

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, [ZHANG Haihong, ZHOU Bingrong, XIAO Hongbin. Comparison of Soil Moisture and Heat Features Between Alpine Meadow and Alpine Wetland[J]. Journal of Arid Meteorology, 2015, 33(5): 783-789], doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2015)-05-0783

## 高寒草甸和高寒湿地土壤水热特征比较

张海宏,周秉荣,肖宏斌

(青海省气象科学研究所,青海 西宁 810001)

**摘要:**利用青藏高原玛多地区高寒草甸和玉树隆宝地区高寒湿地的观测资料,比较分析了土壤水分、地表反照率和土壤热通量在土壤完全融化期、土壤逐渐冻结期、土壤完全冻结期和土壤逐渐融化期的变化情况,并计算了各月份的感热通量和潜热通量。结果表明:在10~50 cm深处,土壤完全融化期高寒湿地土壤含水量为 $0.66 \sim 0.82 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ,高寒草甸土壤含水量为 $0.15 \sim 0.18 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ,土壤完全冻结期高寒湿地土壤含水量为 $0.13 \sim 0.21 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ,高寒草甸土壤含水量为 $0.01 \sim 0.04 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。高寒草甸和高寒湿地地表反照率在土壤冻结期间较高,融化期间较低。高寒草甸土壤热通量年变化幅度小,高寒湿地土壤热通量年变化幅度大。高寒草甸月平均感热通量均高于高寒湿地,高寒湿地月平均潜热通量均高于高寒草甸。

**关键词:**高寒草甸;高寒湿地;土壤水热

**文章编号:**1006-7639(2015)-05-0783-07 doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2015)-05-0783

**中图分类号:**P339

**文献标识码:**A

### 引言

地气之间的能量传输和水分循环作用对气候变化有重要影响,是陆面过程研究的核心问题。在不同气候背景和垫面条件下,地气之间的能量传递过程存在很大差异<sup>[1-5]</sup>,受到国内外大气科学界的广泛关注。土壤内水分含量、土壤表面蒸发量、土壤温度及感热通量等是十分重要的陆面参量,能否准确地获得地表的水、热通量并清楚地认识水汽和能量在边界层内的输送过程,对理解气候变化及水分循环十分重要。陆面水、热交换过程受局地环境(包括地形、地势、地理位置及下垫面性质等因素)影响<sup>[6-7]</sup>。感热通量和潜热通量反映大气和地表的水热交换,通过非绝热效应对大气加热,决定地表能量平衡,而其值的大小与下垫面的物理状态、植被状况密切相关<sup>[8-10]</sup>。不同的气候带和不同的气候时段,相应地都有不同的土壤温度和土壤湿度分布,因此也可以说土壤的温度和湿度是气候状态的属性之一<sup>[11]</sup>。土壤湿度会直接影响地气之间的潜热通量,而且对辐射、感热通量及大气的稳定度造成影

响。土壤湿度偏低,则会使地面温度上升,射出的长波辐射也增加;而比较干的土壤其反射率较大,导致地面吸收的太阳辐射减少,地面温度将降低。这里存在自反馈过程,但土壤湿度的影响很明显,即土壤的温度和湿度变化将对大气运动的总能量,也就是对气候变化起反馈作用<sup>[12]</sup>。

青藏高原位于欧亚大陆的中南部,平均海拔4000多m。高原在地势上的巨大隆起产生的动力及热力作用不仅很大程度上控制着青藏高原及邻近地区的天气气候,而且对高原地区大范围的热力异常、东亚大气环流及中国灾害性天气的发生、发展都有重大的影响<sup>[13-15]</sup>。从20世纪60年代开始,我国科学工作者对青藏高原地区的地面辐射收支和热源状况进行了研究,并取得了一系列的重要成果<sup>[16-17]</sup>。随着对高原问题研究的不断深入,不同气候背景和垫面条件下高原地表热力状况的研究也取得了许多进展<sup>[18-21]</sup>,为深入理解高原地气物理过程做出了重要贡献。然而,由于青藏高原地区自然环境恶劣,地形条件复杂,野外观测站点相对较少,高原上很多地区的观测资料及对陆面热

收稿日期:2014-11-20;修回日期:2015-09-15

基金项目:国家自然科学基金(41065007)“三江源典型湿地水平衡模型及生态需水研究”资助

作者简介:张海宏(1984-),男,硕士,助理工程师,主要从事青藏高原地区气候变化研究。E-mail:pkuzhh@163.com

力状况的研究仍显不足,在这些方面还需要开展进一步的研究工作。基于以上科学背景,本文利用青藏高原玛多和玉树隆宝地区的微气象观测资料分析了高寒草甸和高寒湿地两种下垫面的土壤水热变化特征。

