

文章编号: 1008—2786(2000)01—0013—05

藏北高原土壤温度的变化特征

杨梅学¹, 姚檀栋¹, Toshio KOIKE²

(1. 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 甘肃 兰州 730000; 2. 日本长岗技术科学大学, 日本)

摘 要: 通过 GAME—Tibet 野外工作前期所得到的土壤温度资料, 初步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, 并探讨了这种特征形成的原因。认为这可能与降雪、反照率、长波辐射、凝结潜热等的反馈过程及土壤湿度有关。由于土壤湿度等的影响, 较潮湿的地方下层土壤从开始冻结到完全冻结需要一个较长的时间过程。

关键词: 藏北高原; 土壤温度; 变化特征

中图分类号: S125. 8; S159. 2 75

文献标识码: A

在地球气候系统各组分之间的相互作用的过程中, 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^[1]。青藏高原是世界上最高和地形最复杂的大高原, 它具有独特的天气气候特征, 它不仅对我国、对亚洲, 而且对全球大气环流和天气气候的形成都有重要影响^[2]。青藏高原是一个扰动源, 影响我国东部的大范围暴雨、雷暴等恶劣天气, 其初始扰动很多都是在青藏高原产生的; 青藏高原又是一个对外来系统的改造场所, 所有移近和越过青藏高原的各种尺度的系统都要受到青藏高原的强烈影响^[2]。数值模拟研究表明^[3], 土壤温度等地表状况的变化对大气环流有很大影响。

鉴于土壤热状况在气候系统中的重要性, 已有一些人对青藏高原土壤热通量进行了研究^[4~6], 但由于青藏高原上资料的相对贫乏, 使得在该地区的研究相对较少。在 1997—07~09, 中日科学家合作进行了“全球能水平衡试验——青藏高原亚洲季风试验”(GAME—Tibet) 第一阶段的野外工作, 在藏北高原不同地点分别建立了自动气象站和埋设了土壤温度湿度观测系统, 杨梅学等^[7~9]曾就土壤温度和湿度资料进行了一些初步的分析。本文主要就該试验期间第二阶段(1998—04 起) 前期所取得的部分观测资料, 对不同深度不同地点土壤温度的变化特征进行分析。

1 数据的采集

土壤湿度(含水量)和土壤温度观测系统(SMTMS)主要由 6 个时域反射仪(TDR)和 10 个白金地温探头(Pt)及数采仪组成, 每小时记录一次。其中 Pts 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。

收稿日期: 1999—03—10; 改回日期: 1999—06—01

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040800)、中科院重大项目 KZ951—B1—212 及中日 GAME—Tibet 国际合作项目资助

作者简介: 杨梅学(1968—), 男(汉族), 甘肃省岷县人, 1990 年毕业于兰州大学大气科学系天气动力学专业, 1996 年获兰州大学大气科学系大气物理与大气环境专业硕士学位。现为中国科学院兰州冰川冻土研究所冰芯与寒区环境实验室博士研究生, 主要从事寒区环境及全球气候变化方面的研究工作

2 土壤温度的变化特征

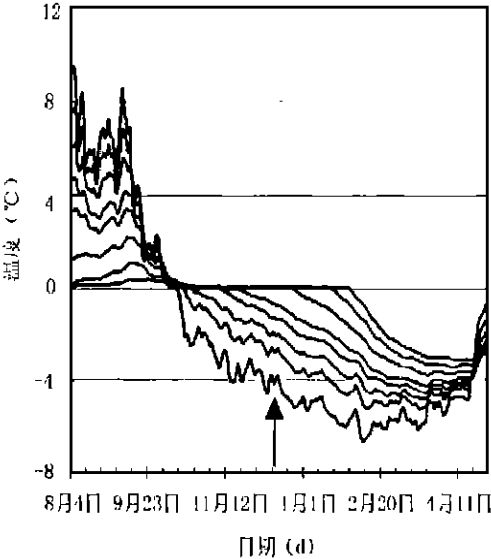
我们主要讨论以下 4 点即 D110、安多、Noda 和 MS3637 的土壤温度的变化特征, 时间跨度为 1997—08~1998—05。各点位置及概况如表 1。

