

一种新的 ENSO 循环负反馈机制*

杨修群¹⁾ 谢 倩²⁾ 黄士松¹⁾

¹⁾ (南京大学大气科学系, 南京 210093)

²⁾ (空军气象学院气象系, 南京 211101)

摘 要 本文利用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异常模式的 30 年模拟结果, 通过对模式 ENSO 循环演变特征和正负反馈机制的细致分析, 揭示出了 ENSO 循环形成的一种新的负反馈过程。指出: ENSO 循环的正反馈机制是不稳定海气相互作用过程, 且这一不稳定过程的发展在暖态中明显强于冷态; ENSO 循环的负反馈机制在冷暖态中表现不同, 在冷态消亡过程中, 这种负反馈过程主要表现为暖的西传 Rossby 波经西边界反射产生的暖的东传 Kelvin 波来抑制冷位相不稳定发展的, 但在暖态消亡过程中, 不存在类似的纬向波作用过程, 其负反馈过程主要表现为在海气耦合不稳定充分发展时伴随的赤道两侧冷水上翻过程的加强以及非线性过程的衰减作用共同抑制了不稳定的发展, 并最终使系统从暖态恢复至冷态。本文得出的 ENSO 循环暖位相中的负反馈机制和近年来国外提出的“时滞振子”理论明显不同。

关键词 ENSO 循环 正负反馈 形成机制

1 引言

ENSO 自身循环特征决定其必然存在两类动力反馈过程, 一类是使系统得以发展和维持的正反馈过程, 而另一类则是使系统不能无限发展并最终趋于消亡的负反馈过程。故弄清正负反馈过程形成机制对于理解 ENSO 成因是至关重要的。已有的海气耦合模式研究指出, ENSO 循环的实质是耦合系统不稳定背景态的失稳产生的自激振荡现象^[1~4], 失稳的原因是基于 Bjerknes 假说^[5]的不稳定海气相互作用过程^[6], 且这一理论经过后来发展和完善^[7~11], 已被公认为 ENSO 循环的正反馈机制。然而, 正反馈机制无法解释 ENSO 循环冷暖位相间的转换过程。事实上, 海气耦合不稳定并不能无限增长, 至少存在两类恢复机制(负反馈过程)可以抑制它: 一类是线性机制, 例如, “时滞振子”理论认为振荡形成的主要恢复机制是海洋 Rossby 波经西边界反射产生的时滞效应^[12, 13], 其缺陷是该理论中的赤道中西太平洋弱海气相互作用的假定与事实不符, 因而该理论近年来又受到人们的怀疑^[14]; 另一类是非线性机制, 如混合 GCM 研究指出了耦合系统的非线性特性可能决定了系统的频率选择^[15], 当耦合系数增至一临界值时, 系统背景态失稳并出现第一级 Holf 分叉, 系统的吸引子即是具有 ENSO 振荡周期的极限环, 但非线性机制到底具有怎样的作用还不甚清楚。可见, ENSO 循环负反馈机制问题至今尚未很好解决。

本文将利用我们设计的热带海气耦合异常模式对 ENSO 循环的 30 年模拟结果, 对

1994-02-25 收到, 1994-10-27 收到修改稿

* 国家攀登项目和国家自然科学基金项目共同资助

模式 ENSO 循环的正负反馈过程的形成机制进行分析。

2 海气耦合模式简介

本文使用的海气耦合模式是一包含海洋表面边界层和大气耦合反馈过程的热带太平洋海气耦合异常模式,耦合模式中的海洋分量是一线性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($H_1 = 50$ m)的表面层和位于静止的无限深层海水之上的次表面层(平均深度 $H_2 = 100$ m),它描述线性赤道上层海洋在风应力强迫下的洋流运动特征。描写海表温度变化的方程是一具有完整非线性形式的关于气候态的偏差预报方程。耦合模式中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,对流层低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。同时,该方程组还显式地包含了大气耦合反馈过程。海洋和大气方程组的耦合采用下列过程:大气风场形成的风应力驱动海洋洋流,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场变化。

模式海洋为一盆状区域,其范围为:122.5°E~82.5°W, 27.5°S~27.5°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,边界条件采用刚体边界。模式大气为全球带状分布,南北向范围和海洋完全相同。方程组是在格点空间求解的,变量分布采用跳点的 C 格式,并采用正方形等距网格系统,格距 d 取为 550 km。模式动力学方程组的时间积分均采用半隐式方案,而海表温度方程的时间积分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 1 小时。

耦合模式被积分了 30 年,初始场是一稳定维持于赤道中西太平洋的西风应力异常,四月后撤消该异常场,耦合系统在任何外强迫条件下自由演变。耦合模式成功地再现了 ENSO 水平结构演变¹⁾(以下简称文 I)及其变化性²⁾。

