

彭丽霞, 孙照渤, 陈海山, 等. 2016. 夏季南亚高压多中心特征及其热力影响因子分析 [J]. 大气科学, 40 (5): 1089–1106. Peng Lixia, Sun Zhaobo, Chen Haishan, et al. 2016. Analysis on the multi-center structure of summer South Asia high and its thermal influence factor [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (5): 1089–1106, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1601.14310.

夏季南亚高压多中心特征及其热力影响因子分析

彭丽霞 孙照渤 陈海山 朱伟军 曾刚 倪东鸿

南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室 南京 210044

摘 要 采用美国 NCEP/NCAR I、NCEP/DOE II 和日本气象厅 JRA-55 (Japanese 55-year Reanalysis Project) 的月平均环流场和非绝热加热场资料, 分析了夏季南亚高压多中心结构特征, 探讨了不同区域高压中心的动力和热力结构, 及其与不同地区热源的关系。结果表明: (1) 夏季南亚高压存在显著多中心特征, 可达 5~6 个, 其中双中心类和三中心类占比例最多, 约 70%~80%, 其次, 单中心类和四中心类分别约占 10% 左右。(2) 无论中心个数的多或少, 不同区域的南亚高压中心的动力结构和热力结构不同, 大致可以分为三个区域 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 。 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 伊朗高原及其以西上空南亚高压中心中层对应伊朗副高的东北侧, 低层对应印缅槽的西北部, 整层为下沉运动; $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 青藏高原到我国东部上空南亚高压中心低层对应印缅槽中部, 低层正涡度高层负涡度, 整层为强上升运动; $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 西太平洋地区南亚高压中心中低层都对对应西太平洋副热带高压的西部, 整层负涡度, 对应上升运动。(3) 三个区域的高压中心都对对应着暖中心结构, $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 区域以下沉增温加热为主导, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域以深对流加热为主导。(4) 当 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域存在高压中心时, 对应区域的南亚高压环流的增强, 对局地环流、深对流和降水有着显著的影响。

关键词 南亚高压 多中心 对流加热 青藏高原

文章编号 1006-9895(2016)05-1089-18

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1601.14310

Analysis on the Multi-center Structure of Summer South Asia High and Its Thermal Influence Factors

PENG Lixia, SUN Zhaobo, CHEN Haishan, ZHU Weijun, ZENG Gang, and NI Donghong

Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract The multi-center characteristic of the summer South Asia high (SSAH) is analyzed based on circulation fields and diabatic heating fields extracted from the NCEP/NCAR I, the NCEP/DOE II and the JRA-55 (Japanese 55-year Reanalysis Project) reanalysis datasets. Moreover, the vertical dynamic and thermodynamic structures of the SSAH centers in different areas and their relationships with heat sources at different regions are studied. Results show that: (1)

收稿日期 2014-11-10; 网络预出版日期 2016-01-29

作者简介 彭丽霞, 女, 1978 年生, 博士, 讲师, 主要从事短期气候变化及预测、海气相互作用研究。E-mail: penglixia@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41105059、61103142、41230422、41575070、41205066、41575102、41475088, 科技部公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201306028、GYHY201206017, 江苏省高校自然科学研究项目 11KJB170006, 江苏省自然科学基金——杰出青年基金项目 BK20130047, “新世纪优秀人才支持计划”

Funded by National Nature Science Foundation of China (Grants 41105059, 61103142, 41230422, 41575070, 41205066, 41575102, and 41475088), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grants GYHY201306028, GYHY201206017), Natural Science Foundation of the Jiangsu Higher Education Institutions of China (Grant 11KJB170006), Natural Science Foundation of Jiangsu Province (Grant BK20130047), and “the Program for New Century Excellent Talents”

The SSAH demonstrates an obvious multi-center feature. It can have up to five to six centers simultaneously. Among all the multi-center cases, two-center and three-center cases account for the largest proportion (about 70%–80%) of the total, while one-center and four-center cases only account for about 10% of the total cases. (2) No matter how many centers the SSAH has, the dynamic and thermodynamic features of these SSAH centers show different characteristics in different regions. These regions can be divided into three areas, i.e. 20°–70°E, 80°–120°E and 120°–160°E. For the SSAH centers over the Iranian plateau and its west region within 20°–70°E, the middle levels of the SSAH centers correspond to northeastern Iranian subtropical high and the lower levels correspond to northwestern India-Burma trough, where a strong descending motion occupies the entire troposphere. For the SSAH centers located from the Tibetan Plateau to eastern China within 80°–120°E region, their lower levels correspond to central-northern India-Burma trough, where a strong ascending motion occupies the entire troposphere with anticyclonic circulation in the upper levels and cyclonic circulation in the lower levels. For the SSAH centers over the western Pacific within 120°–160°E region, their middle and lower levels correspond to the western Pacific subtropical high, where an ascending motion is significant with anticyclonic circulation throughout the entire troposphere. (3) All the SSAH centers in the three regions display a warm-high structure. Subsidence heating is the main reason for the formation and maintenance of the SSAH centers within 20°–70°E region, while the deep convective heating is the main reason for the formation and maintenance of the SSAH centers within 80°–120°E and 120°–160°E regions. (4) The enhanced SSAH has significant impacts on local circulation, deep convection and precipitation in all the three areas, i.e. 20°–70°E, 80°–120°E and 120°–160°E, where the SSAH centers are located.

Keywords South Asia high, Multi-center, Convective heating, Tibetan Plateau

1 引言

夏季南亚高压主要位于青藏高原和伊朗高原上空,是除极涡外对流层高层强大、稳定的反气旋环流系统,是亚洲夏季风主要成员之一(Mason and Anderson, 1958)。自从20世纪中期以来,国内外学者对南亚高压结构特征、活动规律、维持机制,及其与亚洲和全球的天气、气候之间的关系,都进行了广泛的研究(陶诗言和朱福康, 1964; 叶笃正和张捷迁, 1974; 章基嘉等, 1984; 陈桂英和廖荃荪, 1990; 陶诗言等, 1998; 刘屹岷等, 1999a, 1999b; 张琼等, 2000; 张琼和吴国雄, 2001; 钱永甫等, 2002; Ding and Wang, 2005; 张亚妮等, 2013)。

东西振荡是南亚高压活动的主要特征之一,经常表现为范围的伸缩、中心位置的东西偏移以及不同形态之间的转化。罗四维等(1982)以100°E为界,将南亚高压分成东部型、西部型和带状型三种形态。90年代中期以后随着资料的增多,从气候学对南亚高压进行了更细致的探讨, Qian et al. (2002)研究表明盛夏南亚高压表现为青藏高压模态和伊朗高压模态,青藏高压是热力性质的高压,伊朗高压是动力为主的高压,并据此将南亚高压东西振荡分为两类,一类是青藏高压与伊朗高压两个模态之

间的振荡,一类是青藏高压的东西振荡和伊朗高压的东西振荡。同时,南亚高压存在不同时间尺度的东西振荡特征,包括季节内、年际和年代际变化,其与大气环流内部因子、以及青藏高原热力、积雪、海温环流强迫等外部因子有不同的联系(郑庆林等, 1993; 张琼等, 2000; 陈文, 2002; 杨辉和李崇银, 2005; 林莉等, 2008; 杨建玲和刘秦玉, 2008; 彭丽霞等, 2009; 李崇银等, 2011; 曾刚等, 2013)。

热力是南亚高压形成并维持的主要因子,也是影响南亚高压活动的重要因子。最早一些学者(Flohn, 1957; 叶笃正和张捷迁, 1974)指出青藏高原加热是南亚高压形成的一个重要原因。章基嘉等(1984)指出南亚高压的建立和季节性迁移,除了考虑大地形的动力学效应外,青藏高原热源、孟加拉湾热源和黄海—日本热源对其也有重要影响。刘屹岷等(1999a, 1999b)指出低空副热带高压出现在表面感热加热西侧、深对流凝结加热东侧;而高空副热带高压出现在表面感热加热的东侧、深对流凝结加热的西侧,东亚季风降水所致的凝结潜热加热使南亚高压位于加热中心西侧,中层西太平洋副热带高压位于加热中心东侧。Qian et al. (2002)分析表明,海陆对比行星尺度加热场的季节变化,影响着南亚高压的冬夏两模态变化,南亚高压具有趋热性,夏季强大的南亚高压主要与南亚地区的潜

热和感热有关。刘伯奇等(2009)等指出菲律宾群岛以东洋面上空反气旋在4月第5候分裂出中南半岛上空的反气旋中心,此中心加强后形成南亚高压,主要促发因子是亚洲南部大气非绝热加热状态的改变。亚洲南部作为地球上最大的热源地区,包括青藏高原、孟加拉湾、东亚季风区、以及西太平洋等主要热源区,不同季节、不同地区的这些热源在亚洲季风环流和南亚高压建立维持中扮演着不同的角色(周兵等,2006;包庆等,2008;郭准等,2009;舒斯等,2011;洪芳玲等,2012;王黎娟等,2013;吴国雄等,2013;郭帅宏等,2014)。

南亚高压东西振荡与对流层大气环流和降水关系密切,南亚高压与西太平洋副热带高压相向而行、相背而斥,与印度季风、东亚季风以及南海季风的爆发和强弱都存在密切关系(陶诗言和朱福康,1964;谭晶等,2005;任荣彩等,2007;陈延聪等,2009;陈永仁等,2011;张亚妮等,2013),与我国长江流域、华北、西北、西南等地区的旱涝存在密切关系(张琼和吴国雄,2001;朱玲等,2010;齐冬梅等,2011;宣守丽等,2011;徐栋夫等,2014;张宇等,2014)。以往常将高压最强中心作为研究对象,但对于南亚高压多中心的结构特征及其维持机制仍有待于进一步研究。本文将深入分析南亚高压多中心的统计特征和活动规律,探讨不同区域高压中心的动力结构和热力结构,以及其与不同地区包括伊朗高原地区、青藏高原地区、孟加拉湾地区、东亚季风区、以及西太平洋地区的热力的关系,这不仅有助于揭示影响南亚高压活动的成因及其物理过程,而且对研究和预测我国气候变化及其成因也将有重要意义。

2 资料方法

本文研究所采用的数据为美国 NCEP/NCAR 的再分析资料 NCEP/NCAR I、NCEP-DOE 的第二代再分析资料 NCEP/DOE II 和日本 JRA-55 (Japanese 55-year Reanalysis Project) 再分析资料的月平均环流场和非绝热加热资料,其中非绝热加热资料包括深对流加热率、浅对流加热率、大尺度凝结加热率、长波辐射加热率、短波辐射加热率和垂直扩散加热率。NCEP/NCAR I 和 NCEP/DOE II 的环流场资料水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直 17 层等压面,非绝热加热资料水平分辨率为高斯网格 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$, 垂直方向为 28 层等 σ 面, JRA-55 环流场和非绝热加热

资料水平分辨率均为 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$, 垂直方向为 37 层等压面。NCEP/NCAR I 时间为 1948~2013 年的 6~8 月, NCEP/DOE II 为 1979~2012 年的 6~8 月, JRA-55 为 1958~1999 年 6~8 月。降水资料为 NOAA 气候预测中心提供的全球综合分析降水集 CMAP, 时间为 1979~2011 年, 分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

大气热源(汇)的计算通常有正算法和倒算法两种,将 NCEP/NCAR I、NCEP/DOE II 和 JRA-55 非绝热加热资料代入公式(1)右侧相应各项而得到大气热源,称为正算法;采用 Yanai et al. (1973) 提出的,通过计算公式(1)左侧各项而得到大气热源的计算方法为倒算法。

热力学方程可写为

$$c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] = Q_R + Q_L + Q_W, \quad (1)$$

其中, c_p 为定压比容; R 为气体常数; $k=R/c_p$; Q_R 为净辐射加热率,是短波辐射加热率和长波辐射加热率之和; Q_L 为潜热加热率,是深对流加热率、浅对流加热率、大尺度凝结加热率三项之和; Q_W 是感热传导引起的垂直扩散加热率; Q_R 、 Q_L 和 Q_W 之和为总非绝热加热率 Q_1 , 表示单位质量大气的热源(汇)。

对公式(1)进行质量加权垂直方向整层积分:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp = \frac{c_p}{g} \int_{p_t}^{p_s} \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] dp, \quad (2)$$

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_R dp + \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_L dp + \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_W dp, \quad (3)$$

其中, p_s 为地表面气压; p_t 为大气顶气压, 取 100 hPa; $p_0=1000$ hPa; g 为重力加速度; $\langle Q_1 \rangle$ 为单位面积整层大气柱非绝热加热率, 当 $\langle Q_1 \rangle$ 大于(小于)零时, 加热(冷却)整层大气柱, 称大气热源(热汇)。

