

薛德强,徐建军. 两类厄尔尼诺事件期间热带大气 GILL 响应分析[J]. 海洋气象学报, 2021, 41(1): 82-91.
XUE Deqiang, XU Jianjun. GILL response analysis of tropical atmosphere during two types of El Niño events[J]. Journal of Marine Meteorology, 2021, 41(1): 82-91. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2021.01.008. (in Chinese)

两类厄尔尼诺事件期间热带大气 GILL 响应分析

薛德强¹, 徐建军^{2,3,4}

(1. 山东省气象科学研究所, 山东 济南 250031; 2. 广东海洋大学南海海洋气象研究院, 广东 湛江 524088; 3. 广东海洋大学海洋与气象学院, 广东 湛江 524088; 4. 南方海洋科学与工程广东省实验室(湛江), 广东 湛江 524000)

摘要: 分析了 1979—2018 年两类厄尔尼诺事件期间月平均热带太平洋海面温度 (sea surface temperature, SST) 异常、对流降水异常、大气环流异常等特征, 发现东部型、中部型厄尔尼诺期间海洋及大气加热场并不是赤道对称, 赤道以南热源强度大于赤道以北。大气对热源的响应表现在: 1) 低层在大气热源西侧出现南、北半球热带相对应的气旋环流异常, 但是赤道以南气旋的涡度大于赤道以北, 且两类厄尔尼诺事件期间涡度中心的位置不同; 到高层赤道中东太平洋呈现赤道对称的反气旋环流控制。2) 低层热源的西侧出现西风异常, 东侧为东风异常, 西风异常的强度与范围明显大于东风异常, 且东部型西风异常的强度大于中部型; 而到高层, 纬向风的风向和低层正好相反。3) 低层东部型、中部型厄尔尼诺上升运动异常分别位于赤道中东太平洋和赤道中太平洋, 下沉运动出现在热源东西两侧及赤道两侧 5°N 以北、5°S 以南的热带地区; 东部型到中层上升运动异常强度达到最大, 而中部型到高层上升运动异常强度达到最大。4) 低层东部型、中部型厄尔尼诺期间位势高度在中东太平洋为负异常, 西太平洋为正异常; 到高层, 整个赤道中东太平洋地区均为位势高度正异常, 并且在赤道两侧分别出现位势高度正异常中心, 与反气旋环流涡度中心及下沉运动异常中心相对应。5) 除西风异常范围大于东风异常, 其他特征与赤道非对称热源 GILL 响应的理论计算模态基本一致。

关键词: 厄尔尼诺; 海面温度异常; 对流降水异常; GILL 响应

中图分类号: P732.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2021)01-0082-10

DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2021.01.008

GILL response analysis of tropical atmosphere during two types of El Niño events

XUE Deqiang¹, XU Jianjun^{2,3,4}

(1. Shandong Institute of Meteorological Sciences, Jinan 250031, China; 2. South China Sea Institute of Marine Meteorology, Guangdong Ocean University, Zhanjiang 524088, China; 3. College of Ocean and Meteorology, Guangdong Ocean University, Zhanjiang 524088, China; 4. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhanjiang), Zhanjiang 524000, China)

Abstract The characteristics of the monthly mean sea surface temperature (SST) anomaly, convective precipitation anomaly, and atmospheric circulation anomaly over the tropical Pacific during the two types of El Niño events from 1979 to 2018 are analyzed. It is found the oceanic and atmospheric heating fields during the eastern Pacific and central Pacific El Niño events are not equatorially symmetrical, and the

收稿日期: 2020-09-22; 修订日期: 2021-01-29

基金项目: 国家重点研发计划“全球变化及应对”重点专项(2018YFA0605604); 中国科学院战略性先导科技专项(XDA20060503)

通信作者: 薛德强, 男, 研究员级高级工程师, 主要从事气候研究工作, xuedeqiang@sina.com。

intensity of heating sources south of the equator is greater than that north of the equator. The responses of the atmosphere to the heating source are as follows. 1) In the lower level, there are cyclonic circulation anomalies corresponding to the tropics in the Southern Hemisphere and the Northern Hemisphere in the west of the atmospheric heating source, but the vorticity of cyclones south of the equator is greater than that north of the equator. The locations of vorticity centers during the two type of El Niño events are different. In the upper level, the equatorial central – eastern Pacific presents equatorially symmetric anticyclone circulation control. 2) In the lower level, westerly wind anomalies appear in the west of the heating source and easterly wind anomalies in the east. The intensity and range of westerly wind anomalies are obviously greater than those of easterly wind anomalies, and the intensity of westerly wind anomalies during the eastern Pacific El Niño events is greater than that during the central Pacific El Niño events. While in the upper level, the zonal wind blows in the opposite direction compared with the lower level. 3) In the lower level, the ascending motion anomalies during the eastern Pacific and central Pacific El Niño events are located in the equatorial central – eastern Pacific and the equatorial central Pacific, respectively, and the descending motion anomalies occur in the east and west of the heating sources and tropical areas to the north of 5°N and to the south of 5°S . For the eastern Pacific El Niño events, the intensity of ascending motion anomalies reaches its maximum in the middle level, while for the central Pacific El Niño events, the intensity reaches its maximum in the upper level. 4) In the lower level, the geopotential height shows negative anomaly in the central – eastern Pacific and positive anomaly in the western Pacific during the eastern Pacific and central Pacific El Niño events. In the upper level, the whole equatorial central – eastern Pacific shows positive geopotential height anomaly, and there are positive geopotential height anomaly centers on both sides of the equator, corresponding to the vorticity centers of anticyclone circulations and the descending motion anomaly centers. 5) Except for the range of westerly wind anomalies greater than that of the easterly wind anomalies, other corresponding features are basically consistent with the theoretical calculation modes of the equatorially asymmetric heating source GILL response.

