

DOI: 10.5846/stxb201910152159

明皎,孔令阳,赵允格,杜玉霞.青藏高原高寒冻土区生物结皮对浅层土壤水热过程的影响.生态学报,2020,40(18):6385-6395.

Ming J, Kong L Y, Zhao Y G, Du Y X. Effects of biological soil crusts on soil water-heat process of shallow soil layer in the frozen ground region on Qinghai-Tibet Plateau. Acta Ecologica Sinica, 2020, 40(18): 6385-6395.

青藏高原高寒冻土区生物结皮对浅层土壤水热过程的影响

明皎^{1,*}, 孔令阳², 赵允格³, 杜玉霞¹

1 中国科学院西北生态环境资源研究院 冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000

2 吉林省水利科学研究院, 长春 130022

3 中国科学院水利部水土保持研究所黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 杨凌 712100

摘要:生物结皮在高寒地区广泛发育,是影响冻土环境的重要因素之一。为了解高寒冻土区生物结皮对浅层土壤水热过程的影响,以黄河源区玛多县季节冻土区生物结皮为研究对象,采用定位监测的方法,分析了统一地貌单元内两种不同类型的生物结皮对浅层(0—50 cm)土壤水热变化的影响。研究表明(1)生物结皮对冻土浅层土壤水热过程有显著的影响,且与土壤的冻结融化状态密切相关:在冻结状态下,生物结皮对土壤水分和温度均没有显著影响;而在融化期,与裸地相比,两种类型生物结皮均增加了不同土层土壤未冻水含量,同时降低了浅层土体温度。(2)生物结皮对冻土浅层土壤水热过程的影响还与生物结皮的类型密切相关:1)其中深色藻结皮增加了5—15 cm 土层土壤含水量(1%—5.4%),而浅色藻结皮增加了30 cm 土层土壤含水量(5%—12%),且深色藻结皮的降温效应(1.1—2.1℃)显著高于浅色藻结皮(0.8—1.3℃)。(3)生物结皮覆盖下冻土浅层土壤中未冻水含量与土壤温度呈复杂的耦合作用。根据土壤中未冻水含量与温度的变化关系可分为三个阶段: $T < -4^{\circ}\text{C}$ 时,土壤处于完全冻结状态,深色藻结皮覆盖下,土壤未冻水含量保持在4.3%左右;当土壤温度 $-4 < T < 4^{\circ}\text{C}$ 时,土壤未冻水含量与土壤温度呈正相关关系,土壤温度影响土壤含水量,随着土壤温度升高土壤未冻水含量增加;土壤温度 $T > 4^{\circ}\text{C}$,土壤未冻水含量与土壤温度呈负相关关系。此阶段水热相互耦合,随着土壤温度升高,土壤中未冻水含量的降低。同时土壤含水量影响土壤温度,随着土壤含水量的增加,土壤温度降低。研究结果揭示了高寒草甸退化过程中生物结皮对冻土浅层土壤水热过程的重要影响,这一研究结果将为后期冻土区生态修复提供理论依据。

关键词:青藏高原;生物结皮;浅层冻土;水热过程

Effects of biological soil crusts on soil water-heat process of shallow soil layer in the frozen ground region on Qinghai-Tibet Plateau

MING Jiao^{1,*}, KONG Liyang², ZHAO Yunge³, DU Yuxia¹

1 State Key Laboratory of frozen soil engineering, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

2 Jilin Water Science Research Institute, Changchun 130022, China

3 State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling 712100, China

Abstract: Biocrusts (biological soil crusts), as ubiquitous living covers on soil surface of the enclosure grassland in the frozen ground region of the Qinghai-Tibet Plateau, is one of the important factors which influenced the frozen soil environment. Based on the analysis of soil temperature and unfrozen water content of the shallow soil layer (0—50cm), the

基金项目:国家自然科学基金青年基金项目(41601072,41801041);冻土工程国家重点实验室自主研究项目(Y452F11001)

收稿日期:2019-10-15; **网络出版日期:**2020-07-13

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: mingjiao@lb.ac.cn

hydrothermal process of the shallow soil layer under the covering of two types of biocrusts in Maduo in the source area of the Yellow River (SAYR) were studied. Preliminary results showed that biocrusts have a significant impact on the unfrozen water content and soil temperature of the shallow soil layer. Compared with the bare soil, both types of biological crust increased the unfrozen water content of soil in different soil layers and lowered the temperature of shallow soil layer in the thawing period. While there is no significant effect on the soil unfrozen water content and temperature in the freezing period; In the thawing period, the biocrust decreased the soil unfrozen temperature in the shallow soil layer by 1.1—1.9°C, which was higher than that of the light biocrust by 0.8—1.1°C. Meanwhile, during the thawing period, the dark biocrust increased the soil water unfrozen content in the 5—15 cm soil layer by 1%—5.4%, while the light biocrust increased soil water content in 30 cm by 5%—12%, no significant effect on the 5 cm soil depth; Eventually, the hydrothermal coupling process was observed in the shallow layer of soil under biocrusts in the frozen ground region. The soil water-heat process could be divided into three stages according to the water and temperature changes: (1) when the soil temperature of soil crust was less than -4°C, the soil unfrozen water content was maintained at 4.3%; (2) when the soil temperature increased from -4°C to 4°C, the soil water content would increase with the temperature increasing; (3) when the soil temperature was higher than 4°C, the soil unfrozen water content was more than 10%, the soil water content decreased with the soil temperature increasing. The results reveal the key effect of biocrusts on the hydrothermal process of frozen soil in the shallow soil layer and the study provides the theoretical basis for the ecological recovery in the frozen ground region.

Key Words: Qinghai-Tibet Plateau; biological soil crusts; frozen ground region; soil water-heat process

冻土是一种对温度和外界因素极为敏感的负温地质体^[1],其稳定性和土壤的温度场有着直接的联系^[1-2]。近年来,青藏高原浅层土壤温度呈升高趋势^[3-4],从而导致冻土退化,严重影响多年冻土区地表热量平衡、植被生长、水文循环和工程建设等生态水文过程^[5-7]。因此,冻土土体水热变化研究是冻土研究中一直被关注的问题^[7-9]。而冻土区浅层土壤水热状态的变化与下垫面条件密切相关^[10]。

20世纪70年代以来,随着气候的逐渐干旱化和人口、牲畜数量的迅速增加,青藏高原黄河源区生态环境急剧恶化,至20世纪末,植被退化面积占源区草地总面积1/3^[11]。自2005年以来,随着三江源地区“生态保护和建设”工程的具体实施(围栏封育、退牧还草、沙漠化治理、湿地保护等)^[11-12],生物结皮开始在该地区逐渐发育,其盖度可高达52%^[13-14],成为青藏高原高寒草甸退化过程中地被层的重要组成部分。生物结皮作为地表特殊的结构层,其可通过改变土壤理化属性(颗粒组成、容重、孔隙度、养分含量等)、土壤反照率、土层水分状况,而使土壤热性质发生变化,继而改变土体温度^[15-17]。迄今,关于生物结皮对土壤温度的影响,其研究结果在不同区域存在较大差异。早期 Belnap (1995)在美国犹他州沙漠地区的研究表明,藻-地衣结皮在冬夏分别增加土表温度14、10°C^[17]。在极地沙漠地区的研究也表明,在湿热的夏季,深色生物结皮降低土壤表层温度11.8°C,而在干冷的冬季,生物结皮则增加地表粗糙度,降低了地表反照率从而使土壤表层温度升高^[18-19]。然而,近年来杨永胜等人在中国毛乌素沙地研究则表明,生物结皮的覆盖极显著降低了地表土壤温度^[20-21]。同时,Xiao等研究也表明,在湿热的夏季,生物结皮降低土壤表层温度11.8°C,而在干冷的冬季,生物结皮则增加土壤表层温度1.2°C^[22]。因此,生物结皮对土壤温度的影响可能由于生物结皮的组成、发育状况、土壤湿度条件,下伏土壤性质以及气候条件不同而不同^[22-27]。

