

夏季海洋性大陆区域气候与赤道太平洋中部型海温异常的直接和间接联系*

王悦¹ 管兆勇¹ 方陆俊² 汪婉婷¹

WANG Yue¹ GUAN Zhaoyong¹ FANG Lujun² WANG Wanting¹

1. 南京信息工程大学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, 210044
2. 杭州市气象局, 杭州, 310051
1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of 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*
2. *Hangzhou Meteorological Bureau, Hangzhou 310051, China*

2016-11-11 收稿, 2017-04-10 改回.

王悦, 管兆勇, 方陆俊, 汪婉婷. 2017. 夏季海洋性大陆区域气候与赤道太平洋中部型海温异常的直接和间接联系. 气象学报, 75(4):552-563

Wang Yue, Guan Zhaoyong, Fang Lujun, Wang Wanting. 2017. Relationship between the Maritime Continent climate anomalies and equatorial central Pacific SSTA during boreal summer: Direct and indirect links. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(4):552-563

Abstract Using the monthly mean data from NCEP/NCAR Reanalysis, the NOAA precipitation data, and the sea surface temperature from Hadley Center over the period of 1979–2015, we calculated the summer CP-type sea surface temperature anomaly (SSTA) index by employing the EOF-regression method proposed by Kao in 2009. Based on this CP-type SSTA index, we examined the relationship between CP-type ENSO and the Maritime Continent (MC) climate anomalies during boreal summer. Our results show that when positive CP-type SSTA occur in summer, there exist significantly negative (positive) precipitation and temperature anomalies in the key region of MC (central Pacific). Meanwhile, large negative (positive) heating anomalies are observed in the MC region, leading to descending (ascending) motions there. The anomalous diabatic heating other than latent heat release is also negative (positive) there, facilitating negative (positive) precipitation. The MC region and the central Pacific are linked by the horizontal and vertical circulations. When the CP-type ENSO index is significantly positive, a pair of cyclonic (anticyclone) circulations almost symmetrical about the equator are observed in the lower (upper) troposphere between MC region and the Pacific, inducing weaker than normal divergence (convergence) in the eastern part of MC region and stronger than normal divergence (convergence) in the western part of the region. Positive SSTAs in the equatorial central Pacific and atmospheric cooling anomalies in the key region of MC induce the anomalous westerly to further intensify, which in turn induces stronger warm SSTAs in central equatorial Pacific. This process can be explained by the Bjerknes mechanism and facilitates anomalous anti-Walker circulation between MC and the equatorial central Pacific, which directly links the SSTA forcing in equatorial central Pacific to climate anomalies in MC region. In the region between Peruvian coast and equatorial central Pacific, an anomalous Walker circulation is observed, which can also be explained by the Bjerknes mechanism. On the other hand, different to those direct connections mentioned above, MC and the central Pacific regions are linked indirectly by the vertical circulation along curve paths in the lower and middle latitudes outside the equatorial zone. Those vertical circulations along

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41330425、40475028)和江苏省优势学科建设项目(PAPD)。

作者简介: 王悦, 主要从事气候动力学研究. E-mail: 709612202@qq.com

通讯作者: 管兆勇, 主要从事海气相互作用研究. E-mail: guanzy@nuist.edu.cn

arc/curve paths are not only related to anomalous local Hadley circulations, but also related to the Rossby wave patterns in the tropical region and the quasi-stationary Rossby waves in the mid-latitudes. These results are helpful for better understanding how the CP-type ENSO influences not only the climate anomalies in MC region, but also circulation anomalies outside the tropical region during boreal summer.

Key words Maritime Continent, CP-type SSTA pattern, Arc-path vertical circulation, Direct and indirect connections

摘要 利用1979—2015年NCEP/NCAR月平均再分析资料、美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的月平均降水资料(CMAP)以及英国哈得来中心海表温度月平均资料,采用2009年Kao等定义的中部型ENSO指数,给出了夏季中部型海表温度(SST)异常指数,并分析了中部型ENSO和海洋性大陆(MC)区域气候的联系。结果表明,当夏季中部型海表温度正异常事件发生时,海洋性大陆核心区域(中太平洋)出现显著降水和气温负(正)异常,此时海洋性大陆核心区域有明显的负(正)热源异常,大气受冷却(加热)而下沉(上升),同时潜热释放之外的非绝热加热表现为负(正)异常,易于导致降水负(正)异常。海洋性大陆区域与中太平洋间主要通过水平环流和垂直环流建立联系。(1)中部型ENSO指数显著正异常时,在对流层低(高)层,海洋性大陆区域和中太平洋间存在由关于赤道的对称气旋性(反气旋性)环流对而形成的直接联系,并使得海洋性大陆区域东部辐散(辐合)偏弱,而海洋性大陆区域西部辐散(辐合)偏强。(2)在垂直剖面上,赤道中太平洋海表温度的正异常和海洋性大陆核心区域的大气异常冷却有利于促使该地区低层赤道西风异常增强并进而利于中部型海表温度正异常的维持,并由此通过反沃克环流圈促进海洋性大陆区域下沉运动增强。此为海洋性大陆与中太平洋间的直接联系,可由皮叶克尼斯机制进行解释。而位于中太平洋与秘鲁地区的异常垂直环流亦可用这一机制进行解释。海洋性大陆与中太平洋的间接联系主要表现在由赤道外低纬和中纬度地区均存在的沿弧形路径上的垂直环流而建立的海洋性大陆与中太平洋地区的联系上。这些弧形垂直剖面上的垂直环流不仅与局地哈得来环流有关,还与热带和中纬度的罗斯贝波动有关。这些结果有利于深刻认识中部型ENSO对海洋性大陆区域气候的影响机理以及与热带外环流异常的联系。

关键词 海洋性大陆,中部型海温异常,弧形垂直环流,直接和间接联系

中图法分类号 P461⁺.2

1 引言

海洋性大陆(Maritime Continent, MC)是指 $[10^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}-150^{\circ}\text{E}]$ 范围内的岛屿和海洋构成的广大区域,它是全球潜热释放的主要地区(Ramage, 1968)。区域 $[10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}, 95^{\circ}-145^{\circ}\text{E}]$ 覆盖了印尼群岛,被称为海洋性大陆核心区域(KMC)(许琪等, 2017)。海洋性大陆区域连接着热带太平洋与印度洋,且与亚洲季风和澳大利亚季风均存在密切联系(Chang, et al, 2005; Zhang, et al, 2016; As-Syakur, et al, 2016)。海洋性大陆区域气候特征独特,存在着多时间和空间尺度上的强对流活动。研究表明,海洋性大陆区域对流活动日变化显著(Holland, et al, 1980; Saito, et al, 2001)。大部分强积云对流和大量降水发生在婆罗洲、马来半岛、苏门答腊岛以及印度尼西亚群岛的北部。冬季,这些区域的潜热释放作为海洋性大陆区域的热量来源,在全球和区域尺度过程中起着至关重要的作用(Chang, et al, 1982; Yang, et al, 2002; Koseki, et al, 2013)。海洋性大陆区域存在显著的季节内振荡,且30—60 d的大尺度低频振荡相应的活跃和

不活跃活动交替发生并向中国南海和海洋性大陆区域的东部传播(Madden, et al, 1972; 李汀等, 2013; 杨洋等, 2013; Li, 2014; Kerns, et al, 2016)。在年际时间尺度上,海洋性大陆区域气候存在显著的变化。

