ENSO 相联系的热带太平洋上层海洋异常环流*

陈永利[1, 2, 3, 4] 官 聪[1, 2, 3, 4①] 赵永平[1, 2] 王 凡[1, 2, 3, 4]

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 2. 中国科学院海洋环流与波动重点实验室 青岛 266071; 3. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 海洋动力过程与气候功能实验室 青岛 266071; 4. 中国科学院海洋大科学研究中心 青岛 266071)

摘要 本文使用 SODA(simple ocean data assimilation)海洋同化资料, 系统分析了厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)循环中冷暖位相期间热带太平洋上层海洋环流的演变规律, 探讨了形成海洋环流异常的新机制。结果表明, 在厄尔尼诺成熟期, 热带中东太平洋赤道潜流最弱, 赤道两侧出现反气旋性环流异常; 西太平洋赤道外热带海域出现气旋性环流异常, 该区南、北赤道流、棉兰老流、黑潮、新几内亚沿岸潜流及南赤道逆流增强; 北赤道逆流区出现异常气旋性环流串, 北赤道逆流接近正常。在厄尔尼诺衰退期和拉尼娜发展期, 热带中西太平洋赤道潜流达到极强, 赤道两侧出现气旋性环流异常; 西太平洋赤道外热带海域异常环流减弱, 该处主要流场的强度减弱或处于正常状态; 北赤道逆流区反转为异常西向流。结果表明, ENSO 循环期间的上层海洋环流异常受到热带太平洋温跃层深度异常产生的压强梯度力异常调控, 在赤道外热带海洋温跃层深度异常和科里奥利力共同作用产生大尺度海洋环流异常, 而在赤道海域, 海洋温跃层深度异常和 Gill 效应造成赤道潜流异常以及关于赤道对称的气旋或反气旋性环流异常。

关键词 ENSO; 热带太平洋; 温跃层; 海洋环流

中图分类号 P732 doi: 10.11693/hyhz20200100011

厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)是热带太平洋气候系统中最显著的年际变化信号。ENSO的暖事件称为厄尔尼诺现象(El Niño), 冷事件称为拉尼娜现象(La Niña)。ENSO冷暖事件发生时, 热带太平洋海洋表面温度(sea surface temperature, SST)出现显著异常, 海洋环流发生异常变化, 这对环太平洋乃至全球气候都产生重要的影响(McPhaden, 2006; Guan *et al*, 2013, 2016, 2019)。

热带太平洋海洋环流对ENSO循环的响应是一个重要的话题, 已有很多相关的研究。热带太平洋西边界流主要流系的年际异常与ENSO循环有着密切联系(Qu *et al*, 2003; Kim *et al*, 2004; Yaremchuk *et al*, 2004; Wang *et al*, 2006; Hu *et al*, 2017), 在El Niño年, 热带西太平洋北赤道流显著加强, 其分叉位置偏北, 棉兰老流比正常年份强劲, 菲律宾以东黑潮减弱。Ueki等(2003)研究指出, 新几内亚沿岸潜流在El Niño成熟期显著增强。关于北赤道逆流年际变率与ENSO事件的联系, 多数研究(Meyers *et al*, 1984; Kessler *et al*, 1987; Taft *et al*, 1991; Delcroix *et al*, 1992; Johnson *et al*, 2002)认为在El Niño年, 北赤道逆流较强且输送量增多。Johnston等(2000)分析了160°E至日界线海区的潮汐资料, 指出北赤道逆流在El Niño成熟期前6个月加强, 后6个月减弱, 而在El Niño成熟期其强度则接近正常状态。同样, Johnson等(2004)根据1991—2001年170°—110°W的流场观测资料分析指出, 在El Niño年的8—12月期间北赤道逆流减弱。Hu等(2014)基于

* 国家自然科学基金项目, 41806016 号, 41730534 号, 41421005 号。陈永利, 研究员, E-mail: ylchen@qdio.ac.cn

① 通信作者: 官 聪, 博士, E-mail: congguan@qdio.ac.cn

收稿日期: 2020-01-09, 收修改稿日期: 2020-02-20

长期船载声学多普勒流速剖面仪(acoustic doppler current profiler, ADCP)数据发现北赤道流流量的年际变化与ENSO循环密切相关，且不同年代对ENSO的响应不一致。Hu等(2016)则使用锚定潜标ADCP观测数据发现在ENSO正常年份棉兰老流的年际变化和ENSO没有显著的相关性。而有关次表层的赤道潜流的观测发现，在某些强El Niño期间出现过赤道潜流减弱消失、甚至反向现象。Firing等(1983)发现在1982/83年El Niño事件期间，在159°W处，赤道潜流在1982年8月减弱，9月部分反向，1983年1月再次出现。McPhaden等(1990)也发现1986/87年El Niño期间赤道潜流的减弱现象，但并未发生反向。Hu等(2015)对热带西太平洋海洋环流与ENSO的相互关系进行了系统的总结和综述。

大尺度海洋环流主要是风驱动或者密度分布不均匀所产生的，而海洋环流的变化则主要是由风应力异常引起的。海表风应力异常引起海洋内部水平压强梯度的变化，造成流场的辐聚、辐散、涡旋及垂直方向的运动。因此，前人在研究热带太平洋海洋环流变化的物理过程时也多从大气强迫作用入手。以往的研究指出，ENSO期间上述海洋环流的变化与其上空的异常海面风应力场有密切关系(Hu *et al*, 2015)。

然而，当发生ENSO事件等重大海洋事件时，海洋温跃层深度会出现大幅度显著变化，进而引起海洋内部水平压强梯度的变化，导致海洋环流异常。比如，Wyrtki (1989)指出北赤道逆流的形成也被认为与温跃层变化相关密切，并认为北赤道逆流的强度变化与ENSO事件有密切关系，表现为El Niño期间加强，La Niña期间减弱。此外，赤道潜流的形成也被认为与热带太平洋温跃层密切相关(Firing *et al*, 1983; Lukas, 1986; Pedlosky, 1987; McPhaden *et al*, 1990)。在太平洋赤道附近(科里奥利力接近于0)，信风应力驱使海水向西流动，在遇到大陆阻遏时堆积使水位升高，温跃层加深并形成海面向东倾斜，从而出现一个向东的水平压强梯度力形成赤道潜流。陈永利等(2013)揭示赤道海洋温跃层深度变化是赤道潜流异常变化的主要原因，认为赤道潜流实际上是ENSO事件的伴生现象。

