

基于 SHAW 模型的长江源区水能平衡研究^①

刘艳强¹, 刘欢², 甘永德¹, 吴玉帅^{1*}, 李青青¹

(1 青海大学土木水利学院/黄河上游生态保护与高质量发展实验室, 西宁 810016; 2 中国水利水电科学研究院流域水循环模拟与调控国家重点实验室, 北京 100038)

摘要: 基于长江源唐古拉地区 2020—2021 年土壤水热及气象数据, 运用 SHAW 模型对土壤温湿度进行模拟, 计算土壤水量平衡和地表能量平衡特征。结果表明: ①土壤温度的模拟效果优于土壤湿度, 温度模拟 NSE(纳什效率系数) >0.93 , $R^2>0.97$, 土壤湿度模拟 NSE 均值 >0.61 , R^2 均值 >0.79 , 模拟结果具有一定可信度; ②水量平衡各分项具有明显的冷暖季变化特征, 降水和深层向上补给构成水分收入, 分别占 86.4% 与 13.6%, 深层渗漏、蒸散发、土壤储水和地表积水构成水分支出, 分别占 36%、49.1%、14.4%、0.5%; ③地表能量平衡冷暖季交替变化, 净辐射、潜热通量与土壤热通量暖季增大冷季减小, 感热通量呈现相反的趋势, 季风活动与冻融作用成为影响净辐射收支的关键因素。模拟期内日净辐射均值为 46.48 W/m^2 , 32.7% 转化为显热通量, 65.1% 转化为潜热通量, 土壤热通量占比仅为 0.3%。

关键词: 长江源区; SHAW 模型; 水量平衡; 能量平衡

中图分类号: S152.7; S152.8 文献标志码: A

Research on Water Energy Balance in Source Area of Yangtze River Based on SHAW Model

LIU Yanqiang¹, LIU Huan², GAN Yongde¹, WU Yushuai^{1*}, LI Qingqing¹

(1 School of Civil Engineering and Water Conservancy, Qinghai University/Laboratory of Ecological Protection and High Quality Development in the Upper Yellow River, Xining 810016, China; 2 State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycles in River Basin, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China)

Abstract: Based on soil hydrothermal and meteorological data of the Tanggula area of the Yangtze River source from 2020 to 2021, SHAW model was used to simulate soil temperature and moisture to calculate the characteristics of soil water balance and surface energy balance. The results showed that, 1) the simulation effect of soil temperature was better than that of soil moisture, nash efficiency coefficient (NSE) was > 0.93 and $R^2 > 0.97$ for temperature simulation, while the mean NSE and R^2 were >0.61 and >0.79 for soil moisture simulation, respectively, indicating that the simulation results were reliable. 2) The components of water balance all showed obvious variation characteristics of cold and warm seasons. The precipitation and the deep upward recharge accounted for 86.4% and 13.6% of water income, while deep seepage, evapotranspiration, soil water storage and surface water accumulation accounted for 36%, 49.1%, 14.4% and 0.5% of water expenditure, respectively. 3) The surface energy balance changed alternately in the cold and warm seasons, the net radiation, latent heat flux and soil heat flux increased in the warm season and decreased in the cold season, and the sensible heat flux showed an opposite trend, and the monsoon activity and freeze-thaw action were the key factors affecting the net radiation budget. During the simulation period, the average daily net radiation was 46.48 W/m^2 , of which 32.7% was converted into sensible heat flux, 65.1% converted into latent heat flux, and soil heat flux accounted for only 0.3%.

Key words: Yangtze River source area; SHAW model; Water balance; Energy balance

多年冻土活动层作为连接冰冻圈、大气圈、生物圈、水圈和岩石圈的重要纽带^[1], 其水热传输过程对

能水平衡的影响成为活动层监测和研究的重要方向。活动层作为多年冻土与大气进行能水交换的媒介, 冻

①基金项目: 国家重点研发计划项目(2023YFC320603)和水联网联合开放基金项目(sklhse-2023-Iow07)资助。

* 通信作者(ys.wu@qhu.edu.cn)

作者简介: 刘艳强(2001—), 男, 安徽淮南人, 硕士研究生, 主要研究方向为寒区土壤水热过程模拟与研究。E-mail: 3045810885@qq.com

融过程涉及水分迁移、热量传输以及水分相变^[2]。冻融过程的水分迁移由于冻土的弱透水性会影响地表径流的形成以及地下水的运移过程^[3], 同时也会提高融雪和降雨径流的产流量^[4], 从而直接影响水循环及水量平衡各分项占比。土壤的热量传输在冻融作用下改变了其热力学性质与水分相变, 导致土壤冻融过程中释放和吸收相变潜热, 从而改变地表能量分配^[5]。活动层的水热情况与地气间能水交换变化, 不仅会影响冻融循环过程, 而且对寒区地表能量平衡、水文过程产生直接影响^[6]。明确系统间的能水交换特征, 对于认识区域水循环和气候变化的响应有重要意义。

由于冻土地区土壤水冻结无法直接观测冷季土壤固态含水量和湿度相关系统对能量不闭合现象^[7]观测的限制, 加之多年冻土的冻融复杂过程^[8], 使得水热传输过程十分复杂, 加剧了高海拔地区水能平衡研究的难度。而随着模拟仿真技术的不断发展, 模型参数的不断改进, 量化水能变化过程的重心也逐渐从数理统计分析向模型转移^[9]。SHAW(The simultaneous heat and water)模型考虑了土壤冻融情况下水热耦合的过程和水的相变, 被广泛应用于高原冻土区水热变化过程探究^[10-12], 成为研究冻土区水能平衡过程的重要手段。以往对于长江源唐古拉地区的模拟集中于通过输入不同地表反照率^[12]、改变植被叶面积指数^[13-14]对土壤温湿度的影响, 而对于定量评估能水平衡各分量的研究却少有见闻。为了明确长江源区水热变化规

律以及水能平衡特征, 本研究基于长江源唐古拉站2020—2021年土壤温、湿度和气象数据, 利用 SHAW 模型对土壤温湿度观测数据进行模拟验证, 基于输出结果分析土壤水量平衡和能量平衡变化规律, 以期为相关研究提供数据参考及对比, 同时为长江源冻土区能水平衡提供理论依据和数据支持。

1 材料与方法

1.1 研究区域与数据来源

本文基于水利部长江源区水生态系统野外科学观测研究站和中国科学院西北研究院唐古拉冰冻圈与环境观测研究站(TGL, 33°0'N, 91°41'E)获取了各项数据。该站位于长江源区的多年冻土区, 海拔5 100 m, 土壤质地以砂土为主^[14], 植被群落类型主要为高寒草甸, 根系深度较浅, 植被覆盖度在30%~40%左右^[12]。该地区冷热分明, 寒冷季节主要受西风环流影响, 温暖季受影响于印度西南部暖湿气流^[15]。研究区年平均气温在-6 ℃左右, 极端最低气温-30 ℃, 最高温度20 ℃, 年平均相对湿度为51%, 年降水量约为450 mm, 80%集中在植被生长季^[14]。气象站记录数据有气温、降水、风速、湿度、太阳辐射, 关于活动层分别在0~100 cm每间隔10 cm埋设土壤温度和土壤水分探头, 监测土壤温度和液态水分含量变化, 监测频率为10 min/次。所用观测仪器及观测项目如表1所示。

