

张盈盈, 李忠贤, 刘伯奇. 2015. 春季青藏高原表面感热加热的年际变化特征及其对印度夏季风爆发时间的影响 [J]. 大气科学, 39 (6): 1059–1072. Zhang Yingying, Li Zhongxian, Liu Boqi. 2015. Interannual variability of surface sensible heating over the Tibetan Plateau in boreal spring and its influence on the onset time of the Indian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (6): 1059–1072, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1410.14226.

# 春季青藏高原表面感热加热的年际变化特征及其对印度夏季风爆发时间的影响

张盈盈<sup>1,4</sup> 李忠贤<sup>1</sup> 刘伯奇<sup>2,3</sup>

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

3 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

4 福建省气象台, 福州 350001

**摘 要** 本文基于日本气象厅 (JMA) 的 JRA-25 再分析资料, 分析了春季青藏高原表面感热加热年际变化的时空特征, 及其对印度夏季风爆发过程的影响。EOF 分析结果表明, 春季高原感热加热的年际变化在高原中西部最为明显, 这主要与局地地—气温差的年际变率有关。统计分析表明, 当春季高原中西部表面感热偏强 (弱) 时, 印度夏季风爆发偏早 (晚), 且高原中西部表面感热与 ENSO 事件无显著相关。春季高原中西部感热能够通过改变印度季风区对流层高层和低层的经向热力结构来影响印度夏季风的爆发时间。当春季高原中西部感热偏强时, 造成的上升气流在高原以西的印度季风区北部下沉, 通过绝热增暖引起局地对流层中上部的异常暖中心, 令印度季风区对流层中上部平均温度经向梯度由冬至夏的季节性反转提早。同时, 印度季风区北部的下沉运动能够抑制当地降水, 令陆面温度升高, 并通过非绝热过程造成对流层低层的异常暖中心, 进一步增强了印度季风区的海陆热力对比。在印度季风区以北地区对流层高、低层异常增暖的共同作用下, 印度夏季风提前爆发。

**关键词** 春季青藏高原感热 年际变化 印度夏季风爆发

文章编号 1006-9895(2015)06-1059-14

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1410.14226

## Interannual Variability of Surface Sensible Heating over the Tibetan Plateau in Boreal Spring and Its Influence on the Onset Time of the Indian Summer Monsoon

ZHANG Yingying<sup>1,4</sup>, LI Zhongxian<sup>1</sup>, and LIU Boqi<sup>2,3</sup>

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 Fujian Meteorological Observatory, Fuzhou 350001

**Abstract** The JRA-25 reanalysis dataset provided by the Japan Meteorological Agency (JMA) was utilized to

收稿日期 2014-07-13; 网络预出版日期 2014-10-09

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2015CB453202, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201306030, 国家自然科学基金项目 91337216、41475057、41505049, 中国博士后科学基金资助项目 2013M540128, 江苏省高校自然科学基金项目 13KJB170013, 江苏省高校“青蓝工程”项目

作者简介 张盈盈, 女, 1985 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候变化研究。E-mail: 181486065@qq.com

通讯作者 刘伯奇, E-mail: lbq@lasg.iap.ac.cn

investigate the spatiotemporal characteristics of surface sensible heating over the Tibetan Plateau (TP) in boreal spring, as well as their effect on the onset of the Indian summer monsoon (ISM). The EOF results show that the most evident interannual variability of sensible heat occurs over the central-western TP in spring; this is primarily attributed to the interannual variability of the land–air temperature difference in situ. This is demonstrated by statistical analysis, which shows that the ISM builds up early (late) with strong (weak) spring sensible heat over the central-western TP, which is not significantly correlated with ENSO events. In fact, the spring sensible heat over the central-western TP could alter the ISM onset time by changing the meridional thermal structure in both the upper and lower troposphere over the ISM region. When the spring sensible heat over the central-western TP is stronger, local ascent is enhanced followed by descent to the west of the TP, which is to the north of the ISM region. Thus, the anomalous warming induced by the adiabatic process could accelerate the seasonal transition of the meridional mean temperature gradient in the middle and upper troposphere from winter to summer. Meanwhile, the subsidence anomaly to the north of the ISM region could prevent rainfall development in situ causing the land surface temperature to increase. Thereafter, the strengthened diabatic heating of the land leads to the warm center in the lower troposphere, increasing the land–sea thermal contrast in the ISM region. As a result, the anomalous warming in both the upper and lower troposphere contributes to the early onset of the ISM under the influence of the stronger spring sensible heat over the central-western TP.

**Keywords** Spring sensible heat over the Tibetan Plateau, Interannual variability, Indian summer monsoon onset

## 1 引言

青藏高原（以下简称“高原”）位于亚洲中部，平均海拔高度超过 3000 m，其机械强迫和热力强迫作用对亚洲乃至全球的气候格局和变化有着重要影响。冬季，高原是冷源，这时高原以机械强迫为主，中纬度西风急流在遇到高原后发生绕流，在高原的南、北两侧各形成一支急流（Yeh, 1950）。夏季，高原是热源，这时高原的热力强迫作用十分显著，影响着亚洲和全球大气环流的分布和变化特征（叶笃正等, 1979; 黄荣辉, 1985; 吴国雄等, 1997; 周秀骥等, 2009）。而春季作为由冬至夏的过渡季节，既是高原由冷源向热源转换的时节，也是大气环流发生季节性突变的阶段。同时，发生在春末夏初的亚洲夏季风爆发，作为大气环流由冬季型向夏季型转变的标志，与高原的热力强迫作用密切相关（Wu and Zhang, 1998; Wu et al., 2011; Liu et al., 2013）。因此，深入分析春季高原热状况的变化特征及其与亚洲夏季风爆发过程的联系，能够为提高亚洲夏季风爆发的预测能力提供理论依据，具有重要的科学意义。

随着观测技术的不断进步，人们对春季高原热状况气候特征及其变率的认识也不断深入。台站和卫星观测资料都表明，春季高原的非绝热加热以地面感热为主（叶笃正等, 1979; Luo and Yanai, 1984; Duan and Wu, 2005; Yang et al., 2011）。Yanai and Tomita (1998) 利用 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) /NCAR (National Center

for Atmospheric Research) 再分析资料，通过“倒算法”计算了高原的视热源 ( $Q_1$ ) 和视水汽汇 ( $Q_2$ )，证明春季高原加热主要来自地面感热加热。自 20 世纪 80 年代末期以来，春季高原感热呈现明显的年代际减弱特征，而感热通量的年代际减弱主要由地表风速的减小引起（Duan et al., 2011）。进一步研究表明，高原地表风速年代际减弱的主要原因是亚洲大陆气候变暖幅度随纬度不均匀分布所导致的东亚副热带西风急流减弱（Duan et al., 2013）。就年际变率而言，Zhao and Chen (2001a)、王林等 (2011) 和王学佳等 (2013) 基于 NCEP/NCAR 再分析资料分析了春季高原感热年际变化的时空分布，指出春季高原感热通量的年际变率十分明显。此外，春季高原感热还具有明显的 10~20 天季节内振荡特征（Pan et al., 2013）。而简茂球和罗会邦 (2002) 则指出 5~8 月的高原热源具有明显的日变化特征，这种日变化能够形成“西升东降”的局地日变热力纬向环流。

春季高原的感热加热对亚洲夏季风环流的形成和演变具有极其重要的作用。首先，春季高原的感热加热能够加强高原南部近地层的气旋式环流，导致孟加拉湾春季暖池形成，并加强了中南半岛中北部的季风前降水，使对流层高、低层环流在孟加拉湾地区垂直耦合，从而将亚洲夏季风的爆发“锚定”在孟加拉湾东北部（Wu et al., 2012; Liu et al., 2013）。Duan et al. (2013) 的数值试验结果表明，当春季高原感热偏强时，东亚夏季风区的经向风和纬向风垂直切变的季节性转向均提前，相应地东亚夏季风提早爆发。其次，春季位于高原南坡的

感热加热能够通过“感热气泵”影响周围的环流,这是江南春雨形成的重要原因(Wan and Wu, 2007; Wu et al., 2007)。青藏高原的“感热气泵”作用是指当高原南坡的感热偏强时,局地等熵面下凹,与地形相交,这时在感热加热的作用下,气块能够穿越等熵面,从低等熵面向高等熵面运动,形成强烈的上升运动,进而引起了以高原为中心的大尺度环流辐合,类似于“气泵”的抽吸作用。一方面,春季高原感热能够通过改变中国南部地区的纬向海陆热力对比,来影响江南春雨的年际变化(Tian and Yasunari, 1998);另一方面,高原东南部表面感热能够通过改变对流层低层西南气流的强度,进而影响江南春雨的强弱(Wan et al., 2009)。此外,春季高原热状况与夏季中国降水的分布和变化存在显著的相关性(Zhao and Chen, 2001b; 段安民和吴国雄, 2003; 王林等, 2011),而春季高原感热异常信号的持续性可能与土壤温度和湿度的“记忆”(吴国雄等, 1997; Zhao et al., 2007; 朱玉祥等, 2009)以及非绝热加热—局地环流的正反馈过程(Wang et al., 2014)有关,但是其中的物理过程仍有待深入研究。

上述研究结果为深入认识春季高原感热加热的年际变化及其气候效应提供了重要线索,但还存在以下不足:(1)已有研究大都基于NCEP/NCAR再分析资料或者站点数据,但是前者并未同化高原地区的地面台站资料(Kalnay et al., 1996),因此其温度和感热通量在高原地区存在明显的不确定性(Cui and Wang, 2009; You et al., 2010; Zhu et al., 2012; Shi and Liang, 2014),而现有的常规气象台站大都位于高原中、东部,无法全面反映高原全区感热通量年际变化的时空分布特征;(2)已有研究从气候平均的角度分析了春季高原感热对亚洲热带夏季风爆发过程的“锚定”作用,但是对年际尺度上春季高原感热如何影响亚洲热带夏季风的爆发过程尚无系统研究。因此,本文拟通过资料分析和动力学诊断,试图回答以下问题:(1)春季高原表面感热通量年际变化的时空分布特征如何?(2)春季高原感热的年际变化如何影响亚洲热带夏季风的爆发时间?

