

# 热带太平洋海洋混合层水体振荡与 ENSO 循环

赵永平<sup>①\*</sup> 陈永利<sup>①</sup> 王 凡<sup>①</sup> 吴爱明<sup>②</sup>

(① 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071; ② Department of Earth & Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, BC, V6T 1Z4, Canada)

**摘要** 研究了热带太平洋温跃层和海面风应力年际变率主要模态及它们之间的相互作用, 探讨了 ENSO 循环的可能形成机制, 得到如下结果: (1) 热带太平洋温跃层异常具以  $160^{\circ}\text{W}$  为纵轴的东西向偶极子分布和以  $6\sim 8^{\circ}\text{N}$  为横轴的南北向跷跷板分布等两种主要模态, 两者(相位差  $90^{\circ}$ )组合构成 El Niño/La Niña 循环, 表现为混合层水体(指温跃层界面之上海温垂直分布较均匀的上层海洋)在赤道与  $12^{\circ}\text{N}$  之间的热带太平洋海盆内反时针三维振荡; (2) 热带太平洋风应力异常具两种主要分布型, 第一特征向量场反映了热带太平洋信风异常导致的赤道太平洋异常纬向风应力及散度场与离赤道北太平洋异常越赤道风应力及反相散度场, 第二特征向量场反映了热带辐合带(ITCZ)异常导致的异常风应力及相应散度场; (3) 信风异常对 ENSO 事件的形成、强度和相变都有决定性的作用, 它导致海面倾斜, 提供了混合层水体振荡初始位能, 同时造成赤道太平洋西部与东部之间和赤道太平洋与  $12^{\circ}\text{N}$  北太平洋海盆之间温跃层同步反相位移, 限定了热带太平洋混合层水体振荡的振幅和路线. ITCZ 异常主要对 ENSO 相变过程有一定影响; (4) 热带西太平洋海洋热力异常导致海面风应力异常, 它伴随热带太平洋混合层水体振荡沿赤道由西向东扩展, 造成热带太平洋信风异常, 产生有利于水体振荡的异常风应力及散度场, 反过来进一步加强混合层水体振荡. 这一海气耦合过程与混合层水体振荡一起为 ENSO 循环提供了相变和年际记忆机制. 研究指出, ENSO 循环实质上是由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  $12^{\circ}\text{N}$  之间热带太平洋海盆内的惯性振荡. 海气耦合过程产生的作用力大于或等于水体运动阻力时, ENSO 循环将加强或维持, 不足以克服水体运动阻力时, 水体振荡减小, ENSO 循环将逐渐减弱, 直至中断.

**关键词** 热带太平洋 温跃层和海面风应力异常 ENSO 循环 混合层水体振荡

ENSO 事件是热带太平洋强烈海气相互作用的结果, 是年际气候变化的最强信号, 它不仅对太平洋地区海洋和大气状况产生重大影响, 而且对我国及亚洲、美洲乃至全球气候的异常也有重要贡献. 近半个世纪以来, 人们对 ENSO 产生的原因进行了大量研究, 提出了不少 ENSO 形成和循环理论, 这些理论虽能部

分解释 ENSO 发生和演变特征, 但并未弄清 ENSO 发生的根本原因, 对 ENSO 的预测也仍处试验阶段. 20 世纪 80 年代以来, ENSO 循环发生了很大的变化. El Niño 的主周期从 20 世纪 70 年代以前的 2~3 年增加到 80 年代的 4~5 年<sup>[1,2]</sup>, 其振幅也有明显加大<sup>[3]</sup>. 20 世纪 70 年代以前, El Niño 事件多为显著增温首先出

收稿日期: 2006-09-30; 接受日期: 2007-03-28

国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB403601)、国家自然科学基金(批准号: 40576016、40306006)和中国科学院海洋研究所领域前沿项目(批准号: 20032111)资助

\* E-mail: [ypzhao@ms.qdio.ac.cn](mailto:ypzhao@ms.qdio.ac.cn)

现在南美沿岸然后西传的东部型, 80 年代以后 El Niño 事件多为显著增温首先出现在赤道中太平洋然后东传的中部型<sup>[4]</sup>. 20 世纪 80 年代以来的观测事实表明, 有时也可出现较长时间的间隙, 导致 ENSO 循环的中断<sup>[5]</sup>, 如 1980~1981, 1985, 1989~1990, 1996 年中期和 2000~2001 年的间隙期; 有时看似即将出现的事件却中途夭折, 如 1980 年夭折的极弱暖事件; 而有时某一事件即将结束, 但随后却又连续出现, 如 1993 和 1994/1995 年两次弱 El Niño 事件. 目前人们尚不能用已有的研究成果来较好地解释和预测, 表明我们对 ENSO 形成机理的了解仍不够全面.

近半个世纪以来, 人们对 ENSO 形成机制及 ENSO 模的年际变率进行了大量研究, 对 ENSO 事件本质的认识也逐步深入. Bjerknes<sup>[6]</sup>首次用海气相互作用的观点进行了解释, 认为这是赤道东太平洋 SST 与其上空 Walker 环流之间的正反馈过程造成. Wyrtki<sup>[7]</sup>提出了信风弛张理论来解释 El Niño 事件的形成过程, 认为事件的发生与强信风导致暖水在热带西太平洋堆积造成纬向压力梯度密切相关. 但两者均不能预测下次事件的发生. 20 世纪 80 年代以来的观测事实表明, ENSO 更象是一种循环, 于是出现了种种新的理论来进行解释. 在 McCreary, Cane 和 Zebiak, Battisti 和 Hirst 等人研究的基础上, Suarez 和 Schopf<sup>[8]</sup>提出了时滞振子(delayed oscillator)理论, 指出信风减弱在赤道西太平洋产生暖 Kelvin 波, 东传过程使中太平洋海温升高, 并在此产生不稳定海气相互作用, 对流活动加强, 赤道附近西风加强, 赤道两侧产生气旋性涡度, 海水上翻, 产生冷的西传 Rossby 波, 东传暖 Kelvin 波到达赤道东太平洋时形成 El Niño 事件, 冷 Rossby 波到达西太平洋使暖池变冷. 相反的过程解释了 La Niña 事件. 这一理论解释和预测了多次 ENSO 循环过程. 类似时滞振子理论, Weisberg 和 Wang<sup>[9]</sup>提出了西太平洋振荡(western Pacific oscillator), Picaut 等<sup>[10]</sup>提出了平流反射振荡(advective-reflective oscillator)理论. Jin<sup>[11]</sup>综合 Bjerknes, Wyrtki 和 Cane 和 Zebiak 等的观点, 提出赤道太平洋海洋上层暖水的充放振荡模型(recharge and discharge oscillator), 认为暖位相时西风异常导致赤道东太平洋 SST 变暖, 同时向极地的地转流输送造成赤道区热量流失, 温跃层变浅, 造成赤道东太平洋 SST 变冷, 由此激发冷位相; 信风异常产生向赤道的地转流输送和热量的补充,

温跃层加深, 赤道东太平洋 SST 变暖. 由此形成 ENSO 循环. 这一模型可很好地解释 ENSO 循环过程, 与时滞振子模型的机理基本一致, 且更具普遍性, 因为它不明显依赖于赤道波的传播. 但也有一些理论研究对传统 ENSO 理论提出异议. Chao 和 Philander<sup>[12]</sup>用海洋大气耦合模式对 ENSO 循环进行了研究, 指出与 ENSO 相联系的年际变率中, 没有证据表明有个别赤道波的存在. Masumoto 和 Yamagata<sup>[13]</sup>详细分析了振荡解的结构, 指出解中只包含向东传播的扰动, 但没有 Rossby 波存在的明显证据. Zhang 和 Chao<sup>[14]</sup>提出了非线性热带海气耦合系统中的自激现象在 ENSO 循环中的可能作用, 认为 ENSO 循环可以不靠赤道波系在大洋内部传播及其在东边界的反射过程来维持. Huang, 张人禾和严邦良等<sup>[15~18]</sup>的研究则强调太平洋纬向异常风应力及其东传在维持 ENSO 循环的重要作用, 指出热带东太平洋经向风应力的变化与 El Niño 的发生有密切联系. 上述有关 ENSO 循环理论主要存在 2 个问题: 一是将 ENSO 循环局限在赤道太平洋, 其循环过程完全基于赤道太平洋海气相互作用, 忽略了热带和副热带大尺度海洋环流的作用, 二是这些理论都是建立在年际时间尺度上的, 忽略了年代际变率对 ENSO 循环的影响.

