李菲,段安民. 2011. 青藏高原夏季风强弱变化及其对亚洲地区降水和环流的影响——2008 年个例分析 [J]. 大气科学, 35 (4): 694 - 706. Li Fei, Duan Anmin. 2011. Variation of the Tibetan Plateau summer monsoon and its effect on the rainfall and the circulation in Asia—A case study in 2008 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 694 - 706.

# 青藏高原夏季风强弱变化及其对亚洲地区 降水和环流的影响——2008 年个例分析

## 李菲<sup>1,2,3</sup> 段安民<sup>2</sup>

1南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044
 2中国科学院大气物理研究所,北京 100029
 3 94647部队气象台,福州 350029

**摘 要**利用 2008 年多种台站观测和再分析资料,通过相关分析和合成分析,详细讨论了青藏高原夏季风季节 内变化及其与印度夏季风和东亚夏季风降水之间的关系。结果表明:2008 年高原夏季风爆发偏早,降水偏多,季 风活动有明显的季节内振荡特征、其准双周振荡特征与东亚夏季风指数和印度全区降水振荡周期相似。高原夏 季风强(弱)时,印度全区及我国华北地区容易出现降水偏少(多)。高原夏季风偏强通常对应低层印缅槽偏东偏 北,槽前水汽输送有利于高原东南部降水产生,而印度大陆受高压脊控制,为季风中断期。东亚低空西南风急流 和中层西太平洋副热带高压位置偏东偏南,东亚季风降水主要发生在华东地区,南亚高压偏西偏弱;高原季风偏 弱时,西太平洋副高西伸北抬,低空西南风急流偏西偏北,来自低纬的西南风水汽输送和源于西太平洋的副热带 高压南侧的东南风水汽输送共同作用,有利于华北地区的降水偏多,同时南亚高压偏东偏强。高原夏季风的季节 内变化与印度夏季风和东亚夏季风呈显著反相关关系,其对应的大气非绝热加热的空间分布对南亚高压东西振 荡有重要作用。

关键词 高原夏季风 季节内振荡 东亚夏季风 印度夏季风 南亚高压
 文章编号 1006 - 9895 (2011) 04 - 0694 - 13
 中图分类号 P461
 文献标识码 A

# Variation of the Tibetan Plateau Summer Monsoon and Its Effect on the Rainfall and Circulation in Asia—A Case Study in 2008

Li Fei<sup>1, 2, 3</sup> and Duan Anmin<sup>2</sup>

Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044
 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
 94647 PLA Troops Meteorological Bureau, Fuzhou 350029

Abstract Using observational and reanalysis data, the variation of the Tibetan Plateau Summer Monsoon (TPSM) and its relationship with the India Summer Monsoon (ISM) and the East Asian Summer Monsoon (EASM) are investigated by the correlation analysis and the composite analysis. Results show that the TPSM in 2008 is earlier and

- **收稿日期** 2010-04-06, 2011-03-03 收修定稿
- **资助项目** 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB951703、2009CB421403,中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-YW-Q11-01,国家自然科学基金资助项目 40975047
- 作者简介 李菲,女,1983年出生,硕士,主要从事大气环流异常与短期气候预测研究。E-mail: lifeilifei1983@gmail.com

通讯作者 段安民, E-mail: amduan@lasg. iap. ac. cn

stronger than normal. The most significant period of the intraseasonal oscillation in the TPSM is biweekly, similar to those of all ISM rainfall and the EASM index. When the TPSM is strong (weak), the precipitation in all India and North China tends to be less (more) than normal. During the active phase of the TPSM, the position of the Indian – Burma monsoon trough is to the east and north of its normal place, so that the moisture transportation in front of the trough is of benefit to the rainfall in the southeast of the Tibetan Plateau, but the ISM breaks for the influence of the high ridge over the Indian continent. Meanwhile, since the Western Pacific Subtropical High (WPSH) is to the east and south of its usual location, the EASM precipitation concentrates in East China. On the contrary, when the TPSM is weaker, with the WPSH expanding westward and shifting northward, the lower southwesterly jet shifts northward, thus both the south edge of the WPSH contribute to the more precipitation in North China. It is also shown that the TPSM oscillation related to diabatic heating modulates the behavior of the South Asia high to a considerable degree.

Key words Tibetan Plateau summer monsoon, intraseasonal oscillation, East Asian summer monsoon, Indian summer monsoon, South Asia high

# 1 引言

1962年,高由禧和汤懋苍在甘肃省气象学会 年会上提出了"高原季风"的概念。他们提出高原 对大气的热力作用使其主体部分(羌塘高原)冬季 为冷高压,夏季为热低压;在近地面的山谷风之 上, 气流有明显的年循环, 形成"高原季风"。随 后,汤懋苍等(1979)指出高原季风是一个独立的 气候系统,并且在 600 hPa 反映最明显(汤懋苍等, 1984)。高原季风决定了高原邻近地区的气候特征 和变化,它的存在使高原东南侧呈现潮湿气候,而 在高原西北侧呈现干旱气候(刘晓东, 1998)。高 原季风发生在对流层中部,虽然只是行星边界层 (盛夏时节最大厚度离地面仅 2~3 km) 现象, 但其 影响不可忽略。这是因为高原季风是亚洲对流层低 层季风和对流层高层行星风系之间的作用纽带,高 原季风的存在一方面加强了对流层低层季风,另一 方面影响了对流层中层的行星气压带和行星风带, 形成这一地区的天气气候特征。尤其是在夏季,高 原季风改变了高原地区副热带高压的性质,并加强 了南北半球间的季风和南北半球间空气、水分、动 量和能量的交换(叶笃正和高由禧, 1979)。