## 2 资料和方法

### 2.1 资料说明

由于高原特殊的地理环境,常规气象台站多集中在高原中、东部,台站的数量较少,且空间分布很不均匀,故使用再分析或模式输出产品来研究高

原热状况成为目前全面考察春季高原感热时空分布特征的有效途径。因此,选择一套能够相对准确反映高原热状况的再分析资料是开展研究的必要前提。竺夏英(2011)对比了多套再分析资料和陆面模式产品与台站观测的高原表面感热通量,认为日本气象厅(JMA)的再分析资料产品JRA-25能够较好地反映春季高原热状况的年际变化和线性趋势。所以本文将选取JMA的JRA-25再分析资料集分析春季高原地面感热通量年际变化的时空特征及其对亚洲夏季风爆发过程的影响。

JRA-25再分析资料(Onogi et al., 2005)由日本气象厅(JMA)和日本电力工业中央研究所(CRIEPI)联合开发,采用谱模式的水平分辨率约为110 km,模式垂直方向上有40层,使用三维变分同化技术。JRA-25再分析资料的优势在于首次同化了微波遥感观测的雪盖和地面站点观测的中国地区雪深数据,因此能够较准确地反映东亚地区的表面热状况。本文使用的JRA-25资料(1979~2010年)包括表面感热通量,三维风场、非绝热加热场,位势高度场,温度场和湿度场。另外,本文还采用NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)的向外长波辐射(OLR)资料(Liebmann and Smith, 1996)来反映热带降水的变化特征。

### 2.2 方法介绍

由于春季高原感热的空间分布具有明显的不均匀性,因此本文采用EOF分解方法(North et al., 1982; Quadrelli et al., 2005)来获取春季高原感热年际变化的时空特征。Duan et al. (2013)对春季高原中、东部站点观测的表面感热进行了EOF分析,指出第一主成分反映了春季高原中东部表面感热的线性减小趋势,而第二主成分则表现为伴随着显著年际扰动的年代际变化。因此,EOF分解能够提取春季高原感热时空分布特征的年代际变化信号。

热力适应理论可以用于解释大气环流对表面感热强迫的响应(刘屹岷等, 1999; Liu et al., 2001)。自由大气中显式地包含非绝热加热作用的全形垂直涡度方程(吴国雄和刘屹岷, 2000; Liu et al., 2001)为

$$\frac{\partial \zeta_z}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta_z + \beta v = (1 - \kappa)(f + \zeta_z) \frac{\omega}{P} - (f + \zeta_z) \cdot \frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} + \frac{f + \zeta_z}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}, \quad \theta_z \neq 0 \quad (1)$$

其中,  $\zeta_z$  为相对涡度的垂直分量,  $\theta_z$  为大气静力稳定度,  $Q$  表示非绝热加热率, 其他变量同气象中的通用定义。方程 (1) 右侧各项依次表示散度项、大气内加热项、非绝热加热的垂直和水平变化项。尺度分析表明, 在非绝热加热区内, 方程 (1) 右侧各项中, 非绝热加热的垂直变化 ( $10^{-10}$ ) 较其他项 ( $10^{-11}$ ) 大一个量级。而在季节平均尺度上, 方程 (1) 满足定常假设, 因此考虑春季高原感热加热强迫作用的全形垂直涡度方程可以写成

$$\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta_z + \beta v \propto \frac{f + \zeta_z}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z}, \theta_z \neq 0. \quad (2)$$

因为感热加热由边界层的垂直扩散引起, 所以其最大值总是出现在地面附近, 且随高度增加快速衰减 ( $\partial Q / \partial z < 0$ ), 形成感热加热区上空的负涡度源, 在  $\beta$  效应作用下, 感热加热上空出现强北风 ( $\beta v < 0$ ), 其西侧为反气旋, 东侧为气旋, 由于春季高原上空盛行副热带西风, 考虑到高原的巨大地形, 这时相对涡度平流使背景西风出现波动, 形成了位于高原东侧的对流层中高层反气旋环流。

### 3 春季高原表面感热加热年际变化的时空特征

由于春季高原表面感热加热的空间分布具有明显的不均匀性, 所以沿着某个区域平均的感热加热无法准确刻画其年际变化特征。因此, 本文采用 EOF 方法来提取春季高原感热年际变化的时空分布特征 (图 1)。结果表明, EOF 第一模态的解释方差达到 50.8%, 反映了春季高原全区感热的显著线性减弱趋势 (图 1a 和 c)。春季高原感热 EOF 第一模态的空间分布较为均匀, 其中感热减弱最显著的区域位于高原中西部地区。第一主成分表明, 春季高原表面感热在 20 世纪 80 年代后期开始减弱, 这与站点资料的结果一致 (Duan and Wu, 2008)。而春季高原感热 EOF 第二模态的解释方差为 10.2%, 其主成分表现出明显的年际变化特征 (图 1c)。基于 ERA-Interim 再分析资料 (Dee et al., 2011) 的 EOF 分析结果与之相似。值得注意的是, 春季高原表面感热的 EOF 第二模态存在明显的纬向非对称分布特征, 即高原西部和高原东部的感热变化反位相, 其中感热年际变率的极值中心位于高原西部 ( $85^\circ\text{E}$  以西)。虽然高原西部仅有两个常规气象台站 (55228 站和 55248 站), 但是这两个站平均感热的年际变化与 EOF 第二主成分的相关系数达到 0.39,

超过了 95% 的信度显著性检验, 说明该模态及其主成分能够较准确地表征春季高原感热年际变化的时空分布特征。

基于 EOF 第二主成分, 我们选取距平超过  $\pm 0.5\sigma$  的年份作为春季青藏高原中西部表面感热偏强年 (1986、1987、1989、1993、2004、2005、2006、2008、2009 年) 和偏弱年 (1979、1981、1982、1983、1992、1994、1995、1998、1999、2000 年) 进行合成分析, 以进一步考察影响春季高原感热年际变化的因子及其影响。根据块体空气动力学方法, 表面感热通量  $S_H$  为

$$S_H = c_p \rho C_{DH} V_0 (T_s - T_a), \quad (3)$$

其中,  $c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  是干空气定压比热,  $\rho$  是空气密度,  $C_{DH}$  是拖曳系数,  $V_0$  是 10 m 风速,  $T_s$  和  $T_a$  分别代表地面温度和 2 m 气温。虽然  $\rho$  和  $C_{DH}$  具有不确定性, 但它们对感热年际变化的影响很小, 因此 10 m 风速和地气温差 ( $T_s - T_a$ ) 决定了表面感热的年际变化 (Duan and Wu, 2005)。图 2a 是春季高原中西部感热偏强年和偏弱年的合成差值场, 反映了与 EOF 第二模态空间型相似的分布特征, 即表面感热年际变化的大值区位于高原中西部。对比 10 m 风速 (图 2b) 和地气温差 (图 2c) 的年际变化可知, 地气温差是造成春季高原中西部感热年际差异的主要原因。

同时, 高原地区非绝热加热的垂直廓线也反映了上述春季高原感热的年际变化特征 (图 3)。春季, 当高原中西部地面感热偏强时, 异常的非绝热加热中心位于高原中西部, 其中心位于  $80^\circ\text{E}$  的地表附近 (图 3a), 同时高原东部地区对流层中上部也存在非绝热加热异常。其中高原中西部的近地面非绝热加热主要是感热加热 (图 3f), 而高原东部的位于对流层中部的非绝热加热主要是对流释放的凝结潜热 (图 3d)。值得注意的是, 当高原中西部地面感热加热偏强时, 其上空出现异常的对流加热中心 (图 3d), 这是因为高原南坡的强表面感热能够通过“感热气泵”将其南部海洋上的水汽输送到高原上空 (吴国雄等, 1997; Wu et al., 2007), 形成明显的水汽辐合, 进而产生对流性降水。春季高原上空非绝热加热率的分布特征还表明, 当高原中西部表面感热偏强时, 局地的异常非绝热加热以边界层的感热加热异常和对流层中部的对流加热异常为主, 同时高原东部以对流加热为主, 对流层低层的异常感热加热很弱, 这与 EOF 分解以及合成分析的

