

贾建颖, 刘毅. 2020. 夏季南亚高压对流层中上层异常暖中心时空分布特征及其激发的大气波动. 地球物理学报, 63(10): 3626-3639, doi:10. 6038/cjg2020N0162.

Jia J Y, Liu Y. 2020. Spatial-temporal characteristics of the Asia High warm center and atmospheric waves excited by it in upper troposphere. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 63(10): 3626-3639, doi:10. 6038/cjg2020N0162.

夏季南亚高压对流层中上层异常暖中心时空分布特征及其激发的大气波动

贾建颖^{1,2}, 刘毅^{3,4}

- 1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044
2 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044
3 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029
4 中国科学院大学, 北京 100029

摘要 利用 1979 年 1 月至 2016 年 12 月 ERA-interim 月平均再分析资料和 CAMP 全球月降水资料, 分析夏季 (6—8 月) 南亚高压下方 500 hPa 到 100 hPa 暖中心的时空分布, 从三维结构来揭示夏季南亚高压暖心特征. 回归分析进一步探讨青藏高原上空暖中心对全球大气环流产生的可能影响. 结果表明: 南亚高压在 150 hPa 达到最强, 这一层也是异常冷暖中心分界面, 150 hPa 以下有一强大异常暖中心, 异常暖中心位于 300 hPa 附近, 150 hPa 以上为异常冷中心, 中心位置位于 70 hPa 附近. 异常暖中心从 500 hPa 向上逐渐向西向北倾斜, 异常暖中心面积 200 hPa 达最大, 150 hPa 异常暖中心消失, 100 hPa 以上转变为异常冷中心. 500~200 hPa 异常暖中心表现出不断增暖的长期趋势 (1979—2016), 100 hPa 异常冷中心则表现出不断变冷的长期趋势 (1979—2016). 去掉长期趋势的时间序列表现出明显的“准两年振荡”特征, 异常暖中心位置在纬向上较稳定, 在经向上表现出年际的“东西振荡”. 300 hPa 异常暖中心是整个南亚高压的关键层. 300 hPa 异常暖中心对全球其他变量场进行回归分析. 高度回归场表明, 青藏高原上空异常暖中心在北半球中高纬度高度场上激发出 3 波的行星波, 波特征在对流层中上层表现明显, 波振幅随高度增高不断加强, 在对流层中下层逐渐减弱并消失. 纬向风回归场在对流层中上层表现出横跨南北半球的波列, 这个波列在 200 hPa 振幅最大. 经向风回归场在北半球中纬度 (30°N—60°N) 表现出 7 波型, 说明南北能量交换频繁. 降水回归场表明, 东亚地区长江中下游至日本降水偏少, 而其南北两侧降水偏多.

关键词 南亚高压; 加热中心; 对流层上层; 平流层下层; 3-Rossby 波

doi:10. 6038/cjg2020N0162

中图分类号 P461

收稿日期 2019-09-14, 2020-07-06 收修定稿

Spatial-temporal characteristics of the Asia High warm center and atmospheric waves excited by it in upper troposphere

JIA JianYing^{1,2}, LIU Yi^{3,4}

- 1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME) / Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC) / Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China
2 School of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology (NUIST), Nanjing 210044, China
3 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
4 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

基金项目 国家自然科学基金项目 (41205064), Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (Grant XDA17010100), 江苏高校优势学科建设工程资助项目 (PAPD) 资助.

第一作者简介 贾建颖, 女, 1972 年生, 副教授, 2008 年博士毕业于南京信息工程大学, 主要从事短期气候预测、平流层对流层重力波研究.
E-mail: jiajianying@nuist.edu.cn

Abstract Using ERA-interim monthly mean data from January 1979 to December 2016 and CAMP global monthly mean precipitation data, the spatial-temporal distribution of the warm center is analyzed from 500 hPa to 100 hPa under the Asia High and reveals the 3-D structures characteristics of the warm center in summer (June to August). Regression is utilized to further study the possible impacts of the warm center over Tibetan on the global air circulation. Results show; it is at 150 hPa for Asia High to get the strongest, this level is also an interface between the cold and the warm center. Under 150 hPa there is the warm region with the warmest center at 300 hPa as well as above 150 hPa there is cooling region with the coolest center at 70 hPa. The warm center declines towards northwest from 500 hPa to 200 hPa and becomes the biggest at the level of 200 hPa. The warm center disappears at 150 hPa and then the warm center switches to the cooling center at 100 hPa. The warm centers at different levels have a gradually increasing long-term trend above 500 hPa to 200 hPa during 1979 to 2016, while the cooling center at 100 hPa shows an obvious Quasi Biennial Oscillation (QBO) features. The latitude position of the warm center is relatively stable, however, the longitude position of the warm center takes on a “west-east oscillation” from year to year. The warm center at 300 hPa is the key level for the Asia High and has the close relationship with its upper levels and lower levels. Regression of the warm center at 300 hPa on the other variable fields reveal that the warm center over Tibetan Plateau excites 3-Rossby waves in height fields on the mid-high latitude in northern hemisphere. It is marked on the upper troposphere for the waves as well as the waves amplitude increase with the height increasing. The waves disappear on the lower troposphere. The zonal wind regression field shows there is a wave train across the equator, for these waves, the wave amplitudes are the biggest at 200 hPa. A 7-waves pattern is discovered for meridional wind regression field on mid-latitude (30°N—60°N) of Northern Hemisphere. That means there are frequently energy exchange between South and North. The precipitation regression field indicates there is decreasing water trend from mid-low Yangzi River basin to Japan as well as there are increasing water trend in South and North region of Yangzi River basin.

Keywords Asia High; Heating center; Upper troposphere; Lower stratosphere; 3-Rossby waves

0 引言

南亚高压是夏季位于青藏高原和伊朗高原上空对流层中上层和平流层下层的巨大反气旋,其在对流层中上层为暖性,在平流层下层为冷性,它对中国及全球的气候有着重要影响(罗四维等,1982;陈桂英等,1990;陈永仁等,2011;郭帅宏等,2014;张宇等,2014;朱玲等,2010;章基嘉等,1980;张琼和吴国雄,2001;彭丽霞等,2010;曾刚等,2011)。Mason和Anderson(1963)首先对夏季亚洲南部上空的大型反气旋展开研究以来,人们对南亚高压的认识不断深入。朱福康等(1980)首次将这个反气旋称为“南亚高压”。

叶笃正和张捷迁(1974)认为青藏高原大地形的加热作用是南亚高压形成的主要原因。杨伟愚等(1992)、Ye和Wu(1998)则进一步指出南亚高压的

形成是高原感热和潜热的共同作用。吴国雄等(1997)、刘屹民等(1999)从动力学角度探讨了青藏高原大地型对亚洲夏季风的影响。此外,李崇银等(2011)对南亚高压的平流层特征做了初步研究,指出50 hPa以上南亚高压反气旋已经不存在。陶诗言和朱福康(1964)的研究表明南亚高压具有东西振荡的特征,这种振荡与西北太平洋副高有着“相向而行,相背而斥”的运动特点,且与中国天气变化有密切联系。

尽管,气象工作者对南亚高压的研究取得了令人鼓舞的成绩,但南亚高压对天气气候的影响仍然留有很多空白,有许多机制仍是未解之迷。气象科学的前辈们已经指出,南亚高压是由于青藏高原大地形加热引起的,那么这种加热结构是什么样的?在赤道地区近地面的异常加热会激发赤道波动,那么位于中纬度副热带地区青藏高原上的异常增暖,会产生什么样的波动?会对环流产生什么影响?

本文拟采用 ERA interim 再分析资料进一步研究南亚高压下方大气异常增温的结构特征、年际变化及其位置变化规律,并在此基础上深入讨论异常增暖在大气中产生的波动,及其对全球环流和全球降水变化趋势的影响。

1 资料和方法

1.1 资料

本文采用 ERA interim(Berrisford et al., 2011)1979 年 1 月至 2016 年 12 月月平均高度及气温再分析资料(<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>),分辨率为 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ (纬度 \times 经度),共 37 层。

降水资料采用 CAMP 月平均降水资料(<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html>),1979 年 1 月至 2016 年 12 月,分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (纬度 \times 经度)。

