

# 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

杨梅学, 姚檀栋, 何元庆

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境实验室, 甘肃 兰州 730000)

**摘 要:** 利用 GAME-Tibet 期间所取得的高分辨率土壤温度和含水量资料, 对青藏高原(主要是藏北高原)土壤水热分布特征及冻融过程在季节转换中的作用进行了分析。指出藏北高原 4cm 深处土壤在 10 月份开始冻结, 次年 4~5 月份开始消融, 冻结持续时间长达 5~7 个月。冻结过程有利于土壤维持其水分, 因此, 在刚刚开始消融时土壤含水量仍然很高。从而为夏季风爆发前土壤通过蒸发向大气提供水分打下了基础。指出土壤冻融过程可能在高原季节转换中起着重要作用。

**关键词:** 青藏高原; 水热分布; 冻融过程; 季节转换; 作用

**中图分类号:** S152.7; 152.8

**文献标识码:** A

众所周知, 在地球气候系统各组分之间的相互作用过程中, 陆气相互作用是一个十分重要的部分。而在陆气相互作用中, 地面反照率、土壤温度和湿度对大气环流和气候变化有重要影响<sup>[1~4]</sup>。作为世界第三极的青藏高原, 其平均海拔在 4 000 m ~ 5 000 m, 广泛发育着多年冻土和季节冻土, 它是世界中低纬度海拔最高和面积最大的高原冻土区, 冻土面积约  $150 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。由于青藏高原特殊的地理位置及其地貌特征, 使它在全球气候系统尤其在亚洲季风特别是南亚季风的形成、爆发、持续时间及强度等方面扮演着重要角色<sup>[5~7]</sup>。在冬季地表是由不规则的雪盖以及大面积的冻土为特征, 而其表层含有大量的水分。季节的冻结和消融过程及其空间分布导致地表干湿状况的时空变化以及地表热量平衡的变化。虽然有研究指出这种变化深深地影响着其后的季风行为和全球气候过程<sup>[8]</sup>, 但由于观测的困难和经费等方面的限制, 对活动层同时进行含水量和土壤温度的高分辨率动态监测还很少, 从而限制了年内冻融过程对气候季节转换影响研究的深入。1998 年, 借助中日国际合作项目“全球能水循环——青藏高原亚洲季风试验”(GAME-Tibet), 我们取得了高分辨率的土壤温度和含水量资料, 杨梅学等<sup>[9~11]</sup>已进行了初步分析, 本文主要探讨青藏高原(主要是藏北高原)土壤的水热分布特征及冻融过程在季节转

换中的作用。

## 1 数据的采集及各点概况

### 1.1 数据的采集

土壤温度是由 10 个白金地温探头(Pt)和数采仪组成, 地温探头的埋设深度分别为 4 cm、20 cm、40 cm、60 cm、80 cm、100 cm、130 cm、160 cm、200 cm, 最深点根据坑深有所不同。土壤湿度(含水量)主要是由 6 个时域反射仪(TDR)探头和数采仪组成, TDR 探头的埋设深度分别为 4 cm、20 cm、60 cm、100 cm、160 cm, 最深点根据坑深有所不同, 数据进行自动采集, 每小时记录一次。我们这里用 TDR 所测得的土壤湿度主要是指土壤中未冻水的体积含水量, 因此在下面的分析中, 土壤含水量指土壤未冻水含水量而不包括冰。

### 1.2 各点概况

我们主要沿青藏公路沿线从北向南布点, 各点的具体地理位置、经纬度、海拔高度、植被状况、土壤组成等见文献[12]。

## 2 土壤的冻融过程及水热分布特征

土壤温度和含水量数据为每小时记录一次, 我们首先对它们进行了日平均。如果我们以日平均土

收稿日期: 2002-06-08.