海洋性大陆区域气候与厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)存在密切联系。ENSO可以影响农业和水循环,还可通过海洋和大气的遥相关作用影响全球范围的极端气候事件(Ropelewski, et al, 1987; McPhaden, et al, 2006; Spencer, et al, 2014; Ham, et al, 2014; 陈蔚等, 2016)。2000年前的研究表明,当赤道中东太平洋发生暖异常时,印度尼西亚附近出现下沉运动,降水异常偏少(Lau, et al, 1983a, 1983b)。反过来,当海洋性大陆地区盛行对流时,赤道中东太平洋地区异常偏冷,此时,南太平洋辐合区向东移动,中东太平洋的赤道辐合带更接近赤道,导致东太平洋干旱区范围增大。与ENSO相联系的沃克环流有关,当存在厄尔尼诺事件时,海洋性大陆区域发生低层辐散而高层辐合,在拉尼娜事件发生时,情况则相反(Kiladis, et al, 1989; Haylock, et al, 2001; Hendon, 2003; Neale, et

al, 2003)。

2000年后,人们发现 ENSO 事件存在两种不同的类型,对全球气候产生不同的影响(Weng, et al, 2007; Xiang, et al, 2013; 任福民等, 2012; Tedeschi, et al, 2013; 翟盘茂等, 2016; Zhang, et al, 2013, 2014),其中存在一种海表温度异常中心出现在赤道中太平洋的异于传统型的 ENSO 事件,其被称作“日界线”ENSO(Dateline ENSO, Larkin, et al, 2005),“伪”ENSO(ENSO Modoki, Ashok, et al, 2007),中太平洋型 ENSO(Central-Pacific ENSO, Yu, et al, 2007),“暖池”ENSO(Warm pool ENSO, Kug, et al, 2009)。近期,方陆俊等(2016)对夏季东太平洋型 ENSO(简称 EP ENSO)影响海洋性大陆区域气候的分析发现,东部型厄尔尼诺通过直接和间接两种途径对海洋性大陆区域气候产生作用。然而,中部型厄尔尼诺影响海洋性大陆区域的途径如何,则仍需研究。

鉴于目前对于中部型 ENSO 与海洋性大陆区域气候变动规律的联系尚不完全清楚,然而弄清中部型 ENSO 与海洋性大陆区域气候的联系途径却非常重要,因此,本研究将针对这一问题进行,其结果将有利于深刻认识海洋性大陆区域在印度洋与太平洋的相互作用中的角色以及 ENSO 对海洋性大陆区域气候的影响机理。

2 资料与方法

2.1 资料

(1)美国国家大气科学研究中心(NCEP)和环境预报中心(NCAR)的月平均再分析资料,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。该资料包括 17 层风场、垂直速度场、气温、比湿以及地面气压、地面以上 2 m 处气温;(2)英国哈得来中心提供的逐月海表温度(SST)格点资料,水平分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$;(3)美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的月平均降水资料(CMAP),水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。海温指数计算时采用哈得来海表温度逐月资料。研究时段为 1979—2015 年,夏季平均定义为 6—8 月的平均。

2.2 方法

以往研究通过定义不同的指数对 ENSO 进行定量描写。Trenberth 等采用 Trans-Nino 指数和 Nino3.4 指数表征 ENSO,即日界线东部赤道太平洋的海表温度梯度和平均海表温度(Trenberth, et

al, 2001)。Li 等(2010)根据月平均热带太平洋海表温度异常(SSTA)经验正交函数(EOF)分解第 2 模态来定义指数以便更好地表示中部型 ENSO。Yeh 等(2009)根据热带太平洋海表温度异常的纬向空间分布差异定义了 Nino3 和 Nino4 指数。利用相关性较高的 Nino3 和 Nino4 指数进行非线性变换得到的相互独立的冷舌指数(CTI)和暖池指数(WPI)亦可分别用来表示两类 ENSO(Ren, et al, 2011)。王美等(2016)采用 6 次多项拟合方法,挑选异常年得到空间相似系数再乘以关键区冬季海温异常的区域平均值,得到初步的指数,最后求出中太平洋指数/东太平洋指数(Central Pacific Index/East Pacific Index)。若采用回归分析和经验正交函数分解结合的方法,获取太平洋海温异常与 Nino1 + 2(Nino4)无关的残差海温场,再取其经验正交函数分解的第 1 模态标准化的时间序列即得中部(东部)型 ENSO 的指数(Kao, et al, 2009)。文中选用 Kao 等(2009)的定义方法计算夏季中部型 ENSO 指数(记为 I_{CP})(图 1)。

尽管北半球夏季通常处于 ENSO 事件的发展或衰退期,这里仍用厄尔尼诺/拉尼娜表示夏季赤道太平洋上显著的海温异常事件。分析表明, I_{CP} 能较好地反映中部型 ENSO 的特点,用显著正异常年代表厄尔尼诺年,而显著负异常年代表拉尼娜年。通过分析发现,在 1979—2015 年 I_{CP} 超过 0.75 的厄尔尼诺年共有 7 a;而拉尼娜年共有 10 a(表 1)。

表 1 所选取的中部型 ENSO 指数 I_{CP} 显著异常年
Table 1 Selected years when CP-type index I_{CP} is larger during boreal summer

I_{CP}	显著异常年
$I_{CP} \geq 0.75$	1982, 1987, 1991, 1994, 2002, 2004, 2015
$I_{CP} \leq -0.75$	1983, 1984, 1988, 1989, 1998, 1999, 2000, 2008, 2010, 2011

此外,还计算了非绝热加热异常。垂直积分的视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 、视水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ 及除潜热释放之外的非绝热加热率 ΔQ (Luo, et al, 1984)

$$Q_1 = c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\kappa} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + V \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right) \quad (2)$$

公式右端包括局地变化项、水平平流项、垂直输送项 3 项,式中, $\kappa = R/c_p$, R 为热力学常数, c_p 为定压比

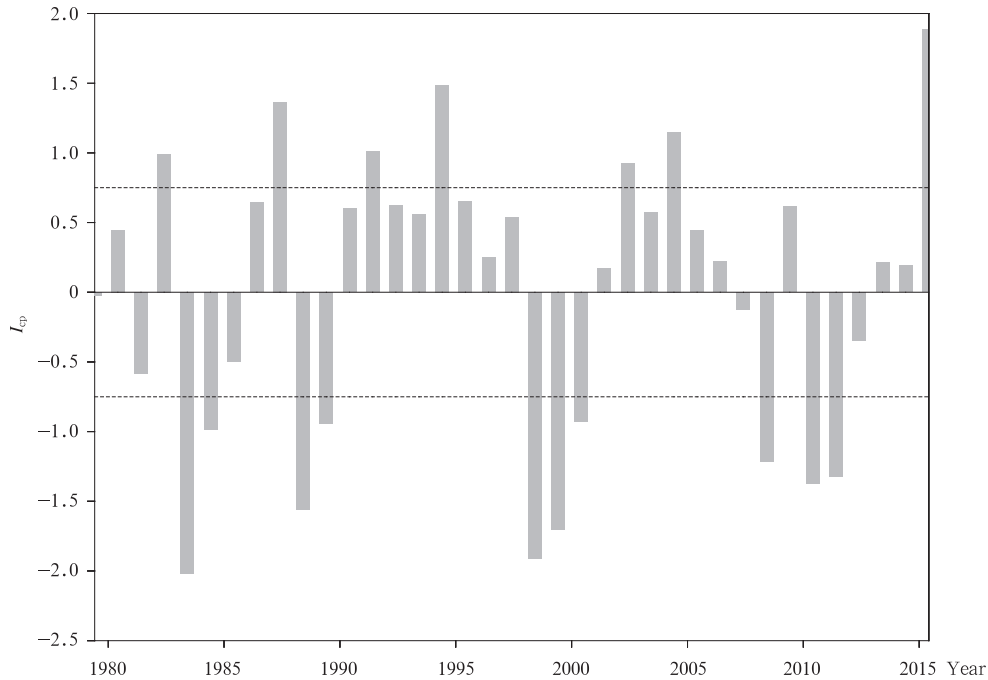


图1 1979—2015年夏季中部型海温异常指数(I_{CP})的标准化时间序列

Fig. 1 Normalized time series of CP-type SSTA index (I_{CP}) during boreal summer over the period of 1979 - 2015

