

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^{1,2,3} 段安民²

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^{1, 2, 3} and Duan Anmin²

1 Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 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 southwesterly moisture transportation from lower latitudes and the southeasterly moisture transportation from 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“西多东少”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.](http://precip.gsfc.nasa.gov/)

[gsfc.nasa.gov/](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 $1^\circ \times 1^\circ$ (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 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ 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 ω 、12个标准等压面比湿 q 资料、地面气压 p_s 资料 and JRA-25的水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 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 $\mathbf{Q}$ 的计算公式为

$$\mathbf{Q} = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} \mathbf{V}_q dp,$$

式中, $\mathbf{V}$ 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, $\mathbf{Q}$ 的单位为 $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

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:

$$Q_1 = c_p \cdot \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_p T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \cdot \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right]$$

式中， T 、 p 、 θ 、 $\mathbf{V}$ 、 ω 、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_{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_{PM} 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_{PM} 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

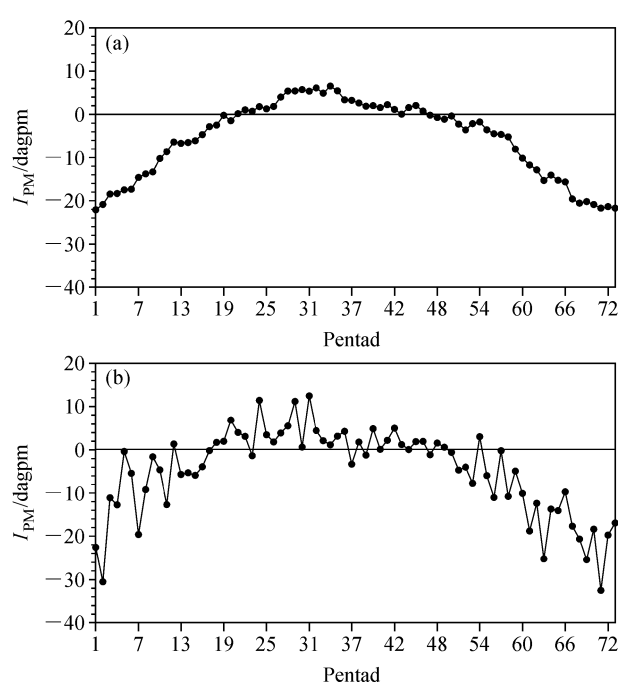


图 1 (a) 1979~2008 年平均的高原季风指数逐候变化 (单位: dagpm); (b) 2008 年高原季风指数逐候变化 (单位: dagpm)
Fig. 1 Variation of the pentad mean Tibetan Plateau monsoon index (I_{PM}): (a) Averaged over 1979–2008; (b) in 2008