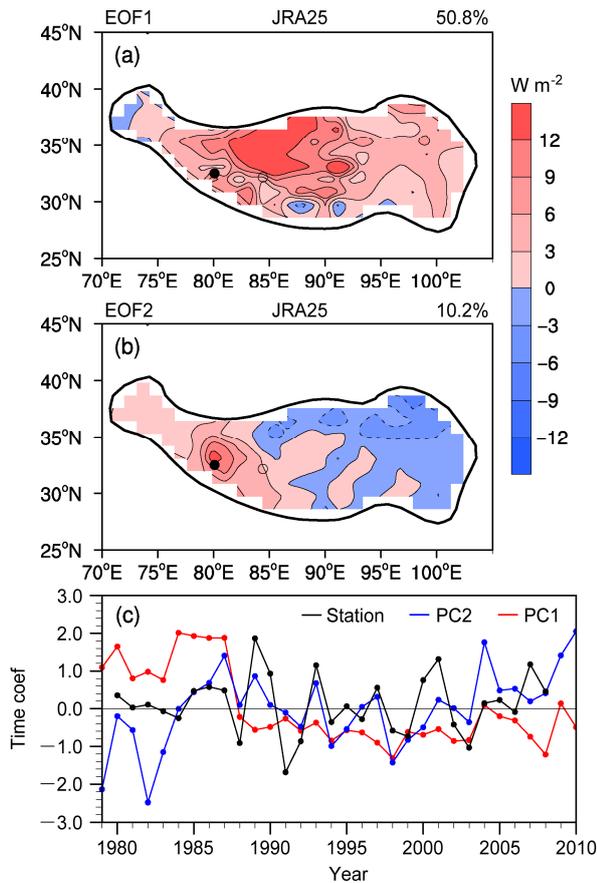


图 1 春季青藏高原（高于 3000 m）表面感热通量的 EOF 分析（实心点和空心点分别表示高原西部 55228 和 55248 台站位置，单位： $W m^{-2}$ ）：(a) 第一空间模态；(b) 第二空间模态；(c) 两个空间模态对应的标准化后的时间序列（红线：第一模态；蓝线：第二模态；黑线：标准化的去除了线性趋势的高原西部站点表面感热）。第一模态和第二模态的解释方差分别为 50.8% 和 10.2%

Fig. 1 EOF analyses of surface sensible heating flux (units:  $W m^{-2}$ ) over the Tibetan Plateau (above 3000 m): (a) The first EOF mode, (b) the second EOF mode, (c) principal components (PCs) of the first and second EOF modes (red line: PC1; blue line: PC2; black line: standardized surface sensible heat without linear trend of the stations over western Tibetan Plateau). In (a) and (b), solid and open dots are for the No. 55228 and 55248 stations over western Tibetan Plateau, respectively. The explain variances of the first and second EOF modes are 50.8% and 10.2%, respectively

结果吻合（图 1b 和图 2a）。此外，Rajagopalan and Molnar (2013) 利用 NCEP/NCAR 再分析资料，基于湿静力能定义了高原春季加热的年际变化特征，他们指出春季高原的异常加热中心位于  $90^{\circ}E$  以西的高原中西部地区，这与上文所得结论一致。事实上，较强的感热加热一方面能够通过非绝热过程加热对流层低层空气，另一方面能够通过高原南坡的

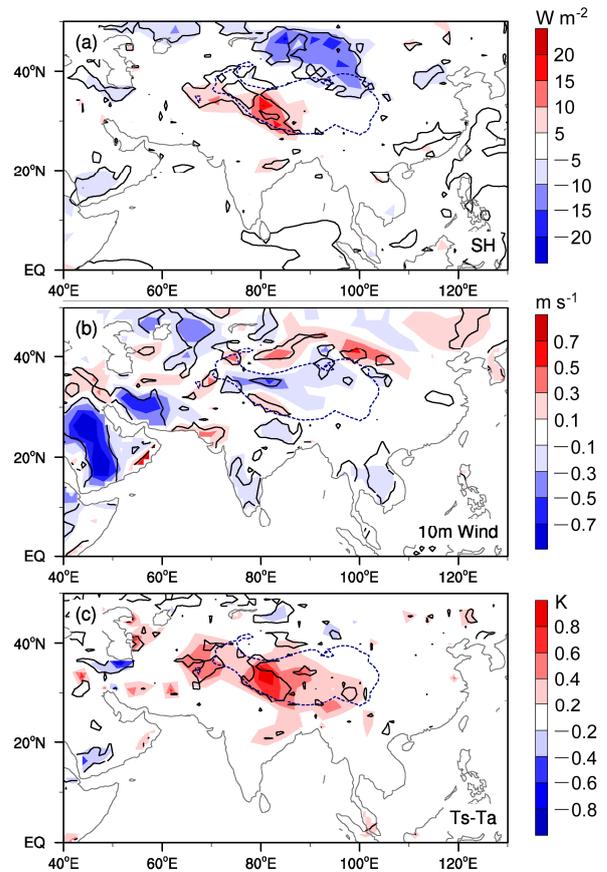


图 2 (a) 表面感热（单位： $W m^{-2}$ ）、(b) 10 m 风速（单位： $m s^{-1}$ ）和 (c) 地气温差（地表温度减去 2 m 气温，单位： $K$ ）在春季青藏高原中西部表面感热偏强年和偏弱年的合成差值场（偏强年减去偏弱年，黑色实线表示通过 90% 信度水平  $t$  检验的区域，虚线表示 3000 m 地形等高线）

Fig. 2 Composite differences of (a) surface sensible heat (units:  $W m^{-2}$ ), (b) 10-m-height wind speed ( $m s^{-1}$ ), and (c) land-air temperature difference (land surface temperature minus 2-m-height air temperature, units:  $K$ ) between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak). Black contours surround the region exceeding 90% confidence level, while dashed line is for the 3000 m orography

“感热气泵”将高原南侧的底层水汽输送至高原上，令当地比湿增大，造成了位于感热区上空的异常对流加热。

可见，春季高原表面感热通量的年际变率在高原中西部最为明显，而春季高原中西部感热的年际变化主要由地气温差的年际变化决定。同时，春季作为由冬到夏的转换阶段，也是亚洲夏季风环流建立的时期。就亚洲热带夏季风而言，孟加拉湾、南海和印度夏季风的平均爆发时间大约是 5 月第 1 候，5 月第 4 候和 6 月第 1 候 (Joseph et al., 1994;

Mao et al., 2004; Mao and Wu, 2007)。同时夏季风的爆发时间也呈现出明显的年际变化特征,那么夏季风爆发过程的年际变化与春季高原中西部感热的年际变化有何联系?下文将利用合成分析和动力学诊断,进一步分析春季高原中西部感热年际变化对亚洲夏季风爆发过程的可能影响。

#### 4 春季高原感热年际变化对亚洲夏季风爆发过程的影响

已有研究表明,亚洲夏季风爆发时间的年际变化与前冬春 ENSO 事件的联系密切 (Ju and Slingo, 1995; Mao and Wu, 2007; Zhou and Chan, 2007),当前冬发生 El Niño/La Niña 事件后,次年亚洲夏季风爆发偏晚/偏早。因此在考虑春季高原感热年际变化对亚洲夏季风爆发的影响时,不能忽略 ENSO 事件的影响。本文用 Niño3.4 区平均海表温度 (SST)

表征 ENSO 事件的位相和强弱,并采用对流层中上部平均温度经向梯度 (MTG) 的反转来定义亚洲热带夏季风的爆发日期:若孟加拉湾 ( $5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ )、南海 ( $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ) 和印度地区 ( $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\sim 85^{\circ}\text{E}$ ) 的 500~200 hPa 平均 MTG 由负转正,并且维持 10 天以上,则将 MTG 转向当天定义为夏季风的爆发时间 (毛江玉, 2001)。

首先,春季 Niño3.4 SST 与亚洲热带夏季风爆发时间存在显著正相关 (表 1),而仅印度夏季风的爆发时间与春季高原感热年际变化存在显著负相关,即当春季高原中西部感热偏强/偏弱时,印度夏季风爆发偏早/偏晚。值得注意的是,春季高原感热年际变化与 Niño 3.4 SST 并无显著的线性相关关系 (相关系数仅  $-0.179$ )。偏相关分析表明,在去除春季高原感热影响后,亚洲热带夏季风爆发时间与春季 Niño 3.4 SST 的相关性进一步提高,而在去除

