

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2022.03.005

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

郭林茂¹, 王根绪², 宋春林², 李 阳¹, 李金龙¹

(1. 四川大学水利水电学院, 四川 成都 610065; 2. 四川大学水力学与山区河流开发保护国家重点实验室, 四川 成都 610065)

摘要: 为从整体上认识多年冻土流域水循环过程基本规律及其对下垫面条件变化响应, 以长江源区风火山小流域为例, 基于2016—2019年的水文气象要素的野外观测与计算, 分析了坡面尺度上水分入渗、蒸散发、活动层内部水热条件以及冻结层上地下水等关键水循环过程的变化特征及其对下垫面条件变化的响应。研究表明: ① 风火山小流域生长季实际蒸散发的多年平均值为 472.1 ± 42.9 mm, 实际蒸散发的气象影响因子排序为: 净辐射(敏感系数 $S_{Rn}=1.22$, 相关系数 $R=0.93$) > 气温($S_{T_a}=0.33$, $R=0.84$) > 相对湿度($S_{H_r}=0.32$, $R=0.46$) > 风速($S_V=-0.25$, $R=-0.27$), 坡面尺度上实际蒸散发与植被覆盖度以及海拔高度正相关; ② 初始和稳定入渗速率均随坡位的升高而增大, 对于稳定入渗率, 初始融化期、完全融化期和初始冻结期, 坡顶(1.07 mm/min、0.63 mm/min、0.88 mm/min) > 坡中(0.29 mm/min、0.45 mm/min、0.21 mm/min) > 坡底(0.11 mm/min、0.30 mm/min、0.10 mm/min), 而植被覆盖度对入渗速率的影响在不同冻融阶段表现出差异; ③ 阴、阳坡面和不同坡位冻融起始时间差异体现在土壤水分、地下水位变化上, 解释了多年冻土流域产流区从阳坡发展至阴坡, 从低海拔发展至高海拔的时空差异原因; ④ 50 cm 深度以下的活动层冻融状况显著影响着地下水位动态, 地形、植被和土壤质地差异对热量传输的影响共同导致了坡面尺度上冻结层上地下水动态的空间差异性。

关键词: 多年冻土; 活动层; 下垫面; 水循环过程; 风火山

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2022)03-0401-15

冻土作为气候的产物, 具有特殊的力学和水热特性, 如融化后强度明显降低、相变潜热巨大及具有高热传导系数和低渗透系数的特性^[1]。冻土的水文效应主要表现在活动层冻融过程对地表径流的影响、冻融过程中活动层内水分相变与迁移过程以及活动层内的冻结层上地下水与多年冻土之间的相互作用^[2]。多年冻土层作为一种特殊的区域性隔水层或弱透水层, 其冻结和消融过程影响着土壤水分的下渗过程, 在一定时空尺度上阻隔或显著减弱了地下水、地表水等水体和水分之间的水力联系^[3], 从而影响着地表径流形成以及地下水运移过程和分布格局。活动层作为多年冻土-大气之间的水热交换通道, 是维持高寒生态系统稳定的关键所在, 冻土及其孕育的高寒沼泽湿地和高寒草甸生态系统具有显著的水源涵养功能, 是稳定江河源区水循环与河川径流的重要因素^[4]。

多年冻土流域水文循环过程中, 活动层的季节性冻融循环通过改变土壤的水力学和热力学性质影响着蒸发、入渗、土壤水分运移和地表、地下汇流过程, 造成了多年冻土区与非冻土区径流过程的显著差异^[5]。气候变化、冻土退化和水文生态过程变化的相互作用机制是揭示水循环过程、特征和趋势的关键^[6]。全球气候变暖背景下, 多年冻土退化将改变土壤水分状况(土壤含水量、土壤蒸发量等)、土壤蓄水容量、土壤导热性以及地表反照率等陆地水文要素, 从而影响到流域内的水热交换过程^[7]。受制于地形、土壤质地、土壤排水和地下冰状况, 多年冻土退化还可能导致地势高的区域土壤趋于干燥, 而地势低的区域土壤更加湿润, 并通过改变多年冻土生态水文、土壤养分和土壤生物地球化学动态等造成植被组成、植被生产力以及植

收稿日期: 2022-01-17; 网络出版日期: 2022-04-21

网络出版地址: <https://kns.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20220420.1814.002.html>

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(91547203); 三江源国家公园联合研究专项(LHZX-2020-10)

作者简介: 郭林茂(1995—), 男, 河南周口人, 博士, 主要从事寒区水热过程模拟研究。

E-mail: guolinmao@stu.scu.edu.cn

通信作者: 王根绪, E-mail: wanggx@scu.edu.cn

被多样性等发生转变。上述变化反过来又通过植被对降雪、太阳辐射的截留以及蒸散发的影响作用于多年冻土和活动层的水热状况^[6]。因此,定性、定量分析多年冻土流域水循环过程基本规律及其对下垫面条件变化响应成为寒区水文研究领域的关键问题。

Chiasson-Poirier 等^[8]发现坡面尺度上活动层不均匀融化造成的冻融锋面坡度与地表坡度的差异,影响地下径流过程; Gao 等^[9]发现微地形、地表形态、坡度和海拔显著影响山地多年冻土区融化深度; Sato 等^[10]指出活动层厚度越大,将增强土壤持水能力,从而提高植被生产力; 王根绪等^[11]分析了青藏公路沿线生态系统与冻土环境相互关系,指出升温导致的多年冻土不均匀融化可导致冻土层的区域性稳定隔水作用不断减弱,冻结层上地下水水位下降,植被盖度及根系发生变化,对土壤水分的调节作用减弱; Young 等^[12]在加拿大 Tasiapik Valley 的研究发现气候变暖条件下冻土融化可增加水分入渗,抬升地下水位,促进植被生长; Zhang 等^[13]分析了下垫面条件对多年冻土区土壤水热过程的影响,结果表明高寒草原的起始融化时间最早,裸地融化过程最快,而高寒草甸的融化过程耗时最长,且高寒草原和高寒草甸浅层土壤水分增长与降雨线性相关; Wang 等^[14]分析了高寒草甸和高寒沼泽活动层水热动态变化对植被盖度变化的差异响应; 常娟等^[15]分析了坡面尺度上冻结层上地下水的季节动态变化及其空间分布规律以及活动层的冻融作用对冻结层上地下水动态变化的影响作用; 曹伟等^[16]结合野外观测和数值模拟,分析了黄河源区坡面尺度冻土活动层冻结-融化作用与水文过程之间的相互关系; Jiang 等^[17]通过室内试验分析了冻融循环对土壤水分入渗和孔隙分布的影响。

上述研究从局部角度和单一侧面探讨了活动层冻融循环、地形、植被等下垫面条件与水循环过程之间的相互关系,尚未从整体上认识下垫面条件对多年冻土流域水文过程的影响。为此,本文以青藏高原腹地典型多年冻土流域——风火山小流域为研究区,基于流域内完整的观测网,分析坡面尺度上不同下垫面条件下水分入渗、蒸散发、活动层内部水热条件以及冻结层上地下水等关键水循环过程的动态变化,以期全面、深入地明晰多年冻土流域下垫面条件对水文过程的影响机制。

1 研究区与数据

1.1 研究区概况

风火山研究区(92°50'E—93°03'E, 34°40'N—34°48'N)位于青藏高原长江源区北麓河一级支流左冒西孔曲流域,隶属于青海省玉树藏族自治州曲麻莱县(图1)。研究区海拔在4 658~5 352 m之间,流域面积为112.5 km²,流域内多年冻土发育良好,多年冻土厚度为50~120 m,活动层厚度变化范围为0.8~2.5 m^[18],无冰川和常年积雪覆盖,河流以大气降水和冰雪融水以及地下水补给为主^[15]。流域内植被以高寒草甸为主,分布海拔主要集中在4 700 m,上限为5 200 m,在河谷谷地和山坡底部分布高寒沼泽草甸。高寒草甸植被群落主要以高山嵩草(*Kobresia pygmaea*)、矮嵩草(*K. humilis*)、线叶嵩草(*K. capillifolia*)等寒生植物为主^[15],植被高度一般不超过20 cm,植被根系在0~30 cm深度范围内集中分布。风火山地区的气候类型为典型的高原干旱大陆性气候,夏季受印度季风影响,气候暖湿、多雨;冬季受西风带的影响,气候寒冷干燥、少雨多风^[15]。2016—2019年间年平均气温-4.3℃,极端最高气温为13.2℃,极端最低气温为-24.1℃,气温的年内分布呈单峰型特征,年最高温度出现在7—8月,表现出雨热同期的特征;年平均降水量为371.9 mm,且主要集中在5—10月,历年最大降水量为438.2 mm,最小降水量为330.5 mm;年平均净辐射量为100 W/m²;年平均相对湿度为53%;年平均风速为5.3 m/s,主导风向为西风。研究区2016—2019年日平均气温、降水量、净辐射、相对湿度和风速见图2。

