

# ENSO振幅不对称与赤道太平洋大气对流 - 海温非线性敏感性的关系研究

姜明宏\*, 谢瑞煌#

中国海洋大学海洋与大气学院海洋气象学系, 山东 青岛

收稿日期: 2024年6月1日; 录用日期: 2024年7月1日; 发布日期: 2024年7月8日

## 摘要

ENSO (El Niño-Southern Oscillation) 冷暖位相的强度存在着明显的非对称性, 即El Niño强于La Niña, 前人的研究将其归因于海洋非线性动力加热。本文利用再分析资料比较了ENSO发展期线性动力加热的贡献, 发现El Niño发展期内赤道中东太平洋混合层海流及温跃层深度对海面异常风应力的响应要强于La Niña发展期的响应强度, 这导致纬向平流反馈以及温跃层反馈均对El Niño的发展产生更大的贡献。这种海洋动力响应的不对称源自于El Niño期间热带中太平洋的异常西风响应强于La Niña时期的异常东风响应。研究还发现热带太平洋大气对流 - 海温的非线性敏感性是风场对ENSO冷暖位相海温产生非对称响应的诱因, 即在赤道中东太平洋25.5°C~29°C的背景海温区间, 海温升高导致的大气对流加强的幅度要强于等量的海温降低引发的对流减弱的幅度, 因此El Niño能激发更强的异常西风。由此, 本文揭示了海气耦合的不对称性在“海温→大气对流→海面风应力→海流、温跃层→海温”这一动力链条中的传递过程, 为解释ENSO振幅不对称提供了动力逻辑上的依据。

## 关键词

ENSO振幅不对称, 温跃层反馈, 纬向平流反馈, 风应力, 大气对流 - 海温敏感性

## Investigation of the Relationship between ENSO Amplitude Asymmetry and the Nonlinear Sensitivity of Atmospheric Convection to Sea Surface Temperature in the Equatorial Pacific

Minghong Jiang\*, Ruihuang Xie#

\*第一作者。

#通讯作者。

文章引用: 姜明宏, 谢瑞煌. ENSO 振幅不对称与赤道太平洋大气对流-海温非线性敏感性的关系研究[J]. 气候变化研究快报, 2024, 13(4): 802-814. DOI: 10.12677/ccrl.2024.134092

Department of Marine Meteorology, College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao Shandong

Received: Jun. 1<sup>st</sup>, 2024; accepted: Jul. 1<sup>st</sup>, 2024; published: Jul. 8<sup>th</sup>, 2024

## Abstract

**El Niño-Southern Oscillation (ENSO) exhibits clear amplitude asymmetry, with El Niño being stronger than La Niña. Previous studies have attributed this to nonlinear oceanic dynamic heating. Using reanalysis data, this study compares the contributions of linear dynamic heating during the developing stages of El Niño. It is found that the responses of mixed layer currents and thermocline depth in the equatorial central-to-eastern Pacific to anomalous westerlies during El Niño is stronger than those to anomalous easterlies during La Niña, resulting in greater growth of El Niño contributed by zonal advection feedback and thermocline feedback. The asymmetric response of ocean dynamics arises from the stronger response of anomalous westerly to El Niño than the response of anomalous easterly to La Niña, which is originated from the nonlinear sensitivity of atmospheric convection to sea surface temperature (SST) in the tropical Pacific. Within the SST range of 25.5°C~29°C, the enhancement of atmospheric convection triggered by SST warming is larger than the suppression of convection generated by SST cooling of equal magnitude. El Niño can therefore drive stronger anomalous westerly winds and oceanic dynamic heating. In summary, this study reveals the transmission of the asymmetry in the air-sea coupled dynamical chain, thereby providing an interpretation on ENSO amplitude asymmetry.**

## Keywords

**ENSO Amplitude Asymmetry, Thermocline Feedback, Zonal Advective Feedback, Wind Stress, Convection-SST Sensitivity**

Copyright © 2024 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

ENSO (El Niño-Southern Oscillation)是热带太平洋海表面温度异常升高或降低的现象[1], 但是 ENSO 强度存在明显的非对称性[2], 即 El Niño 强于 La Niña。Bjerknes 提出海表面风场、海洋温跃层与海表面温度之间的正反馈是 ENSO 海温发展的驱动力[3]。前人指出海洋混合层和次表层内海洋非线性动力平流项的加热效果能增强(抑制) El Niño (La Niña)期间的 Bjerknes 正反馈, 致使 ENSO 最终振幅出现非对称[4]-[10]。同时, 研究发现大气的高频扰动也会导致 ENSO 振幅出现不对称, 例如发生天气尺度的西风爆发[11]-[15]和台风[16] [17]能增强 El Niño, 而 La Niña 期间更活跃的热带不稳定波又会抑制 La Niña [18]。

同时, 研究也指出纬向平流反馈、温跃层反馈和 Ekman 反馈等线性动力加热在 El Niño 期间强于 La Niña 期间, 也能导致 ENSO 振幅的非对称[19]。不少研究还发现 El Niño 发展期海流、温跃层深度和上升流的变化大于 La Niña 期间[20] [21] [22], 因而使 El Niño 发展期的线性动力加热效果强于 La Niña 发展期。然而, 这些海洋要素为何在 El Niño 与 La Niña 期间出现非对称的变化是尚未完全解释的问题。

热带太平洋上空的信风(东风)驱动表层海水向流动, 受太阳辐射加热后聚集于热带西太平洋, 形成暖

池且温跃层较深, 而热带东太平洋由于表层海水质量的损失而存在补偿性的上升流, 局地温跃层较浅。ENSO 引发异常海面风, 导致海面东风的变化, 海流与温跃层深度等海洋要素相应地发生改变。因此, 学者指出 El Niño 与 La Niña 期间海洋要素的非对称变化是 El Niño 引发的异常西风与 La Niña 引发的异常东风的强度非对称导致的[22] [23] [24]。在经典的 Gill 模型视角下, ENSO 引起的海面风场的变化是由大气对流增强或减弱而引发的异常海面气压梯度力驱动的[25]。然而, 大气对流对海温变化的响应是非线性的[26], 即在赤道中东太平洋 25.5°C~29°C 的背景海温下, 海温升高激发的对流加强幅度要强于等量的海温降低引发的对流减弱幅度。因此, 我们猜测 El Niño 能比同等强度的 La Niña 激发更强的海面异常风场这一观测事实源自于大气对流 - 海温的非线性敏感性。

诚然, 前人对 ENSO 振幅不对称已有不少研究, 但本文从大气对流对海温的非线性敏感性入手, 追踪响应较快的大气对流和异常风场的不对称性在海流和温跃层深度变化等慢变过程中的传递, 以求解释 ENSO 振幅不对称性的形成机制, 为 ENSO 事件的动力诊断、预报和模式模拟评估提供参考依据。