热容。记 $\langle \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_T}^{p_S} (\) dp$, 对式(1)、(2)进行垂直积分, 得

$$\langle Q_1 \rangle = (LP_r + LC - LE) + Q_s + \langle Q_R \rangle \quad (3)$$

$$\langle Q_2 \rangle = (LP_r + LC - LE) - LE_s \quad (4)$$

$$\Delta Q = \langle Q_1 \rangle - \langle Q_2 \rangle = \langle Q_R \rangle + (Q_s + LE_s) \quad (5)$$

式中, L 为凝结潜热, P_r 为降水量, Q_s 为地面感热输送, E 为气柱中云滴的蒸发量, C 为气柱中扣除水汽凝结所致的液态水生成量, E_s 为地面潜热输送, $\langle Q_R \rangle$ 为辐射加热(冷却)的垂直积分, p_s 为地面气压, p_T 取为 300 hPa。

3 中部型 ENSO 与海洋性大陆地区气候的关系

近几十年来, 中部型 ENSO 事件频繁出现(图1)。当中部型 ENSO 发生时, 海洋性大陆区域气候受到显著影响, 海洋性大陆核心区域为显著的降水负异常, 海洋性大陆核心区域的平均降水(R_{KMC})时间序列与依 Kao 方法定义的中部型 ENSO 指数(I_{CP})的相关系数为 -0.78(图 2a)。 R_{KMC} 与中部型 ENSO 相关的空间分布如图 2b, 负相关中心位于新

加坡经过马来西亚向东延伸至印度尼西亚东部附近。注意到在海洋性大陆区域之外的巴布亚新几内亚的莫尔兹比港东南部和 $[20^\circ-30^\circ N, 140^\circ-160^\circ E]$ 区域有小范围的强负相关, 而在澳大利亚以东为明显的负异常。在中太平洋附近, $[10^\circ S-20^\circ N, 140^\circ-120^\circ W]$ 区域范围内为大范围显著正异常, 其中心位置主要出现在日界线以西附近的赤道地区, 而在 $120^\circ-80^\circ W$ 的赤道以北和以南地区分别出现显著负异常。

海洋性大陆区域地表气温亦出现显著变化。地面 2 m 气温与相关的太平洋海表温度异常分布在空间分布上表现出一致的特征。中部型 ENSO 事件发生时(图 2c), 地面 2 m 气温正异常主要出现在赤道中太平洋的 $160^\circ E$ 至 $100^\circ W$ 的范围内, 其中心位于 $160^\circ W$ 附近。显著的负异常中心出现在海洋性大陆核心区域的东部, 而在马来西亚附近区域有微弱的地面 2 m 气温正异常。在 $[15^\circ S-30^\circ S, 110^\circ E-120^\circ W]$ 则出现大范围负异常。这主要可归因于近地面和海洋间湍流交换异常的影响。

由于赤道中太平洋地区海温显著正(负)异常时, 海洋性大陆区域降水显著负(正)异常。为后续

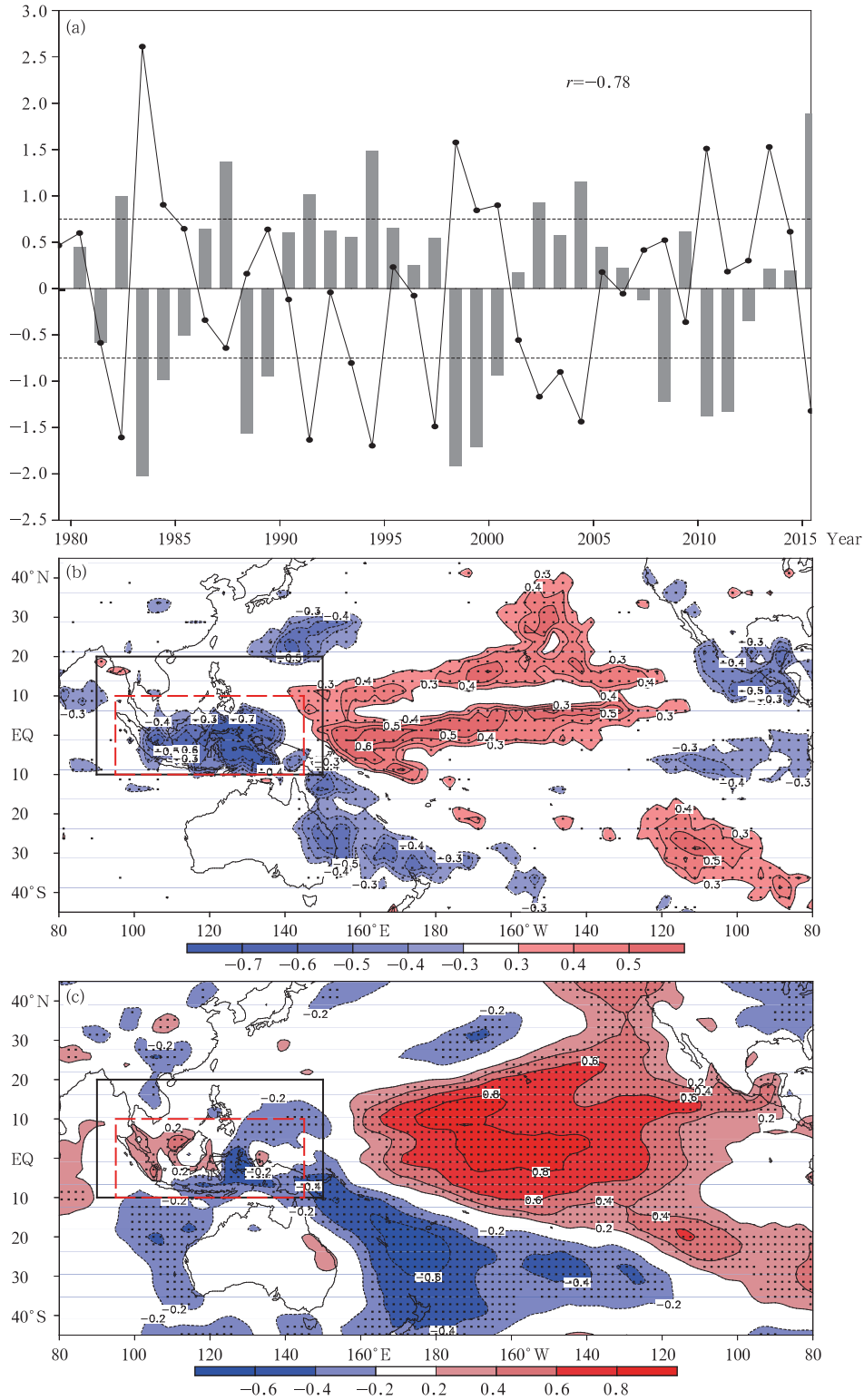


图 2 1979—2015 年夏季 I_{CP} (柱状) 与夏季海洋性大陆核心区域降水异常 (折线, Nino1 + 2 信号已扣除) 时间序列 (a), 以及 I_{CP} 分别与夏季海洋性大陆核心区域降水 (b) 和地面 2 m 气温 (c) 的相关系数分布 (图 (b) 和 (c) 中点区表示通过了 90% 信度的 t 检验)