表1 观测仪器及相关信息
Table 1 Observation instruments and related information

| 观测项目 | 观测指标 | 仪器 | 生产商 | 观测精度 |
|--------|---------|---------|-----------|----------|
| 土壤水热观测 | 土壤温度 | CS650 | Campbell | ±0.1 ℃ |
| | 土壤体积含水率 | | | ±1% |
| 气象观测 | 温湿度 | HMP155A | Vaisala | ±2% |
| | 风速风向 | 05103 | Campbell | ±0.3 m/s |
| | 降水量 | T-200B | Geonor | ±1% |
| | 太阳辐射 | NRO1 | Hukseflux | ±7% |

1.2 模型介绍与参数率定

SHAW 模型是为了模拟土壤冻融而开发的^[16], 该模型能够模拟植被、雪、残留物覆盖下的一维剖面上的土壤水热运动, 可用于评估气候对水文过程的影响。因其将系统内物质与能量交换的各物理过程集成到同步解决方案, 所以能够准确地模拟土壤温度和水分的动态变化、各土层之间的水分迁移、蒸散发以及地表辐射平衡^[17]。

模型模拟具有冻融特性的土壤水通量方程为:

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

式中: θ_i 为土层体积含水量(m^3/m^3); t 为时间(s); ρ_i 为冰密度(kg/m^3); ρ_l 为水的密度(kg/m^3); θ_i 为体积含冰量(m^3/m^3); K 为不饱和导水率(m/s); ψ 为土壤基质势(m); z 为土层深度(m); q_v 为水蒸气通量(m^3/s); U 为水通量的源汇项($m^3/(m^3 \cdot s)$)。

计算土壤热量传输时, 模型考虑冻土中液体对流传热和蒸气潜热, 土壤基质中温度分布的状态方程:

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_f L_f \frac{\partial \theta_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K_s \frac{\partial T}{\partial z}] - \rho_f c_f \frac{\partial q_f T}{\partial z} - L_v \left(\frac{\partial q_v}{\partial z} + \frac{\partial \rho_v}{\partial t} \right) \quad (2)$$

式中: C_s 和 T 分别为土壤的体积热容($J/(kg \cdot ^\circ C)$)和温度($^\circ C$); L_f 为融化潜热(J/kg); K_s 为土壤导热系数($W/(m \cdot ^\circ C)$); c_f 为水的比热容($J/(kg \cdot ^\circ C)$); q_f 为液态水通量(m/s); L_v 为气化潜热(J/kg); ρ_v 为土壤内水蒸气密度(kg/m^3)。

模型的输入主要依靠气象驱动数据、模拟站点的位置数据以及模拟开始和结束时间段的土壤温湿度数据, 其中气象驱动数据包括小时气象数据和日气象数据, 本研究选取日气象数据, 具体包括日最高/低温度($^\circ C$)、露点温度($^\circ C$)、风速(m/s)、降雨量(mm)以及太阳辐射(W/m^2)。模拟站点的位置信息包括唐古拉站点的经纬度、坡度、坡向、海拔等, 以及土壤特征参数、水力特征参数和土壤各剖面的温湿度。本文模拟了 2020 年 1 月 1 日至 2021 年 12 月 31 日活动层 0~100 cm 土壤剖面的温湿度, 通过对比实测与模拟之间差异, 来验证模型的有效性。基于输出的结果, 分析讨论土壤水量平衡和地表能量平衡。将土壤剖面

分为 0、10、20、30、40、50、60、70、80、90、100 cm 共 11 层, 土壤水分温度数据来源于实测数据, 模型的下边界条件为 100 cm 土层处土壤温湿度, 上边界条件为日尺度的气象资料(图 1), 各层土壤的颗粒组成、容重参考文献[13](表 2), 干燥土壤与湿润土壤的地表反照率分别取 0.30 和 0.35, 土壤水分特征曲线模型选取 Campbell 模型, 饱和导水率、饱和体积含水率、空气进入势以及坎贝尔分布指数参照前人的率定成果^[16,18], 以温湿度的模拟最优为目标采用手动率定。积雪参数方面, 积雪动量传递的风廓线粗糙度参数取 0.15, 其余参数均取模型的建议值。

1.3 模型评价方法

模型通过统计学相关参数进行评价, 本文选取纳什效率系数(NSE)、均方根误差(RMSE)、拟合优度(R^2)、平均绝对误差(MAE)等参数对模型进行可行性评价。具体计算公式如下:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{n=1}^N (Q_o^n - Q_m^n)^2}{\sum_{n=1}^N (Q_o^n - \bar{Q}_o^n)^2} \quad (3)$$

