DOI: 10.5846/stxb201903150491

曹伟,盛煜,吴吉春,彭尔兴.黄河源区不同类型冻土土壤水分入渗特性.生态学报,2021,41(2):655-664. Cao W, Sheng Y, Wu J C, Peng E X.Soil moisture infiltration characteristics of different types of frozen soil in the Source Area of the Yellow River. Acta Ecologica Sinica, 2021,41(2):655-664.

黄河源区不同类型冻土土壤水分入渗特性

曹 伟,盛 煜*,吴吉春,彭尔兴

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

摘要:冻土土壤水分运动由于受到冻融过程的影响而显示其独特性,而目前对于不同类型冻土土壤水分入渗特性尚缺乏足够的 认识。为此,以黄河源区康穷小盆地多下坡年冻土和上坡季节冻土区为例,结合季节降雨变化,基于大气降水、冻土土壤水分、 冻结层上水等野外监测数据分析,采用 HYDRUS-1D 软件冻融模块进行土壤水分入渗模拟,对比分析了融化期多年冻土和季节 冻土土壤水分运移过程的差异性,研究结果表明:①在快速融化阶段,降雨以地表径流为主,表层土壤水分含量增加,土壤下渗 有限,冻结层上水位上升幅度较小;在稳定融化阶段,土壤水分含量增加,土壤水分下渗增强,受冻土层阻隔影响,多年冻土区冻 结层上水水位上升幅度较大,季节冻土区土壤水分则以深层渗漏或侧向流动为主。②受到降雨强度、土壤质地、蒸散发、植被覆 盖等因素的影响,降雨损失主要以地表径流为主,下坡各层土壤水分随冻结土壤融化自上而下逐渐增加并达到饱和状态,但上 坡表层土壤不易达到饱水状态。③区域河流贯穿融区地下水发育,导致上坡冻结层上水位小幅度上升,下坡冻结层上水位的变 化除受到降雨入渗的影响外,还受到融区地下水的影响,引起下坡冻结层上水位的快速上升。研究结果有助于深入了解全球气 候变化背景下的冻土退化及其水文效应,进而为定量评估流域水资源脆弱性与区域生态敏感性提供科学依据。 关键词:黄河源区;不同类型冻土;土壤水分;入渗特性

Soil moisture infiltration characteristics of different types of frozen soil in the Source Area of the Yellow River

CAO Wei, SHENG Yu*, WU Jichun, PENG Erxing

State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

Abstract: The water movement of frozen soil shows its uniqueness due to the influence of freeze-thaw process. However, there is a lack of in-depth study on soil moisture infiltration characteristics of different types of frozen soil at present. Therefore, a slope cross-section at the small basin of Kangqiong in Source Area of the Yellow River is studied. This zone on the upper slope is covered by seasonally frozen ground and that on the down slope is covered by the permafrost. Based on the field observation, the data has been collected from various sources including atmospheric precipitation, soil moisture, and suprapermafrost water from May 2017 to October 2017. In addition, the soil moisture infiltration is numerically simulated by the freeze-thaw module of HYDRUS-1D software package. Based on seasonal rainfall variation, the difference of soil moisture infiltration in permafrost regions and seasonally frozen regions is statistically investigated during thawing period. The results are summarized in the following: 1) in the rapid thawing stage, the rainfall infiltration is dominated by surface runoff. The water content of surface soil increases, but the infiltration of soil is limited. So, the suprapermafrost water flow rises slightly. During the stable thawing stage, soil water content increases and soil moisture infiltration increases. Influenced by the barrier of permafrost layer, the suprapermafrost water flow in permafrost regions rises greatly. While in

基金项目:国家自然科学基金项目(41971093)

