

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2020.0021

YUAN Liming, ZHAO Lin, HU Guojie, et al. Hydro-thermal dynamic and soil thermal diffusivity characteristics of typical active layer on the central Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(2):378–389. [原黎明, 赵林, 胡国杰, 等. 青藏高原中部典型下垫面活动层水热动态及其热扩散率研究[J]. 冰川冻土, 2020, 42(2):378–389.]

青藏高原中部典型下垫面活动层水热动态 及其热扩散率研究

原黎明^{1,2}, 赵林³, 胡国杰¹, 马露^{1,2}, 周华云^{1,2}, 刘世博^{1,2}, 乔永平¹

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院冰冻圈科学国家重点实验室/青藏高原冰冻圈观测研究站, 甘肃兰州 730000;

2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 南京信息工程大学地理科学学院, 江苏南京 210044)

摘 要: 多年冻土活动层, 尤其是浅层土壤的水热传输机制, 以及冻融过程的时空异质性是研究地-气间能水交换的关键。利用位于青藏高原中部的唐古拉和通天河两个活动层观测场2013年的土壤温度和水分数据, 比较了不同下垫面浅层土壤日冻融循环过程的差异, 以及不同冻融阶段的地温日变化及热扩散率特征。结果表明: 根据一日之内地温的正负波动, 浅层土壤的冻融过程可以划分为解冻期、完全融化期、始冻期和完全冻结期四个时期, 其中解冻期和始冻期统称为日冻融循环发生期。解冻期的持续天数和深度明显高于始冻期, 高寒草原的日冻融循环天数和发生深度明显高于高寒草甸。浅层土壤(0~20 cm)日地温变化普遍呈现明显的正弦波动趋势, 且不同冻融阶段的振幅差异较大, 由于相变的缘故, 解冻期的日地温变化振幅最小。高寒草甸的日地温振幅显著低于高寒草原, 说明日地温动态与土壤质地和土壤水分密切相关, 植被作为热绝缘层, 减弱了地温对气温波动的响应。地表下5~10 cm的热扩散率显著大于10~20 cm深度, 且5~10月融化季的热扩散率显著大于冻结季。热传导对流方程可以描述多年冻土区典型下垫面在季节冻融循环周期内不同月份的水分迁移方向。

关键词: 青藏高原; 冻融过程; 活动层; 日冻融循环; 热扩散率

中图分类号: P461^{+.4} **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2020)02-0378-12

0 引言

青藏高原是中纬度地区多年冻土分布面积最大的区域, 其多年冻土面积约占整个高原面积的40%^[1]。随着全球气候变暖, 高海拔多年冻土退化将引起寒区生态和水文过程^[2]以及生物地球化学循环过程^[3]的显著变化。活动层是大气与多年冻土能水交换的过渡带, 季节冻融过程是多年冻土区最重要的物理特征之一, 将影响土壤水分的迁移机制^[2]、热量传输模式^[4-5], 改变土壤内部的水热平衡^[6], 研究活动层冻融过程的时空差异及其水热传输机制是理解多年冻土对气候变化响应的关键。

活动层季节冻融循环特征是各种环境因素共

同作用的结果, 包括区域气候因素、局部气候因素、地表覆被、土壤热物理性质和化学性质^[7-10]。目前关于青藏高原活动层能水循环的研究较多, 主要集中在青藏工程走廊沿线^[11-12]、祁连山区^[13]、黄河源区^[14]等区域, 比较侧重于土壤水热的季节动态, 而对于不同下垫面土壤水热的日变化特征及其差异研究较少。Luo等^[14]在黄河源的研究发现, 高密度的植被覆盖将影响日最高温和日最低温的发生时间, 同时降低了地温日变化的振幅, 但是没有分析不同冻融阶段的日变化特征。Guo等^[15]在高纬度多年冻土区南缘的研究认为, 植被可以降低日冻融循环振幅和持续时间, 作为气候变暖的缓冲层,

收稿日期: 2019-12-31; 修订日期: 2020-04-22

基金项目: 国家自然科学基金项目(41601078; 41671068); 冰冻圈科学国家重点实验室自主研究项目(SKLCS-ZZ-2018)资助

作者简介: 原黎明(1990-), 男, 山西运城人, 2016年在兰州大学获硕士学位, 现为中国科学院西北生态环境资源研究院在读博士研究生, 从事冻土水文与全球变化研究. E-mail: yuanlm@lzb.ac.cn

通信作者: 赵林, 教授, 从事青藏高原多年冻土及其与气候、水文和生态过程相互作用研究. E-mail: linzhao@lzb.ac.cn.

调节着多年冻土的水热性质。然而，青藏高原中部不同下垫面地表土壤水热动态的日变化特征差异及其水热传输机制尚不清楚。

多年冻土区独特的季节冻融过程，使得浅层土壤在冻结和融化阶段具有明显不同的热力学性质。土壤热扩散率影响着地表和大气之间的水分和能量交换^[16-17]，并且影响着浅层土壤温度的日循环和季节波动。土壤热扩散率主要受土壤质地影响，包括土壤类型、土壤孔隙度、容重、土壤水分和土壤温度。并且随土壤水分的季节波动而剧烈变化，而土壤水分在冻结和融化状态时，热物理性质完全不一致，因此多年冻土区土壤热扩散率随着土壤水分和土壤温度呈现出显著的季节波动^[17]。同时，降水事件引起土壤水分入渗而产生的热对流现象，土壤孔隙与大气之间的热交换等非导热性过程也影响到热扩散率的实时动态变化过程。因此理解不同下垫面的土壤，尤其是浅层土壤在自然界的热扩散性质的动态变化一直以来受到地球物理学家、冻土学家的重视。土壤热扩散率描述了土壤温度随边界条件变化的瞬时过程^[18]。之前在一维热传导方程的基础上，得到了很多求解热扩散率的方法，主要有振幅法、相位法、反正切法、数值法、谐波法和对数法^[19-20]。但是这些方法都只考虑了热传导过程，并未充分考虑热对流和相变等其他非热传导过程。Gao等^[21]考虑土壤中液态水的对流作用，给出了耦合热传导和热对流过程的热传导对流方程。Wang

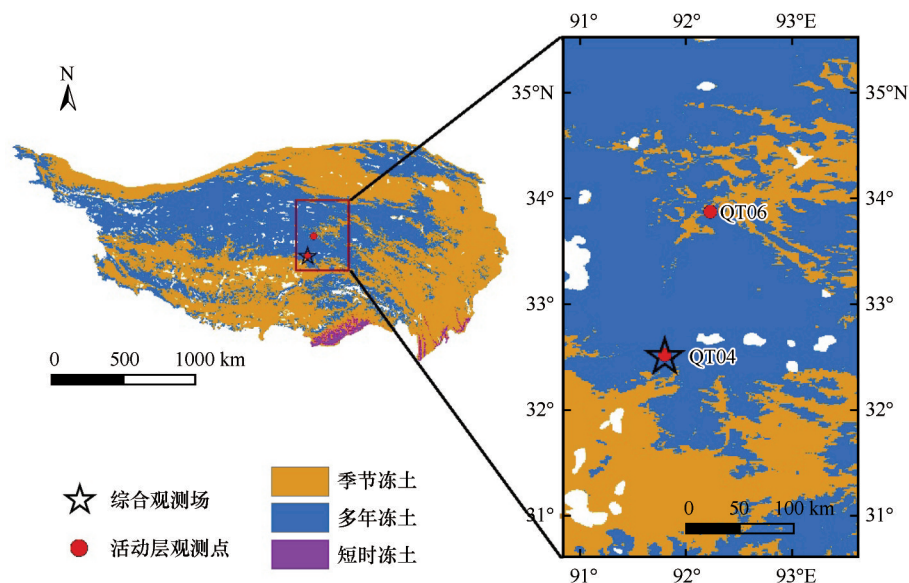
等^[22]、Hu等^[23]分别在黄土高原和青藏高原验证了热传导对流法的可靠性，但是都只涉及几天到两周时段内的热扩散率计算和地温模拟，而对于不同冻融阶段的地表土壤热扩散率差异尚不清楚。因此，本文利用热传导对流方程求解整个季节冻融过程的热扩散率，比较不同冻融阶段的热扩散率差异。