3 ENSO 循环的传播特征

图 1a 给出了模式 21~30 年的赤道海表温度(SST)异常时间-经度剖面,可见,ENSO 暖位相中的初始海温正距平在北半球初春产生于赤道 140°W 附近,在夏季东太平洋海温局地强烈增暖,同时,异常中心自 120°W 分别向东和向西扩展,而 ENSO 冷位相的海温负距平则初生于年底或年初的 130°W 附近,且该负海温异常经过增幅后也分别向东和向西扩展;图 1b、1c 分别给出斜温层深度异常沿赤道和沿 10°N 的时间-经度剖面图,由图 1b 的赤道剖面图可见,在反 El Niño 消亡期(如 26 年 1~3 月),西边界附近有正深度扰动(即斜温层加深信号)形成(其形成原因有二:一是反 El Niño 期间最大负海温中心西侧产生的赤道正深度扰动西传所致,二是反 El Niño 期间赤道两侧的

1)杨修群, ENSO 循环的数值模拟(I)——水平结构演变, 气象学报, 待刊。

2)杨修群, ENSO 循环的数值模拟(II)——变化性及时间尺度选择机制, 气象学报, 待刊。

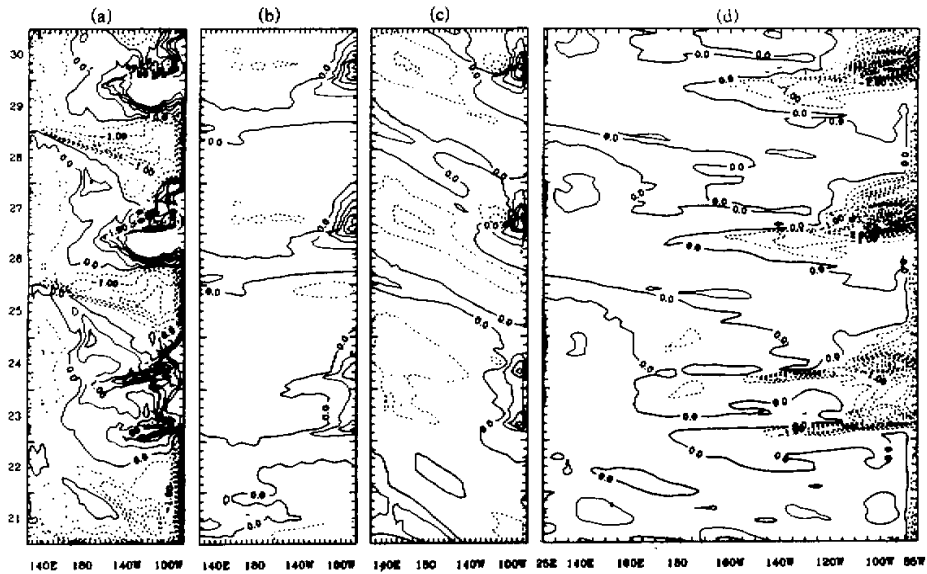


图 1 海表温度异常沿赤道 (a)、斜温层深度异常(m)沿赤道 (b) 和沿 10°N (c) 以及上翻流异常(m/d)沿赤道 (d) 的时间(纵坐标, 年)—经度(横坐标)剖面

Rossby 波型正深度扰动西传所致(图 1c), 该扰动具有缓慢东传的特点, 且自西边界传播到东边界约需一年时间, 赤道斜温层加深信号自西向东传播的过程正是上一次反 El Niño 减弱、本次 El Niño 产生和建立时期; 伴随着斜温层加深信号的东传, 赤道上翻流出现显著的减弱(负异常)并向东传播(图 1d), 斜温层加深并伴随着上翻流减弱所产生的表面温度增暖可能正是反 El Niño 减弱、下一次 El Niño 不稳定发生的重要物理机制; 然而在 El Niño 消亡期至反 El Niño 的发展期(如 26 年 12 月~28 年 6 月)不存在赤道地区的斜温层变浅信号(负异常)和增强的上翻流(正异常)向东传播的过程(图 1b、1c), 但赤道两侧仍存在负深度扰动向西传播(图 1c)。上述斜温层深度扰动的传播特征可根据 Kelvin 模和 Rossby 模(仅取一阶对称模态)振幅的演变概括之(图 2), 这里不妨以 25~28 年过程为例加以分析。在模式 25 年春夏, 一次反 El Niño 事件正在发展, 此时东太平洋产生了负振幅的 Kelvin 波(图中), 西太平洋产生了正的 Kelvin 波(图中)和正的 Rossby 波(图左), 随着反 El Niño 的不断成熟, 东部负 Kelvin 波表现为驻波发展, 而西部正 Kelvin 波则向西边界传播(图中)。然而, 正 Rossby 波传播至西边界后(图左)反射成正 Kelvin 波(图中)向东传播, 从而抑制了东部原先的负 Kelvin 波的不稳定发展, 使得反 El Niño 消亡, 并触发了紧随的 El Niño 的发生发展。另外, 反 El Niño 期间的负 Kelvin 波遇东边界也反射成负 Rossby 波向西传播(图右), 但反射后的 Rossby 波振幅相当小。模式 26 年春夏, El Niño 强烈发展, 伴随东部正 Kelvin 波强烈发展的同时, 西部负 Kelvin 波也明显发展且快速西传, 自东太平洋传至西边界需 2~3 个月时间, 此时, 西部也有缓慢向西移动并增幅的负 Rossby 波形成(图左), 但负 Rossby 波遇