表 1 数据采集点概况
Table 1 Summary of the locations

地 点	经纬度	海拔 (m)	地理位置描述	植被状况	土壤组成
D110	32° 41. 485N, 92° 51. 267E	5000	110 道班附近在扎加藏布河南岸一级阶地	地表为沼泽化草丘, 有轻微盐渍化, 植被覆盖 30%~40%, 为小蒿草。	为河流相沉积物, 上部为粗砂、细砂组成, 下部细砂为主, 夹有粉砂透镜体。地下水位在 1. 30m 左右。
劳 达 (Noda)	32° 27. 595N, 91° 48. 045E	4850	安多以北沿青藏公路约 40km 处, 安多河西岸的山前坡地上		细、粘土层, 夹粉砂和细砂。
安 多	32° 14. 468N, 91° 37. 507E	4710	安多以西安(多)—尼(玛)公路 7km 处, 位于山前台地。	地表为草地, 较干燥, 植被覆盖>80%	
M S3637	34° 13N, 92° . 26E	4533	沱沱河气象站内, 沱沱河南岸一级阶地	地表平坦, 干燥, 植被覆盖 80%~90%, 主要为小蒿草, 半干旱草原景观	为河流相沉积物, 由粗砂、细砂和粉砂组成, 各粒级较均匀, 地下水位 2. 5 m。

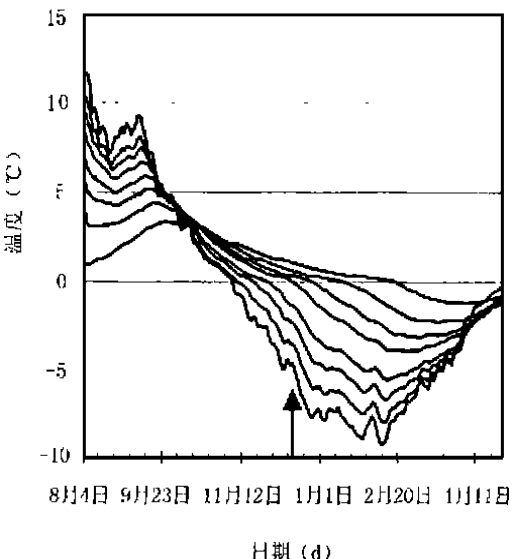
从图 1—(1)~(4) 4 点土壤温度随时间的变化可以看出, 各点浅层(20 cm~60 cm)温度尽管存在短期的波动, 但就一年时间尺度而言, 浅层土壤温度存在明显的正弦变化, 与太阳辐射的年际变化一致, 说明浅层土壤温度的长期变化主要受太阳辐射年际变化的影响。而且, 还可以看出, 各点土壤温度在某一时间左右基本上可以同温, 也就是说, 在某一时间土壤内几乎不存在垂直方向上的温度梯度, 即几乎不存在垂直方向上的能量传递, 或者说垂直方向上的温度梯度很小, 从而垂直方向上的能量传递亦很小。一般地, 在北半球夏季, 由于地表接收的太阳辐射大于地表放射的长波放射, 这种正的净辐射能使得地表温度首先升高, 这时地表在增强向上长波辐射的同时, 由于存在向下的土壤温度梯度, 一部分能量要向下传递, 使下层土壤温度升高, $dT/dz>0$, 依次递推。因此在北半球夏半年初, 地表土壤温度首先升高, 然后依次向下传递, 下层土壤温度以一定的滞后时间依次升高, 但幅度已越来越小(图 1)。在冬半年初, 由于地表所接收的太阳辐射开始减弱, 地表开始降温, 但由于此时上层土壤温度依然高于下层, $dT/dz>0$ (但其量值已开始减小)。因此此时仍然存在向下的能量流, 下层土壤温度依次继续升高。这种过程持续一定时间后, 下层土壤温度达到最高, 而此时及其稍后一段时间, 上下层温差变得很小, 整层土壤几乎为一等温层, $dT/dz\cong0$, 几乎不存在热量的垂直流动, 或者说热量的垂直流动很小。

此后, 由于浅层进一步变冷降温, 使得土壤温度进一步降低, 虽然此时下层亦处于降温变冷阶段, 但其降温幅度要比下层的小, 这样从这时开始, 土壤温度梯度方向发生改变, $dT/dz<0$ 。土壤中能量流的方向亦发生改变, 即土壤中能量是从下层向上层传递, 但由于从下层得到的能量不足以抵消上层的降温, 因此此时各层土壤温度整体上都是降低的。但降温的位相是下层滞后于上层。到夏半年初, 由于地表接收的太阳辐射能大于其放射的长波辐射, 使得地表停止降温而首先升温, 但由于其下层温度仍然相对较高, 土壤中的垂直温度梯度仍未发生改变, $dT/dz>0$ 。依然是由下层向上层传递热量, 但垂直温度梯度开始减小, 这种状况维持一定时间后, 垂直温度梯度减小到接近零的程度, $dT/dz\cong0$, 此时土壤上下层几乎为等温层, 土壤中几乎不存在热量的流动。然后由于地表的进一步增暖, 地表温度进一步升高, 使得土壤中垂直温度梯度方向发生改变, $dT/dz>0$, 从而完成一个年周期的循环。