观测和研究表明, 太平洋海温有显著的年代际变化. 1970 年代末气候跃变以后, 赤道太平洋次表层海温表现强烈的年代际振荡, El Niño 事件发生明显增多, 振幅加大, 周期变长. Zhang 等<sup>[19]</sup>分析了太平洋 SST 资料, 发现太平洋 SST 具显著 11 年左右的类 ENSO(ENSO-like)年代际变率, White 等<sup>[20]</sup>发现全球上层海洋温度存在 9~13 和 18~23 年次 ENSO(sub-ENSO)年代际变率. 赵永平等<sup>[21]</sup>对近 150 年的太平洋 SST 进行了分析, 发现太平洋海温除了具有 2~7 年 ENSO 变率外, 还具 11~17 年、平均 14 年左右的年代际变率, 并指出这一年代际变率对 ENSO 循环有重要影响. 最近, 陈永利等<sup>[22]</sup>研究表明, 年代际时间尺度变率对热带太平洋乃至整个太平洋海洋热力状况的异常都有显著的贡献. 因此, 研究以年际变率为主要特征的 ENSO 循环, 首先必须将资料中年代际及以上的长周期变率去除, 才有可能获得更符合观测事实的结论.

观测事实和研究表明, ENSO 循环不仅是赤道太平洋出现的海洋大气现象, 而且涉及整个热带太平

洋的海气耦合事件,进一步深化了对 ENSO 循环的认识。Zebiak<sup>[23]</sup>首先发现热带太平洋净热含量在 ENSO 循环期间出现跨越赤道经向输送事实。Zhang 和 Levitus<sup>[24]</sup>用上层海洋温度和海面海洋气象资料,研究了热带太平洋耦合气候系统的年际变率,指出在 El Niño 建立过程中,在热带西太平洋温跃层深度之上,正的热含量异常沿赤道向东传播,同时在赤道东太平洋负的热含量异常沿美洲沿岸向北运动,然后沿 15°N 跨越热带北太平洋向西移动,到达西太平洋后向南进入赤道波导区,表明 ENSO 循环可能是一种热带太平洋缓慢演变的海气耦合现象,而不是独立的自由海洋 Rossby 和 Kelvin 波传播的结果。其后, Yu 和 Mechoso<sup>[25]</sup>用大气海洋耦合模式(CGCM)成功模拟 ENSO 循环期间热带太平洋海气耦合过程,证实了上述观测结果,指出热带太平洋上层海洋热含量存在东、西热带太平洋之间的纬向振荡和赤道与 10°N 之间的经向振荡,前者与 ENSO 循环的振幅相关,后者与 ENSO 循环的相变相联系。近几年来,巢纪平等<sup>[26,27]</sup>、李崇银<sup>[28]</sup>分析了热带太平洋次表层海温异常信号的传播,发现形成 ENSO 事件的海温异常信号在温跃层面上从西太平洋沿赤道东传至东太平洋然后离赤道传播的同时,有反号的海温异常信号分别沿 10°S 和 10°N 西传,然后再转向赤道传播,从而构成 2 个完整的循环。上述结果揭示了新的 El Niño/La Niña 事件演变过程,为深入了解 ENSO 循环机制提供事实基础。但他们的研究仍未将年际变率与年代际变率区分开来,同时限于所用资料的分辨率,其结论仍存在一些不确定性。

鉴于以上分析,有必要对 ENSO 循环机理进行深入研究,提出更符合观测事实的新 ENSO 循环模型。以往对 El Niño 的大量研究大都基于 SST 的变化,但实际上 SST 仅是 ENSO 事件在海洋表面的表现形式,温跃层深度的变化才是表征 El Niño/La Niña 形成和结束的最重要因子,是研究 ENSO 现象的最佳指标。然而,由于受海洋观测资料的限制,温跃层资料分析方面的研究工作较少。随着人们对温跃层作用认识的深入和观测资料积累的迅速增加,有关太平洋温跃层的研究有了较大的进展。他们的研究中,通常用海洋热含量异常、海平面高度异常和最大垂直海温距

平深度上海温异常来近似海洋温跃层深度的变化。海洋热含量和海平面高度变化均是上层海洋热力垂直累积效应,并不是直接指标,因此本文采用更接近实况的气候温跃层曲面上海温距平为基本数据,以此表征温跃层深度异常,然后对其年际变率进行时空分析,研究温跃层异常的演变规律及与海面异常风应力场的相互作用,探索新的 ENSO 形成机制,以提高 ENSO 预测水平。

## 1 资料和处理方法

本文使用的海洋和大气资料主要采用美国马里兰大学提供的简单海洋同化数据(SODA1.4.2)、欧洲中尺度预报中心 ERA-40 风场再分析资料计算的海面风应力<sup>[29,30]</sup>及 Scripps 海洋研究所联合环境分析中心(JEDAC)海洋次表层海温观测(XBT)资料。SODA 资料同化了 NODC'S, WOA-2001 及来自 GTSP 的 CTD 和 XBT 的温盐资料和现场 TAO 组阵观测资料,以及卫星 SSTs、卫星高度计等资料。该同化分析系统为具有高分辨的美国 Los Alamos 国家实验室发展的并行海洋模式 POP (Parallel Ocean Program),最大限度地利用了以上得到的主要海洋观测资料。资料范围 0~360°E, 75.25°S~89.25°N, 0.5°×0.5° 纬度经度分辨。资料起讫时间为 1958 年 1 月至 2001 年 12 月,垂直方向 40 层,200 m 以浅为 14 层,其中,100 m 以浅每层间隔为 10~14,100~200 m 每层间隔为 16~26 m,各层间隔由浅至深增大。本文用 1958 年 1 月至 2001 年 12 月共 44 年 528 个月 600 m 以浅 20 层 30°S~30°N 范围的热带太平洋海温场资料。XBT 资料包括 400 m 以浅 11 个标准层,80 m 以浅每层间隔为 20,80~240 m 每层间隔为 40 m,2°×5° 纬度经度分辨。资料起讫时间为 1955 年 1 月至 2003 年 12 月。在空间分布上,XBT 资料在 20°S 邻近及以南海域数据甚少。本文分析中主要用 SODA 资料,辅以 XBT 资料对比。比较 SODA 和 XBT 资料,显见,前者较后者有较高的垂直和水平分辨率。ERA-40 风场是基于欧洲中尺度预报中心再分析每日表面风场资料(1958 年 1 月至 2001 年 12 月),它比 COADS 和 NCEP 风场具更小误差。

有多种方法估算温跃层深度的变化。通常用 20℃ 或 14℃ 等温线的深度来代表,但 20℃ 在东太平洋冷水区不适合,在冷的季节,20℃ 已到达海表面,

1) Carton J A, Giese B S. SODA: A Reanalysis of Ocean Climate. J Geophys Res (submitted)

而  $14^{\circ}\text{C}$  在西太平洋暖池区则显得太深. 此外, 人们还用上层海洋热含量和海平面高度来表示温跃层深度变化. 基于次表层海温距平最大值一般都出现在温跃层附近的观测事实, 巢纪平等 [27] 用次表层海温距平最大值出现的深度曲面来代替温跃层面. 最近, Qian 等 [31] 的研究也指出, 在海洋中垂直方向最大次表层海温异常可以很好表征温跃层深度的变化, 由于它记忆海气相互作用的变化并存储上层海洋能量, 是一个比 SSTA 更好的控制气候变率的因子. 根据以上研究结果, 基于巢纪平等 [27] 的方法, 本文用 44 年太平洋次表层 600 m 以浅海温距平资料, 分析了海温距平方差最大值曲面的深度分布(图 1), 认为它基本上代表了气候温跃层曲面. 由于 SODA 资料 200 m 以浅各层间隔为 10~26 m, 温跃层大多位于该深度以上, 由此估算的温跃层深度误差绝大多数在  $\pm 5\sim 13$  m 以内, 比用 XBT 资料(误差为  $\pm 10\sim 20$  m) 有更好的精度. 图 1 为用 SODA 和 XBT 资料计算得到的气候温跃层曲面及热带太平洋  $20^{\circ}\text{C}$  等温线深度分布. 全区看来, 用 SODA 和 XBT 资料得到的结果, 除了 SODA 资料数值上偏大外, 在  $20^{\circ}\text{S}$  以北的热带海域, 两者的分布形势基本一致. 在此范围内, SODA 资料范围更广, 也更具可靠性. 在热带太平洋, 除去西北海区外, SODA 的结果与  $20^{\circ}\text{C}$  等温线的深度分布非常接近. 据此, 本文的分析主要基于 SODA 资料, 以该温跃层面上海温距平表征温跃层异常的指标. 由图 1(a) 可见热带太平洋气候温跃层曲面分布状况, 在热带太平洋 ( $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ) 为一从西向东、由深变浅、由窄变宽的梯形台面, 在西太平洋暖池深度达 140 m, 在东太平洋其深度小于 60 m. 该梯形台面的南北两侧的赤道外热带海域各为一个最深超过 200 m 的深谷, 北侧的深谷为东北东-西南西方向, 深度中心位于中东太平洋, 南侧的深谷为东南东-西北西方向, 深度中心位于中太平洋. 显然, 赤道外热带海域出现的深谷与强大的南北太平洋副热带环流有密切关系, 反气旋性涡旋的作用致使海水下沉, 由此导致温跃层加深.