Key words El Niño; SST anomaly; convective precipitation anomaly; GILL response

引言

赤道太平洋是全球海面温度 (sea surface temperature, SST) 最高的区域, 海洋对大气的非绝热加热使大气对流活跃^[1], 而厄尔尼诺改变了太平洋海温异常分布, 赤道中东太平洋的异常增温造成对流发展, 降水潜热释放增强了大气热源, 大气对热源的 GILL 响应, 不仅影响着热带环流系统, 对大尺度环流系统^[2-7]以及东亚和中国气候^[8]也产生重要影响。

GILL^[9]采用简单的浅水波方程, 用东传的开尔文波 (Kelvin wave) 及西传的罗斯贝波 (Rossby wave) 解释赤道对称热源两侧的纬向非对称的东、西风异常及热源西侧赤道外南、北半球对称的气旋环流异常的大气响应, 被称为 GILL 响应。GILL 响应作为基础理论被学者广泛用于解释实际大气中的环流特征。如钱代丽和管兆勇^[10-11]认为厄尔尼诺发生时, 赤道中东部对流活跃, 异常上升运动发

展, 而西太平洋暖池地区的上升运动受到抑制, 出现异常的辐散, 并通过 GILL 型响应在西北太平洋上的对流层低层强迫出异常的反气旋式环流, 使西太平洋副热带高压增强西伸。HE and ZHOU^[12]提出热带印度洋与热带西太平洋 SST 梯度也可通过 GILL 型响应影响西太平洋副热带高压。WU et al.^[13]、WANG et al.^[14]发现热带中太平洋大气非绝热加热, 通过 GILL 型响应在西侧产生气旋性环流。TASCETTO et al.^[15]研究发现在厄尔尼诺 Modoki 事件的 2 月, 赤道中太平洋暖中心的西侧, 即澳大利亚西北侧因为 GILL 响应产生气旋性环流, 使降水增加。WU et al.^[16]提出在厄尔尼诺发展年夏季降水主要集中在赤道中太平洋和西北太平洋, 前者是对赤道中东太平洋对称加热的 GILL 响应, 而后者是由于夏季强烈的东风垂直切变产生非对称的气旋性环流, 增强的对流降水更增加了非对称 GILL 环流响应。WANG and ZHANG^[17]认为在厄尔尼诺

发展年秋季,东亚冷空气活动增强的原因是太平洋变暖引起的异常对流加热通过 GILL 响应产生一对赤道对称的气旋性环流。在上层,形成一个异常反气旋环流支配着西北太平洋,反气旋西北侧盛行异常西南风,打乱了副热带急流而有利于东亚大槽加深。同时孟加拉湾和菲律宾海的对流释放潜热激发 Rossby 波分别影响印度夏季风和西北太平洋夏季风^[18]等。

巢纪平和王彰贵^[19]、邢楠等^[20]在 GILL 理论上,分别针对赤道对称热源、赤道非对称热源,推出了热带大气对热源响应的理论解析通解,那么实际热带大气对热带热源响应的具体特征是否与理论解析通解一致?目前这方面的分析研究还比较少。本文通过分析两类厄尔尼诺事件期间热带大气对热源的响应特征来验证与 GILL 响应理论结果的符合性。

1 资料与方法

分析 GILL 响应,首先确定大气热源,在热带地区大气热源主要来自于对流造成的潜热释放,即可

近似使用热带对流降水多少衡量大气热源强弱,本文所用 1979—2018 年月平均降水资料来源于 NOAA CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP),格点分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。GILL 响应产生的大气环流响应,一般表现在气压、垂直速度、风场等大气异常场,因此使用 NCEP/NCAR 1979—2018 年 1 000、500、200 hPa 位势高度场、风场、垂直速度等大气环流要素数据,格点分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。1979—2018 年逐月 SST 数据来自 NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature V4 资料,空间分辨率为 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 。分析之前所有资料序列去掉趋势项。

依据中华人民共和国气象行业标准:QX/T 370—2017《厄尔尼诺/拉尼娜事件判别方法》,1979—2018 年厄尔尼诺事件发生情况详见表 1,其中东部型厄尔尼诺事件 7 次,总持续月份 91 个月,中部型厄尔尼诺事件 7 次,总持续月份 36 个月,采用合成分析统计东部型、中部型厄尔尼诺事件样本平均情况下月大气、海洋加热场及大气风场、气压场、垂直速度场异常等特征。

表 1 1979 年以来厄尔尼诺事件发生情况

Table 1 Information of El Niño events since 1979

持续时间	持续月份数	峰值月份	最大海面温度/ $^{\circ}\text{C}$	强度	类型
1979 年 9 月—1980 年 1 月	5	1980 年 1 月	0.6	弱	东部型
1982 年 4 月—1983 年 6 月	15	1983 年 1 月	2.7	超强	东部型
1986 年 8 月—1988 年 2 月	19	1987 年 8 月	1.9	中等	东部型
1991 年 5 月—1992 年 6 月	14	1992 年 1 月	1.9	中等	东部型
1994 年 9 月—1995 年 3 月	7	1994 年 12 月	1.3	中等	中部型
1997 年 4 月—1998 年 4 月	13	1997 年 11 月	2.7	超强	东部型
2002 年 5 月—2003 年 3 月	11	2002 年 11 月	1.6	中等	中部型
2004 年 7 月—2005 年 1 月	7	2004 年 9 月	0.8	弱	中部型
2006 年 8 月—2007 年 1 月	6	2006 年 11 月	1.1	弱	东部型
2009 年 6 月—2010 年 4 月	11	2009 年 12 月	1.7	中等	中部型
2014 年 10 月—2016 年 4 月	19	2015 年 12 月	2.8	超强	东部型

2 两类厄尔尼诺期间热带中东太平洋大气、海洋加热场分析

分别计算东部型厄尔尼诺与中部型厄尔尼诺样本本月平均的 SST 异常、降水量异常,详见图 1,可见东部型厄尔尼诺出现暖舌型 SST 暖异常,大于 0.5°C 的主体范围位于日界线以东的赤道太平洋 ($180^{\circ}\text{E} \sim 80^{\circ}\text{W}$, $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$),并延伸到东南太平洋 ($90^{\circ}\text{W} \sim 80^{\circ}\text{W}$, $0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{S}$),存在 2 个暖中心,分别位

于 120°W 的赤道附近及 El Niño1+2 区 ($90^{\circ}\text{W} \sim 80^{\circ}\text{W}$, $0^{\circ} \sim 10^{\circ}\text{S}$),SST 距平值均大于 1.2°C 。海洋的异常加热导致传统沃克环流 (Walker cell) 异常,赤道中东太平洋 ($155^{\circ}\text{E} \sim 80^{\circ}\text{W}$, $15^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$) 大气出现大范围对流上升区,降水异常增加,降水正异常中心在日界线附近,降水量大于 $4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

中部型厄尔尼诺 SST 暖异常大于 0.5°C 的区域在热带中太平洋 ($170^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{W}$, $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$),中心位于 165°W 的赤道附近,较东部型暖中心偏西 45

经距, SST 距平值大于 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。对流降水正异常范围类似“刀”形, 主体位于赤道中太平洋 ($150^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}, 10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$), 降水正异常中心在 170°E 的赤道附近, 较东部型偏西 10 经距, 降水量大于 $4\text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。另外赤道东北太平洋 ($150^{\circ}\text{W} \sim 100^{\circ}\text{W}, 0^{\circ} \sim 10^{\circ}\text{N}$) 有东西带状降水正异常区, 类似“刀把”。LAU et al.^[1]认为热带对流不仅和海温有关, 也和高空大尺度辐散、辐合特征有关, 而赤道东北太平洋区域高层常年存在辐散气流, 有利于降水