## 2. 数据与方法

### 2.1. 数据

本文的研究时段为 1980 年至 2022 年, 所使用的海表温度、对外长波辐射(Outgoing Longwave Radiation, 简称 OLR)和 1000~850 hPa 垂向平均的低层风的月平均数据来自欧洲中期天气预报中心(European Center for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF)提供的第五版本再分析资料(ERA5) [27], 其空间分辨率为 0.5° × 0.5° (经度 × 纬度)。OLR 用来表征大气对流, 其数值越小表示大气对流越强。在建立大气对流 - 海温敏感性时, 对数据采取了去趋势和 3 个月滑动平均处理, 并将数据插值为 5° × 2.5° (经度 × 纬度)以去除小尺度大气对流。垂向的海温和洋流的数据来自于来自 ECMWF 提供的第五代海洋再分析(ORAS5)数据[28], 空间分辨率为 0.25° × 0.25° (经度 × 纬度)。同时, 还使用了美国马里兰大学提供的 1979~2020 年空间分辨率为 0.5° × 0.5° (经度 × 纬度)的 Simple Ocean Data Assimilation (SODA) 3.15.2 版本的海洋温度和三维海流数据[29]。本文使用 20°C 海温所处的深度(D20)作为温跃层的深度。

### 2.2. 方法

#### 2.2.1. 海洋混合层热含量收支分析

为了分析海流和温跃层深度变化等海洋动力过程对 ENSO 发展的贡献, 本文选用混合层热量收支方程进行诊断, 诊断方程如下[4] [6]:

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = -u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} - v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} - w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - \bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y} - \bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z} - u' \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y} - w' \frac{\partial T'}{\partial z} + R \quad (1)$$

上式中  $T$ ,  $u$ ,  $v$ ,  $w$  分别代表混合层(0~50 米)垂向平均的海温和纬向、经向、垂向海流速度, 上标(¯)和(')分别代表该变量的当月气候平均和异常。方程左侧项为混合层海温异常的倾向, 方程右侧 1 至 6 项为海洋线性动力加热项, 7 至 9 项为非线性动力加热项,  $R$  为残余项, 包括海气界面热通量、次网格过程及耗散作用等。在海洋线性动力加热项中,  $-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}$  为纬向平流反馈, 代表异常纬向海流对平均海温的水平输送;  $-w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}$  为 Ekman 反馈, 表征异常垂向海流对平均海温的垂向输送;  $-\bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z}$  为温跃层反馈, 一般将其简化为  $-\bar{w} \frac{T' - T'_{sub}}{H}$  (下标  $sub$  代表 50~100 米的海洋次表层,  $H$  为混合层深度), 本研究仅关注  $\bar{w} \frac{T'_{sub}}{H}$  部分, 表征温跃层深度变化引发的次表层海温变化在气候平均上升流的输运下对混合层温度的改变效果。

这三项是 Bjerknes 正反馈的主要贡献项, 其中, 温跃层反馈贡献最大, 纬向平流反馈此致, Ekman 反馈最弱且仅作用于靠近南美西岸的狭窄海区[19] [30] [31]。

### 2.2.2. ENSO 事件的判定

本文采取的 ENSO 事件判定方法来自于美国海洋和大气管理局气候预测中心对 ENSO 的定义, 即 3 个月滑动平均的 Niño3.4 指数(170°W~120°W, 5°S~5°N 海区内平均的海面温度异常)连续五个月大于 0.5°C 则判定为 El Niño 事件, 小于 -0.5°C 则判定为 La Niña 事件。ENSO 为跨年事件, 通常与春末夏初开始发展且在冬季(当年 12 月~次年 2 月)达到盛期, 本研究所选取的 ENSO 事件如表 1 所示。

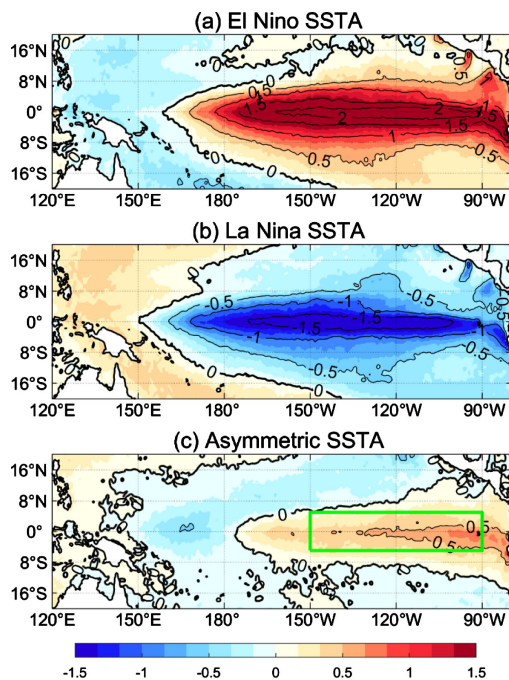
**Table 1.** El Niño and La Niña events used in this study during 1980~2022

**表 1.** 本研究所选取的 1980~2022 年的 El Niño 和 La Niña 事件

El Niño 事件(12 次)	La Niña 事件(13 次)
1982/83, 1986/87, 1987/88, 1991/92, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07, 2009/10, 2015/16, 2018/19	1984/85, 1988/89, 1995/96, 1998/99, 1999/2000, 2000/01, 2007/08, 2008/09, 2010/11, 2011/12, 2017/18, 2020/2021, 2021/2022

### 3. ENSO 振幅及线性动力加热的非对称空间分布

如图 1 所示, ENSO 事件成熟时, 其海温异常呈现纬向偶极子型的分布, 极大值位于热带中东太平洋的近赤道地区, 且向赤道外逐渐减弱(图 1(a), 图 1(b))。但 El Niño 和 La Niña 存在诸多不同之处, 如热带中东太平洋 El Niño 的正海温异常强于 La Niña 的负海温异常, 且其极值中心更偏东; 但赤道西太平洋 La Niña 的正海温异常强于 El Niño 的负海温异常。这导致二者的差异表现为日界线以东(西)为正(负)海温偏差, 且正海温偏差在 120°W 以东最强(图 1(c))。