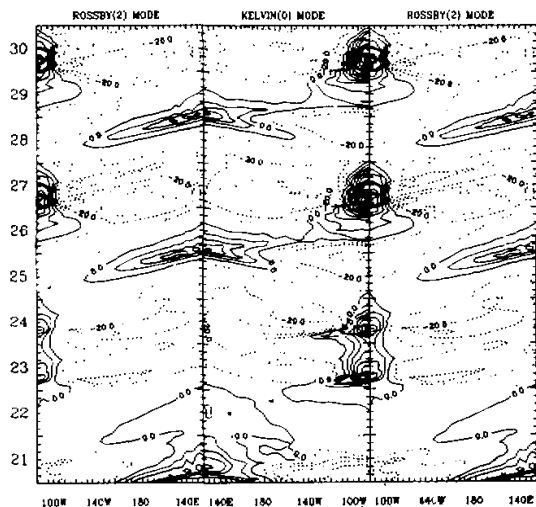


图2 与斜温层深度异常相对应的赤道海洋 Kelvin 模和第一阶对称 Rossby 模振幅 (m) 的时间 (纵坐标, 年) - 经度 (横坐标) 剖面

注意: 左右图和中图的经度方向相反

西边界后不能有效反射成负 Kelvin 波东传来抑制 El Niño 不稳定发展。此时更有迹象表明负 Kelvin 波和负 Rossby 波同位相。27 年后, 系统以耦合波自 120°W 附近缓慢东移并使 El Niño 趋于消亡, 在消亡过程中, 西部不断产生负 Kelvin 波族和负 Rossby 波族向西传播, 东部异常随着耦合波向东移动而强度减弱, 正 Kelvin 波消失, 到 27 年底仅残留弱的负 Kelvin 波在东太平洋, 然而正是这种弱的负 Kelvin 波的存在触发了一次反 El Niño 的形成, 至 28 年春夏, 一次反 El Niño 已经发展。

综上所述, “时滞振子”理论描述的海洋 Rossby 波西传遇西

边界反射产生 Kelvin 波东传的过程仅在本文冷态(反 El Niño)消亡过程中可出现, 且可作为下一次 El Niño 产生的触发因子, 但在暖态(El Niño)消亡过程中不存在上述波反射效应过程, 因此, 本文模式 El Niño 消亡机制难以用波反射产生的时滞效应加以解释, 必然存在另外的机制。

4 ENSO 循环的正负反馈过程

本节将以模式 ENSO 循环中 SST 的倾向变化为例来阐述 ENSO 循环中正负反馈过程的形成机制。海温异常(T)的预报方程展开可写为

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & -\bar{u}_1 \frac{\partial T}{\partial x} - \bar{v}_1 \frac{\partial T}{\partial y} - u_1 \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} - v_1 \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} - u_1 \frac{\partial T}{\partial x} - v_1 \frac{\partial T}{\partial y} \\ & - [M(\bar{w}_s + w_s) - M(\bar{w}_s)] \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - M(\bar{w}_s + w_s) \frac{\partial T}{\partial z} - \alpha_s T, \end{aligned} \quad (1)$$

其中 w_s 为上翻(或下翻)流速度, u_1 、 v_1 为表面洋流的纬向和经向分量, 上标“-”表示气候态, α_s 为热力衰减系数, 函数 $M(x)$ 的形式为

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

表示只有垂直上翻效应才能引起表面温度变化^[1]。方程(1)右端除热力衰减项($-\alpha_s T$)外, 其余各项可按顺序以第 1~8 项记之, 其中第 1~6 项反映的是水平平流过程, 第 7

