

钱代丽,管兆勇.梅雨季西太平洋副热带高压异常主要模态及其对东亚降水的可能影响.气象科学,2020,40(5):649-660.

QIAN Daili, GUAN Zhaoyong. Principal modes of the Western Pacific Subtropical High anomaly and their possible impacts on precipitation in East Asia during Meiyu season. Journal of the Meteorological Sciences, 2020, 40(5): 649-660.

梅雨季西太平洋副热带高压异常主要模态 及其对东亚降水的可能影响

钱代丽 管兆勇

(气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/
气候与环境变化国际合作联合实验室 南京信息工程大学, 南京 210044)

摘要 利用近 42 a NCEP/NCAR 再分析资料, NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 海表温度, CPC (Climate Prediction Center) 降水以及中国台站降水观测资料等, 对 6—7 月西太平洋副热带高压 (Western Pacific Subtropical High, WPSH) 变动的主要模态和形成原因, 及其对中国梅雨期降水分布的影响进行了探讨。结果表明, WPSH 主要异常模态依次为全区一致型 (I), 南北异常型 (II)、东西异常型 (III) 和中心异常型 (IV)。不同异常型的出现受中纬度上游西风带准定常扰动和低纬扰动的不同影响, 而后者又与对流层低层大气对不同海温异常型热力强迫响应有关。来自热带中东太平洋的海平面气温异常 (Sea Surface Temperature Anomaly, SSTA) 信号有利于副热带高压出现第 I、II 型异常; 第 III、IV 型异常则分别受海洋性大陆或西北太平洋下垫面热力影响。长江—黄河—日本沿线以及江南和东北地区降水与副热带高压第 I、III、IV 型异常密切联系。

关键词 西太平洋副热带高压; 主模态; 梅雨; 热力强迫; 遥相关

分类号: P434

doi: 10.3969/2020jms.0078

文献标识码: A

Principal modes of the Western Pacific Subtropical High anomaly and their possible impacts on precipitation in East Asia during Meiyu season

QIAN Daili GUAN Zhaoyong

(Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/International Joint Laboratory on Climate and Environment Change, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract By using NCEP/NCAR reanalysis, NOAA Sea Surface Temperature (SST), merged precipitation from Climate Prediction Center (CPC), and precipitation data from CMA, in recent 42 years, the main modes of variations of the Western Pacific Subtropical High (WPSH) from June to July and their possible impacts on the precipitation during the Meiyu period were investigated. Results show that the four leading modes are a zonally extended triple pattern (I), a north-south dipole pattern (II), an east-west dipole pattern (III), and a central pattern (IV). Different patterns are affected by different anomalous circulation patterns in westerlies in the middle and lower latitudes. The anomalous circulation patterns in lower latitudes are related to the atmospheric response to the abnormal thermal forcing of SST Anomalies (SSTA). The SSTAs in the equatorial central East Pacific are favorable for WPSH to behave

收稿日期 (Received): 2020-08-21; 修改稿日期 (Revised): 2020-09-22

基金项目: 国家重点研发计划项目 (2019YFC1510201); 国家自然科学基金资助项目 (41975073; 41905061)

通信作者 (Corresponding author): 管兆勇 (GUAN Zhaoyong). guanzy@nuist.edu.cn

in a way with patterns of type I and II. If the remote forcing in earlier period of time is not so strong, the WPSH will be affected by the thermal forcing of the underlying surface over the Marine Continent or the Northwest Pacific, which is conducive to the occurrences of type III and type IV patterns. The type I, III and IV anomalies are found to have possibly strong impacts on the precipitation in regions including Yangtze River, Yellow River, South China, Northeast China, and Japan. These results are helpful for better understanding the mechanisms of WPSH variations and finding clues to climate predictions.

Key words WPSH; principal modes; Meiyu season; thermal forcing; teleconnection

引言

西太平洋副热带高压 (Western Pacific Subtropical High, WPSH) 作为东亚季风体系中的关键成员之一^[1], 其强弱变化、南北活动、西部脊的伸缩异常是导致东亚天气气候变化, 特别是汛期旱涝的关键因素^[2-3], 且其南缘对热带气旋和台风的移动路径亦有重要影响^[4]。因此, 认识西太平洋副热带高压活动异常机理并做好预测对东亚夏季气象灾害预测和防灾减灾意义重大。

早在 1960s 已展开关于副高自身热力和动力结构的变化特征及其与周围系统的联系的研究工作^[2]。一直以来, 诸多学者已从位置、结构、热力场、动力场等方面对西太平洋副热带高压进行了较为详细的研究, 指出西太平洋副热带高压强度和位置存在季节、年际、年代际的多周期振荡以及更长时间的气候变化趋势^[1,5]。近年来, 有关副高位置强度及其影响的次季节尺度研究也逐渐丰富^[6-7]。

西太平洋副热带高压的变动受海温、辐射、遥相关等因子的影响。多数 ENSO 爆发年, 西太平洋副热带高压强度偏弱, 位置偏东, 次年夏季则有明显的强度偏强, 位置偏西^[8-11]。钱代丽等^[12]进一步比较了超强与普通 El Niño 海—气特征差异对西太平洋副热带高压的不同影响, 强调了印度洋滞后性增暖在亚太大气环流持续异常中的重要作用。这与动力诊断和模式模拟等表现出的北印度洋和南海海温偏暖有利于夏季西太平洋副热带高压脊加强及西伸的结论^[13-15]一致。此外, 西太平洋冷却和蒸发—风反馈所激发的 Rossby 波^[16]以及来自对流层上层沿西风急流传播的准定常 Rossby 波^[17]对西太平洋副热带高压异常的维持亦存在重要影响。

然而, 过去对于西太平洋副热带高压的研究往往是从观测到的强度或位置异常展开, 较少使用主分量分析方法描述其异常特征。为更深刻揭示西太平洋副热带高压的变化规律, 本文使用经验正交分解 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 方法定义

6—7 月 WPSH 的主要异常类型, 比较了大气大尺度动力过程和外强迫异常对各类 WPSH 异常模态的影响差异, 并进一步结合 2020 年梅雨季极端气候探讨了副高不同异常型对东亚降水的影响。

1 资料与方法

1.1 资料

美国国家环境预测中心/国家大气环境中心 (NCEP/NCAR) 的逐月再分析高度场、风场资料^[18]; 美国国家海洋和大气管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 2°×2°逐月海表气温资料^[19]; 中国气象局国家气候中心 (National Climate Center, NCC) 提供的逐月 WPSH 强度、脊线、西脊点指数; CPC (Climate Prediction Center) 合并月降水分析资料, 分辨率为 2.5°×2.5°^[20]。以上资料的时间段均为 1979—2019 年。另外, 分析 2020 年 6—7 月西太平洋副热带高压异常时使用了 NCEP/NCAR 逐日再分析高度场、风场资料^[18]。

1.2 方法

采用西太平洋副热带高压活动区 (15°~40°N, 110°~160°E)^[21]逐月 850 hPa 地转流函数的异常 (ψ'_g) 表征西太平洋副热带高压的活动异常。

$$\psi'_g = \frac{H'}{f} g, \quad (1)$$

式中: $H' = H - \bar{H}$, H' 为位势高度 H 距平, $\bar{H}$ 为 H 的气候平均态。其他变量同常用含义。以 1981—2010 年 6—7 月平均场作为基本场, 各年的 6—7 月平均场减去基本场作为扰动场。采用 EOF 分析副高异常的主要模态。使用 North 方法^[22]对特征值的误差范围进行显著性检验。特征值 λ 的误差范围为:

$$e_j = \lambda_j \left(\frac{2}{n} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (2)$$

式中: n 为样本量, 当相邻特征值 λ_{j+1} 满足 $\lambda_{j+1} - \lambda_j \geq e_j$ 时, 认为这两个特征值对应的经验正交函数能够有效分离。

