

权 晨,周秉荣,朱生翠,等. 青藏高原高寒湿地冻融过程土壤温湿变化特征[J]. 干旱气象, 2018, 36(2): 219-225, [QUAN Chen, ZHOU Bingrong, ZHU Shengcui, et al. Variation Characteristics of Soil Temperature and Moisture During the Freezing and Thawing Periods in Alpine Wetland in Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Journal of Arid Meteorology, 2018, 36(2): 219-225], DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2018)-02-0219

## 青藏高原高寒湿地冻融过程土壤温湿变化特征

权 晨<sup>1</sup>, 周秉荣<sup>1</sup>, 朱生翠<sup>2</sup>, 肖宏斌<sup>1</sup>, 沈晓燕<sup>1</sup>, 李 甫<sup>1</sup>

(1. 青海省气象科学研究所, 青海省防灾减灾重点实验室, 青海 西宁 810000;

2. 青海省海北牧业气象试验站, 青海 海北 810200)

**摘 要:** 青藏高原高寒湿地作为大江大河支流的发源地, 其冻融过程对该地区及下游的生态系统和气候调节有重要意义。利用青藏高原腹地三江源区隆宝高寒湿地试验站的高时间分辨率土壤温湿数据, 对冻融过程中土壤温湿的季节、日以及冻融转换期变化特征进行分析和探讨。结果表明: (1) 高寒湿地土壤冻融过程中, 土壤温度整体表现出夏高冬低的变化特征, 冻结期 5 cm、40 cm、20 cm、30 cm 和 10 cm 地温依次增大, 地温随深度变化存在一定的不规律性, 而非冻结期则正好相反; 土壤湿度在冻结期自上而下逐渐降低, 融化期自上而下逐渐增加。(2) 土壤表层 5 cm 和深层 40 cm 地温存在显著的日变化特征, 表层较深层变化更显著, 且夏季变化幅度最大; 土壤含水率较稳定, 除表层有一定波动, 其他各层无明显日变化。(3) 冻融转换期, 土壤温度垂直分布存在显著的三层结构, 10 cm 和 30 cm 处与邻近层的温度差异是导致这种特殊分布的主要原因; 随着深度的加深, 土壤含水率冻结期(融化期)逐渐增加(减少), 且深层比浅层的变化时间明显滞后。

**关键词:** 高寒湿地; 土壤温湿; 冻融特征; 冻融转换期

**文章编号:** 1006-7639(2018)02-0219-07 DOI: 10.11755/j.issn.1006-7639(2018)-02-0219

**中图分类号:** P642.14

**文献标志码:** A

### 引 言

青藏高原上土壤的冻融状况反映了高原地表和大气之间的水热交换变化<sup>[1]</sup>。近年来, 青藏高原高寒湿地呈现强烈的退化趋势<sup>[2]</sup>, 湿地面积萎缩 10% 以上, 且长江源区的沼泽湿地退化最为严重<sup>[3]</sup>。高寒湿地的严重退化是由于多种因素打破了湿地原有的水分平衡, 从而导致不可逆转的变干。高原土壤冻融过程不仅在干湿转换季极大地影响着土壤和大气之间水分和能量的交换过程, 而且对高原上空及东亚地区的大气环流、中国夏季降水有重要影响<sup>[4-7]</sup>。地表活动层的水热动态过程已成为青藏高原地气相互作用研究的关键问题之一, 然而, 由于土壤冻融过程中活动层的水热传输过程极其复杂, 使得高寒土壤的水热研究成为陆面过程研究的难点之一<sup>[8-10]</sup>。研究高原冻土活动层的水热过程有助于

进一步认识青藏高原地气相互作用。此外, 我国水资源严重缺乏<sup>[11]</sup>, 高寒湿地作为青藏高原的重要蓄水区, 是许多大江、大河的发源地, 其冻融过程对区域气候及下游水资源供给、生态系统具有重要意义。

关于青藏高原冻土的研究主要集中在高寒草甸<sup>[8-10]</sup>或高寒草原<sup>[12]</sup>, 而对高寒湿地的研究主要体现在湿地的时空变化<sup>[13-17]</sup>及通量变化<sup>[18-20]</sup>, 缺乏其冻融特征研究<sup>[21]</sup>, 尤其是江河源区。基于此, 本文利用玉树州隆宝滩沼泽湿地的微气象站 2011 年 9 月至 2012 年 11 月观测资料, 分析探讨高寒沼泽湿地在整个冻融期内土壤温湿度的变化情况, 揭示其冻融变化规律。

### 1 研究区概况

隆宝滩湿地位于青海省玉树州, 距玉树县城约

**收稿日期:** 2017-09-13; **改回日期:** 2017-10-31

**基金项目:** 国家重点研发计划——三江源区退化高寒生态系统恢复技术及示范第三课题“退化高寒湿地近自然恢复及生态功能提升技术与示范”(2016YFC0501903)、第三次青藏高原大气科学试验“青藏高原影响及下游灾害天气的诊断与预报”(GYHY201406001)和青海省科技计划项目(2017-HZ-801)共同资助

