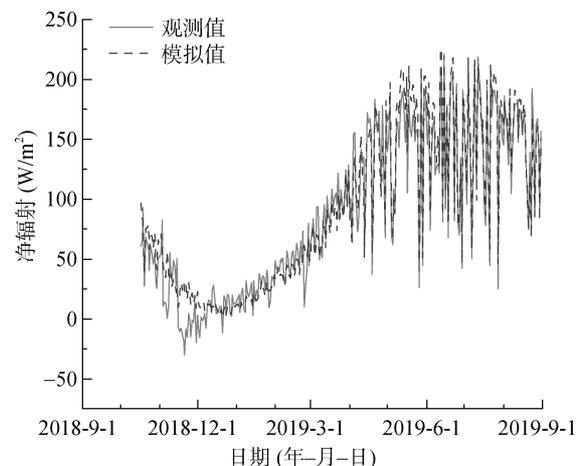


图 3 青海湖流域 2018 年 10 月至 2019 年 8 月净辐射观测值与模拟值对比

Fig. 3 Comparison of observed and simulated net radiation at different depths in Qinghai Lake watershed from October 2018 to August 2019

表 2 SHAW 模型土壤温度模拟效果评估

Table 2 Evaluation of soil temperature simulation by SHAW model

评价指标	5 cm 深度		15 cm 深度		25 cm 深度		35 cm 深度	
	率定	验证	率定	验证	率定	验证	率定	验证
R^2	0.97	0.97	0.98	0.98	0.99	0.98	0.99	0.99
RMSE(°C)	1.91	1.98	1.42	1.86	1.21	1.44	0.86	0.98
NSE	0.94	0.93	0.96	0.93	0.97	0.95	0.98	0.97

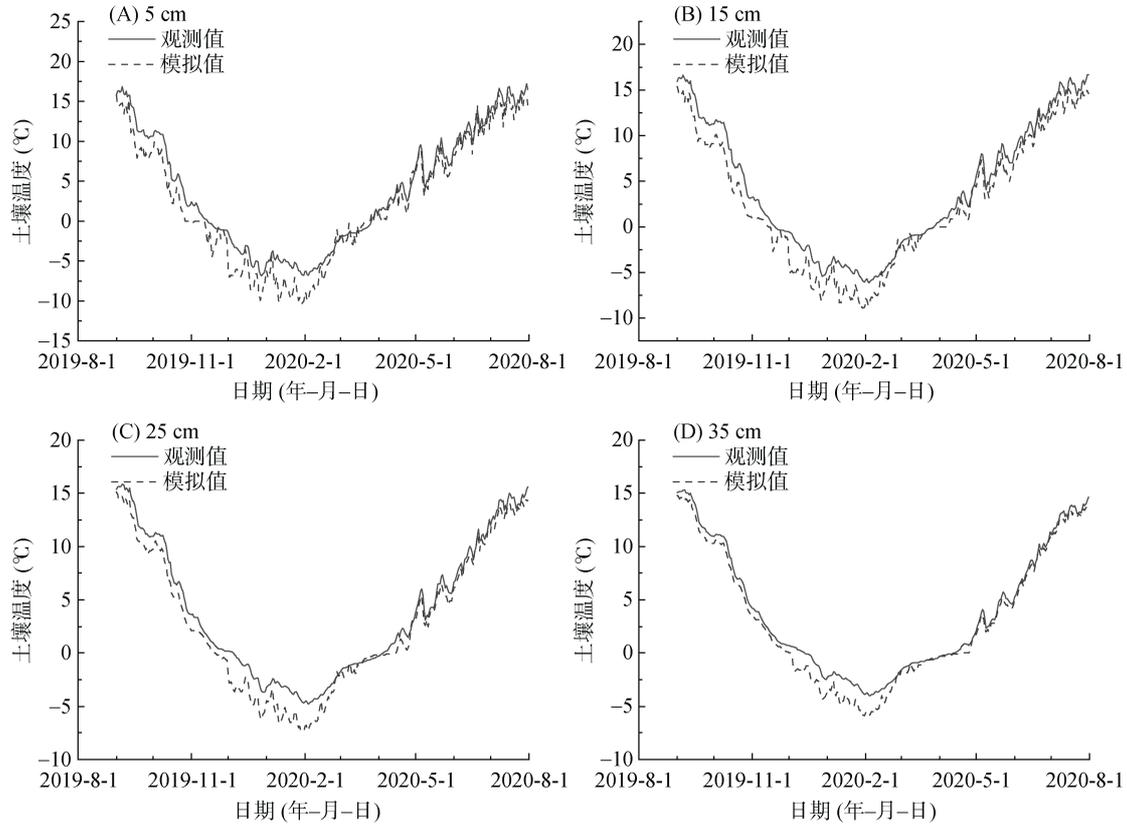


图 4 青海湖流域 2019 年 9 月至 2020 年 7 月不同深度土壤温度验证结果

Fig. 4 Validation of soil temperatures at different depths in Qinghai Lake watershed from September 2019 to July 2020

