

ENSO 循环的数值模拟 I : 水平结构演变

杨修群

谢倩

(南京大学大气科学系, 南京, 210093) (空军气象学院, 南京, 211101)

摘 要

利用发展的包含海洋表面边界层和大气辐合反馈过程的热带太平洋海气耦合距平模式, 对 ENSO 循环进行了模拟。通过 30a 积分, 耦合模式所展示的热带太平洋海气耦合系统的 ENSO 循环的水平结构演变特征和观测事实甚为一致, 成功地模拟出了 ENSO 循环的冷暖态的发生发展、衰亡及相互转换等各个位相的动力和热力场的水平结构及其对季节循环的依赖性特征。本文数值模拟结果表明, ENSO 循环的主要动力学过程可由热带海气相互作用系统自身所确定。ENSO 循环的正确模拟是揭示其形成机制的前提。

关键词: 海气耦合模式, ENSO 循环, 水平结构, 数值模拟。

1 引 言

ENSO 循环形成机制是当代 ENSO 动力学研究的关键性问题。观测事实表明: ENSO 不仅仅是单个事件问题, 而且是一种循环, 且该循环是一个涉及 3—4a 周期振荡的甚低频变化(LF)、准两年振荡(QB)以及年循环(AC)的多重时间尺度相互作用过程^[1-4]。因此, 要正确揭示 ENSO 循环的产生机制必须使用海气耦合模式, 且耦合模式必须有能力强重现 ENSO 循环的包括其水平结构及其变化性的基本特征。然而, 由于“气候漂移”等诸多问题的困扰, 至今耦合模式要成功模拟 ENSO 循环还显得相当不易。虽然早期简单耦合模式也获得了某些低频变化性^[5-9], 但直到近年来, 才成功捕捉到类似于 ENSO 的甚低频振荡模态^[10, 11], 并认为该模态是耦合系统背景态失稳产生的自激振荡现象, 主要是线性波动力学的结果^[11-13]。该结果被归纳为一个特征值问题的“时滞振子”方程^[14, 15], 因此, “时滞振子”假说曾一度受到人们特别的关注。但该理论存在的问题是: (1) 所模拟出的低频变化性仅抓住了一种时间尺度过程, 难以解释 ENSO 的多重时间尺度并存; (2) 其中的赤道中西太平洋弱海气相互作用的假定与事实不符, 理论基础脆弱。文献[16]从另一角度研究了耦合系统的性质, 指出了非线性特性可能决定了系统的频率选择; 文献[17]使用 CGCM 也初步成功地模拟出类似于 ENSO 循环的甚低频变化性, 并指出模拟 ENSO 循环演变中不存在“时滞振子”理论描述的过程; 作者特征分析研究也表明, 线性耦合系统不存在类似于 ENSO 水平结构的甚低频不稳定模态^①。因此, “时滞振子”理论又受到了人们的怀疑。

•初稿时间: 1994 年 1 月 18 日; 修改稿时间: 1994 年 7 月 7 日。

资助课题: 国家攀登项目和国家自然科学基金项目。

① 杨修群等, 热带太平洋线性海气耦合系统的主模和 ENSO, 1993。

由此可见,至今为止,还未形成一个关于 ENSO 循环形成机制的公认的理论。造成这种现状的原因在于绝大多数模式仅抓住了耦合系统的一种或另一种模态,均未能给 ENSO 循环作出接近于实际的模拟。因此,要正确揭示 ENSO 循环形成机制,就要求耦合模式不仅能成功模拟 ENSO 的水平结构、发生发展的季节依赖性,还要能模拟 ENSO 变化的谱即多重时间尺度变化性。基于这一观点,本文将发展一个热带海气耦合异常模式,在真实气候背景态和参数域内,力求对 ENSO 循环作出更接近于实际的模拟。这里将主要给出 ENSO 循环水平结构演变的模拟特征,而其变化性及其形成机制将另文描述。

2 海气耦合模式方程组及求解方案

本文使用的海洋模式是一个线性的并考虑约化重力的浅水方程组,上层海洋被分成两层,即具有固定深度($H_1 = 50\text{m}$)的表面层(下标“1”表示)和位于静止的无限深层海水之上的次表面层(平均深度 $H_2 = 100\text{m}$,用下标“2”表示),在赤道 β 平面上两层平均的洋流($V = (H_1V_1 + H_2V_2)/H_0$)控制方程组可写为

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \beta y k \wedge V + g' \nabla h = \frac{\tau}{\rho H_0} - rV \quad (1)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H_0 \nabla \cdot V = -rh \quad (2)$$

而上下两层切变流($V_s = V_1 - V_2$)的控制方程组可写为

$$r_s V_s + \beta y k \wedge V_s = \frac{\tau}{\rho H_1} \quad (3)$$

其中 g' ($= 0.0556\text{ms}^{-2}$)为约化重力加速度, H_0 ($= H_1 + H_2$)表示上层海洋平均深度(150m), τ 为风应力矢量, h 为斜温层深度扰动(正表示加深), r ($= 1/2.5\text{a}^{-1}$)、 r_s ($= 1/2\text{d}^{-1}$)分别表示摩擦系数。显然,方程组(1)–(3)描述了线性赤道上层海洋在风应力强迫下的洋流运动特征,其中略去了温度变化引起的浮力效应,而简单以约化重力代之,因而使得动力学和热力学方程组没有直接的耦合。描写关于气候态的偏差海表温度预报方程的非线性完整形式为