观测资料分析表明, 温跃层曲面以上海温垂直梯度较小, 这里我们将位于该曲面之上的海温分布较均匀的上层海洋称为混合层水体, 它包括了海洋学定义的混合层和该层层底至温跃层中心的海洋水体. 当温跃层面上海温距平为正时, 表示温跃层深度加深, 混合层水体变厚; 当温跃层面上海温距平为负

时, 表示温跃层深度变浅, 混合层水体变薄. 就是说, 温跃层深度的变化表征了混合层水体厚度的变化. 为简便起见, 文中将“混合层水体”简称之谓“混合层”. 为了解 ENSO 循环期间温跃层演变规律及其形成机制, 本文首先用 SODA 资料确定热带太平洋气候温跃层曲面, 计算温跃层曲面上海温距平时间序列, 以此作为温跃层深度异常指数. 由于 ENSO 循环具 2~7 年的年际变率, 为此我们对温跃层异常指数进行 1~8 年带通滤波以分离出年际变率, 然后再对其进行 EOF 分析. 滤波过程中去除了长期倾向. 对海面风应力场资料也进行 1~8 年带通滤波和去倾等类似处理.

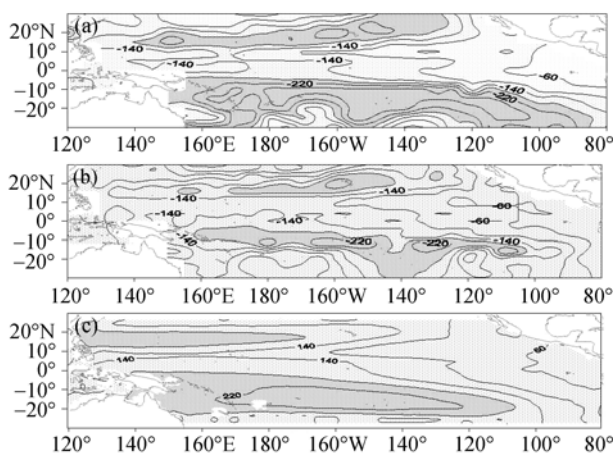


图 1 用不同资料和方法计算得到的太平洋温跃层曲面深度分布  
单位为 m, 等值线间隔 40 m. (a) SODA; (b) XBT; (c) 热带太平洋  $20^{\circ}\text{C}$  等温线深度

## 2 热带太平洋海洋混合层水体厚度异常年际变率的主要模态

图 2 为经 1~8 年带通滤波后热带太平洋温跃层深度异常(TCA)年际变率 EOF 分解(未标准化)得到的第一(a)和第二(b)特征向量场及其时间系数(c), 它们分别占总方差贡献的 25.2% 和 14.8%, 两者总贡献达 40.0%. 如上节分析, 它们表征了海洋混合层水体厚度异常主要分布型及时间变率. 第一特征向量场空间分布型的主要特征是, 在南北纬  $20^{\circ}$  以内的热带海洋, 呈现大致以  $160^{\circ}\text{W}$  为轴线的东西向 TCA 偶极子分布, 热带西太平洋极值中心位于赤道北侧的  $150^{\circ}\text{E}$  附近的暖池海域, 热带东太平洋极值中心位于赤道  $90^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$  海域, 后者绝对值稍高于前者. 第二特征向量场空间分布的主要特征是在热带太平洋范围内, 平均以  $6^{\circ}\sim 8^{\circ}\text{N}$  为横轴南北向 TCA 跷跷板分布, 沿

6~8°N 南北两侧存在反号 TCA 大值区, 南侧 TCA 大值区出现在赤道太平洋中部海域, 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. 谱分析结果图 2(d)表明, 第一特征向量场和第二特征向量场均具 56 和 44 个月两个显著周期. 第一特征向量场时间系数与 Nino3(150~90°W, 5°S~5°N 区内海面温度指数)有最好的同期相关,  $r = 0.90$ ; 第二特征向量场时间系数与 Nino3 有 8~9 个月最好滞后相关,  $r=0.78$ . 除 1993 和 1994~1995 年等两次弱 El Niño 事件外, 上述 2 个特征向量场对近 40 多年中出现的所有 ENSO 事件都有明显的表现, 如 1963/64, 1965/66, 1968/69, 1972/73, 1976/77, 1982/83, 1986/87, 1991/92, 1997/98 年等 El Niño 事件和 1964/65, 1967/68, 1970/71, 1973/74, 1975/76, 1984/85, 1988/89, 1995/96 年等 La Niña 事件. TCA 第三特征向量场及以下各特征向量场对总方差的贡献均小于 3.6%, 它们的时间系数与 Nino3 无可信的相关性. 这就是说, 从海洋温跃层深度异常来看, ENSO 事件具有两种模态, 第一模主要表现在热带太平洋以 160°W 为纵轴东西向

TCA 偶极子分布, 热带海洋混合层水体为东西向倾斜的不稳定状态, 第二模主要表现在热带太平洋以 6~8°N 为横轴南北向 TCA 跷跷板分布, 热带海洋混合层水体呈南北向倾斜的不稳定状态.

我们也对热带太平洋热含量和海平面高度距平进行了类似的分析, 结果得到与 TCA 非常相似的空间特征向量场分布和同步变化的时间系数(图略), 表明温跃层加深时, 热含量增加, 海平面高度升高, 海洋混合层水体加厚. 反之亦然.

### 3 El Niño/La Niña 循环期间热带太平洋海洋混合层水体振荡特征

用第一和第二特征向量场及其时间系数可以合成得到 El Niño/La Niña 循环期间热带太平洋温跃层深度异常年际变率恢复场, 表征了热带太平洋海洋混合层水体振荡过程. 图 3 为 1981~1984 年热带太平洋温跃层异常年际变率传播过程, 它是在经历了 1977~1980 年近 4 年的海洋平静期后出现的一个完整

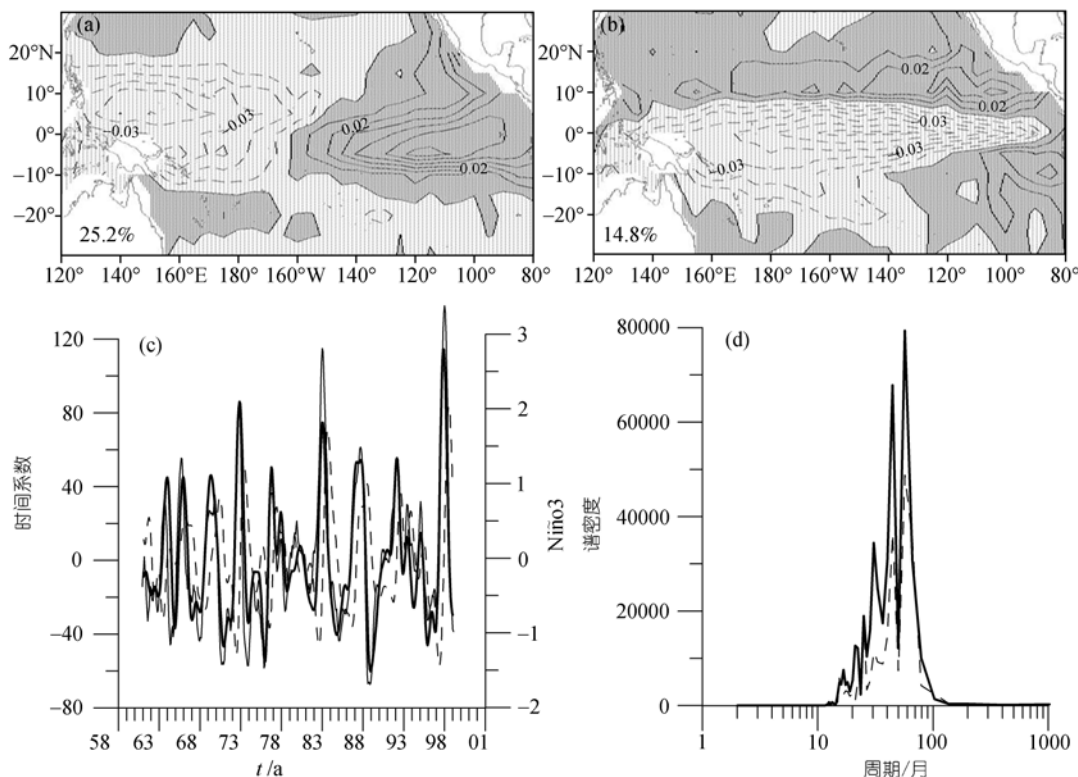


图 2 热带太平洋温跃层异常年际变率 2 个主要模态的时空分布第一模态(a)和第二模态(b)(实线为正值, 虚线为负值, 等值线间隔 0.01°C)与相应时间系数(c)及其谱分析结果(d)  
实线为第一特征向量场, 虚线为第二特征向量场, 粗实线为 Nino3

