doi:10.11676/qxxb2020.014

赤道太平洋高低频纬向环流差异及其物理机制*

金晨阳　张文君　刘　超
JIN Chenyang　ZHANG Wenjun　LIU Chao

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

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

2019-06-17 收稿，2019-11-06 改回.

金晨阳，张文君，刘超. 2020. 赤道太平洋高低频纬向环流差异及其物理机制. 气象学报，78(2)：187-198

Jin Chenyang，Zhang Wenjun，Liu Chao. 2020. Different features between high- and low-frequency equatorial Pacific zonal circulations and their possible mechanisms. ***Acta Meteorologica Sinica*****，78(2):187-198**

Abstract　The characteristics of high- (＜20 pentads) and low-frequency (＞60 pentads) sea level pressure (SLP) anomalies and their differences over the equatorial Pacific Ocean are investigated by using the European Center for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis data and the National Oceanic and Atmospheric Administration observational data from 1982 to 2017. Specifically, the differences in zonal atmospheric circulation over the equatorial Pacific between high- and low-frequency are emphasized, and possible reasons for their differences are discussed by diagnosing the timescale of the equatorial Pacific ocean-atmosphere coupling. The results show that the Southern Oscillation only exists on the low-frequency timescale but is absent on the high-frequency timescale. On the low-frequency timescale, it is mainly modulated by ENSO signals through strong ocean-atmosphere interactions. In contrast, on the high-frequency timescale, there is no enough time for the ocean-atmosphere coupling. Correspondingly, SLP and wind anomaly fields display a basin-consistent pattern in the whole equatorial Pacific. The high-frequency zonal atmospheric feature is very similar to that of the Madden-Julian Oscillation (MJO), both having the eastward propagation speed of about 5 m/s, and 34% of the variance of high-frequency zonal atmospheric circulation can be linearly explained by MJO. The coherence spectrum analyses indicate that the ocean-atmosphere coupling is dependent on the timescale. The Southern Oscillation usually exists when the timescale is larger than 20 pentads, similar to the timescale for the equatorial oceanic Kelvin waves to traverse the equatorial Pacific.

Key words　Equatorial Pacific，Zonal atmospheric circulation，Ocean-atmosphere coupling，Timescale

摘　要　利用 1982—2017 年欧洲中期天气预报中心再分析资料和美国国家大气海洋管理局的观测资料，分析了赤道太平洋高、低频海平面气压距平场的特征及差异，并通过诊断赤道太平洋海-气耦合的时间尺度，探讨了导致赤道太平洋高、低频纬向环流差异的原因。结果表明，南方涛动海平面气压东西跷跷板耦合现象只是在低频场中才存在，在高频场中并不存在。低频场上，主要受到热带最明显的年际信号 (ENSO) 的调控，海平面气压场和海表温度场呈现出东西振荡型。相比而言，在高频场上由于时间短，海、气异常还没有发生较好的耦合，气压场和风场呈现出全海域一致型。高频纬向环流与热带季节内振荡（MJO）紧密联系，具有明显的东传特征，传播速度大约为 5 m/s，其变率方差的 34% 可以由 MJO 线性解释。相干谱分析表明海-气耦合具有时间

* 资助课题：国家重点研发计划“重大自然灾害监测预警与防范”重点专项项目（2018YFC1506002）、国家自然科学基金项目（41675073）、全球变化与海气相互作用专项（GASI-IPOVAI-03）。

作者简介：金晨阳，从事 ENSO 与海气相互作用研究。E-mail：jcymurphy@163.com

通信作者：张文君，从事 ENSO 机理及海陆气相互作用等方面研究。E-mail：zhangwj@nuist.edu.cn

依赖性,南方涛动通常只在20候以上的时间尺度才能存在,这与赤道海洋开尔文波横穿太平洋时间相当。

关键词 赤道太平洋,纬向环流,海-气耦合,时间尺度

中图法分类号 P46

1 引 言

南方涛动是指发生在赤道太平洋上东西气压反相振荡的现象,是热带环流年际变率上最重要的大气现象之一。南方涛动最早由Walker(1924)提出,他根据观测资料发现澳大利亚的达尔文(Darwin)和赤道中太平洋的塔希提岛(Tahiti)的气压呈现出“跷跷板”式的反相变化。然而,南方涛动概念的提出并没有引起当时科学家的关注;直至20世纪60年代Bjerknes(1969)研究厄尔尼诺的机制时发现并提出了热带大气和海洋变化相互作用的概念,第一次将南方涛动和海表温度变化紧密联系在一起,指出热带太平洋大气纬向环流和海表温度异常是高度耦合的一个现象的两个方面。后来,科学界把厄尔尼诺和南方涛动合在一起称为ENSO事件。为了纪念Walker的杰出贡献,Bjerknes(1969)把与南方涛动相关的纬向环流称作沃克环流。

由于探测手段的限制,早期的研究主要集中在月尺度以上的变率,一般而言,厄尔尼诺年,伴随着赤道中东太平洋海表温度的升高,赤道沃克环流减弱,南方涛动指数为负值,太平洋赤道信风减弱;相反,拉尼娜年,伴随着赤道中东太平洋海表温度的降低,赤道沃克环流增强,南方涛动指数为正值,太平洋赤道信风增强(符淙斌等,1979;Wright, et al, 1988;李崇银等,2008;宫晓庆,2014;孙稚权等,2016)。这主要反映了热带海洋、大气在年际时间尺度上的联系。

随着观测站点的密集化、观测时间的精细化,研究者在赤道纬向环流中发现了较强的高频噪音,这种高频纬向环流主要表现为一次次的西风事件(WWE),研究表明它和ENSO的相互作用至关重要(McPhaden, 1999;Kessler, et al, 2000;Vecchi, et al, 2000)。一方面,ENSO本身从年际尺度上调制西风事件的强度和频率(Luther, et al, 1983;Gutzler,1991;Hendon,et al,1999;Gebbie,et al,2007;庄镇,2017);另一方面,西风事件有利于ENSO事件的产生和发展(Latif, et al, 1988;傅云飞等,1996;Lengaigne, et al, 2004;王彰贵等,2004;连涛等,2014;刘伯奇等,2015)。由于其自身的空间位置,生命周期、强度和频率展现了多样性和不可预报性,许多工作把这类西风事件归为噪音;但西风事件仍可作为一个激发ENSO的潜在因子,尤其对超强厄尔尼诺的发生有重要贡献(Kug, et al, 2008;Chen, et al, 2017)。许多学者已经对这种高频纬向环流的生成机制开展研究,但至今仍然没有统一的结论(李崇银,1988;Lau, et al, 1989;Harrison, 1991;张祖强等,2000;Eisenman, et al, 2005;普业等,2006;Puy, et al, 2016;Lian, et al, 2018;Hao, et al, 2019)。这充分反映出赤道高频纬向环流的复杂性,人们对其基本时、空特征还缺乏深入的了解。

由上述的回顾可见,赤道太平洋纬向环流在不同时间尺度上展现出不同的特征,目前针对南方涛动以及赤道太平洋纬向环流在年际变率上特征和机理的研究相对成熟;但是在高频尺度上,南方涛动现象是否存在,赤道纬向环流的特征以及机制如何,这些科学问题目前并没有答案。文中将分析赤道太平洋高频纬向环流的时、空特征及其与低频纬向环流的差异,并进一步分析这种差异形成的物理机制,对于理解热带海-气动力学具有重要意义。

2 资料与方法

所用的资料有10 m风速、海平面气压(SLP)、各气压层垂直速度、纬向风速、比湿,均来自欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的ERA-Interim再分析数据集(Berrisford, et al, 2011),水平场上气象要素分辨率为2.5°×2.5°,垂直场上气象要素分布在1000、925、850、700、600、500、400、300 hPa气压层上,时间分辨率均为每日4次:00、06、12、18时。所使用的海表温度(SST)来自美国国家海洋大气管理局(NOAA)高精度逐日资料OI-SST-V2(Reynolds, et al, 2007),水平分辨率为0.25°×0.25°。实时多要素MJO(Madden-Julian Oscillation)监测指数(RMM)由澳大利亚气象局提供。此外,向外长波辐射资料(OLR)由NOAA提供(Liebmann, et al, 1996),水平分辨率为2.5°×2.5°。受向外长波辐射资料长度的限制,分析时段取为1982年1月