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & -\bar{V}_1 \nabla T - V_1 \nabla (\bar{T} + T) - [M(\bar{w}_s + w_s) - M(\bar{w}_s)] \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \\ & - M(\bar{w}_s + w_s) \frac{\partial T}{\partial z} - \alpha_s T \end{aligned} \quad (4)$$

其中上翻(或下翻)流速度 w_s 可表示为 $w_s = H_1 \nabla \cdot V_1$, 函数 $M(x)$ 的形式为

$$M(x) = \begin{cases} x, & x \geq 0 \\ 0, & x < 0 \end{cases} \quad (5)$$

表示只有垂直上翻效应才能引起表面温度变化,上标“-”表示气候态, α_s 为热力衰减系数($= 1/125\text{d}^{-1}$),而根据文献[8],式(4)中异常温度垂直梯度 $\partial T/\partial z$ 可由平均斜温层深度(H)及斜温层深度异常(h)的参数化形式决定。

本文使用的大气方程组取为非定态的热带大气第一斜压垂直模,对于该垂直模,对流层高层和高层的流场正好反位相,但最大加热位于对流层中层,第一斜压模能反映热带大气热力强迫形成的大尺度环流的主要特征。在赤道 β 平面上,该方程组可写为

$$\frac{\partial V_a}{\alpha} + \beta y k \wedge V_a = -\nabla \Phi - \epsilon V_a \quad (6)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\alpha} + C_a^2 \nabla \cdot V_a = -Q - \epsilon \Phi \quad (7)$$

这里 V_a 为大气风矢量, Φ 为动压力, $C_a (= 60 \text{ ms}^{-1})$ 为大气自由波速, ϵ 为衰减系数并取为 $1/2d^{-1}$, Q 为非绝热加热, 它包括两部分: 一部分为海表温度异常 (T) 等外强迫引起的凝结潜热加热, 另一部分为大气内部辐合 (D) 反馈机制引起的凝结潜热加热。这样 Q 可一般地写为

$$Q = \gamma T + \alpha C_a^2 [M(-\bar{D} - D) - M(-\bar{D})] \quad (8)$$

其中辐合反馈考虑了平均辐合带 (\bar{D}) 的效应, 系数 α, γ 取值同文献 [8]。

海气耦合过程为: 风应力驱动洋流运动, 从而引起海表温度异常, 而异常的海表温度引起的大气加热场异常又强迫大气产生新的风应力变化。风应力 τ 据整个公式可写为

$$\tau = \rho_a C_D |V_a| V_a \quad (9)$$

其中 ρ_a 为大气密度, $C_D (= 1.5 \times 10^{-3})$ 为拖曳系数, 而大气加热场和海温 T 的关系由公式 (8) 给出。

本文模式海洋为一盆状区域, 其范围取为: $122.5^\circ\text{E} - 180 - 82.5^\circ\text{W}$, $27.5^\circ\text{S} - 27.5^\circ\text{N}$, 基本对应于热带太平洋, 其中部分考虑了澳洲及南美附近的真实海岸形状, 并采用刚体边界条件。模式大气具有全球纬向带状分布, 南北向范围和海洋完全相同。模式是在格点空间求解的, 变量分布采用跳点的 C 格式, 并采用等距网格系统, 格距取为 550km 。模式动力学方程组的时间积分采用半隐式方案, 而海表温度方程采用简单的中心差方案。海洋和大气模式的运行采用同步耦合计算方案, 时间步长均取为 1h 。

耦合模式尤其是海表温度模式是一关于正常气候态的偏差(或距平)模式, 涉及到的气候态包括: 海表温度、表层洋流、上翻流、垂直温度梯度、斜温层深度以及大气表层散度。其中气候场包含正常的年循环(即正常的季节变化)过程, 且在模式积分中每隔 1d 变化一次, 其值根据相邻两月平均场线性内插而得。

值得指出的是, 本文海气耦合模式与 ZC 模式^[10]至少存在以下差别: (1) 本文大气模式不再使用准定态平衡模式, 引入了时间导数项, 从而考虑了大气波动的影响; (2) 辐合反馈效应采用显示处理方案; (3) 不再使用长波近似假设; (4) 耦合模式积分采用同步耦合方案; (5) 考虑了较为真实的海岸形状; (6) 拖曳系数 C_D 取得比 ZC 模式小。显然, 本文模式的处理特别是上述诸方面的改进更近于实际, 因而其模拟结果应更为客观。

3 模式 ENSO 循环的水平结构演变

利用上述热带太平洋海气耦合模式对 ENSO 循环的演变过程进行了模拟。耦合模式被积分了 30a , 其中初始场仅给定了一个位于 $145^\circ\text{E} - 165^\circ\text{W}$ 范围内的西风异常分布, 且这一异常场在耦合模式积分过程中维持了 4 个月(即模式第一年的 1—4 月)之后被撤消, 让系统自由演变, 因而系统将不存在任何外强迫源。显然, 这样的模式揭示的 ENSO 循环演变过程应是海气耦合系统内部固有的动力学现象。耦合模式确实成功地模拟出了类似于 ENSO 变化性的不规则的年际振荡现象, 随着模式初始阶段的强迫产生的增暖消失以