**作者简介:** 权晨(1990—), 男, 青海乐都人, 工程师, 主要从事高寒生态气象及气候变化研究。E-mail: quanchen007@sina.com。

**通信作者:** 周秉荣(1974—), 男, 青海湟中人, 高级工程师, 主要从事应用气象及生态恢复学研究。E-mail: zbr0515@foxmail.com。

80 km,是国家级自然保护区,海拔 4 208 m,年平均气温 2.9 ℃,年平均降水量 480 mm。该湿地为高山草甸沼泽区,面积约 45 km<sup>2</sup>,由隆宝湖及益曲穿沼泽低洼地而形成的 5 个淡水湖及众多小湖组成,是长江支流隆宝河的发源地。隆宝湖水域面积约 5 km<sup>2</sup>,平均水深 5~6 m,最深处为 20 m。隆宝滩湿地分布着典型的高寒沼泽湿地,牧草种类以莎草科植物为主,有臧崇草(*kobresiatibetica*)、小嵩草(*kobreciaparva*)、矮嵩草(*kobresiahumilis*)。

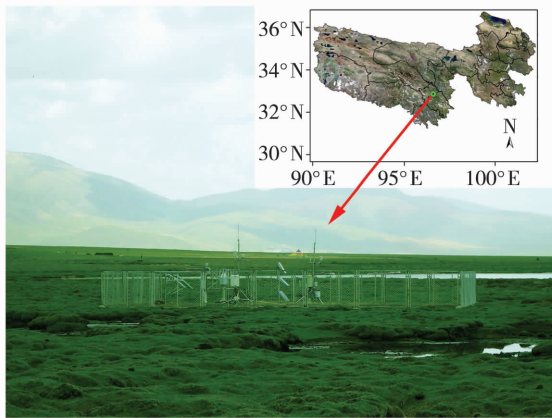


图 1 隆宝高寒湿地试验站地理位置及景观  
Fig.1 The location and landscape of alpine wetland station in Longbao of Qinghai

## 2 数据

所用数据是青海省气象科学研究所隆宝滩中部建立的微气象试验站,该站是高原上少有且较为典型的高寒湿地试验站,地理坐标 96°30'E,33°12'N。观测时间为 2011 年 9 月至 2012 年 11 月,分析时段选取 2011 年 11 月 1 日至 2012 年 10 月 31 日。该自动气象站是一款用于小气候测量的标准自动气象站,有能适应低温环境的 CR1000 数据采集器,可以保证系统在高原极为恶劣条件下的数据采集和传输。

观测中设置了 5 层深度(5 cm、10 cm、20 cm、30 cm、40 cm)土壤温、湿度探头,数据每 10 min 自动采集一次,并对数据进行质量控制,剔除仪器架设初期及仪器故障时的不合理数据。观测仪器及规格如表 1 所示。

表 1 观测仪器及规格

Tab.1 The instruments and their specifications in the observation station of Longbao wetland

观测要素	传感器型号	量程	精度
土壤温度	10K3A11B 型	-50 ~ 70 ℃	±0.2 ℃(0 ~ 70 ℃时); ±0.5 ℃(-50 ℃时)
土壤湿度	CampbellCS616	0% ~ 100% VWC (volume water content)	±2.5% VWC

## 3 结果与分析

### 3.1 高寒湿地土壤温湿月变化

高寒湿地因高海拔、低气温,其土壤呈现显著冻融现象,加之较高的土壤含水率,与高寒草甸高寒而低含水率、干旱荒漠区高温低湿<sup>[22-23]</sup>以及黄土高原厚黄土高蒸散<sup>[24-25]</sup>等地表水热变化特征有显著不同。土壤温度的变化直接反映了冻融过程,0 ℃为冻融临界。图 2 是 2011 年 11 月 1 日至 2012 年 10 月 31 日土壤温、湿度月变化,可以看出,土壤温、湿度受土壤冻融过程影响显著,整体呈现冬季低、夏季高的变化特征。其中,5—10 月地温均在 0 ℃以上,为非冻结期,12 月至次年 3 月均在 0 ℃以下,为冻结期,而 4 月和 11 月在 0 ℃附近,是冻融转换期。5 cm 地温变化幅度最大,在冻结期低于其他各层,而在非冻结期却高于其他各层,变化幅度达 18.3 ℃;与 5 cm 地温变化趋势不同,10 cm 地温在冻结期高于其他各层,而在非冻结期却低于其他各层,变化幅度最小;其他各层,冻结期 40 cm、20 cm、30 cm 地温依次增大,而在非冻结期正相反[图 2(a)]。由此可见,高寒沼泽湿地的地温变化由上至下存在一定的不规律性,这与藏北高原高寒草甸的地温变化趋势存在显著差异<sup>[4]</sup>,亦不同于干旱荒漠区<sup>[22-23]</sup>和黄土高原区<sup>[24-25]</sup>,这可能因高寒沼泽性湿地特殊的地表所致。地表最上层受地气交换作用影响显著,季节变化幅度较大,而下面各层由于根系分布、土壤水含量以及土壤物理性质不同导致了这种特殊的热传导。