在诊断 Rossby 波扰动能量传播特征及其对 WPSH 异常的影响时,使用了 Takaya, et al^[23] 推导

$$W_h = \frac{p \cos \varphi}{2 |U|} \left\{ \begin{aligned} & \frac{U}{a^2 \cos \varphi} \left[\left(\frac{\partial \psi'_g}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi'_g \frac{\partial^2 \psi'_g}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi'_g}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'_g}{\partial \varphi} - \psi'_g \frac{\partial^2 \psi'_g}{\partial \lambda \partial \varphi} \right] \\ & \frac{U}{a^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi'_g}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'_g}{\partial \varphi} - \psi'_g \frac{\partial^2 \psi'_g}{\partial \lambda \partial \varphi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial \psi'_g}{\partial \varphi} \right)^2 - \psi'_g \frac{\partial^2 \psi'_g}{\partial \varphi^2} \right] \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

其中: ψ'_g 为扰动准地转流函数; $U=(\bar{u},\bar{v})$ 为基本流场; p 为等压面气压。基于 200 hPa、500 hPa 和 850 hPa 等压面上的逐月经向风、纬向风及位势高度场资料计算水平方向上的波作用通量(Wave Activity Flux, WAF)。

此外,选取各物理量在 6—7 月平均值(以下记为“JJ”)研究梅雨季内西太平洋副热带高压的异常活动。

2 6—7 月西太平洋副热带高压异常的主要模态

2.1 主要模态的空间特征

将 1979—2019 年西太平洋副热带高压活动区(15°~40°N,110°~160°E)内的 6—7 月 850 hPa 地转流函数进行 EOF 分解,其主要模态方差贡献如表 1 所示:前 4 个模态的累积方差贡献达到 87.58%,且都通过了 North 检验,表明这 4 个模态相互独立。由于前 4 个模态解释了大部分方差,因而 WPSH 异常变动的主要特征可由这 4 个 EOF 模态来表征(使用同期 500 hPa 地转流函数进行 EOF 分解亦可得到一致的结果)。

表 1 近 41 a 6—7 月 850 hPa 上地转流函数的 EOF 前 5 个特征向量的方差贡献

Table 1 Contributions of 5 leading EOF modes of the geostrophic stream-function at 850 hPa over Northwest Pacific to total variance in past 41 years

序号	方差贡献/%	累计方差贡献/%
1*	53.95	53.95
2*	17.45	71.40
3*	9.92	81.31
4*	6.26	87.58
5	3.28	90.85

注: * 表明通过 North 检验。

副热带高压异常的第一模态的空间分布为全区一致型(简称第 I 型异常,图 1a),其扰动方差贡献为 53.95%(表 1)。由图 1a 可知,在整个副热带高压活动区内,地转流函数扰动呈符号一致的变

化的波作用量通量矢量。在 p -坐标系中,对于准定常波动,其水平方向上波作用量通量矢量表达式为:

化,且在低纬度、偏西的位置上异常更强。分别计算该模态时间系数(PC₁)与西太平洋副热带高压的 4 项特征指数的相关系数,结果表明均显著相关(表 2)。这也印证了 WPSH 出现面积和强度异常增大时,往往同时发生 WPSH 形态向西南异常扩张,即西脊点西伸、脊线偏南^[21]。因此,该模态可同时解释副热带高压在强度(面积)和位置上的变动特征。

副热带高压异常变化的第二模态为南—北异常型模态(简称第 II 型异常,图 1b),表现为副热带高压活动区内东北和西南方向上的偶极型变化,实际上是 850 hPa 上副热带高压主体西部与热带西太平洋地区季风槽强弱之间的变化。这种分布型易导致副热带高压位置的南北摆动。时间系数(PC₂)为正是有利于副热带高压南部的反气旋式环流发展,脊线偏南。这和该模态与脊线指数呈显著负相关(表 2,通过 $\alpha=0.05$ 的置信水平检验)的结果一致。

第三模态表现为东—西向的偶极型异常型(简称第 III 型异常,图 1c),中心位置分别位于东海和西北太平洋上。位于热带西太平洋上的异常反气旋通常被认为与 ENSO 现象有关,是 ENSO 强迫东亚季风环流变化的遥相关机制中的重要环节^[9-10]。这一异常变化型可引起西太平洋副热带高压脊形态的东西向变化乃至西脊的异常西伸或东退。

表 2 EOF 前 4 个特征向量时间系数(以下分别记为 PC₁~PC₄)与 500 hPa 6—7 月 WPSH 各特征指数的相关系数

Table 2 Correlations between the time series of 4 leading EOF modes (PC₁—PC₄) and the characteristic indexes of WPSH at 500 hPa from June to July, respectively

指数	PC ₁	PC ₂	PC ₃	PC ₄
强度	0.69*	-0.02	0.15	-0.09
面积	0.64*	-0.06	0.14	-0.10
脊线	-0.41*	-0.43*	-0.09	0.29
西脊点	-0.66*	-0.13	-0.17	-0.09

注: * 表示相关系数通过 $\alpha=0.05$ 的置信水平检验($|r_{\alpha=0.05}|=0.30$)。

第 4 特征向量以中心异常为主(简称第 IV 型异常,图 1d)。尽管这一型的解释方差只有 6.26%,但

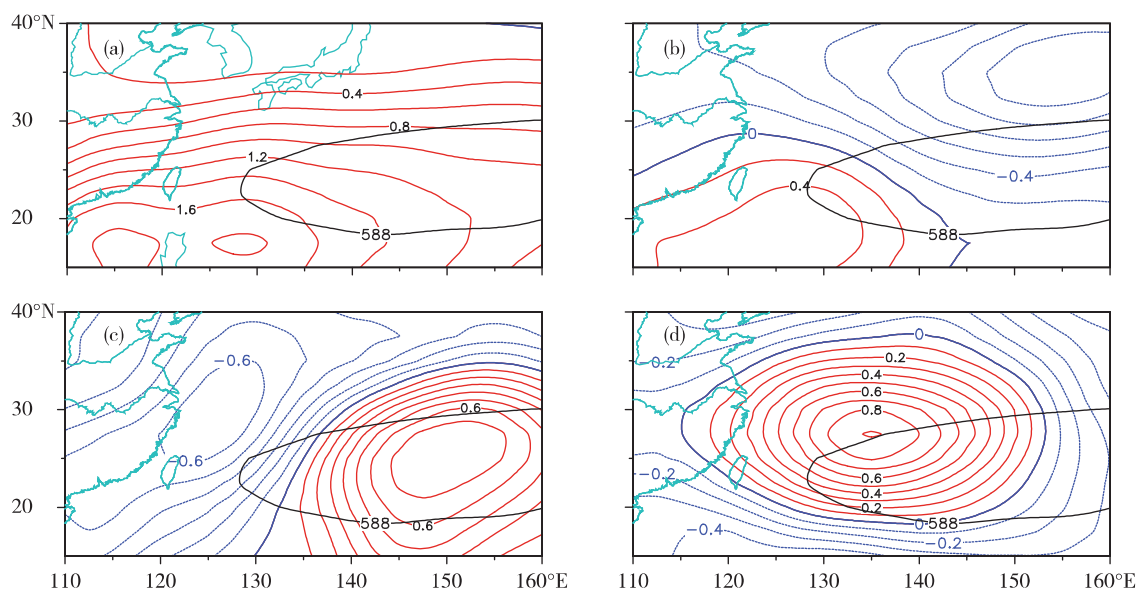


图1 近41 a 6—7月850 hPa地转流函数第1(a)、第2(b)、第3(c)、第4(d)特征向量的空间分布

(黑色加粗线为多年平均的同期500 hPa上588 dagpm等值线)

Fig.1 Spatial distribution of 4 leading EOF modes of the geostrophic stream function at 850 hPa over Northwest Pacific in the past 41 years:

(a) EOF1; (b) EOF2; (c) EOF3; (d) EOF4

(The black bold lines are the isolines of 588 dagpm at 500 hPa from June to July climatology from 1981 to 2010)