1.2 方法

文中采用了相关分析和回归分析的统计方法,详情请参阅相关文献(魏凤英,1999),这里不再赘述。

2 结果分析

图 1 是夏季(6—8 月)沿 30°N 高度场(黑色等

值线)和温度场(阴影)的垂直剖面图,图 1a 为夏季平均场,图 1b 为纬向偏差场。由图 1a 可以看出,高度场在垂直方向上线条较平滑,高度从 500 hPa 向上逐渐增高。在 100 hPa 附近有一个冷中心,范围是 $30^{\circ}\text{E}—135^{\circ}\text{E}$,这个冷中心意味着是对流层向平流层的转折,从这个冷中心向上温度随高度升高。吴国雄等(2016)指出由于青藏高原和伊朗高原的加热作用,南亚高压呈现出特殊的环流形势,即南亚高压从 400 hPa 到达 50 hPa 为一深厚的反气旋系统,它下半层为暖性反气旋上半层为冷性反气旋。图 1b 是高度场纬向偏差垂直剖面图,伊朗高原和青藏高原($30^{\circ}\text{E}—135^{\circ}\text{E}$)上空对流层中上层(400 hPa 以上)至平流层下层(50 hPa)有异常的高度增高,其异常高度值中心在 150 hPa 附近,这与李崇银等(2011)的研究结果相似。在 500 hPa 附近,南亚高压下方是一高度异常低值区,说明其下方是一个低压区。南亚高压主要指 200 hPa 以上存在的一个巨型反气旋,这个巨型反气旋实际上在 300 hPa 高度就可以看到(一个完整的反气旋闭合中心形成),这个巨型反气旋的闭合中心到平流层低层 50 hPa 消失(图略)。以往的研究认为,这个存在于对流层中上层及平流层下层的巨型反气旋主要是由于伊朗和青藏高原大地型加热引起的(叶笃正和张捷迁,1974;杨伟愚等,1992;吴国雄等,1997)。温度纬向偏差显示,500~150 hPa 附近有一个异常暖中心,中心最大位

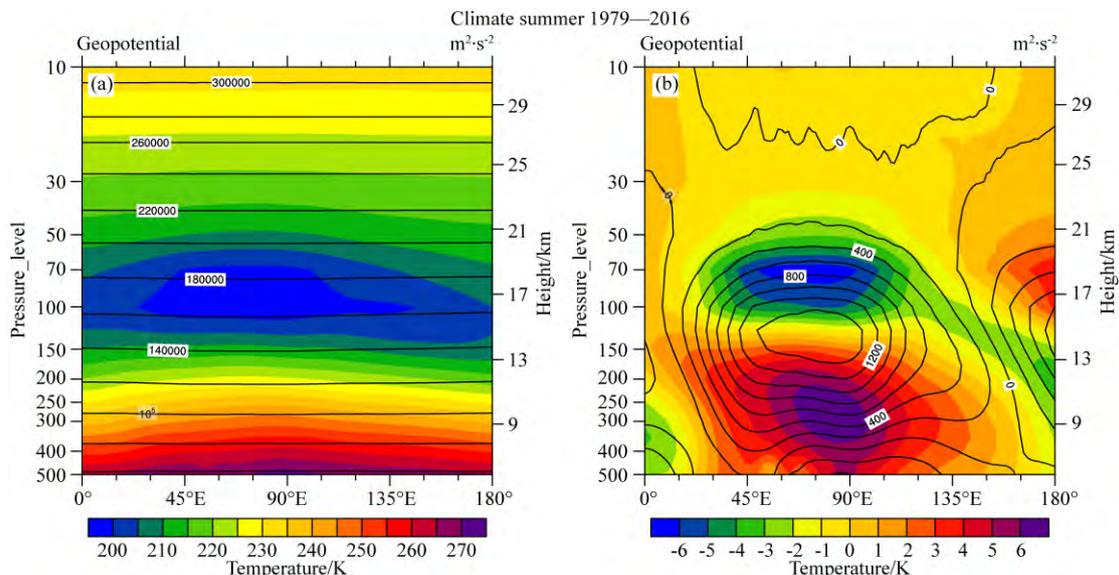


图 1 青藏高原夏季(6—8 月)位势高度(实线,单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)和温度(阴影,单位: K)沿 30°N 垂直剖面(a),高度纬向偏差垂直剖面(实线,单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)和温度纬向偏差(阴影,单位: K)垂直剖面图(b)

Fig. 1 Mean potential height (solid line, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and temperature (shaded, unit: K) longitude-height section along 30°N (a), height removed zonal mean (solid line, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and temperature removed zonal mean (shaded, unit: K) longitude-height section along 30°N over Tibetan Plateau in summer (June—August)

于 300 hPa 附近,且这个异常暖中心从下到上逐渐向西倾斜,150 hPa 附近正的异常暖中心消失,向上转而成为异常冷中心,异常冷中心位于 70 hPa 附近。

前面分析表明,150 hPa 异常高度最强,并且是上下层异常冷暖中心的分界面。异常高度中心与异常暖中心并不重合(异常高度中心在 150 hPa 附近,异常暖中心在 300 hPa 附近),有位相差,这是中纬度斜压性大气特点决定的。150 hPa 以上异常暖中心迅速转变成冷中心,异常冷中心的极值中心在 70 hPa。150 hPa 成为异常冷暖中心的分界面,主要是因为对流层下层对大气的加热在这一层的影响势微,而且其上层已经开始进入平流层,平流层的温度主要由臭氧吸收太阳辐射加热引起。然而,许多研究表明,由于受高原动力影响南亚高压附近平流层低层夏季会出现臭氧洞,臭氧的减少也会造成其附近温度的下降从而形成冷核。

图 2 是夏季南亚高压下方 500 hPa(a)、400 hPa(b)、300 hPa(c)、200 hPa(d)、150 hPa(e)和 100 hPa(f)温度水平分布,温度纬向偏差和纬向平均气温曲线。500~200 hPa(图 2a1—d1)南亚高压区域都有一暖中心,500 hPa 高度上暖中心位于 31°N,85°E,400 hPa 暖中心在 27°N,85°E,位置较低层偏南和偏西,然而,从 300 hPa 以上,暖中心位置开始向北向西倾斜,到 200 hPa 暖中心位置到达 34°N,74°E,150 hPa 以上暖中心消失(图 2e1, f1)。由图 2a1—f1 还可以看出,暖中心区域范围由 500 hPa 高度向上不断扩大,到 200 hPa 高度范围达到最大,基本覆盖了阿拉伯半岛到东亚大陆的广大地域。夏季,北半球对流层纬向平均温度分布特征是温度由南向北递减(图 2a3—c3),平流层的纬向平均温度分布特征是由南向北递增。南亚高压区域上空 200 hPa 以上高度开始呈现出平流层的纬向平均温度特征,即:纬向平均气温由南向北递增(图 2d3—f3)。各高度上气温的纬向偏差图(图 2a2—f2)显示,异常暖中心区域从 500 hPa 一直延伸到 150 hPa,异常暖中心的范围也由低到高不断扩大,到 100 hPa 转变成为一个异常冷中心。

由以上分析可知,南亚高压区域内温度分布特征较为复杂,它位于对流层上层平流层下层,下层为暖性反气旋,上层为冷性反气旋,这种结构特征对大气环流和气候影响需要更深入的研究。

图 3 是 100 hPa(a1, b1, c1),150 hPa(a2, b2, c2),200 hPa(a3, b3, c3),300 hPa(a4, b4, c4),400

hPa(a5, b5, c5)和 500 hPa(a6, b6, c6)异常暖中心极值及其位置年际变化图,所有温度时间序列都去掉了纬向平均。没有去掉纬向平均的时间序列显示,对流层中上层(500~150 hPa)的温度呈现出一致的上升趋势,100 hPa 高度上的温度则表现出显著下降趋势(图略)。

南亚高压 100 hPa 暖中心极值气温多年平均(1979—2016 年)是 219.2 K,极大值出现在 1980 年,是 221.1 K,比平均值高出 3 K 左右,极小值出现在 2016 年,216.7 K,较平均值小 2.5 K,极大值与极小值相差近 5 K(图略)。100 hPa 南亚高压暖中心极值气温自 1979 年呈现出逐年下降的趋势,并呈明显的年代际的变化,自 20 世纪 90 年代以来,暖中心极值气温随时间趋于降低(图略)。图 3a1, b1, c1 分别是 100 hPa 南亚高压区域(0°—50°N, 10°E—150°E)温度纬向偏差最大值的时间序列(去掉纬向平均)和最大值所在经纬度时间序列。100 hPa 温度纬向偏差有一冷中心,平均纬向偏差冷中心值 -5.37 K,最小值出现在 1983 年,达 -6.3 K,最大值出现在 1997 年,是 -4.43 K,最大振幅差为 2 K。2000 年以后偏冷趋势明显(图 3a1)。100 hPa 气温中心值的平均纬向位置在 31°N 附近(图 3b1),平均经向位置在 77°E 附近(图 3c1)。纬向位置有明显的年际变化,最南可达 27°N,最北可达 36°N。经向位置表现最突出的是年代变化,2000 年后,中心位置逐渐向东偏移。

南亚高压夏季 150 hPa 平均暖中心气温为 222.39 K,中心极值气温自 1979 年以来随时间呈上升趋势,中心气温的极大值出现在 2013 年,223.7 K,较平均值高 1.3 K,极小值出现在 1995 年,221.45 K,较平均值低 0.9 K,极大值与极小值之间相差 2.2 K(图略)。图 3a2, b2, c2 是 150 hPa 南亚高压温度纬向偏差最大值的时间序列(去掉纬向平均)和最大值所在经纬度时间序列。150 hPa 气温平均纬向偏差为 4.42 K,最大值是 5.2 K,出现在 2006 年,最小值是 3.5 K,出现在 2008 年,最大振幅相差 1.7 K,这个高度上的温度偏差表现出明显的“准两年振荡”特征(图 3a2)。中心平均纬向位置是 40°N(图 3b2),最北可达 43.5°N,最南可达 37.5°N。中心平均经向位置是 42°E,总体来说(图 3c2),中心位置偏西年远多于偏东年。