自 1979 年第一次青藏高原气象科学实验 (TIMEX)和 1998 年第二次青藏高原大气科学实 验(TIPEX)以来,国内外学者对高原天气系统的 认识和研究不断加深。然而,目前对青藏高原天气 系统的研究多集中于高原热力和动力强迫对亚洲季 风系统和东亚气候的影响方面。Reiter and Gao (1982)分析了春季高原加热与南亚高压的关系, 认为过渡季节青藏高原的加热作用在南亚高压的发 展变化中有重要作用。Luo and Yanai (1983, 1984) 指出青藏高原抬升的地表对大气的季节性加 热激发了亚洲季风的爆发。Duan and Wu (2005) 认为由于高原的热力作用,在高原东部低层激发出 弱低压,高层激发出强高压,从而产生强烈的上升 运动, 使东部降水偏多, 西部降水偏少。高原的热 力作用在低层激发并维持了 Gill 模型, 在高层则是 反 Gill 模型,从而改变了大陆尺度的环流状况,使 亚洲中西部为干热气候, 而亚洲东部为湿润的季风 气候。朱玉祥等(2009)利用区域气候模式对青藏 高原前冬积雪对次年夏季中国降水的影响进行了数 值模拟研究表明,青藏高原冬季多雪是引起中国东 部夏季降水出现"南涝北旱"的一个重要原因。刘 伯奇等(2009)发现,4~5月南亚高压在中南半岛 上空的建立过程与亚洲南部非绝热加热状况的季节 内变化密切相关。

高原季风变率具有明显的年际及年代际变率。 汤懋苍等(1984)指出若以90°E为界将高原分为 东、西两部分,则夏季风强年降水分布为"西少东 多"型,而在夏季风弱年,降水分布为"西少东 少"型。汤懋苍(1995)指出高原季风指数存在94个 月(约8年)的显著周期,并将20世纪高原季风的 变化分为3个阶段:1966年以前是高原季风强盛 期,1967~1983年是季风弱期,1984年以后又转 为季风强期。在分析其可能原因时,他指出高原季 风的年代际变化与高原气温和降水的关系密切,高 原季风偏强时,气温高,降水多,而在季风偏弱时, 气温低,降水少。白虎志等(2000,2005)分析了 高原季风对西北降水的影响,指出1月份和6月份 高原季风指数对西北地区夏季月平均降水量的影响 明显;高原冬季风强(弱)年,同期高原及乌拉尔 山500 hPa 高度场偏高(低),高原夏季风偏强 (弱)年,同期贝加尔湖至高原南部500 hPa 高度场 偏低(高),同时西亚和中国东部高度场偏高(低)。

相较于高原季风年际和年代际变化特征的研究,针对高原季风的季节内演变及其和亚洲季风其他子系统间相互作用的研究很少,这主要是受限于高原地区观测资料的匮乏。2008年 JICA (Japan International Cooperation Agency)与中国气象局合作在高原上开展了一系列加密观测计划项目,在西藏、云南、四川等省共设有 73个自动气象站,所得资料有助于研究高原季风季节内变化。本文选取2008年高原季风作为个例,重点研究高原夏季风的季节演变特征,并试图建立高原夏季风与印度夏季风和东亚夏季风之间的可能联系。此外,2008年是典型的高原夏季风爆发偏早、季风降水偏多年,同时该年既不是 El Niño 年也不是 La Niña 年,受 ENSO 信号影响较小,因而 2008 年的高原季风 个例更能反映其季节内变化特征。

# 2 资料与方法说明

本文所使用的资料有:(1)由国家气象信息中 心的提供的1951~2008年中国756站的逐日降水、 气温、本站气压资料。该资料进行了较严格的质量 控制,订正了由于各种人为原因造成的错误。为了 保证空间覆盖的一致性,统一取1979~2008年的 记录,并对缺测资料进行了简单插补,即用本站该 日多年平均值代替缺测记录。

(2)中日气象灾害合作研究中心项目于 2007 年完成了在我国高原及周边新一代气象灾害综合监 测网系统建设工程,为填补高原非城镇地区人烟稀 少地面观测资料的空白,在日土、札达、措勤、谢 通门、工布江达、亚东和朗县地区增修了 7 个无人 值守自动气象站。本文使用的是 JICA (Xu et al., 2008)提供的 2008 年 73 个自动气象站 (包括中国 科学院 5 个自动站) 6 小时一次的降水观测资料。

(3) 全球降水气候计划 (Global Precipitation Climatology Project, 简称 GPCP, http://precip.

gsfc. nasa. gov/ [2010-03-23]) 提供的 2008 年逐日的降水资料,水平分辨率为 1°×1°(Huffman et al., 2001),为突出陆面降水,将海洋上的降水设为缺测。

(4) 印度热带气象研究所 (http://www.tropmet.res.in/[2010-04-05]) 提供的 2008 年 6~8 月逐日平均全印度 100 多个降水观测站权重平均的 降水量序列。