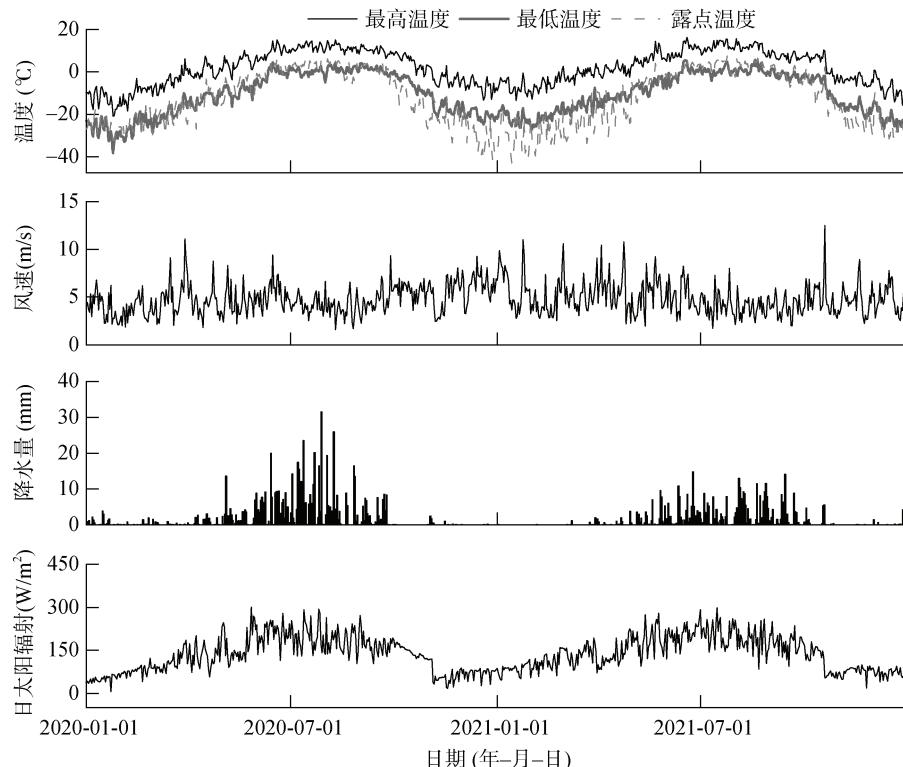


图 1 试验区气象数据
Fig. 1 Meteorological data of test area

表 2 SHAW 模型各层土壤特征参数

Table 2 Soil characteristic parameters of each layer of SHAW model

| 土层深度 (cm) | 砂粒含量 (%) | 粉粒含量 (%) | 黏粒含量 (%) | 容重 (kg/m ³) | 饱和导水率 (cm/h) | 空气进入势 (m) | 饱和含水量 (m ³ /m ³) | 孔径指数 |
|--------------|-------------|-------------|-------------|----------------------------|-----------------|--------------|--|------|
| 0 | 70 | 20 | 10 | 920 | 0.30 | -0.16 | 0.39 | 6.0 |
| 10 | 65 | 25 | 10 | 1 020 | 0.30 | -0.10 | 0.33 | 6.0 |
| 20 | 69 | 21 | 10 | 920 | 0.30 | -0.15 | 0.23 | 6.0 |
| 30 | 67 | 23 | 10 | 920 | 0.30 | -0.10 | 0.25 | 6.0 |
| 40 | 55 | 35 | 10 | 1 100 | 0.30 | -0.10 | 0.29 | 6.0 |
| 50 | 56 | 30 | 14 | 900 | 0.30 | -0.15 | 0.30 | 8.0 |
| 60 | 57 | 30 | 13 | 1 100 | 0.30 | -0.06 | 0.23 | 8.0 |
| 70 | 57 | 30 | 13 | 1 000 | 0.30 | -0.10 | 0.20 | 8.0 |
| 80 | 60 | 30 | 10 | 920 | 0.10 | -0.22 | 0.20 | 8.5 |
| 90 | 60 | 30 | 10 | 920 | 0.10 | -0.22 | 0.30 | 7.5 |
| 100 | 47 | 43 | 10 | 920 | 0.10 | -0.15 | 0.30 | 5.5 |

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (Q_o^n - Q_m^n)^2} \quad (4)$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{n=1}^N (Q_m^n - \bar{Q}_o^n)^2}{\sum_{n=1}^N (Q_o^n - \bar{Q}_o^n)^2} \quad (5)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |Q_o^n - Q_m^n| \quad (6)$$

式中: N 表示观测样本总数; Q_o^n 、 \bar{Q}_o^n 、 Q_m^n 分别表示实测值、实测均值与模拟值。NSE 的取值范围 $-\infty \sim 1$, R^2 取值范围为 $0 \sim 1$, 二者均是越接近于 1 表示模型可信度高; RMSE 与 MAE 越接近于 0 表示模拟性能最佳。

1.4 水能平衡计算

为评估研究区土壤水分占比与变化过程, 本研究基于土壤水量平衡法计算各分量占比, 具体计算公式:

$$P = ET + \Delta W + D + R - I - K \quad (7)$$

式中: P 表示降水量(mm); ET 为蒸散发(mm); ΔW 为土壤储水量的变化量(mm); D 为深层渗漏(mm); R 为地表径流(mm); I 为灌溉水量(mm), 本研究无灌溉水量, 故 $I=0$; K 为深层补给(mm)。

根据热力学第一定律, 地表能量平衡方程可表示为:

$$H + LE = R_n - G_o - S - Q \quad (8)$$

式中: H 表示感热通量(W/m²); LE 表示潜热通量(W/m²); R_n 表示净辐射通量(W/m²); G_o 表示土壤热通(W/m²); S 、 Q 分别表示冠层热储量与附加能量源汇的综合, 因其数值较小通常不予考虑。

2 结果与讨论

2.1 土壤温度模拟

SHAW 模型在代表性土层深度处土壤温度实测值与模拟值的变化特征见图 2, 土壤温度模拟效率参数如表 3 所示。所有土层深度土壤温度模拟值与观测值的 NSE>0.93, RMSE<2 °C, $R^2>0.97$, MAE<1.6 °C, 表明模型在土壤温度模拟中具有良好的可靠性。10 cm 处的 NSE、RMSE、 R^2 、MAE 分别为 0.94、1.84 °C、0.99、1.55 °C, 而 90 cm 处的 NSE、RMSE、 R^2 、MAE 分别为 0.98、0.50 °C、1.00、0.43 °C, 随着土层深度的增加模型的模拟精度不断提高。这是因为以 100 cm 土层作为下边界约束, 表层土壤温度受大气温度与太阳辐射影响程度较高且不同土层土壤温度传递与能量传输密切相关, 因此, 土层越接近下界面时, 土壤温度模拟结果与实测值更匹配, 这一结果与风火山地区^[13]、青海湖流域^[19]、北疆地区^[20]土壤温度模拟结果一致。而 70 cm 土层模拟效果却劣于相邻上土层, 可能是由于观测点土壤参数的不确定性, 从而引起模拟效果的偏差。Flerchinger 和 Hardegree^[21]对土壤温度优化模拟的研究中发现, 若输入的土壤质地、容重等土壤热特性参数在合理范围内, 绝大多数参数对土壤温度的输出都不敏感。土壤温度模拟随时间的变化表现为暖季(5—10 月)模拟效果优于冷季(11—4 月)。暖季土壤温度的模拟值低于实测值; 冷季 0 ~ 60 cm 模拟值低于实测值, 60 ~ 100 cm 模拟值高于实测值。可能是 SHAW 模型将土壤的导热系数、热容假设为土壤内液态水、冰、土壤颗粒的加权值, 在冷季干燥和暖季湿润的条件下导致热传导过程^[22]的计算偏差导致土壤温度模拟偏差^[17]。