El Niño/La Niña 循环过程. 图中正 TCA 表示混合层水体深厚, 负 TCA 表示混合层水体浅薄, 由图可以清楚地看到, 1981 年 1 月, 在热带太平洋开始出现比较清晰的西深东浅的 TCA 分布, 至 1981 年 9 月赤道中西太平洋已存在显著的正 TCA, 热带东太平洋为显著的负 TCA. 1982 年 1 月, 正 TCA 中心东传至赤道太平洋中部, 负的 TCA 中心一分为二, 极值分别位于赤道两侧的美洲沿海. 1982 年 3 月赤道海域 TCA 指标极值大于+2.0℃, 赤道东太平洋北侧 12°N 附近出现显著负的 TCA, 负值中心位于北美沿岸, 指标极值小于-1.0℃. 1982 年 5 月, 正距平中心沿赤道向东传播至中东太平洋, 指标极值加强到+2.5℃, 此时 SSTa 剧增, El Niño 事件爆发. 与此同时, 位于热带东太平洋北侧的负异常中心则沿 12°N 向西传播, 指标极值小于-1.0℃, 南侧的负异常中心则逐渐减弱消失. 此时 TCA 分布型为 EOF 第二特征向量场的分布特征. 其后, 赤道中东太平洋的正异常信号继续东移, 到达赤道东太平洋东边界后加强北扩南伸, 而离

赤道北太平洋的负异常沿 12°N 继续西进, 到达热带西太平洋边界后加强南扩. 两者在 1983 年初达到最强, 指标极值分别达+5.0℃和-3.5℃, El Niño 事件进入成熟期. 此时的 TCA 分布型转变为 EOF 第一特征向量场分布特征. 此后, 赤道西太平洋指标负异常信号中心开始沿赤道东传, 同时热带东太平洋正异常中心北伸南扩, 其北侧中心沿 12°N 西进, 南侧中心逐渐减弱消失. 1984 年 9 月, 指标负异常中心已到达赤道东太平洋边界并北扩南伸, 中心指标极值小于-2.5℃, 同时沿 12°N 西进的正异常中心也到达热带西太平洋边界并加强南扩, 指标极值大于+2.0℃, 10 月一次弱 La Niña 出现, 至此完成了一次完整的 ENSO 循环. 1984 年底又出现 1981 年底出现的相同的演变过程, 并在 1986/1987 年发生了一次 El Niño 事件(图略). 注意到在 El Niño/La Niña 事件形成过程, 在赤道东太平洋南侧也出现离赤道的 TCA 指标异常中心, 但这些异常并未得到发展, 而是逐渐减弱消失.

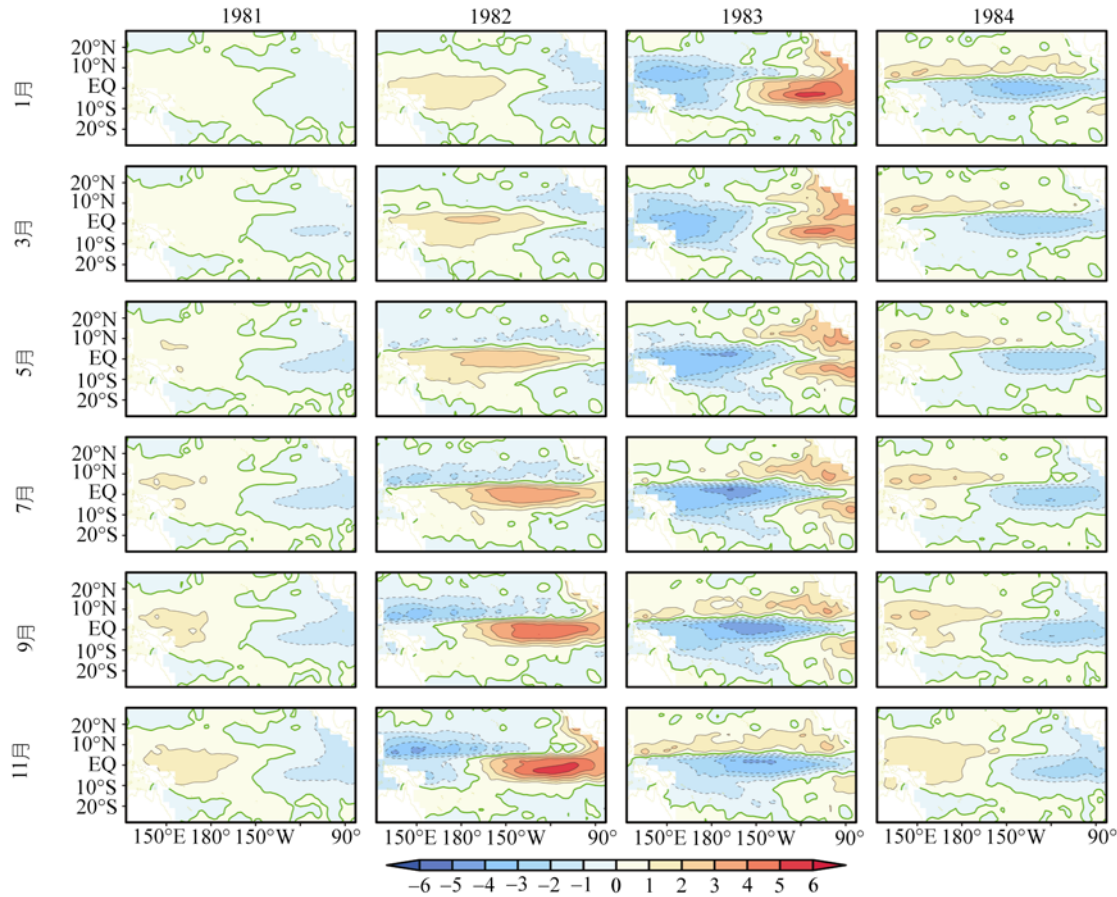


图 3 1981~1984 年热带太平洋温跃层异常演变过程图  
实线为正值, 虚线为负值, 指标指数等值线间隔 1.0℃

由此可见, TCA 第一模态确定了 El Niño/La Niña 事件的振幅, TCA 第二模态表征了循环过程的相变, 两者的共同作用构建 El Niño/La Niña 循环. 根据 El Niño 事件两个 TCA 模态的交叉谱分析结果, 第二模滞后第一模约四分之一周期, 由此用这两个模合得到 ENSO 循环热带海洋混合层水体振荡模型(图 4), 相邻两图间隔时间为八分之一周期. 图中实线表示温跃层面上温度异常偏高, 表明温跃层加深, 海洋混合层水体加厚, 虚线表示温跃层面上温度异常偏低, 表明温跃层变浅, 海洋混合层水体浅薄. 由此可见, El Niño/La Niña 循环实际上是热带太平洋混合层水体在赤道与  $12^{\circ}\text{N}$  之间的热带太平洋海盆呈反时针反复三维振荡的结果, 这种振荡表现为温跃层面上温度异常信号沿上述路线的传播. 热带太平洋混合层水体呈西浅东深时出现 El Niño 事件, 西深东浅时出现 La Niña 事件, 混合层水体沿赤道海洋深厚、沿  $12^{\circ}\text{N}$  北太平洋海盆浅薄时为 El Niño 形成阶段, 混合层水体沿赤道海洋浅薄、沿  $12^{\circ}\text{N}$  北太平洋海盆深厚时为 La Niña 形成阶段.

#### 4 热带太平洋异常风应力场的主要模态及与 ENSO 关系

首先对热带太平洋海面异常风应力场进行 1~8 年带通滤波, 去除年和年代际变率, 同时在滤波过程中也移去长期倾向, 由此获得异常风应力场的年际变率资料, 然后进行 EOF 分析. 图 5 为热带太平洋异常风应力场 EOF 前 3 个主要特征向量场及其时间系数, 图中矢量为异常风应力, 等值线为异常风应力散度, 辐散为浅色阴影, 辐合为深色阴影. 第一特征向

量场(图 5(a))占总方差贡献的 20.3%, 在赤道中、东太平洋有强劲的纬向异常风应力, 其南北两侧及东、西部边界均存在明显的经向异常风应力, 赤道以北、 $10^{\circ}\text{N}$  以南的离赤道北太平洋海域, 有显著异常越赤道风应力. 相应的异常风应力散度场, 异常离(向)赤道流场导致赤道海域的强辐散(合), 强(弱)越赤道气流导致赤道北侧海域气流的辐聚(散), 造成赤道海洋与  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋散度场出现反相的东西向带状异常. 这里我们注意到, 沿赤道太平洋与  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋带状显著反相散度场是同步出现的, 信风加强时, 越赤道气流也加强, 沿赤道太平洋辐散流场加强的同时,  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋海域辐合流场也同步加强; 信风减弱或西风异常时, 越赤道气流也减弱, 沿赤道辐散流场减弱或辐合加强的同时,  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋海域辐合或辐散流场也同步减弱或加强. 显然, 第一特征向量场实际上是热带太平洋信风异常的结果. 这一特征向量场的时间系数具显著的年际变化特征, 反映了赤道太平洋信风系统的年际变率, Nino3 与同期和后期 1~2 个月第一特征向量场之间有很好的相关关系, 最大相关系数达 0.86, 表明热带太平洋信风异常与 El Niño 之间的关系密切. 它与近 40 多年期间出现的几乎所有 ENSO 事件都一一对应. 在 1963, 1965, 1968/69, 1972/73, 1976, 1982/83, 1986/87, 1991/92, 1993, 1994/95 和 1997/98 年等 El Niño 事件过程中, 赤道太平洋为西风异常和异常向赤道气流, 造成该区显著异常辐合,  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋为异常向赤道偏 N 气流和异常风应力辐散; 而在 1964, 1967/68, 1970/71, 1973/74, 1975/76, 1984/85, 1988/89, 1995/96 和 1998 年等 La Niña 事件过程中, 赤道太平洋为东风