(5) 日本气象厅 (JMA) 和电力中央研究所 (CRIEPI) 联合组织实施全球大气再分析资料计划 (JRA-25) (Onogi K et al., 2007) 提供的 2008 年一 日四次的水平分辨率为 1. 25°×1. 25°的 23 个标准 等压面纬向速度 u、经向速度 v、p 坐标垂直速度  $\omega$ 、12 个标准等压面比湿 q 资料、地面气压  $p_s$ 资料 和 JRA-25 的水平分辨率为 2. 5°×2. 5°的地表感热 加热资料。

本文将 JICA 资料观测的 6 小时降水资料处理 为逐日的降水资料,与 756 站常规观测资料一起作 为本文逐日降水的资料。由于 JRA-25 的同化系统 中使用了其它再分析资料未曾使用的气象数据,例 如 1998 年夏季全球能量和水循环试验(GEWEX) 和亚洲季风区试验(GAME)的一些观测资料,以 及热带风暴(TCR)风速廓线资料和中国区域积雪 资料等,并且使用了新的质量控制方法对资料进行 了质量控制,从资料评估结果来看 JRA-25 对东亚 地区和热带地区的分析效果相对较好(Onogi et al, 2007),因此本文使用 JRA-25 再分析资料。

本文使用的东亚季风指数是郭其蕴(1983)定 义的指数。

计算整层积分的水汽输送时,垂直方向取 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、 200、150、100 hPa,共12 层。单位截面的大气水 汽输送通量矢量 Q 的计算公式为

$$\boldsymbol{Q} = \frac{1}{g} \int_{p_{\mathrm{t}}}^{p_{\mathrm{s}}} \boldsymbol{V} q \,\mathrm{d}p,$$

式中, V 为该单位气柱内各层大气的水平风速矢量, q 是各层大气的比湿,  $p_s$ 、 $p_t$ 分别是大气柱下界 气压(地面气压)和上界气压(取 100 hPa), g 是 重力加速度, Q 的单位为 100 kg·m<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>)。

本文使用大气视热源来反映大气非绝热加热状况,计算方法采用"倒算法"(Yanai et al., 1973), 其公式如下: 式中,T、p、 $\theta$ 、V、 $\omega$ 、分别为日平均的气温、气压、 位温、水平风速矢量、p坐标垂直速度,R和  $c_p$ 分别 是气体常数和干空气的等压比热, $p_0$ =1000 hPa。

## 3 2008 年高原季风概述

由于高原夏季热低压中心的平均位置位于 600 hPa (32.5°N,90°E)附近,汤懋苍 (1995)选取噶 尔、茫崖、班玛、帕里 4 站代表西、北、东、南 4 点,那曲代表中心点,利用压高公式求出各站 600 hPa 的高度距平,再计算高原季风指数。本文该指 数为基础,利用压高公式求出高原周围西、北、东、 南 4 点和中心点的 2008 年逐日 600 hPa 高度 (依 次用  $H_1$ 、 $H_2$ 、 $H_3$ 、 $H_4$ 、 $H_0$ 表示),计算  $I_{PM} =$  $H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0$ 的值代表高原日季风强 度指数 (以下简称  $I_{PM}$ )。由于高原上 600 hPa 冬季 是高压,夏季是低压,所以在冬季风时期,指数小 于零,指数越小 (大),冬季风越强 (弱);而在夏季 风时期,指数大于零,指数越大 (小),夏季风越强 (弱)。

#### 3.1 高原季风指数的逐候变化

为滤掉5天以下天气扰动的影响,本文使用高 原季风指数的候平均值来研究高原季风的年循环特 征。由图1可知,与气候平均状况相比,2008年高 原季风夏季风明显偏强, 且夏季低压的维持时间也 明显偏长, 而该年冬季高压的维持时间则明显偏 短。本文定义冬季风向夏季风转换的标准为:当  $I_{\rm PM}$ 开始由负转正,并且正值的持续时间超过三候, 则出现正值的第一候为高原夏季风的开始候,高原 冬季风开始候的定义与此类似。按照此定义, 气候 态高原夏季风开始于第21候(4月中旬)结束于第 48 候 (8 月底), I<sub>PM</sub>在-22.09 到 6.54 之间变动, 最大值 6.54 出现在第 34 候, 最小值-22.09 出现 在第1候。而2008年高原夏季风开始于第18候 (3月底),在第51候(9月中下旬)才趋于结束, *I*<sub>PM</sub>在-32.59 到 12.44 之间变化,最大值 12.44 出 现在第 31 候, 最小值-32.59 出现在第 70 候。显 然 2008 年的高原夏季风的爆发时间比气候平均值 偏早,高原夏季风的强度也偏强。

#### 3.2 2008年高原雨季的推进特征

Wang and Lin (2002) 曾对亚太季风区雨季开



图 1 (a) 1979~2008 年平均的高原季风指数逐候变化(单位: dagpm); (b) 2008 年高原季风指数逐候变化(单位: dagpm) Fig. 1 Variation of the pentad mean Tibetan Plateau monsoon index (*I*<sub>PM</sub>): (a) Averaged over 1979 – 2008; (b) in 2008

始进行了定义:

 $R_i = P_i - P_j$ , i = 1, 2, ..., 73, 其中,  $R_i$ 、 $P_i$ 、 $P_j$ 分别代表候平均相对降水率、候 平均降水量、1月平均的降水量,定义  $R_i > 5$  mm 的第1候为雨季开始的日期。由于高原降水量比 Wang and Lin (2002)定义的亚太区域要少,为了 辨识高原雨季推进过程,我们选取  $R_i > 4$  mm 的第 1候作为雨季开始的日期,选取雨季开始后  $R_i < 4$  mm 的第 1候作为雨季结束的日期。

