

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2019.1182

ZHAO Haipeng, LÜ Mingxia, WANG Yibo, et al. Spatiotemporal variation characteristics of soil water content and temperature within active layer at slope scale in the Fenghuoshan basin, Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(4):1158–1168. [赵海鹏, 吕明侠, 王一博, 等. 青藏高原风火山流域坡面尺度活动层土壤水热时空变化特征[J]. 冰川冻土, 2020, 42(4):1158–1168.]

青藏高原风火山流域坡面尺度活动层 土壤水热时空变化特征

赵海鹏¹, 吕明侠¹, 王一博¹, 杨文静¹, 刘鑫¹, 白炜²

(1. 兰州大学 资源环境学院, 甘肃 兰州 730000; 2. 兰州交通大学 环境与市政工程学院, 甘肃 兰州 730070)

摘要:以风火山流域某阴坡坡顶、坡底和阳坡坡底活动层土壤水热及气象资料为基础,对青藏高原多年冻土区不同地形条件下的土壤水热时空变化特征进行了分析。结果表明:在融化阶段,除表层5 cm外,阴坡坡底各深度土壤开始融化日期均比坡顶早,比阳坡坡底晚;阴坡坡脚各深度土壤含水量均大于坡顶和阳坡坡底。在冻结阶段,开始冻结日期在阴坡坡底均比坡顶早,但比阳坡坡底晚;阴坡坡底各深度土壤含水量均高于坡顶相应土层的含水量,在20 cm、100 cm、160 cm深处高于阳坡相应土层的含水量,但在5 cm、50 cm深处,稳定冻结后两者的含水量差异较小。在整个冻融过程中,阴坡坡底土壤温度对气温变化的响应弱于坡顶及阳坡坡底,但其土壤水分对降水的响应强于坡顶及阳坡坡底。植被生长发育受水分和热量条件的制约,不同地形条件下水热时空变化差异将影响植被空间分布特征。在未来气候变暖情况下,上坡位植被可能因为水分胁迫而退化,出现荒漠化现象,而下坡位由于受侧向流的影响,土壤水分对降水的响应强烈,植被不会发生显著退化;在不同坡向之间,同一坡位阳坡植被退化程度可能大于阴坡。

关键词:活动层;地形;植被;土壤温度;土壤水分;风火山

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2020)04-1158-11

0 引言

青藏高原是世界上海拔最高的高原,平均海拔在4 000 m以上,广泛发育着季节冻土和多年冻土,其中多年冻土面积约为106万平方公里,占青藏高原总面积的40%^[1-2]。其独特的地貌特征以及地理位置,使它在全球以及局部区域气候系统的形成和演化中扮演着重要角色^[1]。已有研究表明,在过去的几十年中,青藏高原经历了比周边地区更剧烈的升温过程^[3],引起多年冻土退化,极大地改变了寒区水文地质环境^[4]。多年冻土作为青藏高原自然生态系统重要的组成部分,它不仅是连接冰冻圈、大气圈、生物圈、水圈和岩石圈的纽带,还对气候变化的反馈十分明显^[2,5]。这种反馈首先是通过多年

冻土活动层与大气间的水分-能量传输交换来实现的^[6]。所以,充分认识活动层在现代气候条件下的水热分布及运移特征,准确表征多年冻土区活动层土壤水热变化的影响因素,对预测全球气候变化大背景下的多年冻土变化情况和理解其对多年冻土区水文和生态系统特征的影响十分重要^[3,7-9]。

多年冻土活动层水热分布特征受到多因素的影响,不同影响因素之间的相互作用使多年冻土活动层水热分布特征在时间和空间上都具有一定程度的差异。目前关于青藏高原多年冻土区活动层水热分布特征及其影响因素的研究较多,其中部分研究采用遥感和模拟手段间接分析地表水热变化特征,或者采用遥感反演的地表温度推演多年冻土

收稿日期: 2019-07-24; 修订日期: 2019-12-01

基金项目: 国家自然科学基金项目(41877149; 41563005); 冻土工程国家重点实验室开放基金项目(SKLFSE201911)资助

作者简介: 赵海鹏(1995-),男,甘肃天水人,2018年在济南大学获学士学位,现为兰州大学在读硕士研究生,从事寒旱区水文过程研究. E-mail: zhaohp18@lzu.edu.cn

通信作者: 王一博,教授,从事寒旱区生态水文过程及水资源变化研究. E-mail: wangyib@lzu.edu.cn.

层的水热变化^[10]。这两种方式具有空间范围大、时间序列较长的优点,但是对于小尺度区域而言,其空间分辨率以及模拟精度需要进一步提高^[11]。另外一部分基于观测资料的研究主要涉及多年冻土区土壤水热年、月、日变化,降水、植被、积雪等对多年冻土水热分布变化的影响^[12-15],以及量化不同植被类型和不同土壤条件下高山生态系统的土壤温度、水分变化范围,分析高寒植被对冻土地区土壤水文状况的影响机理^[16-17]。然而,关于不同地形条件下活动层水热时空分布特征以及冻融差异的研究鲜有报道。

地形因子是一些生态水文过程形成的基本因素,也是环境时空异质性的重要来源,它主要通过影响光辐射、温度以及植物群落的组成和分布进而影响土壤水热过程^[18]。坡面尺度是地表过程空间变化的基础^[19],深入研究坡面尺度不同地形条件下活动层水热时空变化特征以及其对植被空间分布的影响,对于认识寒区地表水文过程、理解区域水文循环及保护高原生态环境具有重要的现实意义和科学价值。因此,本研究利用2017-2018年在试验区取得的不同坡向、坡位的土壤温度和土壤水

分观测数据,结合研究区气象资料,对比分析在一个完整冻融循环周期内,多年冻土区活动层土壤水热在不同坡向、坡位的时空分布特征,来探究青藏高原多年冻土区局地水热空间分布特征和变化过程及对气候要素的响应,为多年冻土区水热变化空间模型的建立提供参考依据。

1 研究区概况

研究区位于青藏高原腹地北麓河一级支流左冒西孔曲风火山流域内(图1),是典型的青藏高原干旱气候区。区域内多年冻土较为发育,平均厚度为50~120 m,活动层厚度在0.8~2.5 m之间^[15];年平均气温-5.2℃,极端最高气温为24.7℃,极端最低气温为-38.5℃;降水主要集中在6-8月,年均降水量为269.7 mm;年均水面蒸发量为1 447.9 mm^[20]。研究区土壤类型为高山草甸土,土壤发育很慢,处于原始的粗骨形态^[14]。高寒草甸为该区主要的植被类型,建群种多为寒冷中生、湿中生的密丛短根茎蒿草植物,植被群落以矮蒿草(*Kobresia humilis*)、高山蒿草(*Kobresia pygmaea*)和线叶蒿草(*Kobresia capillifolia*)等寒生植物为主^[21]。