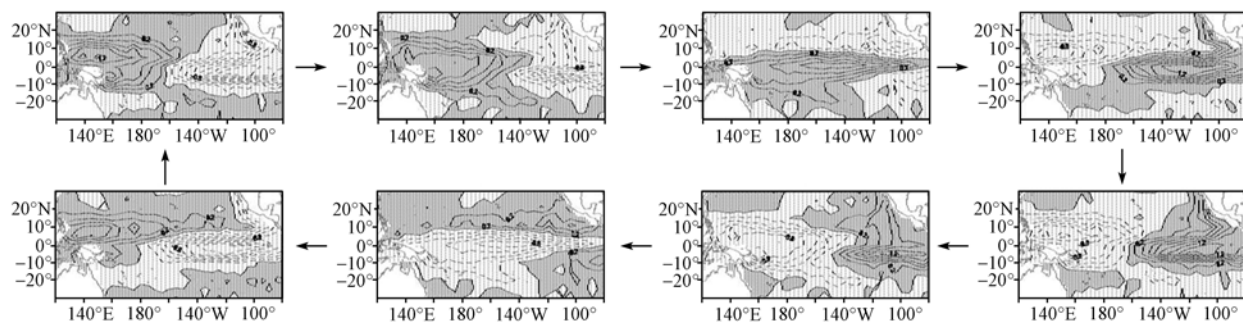


图 4 ENSO 循环期间热带海洋混合层水体振荡模型

指标指数等值线间隔  $0.2^{\circ}\text{C}$

异常和异常离赤道气流, 沿赤道太平洋为显著异常风应力辐散, 沿 5~15°N 北太平洋为离赤道偏 S 气流和异常风应力辐合. 谱分析表明, 它有 44 和 56 个月显著 ENSO 周期和 30 个月热带大气所具的准两年周期. 第二特征向量场(图 5(b))占总方差贡献的 15.0%, 其主要特征表现为, 南太平洋越赤道后的异常 SW 风应力与北太平洋异常 NE 信风应力在赤道中东太平洋北侧 5°N 及在 10~15°N 的西太平洋副热带海域交汇形成带状异常散度场. 该特征向量场主要特征出现在赤道辐合带(ITCZ)位置上, 它代表 ITCZ 的年际变率. 前期 4~5 个月第二特征向量场与 Nino3 之间有较好有意义相关关系,  $r = 0.68$ , 表明前期 ITCZ 异常有可能对 El Niño 事件产生影响. 谱分析结果表明, 它具 30, 44 和 56 个月显著周期, 表明热带大气的准两年周期最为重要, ENSO 循环周期次之. 第三特征向量场(图 5(c))

占总方差贡献的 10.0%, 其主要特征表现为以沿赤道为对称的热带太平洋显著异常风应力场, 其南北两侧分别为同相异常风应力中心, 其轴线在热带东太平洋赤道南侧向热带西太平洋赤道北侧抬升. Nino3 与前期异常风应力第三特征向量场之间无有可信的相关, 但与后期 6 个月第三特征向量场之间却有一定联系,  $r = -0.38$ . 可见, 热带太平洋风应力第三特征向量场与 Nino3 无有意义的关系, 但后期风应力异常则可能是 El Niño 事件热力异常对海面风场的作用结果. 谱分析结果表明, 它具 36, 28 个月左右的周期. 第四及以下特征向量场对总方差贡献均小于 8.9%, 它们与 Nino3 无有意义的相关. Wyrski<sup>[7]</sup>提出了信风张弛理论, 指出信风异常在 El Niño 事件形成中的重要作用, 这种作用在本文中表现为热带太平洋海面风应力第一特征向量场与 Nino3 的密切关系.

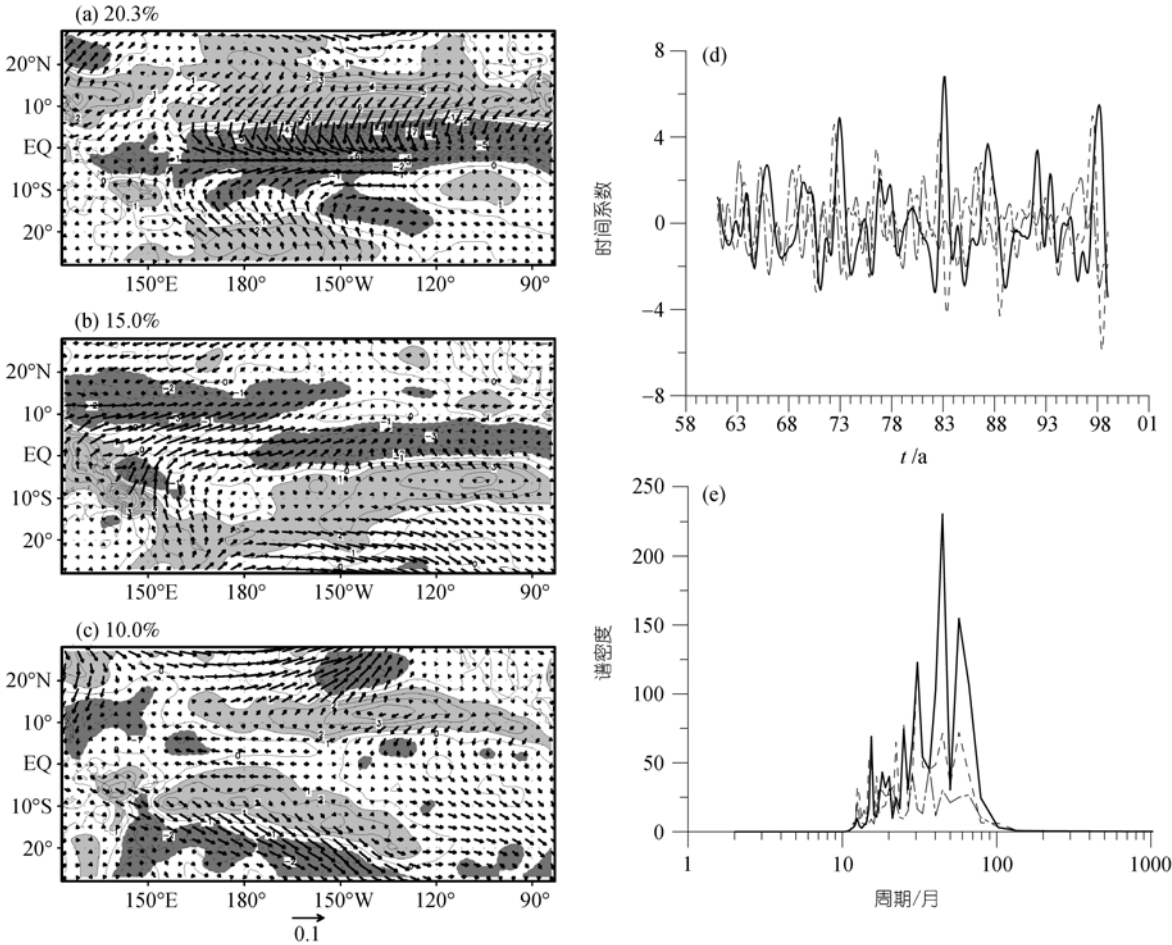


图 5

热带太平洋异常风应力场 EOF 第一(a)、第二(b)和第三(c)特征向量场(矢量为异常风应力( $10^{-1} \text{ N/m}^2$ ), 等值线为异常风应力散度(间隔  $1 \times 10^{-9} \text{ N/m}^3$ , 辐散为浅色阴影, 辐合为深色阴影)和时间系数及其谱分析结果((d), (e), 实线、虚线和点-虚线分别代表第一、二、三特征向量场)

Philander<sup>[32]</sup>多年前就已发现ITCZ的异常南移是El Niño事件发生的一个前兆,Zhang等<sup>[33]</sup>的研究进一步指出,大气经向风应力场异常可超前El Niño 6个月甚至更早出现,在赤道中东太平洋表现为异常辐合,赤道以北为北风异常风应力,赤道以南为南风异常风应力.这些结果与本文指出的热带太平洋上异常风应力第二特征向量场及其与El Niño的关系类同.由此可见,热带太平洋信风异常是导致ENSO循环的最主要因素,而南北半球经向风强弱所形成的ITCZ异常对ENSO循环也有重要的贡献.据热带太平洋异常风应力第一和第二模态的交叉谱分析结果,类同TCA,第二模也滞后第一模约四分之一周期.