由图 2a 可知,2008 年高原雨季的推进过程在 第 21 候开始于高原东南部雅鲁藏布江大峡谷,然 后向北偏西方向推进,在第 32 候到达高原中部 (32.5°N,91°E),随后继续向东北方向推进,在第 39 候到达高原东北部 (37.5°N,96°E)附近。在高 原夏季风的推进过程中,其水汽输送还有另外有 3 个通道:(1)来自高原西南部 80°E~84°E的水汽, (2)来自高原东南部 87°E~93°E的水汽,(3)来自 四川盆地的水汽向高原中、北部输送。此外,按照 本文对高原雨季的定义,高原西部和中北部的广大 地区没有雨季。

高原雨季的开始时间与高原夏季风的爆发时间



图 2 2008 年高原各个站点雨季推进过程:(a)各站点雨季开始候;(b)各站点雨季结束候。粗虚线:3000 m 等高线(近似代表高原范围,下同)

Fig. 2 (a) The onset pentad of the rainy season and (b) the ending pentad of the rainy season over the Tibetan Plateau in 2008. The thick dashed line denotes the 3000-m contour above the sea level, denoting the area of the Tibetan Plateau (the same below)

基本对应,即从第 18 候开始,高原近地层热低压 开始建立并逐渐加强,高原中东部被气旋式环流控 制,水汽通过雅鲁藏布江大峡谷、高原西南部、中 南部和四川盆地四个通道被气旋的引导气流携带到 高原上,并且不断向高原内陆推进,最终到达高原 中部及北部地区。

高原雨季的结束时间与高原夏季风的结束时间 也基本一致。高原雨季结束最早于第41候在高原 东北部的祁连山脉(36°N,97°E)附近结束(图 2b),然后向四周推进,在第53候时到达高原中部 (32.5°N,90°E)附近,然后雨带继续向东南方向撤 退,结束于高原南部雅鲁藏布江大峡谷附近(第60 候)。通过分析高原夏季风的撤退过程可知,由于 高原东北部水汽输送少,所以当地季风雨季结束 快,而当高原夏季风开始转为冬季风时(第51 候),高原近地层逐步被反气旋式环流控制。当高 原东部转受干冷的北风控制时,高原东南部雨季也

#### 随之结束。

#### 3.3 2008年高原雨季总降水量异常

由于高原地区的降水主要集中于夏季,并且由 图 2 可知高原大部分地区雨季开始于 6 月份,结束 于 8 月份,本文取 6~8 月的高原上各个站点总降 水量与气候态进行比较,以研究高原夏季风强弱对 降水的影响。图 3 是 2008 年 6~8 月总降水量相对 于气候态的距平分布,由图 3 可知,2008 年高原东 部各站的降水量明显偏多,尤其是高原中部热低压 中心平均位置(32.5°N,90°E)附近站点的降水量 距平可达 140 mm 以上。

# 4 2008 年高原夏季风降水的季节内 振荡特征

为了突出高原降水的局部特征,本文选取了全国 756 站中海拔高度大于 3000 m 的站点及 JICA 计划中增设的 7 个站点,共计 87 个测站,站点分布



图 3 2008 年高原上各站 6~8 月总降水量距平分布 (单位: mm)。三角形、空心圆分别表示海拔 4000 m 以上、3000~4000 m 气象站的 位置; 实心圆表示 JICA 增设自动气象站的位置

Fig. 3 Anomaly of accumulated rainfall from Jun to Aug in 2008 (units: mm). Triangles, open circles, and solid circles represent the stations at altitudes over 4000 m, between 3000 - 4000 m, and the JICA stations, respectively



图 4 高原全区 2008 年 (细线) 与 1979~2008 年平均 (粗线)的逐日降水量对比分析 (单位: mm/d) Fig. 4 Variation of the 87-station-accumulated daily precipitation over the Tibetan Plateau in 2008 (thin line) and climatology during 1979-2008 (thick line)

见图 3。利用这 87 个站逐日降水总量作为高原全 区逐日降水量来研究 2008 年高原夏季风降水的季 节内振荡特征。

#### 4.1 高原降水的年循环特征

由图 4 中可知,2008 年高原全区逐日降水量较 气候平均(1979~2008年)明显偏多,无论是2008 年还是气候平均,高原全区降水盛期均出现在6~8 月份,而2008年6~8月的降水量达到了全年降水 量的61.5%,这与2008年夏季风持续时间偏长, 冬季风持续时间偏短是一致的。

#### 4.2 三种季风指数和高原全区降水的功率谱分析

关于高原夏季风降水的季节内振荡特征,由图 5可见高原夏季风指数、高原全区降水、东亚夏季 风指数和全印度降水均存在 3~5 天和 10~15 天的 振荡周期。其中 3~5 天的周期对应了高频天气系 统的活动,而 10~15 天的共同周期则可能是高原 夏季风、东亚夏季风和印度夏季风之间的相互联系 的纽带,下一节将具体分析三者之间是如何相互联 系的。