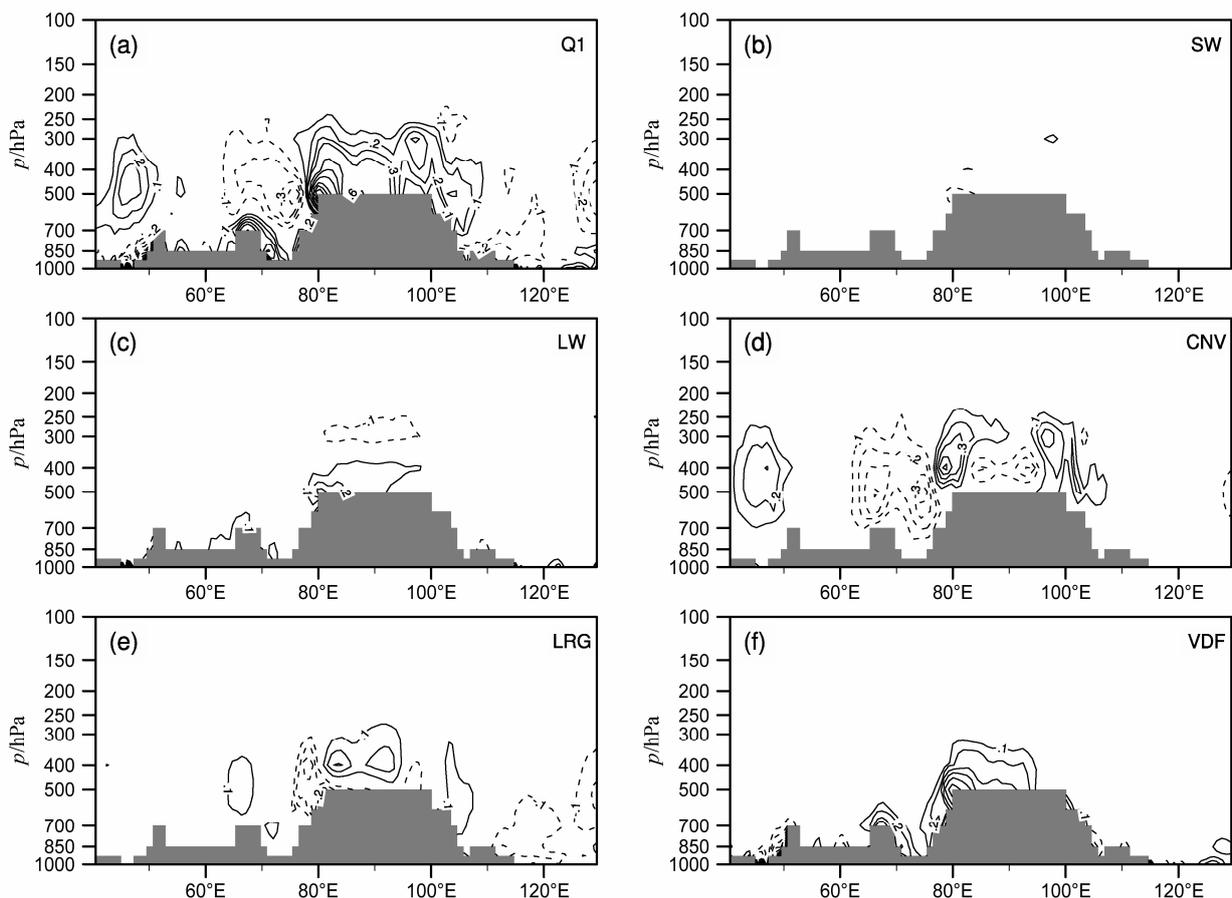


图 3 沿  $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$  平均的非绝热加热及其成分 (等值线间隔  $0.1\text{ K d}^{-1}$ ) 的气压—经度剖面在春季青藏高原中西部表面感热偏强年和偏弱年的合成差值 (偏强年减去偏弱年, 灰色阴影表示地形): (a) 非绝热加热率; (b) 太阳短波加热率; (c) 长波加热率; (d) 对流加热率; (e) 大尺度降水加热率; (f) 垂直扩散加热率

Fig. 3 Pressure-longitude cross sections of composite differences of  $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$  averaged diabatic heating and its components (interval is  $0.1\text{ K d}^{-1}$ ) between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak, gray shading is for the topography): (a) Total diabatic heating, (b) solar radiation heating, (c) longwave radiation heating, (d) convective heating, (e) large scale rainfall heating, (f) vertical diffusion heating

春季 Niño 3.4 SST 影响后，春季高原感热与印度夏季风爆发时间的负相关依然显著。这说明对印度夏季风爆发时间的年际变率而言，春季高原感热的年际变化与 ENSO 事件同样重要，且两者几乎相互独立，因此春季高原表面感热能够作为印度夏季风爆发时间的又一预报因子。下文将基于热力适应和位涡理论，通过合成分析和动力学诊断，分析春季高原表面感热影响印度夏季风爆发早晚的物理过程。

表 1 亚洲热带夏季风爆发时间与春季 (MAM) 青藏高原表面感热通量 (TPSH) 年际变化 (PC2)、Niño 3.4 区海表温度的相关及偏相关系数 (\*和\*\*分别表示超过 90%和 95% 信度水平  $t$  检验)

Table 1 Correlation and partial correlation coefficients of the tropical Asian summer monsoon onset dates with the interannual variability of Tibetan Plateau sensible heating (TPSH PC2) and the Niño 3.4 SST (\* and \*\* are for the values exceeding 90% and 95% confidence levels, respectively)

	与夏季风爆发时间的相关系数		
	孟加拉湾夏季风	南海夏季风	印度夏季风
Niño3.4 SST	0.656**	0.324*	0.638**
TPSH 年际变化	-0.12	0.039	-0.358**
仅 Niño3.4 SST (去除 TPSH 的影响)	0.65**	0.336*	0.628**
仅 TPSH (去除 Niño 3.4 SST 的影响)	-0.01	0.1	-0.33*

#### 4.1 对印度季风区对流层中上部热力结构的影响

当青藏高原中西部感热偏强时，印度季风区以北地区的异常暖中心分别位于对流层高层和低层 (图 4a)，其中高层异常暖中心位于 250 hPa 附近 (图 4b)，而低层异常暖中心位于 700 hPa 附近 (图 4c)。由于本文采用 MTG 方法定义印度夏季风的爆发日期，因此高空异常暖中心的出现对印度夏季风的提早爆发具有直接影响。

印度季风区以北的高空异常暖中心与偏强的青藏高原中西部感热关系密切。位温形式的热力学方程为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \theta - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} + \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\kappa} \cdot \left(\frac{Q_1}{C_p}\right), \quad (4)$$

方程 (4) 左侧是位温的局地变化，右侧依次为水平温度平流项、绝热作用项和非绝热加热项。当青藏高原中西部感热偏强时，由于青藏高原的高大地形和“感热气泵”效应，形成了感热加热区上空对流层中上部 (500~200 hPa) 显著的非绝热加热中

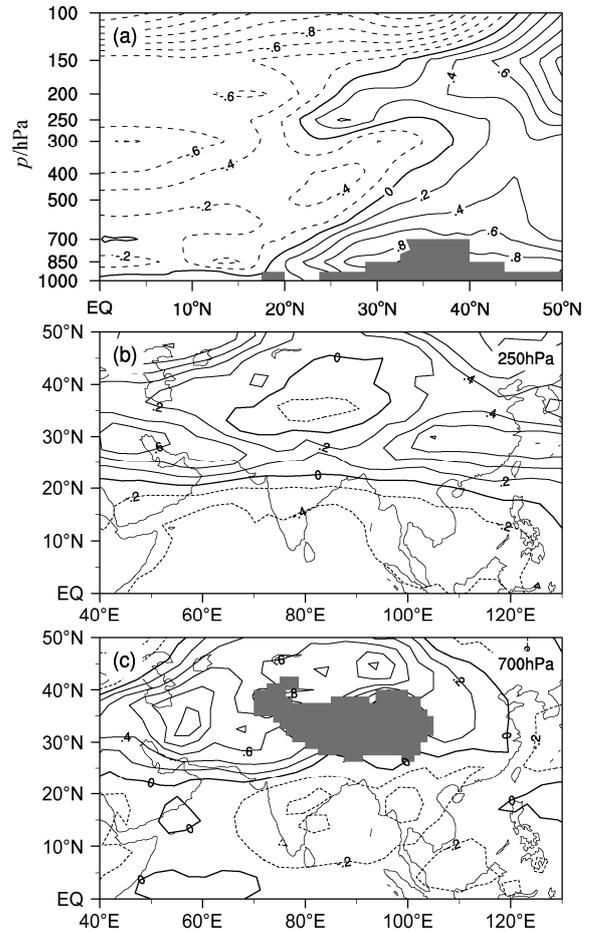


图 4 沿 60°~75°E (a) 平均位温 (单位: K) 的气压-纬度剖面; (b) 250 hPa (单位: K) 和 (c) 700 hPa (单位: K) 位温在春季青藏高原中西部表面感热偏强年和偏弱年的合成差值 (偏强年减去偏弱年) 的水平分布。深灰色阴影表示地形

Fig. 4 (a) The pressure-latitude cross section of 60°-75°E averaged potential temperature (units: K); the horizontal distributions of composite differences of (b) 250 and (c) 700 hPa potential temperature (units: K) between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak). Dark gray shading is for the topography