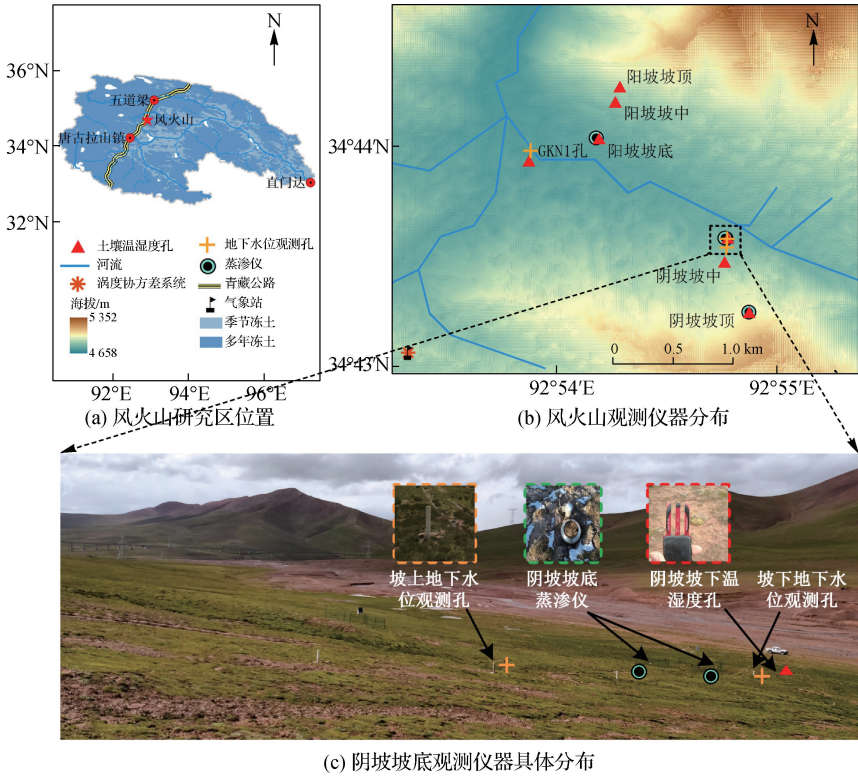


图1 研究区位置与场地布置

Fig. 1 Location of the study area and field instrumentation layout

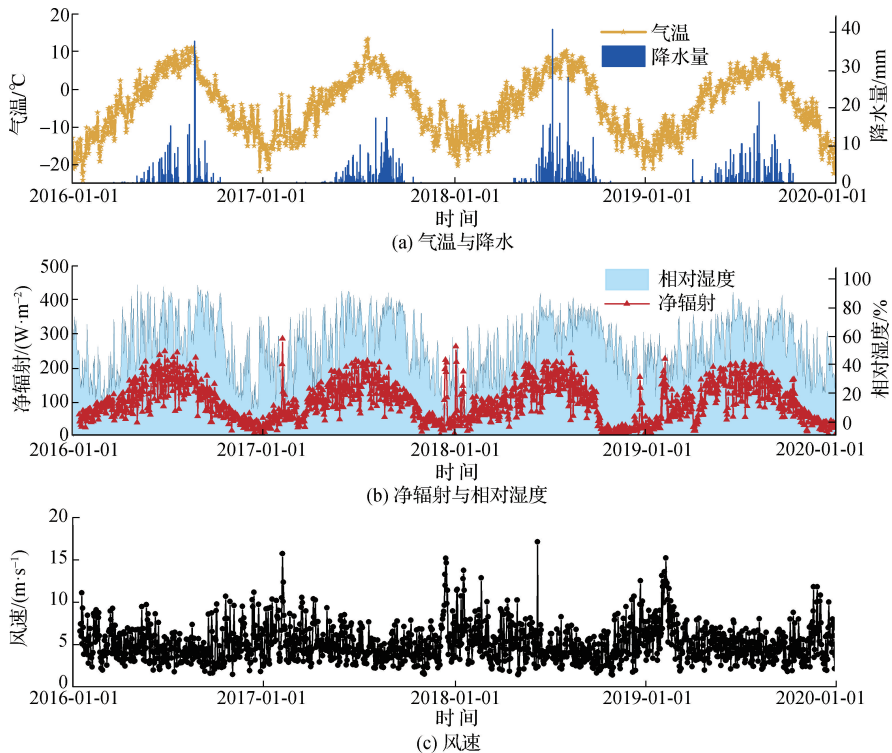


图2 2016—2019年风火山地区主要气象要素变化

Fig. 2 Variations of daily air temperature, precipitation, net radiation, relative humidity, and wind speed of the study area from 2016 to 2019

1.2 数据获取

在研究区架设自动气象站,每30 min记录一次气温(T_a , °C)、相对湿度(H_R , %)、2 m处风速(U , m/s)、降水(P , mm)、净辐射(R_n , W/m^2)与土壤热通量(G , W/m^2)。在气象站邻侧安装塔高为2 m的涡度协方差系统监测潜热(E_L , W/m^2)和感热通量(H , W/m^2),该系统由三维超声波风速仪和红外气体分析仪组成,平均通量时间为30 min。在获得涡度数据后,使用EddyPro软件对原始数据进行异常值剔除、延迟时间校正、虚温转换、坐标旋转等前处理,此外,对仪器误差数据和摩擦风速小于0.1 m/s的夜间数据进行剔除,以保证数据质量。选择不同海拔高度、不同植被盖度典型区域埋设LYS30微型蒸渗仪(直径30 cm,高40 cm)记录蒸散发与渗漏量,数据采集频率为30 min。由于冻结期仪器无法工作原因,蒸渗仪记录时间为2019年4月11日至2019年10月10日。参考周剑等^[19]的方法,将植物生长季细分为为了生长季前期(4月11日至5月20日)、生长期(5月21日至8月20日)以及生长季后期(8月21日至10月10日),对不同生长阶段不同坡位和植被盖度下的蒸散发过程进行分析。

在风火山研究区1处典型河谷内,分别选择阴坡和阳坡的坡顶、坡中以及坡底处,在地下5 cm、20 cm、50 cm、100 cm、160 cm处埋设5TM土壤温湿度探头对土壤温度(T_{soil})和未冻水含量(θ_w)进行监测(GKN1孔附近的温湿度探头最大埋深为300 cm),其中,土壤温度测量精度为 ± 1 °C,分辨率为0.1 °C,测量范围为-40 ~ 60 °C,适用于多年冻土地区温度观测;土壤水分测量精度为 ± 0.03 m^3/m^3 ,分辨率为0.000 8 m^3/m^3 ,每30 min记录1次数据。在河谷内布设了不同河流断面和坡面的冻结层上地下水水位观测孔,采用材质较好、抗冻耐磨的PVC管做为地下水水位管,在观测孔内安装HOBO U20-001-04自动水位计,为防止颗粒较细的细砂及黏土浸入水位管,在水位管外侧包裹了过滤网,通过尼龙绳和钢丝绳固定水位计,将其放置在水位管的下部,1 h记录1次地下水水位(L_{CW} , m),取平均值作为日地下水水位观测值。

1.3 研究方法

1.3.1 实际蒸散发计算

Bouchet^[20]基于最小平流作用下大气水分状况对地表蒸散发存在反馈作用的假设首次提出互补理论。Brutsaert^[21]考虑在极端干燥和潮湿的表面湿度条件下发生的3个附加物理约束,对Bouchet^[20]提出的互补理论进行了扩展,提出了广义非线性互补蒸散发模型:

$$E_T = \left(\frac{E_{T,po}}{E_{T,pa}} \right)^2 (2E_{T,pa} - E_{T,po}) \quad (1)$$

式中: E_T 、 $E_{T,pa}$ 和 $E_{T,po}$ 分别表示实际蒸散发、潜在蒸散发和湿润环境蒸散发,采用Penman^[22]公式、Priestley和Taylor^[23]公式分别进行计算:

$$E_{T,pa} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_{ne} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f_e(U) (e_s - e_a) \quad (2)$$

$$E_{T,po} = \alpha_e \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_{ne} \quad (3)$$