3 南亚高压多中心统计特征

参考以前关于南亚高压位置、形状以及流场特征的研究(章基嘉等,1980;罗四维等,1982;Qian et al., 2002), 南亚高压中心的界定需满足以下两个条件:(1)在月平均 200 hPa 位势高度场 ($0^{\circ} \sim 50^{\circ}N$, $0^{\circ} \sim 160^{\circ}E$) 范围内, 查找所有位势高度场的极大值中心, 此极大值中心需在 12480 gpm 等值线

包围的区域内; (2) 如果位势高度场极大值中心东(西)侧 5° 范围内对应北(南)风, 北(南)侧 5° 范围内对应西(东)风, 则此极大值中心为南亚高压的一个中心。这样高压中心既是位势高度场极大值中心, 又是风场的环流中心。本文对 NCEP/NCAR I 再分析资料的 1948~2013 年 6~8 月共 198 个样本、NCEP/DOE II 的 1979~2013 年的 6~8 月共 105 个样本和 JRA-55 的 1958~1999 年的 6~8 月共 126 个样本进行了统计分析。

根据同时出现中心的个数将南亚高压分为了单中心类、双中心类、三中心类和四中心类等, 图 1 给出了不同类南亚高压个例数的统计特征, 其中单中心类个例并不多, NCEP/NCAR I、NCEP/DOE II 和 JRA-55 资料中分别占了 10%、16% 和 13%; 双中心类是南亚高压的主要存在形式, 其在 NCEP/NCAR I、NCEP/DOE II 和 JRA-55 资料中分别占了 41%、53%、41%; 三中心类是南亚高压存在的又

一主要形式, 其在 NCEP/NCAR I、NCEP/DOE II 和 JRA-55 资料中分别占了 39%、23%、27%; 四中心类个例较少, 在三套资料中分别占了 8%、8%、12%; 五中心类南亚高压在 NCEP/NCAR I 和 JRA-55 资料都只有 5 个个例, 分别占了总样本的 3% 和 4%; 六中心及其以上南亚高压在 JRA-55 资料中有 3 个个例, 占总样本的 2%, 在 NCEP/NCAR I、NCEP/DOE II 中并不存在, 这可能由于分辨率不同的原因。因此双中心类和三中心类是南亚高压存在的主要形式, 占了总样本的 70%~80% 左右。早在 19 世纪 60 年代陶诗言和朱福康(1964)指出了南亚高压存在两种流型的转化, 第一种流型两个反气旋中心分别位于 50°E 和 100°E , 第二种流型为高压中心位于 80°E 青藏高原上空, 两种流型的转化影响着低层天气过程的转化, 因此探讨南亚高压多中心结构特征, 将对东亚天气、气候的预报预测有重要意义。

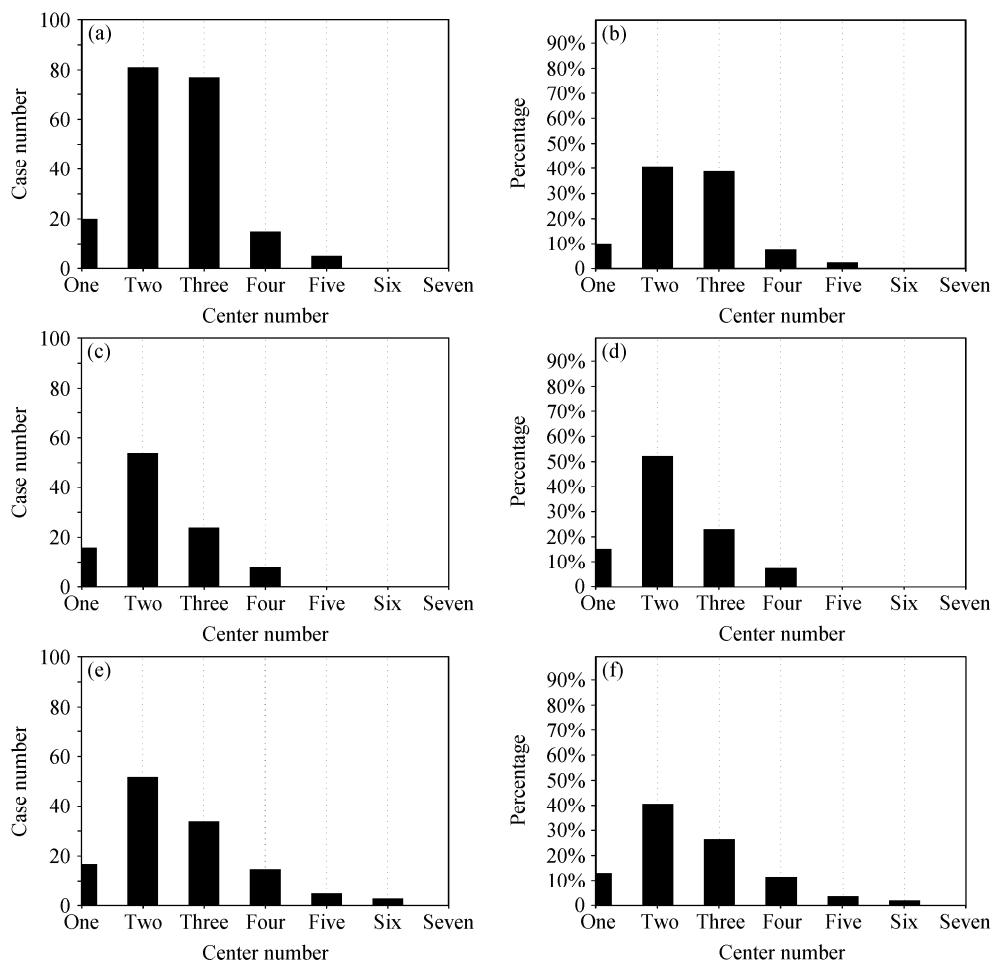


图 1 (a, b) NCEP/NCAR I、(c, d) NCEP/DOE II 和 (e, f) JRA-55 再分析资料中不同中心类南亚高压个例数 (左列) 及其所占比率 (右列)
Fig. 1 The numbers of different types of SSAH (summer South Asia high) centers based on the (a, b) NCEP/NCAR I, (c, d) NCEP/DOE II, and (e, f) JRA-55 reanalysis datasets (left column) and their percentages (right column)

图 2 给出了单中心类、双中心类、三中心类南亚高压中心的纬向位置分布情况, NCEP/NCAR I 和 NCEP/DOE II 资料中, 单中心主要分布在 50°~100°E 范围内, 基本位于伊朗高原和青藏高原上空, JRA-55 资料中单中心主要位于青藏高原上空, 图 3a、b 分别给出了单中心分别出现在伊朗高原和青藏高原上空时 200 hPa 位势高度场合成图。双中心类南亚高压的一个中心多数出现在 75°E 以西的伊朗高原及其以西上空, 另一个中心主要出现在 80°E 以东的地区, 其中 80°~100°E 青藏高原地区出现最多, 其次是 120°E 以东的西太平洋上空, 105°~120°E 我国东部大陆上空出现较少, 图 3c 给出了两中心同时出现在 75°E 以西的伊朗高原上空和 80°~100°E 青藏高原上空时 200 hPa 位势高度场合成图。三中心类南亚高压的第一个中心出现在 75°E 以西的伊朗高原及其以西上空, 第二个中心主要出现在青藏高原和我国东部大陆上空, 第三个中心出现在西太平洋上空, 图 3d 给出了三个中心同时出现在 75°E 以西的伊朗高原地区、青藏高原地区、西太平

洋地区时 200 hPa 位势高度场合成图。四中心类南亚高压的四个中心从西到东依次出现在红海到 75°E 以西的伊朗高原上空, 75°~100°E 之间的青藏高原上空, 120°~135°E 的东海上空和 135°~160°E 的西太平洋上空, 图 3e 给出了南亚高压四中心同时出现时 200 hPa 位势高度场分布图。同时图 3f 给出了五中心类南亚高压部分个例 200 hPa 位势高度场合成图。

表 1 为不同中心类、不同区域的高压中心强度分布特征, 可见: 从不同中心类角度, NCEP/NCAR I 资料表现出一个明显的特征: 夏季无论哪个区域, 高压中心的强度都随着高压中心个数的增多而减弱, 但此特征在 NCEP/DOE II 和 JRA-55 资料中没有明显的体现。从不同区域来看, 不论哪类, 伊朗高原和青藏高原上空的高压中心的平均强度明显强于东亚大陆上空的高压中心的平均强度约 20 gpm, 强于西太平洋海洋上空的高压中心的平均强度约 50 gpm。同时分别对 6、7、8 月不同中心类、不同区域的高压中心强度分别进行了统计分析, 从

表 1 不同区域、不同类高压中心强度 (单位: gpm)

Table 1 The strength of the different classes of SSAH centers in different regions (units: gpm)

区域	资料	6 月高压中心强度/gpm					7 月高压中心强度/gpm				
		单中心	双中心	三中心	四中心	五中心	单中心	双中心	三中心	四中心	五中心
20°~75°E	NCEP I		12520	12522	12511	12497	12590	12583	12566	12546	12575
	NCEP II	12553	12533	12533	12532		12598	12589	12576	12627	
	JRA-55		12523	12519	12502	12514		12566	12577	12561	12584
75°~100°E	NCEP I	12556	12530	12527	12509	12507	12574	12585	12559	12555	12531
	NCEP II	12554	12542	12529	12538		12590	12591	12581	12627	
	JRA-55	12546	12540	12525	12524	12516	12572	12579	12585	12568	12563
100°~120°E	NCEP I		12524	12500				12539	12522		12532
	NCEP II							12533	12508		
	JRA-55		12508	12496	12526	12512		12511	12531	12520	12517
120°~160°E	NCEP I		12477	12481	12491	12476		12511	12501	12474	12514
	NCEP II		12482	12485				12505	12505	12559	
	JRA-55		12466	12457				12508	12495	12505	12476
区域	资料	8 月高压中心强度/gpm					夏季高压中心强度/gpm				
		单中心	双中心	三中心	四中心	五中心	单中心	双中心	三中心	四中心	五中心
20°~75°E	NCEP I	12560	12558	12558	12552	12531	12581	12551	12551	12537	12515
	NCEP II	12591	12579	12577	12564		12584	12562	12565	12567	
	JRA-55	12616	12578	12565	12548		12616	12558	12561	12541	12577
75°~100°E	NCEP I	12576	12573	12566	12551	12543	12568	12556	12551	12535	12524
	NCEP II	12572	12588	12579	12570		12568	12570	12567	12574	
	JRA-55	12563	12576	12564	12556		12558	12558	12556	12550	12543
100°~120°E	NCEP I		12542	12526	12512	12491		12537	12520	12512	12505
	NCEP II		12538		12515			12536	12508	12515	
	JRA-55			12512	12507			12509	12510	12516	12515
120°~160°E	NCEP I		12507	12514	12495	12488		12503	12501	12491	12488
	NCEP II		12519	12504	12498			12509	12500	12503	
	JRA-55		12492	12493	12483			12490	12487	12485	12476