收稿日期:2019-03-15; 修订日期:2020-11-02

^{*} 通讯作者 Corresponding author.E-mail: sheng@lzb.ac.cn

seasonally frozen regions, the soil moisture infiltration is dominated by deep leakage or lateral flow. 2) Influenced by rainfall intensity, soil texture, evapotranspiration and vegetation coverage, the rainfall loss is mainly caused by surface runoff. Soil moisture content of each layer on the down slope increases gradually from top to bottom with the thawing of frozen soil and reaches the saturation state. Soil moisture content in surface layer on the upper slope has been rising with time, but it can not reach a stable state. 3) The existence of regional talik groundwater leads to a small increase of the suprapermafrost water level on the upper slope. In addition to rainfall infiltration, the change of the suprapermafrost water on the down slope is also affected by talik groundwater, which causes the rapid rise of the suprapermafrost water level on the down slope. The results are helpful to understand the degradation of frozen soil and its hydrological effects under the background of global climate change. At the same time, it will provide scientific basis for quantitative assessment of water resources vulnerability and regional ecological sensitivity.

Key Words: Source Area of the Yellow River; different types of frozen soil; soil moisture; infiltration characteristics

冻土对温度变化极其敏感,作为寒区地质环境中的主要控制性因子,其变化将对多年冻土区生态环境与 水文环境产生重要影响^[1-5]。当前,随着气候变暖和人类活动的不断加剧,冻土已经发生退化,诸如季节融化 深度加深、地下冰融化、地下水位下降等,从而导致了多年冻土垂直剖面厚度和水平分布边界上的明显变化, 进而影响其承载的寒区生物圈在组成结构与分布格局上的显著变化^[69]。特别是全球变化影响下的冻土退 化改变了表层土壤水分运移过程,深刻影响着区域水循环与水平衡^[10-13],因而探讨冻土区表层土壤水分的人 渗规律,对于深入了解全球气候变化背景下的冻土变化及其水文效应,理解冻土退化诱发水资源变化的作用 机制具有积极的作用。

冻土区土壤水分运动由于受到冻融过程的影响而显示其独特性,因而相关研究备受国内外学者的关注, 针对这一研究问题,当前研究一方面围绕多年冻土和季节冻土土壤水分特征进行了分析和研究,基于室内试 验和野外定位观测试验,着重分析了冻结期和融化期土壤含水量的变化规律及其与土壤温度之间的耦合关 系^[14-17]。另一方面针对不同下垫面条件深入研究冻土区土壤水分运动的响应规律,考虑了青藏高原冻土区 的土地覆被类型、植被覆盖、有无积雪等因素,重点研究了在冻融过程影响下自然环境因素对土壤水热过程的 影响及其土壤水分运移过程^[18-21]。尽管这部分研究从不同的角度和侧面揭示了多年冻土和季节冻土土壤水 分在不同冻融阶段下运动规律及其对不同影响因素的响应特征,但是土壤水分是联系地表水和地下水的纽 带,在冻土区土壤水分主要来源于降雨,降雨是冻土土壤水分运动的主要驱动力,同时冻土土壤水分将通过壤 中流等运移方式汇入冻结层上水中,而基于土壤水分的"源-汇"视角系统探讨冻土土壤水分运移过程与入渗 规律的研究相对较少。

作为"亚洲水塔"的青藏高原,特别是位于东北部的江河源区是我国和亚洲主要河流的发源地。近年来, 气候显著变暖,青藏高原冻土正处于加速退化过程中^[22-25]。受冻土退化影响,江河源区之一的黄河源区水资 源补给、径流与排泄过程发生了显著变化,迫切需要认识冻土变化造成的水文影响^[26-29]。为此,研究以黄河 源区康穷盆地多年冻土和季节冻土为例,基于"源-汇"视角,从冻土土壤水分的运移过程入手,结合降雨和冻 结层上水的变化规律,运用野外定位观测试验和数值模拟分析方法,分析黄河源区典型多年冻土与季节冻土 土壤水分入渗对降雨的差异响应机制,从而为了解冻土退化引起的水资源效应提供基本认识,进而为定量评 估其变化及风险提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 区域概况

1.1.1 自然环境状况

黄河源区位于青藏高原中东部(图1),一般是指多石峡以上的源头区集水范围,两湖(鄂陵湖和扎陵湖)