基金项目: 中国科学院资源环境领域知识创新工程重大方向项目(KZCX2-301)、国家自然科学基金项目(40171020)、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境开放研究实验室创新项目(210506)及中国科学院寒区旱区环境与工程研究所“知识创新工程”项目(CACX210072)资助。

作者简介: 杨梅学(1968-), 男(汉族), 甘肃省岷县人, 理学博士, 副研究员。主要从事冰冻圈与全球变化以及寒区环境等方面的研究。E-mail: mxyang@ns.izb.ac.cn

壤温度开始持续 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 为开始冻结日期,而日平均土壤温度开始持续 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 为开始消融日期。则不同观测点不同深度土壤开始冻结日期和开始消融日期分别如表 1 和表 2 所示。可见各点 4cm 深处均在 10 月份开始冻结,冻结最早的是 WADD 点(10 月 7 日),冻结最迟的是 MS3608 点和 TTH 点(10 月 27 日),相差为 20d。各点 4cm 深处基本上在 4 月份开

始消融,其中消融最早的是 D66 点和 MS3637 点(4 月 2 日),最迟为 D110 点(5 月 1 日),相差 30d。从表 1 和表 2,我们就可以得到不同观测点不同深度土壤冻结持续的时间(表 3),在 4cm 深处冻结时间最短的为 MS3608 点,但也超过了 5 个月(158 d),而冻结时间最长的为 D110 点,近 7 个月(202 d)。

表 1 不同观测点不同深度土壤开始冻结日期  
Table 1 The date of soil began to freeze in various depths at different sites

观测点	不同深度开始冻结日期(月.日)								
	4cm	20cm	40cm	60cm	80cm	100cm	130cm	160cm	200cm
D66	10.12	10.13	10.19	10.29	11.05	11.08	11.17	11.22	12.02
TTH	10.27	10.31	11.01	11.05	11.10	11.17	11.25	12.08	12.22
D110	10.11	10.12	10.17	10.21	11.9	11.21	12.26	1.21	
WADD	10.07	10.13	10.19	10.24	11.2	11.14	11.28		
NODA	10.12	10.20	10.29	11.7	11.15	11.23	12.14	12.30	1.23
安多	10.14	10.30	11.07	11.11	11.21	11.30	12.16	12.29	1.19
MS3608	10.27	11.09	11.15	11.25	12.13	12.25	1.12	2.02	
MS3637	10.25	10.27	11.16	11.29	12.09	12.26	1.23		

表 2 不同观测点不同深度土壤开始消融日期  
Table 2 The date of soil began to melt in various depths at different sites

观测点	不同深度开始消融日期(月.日)								
	4cm	20cm	40cm	60cm	80cm	100cm	130cm	160cm	200cm
D66	4.02	4.08	4.19	4.22	4.28	5.04	5.14	5.21	6.05
TTH	4.15	4.18	4.21	4.24	4.28	5.01	5.09	5.19	5.28
D110	5.01	5.06	5.11	5.19	6.2	6.11	6.27	7.13	
WADD	4.25	4.25			5.30	6.11	6.30		
NODA	4.15	4.24	4.29		5.26	6.8	6.20	7.18	
安多	4.16	4.27	4.30	5.07	5.13	5.21	5.28	6.09	6.23
MS3608	4.03	4.13	4.26	4.29	5.05	5.21	6.02	6.12	6.23
MS3637	4.02	4.10	4.13	4.16	4.20	4.28			

表 3 不同观测点不同深度土壤冻结持续时间  
Table 3 The duration (days) of the soil frozen in various depths at different sites

观测点	不同深度冻结持续时间(d)								
	4cm	20cm	40cm	60cm	80cm	100cm	130cm	160cm	200cm
D66	172	177	182	175	174	177	178	180	185
TTH	170	169	171	170	169	165	165	162	157
D110	202	206	206	210	205	202	213	173	180
WADD	200	194			209	209	164		
NODA	185	186	182			184	176	172	176
安多	184	179	174	177	173	172	163	162	155
MS3608	158	155	162	155	143	147	141	130	
MS3637	159	165	148	138	132		95		