项反映的是异常上翻流作用于平均垂直温度梯度对海温总倾向的贡献, 而第 8 项经过线性化处理有: $-M(\bar{w}_s + w_s)\partial T/\partial z \approx K_s h$, K_s 是由总上翻流决定的系数, 且有 $K_s \geq 0$, 故第 8 项反映的是斜温层深度变化通过总的上翻运动影响海面温度变化的过程。以下将对模式 26~28 年 ENSO 循环中的海温变化总倾向以及第 1~8 项的演变特征加以分析。

4.1 正反馈过程

4.1.1 ENSO 暖位相的建立和发展

在冷向暖距平过渡的季节(即模式 26 年 4 月份), 赤道东太平洋 SST 的增暖倾向(图 3a)主要由第 8 项即斜温层加深引起表面增暖(图 3b)所贡献, 且已有一些弱的正海温距平出现(图 1a), 这表明,

ENSO 冷位相消亡末期的由西边界传播到东部的正 Kelvin 波引起斜温层加深是 SST 暖距平产生的触发因子。随着模式 SST 正距平不断发展, 东太平洋斜温层深度不断加深(图 1b), 上翻流显著减弱(图 1d), 大气和海洋流场均为向东分量, 且趋于正相关(见文 I)。此时 SST 倾向演变表现为: 总的海温增暖倾向越来越大, 且中心位置逐渐偏西; 第 8 项的贡献主要限于东部沿岸, 且尽管斜温层不断加深, 但由于总的上翻趋于明显减弱, 故此项对 SST 增暖的贡献在赤道东中部不断趋于减小(图略); 相反, 由于垂直上翻流的减弱, 第 7 项对表面增暖贡献(图略)则越来越大, 它反映了赤道上翻流的减弱减少了赤道太平洋次表层的平均冷水向表层的输送; 此时第 1~3 项的水平平流过程也逐渐对增暖作出贡献, 其中纬向异常平流的增暖作用主要位于最大海温正距平的西部, 但此时第 4 项贡献微弱; 非线性的第 5~6 项基本起着和海温增暖趋势相反的阻尼作用, 但由于这种阻尼还较弱, 抑制不了总的增暖趋势, 因此, 最终系统仍以强烈的增暖趋势使正的海温异常在赤道中东太平洋不断发展。上述海洋增暖发展的过程以及文 I 所述的海洋、大气动力场的演变特征表明, ENSO 暖位相发展中确实存在一明显的海气不稳定相互作用的正反馈过程。

4.1.2 ENSO 冷位相的发展

负海温距平的发展(图 4a)主要是由第 7 项(图 4b)造成的, 即赤道太平洋强烈的上翻流增强引起了冷水上翻, 从而造成了表层负海温距平的发展, 水平平流的第 1~3 项也对该冷水发展作一定的贡献。然而, 冷位相期间海气相互作用没有暖位相期间强烈, 因为此时, ITCZ 偏北, 赤道干旱带内辐散加强, 赤道地区信风偏强, 这些条件不利于大

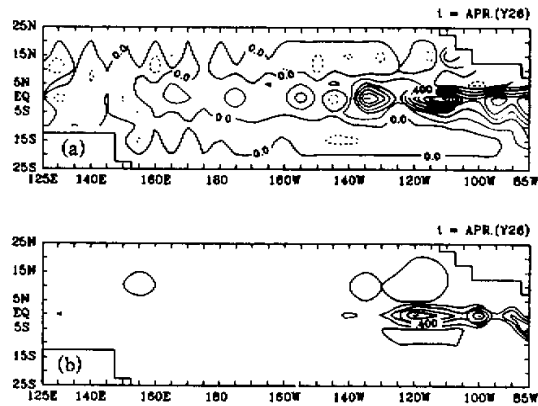


图 3 ENSO 暖位相建立过程中的海温倾向($^{\circ}\text{C}/\text{月}$)(模式 26 年 4 月)
(a)总倾向; (b)第 8 项的贡献

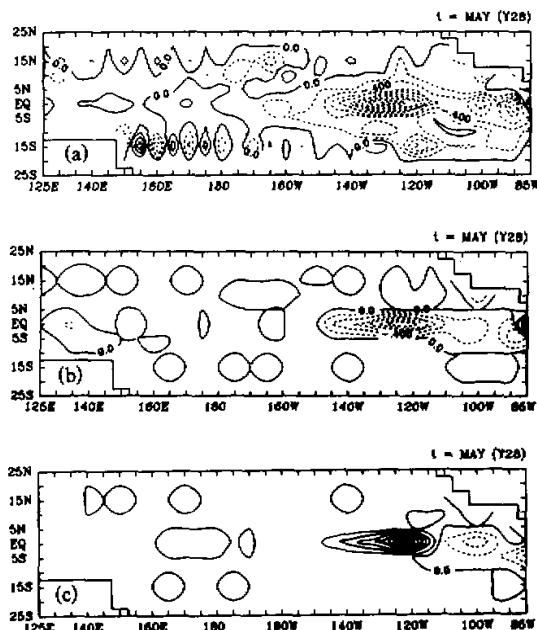


图 4 ENSO 冷位相发展过程中的海温
倾向($^{\circ}\text{C}/\text{月}$)(模式 28 年 5 月)