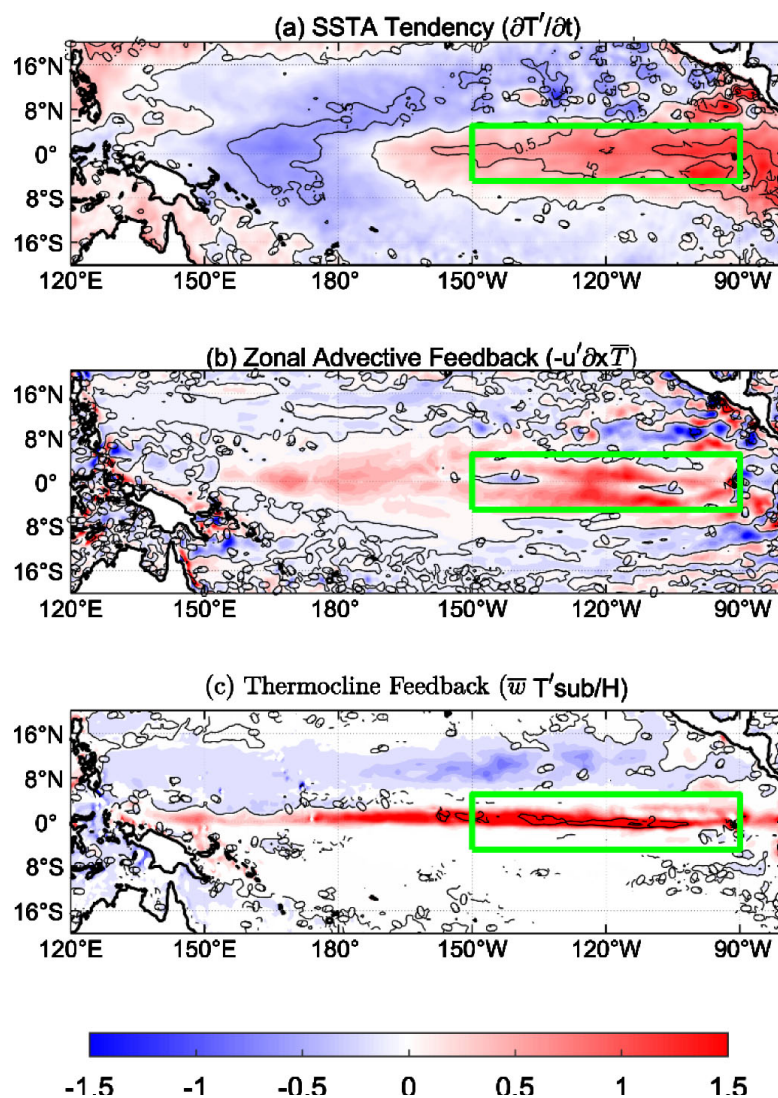


**Figure 1.** Horizontal distributions of sea surface temperature anomalies in the mature phase of (a) El Niño and (b) La Niña during 1980~2022, and (c) their differences (unit: °C). The green box denotes Niño3 region (150°W~90°W, 5°S~5°N)

**图 1.** 1980 年~2022 年(a) El Niño 和(b) La Niña 盛期的海温异常及其(c) 差值的空间分布(单位: °C), 图中绿色方框为 Niño3 区(150°W~90°W, 5°S~5°N)



ENSO 之所以在赤道东太平洋出现强度不对称, 源自于 El Niño 异常海温在夏季至冬季的增长速率 ( $\frac{\partial T'}{\partial t}$ ) 更快(图 2(a))。如前文所述, 这种增长速率的不同是由多种因素导致的, 本文将聚焦于纬向平流反馈和温跃层反馈在 El Niño 与 La Niña 发展期中的不对称性。如图 2(b)和图 2(c)所示, El Niño 与 La Niña 发展期这两种反馈的差值在赤道中东太平洋均正值, 意味着它们共同加快 El Niño 的发展。因而, 在相同的发展时间内 El Niño 在冬季的振幅会强于 La Niña。从式 1 可知, 纬向平流反馈( $-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}$ )和温跃层反馈( $\bar{w} \frac{T'_{sub}}{H}$ )出现不对称的原因是 El Niño 发展期混合层内异常海流强度( $u'$ )和次表层异常海温强度( $T'_{sub}$ )均大于 La Niña 发展期[20] [21]。因而下文将以此为切入点, 探究海洋动力过程在 ENSO 发展期的非对称性及其来源。



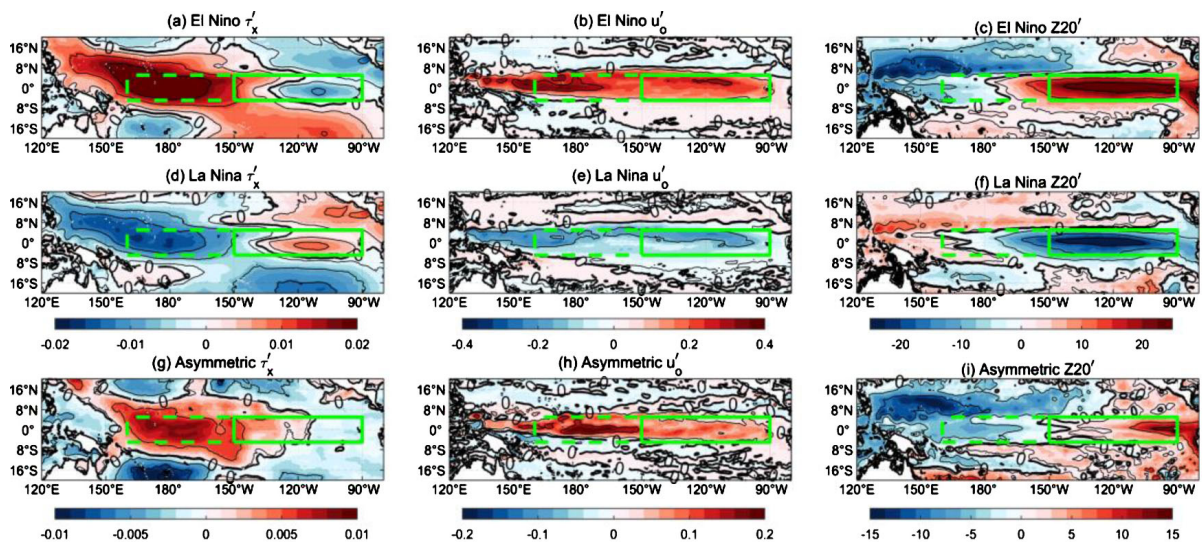
**Figure 2.** The differences of (a) SSTA anomaly tendency, (b) zonal advection feedback, and (c) thermocline feedback between El Niño and La Niña events averaged between April and December in their developing year (unit: °C/month). The green box denotes Niño3 region (150°W~90°W, 5°S~5°N)

**图 2.** El Niño 年和 La Niña 发展年 4~12 月平均的(a) 海温异常倾向, (b) 纬向平流反馈, 和(c) 温跃层反馈项的差值(单位: °C/月)。图中绿色方框为 Niño3 区(150°W~90°W, 5°S~5°N)

## 4. ENSO 期间海气耦合强度的非对称

### 4.1. 海流和温跃层深度对海面风应力的不对称响应

ENSO 的发生时, 赤道中西太平洋产生异常海面风应力, 进而通过赤道 Kelvin 波和赤道外 Rossby 波改变温跃层深度和混合层内的海流。El Niño 发展期(4~10 月) Niño4 区出现异常西风(图 3(a)), 在下游激发下沉性海洋 Kelvin 波沿赤道向东传播, 导致 Niño3 区温跃层加深(图 3(c)), 海洋次表层海温随之升高 ( $T'_{sub} > 0$ ), 并通过气候平均的上升流 ( $\bar{w} > 0$ ) 输运至混合层, 因而温跃层反馈对 El Niño 的发展起正贡献。同时, Niño4 区异常西风使赤道海洋混合层内出现异常向东的海流 ( $u' > 0$ , 图 3(b)), 将暖池区的混合层暖水向东运输并加热冷舌区, 因而纬向平流反馈也促进 El Niño 的发展。La Niña 发展期 Niño4 区出现异常东风(图 3(d)), 其激发的海洋波动的动力效果相反: Niño3 区温跃层变浅(图 3(f)), 次表层海温随之降低, 赤道海区表层出现异常向西的海流(图 3(e)), 因而温跃层反馈和纬向平流反馈均对 La Niña 的发展起促进作用。