土壤湿度的变化通过影响地表反照率、土壤热参量以及蒸发和蒸腾来改变陆气间的水分和能量平衡,从而改变大气边界层结构,进而引起气候变化<sup>[26]</sup>。冻融过程对土壤水分具有显著影响,当土壤水分处于很低水平时,说明土壤冻结导致液态含水量下降,当土壤融化后土壤液态含水量增加。从图 2(b)中看出,高寒沼泽湿地土壤水分在 11 月之后开始下降,次年 1 月降至 10% 左右,4 月开始增加,6 月达到 70% 左右,其后变化不大保持一较高水平,年变化幅度 60%。当土壤开始冻结时,土壤

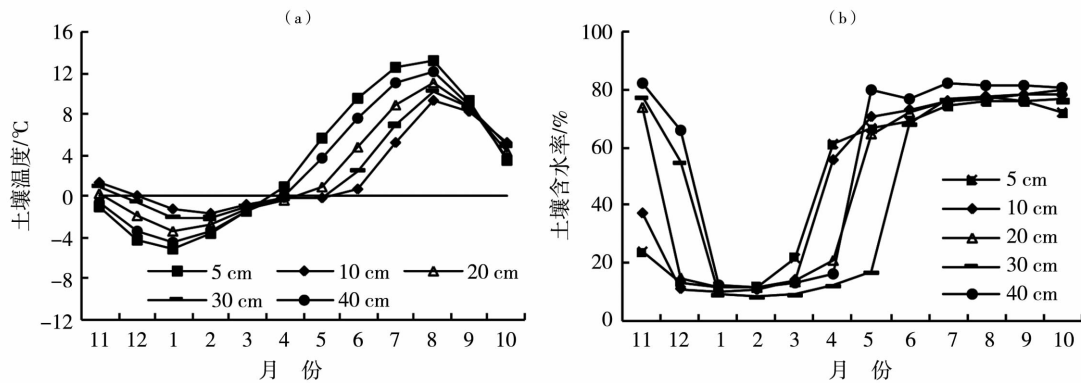


图2 高寒湿地土壤温度(a)、湿度(b)的季节性变化

Fig. 2 Seasonal variation of soil temperature (a) and soil water content (b) in alpine wetland

含水率由上至下开始下降,表层首先下降最快;当土壤开始融化时,土壤含水率由上至下开始上升,同样表层首先上升最快。

### 3.2 高寒湿地土壤温湿日变化

青藏高原大部地区存在频繁的日冻融循环,土壤冻融状态的频繁变化极大地影响了土壤和大气之间的水分和能量交换<sup>[27]</sup>。不考虑盐分对土壤冻结点的影响,土壤温度低于 $0^{\circ}\text{C}$ 时认为处于冻结状态,而高于 $0^{\circ}\text{C}$ 时则认为处于消融状态。图3是高寒沼泽湿地各季节地温逐时变化。可以看出,冬季土壤全部封冻,各层温度均在 $0^{\circ}\text{C}$ 以下,其中5 cm和40 cm地温存在显著的日变化,而10 cm、20 cm和30 cm地温一天之中较为稳定,尤其是10 cm和30 cm[图3(a)];春季是土壤的冻融转换期,5 cm和40 cm地温均在 $0^{\circ}\text{C}$ 以上,中间各层处于 $-1\sim 0^{\circ}\text{C}$ 之间,且5 cm和40 cm地温有显著的日变化,而其他层地温较稳定,其中5 cm处地温波动幅度达 $4^{\circ}\text{C}$ [图3(c)];夏季各层地温均已达到 $5^{\circ}\text{C}$ 以上,同冬、春季一样,5 cm和40 cm地温有较大的日变化,而其他各层较为稳定,其中5 cm地温变化幅度达 $8^{\circ}\text{C}$ [图3(e)];秋季是土壤由融化状态开始进入封冻状态阶段,各层地温均已降至 $5^{\circ}\text{C}$ 以下,其中5 cm、40 cm地温分别有 $4^{\circ}\text{C}$ 、 $1.5^{\circ}\text{C}$ 左右幅度的日变化,其余各层基本处于稳定状态[图3(g)]。然而,土壤水分的日变化不甚显著,仅地表5 cm处有一定的波动[图3(b)、图3(d)、图3(f)和图3(h)],这可能是受蒸散发的影响所致。