热带太平洋温跃层变化是ENSO循环中的一个重要过程，ENSO事件发生时的次表层温度异常甚至要高于表层海温，使用温跃层海温异常为指标能更好地反映ENSO循环过程中的海洋变化(赵永平等，2007)。在前人研究基础上，本文将聚焦200m以浅的上层海洋，重点分析ENSO期间热带太平洋温跃层深度变化演变，用联合经验正交函数(empirical orthogonal function, EOF)分析方法，解析与ENSO相联系的海洋异常环流，并通过ENSO期间热带太平洋温跃层深度变化变化规律探索海洋环流异常新的物理机制。

1 资料和方法

本文采用简单海洋同化模式 SODA(simple ocean data assimilation) 数据 (CARTON-GIESE SODA2.0.2-4, 源于 http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.ARTON-GIESE/.SODA/.v2p0p2-4)海温和三维海流资料(水平网格 0.5°×0.5°)。资料起讫时间为 1958 年 1 月—2007 年 12 月。由于次表层海温距平的最大值一般都出现在温跃层附近，本文用温跃层曲面上海温距平表示次表层海温异常，并作为温跃层深度变化指数(thermocline depth anomaly, TCA)。次表层海温异常为负值时，次表层海温下降，温跃层上抬变浅；次表层海温异常为正值时，次表层海温上升，温跃层下降加深。对其进行 1 年低通滤波以去除年变化和线性趋势，以获得次表层海温异常年际变率。

热带太平洋上层海流用 200m 以浅的垂向平均海流表示。在资料分析中，首先对热带太平洋 TCA 指数次表层海温异常进行 EOF 分析，得到 ENSO 事件相关的两个模态，然后与上层海洋流场作联合 EOF 分析。在进行联合 EOF 分析时，通过控制相关物理量的量级，始终保持次表层海温异常主导场地位，以确保计算得到的相关物理量与 ENSO 呈同步变化。通过上述处理，获得了与 ENSO 事件两个模态相联系的热带太平洋上层海洋流场。

2 ENSO 循环过程中热带太平洋跃层深度变化特征

基于热带太平洋次表层海温场资料，Zhao等(2007)对1—8年带通滤波后的热带太平洋温跃层深度异常TCA指数进行EOF分解，得到两个主模态：分别为出现在冬季的以160°W为纵轴的东西向偶极子分布模态和主要出现在夏季的以6°—8°N为横轴的南北向跷跷板分布模态。第一模态确定了ENSO事件的振幅，第二模态表征了循环过程的相变，二者共同构成了ENSO循环，其实质是信风异常和海气耦合过程共同作用下产生的热带太平洋海洋混合层水体在赤道与12°N之间海盆内的惯性振荡。

图1为ENSO循环过程中的热带太平洋TCA演变，实线表示温跃层面上温度异常偏高，温跃层加深，虚线表示温跃层面上温度异常偏低，温跃层变浅。热带太平洋TCA呈西浅东深时出现El Niño事件(图1c)，反之出现La Niña事件(图1a)。此时，热带太平洋温跃层的分布形势为，热带西太平洋极值中心位于赤道北侧的150°E附近的暖池海域，热带东太平洋极值中心位于赤道90°—120°W海域，后者绝对值稍高于前者。TCA沿赤道海洋加深、沿12°N北太平洋变浅时为El Niño发展或La Niña衰退阶段(图1b)，反之为La Niña发展或El Niño衰退阶段(图1d)。此时，热带太平洋温跃层的分布形势为，平均以6°—8°N为横轴南北向TCA跷跷板分布，沿6°—8°N南北两侧存在反号的TCA大值区，南侧TCA大值区出现在沿赤道太平洋中东部海域，北侧TCA大值区出现在10°—15°N(平均12°N)北太平洋中东部海域。根据热带太平洋平均温跃层深度和年平均SST与温跃层面上温度(约20°C)差异粗略估算表明，在热带太平洋，温跃层面上温度变化1°C大致相当于跃层面上抬或下降10m左右。由于上层海洋垂直温度梯度主要出现在温跃层附近，热带西太平洋混合层深厚，温跃层深度变化很难引起SST显著变化，但热带东太平洋温跃层较浅，温跃层变化常导致SST明显变化。1997年强El Niño事件时，热带东太平洋跃层面上温度变化可达5°C左右，此时温跃层深度较常年下降50m左右，该海域SST显著上升；1975年强La Niña事件时，热带东太平洋温跃层面上温度变化达3.5°C，温跃层深度较常年升高35m左右，该海域气候温跃层50—60m，意味此时温跃层已接近露头，该海域SST显著下降。

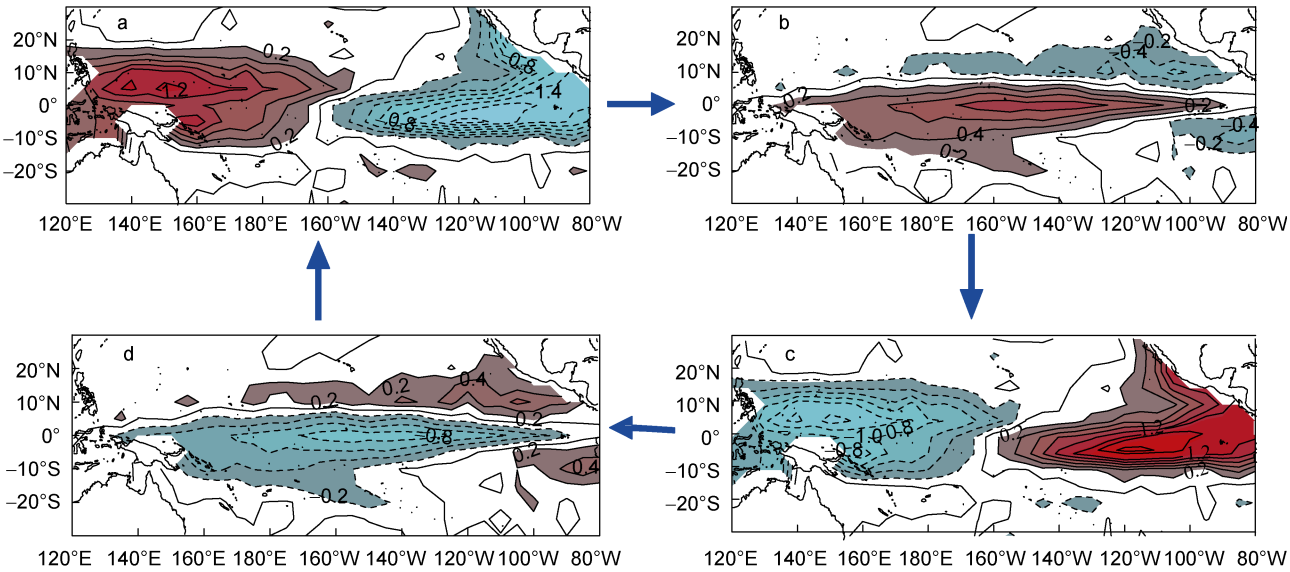


图 1　ENSO 循环过程中热带太平洋温跃层深度异常演变的平均状况
Fig.1　Evolutions of tropical Pacific thermocline depth anomalies during the ENSO cycle
注：等值线间隔为 0.2°C，据 Zhao 等(2007)