各观测点土壤含水量的分布并不都是随深度的增加而增加或减小, 而是表现出一定的高含水层。这种分布特征对土壤的冻融过程及土壤温度的时空分布有较大影响。在夏季风期间, 各观测点土壤含水量在 10 cm 浅层均较高。土壤冻融过程的快慢和土壤温度的时空分布状况与土壤含水量的多少有关。不但土壤含水量对土壤冻融过程及热量分布有较大影响, 地表状况(如积雪等)也对土壤温度的分布有较大影响<sup>[12]</sup>。

3 土壤的水热分布特征及冻融过程在季节转换中的作用

土壤温度和含水量的时空分布反应了土壤的干湿状况及热量状况。在地气系统能水循环的过程中, 土壤热量和含水量的时空变化是极其重要的组成部分。这一方面是因为相对于其上的大气而言, 土壤的热容量和含水量均较大, 不但受其上的天气

气候过程的很大影响, 而且也极大地制约着其上的天气气候过程。

图 1 是沱沱河和那曲 1997—08 ~ 1998—09 的逐月降水量, 可见降水主要发生在 6 ~ 9 月。如果我们以 1997—10 ~ 1998—09 为一个年周期, 在沱沱河和那曲 6 ~ 9 月份的降水量分别占总降水量的 85.38% 和 84.71%。而 6 ~ 9 月份的降水使地表含水量升高, 但由于在我们所研究的区域内, 10 月份各测点已开始冻结, 大约要持续 6 个月左右的时间才开始消融(表 2), 即在 4、5 月份开始消融(表 1)。尽管冻结期间降水量很小, 但刚刚消融时土壤含水量仍然很高(图 2)。事实上, 从图 1 也可以看出, 1997—09 的降水量仍然较高, 而 10 月份土壤开始冻结, 土壤温度较低, 只能通过升华过程向大气输送水分, 但这毕竟有限。因此, 冻结过程有利于土壤维持其水分。这样, 尽管冬季(冻结期间)降水量相当有限, 但在刚刚开始消融时土壤含水量仍然很高。

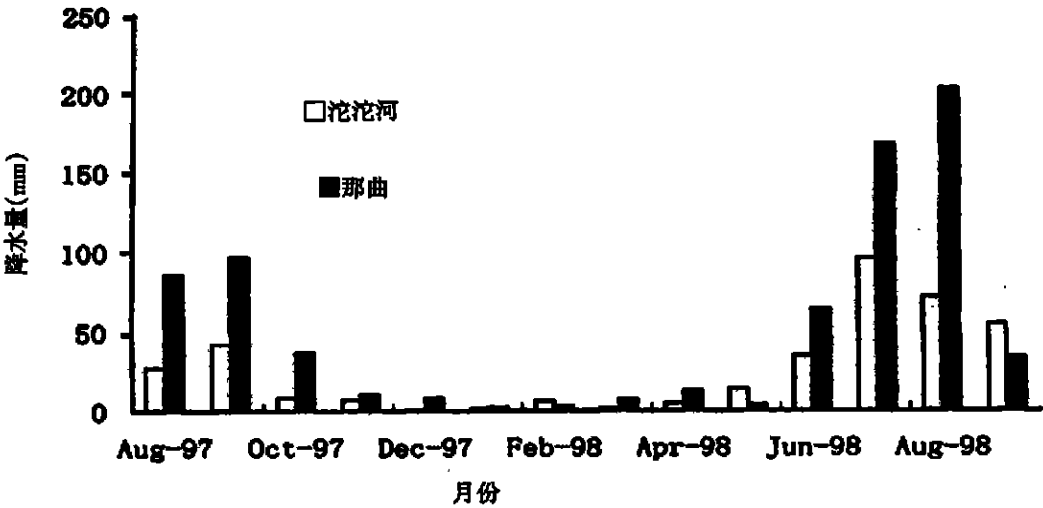


图 1 沱沱河和那曲气象站 1997—08 ~ 1998—09 的逐月降水量

Fig. 1 The precipitation at Tuotuohe and Naqu meteorology stations (August 1997—September 1998)

