

文章编号:1001-1498(2016)04-0596-07

祁连山 2 种植被下冻土的季节变化及数值模拟

任璐^{1,2}, 王顺利^{3*}, 于澎涛^{2*}, 王彦辉²,
张学陪¹, 王彬², 刘贤德³, 金铭³

(1. 北京林业大学水土保持及荒漠化防治学院, 北京 100083; 2. 中国林业科学研究院森林生态环境与保护研究所, 国家林业局生态环境与保护重点实验室, 北京 100091; 3. 甘肃省祁连山水源涵养林研究院, 甘肃 张掖 734000)

摘要: [目的] 探究祁连山地区冻土的季节性变化以及植被对祁连山季节冻土的影响, 建立冻土深度与温度的关系。 [方法] 对比观测了祁连山排露沟小流域的阴坡青海云杉林下土壤和阳坡草地土壤冻结融化过程, 定量分析土壤冻结层随季节的变化。 [结果] (1) 祁连山区季节性冻土每年 10 月中下旬开始冻结, 4 月冻土上层界面开始融化, 8 月消融完毕。该冻结融化过程可划分为单向冻结、单向融化和双向融化 3 个阶段。 (2) 青海云杉林内土壤的冻结起始时间与草地土壤基本相同, 但冻结速率比草地快, 最大冻结深度比草地大; 青海云杉林土壤冻结层融化阶段的起始时间亦与草地基本相同, 融化速率相近, 但青海云杉林下冻土融化持续的时间更长。 (3) 积温决定土壤冻结融化进程, 当冻结小时积温达到约 $-460^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$, 土壤开始冻结; 当小时积温达到约 $62^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$, 土壤冻结层的上界面开始融化。 [结论] 土壤冻结层深度与小时积温的相关系数达到 0.9 以上, 可用于预测预报冻土的冻结状态。

关键词: 祁连山; 生态水文; 冻土; 冻结深度; 植被

中图分类号: S156

文献标识码: A

Seasonal Change and Numerical Simulation of the Frozen Soil under Two Types of Vegetation in Qilian Mountains

REN Lu^{1,2}, WANG Shun-li³, YU Peng-tao², WANG Yan-hui², ZHANG Xue-pei¹,
WANG Bin², LIU Xian-de³, JIN Ming³

(1. School of Soil and Water Conservation, Beijing Forestry University, Beijing 100083, China; 2. Research Institute of Forest Ecology, Environment and Protection, Chinese Academy of Forestry, Key Laboratory of Forestry Ecology and Environment of State Forestry Administration, Beijing 100091, China; 3. Gansu Province Qilian Water Resource Conservation Forest Research Institute, Zhangye 734000, Gansu, China)

Abstract: [Objective] To explore the seasonal change of frozen soil and the impact of vegetation in Qilian Mountains on seasonal frozen soil, and build the relationship between the frozen soil depth and temperature. [Methods] The comparative observation of freezing and thawing process in the Pailugou Watershed, Qilian Mountains was done at a shady *Picea* forest soil and a sunny grassland soil. [Results] (1) The seasonal frozen soil in Qilian Mountains begins to freeze in late October every year, the interface of frozen layer begins to melt in April, and ends in August. The freezing thawing process can be divided into three stages, namely: the unidirectional freezing stage, one-way melting stage and two-way melting stage. (2) The start time in the freezing stage of *Picea* forest soil is basically the same as the grassland, but the freezing rate is faster than that of the grassland, and the maximum frozen depth is larger than that of grassland; the start time in the melting stage of frozen soil layer of the *Picea*

收稿日期: 2016-03-01

基金项目: 国家自然科学基金项目(91225302, 91425301, 31360201)

作者简介: 任璐(1988—)男, 硕士研究生, 研究方向为森林水文学. E-mail: renlu617@163.com

通讯作者: 王顺利, 硕士, 助理研究员, 主要从事生态水文与森林生态服务功能研究. E-mail: wangshun123_78@163.com; 于澎涛, 博士, 研究员, 主要从事森林水文研究. E-mail: yupt@caf.ac.cn

forest and grassland are basically the same, the melting rate is similar, but the melting of *Picea* forest soil lasts longer. (3) Accumulated temperature determines the soil freezing melting process, when frozen hours accumulated temperature reached $-460^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$, the soil started to freeze; when positive hours accumulated temperature reached $62^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$, the interface of frozen soil layer begins to melt. [**Conclusion**] Soil freezing depth has close relationship with hours accumulated temperature. It can be used for predicting permafrost frozen state.