Zelle 等(2004)研究表明，在 ENSO 循环过程中，TCA 标志了 El Niño 事件的形成和结束全过程，它是通过水体上升流和混合来实现，而 SST 异常仅是 El Niño 事件在海洋表层的表现。Zhao 等(2007)的研究表明，在 ENSO 形成阶段，海面风应力的作用造成海洋环流和海温异常及 TCA 不均匀分布。在 ENSO 事件形成后，热带太平洋海洋混合层水体在赤道与 12°N 之间海盆内的惯性振荡，造成热带太平洋大范围 TCA 规则变化和海洋环流及海温异常。由此可见，在 ENSO 循环的全过程中，热带太平洋海洋环流和海温异常都与 TCA 有重要关系。

3　ENSO 相联系的热带太平洋上层海洋异常环流

ENSO 事件是源于热带太平洋次表层海洋最显著的年际变化，ENSO 正负位相的循环显然会影响该海域的大尺度海洋环流。图 2 为 ENSO 的两个模态(a1，a2)及其相联系的热带太平洋上层海洋异常水平环流(b1，b2)和异常垂直环流(c1，c2)空间分布型及时间系数(d1)。ENSO 事件两种模态 TCA 分布(图 2a)

同图 1c 和 a，其时间系数的谱分析结果(图 2d2)表明，第一模和第二模具有 56 和 44 个月显著周期。相关分析表明，Niño3 指数与后期一个月第一模有密切相关，相关系数达 0.89，与后期 9 个月第二模相关系数达 0.67。Zhao 等(2007)认为正是上述二个模态组合构成了 ENSO 循环。当温跃层深度异常为东深西浅(图 2a1)时为 El Niño 成熟期，反之为 La Niña 成熟期，当温跃层深度异常为北深南浅(图 2a2)时为 El Niño 衰退期或 La Niña 发展期，反之为 El Niño 发展期或 La Niña 衰退期。

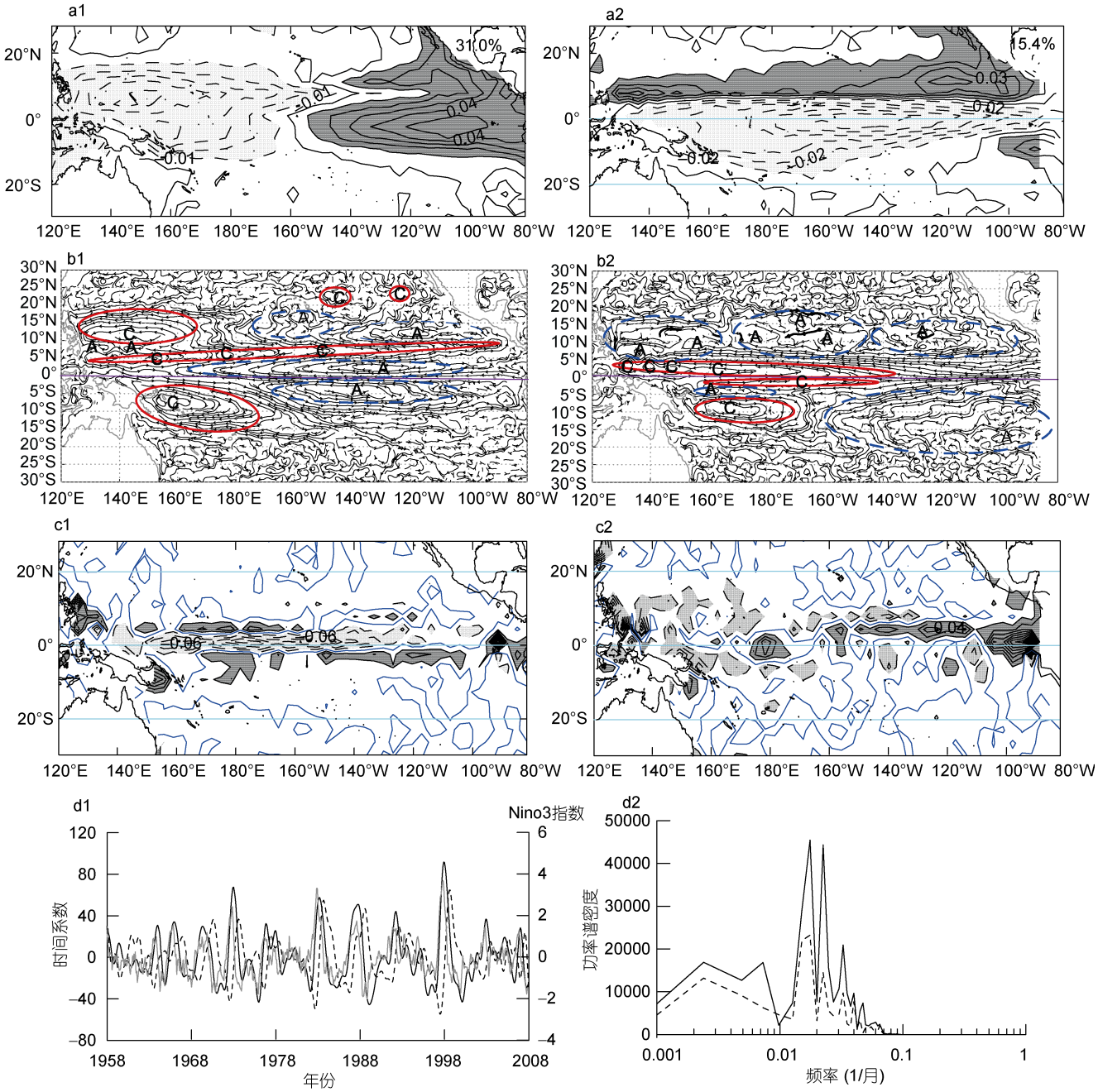


图 2 ENSO 循环的热带太平洋温跃层深度变化的两个 EOF 模态

Fig.2 The two leading EOF modes of ENSO cycle

注: a1: El Niño 成熟期; a2: El Niño 衰退期，等值线间隔为 0.01°C; b1、b2: 与 a1、a2 相联系的热带太平洋异常水平流场; c1、c2: 与 a1、a2 相联系的热带太平洋异常垂直流场，等值线间隔为 0.02×10^{-5}m/s; d1: 相应模态的时间系数; d2: 谱分析结果; 图 a 中右上角数字表示该模态的方差贡献; 图 b 中红色实线和 C 显示为气旋性环流，蓝色虚线和 A 为反气旋性环流; 图 d 中实线和虚线分别为第一和第二模态，粗实线为 Niño 3 指数