心 (图 3a 和图 5a)。这时，印度季风区以北陆地上空 (20°~30°N) 的对流层中上部的温度平流很弱 (图 5b)，而当地的下沉绝热增暖却异常偏强 (图 5c)。因此，绝热过程是引起印度季风区以北陆地上空对流层中上部异常增暖的主要原因。

关于印度夏季风爆发期间季风区以北对流层高层暖中心的形成机制，Tamura et al. (2010) 认为它是由热带对流引起的局地经圈环流的下沉支引起。然而，当春季青藏高原中西部感热偏强时，印度季风区的热带对流异常较弱 (图 5a)，因此来自

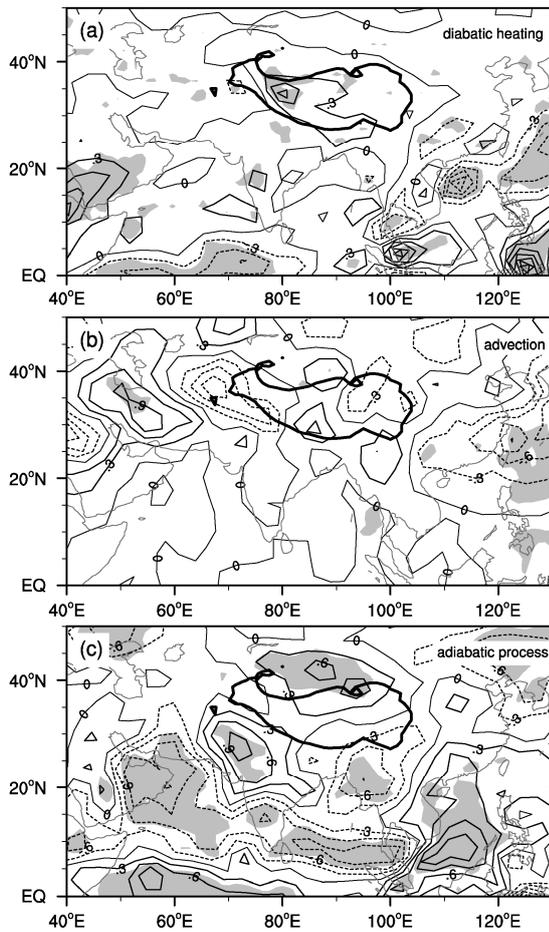


图5 对流层中上部(500~200 hPa平均)的(a)非绝热加热、(b)温度平流和(c)绝热加热在春季青藏高原中西部表面感热偏强年和偏弱年的合成差值场(偏强年减去偏弱年,单位:  $\text{K d}^{-1}$ )。灰色阴影表示通过90%信度水平  $t$  检验的区域,黑色粗实线表示3000 m地形等高线  
Fig. 5 Composite differences of 500–200 hPa averaged (a) diabatic heating, (b) temperature advection, and (c) adiabatic heating (units:  $\text{K d}^{-1}$ ) between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak, bold black lines are for the 3000 m topography) Gray shading is for the region exceeding 90% confidence level

热带对流的局地经向环流也很微弱(图6a)。事实上,造成印度季风区以北高层辐合的主要原因是源自高原中西部非绝热加热异常区的对流层高层辐散气流(图5a和图6a)。偏强的非绝热加热作用令局地上升气流加强,到达对流层高层后向西偏转,并在印度季风区以北的陆地上空辐合下沉(图6b),进而通过绝热过程造成高层异常暖中心(图5c)。进一步分析表明,上述过程在印度季风区北部的对流层中上部都存在(图7)。在印度季风区以北的对流层中上部,较弱的暖平流异常和明显的绝热下沉

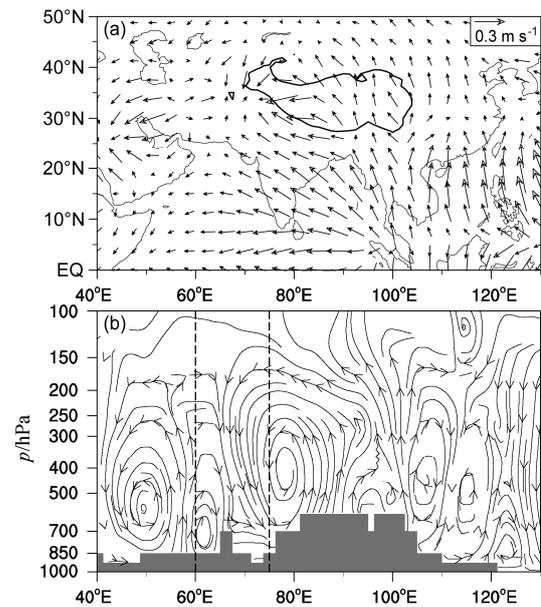


图6 (a) 对流层中上部(500~200 hPa平均)辐散风( $\text{m s}^{-1}$ )和(b)沿25°~35°N平均的纬向环流在春季青藏高原中西部表面感热偏强年和偏弱年的合成差值场(偏强年减去偏弱年)。(a)中的黑色实线表示3000 m地形等高线,(b)中的阴影表示地形

Fig. 6 Composite differences of (a) the 500–200 hPa averaged divergent wind ( $\text{m s}^{-1}$ ) and (b) the 25°–35°N averaged zonal circulation between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak). Black lines in (a) are for the 3000 m topography, while shading in (b) is for the topography

增暖导致了高空暖异常(图7a和b),同时,在阿拉伯海上空存在显著的绝热冷却,但这时印度季风对流释放的非绝热加热较弱(图7c),无法补偿上升运动造成的绝热冷却,因此阿拉伯海南部上空的对流层中上部出现了异常冷中心(图4a)。可见,在印度季风区的对流层中上部,位于阿拉伯海南部的异常冷中心和位于季风区以北陆地的异常暖中心有利于夏季型MTG(“南冷北暖”)的建立,从而令印度夏季风提前爆发。

#### 4.2 对印度季风区海陆热力对比的影响

除了对流层中上部的温度异常,图4a和c还表明当青藏高原中西部感热偏强时,印度季风区以北陆地上空的对流层低层也存在一异常暖中心。Kawamura(1998)的研究表明,对流层低层的海陆经向温度梯度增大也能够影响印度夏季风的爆发时间。

与对流层高层暖异常的形成机制不同,该对流层低层异常暖中心的形成与局地的非绝热加热相联系(图7c)。一方面,青藏高原中西部的偏强感

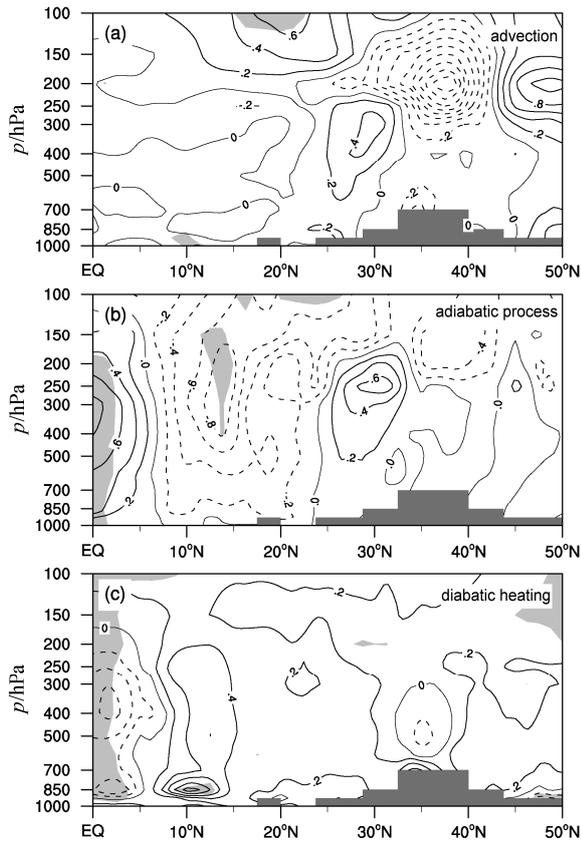


图7 沿 60°~75°E 平均的 (a) 位温平流项、(b) 绝热加热项和 (c) 非绝热加热作用的气压-纬度剖面在春季青藏高原中西部表面感热偏强年和偏弱年的合成差值 (偏强年减去偏弱年, 深灰色阴影表示地形, 浅灰色阴影表示通过 90% 信度水平  $t$  检验的区域)。等值线间隔为 0.2  $K d^{-1}$

Fig. 7 Composite differences of the pressure-latitude cross section of 60°-75°E averaged (a) horizontal advection of potential temperature, (b) diabatic heating and, (c) adiabatic heating between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak, dark gray shading is for the topography). Light gray shading represents the region exceeding 90% confidence level. Interval of contours is 0.2  $K d^{-1}$

