青藏高原坡面尺度冻融循环与水热条件空间分布

张寅生^{①②}, 马颖钊^{①*}, 张艳林^③, 高海峰^①, 翟建青^④

① 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101;

② 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;

③ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000;

④ 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

* 联系人, E-mail: yzma@itpcas.ac.cn

2014-07-07 收稿, 2014-08-14 接受, 2015-01-30 网络版发表

国家自然科学基金(41071042)、中国科学院战略性先导科技专项(XDB03030200)和中国科学院“百人计划”(KZCX2-YW-BR-22)资助

摘要 冻土的广泛分布使得青藏高原地表冻融循环与水热条件成为地球科学系统研究的关键之一. 高原复杂的下垫面条件导致了冻融循环与水热交换显著的空间非均一性, 而坡面尺度是认识地表过程空间变化的基础. 本文基于青藏高原地表冻融循环与水热交换空间非均一性研究成果的回顾, 利用安多地区近期的观测、模拟成果揭示了该领域的最新进展: 首先评价了探地雷达在冻融循环与土壤水热空间变化研究的适用性; 其次利用多元手段, 显示了冻融循环与土壤水分坡面尺度的空间非均一性. 另外利用冻土水热模型的敏感性试验发现: 地表升温背景下, 冻融过程与土壤水分在不同时期、不同深度、不同坡面的响应均有所不同, 升温引起两个坡面冻结周期和速率变化明显. 而且升温幅度越大, 土壤水分的响应越明显, 表层土壤水分的相对变化更为剧烈; 对坡面而言, 北坡的响应更为显著.

关键词

坡面尺度
冻融循环
土壤水热状况
探地雷达
青藏高原

青藏高原是世界中、低纬度海拔最高和面积最大的冻土区^[1], 因其特殊的地理位置及其地貌特征, 使它在全球气候系统尤其是南亚季风形成中扮演重要的角色^[2]. 地表浅层的季节冻融及水热条件空间分布会导致地表干湿状况的时空变化以及热量平衡的变化, 并将对能水平衡、地气交换、水文径流、高寒生态、寒区工程等产生深远影响, 使其成为地球科学系统研究的关键问题之一.^[3~7]

从 20 世纪 80 年代起, 关于青藏高原冻土变化与过程、冰冻圈过程对地气相互作用过程的影响等进行了大量的实地观测和研究, 获得了许多珍贵资料 and 一系列成果^[8,9], 并认为冻土表层的水热动态变化不但会导致冻土区水文和生态系统特征的改变, 而且也会影响近地表土体的冻融特征^[6,7], 继而导致青藏高原地表水热状况的变化^[10,11]. 青藏高原冻土通常分布于高海拔寒区等人类活动稀少地区, 其地表水

热资料的获取主要源于传统侵入式的仪器, 不仅耗时、费力, 而且对土壤自身有一定程度的破坏. 高原复杂的下垫面条件导致了冻融循环与水热交换显著的空间异质性, 而过去的相关研究多基于局地精细观测, 通过有限的点位监测数据来推断整个面甚至三维空间的冻融过程及水热特征, 并为区域尺度提供代表性的陆面过程参数化方案^[9], 这在某种程度上对于深入认识较大尺度(比如坡面尺度)的冻融过程及水热条件带来一定的不确定性.

遥感技术的兴起为较大尺度冻土变化监测提供了契机, 但由于分辨率和精度较低, 只能探测近地表的冻融、水热特征^[12~14], 且易受地表植被状况之干扰^[15,16]. 因此, 如何将遥感获取的冻融数据与地面实测资料进行有效匹配、并与相关的土壤水热参数进行比较, 是目前冻土水文研究面临的重大挑战^[17]. 比较有效的办法是引入空间统计聚类的概念^[18], 但在

引用格式: 张寅生, 马颖钊, 张艳林, 等. 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: 664–673

Zhang Y S, Ma Y Z, Zhang Y L, et al. Hillslope patterns in thaw-freeze cycle and hydrothermal regimes on Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 664–673, doi: 10.1360/N972014-00313

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/N972014-00313>

一定程度上削弱了地理思想;另一种手段是借鉴探地雷达(ground penetrating radar, GPR)来获取中小尺度冻融特征及水分信息^[19-21], GPR 具有分辨率高、探测速度快、抗干扰能力强等特点,可以获得地下介质连续的剖面信息,非常适宜于坡面尺度快速测量^[19]。

坡面尺度是认识地表过程空间变化的基础,受地形、植被、土壤质地等影响,其土壤水热通量及冻融特征具有明显的空间不均一性^[22-25]。在青藏高原地区, Wollschlaeger 等人^[26]使用 GPR 监测了喀拉昆仑地区 85 m×60 m 不同地表状况下冻土的水热特征,但整个调查范围较小,且仅限于融化期某一时间节点,难以系统地认识整个冻融阶段坡面规模土壤的水热空间分布特征。目前对于青藏高原坡面尺度季节冻融及水热分布的相关研究,鲜有报道。不同坡面与植被差异将对土壤的水热分布产生怎样的影响,亟需深入挖掘。区域升温背景下,不同坡面、不同深度的土壤冻融/水分将做出怎样的响应,仍不十分清楚。Ma 等人^[27]通过 GPR 已对藏北安多不同地形(比如海拔等)条件下的冻土状况进行了野外调查,初步呈现了土壤水分的空间分布特征。本文将结合研究区建立的水热监测系统、探地雷达观测资料,全面阐述南、北坡面冻融循环与水热条件空间分布及其内在差异,同时通过冻土水热模型的敏感性试验,探讨升温背景下坡面尺度土壤冻融/水分的响应特点。