验证期土壤温度模拟值的变化趋势与观测值基本一致，随着土壤深度增加二者愈接近，而且非生长季的模拟效果不如生长季。结合表 2 可知，验证期 4 层土壤温度的模拟效果表现为拟合优度和纳什效率系数均分别高于 0.97 和 0.93，均方根误差由表层的 1.98 °C 减至最深层的 0.98 °C。与率定期各评价指标相比，验证期略低于率定期，但总体效果较好。因此，SHAW 模型在青海湖流域土壤温度模拟方面具有较好的适用性，能够用于模拟该地区土壤温度的动态变化过程。

2.3 植被特征和土壤属性对土壤温度模拟的影响

植被特征对土壤温度影响的模拟结果显示(图 5)：叶面积指数的影响程度远大于植被反照率和干生物量，随着叶面积指数的增大，土壤温度变化率总体呈现先增加后降低的趋势。当叶面积指数降低 90%

以后，4 层土壤温度的增加幅度均达到最大，分别为 44.30%、32.25%、21.22% 和 10.55%；但当叶面积指数减少 100%(即成为裸地)时，4 层土壤温度的变化率分别为 20.95%、15.30%、9.86% 和 4.64%，这是由于裸土直接接收太阳辐射使土壤温度迅速升高，但缺少植被覆盖致使热量逸失也较快^[30]，因而此时土壤温度升高幅度小于叶面积指数变化率介于-60% ~ -90% 时。比较各层土壤温度的变化率可以发现，土层越深，土壤温度的变化幅度越小，5 cm 深度土壤温度的变化幅度可达 59.60%，而 35 cm 深度仅为 14.22%。

植被反照率改变对土壤温度的影响较小，在 -100%~100% 的变化区间内，土壤温度呈现略微上升趋势，不同深度变化幅度分别为 0.54%、0.36%、0.27% 和 0.20%。干生物量变化对土壤温度的影响非