1 日至 2017 年 12 月 31 日。

采用 NOAA 气候预测中心（CPC）所定义的赤道南方涛动指数（ESOI）。它是由标准化的赤道东太平洋（80°—130°W, 5°S—5°N）和印度尼西亚（90°—140°E, 5°S—5°N）区域平均海平面气压距平（SLPA）差值再次进行标准化得到。

$$\mathrm{ESOI} = \mathrm{Stand}(\mathrm{Stand}(\mathrm{SLPA_{EPAC}}) - \mathrm{Stand}(\mathrm{SLPA_{INDO}})) \quad (1)$$

式中，Stand 表示标准化，下标 EPAC 和 INDO 分别表示赤道东太平洋和印度尼西亚两个区域（图 1a 中黑色虚线框所示）。$\mathrm{SLPA_{EPAC}}$ 和 $\mathrm{SLPA_{INDO}}$ 分别表示赤道东太平洋和赤道印度尼西亚区域平均的海平面气压距平。

ESOI 能够很好地反映赤道太平洋东西方向的气压梯度进而表征赤道太平洋纬向环流的强度。虽然传统南方涛动指数也能表征热带太平洋东西向的气压梯度，但是由于台站资料的限制，南方涛动指数选取了距离赤道较远的两个观测站：塔希提（17°53'S, 148°05'W）和达尔文（12°20'S, 130°59'E）（图 1a）。因此，相比用来定义南方涛动指数的塔希提岛和达尔文港站，位于赤道上的东太平洋区域和印度尼西亚地区能够更好地捕捉赤道太平洋纬向环流的信号。因此，本研究中选取 ESOI 表征赤道太平洋纬向环流的强度。值得注意的是，若使用南方涛动指数表征赤道太平洋纬向环流强度，文中的定性结论并没有变化。

文中将所有的日变量先进行 5 d 平均，将其处理成候资料（针对闰年，排除掉 2 月 29 日的数值），再去除所有资料的长期趋势，以去除全球变暖可能带来的影响。为了分别提取出高、低频信号，首先通过频谱分析来确定高频信号和低频信号的频谱范围，发现高频信号主要集中在 20 候以内，低频信号主要集中在 60 候以上。然后通过 Lanczos 高通滤波和低通滤波（高通滤波采用 41 个权重系数，低通滤波采用 351 个权重系数（Duchon, 1979））分别提取出气象要素场 20 候以内的高频信号和 60 候以上的低频信号。需要指出的是，20 和 60 候只是一个宽泛的界限，若提取 18 候或 15 候以内的高频信号，亦或者提取 70 候或 80 候以上的低频信号，并不影响定性结论。

文中使用点相关（Wallace, et al, 1981）的方法来表征南方涛动的空间结构，这种方法能够很好地捕捉赤道太平洋东西方向海平面气压距平场的线性相关性。高频信号在水平和垂直方向上的传播特征主要通过超前滞后相关来表征。当检验两个高自相关变量（样本量为 n）之间相关系数的显著性时，t 检验的自由度不能使用 $n-2$，而应该使用有效自由度。由于 ESOI 存在明显的低频变率，文中在进行相关系数的显著性检验前均调整了样本的自由度。针对两组样本量均为 n 的变量 x 和 y，其有效自由度为 $\frac{n}{T}$（Davis, 1976; Chen, 1982），其中 T 的计算方法为

$$T = \sum_{\tau=-\infty}^{\infty} R_{xx}(\tau) \bullet R_{yy}(\tau) \quad (2)$$

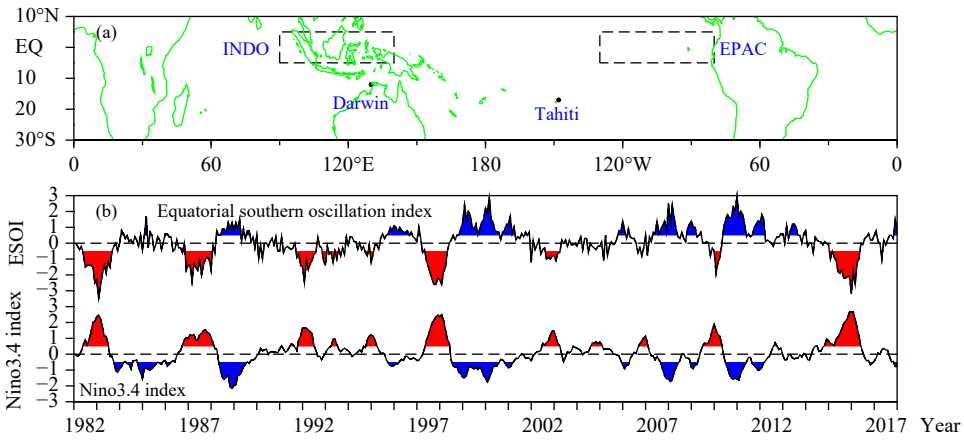


图 1 （a）印度尼西亚（虚线框）、赤道东太平洋（虚线框）、达尔文（黑点）以及塔希提（黑点）的地理位置，（b）1982—2017 年逐月 ESOI 和 Nino3.4 指数的标准化时间序列

Fig. 1 （a）Geographic locations of Indonesia（dashed box）, the equatorial eastern Pacific（dashed box）, Darwin（black dot）and Tahitii island（black dot）;（b）Time evolutions of standardized monthly ESOI and Nino3.4 index from 1982 to 2017

式中，$R_{xx}(\tau)$、$R_{yy}(\tau)$分别是变量 x、y 的自相关系数，τ为滞后时间，文中取 n 的一半，即

$$R_{xx}(\tau)=\frac{1}{n-\tau}\sum_{t=1}^{n-\tau}x_t^*\bullet x_{t+\tau}^* \qquad (3)$$

$$R_{yy}(\tau)=\frac{1}{n-\tau}\sum_{t=1}^{n-\tau}y_t^*\bullet y_{t+\tau}^* \qquad (4)$$

式中，上标*表示标准化。根据式(2)算出的有效自由度在变量 x、y 的自相关系数较大时，有效自由度比 $n-2$ 小很多，从而可以提高临界相关系数，使得相关系数的显著性检验更可靠。

使用二元线性回归方法，利用高频 RMM1 和 RMM2 指数分别对高频 $\mathrm{SLPA_{INDO}}$ 和 $\mathrm{SLPA_{EPAC}}$ 进行线性拟合，其拟合模型如下

$$Y_t=b_0+b_1X_{1t}+b_2X_{2t}+e_t \quad t=1,2,\cdots,n \qquad (5)$$

式中，Y_t代表拟合量 $\mathrm{SLPA_{INDO}}$($\mathrm{SLPA_{EPAC}}$)，b 代表回归系数，由最小二乘法获得，X代表拟合因子 RMM1 和 RMM2，e 为拟合误差，t 为拟合次数，进行 n 次拟合后，Y 的总方差可以表示为

$$s_Y=\sum_{t=1}^{n}\left(Y_t-\overline{Y}\right)^2=\sum_{t=1}^{n}\left(\hat{Y}_t-\overline{Y}\right)^2+\sum_{t=1}^{n}\left(Y_t-\hat{Y}_t\right)^2$$
$$=U+Q \qquad (6)$$