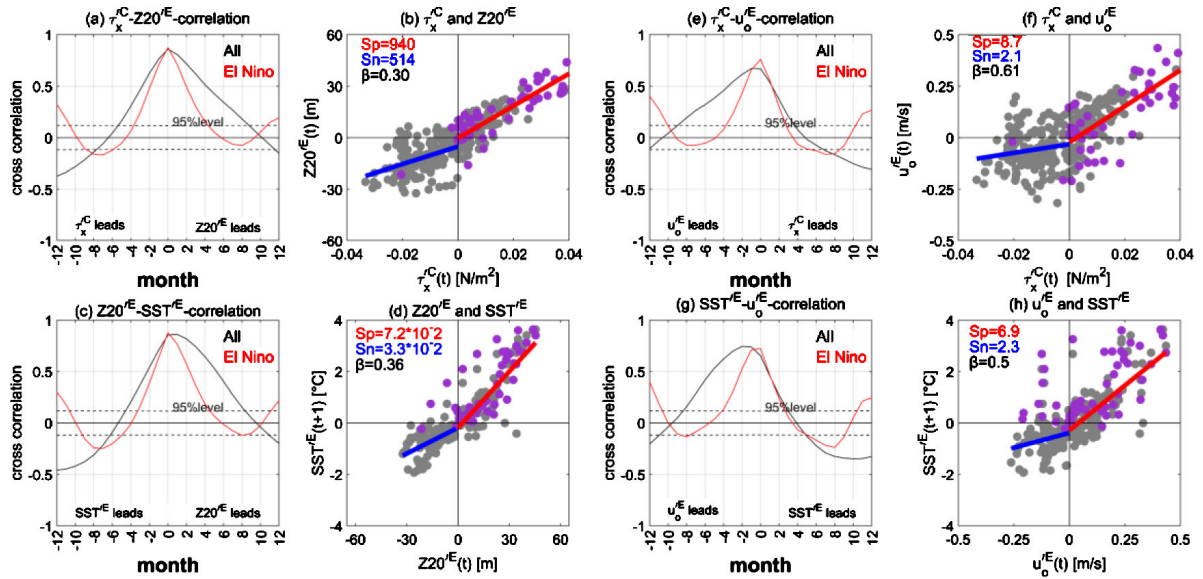
**Figure 3.** (a) The anomalous wind stress (unit:  $N/m^2$ ), (b) Surface zonal currents (unit: m/s), and (c) Thermocline depth (m) averaged during April and December in the developing year of El Niño. (d)~(f) Similar as (a)~(c), but for those in the developing year of La Niña. (g)~(i) The differences of corresponding variables between El Niño and La Niña. The solid and dashed green boxes denote Niño3 and Niño4 ( $160^{\circ}E \sim 150^{\circ}W, 5^{\circ}S \sim 5^{\circ}N$ ) regions

**图 3.** El Niño 发展年 4~12 月平均的(a) 海面风应力异常(单位: 牛/平方米), (b) 表层纬向海流异常(单位: 米/秒)和(c) 温跃层深度异常(单位: 米)。 (d)~(f)与(a)~(c)相似, 但为 La Niña 发展年。 (g)~(i)为各变量在 El Niño 和 La Niña 发展年的差值。图中绿色实线和虚线方框分别代表 Niño3 和 Niño4 ( $160^{\circ}E \sim 150^{\circ}W, 5^{\circ}S \sim 5^{\circ}N$ )区

然而, 在 Niño4 区域 El Niño 发展期的异常西风强于 La Niña 发展期的异常东风(图 3(c)), 海洋波动的动力效果更强, 下游 Niño3 区的温跃层深度在 El Niño 发展期的加深程度比 La Niña 发展期的变浅程度更大(图 3(f)), 且赤道海洋混合层内异常向东的海流更强(图 3(i))。但是, 这些变量的不对称性实际上既是 ENSO 振幅不对称的原因, 又是其结果。为了探讨 ENSO 期间海洋动力过程对非对称的海面风应力的响应强度的非对称性, 我们使用  $\beta = \frac{S_P - S_N}{S_{P+S_N}}$  加以刻画[22], 式中  $S_P$  和  $S_N$  分别表示 ENSO 正位相和负位相

期间两变量间的回归系数, 该表达式分母衡量 ENSO 正负位相期间两变量之间的联系的可通性, 分子则凸显了 ENSO 正负位相期间两变量之间的联系的非对称性。如图 4 所示, El Niño 发展期 Niño3 区温跃层深

度对 Niño4 区风应力的响应与 La Niña 发展期内的响应之间的不对称性( $\beta$ )为 0.3 (图 4(b)), 且其引起的局地海温变化也更强( $\beta = 0.36$ , 图 4(d))。相似地, Niño3 区的混合层海流对 Niño4 区风应力的响应强度在 El Niño 发展期内更强( $\beta = 0.6$ ; 图 4(f)), 通过平流引起的 Niño3 区海温的变化也更强( $\beta = 0.5$ ; 图 4(h))。因此, 即使在同等强度的 Niño4 区风应力驱动下, 温跃层反馈和纬向平流反馈对 El Niño 的促进作用也强于其对 La Niña 的促进作用(如图 2(b)和图 2(c))。那么, El Niño 发展期赤道中西太平洋海面异常西风为何会强于 La Niña 发展期的异常东风呢?



**Figure 4.** (a) The lead-lag relationship and (b) asymmetric responses between thermocline depth in the Niño3 region ( $Z20^E$ , unit: m) and wind stress over the Niño4 region ( $\tau_x^C$ , unit:  $N/m^2$ ) in the developing year of ENSO. (c) (d) Similar as (a) (b), except for those between SST ( $SST^E$ , unit:  $^{\circ}C$ ) and thermocline depth in the Niño3 region. (e)~(h) Similar as (a)~(d), but for relationships of wind stress over the Niño4 region, zonal sea current ( $u_o^E$ , unit: m/s) and SST in the Niño3 region. The purple dots indicate values with total SST exceeding  $27^{\circ}C$

**图 4.** ENSO 发展年 4~12 月平均 Niño3 区温跃层深度异常( $Z20^E$ , 单位: 米)对 Niño4 区风应力异常( $\tau_x^C$ , 单位: 牛/米<sup>2</sup>)的时滞关系(a)及非对称响应强度(b)。(c) (d)与(a) (b)相似, 但为 Niño3 区温跃层深度异常和海温异常( $SST^E$ , 单位:  $^{\circ}C$ )的关系。(e)~(h)与(a)~(d)相似, 但为 Niño3 区混合层纬向海流异常( $u_o^E$ , 单位: 米/秒), 海温异常与 Niño4 区风应力异常之间的关系。图中紫色点代表该月 Niño3 区实际海温达到  $27^{\circ}C$