热通过局地的纬向环流异常增强了印度季风区以北陆地对流层高层的辐合下沉 (图 6b 和图 8a), 这时局地对流性降水受到抑制, 表现为显著的 OLR 正异常 (图 8b)。同时, 高原以西地区的下沉运动有利于晴空状况的维持, 令下垫面能够接收更多的太阳短波辐射, 使得局地地面温度明显升高 (图 8c)。另一方面, 印度季风区以北陆地上的近地面气温也受高原中西部感热影响。当高原中西部表面感热偏强时, 加热区附近出现明显的气旋式环流异常, 进而在高原以西地区形成异常的偏北气流 (图 9a), 将高纬度的冷空气向南输送, 造成局地显著

的冷平流异常 (图 9b), 抑制了近地面气温的升高, 使得地面温度的增幅明显强于地面气温 (图 8c 和图 9c), 从而增强了高原以西地区的地气温差 (图 2c), 令印度季风区以北地区的地面感热加强 (图 2a), 随后通过非绝热过程加热对流层低层大气 (图 3f 和图 4c)。因此, 当青藏高原中西部感热偏强时, 印度季风区的对流层低层经向海陆热力对比加大 (图 4c), 有利于“南冷北暖”的夏季型热力结构的建立和印度夏季风的提前爆发。

总之, 当高原中西部表面感热偏强时, 高原的“感热气泵”能够将底层水汽输送到高原上, 造成了位于感热异常区上空的异常对流加热中心, 从而影响到整层大气。高原中西部的强非绝热加热能够引起局地纬向环流异常, 环流的下沉支位于印度季风区以北的陆地上空。一方面, 下沉绝热增暖造成了季风区北部对流层中上部的异常暖中心。另一方面, 下沉运动抑制了当地降水, 有利于晴空条件的维持和地面温度的升高, 令高原以西地区的表面感热加大, 进而通过非绝热加热令印度季风区北部的对流层低层温度升高, 使印度季风区的海陆经向温度梯度增大。印度季风区北部的对流层高、低层异常暖中心共同促进了印度季风区夏季型热力结构 (“南冷北暖”) 的建立, 最终令印度夏季风提前爆发。

## 5 结论与讨论

本文基于 JMA 的 JRA-25 再分析资料集, 利用 EOF 方法提取了春季高原表面感热通量的年际变化信号, 并通过合成分析和动力诊断, 以春季高原表面感热年际变化的时空特征为切入点, 以造成春季青藏高原表面感热年际变化的可能原因为着眼点, 重点分析年际尺度上春季高原表面感热对印度夏季风爆发时间的影响, 揭示了春季高原表面感热影响印度夏季风爆发早晚的物理过程。主要结论如下:

(1) 春季高原表面感热的年际变率在高原中西部最强, 其主要影响因子是地气温差的年际变化。同时, 高原中西部较强的表面感热能够通过“感热气泵”将对流层低层水汽输送到高原上, 令感热区上空的对流加热异常加强。考虑到高原的高大地形, 其表面感热异常及其造成的非绝热加热异常能够影响到整个对流层的环流系统。

(2) 当春季高原中西部感热偏强 (弱) 时, 印

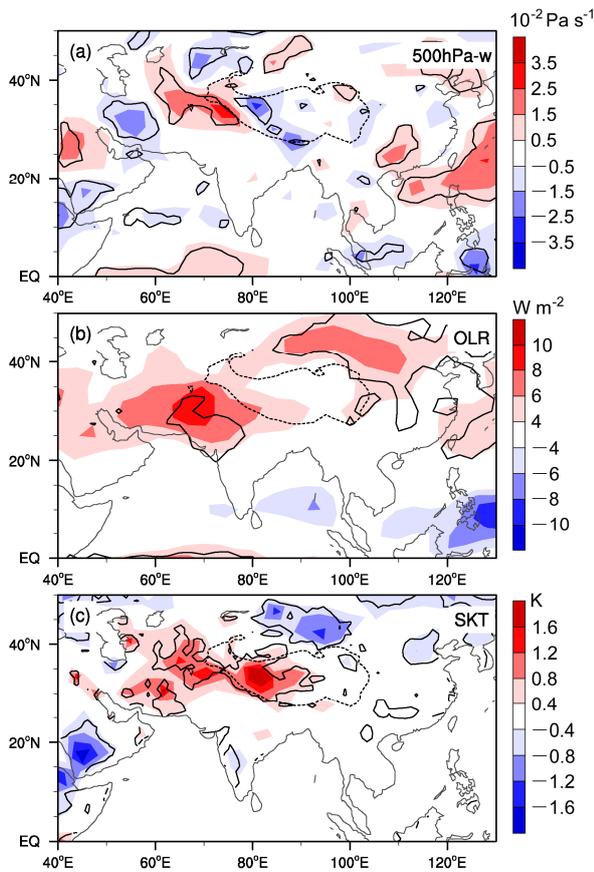


图 8 (a) 500 hPa 垂直运动 (单位:  $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ )、(b) OLR (单位:  $\text{W m}^{-2}$ ) 和 (c) 地面温度 (单位: K) 在春季青藏高原中西部表面感热偏强年和偏弱年的合成差值场 (偏强年减去偏弱年, 黑色实线表示通过 90% 信度水平  $t$  显著性检验的区域, 黑色虚线表示 3000 m 地形等高线)  
Fig. 8 Composite differences of (a) 500 hPa vertical motion (units:  $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ), (b) OLR (Outgoing Long Wave Radiation), and (c) surface temperature (units: K) between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak). Black solid contours surround the region passing  $t$  test at 90% confident level, while black dashed lines are for the 3000 m topography

度夏季风爆发显著提早 (推迟), 且这一关系不依赖于 ENSO 事件。由于高原的高大地形, 春季高原中西部的表面感热异常能够产生深厚的异常局地纬向环流, 其上升支位于感热加热中心, 而下沉支则位于印度季风区以北的陆地上空。一方面, 下沉运动引起的绝热增暖令印度季风区以北的对流层中上部出现异常增暖, 有利于“南冷北暖”的夏季型 MTG 形势建立; 另一方面, 该下沉运动能够抑制印度季风区以北陆地上的降水, 令地面温度升高, 地气温差的增大使得局地表面感热增强, 并通过非绝热加热令局地对流层低层空气温升高, 从而

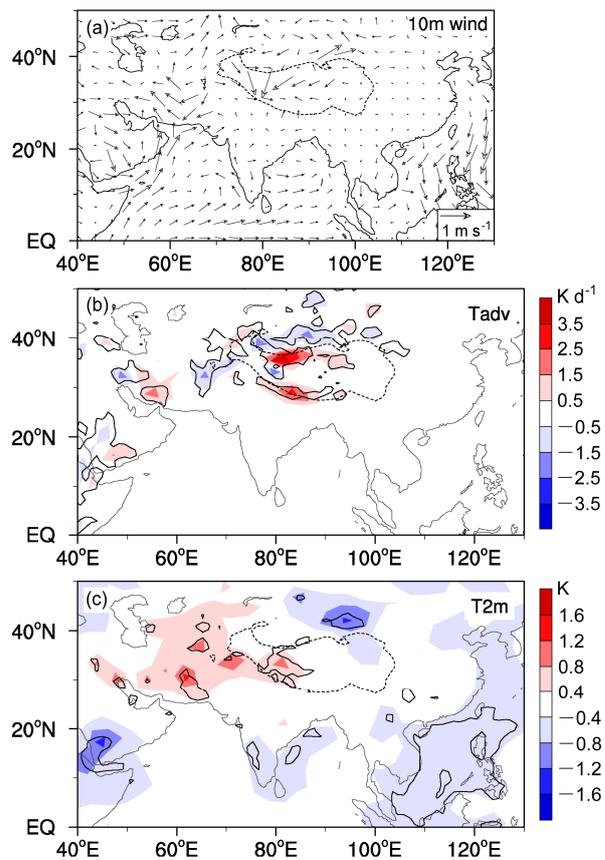


图 9 (a) 10 m 风场 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、(b) 表面气温平流 (单位:  $\text{K d}^{-1}$ ) 和 (c) 2 m 气温 (单位: K) 在春季青藏高原中西部表面感热偏强年和偏弱年的合成差值场 (偏强年减去偏弱年, 黑色实线表示通过 90% 信度水平  $t$  显著性检验的区域, 黑色虚线表示 3000 m 地形等高线)  
Fig. 9 Composite differences of (a) 10-m height wind field (units:  $\text{m s}^{-1}$ ), (b) advection of surface air temperature (units:  $\text{K d}^{-1}$ ), and (c) 2-m height air temperature (units: K) between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak, black dashed lines are for the 3000 m topography). Black solid contours surround the region passing  $t$  test at 90% confidence level

增大了经向海陆热力对比。在对流层高、低层异常暖中心的共同作用下, 当青藏高原中西部表面感热偏强时, 印度夏季风爆发提早。

此外, 当青藏高原中西部表面感热偏强时, 阿拉伯海南部上空出现明显的异常冷中心, 这是因为局地非绝热加热无法补偿上升运动引起的绝热冷却 (图 7b 和 c)。值得注意的是, 绝热上升运动中心位于阿拉伯海的对流层上部 (300 hPa 以上), 这可能与高空南亚高压的形态变异有关。已有研究表明 (Liu et al., 2013; Zhang et al., 2014; Wu and Liu, 2014), 高空南亚高压的形态变异和季节演变能够通过影响季风区的高空辐散抽吸作用, 进而影响印