形成区域的汇水中心,地理坐标介于 95°55′E—98°41′E、33°56′N—35°31′N 之间,海拔 4193—5238 m,源区总 面积约 2.98×10⁴ km³。源区地貌类型复杂多样,涵盖了冰蚀河谷、高原山地、陡峭坡地、平缓斜坡、河相滩地、 滩地平原、深丘陡坡等。地表水体除鄂陵湖、扎陵湖以外,尚有隆热错、茶木错、尕拉拉错、星星海等诸多湖泊, 多曲、热曲、勒那曲、贝敏曲等河流构成黄河的一级支流。区域属于高原大陆气候区,受季风气候影响,年降水 量在 300—400 mm,年蒸发量为 1000—1500 mm,年平均气温低于-3.5℃。高寒沼泽草甸、高寒草甸、高原草 原和荒漠是主要的植被类型。



图 1 研究区野外监测场地布设示意 Fig.1 Field monitoring site of the study area

1.1.2 冻土发育状况

冻土一般可分为短时冻土、季节冻土以及多年冻土。多年冻土,是指冻结状态连续保持三年或三年以上的岩土体,空间上包括上部活动层和下部冻土层。季节冻土,是指冬季冻结、春季融化每年冻融交替一次的岩 土体。

黄河源区多年冻土下界一般在 4350—4370 m,多年冻土面积占整个源区的 80%以上。多年冻土年平均 地温在-0.2—2℃之间。0 ℃附近的多年冻土厚度一般在 20 m 左右;高于-0.5℃的多年冻土厚度一般不超过 40 m;高于-1.0℃的多年冻土厚度一般不超过 60 m;-2℃附近的低温多年冻土的厚度一般不超过 100 m。沼 泽草甸活动层厚度一般为 1.0—2.0 m;高寒草甸活动层厚度多介于 2.0—4.0 m;草原区活动层厚度 3.0— 5.0 m。近年来随着气候变暖、人类活动等多方面因素影响,多年冻土正逐步退化。

康穷下坡冻土钻孔剖面位于黄河源区康穷小盆地底部平坦地面,海拔 4302 m,地貌特征为河谷盆地,地 表植被为苔草草原,区域为不连续多年冻土分布区,多年冻土厚度 30—50 m,季节融化深度 2.8 m,年平均地 温为-0.57℃。康穷上坡冻土钻孔剖面位于黄河源区康穷小盆地周边山坡,海拔 4314 m,地貌特征为山前缓 坡,地表植被稀疏,生长一些次生杂草的裸露荒漠带,区域为季节冻土分布区,年平均地温为 0.95℃。

1.2 样点布设与采集方法

分别选取康穷下坡、康穷上坡冻土剖面进行气象、冻土、水文等不同类型要素观测仪器的布设(图1)。研究区不同类型要素观测仪器如表1所示。采用美国 Campbell 公司生产的 CR3000 数据采集器定期获取每日数据,其中气象要素监测频率为0.5 h/次,冻土和水文要素监测频率为4 h/次。本文选用2017年5月至2017年10月期间冻土融化期间的监测日平均数据。

1.3 研究方法

降水在多年冻土和季节冻土土壤中的入渗过程主要采用 HYDRUS-1D 软件冻融模块进行模拟分析。通过改进 Richards 方程,耦合土壤水热过程,实现对土壤水运动的计算,其公式如下^[30-31]:

$$\frac{\partial \theta_u(h)}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i(T)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Lh}(h) \frac{\partial h}{\partial z} + K_{Lh}(h) + K_{Lh}(h) \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh}(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT}(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - S \tag{1}$$

658

式中, θ_u 为未冻水含水率(包括液态水和气态水),cm³/cm³; θ 为液态水含量,cm³/cm³; θ_i 为含冰量,cm³/cm³;t为时间,s;z为空间坐标,cm,向上为正; ρ_i 为冰密度,kg/m³,取 931 kg/m³; ρ_w 为液态水密度,kg/m³,取 1000 kg/m³;h为压力水头,cm;T为温度,K;S为汇源项,s⁻¹,通常为根系吸水项。