为了进一步了解青藏高原中部多年冻土区植被类型对地表土壤日冻融循环特征和热扩散率的影响，本文利用位于青藏高原腹地两种典型下垫面的土壤温度和水分数据，来系统分析地表土壤日冻融循环过程、地温日变化特征、热扩散率以及水热传输机制的差异。

1 研究区与方法

1.1 研究区概况与数据来源

本文使用数据资料来源于中国科学院青藏高原冰冻圈观测研究站建立的唐古拉综合观测场和通天河活动层观测场2013年全年的土壤水分和地温监测数据。观测场位于高原中部连续多年冻土分布区(图1)，局部地形均为平缓坡地。唐古拉观测场下垫面为高寒草原，植被覆盖度为20%~30%，通天河观测点下垫面为高寒草甸，植被覆盖度为60%~70%。年平均气温介于-3.4~-4.9℃，活动层厚度分别为3.15 m和2.65 m。年平均降水量介于300~500 mm，在5~9月约占全年降水量的90%。



注：QT04代表唐古拉综合观测场，QT06代表通天河活动层观测场

图1 活动层观测场的地理位置

Fig. 1 Map showing locations of the active layer observation sites

观测场的水热监测数据涉及整个活动层土壤剖面。地温使用 105T 热电偶温度传感器监测,观测精度为 0.1℃。土壤体积含水量使用 CS616 TDR 监测,观测精度为 2.5%。上述监测仪器全部接入 CR1000 型数采仪,观测以北京时间为准,采样频率为 1 h 记录一次。

1.2 热传导对流方程的计算方法

Gao 等^[21]、Wang 等^[22]考虑了热扩散率随土壤剖面的垂直变化,结合热传导和热对流过程,改进了热传导对流方程,本文采用 Gao 等^[21]的方案。热量传输公式为

$$\begin{aligned}\frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{C_w}{C_g} w \theta \frac{\partial T}{\partial z} \\ &= \frac{\lambda \partial^2 T}{C_g \partial z^2} + \frac{\partial \lambda \partial T}{C_g \partial z \partial z} - \frac{C_w}{C_g} w \theta \frac{\partial T}{\partial z} \\ &= K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{\partial K \partial T}{\partial z \partial z} - \frac{C_w}{C_g} w \theta \frac{\partial T}{\partial z}\end{aligned}\quad (1)$$

可以简化为

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + W \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

上述式中: T 为地温(K); t 为时间(s); z 为土壤深度(m); θ 为土壤体积含水量($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); K 为土壤热扩散率($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), $K = \lambda / C_g$; λ 为导热系数($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); C_g 为土壤的容积热容量($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$); C_w 为水的容积热容量($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$); W 为热对流参数, $W = \partial K / \partial z - (C_w / C_g) w \theta$, 包括两部分: ① 热扩散率梯度 $\partial K / \partial z$, 在下文中表达式为 **gradK**, ② 水流密度 $-(C_w / C_g) w \theta$, 在下文中表达式为 **gradK-W**; w 为水流速度($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 其正负值代表水流的方向, 正值表示土壤水分入渗过程, 负值表示土壤蒸散发过程。

本文中 5 ~ 20 cm 的热扩散率梯度 **gradK** 使用公式 $(K_{5-10\text{cm}} - K_{10-20\text{cm}}) / (0.075 - 0.15)$ 计算, 利用 5 ~ 10 cm 和 10 ~ 20 cm 两个土壤层的中间深度, 即 7.5 cm 和 15 cm 之间的热扩散率来近似地代表 5 ~ 20 cm 的热扩散率梯度。 **gradK-W** 为 **gradK** 与热对流参数 W 的差值, 其正负值代表土壤水分运移方向, 当 **gradK-W** 为正值时, 代表降水事件引起的土壤水分自上而下入渗过程, 反之则为自下而上蒸发过程。

浅层土壤(0 ~ 20 cm)的日地温波动都可以用一个正弦函数来表示, 假设 $z_1 < z_2$ (即 $A_1 > A_2$, $\Phi_1 < \Phi_2$), 可以推导出土壤热扩散率的计算公式。

$$K = - \frac{(z_1 - z_2)^2 \omega \ln(A_1 / A_2)}{(\Phi_1 - \Phi_2) \left[(\Phi_1 - \Phi_2)^2 + \ln^2(A_1 / A_2) \right]} \quad (3)$$

$$W = \frac{\omega(z_1 - z_2)}{\Phi_1 - \Phi_2} \left[\frac{2 \ln^2(A_1 / A_2)}{(\Phi_1 - \Phi_2)^2 + \ln^2(A_1 / A_2)} - 1 \right] \quad (4)$$

式中: z_1 、 z_2 分别为相邻两个土壤深度(m); A_1 、 A_2 分别为相邻两个土壤深度地温正弦波动的振幅(℃); Φ_1 和 Φ_2 分别为相邻两个土壤深度地温正弦波动的初始相位(rad); ω 为地球自转的角速度($\text{rad} \cdot \text{s}^{-1}$), $\omega = 2\pi / p$, p 为地温的日变化周期($p = 24 \times 60 \times 60 \text{ s}$)。

式(3)表明, 土壤热扩散率可以通过两个不同深度的日地温变化振幅比和相位差来计算得到, 前提是地温需要符合正弦波动, 在土壤深度大于 50 cm 时, 土壤温度日变化振幅显著减小, 因此只计算 5 ~ 20 cm 土壤的热扩散率。另外, 降水或连续阴天会影响浅层土壤温度的日地温动态变化, 引起地温的非正弦波动, 因此不适用此方程。更多关于热扩散率的计算细节见文献[17]。

2 结果与讨论

2.1 浅层土壤日冻融循环特征

活动层被认为是大气和多年冻土之间热交换的一个可变热阻, 是多年冻土应对气候变化反馈的缓冲区^[24-25]。在活动层冻融过程的不同阶段, 土壤孔隙中水分的冻结和融化会导致土壤热物理属性显著的季节差异。在冻融转化时期, 由于较大的昼夜温差, 地表土壤会出现昼融夜冻的日冻融循环现象。此时, 土壤的导热系数在一日内剧烈波动。一般情况下, 忽略土壤盐分含量和土壤颗粒表面能对土壤冻结温度降低的影响, 只以地温为判断依据。如果某一深度的土壤温度在一日之内既有正温又有负温, 表明土壤发生了日冻融循环。根据地表土壤的日最高温(T_{\max})和日最低温(T_{\min}), 可以将浅层土壤的冻融过程划分为四个阶段: 解冻期, $T_{\max} > 0^\circ\text{C}$, $T_{\min} < 0^\circ\text{C}$; 完全融化期, $T_{\max} > T_{\min} > 0^\circ\text{C}$; 始冻期, $T_{\max} > 0^\circ\text{C}$, $T_{\min} < 0^\circ\text{C}$; 完全冻结期, $T_{\min} < T_{\max} < 0^\circ\text{C}$ 。其中, 解冻期和始冻期统称为土壤日冻融循环发生期。