因其中心位于副高气候平均位置的北侧,可造成WPSH北部异常变动,甚至引起夏季风影响我国东北地区。

2.2 主要模态的时间变化特征

对上述4个特征向量的时间系数特征进行分析(图2a—d),可以看出,第1、3模态表现出较清晰的短周期振荡,而第2、4模态则表现出除年际变化外的近似年代际的周期变化。进一步对各时间系数做小波功率谱分析可知,第1、3模态的主要周期为3~4 a和5~6 a(图2e、g),第2、4模态除存在6~7 a较长周期的年际振荡外,还表现出10~12 a周期的年代际异常(图2f、h)。值得注意的是,第1、3模态在相近周期上的小波能量强、弱时段正好互补,第2、4模态亦类似。

3 西太平洋副热带高压主要异常型出现的可能原因

3.1 与准定常 Rossby 波的联系

研究指出,东亚地区的夏季气候异常与 Rossby 波活动存在紧密联系^[24]。图3、4分别给出了利用前述4个特征向量时间系数在不同等压面上回归得到的6—7月异常地转流函数的回归系数及 Rossby 波作用量通量,可以看出各模态相对应的各等压面上扰动异常中心及其与 Rossby 波的联系。

第一模态时间系数回归结果显示(图3a—c),

从低层到高层,西太平洋副热带高压活动区及其西南侧均存在一个反气旋性环流异常,且位置随高度略向西南偏移。当时间系数为正时,这个异常反气旋性环流会导致 WPSH 气候平均位置西南部的负涡度增强(图3b),从而使 WPSH 向西南异常伸展、面积扩大。进一步分析相应的波作用通量可知,在850 hPa上(图3c),有扰动能量从该异常反气旋向高纬度频散,这表明位于南海的反气旋异常是个扰动源。理论上,这种扰动能量的北传可激发出类似 PJ/EAP 型的 Rossby 波列^[25],然而,尽管在其北侧存在异常气旋性环流,但并无明显的 WAF 向附近地区(40°N,130°E)辐合,表明在东北亚地区扰动的形成与出现在南海西太平洋地区的扰动能量北传无关。这一异常型在850~200 hPa上均如此。值得一提的是,在850 hPa上,此模态的形成可能与孟加拉湾地区的扰动有关。注意到,来自低纬的波能量频散在对流层低层更强,这与李明刚等^[26]研究得出的,年际尺度上波扰能量在对流层低层自低纬向高纬传播更为明显的结论一致。

第二模态结果显示(图3d—f),WPSH 活动区域内 ψ'_g 为一对偶极型异常,在200 hPa上呈西北—东南分布(图3d),在中层500 hPa(图3e)及低层850 hPa上则均为东北—西南向(图3f)。这种异常分布将影响 WPSH 的南北活动。当时间系数处于正位相时,台湾和菲律宾附近的反气旋环流异常有助于副热带高压南部异常发展,北部减弱,表现

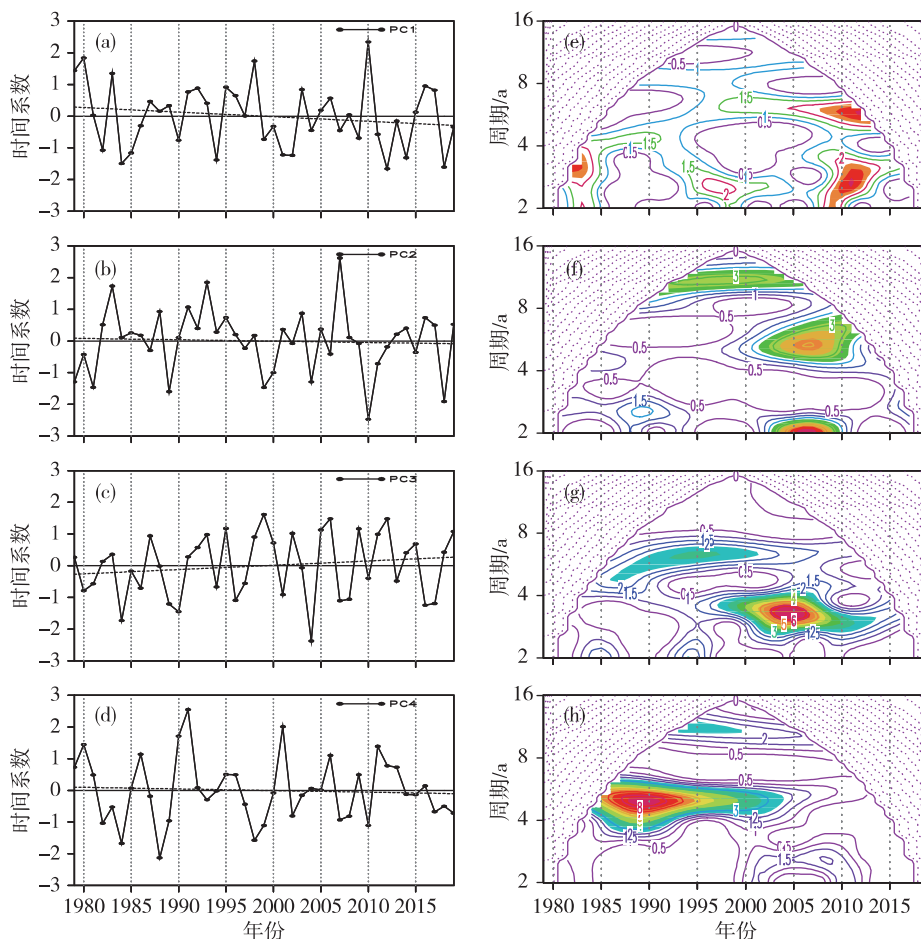


图2 4个特征向量的时间系数(a—d)及其功率谱分析(e—h)

(阴影区表示通过了 $\alpha=0.05$ 的信度水平;点状区表示小波分析时边界作用明显的锥形区域)

Fig.2 Time coefficients (a—d) and their power spectrum analysis (e—h) of the four leading eigenvectors (Shaded areas are for values exceeding 95% confidence level in Fig.e—h; dotted areas represent the cone of influence where edge effects become important)

为位置偏南(表2)。这一模态受到热带和中纬度准定常扰动的共同影响。在200 hPa上(图3d),来自中纬度上游地区的波扰能量可传播至西太平洋地区,这与中纬度西风急流相联系的波导有关^[27]。当扰动能量向下游传播至 $110^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 附近时,存在向南的WAF,这有利于低纬地区(副高活动区南部)异常反气旋的维持。850 hPa上的异常环流则主要表现为来自低纬的扰动能量向北偏东方向频散(图3f)。一方面,位于菲律宾附近的扰动受到更低纬度上扰动能量北传的影响,另一方面,菲律宾地区作为扰动源将扰动能量向其东北方向频散,使日本以东洋面上气旋式环流异常得以维持。500 hPa上的情形与之类似(图3e)。

第三模态回归的结果表明(图4a—c),副热带高压活动区内亦存在一对偶极型异常,但分布位置随高度下降并呈西北—东南向。这一模态影响WPSH脊的东—西向异常伸缩。Rossby波能量频散特征显示,在200~500 hPa上,中心在(25°N ,

150°E)处的扰动受到其西北方向上的扰动,特别是在200 hPa上,位于($40^{\circ}\text{N}, 130^{\circ}\text{E}$)处扰动的形成与沿 40°N 处西风急流从上游向下游传播的扰动有关。

与第四模态相关的扰动能量传播呈现另一种类型。这一模态在WPSH活动区中相应的扰动中心($30^{\circ}\text{N}, 140^{\circ}\text{E}$)在对流层中高层受到其西北侧来自 60°N 地区扰动的影响(图4d—f)。里海北侧的扰动向其东侧的扰动频散,有利于($60^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E}$)处扰动的维持(图4d),进而影响到($40^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E}$)处的环流异常。而来自($40^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E}$)处的扰动能量在位于日本海上空的扰动中心处辐合,有利于反气旋环流异常的维持。同时,这一反气旋扰动向其东北侧频散能量,沿大圆路径传播(图4c),激发和维持了其下游波列。在对流层低层,位于($30^{\circ}\text{N}, 135^{\circ}\text{E}$)附近(图4f)的异常反气旋中心相较200 hPa上偏南,受其西北侧扰动的影响不如对流层中高层明显,但其向下游频散能量仍很清楚,要特别指出的