1 研究区域

1.1 区域概况

安多位于青藏高原中部唐古拉山口地区,是西藏地区的北大门。最新的土壤水热垂直廓线观测未发现多年冻土上界,近 50 年来的升温导致青藏高原多年冻土分布北移,安多已成为季节冻土区。本区地势较高,山体多作低山丘陵状,其间山谷湖盆开阔,海拔 4600~4800 m。植被方面,冷季基岩裸露,地表几乎无植被;暖季植被覆盖率达 10%~50%,植物类型以针茅属植物为主。

安多属于高原亚干旱气候区,在冬季主要受西风控制,高原形成冷高压,大部分时间晴好少雨;夏季受印度季风的强烈影响,降水较多。该地区湿季的形成与大气环流密切相关,西风带北移和东南气流对水汽的输送是湿季形成的必要条件^[28]。安多气象站近50年资料显示:该地区年平均气压为574 hPa,

年平均气温为-2.6℃,地表年均温为1.1℃,校正后的年平均降水量为540 mm^[29],年平均风速为4.1 m/s。

1.2 观测场

本研究依托GAME/Tibet和CAMP/Tibet在安多设立的试验区,于2012年10月建立坡面尺度冻土水热监测网络(图1)。基准点位于大气边界层塔附近,自地表至地下5 m设置10套土壤温、湿度探头,建立土壤温度、湿度、水分迁移和贮存变化的观测系统,连续记录2012年11月至2013年10月冻融循环各阶段不同深度土壤水热变化。南、北坡(图1中A和B)坡度均为10°,相对高差约120 m,南坡绝对海拔要高于北坡,但北坡植被分布相对稀疏。两个坡面均使用GPR观测3次,分别为2013年5、8和10月,且南、北坡观测间隔不超过2 d。根据土壤冻融特点^[30,31],3次观测时间依次为融化初期、完全融化期、冻结初期,另冻结初期北坡有少量积雪覆盖。基准点土壤采样同步于土壤温、湿探头安装位置,两坡面进行坡顶、中、底地表至地下100 cm分层采样,测试指标包括土壤水分、粒度、有机碳含量、容重、孔隙度、饱和导水率等,不仅可以评估GPR监测土壤水分的适用性,还可为SHAW模型提供参数化资料、验证模拟结果。

2 探地雷达在冻融循环与土壤水分研究的适用性

GPR 是一种新型的无损检测仪器,利用高频电磁波探测地下目标,通过分析电磁信号与地下目标的相互作用,提取目标的性质、形状等信息^[32]。为了评估 GPR 在试验区冻融循环与水热条件空间变化研究中的适用性,2012年10月15日应用PulseEKKO™ 1000 GPR 在基准点附近进行了勘察研究,选取的天线中心频率为250 MHz,天线间距0.38 m,时间窗口120 ns,采样间隔0.4 ns,基于反射法和共点法同时开展观测。

GPR数据前处理采用EKKO View Deluxe软件(Version 1.4),主要包括去噪声、零度偏移校正、地形校正、波频滤波、SEC增益、剖面可视化修饰等^[27]。大多数矿物的相对介电常数在4~7之间,水约为82,在很多地质环境中,水是唯—在介电常数上产生较大差异的物质,雷达速度和信号衰减主要依赖于介电常数,因而在GPR图像解译中,首先通过

图1 (网络版彩色)藏北高原安多季节性冻土区野外观测区。位置0为基准点, 布设土壤水热监测平台, A和B分别代表南、北坡
Figure 1 (Color online) Location of the field investigation area on seasonal frozen ground of Amdo region, northern Tibetan Plateau, where No.0 is the control site, and Site A and B stand for south- and north-facing slope respectively

Interval-Velocity-Depth 模型^[33,34]重建电磁波速度随深度的变化廓线, 然后依据电磁波速度、土壤介质的介电常数及含水量之间的关系, 参考 Roth 等人^[35]提出的 CRIM 模型, 即式(1), 将 GPR 监测的电磁波速度 v 换算为土壤体积含水量 θ , 其中 c 为真空中光的传播速度, 取 0.30 m/ns; φ 为土壤孔隙度, 基于基准点土壤采样, 取 0.41; k_a , k_s , k_w 分别为空气、土壤、液态水的介电常数, 分别取 1.0, 5.0, 82.232.

$$\theta = \frac{(c/v) - (1-\varphi)\sqrt{k_s} - \varphi\sqrt{k_a}}{\sqrt{k_w} - \sqrt{k_a}}. \quad (1)$$

与此同时, 将 GPR 反演土壤水分的结果与称重法进行比较, 其中 GPR 反演的土壤水分基于不同深度的介电常数估算得到, 展示了各深度的平均结果, 称重法是基于 100 mL 环刀野外采样, 烘干得到的土壤体积含水量. 通过比较, 两种方法反演的土壤水分廓线基本吻合, 相对误差低于 10%. 鉴于安多属于季节性冻土, 同年融化伊始(即 5 月初), 使用 Pulse-EKKO™ 1000 GPR 监测了基准点的冻结深度, 经解译雷达信号, 发现研究区 5 月初的冻结深度达 1.58 m,

这与野外实地监测的 1.60 m 十分接近, 进一步证实了 GPR 在监测季节性冻土土壤冻融和水分的适用性.