式中，$\hat{Y}_t$为 Y_t 的拟合值，U 为回归方差，Q 为剩余方差。对于给定的观测值而言，s_Y不变，因此 U 越大，Q 越小，回归的效果越好。进而定义无单位的指标复相关系数(R)

$$R=\sqrt{\frac{U}{s_Y}} \qquad (7)$$

R 越大，则 Q 越小，回归效果越好。其显著性可以使用 F 检验，定义指标

$$F=\frac{U/m}{Q/(n-m-1)}=\frac{R^2/m}{(1-R^2)/(n-m-1)} \qquad (8)$$

该指标服从自由度为(m, $n-m-1$)的 F 分布，对于给定的信度标准α，在 F 分布表中查出临界值F_α，当式(8)计算值$F\geqslant F_\alpha$时，认为回归的效果显著。

3 赤道太平洋高低频海平面气压距平场的特征

图 1b 给出了月平均 ESOI 和 Nino3.4 指数的时间序列，与以往的经验一致，Nino3.4 指数与 ESOI 呈显著的负相关(相关系数高达−0.85)，即厄尔尼诺年 ESOI 呈现负值，当中东太平洋海表温度升高时，相应的沃克环流减弱，赤道东(西)太平洋海平面气压降低(升高)；拉尼娜年大致与之相反(McPhaden, 2008)。相比而言，海表温度的变化相对平缓，以年际变率为主；然而 ESOI 除了明显的年际变化以外，还存在很强的季节内变化。那么 ESOI 在高频上是否有明显的能量？为了回答这一问题，图 2a 给出了 ESOI 的频谱图，ESOI 存在着两个显著年际峰值，大概对应准 2 和 5 a 的周期，这两个周期大致与 ENSO 的两个主频率对应(Kirtman, 1997; Torrence, et al, 1998)；其在高频部分存在着较弱的谱峰，分布也相对分散。图 2b、c 分别给出

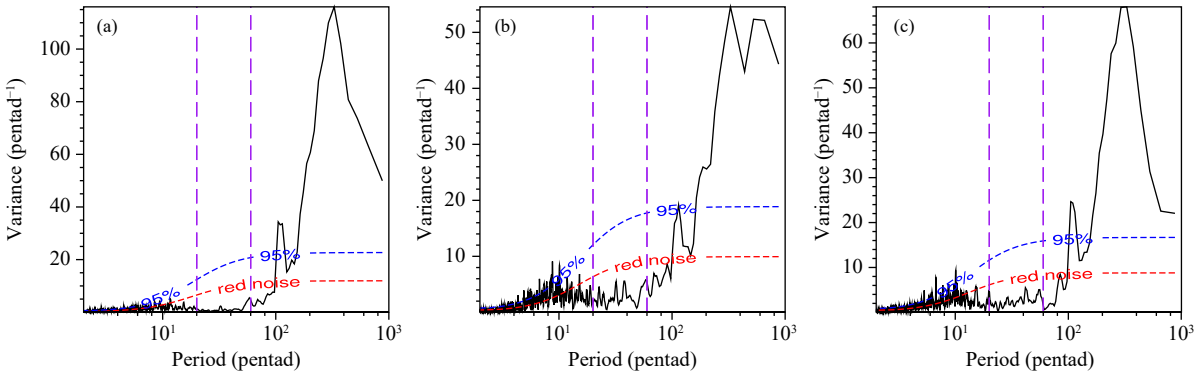


图 2 ESOI (a)、$\mathrm{SLPA_{INDO}}$ (b)、$\mathrm{SLPA_{EPAC}}$ (c) 频谱分析

(红色虚线为马尔可夫红噪声谱，蓝色虚线为 95% 显著性检验水平，两条紫色虚线分别为 20 和 60 候)

Fig. 2 The power spectra of (a) ESOI, (b) $\mathrm{SLPA_{INDO}}$ and (c) $\mathrm{SLPA_{EPAC}}$

(The red, blue and two purple dashed lines indicate the Markov red noise spectrum, the 95% confidence level, the 20th and 60th pentad, respectively)

了 ESOI 东、西两个分支的频谱分析，与 ESOI 类似，东、西两个分支都展现出与 ENSO 相同的年际主频率。与 ESOI 不同的是，东、西分支还呈现出显著的高频谱峰（大致对应 40—50 d 的时间尺度）。由于在高频频域内，ESOI 与其东、西分支存在较大的差异，那么东、西反向变化是否仍与年际尺度一致呢？下面将与南方涛动相关的气压场做高通和低通滤波，从时间尺度上分离信号，具体方法如前所述。

首先，分别用高、低频 ESOI 和整个海平面气压距平场做点相关（图 3），从相关系数的空间分布可以明显看出，高、低频场上，赤道太平洋海平面气压距平场在东西方向上都存在一个明显的跷跷板现象。相比较而言，高频的相关系数明显低于低频，低频的相关系数在东、西两极（即印度尼西亚和东太平洋）高达 0.8 以上，而高频最大相关系数在 0.5 左右，且空间范围较小。根据点相关理论，如果两个变化完全相反的信号相减，应该使得信号更强，在关键区域的相关系数应该如图 3a 所示，接近于 1 是合理的。因此，图 3b 所呈现的东西相反会不会是一个虚假的现象呢？

为了进一步探讨东、西气压的耦合性，先将 $SLPA_{INDO}$ 和 $SLPA_{EPAC}$ 中的高、低频信号提取出来，分别和海平面气压距平场做点相关（图 4）。在低频相关场中，印度尼西亚和东太平洋区域海平面气压距平的跷跷板现象依然稳定存在（图 4a、c），相关系数高达 0.8，其与 ESOI 相关分布场基本一致，说明东、西跷跷板的反相变化是显著的。然而，高频部分却没有展现出这种东、西变化相反的跷跷板现象，显示为全海域一致型（图 4b、d），说明东、西耦合的南方涛动现象并没有发生在高频大气场中。图 4 的结果表明，南方涛动只是低频场上才存在的

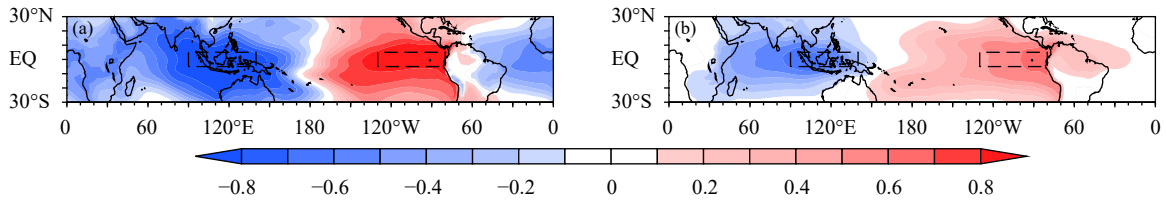


图 3　低频（a）、高频（b）ESOI 与对应 SLPA 场的点相关系数场

（仅给出通过 99% 的显著性检验的区域，黑色虚线框分别代表印度尼西亚和赤道东太平洋）

Fig. 3　One-point correlation maps for low-frequency (a), high-frequency (b) ESOI and corresponding sea level pressure anomalies

(Only the values exceeding the 99% confidence level are shown; Black dashed boxes denote the Indonesia and the equatorial eastern Pacific, respectively)