# 5 2008 年高原夏季风与东亚夏季风 及印度夏季风的相互联系

#### 5.1 高原夏季风与亚洲降水的关系

为了讨论高原夏季风与其他亚洲季风子系统 (印度夏季风和东亚夏季风)降水之间的关系,本 文利用 2008 年 6~8 月逐日的高原季风指数与逐日



图 5 2008 年 6~8 月逐日 (a) 高原夏季风指数、(b) 高原全区降水、(c) 东亚夏季风指数、(d) 全印度降水功率谱分析。点线为 95% 信度 检验线,断线为红噪音线

Fig. 5 Power spectral analysis of the daily variation of (a)  $I_{PM}$ , (b) all the Tibetan Plateau area rainfall, (c) East Asian summer monsoon index, and (d) all India area rainfall from Jun to Aug in 2008. The dotted line denotes the significant line at  $\alpha = 0$ . 05 significance level and the dashed line indicates the red noise line

的 GPCP 资料做了同期相关分析(图 6)。它反映 整个亚洲降水呈现出经向带状的"负正负"相关分 布:高原季风强(弱)时,高原西部到印度大部降 水偏少(多),而高原东部降水偏多(少),缅甸到 云贵高原、四川盆地以及我国华北降水偏少(多), 华东降水偏多(少)。因此,在季节内尺度上,当高 原季风活跃(中断)时,高原中东部、华东降水偏 多(偏少),而高原西部及印度中西部区域、缅甸、 云贵高原、四川盆地、华北区域的降水却偏少(偏 多)。这一现象与刘芸芸和丁一汇(2008)提出的 由印度西北部经青藏高原东部到中国华北地区形成 的正、负、正的降水遥相关型是一致的。

### 5.2 2008年高原夏季风异常对应的对流层中高层 环流系统特征

图 7 给出了高原夏季风指数的标准化距平序 列,将高原夏季风指数标准化距平大于等于 1 的日 期定义为强夏季风日,而标准化距平小于等于-1 的日期则定义为弱夏季风日,得到强夏季风日共 12 天,弱夏季风日共 13 天。

高原夏季风的强弱往往伴随着各层环流系统的



图 6 2008 年 6~8 月逐日的高原季风指数与 GPCP 的整个亚 洲降水量的相关分布(阴影区由浅入深分别为通过 90%、 95%、99%信度检验的区域)

Fig. 6 Correlation distribution between the daily Tibetan Plateau monsoon index and the GPCP rainfall in Asia from Jun to Aug in 2008 (Correlations significant at  $\alpha=0.01$ ,  $\alpha=0.05$  and  $\alpha=0.1$  significance level are shaded with the color from dark to light)

位置和强度变化,从而影响亚洲区域夏季降水量的 多少。我们利用合成分析讨论强、弱高原夏季风时 
 4期
 李菲等: 青藏高原夏季风强弱变化及其对亚洲地区降水和环流的影响——2008 年个例分析

 No. 4
 Li Fei et al. Variation of the Tibetan Plateau Summer Monsoon and Its Effect on the Rainfall and ...

期对应的各层环流系统的差异。

### 5.2.1 2008年高原夏季风异常对应的对流层高层 环流系统特征及可能原因

在对流层高层由图 8 可知,当高原夏季风强时 南亚高压中心偏西,位于 65°N (伊朗高原)附近, 强度偏弱;而高原季风弱时南亚高压中心偏东,位 于 85°N (青藏高原)附近,强度偏强。

为了讨论高原夏季风季节内振荡与南亚高压东 西振荡之间的关系,图9给出了高原夏季风强弱时 地表感热通量相对于2008年夏季平均状况的距平 分布,从中可见高原夏季风强(弱)时,高原东部 感热偏弱(强),伊朗高原感热偏强(弱),印度地 区和四川盆地、云贵高原及华北区域感热偏强 (弱),而长江中下游感热偏弱(强)。说明高原夏 季风的活动与亚洲季风区地表非绝热加热密切关 联。

为了更直观地反应亚洲区域的非绝热加热的分 布特征与南亚高压位置的关系,我们制作了几个关 键区域的非绝热加热廓线。由 5.1 分析可知,高原 夏季风与高原东部 92°E~102°E 的降水呈正相关, 而与高原西部 80°E~90°E、四川盆地 103°E~110°E 呈反相关,同时南亚高压的东西振荡也与伊朗高原 60°E~70°E的非绝热加热作用有关(Zhang and Wu, 2002)。南亚高压中心所在的纬度大致为 27°N~35°N,因此这几个区域所选取的纬度范围均 为27°N~35°N。当高原季风偏强时,高原东南部 由于非绝热加热中心位于对流层中部(对流层下部  $\partial Q_1 / \partial z > 0$ ),以潜热加热为主(图 10a)。由上文的 分析可知,此时高原地区下游四川盆地降水偏少, 故潜热加热较弱(图 10d), 感热加热主要集中在青 藏高原西部至伊朗高原上空。根据吴国雄等 (1999)提出的空间非均匀非绝热加热对副热带反 气旋形态变异的影响可知: 低空副热带反气旋出现 在表面感热加热西侧、深对流凝结加热东侧:而高 空副热带反气旋出现在表面感热加热的东侧、深对 流凝结加热的西侧。此时,感热加热会在加热区以 东的对流层高层激发出反气旋式环流,而潜热加热 则在加热区以西的对流层高层激发出反气旋式环 流。由上述非绝热加热的分布特征可知,在高原夏 季风偏强时,由非绝热加热产生的高层反气旋位于







701



图 9 (a) 强、(b) 弱高原季风对应的感热通量的距平分布(单位: W/m<sup>2</sup>)