青藏高原地处中国西南边陲,海拔高,气候寒冷,植被类型独特,被誉为“地球第三极”^[28]。高寒冻土区土壤温度是反映土壤水分相变(即冻融)过程中热量传递的重要指标,长期浅层(0—30 cm)地温升高会改变深层温度、水分空间分布特征及土壤水热耦合关系,引起冻土退化,进而影响冻土区生态平衡^[29-33]。因此,该地区广泛发育的生物结皮很可能成为影响冻土区浅层土壤水热变化的关键影响因素之一。亟须探明生物结皮对青藏高原冻土区生物结皮对冻土浅层土壤水热变化的影响,这也是明确生物结皮在高寒冻土区生态功能的前提。

为此,本文以青藏高原黄河源区玛多县附近的退化草甸中的生物结皮为研究对象,布设野外定点监测装置,观测生物结皮覆盖下浅层冻土土体水温变化过程,以探知高寒冻土区草甸退化过程中,生物结皮对下覆土体水温变化的影响,为评估生物结皮在高寒地区生态功能提供理论基础。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

观测场地位于玛多县野马滩,位于 $38^{\circ}34'N$, $98^{\circ}00'E$,海拔 4320 m。位于青海省南部(图 1),巴颜喀拉山北麓。该地属于平原地区,平均海拔 4200 m。植被类型以草地为主。区域气候类型属于青藏高原亚寒带半干旱半湿润型气候^[34-35],昼夜温差大,年平均气温 $-1.6^{\circ}C$;年内降水多集中在 5—9 月,年内累积降水量 407—582 mm;年累积蒸发量为 484—584 mm^[32]。该地区特有的地理位置和地形、地貌、水文、干燥寒冷的气候条件决定了该区为季节冻土区,并形成镶嵌着不连续多年冻土、零星高温多年冻土和季节性冻土^[36-37]。

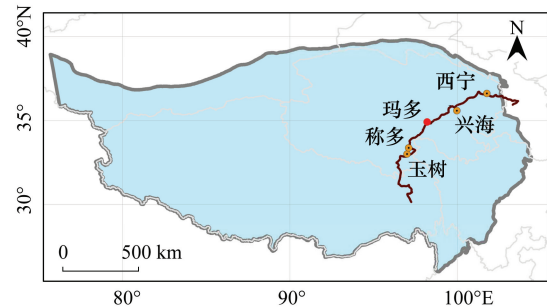


图 1 高寒草甸冻土区生物结皮野外监测场地

Fig. 1 The field observation of the biocrusts in the frozen ground region

1.2 场地布设及野外监测

1.2.1 野外调查及采样

于两种(浅色藻结皮和深色藻结皮)不同类型生物结皮斑块中,分别选取人为干扰较少、地形地貌呈现较高一致性、生物结皮发育稳定的 5—6 封禁地作为研究样地,即每个样地重复 5—6 次。每个样地中随机设定 4 个 $5\text{ m}\times 5\text{ m}$ 的调查样方(大样方),每个大样方中随机选择 10 个 $25\text{ cm}\times 25\text{ cm}$ 的小样方,调查生物结皮物种组成、盖度及样地植被的详细情况。样点的具体情况如表 1。

表 1 土壤采样点基本情况

Table 1 Characters of sampling sites

样带 Sampling zone	地点 Location	多年平均温度 Annual average Temperature/ $^{\circ}C$	土地利用方式 Land use type	植被群落 Community	容重 Bulk density/ (g/cm^3)	厚度 Thickness /mm	植被盖度 Vegetation coverage	藻结皮盖度 Cyanobacteria Cover/%	结皮总盖度 Biocrust coverage/%
深色藻结皮 Dark cyanobacteria BSCs				藏嵩草	1.2	13.7	35.5	22.5	34.5
浅色藻结皮 Light cyanobacteria BSCs	玛多县 野马滩	-1.6	围栏禁 牧草地	小嵩草 唐古特红景天 火绒草	1.1	11.9	60.5	36.9	44.9
裸地 Bare land				团垫雪灵芝					

BSCs: 生物结皮 Biological soil crusts

1.2.2 场地布设及野外监测

2016 年 10 月在研究区根据生物结皮的特征差异布置了 3 个水温监测场地,分别为深色藻结皮,浅色藻结皮及裸地,每个样点相距近 100 m 左右。地表状况如图 2 所示。在各场地 5 cm、15 cm、30 cm、50 cm 深度处布设水温一体温度探头(5TM, Campbell Scientific, Inc., 精度: $0.1^{\circ}C / 0.08\% WC$);采用 HC2-S3 温度探头测量气温,其测量范围 $-40\text{—}100^{\circ}C$,精度为 $\pm 0.1^{\circ}C$;采用 RG3-M 自动式雨量筒雨量记录仪测定降水量,其量程 $0\text{—}127\text{ cm/h}$,精度 $\pm 1.0\%$ 。所有的探头与 CR300 数据采集器连接,进行自动采集,所有的要素为每 10 min 记录一次数据。

生物结皮层及裸地表面土壤导热系数测定:每种地表覆盖下选择三块试验样地,每个样地以梅花式选取 5 个点,使用导热系数测定仪 KD2 Pro (Decagon) 进行土壤导热系数的测定,每种地表类型土壤导热系数取

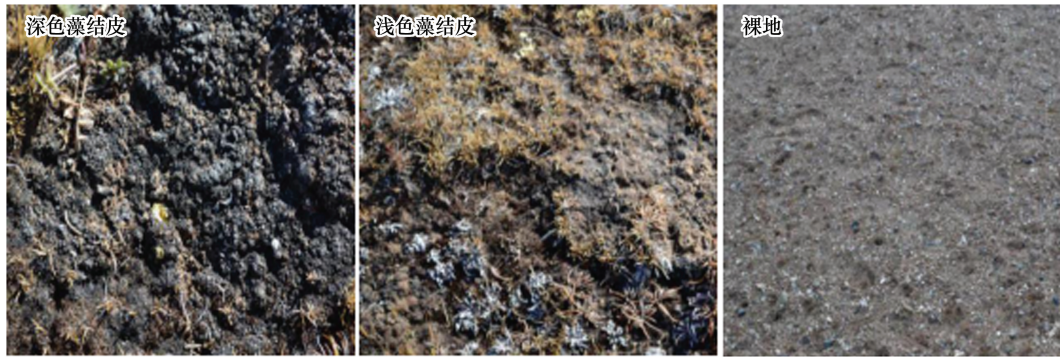


图2 高寒草甸退化过程中地表特征

Fig.2 The surface features of the degraded grassland

15 次测量平均值。

1.2.3 数据处理

本文采用 5—50 cm 土壤温度与土壤水分含量,其计算方法为:

$$T_h = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 T_{10\min}; \text{MST} = \frac{1}{24} \sum_{i=1}^{24} T_h; \text{MST}_m = (\text{MST}_1 + \text{MST}_2)/2$$

$$\theta_h = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 \theta_{10\min}; \text{MWC} = \frac{1}{24} \sum_{i=1}^{24} \theta_h; \text{MWC}_m = (\text{MWC}_1 + \text{MWC}_2)/2$$