200 hPa 暖中心气温平均值是 227.13 K,自 1979 年以来中心极值气温总体呈不断上升趋势,中心极大值出现在 1998 年,228.49 K,中心极小值出现在 1992 年,225.8 K,极大极小值相差 2.7 K(图略)。

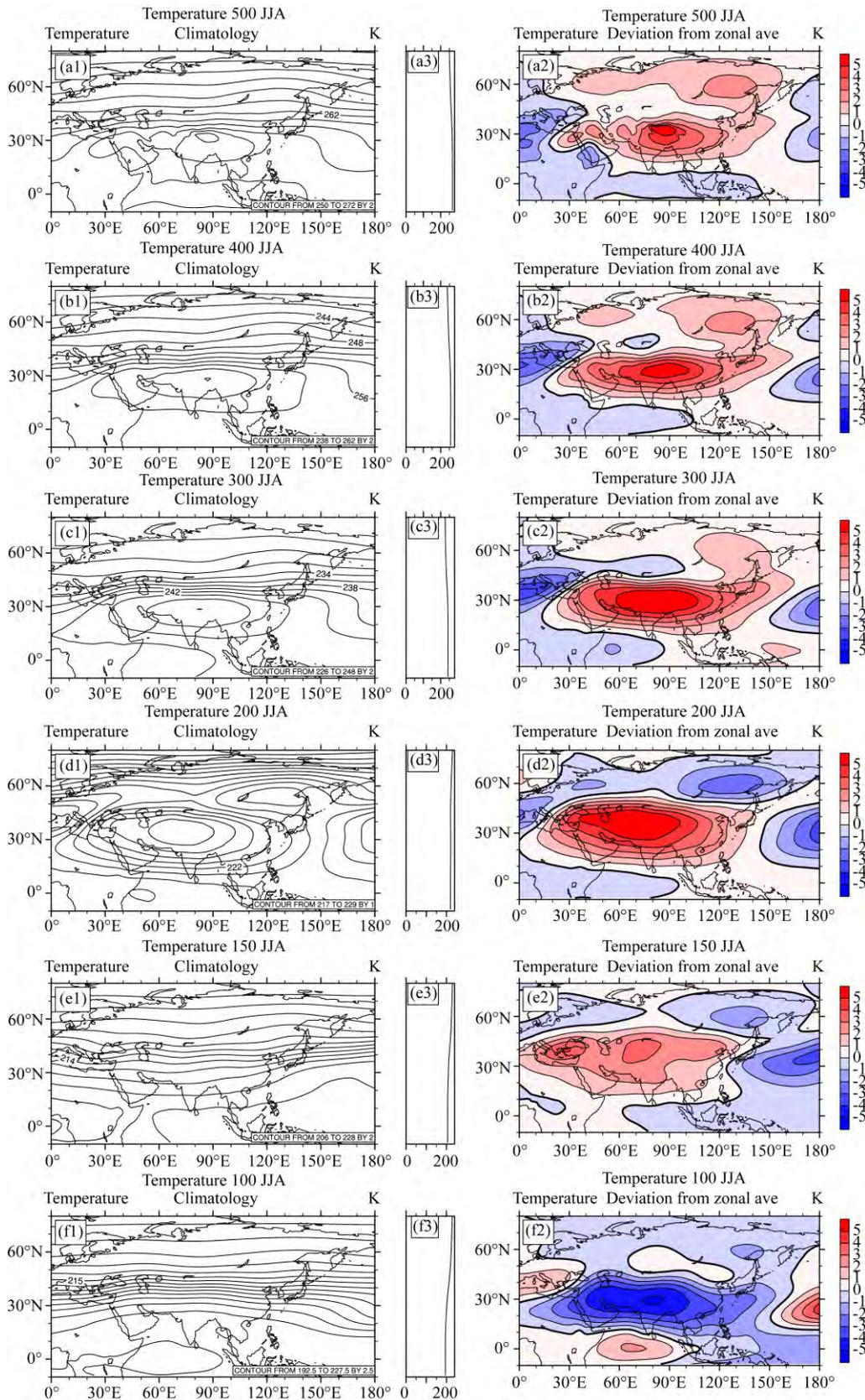


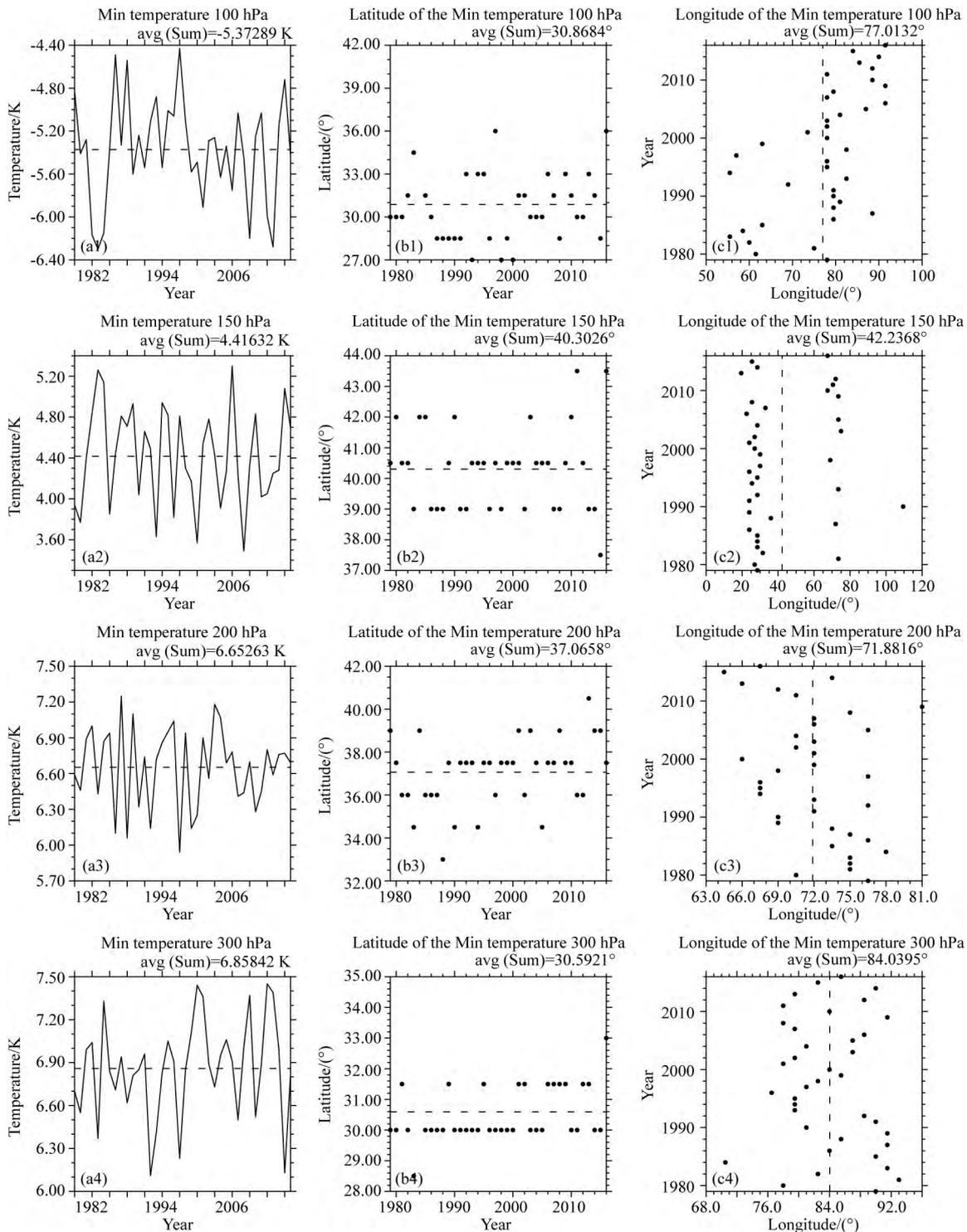
图2 青藏高原夏季(6—8月)各层温度水平分布(a1,b1,c1,d1,e1,f1)、温度纬向异常水平分布(a2,b2,c2,d2,e2,f2)和纬向平均气温曲线(a3,b3,c3,d3,e3,f3)(单位:K)

Fig. 2 Horizontal distribution of temperature (a1,b1,c1,d1,e1,f1), of temperature removed zonal mean (a2,b2,c2,d2,e2,f2) and zonal mean temperature curve (a3,b3,c3,d3,e3,f3) at the different levels in summer (June—August) over Tibetan Plateau (unit: K)

图 3a3, b3, c3 是 200 hPa 南亚高压温度纬向偏差最大值的时间序列(去掉纬向平均)和最大值所在经纬度时间序列. 中心最大纬向偏差是 7.25 K, 出现在 1987 年, 最小值是 5.95 K, 出现在 1997 年, 最大振幅差为 1.3 K. 200 hPa 气温纬向偏差在 2000 年后振幅显著减小(图 3a3). 中心值平均纬向位置是 37°N, 最北达 40.5°N, 最南达 33°N, 主要表现年际变化(图 3b3). 中心平均经向位置是 72°E, 最东可达 81°E, 最西

可达 64.5°E, 年际变化明显(图 3c3).