Table 1 Observation instruments in the study area			
观测要素		仪器型号	埋设位置
Observation elements		Instrument model	Embedding location
气象 Weather	气温	HOBO U23-001 温湿度记录仪	高度 1 m
	降水	T-200B型自动雨雪量计	
冻土 Frozen soil	土壤温度	S-TMB-M006 土壤温度传感器	深度 20、50、80、120、160、200、250 cm
	土壤水分	S-SMC-M005 土壤湿度传感器	
水文 Hydrology	地下水位	HOBO 压力式水位温度自动记录仪	深度 250 cm

表 1 研究区观测仪器

康穷下坡埋设深度 250 cm;康穷上坡埋设深度 200 cm

初始条件通过线性插值土壤水分的实测值确定。上边界条件考虑地表积水,最大深度设为 10 cm,在模拟时段内逐日输入上边界通量值,包括降雨量和蒸发量。下边界条件以地下水位埋深设定。按照土壤发生层次将土体分为 7 层(0—20 cm,20—50 cm,50—80 cm,80—120 cm,120—160 cm,160—200 cm,200—250 cm), 假定各层土壤性质均一。依据各层土壤质地,利用 HYDRUS-1D 中的 Neural Network Prediction 模块得到各层 土壤水力学参数,并设定为初始值。

采用相关系数(*R*²)来定量评价模拟结果。图2显示了研究区康穷上坡不同深度土壤温度和土壤水分模 拟值与观测值比较结果,总体来说,土壤温度和土壤水分的模拟效果一致性较好,土壤温度的模拟效果要好于 土壤水分的模拟效果,深层土壤温度和土壤水分的模拟效果要好于表层土壤温度和土壤水分的模拟效果。

2 结果与讨论

2.1 多年冻土和季节冻土土壤温度变化

研究区 2017 年 5 月—10 月气温与降水变化情况如图 3 所示。从图 3 可以看出,区域这一时期内平均气 温为 6.06℃,区域 2017 年 7 月 21 日日气温最高,为 15.1℃,2017 年 5 月 15 日日气温达到最低,为-2.16℃。 区域这一时期累积降水量为 356.2 mm,相对偏多,处于丰水季节,总体而言每个月份的降水量均相对较多。

如图 4 所示康穷下坡(多年冻土)、康穷上坡(季节冻土)土壤温度季节变化,从图中可以看出,在融化发 生阶段,康穷下坡(多年冻土)零度等温线的斜率较缓,说明 250 cm 深度范围内活动层土壤完全融化所经历 的时间较长,土壤温度等值线略显密集,说明温度上升的速率较快,而不同深度土壤融化起始日期的时间隔较 大,深层土壤明显滞后于浅层土壤。康穷上坡(季节冻土)零度等温线的斜率较陡,说明 200 cm 深度范围内 活动层土壤完全融化所经历的时间较短,土壤温度等值线略显稀疏,说明温度上升的速率较慢,而不同深度土 壤融化起始日期的时间隔较小,深层土壤稍微滞后于浅层土壤。

2.2 多年冻土和季节冻土土壤水分入渗过程

2.2.1 多年冻土

从图 5 中可以看出,在快速融化阶段,对于康穷下坡多年冻土而言,随着在这一时期降雨量的增多,由于 各层土壤随着时间的推移开始逐渐融化,因而土壤的储水能力也在逐渐增强,除降雨来源外,受地形地势影 响,该下坡主要承接上坡的坡面侧向流补给,同时下坡与河流较近,也有部分水分来自河流湖泊的补给,水量 较为充分,这部分降雨除蒸发和地表径流外,主要受垂直重力的影响向下入渗,由于表层土壤先于底层土壤融 化,底层土壤仍处于完全冻结状态,因而表层土壤含水量呈逐渐增加的趋势,底层土壤含水量的变化幅度不 大,从观测的结果来看,在 20 cm、50 cm 土层深度处,由于至 5 月上旬土壤已经完全融化,该层土壤处于饱和 状态,土壤水分体积含量保持稳定,分别处于 30%和 40%左右;在 80 cm 土层深度处,在 5 月底至 6 月初期间,