## 5 热带太平洋海洋混合层水体振荡的物理过程

热带太平洋异常风应力主要特征向量场与热带太平洋温跃层异常主要特征向量场相关关系计算结果表明,前2个风应力异常特征向量场与前两个温跃层异常特征向量场之间存在有意义的相关(图6).鉴于本文的重点,我们这里主要关心风应力异常对同期(包括前、后期1个月)及后期温跃层变化的影响.由图可见,热带太平洋风应力异常第一特征向量场对ENSO的2个主要模态都有重要影响,它与同期和前期1个月TCA第一模态的有很好相关关系,最高达0.86,与后期7个月TCA第二模态也有最高达0.80的相关.前者反映了热带太平洋信风系统异常与ENSO过程的相互作用,它对ENSO事件的强度有决定性作用,后者表明热带太平洋信风异常对ENSO循环的相位变化有重要的影响.热带太平洋风应力异常第二特征向量场与同期和前期1个月TCA第二模态、与后期5个月TCA第一模态存在有意义的相关,最大相关系数分别为-0.67和0.71.据图5所示的第二特征向量场分布,在中西太平洋赤道北侧的风应力异常散度场有助于加强沿12°N北太平洋温跃层异常信号的西进,而在赤道东太平洋邻近的风应力异常散度场有助于温跃层异常信号沿赤道东移.就是说,ITCZ异常对ENSO循环的相变有一定影响,对后期ENSO的形成则有先期预兆.

图7为1981~1984年期间热带太平洋异常风应力场前两个特征向量合成的散度场演变过程,代表了信风异常和ITCZ异常对风应力异常散度场的综合作用结果,图中等值线为风应力散度,实线为辐散,>10

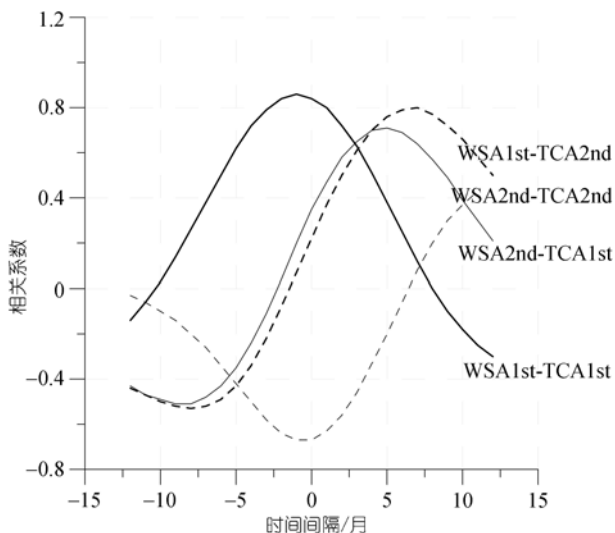


图6 热带太平洋风应力异常(WSA)前二个特征向量场与热带太平洋温跃层异常(TCA)前二个特征向量场之间的时滞相关

为深色阴影,虚线为辐合,<-10为浅色阴影.对照同期热带太平洋温跃层异常演变(图3),我们可以了解ENSO循环过程中热带太平洋海面风应力异常与温跃层异常之间的互动过程.1981年初开始,热带太平洋风应力异常首先在赤道太平洋中东部逐渐加强,在赤道太平洋出现显著异常辐散,其北侧离赤道海域出现显著异常辐合,热带太平洋风应力异常散度场总体表现为第一模态(信风异常)分布型.此时,海洋混合层内,暖水在热带西太平洋边界堆积,冷水在热带东太平洋边界涌升,热带太平洋温跃层出现西深东浅的异常分布,1981年9月在热带太平洋温跃层异常表现为西深东浅的偶极子分布.其后,赤道太平洋风应力异常强度继续加强,在5~15°N北太平洋风应力异常辐合强度也同步加强,1982年3月达最强,其后其强度逐渐减弱.此时出现相应的温跃层异常,热带西太平洋异常深中心沿赤道向东移动,热带东太平洋异常浅中心分裂为二,北侧的浅中心沿12°N西进,南侧的浅中心逐渐减小消失,热带太平洋温跃层趋南深北浅跷跷板分布,1982年5月,El Niño事件形成.1982年7月,赤道太平洋信风应力减弱并转换为西风异常,5~15°N北太平洋中东部离赤道偏S风减弱并转为向赤道偏N风异常,此时热带太平洋风应力异常散度场总体表现为热带太平洋风应力第二模态(ITCZ异常)分布型,信风异常对散度场的贡

献很小. 此时相应的温跃层异常表现为, 热带西太平洋变浅, 热带中东太平洋加深. 此后, 风应力异常散度场在赤道太平洋中东部为强带状辐合、在  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋中东部为强带状辐散, 热带太平洋温跃层异常则出现西浅东深偶极子分布, 1983 年初 El Niño 事件达到盛期. 由于位置偏西, 在  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋西部延伸到  $20^{\circ}\text{N}$  海域的风应力异常散度场与 ENSO 事件的演变无直接联系, 它是 ITCZ 异常在热带西北太平洋的表现. 其后热带太平洋异常风应力散度场和海洋温跃层异常又出现类似 1981 年 9 月至 1983 年 1 月的演变但符号相反、强度较弱的过程, 在 1984 年 10 月形成一次弱 La Niña 事件, 并于同年 12 月达 La Niña 盛期. 以上分析表明, El Niño 的形成以热带太平洋信风的加强为前提, ENSO 循环过程总是伴随信风及 ITCZ 的变化, 信风及 ITCZ 加强过程及由此导致的赤道海域异常风应力辐散和  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋异常

风应力辐合与 La Niña 事件的形成同步, 而信风及 ITCZ 减弱过程及由此导致的赤道海域异常风应力辐合和  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋异常风应力辐散与 El Niño 事件的形成同步, 当信风异常或西风异常及由此导致的赤道海域异常散度场和  $5\sim 15^{\circ}\text{N}$  北太平洋海盆反相异常风应力散度场达峰值时, ENSO 事件达成熟期.

研究表明, 海洋温跃层深度的变化主要是由异常海面风应力场驱动异常海洋动力过程导致海洋内部热力再分配造成. Wyrski<sup>[7]</sup>提出的信风张弛理论, 认为强劲信风导致暖水在西太平洋堆积, 形成由西向东的压力梯度, 一旦信风减弱或西风异常, 西太平洋暖水东流和东太平洋海水上翻减弱, 导致 El Niño 事件. Zhang 和 Levitus<sup>[24]</sup>指出 SST、风应力和海洋温跃层之间的耦合过程导致次表层热含量异常分布型, 而次表层热力异常在赤道和离赤道连续运动则提供了热带太平洋海气系统相变机制和年际记忆. Yu 和