(a)总倾向; (b)第 7 项的贡献; (c)第 8 项的贡献

4.2 负反馈过程

4.2.1 ENSO 冷位相的消亡

由图 1a 可见, 模式 26 年 1~3 月一次反 El Niño 或负海温距平开始减弱, 由图 5a 可见, 正海温倾向的产生(对应于负海温距平减弱)是从 26 年 1 月的中东太平洋开始的, 随后该增温趋势不断向东扩展并增幅, 至过渡季节(即 3~4 月份)这种海温上升趋势最终使反 El Niño 型的负海温距平趋于消亡。对这一增温(或负距平减弱)作主要贡献的只有第 8 项(图 5b), 而第 8 项反映的是斜温层深度变化通过总的上翻运动影响海表温度变化的过程, 在上文分析中已得出, ENSO 冷位相消亡期正是正的斜温层深度扰动(即正的 Kelvin 波)向东传播的时期(图 1b 或图 2), 且上翻流为正异常或接近于气候上翻流(图 1d), 因此, 第 8 项引起 ENSO 冷位相消亡的结果表明: 正是冷位相发展期间在赤道两侧产生的斜温层正深度扰动的 Rossby 波的西传遇西边界反射产生的赤道斜温层正深度扰动的 Kelvin 波的东传, 通过总的垂直上翻运动引起的垂直温度平流抑制了负海温距平(或反 El Niño)的不稳定发展。由此可见, ENSO 冷位相中的负反馈机制主要是西边界反射波造成的时滞效应过程。

4.2.2 ENSO 暖位相的消亡

模式 26 年 7~9 月是模式 El Niño 发展到一个相对成熟的阶段(图 1a), 此时赤道东太平洋海温仍处于持续增长阶段, 但到 9 月份, 140°W 附近的赤道两侧产生了明显的

气耦合反馈引起的凝结加热异常的产生, 因此, 海气相互作用强度较弱, 海洋波动接近于自由波的传播方向。结果使得冷位相还没有象暖位相那样充分发展的时候, 负海温异常对应的正的 Rossby 波西传, 遇西边界反射产生的正 Kelvin 波东传到东部通过第 8 项正海温倾向的作用(图 4c), 减小了负海温发展的强度, 并且最后(如下文所述的)使得冷位相趋于消亡。上述结果表明: ENSO 冷位相和暖位相的发展具有不对称性, 这主要可能是大气凝结反馈加热的“单向性”(即暖态有利于大气耦合反馈, 而冷态不利于耦合反馈)所引起的, 这种“单向性”是使系统更具有非线性特征的表现。

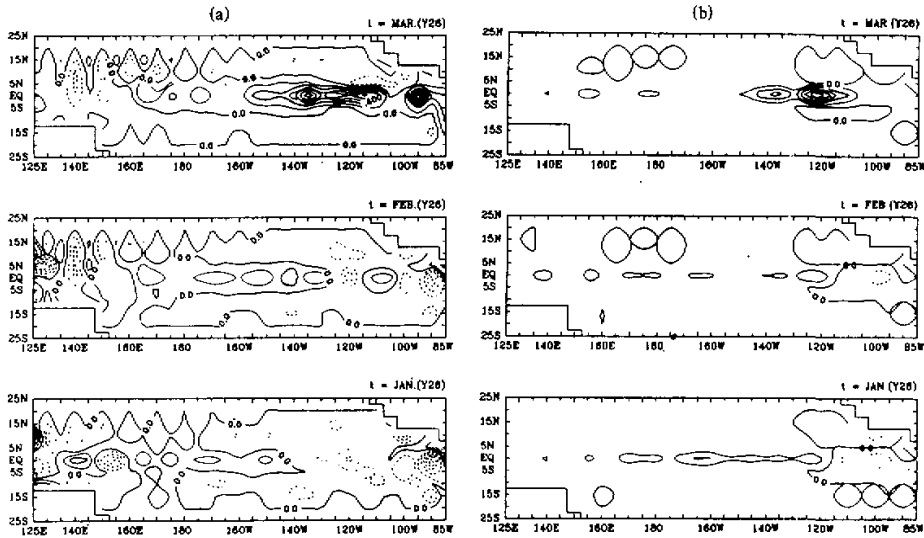


图5 ENSO冷位相消亡过程中的海温倾向演变($^{\circ}\text{C}/\text{月}$)(模式26年1~3月)

