

王澄海, 崔洋. 2011. 东亚夏季风建立前青藏高原地气温差变化特征 [J]. 气候与环境研究, 16 (5): 586–596. Wang Chenghai, Cui Yang. 2011. Characteristics of the difference of temperature between surface and atmosphere over the Tibetan Plateau in the early stage of East Asian summer monsoon onset [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (5): 586–596.

东亚夏季风建立前青藏高原地气温差变化特征

王澄海 崔洋

兰州大学大气科学学院, 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州 730000

摘 要 利用青藏高原地区 112 个站 1980~2001 年和部分站点 1960~2000 年的气温、地温资料, 采用经验正交 EOF 和旋转经验正交 REOF 等方法, 对东亚夏季风爆发前青藏高原地气温差的变化特征进行分析, 并对其与东亚夏季风之间的联系进行了分析。结果表明, 青藏高原地气温差一般超前气温、地温 1 个月达到全年最大值, 比中国中东部同纬度地区的地气温差达到最大值超前 2 个月。随着高原由春季向夏季的过渡 (3~6 月), 高原地气温差年际变化的异常敏感区逐渐由 3 月中部的河谷地带移动到高原的东南部地区。高原地表积雪的融雪过程和冻土的融冻过程对东亚夏季风建立前期高原 4、5 月份地气温差具有重要影响。高原地区的地气温差在 4、5 月份的呈现出不同的变化趋势。4 月份, 由于积雪的反照率引起的辐射冷却作用, 地气温差在 1960 年代到 1970 年代中期呈显著减小趋势, 之后呈增大的趋势。1960 年代到 1990 年代 5 月的地气温差更多地反映出非绝热加热的作用, 高原地气温差呈减小趋势。

关键词 青藏高原 地气温差 季风前期 年际变化

文章编号 1006-9585 (2011) 05-0586-11 **中图分类号** P468.0+21 **文献标识码** A

Characteristics of the Difference of Temperature between Surface and Atmosphere over the Tibetan Plateau in the Early Stage of East Asian Summer Monsoon Onset

WANG Chenghai and CUI Yang

Key Laboratory for Arid Climate Change and Disaster Reduction of Gansu Province, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

Abstract Using the observational air and surface temperature datasets of 112 stations in the Tibetan Plateau (TP) and around areas, the temporal-spatial evolution characteristics of the difference of temperature between surface and atmosphere ($T_s - T_a$) over Tibetan Plateau in the early stage of East Asian Summer Monsoon (EASM) onset and its connections with the EASM are analyzed by EOF (Empirical Orthogonal Function), REOF (Rotated Empirical Orthogonal Function), and other methods. The results show that, the time when $T_s - T_a$ in TP reach the peak value of the year is one month ahead of that of the air and surface temperature, and about two months earlier than that of the same latitude in the middle and eastern China. During the transition season, the sensitive area of $T_s - T_a$ in TP gradually shifts from the central in March to the southeast part in April, and after its range expands in May, it maintains a stable state in the southeast part of TP. In April and May, the early stage of EASM, snowmelt and tha-

收稿日期 2009-12-23 收到, 2011-06-01 收到修定稿

基金项目 国家重点基础研究发展计划 2007CB411506, 国家自然科学基金项目 40875050、41071028

作者简介 王澄海, 男, 1961 年出生, 博士, 教授, 主要从事陆面过程和气候变化研究。E-mail: wch@lzu.edu.cn

wing-freezing processes of soil over TP have significant effects on the sensitive distribution of $T_s - T_a$. The trend of $T_s - T_a$ in TP in April is entirely different from that in May. In April, the radiation cooling caused by snow albedo has affected on the change of surface ground, leading to $T_s - T_a$ of TP decreases from the 1960s to the mid-1970s, afterwards it always keeps a rising trend from the late 1970s through the 1990s. During a period from the 1960s to the 1990s, $T_s - T_a$ of TP in May more reflects the effect of diabatic heating over TP, and appears the decreasing trend.

Key words Tibetan Plateau, $T_s - T_a$, ahead of East Asian summer monsoon onset, annual variability

1 引言

青藏高原作为全球中低纬度地区面积最大, 海拔最高的高原, 其地表热状况及对大气的加热作用对中低纬度的气候变化有着至关重要的影响作用 (Yeh, 1950; Flohn, 1968; Yanai et al., 1992; Ye and Wu, 1998)。青藏高原的热状况及与其上部的大气之间的相互作用, 一直是气象学界研究的一个热点问题。对青藏高原热状况的认识也存在差异。叶笃正和高由禧 (1979) 利用地气温差 ($T_s - T_a$) 估算了青藏高原加热状况, 指出高原地面全年均为热源, 高原地区月平均地面热源强度最大值出现在夏季 6 月份。季国良等 (1986) 的研究也表明地气温差可以较好的反映青藏高原地表加热强度变化, 除冬季外高原在其他季节地面均为热源。对高原气温和地温与大气环流、季风和夏季降水关系的研究表明, 青藏高原的地表热状况与 ENSO、西太平洋和印度夏季降水及中国长江下游的降水之间存在显著相关 (Yin et al., 2000; 周玉淑等, 2002; Bansod et al., 2003; 赵勇和钱永甫, 2007; 丁一汇和张莉, 2008)。Wu et al. (2007) 进一步计算了高原热力作用, 指出在高原地表的热力强迫作用对亚洲气候分布具有重要影响。同时, Wu and Zhang (1998) 和 Duan and Wu (2005) 通过对高原感热通量的研究也得出, 高原热状况对东亚降水、亚洲季风的建立具有重要的影响作用。吴祥定和林振耀 (1981) 就指出高原东北部和西南部升温趋势强于东南部。林振耀和赵昕奕 (1996) 利用 EOF 方法对青藏高原建站到 90 年代初期的气温降水资料进行分析后将整个高原的气温可以划为 5 个异常区。Zhang et al. (2007) 利用高原及其周围测站地气温差资料, 研究指出高原年地气温差主要分为 3 种分布类型: 西北—东南反向变化型、

地形海拔高度反映型和冻土分布反映型。

研究也表明, 高原地区的非绝热加热和高原地表过程紧密相连, 尤其在融雪、融冻过程发生的春季, 地表过程和积雪、冻土紧密联系 (王澄海和师锐, 2007; 王澄海和尚大成, 2007; Cui and Wang, 2009)。过渡季节 (3~6 月) 是高原地表热性质变化最为剧烈的时段 (周明煜等, 2000); 尤其是 3~5 月, 也是青藏高原地表积雪消融和地表浅层冻土反复消融—冻结—消融的时段 (李培基, 1996; 林振耀和赵昕奕, 1996; 韦志刚等, 2002; 周宁芳等, 2005; 徐兴奎等, 2005; Yang et al., 2007; Cui and Wang, 2009), 该时段也是东亚夏季风建立的前期。而高原自身热状况和热性质的变化则主要取决于高原地表状况和地表过程, 因此对东亚夏季风建立前期高原地区的陆面过程变化的研究, 有助于深入认识青藏高原地表热状况在亚洲夏季风系统中的作用和二者之间的联系。