Keywords: Qilian Mountains; ecological hydrology; frozen soil; frozen depth, vegetation

黑河发源于祁连山,上游处于典型的高山冰雪冻土带,同时该区域也是黑河流域的主要产流区,产流量占黑河出山口径流量的80%以上^[1]。黑河上游冻土面积($6\ 500\ \text{km}^2$)约占流域面积的45%^[2],冻土的冻结与融化对黑河产流具有重要影响^[3]。因此,了解和掌握冻土对环境条件的响应规律,有助于定量确定黑河产流的时空分布^[4]。冻土可进一步划分为季节性冻土和永久性冻土,其中,季节性冻土对径流影响显著。祁连山北麓的季节性冻土空间差异显著,春季以祁连站($100^{\circ}25'\text{E}$, $38^{\circ}18'\text{N}$)冻土冻结深度最大,向高纬度和高经度方向逐渐变薄^[5],武威附近为春季冻土最小值,靠近东南方向的乌鞘岭站出现次大值区域,所以得出海拔高度是影响冻土分布的最主要因素^[6]。对位于祁连山北麓的寺大隆流域、冰沟流域的冻土观测表明,季节性冻土每年10月20日左右开始冻结,第2年5月20日左右达到最大冻结深度^[2],而在排露沟小流域的冻融起止时间和最大冻结时间与上述小流域有差异^[7];而且,近20年来(1990-2009)季节性冻土的最大冻结深度呈减小趋势,与年均气温的升高趋势正相反^[8]。这表明冻土的冻结、融化除与气温密切相关外,还与下垫面的情况有关,比如植被种类、植被结构等,但是植被如何影响冻土的冻融过程尚不清楚,未见相关报道。

通过冻土冻结深度与温度的定量关系,可准确预测预报冻土冻结动态。陈仁升等^[9]对草地冻土的下界面深度与整点温度统计分析发现,每天2:00地表温度与冻土下界面深度的相关性最好,而冻土的上界面深度与8:00的地表温度相关性最好;然而,冻土的冻结融化过程是一个能量的持续累积和消耗的过程,因此,用积温来表征冻土的时间动态会更准确,物理意义更明确,而且更有利于推广和应用。逐日白天平均温度的累加称日积温,逐小时平均温度的累加称为小时积温,这类指标一般用来表示热量的积累程度。^[10]本文基于2007-2011年对祁连山排露沟小流域的草地冻土和青海云杉林下冻土的对

比观测,定量分析祁连山不同植被下冻土冻结深度的季节变化规律,建立冻土冻结深度与积温的定量关系,比较草地和青海云杉林对冻土的影响。以期黑河流域产水和植被与水的综合管理提供科学依据。

1 研究区概况

研究区位于祁连山季节性冻土带内的排露沟小流域($100^{\circ}17'\sim 100^{\circ}18'\text{E}$, $38^{\circ}32'\sim 38^{\circ}33'\text{N}$),流域面积为 $2.74\ \text{km}^2$,海拔 $2\ 640\sim 3\ 796\ \text{m}$,属高寒山地森林草原气候。根据该研究流域的 $2\ 580\ \text{m}$ 气象站观测资料,该研究区年平均气温 1.6°C ,极端最高气温 28.0°C ,极端最低气温 -36.0°C ,年降水量为 $289.7\sim 416.4\ \text{mm}$,年均 $354.3\ \text{mm}$;年均蒸发量 $1\ 048.6\ \text{mm}$,平均相对湿度60%。青海云杉(*Picea crassifolia* Kom.)林主要分布在海拔 $2\ 650\sim 3\ 300\ \text{m}$,是构成乔木层的唯一建群种,以斑块状分布在阴坡、半阴坡;而阳坡、半阳坡则主要为山地草原(海拔 $2\ 600\sim 3\ 000\ \text{m}$),由紫花针茅(*Stipa purpurea* Griseb)、冰草(*Agropyron cristatum*(L.) Gaertn.)、马蔺(*Iris lactea* Pall.)、瑞香狼毒(*Stellera chamaejasme* Linn.)、南苜蓿(*Medicago polymorpha* L.)等组成。^[11-15]