常微弱，而且 SHAW 模型在干生物量为 0 的条件下无法进行模拟。综上所述，在 3 种植被特征参数中，叶面积指数是土壤温度的敏感性参数，而植被反照率

和干生物量的变化对土壤温度模拟的影响非常小。土壤属性对土壤温度影响的模拟结果显示(图 6)：有机质变化引起的土壤温度变化幅度最小，土壤

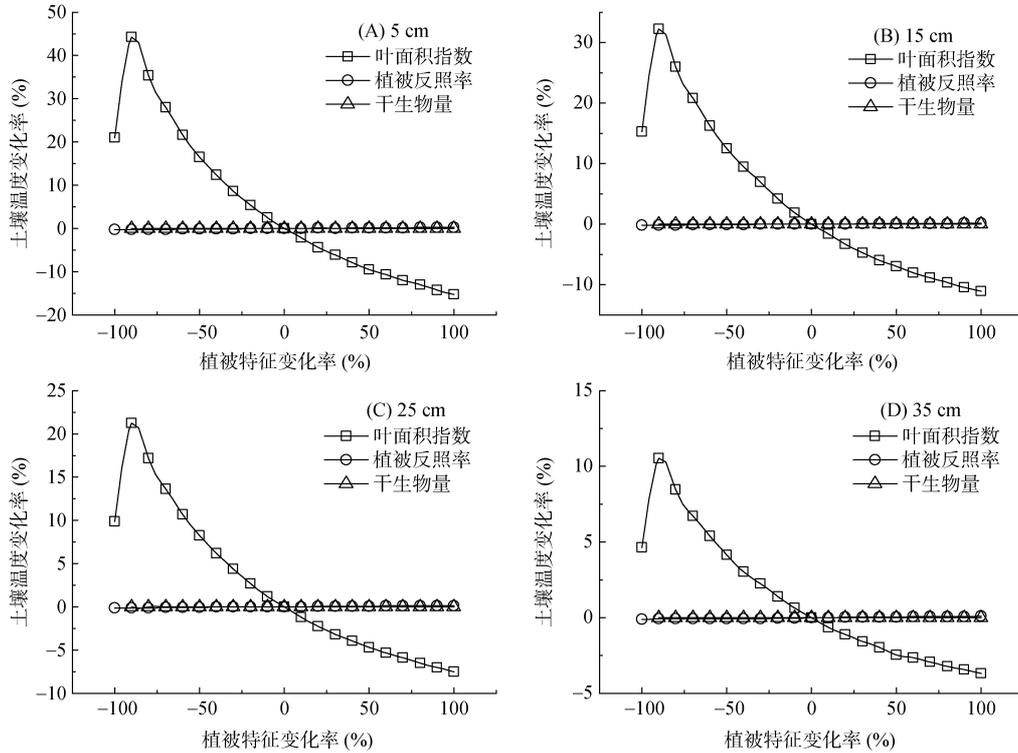


图 5 青海湖流域植被特征变化对不同深度土壤温度的影响

Fig. 5 Changes of soil temperatures at different depths with variation of vegetation characteristics in Qinghai Lake watershed

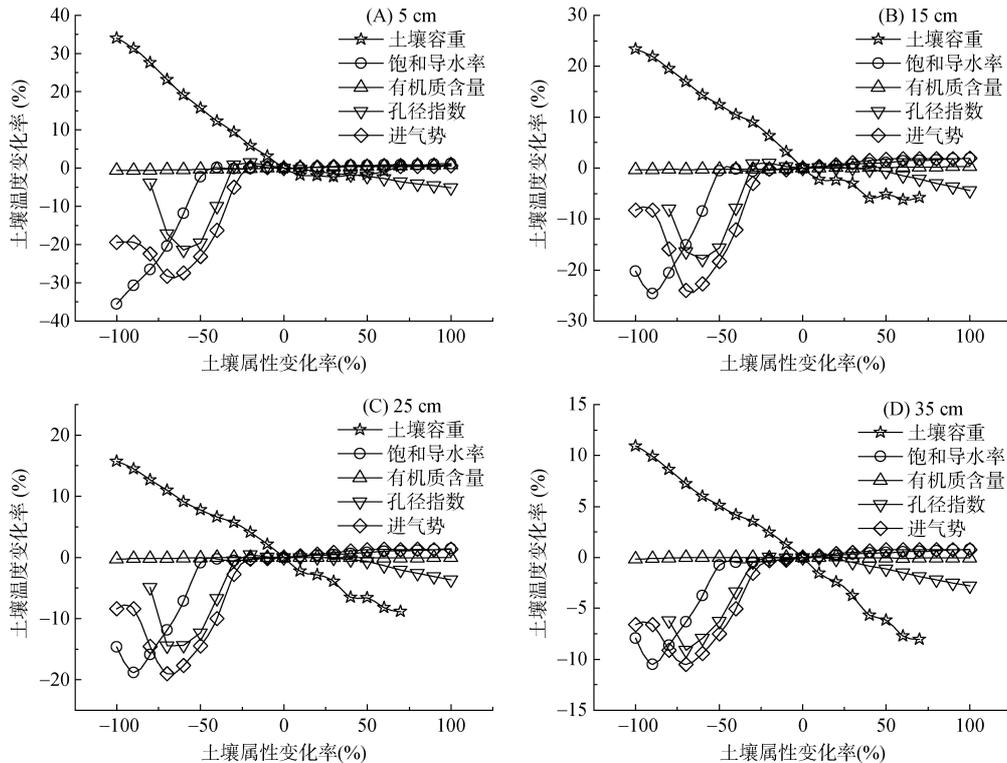


图 6 青海湖流域土壤属性变化对不同深度土壤温度的影响

Fig. 6 Changes of soil temperatures at different depths with variation of soil characteristics in Qinghai Lake watershed