### 3.3 高寒湿地冻融转换期土壤温湿变化

冻融转换期是土壤由冻结(融化)向融化(冻结)转换的时期,此时土壤各物理量的变化最为显著。从图2中看出,高寒湿地区地温由 $0^{\circ}\text{C}$ 以下转为 $0^{\circ}\text{C}$ 以上的时期为4—6月,而由 $0^{\circ}\text{C}$ 以上转为 $0^{\circ}\text{C}$

以下的时期为11月至次年1月,将这两个时期定义为高寒湿地的冻融转换期。图4是高寒湿地冻结和融化过程中土壤的温湿变化,以 $0^{\circ}\text{C}$ 线为参考,发现高寒湿地土壤的冻结和融化过程持续70 d左右。

融化过程中,土壤 $0^{\circ}\text{C}$ 线并未随时间呈现自上而下逐渐变化的趋势,这与土壤含水率的变化存在必然联系。从图4(a)看出,土壤 $0^{\circ}\text{C}$ 线在4月初便开始出现,其中5 cm处 $0^{\circ}\text{C}$ 线在4月中旬很快消失,而10 cm处却一直持续到6月中旬,20 cm处持续到5月上旬,30 cm处持续到5月下旬,40 cm处仅持续到4月下旬。可见,高寒湿地土壤在融化过程中的热量并非按一定的梯度进行传输,而是呈明显三层结构,各层土壤温度变化不连续。从同时期的土壤含水率变化[图4(b)]来看,土壤含水率基本由上到下随时间逐渐增加,其中10 cm附近土壤含水率在5月中旬之后率先升至70%以上,而其他大部土层直至6月上旬才达到70%;土壤含水率的变化较为规律,随着土壤深度加深,深层比浅层的变化滞后时间更长,其中5 cm处含水率在4月初开始升高,随后几天10 cm处便迅速上升,而20 cm处则在5月初才升高,30 cm和40 cm处则在6月初同时达到70%左右。

冻结过程中,土壤 $0^{\circ}\text{C}$ 线同样存在显著的三层结构[图4(c)]。其中,5 cm处在11月初便降至 $0^{\circ}\text{C}$ 以下,10 cm处则在12月中旬降至 $0^{\circ}\text{C}$ 以下,20 cm处在11月下旬降至 $0^{\circ}\text{C}$ 以下,30 cm处在12月初降至 $0^{\circ}\text{C}$ 以下,40 cm处则在11月上旬降至 $0^{\circ}\text{C}$ 以下。冻结过程中土壤含水率的变化与融化过程正相反[图4(d)],基本由上至下逐渐降低,土壤越深含水率下降过程越缓慢,其中10 cm和30 cm处与其他各层有明显差别。