式中, $T_{10\min}$ 为数采仪每 10 min 采集的温度值, $\theta_{10\min}$ 为数采仪每 10 min 采集的土壤未冻水含水量; T_h 为数采仪每小时平均温度, θ_h 为每小时平均含水量; MST 和 MWC 为日平均温度和土壤含水量; MST_1 和 MWC_1 为 2016 年 10 月—2017 年 10 月日均温及日均含水量, MST_2 和 MWC_2 为 2017 年 10 月—2018 年 10 月日均温及日均含水量 MST_m 和 MWC_m 为 2016 年—2018 年日均温及日均土壤含水量平均值。借助于 Origin 9 和 SPSS 17.0 完成数据处理和统计分析,针对各种类型的生物结皮及裸地土壤导热系数及其理化属性分别进行单因素方差分析,用 LSD 法进行多重比较,处理间差异均达 5% 显著水平。选取深色藻结皮为代表,以 2016—2018 年日均温度的平均值 MST_m 和日均含水量平均值 MWC_m , 根据土壤温度变化情况,分为 3 个阶段, $T < -4^\circ\text{C}$, $-4^\circ\text{C} < T < 4^\circ\text{C}$, $T > 4^\circ\text{C}$, 进行水温相关性分析。

2 结果分析

2.1 生物结皮及其覆盖下浅层土体土壤导热系数

土壤的导热系数是反应土体热量传导的能力。通过野外实际测量可知生物结皮层土壤导热系数显著低于裸地(图 3),且深色藻结皮的导热系数显著低于浅色藻结皮。同时,深色藻结皮覆盖下,0—30 cm 土层土壤导热系数均显著低于浅色藻结皮和裸地。然而浅色藻结皮 0—10 cm 土层土壤导热系数亦低于裸地,在 20—30 cm 土层,二者导热系数没有显著差异。

2.2 生物结皮对高寒草甸浅层土壤水分的影响

高寒地区土壤水分变化过程反映了土壤的干湿状况,是地气系统水循环中的重要组成部分。两种类型生物结皮与裸地日均含水量随时间变化情况如图 4 所示。由图 4 中可知,两种类型生物结皮对土壤未冻水含量具有显著的影响,但不同类型生物结皮对土壤不同土层土壤未冻水含量的影响不同。深色藻结皮对土壤含水量的影响主要集中在 5—15 cm 土层,对土壤 30—50 cm 土层未冻水含量影响较小;冻结期深色藻结皮覆盖下 5—50 cm 土层土壤含水量与裸地相比仅增加了 0.4%,而融化期 5—15 cm 土层土壤含水量较裸地增加 1%—5.4% (平均为 2.9%),其中八月中上旬(8.1—8.16),深色藻结皮覆盖下 5 cm 土层土壤含水量与裸地之间没有显著差异(差值 $< 0.5\%$);浅色藻结皮则对表层土壤含水量影响很小,其对土壤未冻水含量的影响主要集中在

15—30 cm 土层:在融化期,浅色藻结皮覆盖下 15 cm 土层土壤含水量较裸地增加了 2.3%,而浅色藻结皮在冻结期和融化期均增加了 30 cm 土层土壤含水量,含水量增量分别达 3%—5%和 5%—12%。

2.3 生物结皮对高寒草甸浅层土壤温度的影响

土壤的温度变化体现了土壤能量状况的变化过程,以土壤日平均温度开始持续小于 0℃ 为开始冻结日期,日平均温度开始持续大于 0℃ 为开始消融日期^[38]。有无生物结皮覆盖浅层土壤温度年内变化过程可分为两个时期:冻结期(11 月—次年 3 月)和融化期(4 月—10 月)^[39]。两种类型生物结皮及裸地土壤日均温年内动态如图 5 所示。从图 5 可知,生物结皮对土壤温度的影响主要集中在融化期,冻结期两种类型生物结皮在不同土层于裸地土壤温度差异均不显著;从表 2 中可知,在冻结期,两种类型生物结皮对表层土壤温度没有显著的