容重变化与土壤温度变化总体呈负相关关系,孔径指数变化后土壤温度表现为先降后升再缓降的趋势,而饱和导水率和进气势改变造成土壤温度的变化大致呈现先降后升的情况。对于土壤容重,受土壤含水量的限制,其变化只能增至 70%,4 层土壤温度最小值分别在土壤容重增加 30%、60%、70% 和 70% 时出现。随着土壤深度增加,土壤容重引起土壤温度变化的幅度逐渐减小,5 cm 深度达到 36.23%,而 35 cm 深度仅为 18.98%。作为草地退化的重要指标之一,土壤容重越大则土壤紧实度越高,土壤孔隙度越小^[31],随着土壤容重增大,5 cm 深度土壤温度变化先降后升,表明植被根系一定程度上减缓了土壤温度升高的速率。此外,有机质含量浅层高于深层(表 1),而且植物根系多分布于浅层,深层土壤孔隙状况不如浅层^[32],因而 15 cm 及以下各层土壤温度随着容重增大而降低。

由于模型中其他参数的限制,孔径指数仅可降低到 -80%,孔径指数偏大或偏小均能引起土壤温度的降低,特别是当其降幅达到 40% 以后,土壤温度开始出现明显变化。饱和导水率引起土壤温度的明显改变出现在 -100%~-60% 之间。进气势降低至 -30% 以后,土壤温度的变化率明显增大,而降低到 -70% 时,受进气势影响的土壤温度变化率达到最低,4 层分别为 -28.28%、-24.03%、-19.06% 和 -10.50%。总而言之,除有机质改变引起的土壤温度变化不明显外,土壤容重、饱和导水率、孔径指数和进气势的变化均能促使土壤温度产生明显改变,但从变化幅度看,土壤容重是引起土壤温度变化最重要的参数,其次是孔径指数。

3 结论

1)研究时段内土壤温度的日变化最值出现时间随着土层深度增加逐渐推迟,土壤温度的年变化趋势则近似正弦曲线。从表层到深层,土壤温度受外界环境的影响逐渐减弱,变化幅度逐渐减小,从 5 cm 到 35 cm 逐日平均土壤温度的极差由 25.50 °C 降低至 20.19 °C,并明显低于相同时期气温的极差(36.32 °C)。

2)SHAW 模型对土壤温度的模拟效果总体较为理想,不同深度土壤温度模拟值的变化趋势与观测值基本一致。率定期土壤温度的 R^2 和 NSE 分别大于 0.97 和 0.94, RMSE 由浅至深逐渐减小;验证期 R^2 和 NSE 分别超过 0.97 和 0.93, RMSE 由表层的 1.98 °C 减至最深层的 0.98 °C。总体而言,该模型较好体现了土壤温度的变化特征,在青海湖流域具有一定的

适用性。

3)叶面积指数、土壤容重变化对土壤温度具有较大影响,而且二者与土壤温度变化总体呈负相关关系。饱和导水率、孔径指数和进气势的减小对土壤温度也有一定影响,尤其是分别减小 60%、40% 和 30% 以后,土壤温度将发生明显变化。另外,随着深度增加,土壤温度受植被特征和土壤属性的影响逐渐减小。

参考文献:

- [1] Guo B, Zhou Y, Zhu J F, et al. Spatial patterns of ecosystem vulnerability changes during 2001-2011 in the three-river source region of the Qinghai-Tibetan Plateau, China[J]. *Journal of Arid Land*, 2016, 8(1): 23-35.
- [2] Zhang J F, Sun J, Ma B B, et al. Assessing the ecological vulnerability of the upper reaches of the Minjiang River[J]. *PLoS One*, 2017, 12(7): e0181825. DOI:10.1371/journal.pone.0181825.
- [3] 刘振元, 张杰, 陈立. 青藏高原植被退化对高原及周边地区大气环流的影响[J]. *生态学报*, 2018, 38(1): 132-142.
- [4] 张金龙, 陈英, 葛劲松, 等. 1977—2010 年青海湖环湖区土地利用/覆盖变化与土地资源管理[J]. *中国沙漠*, 2013, 33(4): 1256-1266.
- [5] 陈骥, 曹军骥, 魏永林, 等. 青海湖北岸高寒草甸草原非生长季土壤呼吸对温度和湿度的响应[J]. *草业学报*, 2014, 23(6): 78-86.
- [6] 杨楠, 范广洲. 2000—2016 年青藏高原土壤温度变化特征分析[J]. *西南大学学报(自然科学版)*, 2019, 41(9): 40-51.
- [7] Hu G J, Zhao L, Li R, et al. Variations in soil temperature from 1980 to 2015 in permafrost regions on the Qinghai-Tibetan Plateau based on observed and reanalysis products[J]. *Geoderma*, 2019, 337: 893-905.
- [8] Yang S H, Li R, Wu T H, et al. Evaluation of reanalysis soil temperature and soil moisture products in permafrost regions on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Geoderma*, 2020, 377: 114583.
- [9] Bai Y Y, Scott T A, Min Q W. Climate change implications of soil temperature in the Mojave Desert, USA[J]. *Frontiers of Earth Science*, 2014, 8(2): 302-308.
- [10] Fang X W, Luo S Q, Lyu S H. Observed soil temperature trends associated with climate change in the Tibetan Plateau, 1960-2014[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2019, 135(1/2): 169-181.
- [11] Yang M X, Nelson F E, Shiklomanov N I, et al. Permafrost degradation and its environmental effects on the Tibetan Plateau: A review of recent research[J]. *Earth-Science Reviews*, 2010, 103(1/2): 31-44.
- [12] Wang D, Li X X, Zou D F, et al. Modeling soil organic carbon spatial distribution for a complex terrain based on geographically weighted regression in the eastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *CATENA*, 2020, 187: 104399.