Fig. 2 Time series (a) of summer I_{CP} (bars) and KMC regional mean precipitation anomalies for 1979 – 2015 (curve, after the Nino1 + 2 signal was removed), and the correlations of I_{CP} with anomalous precipitation (b) and anomalous temperature at 2 m above the earth surface (c) (Stippled areas in (b) and (c) indicate values significant at and above the 90% level of confidence using a t -test)

合成分析方便,根据图 2a,以标准化后的 I_{CP} 超过 0.75 为标准,选取异常年(表 1)。

海洋性大陆区域降水和中部型 ENSO 存在负异常关系,是什么原因导致了此种联系?为了解中部型 ENSO 发生时,海洋性大陆区域出现降水负异常的原因,对环流异常进行合成分析。进行合成分析时采用了 $I_{CP} \geq 0.75$ 年平均值减去 $I_{CP} \leq -0.75$ 年平均值。以下所有物理量在合成分析前均扣除了 Nino1+2 信号的影响。

4 中部型 ENSO 影响海洋性大陆地区气候的途径

中部型 ENSO 影响海洋性大陆气候主要通过水平环流和垂直环流进行。

4.1 加热异常

海洋性大陆核心区域的降水负异常及中部型海表温度异常与大气加热异常存在密切联系,而环流异常与大气的热力强迫异常有关。图 3 给出了整层

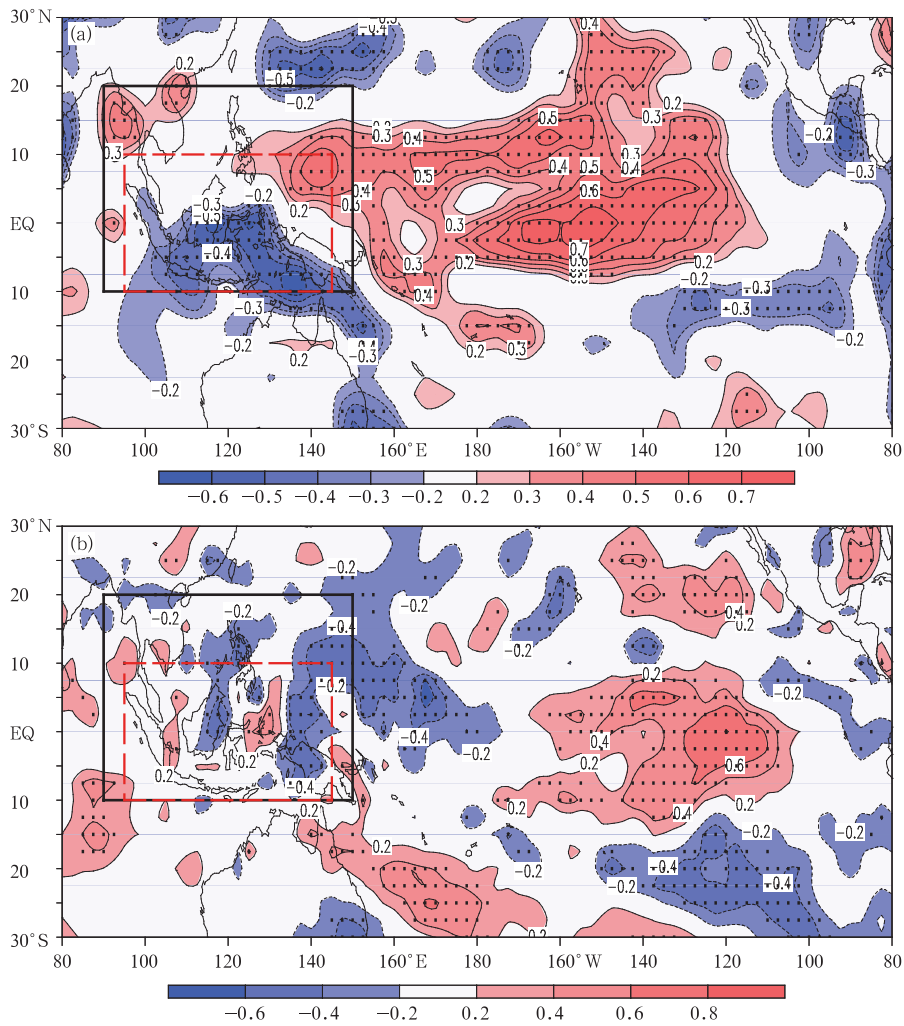


图 3 1979—2015 年夏季大气的视热源 $\langle Q_1 \rangle$ (a) 和潜热释放之外的非绝热加热 ΔQ (b) 与 I_{CP} 指数的相关系数分布 (点区表示通过了 95% 信度的 t 检验)

Fig. 3 Correlations of I_{CP} with anomalous apparent heat source (a), the anomalous diabatic heating other than latent heat release (b) for summer of 1979 – 2015

(Stippled areas are for values significant at and above the 95% level of confidence using a t -test)

大气的视热源(Q_1)和除潜热释放之外的非绝热加热项(ΔQ)。

当中部型海温异常事件发生时,在海洋性大陆核心区域南部,即印度尼西亚的东部和中部附近区域有明显的负 $\langle Q_1 \rangle$ 热源异常(图 3a),大气受冷却而下沉,易于形成降水负异常。这一负的异常热力强迫有利于在海洋性大陆区域西部的赤道外地区形成关于赤道近乎对称的对流层低层反气旋性环流。而在中太平洋地区的加热则有利于形成降水的正异常。这些与图 2b 结果相符。若不考虑潜热释放影响,由 $\langle \Delta Q \rangle$ 与 I_{CP} 的相关系数分布(图 3b)可见,显著的冷却发生在印度尼西亚东部和巴布亚新几内亚

附近区域,此可归因于大气辐射冷却及地面感热和潜热向上输送的减弱,这种冷却有利于大气异常下沉运动的维持。而在 $[160^\circ\text{W}-110^\circ\text{W}]$ 的近赤道地区存在显著的正相关,表明除潜热释放之外,大气受到了辐射等异常加热,有利于异常运动的维持。这种因异常的 ΔQ 变化导致的海洋性大陆地区异常冷却而赤道中太平洋地区的异常加热必然有利于推动赤道开尔文波的产生和沃克环流发生异常,同时利于引起海洋性大陆地区降水减少而热带中太平洋地区降水异常增多。