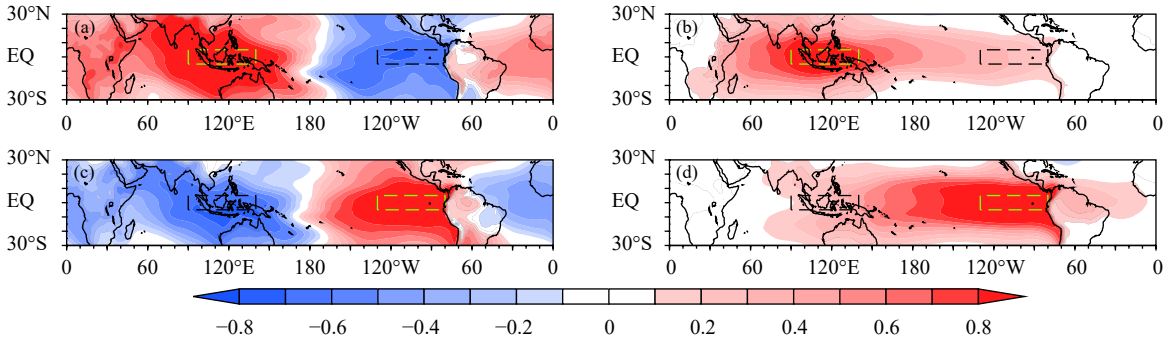


图 4　低频（a、c）、高频（b、d）$SLPA_{INDO}$（a、b）和 $SLPA_{EAPC}$（c、d）分别与对应 SLPA 场的点相关系数场

（仅给出通过 99% 的显著性检验的区域，虚线框分别代表印度尼西亚和赤道东太平洋）

Fig. 4　One-point correlation maps for low-frequency (a, c), high-frequency (b, d) $SLPA_{INDO}$ (a, b) and $SLPA_{EPAC}$ (c, d) corresponding sea level pressure anomalies, respectively

(Only the values exceeding the 99% confidence level are shown; Green (black) dashed box denotes the Indonesia (equatorial eastern Pacific) in (a) and (b) while opposite is true in (c) and (d))

现象，在高频场上，南方涛动现象并不存在，反映出赤道太平洋高、低频纬向环流的差异性。

4 高、低频纬向环流的差异

根据上面的结果，可以知道 ESOI 在低频场上是真实存在的，但在高频场上没有指示意义。然而，与高频场相关的海-气关系如何是值得回答的一个科学问题，接下来主要采用 $SLPA_{INDO}$ 和 $SLPA_{EPAC}$ 对高频场的配置进行分析，同时与低频部分进行对比。

图 5 给出了低频 $SLPA_{INDO}$、$SLPA_{EPAC}$ 分别和海表温度场以及水平风场进行超前滞后（超前 6 个月到滞后 6 个月）相关分析。当用低频 $SLPA_{INDO}$ 与海表温度和 10 m 风场做超前滞后相关时，海表温度场和水平风场都展现出明显的类厄尔尼诺型（图 5a），也就是说当印度尼西亚地区海平面气压距平为正时，海表温度距平分布东高西低，赤道太平洋主要为西风异常。当用低频 $SLPA_{EPAC}$ 与海表温度场、风场进行超前滞后相关时（图 5b），海表温度场和水平风场都展现出明显的类拉尼娜型，也就是说当东太平洋地区海平面气压距平为正时，海表温度距平分布西高东低，赤道太平洋主要为东风异常。

上述结果说明，低频场上海洋和大气是耦合在一起的，海表温度距平的东西分布和海平面气压距平的东西分布很好地配置在一起，因此导致赤道太平洋低频纬向环流随着时间变化稳定地存在，没有明显的传播特征。

同样用高频 $SLPA_{INDO}$、$SLPA_{EPAC}$ 分别和海表温度场进行超前滞后（超前 3 候到滞后 3 候）相关分析，得到的结果却与低频的结果不一致。高频 $SLPA_{INDO}$、$SLPA_{EPAC}$ 和海表温度在超前滞后 6 候内，均不存在明显的相关（图略），这说明对于高频场纬向环流而言，大气和海洋并没有很好的耦合在一起，这也就解释了为什么低频场上存在南方涛动，而高频场上却并不存在。

为了分析高频场上大气相关的特征，将高频 $SLPA_{INDO}$、$SLPA_{EPAC}$ 分别与向外长波辐射场、风场做超前滞后（超前 3 候到滞后 3 候）相关分析。由图 6a

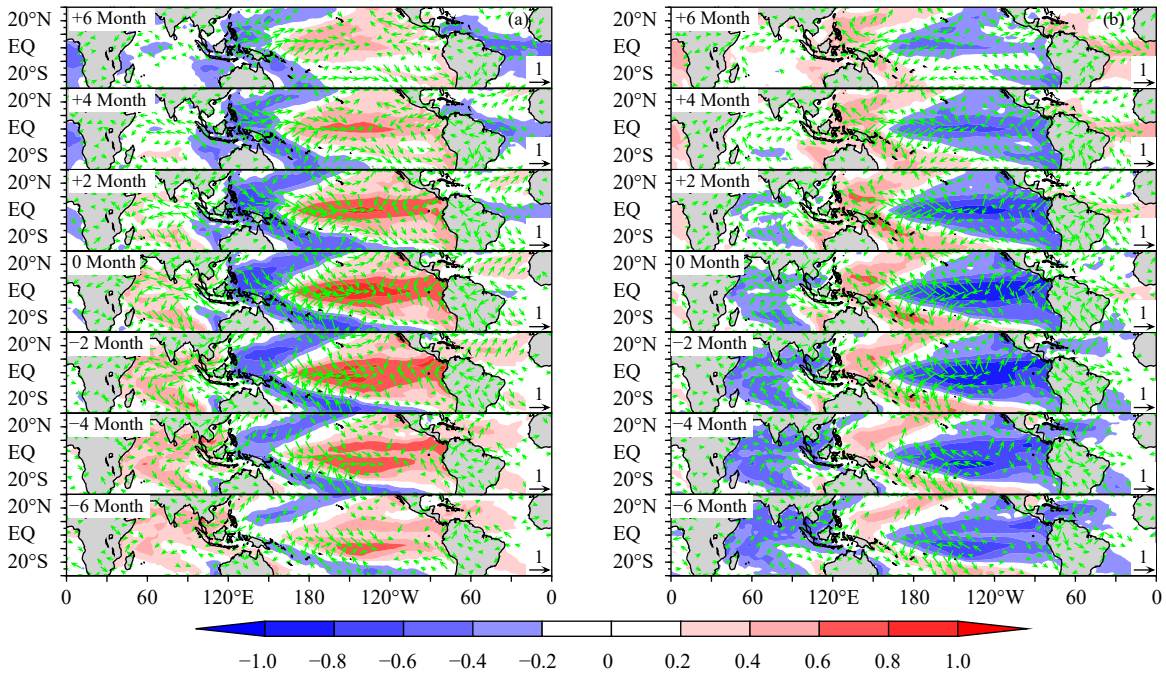


图 5 低频 $SLPA_{INDO}$（a）、$SLPA_{EPAC}$（b）与 10 m 风场、海表温度场的超前滞后相关系数场

（正（负）月份表示指数超前（滞后）海表温度场和风场的时间；矢量（色阶）场表征指数和 10 m 风（海表温度）场的相关系数分布，仅给出通过 99% 显著性检验的区域）

Fig. 5 Lead-lag correlation maps for low-frequency $SLPA_{INDO}$ (a), $SLPA_{EPAC}$ (b) with 10 m wind, SST fields (Positive(negative) month means the indices lead (lag) SST and wind fields; Vectors (shadings) indicate correlation coefficient between the indices and 10 m wind (SST); Only the values exceeding the 99% confidence level are shown)

可见，高频场上对流中心和风场都具有向东的传播性，这与低频场明显不同。高频信号源从印太地区向东传，从而影响整个太平洋海域，从图 6a 同期相关（0 Pentad）中可以看到，当印度尼西亚地区海平面气压为正距平时，赤道太平洋地区呈现出异常的西风，而且赤道以辐散风场为主，相应的赤道太平洋呈现出海平面气压正距平。东太平洋地区高频的大气场与之类似，也展现出较强的信号东传现象，东太平洋高频信号主要是由印太地区暖池异常传播而来（图 6b）。