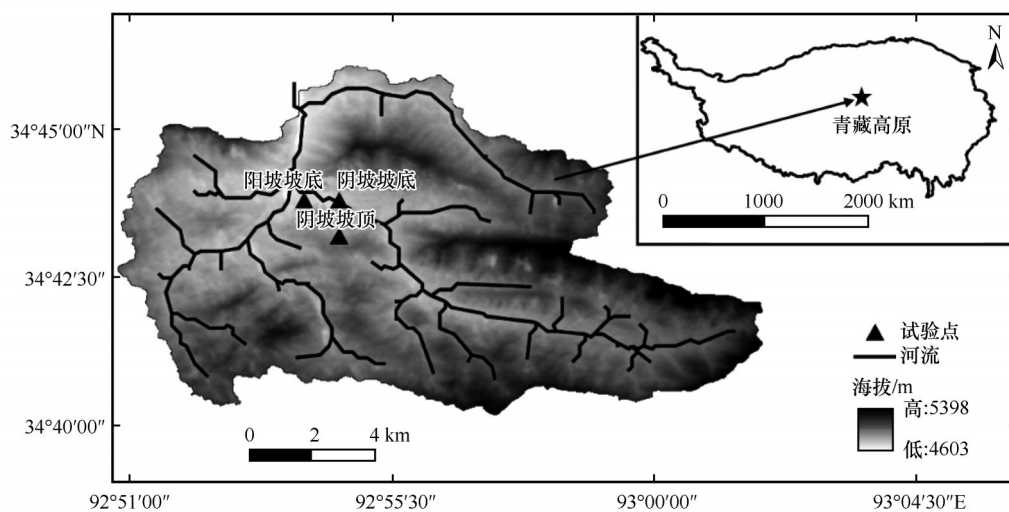


图1 研究区位置

Fig. 1 Location of the study area

2 实验设计及数据采集

为了解不同地形条件下土壤水热时空变异特征,选取青藏高原风火山流域某坡面为研究对象开展对比研究,利用2017-2018年不同坡向、坡位的土壤温湿数据分析其时空变异特性。本研究利用美国Decagon公司生产的ECH20 5TE传感器对土

壤温度和水分进行监测,该型号的传感器能够准确、连续测量土壤水分和温度,测量精度分别为 $\pm 2\%$ 、 $\pm 0.3^\circ\text{C}$ 。利用该型号传感器对土壤冻结期的含水量进行监测时,所测得的土壤含水量代表未冻结的液态水。为了安装传感器,在每个观测点挖一个剖面,然后将5个ECH20 5TE传感器分别垂直

埋设在每个剖面 5 cm、20 cm、50 cm、100 cm、160 cm 土层深处,所测得的时间间隔为 30 min 的土壤温度和水分数据被记录在由 MRTER 公司生产的 Em50 数据采集器中。在三个试验点旁 2 m 的范围内随机选取 1 m×1 m 的样方,测定其地上生物量;然后在所选样方内取剖面,用环刀采集 5 层土样

(0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm、30~40 cm 和 40~50 cm),带回实验室测定土壤理化性质。土壤容重采用环刀法测定;土壤粒度用 Malvern Mastersizer 2000 激光粒度仪测定;有机质含量用重铬酸钾容量法测定。所测得的三个试验点植被信息及土壤理化性质如表 1 所示。

表 1 土壤理化性质和地上生物量
Table 1 Soil physical-chemical properties and aboveground biomass

位置	海拔/m	地上生物量/(kg·m ⁻²)	密度/(g·cm ⁻³)	土壤有机质/(g·kg ⁻¹)	黏粒/%	粉粒/%	砂粒/%
阴坡坡顶	4 877	0.11±0.01	1.24±0.09	12.69±2.37	7.33±1.42	35.25±5.54	57.42±6.42
阴坡坡底	4 772	0.26±0.04	1.31±0.07	13.76±0.66	9.83±0.68	52.75±4.39	37.42±4.95
阳坡坡底	4 768	0.21±0.01	1.38±0.11	8.68±0.93	4.56±0.99	17.13±4.36	78.31±5.27

注:砂粒、粉粒、黏粒的粒径范围分别为 0.05~2 mm、0.002~0.05 mm、<0.002 mm。

试验点气温与降水数据采用距阴坡坡顶试验点 5 m 的自动气象站监测。2017 年 4 月至 2018 年 4 月降水量与气温变化如图 2 所示。年降水总量为

329.8 mm,主要集中在 5—9 月,其余月份降水稀少。温度变化呈正弦式分布,在 7 月平均气温达到峰值,为 8.5℃,1 月温度最低,平均气温为-10.8℃。

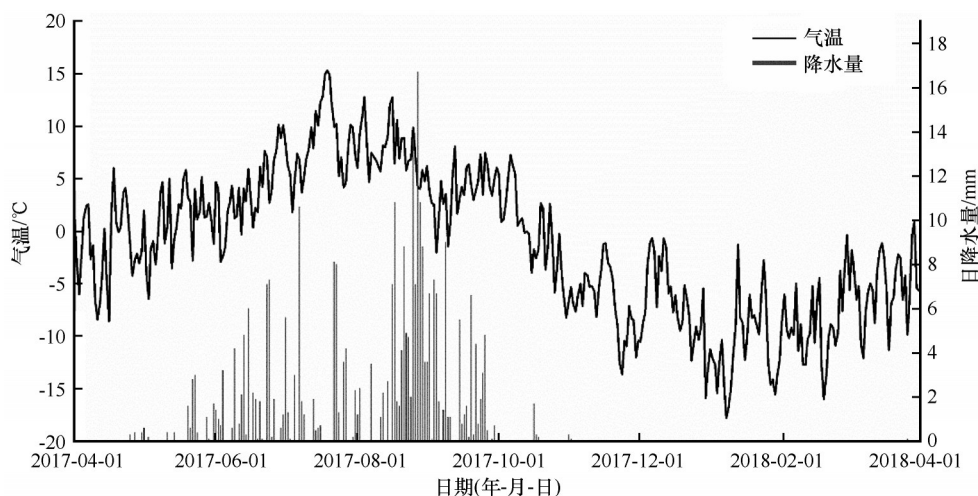


图 2 研究区气温与降水量变化
Fig. 2 Variations of air temperature and precipitation in the study area

3 结果与分析

3.1 土壤温度年内变化

为了更清晰地了解不同地形条件下土壤温度的时空分布差异,对土壤温度变化进行了阶段划分。以 0℃作为冻融临界点,以地温持续大于 0℃的初始日期为初始融化日期,以地温持续小于 0℃的初始日期为初始冻结日期^[22]。初始融化日期与初始冻结日期间的时间段为融化持续时间,并称此时间段为融化阶段,其余时间段为冻结阶段。由图 3 可知,在整个冻融过程中,融化阶段土壤温度随着土层深度的增加而降低,冻结阶段土壤温度随着

土层深度的增加而升高。以气温和土壤温度最小值出现的日期来衡量土壤温度对气温变化响应的滞后时间,并用地温变幅来衡量响应强度。由表 2 可知,不同地形条件下土壤温度对气温变化响应强度与速度在浅层差异小,深层差异大。在 50 cm 以上的土层,不同试验点土壤温度对气温变化的响应滞时差异在 1 天以内,土壤温度变幅差异≤3.6℃。而在 50 cm 以下的土层,响应滞时差异最大达到 15 天,土壤温度变幅差异超过 6.5℃。