始进行了定义：

$$R_i = P_i - P_j, i = 1, 2, \dots, 73,$$

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

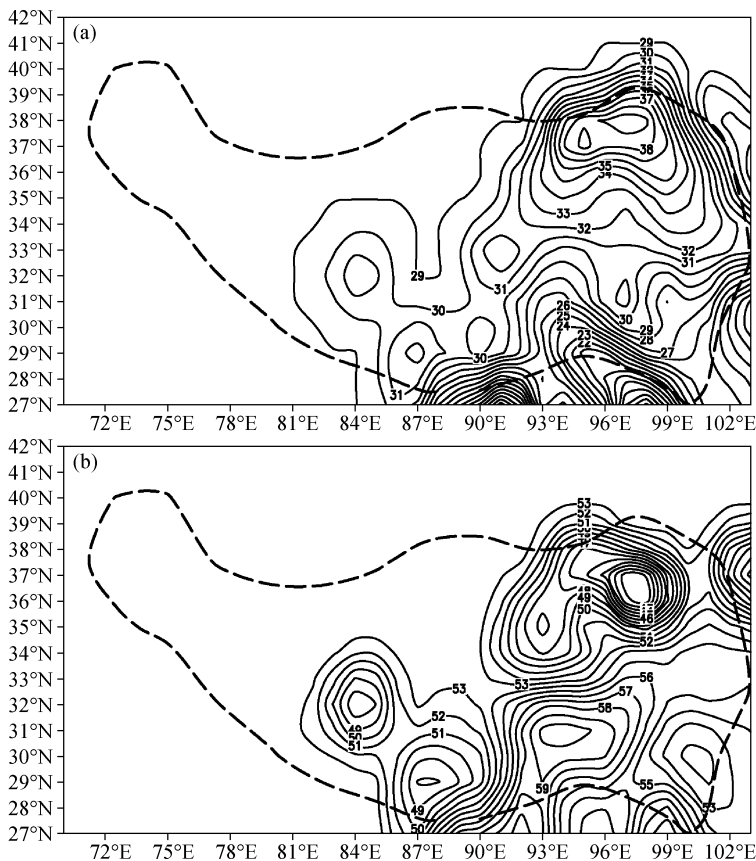


图 2 2008 年高原各个站点雨季推进过程: (a) 各站点雨季开始候; (b) 各站点雨季结束候。粗虚线: 3000 m 等高线 (近似代表高原范围, 下同)

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

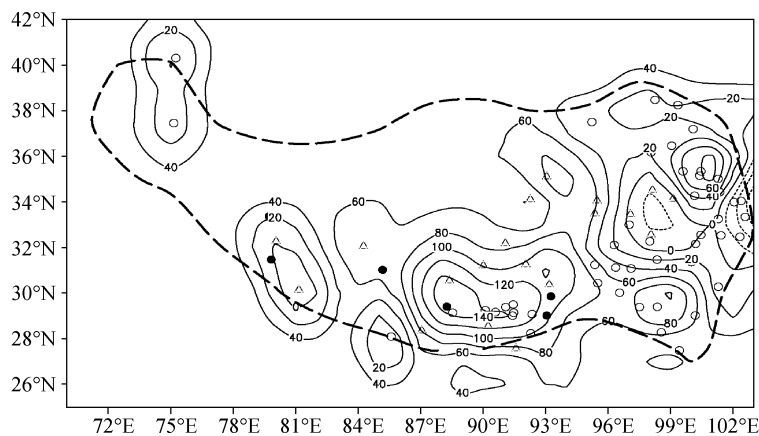


图 3 2008 年高原上各站 6~8 月总降水量距平分布 (单位: mm)。三角形、空心圆分别表示海拔 4000 m 以上、3000~4000 m 气象站的位置; 实心圆表示 JICA 增设自动气象站的位置

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

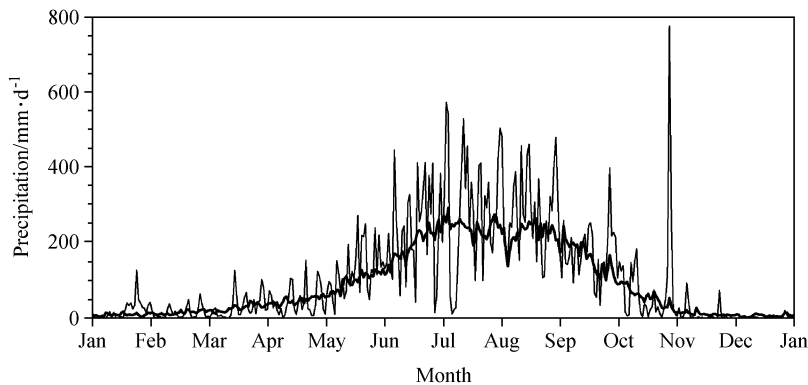


图 4 高原全区 2008 年 (细线) 与 1979~2008 年平均 (粗线) 的逐日降水量对比分析 (单位: mm/d)

