祁连山区黑河上游高山多年冻土区活动层季节冻融过程及其影响因素

王庆锋^①, 金会军^{①*}, 张廷军^{②*}, 吴青柏^①, 曹斌^②, 彭小清^②, 王康^③, 李丽丽^②

① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000;

② 兰州大学资源环境学院, 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;

③ Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO 80309-0545, USA

* 联系人, E-mail: hjjin@lzb.ac.cn; tjzhang@lzb.ac.cn

2015-11-04 收稿, 2016-05-03 修回, 2016-05-11 接受, 2016-07-20 网络版发表

国家自然科学基金(91325202, 41501080, 91025013)、中国科学院重点部署项目(KZZD-EW-13)、冻土工程国家重点实验室自主项目(52Y452F21)和中国科学院寒区旱区环境与工程研究所人才基金(51Y551D71)资助

摘要 祁连山区黑河上游多年冻土和活动层土壤水热过程基础观测数据薄弱, 制约了黑河流域多年冻土区不同景观下垫面的水文功能研究以及多年冻土和活动层变化的水文效应研究. 根据2013~2014年在黑河上游高山多年冻土区东支峨博岭北坡和西支冲积平原的活动层土壤温度、含水量观测资料, 系统分析了活动层季节冻融过程、土壤水热动态及其影响因素. 结果表明, 高山多年冻土区气候条件以及地形地貌、植被、岩性和含水量等局地因素明显影响活动层季节冻融过程及其土壤水热动态, 此外还受到积雪、水体和冬季逆温等因素的影响. 峨博岭北坡地表温度年较差、活动层底板温度和年平均地温均明显低于黑河西支冲积平原同等海拔处. 峨博岭北坡融化始日早、达到最大融化深度的日期晚、融化过程历时长、融化速率小; 冻结(自地表向下)始日晚、冻结过程历时长、冻结速率小, 完全冻结阶段历时长; 在融化上升阶段和冻结下降阶段, 活动层含水量变化速率明显较大. 本文结果可为黑河流域多年冻土区不同景观下垫面的水文功能研究以及多年冻土和活动层变化的水文效应的辨识、模拟和预测提供基础资料和验证.

关键词 活动层, 季节冻融过程, 土壤水热动态, 局地因素, 高山多年冻土区, 黑河上游

西部(高)寒区是中国主要江河的发源地、半干旱区主要的地表水源地及干旱区的“水塔”. 寒区不同景观下垫面的水文功能研究是区域水资源利用及生态环境建设的重要科学基础, 然而至今相关研究还比较薄弱(尤其是多年冻土区)^[1]. 多年冻土和融区分布及活动层季节冻融过程控制寒区水文地质条件以及地表水、地下水互作. 气候变化引起的多年冻土退化已显著改变了寒区生态水文地质环境^[2~4], 将对江河源区的水文过程产生重要影响, 如多年冻土层(尤

其在不连续多年冻土区)因融化、减薄和上限下降, 活动层厚度变大, 导致冻土层上水水位下降、包气带厚度增大以及对水资源的调蓄能力的降低等^[5~9]. 地下冰消融对区域水资源的调节作用及在不同时空尺度上多年冻土对气候变化的响应过程与机理, 已经成为国际冻土水文研究需要解决的关键科学问题^[4]. 同时, 活动层是气候变化的敏感指示器^[10,11], 其季节冻融过程及土壤水热动态对陆地生态系统、水文过程、地气水热交换及碳循环、气候系统以及寒区工程

引用格式: 王庆锋, 金会军, 张廷军, 等. 祁连山区黑河上游高山多年冻土区活动层季节冻融过程及其影响因素. 科学通报, 2016, 61: 2742~2756

Wang Q F, Jin H J, Zhang T J, et al. Active layer seasonal freeze-thaw processes and influencing factors in the alpine permafrost regions in the upper reaches of the Heihe River in Qilian Mountains (in Chinese). Chin Sci Bull, 2016, 61: 2742~2756, doi: 10.1360/N972015-01237

建设等具有深刻影响^[12-20]。活动层土壤水热观测数据对于不同时空尺度的多年冻土、水文、生态、地气互作和气候模型的验证至关重要^[21]。然而,目前在祁连山区黑河上游,有关多年冻土和活动层土壤水热过程的基础观测数据薄弱,这已经成为制约黑河流域多年冻土区不同景观下垫面的水文功能研究以及多年冻土和活动层变化的水文效应研究的瓶颈。

活动层季节冻融过程及其土壤水热动态复杂,影响因素很多,包括气候条件以及积雪、植被、地形地貌(海拔、坡向、坡度及地表条件)、水体(沼泽积水、湖塘、河流及冻土层上水)、岩性和含水量等局地因素^[22]。以往的研究主要针对极地苔原气候的阿拉斯加北部苔原带^[23-25]、位于寒温带-中温带北部湿润气候的东北大小兴安岭^[26]、位于青南-藏北高原北部高寒带半干旱气候的三江源区^[27-33]以及位于大陆性干旱气候区的青藏公路沿线^[34]和祁连山西段疏勒河上游^[35-37]等地,讨论了积雪密度、土壤有机质含量对活动层温度和厚度的影响^[23-25]、植被与活动层土壤水热过程^[26-31,33]和土壤养分的关系^[35]、土壤温度对冻结层上水埋深的影响^[32]、高寒草地归一化植被指数(NDVI)与地表温度的关系^[36]以及植被盖度对坡度、坡向及多年冻土类型的响应^[37]等。在高原(亚)高寒带半干旱气候的祁连山中、东段,分析了大通河源区沼

泽草甸、典型草甸和退化草甸活动层土壤水热特征^[38],讨论了黑河上游葫芦沟小流域高寒草原、高寒草甸季节冻结层和沼泽草甸、高山寒漠活动层土壤水热过程与其水文功能^[1,39]以及峨博岭沼泽草甸活动层和多年冻土层土壤碳、氮含量分布特征^[40]。作为我国典型的高山多年冻土区,黑河上游活动层季节冻融过程的基础数据薄弱,亟需加强活动层季节冻融过程及其影响因素的观测研究。

本文选择黑河上游高山多年冻土区,以活动层季节冻融过程为研究对象,基于在东支(八宝河,又称峨博河)峨博岭北坡和西支(野牛沟河)冲积平原布设的、海拔高度接近的EB和AL7活动层场地2013~2014年实测的多层土壤温度、含水量和气温资料(图1),系统分析活动层季节冻融过程、土壤水热动态及其影响因素。

1 研究区概况

黑河上游位于青藏高原多年冻土大区阿尔金山-祁连山高寒带高山多年冻土区,多年冻土和季节冻土非常发育^[22]。研究区地势高峻,为高原(亚)高寒带半干旱气候。根据中国气象局祁连、野牛沟和托勒气象站1957/1959~2004年的观测资料,年平均气温分别为-3.0, -2.9和0.7℃,年降水量分别为403, 404和

