青藏高原多年冻土区土壤冻融期间水热运移特征分析①

胡国杰，赵 林，李 韧，吴通华，庞强强，吴晓东，乔永平，史健宗

(中国科学院青藏高原冰冻圈观测研究站，冰冻圈科学国家重点实验室，中国科学院寒区旱区环境与工程研究所，兰州 730000)

摘 要：以唐古拉监测点气象及活动层土壤水热资料为基础，对青藏高原高海拔多年冻土区冻融期活动层土壤的水热特征进行了分析。研究结果表明：不同土层的土壤温度变化规律基本一致，土壤温度的变化滞后于气温的变化，而且滞后时间随着土层深度的增大而增大，表层土壤温度变化波动较大，随着深度的增加，土温温度变化趋于平缓；气温的降低引起了土壤温度的降低，从而引起水分的迁移；在冻结期，水分向上下两个冻结锋面迁移，而活动层中部则被疏干，在融化期，活动层底部水分含量高，水分向相变界面附近迁移。拟合了冻结期未冻水含量与土壤温度的关系，相关系数 R^2 平均值为 0.89，结果基本能反映实际情况。该研究结果为高海拔多年冻土区冻融土壤水热耦合模拟的研究提供了基础理论依据。

关键词：冻融期；土壤温度；土壤水分；活动层；多年冻土

中图分类号：P642. 14

我国高海拔多年冻土的分布面积达 173.2 万 km^2，为全国多年冻土面积的 80.6%，占北半球高海拔多年冻土面积的 74.5%，居世界之最[1]。土壤冻融是一个非常复杂的过程，它伴随物理、物理化学、力学的现象和子过程，主要包括水分、热量的传输，水分相变和盐分的积聚[2]。土壤冻融过程中的水热迁移作为自然界中的一个重要环节，在农业、水资源、环境系统、基础建设中都占有极其重要的地位，它的研究对于综合评价地表、地下水资源，有效地利用土中水、热资源，合理确定农业灌溉技术参数，合理解决寒区和极地资源的开发、工程建设和环境保护的开展及土中盐渍化防治等实际问题都具有重要意义[3]。冻土中还包含了相当数量的温室气体，在全球气候变暖的情况下，随着冻土的融化，这些温室气体可能会有相当数量释放出来，这对全球气候变化必然会产生重要影响[4–5]。赵林等[6]认为活动层冻融过程中的水热状况与气候变化密切相关，只有揭示活动层在现代气候条件下的冻结和融化特征，才能预测其在全球变暖背景下的变化，才能从活动层和多年冻土温度变化过程中提取出气候变化的信息。王澄海等[7]研究表明与高原冻融过程相联系的土壤湿度变化和高原干湿季转换及湿季降水存在联系。杨梅学等[8]利用 CAMP/TIBE 试验分析指土壤冻融过程可能在高原季节转换中起着重要作用。尚伦宇等[9]对青藏高原土壤冻融前后地表辐射特征的变化进行分析，揭示了土壤水热变化对地表能量的影响。因此，研究冻融土壤中水热耦合传输问题受到众多国家的重视[10]。赵林等[6]对青藏高原五道梁附近活动层中温度变化过程和水热的传输特征进行分析，把活动层的冻融过程划分为夏季融化过程、秋季冻结过程、冬季降温过程和春季升温过程。王学佳等[11]研究了藏北高原北坡多年冻土区 D105 点土壤冻融状况、温度与湿度的变化特征，并探讨了它们之间的相互影响。杨梅学等[12]分析了藏北高原不同地点、不同深度土壤温度随时间的变化特征，认为这些变化与降雪、反照率、长波辐射、凝结潜热等的反馈过程及土壤湿度有关。于炜[13]针对不同植被状况对冻融土壤水热耦合迁移规律进行了分析。近年来，越来越多的模型应用到土壤水热模拟分析之中，Harlan[14]根据实验观测结果提出了基于非饱和土迁移机制的土冻结过程中热质迁移数学模型。Lunardini[15]研究了热传递和融化过程；Nassar 等[16]利用 SHAW 模型研究了封闭土柱中盐渍化和非盐渍化土壤中水、热、溶质的运移。尚松浩等[17]对冻结条件下土壤水热耦合迁移数值模型进行了改进，为