式中: Δ 和 γ 分别表示饱和和水气压随温度变化的斜率以及干湿表常数, $kPa/^\circ C$; $f_e(U)$ 为风速函数,采用Roma法^[22]计算, $f_e(U) = 2.6(1 + 0.54U)$; Q_{ne} 为可用能量, $Q_{ne} = (R_n - G)/\rho\lambda$,表示成蒸发单位, mm/d ; ρ 为水的密度, kg/m^3 ; λ 为蒸发潜热, $\lambda = 2.45$ MJ/kg ; e_s 和 e_a 分别表示饱和水气压和实际水气压, kPa ; α_e 为Priestley-Taylor模型参数,参考Yang等^[24]取 $\alpha_e = 1.194$ 。本文采用该方法计算研究区实际蒸散发,与涡度观测进行对比,验证互补法在研究区的适用性,通过改变互补法中的气象要素输入,对实际蒸散发进行敏感性分析,试图解释坡面尺度蒸散发过程的差异。

1.3.2 敏感性分析

通常利用分析单个参数的变化对模型的作用,确定模型的敏感系数,进行敏感性分析。本研究中拟通过

对非线性互补蒸散发模型的不同气象驱动进行敏感性分析, 解释蒸散发变化以及不同坡面和坡位蒸散发差异的原因。对于非线性互补蒸散发模型中气象驱动较多, 且量纲与变化范围不同, 通过对各个气象要素进行量纲一化, 计算相对敏感系数^[25]:

$$S_x = \frac{\Delta E_T}{\Delta X} \frac{|X|}{E_T} \quad (4)$$

式中: S_x 为 E_T 对气象要素 X 的敏感系数; ΔX 为气象要素的变化量; ΔE_T 为气象要素 X 变化 ΔX 导致的 E_T 的变化, S_x 为正值时表示 E_T 与气象要素 X 的变化成正相关, 否则负相关, 敏感系数越大, 则气象变量对 E_T 影响越大。例如, 当实际蒸散发对某气象要素的敏感系数为 0.1 时, 则当该气象要素变量增加 10%, 实际散发将增加 1%。本次研究中以气温、风速、相对湿度、净辐射为研究变量, 分别变化 $\pm 20\%$, 计算各变量对 E_T 的相对敏感系数。

1.3.3 土壤水分入渗过程

在风火山三号沟典型坡面选择坡底、坡中和坡顶 3 个坡位, 海拔高度分别为 4 772 m、4 805 m 和 4 874 m。在每个坡位上分别选择高、中、低 3 种不同植被覆盖度样点, 使用由马里奥特容器(马氏瓶)和圆形同心双套环构成的入渗仪器, 在不同冻融阶段进行双环入渗试验, 测定土壤水分入渗能力, 每个试验点各重复 3 次试验。根据活动层内部土壤水热动态特征, 将研究区土壤冻融过程划分为初始融化期(4 月中旬至 6 月中旬)、完全融化期(6 月下旬至 9 月下旬)、初始冻结期(10 月上旬至 11 月上旬)和完全冻结期(11 月中旬至次年 4 月上旬)。根据划分的冻融阶段, 分析探讨植被覆盖度和坡位变化对土壤入渗过程的影响。

1.3.4 统计分析

本文利用 Pearson 相关分析量化冻结层上地下水与活动层内部各深度土壤温度和土壤含水量之间, 以及实际蒸散发与气温、净辐射、风速和相对湿度等气象要素之间的相关关系, 并进行 0.05 和 0.01 水平下相关的显著性检验。

2 结果分析与讨论

2.1 实际蒸散发

2.1.1 实际蒸散发生长季动态变化

图 3 展示了 2016—2019 年生长季降雨量以及涡度观测和互补法计算的风火山实际月蒸散发量。如图所示, 风火山研究区在整个生长季最小蒸散发出现在 10 月份(涡度观测结果为 34.2 ± 12.6 mm), 最大蒸散发出现在 7 月(涡度观测结果为 101.7 ± 8.9 mm), 呈单峰型, 与降水在年内变化趋势基本一致。涡度观测和互补法计算的生长季蒸散发总量分别为 472.1 ± 42.9 mm 和 430.6 ± 23.4 mm, 均方根误差(E_{RMS})和决定系数(R^2)分别为 0.43 mm/d、0.87。互补法计算的蒸散发在各个阶段比涡度观测值偏低(图 3(a)), 但能够较为真实地反映流域内实际蒸散发的年内动态变化。2016—2019 年, 风火山研究区生长季降雨量为 371.6 ± 50.9 mm, 小于生长季的潜在蒸散发(639.6 ± 48.0 mm), 土壤水分在这一时期总体表现为亏损状态, 4—5 月水分亏损量较大, 分别为 -71.7 ± 21.2 mm 和 -79.5 ± 17.1 mm, 此阶段活动层表层土壤开始融化, 降雨量较小, 蒸发水分来源主要来自冰雪融水和浅层土壤融水; 随着活动层融化深度的增大、地下水位的迅速上升(图 4)以及高原季风带来的降水增加, 土壤水分亏损逐渐减小, 在 8 月份时土壤水分由亏损转盈余(15.1 ± 17.5 mm); 10 月, 随着雨季的结束, 降雨量迅速减小, 植被处于生长季后期, 土壤表层开始冻结仅发生日尺度的冻融循环, 限制了土壤水分的蒸发, 这一时期土壤水分亏损逐渐增大。多年尺度上分析, 风火山研究区处于水分亏损状态, 一方面是因为风火山属于典型的高原干旱大陆性气候, 辐射强, 大气蒸发能力强; 另一方面, 这可能与青藏高原暖湿化背景下^[26]植被盖度的扩张、生长季的延长以及低温对蒸散发限制的减弱导致的蒸散发增加有关^[27], 而降水的增加很大程度上降低了由此引起的水分亏损。

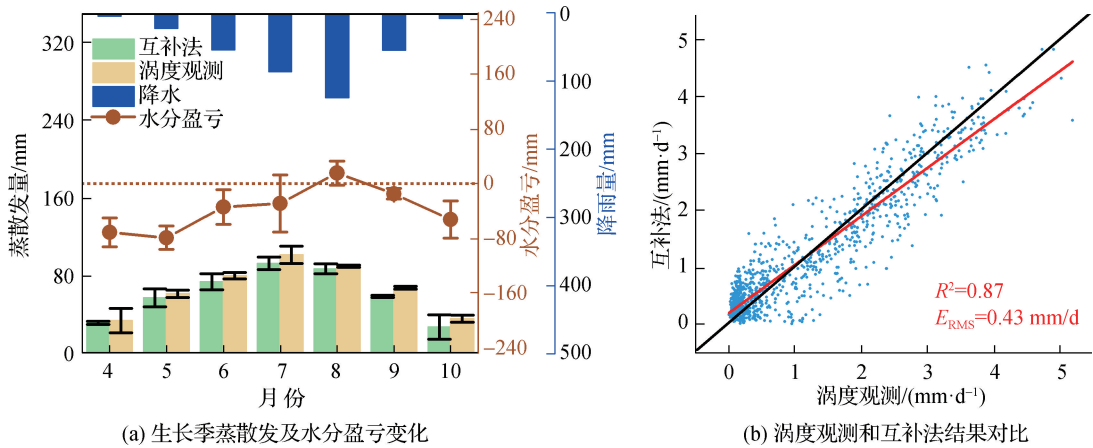


图3 2016—2019年风火山蒸散发动态

Fig. 3 Evapotranspiration dynamics in Fenghuoshan from 2016 to 2019

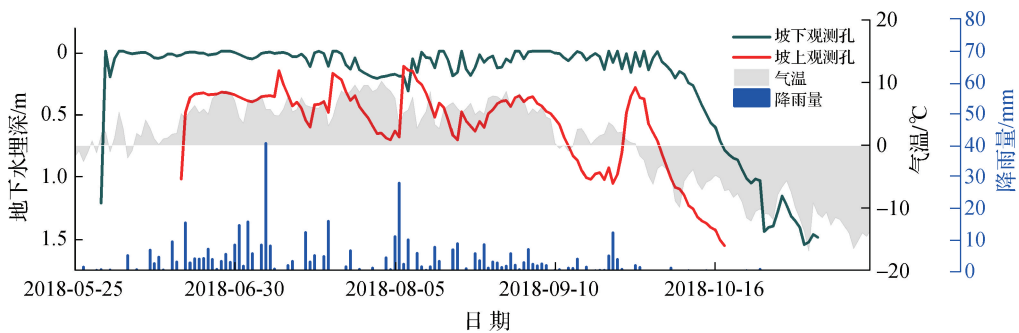


图4 冻结层上地下水埋深年内动态变化

Fig. 4 Dynamic change of suprapermafrost groundwater

在生长季不同阶段，不同坡位、坡向以及植被覆盖度下蒸散发过程存在差异。表1展示了2019年各个样点在不同生长阶段的蒸散发量。生长季前期，同一植被覆盖度下(60%)，阴坡坡顶的 E_T (97.2 mm)为阴坡坡底(22.7 mm)的4.3倍，阳坡坡底的 E_T (28.7 mm)稍大于阴坡坡底，而同一坡向和坡位，高盖度样点(92%)的 E_T (41.5 mm)为低盖度点(60%) E_T 的2.3倍；生长期， E_T 总体上仍表现为高盖度大于低盖度，坡顶大于坡底，但各个样点 E_T 差异较生长季前期显著减小；然而，在生长季后期，最大蒸散发量出现在了阴坡坡底，此时蒸散发变化规律表现为低盖度大于高盖度，坡底大于坡顶。从整个生长季来看，最大的蒸散发量出现在阴坡坡顶(517.8 mm)，阴坡坡底次之，阳坡坡底最小(430.2 mm)。