增加。

由此可见东部型厄尔尼诺期间大气、海洋加热场均出现在赤道中东太平洋, 大气比海洋热源整体偏西 25 经距, 热源中心偏西 60 经距。中部型厄尔尼诺大气、海洋加热场主体均出现在赤道中太平洋, 大气比海洋加热场主体偏西 20 经距, 中心偏西 30 经距。中部型相比东部型厄尔尼诺期间大气热源范围偏小, 强度相差不大, 热源中心位置偏西 15 经距。图 1 中可见大气热源呈现赤道非对称。

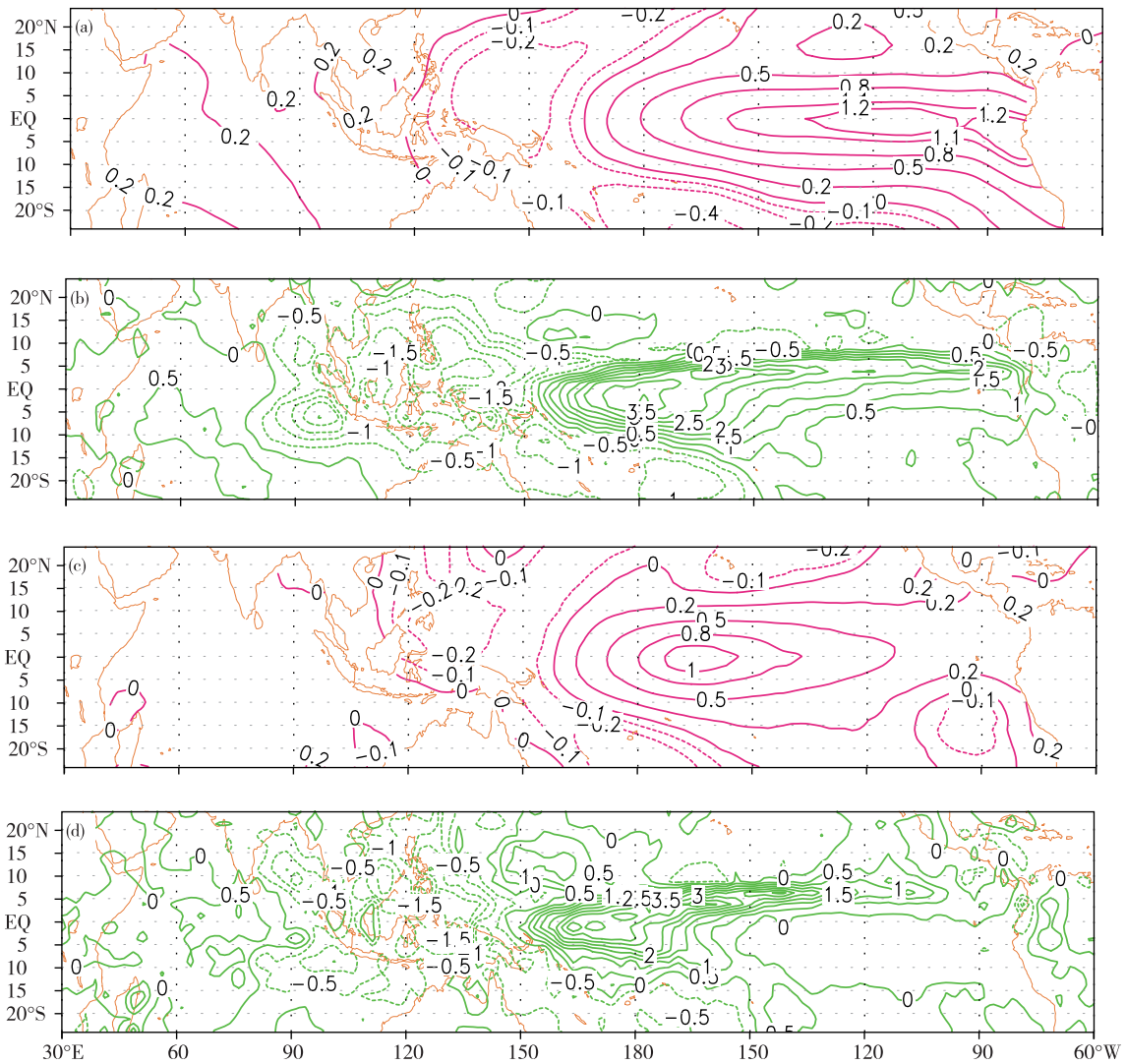


图 1 厄尔尼诺样本平均的 SST 异常 (单位: $^{\circ}\text{C}$; a/c) 与降水异常 (单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$; b/d) (a/b. 东部型厄尔尼诺, c/d. 中部型厄尔尼诺)
 Fig.1 Mean SST anomaly (units: $^{\circ}\text{C}$; a/c) and precipitation anomaly (units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$; b/d) of El Niño samples (a/b. the eastern Pacific El Niño events, c/d. the central Pacific El Niño events)

3 两类厄尔尼诺期间热带大气 GILL 响应分析

Gill^[9]、邢楠等^[20]给出了理想赤道非对称热源

激发的热带大气响应特征, 为与理想赤道非对称热源激发的大气响应相比, 统计东部型、中部型厄尔尼诺存续期间月平均的热源情形, 由前文可见, 东部型与中部型厄尔尼诺热源范围纬向尺度均大于

50 经度,整体上可视为大尺度非对称热源^[19]。GILL 响应一般表现在大气风场、气压场、垂直速度场等出现异常分布,具体分析如下。

3.1 风场异常

东部型厄尔尼诺:在 1 000 hPa 层面,大气热源西侧即赤道中东太平洋地区为气旋环流,赤道以北径向风是北风并流向赤道,正涡度中心在 5°N 日界

线附近,最大超过 $2.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,而赤道以南径向风是南风并流向赤道,负涡度中心在 10°S 的日界线附近,最大小于 $-3.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,而东赤道太平洋也为气旋环流,但是气旋环流强度较弱(图 2a);对流层中层 500 hPa,大气热源西侧的气旋环流收缩到赤道西太平洋且强度变弱,而赤道东太平洋地区基本为反气旋环流控制(图 2b);到对流层高层 200 hPa 赤道