2 研究方法

2.1 野外定位观测

2.1.1 冻土观测场的布设 冻土观测场分别设在位于海拔 $2\ 700\ \text{m}$ 的青海云杉林固定样地内和位于海拔 $2\ 570\ \text{m}$ 的半阳坡草地。青海云杉林样地坡向NE,位于坡面的中下部,平均坡度为 23° (表1)。该林分密度为 $1\ 152\ \text{株}\cdot\text{hm}^{-2}$,林龄96 a,郁闭度0.55,平均树高 $10.6\ \text{m}$,平均胸径 $15.3\ \text{cm}$,平均枝下高 $3.2\ \text{m}$,平均冠幅 $2.7\ \text{m}$ 。林下灌木层主要由银露梅(*Potentilla glabra* Lodd.)组成,盖度约4%;草本层有大披针苔草(*Carex lanceolata* Boott)、藓生马先蒿(*Pedicularis muscicola* Maxim.)、棘豆(*Ser. kan-*

suensis C. W. Chang.)等,盖度约37%,苔藓层平均厚度为8.44 cm,盖度约30%。

表1 样地的基本信息

观测点编号	植被类型	坡度/(°)	坡向	海拔/m	微地形	郁闭度(盖度)
1	青海云杉林	23	NE	2 750	凹坡面	0.55
2	山地草原	10	SW	2 570	凹坡面	(0.72)

草地样地位于阳坡,坡度10°,样地覆盖度为72%,优势种为大针茅(*Stipa grandis* P. A. Smirn)、泽藁草属(*Caldesia* Parl.)和冰草(*Agropyron cristatum*(L.) Gaertn.)。

2.1.2 冻土观测方法 本试验用冻土器连续观测冻土深度的动态变化。冻土器由内管和外管组成,外管为一标有0 cm刻度线的硬橡胶管,内管为一根有厘米刻度的橡皮管,管内灌蒸馏水。因土壤冻结与管内蒸馏水的冻结是完全同步的,而且,速率相同,所以观测内管蒸馏水的冻结上下界面的刻度即得到土壤冻结层的上下界面的位置和深度^[16]。

本研究中,冻土器的最大测量深度为320 cm。在2007年到2011年,于每日8:00时观测土壤冻结层的上下界面的位置,单位为cm,取整数。

2.1.3 气象要素观测 标准气象站设在排露沟小流域半阳坡草地上(海拔2 570 m,100°17'E,38°34'N),测定日均温、日最高气温、日最低气温和2:00、8:00、14:00、20:00的气温。

2.2 数据分析与统计

国外学者 Stefan^[17]曾用冻结(融化)指数拟合冻土的深度,冻结指数是指一年中低于0°C的气温与其相应持续时间乘积的代数和^[18]。在 Stefan 的算法中,积温的单位是°C·d(摄氏度·天),而一天小时积温所代表的热量累积程度肯定比日均温所代表的累积程度更精确^[19]。故本研究采用日小时积温进行模拟。

2.2.1 日小时积温 每日整点时刻的气温的累加值称为该日的日小时积温(DHT),其计算式如下:

$$DHT(k) = \sum_{i=1}^{24} T_{k,i} \quad (1)$$

式(1)中:DHT(k)为第k天的日小时积温(°C·h),k表示第k天,取值为1~365(366)。T_{k,i}为第k天整点i的气温(°C),i表示第i个整点时刻,取值为1~24 h。

T_{k,i}根据日平均气温、日最高气温、日最低气温计算(式2),假设每天的气温变化符合余弦函数,且

日最高气温出现在15:00^[20],则:

$$T_{k,i} = T_{k,av} + \frac{T_{k,max} - T_{k,min}}{2} \cdot \cos[a(i-15)] + b \quad (2)$$