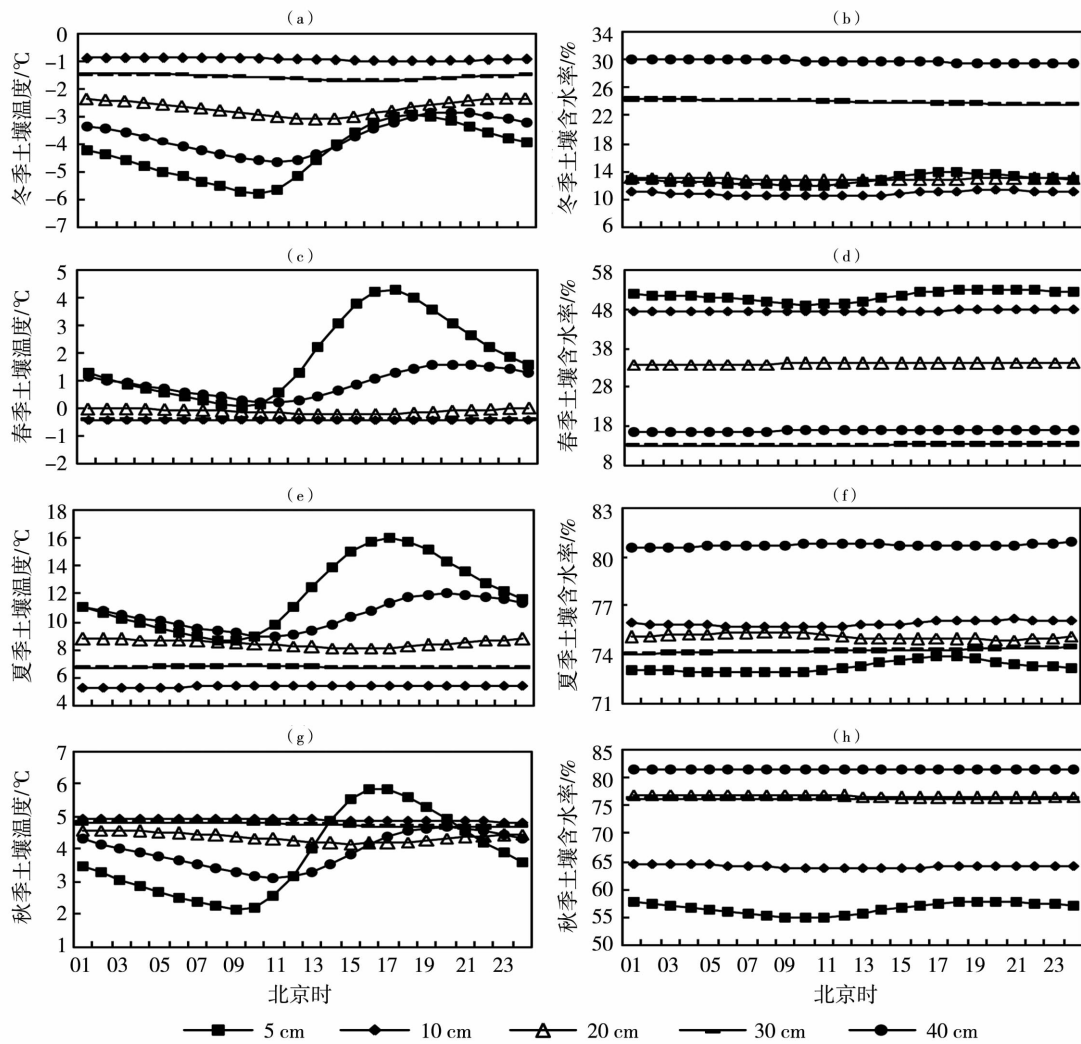


图3 高寒湿地各季节土壤温度(a、c、e、g)、湿度(b、d、f、h)日变化特征

Fig. 3 Diurnal variation characteristics of soil temperature (a, c, e, g) and soil water content (b, d, f, h) in alpine wetland in four seasons

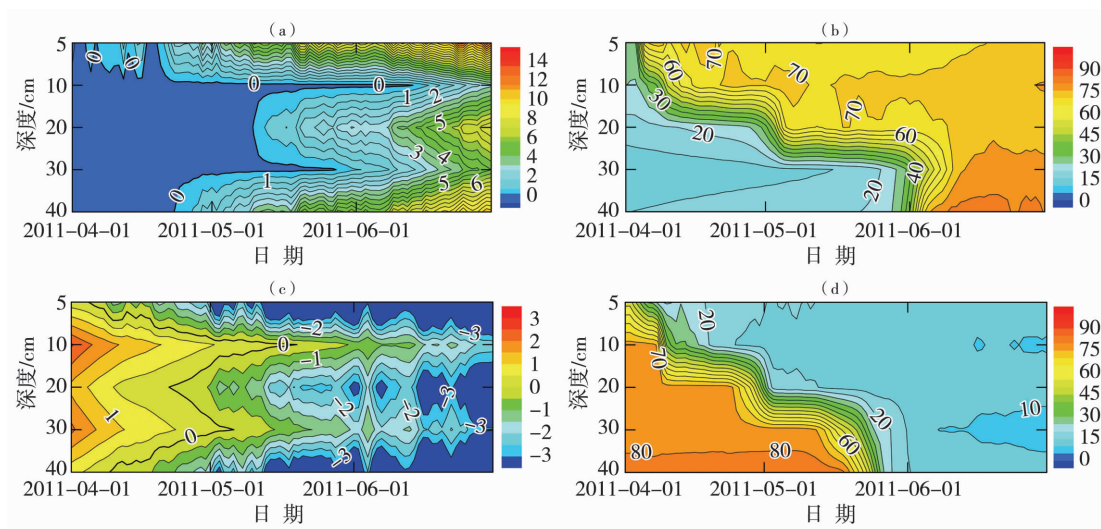


图4 高寒湿地融(a,b)、冻(c,d)转换期土壤温度(a、c,单位:°C)和湿度(b、d,单位:%)逐日变化

Fig. 4 Daily variation characteristics of soil temperature (a, c, Unit:°C) and soil water content (b, d, Unit:%) during the melting (a, b) and freezing (c, d) transition periods in alpine wetland

综上所述,在融化和冻结过程中高寒湿地地温的变化基本呈三层结构,10 cm 以上为一层,10 ~ 30 cm 之间为一层,30 cm 以下为一层;10 cm 和 30 cm 处的土壤含水率与其他各层存在较为显著的差异,这可能与地温的三层结构有一定关系。

为进一步说明冻融转换期土壤地温的三层结构,对比了该时期相邻两层土壤之间的温、湿度差值变化(图 5),差值均由上层减去下层。土壤融化期间[图 5(a)和图 5(b)],5 cm 与 10 cm 地温差值在 4 月初达到 0 °C 之后整体呈持续增加趋势,温差最大达 10 °C 左右,表明热量在此期间是由上向下传递,且随着表层气温迅速上升,温差也越大;5 cm 与 10 cm 土壤含水率差值在 4 月上旬有一短暂的剧增和回落,峰值接近 40%,而后逐渐下降,在 4 月下旬下降至 0% 以下,并处于一恒定的负值。10 cm 与