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

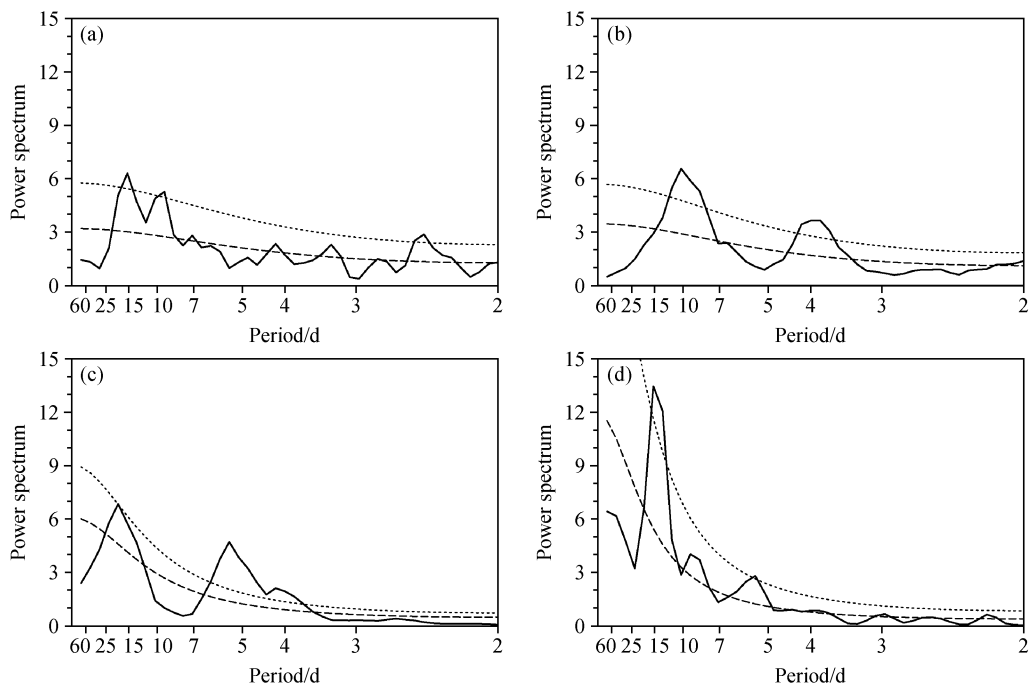


图5 2008年6~8月逐日 (a) 高原夏季风指数、(b) 高原全区降水、(c) 东亚夏季风指数、(d) 全印度降水功率谱分析。点线为95%信度检验线, 断线为红噪音线

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

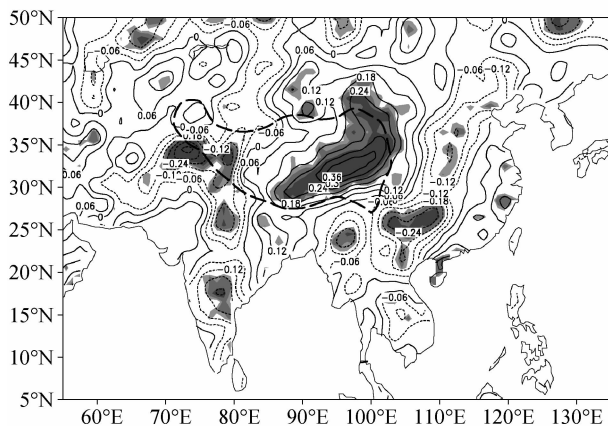


图6 2008年6~8月逐日的高原季风指数与GPCP的整个亚洲降水量的相关分布(阴影区由浅入深分别为通过90%、95%、99%信度检验的区域)

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

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 给出了高原夏季季风强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相关。