式(2)中:T_{k,av}为第k天的日平均气温,T_{k,max}为第k天日最高气温,T_{k,min}为第k天日最低气温,a、b为常数,需要率定。

本研究中,根据2008年、2009年2年的日平均气温、日最高气温、日最低气温及整点2:00、8:00、14:00和20:00的气温率定得到:

$$a = 0.31; b = 0.5$$

这是适用于在祁连山排露沟小流域的a、b值。

2.2.2 土壤冻结和融化的小时积温 至第p天的冻结小时积温(DHTF(p)),是从冻结季的起始日到冻结季节第p天的小时积温累加值,即(式3a):

$$DHTF(p) = \sum_{k=\alpha}^p DHT(k) \quad (3a)$$

式(3a)中:冻结起始日(α)的判断条件是该日的日小时积温小于0°C·h,而且此后连续7日中至少有6日的日小时积温均小于0°C·h。

至第q天的融化小时积温(DHTW(q))是从融化季起始日到融化季节第q天的日小时积温累加值,即(式3b):

$$DHTW(q) = \sum_{k=\beta}^q DHT(k) \quad (3b)$$

式(3b)中:融化起始日(β)的判别条件是该日的日小时积温大于0°C·h,且此后连续7日中至少有6日的日小时积温大于0°C·h。

2.2.3 冻结深度与积温的定量关系 这种用日小时积温累积拟合冻结深度的方法为日小时积温法。用2007—2011年冻土的上下界面的逐日深度和累积小时积温拟合确定冻结深度、融化深度与冻结和融化的小时积温的关系,并用2003年的数据检验。

用纳什系数(E)(式4)评价。E的取值范围为负无穷至1,当E越接近1,表示模拟质量越好,模型的可信度越高。

$$E = 1 - \frac{\sum_{k=1}^D (FH_k^o - FH_k^m)^2}{\sum_{k=1}^D (FH_k^o - \overline{FH})^2} \quad (4)$$

式(4)中:FH_k^o为第k天冻结深度的观测值(cm),FH_k^m为第k天冻结深度的模拟值(cm),FH^o为检验期冻结深度观测值的平均值(cm)。k表示观测日期,D表示检验时段的总天数。

3 结果与分析

3.1 草地土壤的冻结融化规律

草地土壤的冻结从每年10月下旬或11月上旬开始,至次年4月,土壤冻结层的下界面不再向下发展,与此同时,冻结的土壤从表面开始向下逐渐融化,8月份土壤中的冻土方消融完毕。这就是一个土壤冻融的完整过程,可划分为3个阶段,即:单向冻结阶段(第1阶段)、单向融化阶段(第2阶段)和双向融化阶段(第3阶段)。

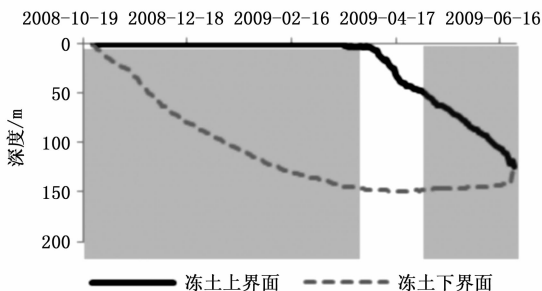


图1 2008—2009年草地土壤冻结的上、下界面的位置变化

单向冻结阶段(第1阶段)一般为每年11月到次年3月中下旬,土壤自表层开始逐渐向下冻结,该阶段土壤的平均冻结速率为 $1.0 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$,但初期冻结最快,如11月份的平均冻结速率能达到 $1.8 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$;12月份到次年2月平均冻结速率为 $0.9 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$,冻结深度的日变化最大可达2 cm。至次年3月

冻结开始放缓,平均冻结速率为 $0.03 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

单向融化阶段(第2阶段)持续时间较短,仅40 d左右,一般为3月底至4月底,此时,日最高气温在 0°C 以上,日最低气温在 0°C 以下,气温日较差可达 $10 \sim 20^\circ\text{C}$ 。该阶段表层土壤处于冻结和融化交替进行状态,而底层土壤却在夜间负积温的作用下,继续向下冻结,平均冻结速率为 $0.02 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$,直到最大冻结深度。

第3阶段是双向融化阶段,此时,冻结层的上下界面同时融化,时间为4月底到8月份冻土完全融化为止。该阶段冻结层上界面的融化速率较稳定,为 $1.6 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$;而下界面虽然也在融化,但是融化非常缓慢,如2008年5月18日到6月20日期间,下界面在32 d中仅融化了3 cm。