300 hPa 暖中心极值气温呈现显著的年代际变化, 自 20 世纪 90 年代中期以来, 暖中心的温度不断上升. 1998 年, 暖中心值达 249 K, 是近 30 多年以来的极大值. 极小值出现在 1992 年, 是 246.8 K 左右, 平均值是 248.10 K(图略). 图 3a4, b4, c4 是 300 hPa 南亚高压温度纬向偏差最大值的时间序列(去掉纬向平均)和最大值所在经纬度时间序列. 300 hPa 气温



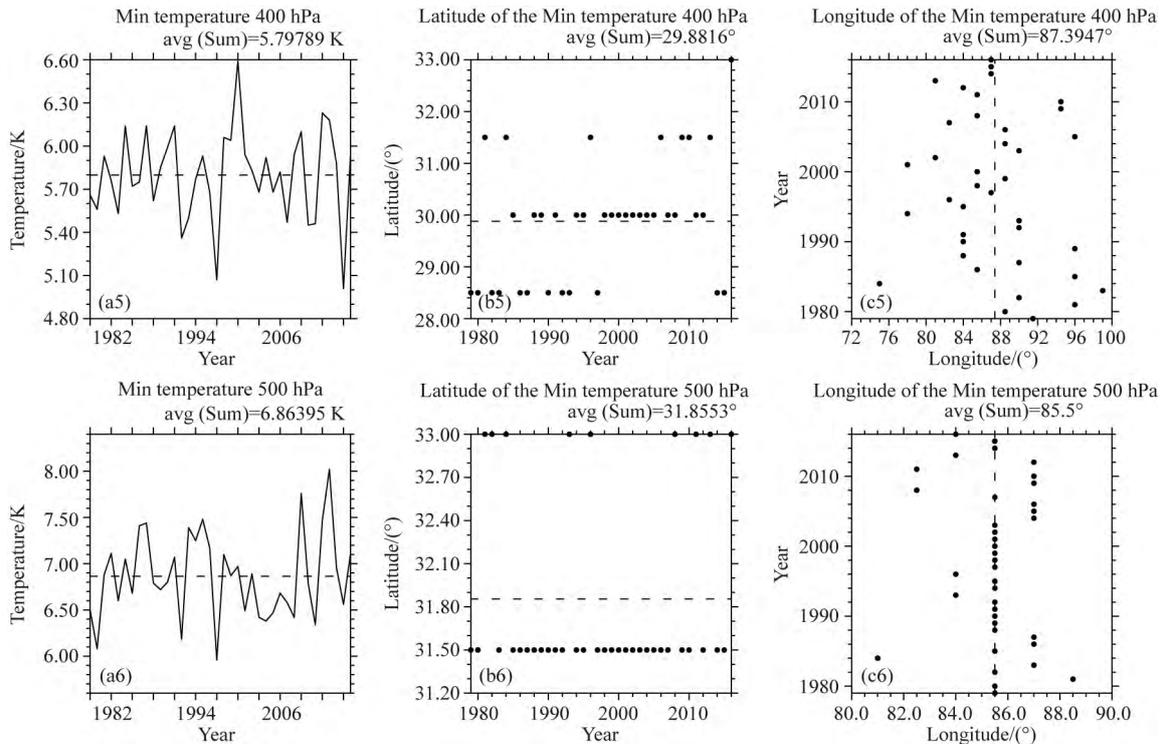


图3 南亚高压夏季暖中心温度时间序列(去掉纬向平均,左列图)、暖中心纬向位置时间序列(中列图)、暖中心经向位置时间序列(右列图)(第1行,100 hPa;第2行,150 hPa;第3行,200 hPa;第4行,300 hPa;第5行,400 hPa;第6行,500 hPa)

Fig. 3 Temperature time series of the warm center (removed zonal mean, left column), the zonal position time series of the warm center (middle column) and the meridional position time series of the warm center (right column) for Asia High in summer (June—August) (First row, 100 hPa; second row, 150 hPa; third row, 200 hPa; fourth row, 300 hPa; fifth row, 400 hPa; sixth row, 500 hPa)

纬向偏差最大值是 7.45 K, 出现在 2012 年, 最小值是 6.12 K, 出现在 1992 年, 最大振幅是 1.33 K. 2000 年后年际振幅较 2000 年前偏大(图 3a4). 纬向偏差中心值平均纬向位置是 30.5°N , 纬向位置变化规律明显, 主要集中在 30°N 和 31.5°N 附近, 只有 1983 年和 2016 年比较特殊, 纬向位置分别达到最南和最北, 分别是 28.5°N 和 33°N , 并没有表现出年际或是年代际变化, 纬向位置相对固定(图 3b4). 气温纬向偏差中心值的经度位置平均在 84°E 附近(图 3c4), 年际变化明显, 最西可达 70.5°E (1984 年), 最东可达 93°E (1981 年).

400 hPa 暖中心值同样呈现出上升的趋势, 极大值 263 K, 出现在 1998 年, 极小值 261.3 K, 出现在 1992 年(图略). 图 3a5, b5, c5 是 400 hPa 南亚高压温度纬向偏差最大值的时间序列(去掉纬向平均)和最大值所在经纬度时间序列. 400 hPa 气温平均纬向偏差是 5.8 K, 最大值是 6.6 K, 出现在 2000 年, 最小值是 5 K, 出现在 2015 年. 气温纬向偏差表现出明显的年际变化, 有“准两年振荡”的趋势(图

3a5). 纬向偏差中心值纬向位置较为规律, 主要集中在 28.5°N , 30°N 和 31.5°N 这 3 个纬度上, 并且主要集中在 30°N 附近(图 3b5). 中心经向位置平均是 87°E , 年际变化明显(图 3c5).

南亚高压下层 500 hPa 暖中心气温值在近几十年也呈不断上升趋势, 平均值为 273.6 K, 最大极值出现在 2013 年, 达 274.8 K, 较平均值高 1.2 K. 最小极值出现在 1992 年, 为 272.4 K, 较平均值低 0.8 K. 比较明显的较大极值出现在 21 世纪以后, 2009 年和 2013 年, 同时, 较显著的极小值出现在 1992 年和 1996 年(图略). 500 hPa 极大值和极小值分别是 8 K 和 5.9 K, 出现在 2013 年和 1997 年. 纬向偏差中心主要集中在 31.5°N 和 33°N 纬度上, 这个高度已经接近青藏高原地面, 加热中心的纬向位置相对稳定. 在经向上, 异常加热中心平均位置在 85°E 附近, 其位置也相对稳定.

由以上分析可知, 南亚高压暖中心由低层到高层向西倾斜, 400 hPa 暖中心较 500 hPa 偏南, 自 400 hPa 以上, 暖中心不断向北, 直至 150 hPa 消

失. 500 hPa 暖中心的位置基本在青藏高原最高处附近, 说明夏季大陆的长波辐射作用加热大气明显. 400 hPa 到 200 hPa 之间大气最暖中心的演变趋势较一致, 普遍呈上升趋势, 这与中纬度对流层温度普遍上升趋势是一致的. 150 hPa 是过渡层, 没明显的上升或下降趋势. 100 hPa 气温下降趋势明显, 这个高度上的温度变化受平流层气候影响(图略). 胡永云和夏炎(2009)的研究指出平流层下层温度和上层温度出现相反的变化趋势, 平流层下层大气温度近年有上升趋势, 可能是由于臭氧的修复所导致. 南亚高压平流层低层的气温与全球平流层的气温变化表现出相反的趋势, 可能是夏季南亚高压的“臭氧谷”所引起的.

南亚高压大气温度纬向偏差中心极值在各层表现出明显的年际变化特征, 各层中心极值年际变化趋势并不一致, 极值出现的时间也不一致, 但总体都表现出显著的“准两年振荡”特征. 气温纬向偏差中心纬向位置相对稳定, 越接近地面纬向位置变化越相对稳定, 随着高度的升高, 中心位置向北偏移, 150 hPa 中心纬向平均位置达 40°N 附近, 近地面(500 hPa) 纬向偏差中心平均位置在 31.5°N 附近, 到达 150 hPa 向北偏移了近 10 个纬度. 然而, 100 hPa 冷中心纬向偏差的平均位置却在 31°N, 并且这个冷中心最北可以到达 27°N. 此外, 其冷中心的经度有着年代际变化特征, 2000 年以后经度多向东偏移, 这种年代际变化趋势的原因可能与平流层环流及气候变化有关, 有待于进一步的深入讨论. 500 hPa 气温纬向偏差暖中心的平均经度位置在 85.5°E, 大多数年份异常加热中心都保持在这个经度上. 其他高度暖中心经度位置则表现出年际尺度上的“东西振荡”.