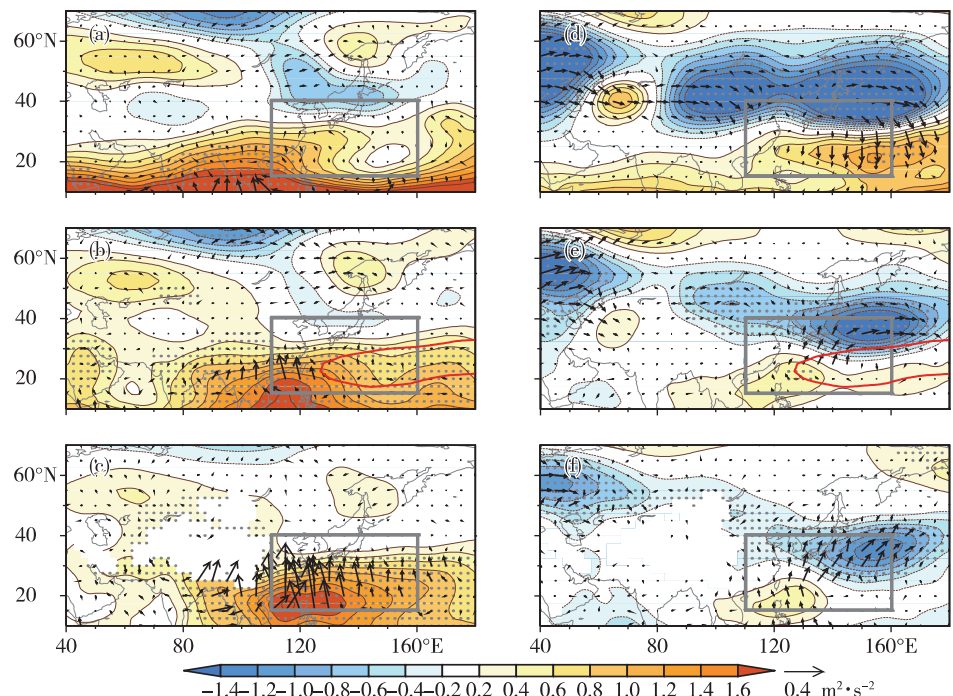


图3 使用PC₁(a—c)和PC₂(d—f)回归的6—7月平均的地转流函数的回归系数(阴影,单位:10⁶m²·s⁻¹打点区通过α=0.1以上置信水平检验)及相应的波作用量通量(矢量,单位:m²·s⁻²;其中方框为WPSH活动区,红色曲线为6—7月500 hPa上588 dagpm等位势线在1981—2010年的平均位置):(a、d)200 hPa;(b、e)500 hPa;(c、f)850 hPa

Fig.3 The regression coefficients (shaded, with stippled areas for the values at/above the 90% confidence level) of geostrophic stream functions in June and July as obtained by regressing onto (a—c) PC₁ and (d—f) PC₂, respectively; the arrows are for corresponding wave activity fluxes (The boxes show WPSH activity area, and the thick red curves are for the 588 dagpm isolines at 500 hPa in June and July mean climatology over period from 1981 to 2010): (a, d) 200 hPa; (b, e) 500 hPa; (c, f) 850 hPa

是,菲律宾海附近的扰动对(30°N,135°E)处的反气旋扰动有重要作用,这可能与PJ型遥相关有关^[25]。

3.2 海温异常强迫影响

与副热带高压异常不同模态相关的环流异常受到中纬度上游地区西风扰动和低纬扰动的不同影响。但另一方面,热带扰动能量源与对流层低层大气对海温异常热力强迫的响应有关。表3给出了PC₁~PC₄与国家气候中心定义的Niño监测关键区(Niño3区(5°S~5°N,150°~90°W)、Niño3.4区(5°S~5°N,170°~120°W))的区域平均海温距平指数以及El Niño Modoki指数^[28]的相关关系。可以看出,PC₁与春季Niño3和Niño3.4均显著正相关,但与同期(6—7月)相关较弱,这表明El Niño衰减年海温对PC₁有重要影响。而同期,PC₃与Niño3.4指数相关显著,这进一步证实了西太平洋异常反气旋在ENSO影响东亚季风中的重要作用^[9-10]。PC₄与上一年夏季Niño3、Niño3.4指数均有较好的负相关,这表明前期夏季海温对EOF4有重要作用,即当前期赤道中东太平洋偏暖时,次年夏季副热带高压脊西部减弱,不利于副热带高压西伸加强。

对6—7月平均的SSTA和850 hPa环流异常场

分别就PC₁~PC₄的正、负异常年(|σ|≥1)做合成

表3 EOF前4个特征向量时间系数与同期和前期不同Niño监测指数的相关系数

Table 3 Correlations between the time series of 4 leading EOF modes and the Niño indexes over different key areas in MAM and JJ period				
指数	PC ₁	PC ₂	PC ₃	PC ₄
<i>I</i> _{Niño3.4_JJ}	0.06	0.30*	0.13	0.25
<i>I</i> _{Niño3_JJ}	0.09	0.12	0.27	0.21
<i>I</i> _{Modoki_JJ}	-0.24	0.08	-0.16	0.35*
<i>I</i> _{Niño3.4_MAM}	0.50*	0.40*	0.13	-0.13
<i>I</i> _{Niño3.4_MAM}	0.45*	0.25	0.24	-0.12
<i>I</i> _{Niño3.4_JJ(-1) yr}	0.46*	0.34*	0.04	-0.33*
<i>I</i> _{Niño3_JJ(-1) yr}	0.36*	0.23	0.08	-0.32*

注: *表示相关系数通过α=0.05的置信水平检验(|r_{α=0.05}|=0.30)。

差值可进一步了解各模态扰动形成或维持的原因。一般而言,当各模态时间系数为正时,同期热带中(东)太平洋存在不同程度的海温暖异常,这使得附近地区受热出现异常辐合,同时将减弱垂直方向上

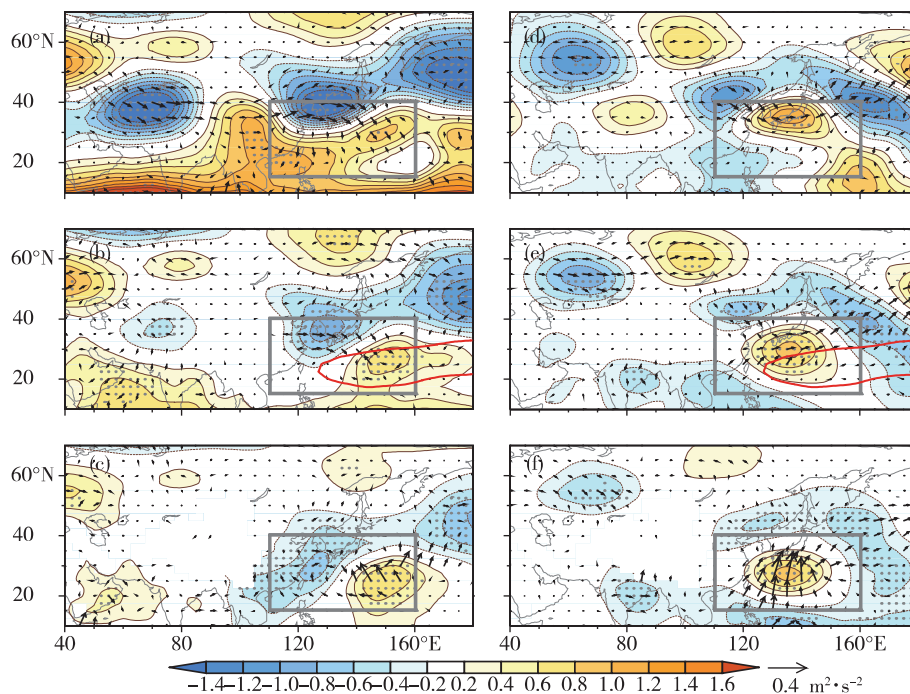


图4 使用 PC_3 (a—c) 和 PC_4 (d—f) 回归的 6—7 月平均的地转流函数的回归系数

(阴影, 单位: $10^6 m^2 \cdot s^{-1}$ 打点区通过 $\alpha=0.1$ 以上置信水平检验) 及相应的波作用量通量(矢量, 单位: $m^2 \cdot s^{-2}$; 其中方框为 WPSH 活动区, 红色曲线为 6—7 月 500 hPa 上 588 dagpm 等势线在 1981—2010 年的平均位置): (a、d) 200 hPa; (b、e) 500 hPa; (c、f) 850 hPa