20 cm 地温差值在 5 月中旬开始呈持续减小趋势,说明热量由下层向上层传递,且随着表层气温的升高,温差越大;土壤含水率差值先增后减,在 5 月上旬逐渐稳定,最大差异接近 50%,说明 20 cm 处含水率在 5 月上旬之后逐渐与 10 cm 处接近。20 cm 和 30 cm 地温差值的日变化特征与 10 cm 和 20 cm 差值类似,但为正值,即温度传递方向为由上向下,且在 5 月下旬以后差值较稳定;土壤含水率差值 4 月较小,不足 10%,5 月初开始迅速增加,而后维持在 50% 左右,5 月下旬开始持续下降,至 6 月中旬下降至 0% 以下,逐渐趋稳。深层 30 cm 和 40 cm 土壤温度差值在 4 月下旬开始负向增加,直至 5 月下旬降至 -5 °C 左右,并趋于稳定;土壤含水率始终处于较稳定的负值,但在 6 月上旬出现较大负向波动。

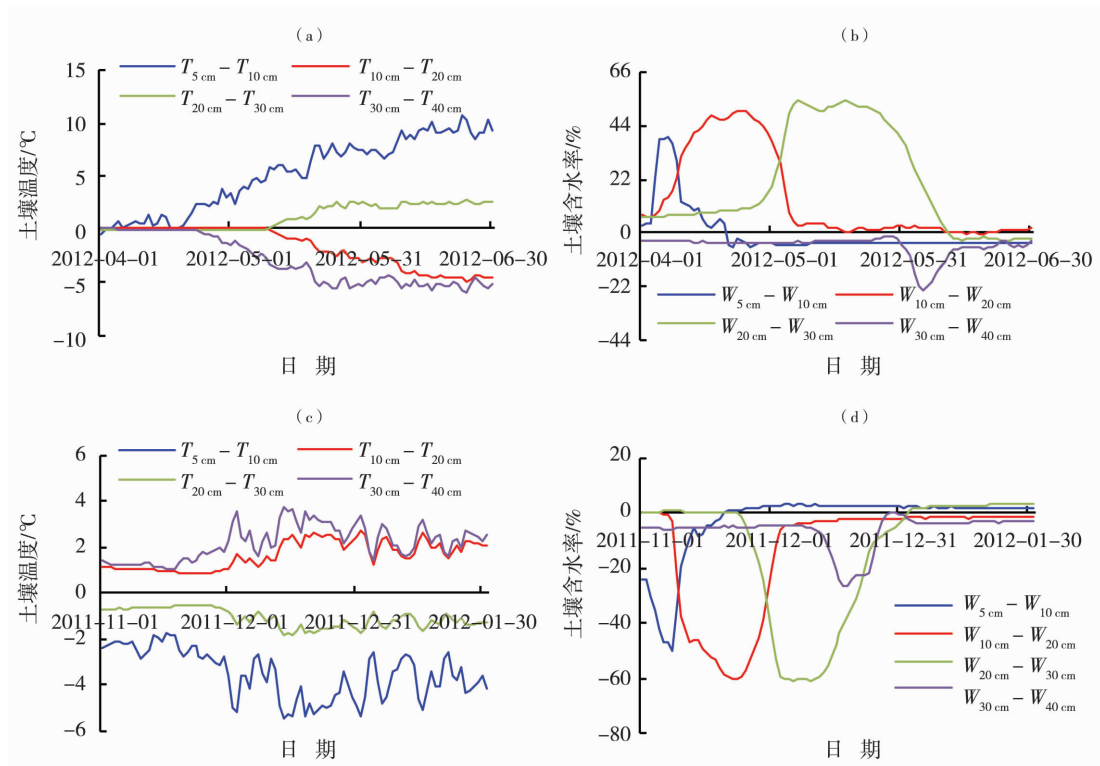


图 5 高寒湿地融(a,b)、冻(c,d)转换期土壤相邻层温度(a,c)、湿度(c,d)差值日变化

Fig. 5 Daily variations of soil temperature (a, c) and water content (c, d) difference between adjacent layers during the melting (a, b) and freezing (c, d) transition periods in alpine wetland

在土壤冻结过程[图 5(c)和图 5(d)]中,5 cm 与 10 cm 地温差值在 11 月基本保持在 -2 °C,12 月上旬开始差值逐渐拉大,达 -4 °C 左右;土壤含水率差值 11 月中旬之前呈单谷型,且 10 cm 处的含水率高于 5 cm,这是 5 cm 处含水率先下降所致,11 月下旬开始,由于深层土壤冻结,5 cm 与 10 cm 处差值趋于 0。10 cm 与 20 cm 土壤温差在 11 月稳定在

1 °C 左右,12 月开始波动增长,至 12 月中旬以后围绕 2 °C 上下波动;土壤含水率差值在 11 月呈负向先增后减,至 12 月初减至 0% 附近,下层略高于上层。20 cm 和 30 cm 地温差值基本徘徊在 -1 °C 左右,仅在 12 月初有一不显著的突降;土壤含水率差值在 11 月下旬至 12 月末也呈负向先增后减,1 月初转变为正值,之后稳定在 0% 附近。30 cm 和 40 cm