图 2 研究区不同深度土壤温度和土壤水分模拟值与观测值比较

Fig.2 Comparison of simulation and observation results of soil temperature and moisture at different depths

http://www.ecologica.cn





土壤温度跨越了 0 度等温线,土壤进入完全融化状态,而此时土壤水分体积含量也由之前的 10%左右迅速增加,并在 20%左右达到稳定状态;在 120 cm 土层深度处,在 6 月下旬,土壤进入完全融化状态,而此时土壤水分体积含量也由之前的 6%左右迅速增加,并在 12%左右达到稳定状态;在 160 cm 土层深度处,在 7 月中上 旬,土壤进入完全融化状态,而此时土壤水分体积含量也由之前的 6%左右迅速增加,并在 10%左右达到稳定状态;在 200 cm 土层深度处,在 7 月中上旬,土壤进入完全融化状态,而此时土壤水分体积含量也由之前的 10%左右逐渐增加,并在 25%左右达到稳定状态;在 250 cm 土层深度处,在 8 月中上旬,土壤进入完全融化状态,而此时土壤水分体积含量也由之前的 13%左右逐渐增加,并在 30%左右达到稳定状态。在快速融化阶段,虽然冻结土壤自上而下逐渐融化,但底部土壤仍然处于冻结状态,降雨入渗还不能完全到达底部,因而冻结层上水位观测显示其变化幅度不大,基本保持不变。在完全融化阶段,各层土壤处于完全融化状态,各层土壤含水量基本处于饱和状态,由于下部多年冻土层的阻隔作用,因而冻结层上水位快速上升并逐渐达到稳定状态。因此,降雨在多年冻土区的再分配过程,受到季节冻融过程和冻土层阻隔的影响,主要以向下入渗为主,从而导致各层土壤含水量随冻融过程呈逐渐增加的趋势,在土壤完全融化时基本达到饱和状态。

图 5 中显示康穷下坡多年冻土 160 cm 土层深度和 200 cm 土层深度处的土壤含水量在 7 月中上旬都突然上升,而这一时期,160 cm 深度土壤已经完全融化,但是 200 cm 深度土壤还未完全融化;而与此同时在这一时期,康穷下坡的冻结层上水位则由稳定冻结阶段 A 转向快速融化一次稳定阶段 B,水量突然增加,但是底部土壤还处于冻结状态,因而上部的降雨入渗还不足以引起冻结层上水位的变化,由于康穷坡地距离河流较近,河水的热侵蚀作用使得其周围的多年冻土不断退化,多年冻土上限不断加深,融区范围不断扩大,受河流贯穿性融区的影响,增加了融区地下水和冻结层上水的水力联系,7 月中上旬这一时期,表层土壤已经完全融化,融区地下水可能处于饱水状态,并与下坡冻结层上水发生水力联系,补给冻结层上水,从而导致下坡 200 cm 深度处的土壤含水量快速增加并逐渐达到饱和状态,作为下坡冻结层上水的主要补给来源,引起下坡冻结层上水位的快速上升。而在 8 月中下旬完全融化阶段,下坡底部土壤完全融化,各层土壤处于饱水状态,受降雨增多的影响,土壤入渗能力增强,自上而下到达底部,受到冻土层的阻隔作用,加之融区地下水或多年冻土上限附近其他来水的影响,从而导致冻结层上水位的二次上升,快速融化一次稳定阶段 B 转向快速融化二次稳定阶段 C。



图4 多年冻土和季节冻土土壤温度季节变化



2.2.2 季节冻土

从图 5 中可以看出,在快速融化阶段,对于康穷上坡季节冻土而言,随着在这一时期降雨量的增多,尽管 表层土壤(0—50 cm)在 5 月上旬已经处于完全融化状态,土壤体积含水量呈逐渐增加的趋势,土壤的储水能 力也在逐渐增强,但受降雨驱动、土壤质地、蒸散发、植被覆盖等因素的影响,土壤尚未能快速达到饱和持水状 态,这部分降雨除蒸发外,一方面受地形坡度的影响以坡面侧向流为主,主要以地面径流的形式向下流动,另 一方面受垂直重力的影响向下入渗,由于表层土壤先于底层土壤融化,下部土壤(80—200 cm)仍处于完全冻 结状态,因而表层土壤含水量呈逐渐增加的趋势,下部土壤含水量的变化幅度不大。在这一时期,尽管上部土 壤已经完全融化,但是下部土壤仍然处于冻结状态,从而导致土壤入渗还不能到达底部,因而在这一时期冻结 层上地下水位观测显示其变化幅度不大,基本保持不变。至7月7日各层土壤处于完全融化状态,下部土壤