尽管不同地形条件下土壤温度变化的总趋势相同,但由于地形、土壤性质、含水量、植被特征

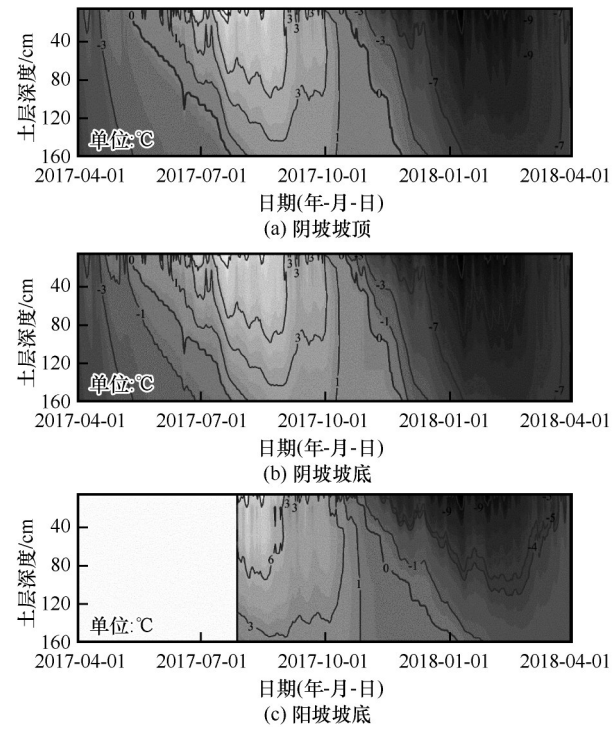


图3 不同地形条件下土壤温度年内变化
Fig. 3 Soil temperature profile varying with time on top of the shady slope (a), bottom of the shady slope (b), and bottom of the sunny slope (c)

的不同,土壤温度时空变化特征存在一定的差异。在阴坡坡底土壤温度对气温变化的响应强度和速度小于坡顶以及阳坡坡底,在100 cm深处差异最大,变幅差异分别达到6.6℃、2.5℃,响应滞时差异分别为15天、14天(表2)。由图3可知,在整个冻融过程中,阴坡坡底表层5 cm、20 cm深处土壤温度均高于坡顶,年平均土壤温度分别高出坡顶

表2 不同地形条件下土壤温度变幅和对气温的响应滞时
Table 2 Soil temperature changing range and response lag to air temperature on top of the shady slope, bottom of the shady slope, and bottom of the sunny slope

土层深度/cm	土壤温度变幅/℃			响应滞时/d		
	阴坡坡顶	阴坡坡底	阳坡坡底	阴坡坡顶	阴坡坡底	阳坡坡底
5	30.1	27.7	29.5	2	2	1
20	24.0	20.9	22.4	3	3	2
50	19.0	15.4	16.6	3	4	3
100	14.7	8.1	10.6	34	49	35
160	10.2	5.9	5.2	40	51	48

注:土壤温度变幅=年最高土壤温度-年最低土壤温度。

1.2℃、1.4℃;而阳坡坡底相应土层温度从开始冻结(10月下旬)至次年1月初均小于阴坡坡底,在此后的升温阶段阳坡地温高于阴坡。不同坡向年平均土壤温度差异较小,阳坡5 cm、20 cm深处年平均土壤温度分别高出阴坡0.4℃、0.2℃。在50 cm深处,从5月中旬到8月下旬阴坡坡顶土壤温度高于坡底,其余时间段均小于坡底,在100 cm、160 cm深处有相似的变化规律,时间相对滞后;阳坡坡底相应土层土壤温度在整个监测时段内均大于阴坡坡底。不同地形条件下冻融差异如表3所示:①在融化阶段,除表层5 cm外,阴坡坡底土壤开始融化日期均提前于坡顶开始融化日期,但滞后于阳坡相应土层(5 cm、20 cm、50 cm)开始融化日期;阴坡坡底各个土层融化持续时间均长于坡顶与阳坡坡底。②在冻结阶段,阴坡坡底各个土层均提前于坡顶开始冻结,但滞后于阳坡坡底。

表3 不同地形条件下不同土壤深度冻融情况
Table 3 Freeze-thaw information under different depths and topographic conditions

土层深度/cm	阴坡坡底			阴坡坡顶			阳坡坡底		
	开始融化日期(月-日)	开始冻结日期(月-日)	融化持续时间/d	开始融化日期(月-日)	开始冻结日期(月-日)	融化持续时间/d	开始融化日期(月-日)	开始冻结日期(月-日)	融化持续时间/d
5	04-22	10-21	182	05-09	10-11	155	04-03	10-17	168
20	05-17	11-04	171	05-13	10-21	161	04-01	10-31	161
50	06-02	11-28	161	05-29	11-01	157	04-24	11-11	164
100	07-19	12-21	151	06-29	11-16	141	—	12-03	—
160	08-21	01-09	142	07-24	11-27	127	—	01-08	—

3.2 土壤温度日内变化

选择不同试验点土壤稳定冻结期、初始融化期、完全融化期、初始冻结期的土壤温度对其日变化特征进行描述。由图4可知,在稳定冻结期与完全融化期,5 cm、20 cm深处土壤温度发生了显著

的日变化。随着深度的增加土壤温度日较差减小,在初始融化期、初始冻结期,表层5 cm深处土壤温度发生了显著的日变化,但在20 cm深处,只有阳坡坡底土壤温度变化显著,阴坡坡顶、坡底土壤温度日较差均趋于0℃。在不同冻融时期土壤温度日