①基金项目：国家重大科学研究计划项目(2013CBA01803)、国家自然科学基金项目(40830533, 41271081, 40871037)和中国科学院“百人计划”项目(51Y251571)资助。

作者简介：胡国杰(1987—)，男，甘肃武威人，博士研究生，主要从事冻土水热耦合及陆面过程模式研究。E-mail: huguojie123@126.com

模拟各种不同条件下的土壤冻结过程创造了条件。郑秀清等[18]采用包括汽态水迁移和热对流迁移的水热耦合数值模拟模型，模拟天然条件下土壤的季节性冻融过程以及其中的水热迁移规律。尹志芳等[19]利用SHAW 模拟了拉萨河谷灌丛草原与农田水热平衡及植被水分利用特征。目前针对多年冻土区冻融土壤水热耦合迁移的研究也较多[20–23]。然而，青藏高原多年冻土区活动层土壤中的水热迁移规律区域差异较大，其过程极其复杂；也是目前陆面过程模拟急需研究的难点之一。因此，活动层土壤的水热迁移特征有待于进一步的深入研究。本文通过多年冻土区唐古拉监测站 2007—2008 年活动层和气象站观测数据分析了土壤温度和水分的变化特征，对多年冻土区冻融期间水分和温度运移机理进行分析，以期为唐古拉地区相关领域的研究提供借鉴和参考，为进一步改进高寒地区陆面过程中的相关参数方案提供依据。

1 研究区概况及研究方法

本文以唐古拉站(33°04′N, 91°56′E，海拔 5 100 m)为研究对象。该地地势开阔平缓，地处连续多年冻土区，自然地带属高寒草原地带，植被覆盖度在 30% ~ 40%；年平均气温 –4.9℃，极端最低气温 –30.3℃，极端最高气温 17.6℃，活动土层厚度约为 3 m；土壤质地以砂土为主，距地表 30 cm 以下土壤砂土含量均在 65% 以上，0 ~ 30 cm 土壤砂土含量在 85% 以上。

本文所用资料取自唐古拉站的气象站和活动层监测资料，资料时段为 2007 年 1 月 1 日 0:00 至 2008 年 12 月 31 日 23:00。气象站监测仪器接入 Campell 公司生产的 CR23X 型数采仪，活动层监测仪器均接入 CR1000 型数采仪(表 1)，观测以北京时间为准，采样频率每 0.5 h 记录 1 次。活动层温度监测土层为 2、5、10、20、50、70、90、105、140、175、210、245、280、300 cm；水分监测土层为 5、10、20、35、70、105、140、175、210、245、280、300 cm。

表 1 观测仪器及观测项目

Table 1 The observation instruments and items in the Tanggula region

监测项目		仪器	架设/埋设位置(cm)
活动层土壤	温度	105T 热电偶温度传感器	2、5、10、20、50、70、90、105、140、175、210、245、280、300
	湿度	Hydra 土壤湿度传感器	35、70、105、140、175、210、245、280、300
	表层土壤湿度	CS616L/Water Content Reflectometer	5、10、20
气象站	温度	HMP45C 温度/相对湿度传感器	200、500、1000
	相对湿度	HMP45C 温度/相对湿度传感器	200、500、1000

2 土壤水热变化规律分析

2.1 冻融期气温与土壤温度的变化规律

从唐古拉 2007—2008 年度冻融期不同土层土壤温度变化过程曲线(图 1)可以看出，不同深度的土壤温度随时间变化基本一致。因此，可以选择 2007—2008 年的日最低气温与土壤温度随时间的变化过程来进行分析。