Fig. 9 Composite sensible heat fluxes anomalies  $(W/m^2)$  in (a) strong and (b) weak Tibetan Plateau monsoon days



图 10 (a-d)强、(e-h)弱高原夏季风对应的四个区域平均的 Q<sub>1</sub> 的垂直廓线 (单位:K/d): (a、e)高原东南部; (b、f)高原西南部; (c、g) 伊朗高原; (d、h) 四川盆地

Fig. 10 The composite analysis of  $Q_1$  vertical profiles over the four areas in (a - d) strong and (e - h) weak Tibetan Plateau summer monsoon days: (a, e) The southeast of the Tibetan Plateau (SETP); (c, f) the southwest of the Tibetan Plateau (SWTP); (e, g) the Iranian plateau; (d, h) the Sichuan Basin

高原西部一伊朗高原一带,对应南亚高压中心偏 西,即"伊朗高压模态"。

类似地,当高原夏季风偏弱时,高原东南部降 水偏少,非绝热加热中心位于近地面(对流层下部 ∂Q<sub>1</sub>/∂z<0),因此该区域以感热加热为主(图 10e),此时下游四川盆地降水偏多,潜热释放也相 应增大(图 10h),感热加热覆盖了整个青藏高原和 伊朗高原(图 10f、g)。由非绝热加热产生的高空 反气旋位于高原东部─四川盆地之间,对应了南亚 高压中心偏东,即"青藏高压模态"。

综上,南亚高压的东西振荡实际上是大气环流

对非绝热加热空间分布变化的响应,而高原夏季风的强弱很大程度上影响了周边地区非绝热加热的空间分布,而这也解释了为何南亚高压东西振荡准双周周期(陶诗言和朱福康,1964)与高原夏季风指数的准双周周期相近。

5.2.2 2008 年高原夏季风异常对应的对流层中层 环流系统特征

当高原夏季风偏强时,高原东部近地层为气旋 式环流控制,此时西太平洋副热带高压(简称副 高)偏南偏东,离大陆较远。当高原夏季风偏弱 时,高原近地层则被高压脊控制,甚至在高原东部 出现了辐散环流,此时副高西伸北抬,副高西南侧 的东南风给中国北方地区输送了充足的水汽(图 11),这种分布形式与陶诗言和朱福康(1964)所指 出的南亚高压在东西位置上与副高相对位置的"相 向而行,相背而去"的结论是一致的。

### 5.3 高原夏季风异常对应的水汽输送及对流层低 层环流分布特征

图 12 说明在对流层低层 (850 hPa) 当高原夏 季风偏强时,印度大陆受高压脊控制,降水较少, 同时印缅槽偏北偏东,垂直积分的水汽输送在高原 东部形成异常的气旋式,与高原近地层 600 hPa 的 气旋式环流相配合,利于引导水汽输送大值带到达 印度东北部及高原东南部的雅鲁藏布江流域,有利 于水汽向高原地区输送。此时低纬西风气流将水汽 输送到达中国南海地区时,一方面由于低空西南风 急流偏南偏东,另一方面由于副高位置偏南偏东, 故而水汽主要集中于我国东部沿海地区,对应降水 主要出现在华东沿岸地区,而到达华北地区及内陆 的水汽则较少,因此华北降水偏少。而当高原季风 偏弱时,印度大陆受其东部弱低压槽控制,降水偏 多,印缅槽偏西偏南垂直积分的水汽通量在高原东 部为异常的反气旋式环流,与高原近地层 600 hPa 的辐散环流相配合,不利于引导水汽输送的大值带 到达高原南部。此外,当低纬西风输送水汽到达南 海地区时,因为低空西南风急流的偏北偏西和副高 的西伸北抬,来自低纬的西南风水汽及源自副高南 侧的水汽同时输送到华北地区,给当地提供了充足 的水汽输送,从而产生大量降水。

703

### 5.4 高原夏季风异常对应的流场的对流层高、低 空配置

上升运动是降水产生的一个必要条件,因此有 必要通过分析高低空的辐合辐散场配置来讨论其对



图 11 (a) 强、(b) 弱高原夏季风的 600 hPa 合成风场 (单位: m/s)

Fig. 11 Composite analysis of 600-hPa wind in (a) strong and (b) weak Tibetan Plateau monsoon days (units: m/s)



图 12 (a) 强、(b) 弱高原季风对应的整层积分的水汽输送合成距平场(彩色阴影为大于 50 kg·m<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>的水汽输送大值区)以及 850 hPa 的位势高度分布(等值线,单位: dagpm)

Fig. 12 The composite analysis of anomalous vertical integrated water vapor transport fields (Areas with values of water vapor transport above 50 kg  $\cdot$  m<sup>-1</sup>  $\cdot$  s<sup>-1</sup> are shaded) and 850-hPa geopotential height (isolines, units: dagpm) in strong (a) and weak (b) Tibetan Plateau monsoon days

亚洲夏季降水的影响。首先把风场分解为辐散风和 旋转风两部分,虽然在大尺度运动条件下,风的辐 散分量的量值比无辐散分量小一个量级,但它在天 气过程和系统的发展中起着重要作用,因为它代表 了地转偏差运动。