D66、沱沱河、D110、NODA、安多、MS3608 以及 MS3637 点, 4、5 月份土壤刚刚消融后的含水量均较高, 除 4cm 深处外, 其它各层的含水量基本上与 9、10 月份土壤冻结前的含水量相当。在 4cm 深处, 9、10 月份冻结前土壤含水量要略高于 4、5 月份土壤

刚刚消融后的含水量(图 2)。表明冬季由于空气冷干, 土壤通过升华等过程向大气输送水汽, 但仅限于表层。D110 点土壤刚刚消融时的含水量要高于冻结前时的含水量, 这与冬季较厚积雪有关<sup>[31]</sup>。

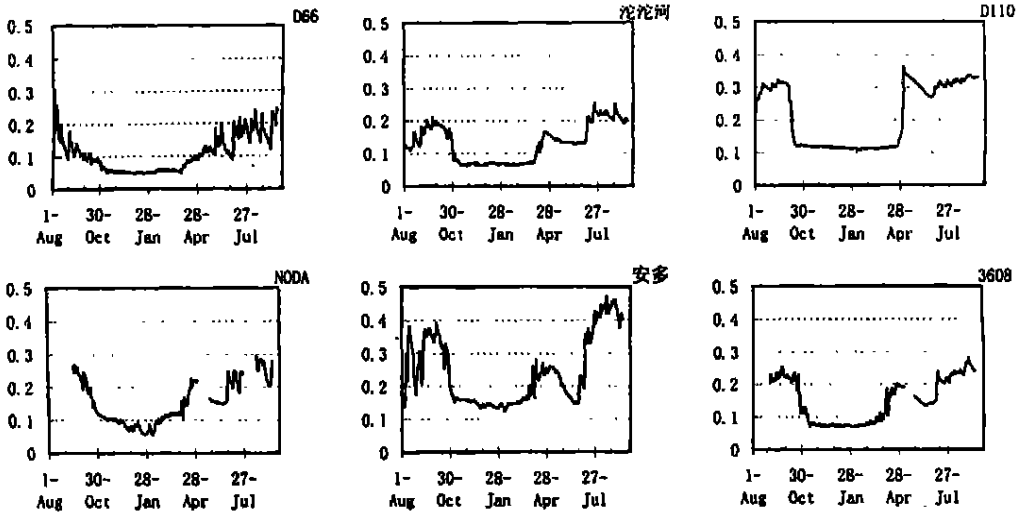


图 2 各点 4cm 深度土壤未冻水日平均含量随时间的变化(图中纵坐标为含水量)

Fig. 2 The variation of the daily mean unfrozen water at 4cm depth at different sites

土壤在完全消融后,因湿度较大,因此反照率较低,吸收太阳短波辐射的能力加强,使土壤温度迅速升高,而这有利于土壤水分的蒸发。从土壤消融后到夏季雨季开始前,浅层土壤显著变干,且这种变干过程甚至可到达 100cm 深处。这显然都是由于蒸发的缘故,这用于增加大气中的水汽含量。大气中水汽含量的增大,一方面可增加潜热的释放,张永生等<sup>[6]</sup>的研究表明,青藏高原的地表潜热通量有着明显的季节变化,在 1989 年 5 月初显著增大。另一方面水汽是一种温室气体,能强烈地吸收地表放出的长波辐射。这是一种正反馈过程,但总体上说,由于水汽的含量还不足引起云的大范围产生,因此云的负反馈作用很小,从而使得夏季风爆发前近地层大气的温度最高。这也许从某种程度上说明了在夏季风爆发前地气系统间的水分交换(主要是地面向其上大气通过蒸发输送水分)在夏季风爆发过程中的作用。表明了夏季风爆发前土壤水分和能量向大气的输送。