后,系统即进入一非规则的振荡状态之中,30a 中有 9 次暖事件,对应的主周期为 40 个月^②。由于系统处于一个准周期振荡状态,因此,其水平结构演变特征可任选一次模式 ENSO 循环过程加以显示,例如,模式 26—28 年即为一次 El Nino 的发生发展、衰亡以及随后的一次反 El Nino 建立发展的循环过程。虽然这种选择具有个例特征,但却是具有代表性的,因为模式的每一循环过程基本类似。以下将对这一循环过程的基本特征加以分析。

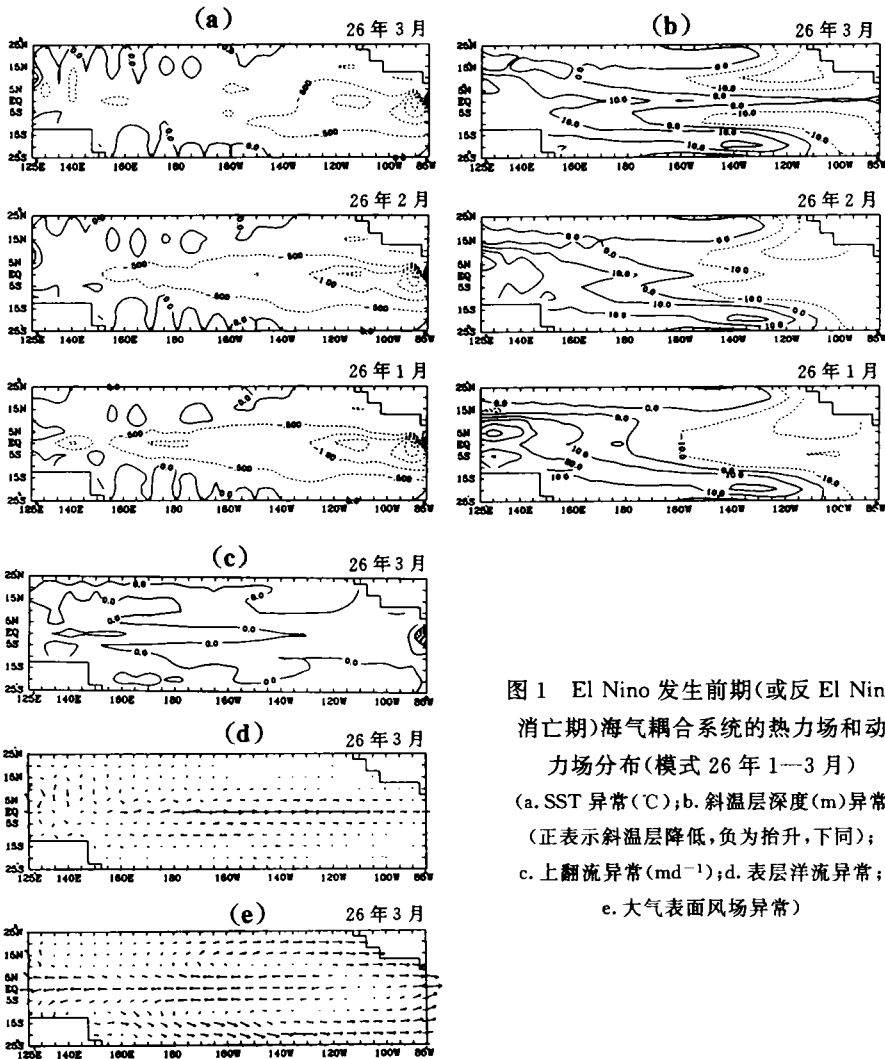


图 1 El Nino 发生前期(或反 El Nino 消亡期)海气耦合系统的热力场和动力场分布(模式 26 年 1—3 月)
 (a. SST 异常(°C); b. 斜温层深度(m)异常(正表示斜温层降低,负为抬升,下同);
 c. 上翻流异常(md⁻¹); d. 表层洋流异常;
 e. 大气表面风场异常)

② 杨修群等, ENSO 循环的数值模拟(I)——变化性及时间尺度选择机制, 1994。

3.1 El Nino 发生前期

模式 26 年 1—3 月是 El Nino 发生的前期阶段,由图 1a 的海温异常可见,El Nino 前期赤道中东太平洋大范围区域为负海温距平所控制,但随着由冬季向春季的过渡,这种负海温异常逐渐东缩减弱而趋于消亡;由图 1b 斜温层深度异常分布可见,此时东太平洋为负而西太平洋为正,对应于东部斜温层抬升,西部降低,但随着向春季的过渡,赤道地区斜温层深度有降低的信号自西向东传播,到 3 月份该信号已达南美沿岸;此时上翻流正异常主要位于赤道中西部地区,且最大正异常中心随时间增加有向西偏移的现象,东太平洋上翻流接近于正常(图 1c);表层洋流异常(图 1d)和大气表面风场异常(图 1e)在赤道中太平洋方向趋于相反,即洋流异常为向东分量,而大气异常为向西分量。