整体而言, 结合 GPR 与野外定位观测资料可对寒区冻土环境进行快速无损的勘测, 为确定冻融/水分参数提供互补的信息, 较为准确地获取土壤水分及冻融数据. 不可否认, GPR 的天线频率和探测深度始终是一个矛盾的关系, 即天线频率越高, 分辨率也越高, 但探测深度越浅. 另一方面, 天线间距的大小也会影响冻土信息的精度, 在土壤含水量计算中, 通常认为土壤固相对于土壤介电常数的影响较小, 多采用经验公式进行土壤水分的估算^[33,34,36].

3 冻融循环与土壤水分坡面尺度空间非均一性的观测成果

3.1 基准点观测成果

安多冻结期始于 10 月底, 从地表逐步向下冻结, 梯度逐渐增大, 传导性热传输为此阶段热量传输的主要方式, 并伴有少量由温度梯度驱动的未冻水迁

移引起的耦合热传输. 最大冻结深度接近2 m, 出现于次年3月上旬; 自3月中旬起, 土壤开始升温, 温度梯度逐渐减小, 整个冻结过程持续至4月(图2(a)). 如果以日平均土壤温度开始持续大于0℃作为开始消融的日期^[37], 则融化期始于4月中旬, 达6个月, 此阶段热量由上而下传输, 土壤不断吸热. 此外, 受昼夜气温差异影响, 近地表冻融过程频繁反复, 白天土壤表层融化, 随着气温的进一步降低, 夜间发生冻结.

土壤冻融循环及土壤温度的时空分布状况与土壤水分的多少有关^[30,37]. 整体而言, 土壤含水量分布存在较大的时空差异, 融化期含水量要高于冻结期(图2(b)). 从含水量的变化上可以清晰地看到土壤冻

结过程(土壤液态水变为固态冰, 未冻水含量迅速降低), 比如在最大冻结时期(即3月上旬), 土壤水分含量最低. 冻结期间土壤水分含量整体较低, 小于10%. 融化初期, 随着土壤温度的升高, 土壤自由水通过重力作用由上向下迁移; 与此同时, 随着地表水分蒸发, 在毛细管力的作用下, 土壤水分向地表迁移. 完全融化期, 地表含水量明显较高, 其他层土壤相对较干, 这主要与夏季丰富的降水有关.

3.2 南、北坡冻融过程对比

GPR电磁波信号的传播速度受土壤介电常数影响, 不同相态水体的介电常数差异明显^[38], 通过GPR电磁波传播速度的差异, 可以反演寒区土壤的冻融过程^[39]. 融化初期, 南、北坡GPR的电磁波速度均较高, 平均值超过0.115 m/ns, 而且北坡大于南坡, 说明北坡冻结程度高于南坡. 完全融化期, 两个坡面的电磁波速度均减弱, 尤其是南坡, 平均值低于0.080 m/ns, 认为南坡的土壤水分在完全融化期要高于北坡. 冻结初期, 南、北坡近地表的GPR电磁波速度较高, 北坡区域平均超过0.125 m/ns, 较深位置电磁波速度仍然较小, 说明土壤仍处于未冻结状态, 即相同背景下, 北坡表层土壤的冻结速率要高于南坡(图S1).

3.3 南、北坡土壤水分特征

土壤、地形和植被等环境因素以及气象因素在空间上普遍存在变异性, 从而导致土壤水分空间分布的异质性^[40]. 融化初期, 南、北坡地表均开始融化, 浅层土壤水分含量较高, 1.50 m 以下土壤含水量均较低, 部分土壤处于冻结状态. 完全融化期, 两个坡面土壤水分均较高, 并随着深度增加而减小. 冻结初期, 随着气温逐渐降低, 地表出现冻结, 土壤含水量较低, 尤以北坡显著(图 S2(f)). 三个阶段, 南坡土壤含水量整体高于北坡. 就不同坡位而言, 南、北坡在融化初期和完全融化期沿坡面向下土壤含水量均无明显的变化; 冻结初期, 南坡坡下的土壤水分含量较高(图 S2(e)), 而北坡不是特别显著. 另外, 南坡在0.5~1.0 m 之间土壤水分出现富集现象, 且含量明显高于同一时期其他深度(图 S2(a), (c)和(e)).