本文利用高原地区 112 个站点 1980~2000 年和部分站点 1960~2000 年的气温、0 cm 地温资料, 分析其时空变化特征, 试图探讨青藏高原非绝热加热与东亚夏季风之间的联系。

2 资料及处理方法

反映陆面过程中非绝热加热中的感热通量通常为:

$$S_H = c_p \rho C_h V (T_s - T_a), \quad (1)$$

其中, c_p 是空气的等压比热, ρ 是近地面大气密度, C_h 大气总体热力输送系数, V 是地面风速, T_s 是地表温度, T_a 是空气温度。在公式 (1) 中, c_p 和 ρ 均为常量, C_h 值大小主要由地形和风速等因素决定。可见在不考虑风速变化的情况下, 地表面感热通量的变率主要取决于地气温差 ($T_s - T_a$), 亦即地气温差的变化能反映出地表对其上大

气非绝热加热中感热的变化。

为了分析青藏高原地区非绝热加热的时空变化特征,我们计算(1)式中的 $T_s - T_a$ 来表征高原的非绝热加热。

为进一步分析大尺度地气温差的空间变化特征,取青藏高原及邻近地区($27^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$) 112 个观测站点(图 1)的多年气温、地温资料计算 $T_s - T_a$,用 EOF 和 REOF 两种方法分析其年际异常变化的空间特征。

3 高原地区气温、地温、地气温差变化的特殊性

青藏高原地区作为中纬度地区的一个特殊地理单元,其气温和地温的变化具有特殊性。我们首先比较了高原地区和同纬度我国中东部地区地气温差之间的差异。取同纬度的广州(23.10°N , 113.20°E)、南京(32.00°N , 118.48°E)、武汉(30.37°N , 114.08°E)、西安(34.18°N , 108.56°E) 4 个站点和高原地区的狮泉河(32.30°N , 80.05°E ; 海拔 4279.3 m)、斑戈(31.22°N , 90.0°E ; 海拔 4701.0 m)、拉萨(29.40°N , 91.08°E ; 海拔 3650.1 m)、曲麻莱(34.08°N , 95.47°E ; 海拔 4176.4 m)等地的地气温差月变化进行比较。

由青藏高原地区狮泉河、斑戈、拉萨、曲麻

莱 4 个代表站点多年月平均气温、地温、地气温差的变化(图 2)可以看出,气温、地温(0 cm)的变化趋势基本一致,在冬季达到最小,夏季达到最大。除拉萨站的气温、地温的最大值出现在 6 月外,其它 3 个站点的气温、地温最大值均出现在 7 月。4 个站点的地气温差变化虽然有所不同,但基本变化趋势一致;即均是从 1 月开始增大,到 5~6 月达到峰值,之后逐渐减小,12 月达到最小值;地气温差的年变化幅度为 $0 \sim 10^{\circ}\text{C}$ 。1~5 月,高原地区地气温差由全年最小值逐步上升到最大值,尤其在 4~5 月上升幅度较大,平均达到 $1.3^{\circ}\text{C} \cdot \text{month}^{-1}$,该时段恰好也是夏季风建立的前期;6~12 月,逐渐达到全年的最小值;即下半年的地气温差趋小,而上半年地气温差上升。通过比较多年月平均气温、地温和地气温差的变化,一个显著的、值得进一步研究的特征是高原地区月地气温差一般比该地区气温、地温提前 1 个月左右、在 5~6 月间达到最大值,而三者的最小值均出现在 1 月左右。地气温差的最大值和气温、地温的变化是不同步的。这可能与 4、5 月高原地区地表积雪的消融和冻土融冻过程有关(何平等, 2001)。