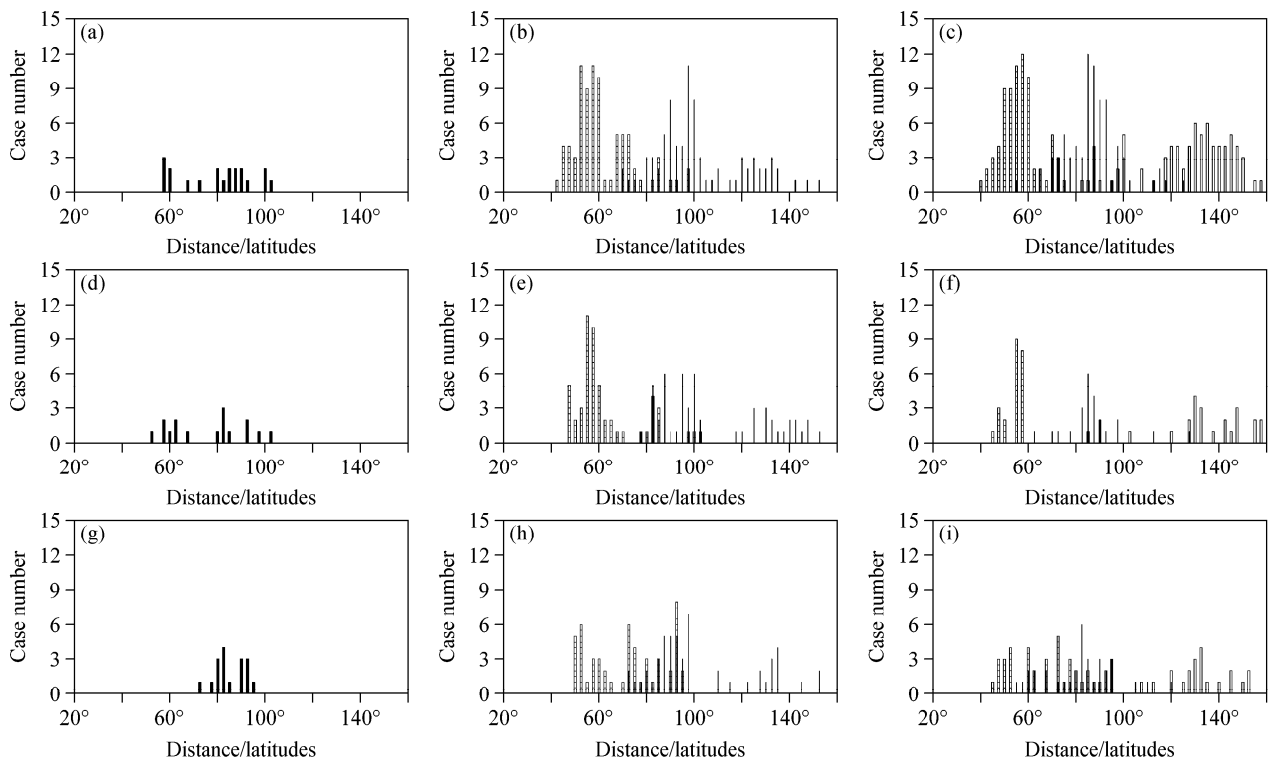


图2 (a、b、c) NCEP/NCAR I、(d、e、f) NCEP/DOE II 和 (g、h、i) JRA-55 单中心类(左列)、双中心类(中间列)和三中心类(右列)南亚高压中心纬向位置分布特征

Fig. 2 Zonal distributions of the SSAH centers for various types, one-center type (left column), two-center type (middle column) and three-center type (right column), based on the (a, b, c) NCEP/NCAR I, (d, e, f) NCEP/DOE II, and (g, h, i) JRA-55 reanalysis datasets

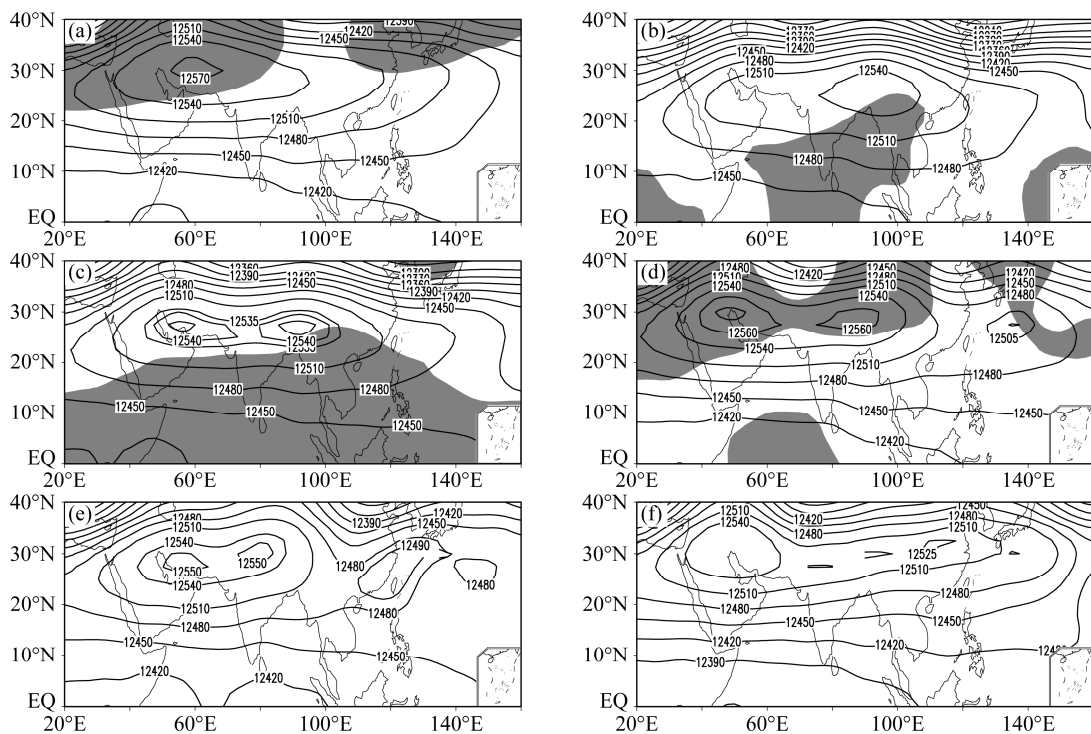


图3 (a) 单中心类西部型、(b) 单中心类东部型、(c) 双中心类、(d) 三中心类、(e) 四中心类和 (f) 五中心类南亚高压代表个例 200 hPa 位势高度场合成图(单位: gpm; 阴影区通过 95% 信度检验)

Fig. 3 Composites of 200-hPa geopotential height for SSAH representative cases of (a) single-center western type, (b) single-center eastern type, (c) two-center type, (d) three-center type, (e) four-center type, and (f) five-center type (units: gpm, shaded areas are for values that exceed 95% confidence level)

不同月份来看, 不同类南亚高压中心强度都在 6 月偏弱, 7 月最强, 8 月次之, 从不同地区来看, 都表现出了伊朗高原和青藏高原上空的高压中心的强度最强, 东亚大陆上空的高压中心强度次之, 西太平洋海洋上空的高压中心强度明显偏弱的特征。

4 各区域南亚高压中心的环流特征

夏季南亚高压是横跨整个东半球的强大反气旋系统, 其内部不同位置的环流结构和物理过程存在着显著差异, 章基嘉(1980)等指出当南亚高压属东部型或西部型时, 它的纬圈环流和经圈环流结构上表现出不同的特征。罗四维等(1982)等指出南亚高压形态可分为东部型、带状型和西部型, 不同形态南亚高压与西太平洋副热带高压活动, 以及长江流域、四川和贵州等地的降水关系密切。Qian et al. (2002)等指出盛夏南亚高压表现出热力性质的青藏高压和动力为主的伊朗高压双模态特征。经对每类不同区域的高压中心环流特征、动力热力结构和物理过程进行分析发现: 不同区域高压中心的热力、动力结构和环流特征不同。参考前面分析, 本文分 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 三个区域, 来研究不同区域高压中心的结构特征和维持机制, $70^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 区域没有被考虑, 主要是由于该区有些个例类似伊朗高压中心的特征, 有些个例类似青藏高压中心的特征, 很难区分, 而伊朗高压和青藏高压是性质不同的两类高压 (Qian et al., 2002), 这在后面有介绍。

本文建立了以高压中心为原点的新坐标系, 高压中心为 (0, 0) 点, 中心以东 (西) 为纬向正 (负) 方向, 中心以北 (南) 为经向正 (负) 方向。NCEP/NCAR I 资料中 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 三个区域的高压中心样本数分别为 141、160 和 84, NCEP/DOE II 资料中样本数分别为 70、70 和 46, JRA-55 资料中样本数分别为 71、120 和 37。

图 4 给出了以高压中心为原点的新坐标下, 高压中心位于 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 、 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域时, 200 hPa、500 hPa 和 850 hPa 的位势高度合成图。当高压中心位于 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 区域时, 200 hPa 上伊朗高原及其以西上空表现为一个较强的高压中心; 南亚高压中心的下方, 500 hPa 上对应伊朗副高的东北部的偏北气流, 850 hPa 上对应亚洲印缅槽的西北部。当高压中心位于 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域时, 200 hPa 上青藏高原上空表现为一个强大的高

压中心; 南亚高压中心的下方, 500 hPa 上对应印缅槽中部, 考虑到较高的青藏高原地形, 没有给出 850 hPa 位势高度合成图。当高压中心位于 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域时, 200 hPa 上西太平洋上空表现为一个明显的高压中心; 南亚高压中心的下方, 500 hPa 和 850 hPa 上对应着西太平洋副热带高压的西部, 有较强的偏南气流。NCEP/DOE II 和 JRA-55 资料显示结果与图 4 一致 (图略), 6、7、8 月不同月份各区域高压中心的垂直结构的也基本一致 (图略), 由此可见不同区域的高压中心的垂直环流结构并不相同, 其物理过程和影响因子也并不相同。

图 5 给出了三个区域高压中心的涡度、散度和垂直速度随高度变化合成图。从涡度角度来看, 三个区域高压中心的涡度垂直分布的特点为: $300\sim 70$ hPa 都具有较强的负涡度, 其中 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域的负涡度最强, 约 $2\times 10^{-5}\sim 3\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$, $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域负涡度较弱, 约 $1\times 10^{-5}\sim 2\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$, 三个区域高压中心负涡度值都在 150 hPa 达到最强, 那里南亚高压最强。另外在 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 区域, 700 hPa 以下为较弱的正涡度, 700 hPa 上为负涡度, 且随高度增高而增强; 在 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域, 500 hPa 以上为负涡度, 随高度增加而增强, 500 hPa 以下为较弱的正涡度, 最强正涡度位于南侧; 在 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域, 从地面到高空都表现为负涡度, 这与图 4 位势高度场垂直分布特征一致。从散度和垂直速度角度来看, 三个区域高压中心的垂直运动并不相同, $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 地区整层为下沉气流, 最强下沉气流在 400 hPa, 达到 0.02 Pa s^{-1} , 其中 $700\sim 400$ hPa 为辐散, 最强辐散在 600 hPa, $400\sim 70$ hPa 为辐合, 最强辐合在 200 hPa; $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域整层都为上升运动, 500 hPa 以下为辐合, 最强辐合在近地面层, $500\sim 70$ hPa 为辐散, 最强辐散在 150 hPa 左右, 其中 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 的上升速度是 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域的 5~6 倍。

5 各区域南亚高压中心热力结构特征

为讨论各区域高压中心的热力结构及其维持机制, 图 6 给出了 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 三个区域高压中心的温度纬向偏差廓线图 (图 6a-c) 和非绝热加热廓线图 (图 6d-f)。由图 6a-c 可见, 三区域高压中心温度纬向偏差垂直廓线图有较好的一致性, 150 hPa 以下 (上) 对应着正 (负) 的温度纬向偏差, $200\sim 300$ hPa 正的温度纬