图1 青藏高原东北部祁连山区黑河上游及活动层观测场地的位置

Figure 1 The location of the upper reaches of the Heihe River and the active layer observation sites in Qilian Mountains, in the north-eastern Qinghai-Tibetan Plateau

286 mm(图1). 植被属温带山地森林草原、草甸, 生长着呈片状、块状分布的灌丛和乔木林, 垂直带谱极其明显, 自下而上依次为: 荒漠草原带、山地草原带、山地森林草原带、高山灌丛草甸带、高山草甸植被带和高山垫状植被带. 其中, 高山灌丛草甸带在阳坡分布于海拔3400~3900 m之间, 而在阴坡分布于3300~3800 m之间, 由常绿草叶杜鹃(*Rhododendron coriaceum* Franch.)灌丛、落叶阔叶高山柳(*Salix oritrepha*)灌丛和金露梅(*Potentilla fruticosa*)矮灌丛等植被类型组成; 高山草甸植被带分布在海拔3600~3900 m之间, 主要是矮草型的蒿草高寒草甸和杂类草高寒草甸等; 高山垫状植被带分布在海拔3900~4200 m之间, 是高山带流石滩植被组成的寒漠. 与植被的垂直带谱相对应, 主要土壤类型自下而上依次为: 山地灰钙土、山地栗钙土、山地黑钙土、灰褐土、亚高山草原土(寒钙土)、亚高山草甸土(寒毡土)、高山草原土(寒冻钙土)、高山灌丛草甸土(泥炭土型寒冻毡土)、高山草甸土(寒冻毡土)、寒漠土等. 在西支二尕公路(二指哈拉山至尕海, S204)沿线, 高山多年冻土的下界介于3650~3700 m之间; 在东支峨博岭, 在阳坡没有多年冻土, 在阴坡(即北坡)高山多年冻土的下界约为3600 m, 岛状高山多年冻土的下界为3390 m.

2 试验设计与数据获取

2012年10月上旬, 在黑河上游高山多年冻土区, 选择在海拔高度接近(约3700 m)的峨博岭北坡和黑河西支中部的冲积平原, 分别布设EB和AL7活动层监测场地(图1). EB场地位于峨博岭北坡的山前缓坡泥炭地, 植被类型为高寒沼泽草甸, 盖度约97%, 优势种为西藏嵩草(*Kobresia tibetica Maximowicz*), 活动层厚度0.8 m. AL7场地附近地势平坦, 为卵石土地层, 植被类型为高寒草原, 盖度约80%, 优势种为高山嵩草(*Kobresia pygmaea C. B. Clarke*), 活动层厚度3.9 m. 根据实测资料, EB和AL7场地2013年的年平

均气温分别为-2.4和-4.1℃(表1).

根据活动层厚度、岩性及现场情况, 在上述两个场地布设土壤温度和含水量探头. 其中, EB场地在5, 10, 20, 40, 60和77 cm 共布设土壤温度探头6个, 在20, 40和60 cm深度布设含水量探头3个. AL7场地布设8个土壤温度和5个含水量探头: 前者的布设深度分别为5, 10, 20, 40, 60, 80, 120和140 cm; 后者的布设深度分别为15, 20, 40, 60和80 cm. 土壤温度和含水量的观测分别采用美国Campbell公司生产的109土壤温度传感器和CS616土壤含水量(仅指液态水的体积含水量)传感器. 前者量程-50~70℃, 线性误差<0.03℃; 后者精度±2.5%, 分辨率<0.1%. 通过太阳能板对蓄电池供电, 利用CR1000数据采集器进行数据采集. 采用美国Onset公司生产的HOBO Pro V2(U23)温度记录仪进行气温的观测, 首先需将其安装在事先已经埋设好百叶箱中, 其量程-40~70℃, 精度±0.2℃, 分辨率0.02℃. 土壤温度、含水量和气温的观测步长均为30 min.

本文所用到的土壤温度和含水量观测数据的时间段主要为2013年1月1日至2014年1月31日, 气温数据的时间段为2013年1月1日至2013年12月31日. 笔者主要针对上述两个活动层场地的季节冻融过程、土壤水热动态及其影响因素进行分析、讨论. 由于仪器电池供电不足的原因, AL7场地10月7日至11月13日气温缺测, 采用线性回归的方法, 根据课题组在黑河西支布设的气象站(98°46.666'E、38°48.500'N, 海拔3987 m)的同期实测气温进行插补.

为了更为直观地比较两个活动层场地土壤温度和含水量的大小关系, 将两个场地同一深度的土壤温度和含水量求得一个差值 ΔT 和 ΔW , 公式如下:

$$\Delta T_i = T_{i_EB} - T_{i_AL7}, \quad (1)$$

$$\Delta W_i = W_{i_EB} - W_{i_AL7}, \quad (2)$$

式中, ΔT 和 ΔW 为土壤温度和含水量的差值; 下标*i*代表土壤深度; 下标EB和AL7分别为EB和AL7活动层

表1 祁连山区黑河上游高山多年冻土区活动层场地概况^{a)}

Table 1 Summary of the active layer observation sites in the alpine permafrost regions in the upper reaches of the Heihe River in Qilian Mountains

场地	经度/纬度	海拔(m)	MAAT(℃)	ASTR(℃)	ALT(m)	TTOP(℃)	MAGT(℃)	植被类型
EB	100°54.98'E 37°59.87'N	3691	-2.4	19.6	0.8	-1.1	-0.8	高寒沼泽草甸
AL7	99°1.55'E 38°48.33'N	3700	-4.1	28.4	3.9	-0.4	-0.1	高寒草原

a) MAAT为年平均气温; ASTR为地表温度年较差; ALT为活动层厚度; TTOP为活动层底板温度; MAGT为年平均地温

场地.

3 活动层季节冻融过程及其土壤水热动态

3.1 基于土壤温度的活动层季节冻融过程划分及其土壤水热特征

(i) 活动层土壤温度的变化. 从2013年1月1日开始, EB场地活动层土壤温度在波动中逐渐减小, 在1月底或2月底达到一年中的最低值; 之后至7月中下旬, 土壤温度在波动中逐渐增大; 7月中下旬至8月中下旬, 土壤温度剧烈波动, 总体上略微增大; 8月中下旬以后, 土壤温度在波动中逐渐减小. AL7场地活动层土壤温度亦表现为类似的变化规律, 即减小-增大-剧烈波动-减小(图2). 较之于AL7场地, EB场地5~77 cm土壤温度在年初的谷值要高1.5~5.0℃, 其出现时间要滞后18~41 d, 而年末的谷值要高5.3~7.4℃;

而其在年中的峰值则要低3.8~8.3℃, 其出现时间要滞后26~51 d. EB场地5~77 cm年平均土壤温度明显低于AL7场地, 其值分别为-1.2~-0.3℃和0.2~0.5℃(图2).