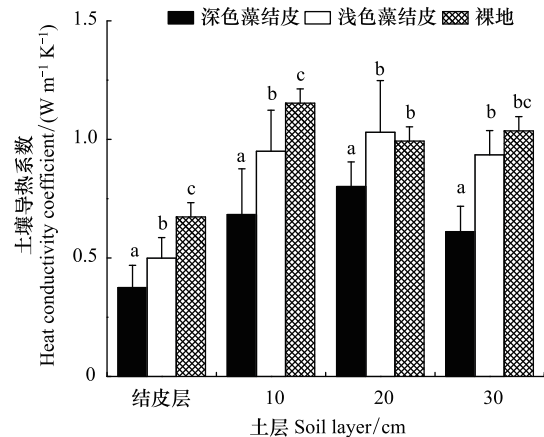


图 3 生物结皮层土壤导热系数

Fig.3 The Thermal conductivity of the two types of biocrusts and bare land soil

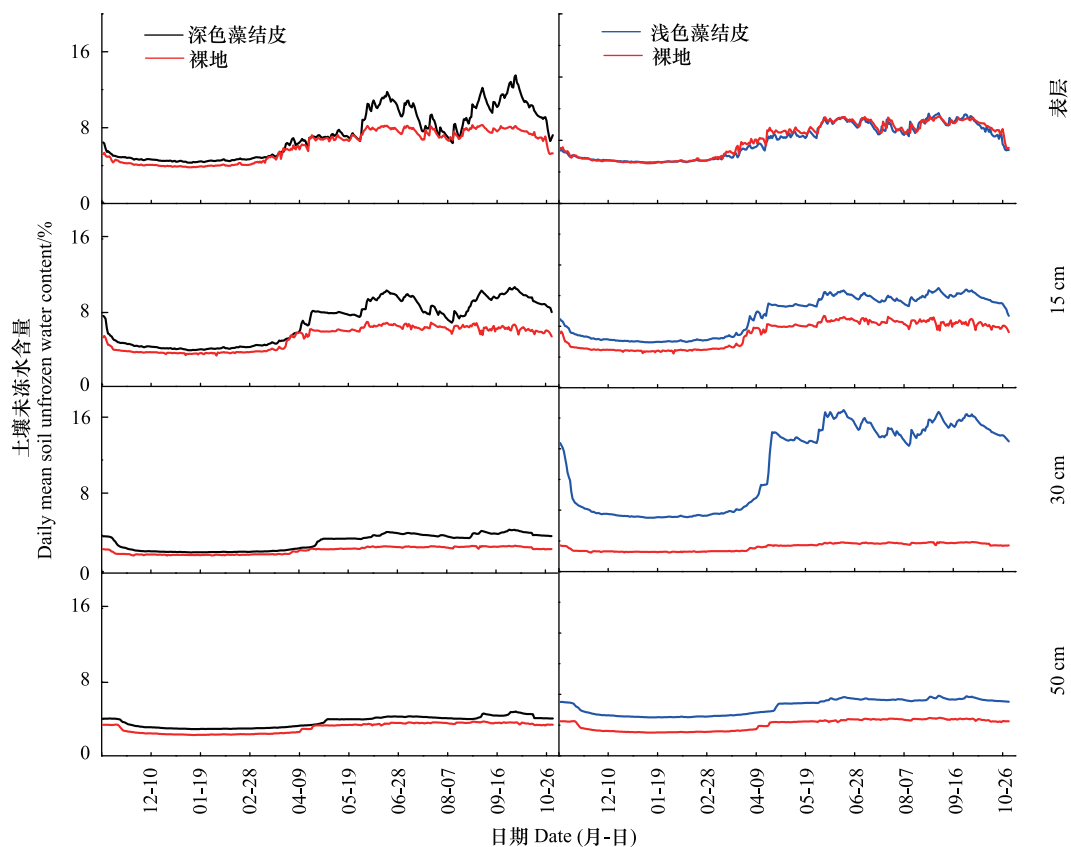


图 4 土壤浅层日均未冻水含量变化(深色藻结皮/裸地;浅色藻结皮/裸地)

Fig.4 The mean daily soil unfrozen water content of the two types of biocrusts and the bare land

影响,其平均温差均小于 0.5℃。而在融化期,两种类型生物结皮均显著降低了土壤温度达 0.8—1.9℃。同时,生物结皮对表层土壤温度的影响显著低于其下 15—50 cm 土层,且不同类型生物结皮,对土壤温度的影响程度不同。表 2 显示深色藻结皮覆盖下土壤在 0—50 cm 土层深度处土壤温度较裸地分别平均降低了 1.1—2.1℃;而浅色藻结皮则较裸地分别降低了 0.8—1.3℃,其降温幅度低于深色藻结皮。

表 2 两种类型生物结皮覆盖下不同土层土壤与裸地日均温差 (ΔT)

Table 2 ΔT of the two types of biocrusts and bare land at different soil layers

	平均/最大日均温差				平均/最大日均温差			
	Average/Maximum daily temperature difference $\Delta T_D/^\circ\text{C}$				Average/Maximum daily temperature difference $\Delta T_L/^\circ\text{C}$			
	表层	15cm	30cm	50cm	表层	15cm	30cm	50cm
冻结期 Freezing period	0.3/1.8	0.1/1.6	0.5/1.9	0.5/2.2	0.2/1.4	0.1/1.6	0/1.7	0.1/1.3
融化期 Thawing period	-1.1/-3.6	-2.1/-4.3	-1.9/-4.5	-1.9/-4.4	-0.8/-2.5	-1.3/-2.6	-1.2/-2.2	-1.4/-2.6

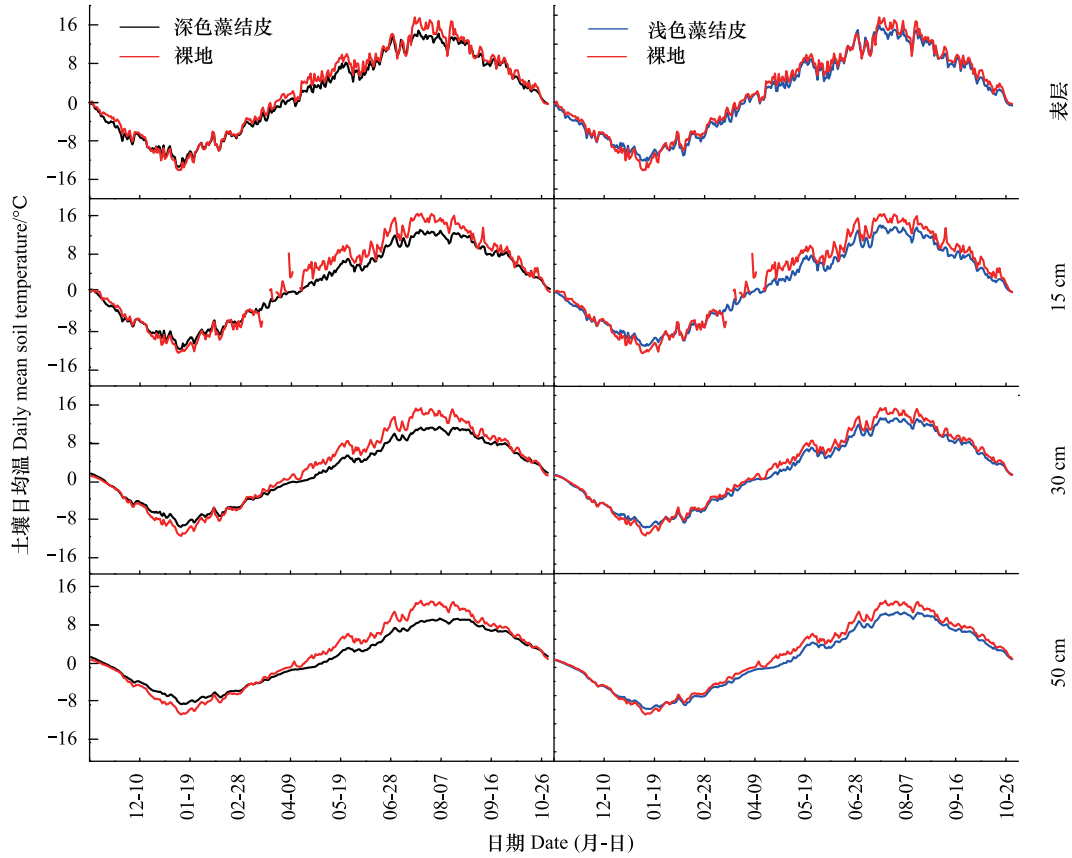


图 5 土壤浅层日均温变化(深色藻结皮/裸地;浅色藻结皮/裸地)
Fig.5 The mean daily temperature of the two types of biocrusts and the bare land

2.4 生物结皮覆盖下土壤水热耦合过程

土壤中水分与温度密切相关。本研究以深色藻结皮为例,选取深色藻结皮覆盖下 5cm 土层土壤含水量及土壤温度数据,进行相关性分析。图 6 为生物结皮影响下土壤未冻水含量与温度相关关系,由图 6A 可知,生物结皮覆盖下,冻土浅层土壤具有水热耦合效应。土壤中未冻水含量与温度变化的关系可以分为 3 个阶段:(1)当 $MST_{\text{dark}} < -4^\circ\text{C}$ 时,土壤中未冻水含量基本保持在 4.3%左右(图 6B);(2)当 $-4^\circ\text{C} < MST_{\text{dark}} < 4^\circ\text{C}$ 时,冻土逐渐融化,土壤温度显著影响土壤未冻水的含量,随着温度的升高土壤中未冻水含量逐渐增加,并且 $-4^\circ\text{C} < MST_{\text{dark}} < 0^\circ\text{C}$ 时,土壤中未冻水含量增速率较快;当 $0^\circ\text{C} < MST_{\text{dark}} < 4^\circ\text{C}$ 时,土壤中未冻水含量增加速率减缓(图 6C);(3)当 $MST_{\text{dark}} > 4^\circ\text{C}$,土壤含水量 $> 10\%$,土壤含水量与土壤温度呈反比(图 6D),土壤中未冻水含量的增加,土壤导热系数增大,土壤含水量影响土壤温度。同时随着土壤土壤温度的升高,土壤中未冻水含量的又逐渐显著降低。