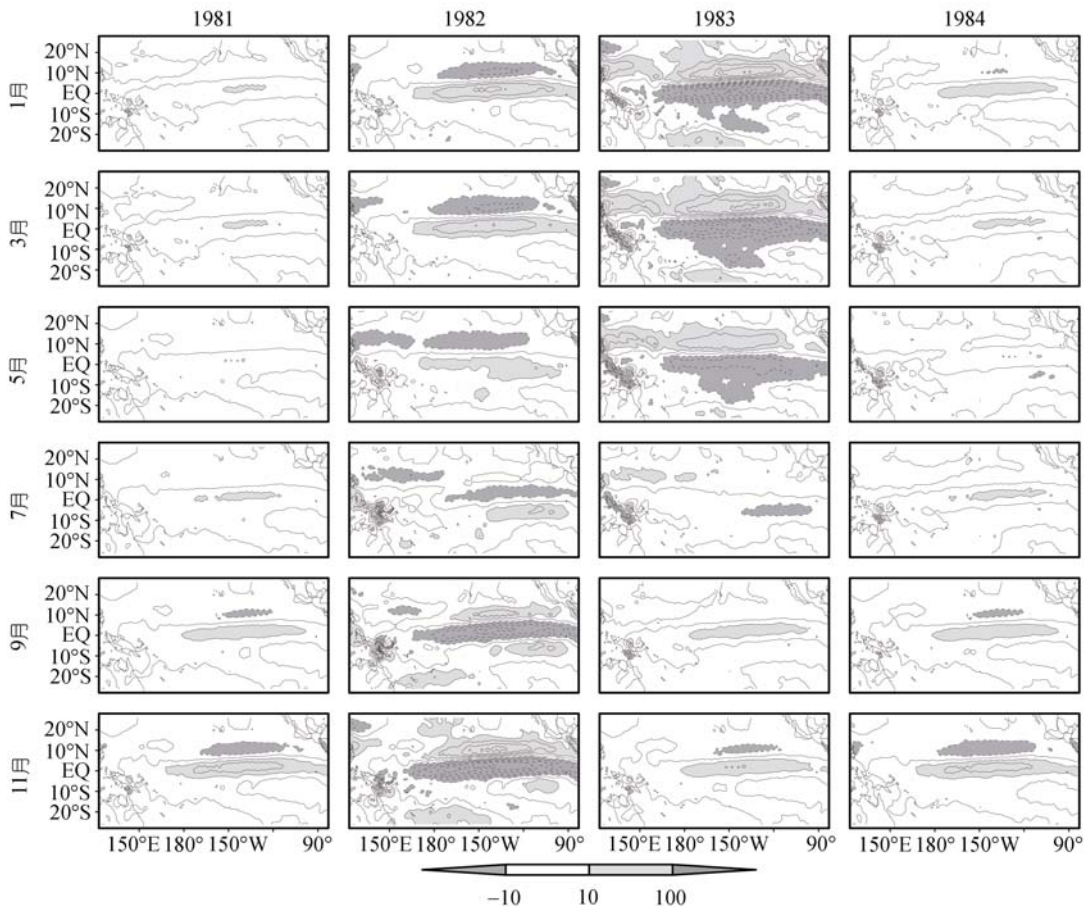


图 7 1981~1984 年期间热带太平洋异常风应力场前 2 个特征向量合成的散度场演变  
等值线间隔  $10 \times 10^{-9} \text{ N/m}^3$ , 实线为辐散,  $>10$  为浅色阴影, 虚线为辐合,  $<-10$  为深色阴影

Mechoso<sup>[25]</sup>用CGCM成功模拟了ENSO循环期间热带太平洋海气耦合过程,揭示了300 m以浅海洋热含量在赤道和10°N之间的反相同步演变过程,指出热带太平洋东部和西部边界海洋热含量异常主要由温跃层的垂直位移完成,热带太平洋海洋热含量则主要由经向、纬向和垂直平流共同作用所致,而沿10°N北太平洋海盆热含量的变化则主要是垂直平流的贡献.综合他们的研究结果,根据本文揭示的事实,我们可以清晰了解ENSO事件形成和循环过程的海洋学本质及伴随的热带海洋大气耦合过程.在El Niño事件的酝酿阶段,信风持续缓慢加强,在赤道太平洋西边界,地形阻挡促使暖水逐渐堆积,并形成垂直向下及水平离赤道平流,造成热带太平洋西部温跃层加深加宽;在赤道太平洋东边界,地形作用导致持续离岸流,冷水涌升,形成垂直向上及水平向赤道平流,造成热带太平洋东部温跃层变浅加宽.由于海洋混合层初始状况比较均匀,海洋水平平流和垂直对流很小,在热带太平洋赤道和离赤道海域均未出现温跃层的明显异常.当赤道太平洋强信风应力与西厚东薄的海洋混合层自西向东的压力梯度力达到平衡时,热带太平洋海洋温跃层异常表现为西深东浅,即La Niña状态,为其后El Niño事件准备了条件. El Niño事件的形成始于赤道中西太平洋信风减弱或西风异常,它导致海洋混合层自西向东的压力梯度力大于海面信风应力,两者失去平衡,在水体重力作用下,温跃层西部上抬、东部下降,异常暖水向东移动,由此激发El Niño事件.此时在海洋表面,由于热带西太平洋暖异常水域的存在,造成局地异常加热和该区上空对流活动加强,在其西侧产生的异常西风随着异常暖水沿赤道东移,在赤道中西太平洋出现信风减弱或西风异常,导致赤道太平洋信风异常风应力逐渐减弱并最终转为西风异常风应力,产生异常辐合,散度场由辐散逐渐转为辐合.基于热带太平洋信风异常模态,同时也导致离赤道北太平洋越赤道偏S风异常风应力逐渐减弱并最终转为偏N风异常风应力,产生异常辐散,散度场由辐合逐渐转为辐散.根据Ekman抽吸(pumping)理论,上述散度场的变化造成沿赤道海域温跃层加深和沿12°N北太平洋海盆温跃层变浅.在此过程中,海洋混合层内部动力过程的异常表现为,在热带太平洋海洋西边界,垂直向下和水平离赤道平流逐渐减弱,并最终转为垂直向上

和水平向赤道流,温跃层上抬,暖水逐渐为冷水所替代;在赤道太平洋海洋西向流、离赤道流和垂直向上平流逐渐减弱并最终转为东向流、向赤道流和垂直向下平流,温跃层加深由西向东连续传播;在热带太平洋海洋东边界,垂直向上和水平向赤道平流逐渐减弱,并最终转为垂直向下和水平离赤道流,温跃层加深,冷水逐渐变为暖水;沿12°N北太平洋海盆,离赤道偏S流逐渐减弱,并最终转为向赤道偏N流,水平辐合和垂直向下平流逐渐减弱并最终转为水平辐散和垂直向上平流,造成该带状海域温跃层变浅,由于初始温跃层东浅西深分布形势和热带太平洋温跃层西抬东降的总趋势,该带状海域温跃层变浅过程表现为由东向西连续传播.此时,温跃层在赤道太平洋由浅变深、沿12°N北太平洋海盆由深变浅,呈南深北浅跷跷板分布.其后,深厚温跃层沿赤道传至太平洋东边界受地形作用离赤道扩展,同时浅薄温跃层沿12°N传至北太平洋西边界受地形作用向赤道扩展,完成混合层水振荡信号的经向传播.至此,热带太平洋温跃层异常表现为西浅东深偶极子分布,形成El Niño事件.由于混合层水体振荡重力惯性力的作用,到达热带西太平洋的异常冷水继续沿赤道向东移动,温跃层西部下降、东部上抬.此时在海洋表面,热带西太平洋冷异常水域的存在造成该区上空对流活动转为下沉气流,其西侧产生的异常东风随着冷海水沿赤道东移,赤道中西太平洋信风异常,赤道太平洋西风异常风应力逐渐减弱并最终转为信风异常风应力,产生异常辐散,散度场由辐合逐渐转为辐散,同时沿12°N北太平洋海盆偏N风异常风应力逐渐减弱并最终转为偏S风异常风应力,产生异常辐合,散度场由辐散逐渐转为辐合.由此产生的Ekman抽吸促使沿赤道海洋温跃层变浅和沿12°N北太平洋海盆温跃层加深.在海洋内部则经历相应的动力过程异常,最后形成La Niña事件,完成ENSO事件的相变过程,形成一个完整的ENSO循环.这里,我们特别注意到,在ENSO循环过程中,源于热带西太平洋热力异常与海面风场之间的相互作用,El Niño(La Niña)事件总是伴随热带中西太平洋西(信)风异常的出现,这些异常风场随着混合层的振荡沿赤道由西向东扩展,导致热带太平洋信风应力异常,造成赤道海洋风应力场异常辐合(散)和5~15°N北太平洋风应力场异常辐散(合),产生有利于同步温跃层变化的散度场,反过来



等<sup>[27]</sup>和李崇银<sup>[28]</sup>的研究也指出,形成El Niño/La Niña事件的海温异常信号在温跃层面上从西太平洋沿赤道东传至东太平洋然后离赤道传播的同时,有反号的海温异常信号沿南北纬 $10^{\circ}$ 西传,然后再转向赤道传播,从而构成完整的循环.但他们仍未给出这种赤道外海温异常信号向西传播事实的合理解释.一般认为,在热带太平洋次表层海温异常信号的传播,沿赤道为Kelvin波,沿 $12^{\circ}\text{N}$ 为Rossby波.但观测表明,El Niño/La Niña循环的速度沿赤道较Kelvin波慢,沿 $12^{\circ}\text{N}$ 北太平洋海盆比Rossby波快.

为什么温跃层异常信号在赤道和 $12^{\circ}\text{N}$ 北太平洋海盆之间呈反时针循环?为什么这种循环不出现在赤道南侧?本文结果表明,它与热带太平洋特定的盛行风场有密切关系.如所周知,在热带太平洋海面,南半球的信风远强于北半球的信风,由于地转偏向力,SE信风越过赤道并转向为偏S气流.在此基本流场基础上的热带太平洋异常风应力及其散度场主要模态则表现为图5所示之第一特征向量场空间分布,信风加强时,沿赤道太平洋表现为东风异常,由于地转偏向力产生异常辐散场, $5\sim 15^{\circ}\text{N}$ 北太平洋海面,强越赤道异常偏S气流导致该海域流场辐聚并产生异常辐合场.反之,信风减弱时,赤道太平洋表现为西风异常和异常辐合流场, $5\sim 15^{\circ}\text{N}$ 北太平洋海面向赤道异常偏N气流产生异常辐散流场.其结果导致离赤道北太平洋海盆出现与赤道海洋反相的异常风应力散度场,造成赤道太平洋与 $12^{\circ}\text{N}$ 北太平洋海盆之间海洋温跃层反相变化,最终形成观测到的赤道北侧混合层水体的反时针振荡.由图3和4可以看到,由于地形阻挡作用,到达赤道东太平洋东岸海域的混合层水体信号是同时向南、向北传播的,但由于北太平洋信风无力越过赤道进入南太平洋,赤道南侧离赤道海域不存在与赤道太平洋反相的异常风应力散度场.因此,上述在东边界向赤道南侧传播的温跃层异常信号只是在原地逐渐减弱消失,而不能形成在赤道南侧的循环.