5和10 cm ΔT 在2月9日和2月18日至10月20日为负值; 20, 40, 60和77 cm ΔT 分别在2月18日至10月28日、2月28日至11月7日和2月28日至11月29日为负值. 除了以上时段之外, 在一年中 ΔT 皆为正值(图2). 也就是说, 在一年中有245~274 d, EB场地5~77 cm土壤温度小于AL7场地, 而EB场地土壤温度大于AL7场地的天数仅占不到一年的1/3的时间, 且主要集中在11月中旬至次年2月中旬前后. 此外, 在一年之内, ΔT 表现出与土壤温度反相位的变化规律, 即增大-减小-剧烈波动-增大(图2).

(ii) 活动层季节冻融过程阶段划分及其土壤水热特征. 根据土壤温度的变化过程, 将活动层季节冻融过程划分为季节融化过程、季节冻结过程以及活

图2 2013年1月1日至2014年1月31日EB和AL7场地活动层土壤温度及其差值(ΔT)的变化

Figure 2 Soil temperature and its difference value (ΔT) variations in the active layer at the EB and AL7 sites from January 1, 2013 to January 31, 2014

动层土体全部处于负温状态的完全冻结过程^[41-45].

(1) 季节融化过程. EB场地和AL7场地分别从4月底和4月中旬开始其自上而下的稳定融化过程.

在9月17日之后, EB场地活动层达到最大融化深度, 且一直持续到10月24日, 前后历时多达37 d, 主要原因在于多年冻土上限附近含冰量较大, 冰相变为水

图3 2013年1月至2014年1月EB((a), (b))和AL7 场地((c), (d))活动层土壤水热动态

Figure 3 Soil hydrothermal dynamics in the active layer at the EB ((a), (b)) and AL7 ((c), (d)) sites from January, 2013 to January, 2014

需要吸收大量的潜热. EB场地融化过程历时约177 d, 平均融化速率0.5 cm/d(图3(a)).

在此阶段, 土壤热流方向向下, 土体处于吸热状态. 土壤水分主要表现为自上而下迁移, 具体包括在融化层中自由水自上而下的迁移、毛细水自下而上的迁移、水汽蒸散和对流^[41], 以及在冻结层中未冻水自上而下的迁移等^[44,46]. 在融化过程结束后, 活动层土体温度上部高、下部低, 含水量下部及中部高、上部低(图3). 在近地表偶尔形成的含水量的高值为短期降水事件所致. 在融化锋面逐渐下移的过程中, 受地下冰相变为水形成融化台阶的影响^[22], 冻结土体越靠近融化锋面其未冻水含量就越大, 且未冻水等值线亦呈台阶状(图3(b), (d)). 在融化层中, 传导性热传输和非传导性热传输均活跃; 在冻结层中, 以传导性热传输为主^[44].

(2) 季节冻结过程. 与季节冻结层的冻结过程不同, 活动层存在自活动层底板而上和自地表向下的双向冻结过程. 基于现有的认识, 在衔接冻土条件下, 活动层自下而上的冻结过程均有发生, 只是强度有所不同. 一般而言, 随着纬度和海拔的升高, 年平均地温降低, 自下冻结层厚度所占比例增大^[22].

从10月中下旬开始, EB场地开始自活动层底板向上和自地表向下的双向冻结过程. 在10月25日、31日和11月4日, 自下向上的冻结锋面所在的深度分别为77, 68和60 cm. 在10月27日、11月1日和4日, 自上向下分别冻结至7, 10和29 cm. 在11月5日, 两冻结锋面在约51 cm处汇合, 冻结过程结束(图3(a)). 那么, 自上而下的冻结厚度和冻结速率明显大于自下而上的, 其值分别为45 cm, 4.5 cm/d和25 cm, 2.1 cm/d(如无特殊说明, 均指观测深度, 下同). 就整个季节融化层而言, 自上而下和自下而上冻结层厚度分别可占64%和36%左右. 从10月20日前后开始, AL7场地开始自地表向下的冻结过程, 在10月24日、12月2日和8日, 冻结深度分别为11, 97和140 cm(图3(c)), 平均冻结速率为2.8 cm/d.

在双向冻结阶段, 土体温度中部高、上下两端低, 两个冻结锋面之间的融化层温度为0℃或略高于0℃(图3(a)和(c)), 传导性热传输几乎可忽略不计, 以对流性热传输为主. 融化层中的水分不断地向冻结锋面迁移、冻结, 相变放热向上冻结锋面以上和下冻结锋面以下传输^[44], 致使活动层中部土体水分被疏干(图3(b)和(d)). 在冻结层中, 水分以未冻水的方式

进行迁移.

(3) 完全冻结过程. 在活动层全部冻透时开始直至次年地表开始形成稳定融化时为止, 整个活动层均为负温状态, 称之为活动层的完全冻结过程. 据观测, 在2014年4月底和4月上旬, EB和AL7场地地表开始形成稳定融化, 估计EB和AL7场地的完全冻结过程历时分别为177 d左右和少于134 d.

在完全冻结过程, 土体处于放热状态, 活动层温度上部低、下部高. 此阶段又可以分为两个亚阶段: 从活动层全部冻透时开始至次年1月中下旬或2月底, 为降温阶段; 之后直至次年地表开始形成稳定融化时止, 为升温阶段. 在降温阶段, 活动层温度梯度逐渐变大, 在升温阶段则逐渐减小^[44](图3(a)和(c)). 在完全冻结阶段, 以1月中下旬或2月底温度为低值中心, 活动层等温线呈U型分布. 由于未冻水含量是土壤负温绝对值的幂函数关系^[47], 所以, 在此阶段, 以1月中下旬或2月底为低值中心, 未冻水含量亦在一定程度上呈U型分布, 且温度在-1~0℃时, 未冻水含量等值线密集(图3(b), (d)和4). 在此阶段, 受温度梯度驱动的未冻水的迁移量较小, 以传导性热传输为主^[44].

3.2 基于含水量的活动层季节冻融过程划分及其土壤水热特征

基于土壤温度的变化过程, 将活动层季节冻融过程划分为季节融化、季节冻结以及完全冻结3个过程(阶段). 但是, 考虑到活动层在发生自上而下的融化过程时, 活动层土体温度自上而下逐渐转正, 即活动层冻结土体自上而下逐渐转变为融土, 在此过程中, 土壤含水量的变化过程表现出快速上升和处于高值状态两个不同的阶段. 同时, 借鉴Wang等人^[28]的划分方法, 分别称之为融化上升阶段和相对完全融化阶段. 因此, 活动层季节冻融过程可以划分融化上升(I)、相对完全融化(II)、冻结下降(III)以及完全冻结(IV)4个阶段(图5). EB场地20~60 cm活动层在4个阶段的始日自上而下均明显滞后, 而AL7场地仅在后3个阶段较为明显. 两场地在各阶段的历时及含水量的变化情况列于表2, 具体如下.