将高频 $SLPA_{INDO}$、$SLPA_{EPAC}$ 分别与南北纬 15°经向平均的垂直剖面上的比湿场、风场进行超前滞后相关（超前 3 候到滞后 3 候），以分析垂直剖面上水汽场和风场的传播特征（图 7）。从垂直场中也能清楚地看到这种高频信号的东传特征，但是低频信号在垂直场上依然不具有传播性（图略）。结合图 6 和 7，低层水平场上的辐合、辐散中心与垂直场上的对流中心匹配，一起东传，这种具有东传特征的大气配置与 MJO 一致，具体的原因如下：（1）在垂直剖面上，水汽场和风场自下而上，向西倾斜，这与 MJO 的三维结构相同（Kiladis, et al, 2005; Adames, et al, 2014）；（2）这种热带高频信号源地在印度洋，而且传播特征以及周期与 MJO类似（Madden, et al, 1971, 1972; 李崇银, 1991; 祝从文等, 2004）；（3）分别计算水平场和垂直场上最大值中心的传播速度（约为 5 m/s），与 MJO 的相速度一致（Hendon, et al, 1994a, 1994b; Majda, 2004; 李崇银等, 2014; Adames, et al, 2016）。图 8 给出了高频 $SLPA_{INDO}$、$SLPA_{EPAC}$ 以及基于 RMM 指数进行二元线性拟合得到的 $SLPA^*_{INDO}$ 和 $SLPA^*_{EPAC}$ 的时间序列（仅给出典型厄尔尼诺年 2015/2016 年以及拉尼娜年 1999/2000 年两段时间序列），$SLPA^*_{INDO}$ 和 $SLPA^*_{EPAC}$ 分别能够很好地表征 MJO 对印度尼西亚和东太平洋地区海平面气压距平的线性作用

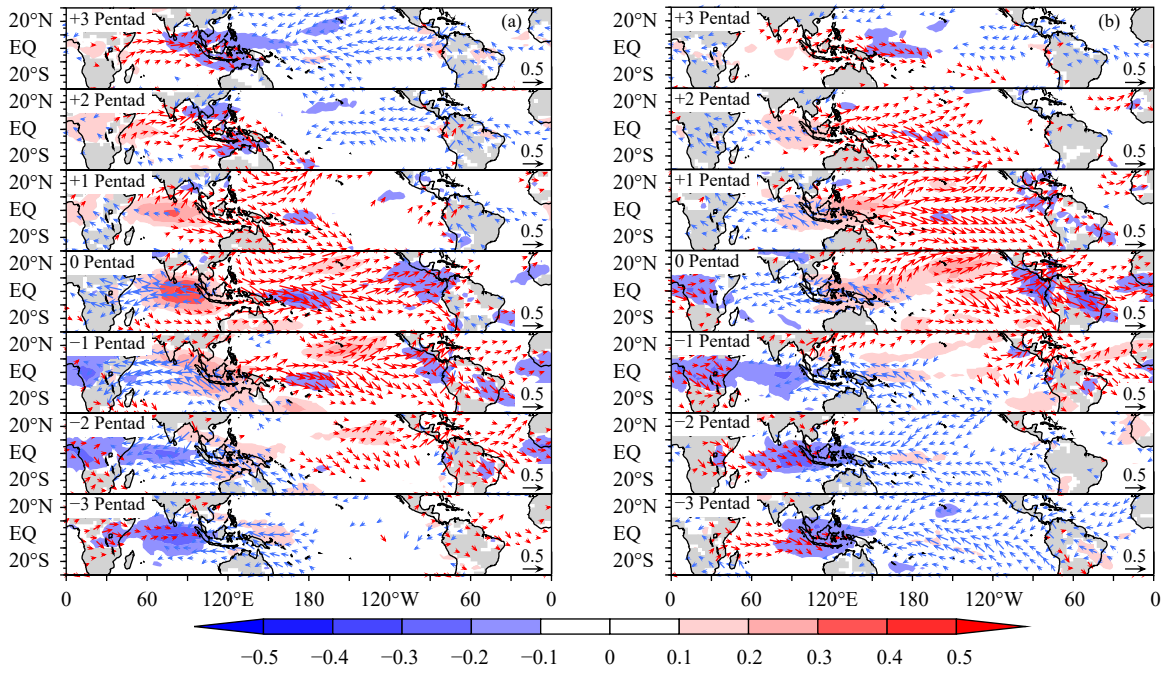


图 6　高频 $SLPA_{INDO}$（a）、$SLPA_{EPAC}$（b）与 10 m 风场、向外长波辐射场的超前滞后相关系数场

（正（负）候表示指数超前（滞后）10 m 风场和向外长波辐射场的时间，红（蓝）色箭头代表指数与纬向 10 m 风正（负）相关系数分布；矢量（色阶）场表征指数与 10 m 风（向外长波辐射）场的相关系数分布，仅给出通过 99% 显著性检验的区域）

Fig. 6　Lead-lag correlation maps for high-frequency $SLPA_{EPAC}$ (a) and $SLPA_{INDO}$ (b) with 10 m wind, OLR fields

(Positive (negative) pentad means the indices lead (lag) the 10 m wind and OLR fields, red (blue) vectors represent positive (negative) correlation between the indices and zonal 10 m wind; Vectors (shadings) indicate correlation coefficient between the indices and 10 m wind (OLR); Only the values exceeding the 99% confidence level are shown)