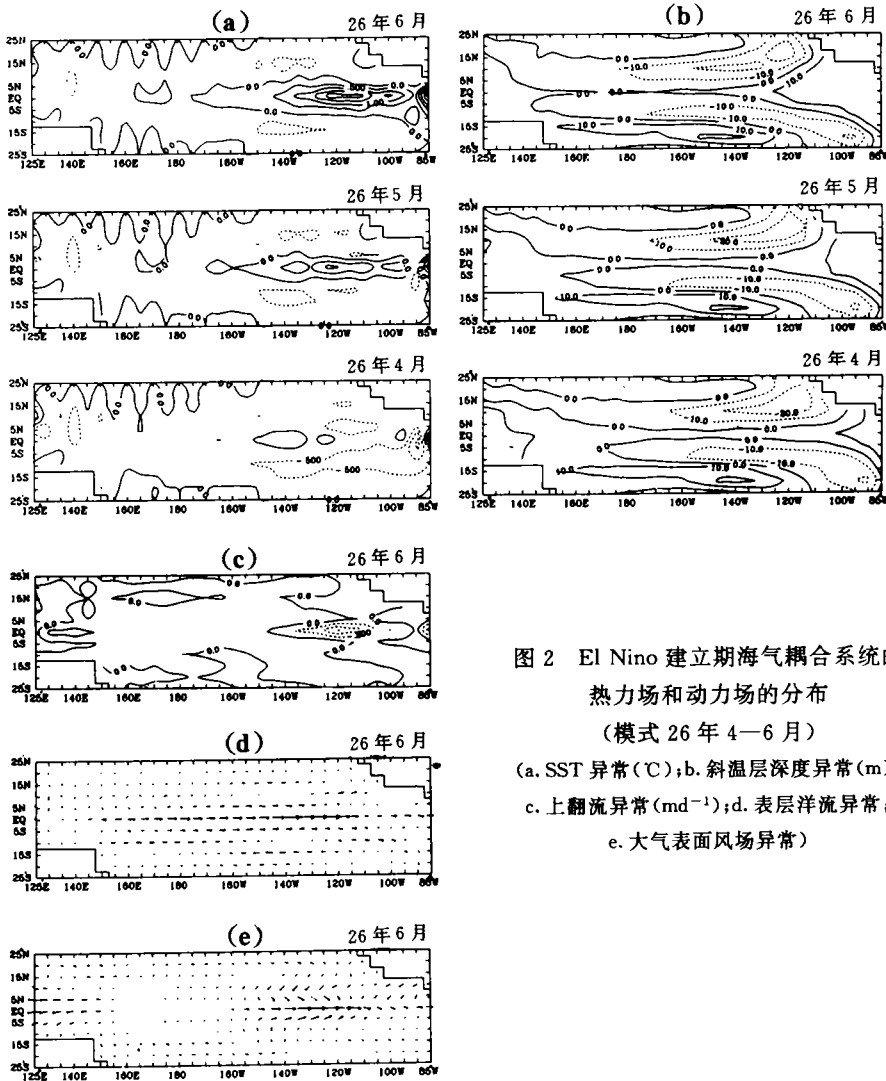


图 2 El Nino 建立期海气耦合系统的热力场和动力场的分布
(模式 26 年 4—6 月)
(a. SST 异常(°C); b. 斜温层深度异常(m);
c. 上翻流异常(md^{-1}); d. 表层洋流异常;
e. 大气表面风场异常)

3.2 El Nino 建立期

模式 26 年 4—6 月份是赤道中东太平洋海温增暖的产生和建立阶段, 尤其是 4 月份, 是耦合系统自“冷态”向“暖态”的过渡季节。由图 2a 可见, 原先的 SST 负异常到 4 月份在赤道地区已基本消失, 代之的是一些弱的 SST 正异常分布, 到 5 月份东太平洋 SST 异常已发展至纬向大片区域, 至 6 月份 SST 异常范围继续扩大并向西扩展至日界线附近, 其最大中心已超过 $+2.0^{\circ}\text{C}$, 至此, 一个典型 El Nino 型海温异常已初步建立; 由图 2b 可见, 此时赤道东太平洋斜温层明显降低, 且随着 SST 不断增暖, 降低的信号自南美沿岸有向西扩展的迹象, 而赤道两侧为负异常分布, 反映了斜温层抬升, 且这种抬升的信号也缓慢的向西扩展, 这种最大 SST 异常中心东部的赤道正深度扰动和西部赤道两侧的负深度扰动事实上分别反映了海洋 Kelvin 波和 Rossby 波经向结构特征; 由图 2c 可见, 至 6 月份原来东太平洋接近于正常的上翻流已明显受到抑制, 上翻流速度减小了 0.4md^{-1} 以上; 此时表层洋流主要为向东分量异常 (图 2d), 大气表层原先的东风异常已逐渐减弱西移, 而原先位于南美沿岸附近的西风异常逐渐西移, 从而占据在整个赤道东太平洋区域, 且赤道两侧还有明显的异常经向风辐合 (图 2e)。因此, 海洋和大气两流场由 El Nino 产生前期的负相关、过渡季节 (4 月份) 的接近正交 (即位相差 $\pi/2$), 演变至 6 月份高度正相关, 而这种正相关正是 El Nino 得以不稳定发展的主要原因。随着 El Nino 的发生发展, 赤道东太平洋有明显的异常辐合产生, 这种异常正好对应着北半球 ITCZ 位置南移, 而赤道干旱带缩小。