图 2b 为 ENSO 相联系的热带太平洋上层海洋异常环流, 它们均随 ENSO 事件的演变而变化。在 El Niño 成熟期, 热带中东太平洋赤道潜流最弱, 赤道两侧出现异常反气旋性环流; 热带西太平洋赤道外南、北热带海域出现异常气旋性环流, 导致该区北赤道流、南赤道流、棉兰老流、黑潮(指北赤道流分叉后的北分支)、新几内亚沿岸潜流及南赤道潜流显著加强; 沿北赤道逆流流区出现异常气旋性环流串, 北赤道逆流南北两部分异常流场方向相反, 其总体强度接近正常; 中东太平洋北部热带海洋出现弱异常反气旋性, 此处北赤道流有增强趋势。

在 El Niño 衰退期或 La Niña 发展期, 热带中西太平洋赤道潜流最强, 赤道两侧出现异常气旋性环流; 热带西太平洋赤道外热带海域异常气旋性环流明显减弱, 北部转为弱的反气旋性环流, 南部出现小范围的异常反气旋性环流, 这些海域主要流场的强度减弱或接近正常状态; 北赤道逆流流区为异常西向流, 哈马黑拉涡、棉兰老涡和北赤道逆流最弱; 中东太平洋北部热带海洋为强的异常反气旋性环流, 该海域北赤道流最强。La Niña 事件时相反。

表 1 列出了 ENSO 相联系的热带太平洋上层海洋主要异常环流演变特征, 表中减弱或增强表示由强到弱或由弱到强的过渡阶段, 此时环流强度接近正常状态。由表 1 可见, 在热带太平洋西部边界海域, 除出现在赤道北侧的哈马黑拉涡和棉兰老涡外的主要流系, 如热带西太平洋北赤道流及分叉后的黑潮和棉兰老流, 赤道南侧的南赤道潜流和新几内亚沿岸潜流及南赤道流, 它们均随 ENSO 事件规律变化, 在 El Niño 成熟期达最强, 发展期和衰退期为过渡状态, 强度接近正常。La Niña 事件时相反。南赤道流受 ENSO 事件期间赤道两侧与赤道潜流同步产生的异常环流的影响, 热带太平洋中东部北赤道流与南赤道流的演变规律有不同的特征, 北赤道流在 La Niña 发展期最强, El Niño 发展期最弱, 南赤道流在 La Niña 成熟期最强, El Niño 成熟期最弱。北赤道逆流与相联的哈马黑拉涡和棉兰老涡有相同的演变过程, 在 El Niño 发展期最强, 衰退期最弱。赤道潜流的演变在赤道太平洋的不同位置有不同的变化特征, El Niño 发展期赤道中西太平洋最弱, 成熟期赤道中东太平洋最弱, 衰退期在赤道中西太平洋最强。

表 1　ENSO 相联系的热带太平洋上层海洋异常环流演变特征

Tab.1　ENSO-related anomalies of the ocean circulations in the upper layer-tropical Pacific

	El Niño 发展期/ La Niña 衰退期	El Niño 成熟期	El Niño 衰退期/La Niña 发展期	La Niña 成熟期
棉兰老流/黑潮/南赤道潜流/新几内亚沿岸潜流	增强	最强	减弱	最弱
哈马黑拉涡/棉兰老涡/北赤道逆流	最强	减弱	最弱	增强
赤道潜流	CWP 最弱, EP 减弱	WP 增强 CEP 最弱	CWP 最强 EP 增强	WP 减弱 CEP 最强
北赤道流	WP 增强 CEP 最弱	WP 最强 CEP 增强	WP 减弱 CEP 最强	WP 最弱 CEP 减弱
南赤道流	WP 增强 CEP 减弱	WP 最强 CEP 最弱	WP 减弱 CEP 增强	WP 最弱 CEP 最强

注: WP、EP、CWP 和 CEP 分别代表西、东、中西和中东太平洋; 减弱或增强表示由强到弱或由弱到强的过渡阶段

由图 3c 可见, 热带太平洋上层海洋垂直流场随 ENSO 事件的变化主要出现在 10°N—10°S 范围内的热带海洋。El Niño 成熟期赤道太平洋为强下沉流区, 赤道中东太平洋尤为显著, 两侧为带状上升流区; El Niño 衰退期赤道中东太平洋为上升流区, 赤道太平洋东边界海域更强, 赤道西太平洋为显著下沉流区。La Niña 期间相反。

为详细了解 ENSO 期间热带太平洋上层海洋异常环流实况, 基于 SODA 海洋同化资料, 本文统计了 1958 年以来出现的 6 次较强 El Niño 事件(1965/66, 1965/66, 1972/73, 1982/83, 1991/92, 1997/98 和 2002/03)和出现 6 次较强 La Niña 事件(1964/65, 1970/71, 1973/74, 1974/75, 1988/89, 1998/99)峰值前后 12 个月水平异常流场, 合成得到 ENSO 事件不同阶段热带太平洋上层海洋异常流场分布。图 3 为 El Niño 发展期(图 3a)、成熟期(图 3b)和衰退期(图 3c)上层海洋异常环流分布。由图可见, 在 El Niño 发展期最显著的特征是, 西太平洋南、北赤道外热带海域出现异常气旋性环流, 该海域主要流场均呈加强趋势; 赤道中西太平洋为以赤道对称的显著异常反气旋性环流, 沿赤