和同纬度区域的东部台站相比,高原地气温差有着显著的差异。图 3 给出了我国中东部地区广州、南京、武汉、西安 4 个代表站点多年月平

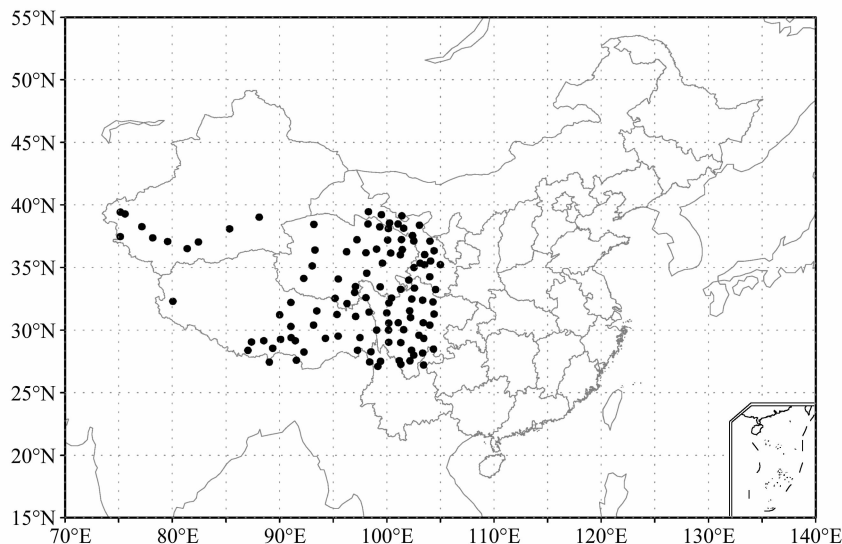


图 1 分析范围内站点分布图

Fig. 1 Distribution of sites

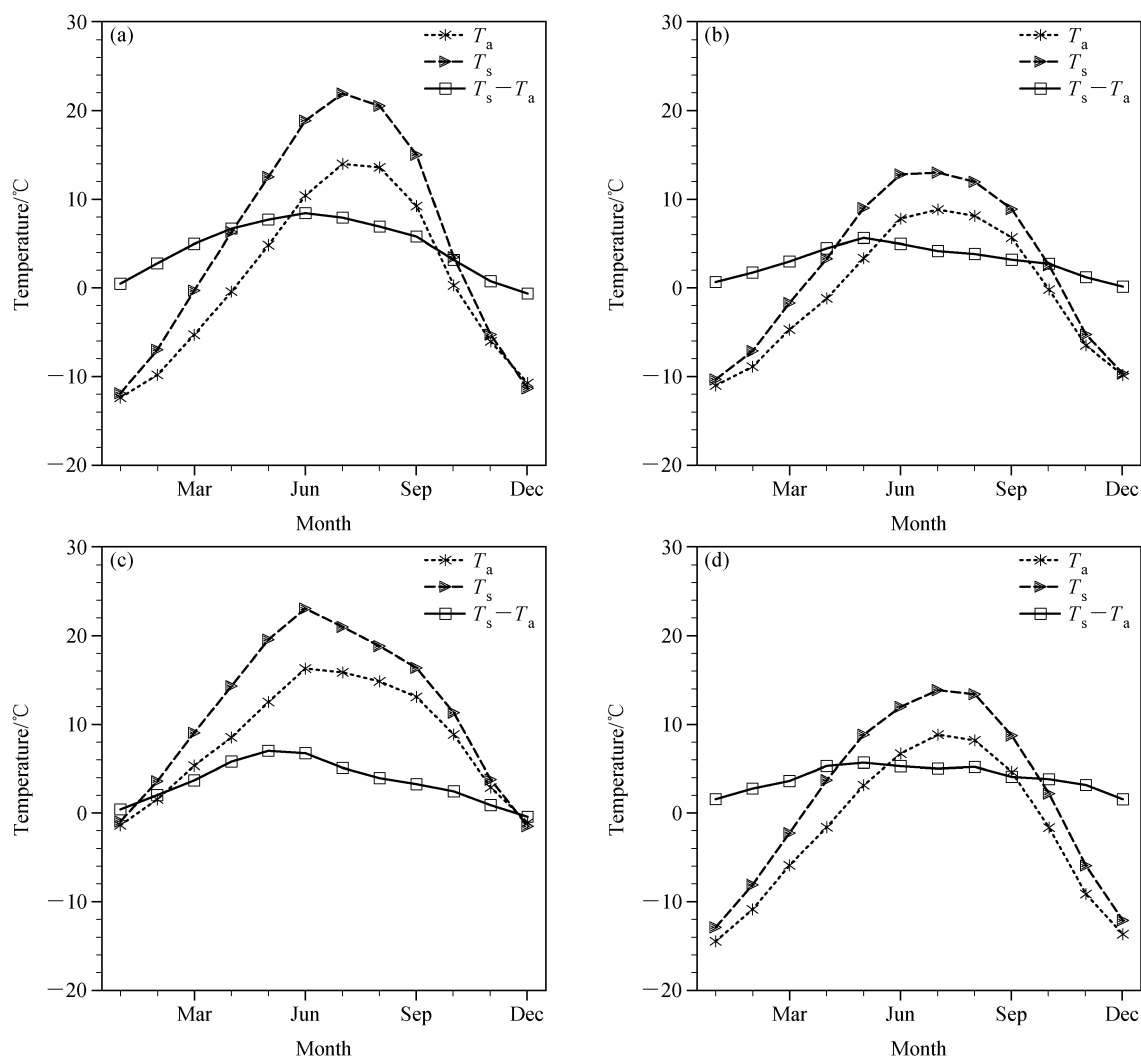


图2 青藏高原气温 (T_a)，地温 (T_s)，地气温差 ($T_s - T_a$) 多年月平均变化图：(a) 狮泉河；(b) 斑戈；(c) 拉萨；(d) 曲麻莱

Fig. 2 Monthly variation of mean annual air (T_a), ground temperature (T_s), and $T_s - T_a$ over the Tibetan Plateau: (a) Shiquanhe; (b) Bange; (c) Lasa; (d) Qumalai

均气温、地温、地气温差变化图。可以看出，东部地区4个代表站点气温、地温的变化趋势基本一致，均在冬季12月达到全年最小值，在夏季7~8月达到最大值。年地气温差的最大值分别出现在8月或9月；最小值分别出现在1月或3月。与青藏高原地区相比有两个显著特征：一是东部地区4个站点的地气温差变化幅度较小，年变化幅度平均仅为0~3℃，显著地小于青藏高原地区地气温差的年变化幅度；二是东部地区的年地气温差均比当地气温、地温滞后1月左右的时间达到最大值。青藏高原年地气温差在5月达到峰值，而中东部地区年地气温差的最大值却出现在7~8月；另外、高原地区地气温差超前该地区气温、

地温1月左右达到最大值，而中东部地区地气温差则滞后当地气温、地温1月左右达到最大值。可见，虽然高原地区和同纬度我国中东部地区的气温、地温的最大值均出现在7月份左右，但高原与同纬度的东部地区地气温差最大值的出现时间相差2个月。

需要指出的是，高原地区地气温差最大值出现在东亚夏季风建立前期，而东部则几乎和夏季风的推进相一致。叶笃正和高由禧(1979)研究指出高原地区月平均地面热源强度最大值出现在夏季6月，比本文地气温差的最大值滞后1个月。这个差异可能是本文所用资料较长，而叶笃正和高由禧(1979)所用的只是20世纪70年代前的