表1 风火山2019年各样点不同生长阶段实际蒸散发量

Table 1 Actual evapotranspiration at different growth stages in 2019

生长阶段	阴坡坡底 1/mm (60%, 4 769 m)	阴坡坡底 2/mm (92%, 4 772 m)	阴坡坡顶/mm (60%, 4 874 m)	阳坡坡底/mm (60%, 4 766 m)
生长季前期	22.7	41.5	97.2	28.7
生长期	276.1	282.6	286.7	262.4
生长季后期	161.9	140.8	133.9	139.2
整个生长季	460.7	464.9	517.8	430.2

注：表中每个样点名称下方括号中的数据分别表示植被覆盖度和海拔高度。

2.1.2 实际蒸散发时空差异性分析

图5展示了不同气象要素与实际蒸散发之间的相关系数及敏感系数。4种气象要素与蒸散发之间的相关性由大到小分别为净辐射($R=0.93$)、气温($R=0.84$)、相对湿度($R=0.46$)和风速($R=-0.25$),且均通过了显著性检验($p<0.01$)。净辐射、气温和相对湿度敏感系数均全年为正,多年平均值为分别为1.22、0.33和0.32,表明随着辐射的增加、气温的升高以及空气相对湿度的增加,实际蒸散发量逐渐增加,且实际蒸散发对净辐射的变化最为敏感;风速的敏感系数则全年为负,多年平均值为 -0.25 ,实际蒸散发随风速的增加而逐渐减小。有研究认为平均横向风速越大,利于水气的疏散,促进大气中的水气循环交换,利于蒸散发过程的发生^[28-29],而Wang等^[30]分析了青藏高原40 a(1982—2012年)来实际蒸散发的变化趋势及主要影响因素,结果表明实际蒸散发与风速之间呈负相关关系。邹必君^[31]认为风速的增加一方面加快了地气相互作用速率,进而促进了蒸散发过程,另一方面将导致感热增大从而抑制潜热交换。高原地表感热的趋势转变主要受到地面风速和地气温差变化的影响,特别在冬季,高原整体地面风速的趋势变化与地表感热通量一致^[32],这可能解释了研究区风速对实际蒸散发的抑制作用。各气象要素的敏感系数具有明显的季节变化特征,其中,净辐射、气温和风速(绝对值)的敏感系数均表现出冬季高、夏季低的特点,且净辐射的敏感系数基本全年都保持在1.0以上,表明净辐射在蒸散发过程中的主导作用,峰值出现在4月中旬至5月初(活动层融化初期);相对湿度的敏感系数年内变幅小于净辐射,其高值主要集中在10月中旬(活动层冻结初期)至来年4月底。

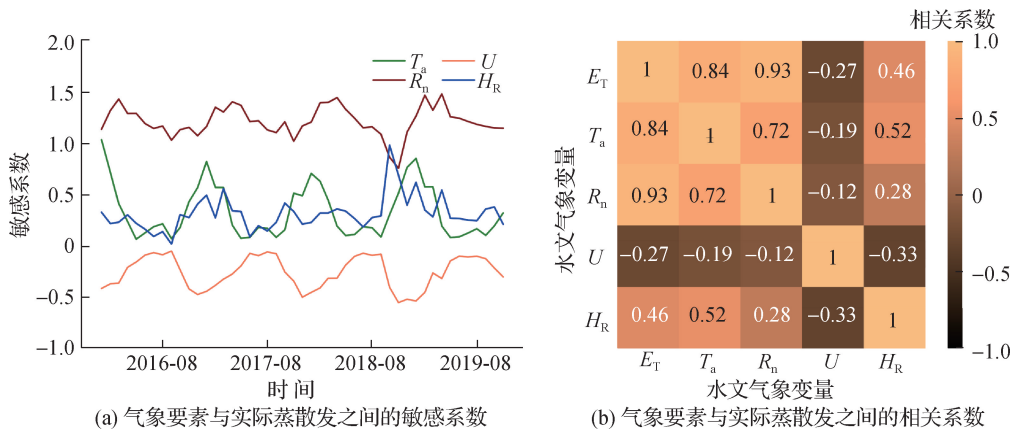


图5 各气象要素与实际蒸散发之间的统计关系

Fig. 5 Statistical relationship between meteorological elements and actual evapotranspiration

Budyko 假设认为在干旱区,水分状况控制着蒸散发过程,而湿润区的蒸散发量则主要受制于能量^[33]。风火山地区虽然属于干旱大陆性气候,但在活动层融化的初始阶段(5月初,图6),融化深度较浅,降水和冰雪融水补给浅层土壤,土壤极易达到饱和,蒸散发水分供给充足;随着活动层融化深度的增加,浅层土壤水分在重力势和温度势的作用下向下运移,表层土壤水分含量逐渐减小;此后随着降雨的增加,表层土壤含水量再次升高;10月,随着气温降低、活动层冻结,表层土壤含水量迅速降低(图6,阴影为变化区间,阴坡坡中20 cm土壤水分数据2017年8月17日后缺测),这解释了净辐射(能量)与相对湿度(水分)在活动层融化和冻结过程中对蒸散发过程控制的季节转换模式。Wang等^[34]指出降水和净辐射控制着青藏高原实际蒸散发的空间变化。张亚春等^[35]的研究也指出在青藏高原地区,热力因子(气温、净辐射)是影响实际日蒸散发量的主要因素,水分条件次之。气温与风速对实际蒸散发的影响主要集中在冬季,该阶段活动层处于冻结状态,实际蒸散发量很小,而在暖季(5—9月)活动层融化阶段,气温与风速对实际蒸散发的敏感系数降低至 $-0.1\sim 0.2$ 。对比不同坡位(海拔)蒸散发过程,尽管高海拔(坡顶)样点气温低、风速高,但净辐射与降水随海拔升高的增加,可能导致了阴坡坡顶的蒸散发量在整个生长季特别是生长季前期远高于其他低海拔样点^[36-37]。

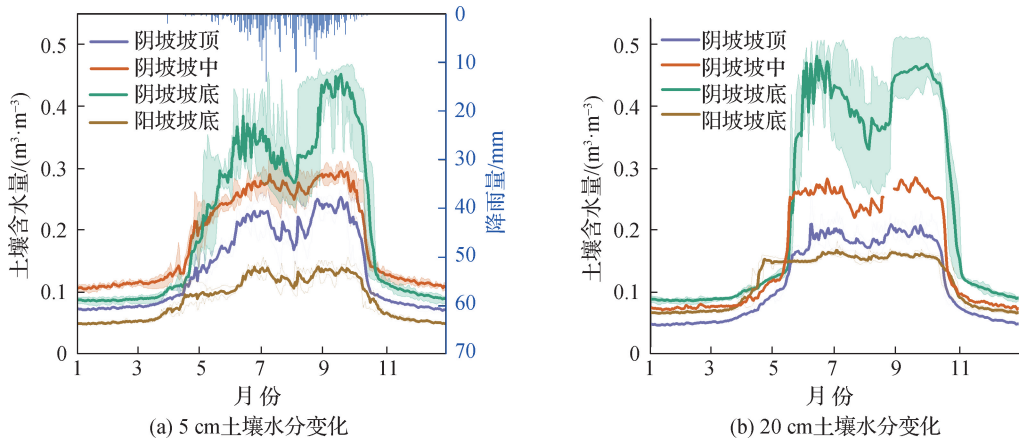


图6 2016—2019年蒸渗仪附近土壤含水量变化

Fig. 6 Dynamic change of average soil volumetric water content near lysimeters from 2016 to 2019