#### 4.2. 海面风场对异常海温的非对称响应

根据热带大气运动方程(式 2~4, 见文献[32]), 热带太平洋大气运动受气压梯度力与科氏力控制(式 2 和式 3), 而气压的变化取决于大气柱受到异常加热或冷却后引发的空气辐合或辐散导致的空气质量堆积或损失(式 3)。

$$\varepsilon u - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (2)$$

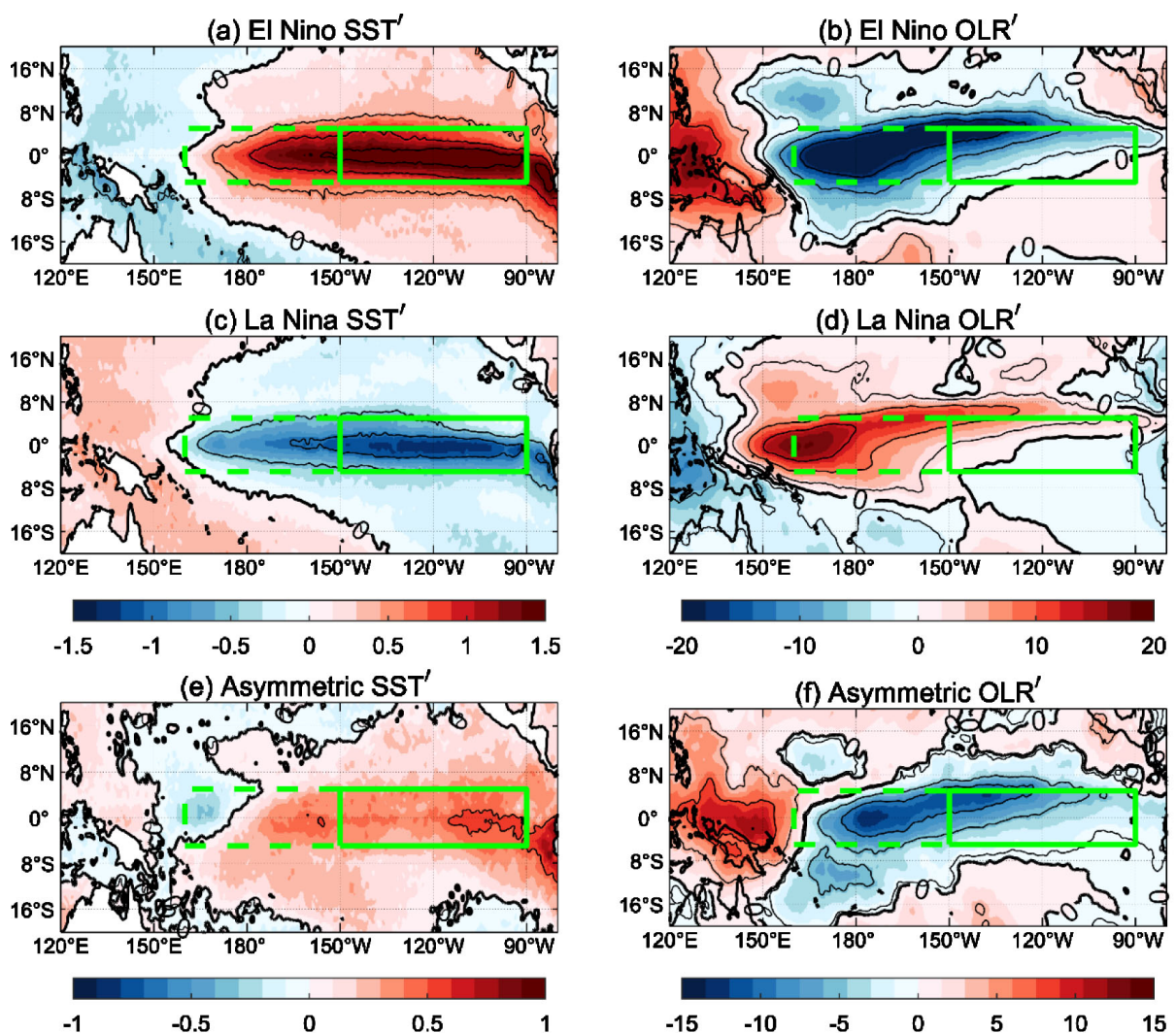
$$\varepsilon v + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad (3)$$

$$\varepsilon \frac{p}{\rho} + c_a^2 \cdot \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = -Q. \quad (4)$$



式中  $u$ ,  $v$ ,  $p$  分别为纬向风、经向风和气压,  $f$  为科氏参数( $f = 2\Omega\sin\phi$ ,  $\Omega$  为地球自转角速度,  $\phi$  为纬度),  $\varepsilon$  为大气动力耗散,  $\rho$  为大气密度,  $c_a$  为大气 Kelvin 波速,  $Q$  为大气柱所受热量。从式 2~4 可以合理地推断出 El Niño 和 La Niña 发展期异常海面风强度的不对称取决于大气对流变化的不对称。