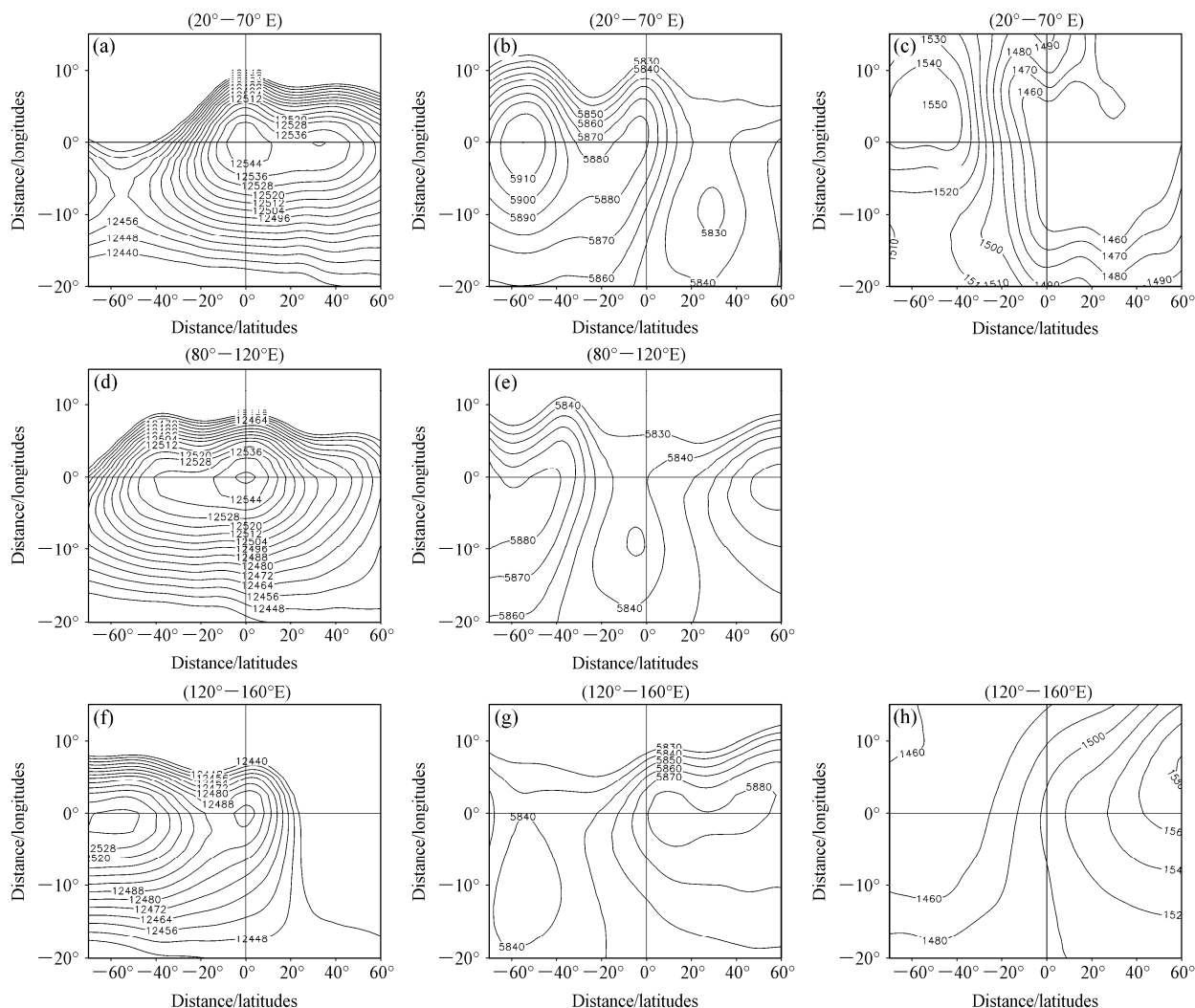


图4 NCEP/NCAR I 以高压中心为原点的新坐标下, 高压中心位于 (a、b、c) $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$, (d、e) $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 (f、g、h) $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域时, 200 hPa (左列)、500 hPa (中间列) 和 850 hPa (右列) 位势高度 (单位: gpm) 合成图

Fig.4 Composites of geopotential height (units: gpm; based on the NCEP/NCAR I) corresponding to cases of SSAH centers located in the (a, b, c) $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$, (d, e) $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, and (f, g, h) $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ regions at 200 hPa (left column), 500 hPa (middle column), and 850 hPa (right column) in the SSAH center-based coordinate

向偏差最强。南亚高压中心 150 hPa 以下为暖中心结构, 150 hPa 以上对应温度场的低值区, 因此南亚高压在 150 hPa 强度达到最强。三个区域对比来看, 对流层中上层, $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 和 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域正温度纬向偏差最强, 达 6°C 左右, $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 地区较弱, 为 3°C 左右; 在近地面层, $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 和 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 地区都对应着很强的正温度纬向偏差, $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 温度纬向偏差为零, 说明地面感热与伊朗高原及其以西地区和青藏高原地区的南亚高压有密切联系。

温度是大气热力状况的表达, 对流层大气的温度变化主要受到非绝热加热和绝热加热两个过程

的影响, 非绝热加热是指所研究系统与外界之间的热量交换, 包括辐射加热、潜热加热和感热加热; 绝热过程是指因大气升降运动过程中引起压强、体积的变化, 对外界做功, 而与周围大气发生的能量交换。要弄清高压系统本身热力结构和维持机制, 分别讨论绝热加热过程和非绝热加热过程对南亚高压的作用就非常必要。

图 6d–f 给出了总的非绝热加热对不同区域南亚高压中心的作用, 这里的总非绝热加热是指深对流加热率、浅对流加热率、大尺度凝结加热率、长波辐射加热率、短波辐射加热率和感热垂直扩散加热率 6 项的综合作用。由图可见: $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 区域,

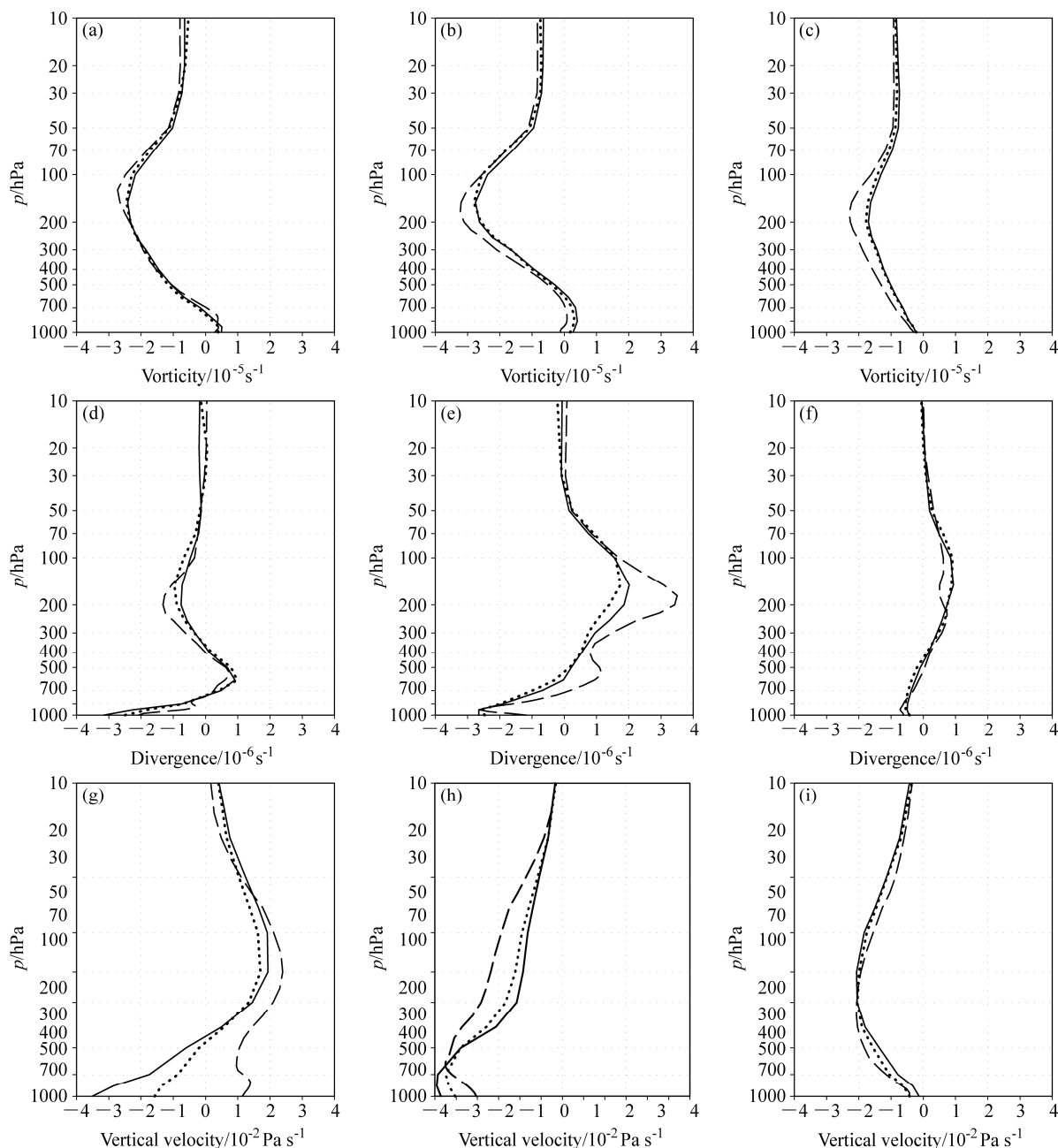


图5 20°~70°E (左列)、80°~120°E (中间列) 和 120°~160°E (右列) 区域南亚高压中心 (a、b、c) 涡度 (单位: 10^{-5} s^{-1})、(d、e、f) 散度 (单位: 10^{-6} s^{-1}) 和 (g、h、i) 垂直速度 (单位: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) 随高度变化合成图 (实线: NCEP/NCAR I; 点线: NCEP/DOE II; 长虚线: JRA-55)

Fig.5 Vertical profiles of (a, b, c) vorticity (units: 10^{-5} s^{-1}), (d, e, f) divergence (units: 10^{-6} s^{-1}), and (g, h, i) vertical velocity (units: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) at the SSAH centers located over 20°~70°E (left column), 80°~120°E (middle column), and 120°~160°E (right column) regions based on the NCEP/NCAR I (solid lines), NCEP/DOE II (dotted lines), and JRA-55 (dashed lines) reanalysis datasets

700~150 hPa 对应较强的负非绝热加热, 最大负值在 500 hPa, 近地面为正的绝热加热, 150~70 hPa 为弱的正非绝热加热, 这与图 6a 正的温度纬向偏差相矛盾, 需要绝热加热过程来补充。80°~120°E 和 120°~160°E 两区域从地面到 100 hPa 都为正的非绝热加热, 与图 6b、c 较强的正温度纬向偏差一

致, 120°~160°E 加热强度较弱。另外 20°~70°E、80°~120°E 两个区域地面都表现出了强的正非绝热加热作用, 120°~160°E 地表面的非绝热加热为零。因此非绝热加热是 80°~120°E 和 120°~160°E 两个区域是南亚高压中心热力维持的最主要原因。

图 7 所示为非绝热加热各分量对不同区域南亚

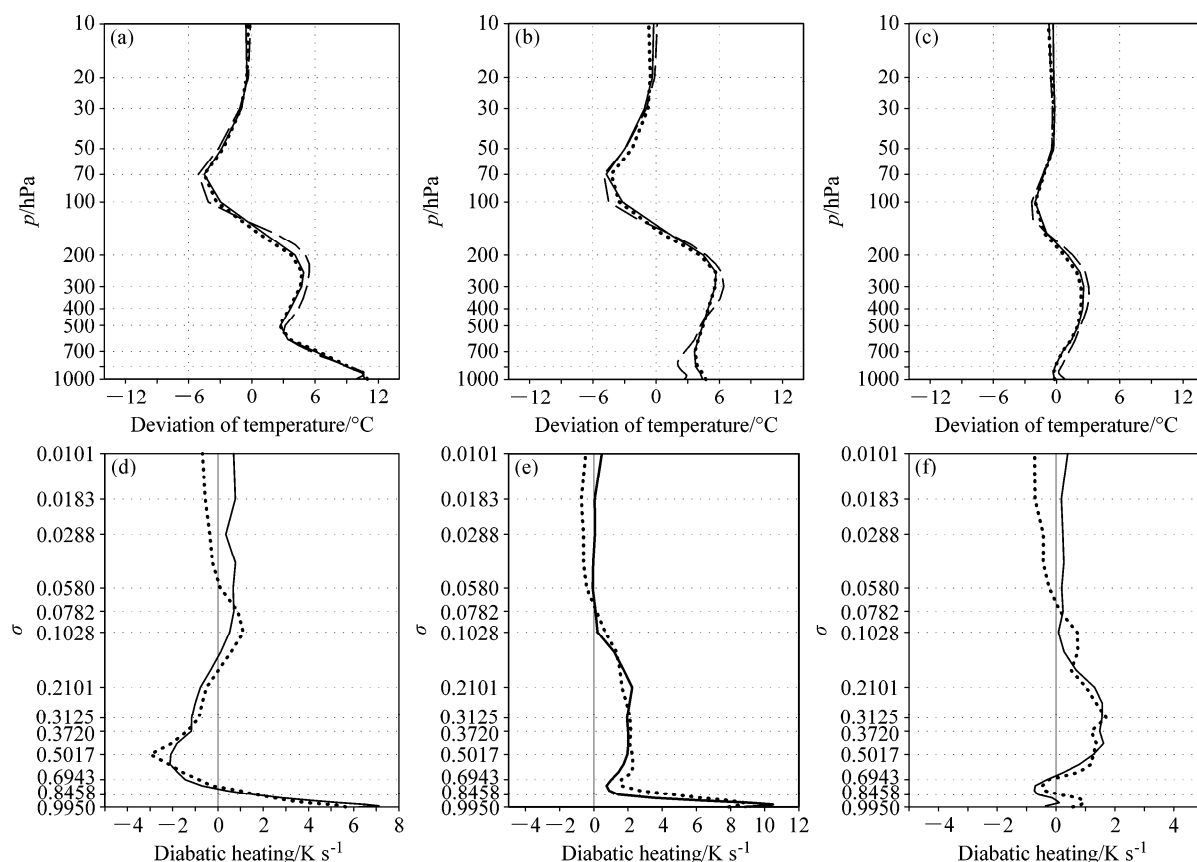


图6 (a, d) 20°~70°E、(b, e) 80°~120°E 和 (c, f) 120°~160°E 区域南亚高压中心温度纬向偏差 (上; 单位: °C) 和总非绝热加热率 (下; 单位: K s^{-1}) 随高度变化合成图 (实线: NCEP/NCAR I; 点线: NCEP/DOE II; 长虚线: JRA-55)