Fig.4 The regression coefficients (shaded, with stippled areas for the values at/above the 90% confidence level) of geostrophic stream functions in June and July as obtained by regressing to (a—c) PC_3 and (d—f) PC_4 , respectively; the arrows are for the corresponding wave activity fluxes (The boxes show WPSH activity area, and the red thick curves are for the 588 dagpm isolines at 500 hPa in June and July mean climatology from 1981 to 2010): (a, d) 200 hPa; (b, e) 500 hPa; (c, f) 850 hPa

的 Walker 环流, 从而在海洋性大陆至热带西太平洋附近对流被抑制, 出现异常辐散下沉。辐散风场作为涡度源, 在其西北侧强迫出反气旋性环流^[29], 并将扰动能量向北频散出去。

对于第一模态(图 5a), 暖异常集中在 Niño1 区和 2 区, 且太平洋西部及北部有大片负 SSTA。印度洋上呈偏暖状态, 热带印—太海盆海温显示 El Niño 衰减期的海温分布特征^[12]。位于 $160^\circ E$ 附近赤道以北的负 SSTA 将引起 $120^\circ \sim 180^\circ E$ 附近热带地区的辐散异常, 并由此导致其西北侧强迫出异常反气旋环流, 也就是位于南海至副热带西太平洋地区的反气旋异常, 其中心位于副高活动区西南部且控制的范围较大。这一扰动向北频散扰动能量(图 3c), 可能引起副高活动区以北出现异常气旋性环流响应。要强调的是, 第一模态的形成看上去与中纬度 Rossby 波活动关系不密切(图 3a—c)。此处, 是海温异常导致的异常涡度强迫部分地解释了第 I 型的空间分布特征。

对应第二模态(图 5b), 暖 SSTA 出现在整个 Niño 监测关键区且中心位于东太平洋, 冷 SSTA 位于海洋性大陆东部, 异常辐散气流虽较第一模态

弱, 但可强迫出南海及其东侧洋面上的异常反气旋环流。由于这一异常反气旋位置处于副高活动区南部, 将使副高向南海方向西伸。扰动能量向东北频散(图 3f), 与之相邻的异常气旋出现在副高活动区北部。

对应第三异常模态(图 5c), 显著的赤道太平洋暖海温异常局限于 Niño2 区附近。在南海—西太平洋季风槽区域, 弱的不显著的暖海温区上空存在辐合气流, 有利于引起和维持 ($25^\circ N, 150^\circ E$) 处的反气旋环流异常。但由于海温异常不显著(未达 $\alpha=0.1$ 的置信水平), 这个异常反气旋环流的形成更可能是由中纬度对流层中高层准定常波引起的(图 4a—c)。注意到, 这个异常反气旋作为扰动源, 可使波能向其东北方向频散, 造成其东北方向上出现异常波列。当该模态取正位相时, WPSH 将偏东、偏北。

第四模态结果显示(图 5d), 显著的海温异常出现在赤道中太平洋地区 (PC_4 与 El Niño Modoki 指数相关系数为 0.35), 由赤道中太平洋暖海温加热引起了 850 hPa 的气流向赤道上的日期变更线方向辐合, 这有利于 ($30^\circ N, 135^\circ E$) 处反气旋异常环流区辐散运动的产生和维持进而有利于维持 ($30^\circ N$,

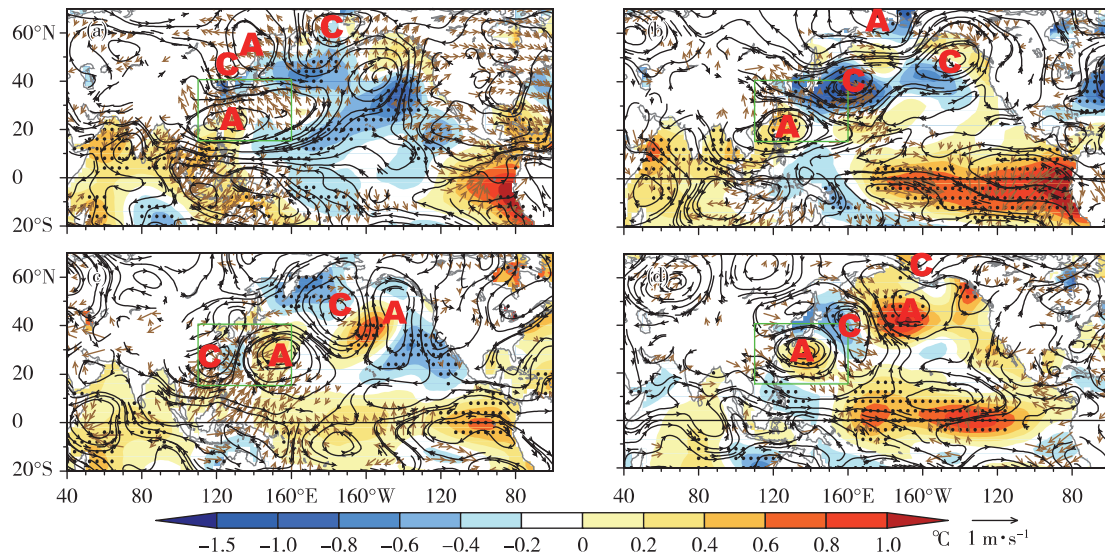


图5 依据 EOF 前 4 个模态时间系数正、负异常年所作的对 6—7 月平均海温与 850 hPa 环流异常合成差值 (正—负, 其中填色为海温异常; 打点区为通过 $\alpha=0.1$ 的置信水平检验; 流线为异常的旋转风, 加粗部分表示通过 $\alpha=0.1$ 的置信水平检验; 矢量箭头为通过 $\alpha=0.1$ 的置信水平检验的异常辐合辐散风; 绿色方块为 WPSH 活动区): (a) PC_1 ; (b) PC_2 ; (c) PC_3 ; (d) PC_4

Fig.5 Composite anomalies of SSTA and 850 hPa circulation in June and July between the positive and negative coefficient years of 4 leading EOF modes with (a) PC_1 , (b) PC_2 , (c) PC_3 , and (d) PC_4 (Thick streamlines are for the rotational component of winds with the zonal or meridional component at/above the 90% confidence level whereas shaded areas are for the SSTA with stippled areas for the values at/above the 90% confidence level; arrows are for the abnormal divergent winds at/above the 90% confidence level using a t -test)

135°E) 这一反气旋环流异常。然而, 这一现象用 Gill 理论^[29] 无法解释。图 4d—f 显示, 对流层中高层中高纬度准定常波能量向 (30°N, 135°E) 处的频散应是激发并维持这一地区异常反气旋的主要原因。注意到, 在 850 hPa 上有扰动能量从海洋大陆东北部向北传播, 这应与此处的海温异常有关 (图 4f)。另外, 这一型的海温异常亦如类型 II、III 一样, 可通过 WPSH 活动区中异常扰动在北太平洋中高纬地区激发出自西向东北方向的波列 (图 5b—d)。毫无疑问, 当 (30°N, 135°E) 处异常反气旋存在时, WPSH 将加强西伸且偏北。