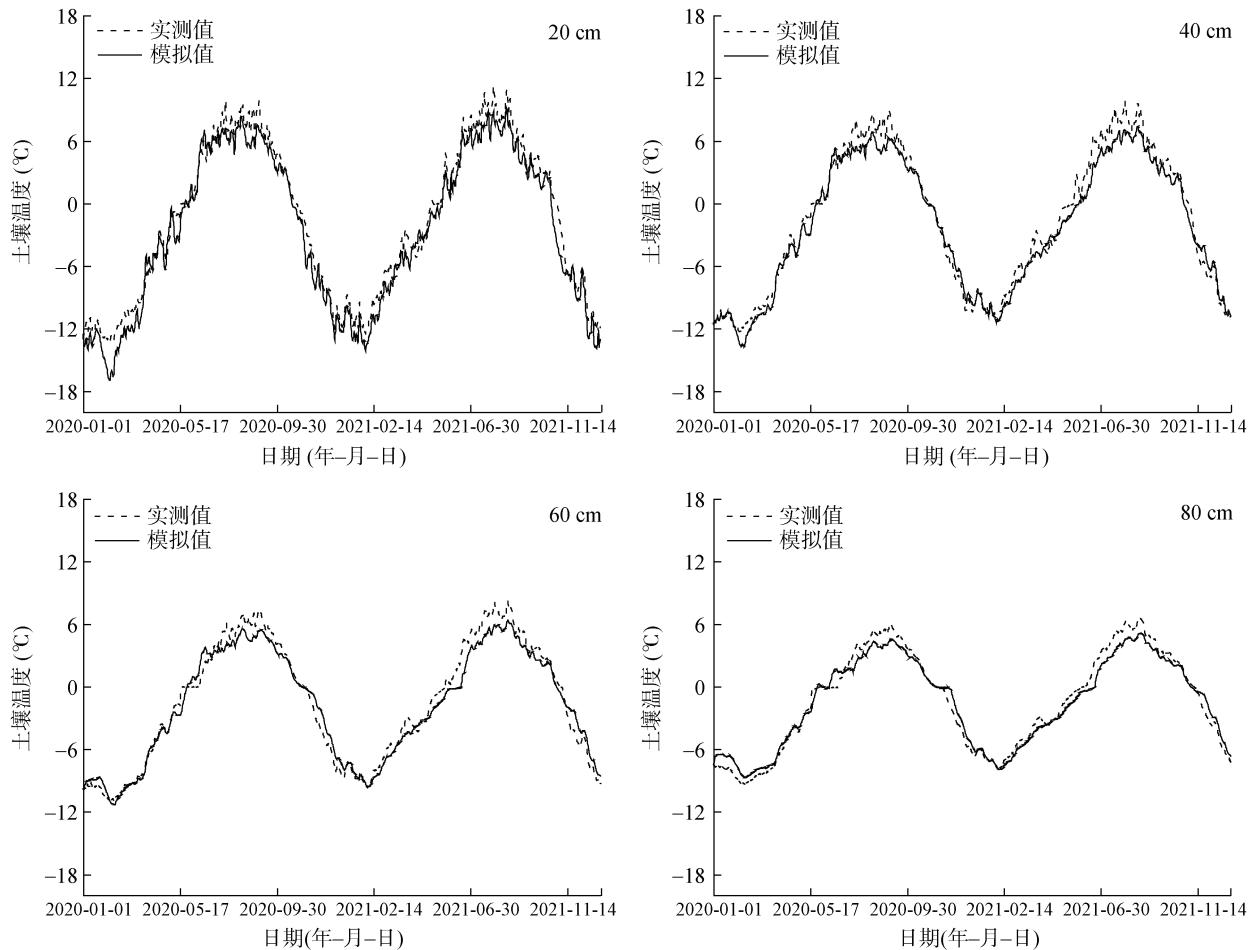


图 2 2020—2021 年代表性土层深度观测和模拟土壤温度对比

Fig. 2 Comparison of observed and simulated soil temperatures at representative depths from 2020 to 2021

表 3 SHAW 模型土壤温度模拟效率参数
Table 3 Efficiency parameters of soil temperature simulation in SHAW model

| 统计参数 | 土层深度(cm) | | | | | | | | |
|-----------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 | 90 |
| NSE | 0.94 | 0.96 | 0.97 | 0.97 | 0.97 | 0.97 | 0.95 | 0.97 | 0.98 |
| RMSE (°C) | 1.84 | 1.42 | 1.20 | 1.14 | 1.07 | 1.04 | 1.24 | 0.83 | 0.50 |
| R^2 | 0.99 | 0.99 | 0.99 | 0.99 | 0.99 | 0.99 | 0.98 | 0.99 | 1.00 |
| MAE (°C) | 1.55 | 1.20 | 0.99 | 0.94 | 0.88 | 0.85 | 1.01 | 0.68 | 0.43 |

2.2 土壤湿度模拟

土壤湿度模拟值与实测值的变化特征见图 3, 模拟特征参数见表 4。从模拟效果来看, NSE 均值 >0.61 , R^2 均值 >0.79 , 基本能反映土壤湿度的变化趋势。随着土层深度加深, 土壤湿度的模拟并未表现出如土壤温度随深度增加不断上升的趋势, 这是因为土壤湿度存在 0 °C 冰点, 当土壤温度达到 0 °C, 土壤水发生相变, 而冰的热容相较于水更低, 故影响水分的模拟效果。表层、中层土壤水分 NSE 均值达到 0.69, 而 70 cm、80 cm 深度 NSE 仅为 0.31 和 0.47。对于深层土壤湿度

模拟效率较差, 是由于土层间热传导的相关性很大程度上受土壤特性以及垂向和横向水流的影响, 相较于土壤温度更复杂。研究区降水有限, 导致深层土壤先达到饱和状态更容易发生侧向流, SHAW 模型为一维剖面模型, 没有考虑侧向流。从不同季节上来看, 土壤水分波动较大的时间节点仅在冷暖季交替、土壤水分发生冻融期间, 这与郭东林和杨梅学^[23]在那曲站的研究结果一致。暖季土壤水分波动较大, 冷季土壤水分变化较为平稳, 降水成为影响其变化的主要因素^[24]。另外在冷季水分模拟值高于实测值, 可能是实测仪器