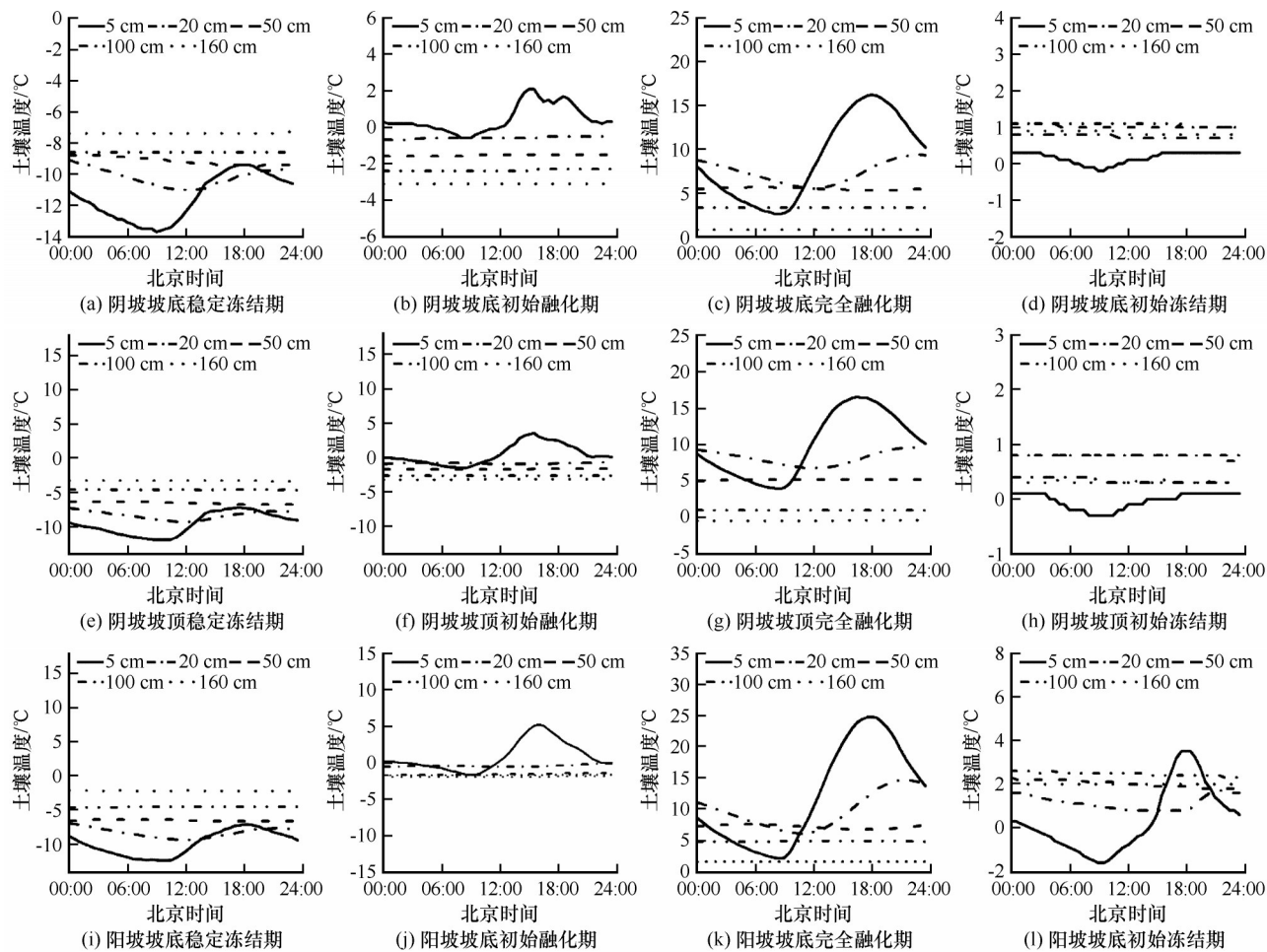


图4 不同冻融时期土壤温度日内变化

Fig. 4 Hourly variations of soil temperatures at various depths on bottom of the shady slope (a, b, c, d), top of the shady slope (e, f, g, h), and bottom of the sunny slope (i, j, k, l), and in stable freezing period (a, e, i), initial thaw period (b, f, j), complete thaw period (c, g, k), initial freezing period (d, h, l)

变化过程中, 5 cm 深处土壤日最低温度均出现在 08:00 – 10:00 之间, 日最高温度出现在 15:30 – 18:30 之间, 而 20 cm 深处最高温度和最低温度出现的时间相对滞后。

3.3 土壤水分变化

土壤水分的变化如图 5 所示。

(1) 融化阶段

在 4 月下旬, 阴坡坡底最先解冻, 表层土壤含水量开始升高, 坡顶含水量则在 5 月上旬开始增加。在 5 月中旬, 土壤含水量迅速升高, 形成第一个波峰(图 5 中①), 表层土壤含水量的波峰与降水出现的时间段基本一致, 随着土壤深度的增加波峰出现的时段逐渐滞后, 除阴坡坡底 20 cm 深处土层外, 峰值随土层深度增加逐渐减小。但阴坡坡底土壤水分对降水的响应强度明显高于坡顶, 坡底 5 cm 深处土壤含水量的波峰峰值为 0.47%, 几乎是坡顶

处(0.24%)的 2 倍, 其他土层土壤含水量峰值坡底也均高于坡顶(图 6)。在 7 月下旬到 8 月中旬, 由于降水量的减少以及温度升高, 土壤蒸发增强, 土壤含水量较小。此阶段阴坡坡底各个土层土壤含水量大于阴坡坡顶和阳坡坡底相应土层深处, 而且阳坡坡底 5 cm、20 cm 深处土壤含水量低于阴坡坡顶。在 8 月下旬到 10 月初, 土壤含水量变化出现第二个波峰(图 5 中②)。在阴坡坡顶与坡底, 土壤水分的变化与第一个波峰相似, 但在不同坡向之间, 阴坡坡底各个土层土壤含水量均高于阳坡坡底, 且浅层峰值差异相对深层较小(图 6)。在此阶段不同坡向含水量开始上升时间差异较小, 但阳坡坡底各个土层含水量最先开始衰减, 波峰持续时间明显小于阴坡坡底(图 5 中②)。整个融化阶段阴坡坡底各土层平均含水量均高于坡顶和阳坡坡底(表 4)。随着土层深度的增加, 阴坡坡底各土层年平均土壤含水量

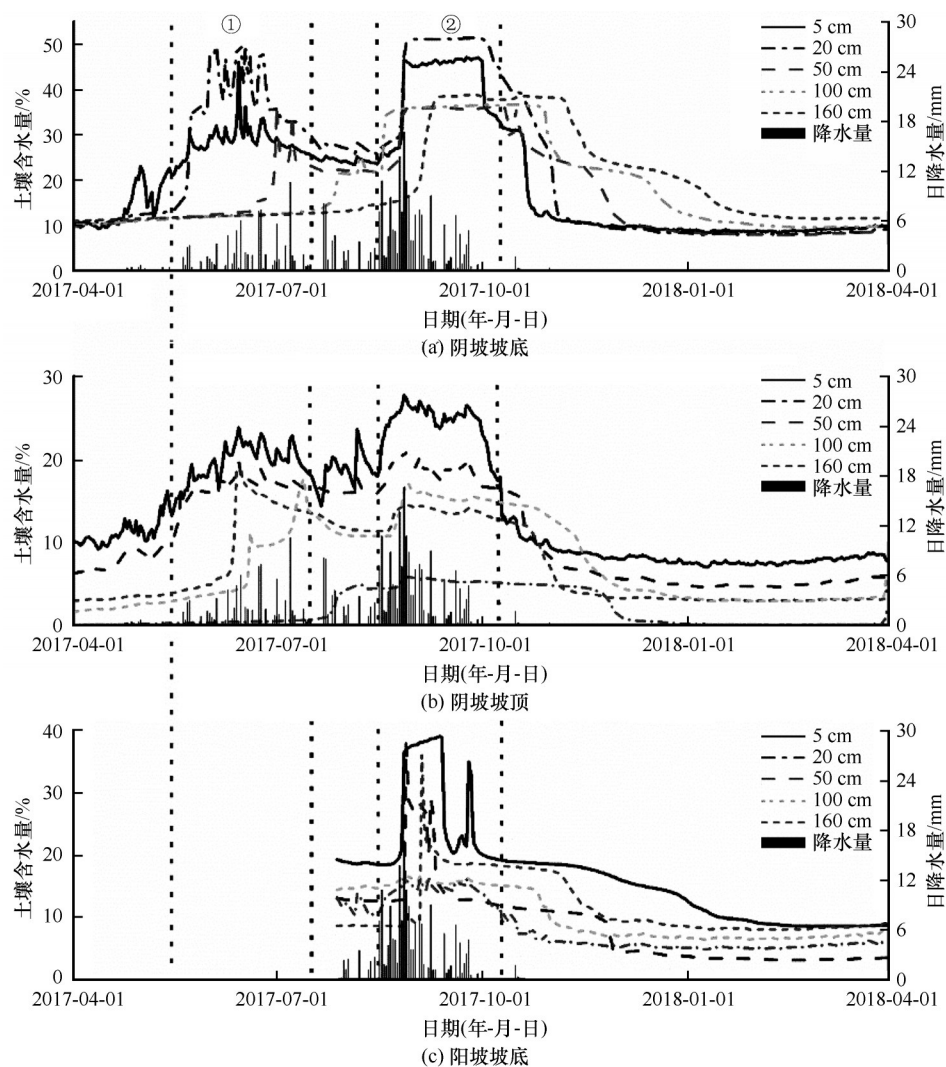


图5 不同地形条件下土壤水分年内变化

Fig. 5 Daily variations of precipitation and soil water on bottom of the shady slope (a), top of the shady slope (b), and bottom of the sunny slope (c) at various depths