Fig. 6 Vertical profiles of zonal deviation of temperature (upper; units: °C) and diabatic heating rate (lower; units: K s^{-1}) at the SSAH centers located over (a, d) 20°~70°E, (b, e) 80°~120°E, and (c, f) 120°~160°E regions based on the NCEP/NCAR I (solid lines), NCEP/DOE II (dotted lines), and JRA-55 (dashed lines) reanalysis datasets

高压中心维持所起的作用。对流加热率是指深对流加热率、浅对流加热率、大尺度凝结加热率三项之和, 这里以深对流加热率为主, 浅对流加热率、大尺度凝结加热率非常小。20°~70°E 区域, 对流加热几乎为零, 短波辐射加热是该区域的主要热源, 长波辐射加热是该区域的主要冷源, 其中长波辐射冷却效应是短波加热效应的 2~4 倍, 所以总非绝热加热为负值; 近地面层以正的感热垂直输送的加热为主导, 是短波辐射加热的 1~10 倍, 是长波冷却效应的 2~3 倍, 不同资料差异倍数不同。80°~120°E 区域, 近地面以上到 100 hPa 主要为对流加热, 且以深对流加热为主, 其中深对流加热率大约是短波辐射加热率的 2~4 倍左右, 是长波辐射冷却率的 1.5 倍左右, 所以总非绝热表现为较强正值; 近地面层以正的感热垂直扩散加热为主, 是短波辐射加热的 3~10 倍, 是长波辐射冷却的 2~4 倍,

所以近地面为较强正非绝热加热。120°~160°E 区域, 从 850 hPa 到 100 hPa, 对流加热作用最强, 最大加热位于 300~400 hPa, 是短波辐射加热的 2~3 倍, 总非绝热加热为正值; 从海表面到 950 hPa, 对流加热率和长波辐射加热率都为负值, 垂直扩散加热率和短波辐射加热率都为正值, 正负加热率强度相当, 总非绝热加热趋近零。

由图 7 可见, 不同区域、同一区域不同高度, 非绝热加热各分量对高压中心维持所起作用并不相同。图 7 为根据 NCEP/NCAR I 和 CEP/DOE II 数据所得结果, JRA-55 结果与其类似 (图略), 但 NCEP/NCAR I 和 CEP/DOE II 感热垂直输送比 JRA-55 强很多, 这些影响主要在近地面层。

6 各区域南亚高压中心与垂直运动关系

根据前面讨论, 非绝热加热并不能完全解释所

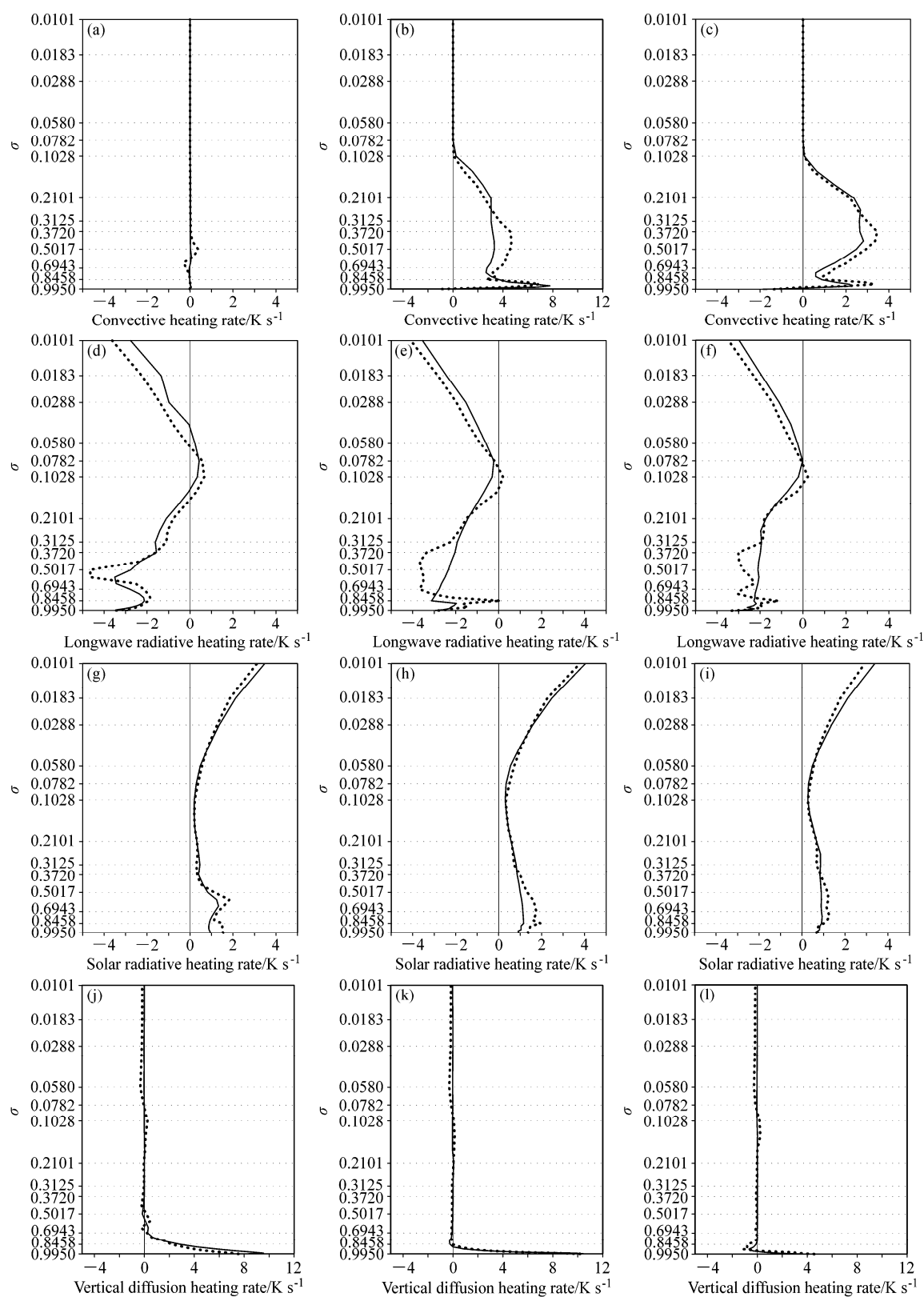


图7 20°~70°E (左列)、80°~120°E (中间列) 和 120°~160°E (右列) 区域南亚高压中心 (a、b、c) 对流加热率、(d、e、f) 长波辐射加热率、(g、h、i) 短波辐射加热率和 (j、k、l) 垂直扩散加热率随高度变化合成图 (实线: NCEP/NCAR I; 点线: NCEP/DOE II)。单位: K s^{-1}

Fig. 7 Vertical profiles of (a, b, c) convective heating rate, (d, e, f) longwave radiative heating rate, (g, h, i) solar radiative heating rate, and (j, k, l) vertical diffusion heating rate at the SSAH centers located over 20°~70°E (left column), 80°~120°E (middle column), and 120°~160°E (right column) regions based on the NCEP/NCAR I (solid lines) and NCEP/DOE II (dotted lines) reanalysis datasets. Units: K s^{-1}

有区域高压中心的暖中心结构, 需要进一步讨论绝热过程的影响, 由于高压中心水平风速几乎为零, 所以绝热过程主要以垂直运动项为主。

为了与图 6d-f 正算法所得的非绝热加热率进行对比, 图 8a-c 实线给出了由公式 (1) 倒算法所得各区域高压中心非绝热加热率合成图, 两图分布基本一致, 图中没有显示的层次是考虑到地形因素。图 8a-c 虚线给出了不同区域高压中心位置垂直运动绝热加热率随高度的变化特征, $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 区域高压中心对应下沉增温, 外界对其做功, 温度增高, 此区域负的非绝热加热率主要由正的垂直运动绝热加热率来补偿。 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 以及 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域的高压中心对应上升降温过程, 两区域正的非绝热加热率主要由负的垂直运动绝热加热率来消耗。另外在此, 西太平洋 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域的高压中心的热力结构与西太平洋副热带高压的热力结构存在较大差异, 关于两者之间的关系仍有待于进一步研究。

从水平分布来看 (图 8d-f), $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 区域的高压中心对应正的垂直运动绝热加热率, 最大值位于高压中心西部偏北地区。 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 的高压中心对应负的垂直运动绝热加热率, 向南 10 个纬度为最大负值区, 对应孟加拉湾地区, 沿高压中心向西 20 个经度转变为正值区, 向东整个区域为负值区。 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 的高压中心对应负的垂直运动绝热加热率, 强度偏弱, 沿中心向东 (西) 强度逐渐减弱 (增强), 沿中心向南向北都逐渐减弱。

下沉增温是伊朗高原及其以西地区高压中心维持的主要原因, 钱永甫等 (2002) 研究指出, 青藏高原是热力性的高压, 高压中心区从上到下都是上升运动, 伊朗高压是动力性为主高压, 高压中心区从上到下都是下沉运动。用 1948~2013 年 7 月 ($27.5^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$) 区域平均的整层垂直运动绝热加热率的时间序列, 回归 200 hPa 位势高度高度场和风场 (图略), 发现当伊朗高原及其以西地区下沉增温增强时, 从伊朗高原向东出现了反

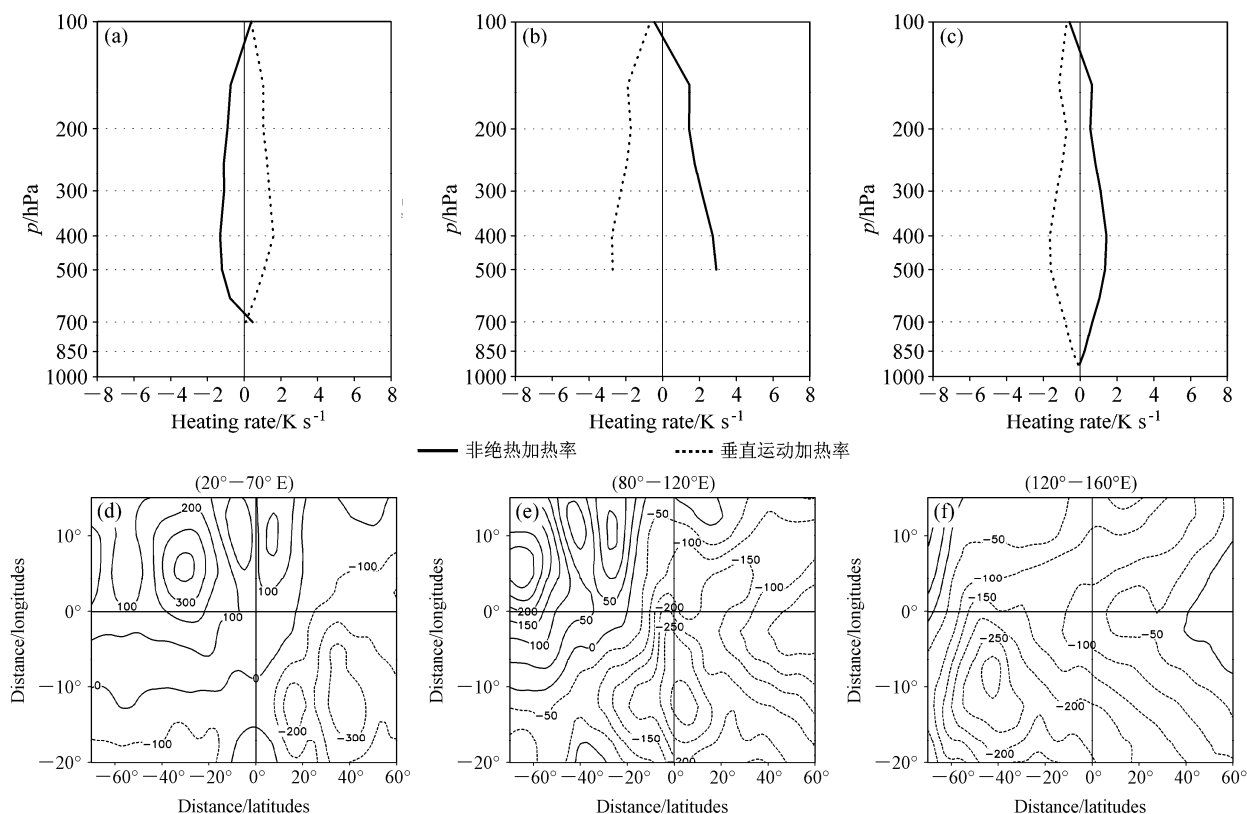


图 8 采用 NCEP/NCAR I 资料, 由倒算法所得 (a、d) $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、(b、e) $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 (c、f) $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域南亚高压中心 (a、b、c) 总的非绝热加热率 (实线; 单位: K s^{-1}) 和垂直运动绝热加热率 (虚线; 单位: K s^{-1}) 随高度变化合成图以及以高压中心为原点的新坐标下, 各区 (d、e、f) 整层大气垂直运动绝热加热率质量加权垂直积分 (单位: $10^5 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 8 (a, b, c) Vertical profiles of diabatic heating rate (solid line; units: K s^{-1}) and vertical motion-heating rate (dotted line; units: K s^{-1}) based on the NCEP/NCAR I data, and (d, e, f) composites of total column-integrated vertical motion-heating rate corresponding to cases at the SSAH centers located over (a, d) $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$, (b, e) $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, and (c, f) $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ regions in the SSAH center-based coordinate (units: $10^5 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)