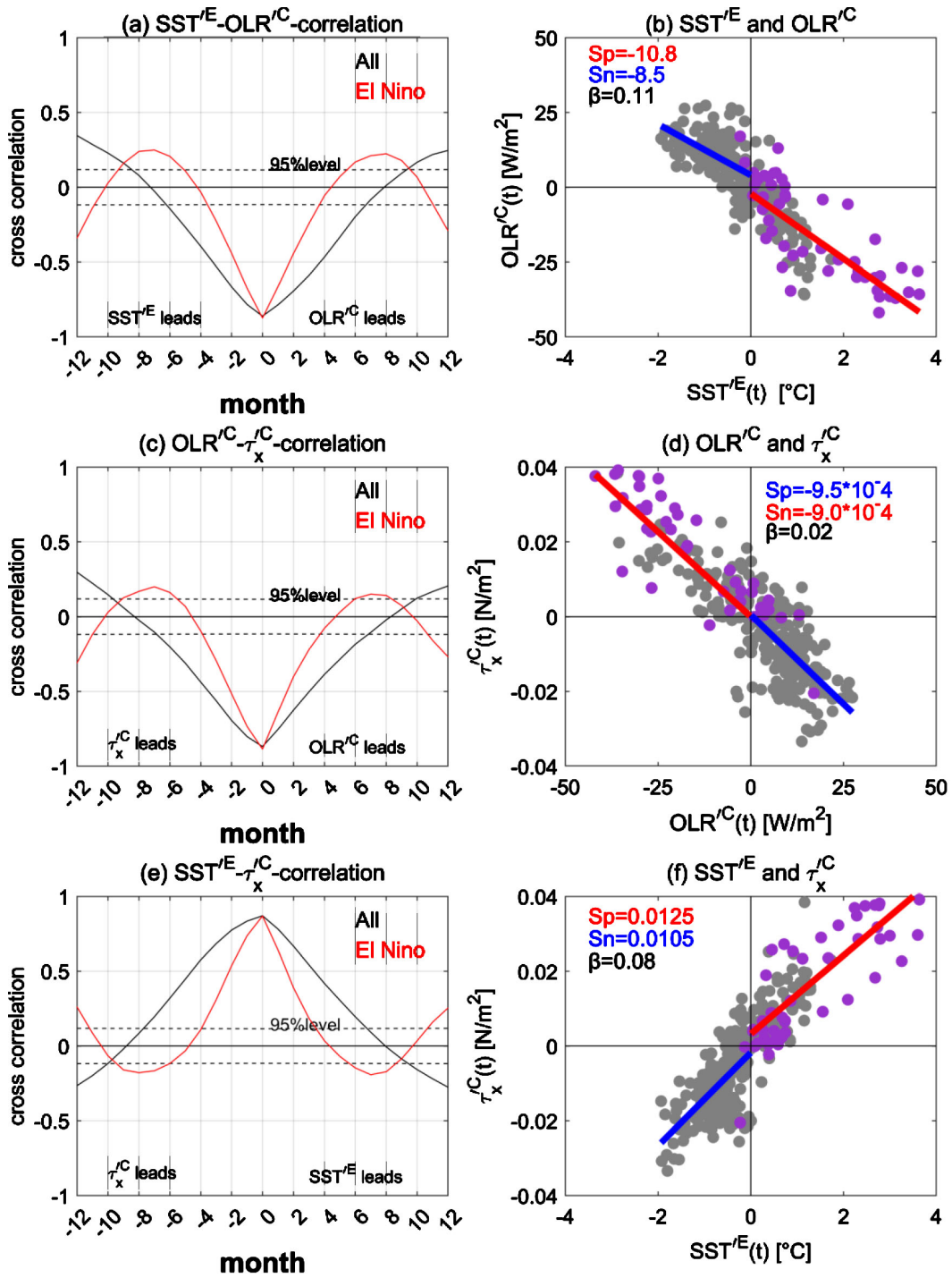
如图 5 所示, El Niño 发展期海温升高(图 5(a)), 热带中太平洋大气对流增强(图 5(b)), 但在 La Niña 发展期海温降低(图 5(c)), 引起大气对流减弱(图 5(d))。然而, El Niño 发展期 Niño4 区大气对流增强的幅度更大(图 5(f)), 大气对流响应的不对称性( $\beta$ )为 0.11 (图 6(b))。但需要指出的是, Niño4 区风应力对局地大气对流的响应几乎不存在非对称性( $\beta = 0.02$ , 图 6(d)), 因此 El Niño 发展期 Niño4 区更强的异常西风响应(如图 3(g))是通过更强的大气对流响应来实现的。虽然 ENSO 发展期海面风应力对海温的响应强度的非对称性较小( $\beta = 0.08$ ), 但该非对称性可传递至混合层海流以及温跃层深度对海面风应力的响应强度中, 进而通过纬向平流反馈和温跃层反馈传递至混合层海温内, 最终体现为 ENSO 强度的非对称性。



**Figure 5.** (a) Anomalous SST (unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and (b) OLR (unit:  $\text{W}/\text{m}^2$ ) averaged during April and December in the developing year of El Niño. (c) and (d) are for the developing year of La Niña, (e) and (f) are for the differences between El Niño and La Niña in their developing years

**图 5.** El Niño 发展年 4~12 月平均的(a) 海温异常(SST', 单位:  $^{\circ}\text{C}$ )和(b) 对外长波辐射(OLR', 单位: 瓦/平方米)异常, (c)和(d)为 La Niña 发展年, (e)和(f)为 El Niño 发展年与 La Niña 发展年的差值





**Figure 6.** (a) The lead-lag relationship and (b) asymmetric responses between the anomalous OLR over the Niño4 region (OLR<sup>C</sup>, unit: W/m<sup>2</sup>) and SST in the Niño3 region (SST<sup>E</sup>, unit: °C) during April and December of ENSO developing year. (c) (d) Similar as (a) (b), except for those between anomalous zonal wind stress (τ<sub>x</sub><sup>C</sup>, unit: N/m<sup>2</sup>) and SST in the Niño4 region. (e) (f) For the relationships of anomalous zonal wind stress over the Niño4 region and SST in the Niño3 region. The purple dots indicate values with total SST exceeding 27°C

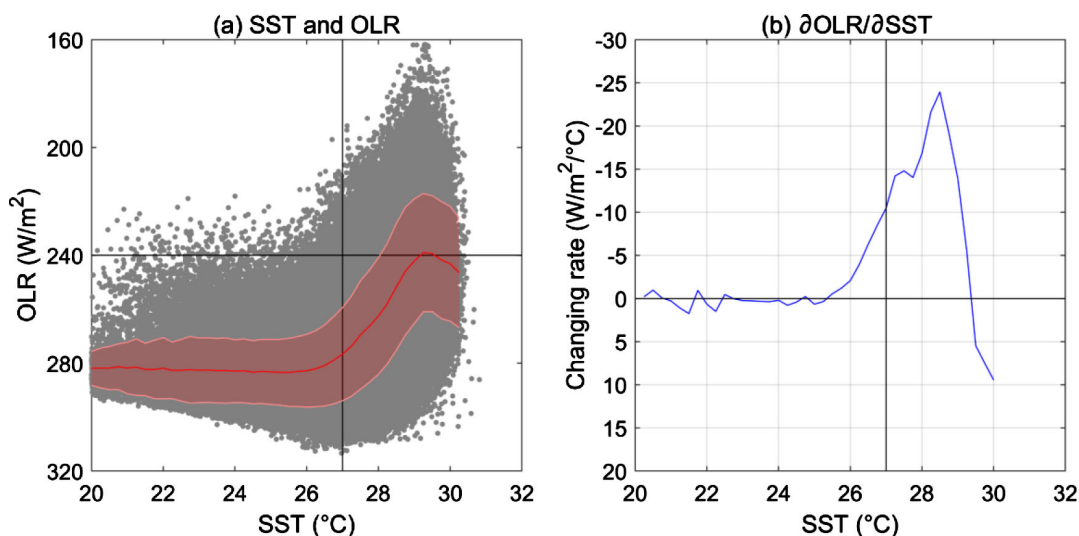
**图 6.** ENSO 发展年 4~12 月的 Niño4 区对外长波辐射(OLR<sup>C</sup>, 单位: 瓦/平方米)与 Niño3 区海温异常(SST<sup>E</sup>, 单位: °C) 的时滞关系(a)及其响应的非对称性(b)。(c)和(d)为 Niño4 区异常风应力(τ<sub>x</sub><sup>C</sup>, 单位: 牛/平方米)与同区域对外长波辐射的关系, (e)和(f)为 Niño4 区异常风应力与 Niño3 区海温异常的关系。图中紫色点代表该月 Niño3 区实际海温达到 27°C