(a)总倾向; (b)第8项的贡献。

降温中心(图6a),且主要由第7项作用所致(图6h),即在海气不稳定强烈发展过程中,赤道上翻流强烈减弱的同时则会伴随着赤道两侧产生明显的上翻流异常(见文I中图4c),一旦这种上翻流异常分量超过了气候态的下沉运动使赤道两侧总的垂直运动呈上翻趋势,则通过对平均温度的垂直平流过程使赤道两侧产生异常的冷水上翻,结果就会抑制这里由于海气不稳定作用造成的增温效应。此时其它地区尤其是赤道东太平洋的东部海气不稳定造成的强烈增暖现象仍在继续发生,且除第4项以及非线性第5、6项外,其它各项均对该增暖作贡献(图6b~6i),但最大的还是第7项。此时非线性项(图6f、6g)对于抑制 140°W 赤道附近的增温起着重要贡献,使得这里总的SST增暖的倾向不再继续增大,从而使SST的异常得到一个有限振幅。

到26年底,由图7a~7d可见,伴随赤道东太平洋海温的进一步强烈发展,一方面非线性阻尼作用也逐渐强烈(图7b、7c),另一方面相伴随的赤道两侧的上翻冷却效应也迅速加大(图7d),这两方面的负反馈效应是伴随着赤道东太平洋东部的不稳定正反馈过程的加强而加强的。上翻冷却效应发生在不稳定区的赤道两侧,而非线性冷却效应则主要发生在赤道不稳定区的偏西部,这样赤道西部和赤道两侧区域海温不断衰减,而东部却不断增暖,结果使得东太平洋沿岸区域海温进一步发展,而赤道西部海温正异常不断减弱消失,从而最大海温正异常有缓慢向东移动的趋势。由于负反馈效应超过了正反馈效应,终于使得东太平洋赤道两侧以及最不稳定区的偏西部赤道区域出现了负海温距平(见文I中图5a)。随后,赤道两侧的上翻冷却作用和非线性阻尼作用也逐渐向东岸靠近,二者共同作用,终于使最后靠近东岸附近的强的正海温距平趋于减弱。同时,由于早期负海温距平的产生及其和大气的相互作用,在负海温距平的西侧产生了弱的正上翻

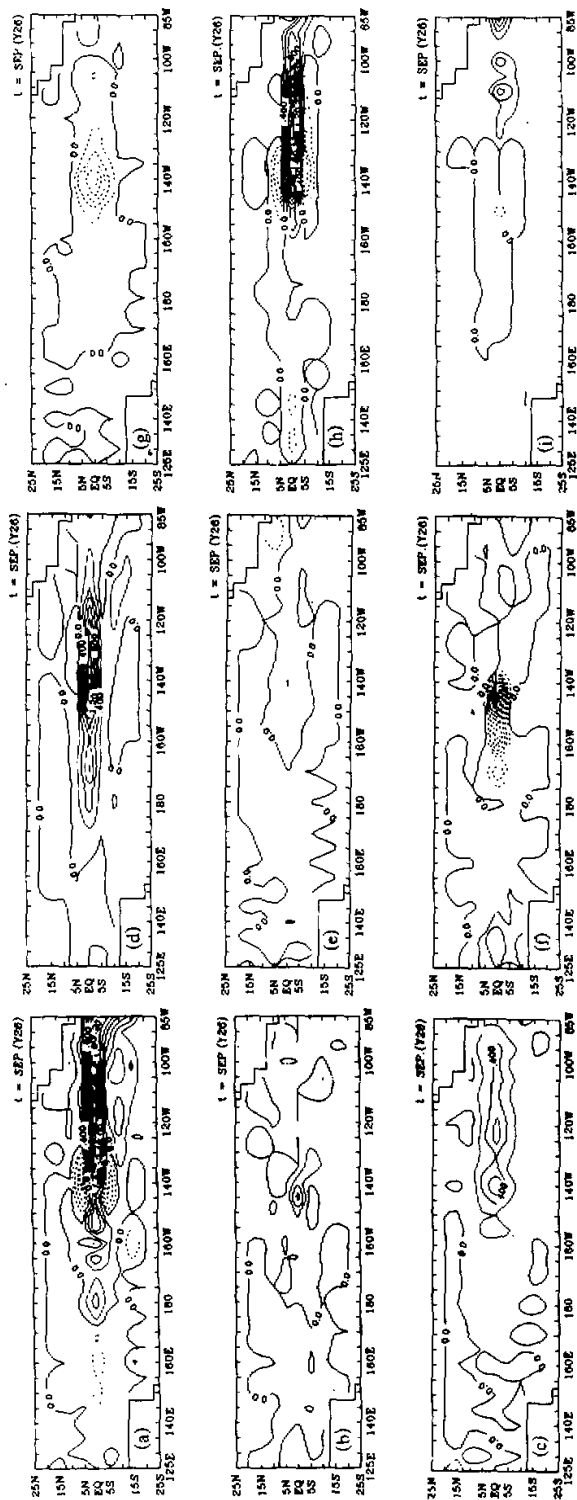


图 6 ENSO 暖位相消亡过程中的海温倾向($^{\circ}\text{C}/\text{月}$) (模式 26 年 9 月)
(a) 总倾向; (b)~(i) 分别为第 1~8 项的贡献