从图 1 中可以看出，在整个冻融期间：①气温与土壤温度的变化趋势一致；②土壤温度在冻融期内呈正弦函数形式变化；③浅层 10 ~ 70 cm 土壤温度分布变化呈现出较高的一致性，同样在 90 cm 以下深度土层中，土壤温度分布变化也呈现出较高的一致性；④表层土壤温度变化波动较大，随着深度的增加，土壤温度变化趋于平缓。浅层土壤温度受气温影响变化剧烈，地表下 2、5、10 cm 深处土壤温度变幅分别为 27.1℃、26.4℃ 和 25.3℃，而地表下 245、280、300 cm 深处变幅分别为 6.1℃、5.5℃ 和 5.1℃，变化幅度比浅层土壤温度明显小很多。但是气温的变化不会立即对土壤温度产生影响，而是滞后一定的时间，且滞后时间随土壤深度的增大而增大，因而持续时间较短的表面温度波动对深层土壤温度不会产生大的影响。2008 年 2 月 2 日日最低气温达到 –30.3℃，而深层 300 cm 土壤温度在 3 月 9 日达到最低值 –4.6℃，滞后时间超过了一个月。

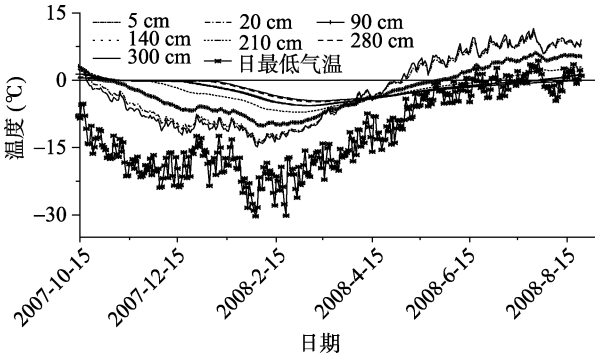


图 1 冻融期气温和不同土层温度的变化

Fig. 1 Variations of air temperature and soil temperature at different soil layers during freezing and thawing period

2.2　冻融过程中土体剖面特征

随着气温的逐渐下降，当土壤温度低于土壤冻结温度时，土壤开始冻结。在整个 10 月下旬至翌年 5 月初期间，土壤温度自表层向下呈递增变化趋势，土体自上而下出现了较大的温度梯度。在此期间，冻土层厚度也随着时间的推移而逐渐加大。到 5 月中旬表层土壤温度上升到 0℃，冻结土壤开始融化。在表层冻结土壤融化的过程中，受冻结层的影响，底部冻结前锋面仍然在向下发展，8 月下旬冻结土壤全部融通。从图 2 中可以看出，初冻期(10 月)冻结厚度较浅约为 10 cm。在此之后，土壤冻结深度随气温持续的降低而加深。冻结期(翌年 2 月)，在气温达最大负温后，土壤冻结速度减小，冻结深度增加缓慢，冻层厚度约为 300 cm。融解期(翌年 5 月)随着温度升高土壤开始融化，到 8 月下旬土壤完全融通，达到最大融化深度。