4 地表升温对于冻融过程及水热特征的影响

定量理解冻土响应气候变化的动态过程离不开

图2 (网络版彩色)基准点2012年11月~2013年10月(a)土壤温度和(b)土壤水分的等值线图

Figure 2 (Color online) Ground soil temperature (a) and soil moisture (b) contour data recorded at the control site of Amdo region between November, 2012 and October, 2013

数值模拟, SHAW模型是一个以模拟土壤冻结/融化为主要特征的陆面过程模型, 具有对水、热、溶质通量同步计算, 被广泛用于冻融过程及水热特征研究^[41]. 本文模拟试验的起止日期为2012-10-31~2013-08-31, 由于基准点处于较平坦的草原, 植被较短且稀疏, 设定坡度为零, 并忽略植被残留层, 地表粗糙度取 0.466 cm ^[42], 地表反照率取 0.20 ^[43]; 植被高度 $0.02\sim 0.05\text{ m}$, 根深为 0.25 m , 叶面积指数(LAI)从 1 km 分辨率MODIS卫星遥感8 d合成产品提取; 部分参数取SHAW模式提供的典型值或建议值. 土壤自表层至 5 m 被分为10层, 每层的土壤粒度、有机质、饱和导水率、孔隙度、容重均为实验观测值, 土壤温、湿度采用仪器观测资料, 步长为 1 h . 首先对基准点进行了土壤水热特征的模拟与验证, 之后通过调整模型中地形、土壤、植被参数, 对南、北坡进行坡面土壤水分的模拟, 并与GPR观测结果相比较; 随即对地表温度分别升高 $1, 2, 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 进行敏感性试验, 探讨升温背景下冻融循环及水热条件空间变化的响应.

4.1 SHAW 模拟与 GPR 观测的土壤水分的比较

SHAW 模式对土壤水热特征模拟的准确性关系到升温背景下坡面尺度冻融循环及水热变化响应的可信度与有效性. 图 3 给出了研究区融化初期基于 GPR 观测和 SHAW 模拟的南、北坡土壤水分空间分布. 可以看出, 南、北坡土壤水分模拟值的空间分布趋势、峰值特征与 GPR 实际观测的结果基本一致, 模拟值较好地体现了土壤水分的坡面分布特征. 但由于影响土壤水分的因素较多, 比如地表植被、土壤质地、水分自身复杂的相态变化等, 局部区域的模拟效果并不是特别理想, 这在未来模式的参数化方案中需作进一步的改进.

4.2 地表升温试验: 冻融过程的响应

图4描述了研究区基准点升温背景下模拟的土壤冻结深度变化, 可以看出藏北安多季节性冻土的冻结过程对地表升温的响应十分显著. 伴随着升温, 土壤的冻结速率逐渐变小, 最大冻结深度由未升温时的 160 cm 减少至 90 cm , 几乎缩短1倍, 每升温 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 最大冻结深度平均减小 23 cm ; 整个冻结周期由未升温的 184 d 缩短至 128 d , 每升温 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 冻结周期平均缩短 18.6 d ; 整个冻结过程完全结束由起初的5月下旬缩短至3月下旬, 缩短近2个月.

4.3 地表升温试验: 土壤水分的响应

南、北坡土壤水分在融化初期、完全融化期随着地表升温而增加, 但变化量级较小, 平均幅度不超过 5% . 融化初期, 在 1 m 以上, 南、北坡土壤水分随着地表升温而增加, 随着深度的增加, 响应越来越弱; 1 m 以下土壤水分没有明显的响应. 就单一坡面而言, 升温幅度越大, 土壤水分响应越敏感, 呈现显著的正相关. 针对不同坡面, 北坡对地表升温的响应更为敏感, 比如图 S3(b)~(f)中 $0\sim 1\text{ m}$ 的等值线更为密集, 表征土壤水分响应的变率更明显.

与融化初期不同, 完全融化期, 南、北坡土壤水分的相对变化随着地表升温而减少, 并愈接近地表, 土壤水分对升温的响应愈加显著(图 S4). 此外, 在任一坡面, 升温幅度越大, 同一深度土壤水分的响应也愈剧烈. 相同幅度的升温背景下, 北坡土壤水分的响应更为敏感, 这一结论与融化初期相同.

5 讨论

藏北高原土壤的冻融过程及水热分布存在较大的时空差异, 大多数地点浅层土壤均在 10 月份开始冻结, 次年 4 月左右开始消融, 但不同地点冻结与消融的开始时间及冻结持续时间也有所差别^[37,44]. 就坡面尺度而言, 藏北安多地区北坡土壤的冻结程度要高于南坡, 这主要与不同坡面地表接收的热量差异有关, 尤其是在山区环境下, 复杂地形使得太阳辐射的空间分布具有非常强的异质性^[45], 在坡度、坡向、地形遮蔽、天空可视程度等多因素的共同作用下, 不同区域可接受的总太阳辐射存在很大的差异^[46~48], 从而对地表的热量传输过程造成影响, 一般地讲, 北坡地表接收的能量通量要少于南坡^[25].