(1) 融化上升阶段: EB场地40和60 cm较之于20 cm分别滞后33和65 d, 而AL7场地则上下几乎同时. 与AL7场地相比, EB场地20~60 cm活动层在该阶段的历时短, 含水量的变幅、均值和变化速率大.

图4 2012~2013年冻结期EB和AL7场地活动层土壤温度和未冻水含量(W_u)的变化

Figure 4 Soil temperature and unfrozen water content (W_u) variations in the active layer at the EB and AL7 sites during the freeze period from 2012 to 2013

(2) 相对完全融化阶段: 较之于AL7场地, EB场地20~60 cm活动层在该阶段的历时短, 含水量的变幅小、均值大、变化速率小。

(3) 冻结下降阶段: 与AL7场地相比, EB场地活动层在该阶段含水量的变幅大、均值大。EB场地和AL7场地20~60 cm活动层在该阶段的历时分别为10~37和13~18 d, 含水量变化速率分别为1.2%~6.2%/d和0.5%~1.1%/d。

(4) 完全冻结阶段: 其可以分为两个亚阶段, 第一个亚阶段, 待活动层整体完全冻结之后, 未冻水含量随土壤温度的降低而降低, 且降低的速率先快后慢、至翌年1月中下旬或2月底达到最低速率; 之后为第二个亚阶段, 未冻水含量逐渐升高且升高速率逐渐变大。以2012~2013年为例, EB和AL7场地在该阶段的历时分别为233~287和182~201 d。较之于AL7场地, EB场地含水量的变幅大、均值大(图4)。

EB和AL7场地活动层 ΔW 表现出减小(先慢后快)-快速升高-高值且升高-快速减小-基本稳定的变化过

程, 自上到下各层 ΔW 各变化阶段的拐点日期逐渐延后(图5)。40和60 cm ΔW 曲线分别在5月18日至7月12日和5月31日至8月20日前后剧烈波动, 主要是受AL7场地大气降水入渗的影响所致, 而同期EB场地40和60 cm土壤含水量则变化较为和缓(图5)。总体上看, 只有在年初完全冻结阶段中后期至融化上升阶段前期, EB场地20~60 cm含水量小于AL7场地, 在其余时段前者皆大于后者(图5)。

4 讨论

虽然气候条件能显著影响活动层季节冻融过程及其土壤水热变化, 但是局地因素的影响也非常重要。换言之, 活动层季节冻融过程是气候条件以及局地因素综合作用的结果。具体到黑河上游, 局地因素主要包括地形地貌(坡向、坡度及地表条件)、植被、岩性、含水量、积雪、水体(沼泽积水、冻土层上水)和冬季逆温等。虽然黑河西支AL7场地比峨博岭北坡EB场地年平均气温低1.7℃, 但是前者的活动层厚

图5 2013年1月1日至2014年1月31日EB和AL7场地活动层含水量及其差值(ΔW)的变化和季节冻融过程阶段划分

Figure 5 The soil water content and its difference (ΔW) variations in the active layer and stage divisions of the soil seasonal freeze-thaw processes at the EB and AL7 sites from January 1, 2013 to January 31, 2014

度明显大于后者。坡向和坡度直接影响地面接收太阳辐射的强度,而植被能减小地面温度年较差,此处

不再述。

活动层季节冻融过程与土的热物理性质关系极

表2 EB和AL7场地活动层季节冻融过程不同阶段历时及土壤含水量的变化^{a)}

Table 2 Durations and soil water content dynamics in the different stages of the soil seasonal freeze-thaw processes of the active layer at the EB and AL7 sites

活动层 季节冻融过程	场地	历时(d)	土壤含水量		
			变幅(%)	均值(%)	变化速率(%/d)
I	EB	9~24	42.6~49	24.6~70.6	1.8~5.4
	AL7	36~50	20.3~27.7	11.3~17.7	0.4~0.8
II	EB	90~141	3.1~8.2	55.6~80.1	0.02~0.09
	AL7	171~175	17.1~17.5	25.1~34.3	0.1
III	EB	10~37	42.7~62.4	38.6~54.4	1.2~6.2
	AL7	13~18	8.4~14.1	9.5~17.1	0.5~1.1
IV	EB	233~287	47.3~71.2	14.9~21.0	0.2~0.3
	AL7	182~201	10.7~30.0	7.5~12.7	0.1~0.2

a) 表中IV阶段的历时及含水量的变化是以2012~2013年为例

为密切,而土的热物理性质又决定于土壤成分、有机质含量、干密度、孔隙度及含水量等.虽然EB场地0~20 cm土层砂粒含量高于AL7场地8.3%~9.3%,但是其0~90 cm土层砂粒含量均值则低32.1%,黏粒和粉粒含量则分别高出4.0%和28.2%(图6(a)).同时,EB场地活动层有机质含量高达9.5%~22.1%,而AL7场地则仅为0.5%~4.0%左右.在融化过程,5~77 cm ΔT 表现出减小-剧烈波动-增大的趋势,5 cm ΔT 介于-5.6~0.0℃,均值为-3.2℃,而10~77 cm ΔT 介于-9.3~0.0℃,均值介于-4.9~-3.7℃(图6(b), (d)).在融化过程末期9月下旬至10月中旬,EB场地活动层含水量明显大于AL7场地,其值分别为55.9%~81.0%(20~60 cm深度)和21.2%~35.9%(15~80 cm深度)(图3(b), (d)).EB场地融化速率小,其值介于-3.2~13.1 cm/d(负值表示“回冻”),均值为0.5 cm/d;而AL7场地融化速率大,其值介于-8.8~18.6 cm/d,均值为1.7 cm/d(图6(b)).在冻结过程,5~77 cm ΔT 表现出逐渐增大的趋势,5 cm ΔT 介于0.3~3.9℃,均值为1.9℃,而10~77 cm ΔT 介于-1.9~4.1℃,均值介于-0.5~2.2℃(图6(c), (d)).由于冰的导热系数比液态水大3~4倍,冬季冻结使得泥炭的导热系数大增,而有利于泥炭地散热和冷却,从而导致EB场地土壤温度年初的年最低值的绝对值要明显大于年最高值,且深度越大,大得越多.与AL7场地相比,EB场地活动层土壤温度在暖季低得多而在冷季高得少(图2).EB和AL7场地冻结(自上而下)速率介于0.1~22.7和0.1~21.3 cm/d,均值分别为4.5和2.8 cm/d,明显大于融化速率;EB场地活动层年平均地温比AL7场地低0.6~1.7℃(图6(b), (c)和(e)).