2.2 下垫面对土壤入渗过程的影响

2.2.1 不同植被覆盖度下土壤入渗过程

图7(a)展示各冻融阶段不同植被覆盖度下土壤水分入渗过程动态变化(图7中浅黄、浅绿和白色阴影区域分别表示入渗瞬变、渐变和稳定阶段)。初始融化期, 30%、60%和92%植被覆盖度下, 土壤初始入渗速率分别为1.65 mm/min、1.09 mm/min和0.69 mm/min, 稳定入渗率分别为0.73 mm/min、0.35 mm/min和0.38 mm/min, 均随植被覆盖度减小而增大。随着活动层融化深度的增加(图8), 土壤水分在重力和温度梯度的双重作用下向融化锋附近迁移, 表层土壤趋于干燥(图6, 红色标记), 有利于土壤水分的入渗, 这导致完全融化期的初始入渗速率普遍大于初始融化期。完全融化期, 土壤初始入渗速率随植被覆盖度的增加而逐

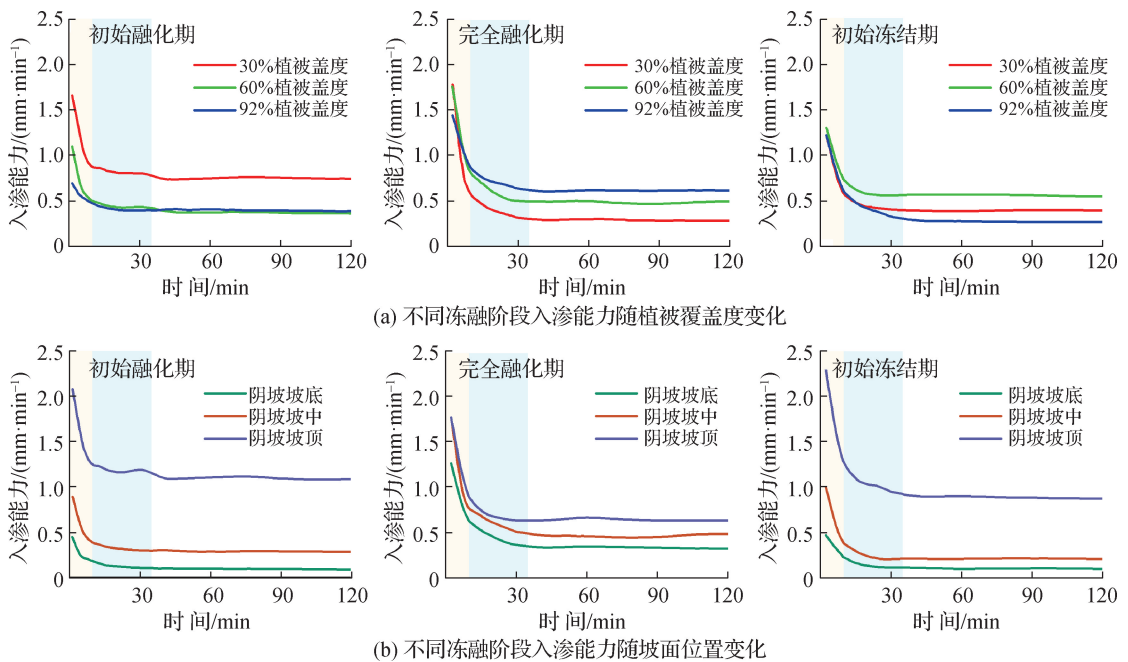


图7 不同冻融阶段入渗过程

Fig. 7 Infiltration process in different freezing and thawing stages

渐减小(由30%盖度下的1.78 mm/min, 在92%盖度时降至1.37 mm/min), 原因在于高盖度草甸样点根系密度大, 降低了土壤的导水率, 对水分入渗起阻滞作用, 此外, 高盖度下的高表层土壤含水量进一步限制了土壤水分的入渗过程。李春杰等^[38]认为稳定入渗阶段, 高盖度下高密度的根系分布增大了土壤的蓄水能力, 反而有利于水分的入渗, 因此, 该时期土壤稳定入渗速率与植被盖度正相关, 与本文结果一致。活动层初始冻结期, 初始入渗速率与植被盖度关系表现为60% (1.30 mm/min) > 30% (1.22 mm/min) > 92% (1.21 mm/min), 此阶段, 土壤初始含水量以及土壤热状况共同控制着土壤水分入渗过程。高植被盖度下, 土壤初始含水率最大, 但有机质层厚度大, 热量散失速度慢, 延缓了活动层的开始冻结时间, 有利于水分的入渗。

2.2.2 不同坡位土壤入渗过程

图7(b)展示了各冻融阶段阴坡不同坡位土壤水分入渗过程。初始和稳定入渗速率均随坡位的升高而增大。对于初始入渗率: 初始融化期、完全融化期和初始冻结期, 坡顶(2.07 mm/min、1.71 mm/min、2.27 mm/min) > 坡中(0.91 mm/min、1.48 mm/min、0.99 mm/min) > 坡底(0.45 mm/min、1.08 mm/min、0.55 mm/min); 对于稳定入渗率: 初始融化期、完全融化期和初始冻结期, 坡顶(1.07 mm/min、0.63 mm/min、0.88 mm/min) > 坡中(0.29 mm/min、0.45 mm/min、0.21 mm/min) > 坡底(0.11 mm/min、0.30 mm/min、0.10 mm/min)。多年冻土区在初始融化期产流模式以蓄满产流为主(融雪和土壤冰融水); 夏季, 随着活动层融化深度增加直至完全融化(图8), 土壤入渗能力达到最大, 但该阶段降水补给量远小于下渗所需水量, 不易蓄满产流, 地表径流比例较小, 以超渗产流为主, 壤中流与地下径流在径流中占据较大比例^[39]; 秋季, 活动层层开始冻结, 在短暂的日冻融循环中, 地表径流以蓄满产流为主。阴坡表层(5 cm)和根层(20 cm)的土壤含水量在各个冻融阶段均表现出随海拔降低增大的趋势(图6), 初始含水量对入渗的影响主要体现在初始入渗速率, 土壤基质势随着土壤含水量的降低而增大, 随着入渗过程的继续, 基质势逐渐减小至不再影响入渗过程。Wang 等^[40]指出土壤质地通过作用于土壤颗粒的表面能以及土壤孔隙的尺寸和分布影响着土壤

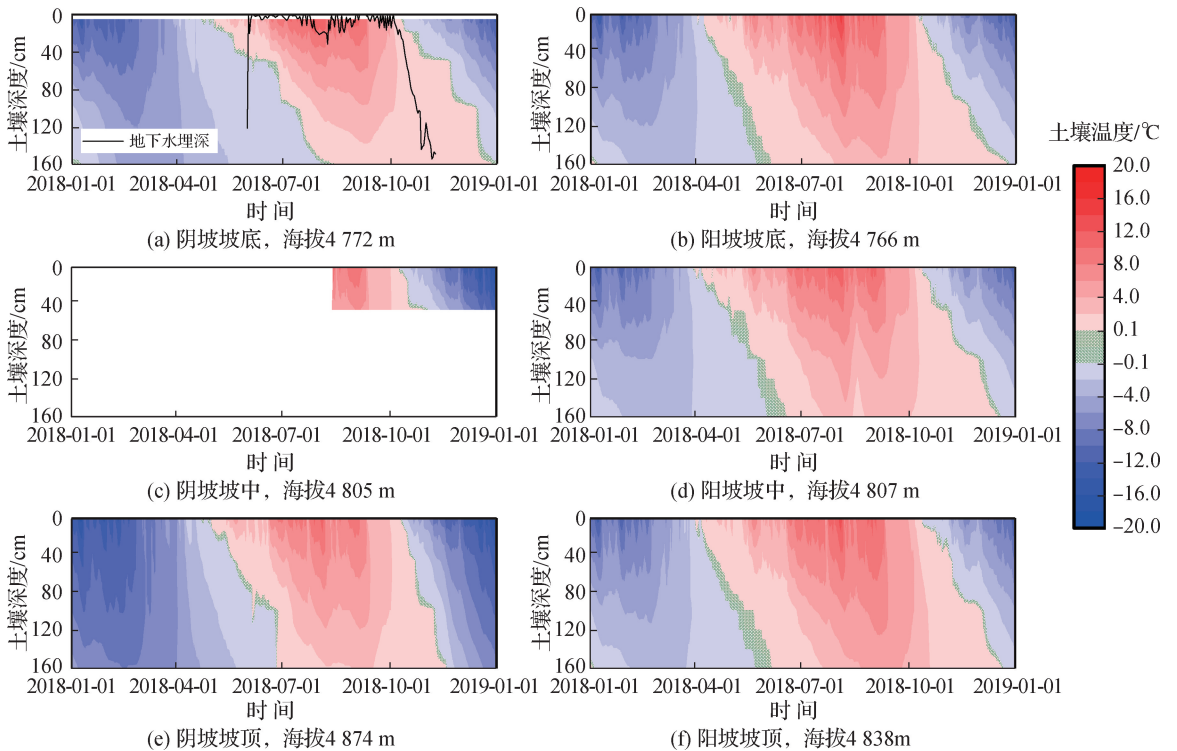


图8 2018年不同坡面、坡位土壤温度剖面

Fig. 8 Soil temperature profiles of different slopes and slope positions in 2018

中水分运移和导水率。Jiang 等^[17]指出冰水之间的密度差导致土壤在经历冻结-融化循环后,小孔隙数量增多,孔隙度增大,降低了土壤的压密性和干重,利于土壤水分的入渗。这可能是造成同一坡位初始融化期的稳定入渗速率普遍高于初始冻结期的原因。