此外, 土壤水分在青藏高原的多圈层相互作用中扮演着十分重要的角色, 它控制着地表能量分配、地表径流、土壤干旱、植被蒸腾以及土壤冻融状况^[49]. 土壤质地、地形、地表状况(如植被)等因素均对研究区坡面尺度土壤水分的分布有较大影响^[50~52]. 比如王根绪等人^[53]认为, 随着高寒草甸覆盖度增加, 土壤水分含量呈显著抛物线型趋势增加, 并且使土壤保持较高湿度、具有较好的水源涵养功能. 姚志宏等人^[54]认为坡度虽然与土壤水分相关, 但不能很好解释土壤水分的变化, 一般通过地形湿度指数来间接地反映土壤水分对坡度的响应. 融化初期, 北坡部分土壤仍冻结, 故土壤水分较低. 完全融化期, 南坡有

图3 (网络版彩色)基于 GPR 观测和 SHAW 模拟的南、北坡融化初期土壤水分对比图。(a), (c)分别为南坡 GPR 观测、SHAW 模拟的土壤水分分布; (b), (d)分别为北坡 GPR 观测、SHAW 模拟的土壤水分分布

Figure 3 (Color online) Comparison between observed soil moisture by GPR and simulated values by SHAW model during the early thaw period on the south- and north-facing slopes, (a) and (c) stand for the observed and simulated soil moisture patterns on the south-facing slope respectively, and (b) and (d) represent the similar results of north-facing slope. And the horizontal axis stands for the GPR survey line from bottom to top on each hillslope, and the vertical axis is the soil depth

图4 地表升高不同温度模拟的基准点的冻结深度变化图

Figure 4 The simulated frost depths patterns under different ground surface warming conditions at the control site of Amdo region

机质含量、植被覆盖度均高于北坡, 因植被根系作用, 南坡土壤持水能力相对较强, 致使土壤水分高于北坡. 在同等条件下, 南坡接收的短波辐射大于北坡^[25,48], 冻结初期, 受地形辐射差异, 北坡地表接收的能量相对较少, 较低的土壤温度加速冻结过程, 导致土壤水分低于南坡. 需要说明的是, 由于土壤水分与地形、植被之间的反馈机制十分复杂^[55], 该研究只是初步探讨了不同坡面土壤水分的空间分布差异.

冻土在冻融循环中, 内部土壤水分不断发生着相变和迁移, 温度梯度是冻融过程中水分迁移的主要驱动力^[31,56], 地表温度的升高将使得陆气界面过程发生变化, 从而对地-气水热传输产生影响. 王俊峰和吴青柏^[57]研究发现, 近地表升温幅度不同, 浅

层土壤水分变化在不同深度均具有显著差异, 并且不同升温作用下浅层土壤水分变化存在明显的空间差异. 本研究初步认为, 近地表土壤水分对地气相互作用最为敏感. 融化初期, 随着气温回升, 地表土壤开始融化, 伴随地表升温, 进一步加剧冻结水的消融, 使得液态水含量急剧增加, 响应也更加显著. 而较深土壤层, 由于能量在传递过程中不断损耗, 而冻结水发生相态变化需要吸收大量的能量, 阻碍了水体相态变化, 使得随着深度的增加, 土壤水分对地表升温的响应越来越弱.

研究区地表升温的敏感性试验表明, 北坡土壤水分的响应更为敏感. 初步认为, 北坡土壤在融化初期冻结程度明显, 地表升温驱动土壤内部更多的固

态水分相态变化,使得液态水比例上升显著;完全融化期,虽然南、北坡土壤水分均以液态形式存在,而北坡以砂土含量为主,并且植被覆盖度较低,地表升温将加速北坡的地表蒸发,使得更多的土壤水分损失.由于地形地貌、地表状况、土壤性质等空间不确定性因素,不同坡位(如坡上、坡下)的土壤水分变化对地表升温的响应十分复杂,难以用单一的因素去判断,此方面的机理分析还需要开展更加深入的工作.

鉴于冻融循环与水热条件受到观测点各种复杂环境(比如下垫面状况、地-气相互作用、土壤质地等)的制约,该研究工作只是揭示了藏北高原冻土监测区之间的土壤冻融与水热差异,并不能完全推导至青藏高原普遍情况.然而探地雷达在小区域坡面尺度上的土壤冻融/水分监测结果为协助检验区域陆面模型的性能提供了可能,有效地改善以往仅仅依赖单点的校验方式,提升了模型模拟的准确度和效率.另外,此研究为青藏高原坡面尺度冻融循环及水热条件的监测提供了极好的研究思路及指导意义.

致谢 感谢中国科学院青藏高原研究所宋洪涛、郭燕红两位博士协助野外调查,中国科学院寒区旱区环境与工程研究所胡泽勇、赵林研究员对于观测场设立以及资料收集的指导和中国科学院大气物理研究所郭东林博士给予冻土水热模型上的帮助,以及两位审稿人对于稿件提出的宝贵意见及建议.