通过以上分析, 南亚高压区域不同高度异常暖中心出现极值的时间并不一致, 对于同一年夏季东西方向的振荡也不相同. 为了更进一步了解不同层次(高度)异常暖中心极值及其经纬度与其他层次异常暖中心极值及其经纬度之间的可能联系, 我们对不同层次(高度)的异常暖中心极值及其经纬度做相关分析, 结果如表 1, 表 2 和表 3. 表 1 是不同高度间异常气温极值的相关系数, 100 hPa 冷中心与 300 hPa 暖中心负相关最显著, 相关系数达到 -0.60, 与 400 hPa 的相关系数次之, 与 150 hPa 的最小, 并且没有通过相关检验, 说明 100 hPa 冷中心与离它最近的 150 hPa 的异常增温关系并不明显. 150 hPa 异常暖中心极值与其他各高度的中心值没有表现出明

显的相关关系. 200 hPa 暖中心只与 300 hPa 暖中心相关关系明显, 相关系数是 0.33, 通过相关检验. 300 hPa 暖中心与 400 hPa 暖中心相关系数高达 0.87, 与 500 hPa 暖中心相关系数为 0.52, 通过 95% 的置信检验. 400 hPa 暖中心除了与 300 hPa 暖中心相关系数较高, 与 500 hPa 暖中心的相关系数也通过了 95% 的置信检验. 仔细观察不难发现, 南亚高压暖中心与近地面(500 hPa, 400 hPa) 的异常暖中心关系并不好, 尤其是 150 hPa 这个高度上的异常暖中心与其他各层的异常暖中心没有明显的相关关系, 这个层次正是对流层向平流层过渡的层次, 对流层中上层的异常暖中心在这一层次开始向平流层下层的异常冷中心转变. 最值得注意的是, 300 hPa 异常暖中心似乎是整个南亚高压区域异常增温的关键层次, 它与对流层中层及上层都有很好的相关关系.

表 2 和表 3 分别是各层异常暖中心纬度和经度之间的相关系数, 粗体数字表示通过 95% 置信水平. 表 2 的相关系数表明, 100 hPa 冷中心纬向位置与 300 hPa 和 400 hPa 暖中心纬向位置相关明显.

表 1 南亚高压不同层最高温度相关系数
(粗体数字为相关系数通过 95% 的置信水平)

Table 1 The correlation coefficient of the max temperature between one another at the different levels for the Asia High (bold number means above 95% confidence level)

	100 hPa	150 hPa	200 hPa	300 hPa	400 hPa	500 hPa
100 hPa	1	-0.15	-0.35	-0.60	-0.54	-0.31
150 hPa		1	0.11	-0.21	-0.21	0.05
200 hPa			1	0.33	0.28	0.28
300 hPa				1	0.87	0.52
400 hPa					1	0.57
500 hPa						1

表 2 南亚高压不同层最高温度纬向位置相关系数
(粗体数字为相关系数通过 95% 的置信水平)

Table 2 The correlation coefficient of the zonal position of the max temperature between one another at the different levels for the Asia High (bold number means above 95% confidence level)

	100 hPa	150 hPa	200 hPa	300 hPa	400 hPa	500 hPa
100 hPa	1	0.29	0.09	-0.53	-0.31	0.16
150 hPa		1	-0.07	-0.23	-0.33	0.22
200 hPa			1	0.37	0.20	0.21
300 hPa				1	0.63	0.39
400 hPa					1	0.38
500 hPa						1

表 3 南亚高压不同层最高温度经度位置相关系数
(粗体数字为相关系数通过 95% 的置信水平)

Table 3 The correlation coefficient of the meridional position of the max temperature between one another at the different levels for the Asia High (bold number means above 95% confidence level)

	100 hPa	150 hPa	200 hPa	300 hPa	400 hPa	500 hPa
100 hPa	1	0.39	-0.22	0.27	0.08	0.19
150 hPa		1	0.03	0.19	0.26	0.18
200 hPa			1	0.28	0.29	0.10
300 hPa				1	0.72	0.68
400 hPa					1	0.54
500 hPa						1

300 hPa 与 200 hPa、400 hPa 和 500 hPa 的相关系数均通过了 95% 的置信水平,其中 300 hPa 与 400 hPa 的相关系数达 0.63. 300 hPa 异常暖中心纬向位置与其他各层异常暖中心纬向位置都有较好的相关关系. 异常暖中心经向位置的相关系数表明(表 3),南亚高压(100 hPa, 150 hPa 和 200 hPa)异常暖中心经向位置与其下层异常暖中心的经向位置关系不明显.

此外还对异常暖中心温度值与其经纬度位置做了相关检验(表略),发现这 3 个变量没有明显的相关关系,也说明这 3 个变量相互独立.

以上分析可知,300 hPa 异常暖中心是南亚高压区域异常增温的关键层,为了进一步研究其对大气环流的影响,我们用 300 hPa 异常暖中心时间序列对对流层高度场、风场和降水场分别做回归分析.

图 4 是 300 hPa 异常暖中心分别对 850 hPa、700 hPa、500 hPa、200 hPa 和 100 hPa 高度场的回归. 图中北半球中高纬度表现为 3 波特征,对流层上层(200 hPa,图 4b)及平流层下层(100 hPa,图 4a)尤为明显,到了对流层下层(700 hPa 和 850 hPa,图 4d 和图 4e)3 波特征表现变弱,振幅较小. 不难发现随着高度的升高,3 波的波振幅也不断增大,到 200 hPa 达到最大. 波峰分别在东亚(最大振幅中心在白令海上空)、喀拉海及北美东海岸哈得孙湾. 值得关注的是,在东亚白令海和喀拉海附近的波峰振幅较强,这可能与地形有关. 这种波振幅向上增大、向下减弱的特征与大气密度分布有关. 随着高度升高,空气密度变小,波振幅增大. 但到了对流层上层平流层下层(100 hPa,图 4a),波振幅受到抑制,这是由于夏季的北半球平流层受极地高压和东风系统控制,行星 Rossby 波无法在东风系统中传播. 此外,南半

球中高纬度 3 波特征较北半球更加显著,且振幅随高度升高逐渐变大变强,南极极涡减弱. 南亚高压异常暖中心激发的大气波动不仅影响北半球大气环流,还可以通过对流层上层跨越赤道影响南半球大气环流. 夏季南半球平流层大气环流受极涡和西风环流控制,行星 Rossby 波可以向上传播影响高层大气环流,南极极地涡旋高度场升高,也就是说,南极极涡减弱.

以上分析说明,南亚高压区域 300 hPa 异常暖中心激发 3 波的 Rossby 波,这种 Rossby 波在对流层中上层表现明显,并随着高度上升波振幅增大,在对流层中下层波特征减弱. 此外,还可以看出北半球对流层中上层南亚高压异常暖中心通过遥相关可以影响南半球大气环流,这种影响不仅局限于对流层,对南半球中高层大气环流也有显著影响.

图 5 和图 4 相同,但是对纬向风场的回归. 由图看出,对流层上层(200 hPa,图 5b)和平流层下层(100 hPa,图 5a)纬向风有跨越南北半球的波列,这种纬向风的波列振幅在 200 hPa 最大(图 5b). 这种跨越南北半球的波列特征在对流层中下层明显减弱甚至消失(图 5c, d, e). 200 hPa(图 5b)和 100 hPa(图 5a)上有两条明显的波列,一条是欧亚大陆—澳大利亚—南印度洋—南极洲,一条是鄂霍次克海—北太平洋—南太平洋. 200 hPa 欧亚大陆上的纬向风波列,其中两个西风和东风波中心正好对应 45°N 附近的东亚西风急流和 20°N 的东风急流. 由此可知,南亚高压异常暖中心激发的纬向风波列加强了这两个急流中心轴. 欧亚大陆至南极洲的波列在对流中下层已经趋于消失,太平洋上的波列虽然振幅较弱,但仍然较为明显.

由上可知,南亚高压异常暖中心在纬向风场激发的波列在对流层中上层特征显著,横跨南北半球,分别到达南北两极附近,这个发现对理解南北半球能量的传播具有重要意义. 此外,对于南亚高压异常暖中心对全球能量分布作用也需要进一步的关注.