表 1 列出了 QT04 和 QT06 两个活动层观测点 5 ~ 90 cm 土壤深度的日冻融循环发生日期和持续天数。QT04 代表高寒草原, QT06 代表高寒草甸。QT04 和 QT06 的日冻融循环均发生在 0 ~ 20 cm 以内, 且持续天数随着土壤深度的增加而显著减少, 当土壤深度大于 50 cm 时, 日冻融现象不再发生。这表明在日尺度上, 随着土壤深度的增加, 大气与土壤之间的热量交换明显减弱。QT04 观测点于

表1 2013年不同深度土壤日冻融循环发生日期和持续天数

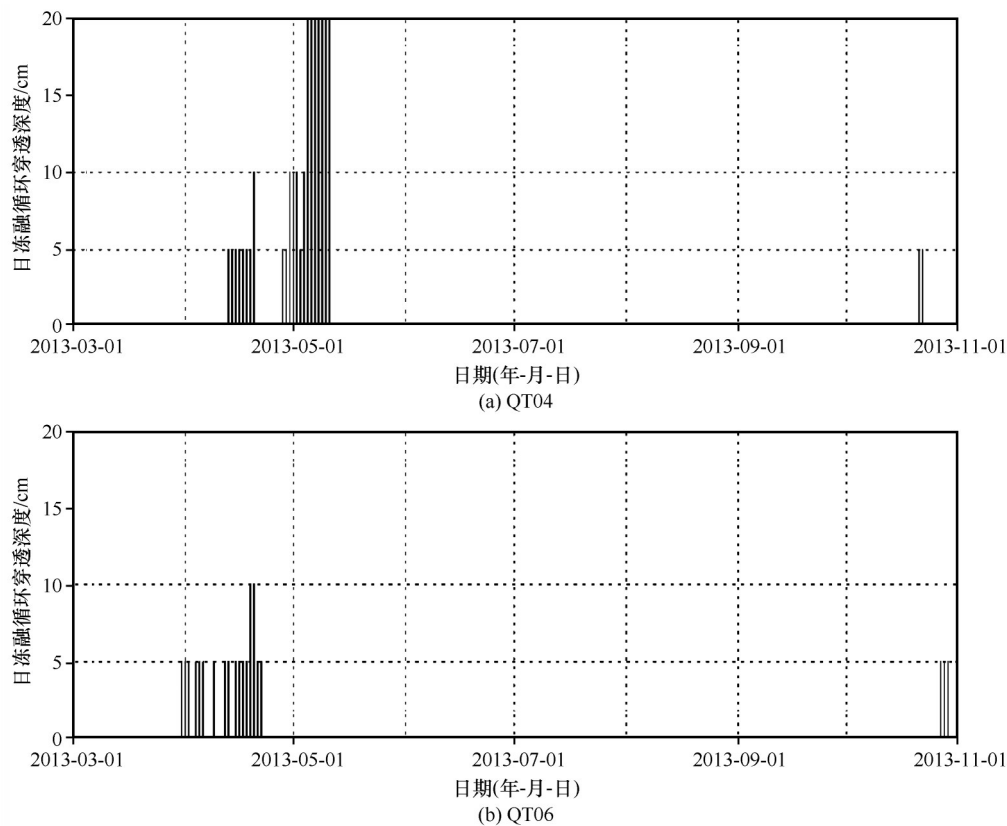
Table 1 The dates and lasting days of daily freezing-thawing cycles at various depths of the two sites in 2013

观测站点	土壤深度/cm	解冻期		完全融化期		始冻期	
		起止日期(月-日)	历时/d	起止日期(月-日)	历时/d	起止日期(月-日)	历时/d
唐古拉 (QT04)	5	04-13/05-11	28	05-12/10-20	161	10-21/10-22	2
	10	04-20/05-11	11	05-12/10-21	162	10-22	1
	20	05-05/05-11	6	05-12/10-25	166	10-26	1
	50	05-17	1	05-18/10-29	164	10-30	1
	90	05-26	1	05-27/10-31	157	11-01	1
通天河 (QT06)	5	03-31/04-22	22	04-23/10-26	186	10-27/10-29	3
	10	04-19/04-20	2	04-21/10-28	190	10-29	1
	20	04-29	1	04-30/10-30	183	10-31	1
	50	05-25	1	05-26/11-13	171	11-14	1
	90	06-24	1	06-25/11-22	150	11-23	1

2013年4月13日开始解冻期(地表下5 cm), 2013年5月11日结束, 持续28天。QT06解冻期开始时间较QT04提前约2周, 且持续时间仅为22天; QT06观测点地表下5 cm土壤的始冻期开始时间比QT04晚1周左右, 因此QT06完全融化期较QT04长约25天。

研究区冻融交替季节剧烈的气温变化, 在春季

解冻期内也有个别日期没有发生日冻融循环现象。为了直观表达, 图2显示了日冻融循环发生的具体日期和深度。显然, 在始冻期, 两个观测点都只在地表下5 cm发生2~3天日冻融循环事件。在解冻期, QT04日冻融循环发生天数和深度都明显大于QT06, 即便在20 cm处, 解冻期也有6天发生了日冻融循环, 而QT06在10 cm处仅有2天发生日冻融



注：竖线数量代表日冻融循环事件发生的天数

图2 2013年日冻融循环现象的发生日期和深度

Fig. 2 Calendar and depth of daily freezing-thawing cycles at QT04 and QT06 sites in 2013 (The vertical bars represent the days of daily freezing-thawing cycles)

循环。这是因为高寒草甸发育更好的植被和更高的土壤水分含量能起到更好的热绝缘作用,减缓气温波动对地温的影响^[26]。上述特征与高纬度多年冻土区南缘内蒙古-南西伯利亚一线多年冻土区的研究结果类似^[15],森林的日冻融循环持续天数和振幅显著低于草地,地上植被可以作为气候变化的缓冲层,调节多年冻土的退化速度,但是该研究没有比较解冻期和始冻期日冻融循环过程的差异。祁连山阿柔草场的观测结果表明^[27],解冻期地表下 5 cm 日冻融循环天数显著多于始冻期,且随深度减弱,与本文研究结果相似。但是阿柔草场全年的日冻融循环发生天数在 10 天以内,明显低于本研究区,说明青藏高原地表土壤日冻融循环空间差异显著,除受气温影响外,地表植被覆盖和土壤水分也是不可忽略的影响因素。青藏高原多年冻土区地表土壤日冻融循环过程的空间差异和影响因素,尚需进一步研究。