## 1 观测站及资料、方法

### 1.1 观测站及资料

观测资料来自青海省南部玛多县和玉树州隆宝镇的2个观测站点(图1),其经纬度分别为(34°53'N,98°12'E)和(33°10'N,96°34'E)。玛多属高寒草原气候,一年之中无四季之分,只有冷暖之别,通常又把冷暖两季分别称为冬季和夏季。冬季漫长而严

寒,干燥多大风,夏季短促而温凉。玛多观测站海拔高度为4 222 m,下垫面为稀疏植被覆盖的高寒草甸;玉树隆宝湿地深处青藏高原腹地,四周是连绵的群峰,中间密布江河湖水,主要特点是高寒缺氧、日照时间长、紫外线强。该地区一年只有冷暖两季,冷季长达7~8个月,暖季只有4~5个月,气候比较干燥。玉树隆宝观测站海拔高度4 212 m,下垫面为浓密植被覆盖的高寒湿地。2个站点观测的物理量包括土壤温度、土壤湿度、土壤热通量、空气温度、空气湿度、风速、水汽压、总辐射、反射辐射、净辐射等。数据记录时间间隔为10 min一次,大部分资料的连续性较好。本文所选资料时间段为2011年10月至2012年10月。



图1 玉树隆宝站(左)和玛多站(右)照片

Fig. 1 The observation stations in Longbao of Yushu (the left) and Maduo (the right)

### 1.2 方法

文中所用土壤含水量和土壤热通量的值由观测仪器直接记录得到,月平均地表反照率和土壤热通量的值由逐日平均计算得到。

对于感热通量和潜热通量的计算采用了波文比法。根据地表能量平衡方程,净辐射计算公式如下:

$$R_n = H + LE + G \quad (1)$$

其中  $H$ 、 $LE$ 、 $G$  分别为感热通量、潜热通量、土壤层的热通量。设空气密度为  $\rho$ , 空气定压比热  $C_p$ , 水的蒸发潜热  $\lambda$ ,  $K_h$  和  $K_w$  分别为热量和水汽扩散系数,  $q$  和  $T$  分别为空气比湿和温度, 则有:

$$H = \rho C_p K_h \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

$$LE = \rho \lambda K_w \frac{\partial q}{\partial z} \quad (3)$$

根据波文比的定义式可得:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (4)$$

其中  $\gamma = 0.667 \text{ hPa} \cdot \text{K}^{-1}$  是干湿表常数,  $\Delta T$  和  $\Delta e$  分别为2个高度的空气温度差和水汽压差。计算出波文比后可以代入以下公式得出感热通量和潜热通量。

$$H = \frac{\beta(R_n - G)}{1 + \beta} \quad (5)$$

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (6)$$

## 2 结果与分析

### 2.1 土壤水分

图1给出2011年10月1日至2012年10月1日10 cm、30 cm和50 cm深处高寒湿地和高寒草甸土壤水分的年变化。表1给出高寒湿地和高寒草甸不同深度各时期的持续天数。高寒草甸和高寒湿地

在土壤融化期间,土壤含水量较高,在土壤冻结期间,土壤含水量较低。

#### (1) 土壤完全融化期

在 10 cm 深处,高寒湿地土壤完全融化期为 5 月 16 日至 11 月 14 日,土壤含水量为  $0.75 \sim 0.79 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤完全融化期为 5 月 12 日至 11 月 2 日,土壤含水量为  $0.16 \sim 0.18 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。在 30 cm 深处,高寒湿地土壤完全融化期为 6 月 25 日至 12 月 4 日,土壤含水量为  $0.66 \sim 0.78 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤完全融化期为 5 月 25 日至 11 月 12 日,土壤含水量为  $0.15 \sim 0.18 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。在 50 cm 深处,高寒湿地土壤完全融化期为 7 月 16 日至 12 月 31 日,土壤含水量为  $0.81 \sim 0.82 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤完全融化期为 5 月 20 日至 11 月 23 日,土壤含水量为  $0.16 \sim 0.17 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。