南亚高压异常暖中心对经向风的回归场(图 6)表明,在北半球有一条波列环绕北半球中纬度(30°N—60°N)一圈,表现为 7 个波. 而在南半球也有一条波列环绕中纬度纬圈(40°S—70°S)1 周,表现为 3 波. 200 hPa 波振幅最大(图 6b),对流层中下层波特征显著减弱(图 6c, d, e). 这个经向风的波列特征表明在北半球中纬度(30°N—60°N)和南半球中高纬度(40°S—70°S)对流层中高层有着显著的南北能量交换,这种南北能量在对流层的中高层的显著

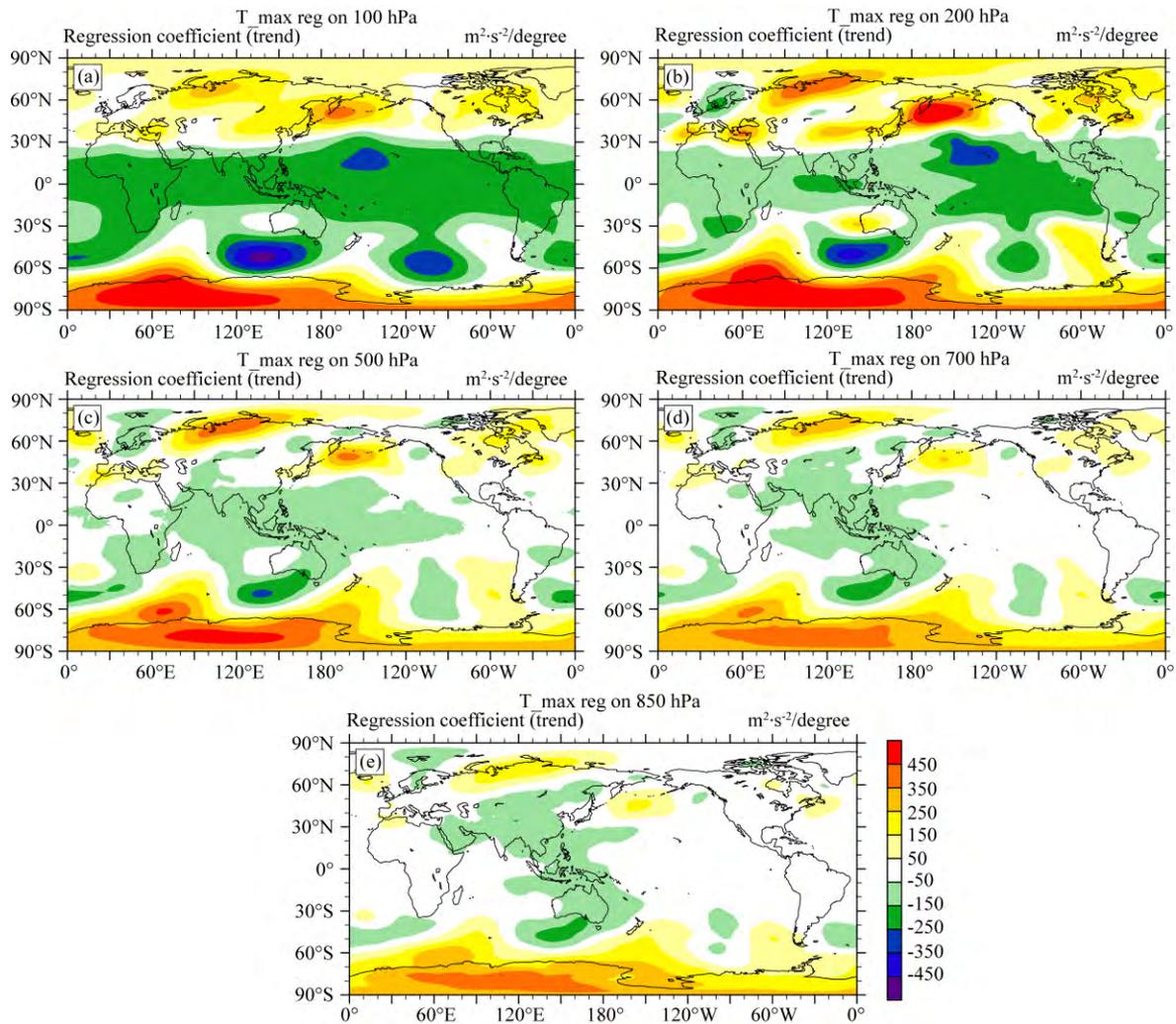


图 4 300 hPa 暖中心回归的高度场(单位: $m^2 \cdot s^{-2}/degree$)

(a) 100 hPa; (b) 200 hPa; (c) 500 hPa; (d) 700 hPa; (e) 850 hPa.

Fig. 4 The regression field of height with the 300 hPa warm center (unit: $m^2 \cdot s^{-2}/degree$)

交换与南亚高压异常暖中心有着密切的联系. 之所以在北半球表现出 7 波特征, 而在南半球表现为 3 波特征, 可能和南北球的地形、下垫面性质及所处的季节(北半球夏季, 南半球冬季)不同有关, 这需要进一步的深入研究. 850 hPa(图 6e)东亚地区为正值, 也就是有偏南风, 这对应东亚夏季风. 说明南亚高压异常暖中心对近地面东亚夏季风也有贡献.

南亚高压异常暖中心对全球降水场的回归(图 7)表明, 在印度尼西亚西太平洋地区降水量显著增加, 而在中东太平洋赤道地区降水量显著减小, 对于东亚地区南亚高压的异常暖中心不利于中国江淮流域至日本的降水, 利于江淮流域其南北方降水. 换句话说, 南亚高压异常暖中心易引起长江中下游降水偏少, 中国南北方降水偏多. 南亚地区降水整体偏少.

许多以往的研究显示, 南亚高压与中国降水关

系密切. 如: 金爱浩等(2018)分析南亚高压与副热带高压位置经纬向配置对中国东部降水的影响. 张莹等(2019)研究了南亚高压年代际变化对长江中下游夏季降水的影响. 张琼和吴国雄(2001)探讨了南亚高压和长江流域大范围旱涝的可能联系. 但这些研究多讨论南亚高压强度、脊线和东西振荡等因素及其与副热带高压相互配置对中国降水分布的可能影响. 本文的研究侧重南亚高压异常暖中心与中国降水的关系, 从 300 hPa 暖中心对降水场的回归分析可知, 近地面 850 hPa 纬向风场(图 5e)上, 印度半岛—中南半岛—南海一带为西风异常, 季风偏强, 华南—印尼—澳洲北部降水偏多. 东亚地区经向风场(图 6e)为异常正值, 南风偏强, 利于东亚夏季风向北延伸至较北的位置, 造成长江以北地区多雨的趋势.