4.2 水平环流异常

当 I_{CP} 显著正异常时,在对流层低层(图 4a),辐

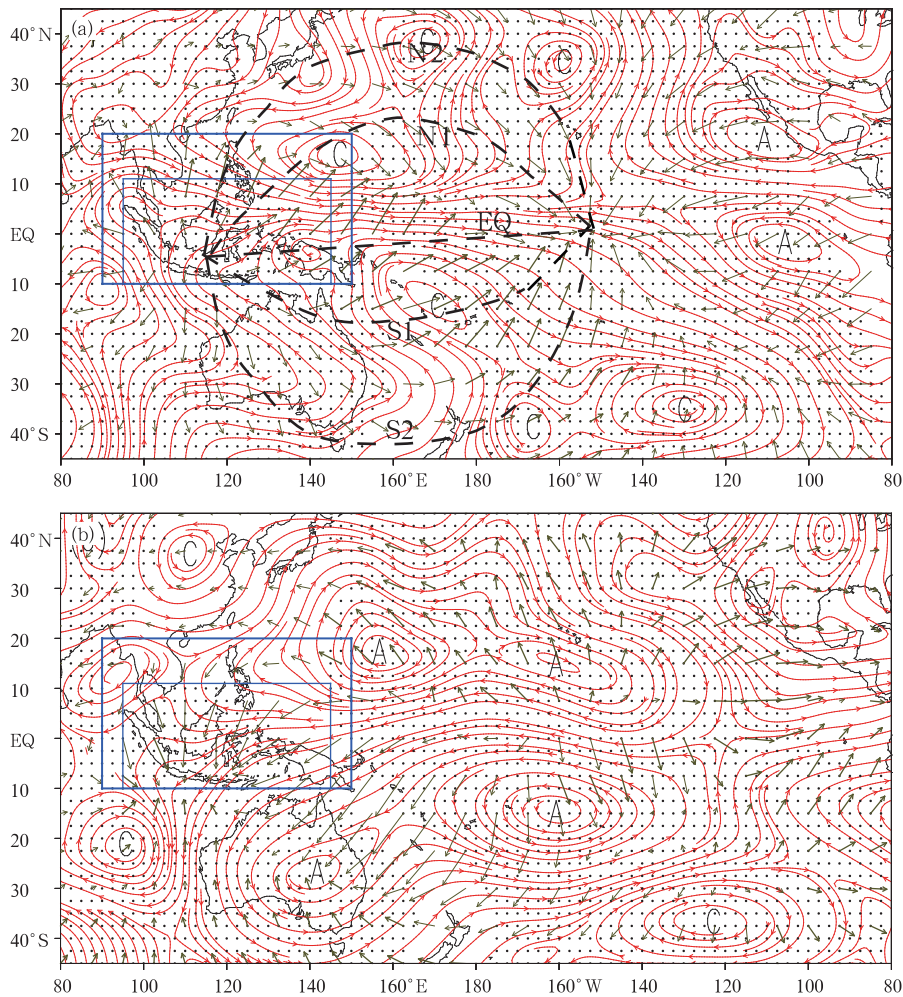


图 4 1979—2015 年夏季 I_{CP} 正异常与负异常年的合成差值在 850 hPa(a) 和 200 hPa(b) 上的流场(流线)及辐散风(矢线)分布

(最粗(细)的黑色箭头表示 u 、 v 均通过(未通过)90% 显著性检验,中等粗细的箭头表示 u 、 v 有一分量通过 90% 的显著性差值 t 检验)

Fig. 4 Mean composite differences in rotational (streamlines) and divergent (vectors) components of anomalous winds at 850 hPa (a) and 200 hPa (b) between positive and negative I_{CP} years

(Winds with both the u and v components above (below) 90% level of confidence using a t -test are indicated by the thickest (thinnest) arrows whereas those with one of the u and v components above 90% level of confidence are indicated by the medium arrows)

散风场存在显著的偶极型分布,即海洋性大陆区域为辐散,中太平洋地区为辐合,最强辐散中心位于苏门答腊岛南部和印度尼西亚西部附近区域,中太平洋上的辐合中心偏东风和偏西风分界线位于 150°W ;在对流层上层的 200 hPa 上(图4b),海洋性大陆核心区域为辐合,中西太平洋上为辐散,辐合中心位于雅加达至望加锡一带。在海洋性大陆区域,对流层低层辐散高层辐合,对流活动偏弱,易于产生下沉运动,有利于降水负异常的发生。这些结果与通常的关于 ENSO 引起大气环流及气候异常的认识并不相同(如 Alexander, et al, 2002)。

与辐散风及其散度相对应,当 $I_{CP} \geq 0.75$ 时,因 Gill 型大气响应,在对流层低层 850 hPa (高层 200 hPa)上的 $120^{\circ}\text{E}-180^{\circ}$ ($120^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{W}$)间发生了关于赤道对称存在的一对气旋性(反气旋性)的环流,赤道盛行偏西(东)风气流,海洋性大陆核心区域处在偏北风和偏南风交汇(离散)区。而在东太平洋地区主要存在一对反气旋(气旋)性环流,赤道盛行偏东(西)风。在对流层高层海洋性大陆区域南北两侧各有一气旋环流和反气旋环流,在海洋性大陆区域到中太平洋地区的赤道地区盛行大范围的偏东风。当 $I_{CP} \leq -0.75$ 时情形相反。

4.3 垂直环流

当 I_{CP} 显著正异常时,海洋性大陆与赤道中太平洋存在明显的由辐散风为媒介的联系。这里根据图4a中辐散气流的方向,分别选取了4条不同路径,自赤道向北的为N1和N2,自赤道向南的为S1和S2。沿着这4条路径绘制图5a、b和d、e。4条路径的经纬度坐标如下表(表2)。要说明的是,在选取这4条路径时,除了考虑辐散气流的方向之外,还考虑到了热带地区罗斯贝波和温带地区西风带中的罗

斯贝波动扰动异常。热带地区扰动多为斜压,其与辐散运动关系密切(Gill, 1980),而在西风带中扰动为相当正压,但受到辐散运动的影响(Hoskins, et al, 1981)。

海洋性大陆地区气候与赤道中太平洋海温异常的联系不仅可通过沃克环流相联系,而且还可通过赤道外甚至热带外的垂直环流相联系。这种联系可分类为2种路径:一类是异常沃克环流,称之为直接联系,而另一类则是在赤道以外地区的与罗斯贝波动存在一定联系的垂直环流圈,称之为间接联系。显然,这2种垂直环流产生的机制是不一样的。前者相对简单,而后者则要复杂得多。

海洋性大陆区域降水与中部型 ENSO 的联系首先通过异常沃克环流建立。图5c显示,异常沃克环流与对流层上层和下层的辐合辐散中心对应。在图4a中,海洋性大陆区域低层辐散,高层辐合,所导致的下沉运动与 170°W 以东的上升运动构成了完整的反沃克环流圈。此外,在东太平洋上还存在于一个完整的沃克环流。对这两个垂直环流圈而言, Bjerknes(1969)的正反馈机制均成立。同时,因海洋性大陆地区异常冷却(图3),其激发形成的对流层低层的开尔文波有利于西风异常加强,对图5c所示的赤道太平洋中部以西的沃克环流的形成与维持有利。