高原季风强时(图 13a),200 hPa 高原和长江 中下游辐散增强,高原东南部、西北部和印度地区 辐合增强;600 hPa 高原和长江中下游则是辐合增 强,高原东南部辐散增强,印度地区有弱的辐散增 强(图 13b)。由图 13 可知,高原夏季风强(弱), 高低空辐合辐散的配置对高原及长江中下游降水有 增强(抑制)作用,而对华北及印度地区有抑制 (增强)作用,这与图 6 中高原夏季风指数与整个 亚洲区域降水的相关分布结论一致。

#### 5.5 高原夏季风异常对应的垂直运动配置

图 14 为 27°N~35°N 纬向平均的高原季风异 常对应的整层 ω 距平高度—经度剖面图,从图中可 知,当高原夏季风偏强时,高原东南部 90°E~ 100°E 为整层异常上升运动,有利于上升运动的发 展,而高原的西南部 80°E~90°E 为整层异常下沉 运动。当高原夏季风偏弱时,纬向垂直运动距平分 布正好与高原夏季风偏强时相反。同时,在高原夏 季风偏强和偏弱相反,高原南部东侧 103°E~110°E 的四川盆地与高原东南部垂直运动相反,这可能是 高原垂直运动激发出的补偿环流有关,即高原东南 部的垂直运动倾向与四川盆地的是相反的。在长江 中下游 115°E~120°E 与高原东南部垂直运动正相 关。这种区域垂直运动的正、负相关,与区域降水



图 13 高原夏季风偏强与偏弱对应的速度势 (单位: 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s) 与辐散风 (单位: m/s) 的差值分布: (a) 200 hPa; (b) 600 hPa Fig. 13 Differences of velocity potential (units: 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s) and convergent flow (units: m/s) between strong and weak *I*<sub>PM</sub> days over East Asia: (a) 200 hPa; (b) 600 hPa



图 14 (a) 强、(b) 弱季风对应的 27°N~35°N 平均的ω距平高度一经度剖面 (单位 10<sup>-4</sup> hPa/s)。阴影: 地形 Fig. 14 The composite analysis of height-longitude cross sections of ω anomaly (10<sup>-4</sup> hPa/s) averaged over 27°N-35°N in strong (a) and weak (b) Tibetan Plateau monsoon days

的正负相关一致,对应于 5.1 节分析的高原夏季风 指数与整个亚洲区域降水的相关分布。

# 6 总结和讨论

本文基于 2008 年的多种观测和再分析资料分 析了青藏高原夏季风季节内变化特征及其与印度夏 季风和东亚夏季风降水和环流的关系,所得主要结 论如下:

(1) 2008 年高原夏季风相对于气候平均状况 而言表现出爆发偏早、偏强的特征,季风降水较常 年偏多。高原雨季最早在第 21 候开始于雅鲁藏布 江大峡谷附近,随后向高原腹地推进直至到达高原 中部及北部地区。雨季最早于第 41 候在高原东北 部结束,并逐步向高原中部和南部撤退,第 60 候 结束于高原南部。

(2) 对 2008 年的高原夏季风指数、高原全区 降水、东亚夏季风指数和印度全区降水进行周期分 析表明四者均存在准双周的振荡,说明在季节内尺 度上这 3 个季风区的降水异常密切关联。高原夏季 风、印度夏季风和东亚夏季风是亚洲系统中相对独 立又紧密联系的子系统。

(3) 对 2008 年高原夏季风、东亚夏季风和印 度夏季风的降水相关分析可知,低层的西南风急流 水汽输送和印缅槽的位置和强度、中层副高的摆 动、高层南亚高压的活动共同影响着亚洲季风降水 的位置和强度。高原夏季风活跃时,印度大陆受高 压脊控制,印缅槽东移北抬至高原东南侧,对应印 度夏季风中断期。高原夏季风中断时则为印度夏季 风的活跃期, 高原季风和印度夏季风降水存在跷跷 板关系。另一方面,高原夏季风偏强时,西南风急 流在中国大陆偏南、偏东,其携带的水汽分散在西 太平洋和我国东部沿海,无法输送到内陆及华北地 区;中层副高位置偏东,高压西南侧的东南风带来 的水汽输送较弱,降水主要集中在华东一带,对应 偏弱的东亚季风;高原夏季风偏弱时,西南风急流 偏西、偏北,副高西伸北抬,来自低纬的西南风水 汽输送及源自副高南侧的水汽输送共同作用,给中 国北方地区提供了充足的水汽输送,产生了大量降 水,对应东亚夏季风活跃期。

(4)高原夏季风活跃时,高原东部感热加热偏弱,潜热加热偏强,感热加热主要集中在青藏高原 西部至伊朗高原上空。在大尺度背景下,感热加热 会在加热区以东的对流层高层激发出反气旋式环流,而潜热加热则在加热区以西的对流层高层激发 出反气旋式环流。因此非绝热加热产生的高层反气 旋位于高原西部一伊朗高原一带,对应南亚高压中 心偏西,即"伊朗高压模态"。反之,当高原夏季风 中断时,南亚高压中心偏东,即"青藏高压模态"。

705

印度夏季风和高原夏季风的联系似乎更为紧 密,低空西南风急流和印缅槽的活动调制着二者的 降水分配。东亚夏季风为副热带夏季风,除了受热 带系统的影响外,中高纬长波槽脊的活动等也对其 有影响,因此它的降水异常与高原季风和印度季风 的联系相对不明显。但低空西南风急流无疑对这三 个亚洲季风子系统的活动都有重要作用。