4 西太平洋副热带高压异常主要模态对中国降水的可能影响

6—7 月西太平洋副热带高压的变动将直接导致东亚梅雨期降水异常。分析 4 个特征向量时间系数与中国及周边地区降水的相关关系可得到不同模态异常场对梅雨期降水的影响差异 (图 6)。结果表明, 当时间系数为正位相时, WPSH 第 II 异常型对东亚降水的影响较小, 第 I、III、IV 异常型对降水影响较显著。

第 I 异常型可影响整条梅雨带内的降水。出现第 I 型正异常时, WPSH 偏强, 脊线偏南, 西脊点偏西, 有利于引导南海和孟加拉湾的水汽源源不断输送至长江中下游及韩国—日本一带, 使梅雨带降

水量偏多, 特别是四川、湖北一带最为显著。而热带西太平洋上被偏南的副热带高压控制, 对流被抑制, 不利于台风生存, 晴热少雨。

出现第 II 型正异常时, 东北地区东北部降水偏多, 山东半岛亦偏多, 而菲律宾以东洋面上则降水异常偏少。

第 III 异常型主要表现为高压脊的向东、西伸缩。当其为正位相时, 副热带高压东退至海上并趋于块状, 使得水汽输送路径偏东, 副热带高压西北侧气流与南海夏季风共同引导西北太平洋及南海的水汽输送至我国华南和江南东部沿海一带及日本, 降水异常丰沛。而黄河—长江—西南一带因水汽条件不足而降水偏少。

当第 IV 型正异常影响时, 异常偏北的 WPSH 外围气流可引导水汽到达更北的位置, 导致梅雨期内长江流域及其以南地区降水偏少, 而江淮、黄淮、华北、东北地区降水显著偏多。

为评估 WPSH 前 4 种异常型对降水的影响程度, 图 7 给出了 4 个特征向量时间系数可解释的 6—7 月降水异常方差百分比。记 P'_r 为降水距平, PC_i 为第 i 个 EOF 模态的标准化的时间系数序列, 可利用回归方法计算出 4 个 EOF 分量能解释的降水扰动方差。记估算的降水距平扰动为 $\bar{P}'_r$:

$$\bar{P}'_r = \sum_{i=1}^4 \alpha_i PC_i, \quad (4)$$

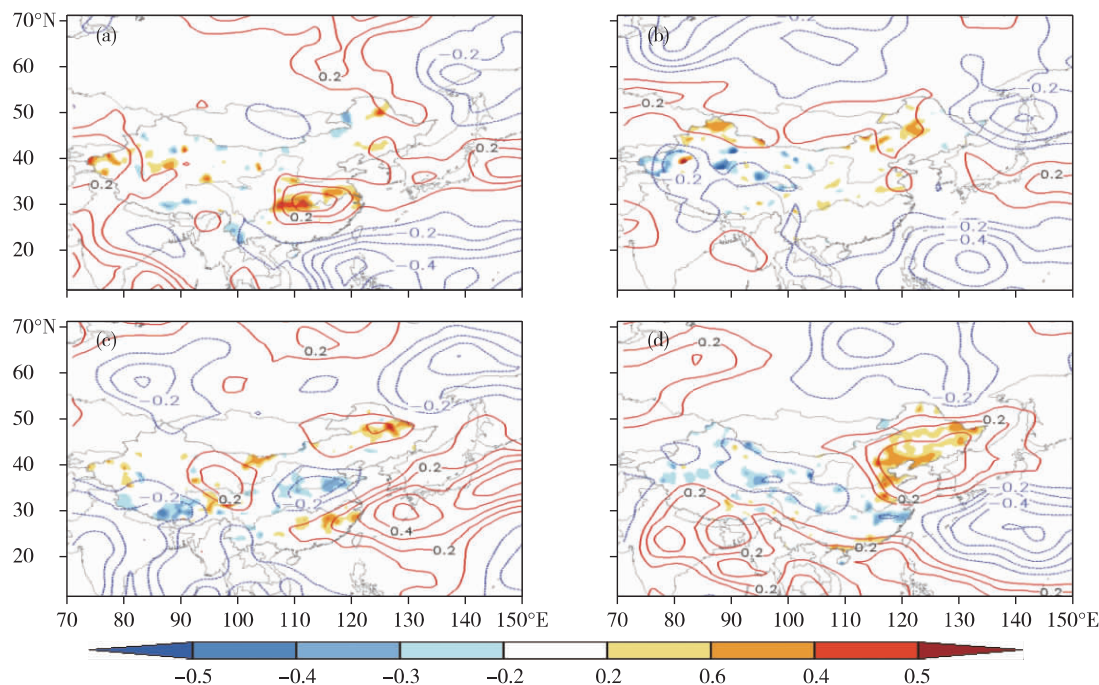


图 6 4 个特征向量时间系数与中国及周边地区 6—7 月降水的相关系数分布(填色为基于中国台站降水数据的结果; 等值线为基于 CPC 再分析降水数据的结果; 当相关系数达到 0.3 时,通过 $\alpha=0.05$ 信度检验): (a) PC_1 ; (b) PC_2 ; (c) PC_3 ; (d) PC_4

Fig.6 Correlations of time series of coefficients of four eigenvectors with precipitation from CPC merged reanalysis (contour lines) and from station data released by NCC of CMA (shaded and scaled with a color bar): (a) PC_1 ; (b) PC_2 ; (c) PC_3 ; (d) PC_4

其中: α_i 为回归系数; $P_r' = \bar{P}_r' + R_r' P_r$ 。

由 4 个特征向量拟合的降水方差百分比为:

$$S = \frac{\sum \bar{P}_r'^2}{\sum P_r'^2} \quad (5)$$

由图 7 可以看出,除西北太平洋外,受副热带高压异常影响最大的地区为黄河—长江一带,可解释该地区降水异常的 20%(局地 30%) 以上的方差贡献。其次为江南和东北地区。值得注意的是,新疆、青海、西藏等地的降水异常方差贡献则可能与大气遥相关有关。

5 2020 年 6—7 月西太平洋副热带高压异常型分析

2020 年,长江中下游梅雨期的平均降水量达 753.9 mm,较常年偏多 150% 以上(图 8a),已显著超过 1996 年(695.7 mm)、1998 年(572.4 mm) 和 2016 年(584.3 mm),为 1961 年以来最多。

在这一极端天气气候事件中,持续异常的西太平洋副热带高压起到了至关重要的作用。从 500 hPa 位势高度距平(图 8b) 可以看到, WPSH 活动区内有 2 个异常正中心,分别位于南海和西北太平洋上,另一个弱的负中心位于 35°N 以北。

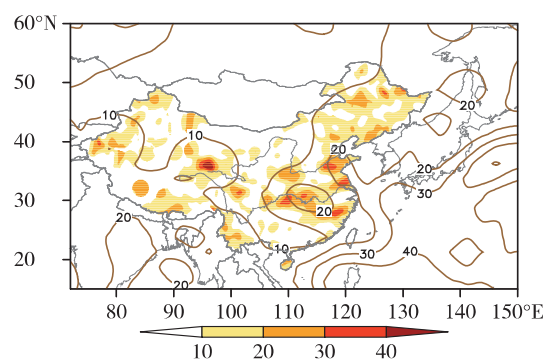


图 7 由 4 个特征向量时间系数解释的同期降水异常方差百分比(单位: %; 填色为基于我国大陆地区台站降水数据的结果; 等值线为基于 CPC 再分析降水数据的结果)

Fig.7 Percentages of variance precipitation anomaly estimated by 4 leading EOF modes to total variance of anomalous precipitation as based on station data (shaded) and CPC reanalysis (contour lines), respectively