#### (2) 土壤逐渐冻结期

在 10 cm 深处,高寒湿地土壤逐渐冻结期为 11 月 16 日至 12 月 20 日,土壤含水量从  $0.79 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  下降至  $0.17 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤逐渐冻结期为 11 月 2~9 日,土壤含水量从  $0.17 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  下降至  $0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。在 30 cm 深处,高寒湿地土壤逐渐冻结期为 12 月 1~10 日,土壤含水量从  $0.79 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  下降至  $0.17 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤逐渐冻结期为 11 月 12~20 日,土壤含水量从  $0.17 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  下降至  $0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。在 50 cm 深处,高寒湿地土壤逐渐冻结期为 1 月 1~8 日,土壤含水量从  $0.82 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  下降至  $0.19 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤逐渐冻结期为 11 月 20~27 日,土壤含水量从  $0.16 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  下降至  $0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。

#### (3) 土壤完全冻结期

在 10 cm 深处,高寒湿地土壤完全冻结期为 12 月 21 日至次年 4 月 14 日,土壤含水量为  $0.13 \sim 0.15 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤完全冻结期为 11 月 10 日至次年 4 月 25 日,土壤含水量为  $0.02 \sim 0.03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。在 30 cm 深处,高寒湿地土壤完全冻结期为 12 月 11 日至次年 5 月 29 日,土壤含水量为  $0.16 \sim 0.21 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤完全冻结期为 11 月 21 日至次年 5 月 10 日,土壤含水量为  $0.01 \sim 0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。在 50 cm 深处,高寒湿地土壤完全冻结期为 1 月 9 日至 7 月 3 日,土壤含水量为  $0.17 \sim 0.20 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤完全冻结期为 11 月 28 日至次年 4 月 7 日,土壤含水量为  $0.01 \sim 0.04 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。

#### (4) 土壤逐渐融化期

在 10 cm 深处,高寒湿地土壤逐渐融化期为 4

月 15 日至 5 月 15 日,土壤含水量从  $0.17 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  上升至  $0.78 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤逐渐融化期为 4 月 26 日至 5 月 11 日,土壤含水量从  $0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  上升至  $0.19 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。在 30 cm 深处,高寒湿地土壤逐渐融化期为 5 月 30 日至 6 月 24 日,土壤含水量从  $0.22 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  上升至  $0.78 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤逐渐融化期为 5 月 11~24 日,土壤含水量从  $0.08 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  上升至  $0.18 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。在 50 cm 深处,高寒湿地土壤逐渐融化期为 7 月 4~15 日,土壤含水量从  $0.20 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  上升至  $0.81 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;高寒草甸土壤逐渐融化期为 4 月 8 日至 5 月 19 日,土壤含水量从  $0.11 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  上升至  $0.17 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。

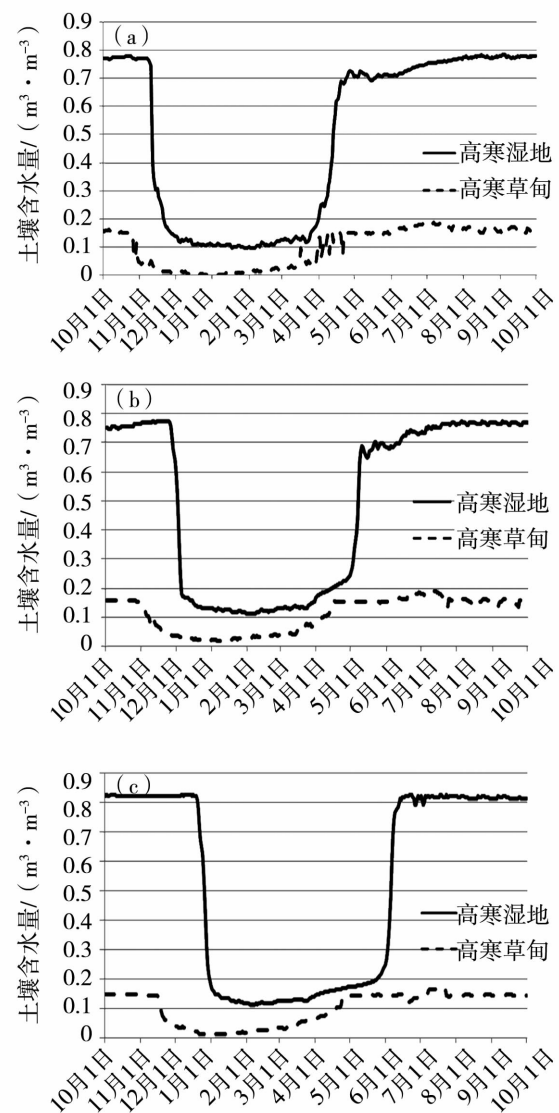


图2 高寒湿地和高寒草甸

不同深度土壤水分变化

(a) 10 cm, (b) 30 cm, (c) 50 cm

Fig. 2 Soil moisture variations at different depths on alpine wetland and alpine meadow