土壤的冻结融化具有明显的年际差异(表2),如2008年土壤的冻结于10月25日开始,是观测期间开始冻结最早的年份,而2007年冻结开始时间最晚,到11月3日方开始,这说明冻结开始的时间在不同年份间可前后相差10 d左右。冻结层开始融化的气温也有差异,如2009年冻土层的下界面开始融化的日均温为 2°C (4月24日),而2011年则在日均温达 10°C 方开始融化(5月18日)。冻结融化每个阶段的持续时间也有年际差异,如持续时间最短的单向融化阶段(第2阶段),在2008年仅有35 d,而2011年则持续了46 d。

表2 阳坡草地土壤冻结与融化的开始与结束时间

时间(年份)	土壤冻结与融化时间(年-月-日)				
	土壤开始冻结时间	土壤表层开始融化时间	土壤冻结层底部开始融化时间	土壤完全融化时间	土壤最大冻结深度/cm
2007—2008	2007-11-03	2008-04-13	2008-05-18	2008-07-15	161
2008—2009	2008-10-25	2009-03-17	2009-04-24	2009-06-24	149
2010—2011	2010-10-27	2011-04-02	2011-05-18	2011-07-01	171

3.2 青海云杉林下土壤的冻结融化规律

青海云杉林下土壤的冻结和融化过程也历经单向冻结阶段、单向融化阶段和双向融化3个阶段,但与草地土壤的冻结与融化进程有所区别。

在青海云杉林下,土壤的单向冻结阶段的开始时间与草地基本相同,即从10月底开始,但冻结速率较草地快,青海云杉林下土壤的平均冻结速率为 $1.2 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$,比草地土壤冻结速率大 $0.2 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。至该阶段结束,青海云杉林地土壤冻结层的下界面比草地土壤冻结层深,如2010年青海云杉林地土壤冻结层的下界面深度为211 cm,而同期草地土壤冻

结层的下界面的深度仅为154 cm。

根据冻结速率的差异,青海云杉林土壤的单向冻结阶段可进一步划分为2个亚段,即 a_1 亚段和 a_2 亚段,其中, a_1 亚段为每年10月下旬到次年2月上旬。在该亚段内,青海云杉林地土壤冻结层的下界面以 $1.5 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的速率向下冻结,而草地土壤的冻结速率仅为 $1.1 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$,至该亚阶段结束时,青海云杉林土壤冻结层的下界面深度较草地土壤冻结层的下界面深度深39 cm。 a_2 亚段通常起始于2月中旬,此时土壤冻结开始趋缓,青海云杉林地土壤冻结速率为 $0.5 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$,但青海云杉林地土壤和草地土

壤的冻结速率差别在减少,青海云杉林地土壤的冻结速率仅较草地土壤冻结速率大 $0.1 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$,二者的土壤冻结下界面曲线的斜率接近(图2),但二者冻结层的下界面的深度差别仍在缓慢拉大,至该亚

段结束,青海云杉林地土壤冻结层下界面的深度为199 cm,而草地土壤冻结层的下界面深度仅为151 cm。

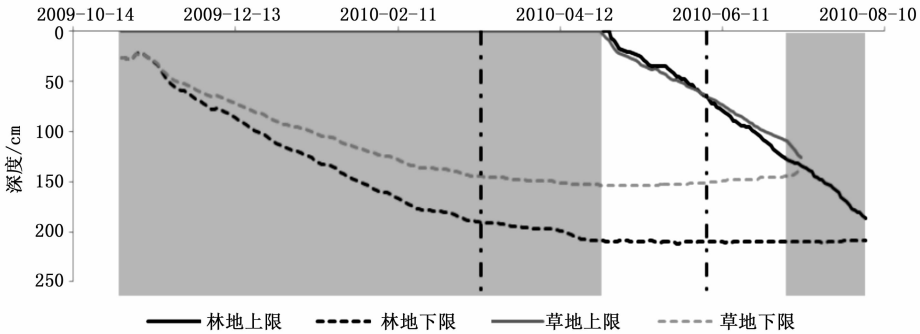


图2 祁连山区青海云杉林地土壤在2009—2010年冻结季的冻融过程与阳坡草地的对比

青海云杉林地单向融化阶段(第2阶段)在2010年始于4月27日,这比草地土壤的单向融化阶段起始时间晚3 d,青海云杉林地土壤的单向融化阶段结束日却较草地土壤的单向融化阶段结束日晚多日,如2010年青海云杉林地土壤至7月12日,冻结层下界面方开始融化,即结束单向融化阶段,进入双向融化阶段;而草地土壤早于5月6日就结束单向融化阶段,及至7月11日草地土壤的冻结层已全部融化,结束了它的一个冻融周期。