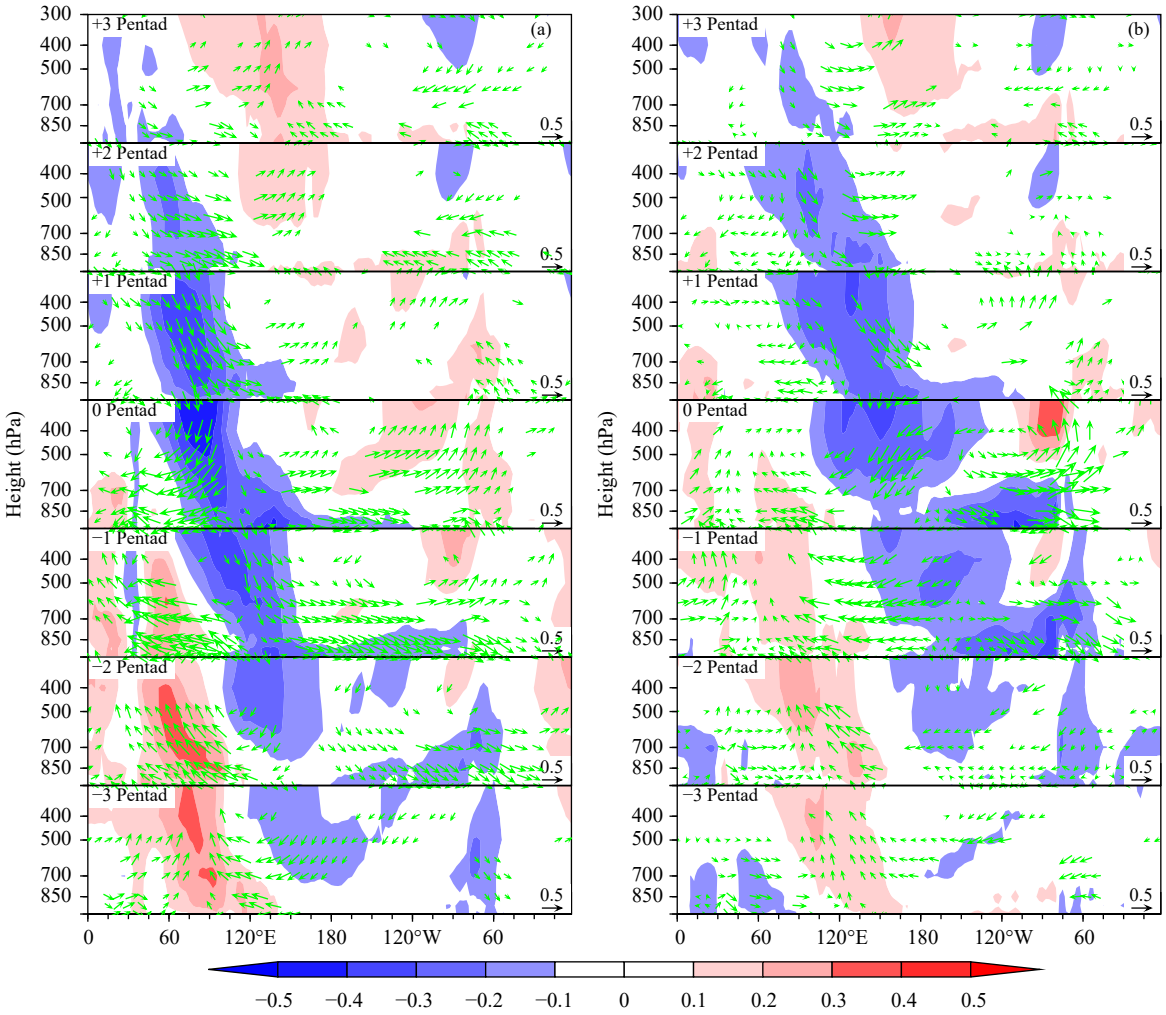


图 7 高频 $SLPA_{INDO}$（a）、$SLPA_{EPAC}$（b）和经向平均（15°S—15°N）的风场、比湿场的超前滞后相关系数场

（正（负）候表示指数超前（滞后）风场和比湿场的时间，矢量（色阶）场表征指数和风（比湿）场的相关系数分布，仅给出通过 99% 显著性检验的区域）

Fig. 7 Lead-lag correlation maps for high-frequency $SLPA_{EPAC}$ (a), $SLPA_{INDO}$ (b) with the meridional averaged (15°S-15°N)wind and specific humidity fields

(Positive (negative) pentad means the indices lead (lag) the wind and specific humidity fields; Vectors (shadings) indicate the correlation coefficient between the indices and wind (shum) field; Only the values exceeding the 99% confidence level are shown)

分量，结果表明 MJO 能够线性解释这两个区域海平面气压距平高频信号（20 候以内）方差的 34%。

5 赤道太平洋海-气耦合的时间依赖性

接下来，对印度尼西亚和东太平洋的海平面气压距平分别做不同的滤波，检查它们在不同时间尺度下的超前滞后关系。经过尝试不同的高频滤波（例如 20、18、15 候）和低频滤波（例如 60、70、80 候），东、西两极的海平面气压距平超前滞后关系稳定（图 9）。对于低频而言，东、西两极表现为显著的负相关（相关系数接近−0.8），最大的相关系数发生在东太平洋信号超前印太地区暖池信号 7 候左右，由于在低频上海洋和大气是高度耦合的，主要表现为 ENSO 对应的年际变率信号。一般而言，中东太平洋的海温由于温跃层较浅，中东太平洋海表温度较敏感，这也是 ENSO 对应的核心海温区，一旦中太平洋海表温度异常出现，会通过与沃克环流的耦合加强其对西太平洋和印度洋的影响。因此，在 ENSO 相关的海-气耦合现象上，从海平面气压来看，东太平洋比西太平洋更主动。对于高频东西

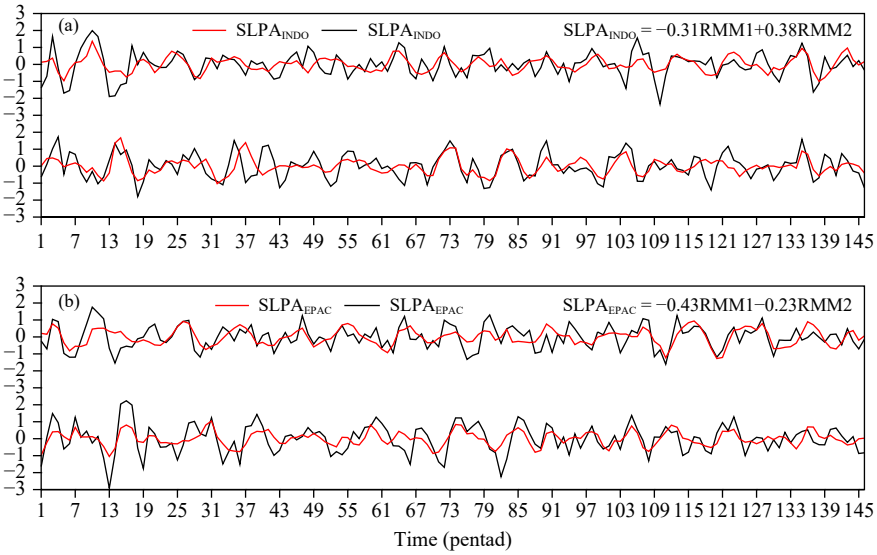


图 8　高频 $SLPA_{INDO}$ 和重构的 $SLPA^{*}_{INDO}$（a）以及 $SLPA_{EPAC}$ 和重构的 $SLPA^{*}_{EPAC}$（b）的标准化时间序列

（仅展示 146 候的时间序列，图中上（下）半部分为 1999—2000(2015—2016)年的时间序列，黑线表示高频原始序列，红线表示重构序列，回归系数均通过 99% 的显著性检验）

Fig. 8　Time evolutions of standardized high-frequency (a) $SLPA_{INDO}$ and the reconstructed $SLPA^{*}_{INDO}$, and (b) $SLPA_{EPAC}$ and the reconstructed $SLPA^{*}_{EPAC}$

(Only the timeseries of 146 pentad are shown; the upper (lower) half of the figure are the timeseries during 1999−2000 (2015−2016); Black lines denote the raw time series while the red are reconstructed ones, and both regression coefficients exceed the 99% confidence level)

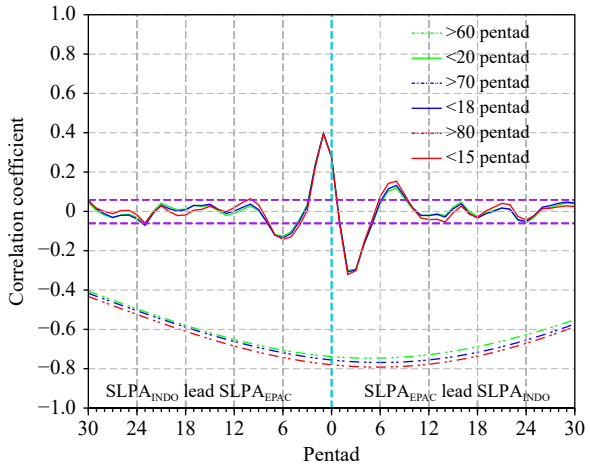


图 9　高（实线）、低（虚线）频 $SLPA_{INDO}$ 和 $SLPA_{EPAC}$ 超前滞后相关

（两条水平紫色线代表 99% 的显著性）

Fig. 9　High- (solid lines) and low- (dashed lines) frequency lead-lag correlations between $SLPA_{INDO}$ and $SLPA_{EPAC}$

(the two horizontal purple lines denote the 99% confidence level)

两极的相关来说，总体与低频呈大致反向关系(图 9)。在高频尺度上，印度尼西亚和东太平洋海平面气压呈正相关（相关系数达 0.4），这也与图 4 结论一致。最大相关系数出现在印度尼西亚海平面气压超前东太平洋 1 候左右时间，这也与图 6、7 一致，即东太平洋大气信号在高频上主要由西太平洋传播而来。

通过上述分析可知，南方涛动只是低频场上才存在的现象，高频场上并不存在。这是由于在低频场上，海洋和大气有充足的时间耦合在一起，而在高频场上，海洋和大气似乎来不及耦合。这涉及赤道太平洋海-气耦合的时间依赖问题：在什么时间尺度上，海洋和大气才能较好地耦合呢？