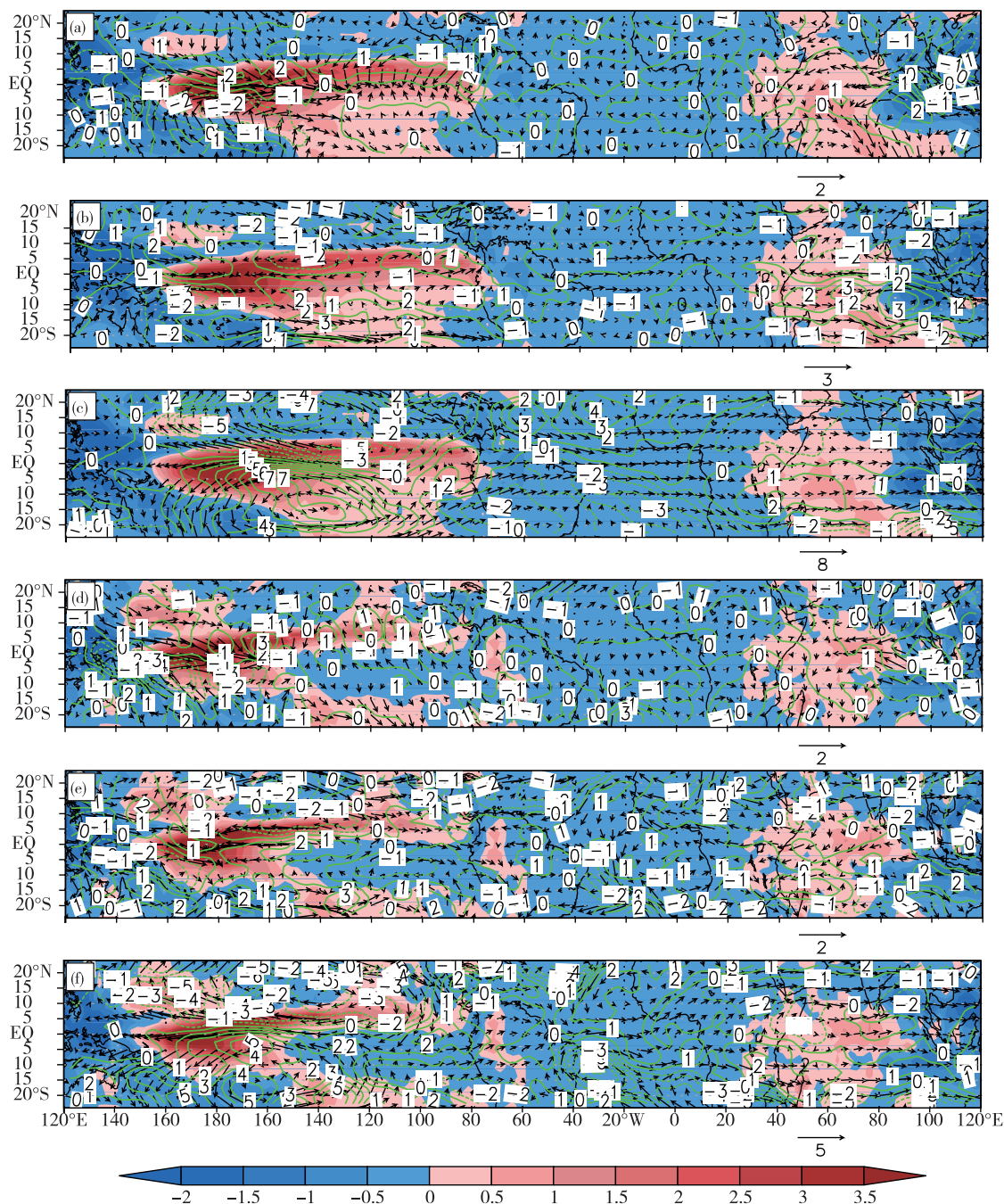


图 2 厄尔尼诺样本平均的涡度异常(等值线,单位: 10^{-6} s^{-1})、降水异常(填色,单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、风场异常(箭头,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)合成图(a.东部型厄尔尼诺 1 000 hPa, b.东部型厄尔尼诺 500 hPa, c.东部型厄尔尼诺 200 hPa, d.中部型厄尔尼诺 1 000 hPa, e.中部型厄尔尼诺 500 hPa, f.中部型厄尔尼诺 200 hPa)

Fig.2 Composites of mean vorticity anomaly (isoline, units: 10^{-6} s^{-1}), precipitation anomaly (colored, units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), and wind anomaly (arrow, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) of El Niño samples (a/b/c. the eastern Pacific El Niño events, d/e/f. the central Pacific El Niño events; a/d. 1 000 hPa, b/e. 500 hPa, c/f. 200 hPa)

中东太平洋地区为较强的反气旋环流控制,基本呈现赤道对称状态,赤道以北负涡度中心在 150°W, 15°N 附近,最大超过 $-7 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 涡度中心呈东西走向,而赤道以南为正涡度,中心在 140°W, 15°S 附近,最大也超过 $7.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 涡度中心呈东南—西北走向(图 2c),与 HECKLEY and GILL^[21] 分析结果基本一致,反映了 Rossby 波斜压性。

纬向风场分布情况:在 1 000 hPa 层面,赤道中

东太平洋地区基本为西风异常,沿赤道从 150°E 到 90°W, 120 经度为西风异常,沿赤道 90°~20°W, 70 经度为东风异常,另外在东太平洋赤道两侧的热带,各有一个东风带,赤道以北为东太平洋的热带区域,赤道以南面积较小,西风异常的强度与范围明显大于东风异常,最大西风异常出现在日界线附近,最大超过 $2.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 3a);而在对流层中层 500 hPa,伴随气旋环流向西收缩,西风异常范围同