分别高出坡顶 30%、52%、46%、53%、84%，高出阳坡坡底相应土层平均含水量 58%、58%、35%、53%、31%。

(2) 冻结阶段

10月上旬, 阴坡坡顶表层 5 cm 处土壤含水量最先开始下降, 阴坡坡底与阳坡坡底土壤含水量开始下降日期相对滞后且阳坡提前于阴坡。在 11 月下旬, 阴坡坡顶各个土层土壤含水量变化最先趋于稳定, 进入稳定冻结阶段, 阳坡与阴坡坡底进入稳定冻结的时间依次滞后。此阶段不同地形条件下土壤水分垂直分布特征较为规律: 在阴坡坡顶处, 土壤含水量随土层深度的增加而减小, 而在坡底, 土壤含水量随土层深度的增加而增加; 阳坡坡底 20 cm 深处土壤含水量最小, 其他土层土壤含水量随着土层深度的增加而减小, 与阴坡坡底变化情况

刚好相反(图 5)。在整个冻结阶段, 阴坡坡底各深度土壤含水量均高于坡顶, 随土壤深度的增加, 其年平均含水量分别高出坡顶 9%、36%、64%、67%、98%; 与阳坡相比, 在 20 cm、100 cm、160 cm 深处, 阴坡坡底土壤含水量高于阳坡坡底相应土层, 在 5 cm、50 cm 深处, 在达到稳定冻结后两者差异较小(图 6)。在整个冻结期, 土壤水分分布的整体趋势为阴坡坡底高于阳坡坡底, 随土壤深度的增加, 其年平均含水量分别高出阳坡坡底 42%、24%、4%、68%、26%(表 4)。

4 讨论

4.1 地形及环境因子对水热时空变化的影响

多年冻土区活动层地温变化状况体现了土壤能量的运移特征, 它是决定土壤冻融状况的主要因

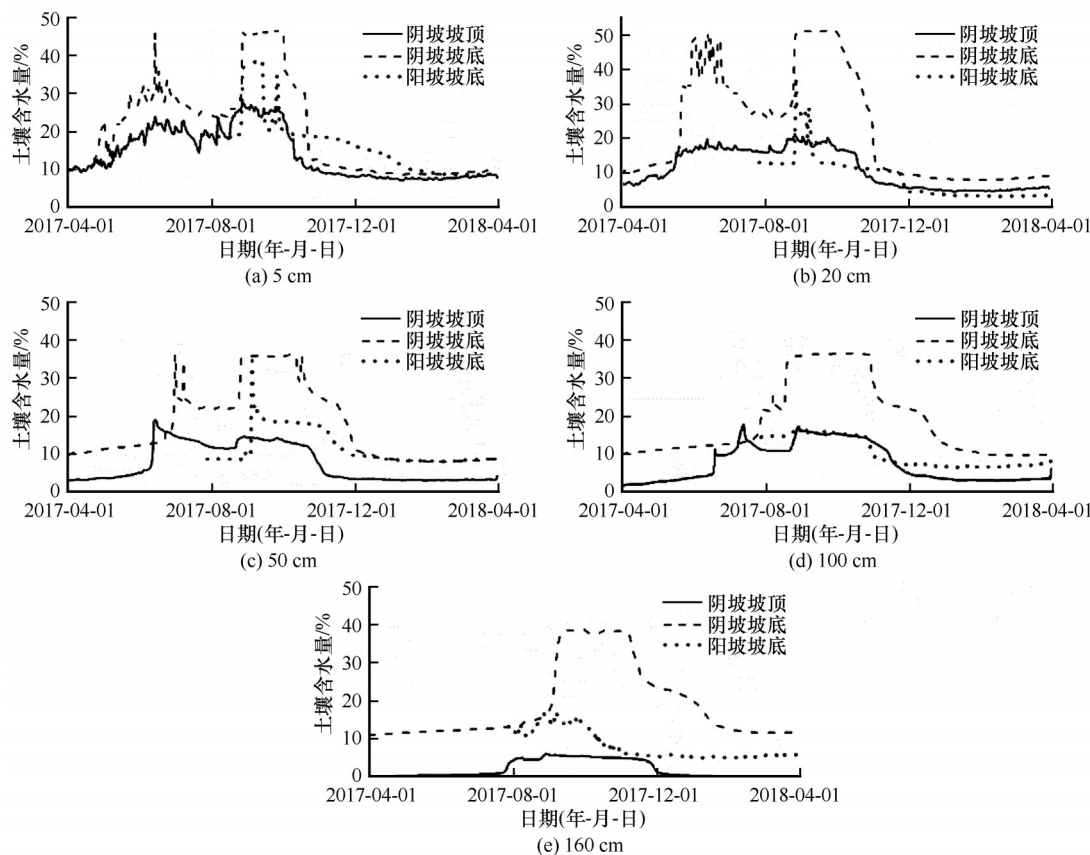


图6 不同深度土壤水分年内变化

Fig. 6 Daily variations of soil water on top of the shady slope, bottom of the shady slope, and bottom of the sunny slope at depths of 5 cm (a), 20 cm (b), 50 cm (c), 100 cm (d) and 160 cm (e)

表4 不同深度不同冻融时段土壤的平均含水量						
Table 4 Average soil water contents in freezing period and thaw period changing with depths						
土层深度/cm	阴坡坡顶平均含水量/%		阴坡坡底平均含水量/%		阳坡坡底平均含水量/%	
	冻结期	融化期	冻结期	融化期	冻结期	融化期
5	8.8	20.8	9.7	30.1	5.7	12.6
20	6.1	17.0	9.5	35.9	7.2	14.9
50	3.4	12.5	9.5	23.2	9.1	15.0
100	3.7	13.3	11.1	28.3	3.6	13.3
160	0.3	4.8	12.3	29.2	9.1	20.2

素,并且在地气系统能量循环中扮演着极其重要的角色^[14,19]。对研究区地温与气温监测数据进行分析发现,受地形、土壤性质、含水量、植被特征差异的影响,不同坡面地形条件下土壤温度时空分布变化特征存在显著差异^[23-24]。在整个活动层土壤冻融过程中,阴坡坡底土壤温度变幅小于坡顶以及阳坡坡底,对气温变化响应的滞后时间在5 cm、20 cm、50 cm深处与坡顶和阳坡坡底差异较小,在100 cm、160 cm深处明显长于坡顶和阳坡坡底(表2),其对