由于冻融现象导致的土壤热物理属性的季节差异性,浅层土壤在不同冻结融化阶段的日地温变化特征也有显著差异。两个活动层观测点在始冻期,仅在地表下 5 cm 土壤发生持续 2~3 天的日冻融循环,因此忽略始冻期,仅分析浅层土壤在解冻期[图 3(a)、(b)]、完全融化期[图 3(c)、(d)]和完全冻结期[图 3(e)、(f)]三个阶段的地温日变化特征。以各冻融阶段内每天同一时刻的地温平均值来描述小时平均地温的日变化特征。图 3 展示了两个活动层观测点 5~90 cm 深度小时平均地温的日内变化特征。QT04 和 QT06 观测点 5~20 cm 深度地温的日内变化均呈现正弦波动,且振幅都随深度增加而显著减弱,50 cm 以下地温在日内基本恒定。QT04 和 QT06 观测点地表下 5 cm 均在约 09:00 出现日最低地温,在约 17:00 出现日最高地温,20 cm 地温较 5 cm 地温滞后 0.5~1 h。QT04 和 QT06 观测点的日地温振幅均在完全融化期最大(5 cm 处为

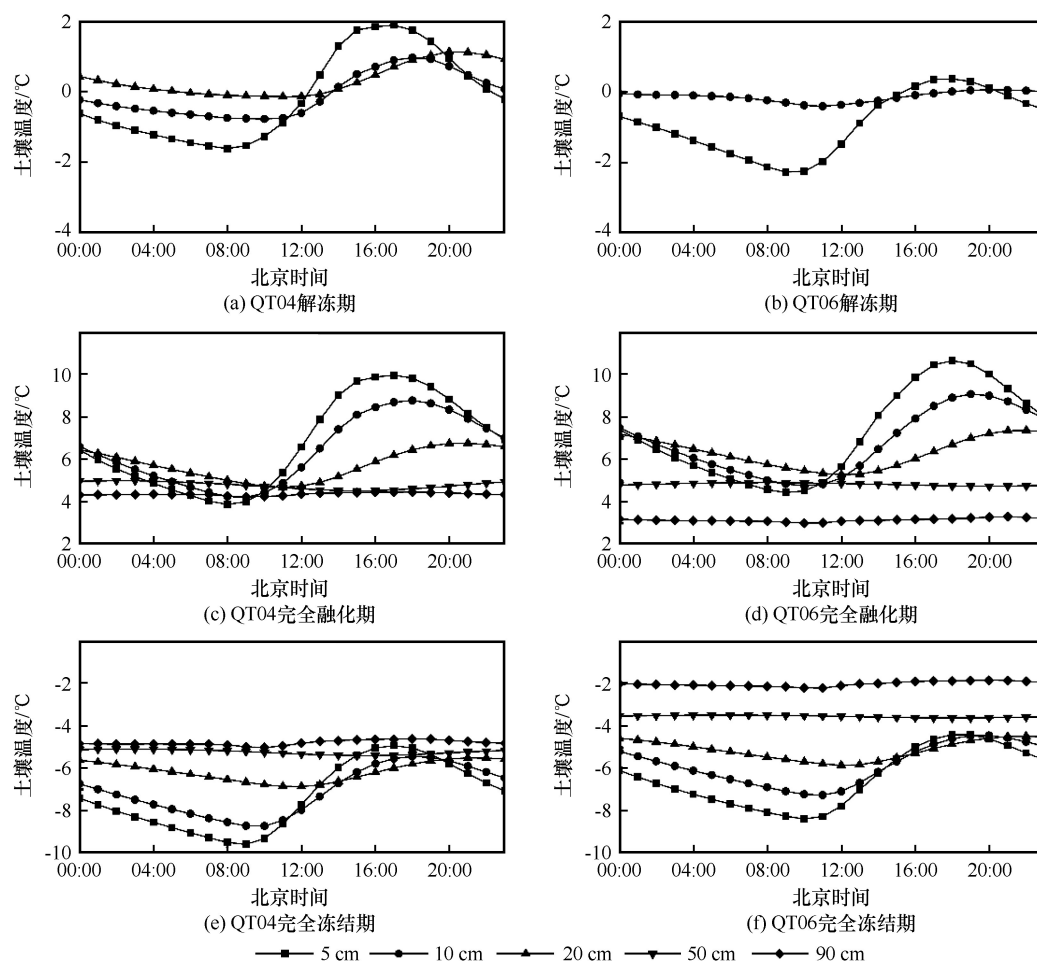


图 3 不同冻融阶段内不同深度地温的日内变化

Fig. 3 Variations of hourly averaged ground temperatures at QT04 (a, c, e) and QT06 (b, d, f) sites at different depths in the unstable thawing (a, b), stable thawing (c, d), stable freezing (e, f) stages

3.1 °C 和 2.7 °C), 完全冻结期次之(5 cm 处为 2.5 °C 和 1.6 °C), 解冻期最小(5 cm 处为 1.7 °C 和 1.1 °C)。这与陈学龙等^[28]的研究结果相似。因为在解冻期土壤昼融夜冻, 大量热量消耗于土壤水的相变, 故解冻期的日地温振幅最低。同时, 浅层土壤日地温振幅在不同冻融阶段的显著差异也反映了土壤热物理性质的季节波动。同一深度处, QT06 的振幅在三个冻融时期都低于 QT04, 是因为高寒草甸较高的土壤水分和有机质含量降低了土壤的导热性, 削弱了地温的日变化动态。这与 Luo 等^[29]在黄河源的研究结果相似, 高密度的植被覆盖可以降低土壤热流, 起到热绝缘作用, 显著减弱地表温度的日振幅。

2.2 活动层季节冻融过程的水热变化特征

土壤温度不仅具有显著的日变化特征, 还具有典型的季节冻融过程。理解活动层在不同冻融阶段的水热传输机制有助于了解浅层土壤的日冻融循环现象以及土壤热扩散率的季节差异。以 0 °C 地温作为判断土壤冻结融化的临界值, 从 2013 年初开始, 活动层各层土壤依次经历了春季升温过程、夏季融化过程、秋季冻结过程和冬季降温过程。从图 4 地温等值线和图 5 土壤水分等值线可以看出, 0 ~ 20 cm 深度土壤温度和水分的季节变异显著大于 20 cm 以下。地表土壤是大气与多年冻土水热交

换的界面层, 气温的波动和降水事件的发生都首先作用于地表土壤, 因此地表植被、积雪覆盖, 以及浅层土壤的热物理性质对于活动层水热交换过程的影响至关重要^[30]。

随着春季气温升高, QT04 地表下 5 cm 从 2013 年 4 月中下旬开始融化, 直至 8 月下旬活动层达到最大融化深度 315 cm, 整个融化过程持续 4.5 个月 [图 4(a)], 融化速率为 2.4 cm·d⁻¹。在 8 月, 受多年冻土上限处较大的土壤含水量的影响 [图 5(a)], 活动层融化速度显著降低。QT06 于 4 月初开始融化, 直至 10 月中旬, 活动层达到最大融化深度 (265 cm), 整个融化过程持续 6 个月左右 [图 4(b)], 融化速率为 1.4 cm·d⁻¹, 显著低于 QT04, 这是因为高寒草甸 (QT06) 的土壤含水量显著大于高寒草原 (QT04) [图 5(b)]。土壤水分的比热容显著大于土壤颗粒, 因此土壤含水量的增加, 使得土壤的融化需要吸收更多的能量, 从而降低融化速率。在融化过程中, 活动层土壤能水循环处于开放状态^[31], 地表土壤水分偶然出现的高值受短期降雨影响。土壤水分迁移形式主要表现为降雨引起的重力水和地温梯度引起的土壤水分的自上而下迁移, 以及地表土壤蒸散发与深层土壤孔隙中的水汽蒸散发和热对流形成的水分自下而上迁移 (图 5)。在融化过程中, 热传导过程和非热传导过程都较为活跃。