总之,EB场地泥炭颗粒组成较细、富含有机质且持水能力强,作为热的不良导体其热容大、导热系数小、导温系数小,且地下冰相变耗热量大,从而导致其活动层融化始日晚、融化速率小、地温峰值小且出现时间滞后、活动层厚度小、年平均地温低(图2, 3和6).

祁连山区的积雪年内分布呈双峰型,峰值出现在10~11月和次年5月,频率和雪深以第一次为大,冬季最冷月积雪很少^[48].在黑河上游,季节性积雪主要出现在垭口及阴坡段,如达坂山、冰沟达坂大冬树山垭口,积雪均以冬季保温作用为主、春季降温作用为辅,造成附近无多年冻土或多年冻土下界抬升^[49];而在峨博岭垭口北坡,积雪则多见于春、秋季,以降温作用为主,是造成该地高山多年冻土的下界比黑河西支冲积平原低50~100 m的原因之一.在木里盆地的观测表明,地面清雪可以使活动层厚度增大0.9~1.0 m,活动层底板温度升高1.1~1.2℃^[22].但也有研究认为,在稳定积雪区,积雪对下伏地温的影响取决于降雪年内分配、积雪的厚度和密度等^[23].

在峨博岭北坡,冻胀草丘发育,其间有不同程度的地表积水,作为一种独特的沼泽水被,其可降低沼泽地地温、减少融深.2012年10月初,在峨博岭北坡水深为1~19 cm,一般为数厘米,用插钎法测得水下土层的融深比毗邻的冻胀草丘处浅5~34 cm,以13 cm左右居多.此外,冻土层上水和冬季逆温也是不可忽略的因素:前者的补给延缓上覆土层的季节冻融过程,冰或水的相变形成的“零点幕”较长时间停留在某一深度;而后者则进一步加强了泥炭地的冷却作用.

黑河上游高山多年冻土区局地因素对活动层季

图 6 AL7 和EB场地活动层土壤颗粒组成(a)、融化、冻结速率及其与 ΔT 的关系(b),(c)、融化、冻结过程中(TP、FP) ΔT 随深度的变化(d)及年平均地温(e)
Figure 6 Soil particle composition (a), relationship between the rate of the seasonal thaw and freeze process and ΔT ((b), (c)), ΔT variations in the seasonal thaw and freeze processes (TP, FP) (d), and the mean annual ground temperature (e) of the active layer at the EB and AL7 sites

节冻融过程的影响主要表现在土壤温度、含水量、活动层厚度及季节冻融过程的始日、历时、含水量的变化速率等方面. 就土壤温度而言, 与AL7场地相比, EB场地的融化始日早约15 d, 冻结(自地表向下)始日晚约3 d. 故推测, AL7场地融化过程历时为159 d左右, 即在9月26日前后达到最大融化深度, 整个融化过程平均速率为2.5 cm/d. 据研究, 在多年冻土的年平均地温高于 -2°C 或在活动层底部有冻土层上水或含水量大的土层以及地面清雪时, 自下而上冻结要比自上而下冻结发生得晚或二者同时发生^[22], 因此AL7场地自下而上冻结始日略晚于10月20日前后. EB和AL7场地的完全冻结阶段历时分别为177 d左右和少于134 d, 即前者比后者长43 d以上. 简言之, 与AL7场地相比, EB场地的融化始日早、达到最大融化深度的日期晚、融化过程历时长、速率小; 冻结(自地表向下)始日晚、冻结过程历时长、速率小, 完全冻结阶段历时长(图3, 6(b), (c)). 就含水量而言, 在融化上升和冻结下降阶段, EB场地20~60 cm活动层含水量的变化速率明显大于AL7场地的; 只有在年初完全冻结阶段中后期至融化上升阶段前期, EB场地20~60 cm活动层含水量较小(图5). 究其原因在于, AL7场地融化上升阶段和相对完全融化阶段的始日明显早于EB场地融化上升阶段的, 即AL7场地20, 40和60 cm活动层先于EB场地进入融化上升阶段而使其含水量快速增大, 在6月26日、7月22日和9月2日AL7场地活动层20, 40和60 cm土壤陆续进入相对完全融化阶段而使其含水量处于高值状态; 然而, 在此时段内, EB场地同等深度活动层土壤则处于年初完全冻结阶段中后期和相对完全融化阶段前期. 具体而言, 在2月8日至6月15日、5月4日至7月18日和1月17日至8月28日, 20, 40和60 cm土壤 ΔW 为负值, 在此阶段前期, 在一定的低温条件下两场地干密度不同引起土水势不同, 进而导致其未冻水含量的差异; 在此阶段中后期, 则是由于土壤颗粒组成、含冰量及有机质含量等不同导致的较早发生融化过程的AL7场地融土的含水量大于EB场地冻土中的未冻水含量及其较晚发生的融化过程初期的含水量(图5).

在黑河上游葫芦沟小流域, 对沼泽草甸和高山寒漠活动层冻融过程的观测发现, 前者的融化始日和冻结始日与EB场地基本一致, 而后的均明显提前, 分别为3月中旬和9月中旬前后^[39], 这与二者年平均气温、植被盖度、岩性及含水量等明显不同有关.

在黄河源区汤盆玛盆地西南边缘, 年平均气温与AL7场地接近, 年降水量低50 mm左右, 活动层冻结始日接近, 但其融化始日晚约1个月, 活动层厚度仅为0.8 m, 活动层底板温度低 0.5°C ^[33], 这可能与岩性、有机质含量及植被盖度等因素有关. 虽然该地年平均气温和年降水量低于EB场地, 活动层融化始日晚约15 d, 但是二者的冻结始日、活动层底板温度和活动层厚度则较为接近^[33], 原因在于峨博岭北坡为阴坡, 地表获取的太阳辐射较少, 而且泥炭、高含水(冰)量、春秋季节积雪、地表积水、冻土层上水以及冬季逆温等因素对于活动层均具有直接或间接的降温、冷却作用. 在长江源区风火山地区, 在位于阴坡的30%, 65%和92%植被盖度场地, 活动层冻结始日均在10月中旬, 但随着盖度的增加, 冻结过程趋于缓慢、历时延长; 而融化始日则逐渐延后, 时间分别为5月下旬、6月上旬和中旬^[29]. 较之于EB和AL7场地, 92%盖度场地活动层融化始日晚1.5~2个月的时间^[29], 其原因主要为该地年平均气温和年降水量明显低于黑河上游, 且观测场地位于阴坡. 在青藏公路沿线五道梁以南低山丘陵地区, 气候冷干, 活动层厚度大, 但是阳坡的活动层融化始日和冻结始日与EB场地基本一致^[44], 这与二者的坡向不同密切相关.