流异常, 且由上翻流加强形成的冷却作用渐渐移至东边界附近。另外, 由于东岸附近上翻流负异常的不断减弱以及东部逐渐产生了斜温层变浅的信号, 因此, 在东岸附近也产生了由第 8 项引起的降温效应。上述冷却效应的共同作用, 至 28 年 1~3 月, 东太平洋大部区域均为明显降温区, 而海温异常则完全由原先的正距平转到弱的负距平(见文 1 中图 5a)。至此, 一个成熟的 El Niño 已完全消亡。

由上可见, ENSO 暖位相消亡的关键性的负反馈机制首先是赤道不稳定海气相互作用强烈发展同时伴随的赤道南北两侧的冷水上翻效应, 其次是非线性阻尼效应。其中, 冷水上翻效应的发生必须满足一个条件, 即海气不稳定过程必须充分发展, 因为只有这样才能在赤道两侧产生足够强的上翻流异常以抵消该处气候场的下沉运动, 使总的垂直运动呈上翻状态。因此, 这一负反馈的冷却效应的存在, 决定了暖态海气不稳定发展的最终命运, 使得系统最终还得恢复至正常态。

5 结论和讨论

本文利用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异常模式的 30 年模拟结果, 通过对模式 ENSO 循环的演变特征和正负反馈机制的细致分析, 揭示出了 ENSO 循环形成的一种新的负反馈过程。指出: 1) ENSO 循环的正反馈机制是不稳定海气相互作用, 且这一不稳定发展过程在暖态中明显强于冷态。2) ENSO 循环的负反馈机制在冷暖态中表现不同。在冷态消亡过程中, 这种负反馈机制主要表现为: 在冷态发展过程中, 赤道两侧会产生具有斜温层加深信号的西传 Rossby 波, 该波经西边界反射后变为具有斜温层加深信号的东传 Kelvin 波, 然后通过气候上翻过程使得东太

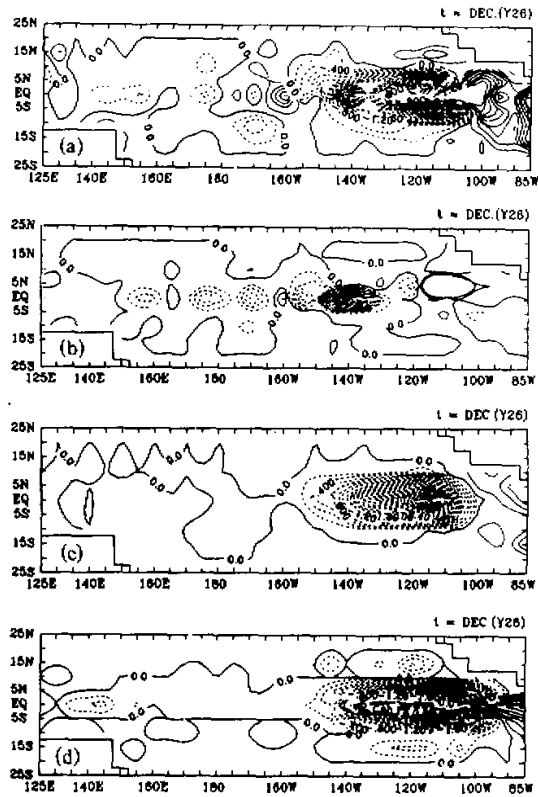


图 7 ENSO 暖位相消亡过程中的海温倾向($^{\circ}\text{C}/\text{月}$)
(模式 26 年 12 月)

(a)总倾向; (b)~(d)分别为第 5、6、7 项的贡献

平洋海表温度回升,从而抑制了负海温距平的不稳定增长,并最终恢复至弱暖态;在暖态消亡过程中,不存在类似的波反射效应作用过程,其负反馈过程主要表现为:在暖态的海气耦合不稳定强烈发展中,赤道上翻流减弱的同时会伴随赤道两侧冷水上翻过程的加强,这种赤道两侧强的冷却效应通过强的非线性平流过程的衰减,从而抑制了暖态的不稳定发展,并最终使系统恢复至弱冷态。因此,冷态中的负反馈机制主要是纬向波传播的作用,而暖态中的负反馈机制则主要是经向垂直环流的作用。显然,本文得出的 ENSO 循环暖位相中的负反馈机制和近年来国外提出的“时滞振子”理论明显不同。