气旋—气旋—反气旋—气旋的异常波列,使得伊朗地区南亚高压增强,青藏高原地区南亚高压减弱,我国东部地区南亚高压增强,西太平洋地区南亚高压减弱,因此不仅高压内部的非绝热加热各因子能引起高压本身形态的变化,绝热过程同样也可以引起高压本身形态的变化。

7 各区域高压中心活动与局地深对流降水关系

深对流与青藏高原地区、我国东部地区以及西太平洋地区南亚高压中心维持有密切关系,从各区域高压中心对应的深对流加热率 500~200 hPa 垂直积分和降水的水平分布来看(图 9),20°~70°E 区域高压中心深对流加热和降水几乎为零;80°~120°E 区域高压中心对应较强深对流加热,最强深对流加热和降水中心位于高压中心南部;120°~160°E 区域高压中心也对应着深对流加热和降水,强度偏弱,越往南深对流加热和降水强度越强。

深对流和降水的气候平均图(图 11a、b)指出夏季热带、副热带亚非地区分布着强盛的深对流和降水,明显的分为几个不同区域,包括北非南部区、

印度季风区、孟加拉湾和青藏高原地区、以及南海、我国东部季风区和菲律宾以东的西太平洋地区,南亚高压是其上空唯一的强大反气旋系统,南亚高压中心位置与局地中低层环流调整及降水、深对流的关系值得进一步探讨。

20°~70°E 区域有无高压中心时高低层位势高度和环流合成差值场表明,当 20°~70°E 区域有高压中心时,200 hPa,80°E 以西地区,15°N 以北为异常高压,中心位于(40°N,50°E),强度达 45 gpm,15°N 以南为位势高度场负异常,15°~30°N 为密集的纬向等高线,青藏高原上空仅表现为弱脊(图 10a);200 hPa 环流差值场上,(40°N,50°E)为显著的异常反气旋中心,30°N 以南到赤道的北非—沙特阿拉伯上空表现为宽广的异常东风(图略);低层 500 hPa 和 850 hPa 位势高度差值图(图 10b、c)表明,30°N 以南的北非—沙特阿拉伯—印度北部地区表现为显著异常低压,30°N 以北西欧地区表现为异常高压,500 hPa 青藏高原上空位势高度场正异常,对应的 500 hPa 和 850 hPa 环流场差值图上(图略),30°N 以南为显著异常气旋环流,以北为异常反气旋环流,20°N 以南到赤道从西大西洋东部—北

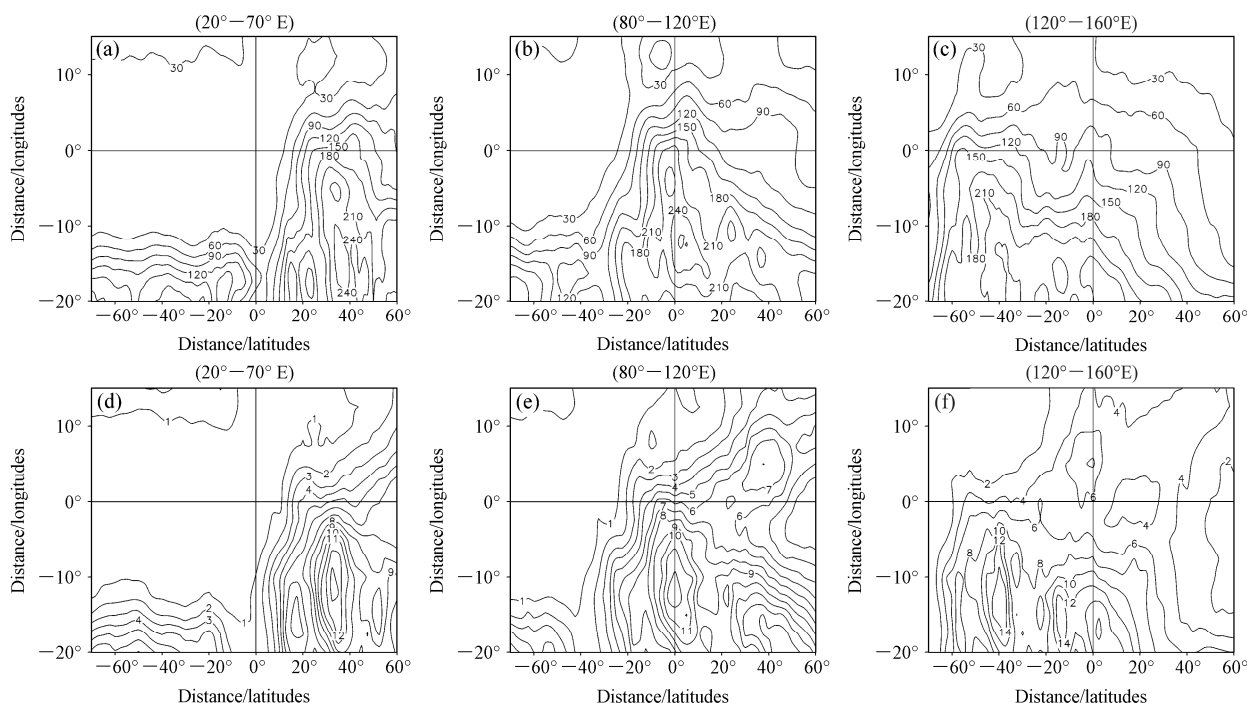


图 9 以高压中心为原点的新坐标下,高压中心分别位于 20°~70°E (左列)、80°~120°E (中间列) 和 120°~160°E (右列) 区域时,500~200 hPa (a、b、c) 大气深对流加热率质量加权垂直积分(单位: $10^5 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 和 (d、e、f) 降水量(单位: mm d^{-1}) 合成

Fig. 9 Composites of 500–200 hPa column-integrated (a, b, c) deep convective heating rate (units: $10^5 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) and (d, e, f) precipitation (units: mm d^{-1}) corresponding to the cases with SSAH centers located over (a, d) 20°–70°E, (b, e) 80°–120°E, and (c, f) 120°–160°E regions in the SSAH center-based coordinate

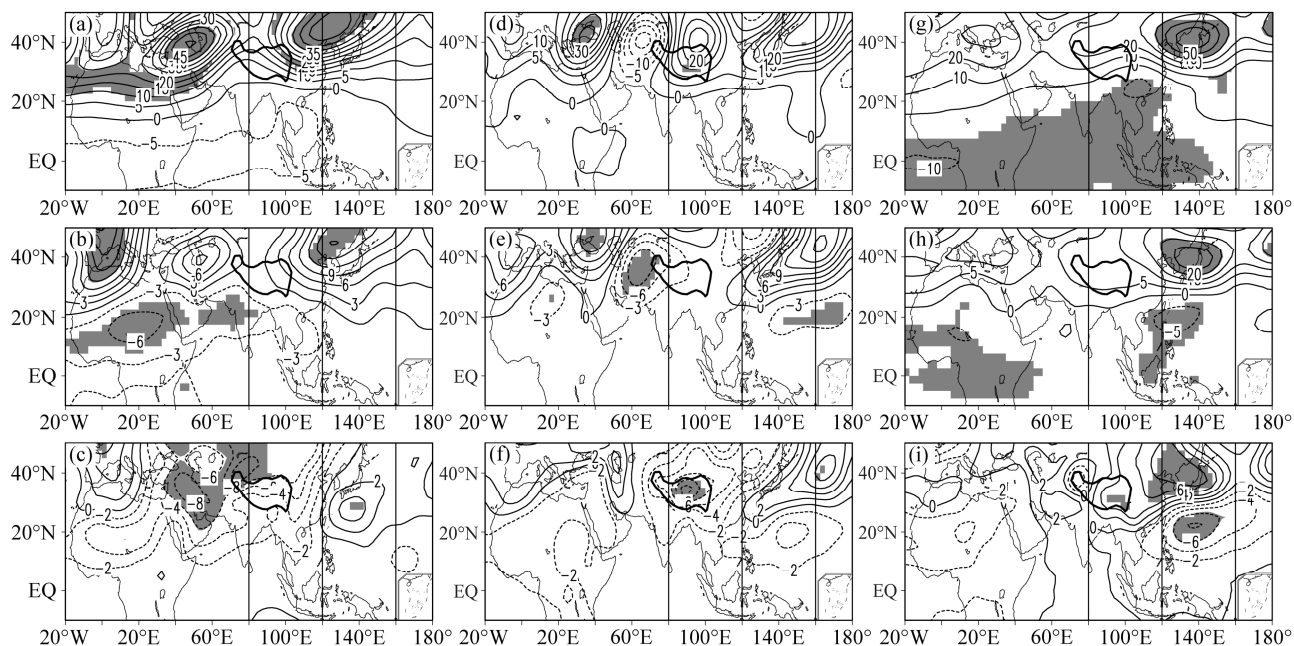


图 10 20°~70°E (左列)、80°~120°E (中间列)、120°~160°E (右列) 区有无高压中心时, (a、d、g) 200 hPa、(b、e、h) 500 hPa 和 (c、f、i) 850 hPa 位势高度合成差值 (单位: gpm; 阴影区通过 95% 信度检验)

Fig.10 Differences in geopotential height fields at (a, d, g) 200 hPa, (b, e, h) 500 hPa, and (c, f, i) 850 hPa between cases with and without SSAH centers in 20°~70°E (left column), 80°~120°E (middle column), and 120°~160°E (right column) regions (units: gpm; shaded areas are for values that exceed 95% confidence level)

非—沙特阿拉伯—印度北部为强西风带, 为北非—沙特阿拉伯带来较多水汽 (图略)。20°~70°E 区域有无高压中心时, 850 hPa 和 200 hPa 辐合辐散风分量合成差值场表明 (图略): 80°E 以西地区, 30°N 以南低层辐合, 高层辐散, 整层表现为显著的上升运动, 而在 30°N 以北高层辐合, 低层辐散, 整层下沉运动。当 20°~70°E 区域有高压中心时, 局地的环流配置使得 10°N 以北北非地区和印度西北部对流和降水增加 (图 11c、d)。

80°~120°E 区域有无高压中心时高低层位势高度和环流合成差值场表明: 当 80°~120°E 存在高压中心时, 200 hPa, 20°N 以北从青藏高原中东部到我国东部为异常高压, 中心位于 (37.5°N, 100°E) (图 10d), 对应较强异常反气旋环流, 其北侧西风急流北移增强, 最强西风位于 40°N 左右, 南侧东风急流增强, 最强东风位于青藏高原南缘 (图略); 500 hPa 青藏高原和伊朗高原上空为显著的异常低压 (图 10e), 对应着显著的异常气旋环流, 同时印度北部还存在一较弱异常反气旋环流 (图略); 低层 850 hPa, 我国大陆—青藏高原南侧 (青藏高原主体高度高于 850 hPa) 表现为异常低压 (图 10f), 20°N 以北的 60°~120°E 区域表现为显著异常气旋