度夏季风的爆发进程。Zhang et al. (2014) 通过分析印度夏季风爆发期间亚洲季风区对流层高层的位涡活动特征, 指出当来自中纬度的高位涡旋被位于高原以南的高层东风急流输送到阿拉伯海南部上空后, 会引起局地流场的气旋式弯曲, 这与高层南亚高压东侧的偏南气流共同组成了辐散流场, 令季风区的高空抽吸作用加剧, 从而使印度季风对流建立。图 10a 说明高原中西部表面感热偏强时, 阿拉伯海南部出现高空辐散异常, 与之相伴随的是向西传播的一系列正涡度异常中心(图 10b)。事实上, 当春季高原中西部感热偏强时, 在高空背景西风的作用下, 高空反气旋异常出现在高原以东地区, 这时高原以东的北风和高原以南的东风同时增强(图 10b)。高原以东的偏强北风能够将更多的中纬度高位涡向南输送, 当高位涡进入高原以南的异常东风带后, 继续向西输送, 从而在高原南侧形成了显著的高空(以 360 K 等熵面为例)正位涡异常区(图 11a), 这种显著的正位涡异常只出现在对流

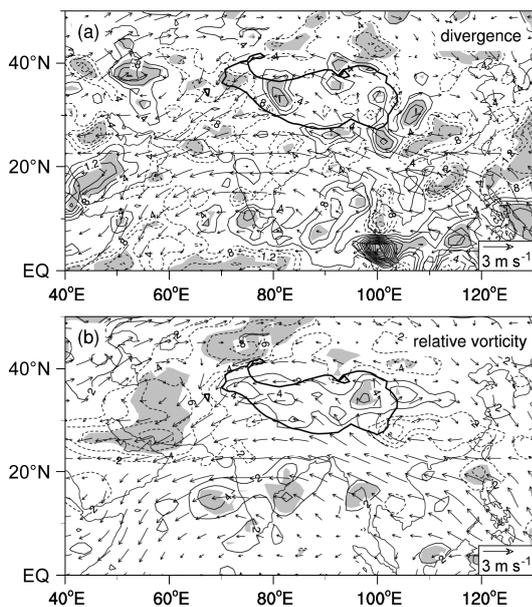


图 10 200 hPa 风场(矢量,  $\text{m s}^{-1}$ )、(a) 散度(等值线, 单位:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )和 (b) 相对涡度(等值线, 单位:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) 在春季青藏高原中西部表面感热偏强年和偏弱年的合成差值场(偏强年减去偏弱年, 灰色阴影表示通过 90% 信度水平  $t$  检验的区域, 黑色粗实线表示 3000 m 地形等高线)

Fig. 10 Composite differences of 200-hPa wind field (vectors,  $\text{m s}^{-1}$ ) with (a) divergence (contours, units:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) and (b) relative vorticity (contours, units:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak, bold black lines are for the 3000 m topography). Gray shading is for the region exceeding 90% confidence level

层上部(图 11b)。由位涡守恒理论可知, 当不存在摩擦耗散和非绝热加热作用时, 等熵面上的位涡守恒。在 360K 等熵面上, 摩擦耗散可以忽略, 同时异常的非绝热加热也很弱(图 7c), 因此位涡守恒近似成立。这时阿拉伯海南部的高空正位涡异常能够令高层结稳定, 并造成气旋式环流异常, 与其北侧高原以南的高层东风异常构成了辐散流场, 加强了高层辐散(图 10a), 令对流层中上部的高空抽吸作用增强, 进而通过绝热冷却过程造成了阿拉伯海南部的高层异常冷中心(图 7b), 这也有利于“南暖北冷”的夏季型 MTG 形势建立, 令印度夏季风爆发提早。

本文利用 EOF 方法提取了春季高原表面感热的年际变化信号, 指出春季高原中西部表面感热的年际变化明显强于高原东部, 且二者反位相。因此, 本文所得结论能够较好地解释春季高原中西部

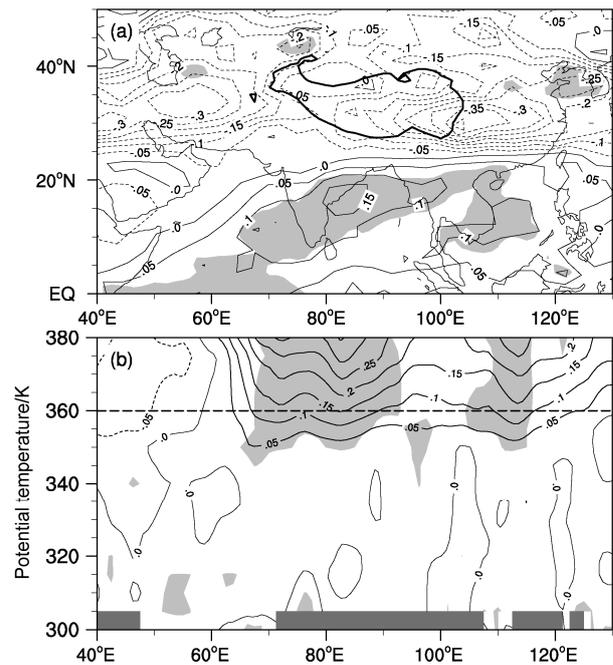


图 11 (a) 360 K 等熵位涡在青藏高原感热偏强年和偏弱年的合成差值场(单位: PVU; 实线表示 3000 m 地形等高线); (b) 沿  $10^{\circ}\sim 12.5^{\circ}\text{N}$  平均的等熵位涡垂直剖面在青藏高原感热偏强年和偏弱年的合成差值场, 单位: PVU。浅灰色阴影表示通过 90% 信度水平  $t$  检验的区域, 深灰色阴影表示地形

Fig. 11 Composite differences of (a) the 360 K isentropic potential vorticity (units: PVU; bold solid line is for the 3000 m topography) and (b) the vertical cross section of  $10^{\circ}\sim 12.5^{\circ}\text{N}$  averaged isentropic potential vorticity (units: PVU; dark gray shading is for the topography) between strong and weak spring surface sensible heat years over central-western Tibetan Plateau (strong minus weak). Light gray shading is for the region exceeding 90% confidence level

感热异常与印度夏季风爆发早晚的联系,但高原中西部感热异常对孟加拉湾及南海夏季风爆发时间的影响却并不显著。事实上,高原东部热状况异常对孟加拉湾、南海甚至东亚夏季风的爆发时间的影响可能更为重要。例如,在年际尺度上, Mao and Wu (2007) 指出前冬春季高原东部雪深与孟加拉湾夏季风的爆发时间存在显著正相关,张艳和钱永甫 (2002) 认为春季高原中东部 ( $27.5^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 感热异常与南海夏季风爆发时间存在反相关。此外,亚洲热带夏季风的爆发与前冬春的 ENSO 事件联系十分紧密,而本文结论指出春季高原中西部表面感热的年际变化与 ENSO 事件的线性相关并不显著。因此,进一步研究春季高原感热和 ENSO 事件对亚洲夏季风爆发和推进过程的共同影响,对全面理解亚洲夏季风爆发进程的年际变化具有重要的科学意义。