的测量偏差导致。冷暖交际期间, 各土层土壤湿度实测值突变点均在同一天内, 而模拟值突变点均有不同

程度的滞后, 这与土壤温度模拟值的正负直接相关, SHAW 模型根据温度区分液态水与固态水。

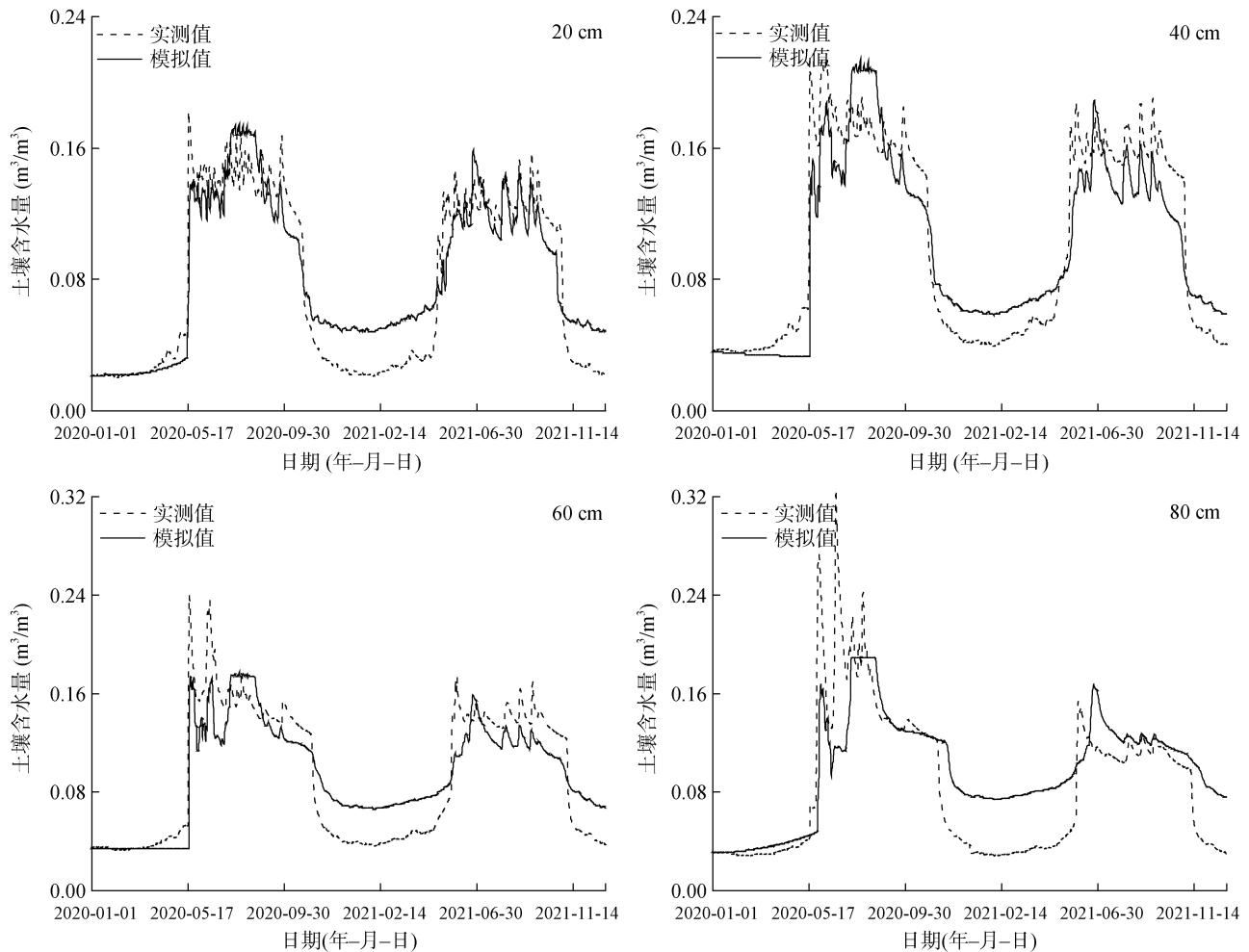


图 3 2020—2021 年代表性土层深度观测和模拟土壤含水量对比

Fig. 3 Comparison of observed and simulated soil moistures at representative depths from 2020 to 2021

表 4 SHAW 模型土壤含水量模拟效率参数
Table 4 Efficiency parameters of soil moisture simulation in SHAW model

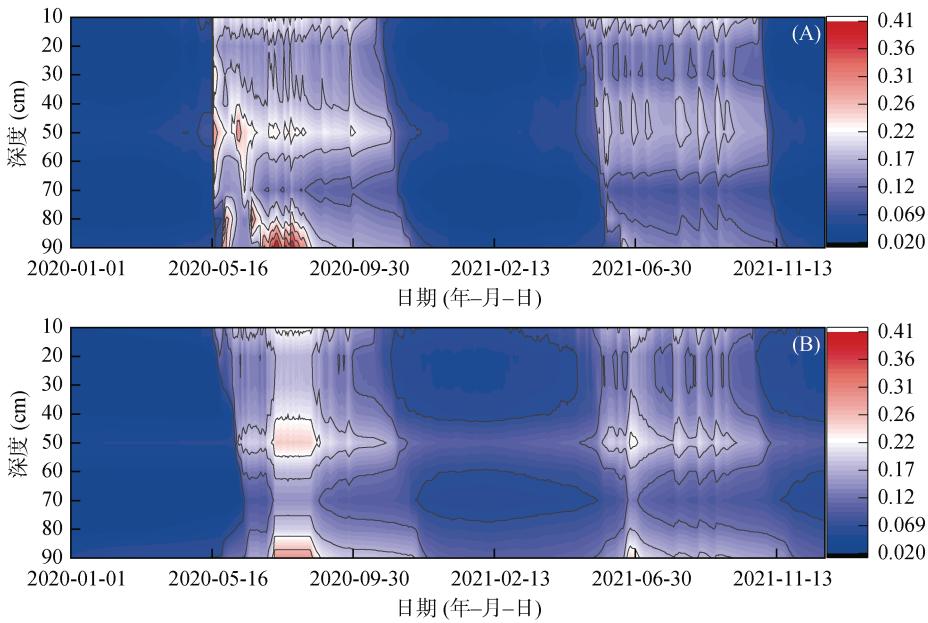
| 统计参数 | 土层深度(cm) | | | | | | | | |
|-------------------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 | 90 |
| NSE | 0.84 | 0.82 | 0.71 | 0.68 | 0.55 | 0.54 | 0.31 | 0.47 | 0.60 |
| RMSE(m^3/m^3) | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.05 |
| R^2 | 0.93 | 0.91 | 0.84 | 0.84 | 0.76 | 0.74 | 0.59 | 0.71 | 0.85 |
| MAE(m^3/m^3) | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 |

唐古拉站点模拟土壤含水量随土层深度变化的时间剖面见图 4, 可以看出在 2020 年暖季土壤含水量明显高于 2021 年, 且随着土层深度的增加土壤含水量逐渐上升, 分别在 50 cm 和 90 cm 处达到极大值。2020—2021 年土壤含水量维持在 $0.02 \sim 0.41 m^3/m^3$, 在冷季土壤冻结含水量在 $0.1 m^3/m^3$ 以下, 暖季土壤融化含水量上升至 $0.2 \sim 0.4 m^3/m^3$ 。模拟值相比于实

测值在融化期和冻结期会有不同时间的延后与提前, 但基本趋势保持一致。

2.3 土壤水量平衡

2.3.1 土壤水深层渗漏与补给 深层渗漏是指降水或灌溉量过大, 土壤水分向植被根系活动层以下的土层产生渗漏, 从而补给地下水或含水系统的过程。本模拟中, 设定 100 cm 为模型的下边界, 将水分通



(A. 观测值; B. 模拟值)

图 4 土壤含水量(m^3/m^3)随土层深度变化的时间剖面
Fig. 4 Time profiles of observed and simulated soil moistures with depth