### 4.3. 赤道太平洋大气对流 - 海温非线性敏感性

El Niño 能使大气对流产生更强的变化其实是热带太平洋海气耦合的固有属性, 即大气对流对海温的敏感性是非线性的[26] [33] [34]。Xie 等人(2020)指出, 在 25.25~30.25°C 的高影响海温区间内, 海温的上升将增大海气界面温差, 蒸发随之加强并增加大气边界层内的水汽含量, 同时海温上升也引起边界层大气辐合和自由大气上升运动的增强, 进而导致大气对流增强; 相应地, 海温下降将导致大气对流减弱。如图 7 所示, 当赤道太平洋(5°S~5°N)海温高于大约 25.5°C 时, 大气对流开始单调增强, 至 29.5°C 后单调减弱(图 7(a))。但不同海温下定量的海温变化引起的大气对流变化是不均等的。为方便讨论特定海温条件下对流变化的强度, 我们定义了大气对流 - 海温的敏感性(式 5):

$$\frac{\partial OLR}{\partial T} = \frac{OLR(T + \Delta T) - OLR(T - \Delta T)}{2\Delta T}, \quad (5)$$

式中  $\Delta T$  为 0.25°C,  $OLR(T + \Delta T)$  代表海温上升 0.25°C 后的平均 OLR。



**Figure 7.** (a) The relationship between atmosphere convection (indicated by OLR) and SST, and (b) the sensitivity of convection to SST in the equatorial Pacific (5°S~5°N, 120°E~80°W) during 1980 to 2022. The solid red line and light red shading represent the mean OLR and its standard deviation in each SST range of 0.25°C

**图 7.** 1980~2022 年赤道太平洋(5°S~5°N, 120°E~80°W)的表征大气对流强度的对外长波辐射(OLR)与海表面温度(SST)之间的关系 (a)及其敏感性 (b)。红色粗实线为每 0.25°C 海温区间内的平均 OLR, 浅红色阴影代表 OLR 的一倍标准差

如图 7(b)所示, 大气对流 - 海温的敏感性在 25.5°C~28.5°C 的海温区间内随海温的升高而增强, 但在 28.5~29.5°C 区间内随海温的升高而减弱。由于大气对流 - 海温的非均一、非线性敏感性, ENSO 的海温异常引发的大气对流变化可近似表达如下:

$$OLR^{T'} = \int_T^{T+\Delta T} \frac{\partial OLR}{\partial T} dT, \quad (6)$$

由于赤道中东太平洋背景海温低于 28.5°C, 这意味着在一定的背景海温下海温升高(即 El Niño)导致的大气对流增强效果强于等量的海温降低(即 La Niña)导致的大气对流减弱效果, 即:

$$\int_T^{T+\Delta T} \frac{\partial OLR}{\partial T} dT > \int_T^{T-\Delta T} \frac{\partial OLR}{\partial T} dT, \quad \text{当 } 25.5^\circ\text{C} \leq T \leq 28.5^\circ\text{C}. \quad (7)$$

因而, El Niño 发展期赤道东太平洋海温的升高能激发更强的赤道中太平洋大气对流和西风异常, 进而导致更强的温跃层深度和海流异常, 这导致更快的发展速率( $\frac{\partial T'}{\partial t}$ )和更强的最终振幅。

## 5. 总结与讨论

本研究基于海洋与大气的再分析资料, 解释了 ENSO 冷暖位相振幅不对称与其发展期赤道中东太平洋线性动力加热的因果关系, 考察了导致线性动力加热的混合层纬向海流和温跃层深度对 ENSO 发展期海面风应力响应强度的非对称性, 并提出海洋动力响应的非对称性源自于其对风应力强迫的非对称响应, 进而将 ENSO 冷暖位相期间异常风应力的非对称性归因于大气对流对海温的非线性敏感性, 厘清了“海温→大气对流→海面风应力→海流 + 温跃层深度→海温”这一 ENSO 发展期海气耦合链条中非对称性的传递路径。通过研究得到了以下结论:

(1) 由于赤道太平洋大气对流对海温的敏感性是非均一、非线性的, 25.5°C~28.5°C 的背景海温区间内 El Niño 引发的大气对流的增强效果强于 La Niña 引发的大气对流的减弱效果, 因而 El Niño 能激发更强的赤道中太平洋异常西风, 由此产生海气耦合的初始非对称性。

(2) El Niño 引发的异常西风风应力能激发更强的下沉性海洋 Kelvin 波沿赤道向东传播, 从而导致更强的混合层纬向海流和温跃层深度变化, 由此完成了风应力中的初始非对称性在海洋动力响应中的传递。

(3) 海洋动力响应的非对称性通过纬向平流反馈和温跃层反馈导致 El Niño 具有更快的发展速度, 进而导致更强的阶段性振幅, 并通过大气对流对海温的非线性敏感性激发更强的异常西风和海洋动力响应。由此, 海气耦合中非对称性周而复始地自我放大, 使 El Niño 出现更强的冬季峰值强度。

与前人通过海洋混合层收支诊断方法不同的是, 本研究遵循 ENSO 发展期海气耦合的动力和时间逻辑, 关注快速响应的大气对流和海面风异常对海洋的强迫, 并从海洋的慢速动力响应中寻找响应强度的不对称性, 从而将 ENSO 振幅的不对称成因追溯至大气对流-海温的非线性敏感性。因此, 该敏感性还可以作为评估复杂气候模式中海气耦合强度及 ENSO 振幅不对称的依据。

## 基金项目

本研究得到了国家自然科学基金面上项目(41976015)及中国海洋大学“青年英才”工程启动基金的支持。

## 参考文献

- [1] Philander, G. (1989) El Niño and La Niña. *American Scientist*, **77**, 451-459. <https://www.jstor.org/stable/27855934>
- [2] 于毅, 孟祥凤, 张磊, 赵杰臣. ENSO 循环的非对称性及其机制初步探讨[J]. 热带海洋学报, 2011, 30(4): 31-37.
- [3] Bjerknes, J. (1969) Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97**, 163-172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:atftpe>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:atftpe>2.3.co;2)
- [4] Jin, F., An, S., Timmermann, A. and Zhao, J. (2003) Strong El Niño Events and Nonlinear Dynamical Heating. *Geophysical Research Letters*, **30**, 20-1. <https://doi.org/10.1029/2002gl016356>
- [5] An, S. and Jin, F. (2004) Nonlinearity and Asymmetry of Enso. *Journal of Climate*, **17**, 2399-2412. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2399:naaoe>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2399:naaoe>2.0.co;2)
- [6] Su, J., Zhang, R., Li, T., Rong, X., Kug, J. and Hong, C. (2010) Causes of the El Niño and La Niña Amplitude Asymmetry in the Equatorial Eastern Pacific. *Journal of Climate*, **23**, 605-617. <https://doi.org/10.1175/2009jcli2894.1>
- [7] 宋迅殊. ENSO 事件非对称性成因研究[J]. 海洋学研究, 2013, 31(1): 35-44.
- [8] Hayashi, M. and Jin, F. (2017) Subsurface Nonlinear Dynamical Heating and ENSO Asymmetry. *Geophysical Research Letters*, **44**, 12,427-12,435. <https://doi.org/10.1002/2017gl075771>
- [9] Hayashi, M., Jin, F. and Stuecker, M.F. (2020) Dynamics for El Niño-La Niña Asymmetry Constrain Equatorial-Pacific