总之, 在黑河上游活动层季节冻融过程是气候条件以及地形地貌(坡向、坡度及地表条件)、植被、岩性、含水量、积雪、水体(沼泽积水、冻土层上水)和冬季逆温等局地因素综合作用的结果. 土壤水、热作为活动层冻融过程的两个基本参量, 在季节融化过程和季节冻结过程, 多种水分迁移方式并存, 水分迁移量大且方向向下, 水热耦合作用强烈, 非传导性热传输也同时存在, 是为多年冻土上限附近厚层地下冰形成的主要时期. 而在完全冻结阶段, 水分迁移量小且方向总体向上, 以传导性热传输为主, 同时伴随少量的由未冻水迁移引起的耦合热传输^[44].

5 结论和展望

通过祁连山区黑河上游高山多年冻土区2013~2014年的活动层土壤温度、含水量观测资料, 系统分析了活动层季节冻融过程、土壤水热动态及其影响因素, 得到以下主要结论.

(1) 与黑河西支冲积平原同等海拔处相比, 东支峨博岭北坡地表温度年较差、活动层年平均地温、活动层底板温度和年变化深度处的年平均地温均明显

较低,其值分别低8.8, 0.6~1.7 (5~77 cm深度), 0.7和0.7℃. 峨博岭北坡融化始日早、达到最大融化深度的日期晚、融化过程历时长、速率小;其冻结(自地表向下)始日晚、冻结过程历时长、速率小,完全冻结阶段历时长.原因在于,受多年冻土区气候条件以及地形地貌、植被、岩性和含水量等局地因素的影响,两地活动层季节冻融过程及其土壤水热动态明显不同,此外还包括积雪、水体和冬季逆温等因素的影响.然而,目前在研究区缺乏针对积雪、冻土层上水和冬季逆温等因素对活动层土壤水热过程影响的观测、研究,相关的工作亟待开展.

(2) 峨博岭北坡活动层在融化上升、相对完全融化、冻结下降以及完全冻结阶段的始日自上而下均明显滞后,而黑河西支冲积平原同等海拔处仅在后3个阶段较为明显.与黑河西支冲积平原同等海拔处相比,在融化上升阶段和冻结下降阶段峨博岭北坡20~60 cm活动层含水量的变化速率明显较大.只有在年初完全冻结阶段中后期至融化上升阶段前期,峨博岭北坡20~60 cm活动层含水量较小.这主要是由于土壤颗粒组成、干密度、含冰量及有机质含量等

局地因素对活动层土壤水分动态影响的结果.

在不同气候类型的多年冻土区,影响活动层季节冻融过程及其土壤水热动态的局地因素较多,而且不同的局地因素往往彼此交织.为了获得更为全面、系统的认识,需要针对不同的气候类型和局地因素加强对比观测、研究,以试图明晰不同气候类型中某一局地因素对活动层季节冻融过程的影响程度和机制.本文结果能够为(亚)高寒带半干旱气候条件下祁连山区黑河上游高山多年冻土区不同景观下垫面的水文功能研究以及多年冻土和活动层变化的水文效应的辨识、模拟和预测提供基础资料和验证.也能够为西部其他高山地区、青藏高原乃至东北不同气候类型多年冻土区活动层季节冻融过程及其影响因素的研究提供参考.在多年冻土表现出普遍性退化的背景下,冻土层中地下冰转变为地下水资源的时空尺度、进程及其效应的观测、模拟和预测研究已经成为辨识多年冻土及活动层变化的水文效应的难题之一,其最终目的在于揭示多年冻土区地下水资源的变化趋势,并进一步探索多年冻土区地下水对全球气候变化的响应机制和适应对策^[4].

致谢 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所钟敬玥,以及兰州大学资源环境学院牟翠翠、刘佳、万旭东、郑磊、高坛光、郭红、曹琳等参加了部分野外工作;三位审稿专家提出了宝贵修改建议,在此表示衷心感谢!

参考文献

- 1 Chen R S, Yang Y, Han C T, et al. Field experimental research on hydrological function over several typical underlying surfaces in the cold regions of western China (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2014, 29: 507–514 [陈仁升, 阳勇, 韩春坛, 等. 高寒带典型下垫面水文功能小流域观测试验研究. *地球科学进展*, 2014, 29: 507–514]
- 2 Serreze M, Walsh J, Chapin F, et al. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Clim Change*, 2000, 46: 159–207
- 3 Zhang X, He J, Zhang J, et al. Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend. *Nat Clim Change*, 2013, 3: 47–51
- 4 Cheng G D, Jin H J. Groundwater in the permafrost regions on the Qinghai-Tibet Plateau and its changes (in Chinese). *Hydrogeol Eng Geol*, 2013, 4: 1–11 [程国栋, 金会军. 青藏高原多年冻土区地下水及其变化. *水文地质工程地质*, 2013, 4: 1–11]
- 5 Cao W B, Wan L, Zhou X, et al. A study of the geological environment of suprapermafrost water in the headwater of the Yellow River (in Chinese). *Hydrogeol Eng Geol*, 2003, 30: 6–10 [曹文炳, 万力, 周训, 等. 黄河源区冻结层上水地质环境影响研究. *水文地质工程地质*, 2003, 30: 6–10]
- 6 Wang G X, Guo X Y, Cheng G D. Dynamics variations of landscape pattern and the landscape ecological functions in the source area of the Yellow River (in Chinese). *Acta Ecol Sin*, 2002, 22: 1587–1598 [王根绪, 郭晓寅, 程国栋. 黄河源区景观格局与生态功能的动态变化. *生态学报*, 2002, 22: 1587–1598]
- 7 Zhao X Q, Zhou H K. Eco-environmental degradation, vegetation regeneration and sustainable development in the headwaters of the Three Rivers on the Tibetan Plateau (in Chinese). *Bull Chin Acad Sci*, 2005, 20: 471–476 [赵新全, 周华坤. 三江源区生态环境退化、恢复治理及其可持续发展. *中国科学院院刊*, 2005, 20: 471–476]
- 8 Arctic Climate Impact Assessment (ACIA). Impacts of a Warming Climate. Cambridge: Cambridge University Press, 2005