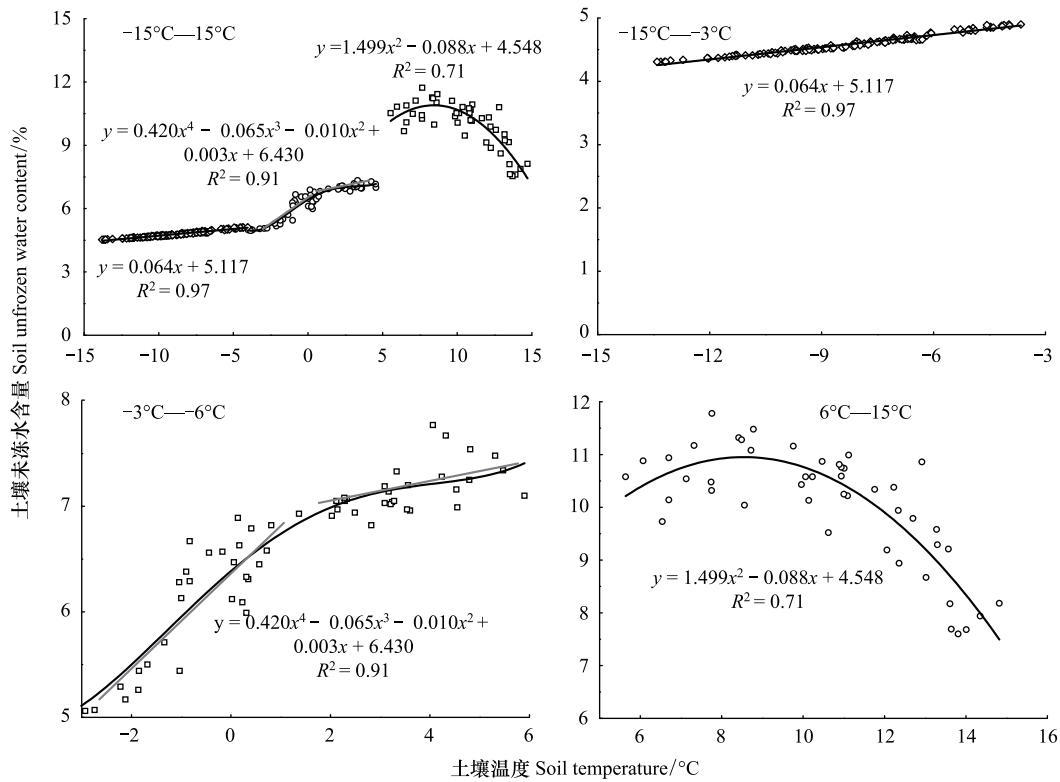


图 6 生物结皮覆盖下土壤温度与水分变化相关关系

Fig.6 The correlation between soil temperature and soil unfrozen water content under the dark cyanobacteria biocrusts

3 讨论

3.1 生物结皮对浅层冻土水分含量的影响

冻土的温度、湿度等条件直接影响着冻土的分布、地气相互作用及生态环境的变化^[39]。生物结皮作为地表广泛发育的地被层,其具有低容重、高孔隙度、高持水性等特点,因此生物结皮的存在能够增加土壤表层含水量这一研究结论在很多研究中已经被证实^[26,40]。生物结皮对土壤水分的影响程度与结皮类型有关,不同类型生物结皮其理化属性(容重、孔隙度及厚度不同及有机质含量等)不同,对土壤水分的影响不同^[13, 20-21]。肖波等人的研究也表明藓类生物结皮其结皮层土壤含水量显著高于藻类结皮^[27, 41]。本研究结果表明,两种类型生物结皮对土壤未冻水含量及分布的影响在不同冻结融化期内存在显著差异。生物结皮对土壤含水量的影响与其持水性有关。如表 3 所示,由于深色藻结皮容重较低,孔隙度较大,其田间持水量显著高于浅色藻结皮和裸地,浅色藻结皮持水性高于裸地^[13]。故深色藻结皮在冻结期内,对 5—50 cm 土层土壤未冻水含量均没有显著影响;而在融化期由于其高持水性,显著增加了 5—15 cm 土层土壤含水量,而对 30—50 cm 土层土壤含水量没有显著影响。浅色藻结皮则与之相反,在整个冻结融化期内,均显著增加了 15—30 cm 土层土壤含水量,而对表层土壤未冻水含量没有显著影响。生物结皮对土壤未冻水分布状况的影响则与生物结皮的渗透性有关。从表 3 可见,深色藻结皮的初始入渗速率为 0.20 mm/min,显著低于浅色藻结皮,表明浅色藻结皮具有快速吸收降雨产生水分的能力。由于该区域降水主要发生在 5—9 月,加之深色藻结皮厚度较大,持水性强,故导致深色藻结皮在融化期显著增加了 5—15 cm 土壤含水量,而对下层土壤含水量没有显著影响。同时,在 8 月中上旬,深色藻结皮覆盖下 5 cm 土层土壤含水量与裸地没有显著差异。由于 7 月底 8 月初,太阳辐射最强,气温达到全年最高,土壤蒸发量较大,使得深色结皮层土壤含水量显著降低,验证了土壤温度驱动蒸发作用也是影响土壤含水量的重要因子之一^[42-43]。但浅色藻结皮厚度较薄,渗透速率较深色藻结皮高

(表 3), 因此其能够快速吸收降雨产生的径流, 水分向下层迁移, 使得 30 cm 土层土壤含水量显著增加, 吸收的水分贮存在 30 cm 土层。因此, 其土壤未冻水含量显著性高于裸地。

表 3 生物结皮基本属性

Table 3 The basic characteristics of the biocrusts in the frozen ground region

结皮类型 Biocrust types	藻类结皮覆盖度 Cyanobacteria biocrust coverage/%	厚度 Thickness/mm	容重 Bulk density/ (g/cm ³)	反照率 Albedo	田间持水量 Water holding capacity/%	初始/平均 入渗速率/ (mm/min)
浅色藻结皮 Light cyanobacteria biocrust	36.9	11.9	1.1	0.28	60.0	0.48/0.17
深色藻结皮 Dark cyanobacteria biocrust	35.5	13.7	1.2	0.29	45.0	0.20/0.15