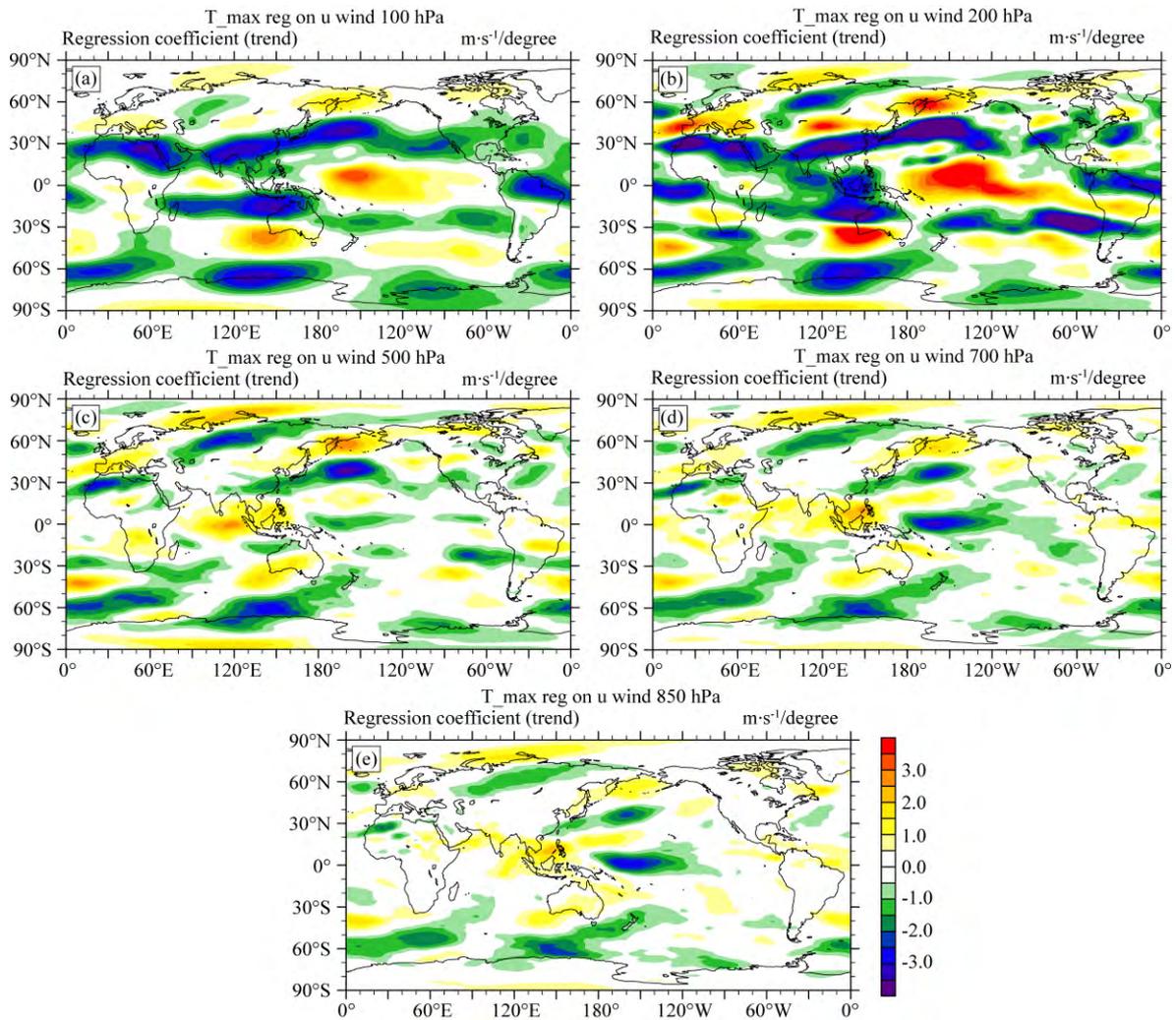


图 5 300 hPa 暖中心回归的 u 风场(单位: $m \cdot s^{-1}/degree$)
 (a) 100 hPa, (b) 200 hPa, (c) 500 hPa, (d) 700 hPa, (e) 850 hPa.

Fig. 5 The regression field of the u wind component with the 300hPa warm center (unit: $m \cdot s^{-1}/degree$)

3 结论

南亚高压是位于副热带青藏高原和伊朗高原上空对流层中上层平流层下层大型反气旋,其尺度可以延伸至整个东半球. 以往的研究多集中研究南亚高压环流本身的时空变化及其与中国降水、旱涝的可能联系,对于其异常暖中心的三维结构关注较少,这种副热带地区对流层中上层异常加热激发的波动研究也有许多空白. 因此,本文着重研究南亚高压下方异常增暖的三维结构特征,并对这种对流层中上层异常暖中心激发的波动做了初步探讨,主要结论如下:

(1) 南亚高压在 300 hPa 高度上开始出现闭合反气旋,50 hPa 高度上反气旋消失. 垂直剖面上高度纬向偏差显示,青藏高原上空 400 hPa 以上高度

偏差值显著增加,高度异常中心在 150 hPa 附近,中心范围从 30°E 至 150°E. 温度垂直剖面表明,在 100~70 hPa 上大气有一个冷中心. 温度纬向偏差垂直剖面则显示,从 500~150 hPa 有一个异常暖中心,中心位于 300 hPa 附近,由下向上有向西倾斜的趋势. 150 hPa 以上温度由正异常迅速转变成负异常,温度负异常中心位于平流层的 70 hPa.

(2) 500 hPa 暖中心在青藏高原海拔高度较高附近,随着高度上升暖中心不断向西向北倾斜,到 200 hPa 暖中心面积达到最大,强度也最强,基本覆盖整个欧亚大陆. 但是从气温纬向平均曲线可以看出,在 200 hPa 高度上已经开始出现平流层的温度分布特征,即:从南向北,温度逐渐递增. 150 hPa 和 100 hPa 这种特征更加明显.

(3) 南亚高压对流层中上层暖中心具有显著的长期变化趋势,500~200 hPa 近 38 年暖中心温度

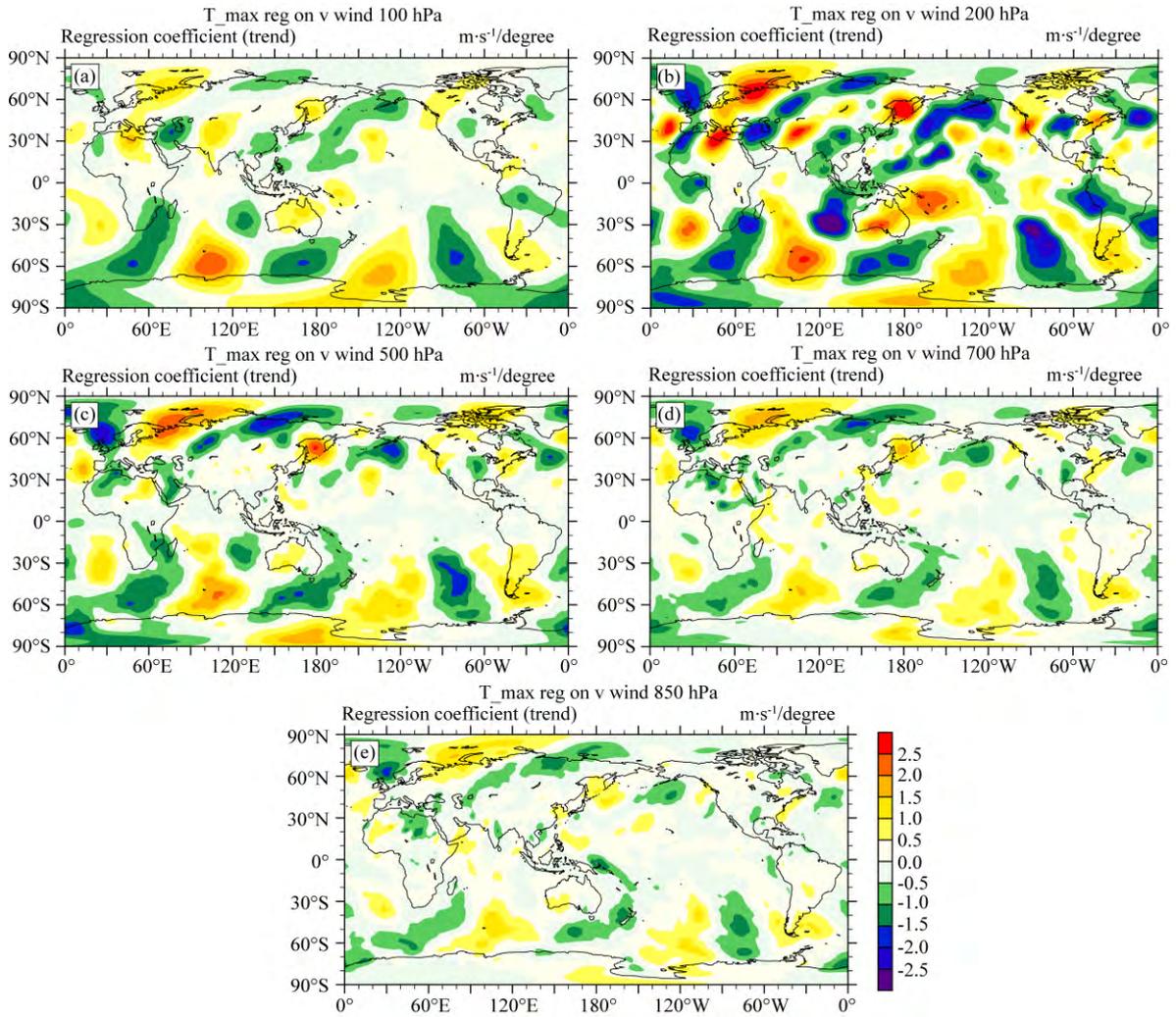


图 6 300 hPa 暖中心回归的 v 风场(单位: $m \cdot s^{-1}/degree$)
 (a) 100 hPa, (b) 200 hPa, (c) 500 hPa, (d) 700 hPa, (e) 850 hPa.

Fig. 6 The regression field of v wind component with the 300 hPa warm center (unit: $m \cdot s^{-1}/degree$)

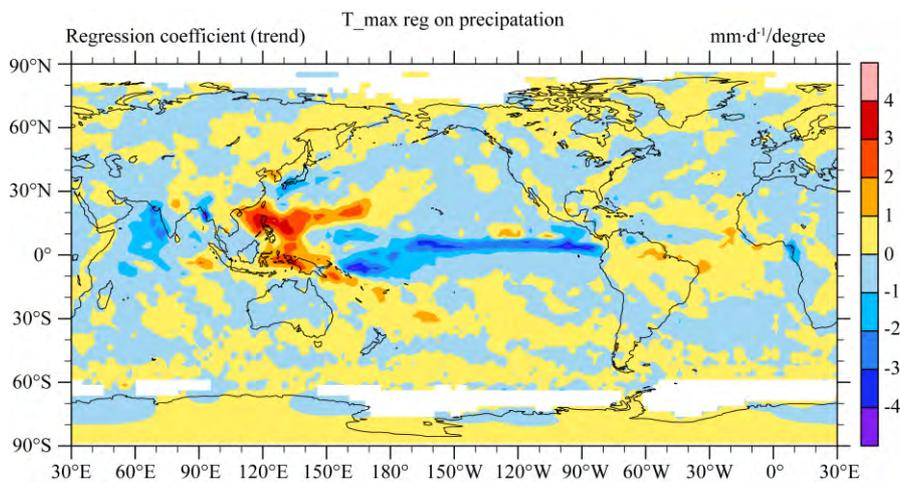


图 7 300 hPa 暖中心回归的全球降水场(单位: $mm \cdot d^{-1}/degree$)

Fig. 7 The regression field of the global precipitation with the 300 hPa warm center (unit: $mm \cdot d^{-1}/degree$)

不断升高,这结果基本符合全球对流层气温变化趋势. 100 hPa 气温长期呈下降趋势. 300 hPa 的异常暖中心与其他各层异常暖中心有很好的相关关系,位置相关也同样如此. 由此说明,300 hPa 异常暖中心温度变化与整个南亚高压温度结构有着密切联系.