量向下视为深层渗漏，向上视为补给。

下边界处 2020—2021 年土壤深层渗漏与补给的变化过程模拟如图 5 所示，100 cm 土体与下土层暖季交换频繁。降水量变化过程基本表现为暖季(5—10 月)降水丰富，冷季(11—4 月)基本无降水。2020 年暖季累积降水量为 619.43 mm，占全年的 92%；2021

年暖季降水量为 430.88 mm，占全年 94.6%；降水量年际间减少，但暖季降水占比增加。关于渗漏量，经分析，深层渗漏主要发生在降水之后，渗漏量与降水量之间表现出正相关关系。2020 年渗漏主要发生在 6 月 20 日至 10 月 2 日，渗漏系数可达 0.60，即 60% 的降水量渗漏到 100 cm 土层以下，渗漏量为

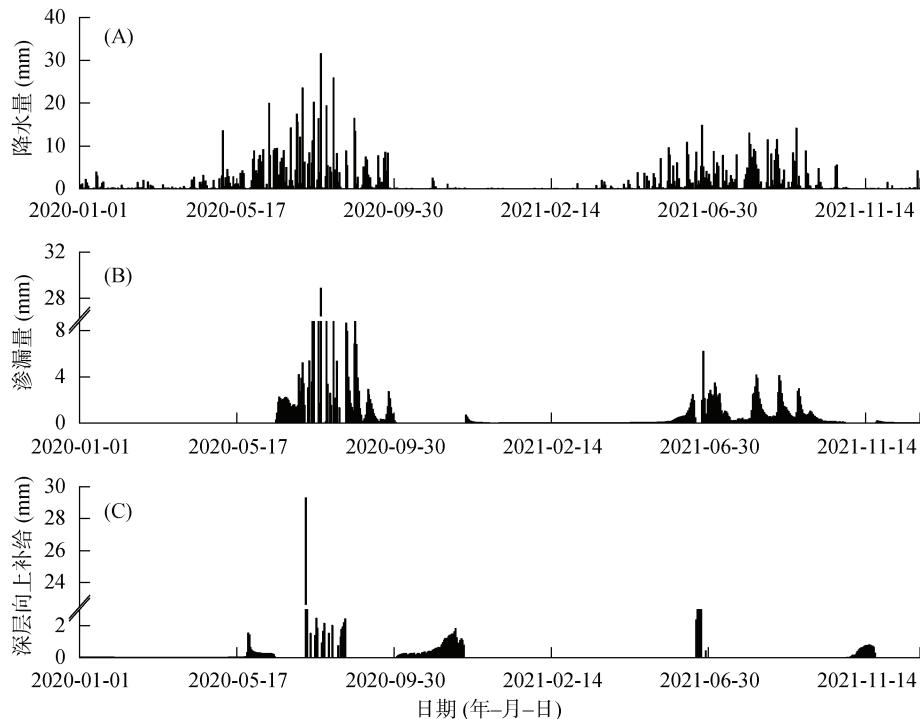


图 5 土壤水量平衡分项：降水量(A)、渗漏量(B)、深层向上补给量(C)
Fig. 5 Components of water balance: precipitation (A), seepage (B), deep upward recharge (C)

278.66 mm。冷季渗漏量较少, 主要是因为降水量较小, 土壤水分无法补给到底层, 而模型下边界为 100 cm, 不同量级的降水量对土壤水分的补给深度也有重要影响^[25], 同时该时期土壤温度较低, 土壤水处于冻结状态。2021 年渗漏期基本与 2020 年保持一致, 此间渗漏系数为 0.41, 渗漏系数在年际间表现出较大的不确定性。土壤水补给量无明显的季节变化规律, 主要发生在 6—8 月以及 10—12 月, 6—8 月由于大量降水引起渗漏, 造成下边界层上下水势差从而出现深层向上补给, 而在 10—12 月因土壤冻结作用造成边界上下处含水率的差异, 但此间无降水故深层向上补给量较小。2020 年深层土壤水补给量为 106.95 mm, 2021 年为 47.01 mm, 占水分总输入的 12%。值得一提的是 2020 年 7 月 16 日补给量达到 29.29 mm, 根据降水量分布可知 2020 年为丰水年, 且 7 月 8—13 日期间 4 次中雨 (10 ~ 24.9 mm) 使得水分通过砂质土壤快速入渗至下边界以下, 使得深层土壤水的水势高于下边界

层, 尽管短时期内的降水无法使土壤达到饱和状态, 但仍有水分通过^[26], 而深层水分通过毛管作用力来补给相邻土层。

2.3.2 蒸散发与土壤储水量 下边界以上 2020—2021 年水量平衡分项中蒸散发(由于模型未输入植被项, 蒸散发仅包括土壤蒸发)和土壤储水量的变化过程(地表积水变化量极小忽略不计)见图 6。土壤蒸发作为水分输出的主要项, 主要集中在暖季, 冷季几乎为零(图 6A)。2020 年土壤蒸发的最大速率为 4.97 mm/d, 年土壤蒸发量为 383.55 mm, 暖季土壤蒸发量为 332.48 mm, 占年蒸发量的 86.7%; 2021 年土壤蒸发的最大速率为 4.86 mm/d, 年蒸发量为 376.43 mm, 暖季土壤蒸发量为 348.29 mm, 占全年累积蒸发量的 94.3%。年际间土壤蒸发量基本无明显变化, 该结果与余文君等^[27]在青藏高原研究区多年平均蒸散发 371.54 mm 基本一致。由于植被文件缺少, 限制了植被蒸腾占蒸散发比重的计算与实际蒸散发量的模拟情况。