图 5 多年赤工和学节赤工工集小力学节支托
Fig.5 Seasonal change of the soil moisture of permafrost and seasonally frozen ground
A:稳定冻结阶段;B:融化一次稳定阶段;C:融化二次稳定阶段;A':冻结稳定阶段;B':融化稳定阶段

由于受到土壤质地等因素的影响,其土壤持水能力较弱,土壤含水量虽然呈逐渐上升趋势,但总体变化幅度不大,而在这一时期冻结层上地下水位观测显示其变化幅度不大,基本保持不变。这说明降雨在季节冻土区的 再分配过程,受到冻融过程的影响,主要以地表径流为主,深层下渗为辅,受局地因素影响,表层土壤含水量呈 逐渐增加的趋势,但是未能达到饱和状态。

图 5 中显示康穷上坡季节冻土 7 月 7 日各层土壤已经完全融化,在这一时期,康穷上坡的冻结层上水位则由冻结稳定阶段 A'转向融化稳定阶段 B',水量有一个增加的趋势,由于下部土壤(80—200 cm)土壤持水能力较弱,从其变化趋势来看,其土壤含水量尚未达到饱和状态,因而上部的降雨驱动下的土壤入渗,还不足以引起冻结层上水位的变化,这与下坡冻结层上水位第一次变化的时间相近,这表明康穷坡地河流贯穿融区地下水与冻结层上水发生了一定程度的水力联系,在 7 月中上旬这一时期融区地下水处于饱水状态,从而导致康穷上坡的冻结层上水位一定程度的上升,由于距离河流越近,融区地下水对冻结层上水的补给作用越大,因而其主要补给影响下坡冻结层上水,引起下坡冻结层上水位的快速上升。

2.3 多年冻土和季节冻土土壤水分入渗过程模拟

为进一步对比分析多年冻土和季节冻土区土壤水分入渗过程的差异性,在不考虑其他因素影响下,采用 HYDRUS-1D软件冻融模块模拟分析了融化期内(2017年5月至2017年10月)多年冻土和季节冻土土壤水 分入渗过程。如图6显示了多年冻土和季节冻土土壤储水量及底部渗漏通量随时间的变化过程。

(1)对于多年冻土而言,在快速融化阶段,土壤自上而下开始融化,冻结土壤的储水能力开始逐渐增强, 在降雨入渗的作用下,在土壤垂直方向上形成较大的重力梯度,各层土壤体积含水量开始逐渐上升并趋于稳 定,达到饱水状态,因而从图6中可以看出,自5月中上旬开始至8月中下旬,土壤储水量随着时间的推移一 直处于上升状态并逐渐达到最大值,而这一时期由于底部冻结土壤还没有完全融化,因而降雨入渗还不能够 达到底部,底部通量相对较小,降雨除蒸发外,主要以地表径流的形式向外排泄。在稳定融化阶段,冻结土壤 已经完全融化,土壤储水能力已经达到饱和状态,自8月中下旬开始,在降雨驱动下,降雨自上而下入渗,由于 各层土壤含水量达到最大饱水状态,因而土壤储水量基本处于稳定状态,而降雨在土壤中垂直入渗后将以壤