2.3 下垫面对活动层内部水热动态的影响

2.3.1 坡面尺度活动层水热动态时空差异分布

图8、图9分别展示了不同坡向、坡位土壤温度和体积含水量的年内动态变化。各坡位、坡向土壤温度的总体变化趋势基本一致,大致可划分为土壤温度持续上升阶段、土壤温度上升“零点幕”阶段、土壤温度持续下降阶段和土壤温度下降“零点幕”阶段^[16]。阴坡“零点幕”持续时间在融化与冻结阶段无明显差异,而阳坡融化阶段“零点幕”持续时间明显长于冻结阶段,且这种差异随土壤深度的增加而逐渐扩大(图8)。以阳坡坡底为例,融化阶段,5 cm 深度“零点幕”持续时间为5 d(2018-04-02/04-07),在160 cm 深度增至22d(2018-05-23/06-13)。对比不同坡面,阳坡土壤温度普遍高于阴坡,且这种土壤温差随着深度的增加而逐渐增大。以坡底为例,阴、阳坡土壤温差由表层(5 cm)深度的0.65 °C增至160 cm 的1.56 °C。不同坡位,土壤温度的差异随时间与深度而变化。以阴坡为例,5~20 cm 深度坡底土壤温度全年均大于坡顶,这可能与坡顶蒸发量大(图1)、消耗的潜热更多有关。然而,随着土壤深度的增加(50~160 cm),5—10月份的坡顶温度逐渐大于坡底,一方面可能是由于重力作用下冻结层地下水从坡顶排出,在坡下聚集,坡顶的液态水饱和度减小(图9(a)、图9(e)),空气占比增加,进而导致坡顶热容减小,升温较快^[41];另一方面,还有可能是因为坡底植被盖度高及有机质层较厚导致场地排水条件差,形成“热半导体”效应,对升温起到阻尼作用^[42]。

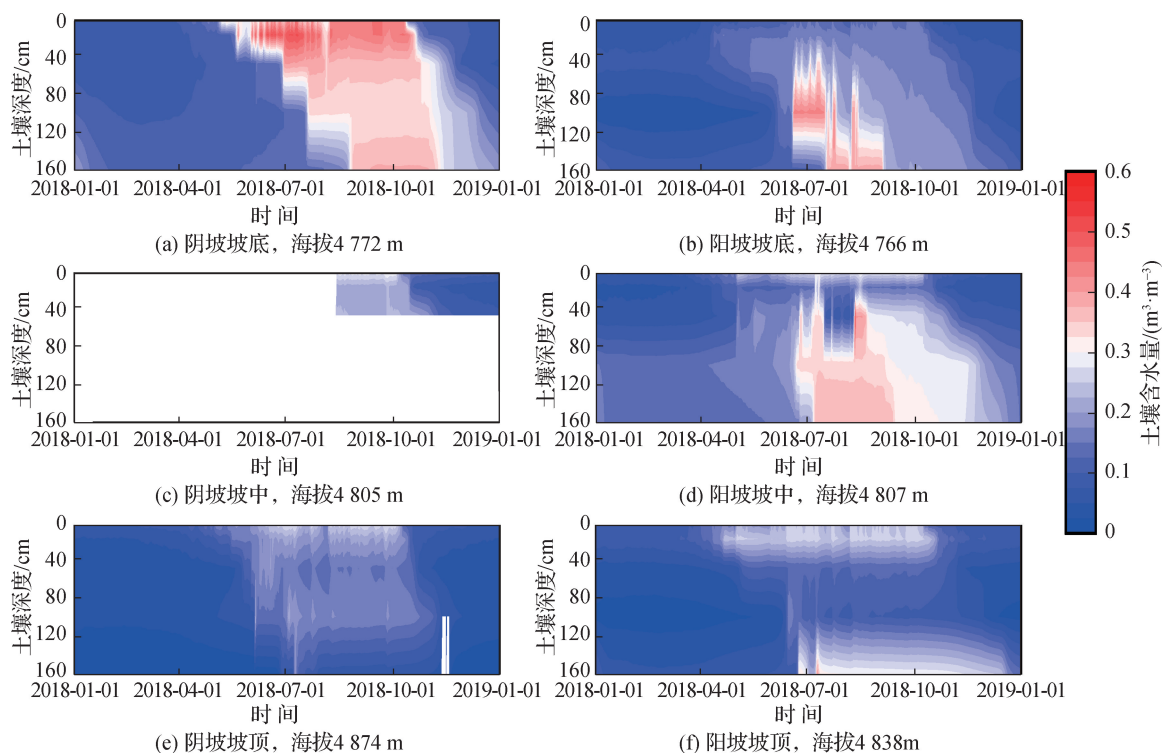


图9 2018年不同坡面、坡位土壤含水量剖面

Fig. 9 Soil volumetric water content profiles of different slopes and slope positions in 2018

2018年,阴坡坡底表层初始融化时间和初始冻结时间分别为4月21日和10月10日,对应的阳坡坡底分别为4月3日和10月13日,随着海拔的升高,阴坡坡顶初始融化时间和初始冻结时间分别为4月30日

和10月9日,即在年内的冻融循环中,阳坡起始融化时间早于阴坡,而起始冻结时间则晚于阴坡,坡顶的起始融化时间晚于坡底,而起始冻结时间则早于坡底。冻融特征的时空差异体现在土壤水分(图9)和地下水位(图4)变化上,解释了多年冻土流域产流区从阳坡发展至阴坡、从低海拔发展至高海拔的时空差异原因^[39]。

2.3.2 冻结层上地下水动态及其与活动层水热变化关系

图4展示了坡面尺度不同坡位冻结层上地下水埋深的动态变化。结合活动层内部水热状况与地下水埋深变化特征,可将研究区地下水动态变化划分为:①完全冻结稳定阶段。该阶段土壤处于完全冻结状态,地下水位下降到一年中最大埋深,无明显波动。②快速融升阶段。该阶段随着气温回升、活动层解冻,土壤含水量迅速升高,地下水位也相应上升。③完全融化高水位阶段。此阶段活动层全部融化,地下水位达到一年中的最高,且降雨主要集中在这一季节,地下水位在这一阶段受降水影响最为显著。④快速冻降阶段。该阶段活动层随气温下降发生双向快速冻结(图8、图9),地下水位快速降低,并达到一年中的最小值。总体来看地下埋深的变化与气温的变化趋势区域一致,并伴随降雨出现水位波动,且地下水埋深对降雨的响应具有明显的滞后性,约1~2 d。如图4所示,坡下地下水快速融升时间比坡上提前20 d,而坡上地下水快速冻降时间则比坡下提前了7 d,在整个冻融循环中坡下的地下水位始终高于坡上。

图8(a)展示了坡底土壤温度及其邻近地下水位动态变化过程,当融化锋到达50 cm附近时,地下水位开始迅速升高至最高水位。Wang等^[43]研究指出多年冻土流域土壤融化与地表径流存在60 cm深度阈值的相关关系,冻结层上地下水动态与土壤水热过程存在相互联系。为此,选择具有完整冻融循环地下水位动态与土壤湿度变化观测数据的观测孔(GKN1孔)进行相关分析。GKN1孔冻结层上地下水水位与各深度土壤温度和土壤含水量之间呈现出极显著相关关系($p < 0.01$),其中地下水位与50 cm深度的土壤温度和土壤含水量之间相关性最高,相关系数分别达到了0.95和0.82,再次证实50~60 cm以下活动层内部水热状况显著影响着多年冻土流域地下水流动态。当活动层融化至50 cm深度时,正值6月初的春汛期,GKN1孔位于坡下靠近河道处,可接受坡上浅层融水地下径流、降水、积雪融水和(或)河水补给,地下水位急剧抬升,这一阶段冻结层上地下水受下部冻结土壤底板的融化影响比较显著^[15];活动层完全融化阶段,坡下观测孔既接受降水补给,又接受侧向地下径流补给,土壤水分入渗能力远小于坡上(图7(b)),补排相对平衡,且植被覆盖度高于坡上,植被的截留作用也在一定程度上延缓了地下水对降雨的响应。坡上水分来源主要为降水入渗,此外,坡上活动层土质主要为粗颗粒土且植被覆盖度较低,持水能力较弱^[16],因而相比于坡下,坡上冻结层上地下水位稳定性差(该阶段坡上和坡下地下水位变化幅度分别为0.93 m、0.31 m)。地形、植被和土壤质地差异对热量传输的影响是造成坡面尺度冻结层上地下水动态空间差异性的主要原因。