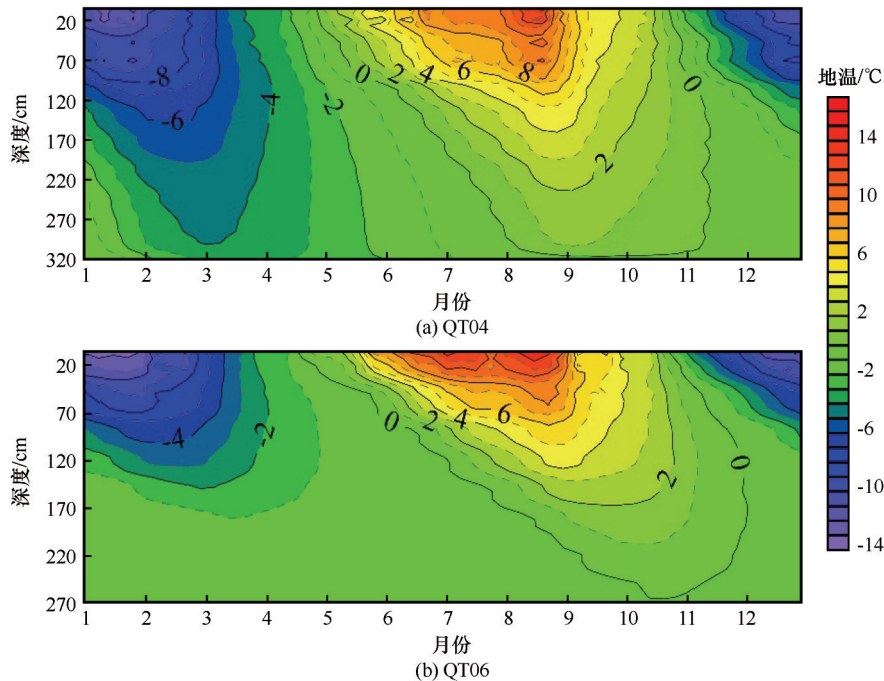


图 4 2013 年 QT04 和 QT06 观测点的活动层地温等值线图

Fig. 4 Contour maps of the active layer ground temperature at QT04 (a) and QT06 (b) sites in 2013

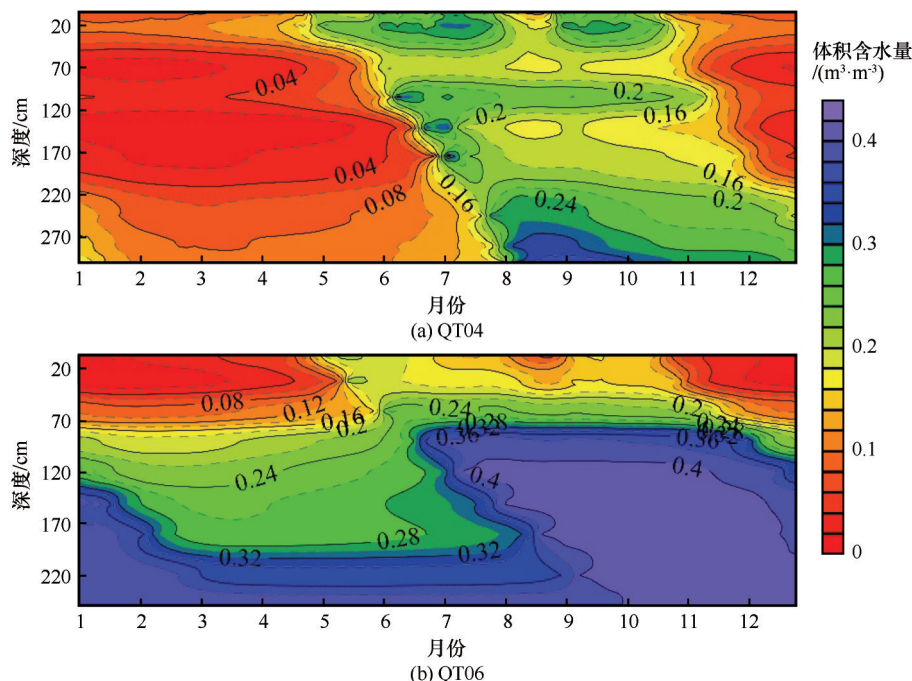


图5 2013年QT04和QT06观测点的活动层土壤体积含水量等值线图

Fig. 5 Contour map of active layer soil moisture (volumetric water content) at QT04 (a) and QT06 (b) sites in 2013

QT04和QT06均为双向冻结过程,且自上而下冻结时间与自下而上冻结时间接近(图4)。一般而言,当多年冻土年平均地温低于 -2°C 时,自下而上的冻结时间早于自上而下的冻结时间;当年平均地温高于 -2°C 时,受多年冻土上限处含水量和地表降雪事件的影响,自下而上冻结稍晚或者与自上而下冻结同时发生。QT04和QT06的年平均地温均高于 -2°C ,符合多年冻土区双向冻结的一般规律。随着秋季气温的降低,QT04和QT06都于10月下旬开始冻结,分别于11月上旬和11月下旬整个活动层完全冻结,冻结过程分别持续23天和32天,冻结速率分别为 $11.7\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $7.8\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$,均显著高于活动层融化速率(图4)。这是因为活动层为双向冻结过程,且冻结土壤的导热系数大于融化土壤的导热系数,土壤冻结时所释放的能量能够很快地传导到地表和多年冻土上限。QT06观测点自下而上冻结深度占整个活动层厚度的比例为30.1%,大于QT04(14.3%)。一般而言,随着多年冻土上限温度的降低,自下而上冻结时间提前而且冻结厚度会增加。在双向冻结过程中,活动层能水循环处于封闭状态,两个冻结锋面之间的融化层地温略高于 0°C (图4),地温梯度较低,因此在活动层冻结过程中土壤热传导过程几乎忽略不计,以非热传导过程为主。土壤水分不断向两个冻结锋面迁移,导致活

动层中部的土壤水分降低(图5)。当活动层完全冻结后,热量传输以热传导形式为主^[6]。

2.3 土壤热扩散率变化特征

在冻融过程的不同阶段,土壤的能量传输形式差异较大,既有热传导,也有热对流、相变等非热传导过程^[32]。由于非热传导过程波动较快,在不同冻融阶段对活动层的能量传输过程影响不一,在野外监测中,不能忽略非热传导过程对于热扩散率的影响。本研究采用综合考虑热传导和热对流的热传导对流法^[21],计算QT04和QT06观测点的热扩散率(K),比较不同植被类型热扩散率的空间差异和季节差异(图6)。5~20 cm深度地温呈现显著的正弦波动,而20 cm以下地温的正弦波动不显著(图3),不符合热传导对流法的要求,因此本研究只分析5~20 cm深度的热扩散率。