参考文献

- 1 Zhou Y W, Guo D X. Principal characteristics of permafrost in China (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 1982, 4: 1–19 [周幼吾, 郭东信. 我国多年冻土的主要特征. *冰川冻土*, 1982, 4: 1–19]
- 2 Wu G X, Zhang Y S. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and Asian monsoon onset. Part II: Timing of the onset (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 1999, 23: 51–61 [吴国雄, 张永生. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发: II 爆发时间. *大气科学*, 1999, 23: 51–61]
- 3 Cheng G, Wu T. Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau. *J Geophys Res*, 2007, 112: F02S03, doi: 10.1029/2006JF000631
- 4 Wang G, Hu H, Li T. The influence of freeze-thaw cycles of active soil layer on surface runoff in a permafrost watershed. *J Hydrol*, 2009, 375: 438–449
- 5 Jorgenson M, Racine C, Walters J, et al. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. *Clim Change*, 2001, 48: 551–579
- 6 Jin H, He R, Cheng G, 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, doi: 10.1088/1748-9326/4/4/045206
- 7 Wu Q B, Niu F J. Permafrost changes and engineering stability in Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2013, 58: 115–130 [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]
- 8 Ding Y J, Ye B S, Liu S Y. Large scale Tibet Plateau permafrost hydrology monitoring research (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2000, 45: 208–214 [丁永建, 叶伯生, 刘时银. 青藏高原大尺度冻土水文监测研究. *科学通报*, 2000, 45: 208–214]
- 9 Ma Y M, Yao T D, Wang J M. Experimental study of energy and water cycle in Tibetan Plateau—The progress introduction on the study of GAME/Tibet and CAMP/Tibet (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2006, 25: 344–351 [马耀明, 姚檀栋, 王介民. 青藏高原能量和水循环试验研究——GAME/Tibet 与 CAMP/Tibet 研究进展. *高原气象*, 2006, 25: 344–351]

6 结论

本研究选择藏北安多地区作为野外实验目标区,建立水热交换监测系统,观测地表至地下 5 m 土壤水热交换过程和水分储存的变化;基于探地雷达技术建立了坡面尺度土壤冻融/水分空间变化监测网络,以揭示地形对土壤冻融/水分的影响;应用冻土水热交换模型的敏感性试验,探讨了升温背景下不同坡面土壤水分的响应差异.取得的主要成果有:

(1) 研究区最大冻结深度接近 2 m,融化期长达 6 个月(4 月中旬~10 月),研究区冻结期始于 10 月底.

(2) 南、北坡冻融过程呈现空间差异性.融化、冻结初期,北坡冻结程度均高于南坡.

(3) 整体而言,土壤含水量南坡高于北坡,且南、北坡土壤水分的差异与冻融循环密切相关.

(4) 地表升温背景下,冻融过程与土壤水分在不同时期、不同深度、不同坡向的响应均不相同,升温幅度越大,土壤水分的响应越显著,并且北坡响应更为敏感.