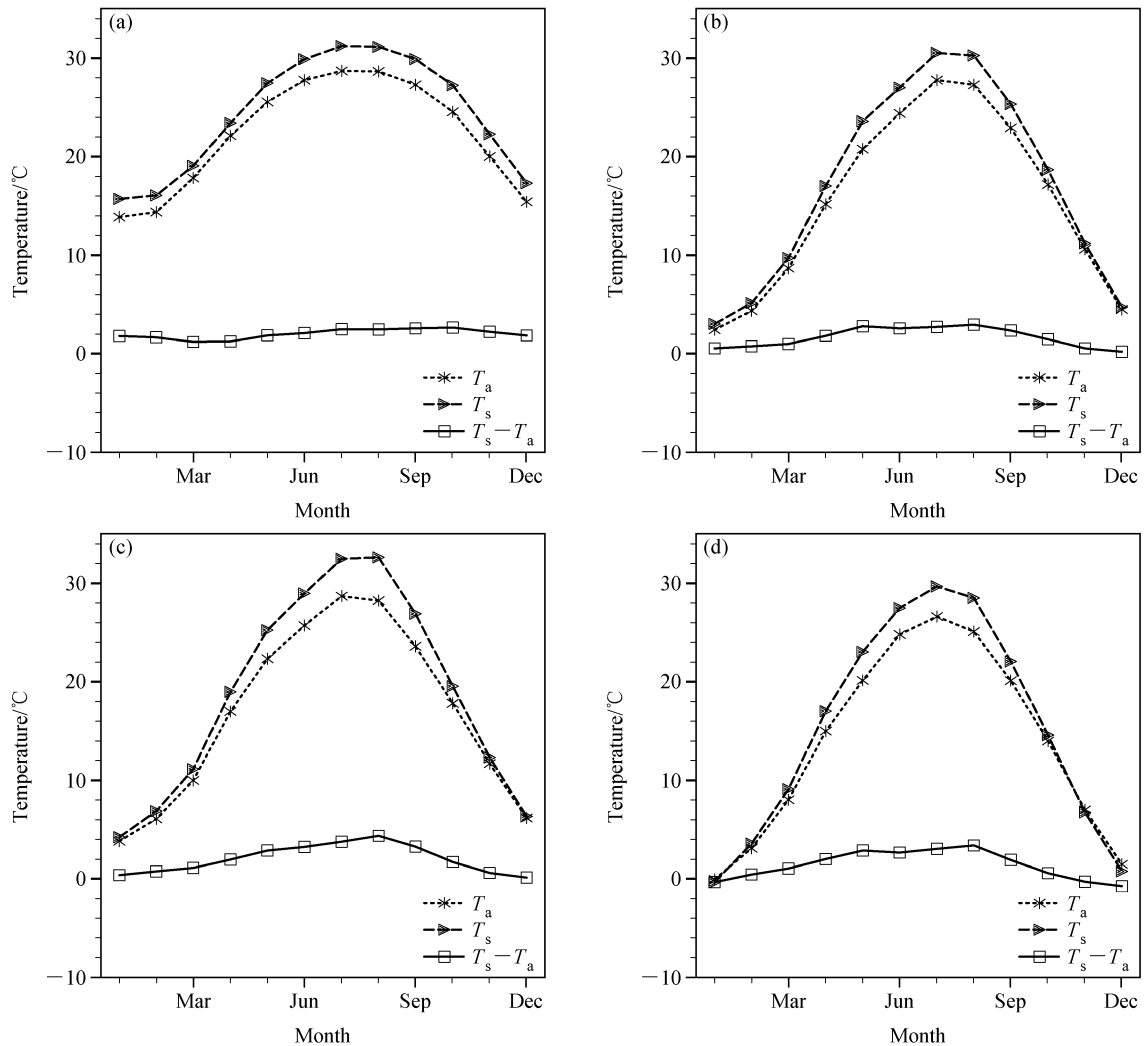


图3 (a) 广州、(b) 南京、(c) 武汉和 (d) 西安气温 (T_a), 地温 (T_s), 地气温差 ($T_s - T_a$) 多年月平均变化图

Fig. 3 Monthly variation of mean annual T_a , T_s , and $T_s - T_a$ in (a) Guangzhou, (b) Nanjing, (c) Wuhan, and (d) Xi'an

资料, 而 20 世纪后半叶的温度显著上升所致。

4 高原地气温差变化特征和东亚夏季风的关系

平均而言, 东亚夏季风建立一般在 5 月中旬前后, 最早出现在 4 月, 最晚在 6 月。上述分析表明, 高原地气温差的最大值一般出现 5~6 月, 也即在东亚夏季风建立前期地气温差就开始增加。研究指出, 过渡季节的 4~6 月不仅是高原地表状况变化的剧烈期, 也是高原地区的地表水热状况变化最为敏感的时期 (王澄海和师锐, 2007; 王澄海和尚大成, 2007)。研究也表明, 该段时间内

高原地表热量平衡和冻融过程的变化对其后的季风和全球气候过程具有深远影响 (Barnnet, 1989; Wang et al., 2003, 2008)。因此, 本文着重对东亚夏季风建立前期, 亦即 4~6 月青藏高原地区地气温差的变化特征进行分析研究。

4.1 地气温差的空间变化特征

Zhang et al. (2007) 利用高原及其周围少数测站的地温、气温资料对高原地区年际时间尺度的地气温差的时空特征进行了研究, 给出了高原地区的地气温差的年际异常变化特征。但在较长时间尺度、季节尺度的变化特征仍需进一步研究和深入。

首先对高原及邻近地区 112 个气象站点 1980

~2000 年共 21 年 3~6 月的地气温差资料进行标准化处理,用 EOF 分解对高原地气温差整体的空间特征进行分析,高原地区地形起伏较大、地表区域特征各异,为突出其区域尺度的变化特征,对 EOF 的前 10 个主成分进一步进行 REOF 分解。表 1 给出了 4、5 月,青藏高原地区月平均地气温差经过 EOF 及 REOF 处理后前 10 个主成分的特征值及其累积方差贡献率。可以看出,前 10 个主成分的载荷向量(LV)和旋转载荷向量(RLV)的累积解释方差贡献率在 0.8 以上,明显高于 Zhang et al. (2007) 在暖季的分析结果,但是我们注意到,4 月,不管是 LV 还是 RLV,前几个特征值的数值相差较小,收敛都较慢,表明高原地区地气温差变化在 4 月的在空间上的变化较小。而 5 月则收敛较快,前两个 LV 和 RLV 的特征值通过了显著性检验,其后的特征值相差较小。因此,4 月我们只分析 LV1 和 RLV1 的变化以反映出该月地气温差的最为主要的特征。而在 5 月,则对前两个 LV 和 RLV 进行分析。

4 月高原的大部分地表基本上处于冻结状态,甚至有积雪覆盖(戴加洗,1990)。因此,4 月高

原地气温差空间结构如图 4 所示。从反映与分析场尺度相当的平均状况的第一载荷向量(LV1)可以看出,柴达木盆地和东部为变化相反的 2 个闭合大值区域,我们注意到,柴达木盆地冻土变化与其它地区的存在相反的变化(王澄海等,2001),这种特殊性在地气温差中肯定会显现出来。第一旋转载荷向量(RLV1)则表明,在高原西北和东南部分别出现一个闭合中心,中心区域对总方差的解释为 20%,和 LV1 的分布只是在位置上的差异。这说明 4 月,地气温差的变化主要受到地表特征的影响,主要的异常变化的敏感区主要在高原的东部边坡地带,主体区的变化不大。

进入 5 月(图 5),第一载荷向量(LV1)在柴达木盆地和高原东北部地区形成两个负值区域,同时在高原东南部地区存在一个面积宽广的正值区域。说明高原东北部地区和东南部地区的地气温差存在相反的变化,即东北部大(小),东南部小(大)。第二载荷向量(LV2)在高原东南—西北方向上呈正—负—正的带状分布。这种变化反映出了 5 月高原东南部、中部和西北部地气温差之

表 1 前 10 个特征值及其对总方差的贡献率
Table 1 The first ten eigenvalues and their contribution to the total variance