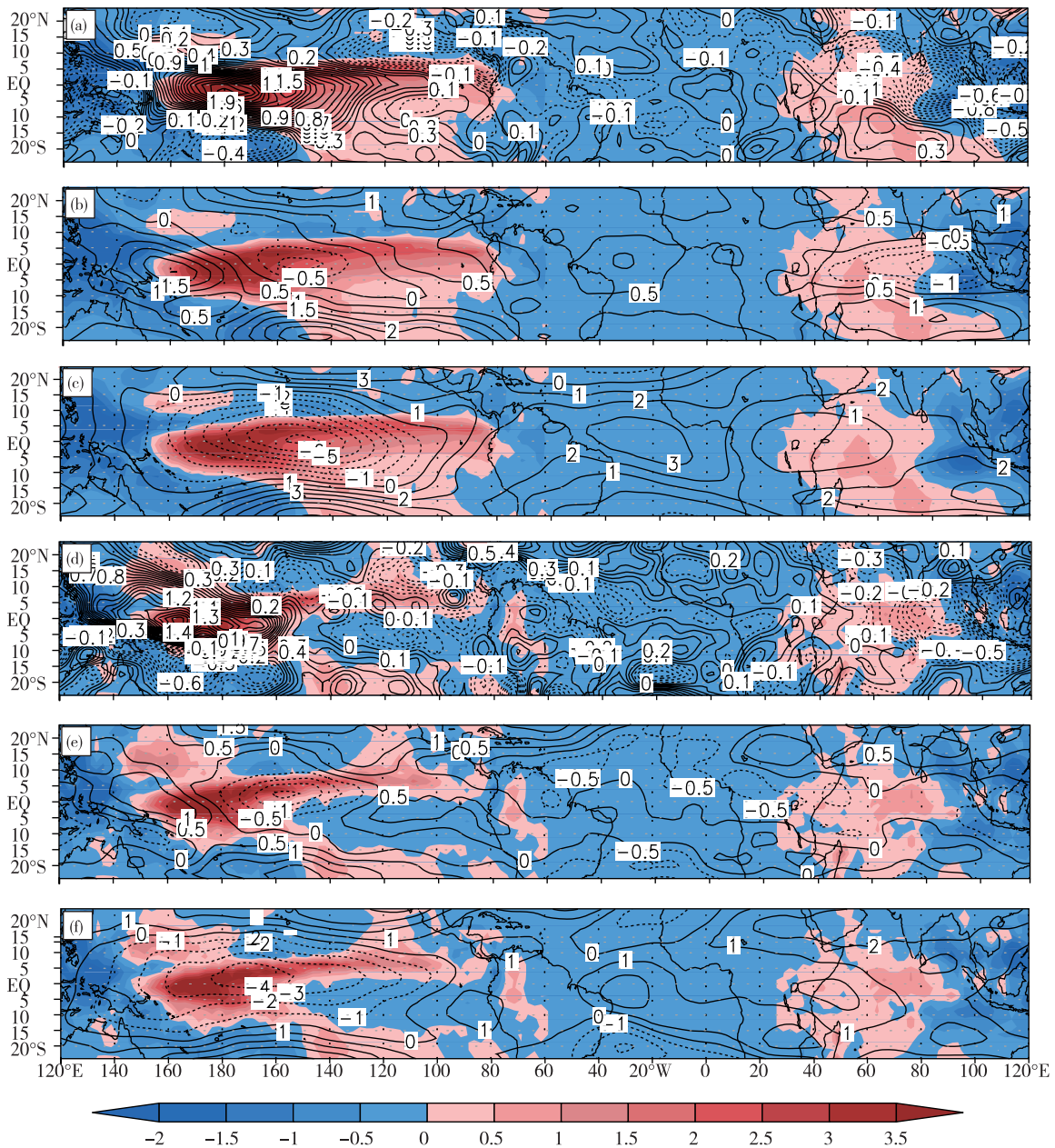


图 3 厄尔尼诺样本平均的降水异常(填色,单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、纬向风异常(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)合成图(a.东部型厄尔尼诺 1 000 hPa, b.东部型厄尔尼诺 500 hPa, c.东部型厄尔尼诺 200 hPa, d.中部型厄尔尼诺 1 000 hPa, e.中部型厄尔尼诺 500 hPa, f.中部型厄尔尼诺 200 hPa)

Fig.3 Composites of mean precipitation anomaly (colored, units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) and zonal wind anomaly (isoline, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) of El Niño samples (a/b/c. the eastern Pacific El Niño events, d/e/f. the central Pacific El Niño events; a/d. 1 000 hPa, b/e. 500 hPa, c/f. 200 hPa)

样收缩到 170°W 以西的赤道中西太平洋,赤道东太平洋地区变为东风异常(图 3b);到对流层高层 200 hPa,赤道中东太平洋地区基本为东风异常,沿赤道从 150°E 到 90°W , 120 经度为东风异常,沿赤道 $90^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{W}$ 为西风异常,另外在东太平洋赤道两侧的热带对称分布着一个西风带,东风异常的强度与范围大于西风异常,最大东风异常出现在 150°W 的赤道附近,最大超过 $7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 3c)。

中部型厄尔尼诺:在 1 000 hPa 层面,中太平洋地区出现气旋性环流,赤道以北为正涡度,中心在 2.5°N , 160°W 附近,最大超过 $3\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,而赤道以南为负涡度,中心在 5°S , 160°E 附近,最大小于 $-4.0\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ (图 2d);在对流层中层 500 hPa,大气热源西侧的气旋环流收缩到赤道西太平洋,且强度变弱,而赤道东太平洋西部为反气旋环流控制,赤道东太平洋东部为气旋环流控制(图 2e);到对流层高层 200 hPa,赤道中东太平洋地区为较强的反气旋环流控制,基本呈现赤道对称状态,赤道以北负涡度中心在 165°W , 15°N 附近,最大小于 $-6\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,而赤道以南为正涡度,中心在 165°W , 5°S 附近,最大也超过 $6.0\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ (图 2f)。与东部型相比,低层气旋涡度范围偏小、涡度偏弱,但高层反气旋涡度较弱。

赤道纬向风场分布情况:在 1 000 hPa 层面,赤道太平洋地区出现明显的西风异常,沿赤道从 130°E 到 100°W , 130 经度为西风异常,沿赤道 $100^{\circ}\text{W}\sim 0^{\circ}$, 100 经度跨度为东风异常,另外在东太平洋赤道两侧热带,各有一个东风带,赤道以北为东太平洋的热带区域比赤道以南面积稍大;西风异常的强度与范围明显大于东风异常,最大西风异常出现在 165°E 的赤道附近,最大超过 $2.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 3d);而在对流层中层 500 hPa,伴随气旋环流向西收缩,西风异常范围同样收缩到日界线以西的赤道西太平洋,赤道东太平洋西部变为东风异常,赤道东太平洋东部为西风异常(图 3e);到对流层高层 200 hPa,赤道太平洋地区基本为东风异常,沿赤道从 125°E 到 95°W , 140 经度为东风异常,沿赤道 $95^{\circ}\text{W}\sim 0^{\circ}$, 95 经度为西风异常,另外在东太平洋赤道两侧的热带对称分布各有一个西风带,东风异常的强度与范围明显大于西风异常,最大东风异常出现在 170°W , 2.5°N 附近,最大超过 $4.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 3f)。与东部型厄尔尼诺相比,低层西风和高层东风异常的范围均偏大偏西、强度偏弱。

3.2 垂直速度异常

东部型厄尔尼诺:在 500 hPa 层面,上升运动异常范围与对流性降水范围基本一致、强度明显增强,上升运动异常最大值位于 150°W 的赤道附近,最大值小于 $-30\times 10^{-3}\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 4a),下沉运动异常分别出现在赤道西太平洋、赤道南美洲与大西洋、中东太平洋赤道两侧 5°N 以北、 5°S 以南的热带地区;在 200 hPa,上升运动异常范围与 500 hPa 基本一致,但上升运动异常小于 500 hPa 层面,上升运动异常最大值位于赤道日界线附近,最大值小于 $-21\times 10^{-3}\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,下沉运动区域与 500 hPa 基本一致,上升运动异常明显大于下沉运动(图 4b)。