- 10 Zhao L, Li R, Ding Y J, et al. Soil thermal regime in Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent regions during 1977–2006 (in Chinese). *Adv Clim Change Res*, 2011, 7: 307–316 [赵林, 李韧, 丁永建, 等. 青藏高原 1977~2006 年土壤热状况研究. *气候变化研究进展*, 2011, 7: 307–316]
- 11 Yang K, Koike T, Ye B, et al. Inverse analysis of the role of soil vertical heterogeneity in controlling surface soil state and energy partition. *J Geophys Res*, 2005, 110: D08101, doi: 10.1029/2004JD005500
- 12 Han L, Tsunekawa A, Tsubo M. Monitoring near-surface soil freeze-thaw cycles in northern China and Mongolia from 1998 to 2007. *Int J Appl Earth Obs*, 2010, 12: 375–384
- 13 Jackson T, Schmugge J, Engman E. Remote sensing applications to hydrology: soil moisture. *Hydrol Sci J*, 1996, 41: 517–530
- 14 Li X, Jin R, Pan X, et al. Changes in the near-surface soil freeze-thaw cycle on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Int J Appl Earth Obs*, 2012, 17: 33–42
- 15 Banks E W, Brunner P, Simmons C T. Vegetation controls on variably saturated processes between surface water and groundwater and their impact on the state of connection. *Water Resour Res*, 2011, 47: 1–14
- 16 Istanbuluoglu E, Bras R. Vegetation-modulated landscape evolution: Effects of vegetation on landscape processes, drainage density, and topography. *J Geophys Res: Earth Surface*, 2005, 110: F02012, doi: 10.1029/2004JF000249
- 17 Zhang T, Barry R, Armstrong R. Application of satellite remote sensing techniques to frozen ground studies. *Polar Geogr*, 2004, 28: 163–196
- 18 Western A, Blöschl G. On the spatial scaling of soil moisture. *J Hydrol*, 1999, 217: 203–224
- 19 Annan A. GPR—History, trends, and future developments. *Subsurf Sens Technol Appl*, 2002, 3: 253–270
- 20 Huisman J A, Hubbard S S, Redman J D, et al. Measuring soil water content with ground penetrating radar: A review. *Vadose Zone J*, 2003, 2: 476–491
- 21 Lambot S, Binley A, Slob E, et al. Ground penetrating radar in hydrogeophysics. *Vadose Zone J*, 2008, 7: 137–139
- 22 Carey S, Woo M. Spatial variability of hillslope water balance, Wolf Creek basin, subarctic Yukon. *Hydrol Process*, 2011, 15: 3113–3132
- 23 Gutiérrez-Jurado H A. On the observed ecohydrologic dynamics of a semiarid basin with aspect-delimited ecosystems. *Water Resour Res*, 2013, 49: 8263–8284
- 24 Kim S. Characterization of annual soil moisture response pattern on a hillslope in Bongsunsa Watershed, South Korea. *J Hydrol*, 2012, 448: 100–111
- 25 Ishikawa M, Sharkhuu N, Zhang Y, et al. Ground thermal and moisture conditions at the southern boundary of discontinuous permafrost, Mongolia. *Permafrost Periglac Process*, 2005, 16: 209–216
- 26 Wollschläger U, Gerhards H, Yu Q, et al. Multi-channel ground-penetrating radar to explore spatial variations in thaw depth and moisture content in the active layer of a permafrost site. *Cryosphere*, 2010, 4: 269–283
- 27 Ma Y Z, Zhang Y S, Farhan S B, et al. Permafrost soil water content evaluation using high-frequency ground-penetrating radar in Amdo catchment, Central Tibetan Plateau. In: 14th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR 2012). Shanghai: IEEE, 2012. 633–638
- 28 Zuo H C, Hu Y L, Lü S H, et al. Transformation and boundary layer characteristics of dry and wet season in Tibet Plateau Amdo region (in Chinese). *Progr Nat Sci*, 2004, 14: 535–540 [左洪超, 胡隐樵, 吕世华, 等. 青藏高原安多地区干、湿季的转换及其边界层特征. *自然科学进展*, 2004, 14: 535–540]
- 29 Ma Y, Zhang Y, Yang D, et al. Precipitation bias variability versus various gauges under different climatic conditions over the Third Pole Environment (TPE) region. *Int J Climatol*, 2014, 26, doi: 10.1002/joc.4045
- 30 Yang M X, Yao T D. The role of soil moisture-energy distribution and melting-freezing processes on seasonal shift in Tibetan Plateau (in Chinese). *Mountain Res*, 2002, 20: 553–558 [杨梅学, 姚檀栋. 青藏高原土壤水分分布特征及冻融过程在季节转换中的作用. *山地学报*, 2002, 20: 553–558]
- 31 Zhao L, Cheng G D, Li S X, et al. The freezing and melting process of permafrost active layer near Wudaoliang in Tibet Plateau (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2000, 45: 1205–1211 [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: 1205–1211]
- 32 Davis J, Annan A. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys Prospect*, 1989, 37: 531–551
- 33 Steelman C, Endres A. Comparison of petrophysical relationships for soil moisture estimation using GPR ground waves. *Vadose Zone J*, 2011, 10: 270–285
- 34 Steelman C M, Endres A L. Vertical soil moisture dynamics in the vadose zone: A high-resolution GPR reflection study. In: 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2011). Aachen: IEEE, 2011. 1–6