月份		特征值										累计方差贡献率
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
4 月	LV	16.27	13.16	10.57	8.51	7.32	6.78	5.67	5.26	5.17	4.75	83.47%
	RLV	10.52	10.49	9.86	9.47	8.93	7.55	7.05	6.98	6.86	5.75	83.47%
5 月	LV	23.91	11.70	11.46	8.67	7.53	6.74	5.83	5.27	4.14	3.54	88.79%
	RLV	16.87	12.74	10.22	8.53	7.74	7.50	7.30	7.05	5.50	5.33	88.79%

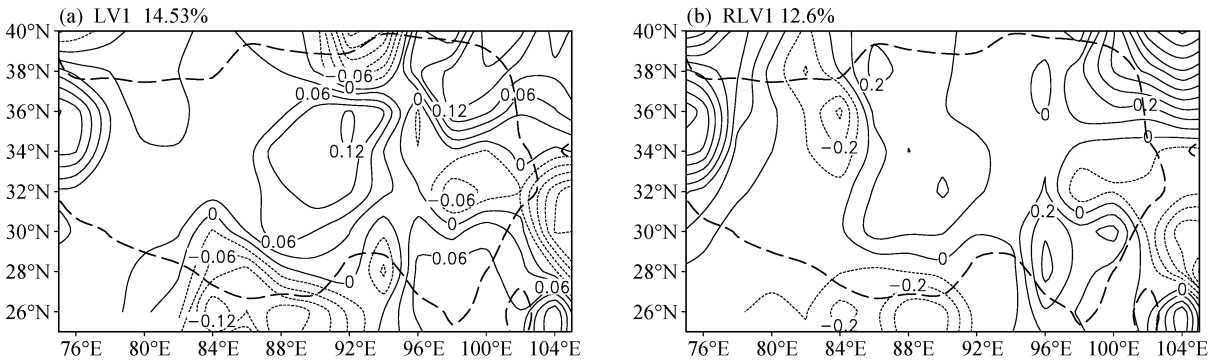


图 4 4 月高原地气温差 (a) 第一载荷向量场 (LV1) 和 (b) 旋转载荷向量场 (RLV1)
Fig. 4 (a) The first loading (LV1) and (b) the first rotated loading (RLV1) eigenvectors of $T_s - T_a$ in Apr

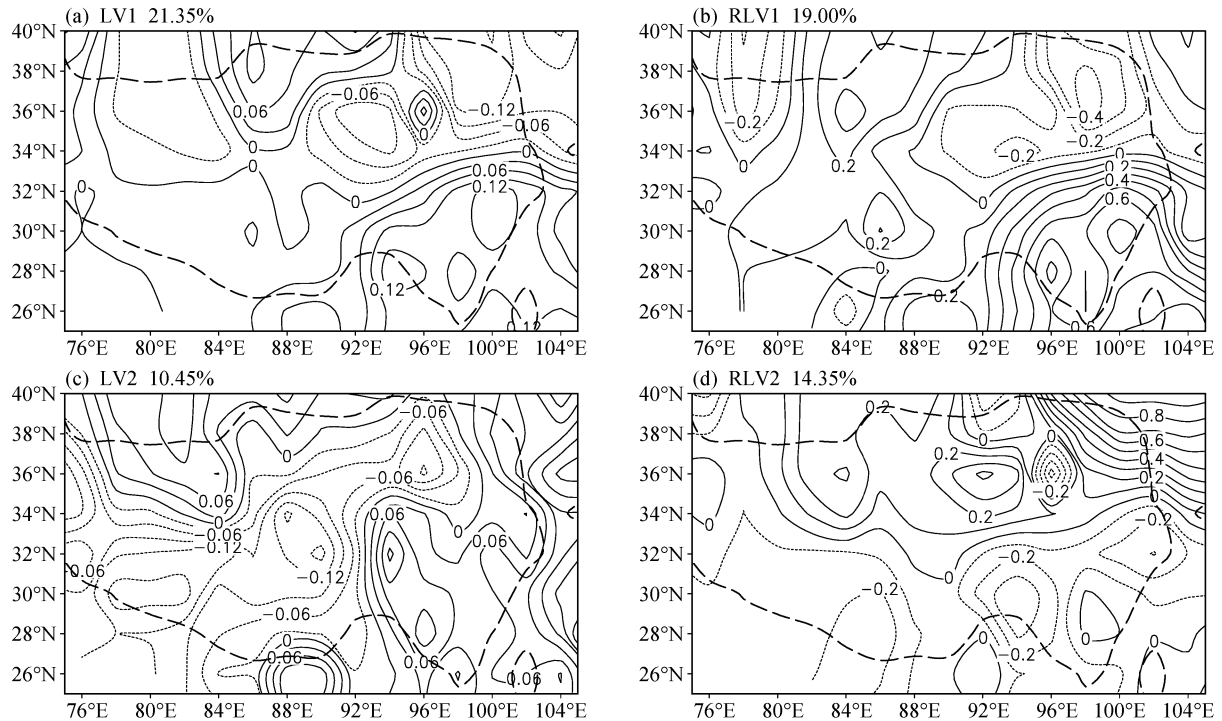


图5 5月高原地气温差 (a、c) 第一、(b、d) 第二载荷向量场 (LV) 和旋转载荷向量场 (RLV): (a、b) LV; (c、d) RLV

Fig. 5 The (a, c) first and (b, d) second loading (LV) and rotated loading (RLV) eigenvectors of $T_s - T_a$ in May: (a, b) LV; (c, d) RLV

间存在大(小)一小(大)一大(小)的变化关系。第一旋转载荷向量(RLV1)绝对值最大区位于高原东南部地区,中心值均在0.4以上。与4月份相比,东南部地区成为5月高原地气温差的年际变化最为敏感的区域。第二旋转载荷向量(RLV2)极值中心分别位于柴达木盆地和东南部地区,表明5月青藏高原地区表层冻土融—冻状况对高原地区地气温差的分布的影响。

比较LV和RLV分量的累积方差,我们发现3、4月旋转前后变化不大,表明3~4月地气温差的年际变化的主要特征为全场一致的变化;而5月变化的区域性显著,反映出进入5月份,高原地区升温较快,高原地表的空间差异性对地气温差的影响显著;春季高原地气温差的敏感区与季节性冻土的敏感区位置基本一致(王澄海等,2001),在东亚夏季风建立前期由高原积雪和地表融—冻过程引起的地表反照率及温、湿度的变化对高原地气温差分布具有显著影响(韦志刚和吕世华,1995)。