3.2 生物结皮对浅层冻土温度的影响

生物结皮对土壤温度的影响主要有两方面: 一方面, 生物结皮的发育改变地表颜色, 从而改变地表反照率, 增加或减少进入土层、使土壤温度升高的热量; 另外, 生物结皮作为地表的特殊结构层, 其具有自身的结构及特殊的理化属性, 热性质也随之发生改变, 故影响土壤温度变化^[16,20-24]。早期有研究表明覆被在地表深色的生物结皮, 可通过吸收更多太阳辐射而使土壤温度升高^[17-18]。本研究区主要以深色及浅色藻结皮为主, 其覆盖度可达 35%—45%。而研究结果却表明, 该区生物结皮的存在显著降低了冻土浅层土壤温度。由此可见, 生物结皮由于改变地表颜色从而导致地表反照率的改变并不是冻土区导致土壤温度变化的主要原因。冻土区生物结皮对土壤温度的影响与土壤的冻结融化期相关。在冻结期, 生物结皮对土壤浅层温度没有显著的影响; 在融化期, 生物结皮均显著降低了土壤温度。不同气候类型区及生态环境条件下, 生物结皮的发育状况及其理化属性不同, 因此其对土壤温度的影响也不同^[18,21-22]。肖波等人在黄土高原的研究结果表明, 在湿热的夏季, 生物结皮降低土壤表层温度 11.8℃^[22]。杨永胜等在沙区的研究结果也表明生物结皮的覆盖极显著降低了地表的土壤温度^[21], 这些研究结果与我们的研究结果有相似之处。由于冻结期, 生物结皮及其下层土壤均处于冻结状态, 生物结皮层的含冰量与裸地的差异并不足以引起土壤热性质的变化^[44]。加之, 生物结皮由于其较低的导热系数(图 3), 地气之间热传递较慢, 相当于土体表面保温层, 在冻结期对冻土具有一定的保温作用, 但其对土壤温度的影响并不显著。而在融化期, 由于生物结皮层能够固持较多的水分, 结皮层热容量随着土壤含水量的增加而增大, 生物结皮层存储的热量增加, 其向下传递的热量减少^[44]。与此同时, 在融化期, 生物结皮的多孔结构中孔隙被水分填充较多, 能够在融化期(暖季)阻止空气中热量向土壤中扩散, 能够降低下层土壤温度。再者, 生物结皮能够显著提高土壤中碳氮含量, 形成一个富含有机质层。有机质作为不良导体, 在融化期阻止土体中冷量的流出, 也延缓了下覆土体的升温^[21,45], 亦对土壤具有降温的效应。

生物结皮对土壤温度的影响与生物结皮的类型有关, 深色藻结皮覆盖下土壤在 5—50 cm 土层深度处土壤温度较裸地分别平均降低了 1.1—2.1℃; 浅色藻结皮则较裸地分别降低了 0.8—1.8℃, 其降温幅度较深色藻结皮低。由于浅色藻结皮的土壤有机质含量显著低于深色藻结皮, 同时其田间持水量也显著低于深色藻结皮, 故其热容量在融化期较深色藻结皮低, 对土壤温度的影响也较小, 亦表明生物结皮可通过增加土壤有机质而产生隔热效应及在融化期增加土壤含水量从增加自身储热量而对下层土体温度产生影响^[22-25]。

3.3 水温相关关系

水热因子在土壤中相互影响、相互联系、相互制约。通过分析生物结皮层土壤水分和温度的相关关系发现, 生物结皮覆盖下土壤含水量与土壤温度密切相关, 表明土壤中水热运动的相互耦合作用^[20,46-47]。本研究结果表明当 $MST_{dark} < -4^{\circ}C$ 时, 生物结皮覆盖下, 土壤中未冻水含量并未随着土壤温度的变化, 保持在 4.3% 左右。表明生物结皮在冻结期对土壤温度影响不显著。验证了生物结皮对土壤温度的影响与土壤中水分含量密切相关^[20-21]。当 $-4^{\circ}C < MST_{dark} < 4^{\circ}C$ 时, 土壤未冻水含量与土壤温度呈正比, 随着温度的升高土壤中未冻水含量逐渐增加。如 3.1 所述, 生物结皮层具有较低的导热系数, 在土壤升温融化过程中, 升温速率较快, 生

物结皮覆盖下土壤在从冻结至融化过程中,随着土壤温度的升高,未冻水含量显著增加。当 $-4^{\circ}\text{C} < \text{MST}_{\text{dark}} < 0^{\circ}\text{C}$ 时,由于冰水的相变作用,土壤中未冻水含量增加速率较大。当 $0^{\circ}\text{C} < \text{MST}_{\text{dark}} < 4^{\circ}\text{C}$ 时,土体从快速融化期进入稳定阶段,未冻水含量增加速率减缓^[39]。后随着温度的继续上升及雨期的到来,生物结皮中未冻水含量显著增加。随着土壤含水量的增大,土壤的比热容逐渐增加,大量来自太阳辐射的热量存储在结皮层,而向下传递的热量减少^[48],降低了下伏土体温度。当 $\text{MST}_{\text{dark}} > 4^{\circ}\text{C}$ 时,随着温度的增加,土壤含水量因蒸发作用逐渐降低。图 7 为不同地表覆盖下,土壤剖面水分含量变化。由图 7 可知,当土壤温度从 $0-12^{\circ}\text{C}$,土壤表层含水量逐渐增大,而当土壤温度继续升高至 15°C 时,深色藻结皮表层 $0-15\text{ cm}$ 土壤含水量低于 6°C 及 12°C 时土壤含水量,而下层土壤含水量没有显著变化。可能是由于地表温度高于 15°C 时,土壤蒸发作用较为强烈,减少了表层土壤水分,验证了土壤温度驱动蒸发作用是深色藻结皮影响土壤含水量的重要因子^[43,49]。同时,蒸发作用耗能,降低了浅层土壤的温度。因此,深色藻结在温度较高时强烈的蒸发作用是融化期降低土壤温度的主要因素之一。

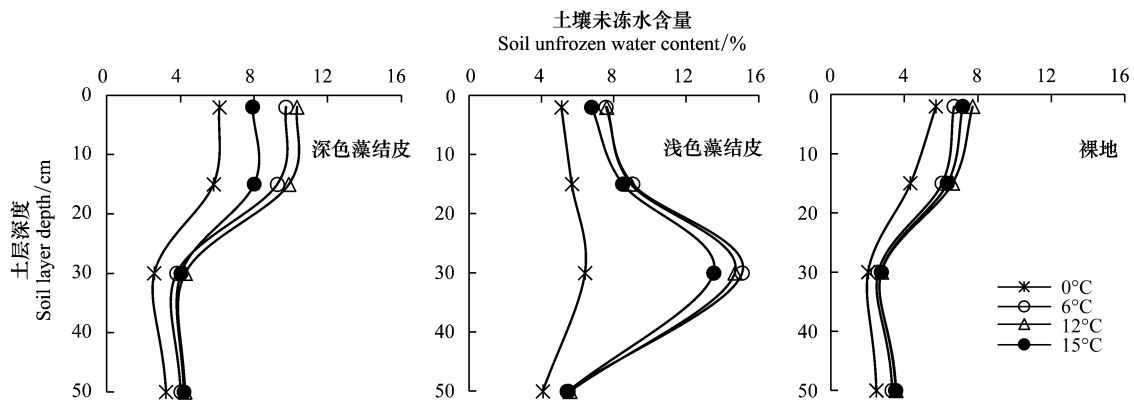


图 7 不同温度下土壤未冻水含量剖面变化

Fig.7 Changes of soil unfrozen water content in the depth profile under different soil temperature