将 ESOI 与 Nino3.4 指数进行相干谱分析，发现在 20 候以内的时间尺度上，它们的相干性很低；而在 20 候以上的时间尺度上，ESOI 与 Nino3.4 指数的相干性很高，通过了 99% 的显著性检验(图 10)。这说明，海洋和大气发生较好的耦合需要约 20 候的时间，在 20 候以内的时间尺度，大气和海洋并没有发生较好的耦合，因此，与 ENSO 相关的东西太平洋跷跷板的反向变化并不存在。也就是说南方涛动的出现必然是海-气充分耦合的结果，如果没有海-气的充分耦合就不会出现。通常大气中的 MJO 东传速率较快（约 5 m/s），当印太地区风场中

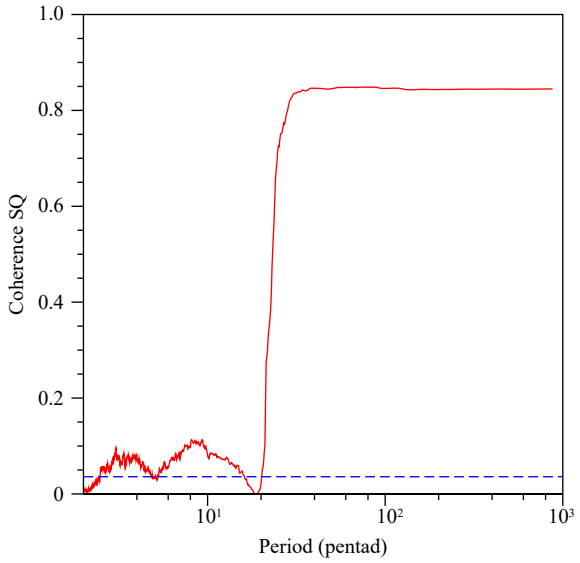


图 10 ESOI 和 Nino3.4 指数的相干谱分析

（蓝色虚线表示 99% 显著性）

Fig. 10 The coherence spectrum between ESOI and Nino3.4 index

（the blue dashed line denotes the 99% confidence level）

出现异常信号时，其能迅速地传播到东太平洋，如图 6a 所示，这时整个热带太平洋的风场是辐散的，赤道中东太平洋海平面气压升高，于是呈现出如图 4b 所示的海平面气压一致型；而当海洋中的异常信号出现后，其相对风场中异常信号的传播较慢，从西太平洋传到东太平洋大概需要 2—3 个月（热带太平洋温跃层开尔文波速率约为 2.6 m/s），暖水通过暖性开尔文波传播到东太平洋之后，会通过一系列复杂的局地热力作用以及海-气相互作用达到海、气耦合。

6 结论与讨论

利用欧洲中心 ERA-Interim 再分析资料集，以及 NOAA 提供的高分辨率逐日海表温度和向外长波辐射资料，分析了赤道太平洋高、低频纬向环流的特征及其差异。同时使用相干谱进一步分析了赤道太平洋海-气耦合的时间尺度问题。主要得到如下结论：

（1）南方涛动现象仅在低频场中才存在，在高频场中并不存在。ESOI 可以用来表征赤道太平洋低频纬向环流的强度，但是其无法很好地表征高频纬向环流的强度。赤道太平洋高频纬向环流的强度可以通过 $SLPA_{INDO}$ 来表征。

（2）在低频场上，赤道太平洋大气和海洋耦合，海平面气压场和海表温度场一样呈现出东西振荡型，因此低频纬向环流稳定。低频纬向环流主要表征为热带年际信号（ENSO）的特征。

（3）在高频场上，赤道太平洋海气在大尺度空间场没有表现出传统所认为的东西耦合现象，在气压场和风场的相互适应下，呈现出全海域一致型，高频纬向环流主要受到热带最明显的季节内振荡（MJO）的控制（解释方差 34%），因此具有东传特征，传播速度约为 5 m/s。

（4）海-气耦合具有时间依赖性：赤道太平洋大气和海洋耦合大致需要 20 候的时间，而在 20 候以内的时间尺度上海-气耦合不充分，所以与 ENSO 相关的赤道太平洋海平面气压东西跷跷板的现象并不存在。

ENSO 作为赤道太平洋地区海-气耦合系统中最强的年际变化信号，紧密控制着赤道太平洋纬向环流的低频变化，因此赤道太平洋东、西两极显著负相关，相关系数高达−0.8。然而赤道太平洋地区的高频系统却较为复杂，MJO、WWE、热带气旋等高频信号的相互作用，促使赤道太平洋纬向环流的高频变化异常复杂，不仅没有出现东、西反向变化的跷跷板现象，反而呈现出全海域一致型。可以看出，尽管高频场上呈现为全海域一致型，但是赤道太平洋东、西两极的相关并不强，超前滞后最高相关系数仅为 0.4。虽然高频纬向环流在三维空间上的传播特征与 MJO 十分相似，并且 MJO 也能解释印度尼西亚和东太平洋两个区域高频海平面气压方差中的 34%，但是印度尼西亚和东太平洋地区海平面气压变化的剩余方差受到哪些高频信号的影响，以及印度尼西亚和东太平洋地区海平面气压变化的相关性是否受到低频信号 ENSO 的调控等科学问题尚有待进一步探索。

参考文献

符淙斌，孙翠霞，张金枝. 1979. 赤道海温异常与大气的垂直环流圈. 大气科学，3(1)：50-57. Fu C B, Sun C X, Zhang J Z. 1979. The atmospheric vertical circulation during anomalous periods of sea surface temperature over equatorial Pacific Ocean. Sci Atmos Sinica, 3(1)：50-57（in Chinese）

傅云飞，黄荣辉. 1996. 热带太平洋西风异常对 ENSO 事件发生的作用. 大

气科学, 20(6): 641-654. Fu Y F, Huang R H. 1996. The effect of the Westerly Anomalies over the Tropical Pacific on the occurrence of ENSO events. Sci Atmos Sinica, 20(6): 641-654 (in Chinese)

宫晓庆. 2014. 热带太平洋大气经圈和纬圈环流的年际及年代际变化 [D]. 青岛：中国海洋大学, 1-130. Gong X Q. 2014. Interannual and interdecadal variability of meridional and zonal atmospheric circulation cells over the Tropical Pacific[D]. Qingdao: Ocean University of China, 1-130(in Chinese)

李崇银. 1988. 频繁的强东亚大槽活动与厄尔尼诺的发生. 中国科学（B辑）, 18(6): 667-674. Li C Y. 1988. Frequent strong East Asian trough activity and the occurrence of El Niño. Sci China (Series B), 18(6): 667-674 (in Chinese)

李崇银. 1991. 30-60 天大气振荡的全球特征. 大气科学, 15(3): 66-76. Li C Y. 1991. Global characteristics of 30-60 day atmospheric oscillation. Sci Atmos Sinica, 15(3): 66-76 (in Chinese)

李崇银, 穆穆, 周广庆等. 2008. ENSO 机理及其预测研究. 大气科学, 32(4): 761-781. Li C Y, Mu M, Zhou G Q, et al. 2008. Mechanism and prediction studies of the ENSO. Chinese J Atmos Sci, 32(4): 761-781 (in Chinese)

李崇银, 凌健, 宋洁等. 2014. 中国热带大气季节内振荡研究进展. 气象学报, 72(5): 817-834. Li C Y, Ling J, Song J, et al. 2014. Research progress in China on the tropical atmospheric intraseasonal oscillation. Acta Meteor Sinica, 72(5): 817-834 (in Chinese)

连涛, 何海伦. 2014. 西风爆发事件对暖池厄尔尼诺和冷舌厄尔尼诺的作用: 一个概念模型得到的结果. 海洋学研究, 32(3): 9-15. Lian T, He H L. 2014. Role of westerly wind burst event on cold-tongue and warm-pool El Niño: A conceptual model study. J Mar Sci, 32(3): 9-15 (in Chinese)

刘伯奇, 李健颖, 毛江玉等. 2015. 2014 年赤道东太平洋 El Niño 事件发展以及停滞过程的成因. 科学通报, 60(22): 2136-2148. Liu B Q, Li J Y, Mao J Y, et al. 2015. Possible mechanism for the development and suspending of El Niño event in 2014. Chinese Sci Bull, 60(22): 2136-2148 (in Chinese)