- 9 Hinzman L, Bettez N, Bolton W, et al. Evidence and implications of recent climate change in terrestrial regions of the Arctic. *Clim Change*, 2005, 72: 251–298
- 10 Frauenfeld O W, Zhang T, Barry R G, et al. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia. *J Geophys Res*, 2004, 109: D5101
- 11 Yi S H, Arain M A, Woo M K. Modifications of a land surface scheme for improved simulation of ground freeze-thaw in northern environments. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L13501
- 12 Brown J, Hinkel K M, Nelson F E. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Research design and initial results. *Polar Geogr*, 2000, 24: 165–253
- 13 Zhang T, Armstrong R L. Soil freeze/thaw cycles over snow-free land detected by passive microwave remote sensing. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 763–766
- 14 Zhang T, Armstrong R L, Smith J. Investigation of the near-surface soil freeze/thaw cycle in the contiguous United States: Algorithm development and validation. *J Geophys Res*, 2003, 108: 8860
- 15 Jin H J, He R X, Cheng G D, et al. Changes in frozen ground in the source area of the Yellow River on the Qinghai-Tibet Plateau, China, and their eco-environmental impacts. *Environ Res Lett*, 2009, 4: 045206
- 16 Jin R, Li X. Improving the estimation of hydrothermal state variables in the active layer of frozen ground by assimilating *in situ* observations and SSM/I data. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52: 1732–1745 [晋锐, 李新. 同化站点观测和SSM/I亮温改善冻土活动层状态变量的模拟精度. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 1220–1231]
- 17 Wu Q B, Zhang T J. Changes in active layer thickness over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1995 to 2007. *J Geophys Res*, 2010, 115: D09107
- 18 Xia K, Luo Y, Li W P. Simulation of freezing and melting of soil on the northeast Tibetan Plateau. *Chin Sci Bull*, 2011, 56: 2145–2155 [夏坤, 罗勇, 李伟平. 青藏高原东北部土壤冻融过程的数值模拟. *科学通报*, 2011, 56: 1828–1838]
- 19 Li X, Jin R, Pan X D, et al. Changes in the near-surface soil freeze-thaw cycle on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Int J Appl Ear Obs*, 2012, 17: 33–42
- 20 Wu Q B, Niu F J. Permafrost changes and engineering stability in Qinghai-Xizang Plateau. *Chin Sci Bull*, 2013, 58: 1079–1094 [吴青柏, 牛富俊. 青藏高原多年冻土变化与工程稳定性. *科学通报*, 2013, 58: 115–130]
- 21 Saito K, Kimoto M, Zhang T, et al. Changes in hydro-thermal regimes in frozen ground regions under global warming scenarios simulated by a high-resolution climate model. *J Geophys Res*, 2007, 112: F02S11
- 22 Zhou Y W, Guo D X, Qiu G Q, et al. Chinese Permafrost (in Chinese). Beijing: Science Press, 2000. 81–91 [周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. *中国冻土*. 北京: 科学出版社, 2000. 81–91]
- 23 Ling F, Zhang T. Sensitivity of ground thermal regime and surface energy fluxes to tundra snow density in northern Alaska. *Cold Reg Sci Technol*, 2006, 44: 121–130
- 24 Nicolsky D J, Romanovsky V E, Alexeev V A, et al. Improved modeling of permafrost dynamics in a GCM land-surface scheme. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L08501
- 25 Jiang Y, Zhuang Q, O'Denell J A. Modeling thermal dynamics of active layer soils and near-surface permafrost using a fully coupled water and heat transport model. *J Geophys Res*, 2012, 117: D11110
- 26 Chang X L, Jin H J, Zhang Y L, et al. Thermal impacts of boreal forest vegetation on active layer and permafrost soils in northern Da Xing'anling (Hinggan) Mountains, Northeast China. *Arct Antarct Alp Res*, 2015, 47: 47–59
- 27 Liang S H, Wan L, Li Z M, et al. The effect of permafrost on alpine vegetation in the source regions of the Yellow River (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2007, 29: 45–52 [梁四海, 万力, 李志明, 等. 黄河源区冻土对植被的影响. *冰川冻土*, 2007, 29: 45–52]
- 28 Wang G X, Li Y S, Wang Y B. Synergistic effect of vegetation and air temperature changes on soil water content in alpine frost meadow soil in the permafrost region of Tibet. *Hydrol Process*, 2008, 22: 3310–3320
- 29 Hu H C, Wang G X, Wang Y B, et al. Response of soil heat-water processes to vegetation cover on the typical permafrost and seasonally frozen soil in the headwaters of the Yangtze and Yellow Rivers. *Chin Sci Bull*, 2009, 54: 1225–1233 [胡宏昌, 王根绪, 王一博, 等. 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: 242–250]
- 30 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. *Agr Forest Meteorol*, 2012, 162–163: 44–57
- 31 Wang G X, Mao T X, Chang J, et al. Impacts of surface soil organic content on the soil thermal dynamics of alpine meadows in permafrost regions: Data from field observations. *Geoderma*, 2014, 232–234: 414–425
- 32 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. *Sci China Earth Sci*, 2015, 58: 727–738 [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. *中国科学: 地球科学*, 2015, 45: 481–493]