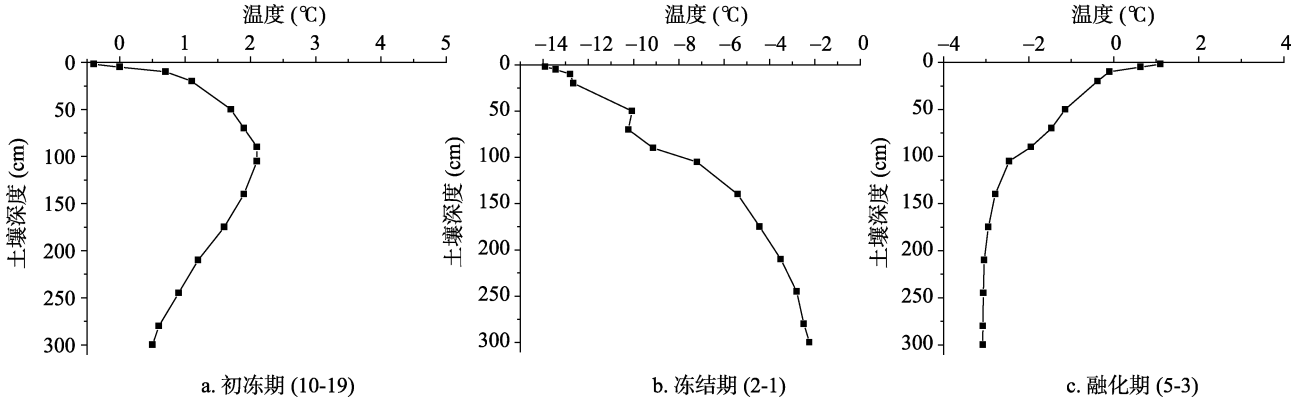


图 2　土体剖面冻融特征

Fig. 2　Freezing and thawing characteristics of soil profile

2.3　冻融期水分变化规律

在整个冻融过程中，由于水分发生相变，土壤水分的空间分布发生了改变。土壤水分剖面可以很好地反映冻融期土壤水分随深度的变化规律，从图 3 中可以看出，土壤含水量剖面出现上下两个锋面。上层锋面是土壤水分入渗所形成的湿润峰，下层是冻融期形成的冻结锋[24]。由于非均质土壤中各层土壤的质地和透水性不同，水分的入渗速率就会不同。在该地区，10 ~ 60 cm 土层的土壤质地比下层的土壤质地细，饱和导水率小于下层土壤，所以在入渗过程中，土壤的入渗速率由 10 ~ 60 cm 层土壤控制。此种情况下，当湿润锋前进到粗细土层的交界处时，由于水平方向上的吸力梯度大于垂直方向上的吸力梯度，湿润锋不再向下前进，而是在水平方向上向周围细土扩展，水分就会不断在 10 ~ 60 cm 的细土层富集，直至水平吸力降低到与垂直方向上吸力相近时，聚集在细土层中的水分才会以较快的速率进入粗质土壤。在 10 ~ 60 cm 处，水分在冻融期出现了明显的积聚现象，含水量最大达到 260 g/kg。冻结结束后(11月19日至翌年 5月初)，活动层中部的含水量几乎为 0。由于活动层的冻结过程是从上下两个方向向中间进行的，冻结过程中上下两个冻结锋面逐渐向中部移动直至最后合拢，这就是说，多年冻土活动层冻结过程中，水分向上下两个冻结锋面迁移，而活动层中部则被疏干[25]。而在融化锋面之下的冻结层中，由于上部温度高，下部温度低，在温度梯度驱动下未冻水向下迁移。融化过程结束时(8 月中旬)，活动层中上部的水分含量增大，这可能与降水量增加有关；同时下部水分含量高，成为水分积累区。

2.4　冻融过程中水热耦合运移特征

从图 4、5 可以看出，在冻结期内土壤水分会在冻结锋面(冻结缘)处富集。在持续冻结期到拟稳定冻结期，土壤含水量会在冻结缘内有一定的变化，同时

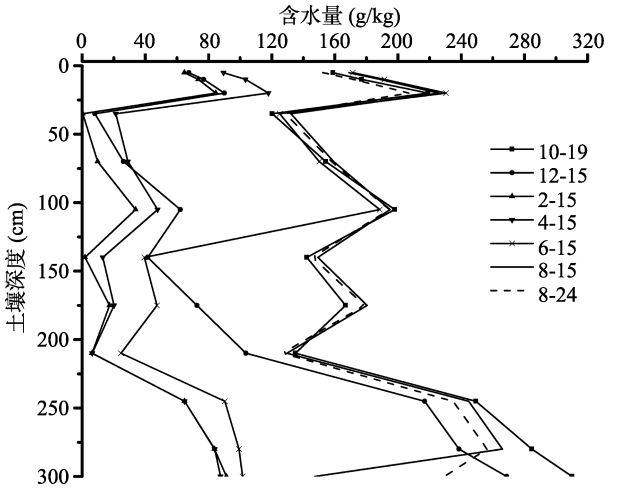


图 3　冻融期土壤水分剖面图

Fig. 3　Vertical distribution of soil water content during freezing and thawing period