中部型厄尔尼诺:在 500 hPa 层面,上升运动异常范围与对流性降水范围基本一致,强度明显增强,上升运动异常最大值位于 170°W 的赤道附近,最大值小于 $-36\times 10^{-3}\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,下沉运动出现在赤道西太平洋、赤道南美洲与大西洋、赤道两侧 5°N 以北、 5°S 以南的中太平洋热带地区,上升运动异常明显大于下沉运动(图 4c);在 200 hPa,上升、下沉运动异常范围与 500 hPa 基本一致,但上升运动异常更强,最大值位于 170°E 的赤道附近,最大值小于 $-39\times 10^{-3}\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 4d)。与东部型厄尔尼诺相比,上升运动范围偏小,但上升运动异常偏强,并且东部型厄尔尼诺上升运动异常最大值位于中层 500 hPa,而中部型厄尔尼诺上升运动异常最大值位于高层 200 hPa。这与李智玉等^[22]研究比较一致,即东部型、中部型厄尔尼诺沃克环流异常流场中发现中部型厄尔尼诺 200 hPa 上升气流依然较强,而东部型厄尔尼诺 200 hPa 上升气流较弱。

3.3 位势高度异常

东部型厄尔尼诺:在 1 000 hPa 层面, 170°W 以东的热带东太平洋均为位势高度负异常,最大负异常中心在 90°W 赤道附近为 -7 gpm ,而西太平洋为位势高度正异常,呈现典型的南方涛动模态(图 5a),这是由于赤道东太平洋正海温异常加热更加明显(图 1a);但在 200 hPa 处,整个赤道中东太平洋地区为位势高度正异常,并且在 150°W , 15°N 及 140°W , 15°S 附近分别出现位势高度正异常中心,正异常分别达 39 gpm 、 36 gpm 以上,也与反气旋环流负涡度中心相对应(图 5b、图 2c)。

中部型厄尔尼诺:在 1 000 hPa 层面, 160°E 以东的热带中东太平洋从 $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 均为位势高度负异常,最大负异常中心在 160°W 赤道附近,最大为 -6 gpm ,这与赤道中太平洋正海温异常加热中心

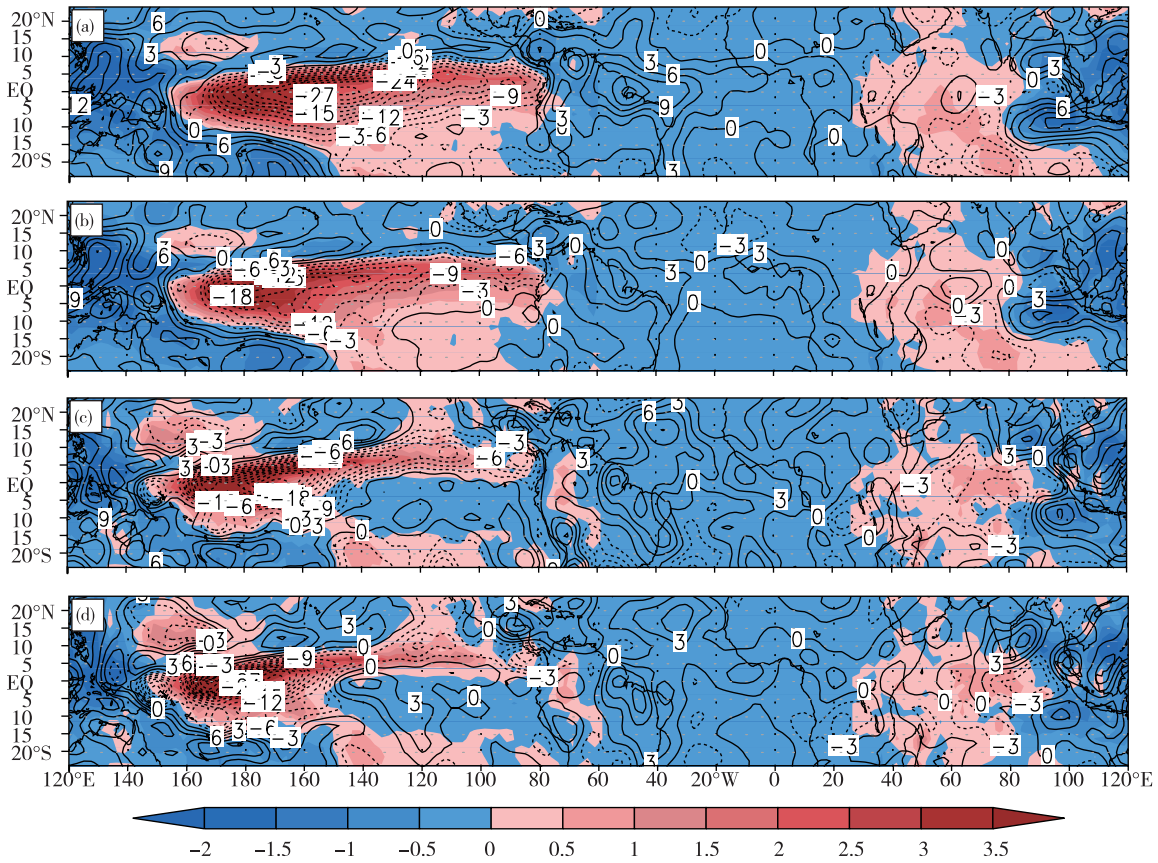


图 4 厄尔尼诺样本平均的垂直上升速度 ω 异常(单位: $10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) 和降水异常(填色, 单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) 合成(a. 东部型厄尔尼诺 500 hPa, b. 东部型厄尔尼诺 200 hPa, c. 中部型厄尔尼诺 500 hPa, d. 中部型厄尔尼诺 200 hPa)

Fig. 4 Composites of mean vertical velocity anomaly ω (units: $10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and precipitation anomaly (colored, units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) of El Niño samples (a/b. the eastern Pacific El Niño events, c/d. the central Pacific El Niño events; a/c. 500 hPa, b/d. 200 hPa)

相对应(图 1c), 而西太平洋为位势高度正异常(图 5c); 在 200 hPa 层面, 整个赤道中东太平洋地区均为较强位势高度正异常, 并且在 165°W , 15°N 及 165°W , 15°S 附近分别出现位势高度正异常中心, 正异常分别达 23 gpm、21 gpm 以上, 与反气旋环流负涡度中心基本对应(图 5d、图 2f)。与东部型厄尔尼诺相比, 低层、高层位势高度异常均偏弱, 这与赤道中太平洋正海温异常偏弱有关。