由于冻融转换时期和部分阴雨天气时的地温并非呈现正弦波动,不适用于热传导对流方程,因此去除这段时期(图6),只分析地温呈现标准正弦波动日期的热扩散率特征。图7中的数字表示年内每个月地温呈现标准正弦波动的天数,其介于15~28天。利用正弦公式,使用最小二乘法拟合5、10、20 cm地温,得到日地温的相位(Φ)和振幅(A),再计算相邻两个土壤层的相位差(PD)和振幅比例的对数($\ln A$)[图6(a)、(b)]。利用式(3)和

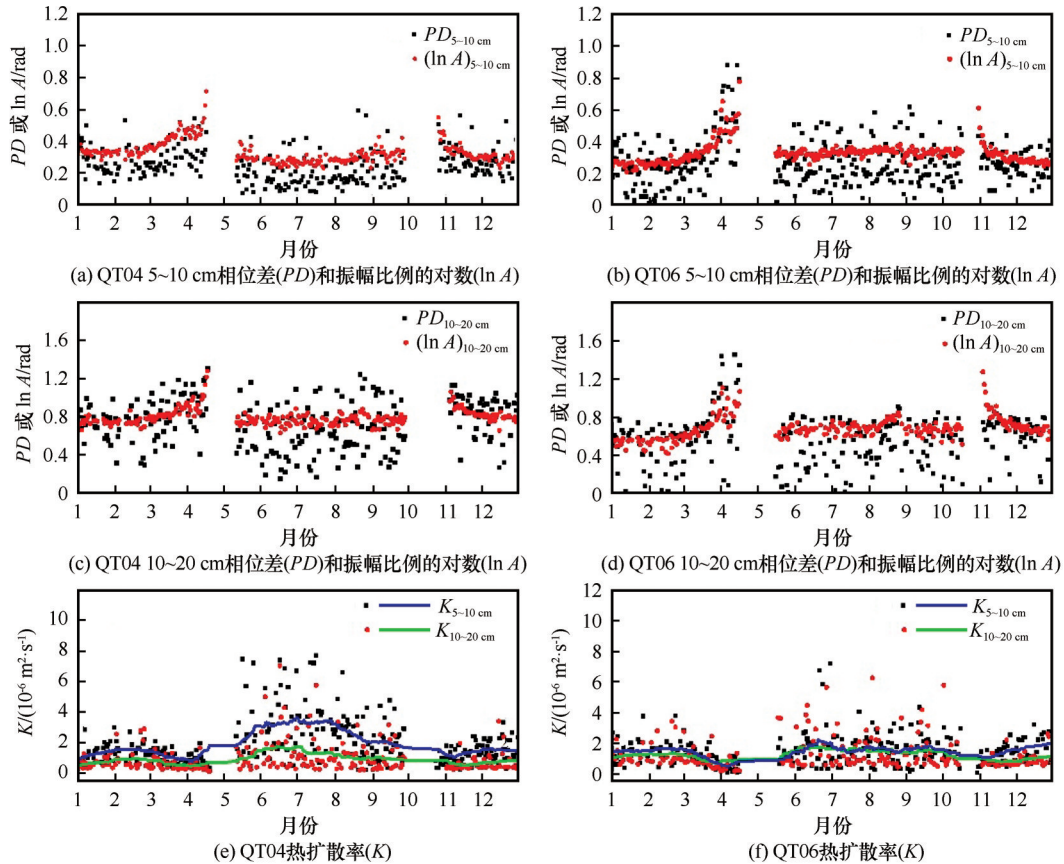


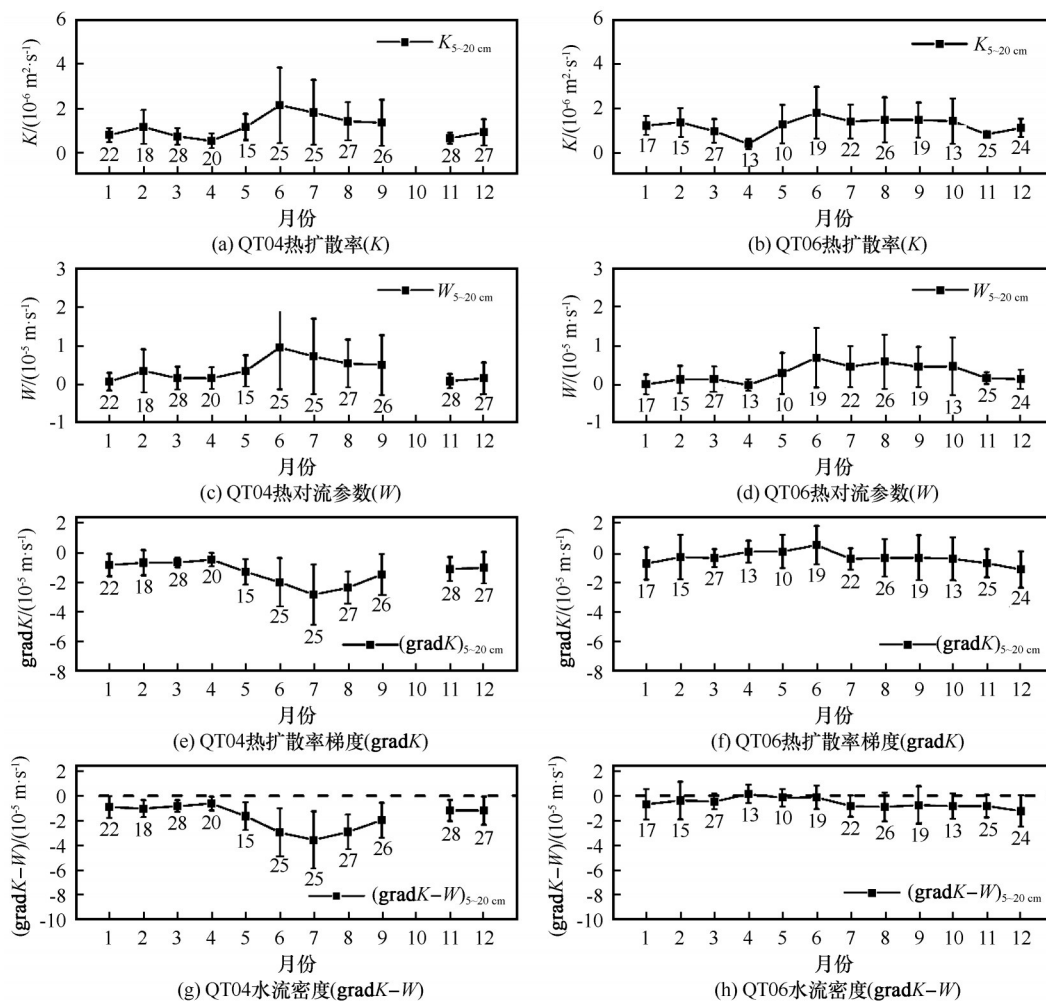
图6 不同土壤深度地温的相位差、振幅和热扩散率的季节动态

Fig. 6 Variations of phase shift (PD), logarithm of the amplitude ratio of ground temperatures ($\ln A$) (a, b, c, d) and soil thermal diffusivity (K) (e, f) for the 5 – 20 cm soil layer at QT04 (a, c, e) and QT06 (b, d, f) sites in 2013