(a) 10 cm, (b) 30 cm, (c) 50 cm

表 1 高寒湿地和高寒草甸不同深度各时期持续天数(单位:d)

Tab.1 Sustain days of different periods at different soil depths for alpine wetland and alpine meadow( Unit:d)

	10 cm		30 cm		50 cm	
	高寒 湿地	高寒 草甸	高寒 湿地	高寒 草甸	高寒 湿地	高寒 草甸
完全融化期	183	175	163	172	169	188
逐渐冻结期	34	7	9	8	7	7
完全冻结期	115	167	170	172	176	131
逐渐融化期	33	16	23	13	13	39

从 4 个变化时期来看,高寒湿地各个时期比高寒草甸开始较晚,结束亦较晚,从 10 cm 至 50 cm,随着土壤深度增加,高寒湿地各时期较高寒草甸各时期逐渐延迟且越来越晚。在土壤完全融化期,高寒湿地土壤含水量明显高于高寒草甸土壤含水量,前者比后者高出约  $0.6 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;而在土壤完全冻结期,高寒湿地土壤含水量与高寒草甸土壤含水量相差不多,前者比后者只高出约  $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ;在土壤逐渐融化期和土壤逐渐冻结期,高寒湿地土壤含水量变化幅度很大,达到  $0.6 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ,而高寒草甸土壤含水量变化幅度较小,只有  $0.18 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。

玉树隆宝地区和玛多地区 10~50 cm 深处的土壤含水量全年变化情况与青藏高原珠峰地区和纳木错地区类似,均表现出夏季土壤含水量高,冬季土壤含水量低的特点,不同之处在于玉树隆宝和玛多全年降雨天气少,土壤含水量受天气变化影响也较弱。

## 2.2 地表反照率

由于土壤水分发生变化,高寒草甸和高寒湿地的地表反照率 6~10 月较低,11 月至次年 5 月较高,在土壤融化状态时期,土壤含水量高,地表反照率低,土壤冻结状态时期,土壤含水量低,地表反照率高。表 2 给出高寒草甸和高寒湿地各月地表反照率的值。高寒草甸地表反照率 2 月达到最高为 0.31,6 月最低为 0.21;高寒湿地地表反照率 11 月最高达 0.31,6、7 月最低为 0.20。高寒草甸和高寒湿地全年平均地表反照率分别为 0.27 和 0.25。

## 2.3 土壤热通量

图 3 给出高寒草甸和高寒湿地 10 cm,30 cm 深度不同时期土壤热通量的日变化。

表 2 高寒草甸和高寒湿地各月地表反照率

Tab.2 Surface albedo in each month on alpine meadow and alpine wetland

	高寒草甸	高寒湿地
1 月	0.30	0.29
2 月	0.31	0.29
3 月	0.29	0.28
4 月	0.28	0.25
5 月	0.26	0.21
6 月	0.21	0.20
7 月	0.22	0.20
8 月	0.22	0.21
9 月	0.23	0.20
10 月	0.24	0.22
11 月	0.27	0.31
12 月	0.28	0.30

### (1) 土壤完全融化期

在 10 cm 深处,高寒草甸土壤热通量的值在凌晨至上午为负值,午后至傍晚为正值;高寒湿地土壤热通量日变化与高寒草甸类似。在一天当中,高寒湿地土壤热通量最高值为  $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $-16 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒草甸土壤热通量最高值为  $75 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $-29 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒湿地土壤热通量全天始终高于高寒草甸土壤热通量。

在 30 cm 深处,高寒草甸和高寒湿地土壤热通量全天均为正值,下午至傍晚较高,凌晨至上午较低。高寒湿地土壤热通量日变化幅度较高寒草甸更大。在一天当中,高寒湿地土壤热通量最高值  $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值  $1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒草甸土壤热通量最高值  $22 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值  $1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒湿地土壤热通量下午至傍晚高于高寒草甸土壤热通量,夜间至上午低于高寒草甸土壤热通量。