除了由沃克环流建立的直接联系外,海洋性大陆区域降水异常还可通过热带地区内沿N1和S1弧形路径上的异常弧形垂直环流建立联系,这可被称为间接联系。图5b显示了沿N1的弧形垂直环流。在 850 hPa 上,赤道中太平洋地区的辐合激发了赤道以北的异常罗斯贝波型(刑楠等, 2014),同时这种辐合运动相应的无旋气流沿弧线N1一直延

表2 沿图4a中路径N2、N1、S1、S2所取的坐标点
Table 2 Locations along paths N2, N1, S1 and S2

沿 N2 坐标	沿 N1 坐标	沿 S1 坐标	沿 S2 坐标
($5^{\circ}\text{S}, 115^{\circ}\text{E}$)	($5^{\circ}\text{S}, 115^{\circ}\text{E}$)	($5^{\circ}\text{S}, 115^{\circ}\text{E}$)	($5^{\circ}\text{S}, 115^{\circ}\text{E}$)
($12.5^{\circ}\text{N}, 120^{\circ}\text{E}$)	($5^{\circ}\text{N}, 125^{\circ}\text{E}$)	($12.5^{\circ}\text{S}, 130^{\circ}\text{E}$)	($20^{\circ}\text{S}, 120^{\circ}\text{E}$)
($25^{\circ}\text{N}, 130^{\circ}\text{E}$)	($17.5^{\circ}\text{N}, 142.5^{\circ}\text{E}$)	($17.5^{\circ}\text{S}, 145^{\circ}\text{E}$)	($30^{\circ}\text{S}, 127.4^{\circ}\text{E}$)
($32.5^{\circ}\text{N}, 140^{\circ}\text{E}$)	($22.5^{\circ}\text{N}, 160^{\circ}\text{E}$)	($18.5^{\circ}\text{S}, 160^{\circ}\text{E}$)	($40^{\circ}\text{S}, 140^{\circ}\text{E}$)
($37.5^{\circ}\text{N}, 165^{\circ}\text{E}$)	($18^{\circ}\text{N}, 180^{\circ}$)	($16^{\circ}\text{S}, 180^{\circ}$)	($42.5^{\circ}\text{S}, 160^{\circ}\text{E}$)
($35^{\circ}\text{N}, 180^{\circ}$)	($10^{\circ}\text{N}, 165^{\circ}\text{W}$)	($12.5^{\circ}\text{S}, 167.5^{\circ}\text{W}$)	($40^{\circ}\text{S}, 180^{\circ}$)
($30^{\circ}\text{N}, 167.5^{\circ}\text{W}$)	(EQ, 152.5°W)	(EQ, 152.5°W)	($32.5^{\circ}\text{S}, 167.5^{\circ}\text{W}$)
($20^{\circ}\text{N}, 157.5^{\circ}\text{W}$)			($17.5^{\circ}\text{S}, 157.5^{\circ}\text{W}$)
(EQ, 152.5°W)			(EQ, 152.5°W)

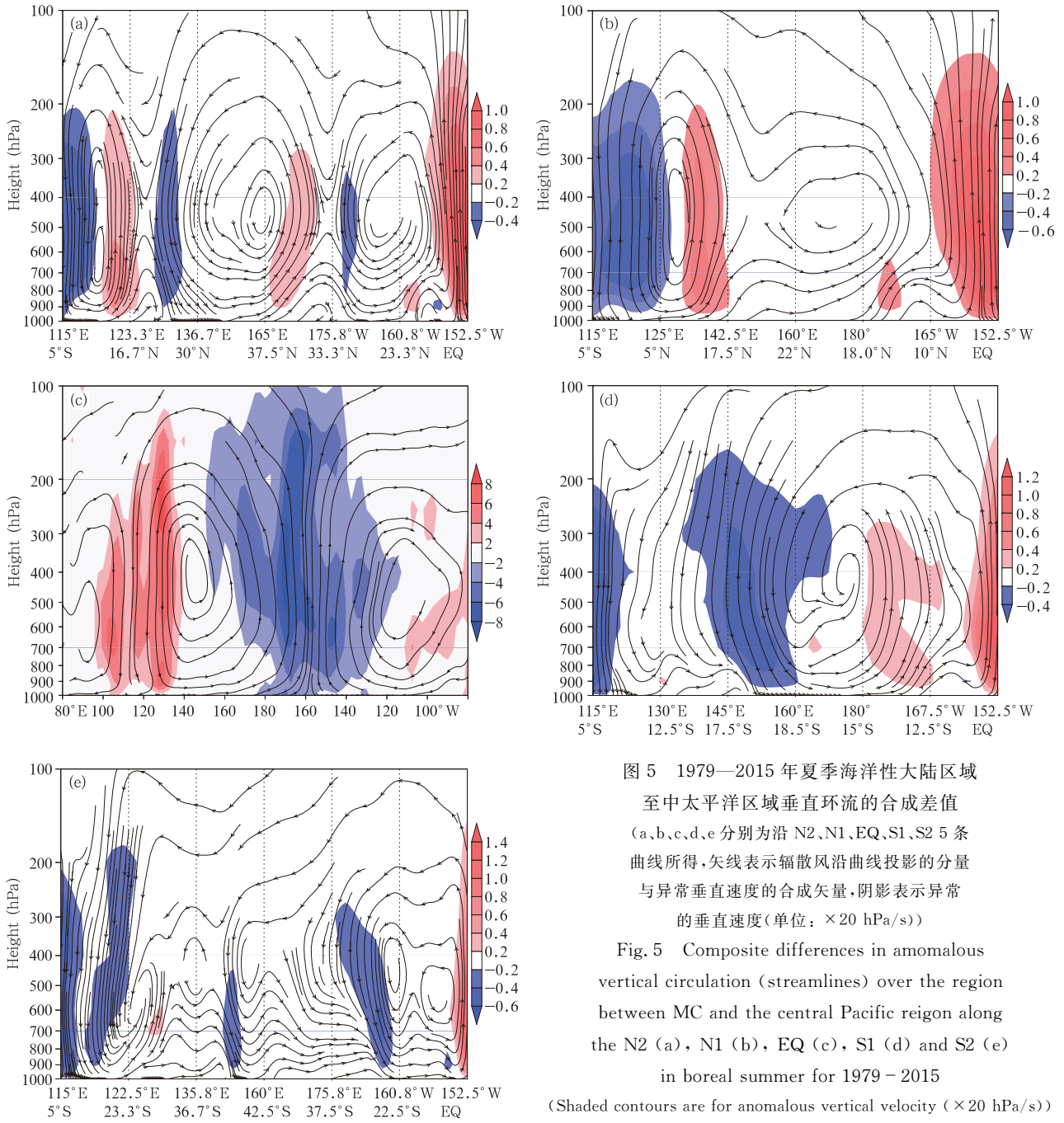


图5 1979—2015年夏季海洋性大陆区域至中太平洋区域垂直环流的合成差值 (a、b、c、d、e分别为沿N2、N1、EQ、S1、S2 5条曲线所得, 矢线表示辐散风沿曲线投影的分量与异常垂直速度的合成矢量, 阴影表示异常的垂直速度(单位: $\times 20$ hPa/s))

Fig. 5 Composite differences in anomalous vertical circulation (streamlines) over the region between MC and the central Pacific region along the N2 (a), N1 (b), EQ (c), S1 (d) and S2 (e) in boreal summer for 1979 – 2015

(Shaded contours are for anomalous vertical velocity ($\times 20$ hPa/s))