处地温差值11月下旬之前稳定在1℃附近,之后逐渐增加至2.5℃左右,12月末出现一小幅度的回降,温差回落到2℃附近;土壤含水率差值12月中旬之前稳定在-5%附近,之后出现一小幅度波动,波谷值约-20%,1月初又恢复至之前水平。

上述分析可见,除40cm外,高寒湿地土壤含水率在融化期间上层高于下层,而在冻结期则是上层低于下层;10cm和30cm处地温在土壤融化期间明显低于相邻两层,而在冻结期间却高于相邻的两层,说明高寒湿地热量不是按梯级传递的,这种特殊的温度分布特征与高寒草地明显不同。导致这种特殊的地温分布特征可能由高寒湿地在冻融过程中土壤含水率变化、土壤物理属性以及植被根系分布等因素共同作用所致。目前由于缺乏其他因素的定量观测,暂无法科学地给出解释。

## 4 结论

(1)高寒沼泽湿地土壤温、湿度在冻融过程中存在特殊的季节性变化特征。5cm地温变化幅度最大,在冻结期低于其他各层,而在非冻结期却高于其他各层,变化幅度最大,达18.3℃;10cm地温在冻结期高于其他各层,而在非冻结期却低于其他各层,且变化幅度最小;其他各层地温在冻结期自40cm、20cm、30cm依次增大,而在非冻结期正相反。可见,高寒沼泽湿地的地温在冻融过程中并非由上至下依次变化,这不同于藏北高原高寒草甸的地温变化趋势,这可能由沼泽湿地这种特殊的地表所导致。土壤湿度在冻结期仅有10%,而在非冻结期高达70%。当土壤开始冻结时,土壤含水率由上至下开始下降,表层首先下降最快;当土壤开始融化时,土壤含水率由上至下开始升高,同样表层首先上升最快。

(2)高寒沼泽湿地土壤表层和深层存在显著日变化特征,但不同季节日变化幅度差异较大。5cm和40cm地温有显著的日变化,而中间各层均较为稳定,其中夏季日变化最为明显,变化幅度达8℃。各季节土壤水分的日变化不显著,仅地表5cm处有一定波动,这可能是受蒸散发的影响。

(3)冻融转换期高寒湿地土壤温度的垂直分布存在显著的三层结构,即10cm以上为一层,10~30cm之间为一层,30cm以下为一层,10cm和30cm处与邻近层的温度差异是导致其特殊垂直分布的主要原因。土壤含水率的垂直分布较为规律,各层之间有较好的一致性,随着土壤深度的加深,土壤含水率冻结期逐渐增加,融化期逐渐减小,且深层比浅层土

壤含水率的变化时间明显滞后。

## 参考文献:

- [1] 杨梅学,姚檀栋,HIROSE Nozomu,等. 青藏高原表层土壤的日冻融循环[J]. 科学通报,2006,51(16):1974-1976.
- [2] 罗磊. 青藏高原湿地退化的气候背景分析[J]. 湿地科学,2005,3(3):190-199.
- [3] 王根绪,李元寿,王一博,等. 近40年来青藏高原典型高寒湿地系统的动态变化[J]. 地理学报,2007,62(5):481-491.
- [4] 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.
- [5] 宋长春. 湿地生态系统对气候变化的响应[J]. 湿地科学,2003,1(2):122-127.
- [6] 尚大成,王澄海. 高原地表过程中冻融过程在东亚夏季风中的作用[J]. 干旱气象,2006,24(3):19-22.
- [7] 崔洋,常俸林,余莲,等. 青藏高原春季地表非绝热加热异常对东亚夏季风强度的影响[J]. 干旱气象,2017,35(1):1-11.
- [8] 吴青柏,沈水平,施斌. 青藏高原冻土及水热过程与寒区生态环境的关系[J]. 冰川冻土,2003,25(3):250-255.
- [9] 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):1205-1210.
- [10] 刘光生,王根绪,孙向阳,等. 长江源区沼泽草甸多年冻土活动层土壤水分对模拟增温的响应[J]. 冰川冻土,2015,37(3):668-675.
- [11] PIAO S L, CIAIS P, HUANG Y, et al. The impacts of climate change on water resources and agriculture in China[J]. Nature, 2010,467(7311):43-51.
- [12] 李卫朋,范继辉,沙玉坤,等. 藏北高寒草原土壤温度变化与冻融特征[J]. 山地学报,2014,32(4):407-416.
- [13] MA K, ZHANG Y, TANG S X, et al. Spatial distribution of soil organic carbon in the Zoige alpine wetland northeastern Qinghai-Tibet Plateau[J]. Catena, 2016,144:102-108.
- [14] 陈永富,刘华,邹文涛,等. 三江源高寒湿地动态变化趋势分析[J]. 林业科学,2012,48(10):70-76.
- [15] 潘竟虎,王建,王建华. 长江、黄河源区高寒湿地动态变化研究[J]. 湿地科学,2007,5(4):298-304.
- [16] 杜际增,王根绪,杨燕,等. 长江黄河源区湿地分布的时空变化及成因[J]. 生态学报,2015,35(18):6173-6182.
- [17] 张继平,张德铨,刘峰贵,等. 长江源区当曲流域高寒湿地类型划分及分布研究[J]. 湿地科学,2011,9(3):218-226.
- [18] 张法伟,刘安花,李英年,等. 青藏高原高寒湿地生态系统CO<sub>2</sub>通量[J]. 生态学报,2008,28(2):453-462.
- [19] 王冬雪,高永恒,安小娟,等. 青藏高原高寒湿地温室气体释放对水位变化的响应[J]. 草业学报,2016,25(8):27-35.
- [20] 张海宏,周秉荣,肖宏斌. 高寒草甸和高寒湿地土壤水热特征比较[J]. 干旱气象,2015,33(5):783-789.
- [21] 陈渤黎. 青藏高原土壤冻融过程陆面能水特征及区域气候效应研究[D]. 北京:中国科学院大学,2013:7-9.
- [22] 张强,王胜. 干旱荒漠地区土壤水热特征和地表辐射平衡的年变化研究[J]. 自然科学进展,2007,17(2):211-216.
- [23] 杨扬,左洪超,王丽娟,等. 干旱区荒漠草原过渡带快速变化的陆面过程特征观测分析[J]. 干旱气象,2015,33(3):412-420.