环流, 气旋南部较强的西南气流从 75°E 向东绕过青藏高原, 沿我国大陆东部一直向北到长江中下游及其偏北地区, 同时我国东部西太平洋上表现出显著的异常反气旋性环流, 其西侧的东南气流向长江流域及其以北地区辐合 (图略)。80°~120°E 区域有无高压中心时, 850 hPa 和 200 hPa 辐合辐散风分量合成差值图 (图略) 表明: 沿 30°N 带状区域的青藏高原—我国长江流域—日本中北地区表现为显著的上升运动, 其南部孟加拉湾—我国华南—西太平洋地区表现为显著的下沉运动。这样的环流局地配置使得青藏高原—30°N 左右江淮流域—日本东北部深对流和降水明显偏多, 而孟加拉湾—我国华南、南海以及东部菲律宾和台湾以东的西太平洋深对流降水明显减弱 (图 11e、f)。

120°~160°E 区域有无高压中心时高低层位势高度合成差值场表明: 120°~160°E 存在高压中心时, 200 hPa 上, 西太平洋 10°N 以北为异常高压, 中心位于 (40°N, 140°E), 强度达 50 gpm, 青藏高原及其以西表现出明显的正位势高度场异常, 异常程度在 10 gpm 以上 (图 10g); 500 hPa 和 850 hPa 上, 西太平洋上空 30°N 及其以南表现为显著异常低压, 30°N 以北表现为显著的异常高压 (图 10h、

i)。120°~160°E 区域有无高压中心时高低层环流差值场(图略)表明: 当 120°~160°E 存在高压中心时, 200 hPa 西太平洋上空, 10°N 以北为显著异常反气旋环流, 中心偏北位于 (40°N, 140°E); 850 hPa 上, 西太平洋 30°N 以北对应着异常反气旋环流, 30°N 以南对应着异常气旋环流。120°~160°E 区域有无高压中心时, 850 hPa 和 200 hPa 辐合辐散风分量合成差值场(图略)表明: 30°N 及其以南地区低层辐合, 高层辐散, 整层为显著的上升运动, 30°~40°N 低层辐散, 高层辐合, 整层为显著的下沉运动(图略), 120°~160°E 区域南亚高压中心调整着局地高低层环流, 使得 10°~25°N 间中南半岛—华南南海—西太平洋地区的深对流和降水的明显增强, 30°~40°N 我国东部地区一直到日本海以

东地区的深对流和降水显著减弱(图 11g、h)。

因此当 20°~70°E、80°~120°E 和 120°~160°E 地区高层存在南亚高压中心时, 对应的中低层环流也发生相应的调整, 这样局地的环流配置可能使得当 20°~70°E 区域存在高压中心时, 10°N 以北北非地区和印度西北部对流和降水增强; 80°~120°E 高压中心存在时, 青藏高原中东部以及 30°N 江淮流域深对流降水增强; 120°~160°E 高压中心存在时, 菲律宾以东西太平洋深对流和降水增强。

8 结论

本文通过 NCEP/NCAR I、NCEP/DOE II 和 JRA-55 三套再资料分析了夏季南亚高压多中心的结构特征, 揭示了不同区域南亚高压中心的动力和

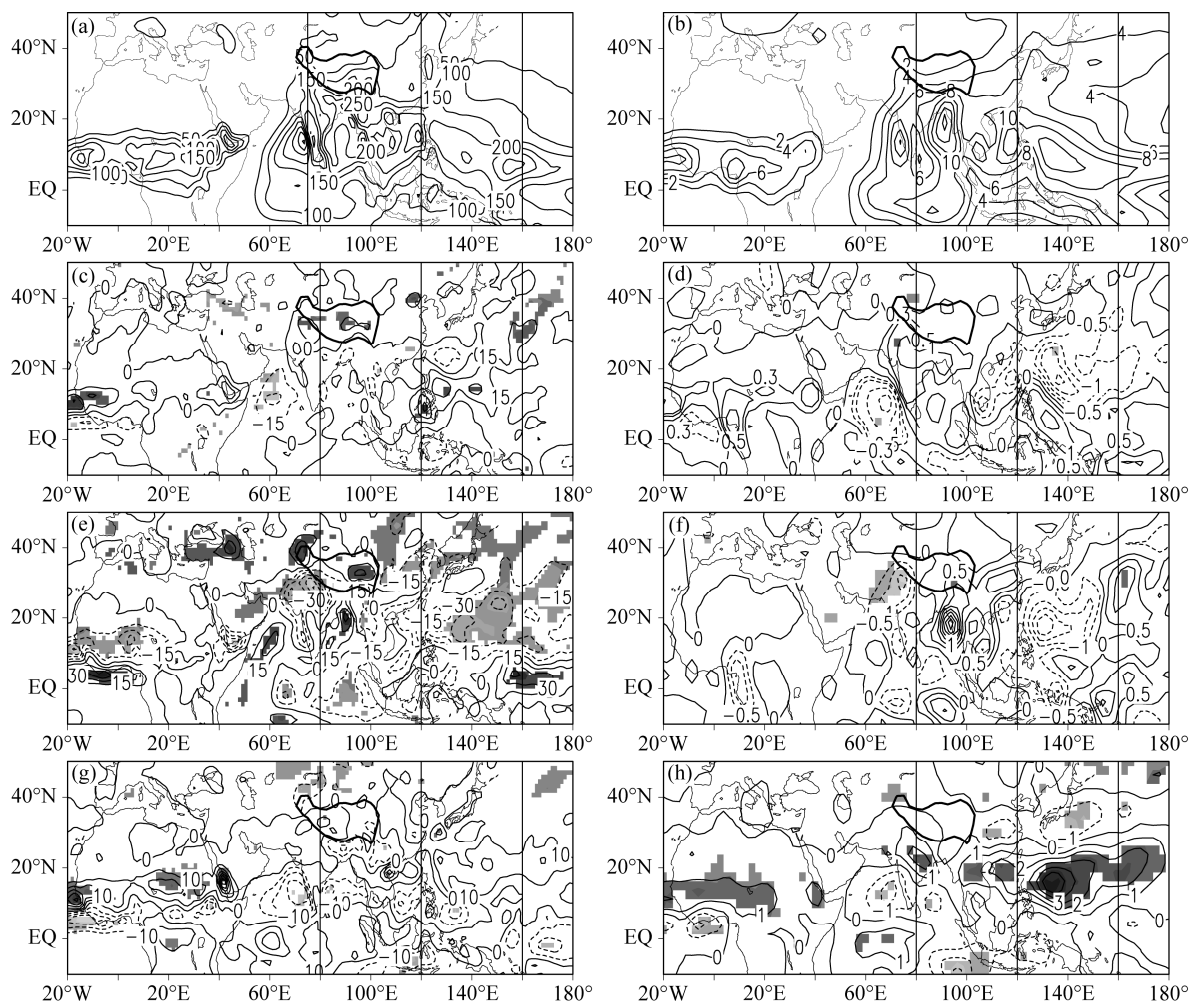


图 11 (c、d) 20°~70°E、(e、f) 80°~120°E、(g、h) 120°~160°E 有无高压中心时, 500~200 hPa (c、e、g) 深对流加热率质量加权垂直积分(单位: $10^5 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 和 (d、f、h) 降水量(单位: mm d^{-1}) 合成差值(阴影区通过 95% 信度检验), 以及 (a、b) 两者对应的夏季气候平均
Fig. 11 Differences in (c, e, g) 500–200 hPa column-integrated deep convective heating rate (units: $10^5 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) and (d, f, h) precipitation (units: mm d^{-1}) between cases with and without SSAH centers in (c, d) 20°–70°E, (e, f) 80°–120°E, and (g, h) 120°–160°E regions (shaded areas are for values at/above 95% confidence level), and the climatically averaged (a) 500–200 hPa column-integrated deep convective heating rate and (b) precipitation in the summer

热力结构, 及其与不同地区热源关系。结论如下:

(1) 夏季南亚高压存在明显的多中心特征, 最多可达 5~6 个, 根据高压中心个数分为单中心类, 双中心类, 三中心类, 四中心类等, 其中双中心类南亚高压所占比例最多, 达二分之一, 三中心类南亚高压所占比例次多, 达三分之一, 单中心类和四中心类分别仅占了约 10% 的左右, 5~6 个中心类的南亚高压个例很少, 只有几个。

(2) 不同类南亚高压中心的纬向位置分布存在显著的区域性, 单中心类南亚高压的中心主要分布在 $50^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$; 双中心类南亚高压的一个中心分布在 75°E 以西, 另一个中心主要分布在 80°E 以东; 三中心类南亚高压三个中心绝大部分分别同时出现在 $30^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 三个区域, 占了该类的 60% 以上比例。

(3) 无论哪类南亚高压, 不同区域南亚高压中心的强度、动力结构、热力结构并不相同, 大致可以分为 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 三个区域。 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 区域高压中心位于南亚高压的西部, 高压中心下方, 500 hPa 对应伊朗副高东北侧的偏北气流, 850 hPa 对应印缅槽西北部, 整层为下沉运动; $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域高压中心位于南亚高压的中部, 高压中心下方, 500 hPa 对应印缅槽中部, 低层正涡度高层负涡度, 整层为上升运动; $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域高压中心位于南亚高压的东部, 高压中心下方, 500 hPa 和 850 hPa 都对西太平洋副热带高压西部的偏南气流, 整层为负涡度, 为上升运动。 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 三个区域高压中心都对暖中心结构, 150 hPa 以下(上)对应着正(负)的温度纬偏值, 200~300 hPa 为最暖层。不同区域高压中心维持机制并不相同, $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 高压暖中心结构主要以下沉增温为主导, 对流加热率为零; $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域的暖中心结构主要以深对流加热为主导, 另外西太平洋地区的深对流加热强度明显偏弱。

(4) 当 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 地区存在南亚高压中心时, 南亚高压强度增强、反气旋环流增强, 中低层环流也发生变化, 使得局地整层环流配置、降水和深对流发生调整, 当 $20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 南亚高压环流的增强有利于 10°N 以北北非地区和印度西北部对流和降水; $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 南亚高压环流的增强有利于青藏高原及 30°N 江淮流域对流和降水; $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 南亚高压环流的增强有利于

菲律宾以东西太平洋对流和降水。由于篇幅的限制关于高压中心与不同地区对流降水相互作用反馈过程仍有待于进一步探讨。

参考文献 (References)

- 包庆, Wang Bin, 刘屹岷, 等. 2008. 青藏高原增暖对东亚夏季风的影响——大气环流模式数值模拟研究 [J]. 大气科学, 32 (5): 997–1005.
- Bao Qing, Wang Bin, Liu Yimin, et al. 2008. The impact of the Tibetan Plateau warming on the East Asian summer monsoon—A study of numerical simulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (5): 997–1005, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.05.01.
- 陈桂英, 廖荃荪. 1990. 100 hPa 南亚高压位置特征与我国盛夏降水 [J]. 高原气象, 9 (4): 432–438.
- Chen Guiying, Liao Quansun. 1990. Relationship between the location features of 100-hPa South Asia high and mid-summer rainfall in China [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 9 (4): 432–438.
- 陈文. 2002. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响 [J]. 大气科学, 26 (5): 595–610.
- Chen Wen. 2002. Impacts of El Niño and La Niña on the cycle of the East Asian winter and summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (5): 595–610, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.05.02.
- 陈延聪, 王盘兴, 周国华, 等. 2009. 夏季南亚高压的一组环流指数及其初步分析 [J]. 大气科学学报, 32 (6): 832–838.
- Chen Yancong, Wang Panxing, Zhou Guohua, et al. 2009. A set of circulation indices for summer South Asia high and their preliminary analyses [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 32 (6): 832–838, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2009.06.013.
- 陈永仁, 李跃清, 齐冬梅. 2011. 南亚高压和西太平洋副热带高压的变化及其与降水的联系 [J]. 高原气象, 30 (5): 1148–1157.
- Chen Yongren, Li Yueqing, Qi Dongmei. 2011. Variations of South Asia high and West Pacific subtropical high and their relationships with precipitation [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 30 (5): 1148–1157.
- Ding Qinghua, Wang Bin. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. J. Climate, 18 (17): 3483–3505, doi:10.1175/JCLI3473.1.
- Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 75: 180–186.
- 郭帅宏, 王黎娟, 王苗. 2014. 南亚高压建立早晚与亚洲热带夏季风及中国中东部夏季降水的关系 [J]. 热带气象学报, 30 (1): 129–136.
- Guo Shuaihong, Wang Lijuan, Wang Miao. 2014. The timing of South Asia high establishment and its relation to tropical Asian summer monsoon and precipitation over East-Central China in summer [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 30 (1): 129–136, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2014.01.014.
- 郭准, 郭品文, 茅懋. 2009. 南亚高压在高原建立的路径类型及其分析 [J]. 大气科学学报, 32 (6): 815–823.
- Guo Zhun, Guo Pinwen, Mao Mao. 2009. Motion tracks of South Asia high and its onset mechanisms [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 32 (6): 815–823, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2009.06.011.
- 洪芳玲, 李丽平, 王盘兴, 等. 2012. 夏季南亚高压和印度低压环流指数及其与大气热源的关系 [J]. 高原气象, 31 (5): 1234–1242.
- Hong Fangling, Li Liping, Wang Panxing, et al. 2012. Circulation indices of