浅色藻结皮和裸地 $0-15\text{ cm}$ 土层土壤含水量在 15°C 时略低于 6°C 及 12°C 时土壤含水量,但差异不显著。表明浅色藻结皮对土壤温度的影响较深色藻结皮低。然而,随着土壤温度的增加,浅色藻结皮 30 cm 土层处土壤含水量显著增加,图 8 为不同温度下土壤未冻水储量剖面变化。从图 7 及图 8 可知,随着温度升高, 30 cm 土层处土壤未冻水含量及储量均显著增加。因此浅色藻结皮在融化期降低了下层 $15-50\text{ cm}$ 土层土壤的温度。长期浅层土体的温度降低对冻土的保护具有极为重要的作用,同时,由图 8 可知,由于生物结皮的存

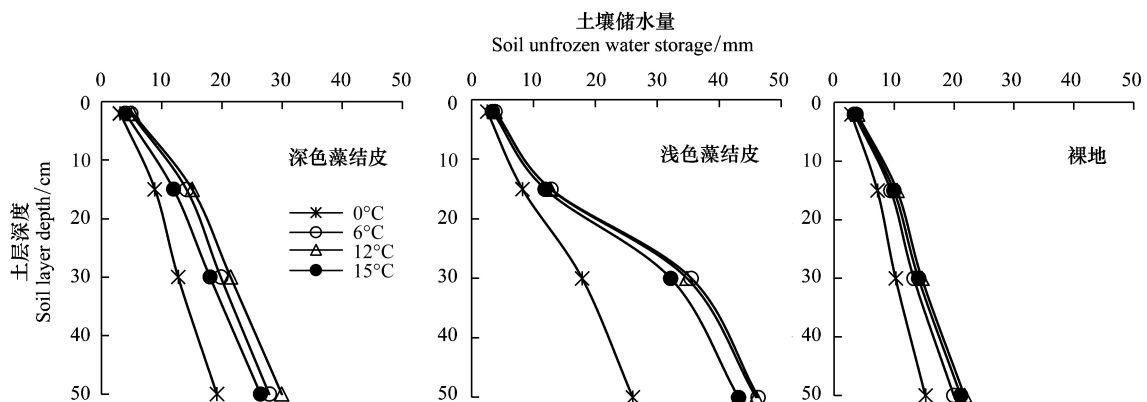


图 8 不同温度下土壤未冻水储量剖面变化

Fig.8 Changes of soil unfrozen water storage in the depth profile under different soil temperature

在,增加了下层 0—50 cm 土层土体未冻水的储量,对高寒冻土区植被恢复及生态环境具有重要意义^[1,50]。

4 结论

(1)生物结皮对冻土浅层土壤水热过程具有显著的影响,而其影响主要发生在土壤融化期内,在冻结期生物结皮对土水热过程没有显著的影响;同时,生物结皮对土壤水热过程的影响不仅与土壤的冻结融化期有关,还与生物结皮的类型密切相关,不同类型生物结皮对土壤的未冻水含量和温度的影响不同:

在融化期内,生物结皮增加了冻土浅层土壤水分,其中深色藻结皮增加了 0—15 cm 土层土壤含水量,而浅色藻结皮却显著增加了 30 cm 土层土壤含水量;同时,生物结皮降低冻土浅层(15—50 cm)土壤温度,其中深色藻结皮的降温效应显著高于浅色藻结皮。

(2)冻土地区生物结皮覆盖下浅层土壤具有水热耦合效应:根据浅层土壤水热运移特征可将深色藻结皮覆盖下冻土浅层水热过程分为两个阶段:

土壤未冻水含量 $<10\%$ 时(土壤温度 $<4^{\circ}\text{C}$),土壤温度影响土壤含水量,其中 $T<-4^{\circ}\text{C}$ 时,土壤处于完全冻结状态,生物结皮层覆盖下,土壤未冻水含量保持在 4.3%左右; $-4^{\circ}\text{C}<T<4^{\circ}\text{C}$ 时,随着土壤温度升高,土壤未冻水含量增加;土壤未冻水含量 $>10\%$ 时(土壤温度 $>4^{\circ}\text{C}$),随着土壤温度升高,土壤中未冻水含量的降低。同时土壤含水量影响土壤温度,随着土壤含水量的增加,土壤温度降低。

参考文献(References):

- [1] 周幼吾. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000.
- [2] Cheng G D, Wu T H. Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(F2): F02S03.
- [3] IPCC. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535-1535.
- [4] Lemke P, Ren J, Alley R B, Allison J, Carrasco J, Flato G, Fujii Y, Kaser G, Mote P, Thomas R H, Zhang T. Observations: changes in snow, ice and frozen ground//Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K B, Tignor M, Miller H L. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [5] Yi S H, Zhou Z Y, Ren S L, Xu M, Qin Y, Chen S Y, Ye B S. Effects of permafrost degradation on alpine grassland in a semi-arid basin on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Environmental Research Letters*, 2011, 6(4): 045403.
- [6] Ge S, Wu Q B, Lu N, Jiang G L, Ball L. Groundwater in the Tibet Plateau, western China. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(18): L18403.
- [7] Osterkamp T E, Jorgenson J C. Warming of permafrost in the arctic national wildlife refuge, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2006, 17(1): 65-69.
- [8] 李韧, 赵林, 丁永建, 焦克勤, 王银学, 乔永平, 杜二计, 刘广岳, 孙琳婵, 肖瑶. 青藏高原北部活动层土壤热力特性的研究. *地球物理学报*, 2010, 53(5): 1060-1072.
- [9] Zhao L, Wu Q B, Marchenko S S, Sharkhuu N. Thermal state of permafrost and active layer in Central Asia during the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, 21(2): 198-207.
- [10] 陆子建, 吴青柏, 盛煜, 张鲁新. 青藏高原北麓河附近不同地表覆被下活动层的水热差异研究. *冰川冻土*, 2006, 28(5): 642-647.
- [11] 薛娴, 郭坚, 张芳, 宗莉, 韩邦帅, 黄翠华. 高寒草甸地区沙漠化发展过程及成因分析——以黄河源区玛多县为例. *中国沙漠*, 2007, 27(5): 725-732.
- [12] 殷建鹏, 高金龙, 冯琦胜, 葛静, 孟宝平, 杨淑霞, 梁天刚, 孟小平. 黄河源区高寒草甸群落高度遥感模拟与评价. *草业科学*, 2018, 35(4): 737-748.
- [13] 明姣, 盛煜, 金会军, 张泽, 杜玉霞. 高寒冻土区生物结皮对土壤理化属性的影响. *冰川冻土*(录用, 等待排期)
- [14] 李以康, 欧阳经政, 林丽, 张法伟, 杜岩功, 曹广民, 韩发. 高寒草甸植被退化过程中生物土壤结皮演变特征. *生态学杂志*, 2015, 34(8): 2238-2244.
- [15] 赵允格, 许明祥, 王全九, 邵明安. 黄土丘陵区退耕地生物结皮对土壤理化性状的影响. *自然资源学报*, 2006, 21(3): 441-448.
- [16] 吴玉环, 高谦, 程国栋. 生物土壤结皮的生态功能. *生态学杂志*, 2002, 21(4): 41-45.
- [17] Belnap J. Surface disturbances: their role in accelerating desertification. *Environmental Monitoring and Assessment*, 1995, 37(1/3): 39-57.
- [18] Gold W G, Bliss L C. Water limitations and plant community development in a polar desert. *Ecology*, 1995, 76(5): 1558-1568.
- [19] Gold W G. The influence of cryptogamic crusts on the thermal environment and temperature relations of plants in a high arctic polar desert, Devon