- 33 Luo D L, Jin H J, Lü L Z, et al. Spatiotemporal characteristics of freezing and thawing of the active layer in the source areas of the Yellow River (SAYR). *Chin Sci Bull*, 2014, 59: 3034–3045 [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. *科学通报*, 2014, 59: 1327–1336]
- 34 Li R, Zhao L, Ding Y J. Temporal and spatial variations of the active layer along the Qinghai-Tibet Highway in a permafrost region. *Chin Sci Bull*, 2012, 57: 4609–4616 [李韧, 赵林, 丁永建, 等. 青藏公路沿线多年冻土区活动层动态变化及区域差异特征. *科学通报*, 2012, 57: 2864–2871]
- 35 Chen S Y, Liu W J, Ye B S, et al. Species diversity of vegetation in relation to biomass and environmental factors in the upper area of the Shule River (in Chinese). *Acta Pratac Sin*, 2011, 20: 70–83 [陈生云, 刘文杰, 叶柏生, 等. 疏勒河上游地区植被物种多样性和生物量及其与环境因子的关系. *草业学报*, 2011, 20: 70–83]
- 36 Zhou Z Y, Yi S H, Ye B S, et al. Analysis of NDVI distribution and limiting factors of alpine grassland in permafrost area of the upper Shule River (in Chinese). *Pratac Sci*, 2012, 29: 671–675 [周兆叶, 宜树华, 叶柏生, 等. 疏勒河上游冻土区高寒草地 NDVI 分布特征及制约因素分析. *草业科学*, 2012, 29: 671–675]
- 37 Chen J J, Yi S H, Qin Y, et al. Responses of alpine grassland landscape in the source region of Shule River Basin to topographical factors and frozen ground types (in Chinese). *Chin J Appl Ecol*, 2014, 25: 1599–1606 [陈建军, 宜树华, 秦彧, 等. 疏勒河源区高寒草地景观对地形因子和冻土类型的响应. *应用生态学报*, 2014, 25: 1599–1606]
- 38 Li J, Sheng Y, Wu J C, et al. Spatial and temporal variations of the superficial hydro-thermal characteristics in permafrost regions in the sources areas of the Datong River, Qilian Mountains (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2014, 36: 994–1001 [李静, 盛煜, 吴吉春, 等. 祁连山大通河源多年冻土区浅层土壤水热时空变化特征. *冰川冻土*, 2014, 36: 994–1001]
- 39 Yang Y, Chen R S, Ye B S, et al. Heat and water transfer processes on the typical underlying surfaces of frozen soil in cold regions (II): Water and heat transfer (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2013, 35: 1555–1563 [阳勇, 陈仁升, 叶柏生, 等. 寒区典型下垫面冻土水热过程对比研究(II): 水热传输. *冰川冻土*, 2013, 35: 1555–1563]
- 40 Mu C C, Zhang T J, Zhang X K, et al. Pedogenesis and physicochemical parameters influencing soil carbon and nitrogen of alpine meadows in permafrost regions in the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Catena*, 2016, 141: 85–91
- 41 Hinkel K M, Nicholas J R J. Active layer thaw rate at a boreal forest site in central Alaska, USA. *Arct Alp Res*, 1995, 27: 72–80
- 42 Romanovsky V E, Osterkamp T. Thawing of the active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic. *Permafrost Periglac*, 1997, 8: 1–22
- 43 Osterkamp T, Romanovsky V E. Freezing of the active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic. *Permafrost Periglac*, 1997, 8: 23–44
- 44 Zhao L, Cheng G D, Li S X, et al. Thawing and freezing processes of the active layer in Wudaoliang region of Tibetan Plateau. *Chin Sci Bull*, 2000, 45: 2181–2187 [赵林, 程国栋, 李述训, 等. 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: 1205–1210]
- 45 Hinkel K M, Paetzold F, Nelson F E, et al. Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993–1999. *Glob Planet Change*, 2001, 29: 293–309
- 46 Cheng G D. The forming process of the thick layer underground ice (in Chinese). *Sci China Ser B*, 1982, 3: 281–288 [程国栋. 厚层地下冰的形成过程. *中国科学 B 辑*, 1982, 3: 281–288]
- 47 Xu X Z, Wang J C, Zhang L X. *Permafrost Physics* (in Chinese). Beijing: Science Press, 2010. 130–161 [徐敦祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学. 北京: 科学出版社, 2010. 130–161]
- 48 Chen Q, Chen T Y. Climatic analysis of seasonal snow in Qilian Mountains (in Chinese). *Geogr Res*, 1991, 10: 24–38 [陈乾, 陈添宇. 祁连山区季节性积雪资源的气候分析. *地理研究*, 1991, 10: 24–38]
- 49 Wu J C, Sheng Y, Yu H, et al. Permafrost characteristics in middle east of Qilian Mountains (I) (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2007, 29: 418–425 [吴吉春, 盛煜, 于晖, 等. 祁连山中东部的冻土特征(I): 多年冻土分布. *冰川冻土*, 2007, 29: 418–425]

Active layer seasonal freeze-thaw processes and influencing factors in the alpine permafrost regions in the upper reaches of the Heihe River in Qilian Mountains

WANG QingFeng¹, JIN HuiJun¹, ZHANG TingJun², WU QingBai¹, CAO Bin², PENG XiaoQing², WANG Kang³ & LI LiLi²

¹ State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

² Key Laboratory of Western China's Environmental Systems (Ministry of Education), College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;

³ Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado at Boulder, Boulder, CO 80309-0545, USA

Observational data on permafrost and active layer soil hydrothermal processes are extremely limited in the upper reaches of the Heihe River (URHHR) in Qilian Mountains. This lack acts as a bottleneck, restricting the research on the hydrological functions of different landscapes and the hydrological effects of the changes in the permafrost and active layer in the alpine permafrost regions of the Heihe River Basin. The active layer seasonal freeze-thaw processes and the soil hydrothermal dynamics and influencing factors were analyzed using soil temperature and water content observation data of the active layer established on the north slope of Ebo Mountains (NSEBM) in the east branch and in the alluvial plain in the west branch in alpine permafrost regions in the URHHR from 2013 to 2014. The results showed that climatic conditions in the alpine permafrost regions and local factors, such as topography, geomorphology, vegetation, lithology, and soil water content, evidently affected the active layer seasonal freeze-thaw processes and soil hydrothermal dynamics, and the main influence factors also contained snow, water, and winter temperature inversion. The annual surface temperature range (ASTR), mean annual ground temperatures (MAGTs) of the active layer, ground temperature at the bottom of the active layer (TTOP), and MAGT at the depth of zero annual amplitude were lower by 8.8, 0.6 to 1.7 (at depths of 5–77 cm), 0.7, and 0.7°C, respectively, on the NSEBM than at the same elevation in the west branch. Compared with the active layer at the same elevation in the west branch, the active layer onset date of soil thaw on the NSEBM occurred earlier. Moreover, the date reaching the maximum thaw depth occurred later, the duration of the seasonal thaw process was significantly longer, and the rate of the seasonal thaw process was lower. With the later active layer onset date of soil freeze from the ground surface downward, the duration and the rate of the seasonal freeze process on the NSEBM was longer and lower, respectively. Furthermore, the duration of the completely frozen stage on the NSEBM was longer. The active layer onset date of the thaw-rising stage, the relative completely thaw stage, the freeze-fall stage, and the completely frozen stage on the NSEBM lagged significantly from top to bottom, whereas that of the last three stages were evident at the same elevation in the west branch. The rate of change in the active layer soil water content at depths of 20–60 cm at the thaw-rising stage and the freeze-fall stage was both significantly higher on the NSEBM. In addition, the active layer soil water content at the depths of 20–60 cm from the mid- to late completely frozen stage in the beginning of the year to the early thaw-rising stage was lower on the NSEBM. These results were mainly due to the effects of local factors, such as the soil particle composition, dry density, ice content, and organic matter content on the active layer soil water dynamics. This study provides basic data that identify, simulate, and predict the hydrological functions of different landscapes and the hydrological effects of the changes in the permafrost and active layer of the Heihe River Basin. Our study can also provide a reference for the study of seasonal freeze-thaw processes and influencing factors in permafrost regions with different climate types, such as other alpine areas in Western China, the north-eastern Qinghai-Tibet Plateau, Northeast China, and even in the Arctic or sub-Arctic.

active layer, the seasonal freeze-thaw processes, soil hydrothermal dynamics, local factors, the alpine permafrost regions, the upper reaches of the Heihe River (URHHR)

doi: 10.1360/N972015-01237