3.3 El Nino 成熟期

北半球夏秋季节也正是模式 El Nino 的成熟期, SST 异常已扩展至赤道中东太平洋大部地区, 最大海温异常位于东太平洋及南美沿岸, 中心达 $+3.0^{\circ}\text{C}$ 左右。这一海温异常形式十分类似于文献 [18] 根据观测资料合成的 El Nino 成熟期位相分布 (图 3a)。斜温层深度异常仍表现为东部降低而西部赤道两侧抬升的形式, 但由于系统的不稳定发展, 异常振幅已明显增大 (图 3b)。赤道东太平洋上翻流继续减弱, 且在负异常中心的两侧伴有正异常中心的出现, 这种在 El Nino 成熟期出

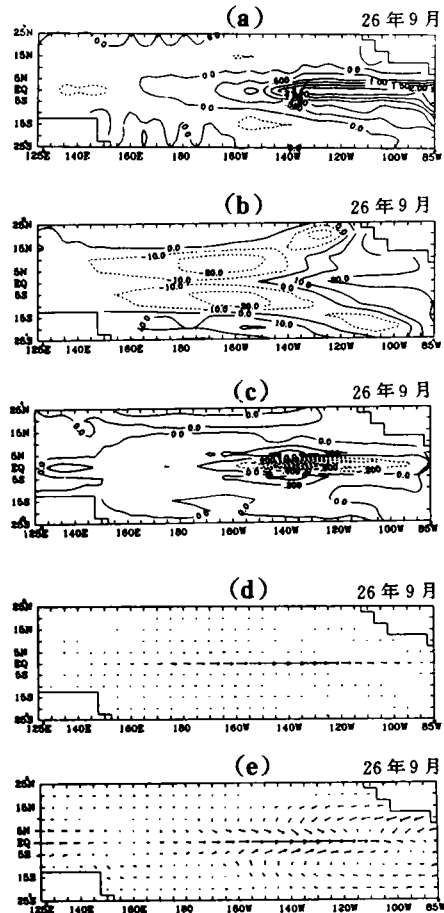


图 3 El Nino 成熟期海气耦合系统的热力场和动力场的分布 (模式 26 年 9 月)

- (a. SST 异常 ($^{\circ}\text{C}$); b. 斜温层深度异常 (m);
c. 上翻流异常 (md^{-1}); d. 表层洋流异常;
e. 大气表面风场异常)