- South Asia high and Indian low in summer and their relation with atmospheric heat source [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 31 (5): 1234–1242.
- 李崇银, 李琳, 谭言科. 2011. 南亚高压在平流层的特征及 ENSO 影响的进一步研究 [J]. 热带气象学报, 27 (3): 289–298. Li Chongyin, Li Lin, Tan Yanke. 2011. Further study on structure of South Asia high in the stratosphere and influence of ENSO [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 27 (3): 289–298, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2011.03.001.
- 林莉, 李跃清, 范广洲. 2008. 印度洋海温异常与南亚高压东西振荡的关系 [J]. 高原山地气象研究, 28 (4): 39–45. Lin Li, Li Yueqing, Fan Guangzhou. 2008. The relationship analysis between ocean temperature abnormality in Indian Ocean and the oscillation of South Asia high [J]. Plateau Mount. Meteor. Res. (in Chinese), 28 (4): 39–45, doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2008.04.006.
- 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, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.06.1.
- 刘屹岷, 刘辉, 刘平, 等. 1999a. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 II: 陆面感热与东太平洋副高 [J]. 气象学报, 57 (4): 385–396. Liu Yimin, Liu Hui, Liu Ping et al. 1999a. 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, doi:10.11676/qxb1999.037.
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 1999b. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 III: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高 [J]. 气象学报, 57 (5): 525–538. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. 1999b. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. Part III. Condensation heating and South Asia high and western Pacific subtropical high [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 57 (5): 525–538, doi:10.11676/qxb1999.051.
- 罗四维, 钱正安, 王谦谦. 1982. 夏季 100 毫巴青藏高原高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究 [J]. 高原气象, 1 (2): 1–10. Luo Siwei, Qian Zheng'an, Wang Qianqian. 1982. The climatic and synoptical study about the relation between the Qinghai-Xizang high pressure on the 100 mb surface and the flood and drought in East China in summer [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 1 (2): 1–10.
- Mason R B, Anderson C E. 1958. The development and decay of the 100-mb. summertime anticyclone over southern Asia [J]. Mon. Wea. Rev., 91 (1): 3–12, doi:10.1175/1520-0493(1963)091<0003:TDADOT>2.3.CO;2.
- 彭丽霞, 孙照渤, 倪东鸿, 等. 2009. 夏季南亚高压年际变化及其与 ENSO 的关系 [J]. 大气科学, 33 (4): 783–795. Peng Lixia, Sun Zhaobo, Ni Donghong, et al. 2009. Interannual variation of summer South Asia high and its association with ENSO [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (4): 783–795, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.04.12.
- 齐冬梅, 李跃清, 陈永仁, 等. 2011. 近 50 年四川地区旱涝时空变化特征研究 [J]. 高原气象, 30 (5): 1170–1179. Qi Dongmei, Li Yueqing, Chen Yongren, et al. 2011. Spatial-temporal variations of drought and flood intensities in Sichuan region in the last 50 years [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 30 (5): 1170–1179.
- 钱永甫, 张琼, 张学洪. 2002. 南亚高压与我国盛夏气候异常 [J]. 南京大学学报 (自然科学), 38 (3): 295–307. Qian Yongfu, Zhang Qiong, Zhang Xuehong. 2002. The South Asia high and its effects on China's mid-summer climate abnormality [J]. J. Nanjing Univ. (Nat. Sci.) (in Chinese), 38 (3): 295–307, doi:10.3321/j.issn:0469-5097.2002.03.004.
- Qian Y F, Zhang Q, Yao Y H, et al. 2002. Seasonal variation and heat reference of the South Asia high [J]. Adv. Atmos. Sci., 19 (5): 821–836, doi:10.1007/s00376-002-0047-3.
- South Asia 任荣彩, 刘屹岷, 吴国雄. 2007. 1998 年 7 月南亚高压影响西太平洋副热带高压短期变异的过程和机制 [J]. 气象学报, 65 (2): 183–197. Ren Rongcai, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2007. Impact of South Asia high on the short-term variation of the subtropical anticyclone over western Pacific in July 1998 [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 65 (2): 183–197, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2007.02.005.
- 舒斯, 何金海, 刘毅, 等. 2011. 夏季青藏高原 O₃ 低值与南亚高压东西振荡的关系 [J]. 气候与环境研究, 16 (1): 39–46. Shu Si, He Jinhai, Liu Yi, et al. 2011. Relationships between low O₃ and the longitudinal oscillation of the South Asia high over the Tibetan Plateau in summer [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (1): 39–46, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.01.04.
- 谭晶, 杨辉, 孙淑清, 等. 2005. 夏季南亚高压东西振荡特征的研究 [J]. 南京气象学院学报, 28 (4): 452–460. Tan Jing, Yang Hui, Sun Shuqing, et al. 2005. Characteristics of the longitudinal oscillation of South Asia high during summer [J]. J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese), 28 (4): 452–460, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2005.04.003.
- 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 (4): 385–396. Tao Shiyan, Zhu Fukang. 1964. The 100-mb 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 Meteor. Sinica (in Chinese), 34 (4): 385–396, doi:10.11676/qxb1964.039.
- 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 1998. 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件 [J]. 气候与环境研究, 3 (4): 290–299. Tao Shiyan, Zhang Qingyun, Zhang Shunli. 1998. The great floods in the Changjiang River valley in 1998 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 3 (4): 290–299, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.1998.04.01.
- 王黎娟, 郭帅宏, 何金海, 等. 2013. 4~5 月南亚高压建立早晚年份环流差异及其可能成因 [J]. 大气科学, 37 (6): 1165–1178. Wang Lijuan, Guo Shuaihong, He Jinhai, et al. 2013. Circulation differences and possible mechanism underlying the South Asia high establishment from April to May in the early or delayed establishment years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (6): 1165–1178, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12079.
- 吴国雄, 段安民, 刘屹岷, 等. 2013. 关于亚洲夏季风爆发的动力学研究的若干近期进展 [J]. 大气科学, 37 (2): 211–228. Wu Guoxiong, Duan Anmin, Liu Yimin, et al. 2013. Recent advances in the study on the dynamics of the Asian summer monsoon onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 211–228, doi:10.3878/j.issn.

- 1006-9895.2012.12312.
- 徐栋夫, 李栋梁, 王慧. 2014. 我国西南地区秋季干湿分类及主要类型异常年环流特征分析 [J]. 大气科学, 38 (2): 373–385. Xu Dongfu, Li Dongliang, Wang Hui. 2014. Autumn dry–wet conditions and main types of atmospheric circulation in anomalous years in Southwest China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (2): 373–385, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12216.
- 宣守丽, 张庆云, 孙淑清. 2011. 夏季东亚高空急流月际变化与淮河流域降水异常的关系 [J]. 气候与环境研究, 16 (2): 231–242. Xuan Shouli, Zhang Qingyun, Sun Shuqing. 2011. Relationship between the monthly variation of the East Asia westerly jet and the Huaihe River valley rainfall anomaly in summer [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (2): 231–242, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.02.12.
- 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 (4): 611–627, doi:10.1175/1520-0469(1973)030<0611:DOBPOT>2.0.CO;2.
- 杨辉, 李崇银. 2005. 热带太平洋—印度洋海温异常综合模对南亚高压的影响 [J]. 大气科学, 29 (1): 99–110. Yang Hui, Li Chongyin. 2005. Effect of the tropical Pacific–Indian Ocean temperature anomaly mode on the South Asia high [J]. Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (1): 99–110, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.12.
- 杨建玲, 刘秦玉. 2008. 热带印度洋 SST 海盆模态的“充电/放电”作用——对夏季南亚高压的影响 [J]. 海洋学报, 30 (2): 12–19. Yang Jianling, Liu Qinyu. 2008. The “charge/discharge” roles of the basin-wide mode of the Indian Ocean SST anomaly—Influence on the South Asia high in summer [J]. Acta Oceanol. Sinica (in Chinese), 30 (2): 12–19, doi:10.3321/j.issn:0253-4193.2008.02.002.
- 叶笃正, 张捷迁. 1974. 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验 [J]. 中国科学, (3): 301–320. Ye Duzheng, Zhang Jieqian. 1974. Simulation experiment of the impact of the Tibetan Plateau heating on the East Asian summer monsoon [J]. Sci. China (in Chinese), (3): 301–320.
- 曾刚, 伯忠凯, 倪东鸿, 等. 2013. 多套大气再分析资料的南亚高压强度变化特征及其与海表温度异常关系的比较分析 [J]. 大气科学学报, 36 (5): 577–585. Zeng Gang, Bo Zhongkai, Ni Donghong, et al. 2013. Comparison analysis of South Asia high intensity variation and its relation to SSTA in atmospheric multi-reanalysis data [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 36 (5): 577–585, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2013.05.008.
- 章基嘉, 彭永清, 王鼎良. 1980. 南亚高压结构及其时频特征 [J]. 南京气象学院学报, 3 (1): 7–16. Zhang Jijia, Peng Yongqing, Wang Dingliang. 1980. The structure and time frequency characteristics of South Asia high [J]. J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese), 3 (1): 7–16, doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.1980.01.002.
- 章基嘉, 彭永清, 钱维宏. 1984. 南亚高压的建立及其迁移的数值模拟研究 [J]. 南京气象学院学报, 7 (2): 192–203. Zhang Jijia, Peng Yongqing, Qian Weihong. 1984. Studies on Numerical simulation of the establishment of the South Asia high (SAH) and its movement [J]. J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese), 7 (2): 192–203.
- 张琼, 吴国雄. 2001. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系 [J]. 气象学报, 59 (5): 569–577. Zhang Qiong, Wu Guoxiong. 2001. The large area flood and drought over Yangtze River valley and its relation to the South Asia high [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 59 (5): 569–577, doi:10.11676/j.issn.1006-9895.2001.061.
- 张琼, 钱永甫, 张学洪. 2000. 南亚高压的年际和年代际变化 [J]. 大气科学, 24 (1): 67–78. Zhang Qiong, Qian Yongfu, Zhang Xuehong. 2000. The interannual and interdecadal variations of the South Asia high [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (1): 67–78, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.01.07.
- 张亚妮, 吴国雄, 刘屹岷, 等. 2013. 南亚高压的不稳定和位涡纬向非对称强迫对印度夏季风爆发的影响 [J]. 中国科学: 地球科学, 43 (12): 2072–2085. Zhang Yan, Wu Guoxiong, Liu Yimin, et al. 2013. The effects of asymmetric potential vorticity forcing on the instability of South Asia high and Indian summer monsoon onset [J]. Sci. China: Earth Sci., 43 (12): 2072–2085, doi:10.1007/s11430-013-4664-8.
- 张宇, 李耀辉, 王式功, 等. 2014. 中国西北地区旱涝年南亚高压异常特征 [J]. 中国沙漠, 34 (2): 535–541. Zhang Yu, Li Yaohui, Wang Shigong, et al. 2014. South Asia high anomaly characteristic in flood/drought years in Northwest China [J]. J. Desert Res. (in Chinese), 34 (2): 535–541, doi:10.7522/j.issn.1000-694X.2013.00316.
- 郑庆林, 燕启民, 宋青丽. 1993. 一次南亚高压中期活动过程的数值研究 [J]. 热带气象学报, 9 (1): 37–45. Zheng Qinglin, Yan Qimin, Song Qingli. 1993. A numerical experiment on the medium-term activities of South Asia high [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 9 (1): 37–45.
- 周兵, 吴国雄, 梁萧云. 2006. 孟加拉湾深对流加热对东亚季风环流系统的影响 [J]. 气象学报, 64 (1): 48–56. Zhou Bing, Wu Guoxiong, Liang Xiaoyun. 2006. Effect of BOB deep convection heating on East Asian monsoon circulation [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 64 (1): 48–56, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2006.01.005.
- 朱玲, 左洪超, 李强, 等. 2010. 夏季南亚高压的气候变化特征及其对中国东部降水的影响 [J]. 高原气象, 29 (3): 671–679. Zhu Ling, Zuo Hongchao, Li Qiang, et al. 2010. Characteristics of climate change of South Asia high in summer and its impact on precipitation in eastern China [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 29 (3): 671–679.