4 结论与讨论

4.1 热源的非对称性

统计 1979—2018 年厄尔尼诺事件期间月平均热带太平洋 SST 异常、对流降水异常、大气环流异常特征, 发现东部型、中部型厄尔尼诺期间平均大气热源分别出现在赤道中东太平洋和赤道中太平洋, 中部型比东部型厄尔尼诺大气热源中心偏西 15 经距, 大气热源整体呈赤道非对称。统计了东部型、中部型厄尔尼诺平均状态南北半球大气热源西侧主体部分热源

强度, 东部型厄尔尼诺时, 赤道以南 ($160^\circ \text{E} \sim 160^\circ \text{W}$, $0^\circ \sim 15^\circ \text{S}$) 格点对流降水强度之和为 $278 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 赤道以北 ($160^\circ \text{E} \sim 160^\circ \text{W}$, $0^\circ \sim 15^\circ \text{N}$) 格点对流降水强度之和为 $211 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 而中部型厄尔尼诺时, 赤道以南格点对流降水强度之和为 $141 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 赤道以北格点对流降水强度之和为 $131 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。可见赤道以南热源强度大于赤道以北。

4.2 与理想非对称热源 GILL 响应的相同特征

在低层热源的西侧出现气旋性环流异常, 赤道以北径向风异常为北风, 赤道以南径向风异常为南风, 赤道纬向风出现西风异常, 而热源东侧出现相反的纬向与经向风异常, 且西风异常强度大于东风异常; 在高层出现和低层相反的大气环流异常。垂直上升速度异常与大气热源相对应, 垂直下沉速度异常位于大气热源外东、西两侧及南北两侧。低层热源中心所在的热带区域位势高度为负异常, 热源外东西两侧位势高度为正异常, 而到高层整个热带区域基本上为位势高度正异常^[9, 20, 23]。

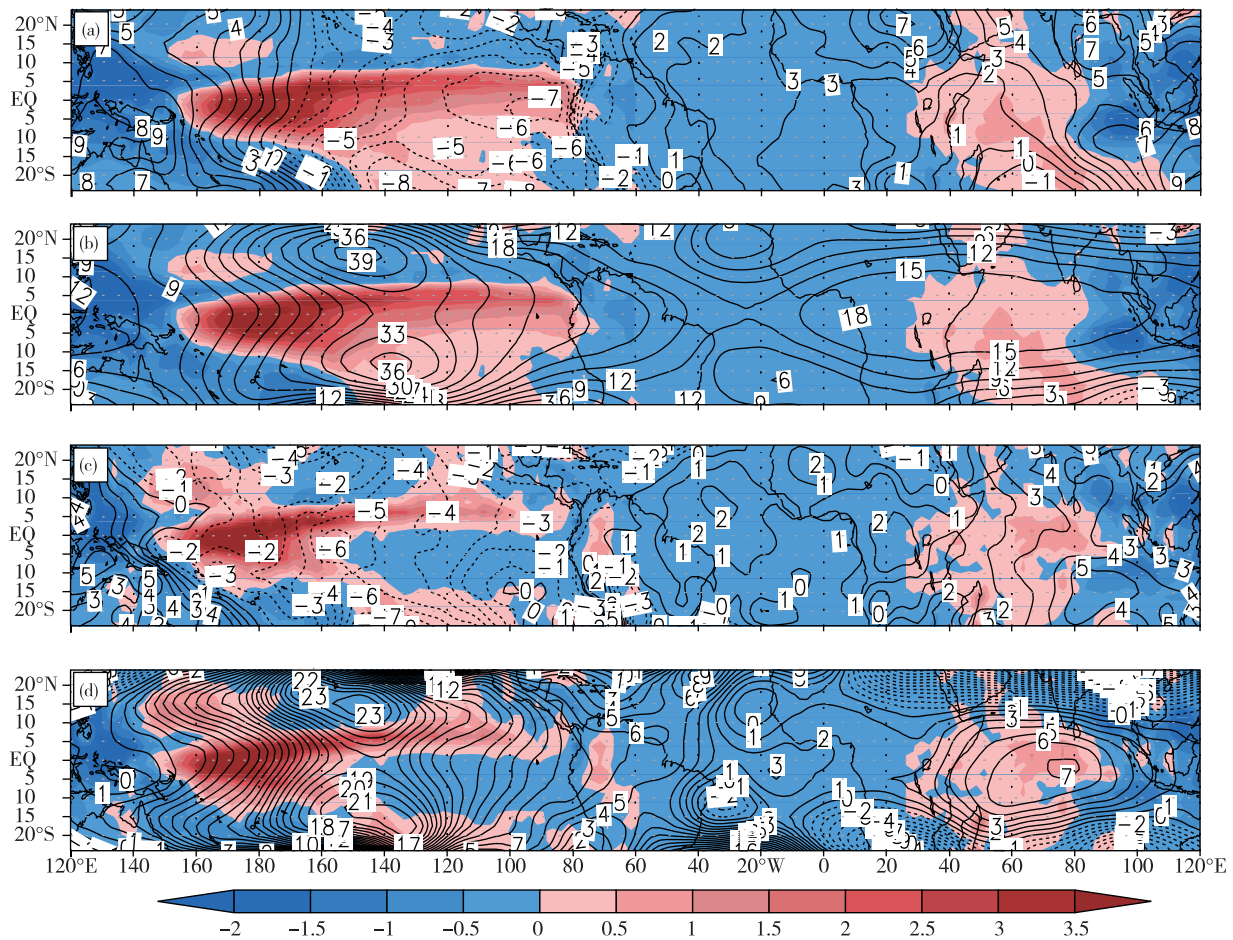


图5 厄尔尼诺样本平均的位势高度异常(等值线,单位:gpm)和降水异常(填色,单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)合成(a.东部型厄尔尼诺 1 000 hPa,b.东部型厄尔尼诺 200 hPa,c.中部型厄尔尼诺 1 000 hPa,d.中部型厄尔尼诺 200 hPa)

Fig.5 Composites of mean geopotential height anomaly (isoline, units: gpm) and precipitation anomaly (colored, units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) of El Niño samples (a/b. the eastern Pacific El Niño events, c/d. the central Pacific El Niño events; a/c. 1 000 hPa, b/d. 200 hPa)