### 参考文献 (References)

- Cui Y, Wang C H. 2009. Comparison of sensible and latent heat fluxes during the transition season over the western Tibetan Plateau from reanalysis datasets [J]. *Prog. Nat. Sci.*, 19 (6): 719–726.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137: 553–597.
- 段安民, 吴国雄. 2003. 7 月青藏高原大气热源主要空间型及其与东亚大气环流和降水的相关研究 [J]. *气象学报*, 61 (4): 447–456. Duan Anmin, Wu Guoxiong. 2003. The main spatial heating patterns over the Tibetan Plateau in July and the corresponding distributions of circulation and precipitation over eastern Asia [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 61 (4): 447–456.
- 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.
- Duan A M, Wu G X. 2008. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations [J]. *J. Climate*, 21: 3149–3164.
- Duan A M, Li F, Wang M R, et al. 2011. Persistent weakening trend in the spring sensible heat source over the Tibetan Plateau and its impact on the Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 24: 5671–5682.
- Duan A M, Wang M R, Lei Y H, et al. 2013. Trends in summer rainfall over China associated with the Tibetan Plateau sensible heat source during 1980–2008 [J]. *J. Climate*, 26: 261–275.
- 黄荣辉. 1985. 夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流异常的作用 [J]. *气象学报*, 43: 208–220. Huang Ronghui. 1985. The influence of the heat source anomaly over Tibetan Plateau on the Northern Hemispheric circulation anomalies [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 43: 208–220.
- 简茂球, 罗会邦. 2002. 青藏高原地面加热场日变化对亚洲季风区大气环流的影响 [J]. *热带气象学报*, 18 (3): 269–275. Jian Maoqiu, Luo Huibang. 2002. Impact of the diurnal variation of the surface heating in the Tibetan Plateau on the general circulation over the Asian monsoon region [J]. *J. Trop. Meteor.* (in Chinese), 18 (3): 269–275.
- Joseph P V, Eishcheid J K, Pyle R J. 1994. Interannual variability of the onset of the Indian summer monsoon and its association with atmospheric features, El Niño, and sea surface temperature anomalies [J]. *J. Climate*, 7: 81–105.
- Ju J H, Slingo J M. 1995. The Asian summer monsoon and ENSO [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121: 1133–1168.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437–471.
- Kawamura R. 1998. A possible mechanism of the Asian summer monsoon–ENSO coupling [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76: 1009–1027.
- Liebmann B., Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 1275–1277.
- Liu B Q, Wu G X, Mao J Y, et al. 2013. Genesis of the South Asian high and its impact on the Asian summer monsoon onset [J]. *J. Climate*, 26: 2976–2991.
- 刘屹岷, 刘辉, 刘平, 等. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 II: 陆面感热和东太平洋副高 [J]. *气象学报*, 57 (4): 385–396. Liu Yimin, Liu Hui, Liu Ping, et al. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. Part II: Land surface sensible heating and East Pacific subtropical high [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 57 (4): 385–396.
- Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 2001. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere [J]. *Climate Dyn.*, 17: 327–338.
- Luo H B, Yanai M. 1984. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112 (5): 966–989.
- 毛江玉. 2001. 季节转换期间副高形态变异和季风爆发机制研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 139pp. Mao Jiangyu. 2001. Studies on the pattern variation of subtropical high and the mechanisms for monsoon onset during the seasonal transition [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 139pp.
- Mao J Y, Chan J C L, Wu G X. 2004. Relationship between the onset of the South China Sea summer monsoon and the structure of the Asian subtropical anticyclone [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (3): 845–849.
- Mao J Y, Wu G X. 2007. Interannual variability in the onset of the summer monsoon over the eastern Bay of Bengal [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 89: 155–170.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 699–706.
- Onogi K, Koide H, Sakamoto M, et al. 2005. JRA-25: Japanese 25-year re-analysis project—progress and status [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*,

- 131: 3259–3268.
- Pan W J, Mao J Y, Wu G X. 2013. Characteristics and mechanism of the 10–20-day oscillation of spring rainfall over southern China [J]. *J. Climate*, 26 (14): 5072–5087.
- Quadrelli R, Bretherton C S, Wallace J M. 2005. On sampling errors in empirical orthogonal functions [J]. *J. Climate*, 18: 3704–3710.
- Rajagopalan B, Molnar P. 2013. Signatures of Tibetan Plateau heating on Indian summer monsoon rainfall variability [J]. *J. Geophys. Res.*, 118: 1170–1178.
- Shi Q, Liang S. 2014. Surface-sensible and latent heat fluxes over the Tibetan Plateau from ground measurements, reanalysis, and satellite data [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 14: 5659–5677.
- Tamura T, Taniguchi K, Koike T. 2010. Mechanism of upper tropospheric warming around the Tibetan Plateau at the onset phase of the Asian summer monsoon [J]. *J. Geophys. Res.*, 115, D02106, doi: 10.1029/2008JD011678.
- Tian S F, Yasunari T. 1998. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rains over central China [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76 (1): 57–71.
- Wan R J, Wu G X. 2007. Mechanism of the spring persistent rains over southeastern China [J]. *Sci. China- Series D: Earth Sci.*, 50 (1): 130–144.
- Wan R J, Zhao B K, Wu G X. 2009. New evidences on the climatic causes of the formation of the spring persistent rains over southeastern China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26 (6): 1081–1087.
- 王林, 刘鹏, 林朝晖, 等. 2011. 春季亚洲中东部地表感热通量的变化特征及其与中国夏季降水的关系 [J]. *气候与环境研究*, 16 (3): 310–321.
- Wang Lin, Liu Peng, Lin Zhaohui, et al. 2011. The distribution of surface sensible heat flux in spring over central and eastern Asia and its relationship with summer precipitation in China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 16 (3): 310–321.
- 王学佳, 杨梅学, 万国宁. 2013. 近 60 年青藏高原地区地面感热通量的时空演变特征 [J]. *高原气象*, 32 (6): 1557–1567.
- Wang Xuejia, Yang Meixue, Wan Guoning. 2013. Temporal-spatial distribution and evolution of surface sensible heat flux over Qinghai–Xizang Plateau during last 60 years [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 32 (6): 1557–1567.
- Wang Z Q, Duan A M, Wu G X. 2014. Time-lagged impact of spring sensible heat over the Tibetan Plateau on the summer rainfall anomaly in East China: Case studies using the WRF model [J]. *Climate Dyn.*, 2885–2898, doi: 10.1007/s00382-013-1800-2.
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流 [J]. *大气科学*, 24 (4): 433–446.
- Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part I: Thermal adaptation and overshooting [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24 (4): 433–446.
- 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.*, 126: 913–927.
- Wu G X, Liu B Q. 2014. Roles of forced and inertially unstable convection development in the onset process of Indian summer monsoon [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 57 (7): 1438–1451.
- 吴国雄, 李伟平, 郭华, 等. 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风 [C]// 叶笃正. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社, 116–126.
- Wu Guoxiong, Li Weiping, Guo Hua, et al. 1997. Tibetan Plateau sensible heating air-pump and Asian summer monsoon [C]// Ye Duzheng, Essays in Honor of Zhao Jiuzhang (in Chinese). Beijing: Sciences Press, 116–126.
- 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]. *J. Hydrometeor.*, 8: 770–789.
- Wu G X, Guan Y, Liu Y M, et al. 2012. Air–sea interaction and formation of the Asian summer monsoon onset vortex over the Bay of Bengal [J]. *Climate Dyn.*, 38: 261–279.
- Yanai M, Tomita T. 1998. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP–NCAR reanalysis [J]. *J. Climate*, 11: 463–482.
- Yang K, Guo X F, He J, et al. 2011. On the climatology and trend of the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau: An experiments-supported revisit [J]. *J. Climate*, 24: 1525–1541.
- 叶笃正, 高由禧, 罗四维, 等. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 316pp.
- Ye Duzheng, Gao Youxi, Luo Siwei, et al. 1979. *Meteorology of Tibetan Plateau [M] (in Chinese)*. Beijing: Sciences Press, 316pp.
- Yeh T C. 1950. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945–46 [J]. *Tellus*, 2: 173–183.
- You Q, Kang S, Pepin N, et al. 2010. Relationship between temperature trend magnitude, elevation and mean temperature in the Tibetan Plateau from homogenized surface stations and reanalysis data [J]. *Global Planet. Change*, 71: 124–133.
- 张艳, 钱永甫. 2002. 青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响 [J]. *南京气象学院学报*, 25 (3): 298–306.
- Zhang Yan, Qian Yongfu. 2002. Thermal effect of surface heat source over the Tibetan Plateau on the onset of Asian summer monsoon [J]. *J. Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 25 (3): 298–306.
- Zhang Y N, Wu G X, Liu Y M, et al. 2014. The effects of asymmetric potential vorticity forcing on the instability of South Asia high and Indian summer monsoon onset [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 57 (2): 337–350.
- Zhao P, Chen L X. 2001a. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai–Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18 (1): 106–112.
- Zhao P, Chen L X. 2001b. Climatic features of atmospheric heat source/ sink over the Qinghai–Xizang Plateau in 35 years and its relation to rainfall in China [J]. *Sci. China- Series D: Earth Sci.*, 44: 858–864.
- Zhao P, Zhou Z J, Liu J P. 2007. Variability of Tibetan spring snow and its associations with the hemispheric extratropical circulation and East Asian summer monsoon rainfall: An observational investigation [J]. *J. Climate*, 20: 3942–3955.
- Zhou W, Chan J C L. 2007. ENSO and the South China Sea summer monsoon onset [J]. *Int. J. Climatol.*, 27: 157–167.
- 周秀骥, 赵平, 陈军明, 等. 2009. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究 [J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 39: 1473–1486.
- Zhou Xiuji, Zhao Ping, Chen Junming, et al. 2009. Impacts of thermodynamic processes over the Tibetan Plateau on the Northern Hemispheric climate

- [J]. *Sci. China Ser. D Earth Sci.* (in Chinese), 39: 1473–1486.
- 竺夏英. 2011. 夏季副热带多尺度热力强迫和东亚夏季风年际及年代际变化的关系 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 117pp.
- Zhu Xiaying. 2011. Subtropical multi-scale thermal forcing in boreal summer and its association with the interannual and interdecadal variability of East Asian summer monsoon [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 117pp.
- Zhu X Y, Liu Y M, Wu G X. 2012. An assessment of summer sensible heat flux on the Tibetan Plateau from eight data sets [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 55 (5): 779–786.
- 朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. *大气科学*, 33 (5): 903–915. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Liu Haiwen. 2009. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on summer rainfall in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (5): 903–915.