气温变化的响应明显弱于坡顶和阳坡坡底。在表层5 cm、20 cm深处,阴坡坡底土壤温度均高于坡顶,年平均土壤温度分别高出坡顶1.2℃、1.4℃;在不同坡向年平均土壤温度差异较小,阳坡坡底5 cm、20 cm深处年平均土壤温度分别高出阴坡0.4℃、0.2℃。不同坡位之间的土壤温度变化差异可能是海拔和植被差异造成的。阴坡坡底海拔比坡顶低105 m,在高海拔大气压与空气热力学综合作用下,空气由于干燥状态冷却至饱和状态,其气温的变化幅度由 $-0.98\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 变为 $-0.40\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ ^[25]。坡顶植被稀疏,覆盖度低,而坡底植被盖度较大(表1),植被起到抑制土壤温度变化速率的作用^[14]。不同坡向之间的差异可能主要是由太阳辐射和植被差异造成的。不同土层土壤温度对气温变化响应滞后的差异主要是因为表层5 cm、20 cm深处受地气交换作用较为显著,而深层土壤由于含水量、物理性质差异导致了不同地形条件下热传导的差异^[26]。

土壤水分对多年冻土活动层水热变化起着十分关键的作用,它控制着地表能量分配、径流的形

成、植物蒸腾以及土壤冻融等^[27]。本研究通过对比不同坡位、坡向的不同土层土壤水分分布变化特征发现,在融化期,不同坡位表层土壤含水量的波峰与降水出现的时间段几乎吻合,随着土壤深度的增加波峰出现的时段逐渐滞后,除了阴坡坡底 20 cm 深处土层外,峰值随土壤深度增加逐渐减小[图 5 (a)、(b)]。但阴坡坡底土壤水分对降水的响应强度明显高于坡顶,坡底 5 cm 深处土壤含水量的波峰峰值为 0.47%,几乎是坡顶处(0.24%)的 2 倍,其他土层土壤含水量峰值在坡底也均高于坡顶(图 6)。在整个融化期,随着土层深度的增加,坡底各土层年平均土壤含水量分别高出坡顶 30%、52%、46%、53%、84%(表 2)。这主要是由于在融化期活动层转换成一个开放系统^[3],坡顶植被稀疏,覆盖度低,吸水 and 截流能力较差,土壤水分侧向流动能力较强,水分向下坡位运移。Cao 等^[24]对青藏高原巴颜喀拉山区不同坡位冻土土壤水分空间变异的研究也发现了相似的现象。在不同坡向之间,阴坡坡底各个土层土壤含水量均高于阳坡坡底,随着土壤深度的增加,阴坡坡底各土层平均含水量分别高出阳坡相应土层平均含水量 58%、58%、35%、53%、31%,浅层土壤差异大,深层差异相对较小。而且阳坡坡底各个土层含水量变化形成的波峰最先开始衰减,持续时间明显小于阴坡坡底[图 5 (b)、(c)],这可能是坡向对降水的影响以及不同坡向蒸发差异造成的。张寅生等^[19]对青藏高原中部唐古拉山口地区不同坡向融化期土壤水分分布的研究结果与本研究相反,这可能是由于不同研究区坡度以及植被等差异造成的。在冻结阶段,当土壤水分冻结稳定后,不同地形条件下土壤水分垂直分布特征较为规律。在阴坡坡顶、阳坡坡底(20 cm 深处除外),土壤含水量随土层深度的增加而减小,而在阴坡坡底,土壤含水量随土层深度的增加而增加(图 5)。Perfect 等^[28]通过试验验证了冻结期温度梯度是土壤中水分运移的驱动力,水分由温度高的土层向温度低的土层运移,土壤温度越高,梯度越大,水分运移量就越大。阳坡土壤温度高于阴坡,且阴坡坡顶和阳坡底温度梯度均较大,所以水分向上运移量较大。在整个冻结阶段,阴坡坡底各个土层含水量均高于坡顶相应土层的含水量,这主要由不同坡位之间土壤温度和冻结前土壤含水量差异共同决定。在冻结前期,坡顶土壤温度低于坡底,导致坡顶土壤水分下降速率要高于坡底土壤水分

下降速率。已有研究表明,在其他外界条件相似的情况下,初始含水量大的土壤在冻结阶段未冻含水量始终大于初始体积含水量较小的土壤^[29],冻结前坡底初始含水量高于坡顶,所以坡底土壤初始含水量对冻结阶段含水量的正反馈作用强于坡顶。

4.2 土壤水热时空变异特征对植被空间分布的影响

气候和冻土演变对高寒草甸植被的生长发育特征具有十分显著的影响^[30],而活动层作为大气和冻土层的交界面以及其相互作用的缓冲带,对地气相互作用十分敏感^[13],其土壤水热时空变化与植被生长发育以及空间分布有直接联系。本研究区植被空间分布特征为沿坡面自上而下植被覆盖度逐渐增大,坡顶植被稀疏,覆盖度低,坡底恰好相反(表 1)。土壤水分变化对植被生长的影响主要取决于降水对土壤水分的补给和土壤温度变化引起的蒸散发差异^[31]。在活动层融化阶段,阴坡坡底表层土壤水分高于坡顶,且由于坡面侧向流的影响,坡底土壤水分对降水的响应更为强烈,而阳坡坡底日照时间较长,蒸散发量较大,土壤含水量小于阴坡(表 4、图 6)。在冻结阶段,虽然阴坡坡底表层土壤初始冻结日期滞后于坡顶以及阳坡坡底,但冻结前阴坡坡底含水量最高,阳坡坡底含水量最低,冻结过程有利于将秋季降水保留在土壤中,减少土壤水分散失,在解冻期成为土壤底墒的重要补给来源^[28],这种水分分布特征导致解冻期阴坡坡底土壤水分条件优于坡顶以及阳坡。在植被返青阶段,植被对水分需求增加,由图 4 可知,阴坡在冻融转换期只有 5 cm 深处存在显著的日冻融循环特征,而阳坡在 5 cm、20 cm 深处均存在显著的温度变化,不利于植被返青前表层土壤水分储存^[28]。而且融化前期阴坡坡底表层含水量高于坡顶和阳坡,土壤水分供应充足,更有利于植被返青。所以,这种坡面地形条件下土壤水热时空分布差异是导致植被空间分布差异的主要原因之一。

气候变化对多年冻土区植被分布的影响尤为显著,在未来气候变暖的情况下,多年冻土区生态系统的土壤温度和蒸散发需求都有可能增加,植被生长将面临十分严重的水分胁迫^[16],一旦冻土水热条件和地表植被平衡被打破,生态系统将会发生退化^[32]。受坡面地形条件的影响,坡底土壤水分对降水的响应明显强于坡顶,而且沿坡面向下,植被盖度逐渐升高,截流和持水能力增强,植被起到抑制