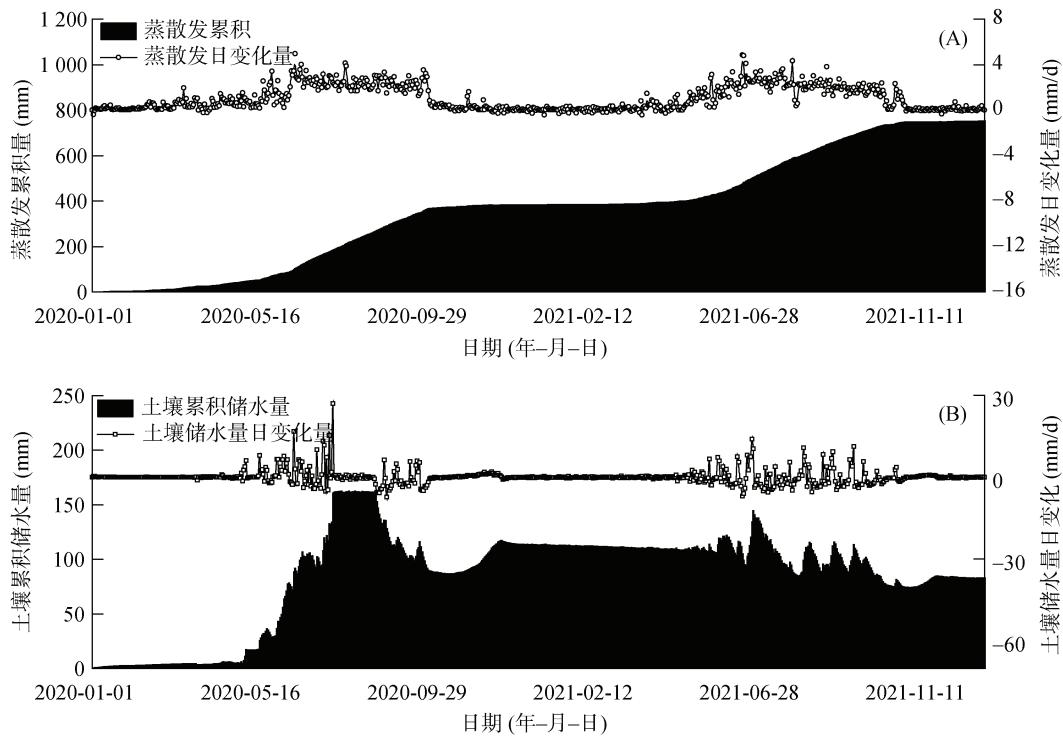


图 6 土壤水量平衡分项: 蒸散发(A)、土壤储水量(B)
Fig. 6 Components of water balance: evapotranspiration (A), soil water storage (B)

土壤储水量变化见图 6B, 与土壤蒸发具有相同的趋势, 暖季土壤水分波动剧烈, 冷季变化平稳。土壤储水量日变化在暖季为 0.13 mm/d, 冷季为 0.10 mm/d。2020 年 5 月初至 7 月中旬土壤累积储水量急剧上升, 至 162 mm; 从 7 月中旬到 8 月中旬土壤水分保持稳定,

直至 10 月储水量不断下降。2021 年土壤储水量波动频繁, 在 6 月末储水量达到峰值, 随后出现波动。两年间土壤累积储水量达到 83.15 mm, 2021 年总体表现为支出, 可能由于降水量相较于 2020 年较小, 土壤储水量与降水量直接相关^[28]。

2.3.3 土壤水量平衡特征 土壤水量平衡各分项占比与具体值见图 7 与表 5。降水是土壤水分的主要来源, 该研究期内降水量占来水量的 86.4%, 年平均降水为 564.06 mm, 深层向上补给量为 76.98 mm。蒸散发是土壤水分支出的主要消耗源, 但本次模拟缺少植被的蒸腾量模拟, 可能会成为影响模拟效果的主要因素。蒸散发占水分支出的 49.1%, 年均值可达 376.43 mm; 其次是渗漏占比 36% 具体为 221.01 mm; 土壤储水量与地表积水分别占 14.4% 和 0.5%, 分别为 41.57 和 2.03 mm。

表 5 土壤水量平衡参数年均值
Table 5 Annual average values of water balance parameters

| 降水(mm) | 深层向上补给(mm) | 蒸散发(mm) | 土壤储水量(mm) | 渗漏(mm) | 地表积水(mm) |
|--------|------------|---------|-----------|---------|----------|
| 564.06 | 76.98 | -376.43 | -41.57 | -221.01 | -2.03 |

注: 水量变化值正表示收入, 负为支出。

2.4 地表能量平衡

2.4.1 地表能量收支特征 地表能量收支具有明显的冷暖季交替的变化特征(图 8)。在暖季, 从 5 月开始感热通量不断减小, 潜热通量不断上升, 在 6—9 月份保持在较高水平, 净辐射通量主要转化为潜热通量, 并且此时土壤热通量也达到峰值, 但在 10 月份迅速降低为负值。由图 2 实测土壤含水量可知土壤冻结开始于 10 月, 活动层内部释放热量, 同时潜热通量迅速减小, 感热通量增大, 二者在 10 月初达到相等。相关研究表明亚洲季风^[29]与土壤冻融^[30]成为影响青藏高原能量平衡的关键因素。亚洲季风通常始于暖季, 季风活动引起降水量加剧与降水频率提升, 使得土壤湿度提高, 同时蒸散发加剧造起潜热通量远大于显热通量。在冷季, 感热通量持续大于潜热通量, 二者于 5 月份达到相等水平。该时期内, 净辐射通量绝大部分转化为感热通量, 因为该阶段土壤液态水含量较低, 土壤水大多处于冻结状态。土壤热通量直至 3 月份由负值逐渐变为正值, 活动层内部开始吸热。根据图 2 可知土壤冻融迅速变化发生在 10 月与 5 月, 该时期感热通量与潜热通量变化剧烈。潜热通量在 10 月份随着活动层冻结, 冻结锋面以上水分的相变以及热传导迅速减小, 感热通量在暖冷交际处呈增大趋势。一方面活动层冻结释放能量用于地表加热的能量增多, 驱动感热通量的大气与地表之间的温度梯度增大, 感热通量呈增大趋势; 另一方面冷季降水量减少, 土壤含水率较低, 净辐射较少地被显热消耗^[14]。在 5 月由于融化过程中水分的下渗被融化锋面阻挡, 使得水分更多用于蒸发, 造成潜热显著增加, 感热通

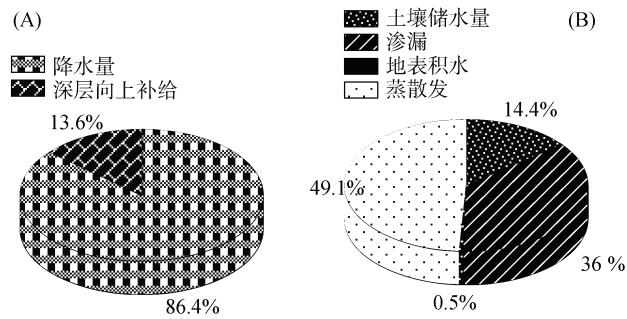


图 7 土壤水量平衡收入项(A)和支出项(B)
Fig. 7 Soil water balance income (A) and expenditure (B)

量则因活动层融化与降水增多表现出与 10 月相反的趋势^[17]。

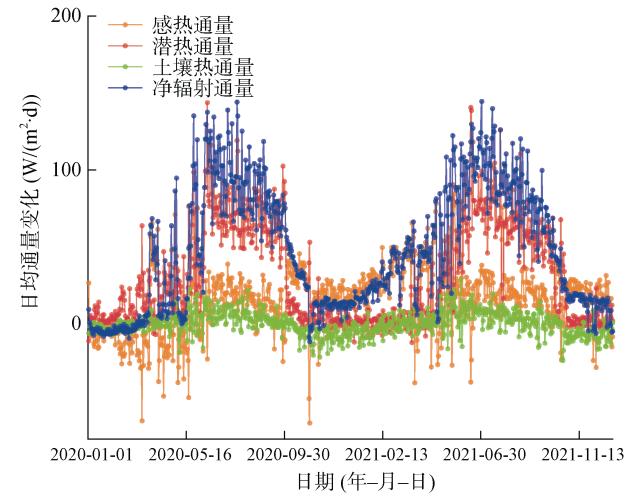


图 8 地表能量各分量变化过程
Fig. 8 Change process of each component of surface energy

2.4.2 能量平衡特征 能量平衡各参数累积量见表 6, 模拟期内净辐射通量年平均值为 1 463.65 MJ/m², 日均辐射通量为 46.48 W/m², 其中 65.1% 转化为潜热通量, 可达 948.31 MJ/m², 暖季潜热通量达全年潜热通量的 89.6%; 32.7% 转化为显热通量, 冷季显热通量占全年显热通量的 42.8%; 土壤热通量仅占 0.3%, 且向大气释放能量。