在单向融化阶段初期,青海云杉林地土壤和草地土壤的融化速率相当,以 $1.5 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 速率开始上界面的融化;但至中期融化速率开始加快,其中青海云杉林地土壤冻结层融化速率更快,如在2010年,从6月1日开始,青海云杉林地土壤冻结层的融化速率增大到 $2.0 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$,草地土壤冻结层的融化速率增大到 $1.6 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

青海云杉林地土壤于7月12日进入双向融化阶段(第3阶段),此时,土壤冻结层的下界面也以 $0.1 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的速率开始向上融化,较冻结层的上界面的向下融化速率($1.8 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$)小,该阶段持续到8月中旬,直至土壤冻结层全部融化。

由此可见,在青海云杉林下,土壤融化持续的时间比草地土壤融化时间约多30 d,日均融化速率较草地土壤融化速率大 $0.3 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

3.3 日小时积温法的应用

温度,尤其是积温决定了土壤的冻结和融化进程。当冻结小时积温达到约 $-460^\circ\text{C} \cdot \text{h}$,土壤开始冻结,而当正积温达到约 $62^\circ\text{C} \cdot \text{h}$,土壤冻结层的上界面开始融化。在一个冻结融化季,土壤冻结层的

最大深度也与冻结季的小时负积温和融化季的小时正积温密切相关,如2008—2009年冻结季的小时负积温为 $-27\ 064^\circ\text{C} \cdot \text{h}$,融化季的小时正积温为 $16\ 325^\circ\text{C} \cdot \text{h}$,草地土壤的最大冻结深度为149 cm;而2010—2011年冻结季的小时积温为 $-35\ 980^\circ\text{C} \cdot \text{h}$,融化季的小时正积温为 $18\ 710^\circ\text{C} \cdot \text{h}$,草地土壤冻结层的最大冻结深度为171 cm。

根据2007—2011年的冻土和温度观测数据,拟合得到草地土壤冻结、融化深度与小时积温的关系(式5a和5b):

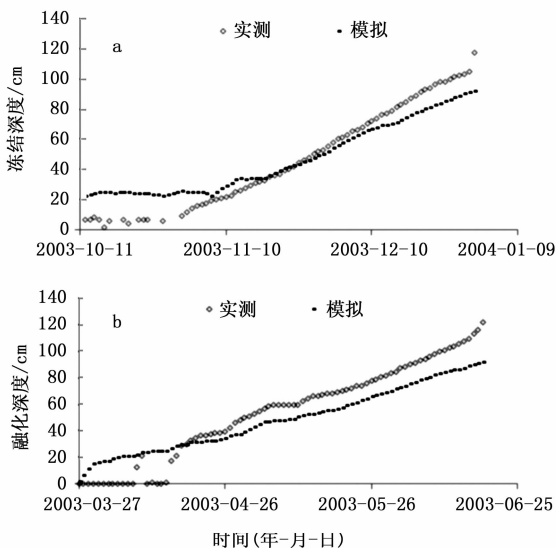
$$FH(k) = 4.2 \sqrt{\frac{|DHTF(k)|}{24}} - 35.7 \quad (R^2 = 0.969, n = 569) \quad (5a)$$

$$WH(k) = 4.0 \sqrt{\frac{|DHTF(k)|}{24}} - 2.3 \quad (R^2 = 0.965, n = 273) \quad (5b)$$

式(5a~5b)中: $FH(k)$ 为第 k 日草地土壤冻结层下界面的深度(cm), $WH(k)$ 为第 k 日草地土壤冻结层上界面的深度(cm)。

应用公式5a,模拟得到2003年草地土壤冻结层下界面的深度(图3a),整个冻结季的模拟误差平均值为20 cm,纳什系数为0.867,模拟差异主要发生在冻结季的前半阶段,即10月及11月上旬。

应用公式5b,模拟得到2003年草地土壤冻结层上界面的深度,即向下融化深度(图3b)。与实测深度相比,模拟值在4月14日前较实测值明显偏大,这是因为冻结层的上界面正处于冻结融化的交替状态。模拟值在4月15日以后却显著低于实测值,模拟的纳什系数为0.791。这表明草地土壤冻结深度



a. 冬季冻结层下界面的深度(向下冻结的深度);
b. 夏季冻结层上界面的深度(向下融化深度)