为探讨 2020 年梅雨期 WPSH 异常中各模态的贡献,计算该年 6—7 月 850 hPa 上副热带高压活动区内 ψ_g' 与 EOF 第 1、3 特征向量场的空间相关系数,分别为 0.76 和 0.53,而与第 2、4 特征向量场的空间相关为 0.29 和 0.15(均低于 0.30)。可见,2020 年梅雨期 850 hPa 上 WPSH 异常中主要是西太平洋副热带高压的第 I、III 型异常占主导。对应地,将 41 a(1979—2019 年) 500 hPa 上 H' 时间序列

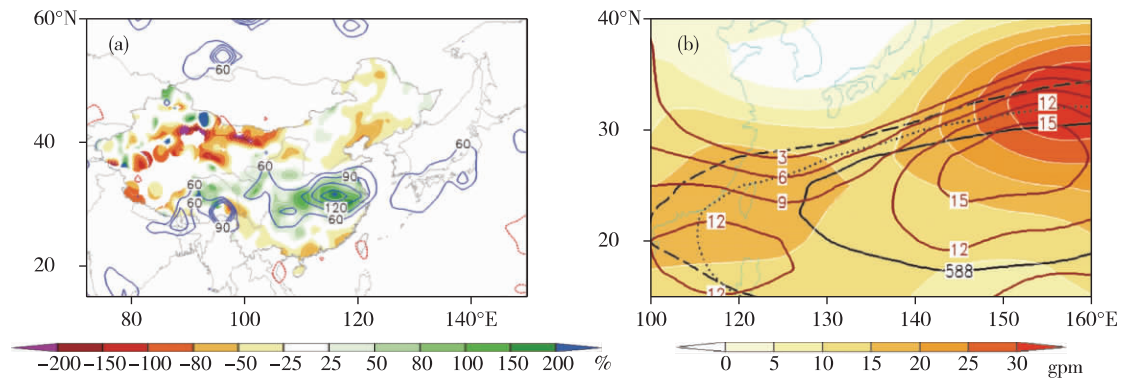


图8 2020年6—7月降水距平百分率(a,单位:%) 和500hPa位势高度距平(b,单位:gpm) (a中填色为观测数据的结果;等值线为使用CPC再分析数据的结果;b中填色为距平实况;棕色等值线为使用EOF第1、3特征向量场计算的距平;黑色点线(黑色长虚线)为由EOF1和EOF3估算的(实际的)2020年588 dagpm特征线,黑色实线则表示WPSH的30 a(1981—2010年)气候平均的588 dagpm线)

Fig.8 The percentage of precipitation anomalies to precipitation climatology (a, unit: %) and the geopotential height anomalies (b, unit: gpm) in June and July of 2020 (the results as derived from station precipitation are in shaded and those from reanalysis is in isolines in a; in b, the shaded (brown solid) contours are for the observational (estimated based on EOF1 and EOF3) geopotential height anomalies in June and July of 2020; the long-dashed and dotted lines are the 588 dagpm isolines for observational and estimated based on EOF1 and EOF3, respectively; the black solid line represents its 588 dagpm isoline of the 30-year mean climatology of 500 hPa)

分别投影到 $PC_1 \sim PC_4$, 得到相应的回归系数空间分布。通过计算2020年6—7月 H' 与各模态回归系数场间的空间相关系数, 结果分别为0.42、-0.07、0.69和-0.14, 仍然显示第1、3模态相关的分量在500 hPa WPSH异常中占主导地位。

进一步使用第I、Ⅲ型特征向量场合成得到2020年位势高度距平(图8b中深红色等值线), 其分布与2020年6—7月实际的位势高度距平(图8b中填色部分)分布相似, 尤其表现在实际的588 dagpm特征线(图8b中虚线)与由第I、Ⅲ型特征向量拟合的588 dagpm特征线(图8b中黑色点线)十分接近。

据前文分析, WPSH第Ⅲ型正异常会使得副高在西北太平洋上增强, 西伸脊减弱, 副热带高压趋于“块状”, 但第I型正异常在加强海上副热带高压主体的同时还易使西脊向西南伸展, 深入大陆, 两种效应叠加使得2020年梅雨期WPSH最终表现为带状, 但海上位势高度场增强。带状的副热带高压西脊伸展至 110°E 以西, 脊线稳定维持在 $(20^\circ \sim 22^\circ\text{N})$ 附近, 可持续为 25°N 一带带来由西北太平洋、南海以及孟加拉湾向北输送的水汽。另外, 异常偏南的副热带高压牢牢控制热带西太平洋, 抑制台风源地的对流发展, 导致6月仅“鹦鹉”一例热带风暴且使得7月出现有现代气象记录以来首次“零台风”的极端事件。缺少了台风降水, 华南一带降水量较常年偏少50%以上。而华北及东北地区受PJ遥相关影响(图4c、5c), 在处于异常气旋西部的偏北风作用下降水较常年偏少。

6 结论

本文针对1979—2019年6—7月平均850 hPa地转流场进行EOF分解, 论述了梅雨期副热带高压变动的4种主要模态特征和可能成因, 以及中国梅雨期降水分布与这4种异常模态的联系, 并特别对2020年梅雨期极端洪涝中的副热带高压异常型进行了探讨。主要结论如下:

(1) 850 hPa上地转流场EOF分析的前4个特征向量累积方差贡献达87.58%, 且相互独立, 可反映西太平洋副热带高压变动的主要特征。其中, 贡献最大的异常为全区一致型, 其次为南北异常型、东西异常型和中心异常型, 分别对应副热带高压向西南发展、脊线南北摆动、西脊的西伸东退等特征。在其随时间的变化上, 第1、3模态表现出3~4 a和5~6 a的短周期振荡, 而第2、4模态除了存在6~7 a较长周期的年际变化外, 还表现出10~12 a的年代际周期。

(2) 500 hPa上副热带高压活动区内环流异常受中纬度上游西风扰动和低纬扰动的共同影响。第I型不但与对流层中高层西风带扰动关系不密切, 而且与海洋性大陆东部对流层低层扰动关系也不密切, 受波列影响不明显。第Ⅱ异常型副热带高压受到热带和中纬度准定常扰动的共同影响, 200 hPa上来自中纬度上游地区的波扰能量向下游传播至 $110^\circ \sim 160^\circ\text{E}$ 附近时, 存在向南的WAF, 有利于低纬地区(副热带高压活动区南部)异常反气旋的维持。850 hPa上的异常环流则主要表现为来自低纬

的扰动能量向北偏东方向频散。第Ⅲ异常型中,200 hPa 上,位于(40°N,130°E)处的扰动的形成与沿40°N处西风急流从上游向下游传播的扰动有关。而第4模态的形成与维持亦受到中高纬度准定常扰动的影响,但200 hPa上扰动能量来自(60°N,100°E)处。扰动向东南方向的能量频散与西风急流的波导作用关系不密切。在850 hPa,扰动能量亦来自菲律宾以东的洋面附近。

(3) 副热带高压异常各模态的形成可部分地与海温异常有关。WPSH 异常的第一模态可由海温异常导致的异常涡度强迫做出部分解释。与第二模态相关,暖 SSTA 出现在整个 Niño 监测关键区且中心位于东太平洋,冷 SSTA 位于海洋性大陆东部,异常辐散气流虽较第一模态弱,但强迫出了南海及其东侧洋面上的异常反气旋环流。由于这一异常反气旋位置处于副热带高压活动区南部,将使副热带高压向南海方向西伸。关于第三异常模态,(25°N,150°E)处的反气旋环流异常更可能由中纬度对流层中高层准定常波引起,其与海温异常的关系并不密切。但其作为扰动源,可使波能向其东北方向频散,造成其东北方向上出现异常波列。关于第四模态,赤道中太平洋暖 SSTA 引起850 hPa的气流向赤道上的日期变更线方向辐合,引起(30°N,135°E)处辐散异常,进而反过来有利于维持(30°N,135°E)附近反气旋环流异常。另外,对流层中高层中高纬度准定常波能量向(30°N,135°E)处的能量频散应是激发并维持这一地区异常反气旋的主要原因。