3 结论

1) SHAW 模型对研究区土壤温度的模拟效果较好, $NSE > 0.93$, $R^2 > 0.97$, 模拟效果随土层深度增加呈

表 6 能量平衡参数年均值

| 净辐射通量 (MJ/m ²) | 潜热通量 (MJ/m ²) | 显热通量 (MJ/m ²) | 土壤热通量 (MJ/m ²) |
|-------------------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------|
| 1 463.65 | 948.31(65.1%) | 478.09(32.7%) | -3.93(0.3%) |

注: 能量变化值正表示吸收, 负表示释放; 括号中百分数为全年占比。

上升趋势; 土壤水分的模拟效果不及土壤温度, 中层模拟效果较差, 但基本能够反映土壤水分动态变化特征。

2) 研究期内, 土壤水量平衡各分项具有明显的季节变化特征。降水量暖季丰富、冷季基本为零, 深层渗漏经常伴随降水发生, 深层水分补给冷暖季均有发生, 蒸散发主要集中在暖季, 土壤储水量暖季变化剧烈、冷季平稳。降水是土壤水分收入的主要部分, 深层渗漏与蒸散发构成土壤水分支出的主体。

3) 地表能量平衡冷暖季交替变化。净辐射通量、潜热通量与土壤热通量暖季先增大后减小, 7月达到峰值, 冷季呈现先减小后增大; 感热通量表现出相反的趋势。季风与冻融作用成为影响净辐射收支的关键因素。模拟期内日均净辐射量 65.1% 转化为潜热通量, 32.7% 转化为显热通量, 土壤热通量仅占 0.3%。

参考文献:

- Zou D F, Zhao L, Sheng Y, et al. A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau[J]. *The Cryosphere*, 2017, 11(6): 2527–2542.
- 孙文军. 青藏高原多年冻土不同植被覆盖类型下土壤水热过程特征分析[D]. 兰州: 兰州大学, 2022.
- 赵林, 胡国杰, 邹德富, 等. 青藏高原多年冻土变化对水文过程的影响[J]. 中国科学院院刊, 2019, 34(11): 1233–1246.
- 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.
- Wang J Y, Luo S Q, Lv Z B, et al. Improving ground heat flux estimation: Considering the effect of freeze/thaw process on the seasonally frozen ground[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2021, 126(24): e2021JD035445.
- Hu G J, Zhao L, Li R, et al. Simulation of land surface heat fluxes in permafrost regions on the Qinghai-Tibetan Plateau using CMIP5 models[J]. *Atmospheric Research*, 2019, 220: 155–168.
- 连海东. 干旱区农田生态系统水热碳通量演化特性及耦合模拟研究[D]. 银川: 宁夏大学, 2023.
- 嵇海龙. 青藏高原冻土水热过程区域模拟的预热策略影响研究[D]. 南京: 南京师范大学, 2021.
- 马俊杰, 李韧, 刘宏超, 等. 青藏高原多年冻土区活动层热特性研究进展[J]. *冰川冻土*, 2020, 42(1): 195–204.
- 李乃玉, 吴丽丽, 杨林山, 等. 基于 SHAW 模型的祁连山浅山区荒漠草地土壤水热动态模拟研究[J]. *冰川冻土*, 2024, 46(3): 93–1005.
- 郑丽萍, 甘永德, 魏加华, 等. 基于 SHAW 模型高寒区冻融土壤水热耦合过程数值模拟[J]. *水利水电技术(中英文)*, 2022, 53(6): 194–204.
- 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.
- 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): 230–233.
- Yang H, Hong X F, Yuan Z, et al. Modelling the influence of vegetation on the hydrothermal processes of frozen soil in the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Water*, 2023, 15(9): 1692.
- 姚檀栋, 张寅生, 蒲健辰, 等. 青藏高原唐古拉山口冰川、水文和气候学观测 20 a: 意义与贡献[J]. *冰川冻土*, 2010, 32(6): 1152–1161.
- 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.
- 郭林茂. 青藏高原风火山地区活动层水热状况及冻结层上水动态变化模拟[D]. 兰州: 兰州大学, 2020.
- 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.
- 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.
- 赵露, 叶含春, 王振华, 等. 基于 SHAW 模型的北疆地区不同滴灌年限棉田冻融期土壤水热盐动态模拟研究[J]. *土壤*, 2024, 56(3): 623–638.
- Flerchinger G N, Hardegree S P. Modelling near-surface soil temperature and moisture for germination response predictions of post-wildfire seedbeds[J]. *Journal of Arid Environments*, 2004, 59(2): 369–385.
- 张建彬, 高志球, 童兵, 等. 土壤温度预报方程研究进展[J]. *土壤学报*, 2023, 60(3): 599–609.
- 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.
- Zhu X F, Wu T H, Zhao L, et al. Exploring the contribution of precipitation to water within the active layer during the thawing period in the permafrost regions of central Qinghai-Tibet Plateau by stable isotopic tracing[J]. *Science of the Total Environment*, 2019, 661: 630–644.
- 付稳东. 榆林沙地不同覆被类型土壤水分对降水的响应及水量平衡分析[D]. 西安: 长安大学, 2023.
- 盖佳敏, 樊军, 王胜. 黄土高原粗质地土壤剖面水分运动与浅层地下水补给可能性模拟[J]. *中国生态农业学报*, 2018, 26(2): 253–262.
- 余文君, 赵林, 李艳忠, 等. 基于互补相关理论的青藏高原蒸散发时空变化及其影响因素[J]. *生态学报*, 2024, 44(12): 5024–5039.
- 周景春, 苏玉杰, 张怀念, 等. 0~50 cm 土壤含水量与降水和蒸发的关系分析[J]. *中国土壤与肥料*, 2007(6): 23–27.
- Wu G X, Duan A M, Liu Y M, et al. Tibetan Plateau climate dynamics: Recent research progress and outlook[J]. *National Science Review*, 2015, 2(1): 100–116.
- 郑汇璇, 胡泽勇, 孙根厚, 等. 那曲高寒草地总体输送系数及地面热源特征[J]. *高原气象*, 2019, 38(3): 497–506.