(4)求得热扩散率(K) [图7(a)、(b)]和热对流参数(W) [图7(c)、(d)]。

QT04 和 QT06 观测点地表下 5 ~ 10 cm 土壤的热扩散率均大于 10 ~ 20 cm [图 6(e)、(f)]。这与 Hu 等^[23]在青藏高原的研究结果相似,但是该文仅验证了热传导对流法在青藏高原的适用性,只涉及一周时段内的热扩散率计算和地温模拟,目前还缺少青藏高原不同冻融阶段热扩散率差异的相关研究。本研究将热传导对流方程应用于整个冻融过程,研究发现,5 ~ 20 cm 土壤在融化季(5 ~ 10 月)的土壤热扩散率(K)均显著大于冻结季,其中 6 月的热扩散率(K)最大,分别为 $2.14 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $1.81 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ [图 7(a)、(b)]; 同样的,5 ~ 20 cm 土壤的热对流参数(W)在冻结季的月平均值接近于 0,也是在 6 月时达到最大,分别为 $9.61 \times 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $6.99 \times 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ [图 7(c)、(d)]。这主要与土壤水分相变前后的热物理性质差异相关,同时也与活动层不同冻融阶段能量传输形式的差异密切相关。因为在夏季融化阶段,土壤水分入渗过程中发生

的相变和热对流等非热传导过程对融化阶段水热传输过程影响较大,加速浅层土壤与大气的能量交换。目前的热传导对流方程对于降雨事件发生时期的地温模拟仍然较差^[33],但是其可以表示降雨事件结束以后土壤水分的运移方向(土壤水分入渗或者蒸散发),间接描述浅层土壤的非热传导过程。 $\text{grad}K - W$ 为 $\text{grad}K$ 与热对流参数(W)的差值 [图 7(g)、(h)],其正负值代表土壤水分运移方向。从图 7(g)中可以看出,QT04 地表下 20 cm 土层全年表现为土壤水分散失过程,而 QT06 [图 7(h)] 4 ~ 6 月土壤水分呈现自上而下的入渗过程,响应降雨和融雪事件。这与 QT04 位于高寒草原,植被覆盖度低,地表土壤水分容易蒸发散失的实际状况相符,因此利用热传导对流方程可以反映青藏高原高寒草甸和高寒草原在不同冻融阶段的土壤水分运移方向。Gao 等^[33]在塔克拉玛干沙漠使用热传导对流法研究了热扩散率在不同干湿季节的差异性,认为雨季的热扩散率显著大于旱季,且热扩散率与土壤水分呈现显著正相关,同时认为热传导对流方程



注：图内数字代表每个月内可使用数据的天数

图7 不同土壤深度地温的热扩散率、热对流参数及热扩散率梯度月平均值的季节动态

Fig. 7 Monthly means of soil thermal diffusivity (K), thermal convection parameter (W), gradient of soil thermal diffusivity ($\text{grad}K$) for the 5–20 cm soil layer at QT04 and QT06 sites in 2013 (The numbers in figures represent the days of available data per month)

可以描述不同干湿季节浅层土壤水分的运移方向。本研究验证了热传导对流方程同样适用于青藏高原，可以描述不同植被类型在不同冻融阶段浅层土壤水分的运移方向。

3 结论

本文利用2013年青藏高原中部两个活动层观测点的水热数据，比较了不同下垫面浅层土壤日冻融过程和季节冻融过程的差异及其水热传输机制。得到以下结论：

(1) 两个观测点的浅层土壤日冻融循环特征表现为解冻期的日冻融循环天数均显著多于始冻期，且日冻融循环天数随土壤深度增加而减少；高寒草甸的日冻融循环天数以及土壤深度显著低于高寒

草原，说明日冻融循环事件与土壤质地以及土壤水分含量密切相关。

(2) 两种下垫面的浅层土壤(5~20 cm)地温日变化均呈现正弦波动，且振幅随土壤深度显著减弱；由于土壤水分相变吸热的缘故，始冻期的地温日变化振幅最小；高寒草甸的地温日变化振幅在全年不同冻融阶段均低于高寒草原。

(3) 由于植被覆盖和土壤质地的差异性，活动层季节冻融过程存在差异。高寒草甸融化速率和冻结速率均小于高寒草原；两者自下而上冻结时间与自上而下相近，但QT06自下而上冻结深度占活动层厚度的比例高于QT04。在双向冻结过程中，热量传输以非热传导形式为主；在融化过程中，热传导和非热传导形式同时存在；在完全冻结过程中，以热传导形式为主。

(4) 两个观测点地表下 5 ~ 20 cm 土壤的热扩散率呈现显著的季节波动, 融化季热扩散率显著大于冻结季, 且 5 ~ 10 cm 土壤热扩散率大于 10 ~ 20 cm。热传导对流方程可以描述不同植被类型在不同冻融阶段浅层土壤水分的运移方向。

参考文献(References):