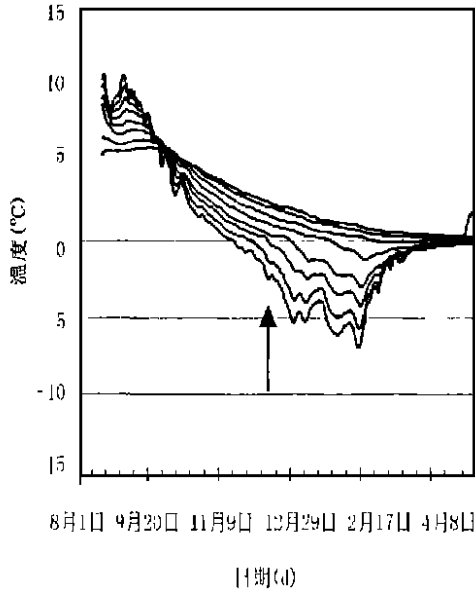
说明: 从箭头处起从下往上各条曲线所代表的深度分别为:
20 cm, 40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm, 130 cm, 160 cm, 180 cm

(1) D110



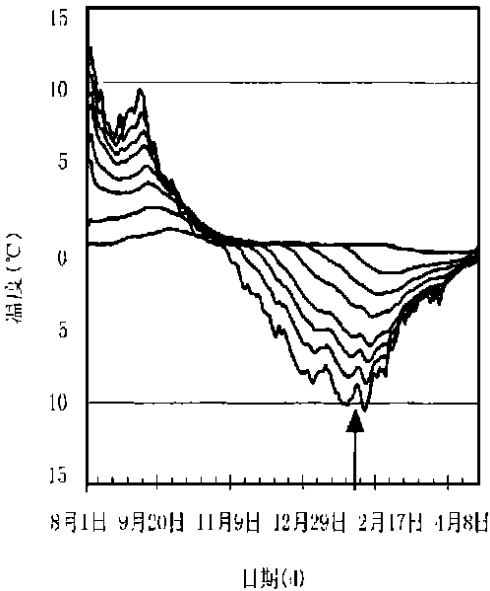
说明: 从箭头处起从下往上各条曲线所代表的深度分别为:
40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm, 130 cm, 160 cm, 200 cm, 279 cm

(2) 安多



说明: 从箭头处起从下往上各条曲线所代表的深度分别为:
40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm, 130 cm, 160 cm, 200 cm, 234 cm

(3) MS3637



说明: 从箭头处起从下往上各条曲线所代表的深度分别为:
40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm, 130 cm, 160 cm, 200 cm, 245 cm

(4) Noda

图 1 各样点不同深度土壤温度随时间的变化
Fig. 1 The time temperature variation of soil in different sites

同时,从图 1 还可以看出,不管是上层还是下层,土壤温度的时间变化均表现出一个明显的特征,那就是降温过程缓慢,而升温过程表现的很迅速。其可能的原因,我们初步认为积雪的覆盖从而引起的反照率的变化可能扮演了比较重要的角色或者说至与它有关。在初冬季节,尽管由于降雪等原因使得地表反照率增加,从而使得地表接收到的太阳辐射能减少,使得地表降温,但同时由于降雪的覆盖,使得地表放射的长波辐射亦减少,因而从某种程度上减缓了由于降雪—反照率反馈过程的降温作用。这是一个负反馈过程。故而,土壤温度的降温过程是相对缓慢的。在春末夏初季节,太阳辐射已经开始增强,地表接收的太阳辐射亦开始增加,地表开始增温,积雪等开始融化,地表反照率增加,这一方面使得地表接收的太阳辐射增加,从而使积雪进一步融化和地表反照率进一步增加,这是一个正反馈过程;同时,白天积雪在融化的过程中吸收了大量的热量,而在夜间由于辐射冷却,有可能使得融水(或潮湿的地表)再冻结,从而放出大量的凝结潜热,进一步加热附近的土壤。因此,这种双重的有点正反馈的过程使得土壤温度在升温时要相对更快一些。