根据混合层水体振荡模型,水体振荡过程中的传播速度基本上是等速的,因此,我们也可以理解沿赤道东传和沿 $12^{\circ}\text{N}$ 北太平洋海盆西传速度相近之事实.乔方利等<sup>[34]</sup>也发现在El Niño/La Niña期间有显著海平面高度异常信号在北太平洋副热带海域迅速向西传播的现象,其速度远大于同一纬度Rossby波速.

实际上,这一海平面高度场异常的向西传播,就是热带太平洋混合层水体振荡在海面高度场上的表现.同时,根据混合层水体振荡模型也不难理解1980年代以来ENSO事件的振幅和周期加大及出现中断现象的原因.水体振荡的传播速度,主要取决于水体海面初始倾斜的幅度及伴随的海气耦合过程产生的作用力,前者是水体运动惯性振荡的原动力,后者是克服水体阻力进而加强和维持振荡的动力.在特定的水平尺度内,振幅越大,周期越长.由于20世纪70年代末期前后的气候跃变后,信风异常的强度加大,由此导致与之相平衡的热带西太平洋暖水堆积加厚,混合层水体振荡的初始振幅加大,周期也必然加长.就维持混合层振荡的动力作用来说,一旦由于某种大气或海洋的原因,当海气耦合过程产生的作用力大于水体阻力时,混合层水体振荡将加强,振幅加大,周期变长;当海气耦合过程产生的作用力不足以克服水体阻力,则混合层水体重力惯性力将减弱,振荡将减幅,直至停止,最终导致观测到的ENSO循环中断现象.我们(赵永平等<sup>[21]</sup>,陈永利等<sup>[22]</sup>)的研究还表明,ENSO循环的强度、周期及中断现象还与热带太平洋温跃层异常的年代际变化有密切关系,鉴于本文重点,这里不予讨论.

综上所述,我们可以结论:ENSO循环实质上是由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 $12^{\circ}\text{N}$ 之间热带太平洋海盆内的反时针惯性振荡.信风异常造成海面倾斜,提供了混合层水体振荡初始位能,同时造成沿赤道太平洋和沿 $5\sim 15^{\circ}\text{N}$ 北太平洋反相的同步显著异常散度场,限定了水体振荡的路线.热带太平洋海气耦合过程提供了加强并维持振荡和克服阻力的动力.水体振荡和海气耦合过程为ENSO循环提供了相变和年际记忆机制.ITCZ主要对ENSO循环中的相变过程有一定影响.

本文的结果揭示了热带太平洋海洋混合层水体在特定的海面异常风应力作用下产生振荡导致ENSO循环的基本模型,为深入了解在ENSO循环过程中热带太平洋海洋混合层水体振荡及海洋和大气相互作用具体物理过程,需作进一步动力学分析和数值模拟研究.

## 参 考 文 献

- 1 Gu D, Philander S G H. Secular changes of annual and interannual

- variability in the tropics during the past century. *J Clim*, 1995, 8(4): 864—876 [\[DOI\]](#)
- 2 Wang B, Wang Y. Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *J Clim*, 1996, 9: 1586—1598 [\[DOI\]](#)
- 3 An S I, Wang B. Interdecadal changes of the structure of the ENSO mode and impact on the ENSO frequency. *J Clim*, 2000, 13: 2044—2055 [\[DOI\]](#)
- 4 李晓燕, 翟盘茂. ENSO 事件指数与指标研究. *气象学报*, 2000, 58(1): 102—109
- 5 Kessler W S. Is ENSO a cycle or a series of events? *Geophys Res Letter*, 2002, 29(23), 2125, doi:10.1029/2002GL015924
- 6 Bjerknes J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 1966, 18: 820—829
- 7 Wyrski K. El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *J Phys Oceanogr*, 1975, 5: 572—584
- 8 Suarez M J, Schopf P S. A delayed action oscillator for ENSO. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 3283—3287 [\[DOI\]](#)
- 9 Weisberg R H, Wang C. A western Pacific oscillator paradigm for El Niño-Southern Oscillation. *Geophys Res Lett*, 1997, 24: 779—782 [\[DOI\]](#)
- 10 Picaut J, Masia F, Penhoat Y D U. An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. *Science*, 1997, 277: 663—666 [\[DOI\]](#)
- 11 Jin F F. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: conceptual Model. *J Atmos Sci*, 1997, 54: 811—829 [\[DOI\]](#)
- 12 Chao Y, Philander S G H. On the structure of the Southern Oscillation and evolution of coupled ocean-atmosphere models. *TOGA Notes*, 1991, (3): 1—8
- 13 Masumoto Y, Yamagata T. On the origin of a model warm ENSO in the western Pacific. *J Meteor Soc Japan*, 1991, 69: 197—207
- 14 Zhang R H, Chao J P. Mechanisms of the interannual variations in a simple air-sea coupled model in the tropics. In: Ye D Z, ed. *Climate Variability*. Beijing: China Meteorological Press, 1993. 236—244
- 15 Huang R H, Zang X Y, Zhang R H, et al. The westerly anomalies over the tropical Pacific and their dynamical effect on the ENSO cycle during 1980~1994. *Adv Atmos Sci*, 1998, 15: 135—151 [\[DOI\]](#)
- 16 张人禾, 黄荣辉. El Niño 事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 I. 资料诊断和理论分析. *大气科学*, 1998, 22: 597—609
- 17 Zhang R H, Zhao G, Tan Y K. Meridional wind stress anomalies over tropical and the onset of El Niño part I. Data analysis. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 167—180
- 18 严邦良, 黄荣辉, 张人禾. El Niño 事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 II. 模式结果分析. *大气科学*, 2001, 25: 160—172
- 19 Zhang Y, Wallace J M, Bstisti D S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J Clim*, 1997, 10(5): 1004—1020 [\[DOI\]](#)
- 20 White W B, Cayan D R. Quasi-periodicity and global symmetries in interdecadal upper ocean temperature variability. *J Geophys Res*, 1998, 103(10): 21335—21354 [\[DOI\]](#)
- 21 赵永平, 吴爱明, 陈永利, 等. 热带太平洋气候变率的三类模态及与 ENSO 强度变化的关系. *热带海洋学报*, 2003, 22(4): 1—9
- 22 陈永利, 赵永平, 张勤宁, 等. 赤道太平洋次表层海温异常年际和年代际变率特征与 ENSO 循环. *海洋学报*, 2005, 27(2): 39—45
- 23 Zeiak S E. Ocean heat content variability and El Niño cycles. *J Phy Oceanogr*, 1989, 19: 475—486 [\[DOI\]](#)
- 24 Zhang R H, Levitus S. Interannual variability of the coupled tropical pacific ocean-atmosphere system associated with the El Niño-Southern Oscillation. *J Clim*, 1997, 10: 1312—1330 [\[DOI\]](#)
- 25 Yu J Y, Mechoso C R. A coupled atmosphere-ocean GCM study of the ENSO cycle, *J Clim*, 2001, 14: 2329—2350 [\[DOI\]](#)
- 26 巢纪平, 巢清尘. 热带西太平洋对风应力响应动力学. *大气科学*, 2002, 26(2): 145—160
- 27 巢纪平, 袁绍宇, 巢清尘, 等. 热带西太平洋暖池次表层暖水的起源——对 1997/1998 年 ENSO 事件的分析. *大气科学*, 2003, 27(2): 145—151
- 28 李崇银. 关于 ENSO 本质的进一步研究. *气候与环境研究*, 2002, 7(2): 160—173
- 29 Carton J A, Chepurin G, Cao X, et al. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950~1995, Part 1. methodology. *J Phys Oceanogr*, 2003, 30: 294—309 [\[DOI\]](#)
- 30 Carton J A, Chepurin G, Cao X. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950~1995 Part 2. results. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 311—326 [\[DOI\]](#)
- 31 Qian W H, Zhu Y F, Liang J Y. potential contribution of maximum subsurface temperature anomalies to the climate variability. *Int J Climatol*, 2004, 24: 193—212 [\[DOI\]](#)
- 32 Philander S G H. El Niño southern Oscillation phenomena. *Nature*, 1983, 302: 295—301 [\[DOI\]](#)
- 33 Zhang R H, Zhao G. Meridional wind stress anomalies over tropical Pacific and the onset of El Niño, part II. Dynamical analysis. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 1053—1065 [\[DOI\]](#)
- 34 乔方利, 于卫东, 袁业立. 厄尔尼诺/拉尼娜信号循环回路及其传播特性研究. *海洋学报*, 2004, 24(4): 1—8