为更清楚地了解高原地区地气温差在3~5月

的变化。图6给出了3~6月高原地区地气温差RLV1最大值中心的变程图。3月最大值中心位于念青唐古拉山地区;而该地区3月份恰好是积雪大规模消融的时段(韦志刚等,2002);3月高原积雪消融状况对青藏高原地表非绝热加热过程具有重要影响。随后,地气温差的年际变化的异常敏感区域逐步由唐古拉山脉地区转移到4月的雅鲁藏布江大拐弯地区和高原东北部地区,表明该

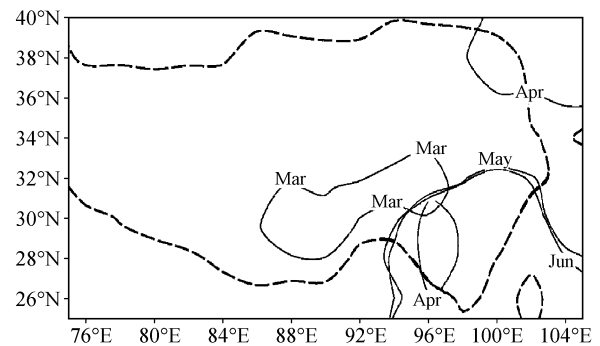


图6 3~6月高原地气温差RLV1大值中心演变图

Fig. 6 Evolution of the $T_s - T_a$ RLV1 from Mar to Jun over the Tibetan Plateau

段时间开始的高原表层土壤融—冻过程会改变高原地表和大气热交换场的空间分布；进入东亚夏季风建立前期的 5 月份，高原东北部的变化异常区域不再显著，雅鲁藏布江大拐弯成为地气温差年际异常变化的敏感区，并逐渐扩展到整个东南部地区并稳定下来，表明东亚夏季风建立前期，高原东南部是高原地表和大气热交换最为显著的地区，也就成为高原非绝热加热变化最为显著的区域 (Flohn, 1960)。

以上分析表明，东亚夏季风建立前期，青藏高原地气温差的年际异常变化的敏感区随着季节的推移在空间上发生变化。随着高原地区由春季向夏季的过渡，高原地气温差的年际异常敏感区逐渐由 3 月的中部河谷地带移动到 4 月的东南部地区，而 5 月的面积比 4 月份更加扩大，之后在东南部地区稳定下来。在这个过程中，高原地表积雪的融雪过程 (韦志刚等, 2002) 和冻土的融冻过程 (王澄海和师锐, 2007; 王澄海和尚大成, 2007) 对东亚夏季风建立前期的高原 4、5 月地气温差年际异常敏感区的空间分布有着重要影响。

4.2 高原地区地气温差的年际变化特征

在过去的几十年间，东亚地区的季风和气候都发生了显著变化。我们已证明在青藏高原地区，OLR 和地气温差有着较高的相关 (王澄海等, 2009)。青藏高原地区地气温差的变化可以反映高原地区非绝热加热的变化，为进一步认识高原在季风系统中的作用，我们考察了地气温差变化较大的春季 4、5 月份青藏高原地区地气温差的年际变化特征。

本文选择地气温差 RLV1 最大值区域内的代表站点，1960~2000 年共 41 年的气温、地温、地气温差合成序列。图 7 给出了 4 月和 5 月合成气温、地温、地气温差的年际变化。从中可以看出，4 月高原地区的地气温差在两个时段上的变化明显不同，在 20 世纪 60 年代到 70 年代中期有一个递减率为 $-1.3^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ 的显著减小趋势，其中地温的变率为 $-1.6^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ ，而气温的变率为 $-0.3^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ ，地温的减小快于气温约 5 倍。随后以递增率为 $0.3^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ 增大至 2000 年，其中，地温的增加率为 $0.8^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ ，气温的增加率为 $0.5^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ ，地温的变率仍然大于气温。这种地温和气温的非对称变化，一

方面表明了地温在地气温差变化中的主导作用，也表明了 4 月地表状态的重要性。5 月的地气温差在 60 年代到 70 年代中期，也呈下降趋势，减小率为 $-0.1^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ ，而地温的减小率为 $-0.8^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ ，气温则以 $0.1^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ 的速率增加；地温和气温的非对称变化和 4 月不同。从 70 年末代到 90 年代，5 月和 4 月的变化相反，青藏高原地区地气温差呈缓慢的减小趋势，变率为 $-0.2^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ ；而该时段内高原地温、气温的增长率分别为 $0.2^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ 和 $0.4^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ ，气温的增加快于地温导致了地气温差的减小；表明该段时间地气温差的减小主要是由于气温增幅大于地温增幅所致，反映出地表能量平衡中非绝热加热的增加。我们也注意到，高原地区 4、5 月气温的升温速率明显高于近 50 年中国地区和北半球的增温速率 $0.22^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ 和 $0.089^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ (《气候变化国家评估报告》编写组, 2007)，反映出 4、5 月青藏高原是北半球增温最为敏感和显著的区域之一，而这段时间正是亚洲夏季风建立的前期，因此全球变暖也可通过青藏高原对季风系统产生影响。

高原地区地气温差变化的原因，可以部分地从积雪和全球变暖引起的冻土变化两个方面得到解释。已有的研究表明，高原积雪在 20 世纪 60 年代到 70 年代中期偏少 (韦志刚等, 2002)，这和 4 月的地气温差减小相一致，70 年代末期到 90 年代积雪偏多 (韦志刚等, 2002)，该时段地气温差上升，由于 4 月高原地区的大面积有积雪覆盖，因此，积雪的反照率引起的辐射冷却作用引起的地温变化是主要的因素。5 月和 4 月相比，积雪在更大的面积上消融，因此，60 年代到 70 年代中期，积雪较少，虽然地温下降，但非绝热加热的作用使得气温呈现出上升趋势，同时，土壤表面的冻结状态开始消融引起土壤表层水份的增加，使得潜热作用显著，春季高原地表对其上的大气加热能力增加，而地表夜间温度仍然较低，进而造成地气温差减小。在 70 年代至 90 年代的积雪增加的时段，由于融雪和融冻引起的高原地区的非绝热加热作用更加显著，使得气温的增加快于地温的增加可能是导致 5 月地气温差减小的主要原因。