### (2) 土壤逐渐冻结期

在 10 cm 深处,高寒草甸土壤热通量凌晨至上午为负值,午后至傍晚为正值,高寒湿地土壤热通量日变化与高寒草甸土壤热通量日变化类似,在一天当中,高寒湿地土壤热通量最高值为  $32 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $-21 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒草甸土壤热通量最高值为  $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $-18 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒湿地土壤热通量的值始终高于高寒草甸土壤热通量的值。

在 30 cm 深处,高寒草甸土壤热通量凌晨和傍晚较高,其余时间较低,高寒湿地土壤热通量下午和

傍晚较高,其余时间较低。高寒湿地土壤热通量日变化幅度较高寒草甸更大一些。在一天当中,高寒湿地土壤热通量最高值为  $8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $-11 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒草甸土壤热通量最高值为  $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $-3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒湿地土壤热通量的值下午高于高寒草甸土壤热通量的值,夜间至上午低于高寒草甸土壤热通量的值。

(3) 土壤完全冻结期

在 10 cm 深处,高寒草甸和高寒湿地土壤热通量的值在下午为正值,夜间、上午和傍晚为负值,下午高寒草甸和高寒湿地土壤热通量差异较小,而在夜间和上午高寒草甸土壤热通量的值明显低于高寒湿地土壤热通量的值。在一天当中,高寒湿地土壤热通量最高值为  $23 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $-48 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒草甸土壤热通量最高值为  $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $-22 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒湿地土壤热通量日变化幅度较大,除了在下午低于高寒草甸土壤热通量的值,其余大部分时间均高于高寒草甸土壤热通量的值。

在 30 cm 深处,高寒草甸土壤热通量全天均为负值,且变化幅度不大,最低值为  $-15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,出现在中午,最高值为  $-2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,出现在傍晚。高寒湿地土壤热通量的值下午为正值,夜间、上午和傍

晚为负值,最高值为  $12 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,出现在下午,最低值为  $-25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,出现在上午。白天高寒湿地土壤热通量的值高于高寒草甸土壤热通量的值,夜间高寒湿地土壤热通量的值低于高寒草甸土壤热通量的值。

(4) 土壤逐渐融化期

在 10 cm 深处,高寒草甸和高寒湿地土壤热通量的值在下午和傍晚为正值,夜间和上午高寒草甸土壤热通量为负值,高寒湿地土壤热通量为 0,白天高寒草甸和高寒湿地土壤热通量差异较小,而夜间差异较大。在一天当中,高寒湿地土壤热通量最高值为  $96 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒草甸土壤热通量最高值为  $78 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,最低值为  $-38 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,高寒湿地土壤热通量的值除了在中午低于高寒草甸土壤热通量的值外,其余时间均高于高寒草甸土壤热通量的值。

在 30 cm 深处,高寒草甸土壤热通量在下午和傍晚为正值,夜间和上午为负值,最低值为  $-29 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,出现在清晨,最高值为  $28 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,出现在下午。高寒湿地土壤热通量的值傍晚为正值,夜间、上午和下午均为零,最高值为  $18 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。高寒草甸土壤热通量的值在下午高于高寒湿地土壤热通量的值,其余时间低于高寒湿地土壤热通量的值。