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

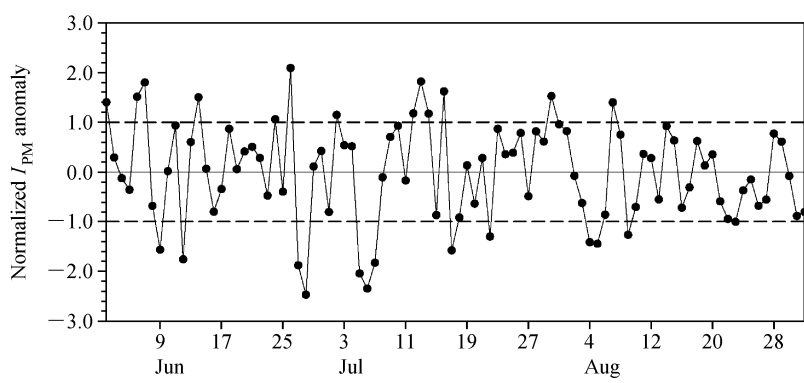


图 7 2008 年 6~8 月逐日的高原季风指数标准化距平
Fig. 7 Normalized anomaly series of the daily I_{PM} from Jun to Aug in 2008

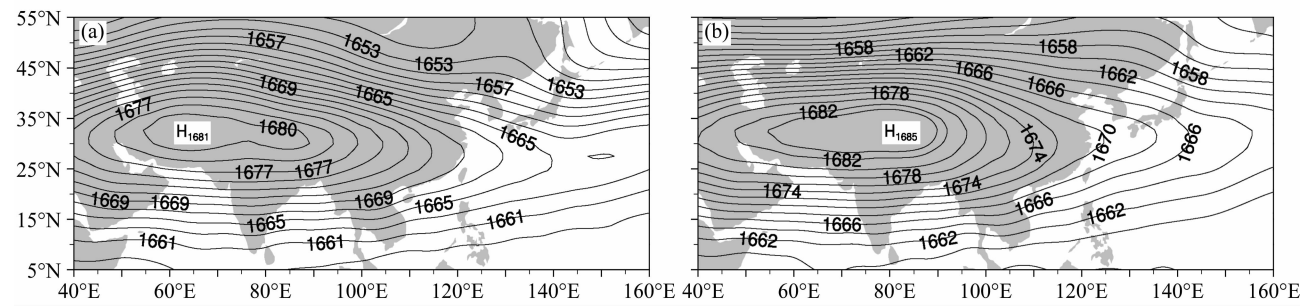


图 8 2008 年高原夏季风 (a) 强、(b) 弱对应的 100 hPa 位势高度场 (单位: dagpm)
Fig. 8 Composite 100-hPa geopotential height (dagpm) in (a) strong and (b) weak Tibetan Plateau monsoon days