- [13] 李娜, 王根绪, 高永恒, 等. 青藏高原生态系统土壤有机碳研究进展[J]. 土壤, 2009, 41(4): 512–519.
- [14] Wang G X, Bai W, Li N, et al. Climate changes and its impact on tundra ecosystem in Qinghai-Tibet Plateau, China[J]. Climatic Change, 2011, 106(3): 463–482.
- [15] 阳勇, 陈仁升, 叶柏生, 等. 寒区典型下垫面冻土水热过程对比研究(I): 模型对比[J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1545–1554.
- [16] 段志华, 张钰, 张伟, 等. 评估 4 种寒区陆面、水文过程模式及在青藏高原的应用前景[J]. 水资源与水工程学报, 2012, 23(6): 43–50.
- [17] 周剑, 王根绪, 李新, 等. 高寒冻土地区草甸草地生态系统的能量-水分平衡分析[J]. 冰川冻土, 2008, 30(3): 398–407.
- [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] Guo D L, Yang M X, Wang H J. Characteristics of land surface heat and water exchange under different soil freeze/thaw conditions over the central Tibetan Plateau[J]. Hydrological Processes, 2011, 25(16): 2531–2541.
- [20] 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.
- [21] Zhang Y L, Cheng G D, Li X, et al. Influences of frozen ground and climate change on hydrological processes in an alpine watershed: A case study in the upstream area of the hei'he river, northwest China[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2017, 28(2): 420–432.
- [22] Zhang Y L, Li X, Cheng G D, et al. Influences of topographic shadows on the thermal and hydrological processes in a cold region mountainous watershed in northwest China[J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 2018, 10(7): 1439–1457.
- [23] 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.
- [24] 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.
- [25] Hu H C, Wang G X, Liu G S, et al. Influences of alpine ecosystem degradation on soil temperature in the freezing-thawing process on Qinghai-Tibet Plateau[J]. Environmental Geology, 2009, 57(6): 1391–1397.
- [26] Wang G X, Liu G S, Li C J, et al. The variability of soil thermal and hydrological dynamics with vegetation cover in a permafrost region[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2012, 162/163: 44–57.
- [27] Deng M S, Meng X H, Lyv Y Q, et al. Comparison of soil water and heat transfer modeling over the Tibetan Plateau using two community land surface model (CLM) versions[J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 2020, 12(10): e2020ms002189. DOI:10.1029/2020ms002189.
- [28] 巩玉玲, 王兆锋, 张懿锂, 等. 拉萨灌丛草甸区土壤温度变化特征[J]. 土壤学报, 2016, 53(2): 411–420.
- [29] 卓嘎, 罗布, 巴桑曲珍. 青藏高原那曲中部土壤温湿分布特征[OL]. 2021-07-02, <https://kns.cnki.net/kcms/detail/62.1072.P.20200702.1357.002.html>.
- [30] 张法伟, 郭竹筠, 李以康, 等. 青海湖芨芨草干草原植被退化对土壤温湿特征的影响[J]. 干旱区研究, 2013, 30(2): 219–225.
- [31] 肖翔, 格日才旦, 侯扶江. 青藏高原放牧和地形对高寒草甸群落 α 多样性和土壤物理性质的影响[J]. 草业科学, 2019, 36(12): 3041–3051.
- [32] Li T C, Shao M A, Jia Y H. Application of X-ray tomography to quantify macropore characteristics of loess soil under two perennial plants[J]. European Journal of Soil Science, 2016, 67(3): 266–275.