土壤地温水分变化速率的作用^[21],使坡底土壤水热变化对气候变化的响应滞后于坡顶。在7月下旬到8月中旬,由于降水量的减小以及温度升高,蒸发增强,土壤含水量较小,此阶段阳坡坡底表层5 cm、20 cm深处土壤含水量甚至低于阴坡坡顶土壤含水量(图6),所以在降水较少的年份,阳坡植被可能面临更大的水分胁迫。植物对气候变化的响应不同,它们迁移的速度和方向也会不同,在迁移过程中,植被的分布格局会发生变化^[33]。受坡面地形条件的影响,上坡位植被由于水分胁迫可能会进一步退化,这将加速冻融循环过程,同时也加速了冻融侵蚀、水力侵蚀、风力侵蚀作用,从而导致上坡位可能出现荒漠化现象^[32]。而下坡位土壤在融化期由于侧向补给丰富以及其相对较高的持水能力,足以应对升高的蒸散需求,可能不会发生明显退化,同坡向沿坡面向下可能出现渐变退化现象。而在不同坡向之间,阳坡由于光照时间较长,土壤温度较高,蒸散发强度强于阴坡,受到的水分胁迫强度更大,阳坡植被退化程度可能大于阴坡。

5 结论

本研究利用青藏高原多年冻土区不同坡位、坡向试验点2017–2018年的土壤温度、土壤水分以及气温和降水数据,对比分析了土壤水热时空变化特征,得出如下结论:

(1) 阴坡坡底土壤温度对气温变化的响应强度弱于坡顶以及阳坡坡底,但对降水响应强于坡顶以及阳坡坡底。在冻融过程中,不同坡位之间,阴坡坡底各土层土壤比坡顶早融化,迟冻结,融化期较长;不同坡向之间,阳坡坡底比阴坡坡底早融化,早冻结,融化期较短。

(2) 不同坡向之间土壤温度日变化特征存在一定差异。阳坡坡底5 cm、20 cm深处土壤温度在整个冻融阶段均存在日变化现象,而阴坡在初始融化期和初始冻结期,土壤温度日变化只发生在5 cm深处。

(3) 受坡面地形、植被、冻融过程的影响,坡面尺度上土壤含水量空间分布总体呈现出阴坡高于阳坡、坡底高于坡顶的分布格局。

(4) 植被生长发育受水分和热量条件的制约,不同地形条件下水热时空变化差异将影响植被空间分布特征。在未来气候变暖的情况下,坡顶植被可能因为水分胁迫而退化出现荒漠化现象,而坡底

土壤由于坡面侧向流,对降水的响应更为强烈,不会发生显著退化。不同坡向之间,由于植被特征和蒸发差异,同一坡位阳坡植被退化程度可能大于阴坡。

参考文献(References):

- [1] Gu Song, Tang Yanhong, Cui Xiaoyong, et al. Energy exchange between the atmosphere and a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 129(3/4): 175–185.
- [2] 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.
- [3] Duan Anmin, Xiao Zhixiang. Does the climate warming hiatus exist over the Tibetan Plateau? [J/OL]. *Scientific Reports*, 2015, 5 [2019-11-29]. <https://doi.org/10.1038/srep13711>.
- [4] Wang Qingfeng, Zhang Tingjun, Jin Huijun, et al. Observational study on the active layer freeze-thaw cycle in the upper reaches of the Heihe River of the north-eastern Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Quaternary International*, 2017, 440: 13–22.
- [5] Woo M K, Kane D L, Carey S K, et al. Progress in permafrost hydrology in the new millennium[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2008, 19(2): 237–254.
- [6] Zhang Mingli, Wen Zhi, Xue Ke. Soil moisture-heat migration characteristics within the permafrost active layer in Beiluhe[J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2015, 29(9): 176–181. [张明礼, 温智, 薛珂. 北麓河多年冻土活动层水热迁移规律分析[J]. *干旱区资源与环境*, 2015, 29(9): 176–181.]
- [7] Wu Qingbai, Shen Yongping, Shi Bin. Relationship between frozen soil together with its water-heat process and ecological environment in the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, 25(3): 250–255. [吴青柏, 沈永平, 施斌. 青藏高原冻土及水热过程与寒区生态环境的关系[J]. *冰川冻土*, 2003, 25(3): 250–255.]
- [8] Li Xin, Jin Rui, Pan Xiaoduo, et al. Changes in the near-surface soil freeze-thaw cycle on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2012, 17: 33–42.
- [9] Yu Lianyu, Zeng Yijian, Wen Jun, et al. Liquid-vapor-air flow in the frozen soil[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(14): 7393–7415.
- [10] Min Wenbin, Li Yueqing, Li Bin. Relation analysis of remotely sensed temperature, soil surface and air temperature over alpine meadow[J]. *Science Technology and Engineering*, 2013, 13(12): 3497–3504. [闵文彬, 李跃清, 李宾. 高山草甸遥感温度和地、气温度的关系分析[J]. *科学技术与工程*, 2013, 13(12): 3497–3504.]
- [11] Zhang Tingjun, Jin Rui, Gao Feng. Overview of the satellite remote sensing of frozen ground: visible-thermal infrared and radar sensor[J]. *Advances in Earth Science*, 2009, 24(9): 963–972. [张廷军, 晋锐, 高峰. 冻土遥感研究进展: 可见光、红外及主动微波卫星遥感方法[J]. *地球科学进展*, 2009, 24(9): 963–972.]
- [12] Fan Jihui, Lu Xuyang, Wang Xiaodan. The freezing-thawing processes and soil moisture-energy distribution in permafrost active layer, northern Tibet[J]. *Mountain Research*, 2014, 32(4): 385–392. [范继辉, 鲁旭阳, 王小丹. 藏北高寒草地土壤冻融循环过程及水热分布特征[J]. *山地学报*, 2014, 32