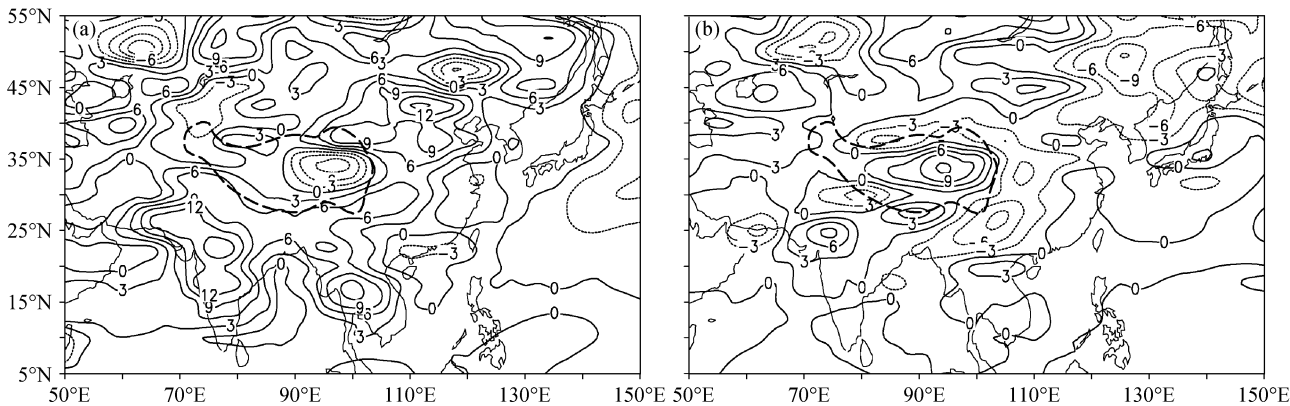


图 9 (a) 强、(b) 弱高原季风对应的感热通量的距平分布 (单位: W/m^2)

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

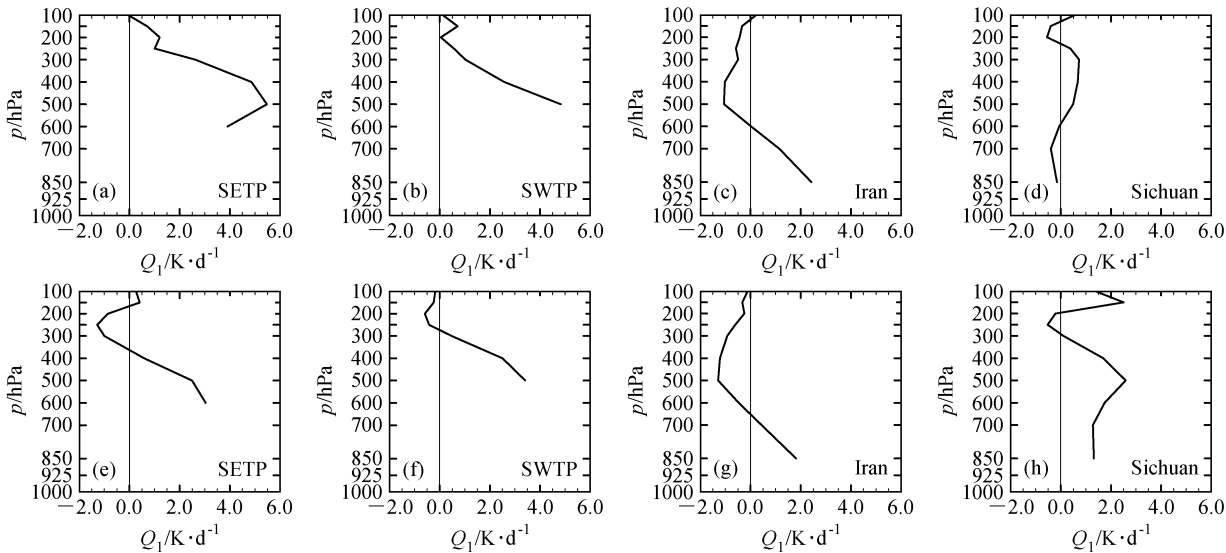


图 10 (a-d) 强、(e-h) 弱高原夏季风对应的四个区域平均的 Q_1 的垂直廓线 (单位: K/d): (a, e) 高原东南部; (b, f) 高原西南部; (c, g) 伊朗高原; (d, h) 四川盆地

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—伊朗高原一带, 对应南亚高压中心偏西, 即“伊朗高压模式”。

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 $\partial Q_1/\partial z < 0$), 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“青藏高压模式”。