例如东部型、中部型厄尔尼诺期间在 1 000 hPa 层面,热源西侧出现赤道外南、北半球对称的气旋环流异常,赤道以南气旋涡度大于赤道以北,其中东部型厄尔尼诺期间,南、北半球的涡度中心均在日界线附近,而中部型厄尔尼诺时,赤道以北正涡度中心在 $2.5^{\circ}\text{N}, 160^{\circ}\text{W}$ 附近,而赤道以南的负涡度中心在 $5^{\circ}\text{S}, 160^{\circ}\text{E}$ 附近。之所以出现赤道以南气旋涡度大于赤道以北,与赤道以南热源强度大于赤道以北相对应。随着高度升高,气旋环流逐渐减弱,到 200 hPa,东部型、中部型厄尔尼诺期间,赤道中东太平洋均呈现赤道对称的反气旋环流控制,但与东部型比较,中部型厄尔尼诺期间低层气旋涡度范围偏小、涡度偏强,高层反气旋涡度较弱。东部型、中部型厄尔尼诺期间在低层,热源的西侧均出现西风异常,东侧为东风异常,西风异常的强度大于东风异常,且东部型西风异常的强度大于中部型,这与

WANG et al.^[24] 研究结果一致。

东部型厄尔尼诺在中层上升运动异常位于赤道中东太平洋,下沉运动出现在热源外东西两侧及中东太平洋赤道两侧 5°N 以北、 5°S 以南的热带地区,到高层上升运动异常强度有所减弱;而中部型厄尔尼诺在中层上升运动异常位于赤道中太平洋,下沉运动出现在热源外东西两侧及赤道中太平洋 5°N 以北、 5°S 以南的热带地区,到高层上升运动异常值达到最大。呈现出纬向双 Walker 环流,即热源处气流上升,到高层分别流向西太平洋及南美洲、大西洋下沉,径向出现双哈得来(Hadley)环流即热源处气流上升,到高层分别流向南北半球热带下沉。相应地,在低层中东太平洋位势高度为负异常,而西太平洋、南美洲及大西洋为位势高度正异常;到 200 hPa 层面,整个赤道中东太平洋地区均为位势高度正异常,并且在赤道两侧 15°N 、 15°S 分别

出现位势高度正异常中心,中心位置与反气旋环流涡度中心对应,同时也与 Hadley 环流下沉运动异常中心相对应。

4.3 与理想非对称热源 GILL 响应的不同特征

由于 Kelvin 波速度是 Rossby 波的 3 倍,因此理想热源东侧的 Kelvin 波活动区大于西侧的 Rossby 波活动区^[9,20,23]。而实际上东部型、中部型厄尔尼诺期间在低层西风异常的范围大于东风异常,在高层,东风异常的范围大于西风异常,这可能是由于南美洲安第斯山脉平均海拔高度在 3 900 m 左右,对 Kelvin 波有阻挡作用所致,原因还有待进一步深入研究。

参考文献:

- [1] LAU K M, WU H T, BONY S. The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature [J]. *J Climate*, 1997, 10(3): 381-392.
- [2] 吴国雄,丑纪范,刘屹岷,等.副热带高压研究进展及展望[J].*大气科学*, 2003, 27(4): 503-517.
- [3] FENG J, LI J P, XIE F. Long-term variation of the principal mode of boreal spring Hadley circulation linked to SST over the Indo-Pacific warm pool [J]. *J Climate*, 2013, 26(2): 532-544.
- [4] FENG R, LI J P, WANG J C. Regime change of the boreal summer Hadley circulation and its connection with the tropical SST [J]. *J Climate*, 2011, 24(15): 3867-3877.
- [5] 应明,孙淑清.西太平洋副热带高压对热带海温异常响应的研究[J].*大气科学*, 2000, 24(2): 193-206.
- [6] 陈迪,陈锦年,左涛.西太平洋副热带高压变化与赤道太平洋海温场的联系[J].*海洋学报*, 2013, 35(6): 21-30.
- [7] 陈迪,高山红,陈锦年,等.赤道东太平洋和印度洋-南海暖池海温场的协同作用对西太平洋副热带高压的影响[J].*海洋学报*, 2016, 38(2): 1-15.
- [8] 张人禾,闵庆焯,苏京志.厄尔尼诺对东亚大气环流和中国降水年际变异的影响:西北太平洋异常反气旋的作用[J].*中国科学:地球科学*, 2017, 47(5): 544-553.
- [9] GILL A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106(449): 447-462.
- [10] 钱代丽,管兆勇.超强与普通厄尔尼诺海-气特征差异及对西太平洋副热带高压的不同影响[J].*气象学报*, 2018, 76(3): 394-407.
- [11] 钱代丽,管兆勇.滤除 ENSO 信号前后夏季热带印度洋海盆尺度海温距平对西太平洋副热带高压的不同影响[J].*气象学报*, 2019, 77(3): 442-455.
- [12] HE C, ZHOU T J. Responses of the western North Pacific subtropical high to global warming under RCP4.5 and RCP8.5 scenarios projected by 33 CMIP5 models: The dominance of tropical Indian Ocean - tropical western Pacific SST gradient [J]. *J Climate*, 2015, 28(1): 365-380.
- [13] WU W, WEN Z P, WU R G, et al. Air-sea interaction over the subtropical North Pacific during the ENSO transition phase [J]. *J Climate*, 2011, 24(22): 5772-5785.
- [14] WANG B, WU R G, FU X H. Pacific - East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J Climate*, 2000, 13(9): 1517-1536.
- [15] TASCETTO A S, HAARSMA R J, GUPTA A S, et al. Australian monsoon variability driven by a Gill-Matsuno-Type response to central West Pacific warming [J]. *J Climate*, 2010, 23(18): 4717-4736.
- [16] WU B, ZHOU T J, LI T. Contrast of rainfall - SST relationships in the western North Pacific between the ENSO-developing and ENSO-decaying summers [J]. *J Climate*, 2009, 22(16): 4398-4405.
- [17] WANG B, ZHANG Q. Pacific-East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development [J]. *J Climate*, 2002, 15(22): 3252-3265.
- [18] WANG B, WU R G, LAU K M. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific-East Asian monsoons [J]. *J Climate*, 2001, 14(20): 4073-4090.
- [19] 巢纪平,王彰贵.海洋加热尺度对热带大气垂直环流圈结构的影响[J].*南京气象学院学报*, 1991, 14(1): 10-17.
- [20] 邢楠,李建平,李耀锜.热带大气对单一型赤道非对称热源的响应[J].*大气科学*, 2014, 38(6): 1147-1158.
- [21] HECKLEY W A, GILL A E. Some simple analytical solutions to the problem of forced equatorial long waves [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1984, 110(463): 203-217.
- [22] 李智玉,张文君,徐海明.两类 ENSO 事件非对称性特征分析[J].*气象学报*, 2015, 73(6): 1019-1038.
- [23] WYRTKI K. El Niño: The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing [J]. *J Phys Oceanography*, 1975, 5(4): 572-584.
- [24] WANG B, LUO X, YANG Y M, et al. Historical change of El Niño properties sheds light on future changes of extreme El Niño [J]. *PNAS*, 2019, 116(45): 22512-22517.