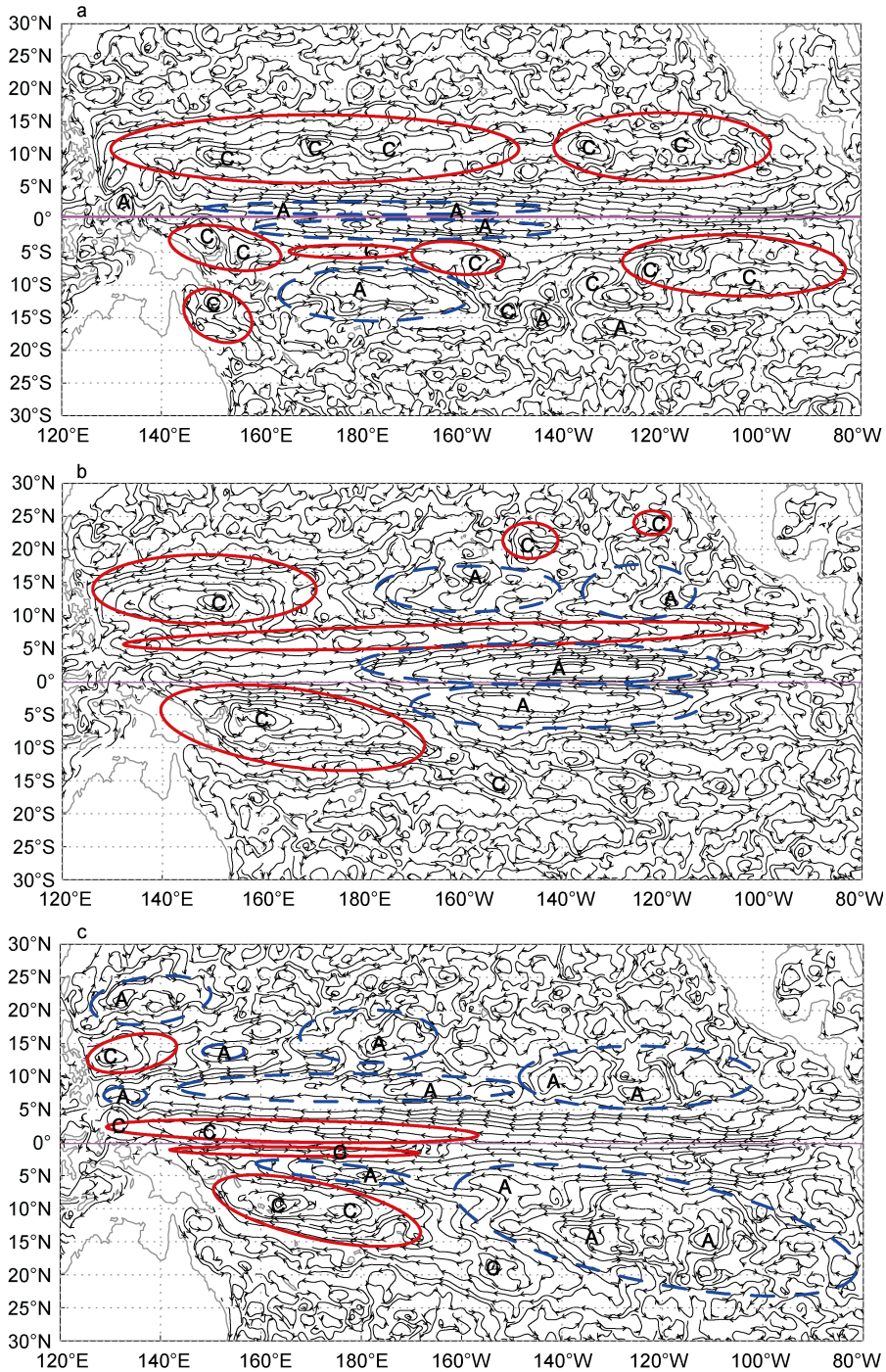


图 3 上层海洋异常环流分布

Fig.3 Anomalies of the upper-layer ocean circulation

注: a: El Niño 发展期; b: El Niño 成熟期; c: El Niño 衰退期; 黑色细实线: 流线; 粗线: 流场廓线; 红色实线和 C 显示为气旋性环流; 蓝色虚线和 A 为反气旋性环流

道为异常西向流, 赤道潜流最弱; 北赤道逆流自棉兰老涡和哈马黑拉涡交汇处向东为强异常东向流, 北赤道逆流最强。

在 El Niño 成熟期, 异常流场的特征更加明显, 在热带西北太平洋和西南太平洋为以赤道准对称的强异常气旋性环流, 北赤道流、棉兰老流、黑潮、南赤道潜流和新几内亚沿岸潜流达最强; 北赤道逆流的流区为异常气旋性环流串, 北赤道逆流处于由强变弱的过渡阶段, 强度接近正常; 赤道中东太平洋为异常西向流, 赤道潜流最弱, 赤道两侧为显著的异常反气

旋性环流, 5°—10°S 和 5°N 附近为较强异常东向流。

在 El Niño 衰退期, 热带太平洋异常环流分布形势与 El Niño 发展期相反, 热带西北和西南太平洋异常气旋性环流减弱, 并开始出现异常反气旋性环流, 该海域主要流场呈减弱倾向; 赤道中西太平洋为以赤道对称的显著异常气旋性环流, 赤道潜流最强; 北赤道逆流流区为强异常西向流, 北赤道逆流最弱。在 El Niño 发展期、成熟期和衰退期中东太平洋北部热带海域异常环流呈现从气旋性到反气旋性的转变, 导致北赤道流从弱到强的变化。La Niña 期间热带太平洋异常环流分布(图略)与 El Niño 期间相反。对照图 2b(图 2b 反号即为 El Niño 发展期), 二者在 El Niño 各阶段的异常流场分布形势非常相似。

4　ENSO 期间温跃层深度变化对海洋环流异常影响的可能物理机制

温跃层深度异常TCA是大气和海洋相互作用的结果。在赤道太平洋偏东信风应力场的作用下, 暖水在热带西太平洋堆积, 热带西太平洋温跃层较深, 热带东太平洋温跃层较浅。在西风爆发或信风减弱情况下, 有利于El Niño事件的发生。无论是Schopf等(1988)提出的时滞振子理论, 还是Zhao等(2007)提出的混合层水体振荡模型, 都表明ENSO事件实质上表现为热带太平洋TCA的大范围规律变化。但温跃层深度变化怎样影响海洋环流变化的呢？

图 4 为大范围不均匀 TCA 在北半球热带海洋(图 4a, 南半球相反)和在赤道海域(图 4c)呈圆形或椭圆形及北半球热带海洋呈纬向平直形(图 4b)分布导致热带海洋异常环流的概念模型, 图中 *G* 为水平压强梯度力, *C* 为科里奥利力, 深黑色箭矢表示流向。在离赤道热带海洋为圆形或椭圆形(图 4a), 流体运动服从地转平衡, 当 TCA>0 时, 压强在温跃层深度异常的中心最大, 在科里奥利力的作用下, 水体流向压强梯度方向右侧(北半球)或左侧(南半球), 均呈反气旋式异常环流, 温跃层深度变化区内有异常下降流, 中心处最大。当 TCA<0 时, 压强在温跃层深度中心最小, 无论是在南半球还是北半球, 在压强梯度力和科里奥利力共同作用下, 水体均呈气旋式异常环流, 温