图3 2003年草地土壤冻结层深度的模拟值与实测值的对比

与冻结小时负积温和融化小时正积温的定量关系(式5a和5b)是可接受的。

4 讨论

青海云杉林地土壤与阳坡草地土壤在秋季几乎同时开始冻结,但青海云杉林土壤的冻结速率比阳坡草地的大,即同步开始,但青海云杉林土壤却冻得更快,以至于青海云杉林土壤的冻结层所及的冻结深度显著深于草地土壤冻结层所达到的最大深度。

青海云杉林下土壤冻结层与阳坡草地土壤冻结层同时开始融化,而且二者的融化速率基本一致,但青海云杉林地土壤冻结层的融化持续时间长了30 d左右,这是因为青海云杉林地土壤冻结层比阳坡草地土壤冻结层厚。

青海云杉林地土壤和阳坡草地土壤冻结融化的差异主要是因为青海云杉林地处于阴坡,加之林木高大,郁闭度高,形成独特的林内小气候,温度低、湿度大、风速小,因此,青海云杉林的积温显著小于阳坡草地,如2011年5月1日到6月30日青海云杉林内的小时积温为 $13\ 711^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$,比同期阳坡草地的小时积温少 $4\ 205^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$,这些积温的差别是导致阴坡青海云杉林地土壤和阳坡草地土壤冻融差异的主要原因。

此外,青海云杉林的根系发达,这使青海云杉林地土壤的结构更疏松,孔隙度较大,能储存更多的水,因此,青海云杉林地土壤比在同一气候条件下阳

坡草地含有更多的水分,如2009年5月15日青海云杉林 $0\sim 20\text{ cm}$ 土层的平均质量含水率为59.3%,而阳坡草地 $0\sim 20\text{ cm}$ 土层的平均质量含水率仅为14.9%;而且,土壤含水率越高,土壤的导热性更强。因此,阴坡青海云杉林地土壤与阳坡草地土壤同时开始冻结,但冻结的更快,冻结的更深。融化速率相同,但融化持续的时间更长。

草地土壤冻结层上界面深度的模拟值,在融化季刚开始时偏大,这主要是由于气温日较差大,日间受正积温的影响,冻结层表层开始融化,而夜间的负积温又导致已融化的土壤再冻结;而冻土观测时间为每日上午8:00,这时土壤受夜间再冻结影响,是一日内土壤融化层深度最小的时刻,因此,模拟值大于观测值。

在我国北方山区,坡向是影响植被分布的重要地形因子,与阴坡相比,阳坡能够接受更多的太阳辐射,土壤水分蒸发潜力更大^[21],因此,在北方地区森林多分布在阴坡坡面,而草地多分布在阳坡坡面^[22];而不同坡向坡面上植被类型的差异,也会对微气候产生重要影响。研究表明,在祁连山地区,阴阳坡面的 0.3 m 深处年平均地温差达 4.22°C ^[3];但这是由不同坡向接受太阳辐射差异和植被类型差异共同导致的,本研究由于受试验条件限制,尚未考虑不同坡向太阳辐射差异对冻土的影响,因此,无法定量区分地形因子(坡向)和植被类型对冻土变化的影响,在未来的研究中需要加强相同植被类型不同坡向和相同坡向不同植被类型下冻土的变化观测,同时借助本文研究所获得的数量模型,定量描述植被类型和地形对冻土变化的影响。

5 结论

(1) 祁连山区土壤的冻结融化过程可划分为3个阶段,即单向冻结阶段、单向融化阶段和双向融化阶段。

(2) 阴坡青海云杉林地土壤和阳坡草地土壤的冻结起始时间基本相同,但冻结速率比草地快,最大冻结深度比草地大;融化阶段的起始时间亦基本相同,融化速率相近,但青海云杉林地融化持续的时间更长,直至8月青海云杉林地土壤冻结层方融化完,而草地则在7月消融完。

(3) 积温决定土壤冻结融化进程。当冻结小时积温达到 $-460^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$ 左右,土壤开始冻结;当正积温达到 $62^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$ 左右,土壤冻结层的上界面开始融化。

(4)土壤冻结层深度与小时积温的相关系数能达到0.9以上。

参考文献:

- [1] 王宁练,张世彪,贺建桥,等. 祁连山中段黑河上游山区地表径流水资源主要形成区域同位素示踪研究[J]. 科学通报, 2009, 54(15):2148-2152.
- [2] 王金叶,康尔泗,金博文. 黑河上游林区冻土的水文功能[J]. 西北林学院学报, 2001, 16(增刊):30-34. DOI:10.3969/j.issn.1001-7461.2001.z1.008.
- [3] 周幼吾,郭东信. 我国多年冻土的主要特征[J]. 冰川冻土, 1982, 4(1):1-17.
- [4] 杨幼娘. 祁连山冰川水资源[J]. 冰川冻土, 1988, 10(1):36-46.
- [5] 黄斌,郭江勇,强玉柱,等. 祁连山北麓春季冻土深度对气温变化的响应[J]. 干旱区研究, 2009, 26(5):639-643.
- [6] 彭小清,张廷军,潘小多,等. 祁连山区黑河流域季节冻土时空变化研究[J]. 地球科学进展, 2013, 28(4):573-574.
- [7] 牛赞,刘贤德,敬文茂,等. 祁连山排露沟流域气温、冻土冻融与河川径流特征[J]. 林业科学, 2014, 50(1):27-31.
- [8] 金铭,李毅,刘贤德,等. 祁连山黑河中游季节冻土年际变化特征分析[J]. 冰川冻土, 2011, 33(5):1068-1073.
- [9] 陈仁升,康尔泗,吉喜斌,等. 黑河源区高山草甸的冻土及水文过程初步研究[J]. 冰川冻土, 2007, 29(3):387-396. DOI:10.3969/j.issn.1000-0240.2007.03.008.
- [10] 刘文,刘坤,张春辉,等. 种子萌发的积温效应——以青藏高原东缘的12种菊科植物为例[J]. 植物生态学报, 2011, 35(7):751-758.
- [11] 党宏忠,周泽福,赵雨森,等. 祁连山水源涵养林土壤水文特征研究[J]. 林业科学研究, 2006, 19(1):39-44.
- [12] 董晓红,于澎涛,王彦辉,等. 分布式生态水文模型 TOPOG 在

温带山地小流域的应用——以祁连山排露沟小流域为例[J]. 林业科学研究, 2007, 20(4):477-484.

- [13] 王顺利,刘贤德,金铭,等. 祁连山区气候变化与流域径流特征研究[J]. 干旱区资源与环境, 2011, 25(1):162-165.
- [14] 王顺利,刘贤德,金铭,等. 祁连山排露沟小流域土壤物理性质空间差异研究[J]. 水土保持通报, 2010, 30(4):81-86.
- [15] 王金叶,王彦辉,王顺利,等. 祁连山林草复合流域降水规律的研究[J]. 林业科学研究, 2006, 19(4):416-422.
- [16] 中国气象局. 地面气象观测规范[M]. 北京:气象出版社, 2003.
- [17] Shur Y, Hinkel K M, Nelson F E. The transient layer: implications for geocryology and climate-change science[J]. Permafrost & Periglacial Processes, 2005, 16(1):5-17.
- [18] 姜逢清,胡汝骥,李珍. 青藏铁路沿线1966-2004年冻结与融化指数的变化趋势[J]. 地理学报, 2007, 62(9):935-945.
- [19] Li L, Simonovic S P. System dynamic model for predicting floods from snowmelt in North American prairie watersheds[J]. Hydrological Processes, 2002, 16(13):2645-2666.
- [20] Clothier B. Soil physics with BASIC-transport models for soil-plant systems G. S. Campbell. Developments in soil science, 14. Elsevier, Amsterdam, 1985. 150 pp., Dfl 120.00/US \$41.50, diskette; Dfl 90/US \$31.00. ISBN 0-444-42557-8[J]. Agricultural Water Management, 1987, 12(3):252-254.
- [21] 程国栋. 局地因素对多年冻土分布的影响及其对青藏铁路设计的启示[J]. 中国科学地球科学, 2003, 33(6):602-607.
- [22] 陈京华,贾文雄,赵珍,等. 1982—2006年祁连山植被覆盖的时空变化特征研究[J]. 地球科学进展, 2015, 30(7):834-845.

(责任编辑:詹春梅)