普业, 裴顺强, 李崇银等. 2006. 异常东亚冬季风对赤道西太平洋纬向风异常的影响. 大气科学, 30(1): 69-79. Pu Y, Pei S Q, Li C Y, et al. 2006. Influence of anomalous East Asian winter monsoon on zonal wind anomalies over the equatorial western Pacific. Chinese J Atmos Sci, 30(1): 69-79 (in Chinese)

孙稚权, 项杰, 管玉平. 2016. 太平洋沃克环流近几十年来的加强. 热带海洋学报, 35(2): 19-29. Sun Z Q, Xiang J, Guan Y P. 2016. Strengthening of the Pacific Walker Circulation in the recent decades. J Trop Oceanogr, 35(2): 19-29 (in Chinese)

王彰贵, 邢如楠, 陈幸荣. 2004. 赤道太平洋西风异常与 El Niño 的关系. 大气科学, 28(3): 441-454. Wang Z G, Xing R N, Chen X R. 2004. Relationship of El Niño with the anomalous westerly wind over equatorial Pacific. Chinese J Atmos Sci, 28(3): 441-454 (in Chinese)

张祖强, 丁一汇, 赵宗慈. 2000. ENSO 发生前与发展初期赤道西太平洋西风异常的爆发问题. 气象学报, 58(1): 11-25. Zhang Z Q, Ding Y H, Zhao Z C. 2000. On the westerly wind outbursts in equatorial weatern Pacific during the onset and development phases of ENSO and before. Acta Meteor Sinica, 58(1): 11-25 (in Chinese)

祝从文, Tetsuo N, 李建平. 2004. 大气季节内振荡对印度洋-西太平洋地区热带低压/气旋生成的影响. 气象学报, 62(1): 42-51. Zhu C W, Tetsuo N, Li J P. 2004. Modulation of tropical depression/cyclone over the Indian-western Pacific oceans by Madden-Julian Oscillation. Acta Meteor Sinica, 62(1): 42-51 (in Chinese)

庄镇. 2017. 赤道太平洋西风爆发事件的时空特征分析及其在 CMIP5 中的模拟分析 [D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 1-59. Zhuang Z. 2017. Spatial and temperal feature of equatorial Pacific westerly wind burst event and its evalution analysis in CMIP5[D]. Qingdao: Institute of oceanology, Chinese Academy of Sciences, 1-59 (in Chinese)

Adames Á F, Wallace J M. 2014. Three-dimensional structure and evolution of the MJO and its relation to the mean flow. J Atmos Sci, 71(6): 2007-2026

Adames Á F, Kim D. 2016. The MJO as a dispersive, convectively coupled moisture wave: Theory and observations. J Atmos Sci, 73(3): 913-941

Berrisford P, Dee D, Poli P, et al. 2011. The ERA-Interim archive Version 2.0. Shinfield Park, Reading: ECMWF.

Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. Mon Wea Rev, 97(3): 163-172

Chen L, Li T, Wang B, et al. 2017. Formation mechanism for 2015/16 super El Niño. Sci Rep, 7: 2975

Chen W Y. 1982. Fluctuations in northern Hemisphere 700 mb Height field associated with the Southern Oscillation. Mon Wea Rev, 110(7): 808-823

Davis R E. 1976. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. J Phys Oceanogr, 6(3): 249-266

Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions. J Appl Meteor, 18(8): 1016-1022

Eisenman I, Yu L S, Tziperman E. 2005. Westerly wind bursts: ENSO's Tail rather than the Dog? . J Climate, 18(24): 5224-5238

Gebbie G, Eisenman I, Wittenberg A, et al. 2007. Modulation of westerly wind burst by sea surface temperature: A semistochastic feedback for ENSO. J Atmos Sci, 64(9): 3281-3295

Gutzler D S. 1991. Interannual fluctuations of intraseasonal variance of near-equatorial zonal winds. J Geophys Res Oceans, 96(S01): 3173-3185

Hao X Z, Ren H L, Zhang W J, et al. 2019. Diagnosing the spatiotemporal diversity of westerly wind events in the tropical Pacific. Dyn Atmos Oceans, 86: 90-103

Harrison D E, Giese B S. 1991. Episodes of Surface westerly winds as observed from islands in the western tropical Pacific. J Geophys Res Oceans, 96(S01): 3221-3237

Hendon H H, Salby M L. 1994a. The life cycle of the Madden-Julian

oscillation. J Atmos Sci, 51(15): 2225-2237

Hendon H H, Liebmann B. 1994b. Organization of convection within the Madden-Julian oscillation. J Geophys Res Atmos, 99(D4): 8073-8083

Hendon H H, Zhang C D, Glick J D. 1999. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer. J Climate, 12(8): 2538-2550

Kessler W S, Kleeman R. 2000. Rectification of the Madden-Julian Oscillation into the ENSO cycle. J Climate, 13(20): 3560-3575

Kiladis G N, Straub K H, Haertel P T. 2005. Zonal and vertical structure of the Madden-Julian Oscillation. J Atmos Sci, 62(8): 2790-2809

Kirtman B P. 1997. Oceanic rossby wave dynamics and the ENSO period in a coupled model. J Climate, 10(7): 1690-1704

Kug J S, Jin F F, Sooraj K P, et al. 2008. State-dependent atmospheric noise associated with ENSO. Geophys Res Lett, 35(5): L05701

Latif M, Biercamp J, von Storch H. 1988. The response of a coupled ocean-atmosphere general circulation model to wind bursts. J Atmos Sci, 45(6): 964-979

Lau K M, Li P, Nakazawa T. 1989. Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30-60 day oscillation and ENSO: An unified view. J Meteor Soc Japan, 67(2): 205-219

Lengaigne M, Guilyardi E, Boulanger J P, et al. 2004. Triggering of El Niño by westerly wind events in a coupled general circulation model. Climate Dyn, 23(6): 601-620

Lian T, Chen D K, Tang Y M, et al. 2018. Linkage between westerly wind bursts and tropical cyclones. Geophys Res Lett, 45(20): 11431-11438

Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. Bull Amer Meteor Soc, 77: 1275-1277

Luther D S, Harrison D E, Knox R A. 1983. Zonal winds in the central equatorial Pacific and El Niño. Science, 222(4621): 327-330

Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J Atmos Sci, 28(5): 702-708

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

Majda A J, Biello J A. 2004. A multiscale model for tropical intraseasonal oscillations. Proc Natl Acad Sci USA, 101(14): 4736-4741

McPhaden M J. 1999. Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño. Science, 283(5404): 950-954

McPhaden M J. 2008. Evolution of the 2006-2007 El Niño: The role of intraseasonal to interannual time scale dynamics. Adv Geosci, 14: 219-230

Puy M, Vialard J, Lengaigne M, et al. 2016. Modulation of equatorial Pacific westerly/easterly wind events by the Madden-Julian oscillation and convectively-coupled Rossby waves. Climate Dyn, 46(7-8): 2155-2178

Reynolds R W, Smith T M, Liu C Y, et al. 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. J Climate, 20(22): 5473-5496

Torrence C, Webster P J. 1998. The annual cycle of persistence in the El Niño/Southern Oscillation. Quart J Roy Meteor Soc, 124(550): 1985-2004

Vecchi G A, Harrison D E. 2000. Tropical Pacific sea surface temperature anomalies, El Niño, and equatorial westerly wind events. J Climate, 13(11): 1814-1830

Walker G T. 1924. Correlation in seasonal variations of weather, IX: A further study of world weather. Mem India Meteor Dept, 24(9): 275-332

Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. Mon Wea Rev, 109(4): 784-812

Wright P B, Wallace J M, Mitchell T P, et al. 1988. Correlation structure of the El Niño/Southern Oscillation Phenomenon. J Climate, 1(6): 609-625