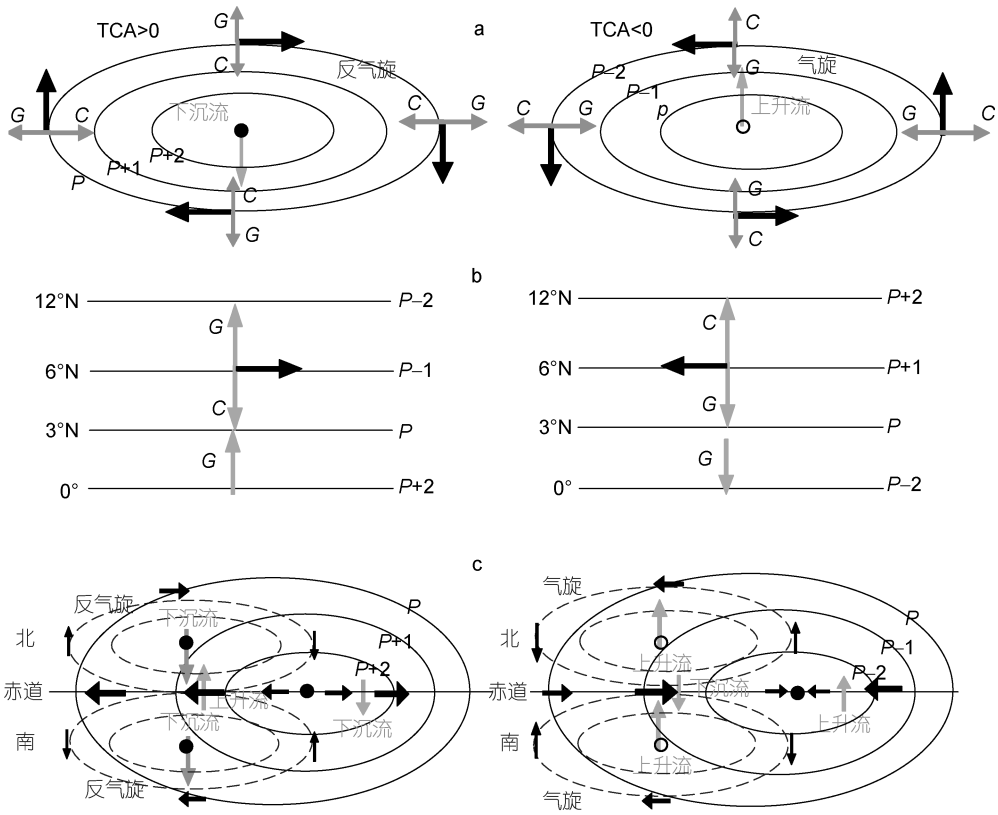


图 4　大范围不均匀温跃层深度变化指数(thermocline depth anomaly, TCA)导致热带海洋异常环流的概念模型

Fig.4　A conceptual model of anomalous circulation in the tropical Pacific induced by large scale heterogeneous TCA

注: a: 北半球 TCA 呈圆形或椭圆形; b: TCA 呈纬向平直形; c: 赤道海域 TCA 呈圆形或椭圆形; *G* 为水平压强梯度力; *C* 为科里奥利力; 深黑色箭矢为流向; 实线圈为压强梯度力(*P*)等值线; 虚线圈为异常海洋环流

跃层深度变化区内有异常上升流，中心处最大。当TCA在离赤道热带海洋呈纬向分布(图4b)时，在压强梯度力和科里奥利力共同作用下，北向压强梯度时产生异常东向流，南向压强梯度时产生异常西向流，在离赤道南侧海域则流向相反。在赤道海域(图 4c)，赤道上科里奥利力为零，基于 Gill 理论(Gill, 1980)，当大范围 TCA>0 跨越赤道出现时，由于沿赤道压强梯度力的作用，在 TCA 中心以西沿赤道为较强的异常西向流并伴有异常上升流，赤道两侧为异常反气旋性环流，环流中心为异常下降流，在 TCA 中心以东赤道两侧则会出现异常气旋性环流(图略)，沿赤道为异常东向流和异常下降流；当 TCA<0 时，由于沿赤道压强梯度力的作用，在 TCA 中心以西沿赤道为较强的异常东向流并伴有异常下降流，赤道两侧流场为异常气旋性环流，环流中心为异常上升流，TCA中心以东出现异常反气旋性环流(图略)沿赤道为异常西向流和异常上升流。

由此不难解释 ENSO 期间热带太平洋上层海洋异常水平环流的规律变化。对照图 2a—b 和图 4 可以清楚看到，TCA 正值区往往伴随异常反气旋性环流，而 TCA 负值区则伴有异常气旋性环流。ENSO 期间西太平洋低纬度边界流呈显著规律性变化，在 El Niño成熟期(图2a1, b1)，热带西太平洋温跃层显著变浅，离赤道南、北两侧为两个 TCA 负值中心，据图4a，在科里奥利力作用下，离赤道南、北两侧的热带海域为两个异常气旋性环流，它们共同造成西太平洋北赤道流、棉兰老流、黑潮、南赤道流、新几内亚沿岸潜流及南赤道潜流等主要边界流的变化；在热带太平洋东北海域有 TCA 次大值中心，该处为较弱的异常反气旋性环流；在 El Niño 衰退期(图 2a2, b2)，沿 12°N 附近海域及热带西南太平洋为大范围较弱的正 TCA，据图 4a，这些海域为较弱异常反气旋性环流。北赤道逆流随 ENSO 演变过程中 TCA 的不同分布有显著变化，在 El Niño 成熟期(图 2a1, b1)TCA 极大负值中心沿北赤道逆流轴线位置呈纬向分布，表现为异常气旋性环流串(图 4a)，平均北赤道逆流流速变化较小，处于正常状态。

在 El Niño 发展期，赤道与 12°N 之间 TCA 呈南高北低分布，二者之间存在北向压强梯度，据图 4b，地转平衡后产生东向异常流，北赤道逆流显著加强；El Niño 衰退期相反，赤道与离赤道的北热带太平洋之间为南向压强梯度，地转平衡后出现西向异常流，北赤道逆流显著减弱。赤道潜流及邻近的异常环流是TCA 在赤道海洋纬向不均匀分布和 Gill 效应共同作用结果，在 El Niño 成熟期(图 2a1，b1)，日界线以东的热带东太平洋温跃层显著加深，正 TCA 最大中心位于 120°W 附近的赤道海域，赤道上科里奥利力为零，基于 Gill 效应，据图 4c，TCA 中心以西的赤道中东太平洋海域，沿赤道为异常西向流，赤道潜流最弱，赤道两侧为异常反气旋性环流；在 El Niño 衰退期(图 2a2，b2)，负 TCA 中心以西的赤道中西太平洋为异常东向流，赤道潜流最强，赤道两侧为异常气旋性环流；可能由于热带东太平洋异常 TCA 分布范围较小且强度较弱，Gill 效应和流场变化不很明显。La Niña 期间相反。由此我们获得与表 1 和图 2 所示的 ENSO 循环期间热带太平洋上层海洋异常环流和已有的多数研究基本一致的结果。