从图 1—(1)和图 1—(4),我们还可以看出更为有趣的现象。尽管上层土壤温度的变化在较长的时间尺度上来看存在着正弦曲线式变化,但在较下层,土壤温度维持在 0°C 附近有相当长的一段时间,然后才越过 0°C 线开始冻结,而且越到下层越是如此。也就是说,下层土壤的冻结需要一个相当长的过程。就 Noda 站而言,245 cm 深处土壤从开始冻结到完全冻结需要 3 个月左右的时间;对于 D 110 站来说,180 cm 深处土壤从开始冻结到完全冻结大约需要近 4 个月的时间。其原因是,这两个地方土壤湿度较大,在冻结的过程中会放出大量的凝结潜热,因而减缓冻结过程。

3 结 论

通过 GAME—Tibet 野外工作前期所得到的土壤温度资料的初步分析,发现不同地点不同深度土壤温度的时间变化既有其共性,也有其差异性。不论深层还是浅层,土壤温度的变化均表现出与太阳辐射的变化相一致的特征;但越往下层,土壤温度的变化幅度越小。同时,在垂直方向上,土壤温度的垂直梯度 dT/dz 在以下 4 种状态之间循环,即 $dT/dz > 0$, $dT/dz \cong 0$, $dT/dz < 0$, $dT/dz \cong 0$ 。不论是深层还是浅层,土壤的冷却过程缓慢,而增暖过程相对较快,这可能与降雪、反照率、长波辐射、凝结潜热等反馈过程有关。由于土壤湿度等的影响,较潮湿的地方下层土壤从开始冻结到完全冻结需要一个较长的时间过程,就 D110 处 180 cm 深处这个冻结过程约为 4 个月。

致谢 第一作者特别感谢丁永建研究员、王绍令高级工程师、陈贤章副研究员、沈永平副研究员以及其它 GAME—Tibet 野外工作人员给予的诸多帮助!

参考文献:

- [1] 李崇银. 气候动力学引论[M]. 北京: 气象出版社, 1995. 290~296
- [2] 乔全明, 张雅高. 青藏高原天气学[M]. 北京: 气象出版社, 1994. 1~250
- [3] 刘晓东, 罗四维, 钱永莆. 青藏高原地表热状况对东西大气环流影响的数值模拟[J]. 高原气象, 1989, 8(3): 205~215
- [4] 徐兆生, 马玉堂. 青藏高原土壤热通量的测理计算和气候推广法[C]. 青藏高原气象科学实验文集(二), 北京: 科学出版社, 1984. 35~45
- [5] 陈万隆, 翁笃鸣. 拉萨土中热通量铅直分布的基本特征[J]. 地理科学, 1986, 6(3): 222~228
- [6] 章基嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 青藏高原气象学进展[M]. 北京: 科学出版社, 1988. 78~88
- [7] 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(原《山地研究》), 1999, 17(3): 207~212
- [8] 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(原《山地研究》), 1999,

13(4): 329 ~ 332

[9] 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 ~ 96

VARIATION FEATURES OF SOIL
TEMPERATURE IN NORTHERN TIBETAN PLATEAU

YANG Mei-xue¹, YAO Tan-dong¹, Toshio KOIKE²

(1. Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, CAS, Lanzhou 73000 PRC;

2. Nagaoka University of Technology, Japan)

Abstract: In order to quantitatively understand the role of Tibetan Plateau in Asian monsoon system, the GAME-Tibet Project was carried out jointly by Chinese and Japanese scientists. The examinations of the soil temperature in different depth on different sites are common in some extent, there are also some differences. Variations of soil temperature in different depth are consistent with that of solar radiation. The phase of soil temperature variation in deeper layer is lagged behind that of the shallower layer. However, the deeper the layer, the smaller the amplitude of variation. Meanwhile, the sign of the vertical gradient of the soil temperature can change several times. This shows that the vertical energy flgradient can change several times in one year. It is associated with the energy budget on the surface. The cooling of the soil is pretty slowly. However, the warming of the soil is fast in spring and summer. Such phenomena may be associated with the feebdack processes of snow cover, albedo, long wave radiation and the heat of condensation. Due to the soil moisture, freezing process takes time from freezing to be frozen. The wetter the soil, the longer the time.

Key words: Northern Tibeau Plateau, soil temperature, variation features