伸至海洋性大陆地区,使得海洋性大陆区域的辐散运动通过赤道以北的异常气旋性环流与中太平洋地区的辐合运动联系起来。这样,由于中太平洋地区的辐合导致了赤道北侧气旋性环流的存在与维持,而此纬向伸展至西太平洋的气旋性环流又有利于海洋性大陆区域的辐散,并在西太平洋热带地区构成了赤道地区下沉而 15°N 上升的异常的局地哈得来环流,从而形成了与中太平洋地区因海表温度

正异常而引起的异常加热强迫的联系。沿着S1路径(图5d),海洋性大陆区域向南至 160°E 为显著的下沉气流,日界线以东地区有强烈的上升气流,这一垂直环流与图5c中的反沃克环流非常相似。与N1上的弧形垂直环流(图5b)相比,无明显的哈得来环流部分,表明澳大利亚冬季风期间的南半球热带地区,在海洋性大陆的南半球部分与中太平洋地区具有更加紧密的联系。

沿 N2、S2 路径上的弧形垂直环流与 N1 和 S1 上的相比存在明显不同。在北半球夏季,无论是在海洋性大陆区域还是在中太平洋地区,自赤道向极地方向均存在明显的哈得来环流异常。由图 5a 可见,在 5°S — 5°N 为强烈的下沉气流,该气流到达对流层底层后向北运动,在 7° — 15°N 间上升,形成异常的哈得来环流。在中太平洋地区的 155°W 附近,气流在赤道上空上升,在 25° — 30°N 下沉,构成了中太平洋地区的局地哈得来环流圈。有趣的是,在 200 hPa 及以上,自中太平洋地区流出的气流经过热带外异常扰动环流所在地区后至东亚地区,与东亚地区的局地哈得来环流建立了联系。这说明位于 30° — 40°N 中纬度的定常波扰动在海洋性大陆和中太平洋之间可起到连接作用。在南半球时,沿 S2 亦存在 3 个环流圈。图 5e 只是与 N2 上垂直环流的形态有所差异。

5 结论与讨论

采用 Kao 等(2009)定义的中部型 ENSO 指数,计算了夏季中部型海表温度异常指数,分析了夏季海洋性大陆区域气候异常与中部型海表温度异常的联系,得到以下结论:

中部型厄尔尼诺事件发生时,海洋性大陆核心区域为显著的降水负异常,其主要出现在由新加坡经过马来西亚向东延伸至印度尼西亚东部附近范围内。显著的降水正异常中心主要出现在 [150° — 175°E] 的热带地区,中心位于新不列颠岛以北和以东的洋面。

异常的潜热释放和潜热加热之外的非绝热强迫对异常环流和降水异常的形成和维持起着重要作用。当 I_{CP} 显著正异常时,海洋性大陆核心区域南部为负视热源异常和负的视水汽汇,此时大气辐射冷却,地面感热、潜热输送减弱,有利于此区域降水负异常的发生。

中太平洋海表温度异常通过至少二种途径与海洋性大陆区域气候异常建立了联系:(1)在水平面上,当 $I_{\text{CP}} > 0$ 时,在对流层低(高)层,在热带太平洋至海洋性大陆区域东部关于赤道对称存在一对气旋性(反气旋性)环流,使得海洋性大陆区域中西部出现异常辐散(辐合),对流活动偏弱(强),中、西太平洋地区辐合(辐散),从而易使海洋性大陆区域产生降水负异常而中西太平洋地区产生降水正异常;(2)

在垂直剖面内,(a)赤道上存在明显的纬向环流。这包括海洋性大陆与中太平洋间的完整的反沃克环流圈和中太平洋与美洲大陆间的异常沃克环流圈,可用皮叶克尼斯机制来解释这两个环流圈的维持。这是海洋性大陆区域与赤道中太平洋地区环流变化的直接联系。(b)在赤道外地区,垂直环流与罗斯贝波动相关,并且沿弧线的垂直环流建立了海洋性大陆与赤道中太平洋间的间接联系。沿 N1 路径,因西太平洋赤道地区下沉而 15°N 上升,形成局地哈得来环流,并通过热带地区的由中部型海表温度异常激发的气旋性环流与中太平洋地区异常加热强迫产生了联系;沿 S1 路径,在澳大利亚冬季风期间,海洋性大陆区域通过弧形垂直剖面内的垂直环流与中太平洋间形成更加密切的联系;沿 N2 路径,在海洋性大陆和中太平洋地区间的垂直环流结构更复杂,其既与局地哈得来环流异常有关,还与热带外地区的纬向上的垂直环流有关,并与东亚地区的局地哈得来环流建立了联系;沿 S2 路径上的与 N2 上的大致相同,均与中纬度的定常波活动有关。这些波动在建立海洋性大陆与赤道中太平洋之间的联系中起到重要作用。当 I_{CP} 为显著负异常时情况相反。

需要说明的是,文中研究了中部型 ENSO 与海洋性大陆区域气候的联系,强调了不同垂直剖面内由垂直环流形成的联系,但是,中太平洋至海洋性大陆区域沿 S2、S1 和 N1、N2 路径上的垂直环流圈的形成机理则仍需进一步深入研究。

致谢:NCEP/NCAR 再分析资料取自 NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center(<http://www.cdc.noaa.gov>);向外长波辐射资料取自美国国家海洋和大气管理局 NOAA/OAR/ESRL(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>);文中图形均使用 Grads 软件绘制。

参考文献

- 陈蔚,管兆勇. 2016. 2015/2016 年超强 El Niño 在成熟/衰减阶段对澳洲夏季风环流与降水异常的影响. 大气科学学报, 39(6): 801-812. Chen W, Guan Z Y. 2016. Impacts of the super El Niño event in 2015/2016 on Australian summer monsoon circulation and precipitation anomalies. Trans Atmos Sci, 39(6): 801-812 (in Chinese)
- 方陆俊,管兆勇,王美等. 2016. 北半球夏季海洋性大陆区域气候与 EP 型 ENSO: 直接与间接联系. 大气科学学报, 39(3): 289-299. Fang L J, Guan Z Y, Wang M, et al. 2016. Influences of Eastern Pacific-type ENSO on climate variations over the Maritime Continent region: Direct and indirect connections. Trans