5 讨论

海洋环流是指风引起的海流和密度分布不均匀所产生的密度流、大洋环流中流旋等。有关产生海洋环流异常的原因，人们多归因于海面风应力异常，它改变海洋内部水平压强梯度导致海洋环流异常。诚然，海面风应力异常在海洋环流变化有重要作用，但在年际尺度上，ENSO 循环是一种赤道 Kelvin 波动或海洋混合层水体振荡，一旦振荡形成后温跃层深度随即发生大范围规律变化，同样改变海洋内部水平压强梯度和海洋环流。ENSO 期间热带太平洋出现的某些异常海洋环流很难直接用海面风应力异常来解释，如赤道潜流及两侧的异常环流，它是 TCA 分布不均匀造成沿赤道压强梯度力所致。又如北赤道逆流的异常，据本文结果表明，在 El Niño 发展期，赤道与12°N 之间为南高北低 TCA 分布，存在北向压强梯度，地转平衡后产生东向异常流，加强了北赤道逆流，在 El Niño 衰退期相反，显然北赤道逆流异常也与热带太平洋温跃层变化密切相关。本文的结果基于热带太平洋温跃层振荡的新视角，认为这种在西太平洋赤道外南、北热带海域出现的准对称海洋异常环流是受到 ENSO 期间西太平洋暖池区大范围显著温跃层抬升或下降的影响。相反，此时上述海域海面风应力场异常则可能是热带海洋大气对 ENSO 导致的热带太平洋异常热力场变化的同步响应。

由此可见，海洋环流异常确是海洋内部压强梯度变化的结果，但造成海洋内部压强梯度变化的原因有二，一是海面风应力场异常引起的海流和密度分布不均匀所产生，二是ENSO事件造成的热带太平

洋大范围显著温跃层深度变化所致。本文从 ENSO 事件导致的温跃层深度异常来探索引起海洋环流变化的新机制，用海洋内部动力过程来解释海洋环流异常现象。然而, ENSO 期间热带太平洋温跃层的振荡, 与海面风应力变化相互作用、息息相关。因此，很难对风应力和温跃层对环流异常的驱动机制进行严格的划分，温跃层振荡机制是对以往研究的补充。本文旨在提出温跃层机制的定性概念理论，而对 ENSO 期间形成的气旋/反气旋环流对各海洋环流的超前滞后关系等问题并没有展开定量的计算和分析，这些精确的定量计算将在接下来的工作中展开，期待进一步研究将加深对热带太平洋海洋环流异常特征及其形成机制的了解。这里值得关注的是赤道海域流场的变化，ENSO 事件过程中赤道潜流及两侧对称性异常气旋性或反气旋性涡旋的出现，大大增加了赤道海洋流场变化的复杂性。这种与 ENSO 同步出现的异常涡旋将对南赤道流及北赤道逆流及该海区的垂直环流有重要作用，同时也为赤道海水与赤道外热带海洋及垂直方向上热量和物质传输提供途径。

6　结论

本文基于 SODA 海洋同化资料，对 ENSO 循环中的热带太平洋上层海洋环流的演变规律进行了系统的分析，并探讨了形成海洋环流异常的新机制。结果表明:

(1) ENSO 循环过程中热带太平洋温跃层深度异常 TCA 呈大范围规则变化，表现为冬季的以 160°W 为纵轴的东西向偶极子分布和夏季的以 6°—8°N 为横轴的南北向跷跷板分布两种主要分布型。热带太平洋 TCA 呈西浅东深时为 El Niño 成熟期，反之出现 La Niña 成熟期; TCA 沿赤道海域加深、沿 12°N 北太平洋变浅时为 El Niño 发展或 La Niña 衰退阶段，反之为 La Niña 发展或 El Niño 衰退阶段。

(2) ENSO 事件导致的热带太平洋 TCA 的规律分布引发了上层海洋异常环流。在 El Niño 成熟期，热带中东太平洋赤道潜流最弱，赤道两侧出现异常反气旋性环流；热带西太平洋赤道外南、北热带海域出现异常气旋性环流，该区北赤道流、南赤道流、棉兰老流、黑潮、新几内亚沿岸潜流及南赤道潜流达最强; 沿北赤道逆流流区出现异常气旋性环流串，北赤道逆流接近正常。在 El Niño 衰退期，热带中西太平洋赤道潜流最强，赤道两侧出现异常气旋性环流；热带西太平洋赤道外热带海域异常环流减弱，该处主要流场强度减弱或处于正常状态；北赤道逆流流区为异常西向流，北赤道逆流反向。La Niña 事件期间相反，由此造成 ENSO 循环期间热带太平洋上层海洋环流的周期性变化。

(3) ENSO 循环中热带太平洋 TCA 大范围规律演变，导致水体内部压强梯度水平不均匀分布，造成海洋环流场变化。在离赤道海域，当 TCA 呈圆形或椭圆形分布时，TCA 为正时，压强在温跃层深度中心最大，由于科里奥利力的作用，水体流向压强梯度方向右侧(北半球)或左侧(南半球)，均呈反气旋式异常环流，温跃层深度变化区内有异常下降流，中心处最大; TCA 为负时相反。当 TCA 呈纬向分布时，赤道北侧热带海域 TCA 为北向压强梯度力时，科里奥利力作用产生东向异常流，北赤道逆流加强，TCA 为南向压强梯度力时反之。在赤道海域科里奥利力为零，基于 Gill 理论(Gill, 1980)，在沿赤道压强梯度力作用下，TCA 为正时，TCA 中心以西赤道上为强西向异常流并伴有异常上升流, TCA 中心以东赤道海洋出现相反异常环流。

参　考　文　献

陈永利，赵永平，王　凡, 2013. ENSO 与海洋环境和中国气候异常. 北京: 科学出版社, 106—114

赵永平，陈永利，王　凡等，2007. 热带太平洋海洋混合层水体振荡与 ENSO 循环. 中国科学 D 辑: 地球科学,37(8): 1120—1133

Delcroix T, Eldin G, Radenac M H *et al*, 1992. Variation of the western equatorial Pacific Ocean, 1986–1988. Journal of Geophysical Research: Oceans, 97(C4): 5423—5445

Firing E, Lukas R, Sadler J *et al*, 1983. Equatorial undercurrent disappears during 1982—1983 El Niño. Science, 222(4628): 1121—1123

Gill A E, 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 106(449): 447—462

Guan C, Chen Y L, Wang F, 2013. Seasonal variability of zonal heat advection in the mixed layer of the tropical Pacific. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 31(6): 1356—1367

Guan C, Hu S J, McPhaden M J *et al*, 2019. Dipole structure of mixed layer salinity in response to El Niño La Niña asymmetry in the tropical Pacific. Geophysical Research Letters, 46(21): 12165—12172