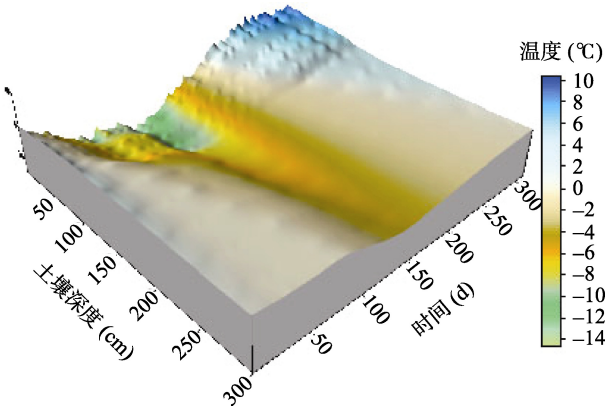


图 4 冻融期土体温度变化
Fig. 4 Variation of soil temperature during freezing and thawing

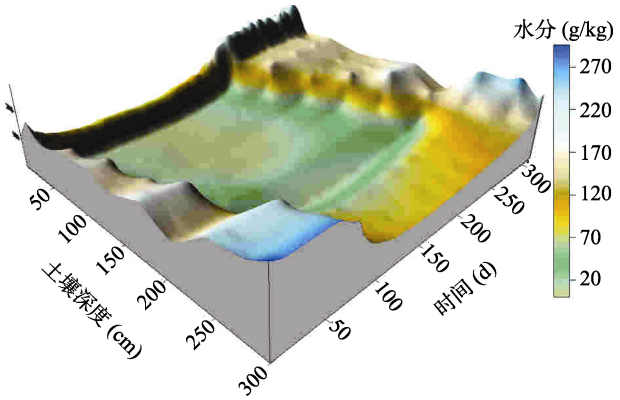


图 5 冻融期土体水分变化
Fig. 5 Variation of soil water during freezing and thawing

含水量的峰值位置随着冻深的发展不断向下推进。初冻期土壤剖面含水量均较高，各土层含水量达到 120 g/kg 以上，但是随着冻结深度的加深，各土层含水量明显降低，在 30 ~ 200 cm 深度，含水量明显降低。随着气温的下降，土壤开始冻结，并存在一个温度梯度，部分水分结成冰，未冻水含量减小，冻结层土水势降低，土壤吸力增大，相邻非冻层土水势相对增大。同时也形成一个未冻水含量梯度(土水势梯度)，在这个梯度作用下水分从土水势高的区域向土水势低的区域运动[26]，当 2 月初气温达到最低值，土壤温度渐渐达到最低值，土壤水分随着土壤温度的不断降低，浅层 5、10 cm 和深层 245、280、300 cm 土壤含水量在 50 ~ 100 g/kg 之间，而其他土层含水量均小于 50 g/kg。从 5 月中旬以后，土壤进入表层回融期。随着气温的升高，土壤从地表向下消融，各土层的含水量逐渐增大，剖面上水分的运动状态较为复杂。表层融化区的土壤水分(基质势)大于下层的冻土层，使土壤水分由融化区向锋面迁移，加上表层有入渗等原因，造成该处水分的富集；一直持续到土壤完全消融，土壤水分剖面又恢复为非冻土的稳定剖面。通过比较冻融期土壤温度和水分两个呈“ U ”型状的剖面，可以发现，在整个冻融期内，温度的变化较为平缓，而水分的变化较为复杂；土壤水分在冻结期内浅层土壤较为稳定，而在融化期内波动较大，主要是因为浅层土壤对降水量等较为敏感。在深层 250 cm 以下，土壤水分明显增大，说明深层土壤水分条件较好，也进一步反映了冻结底板的隔水作用，水分集结在冻结底板上。从土壤水分在冻结期和融化期的变化规律(图 5)，可以看出在冻结阶段水分向冻结锋面集结，而在融解阶段水分向融化锋面迁移的现象，即反映了在冻结和融化过程中，水分向相变界面附近迁移的结论[27]。