高原地区地气温差，尤其 5 月份地气温差的

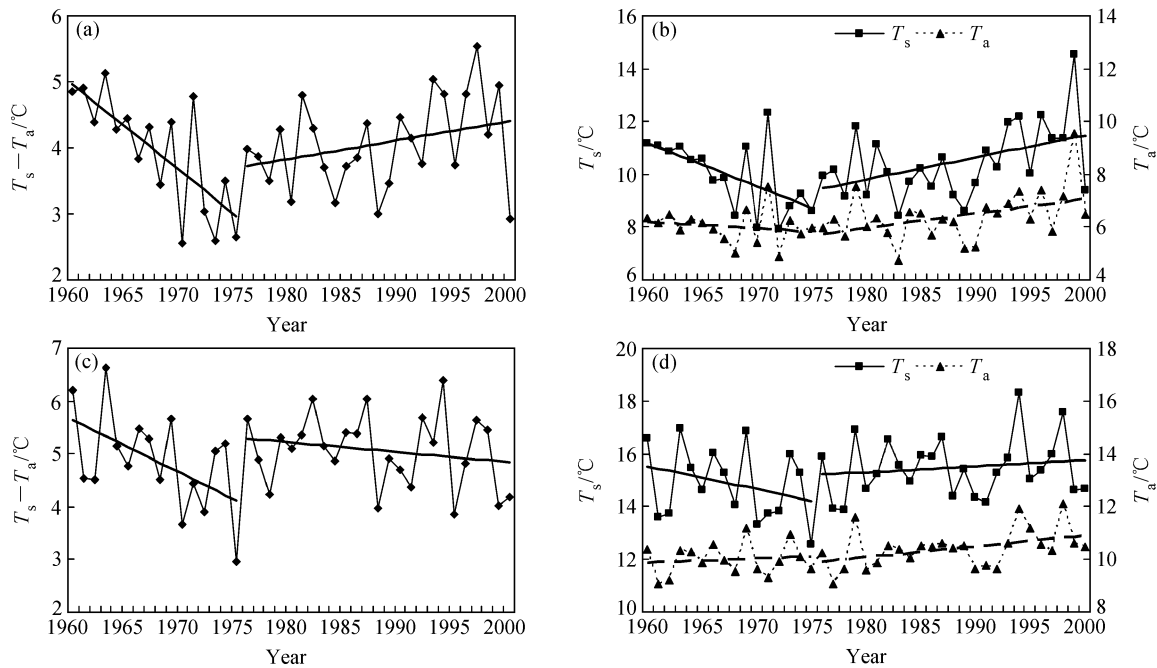


图7 (a、b) 4月和(c、d) 5月高原 $T_s - T_a$ 的RLV1大值中心站点(a、c) 地气温差($T_s - T_a$)、(b、d) 地温(T_s)和气温(T_a)平均值年际变化

Fig. 7 Interannual variation of (a, c) $T_s - T_a$, (b, d) ground temperature (T_s) and air temperature (T_a) in the maximum area of RLV1 in (a, b) Apr and (c, d) May

这种变化,肯定在东亚夏季风系统中发生作用并存在一定的联系。东亚夏季风建立前期的5月份的地气温差呈减小的趋势,恰好和东亚季风强度指数也处于一个衰减的过程相对应。我们计算了东亚季风指数和4、5月平均地气温差的二者之间相关系数 $r=0.26$,通过置信度 $\alpha=90\%$ 的显著性检验;但是,青藏高原地区的非绝热加热效应在季风系统中的作用机理需要进一步的深入研究。

5 结论

本文利用青藏高原及其周围112个站点1980~2000年共21年及部分站点1960~2000年的地气温差,对东亚夏季风建立之前(3~6月)青藏高原地气温差的年际异常变化进行的分析研究表明:

(1) 青藏高原地区的地气温差和同纬度的中国东部地区的年变化显著不同。平均而言,青藏高原地气温差在5~6月达到全年的最大值,比气温、地温的大值出现的时间超前1个月。而同纬度我国东部地区的地气温差在8、9月最大,落后

气温、地温最大值1个月。

(2) 随着高原由春季向夏季的过渡(3~6月),高原地气温差的年际异常变化的敏感区由3月的中部河谷地带移到4月的东南部地区,在5月面积扩大之后在东南部地区稳定下来。而这里恰好是高原地区潜热通量最大的地区,也是年降水量最大的地区。高原地表积雪的融雪过程和冻土的融冻过程对东亚夏季风建立前期高原4、5月地气温差异常区的分布具有重要影响。

(3) 高原地区的地气温差也经历着一次显著的变化过程,但4、5月的变化不同。在季风建立前期的5月,20世纪60年代到90年,地气温差的变化总体呈现出减小趋势,这和全球变暖背景下的融雪和融冻过程相联系,高原地区5月的非绝热加热作用使得气温的增加快于地温的增加。

参考文献 (References)

- Bansod S D, Yin Z Y, Lin Z Y, et al. 2003. Thermal field over Tibetan Plateau and Indian summer monsoon rainfall [J]. Int. J. Climatol., 23: 1589-1605.
- Barnet T P, Dmenil L, Schlese U, et al. 1989. The effect of Eur-