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。

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

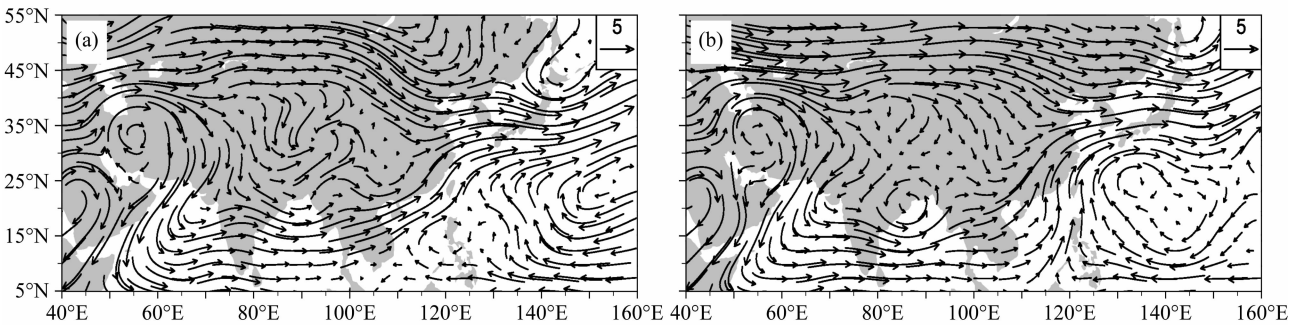


图 11 (a) 强、(b) 弱高原夏季风的 600 hPa 合成风场 (单位: m/s)
Fig. 11 Composite analysis of 600-hPa wind in (a) strong and (b) weak Tibetan Plateau monsoon days (units: m/s)

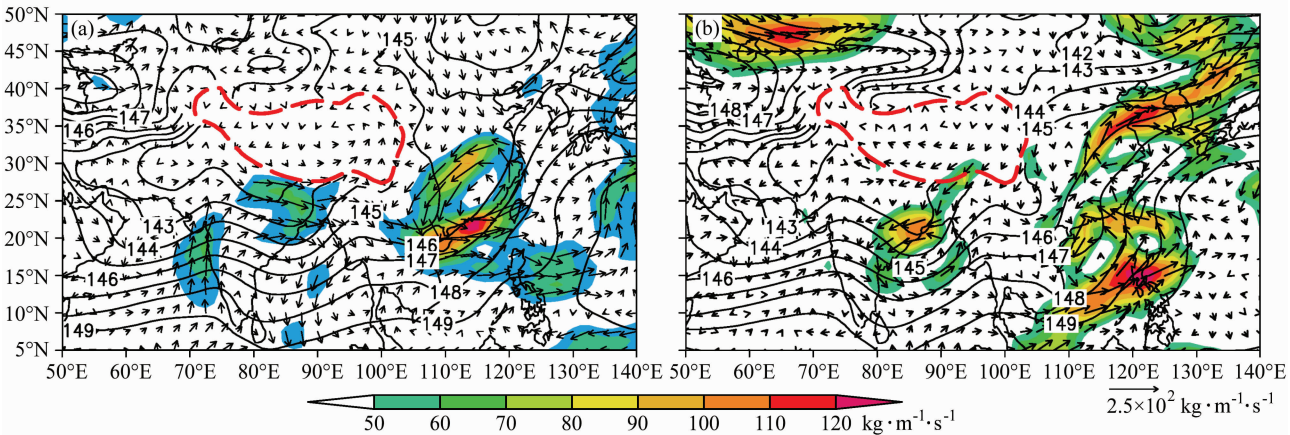


图 12 (a) 强、(b) 弱高原季风对应的整层积分的水汽输送合成距平场 (彩色阴影为大于 $50 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽输送大值区) 以及 850 hPa 的位势高度分布 (等值线, 单位: dagpm)
Fig. 12 The composite analysis of anomalous vertical integrated water vapor transport fields (Areas with values of water vapor transport above $50 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 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 $27^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 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 $90^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 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 $80^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 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 $103^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 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 $115^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 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