2.5 冻结期活动层水分与温度的关系

冻土中未冻水的含量主要取决于 3 大因素：土质、外界条件以及冻融历史。其中，未冻水含量与负温始终保持动态平衡的关系，并可用下式表达[26]：

$$W_u = a\theta^b \tag{1}$$

式中：W_u 为未冻水含量，g/kg；θ 为负温绝对值，℃；a和b是与土质有关的经验常数。

根据式(1)计算了冻结期未冻水含量与土壤温度的关系，结果见图 6 和表 2，可以看出，未冻水含量与温度间的相关关系总体较好，多数土层的 R^2 值都在 0.9 以上，而 70、140 cm 深度的相关系数小于其他土层，主要原因可能是这两个土层水分含量最小值十分接近于 0，这影响了水分与温度的拟合效果，拟合曲线的可信度就相对较低。随着深度增加，相关系数逐渐增加，浅层相关系数低于深层的，这可能与表层受到其他因素的影响较多有关。

表 2 不同深度土层中未冻水含量随温度变化的拟合结果
Table 2 The results of fitting unfrozen water content with temperature in different depths of soil

土壤深度(cm)	a	b	R^2	土壤深度(cm)	a	b	R^2
5	0.093	−0.18	0.878	175	0.062	−0.565	0.976
10	0.125	−0.229	0.941	210	0.028	−0.944	0.904
20	0.145	−0.225	0.956	245	0.113	−0.376	0.979
70	0.621	−2.662	0.529	280	0.131	−0.339	0.983
140	0.034	−0.948	0.777	300	0.143	−0.335	0.979