中流的形式产生底部渗透通量,由于冻土层的阻隔作用,因而这部分水量主要补给冻结层上水,引起冻结层上 水位的快速上升并逐步达到稳定状态。

(2)对于季节冻土而言,随着气温的逐渐升高,冻结土壤开始自上而下逐渐融化,并在7月中上旬完全融 化,土壤的储水能力也在逐渐增强,但是由于受到降雨强度、土壤质地、蒸散发、植被覆盖等因素的影响,各层 土壤的渗透能力较弱,在这一时期内土壤不易达到饱水状态,因而各层土壤体积含水量呈逐渐增大的趋势,因 而从图6中可以看出,康穷上坡季节冻土的土壤储水量随着时间的推移一直在上升尚不能达到稳定状态,而 这一时期尽管冻结土壤已经完全融化,降雨增多,但降雨入渗还不足以使得各层土壤达到最大饱和含水量,因 而底部通量相对较小,这部分降雨入渗除蒸发外,主要以地表径流的形式向下排泄。

3 结论

(1)在快速融化阶段,土壤自上而下开始融化,受下层土壤冻结影响,降雨以地表径流为主,表层土壤水 分含量增加,土壤下渗有限,冻结层上水位上升幅度较小;在稳定融化阶段,土壤完全融化,降雨除地表径流 外,土壤水分含量增加,土壤水分下渗增强,在多年冻土区由于冻土层的阻隔作用,壤中流在冻土上限附近聚 积,冻结层上水水位上升幅度较大;在季节冻土区由于缺少冻土层的阻隔,土壤水分则以深层渗漏或侧向流动 为主。

(2)受到降雨强度、土壤质地、蒸散发、植被覆盖等因素的影响,康穷下坡多年冻土各层土壤水分含量随 冻结土壤融化自上而下逐渐增加并达到饱和状态,在融化期内尽管冻结土壤已经完全融化,但上坡季节冻土 表层土壤不易达到饱水状态,其土壤储水量随着时间的推移一直在上升尚不能达到稳定状态,这部分降雨入 渗除蒸发外,主要以地表径流的形式向下排泄。

(3)康穷坡地发育河流贯穿融区地下水,在7月中上旬,土壤完全融化,融区地下水处于饱水状态,导致 上坡冻结层上水位小幅度上升,下坡冻结层上水位的变化除受到降雨入渗的影响外,还受到融区地下水的影

响,其主要补给冻结层上水,引起下坡冻结层上水位的快速上升。

参考文献(References):