- asian snow cover on region and global climate variations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 661–685.
- Cui Y, Wang C H. 2009. Compared study on the sensible and latent fluxes quality of reanalysis data over the western Tibetan plateau [J]. *Progress in Natural Science*, 19 (6): 719–726.
- 戴加洗. 1990. 青藏高原气候 [M]. 北京: 气象出版社, 158–169.
- Dai Jiaxian. 1990. The Climate of the Qinghai–Xizang (Tibet) Plateau [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 158–169.
- 丁一汇, 张莉. 2008. 青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较 [J]. *大气科学*, 32 (4): 794–805.
- Ding Yihui, Zhang Li. 2008. Intercomparison of the time for climate abrupt change between the Tibetan Plateau and other regions in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 32 (2): 794–805.
- Duan A M, Wu G X. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia [J]. *Climate Dyn.*, 24: 793–807.
- Flohn H. 1960. Recent Investigation on the Mechanism of the “Summer Monsoon” of Southern and Eastern Asia Proc Symp Monsoon of the World [M]. New Delhi: Hindu Union Press, 75–88.
- Flohn H. 1968. Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands [M]. Fort Collins: Atmos. Sci. Paper 130, Colorado State University, 120pp.
- 何平, 程国栋, 朱元林. 2001. 土体冻结过程中的热质迁移研究进展 [J]. *冰川冻土*, 3 (1): 92–97.
- He Ping, Cheng Guodong, Zhu Yuanlin. 2001. The progress of study on heat and mass transfer in freezing soils [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 23 (1): 92–97.
- 季国良, 姚兰昌, 袁福茂, 等. 1986. 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 辑)*, 2: 214–224.
- Ji Guoliang, Yao Lanchang, Yuan Fumao et al. 1986. Characteristics of surface and atmospheric heating fields over Qinghai–Xizang Plateau during the winter in 1982 [J]. *Science in China (Ser. B)*, 2: 214–224.
- 李培基. 1996. 高亚洲积雪监测 [J]. *冰川冻土*, 18 (增刊): 105–114.
- Li Peiji. 1996. Monitoring snow cover on the high-Asia [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 18 (suppl.): 105–114.
- 林振耀, 赵昕奕. 1996. 青藏高原气温降水变化的空间特征 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 26 (4): 354–358.
- Lin Zhenyao, Zhao Xinyi. 1996. Spatial characteristics of changes in temperature and precipitation of the Qinghai–Xizang Plateau [J]. *Science in China (Ser. D)* (in Chinese), 26 (4): 354–358.
- 《气候变化国家评估报告》编写组. 2007. 气候变化国家评估报告 [M]., 北京: 科学出版社, 18. 《National Assessment Report of Climate Change》Writing Group. 2007. National assessment report of climate change [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 18pp.
- 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 2001. 青藏高原季节性冻土年际变化的异常特征 [J]. *地理学报*, 56 (5): 523–531.
- Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. 2001. The feature of seasonal frozen soil in Qinghai–Tibet Plateau [J]. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 56 (5): 523–531.
- Wang C H, Dong W J, Wei Z G. 2003. A study on relationship between freezing-thawing progresses of the Qinghai–Xizang Plateau and the atmospheric circulation over East Asia [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 46 (3): 438–448.
- 王澄海, 师锐. 2007. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析 [J]. *冰川冻土*, 29 (1): 73–81.
- Wang Chenghai, Shi Rui. 2007. Simulation of the land surface processes in the western Tibetan Plateau in summer [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 29 (1): 73–81.
- 王澄海, 尚大成. 2007. 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*, 26 (4): 677–685.
- Wang Chenghai, Shang Dacheng. 2007. Effect of the variation of the soil temperature and moisture in the transition from dry-season to wet-season over northern Tibet plateau [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 26 (4): 677–685.
- Wang C H, Cheng G D, Deng A J, et al. 2008. Numerical simulation on climate effects of freezing-thawing processes using CCM3 [J]. *Science in Cold Arid Regions*, 1: 68–79.
- 王澄海, 崔洋, 靳双龙, 等. 2009. 南海夏季风强弱年青藏高原地区春季大气的低频振荡特征 [J]. *自然科学进展*, 19 (11): 111–119.
- Wang Chenghai, Cui Yang, Jin Shuanglong, et al. 2009. Oscillation characteristics of atmosphere over the Qinghai–Xizang Plateau in strong and weak monsoon years during the spring [J]. *Progress in Natural Science* (in Chinese), 19 (11): 111–119.
- 韦志刚, 吕世华. 1995. 青藏高原积雪的分布特征及其对地面反照率的影响 [J]. *高原气象*, 14 (1): 67–73.
- Wei Zhigang, Lü Shihua. 1995. Distribution of snow cover on the Qinghai–Xizang Plateau and its influence on surface albedo [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 14 (1): 67–73.
- 韦志刚, 黄荣辉, 陈文, 等. 2002. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征 [J]. *大气科学*, 26 (4): 496–508.
- Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen, et al. 2002. Spatial distributions and interdecadal variations of the snow at the Tibetan Plateau weather stations [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 26 (4): 496–508.
- Wu G X, Zhang Y S. 1998. Tibetan Plateau Forcing and the Timing of the Monsoon onset over South Asia and the South China Sea [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 26: 913–927.
- Wu G X, Liu Y M, Wang T M, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 8: 770–789.
- 吴祥定, 林振耀. 1981. 历史时期青藏高原气候变化特征的初步分析 [J]. *气象学报*, 39: 90–97.
- Wu Xiangding, Lin Zhenyao. 1981. Some characteristics of the climatic changes during the his-

- torical time of Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 39: 90 - 97.
- 徐兴奎, 陈红, 周广庆. 2005. 青藏高原地表特征时空分布 [J]. *气候与环境研究*, 10 (3): 409 - 420. Xu Xingkui, Chen Hong, Zhou Guangqing. 2005. The spatiotemporal distribution of land surface features in the Tibetan Plateau [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 10 (3): 409 - 420.
- Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects of the evolution of the Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70: 319 - 351.
- Yang M X, Yao T D, Gou XH, et al. 2007. Diurnal freeze/thaw cycles of the ground surface on the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 52 (1): 136 - 139.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 2 - 7. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. *Tibetan Plateau Meteorology* [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 2 - 7.
- Ye D Z, Wu G X. 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 67: 181 - 198.
- Yeh T C. 1950. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945 - 1946 [J]. *Tellus*, 2 (3): 173 - 183.
- Yin Z Y, Lin Z Y, Zhao X Y. 2000. Temperature anomalies in central and eastern Tibetan Plateau in relation to general circulation patterns during 1951 - 1993 [J]. *Int. J. Climatol.*, 20: 1431 - 1449.
- Zhang W G, Li S X, Wu T H. 2007. Changes and spatial patterns of the differences between ground and air temperature over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 17 (1): 20 - 32.
- 周明煜, 徐祥德, 卞林根, 等. 2000. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究 [M]. 北京: 气象出版社, 1 - 34. Zhou Mingyu, Xu Xiangde, Bian Lingen, et al. 2000. *Observational Analysis and Dynamic Study of Atmospheric Boundary Layer on Tibetan Plateau* [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1 - 34.
- 赵勇, 钱永甫. 2007. 青藏高原地表热力异常与我国江淮地区夏季降水的关系 [J]. *大气科学*, 31 (1): 145 - 154. Zhao Yong, Qian Yongfu. 2007. Relationship between the surface thermal anomalies in the Tibetan Plateau and the rainfall in the Jianghuai area in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (1): 145 - 154.
- 周宁芳, 秦宁生, 屠其璞, 等. 2005. 近 50 年青藏高原地面气温变化的区域特征分析 [J]. *高原气象*, 24 (3): 344 - 349. Zhou Ningfang, Qing Ningsheng, Tu Qipu, et al. 2005. Analysis on regional characteristics of temperature changes over Qinghai-Xizang Plateau in recent 50 years [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 24 (3): 344 - 349.
- 周玉淑, 高守亭, 邓国, 等. 2002. 青藏高原冬春季地温异常对长江中下游夏季旱涝影响的研究 [J]. *南京气象学院学报*, 25 (5): 611 - 619. Zhou Yushu, Gao Shouting, Deng Guo, et al. 2002. Effect of the winter/spring soil temperature of the Tibetan plateau on the summer precipitation over the mid-lower reaches of the Yangtze river [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 25 (5): 611 - 619.