3 结 论

本文以青藏高原腹地典型多年冻土流域——风火山小流域为研究区,基于研究区2016—2019年的水文气象要素的野外观测与计算,分析了坡面尺度上水分入渗、蒸散发、活动层内部水热条件以及冻结层上地下水等关键水循环过程的变化特征及其对下垫面条件变化的响应,主要结论如下:

(1) 风火山小流域生长季实际蒸散发多年平均值为 472.1 ± 42.9 mm,净辐射($S_{rn} = 1.22$, $R = 0.93$)主导着实际蒸散发的动态变化,气温($S_{T_n} = 0.33$, $R = 0.84$)和相对湿度($S_{H_r} = 0.32$, $R = 0.46$)次之,且相对湿度对实际蒸散发的影响主要集中在活动层冻结阶段,风速($S_U = -0.25$, $R = -0.27$)影响相对最小。坡面尺度上实际蒸散发与植被覆盖度以及海拔高度正相关。

(2) 坡面尺度上,初始和稳定入渗速率均随坡位的升高而增大。对于初始入渗率:初始融化期、完全融化期和初始冻结期,坡顶(2.07 mm/min、1.71 mm/min、2.27 mm/min) > 坡中(0.91 mm/min、1.48 mm/min、0.99 mm/min) > 坡底(0.45 mm/min、1.08 mm/min、0.55 mm/min);对于稳定入渗率:初始融化期、完全

融化期和初始冻结期, 坡顶(1.07 mm/min、0.63 mm/min、0.88 mm/min) > 坡中(0.29 mm/min、0.45 mm/min、0.21 mm/min) > 坡底(0.11 mm/min、0.30 mm/min、0.10 mm/min)。初始入渗速率与植被覆盖度负相关, 而稳定入渗阶段, 高盖度下高密度的根系分布则增大了土壤的蓄水能力, 利于水分的入渗。不同坡位、植被覆盖度下冻融循环、土壤质地和初始含水量等共同影响着入渗过程。

(3) 冻融循环中, 阳坡起始融化时间早于阴坡(坡底和坡顶分别提前 18 d、24 d), 而起始冻结时间则晚于阴坡(坡底和坡顶均滞后 3 d); 坡顶的起始融化时间晚于坡底(阴坡和阳坡分别滞后 9 d、3 d), 而起始冻结时间则早于坡底(阴坡和阳坡均提前 1 d)。坡面尺度上的这种不同坡面、坡位冻融起始时间差异体现在土壤水分、地下水位变化上, 造成了多年冻土流域产流区从阳坡发展至阴坡、从低海拔发展至高海拔的时空差异性。

(4) 冻结层上地下水水位与活动层土壤温湿度之间呈现出极显著相关关系, 其中 50 cm 为阈值深度, 该深度以下的活动层冻融状况影响着地下水位动态。不同于坡上单一的降水入渗补给, 坡下降水、侧向地下径流以及河水等多源补给使得坡下地下水水位相对稳定(完全融化期坡上和坡下地下水水位变化幅度分别为 0.93 m、0.31 m)。地形、植被和土壤质地差异对热量传输的影响共同导致了坡面尺度冻结层上地下水动态的空间差异性。

青藏高原气候环境恶劣, 观测站点较少, 未来应加强不同植被类型、冻土类型(如富冰与少冰多年冻土, 高温多年冻土与低温多年冻土)流域的气象、水文、土壤水热的监测, 以期更全面、深入明晰多年冻土流域下垫面条件对水文过程的影响机制。

参考文献:

- [1] 秦大河. 冰冻圈科学概论[M]. 北京: 科学出版社, 2017. (QIN D H. Introduction to cryosphere science[M]. Beijing: Science Press, 2017. (in Chinese))
- [2] 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 Y J, ZHANG S Q, WU J K, 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))
- [3] 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 G D, JIN H J. Groundwater in the permafrost regions on the Qinghai-Tibet Plateau and it changes[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2013, 40(1): 1-11. (in Chinese))
- [4] 姚檀栋, 秦大河, 沈永平, 等. 青藏高原冰冻圈变化及其对区域水循环和生态条件的影响[J]. 自然杂志, 2013, 35(3): 179-186. (YAO T D, QIN D H, SHEN Y P, et al. Cryospheric changes and their impacts on regional water cycle and ecological conditions in the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Chinese Journal of Nature, 2013, 35(3): 179-186. (in Chinese))
- [5] GAO H K, WANG J J, YANG Y Z, et al. Permafrost hydrology of the Qinghai-Tibet Plateau: a review of processes and modeling[J]. Frontiers in Earth Science, 2021, 8: 576838.
- [6] WALVOORD M A, KURYLYK B L. Hydrologic impacts of thawing permafrost: a review[J]. Vadose Zone Journal, 2016, 15(6): 1-20.
- [7] 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.
- [8] CHIASSON-POIRIER G, FRANSSEN J, LAFRENIÈRE M J, et al. Seasonal evolution of active layer thaw depth and hillslope-stream connectivity in a permafrost watershed[J]. Water Resources Research, 2020, 56(1): e2019WR025828.
- [9] GAO T G, ZHANG T J, WAN X D, et al. Influence of microtopography on active layer thaw depths in Qilian Mountain, North-eastern Tibetan Plateau[J]. Environmental Earth Sciences, 2016, 75(5): 1-12.
- [10] SATO H, KOBAYASHI H, IWAHANA G, et al. Endurance of larch forest ecosystems in Eastern Siberia under warming trends[J]. Ecology and Evolution, 2016, 6(16): 5690-5704.
- [11] 王根绪, 李元首, 吴青柏, 等. 青藏高原冻土区冻土与植被的关系及其对高寒生态系统的影响[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2006, 36(8): 743-754. (WANG G X, LI Y S, WU Q B, et al. Relationship between permafrost and vegetation in

- permafrost regions of Qinghai-Tibet Plateau and its impact on alpine ecosystem[J]. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 2006, 36(8): 743-754. (in Chinese))
- [12] YOUNG N L, LEMIEUX J M, DELOTTIER H, et al. A conceptual model for anticipating the impact of landscape evolution on groundwater recharge in degrading permafrost environments[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(11): e2020GL087695.
- [13] ZHANG Z Q, WU Q B, GAO S R, et al. Response of the soil hydrothermal process to difference underlying conditions in the Beiluhe permafrost region[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2017, 76(5): 1-13.
- [14] 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.
- [15] 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 J, WANG G X, LI C J, et al. Seasonal dynamics of suprapermafrost groundwater and its response to the freezing-thawing processes of soil in the permafrost region of Qinghai-Tibet Plateau[J]. *SCIENTIA SINICA Terrae*, 2015, 45(4): 481-493. (in Chinese))
- [16] 曹伟, 盛煜, 吴吉春, 等. 黄河源区多年冻土活动层土壤水文过程季节变异分析[J]. *水科学进展*, 2018, 29(1): 1-10. (CAO W, SHENG Y, WU J C, et al. Seasonal variation of soil hydrological processes of active layer in source region of the Yellow River[J]. *Advances in Water Science*, 2018, 29(1): 1-10. (in Chinese))
- [17] JIANG R Q, LI T X, LIU D, et al. Soil infiltration characteristics and pore distribution under freezing-thawing conditions[J]. *The Cryosphere*, 2021, 15(4): 2133-2146.
- [18] CHANG J, WANG G X, MAO T X. Simulation and prediction of suprapermafrost groundwater level variation in response to climate change using a neural network model[J]. *Journal of Hydrology*, 2015, 529: 1211-1220.
- [19] 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. (ZHOU J, WANG G X, LI X, et al. Energy-water balance of meadow ecosystem in cold frozen soil areas[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(3): 398-407. (in Chinese))
- [20] BOUCHET R J. Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique[J]. *IAHS Publ*, 1963, 62: 134-142.
- [21] BRUTSAERT W. A generalized complementary principle with physical constraints for land-surface evaporation[J]. *Water Resources Research*, 2015, 51(10): 8087-8093.
- [22] PENMAN H L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass[J]. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 1948, 193(1032): 120-145.
- [23] PRIESTLEY C H B, TAYLOR R J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters[J]. *American Meteorological Society*, 1972, 100(2): 81-92.
- [24] YANG W J, WANG Y B, LIU X, et al. Estimating the evaporation in the Fenghuo Mountains permafrost region of the Tibetan Plateau[J]. *Catena*, 2020, 194(6): 104754.
- [25] 尹云鹤, 吴绍洪, 戴尔阜. 1971—2008年我国潜在蒸散时空演变的归因[J]. *科学通报*, 2010, 55(22): 2226-2234. (YIN Y H, WU S H, DAI E F. Determining factors in potential evapotranspiration changes over China in the period 1971—2008[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(22): 2226-2234. (in Chinese))
- [26] ZHANG G F, NAN Z T, ZHAO L, et al. Qinghai-Tibet Plateau wetting reduces permafrost thermal responses to climate warming[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2021, 562: 116858.
- [27] 刘磊, 李小雁, 蒋志云, 等. 青海湖流域不同海拔高度土壤水分时空变化特征[J]. *资源科学*, 2017, 39(2): 263-275. (LIU L, LI X Y, JIANG Z Y, et al. Variation in soil water content along different altitude gradients in the Qinghai Lake watershed[J]. *Resources Science*, 2017, 39(2): 263-275. (in Chinese))
- [28] 张珂, 鞠艳, 李致家. 金沙江流域实际蒸散发遥感重建及时空特征分析[J]. *水科学进展*, 2021, 32(2): 182-191. (ZHANG K, JU Y, LI Z J. Satellite-based reconstruction and spatiotemporal variability analysis of actual evapotranspiration in the Jinshajiang River basin, China[J]. *Advances in Water Science*, 2021, 32(2): 182-191. (in Chinese))
- [29] 张圣微, 张鹏, 张睿, 等. 科尔沁沙地典型区生长季蒸散发估算及其变化特征[J]. *水科学进展*, 2018, 29(6): 768-778. (ZHANG S W, ZHANG P, ZHANG R, et al. Estimation of growing season evapotranspiration and its variation in a typical area of Horqin Sandy Land[J]. *Advances in Water Science*, 2018, 29(6): 768-778. (in Chinese))
- [30] WANG W G, LI J X, YU Z B, et al. Satellite retrieval of actual evapotranspiration in the Tibetan Plateau: components partitioning