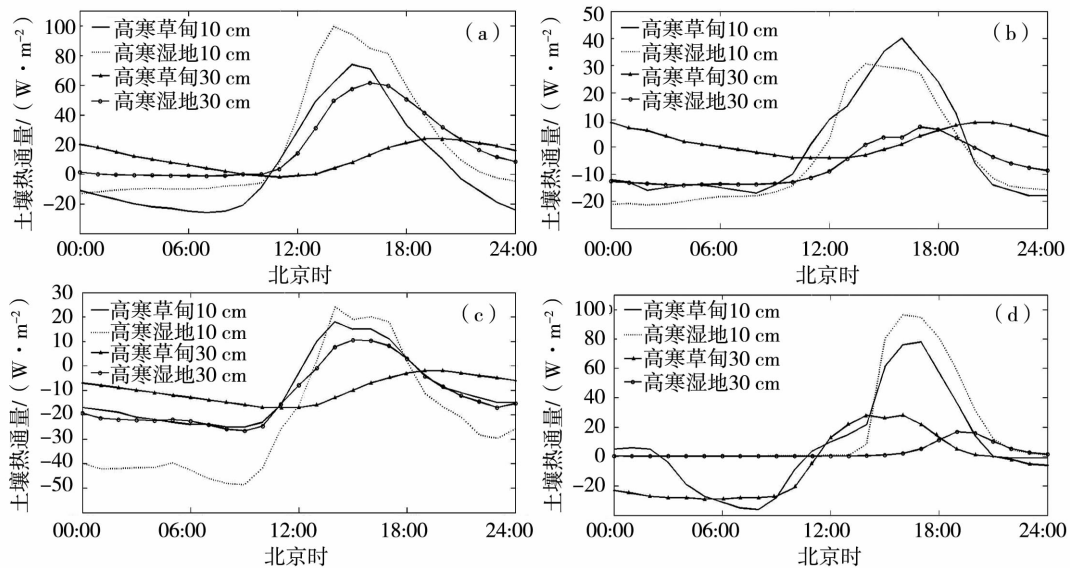


图3 高寒草甸和高寒湿地 10 cm,30 cm 深度土壤热通量日变化  
(a) 土壤完全融化期,(b) 土壤逐渐冻结期,  
(c) 土壤完全冻结期,(d) 土壤逐渐融化期

Fig.3 Daily change of soil heat flux at the depth of 10 cm and 30 cm on alpine wetland and alpine meadow

(a) period of completely melting, (b) period of gradually freezing, (c) period of completely freezing, (d) period of gradually melting

图4给出高寒草甸和高寒湿地10 cm和30 cm深处土壤热通量的月平均值。在土壤完全融化期,高寒草甸和高寒湿地土壤含水量高,土壤热通量的值也较高,在土壤完全冻结期,高寒草甸和高寒湿地土壤含水量低,土壤热通量的值也低。高寒湿地土壤热通量年变化幅度较大,而高寒草甸土壤热通量年变化幅度小。高寒湿地土壤热通量在4~9月为正值,其余各月为负值,高寒草甸土壤热通量在5~8月为正值,其余各月为负值。

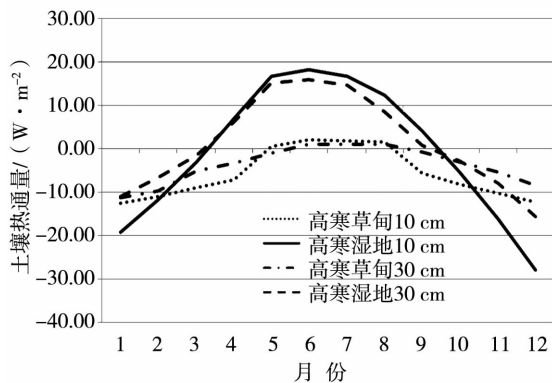


图4 高寒草甸和高寒湿地10 cm, 30 cm 深度土壤热通量月平均值  
Fig. 4 Soil heat flux at the depth of 10 cm and 30 cm on alpine wetland and alpine meadow in each month

#### 2.4 感热、潜热通量

图5为高寒草甸和高寒湿地感热通量、潜热通量的月平均值。在一年12个月当中,高寒草甸感热通量高于高寒湿地感热通量。其中5~8月,高寒草甸和高寒湿地感热通量值相差最大,4个月高寒草甸感热通量较高寒湿地分别高出19,20,19,21  $W \cdot m^{-2}$ ,高寒草甸对大气的加热效应强于高寒湿地。高寒草甸感热通量在7月最大,为193  $W \cdot m^{-2}$ ,1月最小,为96  $W \cdot m^{-2}$ 。高寒湿地感热通量也在7月最大,为174  $W \cdot m^{-2}$ ,1月最小,为91  $W \cdot m^{-2}$ 。高寒草甸和高寒湿地潜热通量在一年当中5~9月较高,其余各月较低,这主要是由于土壤当中的水分在夏季融化、冬季冻结所致,土壤融化期间土壤含水量较高,潜热通量的值也高,土壤冻结期间土壤含水量较低,潜热通量的值相应也变低。高寒湿地各月潜热通量均高于高寒草甸各月潜热通量,尤其在5~9月表现最为明显,分别高出56,50,42,48,58  $W \cdot m^{-2}$ 。高寒草甸潜热通量在7月最大为129  $W \cdot m^{-2}$ ,1月最小为44  $W \cdot m^{-2}$ 。高寒湿地潜热通量6月最大为176  $W \cdot m^{-2}$ ,1月最小为46  $W \cdot m^{-2}$ 。