需要指出的是,本文以 2008 年夏季的高原季 风强、弱合成场作为讨论整个亚洲区域降水的异常 变化的依据,所得结论仅仅是个例分析,不同年份 高原夏季风爆发的早晚及强度不尽相同,其爆发的 机制还需深入研究。亚洲季风的三个子系统均存在 准双周的振荡,是否由于波列传播而形成的,还需 要继续从机理上进行更深入的讨论。

#### 参考文献 (References)

- 白虎志, 谢金南, 李栋梁. 2000. 青藏高原季风对西北降水影响的 相关分析 [J]. 甘肃气象, 18 (2): 10-12. Bai Huzhi, Xie Jinnan, Li Dongliang. 2000. Analysis on the correlation between Qinghai – Xizang Plateau monsoon and precipition in the NW China [J]. Gansu Meteorology (in Chinese), 18 (2): 10-12.
- 白虎志,马振锋,董文杰. 2005. 青藏高原地区季风特征及与我国气 候异常的联系 [J]. 应用气象学报,16(4):484-491. Bai Huzhi, Ma Zhenfeng, Dong Wenjie. 2005. Relationship between Qinhai-Xizang Plateau region monsoon features and abnormal climate in China [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 16(4):484-491.
- 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.
- 郭其蕴. 1983. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析 [J]. 地理学 报, 38 (3): 207-217. Guo Qiyun. 1983. The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 38 (3): 207-217.
- Huffman G J, Adler R F, Morrissey M M, et al. 2001. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations [J]. J. Hydrometeor., 2, 36–50.
- 刘伯奇,何金海,王黎娟. 2009. 4~5月南亚高压在中南半岛上空 建立过程特征及其可能机制 [J]. 大气科学,33(6):1319-1332. Liu Boqi, He Jinhai, Wang Lijuan. 2009. Characteristics

of the South Asia high establishment processes above the Indo-China Peninsula from April to May and their possible mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1319-1332.

- 刘晓东. 1998. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变 化的影响 [J]. 高原气象, l8 (3); 321 - 331. Liu Xiaodong. 1998. Influences of Qinghai - Xizang (Tibet) Plateau uplift on the atmospheric circulation, global climate and environment changes [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), l8 (3); 321 - 331.
- 刘芸芸,丁一汇. 2008. 印度夏季风与中国华北降水的遥相关分析 及数值模拟 [J]. 气象学报,66 (5):789-799. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008. Analysis and numerical simulation of the teleconnection between Indian summer monsoon and precipitation in North China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),66 (5):789-799
- Luo H B, Yanai M. 1983. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I: Precipitation and kinematic analyses [J]. Mon. Wea. Rev., 111: 922-944.
- 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: 966-989.
- Onogi K, Tsutsui J, Koide H, et al. 2007. The JRA-25 reanalysis [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 85 (3): 369-432.
- Reiter E R, Gao D Y. 1982. Heating of the Tibetan Plateau and movements of the South Asian high during spring [J]. Mon. Wea. Rev., 110: 1694-1711.
- 陶诗言,朱福康.1964. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西 太平洋副热带高压进退的关系 [J]. 气象学报, 34: 385 - 395. Tao Shiyan, Zhu Fukang. 1964. The 100mb flow patterns in southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the West-Pacific subtropical anticyclone over the Far East [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 34: 385 - 395.
- 汤懋苍, 沈志宝, 陈有虞. 1979. 高原季风的平均气候特征 [J]. 地 理学报, 34 (1): 33 - 41. Tang Maocang, Shen Zhibao, Chen Yonyu. 1979. On climate characteristics of the Xizang Plateau monsoon [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 34 (1): 33 - 41.

- 汤懋苍,梁娟,邵明镜,等. 1984. 高原季风年际变化的初步分析 [J].高原气象,3(3):75-82. Tang Maocang, Liang Juan, Shao Mingjing. 1984. The initial analysis on the Tibet Plateau monsoon interannual variability [J]. Plateau Meteorology (in Chinese),3(3):75-82.
- 汤懋苍. 1995. 高原季风的年代际振荡及其原因探讨 [J]. 气象科学, 15 (4): 64-68. Tang Maocang. 1995. Discussion on inter-decade oscillation of plateau monsoon and its causes [J]. Scientia Meterologica Sinica (in Chinese), 15 (4): 64-68.
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian Pacific summer monsoon [J]. J. Climate, 15: 386 – 396.
- 吴国雄,刘屹岷,刘平.1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和 变异的影响 I. 尺度分析 [J]. 气象学报, 57 (3): 257-263. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Ping. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. I: Scale analysis [J]. Acta Meteorologica Sinica, 57 (3): 257-263.
- Xu Xiangde, Zhang Renhe, Koike Toshio, et al. 2008. A new integrated observational system over the Tibetan Plateau [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 89: 1492-1496.
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. J. Atmos. Sci., 30: 611-627.
- 叶笃正,高由禧. 1979. 高原季风现象 [M]//叶笃正,高由禧. 青 藏高原气象学.北京:科学出版社,62-73. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. Phenomenon of Tibet Plateau monsoon [M]// Ye Duzheng, Gao Youxi. Qinghai - Xizang Plateau Meteorology (in Chinese). Beijing: Science Press, 62-73.
- Zhang Qiong, Wu Guoxiong. 2002. The bimodality of the 100hPa South Asia high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 80 (4): 733 – 744.
- 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.