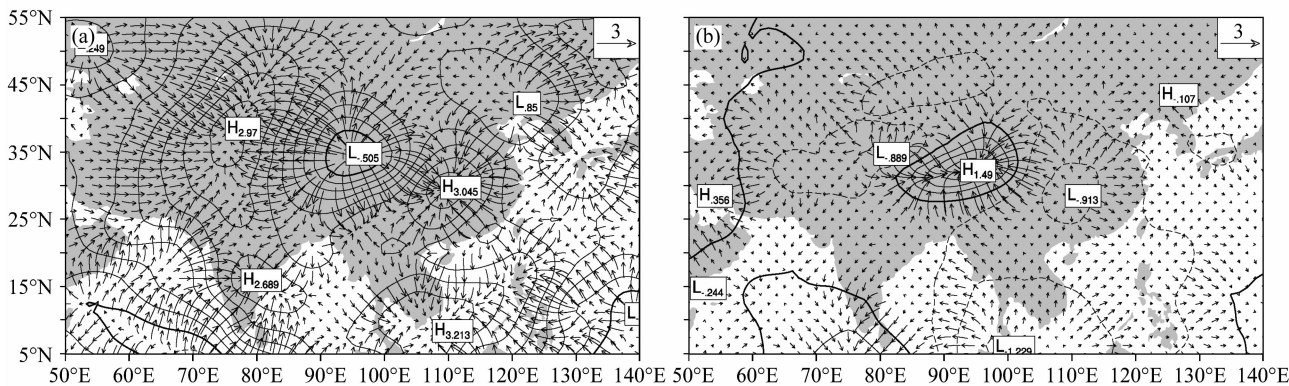


图 13 高原夏季风偏强与偏弱对应的速度势(单位: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)与辐散风(单位: m/s)的差值分布: (a) 200 hPa; (b) 600 hPa

Fig. 13 Differences of velocity potential (units: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) and convergent flow (units: m/s) between strong and weak I_{PM} days over East Asia: (a) 200 hPa; (b) 600 hPa

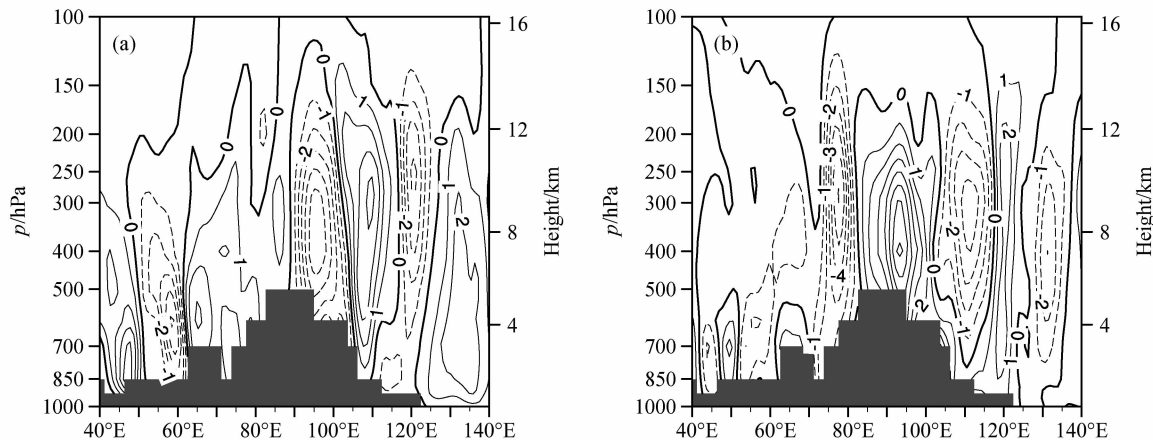


图 14 (a) 强、(b) 弱季风对应的 $27^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 平均的 ω 距平高度—经度剖面(单位 10^{-4} hPa/s)。阴影: 地形

Fig. 14 The composite analysis of height-longitude cross sections of ω anomaly (10^{-4} hPa/s) averaged over $27^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 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—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“青藏高原模态”。

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 Jinan, Li Dongliang. 2000. Analysis on the correlation between Qinghai - Xizang Plateau monsoon and precipitation 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*, 18 (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), 18 (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 Shiyang, 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 Meteorologica 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.