(4) 西太平洋副热带高压的4类异常型对与长江—黄河—日本一带,以及江南和东北地区的降水有着重要的影响。2020年6—7月因第Ⅰ和第Ⅲ异常型占主导,WPSH 表现为海上高中心增强,形态为带状,西脊伸展至110°E以西,脊线稳定维持在20°~22°N附近,为长江流域带来极端丰沛降水的同时,抑制了海上台风活动,华南降水偏少。

需要说明的是,西太平洋副热带高压异常的4种主要模态所导致的 WPSH 位置和形态变化将对台风活动具有不同影响。如第Ⅰ异常型的时间系数为正时将引起副热带高压向西南发展,可能导致台风沿西行路线活动;而第Ⅱ和第Ⅲ异常型似乎将使得台风在往我国行进途中出现转向;第Ⅳ异常型则似乎将引导台风直击江苏和浙江,这些推测需后期进行验证。

另外,西太平洋副热带高压第Ⅰ、Ⅱ异常型易从观测资料中识别,但事实上第Ⅰ、Ⅲ、Ⅳ类异常模

态对于东亚梅雨期降水的影响却几乎相当,而第Ⅱ异常型对降水的影响反而不明显,能否从前期的预报线索中建立西太平洋副热带高压异常的定量分型预报,并进而指导夏季主汛期的降水预测? 这一问题同样有待后续探讨。

致谢: NCC、NOAA、CPC 提供了 WPSH 特征指数、SST、降水等资料的在线下载服务。

参 考 文 献

- [1] 黄士松, 汤明敏. 西北太平洋和南印度洋上环流系统的中期振荡与遥相关. 气象科学, 1988, (4): 1-13.
HUANG Shisong, TANG Mingmin. Medium-range oscillations of the atmospheric circulation systems over the northwestern Pacific and southern Indian Oceans and their teleconnection. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 1988, (4): 1-13.
- [2] 陶诗言, 徐淑英. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征. 气象学报, 1962, 32(1): 1-10.
Dao S Y, Hsu S Y. Some aspects of the circulation during the periods of the persistent drought and flood in Yantze and Hwai-Ho Valleys in summer. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 1962, 32(1): 1-10.
- [3] 钱代丽, 管兆勇, 王黎娟. 近57 a 夏季西太平洋副高面积的年代际振荡及其与中国降水的联系. 大气科学学报, 2009, 32(5): 677-685.
QIAN Daili, GUAN Zhaoyong, WANG Lijuan. Interdecadal variations of West Pacific subtropical high area and changes in summer precipitation over China in boreal summer during the last 57 years. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2009, 32(5): 677-685.
- [4] 任素玲, 刘屹岷, 吴国雄. 西太平洋副热带高压和台风相互作用的数值试验研究. 气象学报, 2007, 65(3): 329-340.
REN Suling, LIU Yimin, WU Guoxiong. Interactions between typhoon and subtropical anticyclone over western Pacific revealed by numerical experiments. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 2007, 65(3): 329-340.
- [5] 黄士松, 汤明敏. 副热带高压位置一年中南北变动的一些特征及其意义. 南京大学学报(气象学), 1962, (2): 41-56.
HUANG Shisong, TANG Mingmin. Characteristics and significance of the South—North variations of the subtropical high in a year. Journal of Nanjing university (Meteorology) (in Chinese), 1962, (2): 41-45.
- [6] GUAN Weina, HU Haibo, REN Xuejuan, et al. Subseasonal zonal variability of the western Pacific subtropical high in summer: climate impacts and underlying mechanisms. Climate Dyn., 2019, 53: 3325-3344.
- [7] REN Xuejuan, YANG Xiuqun, SUN Xuguang. Zonal oscillation of western Pacific subtropical high and subseasonal SST variations during Yangtze persistent heavy rainfall events. J. Climate, 2013, 26(22): 8929-8946.

- [8] 黄士松, 余志豪. 副热带高压结构及其同大气环流有关若干问题的研究. 气象学报, 1962, 31(4): 339-359.
HUANG S S, Yue T H. On the structure of the sub-tropical highs and some associated aspects of the general circulation of atmosphere. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 1962, 31(4): 339-359.
- [9] WANG Bin, WU Renguang, FU Xiuhua. Pacific—East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? J. Climate, 2000, 13(9): 1517-1536.
- [10] WANG Bin, WU Renguang, Lau K M. Interannual variability of the Asian summer monsoon: contrasts between the Indian and the western North Pacific—East Asian monsoons. J. Climate, 2001, 14(20): 4073-4090.
- [11] 王成林, 邹力. 西太平洋副热带高压的年际变率及其与 ENSO 的相关性. 热带气象学报, 2004, 20(2): 137-144.
WANG Chenglin, ZHOU Li. West Pacific subtropical high's interannual variability and relativity to ENSO. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 2004, 20(2): 137-144.
- [12] 钱代丽, 管兆勇. 超强与普通 El Niño 海—气特征差异及对西太平洋副热带高压的不同影响. 气象学报, 2018, 76(3): 394-407.
QIAN Daili, GUAN Zhaoyong. Different features of super and regular El Niño events and their impacts on the variation of the West Pacific subtropical high. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 2018, 76(3): 394-407.
- [13] 吴国雄, 刘平, 刘屹岷, 等. 印度洋海温异常对西太平洋副热带高压的影响——大气中的两级热力适应. 气象学报, 2000, 58(5): 513-522.
WU Guoxiong, LIU Ping, LIU Yimin, et al. Impacts of the sea surface temperature anomaly in the Indian Ocean on the subtropical anticyclone over the western Pacific: two-stage thermal adaptation in the atmosphere. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 2000, 58(5): 513-522.
- [14] 黄刚, 胡开明. 夏季北印度洋海温异常对西北太平洋低层反气旋异常的影响. 南京气象学院学报, 2008, 31(6): 749-757.
HUANG Gang, HU Kaiming. Impact of North Indian ocean SSTA on Northwest Pacific lower layer anomalous anticyclone in summer. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 2008, 31(6): 749-757.
- [15] ZHOU Tianjun, YU Rucong, ZHANG Jie, et al. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s? J. Climate, 2009, 22(8): 2199-2215.
- [16] Chang C P, ZHANG Yongsheng, LI T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: roles of the subtropical ridge. J. Climate, 2000, 13(24): 4310-4325.
- [17] Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. The formation mechanism of the Bonin high in August. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 2003, 129(587): 157-158.
- [18] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1996, 77(3): 437-472.
- [19] HUANG Boyin, Banzon V F, Freeman E, et al. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Version 4 (ERSST.v4). Part I: upgrades and intercomparisons. J. Climate, 2015, 28(3): 911-930.
- [20] XIE Pingping, Arkin P A. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1997, 78(11): 2539-2558.
- [21] QIAN Daili, GUAN Zhaoyong, TANG Weiya. Joint impacts of SSTA in tropical Pacific and Indian Oceans on variations of the WPSH. J. Meteor. Res., 2018, 32(4): 548-559.
- [22] North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. Mon. Wea. Rev., 1982, 110(7): 699-706.
- [23] Takaya K, Nakamura H. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J. Atmos. Sci., 2001, 58(6): 608-627.
- [24] GUAN Zhaoyong, Yamagata T. The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. Geophys. Res. Lett., 2003, 30(10): 1544.
- [25] Nitta T. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 1987, 65, 373-390.
- [26] 李明刚, 管兆勇, 梅士龙. 夏季长江中下游地区降水持续性年(代)际变异及其与环流和 Rossby 波活动的联系. 大气科学, 2016, 40(6): 1199-1214.
LI Minggang, GUAN Zhaoyong, MEI Shilong. Interannual and interdecadal variations of summer rainfall duration over the middle and lower reaches of the Yangtze River in association with anomalous circulation and Rossby wave activities. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2016, 40(6): 1199-1214.
- [27] Hoskins B J, Ambrizzi T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. J. Atmos. Sci., 1993, 50(12): 1661-1671.
- [28] Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection. J. Geophys. Res., 2007, 112(C11): C11007.
- [29] Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1980, 106(449): 447-462.