- [1] Zou Defu, Zhao Lin, Sheng Yu, et al. A new map of the permafrost distribution on the Tibetan Plateau [J]. *The Cryosphere*, 2017, 11: 2527 – 2542.
- [2] Jiao Yongliang, Li Ren, Zhao Lin, et al. Processes of soil thawing-freezing and features of soil moisture migration in the permafrost active layer[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(2): 237 – 247. [焦永亮, 李韧, 赵林, 等. 多年冻土区活动层冻融状况及土壤水分运移特征[J]. *冰川冻土*, 2014, 36(2): 237 – 247.]
- [3] Wang Genxu, Liu Guangsheng, Li Chunjie. Effects of changes in alpine grassland vegetation cover on hillslope hydrological processes in a permafrost watershed[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 444/445: 22 – 23.
- [4] Dong Xicheng, Xie Changwei, Zhao Lin, et al. Characteristics of surface energy budget components in permafrost region of the Mahan Mountain, Lanzhou [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(2): 320 – 326. [董希成, 谢昌卫, 赵林, 等. 兰州马街山多年冻土区地表能量平衡特征分析[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(2): 320 – 326.]
- [5] Li Ren, Zhao Lin, Ding Yongjian, et al. Impact of surface energy variation on thawing processes within active layer of permafrost[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(6): 1235 – 1242. [李韧, 赵林, 丁永建, 等. 地表能量变化对多年冻土活动层融化过程的影响[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(6): 1235 – 1242.]
- [6] Zhao Lin, Cheng Guodong, Li Shuxun, et al. Thawing and freezing processes of active layer in Wudaoliang region of Tibetan Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(23): 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[J]. *科学通报*, 2000, 45(11): 1205 – 1211.]
- [7] Fu Qiang, Hou Renjie, Li Tianxiao, et al. Effects of soil water and heat relationship under various snow cover during freezing-thawing periods in Songnen Plain, China[J/OL]. *Scientific Reports*, 2018, 8 [2020-03-08]. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-19467-y>.
- [8] Hu Hongchang, Wang Genxu, Wang Yibo, 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 [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 54(7): 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[J]. *科学通报*, 2009, 54(2): 242 – 250.]
- [9] Ma Yingzhao, Zhang Yinsheng, Zubrzycki S, et al. Hillslope-scale variability in seasonal frost depth and soil water content investigated by GPR on the southern margin of the sporadic permafrost zone on the Tibetan Plateau [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2015, 26(4): 321 – 334.
- [10] Yue Guangyang, Zhao Lin, Zhao Yonghua, et al. Relationship between soil properties in permafrost active layer and surface vegetation in Xidatan on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(3): 565 – 573.
- [11] Liu Guangyue, Xie Changwei, Yang Shuhua. Spatial and temporal variation characteristics on the onset dates of freezing and thawing of active layer and its influence factors in permafrost regions along the Qinghai-Tibet Highway [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2018, 40(6): 1067 – 1078. [刘广岳, 谢昌卫, 杨淑华. 青藏公路沿线多年冻土区活动层起始冻融时间的时空变化特征和影响因素[J]. *冰川冻土*, 2018, 40(6): 1067 – 1078.]
- [12] Li Ren, Zhao Lin, Ding Yongjian, et al. Temporal and spatial variations of the active layer along the Qinghai-Tibet Highway in a permafrost region [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(35): 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[J]. *科学通报*, 2012, 57(30): 2864 – 2871.]
- [13] 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.
- [14] Luo D L, Jin H J, He R X, et al. Characteristics of water-heat exchanges and inconsistent surface temperature changes at an elevational permafrost site on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(18): 10057 – 10075.
- [15] 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.
- [16] Guglielmin M, Evans C J E, Cannone N. Active layer thermal regime under different vegetation conditions in permafrost areas: a case study at Signy Island (Maritime Antarctica) [J]. *Geoderma*, 2008, 144(1/2): 73 – 85.
- [17] Guo Donglin, Yang Meixue, Wang Huijun. Characteristics of land surface heat and water exchange under different soil freeze/thaw conditions over the central Tibetan Plateau [J]. *Hydrological Processes*, 2011, 25(16): 2531 – 2541.
- [18] Passerat de Silans A M B, Monteny B A, Lhomme J P. Apparent soil thermal diffusivity, a case study: HAPEX-Sahel experiment [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1996, 81(3/4): 201 – 216.
- [19] Horton R, Wierenga P J, Nielsen D R. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1983, 47(1): 25 – 32.
- [20] Hinkel K M. Estimating seasonal values of thermal diffusivity in thawed and frozen soils using temperature time series [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1997, 26(1): 1 – 15.
- [21] Gao Zhiqiu, Fan Xingang, Bian Ling. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil [J]. *Soil Science*, 2003, 168(2): 99 – 107.
- [22] Wang Linlin, Gao Zhiqiu, Horton R. Comparison of six algorithms to determine the soil apparent thermal diffusivity at a site in the Loess Plateau of China [J]. *Soil Science*, 2010, 175(2): 51 – 60.
- [23] Hu Guojie, Zhao Lin, Wu Xiaodong, et al. New Fourier-series-based analytical solution to the conduction-convection equation to calculate soil temperature, determine soil thermal properties, or estimate water flux [J]. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 2016, 95: 815 – 823.

- [24] Gibson C M, Chasmer L E, Thompson D K, et al. Wildfire as a major driver of recent permafrost thaw in boreal peatlands[J/OL]. *Nature Communications*, 2018, 9 [2020-03-08]. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05457-1>.
- [25] Jiang Huiru, Zhang Wenjiang, Yi Yonghong, et al. The impacts of soil freeze/thaw dynamics on soil water transfer and spring phenology in the Tibetan Plateau[J/OL]. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2018, 50(1) [2020-03-08]. <https://doi.org/10.1080/15230430.2018.1439155>.
- [26] Wang Qingfeng, Jin Huijun, Zhang Tingjun, et al. Hydrothermal processes and thermal offsets of peat soils in the active layer in an alpine permafrost region, NE Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Global and Planetary Change*, 2017, 156: 1 – 12.
- [27] Wang Qingfeng, Zhang Tingjun, Peng Xiaoqing. Freezing and thawing processes and their impact on ground surface radiation balance in the upper reaches of Heihe River[J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)*, 2013, 49(2): 182 – 191. [王庆峰, 张廷军, 彭小清. 黑河上游阿柔草场冻融过程及其对地表辐射平衡的影响[J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2013, 49(2): 182 – 191.]
- [28] Chen Xuelong, Ma Yaoming, Li Maoshan, et al. Analyses on near surface layer atmospheric characteristics and soil features in northern Tibetan Plateau[J]. *Plateau Meteorology*, 2008, 27(5): 941 – 948. [陈学龙, 马耀明, 李茂善, 等. 藏北地区近地层大气和土壤特征量分析[J]. *高原气象*, 2008, 27(5): 941 – 948.]
- [29] Luo Dongliang, Jin Huijun, Bense V F. Ground surface temperature and the detection of permafrost in the rugged topography on NE Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geoderma*, 2019, 333: 57 – 68.
- [30] Xie Changwei, Zhao Lin, Wu Tonghua, et al. Changes in the thermal and hydraulic regime within the active layer in the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Mountain Science*, 2012, 9(4): 483 – 491.
- [31] Wang Qingfeng, Jin Huijun, Zhang Tingjun, 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[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2016, 61(24): 2742 – 2756. [王庆峰, 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[J]. *科学通报*, 2016, 61(24): 2742 – 2756.]
- [32] 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[J]. *Global and Planetary Change*, 2001, 29(3/4): 293 – 309.
- [33] Gao Zhiqiu, Tong Bing, Horton R, et al. Determination of desert soil apparent thermal diffusivity using a conduction-convection algorithm[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(18): 9569 – 9578.

Hydro-thermal dynamic and soil thermal diffusivity characteristics of typical active layer on the central Tibetan Plateau

YUAN Liming^{1,2}, ZHAO Lin³, HU Guojie¹, MA Lu^{1,2}, ZHOU Huayun^{1,2},
LIU Shibo^{1,2}, QIAO Yongping¹

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Science / Cryosphere Research Station on the Qinghai-Tibet Plateau, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. School of Geographical Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: The spatiotemporal heterogeneity of freezing and thawing processes within the active layer, especially on the ground surface, is the key to study the energy and water exchange between permafrost and atmosphere. Therefore, this study used the daily data of ground temperature and moisture from the Tanggula and Tongtianhe active layer observation sites in 2013 to compare variation of the daily freezing-thawing cycles, as well as the soil thermal diffusivity characteristics. The results showed that the seasonal freezing-thawing processes could be divided into four stages: unstable thawing stage, stable thawing stage, unstable freezing stage and stable freezing stage. The duration of unstable thawing stage was significantly longer than that of unstable freezing stage. The duration and depth of daily freezing-thawing cycles in alpine steppe were significantly bigger than those in alpine meadow. Most of the daily ground temperature dynamics showed obvious sinusoidal fluctuations, and the amplitudes of all freezing-thawing stages were quite different. The amplitude of the daily ground temperature changes in the unstable thawing stage was the smallest. Moreover, the amplitude of daily ground temperature in alpine meadow was significantly lower than that in alpine steppe, which indicated that vegetation had a significant impact on daily ground temperature dynamics. As a thermal insulation layer, vegetation cover can weaken the influence of atmosphere temperature fluctuation on ground temperature. The thermal diffusivity within the 5 – 10 cm soil layer was significantly higher than that within the 10 – 20 cm soil layer, and the thermal diffusivity in the warm season from May to October was significantly higher than that in the freezing season. The conduction-convection algorithm can reflect the moisture transfer trend of alpine grassland in permafrost regions.

Key words: Tibetan Plateau; freezing-thawing process; active layer; daily freezing-thawing cycle; thermal diffusivity

(责任编辑: 牟翠翠; 编辑: 武俊杰)