- Island, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research*, 1998, 30(2): 108-120.
- [20] 王新平, 肖洪浪, 张景光, 李新荣, 康尔泗. 荒漠地区生物土壤结皮的水文物理特征分析. *水科学进展*, 2006, 17(5): 592-598.
- [21] 杨永胜, 卜崇峰, 高国雄. 毛乌素沙地生物结皮对土壤温度的影响. *干旱区研究*, 2012, 29(2): 352-359.
- [22] Xiao B, Wang H F, Fan J, Fischer T, Veste M. Biological soil crusts decrease soil temperature in summer and increase soil temperature in winter in semiarid environment. *Ecological Engineering*, 2013, 58: 52-56.
- [23] Chamizo S, Cantón Y, Lázaro R, Domingo F. The role of biological soil crusts in soil moisture dynamics in two semiarid ecosystems with contrasting soil textures. *Journal of Hydrology*, 2013, 489: 74-84.
- [24] Johnson S L, Kuske C R, Carney T D, Housman D C, Gallegos-Graves L V, Belnap J. Increased temperature and altered summer precipitation have differential effects on biological soil crusts in a dryland ecosystem. *Global Change Biology*, 2012, 18(8): 2583-2593.
- [25] Kidron G J, Tal S Y. The effect of biocrusts on evaporation from sand dunes in the Negev Desert. *Geoderma*, 2012, 179-180: 104-112.
- [26] Qin Z H, Berliner P, Karnieli A. Micrometeorological modeling to understand the thermal anomaly in the sand dunes across the Israel-Egypt border. *Journal of Arid Environments*, 2002, 51(2): 281-318.
- [27] George D B, Roundy B A, St. Clair L L, Johansen J R, Schaalje G B, Webb B L. The effects of microbiotic soil crusts on soil water loss. *Arid Land Research and Management*, 2003, 17(2): 113-125.
- [28] Han C B, Ma Y M, Chen X L, Su Z B. Trends of land surface heat fluxes on the Tibetan Plateau from 2001 to 2012. *International Journal of Climatology*, 2017, 27(14): 4757-4767.
- [29] 王俊峰, 吴青柏. 气温升高对青藏高原沼泽草甸浅层土壤水热变化的影响. *兰州大学学报: 自然科学版*, 2010, 46(1): 33-39.
- [30] 杨梅学, 姚檀栋, Nozomu H, Fujii H. 青藏高原表层土壤的日冻融循环. *科学通报*, 2006, 51(16): 1974-1976.
- [31] 李述训, 南卓铜, 赵林. 冻融作用对系统与环境中能量交换的影响. *冰川冻土*, 2002, 24(2): 109-115.
- [32] 金会军, 李述训, 王绍令, 赵林. 气候变化对中国多年冻土和寒区环境的影响. *地理学报*, 2000, 55(2): 161-173.
- [33] 李新, 程国栋. 高海拔多年冻土对全球变化的响应模型. *中国科学(D辑)*, 1999, 29(2): 185-192.
- [34] 李开明, 李绚, 王翠云, 乔艳君. 黄河源区气候变化的环境效应研究. *冰川冻土*, 2013, 35(5): 1183-1192.
- [35] 汪治桂, 王素萍, 王建兵, 高晓清. 黄河源区近 40 年参考作物蒸散量变化特征研究. *干旱地区农业研究*, 2013, 31(6): 169-173, 189-189.
- [36] Luo D L, Jin H J, Jin X Y, He R X, Li X Y, Muskett R R, Marchenko S S, Romanovsky V E. Elevation-dependent thermal regime and dynamics of frozen ground in the Bayan Har Mountains, northeastern Qinghai-Tibet Plateau, southwest China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2018, 29(4): 257-270.
- [37] Luo D L, Jin H J, Wu Q B, Bense V F, He R X, Ma Q, Gao S H, Jin X Y, Lü L Z. Thermal regime of warm-dry permafrost in relation to ground surface temperature in the Source Areas of the Yangtze and Yellow rivers on the Qinghai-Tibet Plateau, SW China. *Science of the Total Environment*, 2018, 618: 1033-1045.
- [38] 刘光生, 王根绪, 胡宏昌, 李太兵, 王俊峰, 任东兴, 黄雅娟. 青藏高原多年冻土区植被覆盖度变化水热过程的影响. *冰川冻土*, 2009, 31(1): 89-95.
- [39] 赵林, 程国栋, 李述训, 赵新民, 王绍令. 青藏高原五道梁附近多年冻土活动层冻结和融化过程. *科学通报*, 2000, 45(11): 1205-1211.
- [40] Ram A, Aaron Y. Negative and positive effects of topsoil biological crusts on water availability along a rainfall gradient in a sandy arid area. *CATENA*, 2007, 70(3): 437-442.
- [41] Xiao B, Ma S, Hu K L. Moss biocrusts regulate surface soil thermal properties and generate buffering effects on soil temperature dynamics in dryland ecosystem. *Geoderma*, 2019, 351: 9-24.
- [42] Abu-Hamdeh N H. Thermal properties of soils as affected by density and water content. *Biosystems Engineering*, 2003, 86(1): 97-102.
- [43] 黄昌勇. *土壤学*. 北京: 中国农业出版社, 2000.
- [44] 何瑞霞, 金会军, 赵淑萍, 邓友生. 冻土导热系数研究现状及进展. *冰川冻土*, 2018, 40(1): 116-126.
- [45] Zhang Y F, Wang X P, Hu R, Pan Y X, Zhang H. Variation of albedo to soil moisture for sand dunes and biological soil crusts in arid desert ecosystems. *Environmental Earth Sciences*, 2013, 71(3): 1281-1288.
- [46] Parlange M B, Cahill A T, Nielsen D R, Hopmans J W, Wendroth O. Review of heat and water movement in field soils. *Soil and Tillage Research*, 1998, 47(1/2): 5-10.
- [47] Bittelli M, Ventura F, Campbell G S, Snyder R L, Gallegati F, Pisa P R. Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology*, 2008, 362(3/4): 191-205.
- [48] 李守巨, 范永思, 张德岗, 刘迎曦. 岩土材料导热系数与孔隙率关系的数值模拟分析. *岩土力学*, 2007, 28(S1): 244-248.
- [49] Guan X D, Huang J P, Guo N, Bi J R, Wang G Y. Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal parameters over the Loess Plateau. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, 26(4): 692-700.
- [50] 柴雯, 王根绪, 李元寿, 胡宏昌. 长江源区不同植被覆盖下土壤水分对降水的响应. *冰川冻土*, 2008, 30(2): 329-337.