李国良等<sup>[14]</sup>的研究结果表明,就 1982 年而言,大气加热场在那曲由热源转为冷源的时间是 10 月第 2 候,而由冷源转为热源的时间是 3 月第 6 候。考虑到年际差异,则冷热源的转换与土壤冻融过程开始的时间基本一致。顾本文等<sup>[15]</sup>利用辐射和云参数化模式,分析研究了高原地区大气辐射加热场的季节变化特征及其与气候的关系,指出高原地区大气净加热有着明显的季节变化。在 1~2 月和 4

~5 月,低层大气净加热出现急增;高原东部,大气净加热于 8~9 月出现锐减,而高原中部,大气净加热的锐减则出现于 10~11 月。正是这些大气净加热的急增和锐减过程,促使高原地区从冬到夏和从夏到冬的季节转换。大气净加热的急增和锐减与土壤开始消融和冻结的时间比较一致,这说明土壤冻融过程可能在高原季节转换中起着重要作用。

过去由于缺乏对青藏高原活动层温度和含水量的同时观测,使得对青藏高原在春末夏初的升温过程主要归功于感热加热<sup>[7,16-17]</sup>。吴国雄等<sup>[7]</sup>曾给出了 1989 年季节转换期间逐日青藏高原主体地区(80°E~100°E, 27.5°N~27.5°N)平均的表面感热通量、300 hPa 的温度( $T$ )及 500 hPa~200 hPa 的厚度( $\Phi_2^2$ )的演变。300 hPa 的温度代表了高原上空对流层的平均温度,其演变与  $\Phi_2^2$  的演变同步,且具有阶梯状。 $T$  和  $\Phi_2^2$  有三次突然增加,它们分别出现在 4 月底、5 月中和 6 月初,温度增加值分别为 6℃、7℃和 4℃。在第一次和第二次突然增温前约 10d 出现感热通量的极大值。为什么感热通量的极大值的出现比  $T$  和 ( $\Phi_2^2$ ) 突然增加的时间提前 10d 左右文献<sup>[7]</sup>中没有进一步的解释,但我们是否可以认为,这中间地面向大气的水汽输送起了一定的作用,因为地面增温从而将土壤中的水分通过蒸发过程输送给了其上的大气,这些水汽参与(或加速)了大气的增温。之所以地表土壤在 4、5 月份刚刚消融时含水量仍很高,主要是由于近 6 个多月的冻结过程有利于

土壤维持其水分(当然冻结过程也可以使水分向冻结锋面迁移)。如果是这样, 则与冻融过程相联系的特殊的水分分布在青藏高原季节转换中可能扮演着一个比较重要的角色。

4 结论

1. 藏北高原 4 cm 深处土壤在 10 月份开始冻结, 次年 4~5 月份开始消融, 冻结持续时间长达 5~7 个月。这一冻结过程在青藏高原土壤水分分布特征中有重要作用。

2. 冻结过程有利于土壤维持其水分。因此, 尽管冬季(冻结期间)降水量相当有限, 但在刚刚开始消融时土壤含水量仍然很高。从而为夏季风爆发前(4~5 月)土壤通过蒸发向大气提供水分打下了基础。

3. 高原大气净加热的急增和锐减与土壤开始消融和冻结的时间比较一致, 这说明土壤冻融过程可能在高原季节转换中起着重要作用。

参考文献:

[ 1 ] Shukla, J and Mintz, Y. . Influence of land-surface environment on the earth climate[ J] . *Science*, 1982, 215, 1498—1501.

[ 2 ] 刘晓东, 罗四维, 钱永莆. 青藏高原地表热状况对东亚大气环流影响的数值模拟[ J] . *高原气象*, 1989 8(3): 205~215.