(4) 300 hPa 异常暖中心时间序列对高度场、风场及降水场做回归. 高度场上表现出 3 波特征,这种 3 个波的 Rossby 波随高度升高振幅增加,而向地面发展时逐渐消失. 纬向风场的回归表明,300 hPa 的异常暖中心在对流层中上层激发横跨南北半球的波列,波振幅在 200 hPa 最大,在对流层中下层,这个波列减弱并渐渐消失. 同样,在经向风回归场北半球中纬度(30°N—60°N)表现为 7 波,南半球表现为 3 波,波振幅最大也在 200 hPa,对流层中下层波特征减弱或消失.

(5) 降水的回归场显示,异常暖中心有使东亚地区长江中下游至日本降水偏少,其南北两侧降水偏多,南亚降水偏少的趋势.

以上分析表明,全球大气环流对南亚高压下方 300 hPa 异常暖中心有明显的响应,尤其是对流层中上层和平流层下层,波状特征显著. 经向风表现出明显的半球上南北的能量交换,纬向风在对流层中上层和平流层下层表现出南北半球之间的能量交换.

References

- Berrisford P, Dee D P, Poli P, et al. 2011. The ERA-interim archive version 2.0. ERA Report Series. ERA, 23.
- Chen G Y, Liao Q S. 1990. Relationship between the location features of 100 hPa South Asia High and mid-summer rainfall in China. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 9(4): 432-438.
- Chen Y R, Li Y Q, Qi D M. 2011. Variations of South Asia High and west pacific subtropical high and their relationships with precipitation. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 30(5): 1148-1157.
- Guo S H, Wang L J, Wang M. 2014. The timing of South-Asian High establishment and its relation to tropical Asian summer monsoon and precipitation over east-central China in summer. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 30(1): 129-136.
- Hu Y Y, Xia Y. 2009. Stratospheric climate change and ozone recovery in the 21st century (in Chinese). // 7th National Dynamic Meteorological Academic Conference. Jingde, Jiangxi: China Meteorological Society, 467.
- Jin A H, Zeng G, Yu Y, et al. 2018. Effects of latitudinal and longitudinal positions of south Asia High and western Pacific subtropical High on the summer precipitation over East China. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 34(6): 806-818.
- Li C Y, Li L, Tan Y K. 2011. Further study on structure of south Asia High in the stratosphere and influence of ENSO. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 27(3): 289-298.
- Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 1999. 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. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 57(5): 525-538.
- Luo S W, Qian Z A, Wang Q Q. 1982. Research on the relationship between the Tibet High and drought and flood in eastern China in summer. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1(2): 1-10.
- Mason R B, Anderson C E. 1963. The development and decay of the 100-MB. summer time anticyclone over southern Asia. *Monthly Weather Review*, 91(1): 3-12.
- Peng L X, Sun Z B, Chen H S, et al. 2010. The persistent anomaly of the south Asia High and its association with ENSO events. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 68(6): 855-864.
- Tao S Y, Zhu F K. 1964. The circulation pattern variability at 100 mb over South Asia in summer and its relationship with the fore and back of the western Pacific subtropical High. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 34(4): 385-395.
- Wei F Y. 1999. Modern Statistical Diagnosis and Prediction of Climate (in Chinese). Beijing: Meteorological Press.
- Wu G X, Li W P, Guo H, et al. 1997. Tibet plateau sensible heating air pump and the Asia summer monsoon (in Chinese). // Zhao Jiuzhang's 90th Birthday Anniversary Anthology. Beijing: Science Press, 116-126.
- Wu G X, Zhuo H F, Wang Z Q, et al. 2016. Two types of summertime heating over the Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing I. Over Tibetan Plateau. *Science China Earth Sciences*, 59(10): 1996-2008.
- Yang W Y, Ye D Z, Wu G X. 1992. The influence of the Tibetan plateau on the summer thermal and circulation fields over East Asia III. Physical mechanisms of maintaining the stable circulation fields. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 16(4): 409-426.
- Ye D Z, Zhang J Q. 1974. A preliminary experimental simulation on the heating effect of the Tibetan plateau on the general circulation over eastern Asia in summer. *Scientia Sinica Terrae*, (3): 301-320.
- Ye D Z, Wu G X. 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67(1): 181-198.
- Zeng G, Sun Z B, Deng W T, et al. 2011. Numerical simulation of SSTA impacts upon the interdecadal variation of the cross-equator flows in eastern hemisphere. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 27(5): 609-618.
- Zhang J J, Peng Y Q, Wang D L. 1980. Asia High structure and time-frequency characteristics. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 3(1): 7-16.
- Zhang Q, Wu G X. 2001. The large area flood and drought over Yangtze river valley and its relation to the south Asia High. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 59(5): 569-577.

- Zhang Y, Li Y H, Wang S G, et al. 2014. South Asia High anomaly characteristic in flood/drought Years in Northwest China. *Journal of Desert Research* (in Chinese), 34(2): 535-541.
- Zhang Y, Wang J J, Zeng G, et al. 2019. Interdecadal variation of the South Asian High in summer and its impact on precipitation over the middle and lower reaches of Yangtze River. *Resources and Environment in the Yangtze Basin* (in Chinese), 28(7): 1663-1674.
- Zhu L, Zuo H C, Li Q, et al. 2010. Characteristics of climate change of South Asia High in summer and its impact on precipitation in Eastern China. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 29(3): 671-679.
- ### 附中文参考文献
- 陈桂英, 廖荃荪. 1990. 100h Pa 南亚高压位置特征与我国盛夏降水. *高原气象*, 9(4): 432-438.
- 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. *高原气象*, 30(5): 1148-1157.
- 郭帅宏, 王黎娟, 王苗. 2014. 南亚高压建立早晚与亚洲热带季风及中国中东部夏季降水的关系. *热带气象学报*, 30(1): 129-136.
- 胡永云, 夏炎. 2009. 21 世纪平流层气候变化和臭氧恢复. // 第七次全国动力气象学术会议论文摘要. 江西景德镇: 中国气象学会, 467.
- 金爱浩, 曾刚, 余晔等. 2018. 南亚高压与西太平洋副热带高压经纬向位置配置对中国东部夏季降水的影响. *热带气象学报*, 34(6): 806-818.
- 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. *热带气象学报*, 27(3): 289-298.
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉等. 1999. 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. *气象学报*, 57(5): 525-538.
- 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. *高原气象*, 1(2): 1-10.
- 彭丽霞, 孙照渤, 陈海山等. 2010. 南亚高压季节持续性异常及其与 ENSO 关系. *气象学报*, 68(6): 855-864.
- 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. *气象学报*, 34(4): 387-396.
- 魏凤英. 1999. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社.
- 吴国雄, 李伟平, 郭华等. 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风. // 赵九章诞辰九十周年纪念文集. 北京: 科学出版社, 116-126.
- 吴国雄, 卓海峰, 王子谦等. 2016. 夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶位涡强迫的激发(I): 青藏高原主体加热. *中国科学: 地球科学*, 46(9): 1209-1222.
- 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄. 1992. 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析——III. 环流场稳定维持的物理机制. *大气科学*, 16(4): 409-426.
- 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. *中国科学*, (3): 301-320.
- 曾刚, 孙照渤, 邓伟涛等. 2011. 不同海域 SSTA 对东半球越赤道气流年代际变化影响的数值模拟研究. *热带气象学报*, 27(5): 609-618.
- 章基嘉, 彭永清, 王鼎良. 1980. 南亚高压结构及其时频特征. *南京气象学院学报*, 3(1): 7-16.
- 张琼, 吴国雄. 2001. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系. *气象学报*, 59(5): 569-577.
- 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. *中国沙漠*, 34(2): 535-541.
- 张莹, 王锦杰, 曾刚等. 2019. 夏季南亚高压年代际变化及其对长江中下游降水的影响. *长江流域资源与环境*, 28(7): 1663-1674.
- 朱福康, 陆龙骅, 陈咸吉等. 1980. 南亚高压. 北京: 科学出版社, 1-91.
- 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. *高原气象*, 29(3): 671-679.

(本文编辑 何燕)