- Bense V F, Ferguson G, Kooi H. Evolution of shallow groundwater flow systems in areas of degrading permafrost. Geophysical Research Letters, 2009, 36(22): 297-304.
- [2] Bibi S, Wang L, Li X P, Zhou J, Chen D L, Yao T D. Climatic and associated cryospheric, biospheric, and hydrological changes on the Tibetan Plateau: a review. International Journal of Climatology, 2018, 38(1): e1-e17.
- [3] Oliva M, Pereira P, Antoniades D. The environmental consequences of permafrost degradation in a changing climate. Science of the Total Environment, 2018, 616: 435-437.
- [4] Wang S L, Jin H J, Li S X, Zhao, L. Permafrost degradation on the Qinghai-Tibet Plateau and its environmental impacts. Permafrost and Periglacial Process. 2000, 11(1): 43-53.
- [5] 张寅生,马颖钊,张艳林,高海峰,翟建青.青藏高原坡面尺度冻融循环与水热条件空间分布.科学通报,2015,60(7):664-673.
- [6] Cheng G D, Jin H J. Permafrost and groundwater on the Qinghai-Tibet Plateau and in northeast China. Hydrogeology Journal, 2013, 21(1): 5-23.
- [7] Jorgenson M T, Romanovsky V, Harden J, Shur Y, O'Donnell J, Schuur E A G, Kanevskiy M, Marchenko S. Resilience and vulnerability of permafrost to climate change. Canadian Journal of Forest Research, 2010, 40(7): 1219-1236.
- [8] 常娟, 王根绪, 李春杰, 毛天旭. 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. 中国科学: 地球科学, 2015, 45(4): 481-493.
- [9] 张廷军. 全球多年冻土与气候变化研究进展. 第四纪研究, 2012, 32(1): 27-38.
- [10] Frampton A, Painter S L, Destouni G. Permafrost degradation and subsurface-flow changes caused by surface warming trends. Hydrogeology Journal, 2013, 21(1): 271-280.
- [11] St Jacques J M, Sauchyn D J. Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada. Geophysical Research Letters, 2009, 36: L01401.
- [12] Woo M K, Kane D L, Carey S K, Yang D Q. Progress in permafrost hydrology in the new millennium. Permafrost and Periglacial Processes, 2008, 19(2): 237-254.
- [13] Yang D Q, Ye B S, Kane D L. Stream flow changes over Siberian Yenisei River basin. Journal of Hydrology, 2004, 296(1-4): 59-80.
- [14] 郭占荣, 荆恩春, 聂振龙, 焦鹏程, 董华. 冻结期和冻融期土壤水分运移特征分析. 水科学进展, 2002, 13(3): 298-302.
- [15] 焦永亮, 李韧, 赵林, 吴通华, 肖瑶, 胡国杰, 乔永平. 多年冻土区活动层冻融状况及土壤水分运移特征. 冰川冻土, 2014, 36(2): 237-247.
- [16] 张科利,彭文英,王龙,付安平,徐香兰.东北黑土区土壤剖面地温和水分变化规律.地理研究,2007,26(2):314-320.
- [17] 赵显波,刘铁军,许士国,刘振平.季节冻土区黑土耕层土壤冻融过程及水分变化.冰川冻土,2015,37(1):233-240.
- [18] 常娟, 王根绪, 高永恒, 王一博. 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. 生态学报, 2012, 32(23): 7289-7301.
- [19] 高泽永, 王一博, 刘国华, 刘明浩, 罗京, 印泾经. 多年冻土区活动层土壤水分对不同高寒生态系统的响应. 冰川冻土, 2014, 36(4): 1002-1010.
- [20] 胡宏昌, 王根绪, 王一博, 刘光生, 李太兵, 任东兴. 江河源区典型多年冻土和季节冻土区水热过程对植被盖度的响应. 科学通报, 2009, 54(2): 242-250.
- [21] 李元寿, 王根绪, 赵林, 吴青柏, 王一博, 张人禾. 青藏高原多年冻土活动层土壤水分对高寒草甸覆盖变化的响应. 冰川冻土, 2010, 32 (1): 157-165.
- [22] 金会军,赵林,王绍令,晋锐.青藏公路沿线冻土的地温特征及退化方式.中国科学:地球科学,2006,36(11):1009-1019.
- [23] 牛丽,叶佰生,李静,盛煜.中国西北地区典型流域冻土退化对水文过程的影响.中国科学:地球科学,2011,41(1):85-92.
- [24] 吴吉春,盛煜,吴青柏,温智.青藏高原多年冻土退化过程及方式.中国科学:地球科学,2009,39(11):1570-1578.
- [25] Wu Q B, Zhang T J. Recent permafrost warming on the Qinghai-Tibetan plateau. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2008, 113 (D13): D13108.
- [26] 梁四海,徐德伟,万力,陈江,张建锋.黄河源区基流量的变化规律及影响因素.地学前缘,2008,15(4):280-289.
- [27] Sheng Y, Ma S, Cao W, Wu J C. Spatiotemporal changes of permafrost in the Headwater Areas of the Yellow River under a changing climate. Land Degradation & Development, 2020, 31(1): 133-152.
- [28] 万力,曹文炳,周训,胡伏生,李志明,许伟林.黄河源区水环境变化及黄河出现冬季断流的原因.地质通报,2003,22(7):521-526.
- [29] Wang G X, Qian J, Cheng G D, Lai Y M. Eco-environmental degradation and causal analysis in the source region of the Yellow River. Environmental Geology. 2001, 40(7): 884-890.
- [30] Hansson K, Simunek J, Mizoguchi M, Lundin L C, Van Genuchten M T. Water flow and heat transport in frozen soil: numerical solution and freeze-thaw applications. Vadose Zone Journal, 2004, 3(2): 693-704.
- [31] 吴谋松,黄介生,谭霄,伍靖伟.不同地下水补给条件下非饱和砂壤土冻结试验及模拟.水科学进展,2014,25(1):60-68.