- Warming Pattern. *Nature Communications*, **11**, Article No. 4230. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17983-y>
- [10] 李承勇, 孟祥凤, 谢瑞煌. PDO 对 ENSO 非对称性的年代际调整及其机制[J]. 热带海洋学报, 2023, 42(4): 36-46.
- [11] Chen, D., Lian, T., Fu, C., Cane, M.A., Tang, Y., Murtugudde, R., *et al.* (2015) Strong Influence of Westerly Wind Bursts on El Niño Diversity. *Nature Geoscience*, **8**, 339-345. <https://doi.org/10.1038/ngeo2399>
- [12] Lengaigne, M., Boulanger, J.P., Menkes, C., Delecluse, P. and Slingo, J. (2004) Westerly Wind Events in the Tropical Pacific and Their Influence on the Coupled Ocean-Atmosphere System. *Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophysical Monograph Series*, **147**, 49-69. <https://doi.org/10.1029/147GM03>
- [13] Eisenman, I., Yu, L. and Tziperman, E. (2005) Westerly Wind Bursts: Enso's Tail Rather than the Dog? *Journal of Climate*, **18**, 5224-5238. <https://doi.org/10.1175/jcli3588.1>
- [14] Vecchi, G.A., Wittenberg, A.T. and Rosati, A. (2006) Reassessing the Role of Stochastic Forcing in the 1997-1998 El Niño. *Geophysical Research Letters*, **33**, L01706. <https://doi.org/10.1029/2005gl024738>
- [15] Puy, M., Vialard, J., Lengaigne, M. and Guilyardi, E. (2015) Modulation of Equatorial Pacific Westerly/easterly Wind Events by the Madden-Julian Oscillation and Convectively-Coupled Rossby Waves. *Climate Dynamics*, **46**, 2155-2178. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2695-x>
- [16] Lian, T., Chen, D., Tang, Y., Liu, X., Feng, J. and Zhou, L. (2018) Linkage between Westerly Wind Bursts and Tropical Cyclones. *Geophysical Research Letters*, **45**, 11,431-11,438. <https://doi.org/10.1029/2018gl079745>
- [17] Wang, Q., Li, J., Jin, F., Chan, J.C.L., Wang, C., Ding, R., *et al.* (2019) Tropical Cyclones Act to Intensify El Niño. *Nature Communications*, **10**, Article No. 3793. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11720-w>
- [18] An, S. (2008) Interannual Variations of the Tropical Ocean Instability Wave and Enso. *Journal of Climate*, **21**, 3680-3686. <https://doi.org/10.1175/2008jcli1701.1>
- [19] Guan, C., McPhaden, M.J., Wang, F. and Hu, S. (2019) Quantifying the Role of Oceanic Feedbacks on ENSO Asymmetry. *Geophysical Research Letters*, **46**, 2140-2148. <https://doi.org/10.1029/2018gl081332>
- [20] An, S. and Kim, J. (2017) Role of Nonlinear Ocean Dynamic Response to Wind on the Asymmetrical Transition of El Niño and La Niña. *Geophysical Research Letters*, **44**, 393-400. <https://doi.org/10.1002/2016gl071971>
- [21] Im, S., An, S., Kim, S.T. and Jin, F. (2015) Feedback Processes Responsible for El Niño-La Niña Amplitude Asymmetry. *Geophysical Research Letters*, **42**, 5556-5563. <https://doi.org/10.1002/2015gl064853>
- [22] Geng, T., Cai, W., Wu, L. and Yang, Y. (2019) Atmospheric Convection Dominates Genesis of ENSO Asymmetry. *Geophysical Research Letters*, **46**, 8387-8396. <https://doi.org/10.1029/2019gl083213>
- [23] Kang, I. and Kug, J. (2002) El Niño and La Niña Sea Surface Temperature Anomalies: Asymmetry Characteristics Associated with Their Wind Stress Anomalies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **107**, ACL 1-1-ACL 1-10. <https://doi.org/10.1029/2001jd000393>
- [24] An, S., Tziperman, E., Okumura, Y.M. and Li, T. (2020) ENSO Irregularity and Asymmetry. *El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate, Geophysical Monograph Series*, 153-172.
- [25] Gill, A.E. (1980) Some Simple Solutions for Heat-induced Tropical Circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **106**, 447-462. <https://doi.org/10.1002/qj.49710644905>
- [26] Xie, R., Mu, M. and Fang, X. (2020) New Indices for Better Understanding ENSO by Incorporating Convection Sensitivity to Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, **33**, 7045-7061. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0239.1>
- [27] Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. and Thépaut, J.N. (2017) Complete ERA5 from 1940: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service (C3S) Data Store (CDS).
- [28] Zuo, H., Balmaseda, M.A., Boisseson, E.D., Hirahara, S., Chrust, M. and Rosnay, P.D. (2017) A Generic Ensemble Generation Scheme for Data Assimilation and Ocean Analysis. ECMWF. <https://doi.org/10.21957/cub7mq0i4>
- [29] Carton, J.A., Chepurin, G., Cao, X. and Giese, B. (2000) A Simple Ocean Data Assimilation Analysis of the Global Upper Ocean 1950-95. Part I: Methodology. *Journal of Physical Oceanography*, **30**, 294-309. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<0294:asodaa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<0294:asodaa>2.0.co;2)
- [30] Jin, F., Kim, S.T. and Bejarano, L. (2006) A Coupled-Stability Index for ENSO. *Geophysical Research Letters*, **33**, L23708. <https://doi.org/10.1029/2006gl027221>
- [31] Ren, H. and Jin, F. (2013) Recharge Oscillator Mechanisms in Two Types of ENSO. *Journal of Climate*, **26**, 6506-6523. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00601.1>

- [32] Zebiak, S.E. and Cane, M.A. (1987) A Model El Niño-Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**, 2262-2278. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2262:amenos>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2262:amenos>2.0.co;2)
- [33] Lau, K., Wu, H. and Bony, S. (1997) The Role of Large-Scale Atmospheric Circulation in the Relationship between Tropical Convection and Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, **10**, 381-392. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<0381:trolsa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<0381:trolsa>2.0.co;2)
- [34] Sabin, T.P., Babu, C.A. and Joseph, P.V. (2012) SST-Convection Relation over Tropical Oceans. *International Journal of Climatology*, **33**, 1424-1435. <https://doi.org/10.1002/joc.3522>