从本文分析中也可见到,模式 ENSO 循环的冷暖态具有明显的不对称性,不稳定发展过程在暖态中明显强于冷态,负反馈机制在冷暖态中表现也明显不同,因此,非线性过程尤其是大气辐合反馈加热的“单向性”过程是这种特征形成的关键。另外,尽管文 1 和本文获得了 ENSO 循环的基本特征以及循环产生的正负反馈机制,但是对于该循环表现的时间尺度选择性机制还缺乏了解,为什么系统选择了一个 3~4 年的主振荡周期,且表现为多重时间尺度过程,这些问题还需要进一步分析。

参 考 文 献

- 1 Zebiak, S.E. and M.A.Cane, 1987, A model El Niño–Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2262~2279.
- 2 Schopf, P.S. and M.J.Suarez, 1988, Vacillations in a coupled ocean atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 549~566.
- 3 Battisti, D.S., 1988, The dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere–ocean model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2889~2919.
- 4 Cane, M.A., M. Munnich and S.E. Zebiak, 1990, A study of self-excited oscillations of a tropical ocean–atmosphere system, Part I: linear analysis, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1562~1577.
- 5 Bjerknes, J., 1966, A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, **18**, 820~829.
- 6 Philander, S.G.H., T.Yamagata and R.C.Pacanowski, 1984, Unstable air–sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604~613.
- 7 Yamagata, T., 1985, Stability of a simple air–sea coupled model in the tropics, In: *Coupled Ocean–Atmosphere Models*, J. C. J. Nihoul, Ed., Elsevier Oceanography Series, **40**, 637~657.
- 8 Gill, A. E., 1985, Elements of coupled ocean–atmosphere models, In: *Coupled Ocean–Atmosphere Models*, J. C. J. Nihoul, Ed., Elsevier Oceanography Series, **40**, 303~327.
- 9 Hirst, A.C., 1986, Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean–atmosphere models, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 606~630.
- 10 Chao Jiping and Zhang Renhe, 1988, The air–sea interaction waves in the tropics and their instabilities, *Acta Meteor. Sinica*, **2**, 275~287.
- 11 Yang Xiuqun and Huang Shisong, 1993, A study of dynamical features of air–sea coupling waves in the tropics, *Acta Ocean. Sinica*, **12**(3), 379~393.
- 12 Suarez, M.J. and P.S. Schopf, 1988, A delayed action oscillator for ENSO, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3283~3292.
- 13 Battisti, D.S. and A.C.Hirst, 1989, Interannual variability in the tropical atmosphere–ocean system: influence of the basic state and ocean geometry, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1687~1712.
- 14 Philander, S.G., R.C.Pacanowski, N.-C. Lau and M.J. Nath, 1992, Simulation of ENSO with a global atmospheric GCM coupled to a high resolution, tropical Pacific Ocean GCM, *J. Climate*, **5**, 308~329.
- 15 Neelin, J.D. et al., 1992, Tropical air–sea interaction in general circulation models, *Climate Dynamics*, **7**, 73~104.

A New Possible Negative Feedback Mechanism Responsible for the ENSO Cycle

Yang Xiuqun¹⁾, Xie Qian²⁾ and Huang Shisong¹⁾

¹⁾*(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)*

²⁾*(Department of Meteorology, Air Force Institute of Meteorology, Nanjing 211101)*

Abstract A tropical Pacific coupled air-sea anomaly model is integrated to 30 years. The ENSO cycle and its variability are successfully simulated. Based on the simulated results, the positive and negative feedback mechanisms responsible for the model ENSO cycle are analyzed and a new possible negative feedback mechanism is proposed. It is pointed out that the positive feedback mechanism for development of ENSO cycle is the unstable air-sea interaction and the process appears to be much stronger in the warm phase than in the cold phase. On the other hand, the negative feedback mechanism to check the unstable air-sea interaction in the warm phase of the ENSO cycle obviously differs from that in the cold phase. During the damping period of the cold state, the mechanism is related to the delayed effect produced by the wave reflection at the western boundary. However, during the damping period of the warm state, instead of reflection effect, the accompanied anomalous upwelling of cold water on the two sides of the equator with the strong development of unstable air-sea interaction at the equator and the nonlinear damping effect jointly restrain the instability and finally draw the system from the mature warm phase to the weak cold phase. The new possible negative feedback mechanism for the ENSO cycle presented in this paper is very different from that described by the theory of delayed oscillator.

Key words ENSO cycle positive and negative feedback formation mechanism