- (4): 385 – 392.]
- [13] Li Desheng, Wen Zhi, Zhang Mingli, et al. The quantitative analysis of the hydro-thermal dynamic of permafrost active layer effected by precipitation[J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2017, 31(7): 108 – 113. [李德生, 温智, 张明礼, 等. 降水对多年冻土活动层水热影响定量分析[J]. *干旱区资源与环境*, 2017, 31(7): 108 – 113.]
- [14] Liu Guangsheng, Wang Genxu, Hu Hongchang, et al. Influence of vegetation coverage on water and heat processes of the active layer in permafrost regions of the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, 31(1): 89 – 95. [刘光生, 王根绪, 胡宏昌, 等. 青藏高原多年冻土区植被盖度变化对活动层水热过程的影响[J]. *冰川冻土*, 2009, 31(1): 89 – 95.]
- [15] Chang Juan, Wang Genxu, Gao Yongheng, et al. Impacts of snow cover change on soil water-heat processes of swamp and meadow in permafrost region, Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2012, 32(23): 7289 – 7301. [常娟, 王根绪, 高永恒, 等. 青藏高原多年冻土区积雪对沼泽、草甸浅层土壤水热过程的影响[J]. *生态学报*, 2012, 32(23): 7289 – 7301.]
- [16] Zhang Siyi, Li Xiaoyan. Soil moisture and temperature dynamics in typical alpine ecosystems: a continuous multi-depth measurements-based analysis from the Qinghai-Tibet Plateau, China[J]. *Hydrology Research*, 2018, 49(1): 194 – 209.
- [17] Niu Fujun, Gao Zeyong, Lin Zhanju, et al. Vegetation influence on the soil hydrological regime in permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau, China[J/OL]. *Geoderma*, 2019, 354 [2019-11-27]. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113892>.
- [18] Xu Changlin. Variations in vegetation composition and nutrient characteristics related to aspect in an alpine meadow in the northeast margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Acta Prataculturae Sinica*, 2016, 25(4): 26 – 35. [徐长林. 坡向对青藏高原东北缘高寒草甸植被构成和养分特征的影响[J]. *草业学报*, 2016, 25(4): 26 – 35.]
- [19] Zhang Yinsheng, Ma Yingzhao, Zhang Yanlin, et al. Hill-slope patterns in thaw-freeze cycle and hydrothermal regimes on Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2015, 60(7): 664 – 673. [张寅生, 马颖钊, 张艳林, 等. 青藏高原坡面尺度冻融循环与水热条件空间分布[J]. *科学通报*, 2015, 60(7): 664 – 673.]
- [20] Wang Genxu, Zhang Yinsheng. *Ecohydrology in cold regions: theory and practice*[M]. Beijing: Science Press, 2016. [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.]
- [21] Liu Guangsheng, Wang Genxu, Sun Xiangyang, et al. The response of soil moisture in swamp meadow in the source regions of the Yangtze River to artificially warming[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37(3): 668 – 675. [刘光生, 王根绪, 孙向阳, 等. 长江源区沼泽草甸多年冻土活动层土壤水分对模拟增温的响应[J]. *冰川冻土*, 2015, 37(3): 668 – 675.]
- [22] Yang Meixue, Yao Tandong, He Yuanqing. The role of soil moisture-energy distribution and melting-freezing processes on seasonal shift in Tibetan Plateau[J]. *Journal of Mountain Research*, 2002, 20(5): 553 – 558. [杨梅学, 姚檀栋, 何元庆. 青藏高原土壤水分分布特征及冻融过程在季节转换中的作用[J]. *山地学报*, 2002, 20(5): 553 – 558.]
- [23] Guo Weichao, Liu Hongyan, Anenkhonov O A, et al. Vegetation can strongly regulate permafrost degradation at its southern edge through changing surface freeze-thaw processes[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2018, 252: 10 – 17.
- [24] Cao Wei, Sheng Yu, Wu Jichun, et al. Spatial variability and its main controlling factors of the permafrost soil-moisture on the northern-slope of Bayan Har Mountains in Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Mountain Science*, 2017, 14(12): 2406 – 2419.
- [25] Dodson R, Marks D. Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region[J/OL]. *Climate Research*, 1997, 8(1) [2020-12-10]. <http://www.int-res.com/articles/cr/8/c008p001.pdf>.
- [26] Quan Chen, Zhou Bingrong, Zhu Shengcui, et al. Variation characteristics of soil temperature and moisture during the freezing and thawing periods in alpine wetland in Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Journal of Arid Meteorology*, 2018, 36(2): 219 – 225. [权晨, 周秉荣, 朱生翠, 等. 青藏高原高寒湿地冻融过程土壤温湿变化特征[J]. *干旱气象*, 2018, 36(2): 219 – 225.]
- [27] Yang Kun, Qin Jun, Zhao Long, et al. A multiscale soil moisture and freeze-thaw monitoring network on the third pole[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2013, 94(12): 1907 – 1916.
- [28] Perfect E, Williams P J. Thermally induced water migration in frozen soils[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1980, 3(2/3): 101 – 109.
- [29] Lu Jianguo, Zhang Mingyi, Zhang Xiyin, et al. Experimental study on the unfrozen water content and the freezing temperature during freezing and thawing processes[J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2017, 36(7): 1803 – 1812. [路建国, 张明义, 张熙胤, 等. 冻融过程中未冻水含量及冻结温度的试验研究[J]. *岩石力学与工程学报*, 2017, 36(7): 1803 – 1812.]
- [30] Li Lin, Wang Zhenyu, Xu Weixin, et al. Response of growth of typical plateau meadow on Tibetan Plateau to climate change[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(5): 1006 – 1013. [李林, 王振宇, 徐维新, 等. 青藏高原典型高寒草甸植被生长发育对气候和冻土环境变化的响应[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(5): 1006 – 1013.]
- [31] 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.
- [32] Liu Xin, Wang Yibo, Lü Mingxia, et al. Soil quality assessment of alpine grassland in permafrost region of Tibetan Plateau based on principal component analysis[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2018, 40(3): 469 – 479. [刘鑫, 王一博, 吕明侠, 等. 基于主成分分析的青藏高原多年冻土区高寒草地土壤质量评价[J]. *冰川冻土*, 2018, 40(3): 469 – 479.]
- [33] Zhao Dongsheng, Wu Shaohong, Yin Yunhe, et al. Vegetation distribution on Tibetan Plateau under climate change scenario[J]. *Regional Environmental Change*, 2011, 11(4): 905 – 915.

Spatiotemporal variation characteristics of soil water content and temperature within active layer at slope scale in the Fenghuoshan basin, Tibetan Plateau

ZHAO Haipeng¹, LÜ Mingxia¹, WANG Yibo¹, YANG Wenjing¹, LIU Xin¹, BAI Wei²

(1. College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. School of Environmental and Municipal Engineering, Lanzhou Jiaotong University, Lanzhou 730070, China)

Abstract: Based on the soil hydrothermal and meteorological data on top as well as bottom of the shady slope and bottom of the sunny slope on a slope of the Fenghuoshan basin, Tibetan Plateau, the spatial and temporal variability of soil water content and temperature under different topographic conditions were analyzed. The results show that in the thaw period, below the depth of 5 cm, the starting date of soil thawing on bottom of the shady slope was earlier than that on top of the slope, but was lagged to that on bottom of the sunny slope. The soil water content on bottom of the shady slope was higher than that on top of the shady slope and bottom of the sunny slope. In the freezing period, the starting date of soil freezing at all depths on bottom of the shady slope was earlier than that on top of the slope, but lagged to that on bottom of the sunny slope. The soil water content on bottom of the shady slope was higher than that in the corresponding soil layer on top of the shady slope, and at depths of 20 cm, 100 cm and 160 cm it was higher than that in the corresponding soil layer on the sunny slope, but at depths of 5 cm and 50 cm, the difference between the two was small after stable freezing. In the whole freezing-thawing process, the response of soil temperature on bottom of the shady slope to temperature change was weaker than that on top of the shady slope and bottom of the sunny slope, but the response of water content to rainfall was stronger than that on top of the shady slope and bottom of the sunny slope. Since vegetation growth and development is dependent on soil water content and temperature condition, the spatial and temporal variability of soil water content and temperature under different topographic conditions will affect the spatial distribution characteristics of vegetation. In the case of future climate warming, the vegetation on slope top may degrade and desertification will be appeared due to water deficit. While soil water on bottom of a slope responds strongly to rainfall and the vegetation will not degrade significantly. Between different slope directions, the degree of vegetation degradation may be greater on the sunny slope than on the shady slope.

Key words: active layer; topographic; vegetation; soil temperature; soil water; Fenghuoshan

(责任编辑: 牛富俊; 编辑: 武俊杰)