- Atmos Sci, 39(3): 289-299 (in Chinese)
- 李汀, 琚建华. 2013. 热带印度洋 MJO 活动对孟加拉湾西南夏季风季节内振荡的影响. 气象学报, 71(1): 38-49. Li T, Ju J H. 2013. The impact of Indian tropic MJO activities on the intraseasonal oscillation of the southwest summer monsoon over Bay of Bengal. Acta Meteor Sinica, 71(1): 38-49 (in Chinese)
- 任福民, 袁媛, 孙丞虎等. 2012. 近 30 年 ENSO 研究进展回顾. 气象科技进展, 2(3): 17-24. Ren F M, Yuan Y, Sun C H, et al. 2012. Review of progress of ENSO studies in the past three decades. Adv Meteor Sci Technol, 2(3): 17-24 (in Chinese)
- 王美, 管兆勇, 皮冬勤. 2016. 冬季赤道太平洋不同类型海温异常表征指数的再构建. 大气科学学报, 39(4): 455-467. Wang M, Guan Z Y, Pi D Q. 2016. Reconstruction of equatorial Pacific SST anomaly indices for two types of ENSO during boreal winter. Trans Atmos Sci, 39(4): 455-467 (in Chinese)
- 邢楠, 李建平, 李耀锟. 2014. 热带大气对单一型赤道非对称热源的响应. 大气科学, 38(6): 1147-1158. Xing N, Li J P, Li Y K. 2014. Response of the tropical atmosphere to isolated equatorially asymmetric heating. Chinese J Atmos Sci, 38(6): 1147-1158 (in Chinese)
- 许琪, 管兆勇. 2017. 海洋性大陆核心区域非绝热加热年代际变化及其与东亚夏季风变异的可能联系. 热带气象学报, 33(1): 21-29. Xu Q, Guan Z Y. 2017. Interdecadal change of diabatic forcing over key region of the maritime continent and its possible relations with east Asian summer monsoon anomalies. J Trop Meteor, 33(1): 21-29 (in Chinese)
- 杨洋, 于卫东, 孙即霖等. 2013. 热带印度洋季节内振荡对海表温度日变化的影响. 海洋科学进展, 31(3): 351-359. Yang Y, Yu W D, Sun J L, et al. 2013. Impact of Madden-Julian oscillation on diurnal variation of sea surface temperature in the tropical Indian ocean. Adv Mar Sci, 31(3): 351-359 (in Chinese)
- 翟盘茂, 余荣, 郭艳君等. 2016. 2015/2016 年强厄尔尼诺过程及其对全球和中国气候的主要影响. 气象学报, 74(3): 309-321. Zhai P M, Yu R, Guo Y J, et al. 2016. The strong El Niño in 2015/2016 and its dominant impacts on global and China's climate. Acta Meteor Sinica, 74(3): 309-321 (in Chinese)
- Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. J Climate, 15(16): 2205-2231
- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. J Geophys Res, 112(C11): C11007
- As-Syakur A R, Osawa T, Miura F, et al. 2016. Maritime Continent rainfall variability during the TRMM era: The role of monsoon, topography and El Niño Modoki. Dyn Atmos Oceans, 75: 58-77
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon Wea Rev, 97(3): 163-172
- Chang C P, Lau K M. 1982. Short-term planetary-scale interactions over the tropics and midlatitudes during northern winter. Part I: Contrasts between active and inactive periods. Mon Wea Rev, 110(8): 933-946
- Chang C P, Wang Z, McBride J, et al. 2005. Annual cycle of Southeast Asia-Maritime Continent rainfall and the asymmetric monsoon transition. J Climate, 18(2): 287-301
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quart J Roy Meteor Soc, 106(449): 447-462
- Ham Y G, Kang I S, Kug J S, et al. 2014. North Atlantic Teleconnection patterns associated with ENSO: The role of off-equatorial Atlantic SST. J Atmos Sci, 50: 1-15
- Haylock M, McBride J. 2001. Spatial coherence and predictability of Indonesian wet season rainfall. J Climate, 14(18): 3882-3887
- Hendon H H. 2003. Indonesian rainfall variability: Impacts of ENSO and local air-sea interaction. J Climate, 16(11): 1775-1790
- Holland G J, Keenan T D. 1980. Diurnal variations of convection over the "Maritime Continent". Mon Wea Rev, 108(2): 223-225
- Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. J Atmos Sci, 38(6): 1179-1196
- Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. J Climate, 22(3): 615-632
- Kerns B W, Chen S S. 2016. Large-scale precipitation tracking and the MJO over the Maritime Continent and Indo-Pacific warm pool. J Geophys Res, 121(15): 8755-8776
- Kiladis G N, Diaz H F. 1989. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. J Climate, 2(9): 1069-1090
- Koseki S, Koh T Y, Teo C K. 2013. Effects of the cold tongue in the South China Sea on the monsoon, diurnal cycle and rainfall in the Maritime Continent. Quart J Roy Meteor Soc, 139(675): 1566-1582
- Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. J Climate, 22(6): 1499-1515
- Larkin N K, Harrison D E. 2005. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. Geophys Res Lett, 32(16), doi: 10.1029/2005GL022860
- Lau K M, Chan P H. 1983a. Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part I: Simultaneous relationships. J Atmos Sci, 40(12): 2735-2750
- Lau K M, Chan P H. 1983b. Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part II: Lagged correlations. J Atmos Sci, 40(12): 2751-2767
- Li G, Ren B H, Yang C Y, et al. 2010. Indices of El Niño and El Niño Modoki: An improved El Niño Modoki index. Adv Atmos Sci, 27(5): 1210-1220
- Li T M. 2014. Recent advance in understanding the dynamics of the Madden-Julian oscillation. Acta Meteor Sinica, 28(1): 1-33

- Luo H B, Yanai M. 1984. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets. *Mon Wea Rev*, 112(5): 966-989
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40 - 50 day period. *J Atmos Sci*, 29(6): 1109-1123
- McPhaden M J, Zebiak S E, Glantz M H. 2006. ENSO as an integrating concept in earth science. *Science*, 314(5806): 1740-1745
- Neale R, Slingo J. 2003. The Maritime Continent and its role in the global climate: A GCM study. *J Climate*, 16(5): 834-848
- Ramage C S. 1968. Role of a tropical "Maritime Continent" in the atmospheric circulation. *Mon Wea Rev*, 96(6): 365-370
- Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO. *Geophys Res Lett*, 38(4), doi: 10.1029/2010GL046031
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon Wea Rev*, 115(8): 1606-1626
- Saito K, Kato T, Eito H, et al. 2001. Documentation of the meteorological research institute/numerical prediction division unified nonhydrostatic model. MRI Technical Reports 42. Tsukuba, Japan: Meteorological Research Institute-Japan Meteorological Agency
- Spencer R W, Braswell W D. 2014. The role of ENSO in global ocean temperature changes during 1955 - 2011 simulated with a 1D climate model. *J Atmos Sci*, 50(2): 229-237
- Tedeschi R G, Cavalcanti I F A, Grimm A M. 2013. Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *Int J Climatol*, 33(6): 1382-1400
- Trenberth K E, Stepaniak D P. 2001. Indices of El Niño evolution. *J Climate*, 14(8): 1697-1701
- Weng H Y, Ashok K, Behera S K, et al. 2007. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dyn*, 29(2-3): 113-129
- Xiang B Q, Wang B, Li T. 2013. A new paradigm for the predominance of standing Central Pacific warming after the late 1990s. *Climate Dyn*, 41(2): 327-340
- Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J Climate*, 15(3): 306-325
- Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. 2009. El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263): 511-514
- Yu J Y, Kao H K. 2007. Decadal changes of ENSO persistence barrier in SST and ocean heat content indices: 1958 - 2001. *J Geophys Res*, 112(D13), doi: 10.1029/2006JD007654
- Zhang T T, Yang S, Jiang X W, et al. 2016. Seasonal-interannual variation and prediction of wet and dry season rainfall over the Maritime Continent: Roles of ENSO and monsoon circulation. *J Climate*, 29(10): 3675-3695
- Zhang W J, Jin F F, Zhao J X, et al. 2013. On the bias in simulated ENSO SSTA meridional widths of CMIP3 models. *J Climate*, 26(10): 3173-3186
- Zhang W J, Jin F F, Turner A. 2014. Increasing autumn drought over southern China associated with ENSO regime shift. *Geophys Res Lett*, 41(11): 4020-4026