- [24] 岳平,张强,赵文,等. 黄土高原半干旱草地生长季干湿时段环境因子对陆面水、热交换的影响[J]. 中国科学:地球科学, 2015,45(8):1229-1242.
- [25] 张强,孙昭萱,王胜. 黄土高原定西地区陆面物理量变化规律研究[J]. 地球物理学报,2011,54(7):1727-1737.
- [26] 程善俊,黄建平,季明霞,等. 中国华北暖季土壤湿度的变化特征[J]. 干旱气象,2015,33(5):723-731.
- [27] DAOUT S, DOIN M P, PELTZER G, et al. Large-scale InSAR monitoring of permafrost freeze-thaw cycles on the Tibetan Plateau [J]. Geophysical Research Letters, 2017,44(2):1-10.

## Variation Characteristics of Soil Temperature and Moisture During the Freezing and Thawing Periods in Alpine Wetland in Qinghai-Tibetan Plateau

QUAN Chen<sup>1</sup>, ZHOU Bingrong<sup>1</sup>, ZHU Shengcui<sup>2</sup>, XIAO Hongbin<sup>1</sup>,  
SHEN Xiaoyan<sup>1</sup>, LI Fu<sup>1</sup>

(1. Institute of Meteorological Science of Qinghai Province, Key Laboratory of Disaster Prevention and Mitigation of Qinghai Province, Xining 810000, China;

2. Haibei Pastoral Meteorology Experimental Station of Qinghai Province, Haibei 810200, Qinghai, China)

**Abstract:** As the sources of some large rivers, the freeze-thaw process of alpine wetland in Qinghai-Tibetan Plateau is of great importance to regional and downstream ecosystem and climate regulation. Based on soil temperature and moisture observation data at Longbao test station of Yushu prefecture which is located in three rivers source area on Qinghai-Tibetan Plateau, the diurnal and seasonal variation characteristics of soil temperature and water content in the freezing and thawing processes were analyzed, especially during the freezing and thawing conversion period. The results indicate that the soil temperature and water content of alpine wetland had obvious seasonal variations in the freezing and thawing periods. The soil temperature was high in summer and low in winter. The profile values of soil temperature successively increased at 5 cm, 40 cm, 20 cm, 30 cm, 10 cm depth during the freezing period. On the contrary, it decreased in sequence at 5 cm, 40 cm, 20 cm, 30 cm and 10 cm depth during the thawing period. The soil water content reduced gradually from top to bottom in the freezing period, while it increased from top to bottom during the thawing period. The soil temperature in surface layer (5 cm) and deep layer (40 cm) in alpine wetland had diurnal variation characteristics, the diurnal variation in surface layer was more significant than that in deep layer, and the variation range was biggest in summer. However, the soil water content was stable in a day except for a certain fluctuation in surface layer. The vertical distribution of soil temperature presented a three-layer structure due to the temperature differences between that at 10 cm, 30 cm depth and their adjacent layers during the freeze-thaw transition period, while the soil water content appeared obvious regular changes, it decreased in the freezing period and increased in the thawing period with the increase of depth, and the change of soil water content in deep layer was later than that in shallow layer.

**Key words:** alpine wetland; soil temperature and moisture; characteristics of freezing and thawing; freezing and thawing conversion period