- ning, multidecadal trends and dominated factors identifying[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 559: 471-485.
- [31] 邹宓君. 青藏高原全天空条件下蒸散量卫星遥感估算研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2020. (ZOU M J. Estimation of evapotranspiration under all-sky condition over the Tibetan Plateau using satellite observations[D]. Hefei: University of Science and Technology of China, 2020. (in Chinese))
- [32] 王慧, 张璐, 石兴东, 等. 青藏高原中东部地表感热趋势转折特征的季节差异[J]. *大气科学*, 2022, 46(1): 133-150. (WANG H, ZHANG L, SHI X D, et al. Seasonal differences in the trend turning characteristics of surface sensible heat over the central and Eastern Tibetan Plateau[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2022, 46(1): 133-150. (in Chinese))
- [33] 郭生练, 郭家力, 侯雨坤, 等. 基于 Budyko 假设预测长江流域未来径流量变化[J]. *水科学进展*, 2015, 26(2): 151-160. (GUO S L, GUO J L, HOU Y K, et al. Prediction of future runoff change based on Budyko hypothesis in Yangtze River basin[J]. *Advances in Water Science*, 2015, 26(2): 151-160. (in Chinese))
- [34] WANG G X, LIN S, HU Z Y, et al. Improving actual evapotranspiration estimation integrating energy consumption for ice phase change across the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125(3): e2019JD031799.
- [35] 张亚春, 马耀明, 马伟强, 等. 青藏高原不同下垫面蒸散量及其与气象因子的相关性[J]. *干旱气象*, 2021, 39(3): 366-373. (ZHANG Y C, MA Y M, MA W Q, et al. Evapotranspiration variation and its correlation with meteorological factors on different underlying surfaces of the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Arid Meteorology*, 2021, 39(3): 366-373. (in Chinese))
- [36] 刘俊杰. 山体效应对秦巴山地太阳辐射及垂直带的影响研究[D]. 开封: 河南大学, 2020. (LIU J J. Study on the influence of mass elevation effect on solar radiation and altitudinal belt of vegetation in the Qinling-Daba mountains[D]. Kaifeng: Henan University, 2020. (in Chinese))
- [37] ZHANG Y, LIU S Y, XU J L, et al. Glacier change and glacier runoff variation in the Tuotuo River basin, the source region of Yangtze River in Western China[J]. *Environmental Geology*, 2008, 56(1): 59-68.
- [38] 李春杰, 王根绪, 任东兴, 等. 风火山流域土壤入渗特征与环境因子的关系分析[J]. *水土保持通报*, 2009, 29(6): 16-19, 33. (LI C J, WANG G X, REN D X, et al. Infiltration characteristics and its environmental factors in the Fenghuoshan basin[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2009, 29(6): 16-19, 33. (in Chinese))
- [39] 王根绪, 张寅生. 寒区生态水文学理论与实践[M]. 北京: 科学出版社, 2016. (WANG G X, ZHANG Y S. Ecohydrology in cold regions; theory and practice[M]. Beijing: Science Press, 2016. (in Chinese))
- [40] WANG Y B, GAO Z Y, WEN J, et al. Effect of a thermokarst lake on soil physical properties and infiltration processes in the permafrost region of the Qinghai-Tibet Plateau, China[J]. *Science China Earth Sciences*, 2014, 57(10): 2357-2365.
- [41] HAMM A, FRAMPTON A. Impact of lateral groundwater flow on hydrothermal conditions of the active layer in a high-Arctic hill-slope setting[J]. *The Cryosphere*, 2021, 15(10): 4853-4871.
- [42] 罗栋梁, 金会军, 吕兰芝, 等. 黄河源区多年冻土活动层和季节冻土冻融过程时空特征[J]. *科学通报*, 2014, 59(14): 1327-1336. (LUO D L, JIN H J, LYU L Z, 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(14): 1327-1336. (in Chinese))
- [43] WANG G X, HU H C, LI T B. The influence of freeze-thaw cycles of active soil layer on surface runoff in a permafrost watershed [J]. *Journal of Hydrology*, 2009, 375(3/4): 438-449.

Analysis on the influence of underlying surface conditions in permafrost regions on the key water cycle processes at slope scale*

GUO Linmao¹, WANG Genxu², SONG Chunlin², LI Yang¹, LI Jinlong¹

(1. College of Water Resource and Hydropower, Sichuan University, Chengdu 610065, China; 2. State Key Laboratory of Hydraulics and Mountain River Engineering, Sichuan University, Chengdu 610065, China)

Abstract: Herein, the slope-scale dynamic changes in water cycle processes such as infiltration, evapotranspiration, thermal-moisture conditions in the active layer, and suprapermafrost groundwater in response to changes in the underlying surface conditions are analyzed based on the complete hydrometeorological observation network in the small Fenghuoshan watershed (FHS)-a typical permafrost basin-in the source region of the Yangtze River. The following four key results were obtained: ① The multi-year average of actual evapotranspiration (E_T) of the FHS during the growing season was 472.1 ± 42.9 mm, and the order of meteorological factors affecting the E_T was as follows: net radiation (sensitivity coefficient $S_{R_n} = 1.22$, correlation coefficient $R = 0.93$) > air temperature ($S_{T_a} = 0.33$, $R = 0.84$) > relative humidity ($S_{H_r} = 0.32$, $R = 0.46$) > wind speed ($S_U = -0.25$, $R = -0.27$). The E_T was positively correlated with vegetation cover and altitude on the slope scale. ② The initial and stable infiltration rates increased with altitude on the slope scale. During the initial thawing, completely thawed, and initial freezing periods, the respective stable infiltration rates at various slope positions were as follows: top of slope (1.07 mm/min, 0.63 mm/min, 0.88 mm/min) > middle of slope (0.29 mm/min, 0.45 mm/min, 0.21 mm/min) > base of slope (0.11 mm/min, 0.30 mm/min, 0.10 mm/min), while the influence of vegetation coverage on the infiltration rate varied with the freezing-thawing period. ③ The differences in the freezing and thawing initiation times on the sunny and shady slopes, and at different slope positions, were reflected in the changes in soil moisture and groundwater level, thus explaining the spatial-temporal differences in the runoff-generation areas of the permafrost basin in going from the sunny slope to the shady slope, and from low altitude to high altitude. ④ The freezing-thawing regime of the active layer below 50 cm depth was found to significantly affect the groundwater dynamics, and the influence of topography, vegetation, and soil texture differences on heat transfer jointly led to the spatial variations in the suprapermafrost groundwater dynamics on the slope scale.

Key words: permafrost; active layer; underlying surface; water cycle process; Fenghuoshan watershed

* The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 91547203) and Sanjiangyuan National Park Joint Research Project, China (No. LHZX-2020-10).