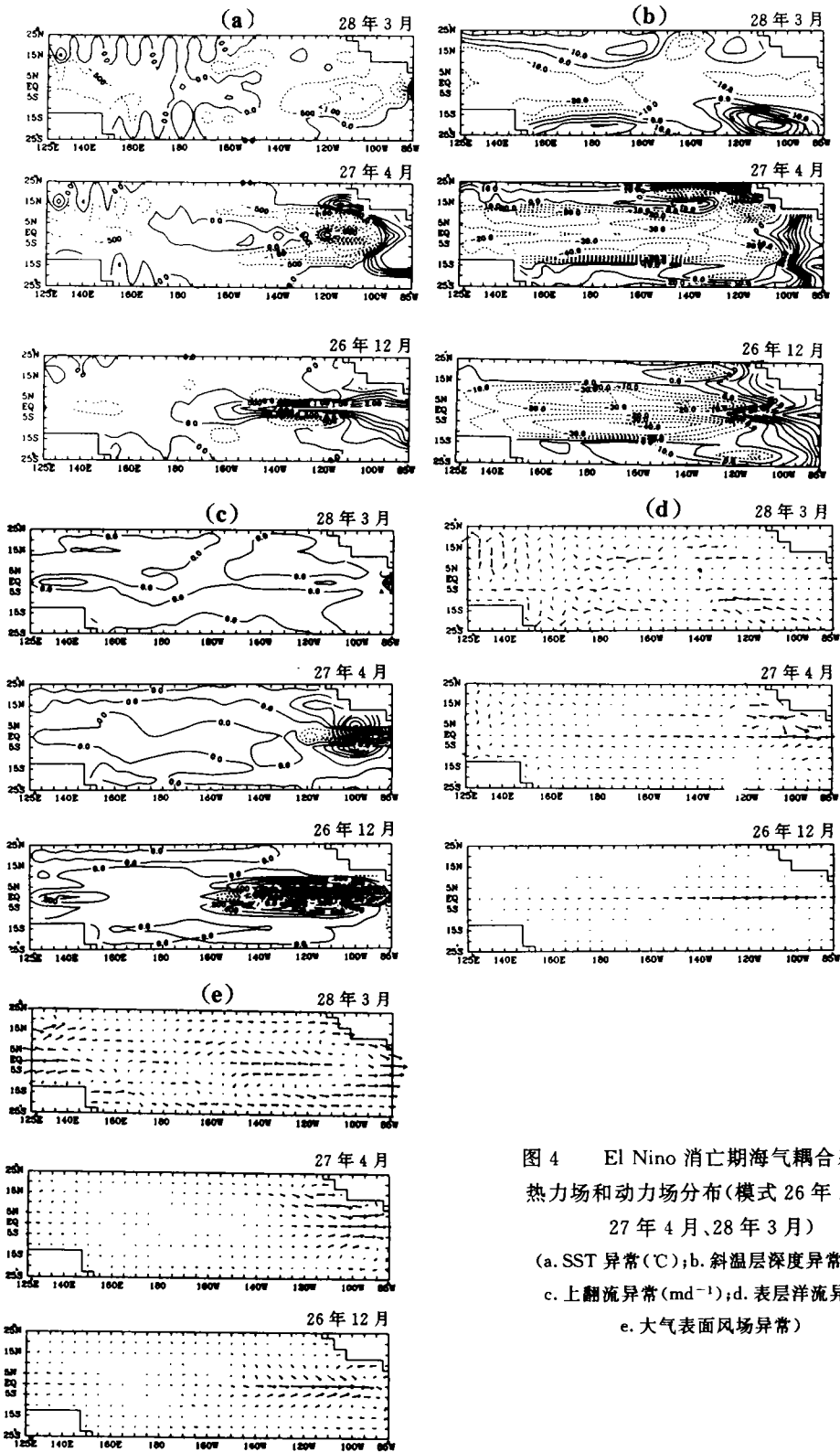


图4 El Niño 消亡期海气耦合系统的热力场和动力场分布(模式 26 年 12 月、27 年 4 月、28 年 3 月)
 (a. SST 异常(°C); b. 斜温层深度异常(m);
 c. 上翻流异常(md^{-1}); d. 表层洋流异常;
 e. 大气表面风场异常)

现的赤道两侧的一对正异常中心预示着这里上翻流加强,它引起的冷水上翻过程可能正是 SST 正异常不能无限增长的原因之一(图 3c)。表层洋流和大气表面风场向东分量异常在纬向几乎重合(图 3d 和 3e)。此时大气表面异常辐合也发展到成熟阶段,具体表现为 ITCZ 整体到达的纬度最南,而赤道干旱带范围最小。

3.4 El Nino 消亡期

模式 El Nino 并不能无限地发展,而是选择一个最大振幅后开始减弱,这种减弱过程始于当年(模式 26 年)的秋冬季。图 4a 给出了模式 26 年 12 月至 28 年 3 月海表温度异常的演变特征,可见,El Nino 的消亡是从当年底(26 年 12 月)东太平洋赤道两侧出现海温负距平开始的,到 27 年春季,这一负距平的发展使得 $100^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{W}$ 原先的赤道正距平几乎消失,而 130°W 以西也仅残留一片弱的正距平,但靠近南美沿岸的强大的正海温距平仍然存在,直到 27 年底以及 28 年初整个东太平洋海温才主要受负距平所控制。图 4b 给出了这一时段斜温层深度异常的演变特征。可见,26 年底到 27 年初,东太平洋的正深度扰动逐渐东缩增幅,而西部的 Rossby 波型负深度扰动也逐渐加强但西移,至 27 年春季, 120°W 以东赤道附近的正异常有所减弱,至 27 年底及 28 年初,赤道太平洋的负深度扰动不断向东扩展至南美沿岸,使得整个太平洋赤道地区斜温层抬升,但东太平洋赤道两侧降低,且该扰动又开始向西移动。由图 4c 可见,对应于 El Nino 成熟期的赤道上翻流减弱区及南北侧的上翻流增强区在 El Nino 消亡期表现出缓慢地向东移动,且在东移过程中赤道的负中心以及赤道两侧的正中心均有明显增强,但至 27 年以后,异常中心位于南美沿岸附近后,强度不断减弱,并稳定少动,直至 27 年底及 28 年初这一异常分布才迅速东移消失,此时其西部赤道地区有弱的正上翻异常中心产生。海洋表层洋流和大气表层风场演变和垂直速度有类似特征,即其向东的纬向异常分量首先表现为缓慢东传,然后稳定少动,直至 28 年初才东传至南美沿岸而消失(图 4d 和 4c)。此时已有弱的东风异常在东太平洋建立(图 4e)。大气散度场表现为 ITCZ 明显减弱北抬,而赤道干旱带不断扩大。

3.5 反 El Nino 发展期

28 年 4—9 月是模式一次反 El Nino 的发展期,从图 5a 可见,由 El Nino 消亡的末期残留在东太平洋的弱冷水异常分布经春夏季节有明显的加强,且这一负海温距平明显的由东太平洋向日期变更线附近扩展,至 9 月份,一个典型的反 El Nino 型海温异常在赤道中东太平洋发展和建立,此时斜温层深度异常表现为东太平洋的负深度扰动明显向西扩展(图 5b);而赤道东太平洋上翻流明显加强且也缓慢向西传播(图 5c);海洋表层洋流(图 5d)和大气表面风场(图 5e)均具有纬向向西的异常分量分布,且向西传播并具有高度正相关性。随着赤道海温的降低,大气散度场在赤道地区辐散明显加强,至 9 月份,最大辐散异常中心主要位于赤道太平洋中部。