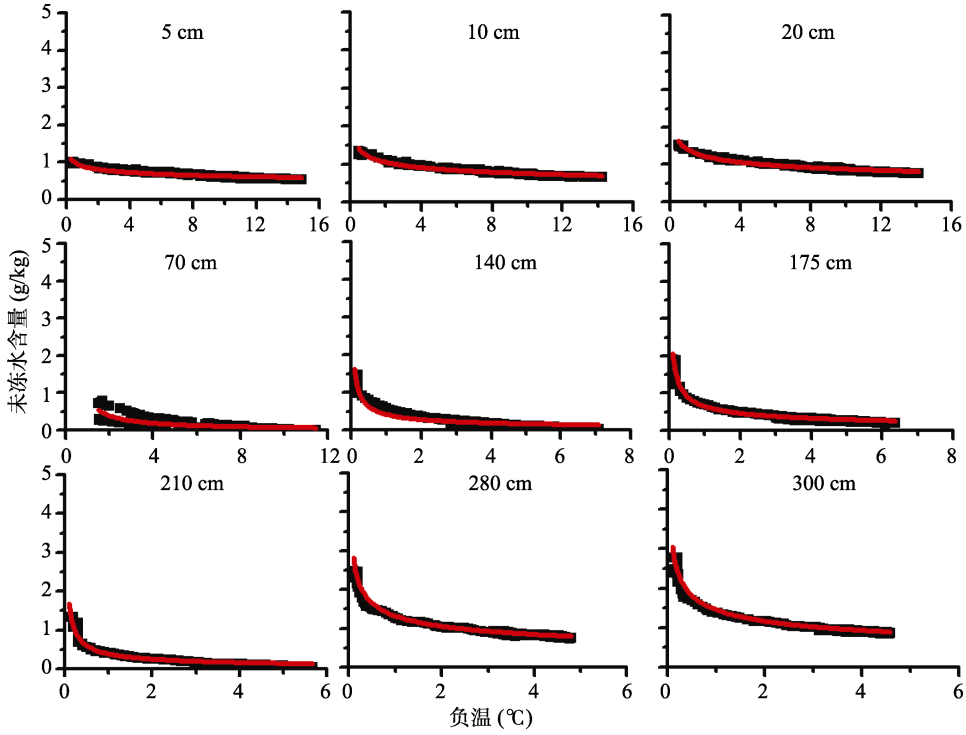


图 6　未冻水含量随温度变化的拟合曲线

Fig. 6　Fitting curves of unfrozen water content with temperature

3　总结

综上所述，通过对青藏高原高海拔多年冻土区唐古拉地区土壤冻融期间活动层水热动态变化的分析，得出如下结论：

(1) 在整个冻融期间气温与土壤温度的变化趋势一致。浅层 10 ~ 70 cm 土壤温度分布变化呈现出较高的一致性，同样在 90 cm 以下深度土层中，土壤温度分布变化也呈现出较高的一致性。表层土壤温度变化波动较大，随着深度的增加，土壤温度变化趋于平缓，浅层土壤温度受气温影响变化剧烈。气温对土壤温度产生的影响滞后一定的时间，且滞后时间随土壤深度的增大而增大。

(2) 比较冻融期水分以及土壤温度和水分两个呈“ U ”形状的剖面发现，在整个冻融期内，温度的变化较为平缓，而水分的变化较为复杂；土壤水分在冻结期内浅层土壤较为稳定，而在融化期内波动较大。在深层 250 cm 以下，土壤水分明显增大，说明深层土壤水分条件较好。在冻结阶段水分向冻结锋面集结，而在融解阶段水分向融化锋面迁移的现象，反映了在冻结和融化过程中水分向相变界面附近迁移的结论。

(3) 拟合了冻结期未冻水含量与土壤温度的关系，相关系数 R^2 平均值为 0.89；随着深度增加，相关系数逐渐增加；浅层相关系数低于深层的，这可能与土壤表层受到其他因素的影响较多有关。

由于多年冻土区土壤水热变化的时空差异性及其复杂性，通过一个站点的分析尽管有较大局限性，但上述分析和已有研究成果的印证仍然不失一般性。但是进一步更全面地研究多年冻土区活动层土壤水热变化规律仍是十分必要的。

参考文献：

[1] 程国栋. 我国高海拔多年冻土地带性规律之探讨[J]. 地理学报, 1984, 39(2): 185–193

[2] 李瑞平, 史海滨, 赤江刚夫, 张艺强. 冻融期气温与土壤水盐运移特征研究[J].农业工程学报, 2007, 23(4): 70–74

[3] 程国栋. 中国冻土研究近今进展[J]. 地理学报, 1990, 45(2): 220–223

[4] 孙菽芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型[M]. 北京: 气象出版社, 2005

[5] 郑秀清. 水分在季节性非饱和冻融土壤中的运动[M]. 北京: 地质出版 2002

[6] 赵林, 程国栋, 李述训, 赵新民, 王绍令. 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): 1 205–1 211