Guan C, McPhaden M J, 2016. Ocean processes affecting the twenty-first-century shift in ENSO SST variability. Journal of Climate, 29(19): 6861—6879

Hu D X, Wu L X, Cai W J *et al*, 2015. Pacific western boundary currents and their roles in climate. Nature, 522(7556): 299—308

Hu S J, Hu D X, 2014. Variability of the pacific north equatorial current from repeated shipboard acoustic Doppler current profiler measurements. Journal of Oceanography, 70(6): 559—571

Hu S J, Hu D X, Guan C *et al*, 2016. Interannual variability of the Mindanao Current/Undercurrent in direct observations and numerical simulations. Journal of Physical Oceanography, 46(2): 483—499

Hu S J, Hu D X, Guan C *et al*, 2017. Variability of SST structure in the western Pacific warm pool and its relationship to El Niño. Climate Dynamics, 49(7—8): 2431–2449

Johnson E S, Proehl J A, 2004. Tropical instability wave variability in the Pacific and its relation to large-scale currents. Journal of Physical Oceanography, 34(10): 2121—2147

Johnson G C, Sloyan B M, Kessler W S *et al*, 2002. Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s. Progress in Oceanography, 52(1): 31—61

Johnston T M S, Merrifield M A, 2000. Interannual geostrophic current anomalies in the near-equatorial western Pacific. Journal of Physical Oceanography, 30(1): 3—14

Kessler W S, Taft B A, 1987. Dynamic heights and zonal geostrophic transports in the central tropical Pacific during 1979–84. Journal of Physical Oceanography, 17(1): 97—122

Kim Y Y, Qu T D, Jensen T *et al*, 2004. Seasonal and interannual variations of the North Equatorial current bifurcation in a high-resolution OGCM. Journal of Geophysical Research: Oceans, 109(C3): C03040

Lukas R, 1986. The termination of the equatorial undercurrent in the eastern Pacific. Progress in Oceanography, 16(2): 63—90

McPhaden M J, Hayes S P, 1990. Variability in the eastern equatorial Pacific Ocean during 1986–1988. Journal of Geophysical Research: Oceans, 95(C8): 13195—13208

McPhaden M J, Zebiak S E, Glantz M H, 2006. ENSO as an integrating concept in Earth science. Science, 314(5806): 1740—1745

Meyers G, Donguy J R, 1984. The North Equatorial Countercurrent and heat storage in the western Pacific Ocean during 1982–83. Nature, 312(5991): 258–260

Pedlosky J, 1987. An inertial theory of the equatorial undercurrent. Journal of Physical Oceanography, 17(11): 1978—1985

Qu T D, Lukas R, 2003. The bifurcation of the north equatorial current in the pacific. Journal of Physical Oceanography, 33(1): 5—18

Schopf P S, Suarez M J, 1988. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. Journal of the Atmospheric Sciences, 45(3): 549—566

Taft B A, Kessler W S, 1991. Variations of zonal currents in the central tropical Pacific during 1970 to 1987: sea level and dynamic height measurements. Journal of Geophysical Research: Oceans, 96(C7): 12599—12618

Ueki I, Kashino Y, Kuroda Y, 2003. Observation of current variations off the New Guinea coast including the 1997-1998 El Niño period and their relationship with Sverdrup transport. Journal of Geophysical Research: Oceans, 108(C7): 3243

Wang Q Y, Hu D X, 2006. Bifurcation of the North Equatorial Current derived from altimetry in the Pacific Ocean. Journal of Hydrodynamics, 18(5): 620—626

Wyrtki K, 1989. Some thoughts about the west Pacific warm pool. In: Proceedings of the Western Pacific International Meeting and Workshop on Toga. New Caledonia: ORSTOM, 99—110.

Yaremchuk M, Qu T D, 2004. Seasonal variability of the large-scale currents near the coast of the Philippines. Journal of Physical Oceanography, 34(4): 844—855

Zelle H, Appeldoorn G, Burgers G *et al*, 2004. The relationship between sea surface temperature and thermocline depth in the eastern equatorial pacific. Journal of Physical Oceanography, 34(3): 643—655

Zhao Y P, Chen Y L, Wang F *et al*, 2007. Mixed-layer water oscillations in tropical Pacific for ENSO cycle. Science in China Series D: Earth Sciences, 50(12): 1892—1908

ENSO-RELATED UPPER-LAYER OCEAN CIRCULATION ANOMALY IN THE TROPICAL PACIFIC OCEAN

CHEN Yong-Li[1, 2, 3, 4], GUAN Cong[1, 2, 3, 4], ZHAO Yong-Ping[1, 2], WANG Fan[1, 2, 3, 4]

(1. *Institute of Oceanology*, *Chinese Academy of Science*, *Qingdao* 266071, *China*; 2. *Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves*, *Institute of Oceanology*, *Qingdao* 266071, *China*; 3. *Laboratory for Ocean and Climate Dynamics*, *Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology* (*Qingdao*), *Qingdao* 266071, *China*; 4. *Center for Ocean Mega-Science*, *Chinese Academy of Sciences*, *Qingdao* 266071, *China*)

Abstract Variability of the tropical Pacific Ocean thermocline and upper-layer circulations under the ENSO cycle was analyzed using the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) with the mechanisms underlying the ocean circulation explored. Results show that, during the mature phase of El Niño events, the Equatorial Undercurrent is the weakest in the central-eastern Pacific Ocean and anti-cyclonic circulation anomalies were found in the off-equatorial region. In the western Pacific Ocean, cyclonic circulation anomaly is clearly away from the equator, in which currents including the North Equatorial Current, South Equatorial Current, Mindanao Current, Kuroshio, New Guinea Coastal Undercurrent, and South Equatorial Countercurrent are the strongest. The North Equatorial Countercurrent shows no significant anomaly although a cluster of cyclonic circulation anomaly exists within the North Equatorial Undercurrent region. By contrast, during the decaying phase of an El Niño event or developing phase of a La Niña event, the North Equatorial Undercurrent is the strongest in the tropical central-western Pacific Ocean. Cyclonic circulation anomalies are clear in the off-equatorial region. Off-equatorial current anomalies in the tropical western Pacific Ocean are weak or neutral, and the North Equatorial Countercurrent turns to show westward anomaly. The above processes are reversed during La Niña. We suggested that these upper ocean circulation anomalies under the ENSO cycle can be driven by internal oceanic pressure gradient due to thermocline depth anomaly (TCA). A combination of off-equatorial TCA and the Coriolis forcing leads to a large-scale ocean circulation anomaly, while the equatorial TCA and Gill effect together result in the North Equatorial countercurrent anomaly and cyclonic or anti-cyclonic ocean circulation anomaly that is symmetric at the equator.

Key words ENSO; tropical Pacific; thermocline; ocean circulation