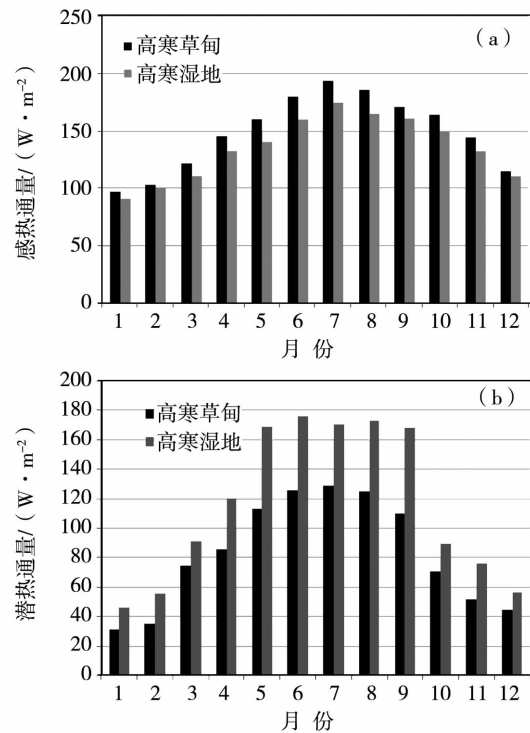


图5 高寒草甸和高寒湿地感热(a)、潜热(b)通量月平均值

Fig. 5 Sensible heat flux (a) and latent heat flux (b) in each month on alpine wetland and alpine meadow

### 3 结论与讨论

(1) 从全年来看,高寒湿地土壤含水量变化幅度大,而高寒草甸土壤含水量变化幅度小。高寒草甸和高寒湿地土壤含水量在土壤完全融化期间较高,土壤完全冻结期间较低。土壤完全融化期,在10~50 cm深处,高寒湿地土壤含水量0.66~0.82  $m^3 \cdot m^{-3}$ ,高寒草甸土壤含水量0.15~0.18  $m^3 \cdot m^{-3}$ 。土壤完全冻结期,在10~50 cm深处,高寒湿地土壤含水量0.13~0.21  $m^3 \cdot m^{-3}$ ,高寒草甸土壤含水量0.01~0.04  $m^3 \cdot m^{-3}$ 。在10 cm深处,高寒湿地完全融化期天数多于高寒草甸,而在30 cm和50 cm深处,高寒草甸完全融化期天数多于高寒湿地。在10 cm和30 cm深处,高寒草甸完全冻结期天数多于高寒湿地,在50 cm深处,高寒湿地土壤完全冻结期天数多于高寒草甸。高寒湿地土壤冻结期较高寒草甸来临较晚,结束亦较晚。

(2) 高寒草甸和高寒湿地地表反照率受土壤水分变化影响在冻结期间较高,融化期间较低。高寒草甸地表反照率在2月达到最高为0.31,6月最低为0.21;高寒湿地地表反照率在11月最高达0.31,6、7月最低为0.20。

(3) 高寒草甸和高寒湿地土壤热通量在土壤完

全融化期间较高,在土壤完全冻结期间较低。在10 cm和30 cm深处,高寒湿地土壤热通量年变化幅度要大于高寒草甸土壤热通量年变化幅度。

(4) 高寒草甸感热通量在各个月份均高于高寒湿地感热通量,夏季尤为明显,说明高寒草甸对大气的加热效应更强一些,冬季高寒草甸和高寒湿地感热通量的值相差较小,说明冬季高寒草甸和高寒湿地对大气的加热效应相当。高寒草甸感热通量在7月最大,1月最小;高寒湿地感热通量在7月最大,1月最小。高寒草甸和高寒湿地的潜热通量均表现为夏季明显高于冬季的特点,且高寒湿地由于土壤含水量高,潜热通量在各月均高于高寒草甸。高寒草甸潜热通量在7月最大,1月最小;高寒湿地潜热通量在6月最大,1月最小。