综上所述,本文耦合模式成功模拟出了类似于观测实际的 ENSO 循环水平结构演变特征^[16],这表明该模式确实有能力重现 ENSO 动力学过程。

4 结论和讨论

本文设计了一包含海洋表面边界层和大气辐合反馈过程的热带太平洋海气耦合距平模式,进而利用该模式对 ENSO 循环进行了模拟。通过积分 30 个模式年,耦合模式所展

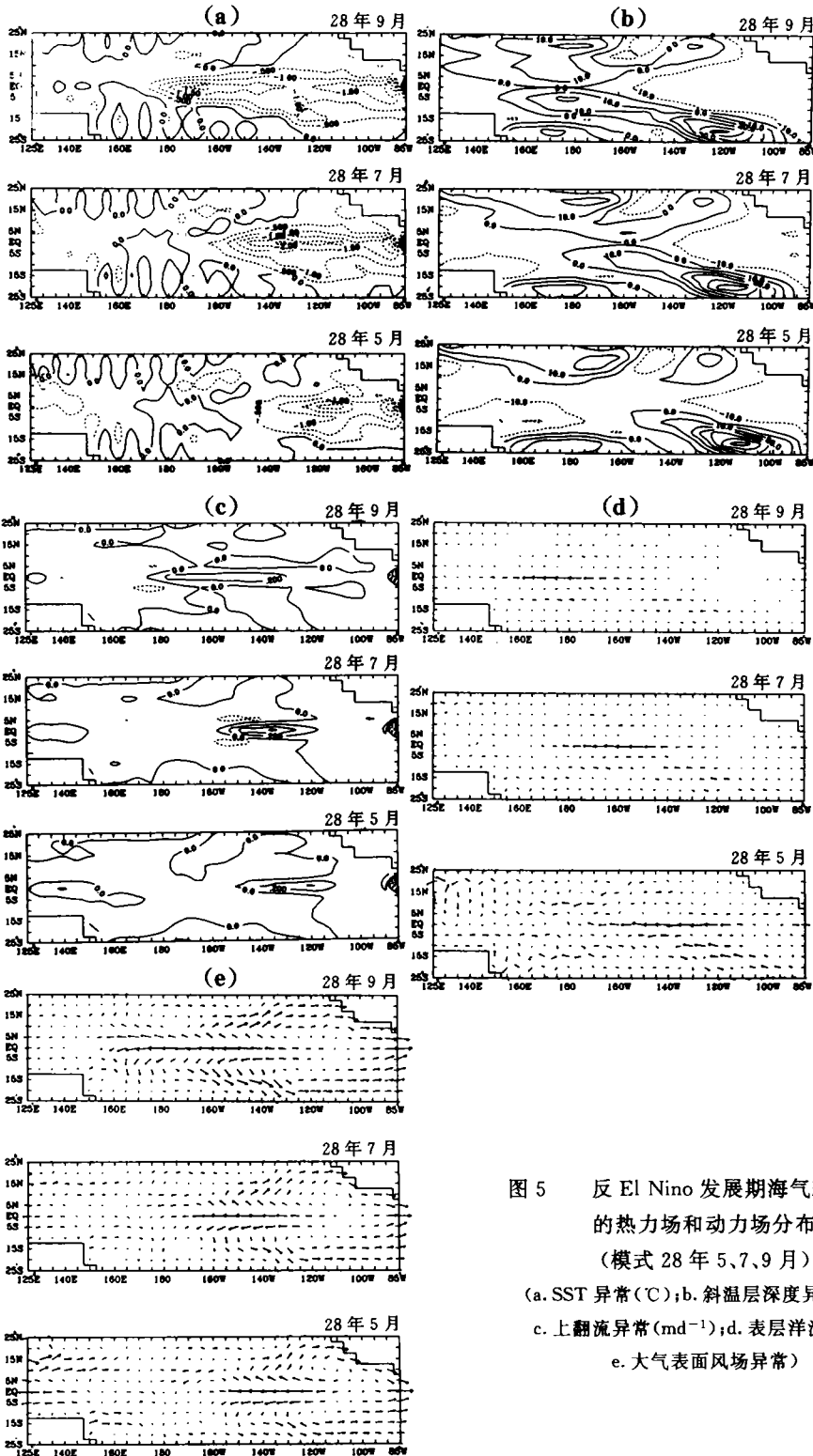


图5 反El Nino 发展期海气耦合系统的热力场和动力场分布
(模式28年5、7、9月)
(a. SST异常(°C); b. 斜温层深度异常(m);
c. 上翻流异常(md^{-1}); d. 表层洋流异常;
e. 大气表面风场异常)

示的热带太平洋海气耦合系统的 ENSO 循环的水平结构演变特征和观测事实甚为一致,成功地模拟出了 ENSO 循环的冷暖态的发生发展、衰亡及相互转换等各个位相的动力和热力场的水平结构及其对季节循环的依赖性特征。本文数值模拟结果表明, ENSO 循环的主要动力学过程可由热带海气相互作用系统自身所确定。