- 35 Roth K, Schulin R, Fluhler H, et al. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour Res*, 1990, 26: 2267–2273
- 36 Neal A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Sci Rev*, 2004, 66: 261–330
- 37 Yang M X, Yao T D, Gou X H. The distribution characteristics of water heat and thaw-freezing process of the soil along the Qinghai-Tibet highway (in Chinese). *Progr Nat Sci*, 2000, 10: 443–450 [杨梅学, 姚檀栋, 勾晓华. 青藏公路沿线土壤的冻融过程及水分分布特征. *自然科学进展*, 2000, 10: 443–450]
- 38 Cassidy N. Electrical and Magnetic Properties of Rocks, Soils and Fluids, *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier: Amsterdam, 2009
- 39 Steelman C, Endres A, Van der Kruk J. Field observations of shallow freeze and thaw processes using high-frequency ground-penetrating radar. *Hydrol Process*, 2010, 24: 2022–2033
- 40 Joshi C, Mohanty B P, Jacobs J M, et al. Spatiotemporal analyses of soil moisture from point to footprint Scale in two different hydroclimatic regions. *Water Resour Res*, 2011, 47: W01508, doi: 10.1029/2009WR009002
- 41 Flerchinger G, Caldwell T, Cho J, et al. Simultaneous heat and water (shaw) model: Model use, calibration, and validation. *T Asabe*, 2012, 55: 1395–1411
- 42 Ma Y, Su Z, Li Z, et al. Determination of regional net radiation and soil heat flux over a heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau. *Hydrol Process*, 2002, 16: 2963–2971
- 43 Li Y, Hu Z Y. A preliminary study on land-surface albedo in northern Tibetan Plateau (in Chinese). *Plateau Meteor*, 2006, 25: 1034–1041 [李英, 胡泽勇. 藏北高原地表反照率的初步研究. *高原气象*, 2006, 25: 1034–1041]
- 44 Guo D, Wang H. Simulated change in the near-surface soil freeze/thaw cycle on the Tibetan Plateau from 1981 to 2010. *Chin Sci Bull*, 2014, 59: 2439–2448
- 45 Petrides A C, Huff J, Arik A, et al. Shade estimation over streams using distributed temperature sensing. *Water Resour Res*, 2011, 47: W07601, doi: 10.1029/2010WR009482
- 46 Lopez G, Batlles F, Tovar-Pescador J. A new simple parameterization of daily clear-sky global solar radiation including horizon effects. *Energ Convers Manage*, 2007, 48: 226–233
- 47 Li R, Zhao L, Ding Y J, et al. Variations of surface effective radiation and its effects on superficial ground temperatures on Tibetan Plateau (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2011, 33: 1022–1032 [李韧, 赵林, 丁永建, 等. 青藏高原地面有效辐射变化及其对地表土温的影响. *冰川冻土*, 2011, 33: 1022–1032]
- 48 Zhang Y L, Cheng G D, Li X, et al. A sensitivity analysis of effect of solar radiation on heat and water process in mountainous regions (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2012, 34: 650–659 [张艳林, 程国栋, 李新, 等. 山区太阳辐射对水热过程影响的敏感性分析. *冰川冻土*, 2012, 34: 650–659]
- 49 Yang K, Qin J, Zhao L, et al. A multi-scale soil moisture and freeze-thaw monitoring network on the third pole. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2013, 94: 1907–1916
- 50 Pan X, Potter N, Xia J, et al. Hillslope-scale probabilistic characterization of soil moisture dynamics and average water balance. *Hydrol Process*, 2013, 27: 1464–1474
- 51 Penna D, Borga M, Norbiato D, et al. Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain. *J Hydrol*, 2009, 364: 311–327
- 52 Ridolfi L, D'Odorico P, Porporato A, et al. Stochastic soil moisture dynamics along a hillslope. *J Hydrol*, 2003, 272: 264–275
- 53 Wang G X, Shen Y P, Qian J, et al. Study on the influence of vegetation change on soil moisture cycle in alpine meadow (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2003, 25: 653–659 [王根绪, 沈永平, 钱鞠, 等. 高寒草地植被覆盖变化对土壤水分循环影响研究. *冰川冻土*, 2003, 25: 653–659]
- 54 Yao Z H, Yang Q K, Wang F P, et al. Quantitative marking of non-climatic factors influencing soil moisture in Loess Hilly area (in Chinese). *Res Soil Water Conserv*, 2012, 19: 23–28 [姚志宏, 杨勤科, 王粉萍, 等. 黄土丘陵区影响土壤水分的非气候因子之定量标征. *水土保持研究*, 2012, 19: 23–28]
- 55 Xu X, Ma K, Fu B, et al. Relationships between vegetation and soil and topography in a dry warm river valley, SW China. *Catena*, 2008, 75: 138–145
- 56 Wang A W, Xie Z F, Feng X B, et al. A soil water and heat transfer model including changes in soil frost and thaw fronts. *Sci China: Earth Sci*, 2014, 57: 1325–1339 [王爱文, 谢正辉, Feng X B, 等. 考虑冻融界面变化的土壤水热耦合模型. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44: 1572–1587]
- 57 Wang J F, Wu Q B. Impact of elevated temperature on the heat and water changes of the shallow soil layers in the swamp meadow areas of the Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese). *J Lanzhou Univ (Nat Sci)*, 2010, 46: 33–39 [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: 33–39]

Hillslope patterns in thaw-freeze cycle and hydrothermal regimes on Tibetan Plateau

ZHANG YinSheng^{1,2}, MA YingZhao¹, ZHANG YanLin³, GAO HaiFeng¹ & ZHAI JianQing⁴

¹*Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*

²*CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China;*

³*Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;*

⁴*National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China*

A significant portion of the Tibetan Plateau is underlain by permafrost, making investigation of related thaw-freeze cycle and hydrothermal conditions very important within earth system research. However, complex surface environments result in strong spatial heterogeneity of thaw-freeze processes and water/thermal exchange on the plateau. Thus, hillslope study is essential for exploring land surface variability. Therefore in this paper, ground penetrating radar (GPR) is used and its data evaluated for permafrost hydrology investigation. The spatial distribution of soil moisture and thaw/freeze conditions along south- and north-facing slopes is illustrated on the basis of various survey methods. In addition, sensitivity experiments reveal that the responses of frost depth and soil moisture vary with periods, depths and slopes under ground surface warming conditions, especially for freeze days and ratios. The significant feedback of warming to soil moisture is simulated. Moisture variation in the upper part of the soil is more significant, and the response of the north-facing slope is stronger. These results offer a detailed description of thaw/freeze cycle and water/thermal exchange at hillslope scales, which would be useful for studying frozen ground response to climatic warming and its spatial pattern on the Tibetan Plateau.

hillslope, thaw-freeze cycle, hydrothermal regimes, ground penetrating radar, Tibetan Plateau

doi: 10.1360/N972014-00313

补充材料

图 S1 研究区冻融循环不同阶段南、北坡 GPR 电磁波传播速度空间分布图

图 S2 研究区冻融循环不同阶段南、北坡土壤水分的空间分布图

图 S3 研究区融化初期地表升温背景下南、北坡土壤水分的响应状况

图 S4 研究区完全融化期地表升温背景下南、北坡土壤水分的响应状况

本文以上补充材料见网络版 csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.