#### 参考文献:

- [1] 胡隐樵. 黑河实验(HEIFE)能量平衡和水汽输送研究进展[J]. 地球科学进展,1994,9(4):32-34.
- [2] 张强,曹晓彦. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究[J]. 大气科学,2003,27(2):245-254.
- [3] 李英年,师生波,曹广民,等. 祁连山海拔高寒草甸地区微气候特征的观测研究[J]. 高原气象,2000,19(4):512-519.
- [4] 鲍艳,左洪超,吕世华. 干旱区陆面过程参数改进对气候模拟结果的影响[J]. 高原气象,2004,23(2):220-227.
- [5] 张强,黄荣辉,卫国安,等. 西北干旱区陆面过程观测野外试验(NWC-ALIEX)及其研究进展[J]. 地球科学进展,2005,20(4):427-441.
- [6] Zhang Qiang, Cao Xiaoyan, Wei Guoan, et al. Observation and study of land surface parameters over Gobi in typical arid region[J]. Adv Atmos Sci, 2002,19(1):121-135.
- [7] 罗斯琼,吕世华,张宇,等. CoLM模式对青藏高原中部BJ站陆面过程的数值模拟[J]. 高原气象,2008,27(2):259-262.
- [8] 惠小英,王澄海,左洪超,等. 中国北方干旱区感热及潜热的异常特征[J]. 高原气象,2005,24(3):415-421.
- [9] 赵建华,金文岩,刘宏谊,等. 湍流低频贡献对半干旱区地表能量平衡的影响[J]. 干旱气象,2013,31(1):1-9.
- [10] 朱岩,左洪超,郭阳,等. 黄土高原半干旱区异常能量闭合率特征分析[J]. 干旱气象,2014,32(5):719-726.
- [11] 马柱国,符淙斌,谢力,等. 土壤湿度和气候变化关系研究中的某些问题[J]. 地球科学进展,2001,16(4):563-568.
- [12] 柏晶瑜,施小英,于淑秋. 西北地区东部春季土壤湿度变化的初步研究[J]. 气象科技,2003,31(4):226-230.
- [13] Ye Duzheng, Gao youxi. Tibetan Plateau meteorology[M]. Beijing: Science Press,1979. 89-101.
- [14] Tao Shiyun, Chen Lianshou, Xuxiangde, et al. The researching advance of the second atmospheric experiment over the Tibetan Plateau(I)[M]. Beijing: Science Press,1999.
- [15] 季国良. 青藏高原能量收支观测实验的新进展[J]. 高原气象,1999,18(3):333-340.
- [16] 李栋梁,季国良,吕兰芝. 青藏高原地面加热场强度对北半球大气环流和中国天气气候异常的影响研究[J]. 中国科学(D辑),2001,31(增刊):312-319.
- [17] 李跃清. 青藏高原地面加热及上空环流场与东侧旱涝预测的关系[J]. 大气科学,2003,27(1):107-114.
- [18] 李栋梁,李维京,魏丽,等. 青藏高原感热及其异常的诊断分析[J]. 气候与环境研究,2003,8(1):71-83.
- [19] Yang Kun, Koike T, Ishikawa H, et al. Analysis of the surface energy budget at a site of GAME/Tibet using a Single-Source Model[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan,2004,82(1):131-153.
- [20] 李韧,季国良,杨文. 五道梁地区总辐射的年际变化[J]. 高原气象,2005,24(2):173-177.
- [21] 李韧,杨文,季国良,等. 40年来藏北高原五道梁地区地表加热场的变化特征[J]. 太阳能学报,2005,26(6):868-873.
- [22] 杨健,马耀明. 青藏高原典型下垫面的土壤温湿特征[J]. 冰川冻土,2012,34(4):813-820.

## Comparison of Soil Moisture and Heat Features Between Alpine Meadow and Alpine Wetland

ZHANG Haihong, ZHOU Bingrong, XIAO Hongbin

(Qinghai Institute of Meteorological Science, Xi'ning 810001, China)

**Abstract:** Based on observed data of alpine meadow in Maduo and alpine wetland in Longbao of Yushu in Tibetan Plateau, the variation of soil moisture, surface albedo and soil heat flux through the four periods of soil completely melting, gradually freezing, completely freezing and gradually melting were compared and analyzed, and sensible heat flux and latent heat flux were also calculated. The results show that at the 10-50 cm depth, soil moisture of alpine wetland ranged from 0.66 to 0.82  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  and that of alpine meadow was 0.15-0.18  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  in the period of soil completely melting, while soil moisture of alpine wetland ranged from 0.13 to 0.21  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  and that of alpine meadow was 0.01-0.04  $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  in the period of soil completely freezing. Surface albedo in both alpine meadow and wetland was high in the period of soil completely freezing and low in the period of soil completely melting. Annual variation range of soil heat flux was small in alpine meadow but larger in alpine wetland. Sensible heat flux of alpine meadow was higher than that of alpine wetland in each month, and latent heat flux of alpine wetland was higher than that of alpine meadow in each month.

**Key words:** alpine meadow; alpine wetland; soil moisture and heat