[ 3 ] Yeh, T. C., Wetherald, R. T. and Manabe S., The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change—A numerical experiment[ J] . *Mon. Wea. Rev.*, 1984 112, 474~490.

[ 4 ] 刘永强, 叶笃正, 季劲均. 土壤湿度和植被对气候的影响—1. 短期气候持续异常性的理论分析[ J] . 1992, *中国科学(B 辑)*, 4,

441~448.

[ 5 ] 杨梅学, 姚檀栋. 青藏高原雪盖对亚洲季风影响研究进展[ J] . *冰川冻土*, 1998 20(2): 186~192.

[ 6 ] 张永生, 吴国雄. 关于亚洲夏季风爆发及北半球季节突变的物理机理的诊断分析: I 季风爆发的阶段性特征[ J] . *气象学报*, 1998, 56(5): 513~527.

[ 7 ] 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[ J] . *大气科学*, 1999 23(1): 51~61.

[ 8 ] Bamnet T P, Dumenil L, Schlese U et al. . The effect of Eurasian snow cover on region and global climate variations[ J] . *J Atmos Sci*, 1989, 46: 661~685

[ 9 ] 杨梅学, 姚檀栋, 何元庆等. 藏北高原 D110 点土壤温度的极值分析[ J] . *山地学报*, 1999, 17(3): 207~212

[ 10 ] 杨梅学, 姚檀栋, T. Koike. 藏北高原土壤温度分布的纬向效应和高度效应[ J] . *山地学报*, 1999, 17(4): 329~333.

[ 11 ] 杨梅学, 姚檀栋, T. Koike. 藏北高原土壤温度的变化特征[ J] . *山地学报*, 2000 18(1): 13~18.

[ 12 ] 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[ J] . *自然科学进展*, 2000 10(5): 443~450.

[ 13 ] 杨梅学, 姚檀栋, 小池俊雄等. 藏北高原土壤温度异常变化及其与雪灾关系初析[ J] . *自然灾害学报*, 1999 8(2): 88~95.

[ 14 ] 季国良, 姚兰昌, 袁福茂等. 1982 年冬季青藏高原地面和大气的加热场特征[ J] . *中国科学(B)*, 1986, (2): 214~224.

[ 15 ] 顾本文, 季国良. 1993. 青藏高原地区大气辐射加热场的季节变化[ J] . *高原气象*, 12(4): 367~376.

[ 16 ] Li C F and Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land—sea thermal contrast [ J] . *J Climate*, 1996, 9: 358~375.

[ 17 ] Luo H B and Yanai M. The large scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I : Heat and moisture budgets[ J] . *Mon. Wea. Rev.*, 1984, 112: 966~989.

# The Role of Soil Moisture-Energy Distribution and Melting-Freezing Processes on Seasonal Shift in Tibetan Plateau

YANG Meixue, YAO Tandong and HE Yuanqing

(1. *Laboratory of Ice Core and Cold Region Environment, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China*)

**Abstract:** Based on the in-situ high-resolution observation soil moisture and temperature data obtained during GAME-Tibet, the effects of the soil energy-moisture distribution and the melting-freezing progresses on seasonal shift were preliminarily discussed. The shallow layers start to freeze in October and to melt from April at all sites, with about 6 months frozen period. But the beginning time of freezing-melting and frozen period varied at different sites. The temporal and spatial variation of the soil heat content and soil moisture is the very important component in energy and water cycle in land-atmosphere system, because the heat capacity and moisture content of soil is larger than that in the atmosphere. The freezing processes could prevent the soil moisture from evaporating. Thus, there is little precipitation in winter (frozen period), but higher soil moisture when the soil begins to melt. The temporal consistent of the abrupt increase and decrease of atmospheric net heat with the melt and freeze of soil showed that the soil melting and freezing processes may play an important role in the seasonal shift in Tibetan Plateau.

**Key words:** Tibetan Plateau , soil water-energy distribution, soil melting-freezing processes, seasonal shift, roles