[7] 王澄海, 尚大成. 藏北高原土壤温、湿度变化在高原干湿季转换中的作用[J]. 高原气象, 2007, 26(4): 677–685

[8] 杨梅学, 姚檀栋, 何元庆. 青藏高原土壤水热分布特征及冻融过程在季节转换中的作用[J]. 山地学报, 2002, 20(5): 553–558

[9] 尚伦宇, 吕世华, 李锁锁, 孟宪红, 奥银焕.青藏高原土壤冻融对地表辐射特征的影响分析[J]. 太阳能学报, 2010, 31(1): 12–16
[10] 王子龙. 季节性冻土区雪被-土壤联合体水热耦合运移规律及数值模拟研究(博士学位论文)[D]. 哈尔滨: 东北农业大学, 2010
[11] 王学佳, 杨梅学, 万国宁. 藏北高原 D105 点土壤冻融状况与温湿特征分析[J]. 冰川冻土, 2012, 34(1): 56–63
[12] 杨梅学, 姚檀栋, Toshio KOIKE. 藏北高原土壤温度的变化[J]. 山地学报, 2000, 18(1): 13–17
[13] 于炜. 科尔沁沙地坨甸相间地区冻融期土壤水热运移规律数值分析(硕士学位论文)[D]. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2011
[14] Harlan RL. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil[J]. Water Resources Research, 1973, 9(5): 1 314–1 323
[15] Lunardini VJ. Application of local similarity method to nonsimilar conduction controlled freezing problems[J]. International Communications in Heat and Mass Transfer, 1991, 18(6): 813–822
[16] Nassar IN, Horton R, Flerchinger GN. Simultaneous heat and mass transfer in soil columns exposed to freezing/ thawing conditions[J]. Soil Science, 2000, 165(3): 208–216
[17] 尚松浩, 雷志栋, 杨诗秀. 冻结条件下土壤水热耦合迁移数值模拟的改进[J]. 清华大学学报(自然科学版), 1997, 37(8): 62–64
[18] 郑秀清, 樊贵盛. 冻融土壤水热迁移数值模型的建立及仿真分析[J]. 系统仿真学报, 2001, 13(3): 308–311
[19] 尹志芳, 欧阳华, 徐兴良, 宋明华, 段德玉, 张宪洲. 拉萨河谷灌丛草原与农田水热平衡及植被水分利用特征[J]. 地理学报, 2009, 64(3): 303–313
[20] 赵林, 李韧, 丁永建. 唐古拉地区活动层土壤水热特征的模拟研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30(6): 930–936
[21] Scherler M, Hauck C, Hoelzle M, Stähli M, Völksch I. Meltwater infiltration into the frozen active layer at an alpine permafrost site[J]. Permafrost and Perglacial Process, 2010, 21(4): 325–334
[22] 阳勇, 陈仁升, 吉喜斌, 卿文武, 刘俊峰, 韩春坛. 黑河高山草甸冻土带水热传输过程[J]. 水科学进展, 2010, 21(1): 30–34
[23] 胡国杰, 赵林, 李韧, 吴通华, 肖瑶, 焦克勤, 乔永平, 焦永亮. 基于 COUPMODEL 模型的冻融土壤水热耦合模拟研究. 地理科学, 2013, 33(3): 356–362
[24] 邵明安, 王权久, 黄明斌. 土壤物理学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2006
[25] 赵林. 青藏高原多年冻土活动层的冻融过程以及季节冻土的变化(博士学位论文)[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2004
[26] 徐学祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学[M]. 北京: 科学出版社, 2001: 43–175
[27] 罗金明, 邓伟, 张晓平, 李秀军, 孙广友. 冻融季节苏打盐渍土的水盐变化规律[J]. 水科学进展, 2008, 19(4): 559–566

Characteristics of Hydro-thermal Transfer During Freezing and Thawing Period in Permafrost Regions

HU Guo-jie, ZHAO Lin, LI Ren, WU Tong-hua, PANG Qiang-qiang,
WU Xiao-dong, QIAO Yong-ping, SHI Jian-zong

(*Cryosphere Research Station on Qinghai-Xizang Plateau*, *Chinese Academy of Sciences*; *State Key Laboratory of Cryospheric Sciences*; *Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute*, *Chinese Academy of Sciences*, *Lanzhou* 730000, *China*)

Abstract: Using the meteorological data and the soil hydro and thermal data at different depths in the active layer measured at the Tanggula observation site, the soil hydro and thermal characteristics of the active layer during freezing and thawing period in the permafrost region with higher elevations were analyzed. Results showed that the variation laws of soil temperature at the different soil layers were consistent. Variation of soil temperature lagged to air temperature and the lag interval increased with the soil depth increasing. The surface soil temperature changed relatively greatly but the change became gentle when the depth increased. Decrease of air temperature resulted in decrease of soil temperature, which led to water transfer. During the freezing period, the water migrated to the freezing front but the middle of the active layers were dry; when in the thawing period, there were high moisture content in the bottom; it reflected that the water migrated to phase change interface during freezing and thawing period. The unfrozen water content and soil temperature relationship were fitted and the mean value of correlation coefficient was 0.89. This research provides the foundation for the hydro-thermal coupling simulation on freezing-thawing soils in the active layer in permafrost regions with higher elevations in Qinghai-*Tibet* Plateau.

Key words: Freezing and thawing period, Soil temperature, Soil water content, Active layer, Permafrost