对 ENSO 循环作出成功的模拟,其意义不仅仅在于表明本文的海气耦合距平模式具有描述 ENSO 动力学过程的能力,更重要的是据此可以获得 ENSO 循环形成机制的本质的信息。 ENSO 循环形成机制的核心是要解决三个问题,一是 ENSO 发生发展的正反馈机制,二是抑制不稳定发展并最终使系统恢复至正常态的负反馈机制,三是时间尺度选择机制,即 ENSO 循环为什么选择 3—4a 为主周期。大尺度海气相互作用不稳定过程作为 ENSO 发展的正反馈机制已被公认,自 1980 年代中后期,基于 Bjerknes 假说的海气耦合波动及其不稳定理论的提出和发展,正是为了从本质上解决 ENSO 过程中的正反馈机制问题。然而,遗憾的是,另外两个关键性问题即负反馈机制和时间尺度选择机制至今没有明确答案。为了解决这一关键问题,我们对本文模式 ENSO 循环形成机制进行了细致分析,得到了一些关于 ENSO 循环负反馈机制和时间尺度选择机制的新的信息,这些结果将在另文分别加以阐述。

致谢: 本文曾得到南京大学大气科学系黄土松、余志豪和倪允琪教授的热情指点,谨致衷心感谢!

参考文献

- [1] Lau K M and Sheu P. Annual cycle, QBO and Southern Oscillation in global precipitation. *J Geophys Res.* 1988. 93 (D9): 10975—10988.
- [2] Rasmusson E M, Wang X and Ropelewski C. The biennial component of ENSO variability. *J Mar Sci.* 1990. 1: 71—96.
- [3] Barnett T P. The interaction of multiple time scales in the tropical climate system. *J Climate.* 1991. 4: 269—285.
- [4] Ropelewski C F, Halpert M S and Wang X. Observed tropospheric biennial variability and its relationship to the Southern Oscillation. *J Climate* 1992. 5: 594—614.
- [5] McWilliams J C and Gent P R. A coupled air-sea model for the tropical Pacific. *J Atmos Sci.* 1978. 35: 962—989.
- [6] Vallis G K. El Nino: A chaotic dynamical system? *Science.* 1986. 232: 243—245.
- [7] McCreary J P. A model of tropical ocean-atmosphere interaction. *Mon Wea Rev.* 1983. 111: 370—387.
- [8] McCreary J P and Anderson D L T. A simple model of El Nino and the Southern Oscillation. *Mon Wea Rev.* 1984. 112: 934—946.
- [9] Anderson D L T and McCreary J P. Slowly propagating disturbances in a coupled ocean-atmosphere model. *J Atmos Sci.* 1985. 42: 615—629.
- [10] Zebiak S E and Cane M A. A model El Nino-Southern Oscillation. *Mon Wea Rev.* 1987. 115: 2262—2279.
- [11] Schopf P S and Suarez M J. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *J Atmos Sci.* 1988. 45: 549—566.
- [12] Battisti D S. The dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model. *J Atmos Sci.* 1988. 45: 2889—2919.
- [13] Cane M A, Munnich M and Zebiak S E. A study of self-excited oscillations of a tropical ocean-atmosphere system. part I: linear analysis. *J Atmos Sci.* 1990. 47: 1562—1577.
- [14] Suarez M J, and Schopf P S. A delayed action oscillator for ENSO. *J Atmos Sci.* 1988. 45: 3283—3282.

- [15] Battisti D S. and Hirst A C. Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean system: Influence of the basic state and ocean geometry. *J Atmos Sci.* 1989, 46: 1687—1712.
- [16] Neelin J D. A hybrid coupled general circulation model for El Nino studies. *J Atmos Sci.* 1990, 47: 674—693.
- [17] Philander S G, Pacanowski R C, Lau N Cand Nath M J. Simulation of ENSO with a global atmospheric GCM coupled to a high-resolution, tropical Pacific ocean GCM. *J Climate.* 1992, 5: 308—329.
- [18] Rasmusson E M and Carpenter T H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino. *Mon Wea Rev.* 1982, 110: 354—384.

NUMERICAL SIMULATION OF THE ENSO CYCLE I : EVOLUTION OF HORIZONTAL STRUCTURES

Yang Xiuqun

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Xie Qian

(Air Force Institute of Meteorology, Nanjing, 211101)

Abstract

A tropical Pacific coupled ocean-atmosphere anomaly model with an oceanic boundary layer and an atmospheric convergence feedback process has been developed in this paper. By using the model, the ENSO cycle has been successfully simulated after an integration of 30 years. The simulated horizontal structures of both the dynamical fields and the thermodynamic fields during each phase of the model ENSO cycle, including the initiation, development, duration and the recurrency of the warm and/or cold states and their association with the seasonal cycle, are in well consistency with those from the observations. The results from this model study indicate that the essential dynamics of the ENSO cycle can be determined by the tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system itself. The proper simulation of the ENSO cycle by the coupled model would provide an essential basis for further understanding the formation mechanism responsible for the ENSO cycle.

Key words: Coupled ocean-atmosphere model, ENSO cycle, Horizontal structures, Numerical simulation.