

# 混合海气耦合模式中的 ENSO 循环及其形成机制\*

吴爱明\* \* 倪允琪\* \* \*

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

## 提 要

在无异常外强迫的情况下, 将混合海气耦合模式进行了 45 年的模拟积分. 结果表明: 模式能较好地再现类似 ENSO 循环的热带太平洋海洋、大气的年际振荡, 模式 ENSO 循环的主周期为 4~5 年; 探讨了 ENSO 循环的负反馈机制, 指出: 暖态的消亡与 El Niño 发展过程中太平洋东部不断增强的东风异常所产生的冷水上翻的加强以及纬向向西的冷平流有关; 冷态的消亡主要由赤道波的时滞效应所致.

关键词: 混合海气耦合模式 模式 ENSO 循环 负反馈机制

## 引 言

ENSO 循环的变化规律及形成机制是 ENSO 动力学研究的关键问题. ENSO 的模式研究从 80 年代初开始至今已取得了令人瞩目的进展. 从热带太平洋区域的简单距平模式(如 Zebiak & Cane, 1987)<sup>[1]</sup>到全球范围的完善海气耦合模式(CGCM, 如 Philander 等, 1992; Lau 等, 1992)<sup>[2,3]</sup>, 其中已有不少能较好地模拟类似于实际 ENSO 结构 3~7 年周期的热带太平洋海洋、大气振荡现象. 对此 Neelin 等(1992, 1998)<sup>[4,5]</sup>已有很好的总结. 同时, 人们也讨论了 ENSO 循环可能的动力学机制, 其中比较有名的是“时滞振子”假说(Battisti & Hirst, 1988; Suarez & Schopf, 1989)<sup>[6,7]</sup>, 即 ENSO 循环的负反馈机制(回复机制)可归结为太平洋西边界波反射产生的时滞效应.

考虑到简单海气耦合模式不受“气候漂移”困扰(因为多为距平模式)但无法直接模拟或预报热带海温异常引起的热带外气候异常, 而完善海气耦合模式虽可直接进行热带外的气候异常模拟或预报但又一般存在“气候漂移”, 作者用一个全球大气环流模式与一个热带太平洋简单距平模式进行耦合, 构成一种新型的 ENSO 模式——混合海气耦合模式. 用此模式, 作者已进行了 ENSO 的预报试验<sup>[8]</sup>. 本文将讨论的重点放在模式 ENSO 循环及其形成机制上.

## 1 模式简介

耦合模式在文献[8]中已有详细说明, 这里仅作简要介绍. 大气模式为垂直方向具有 9

\* 国家自然科学基金 49475256 号资助.

\* \* 现在中国科学院海洋研究所海气室, \* \* \* 现在中国气象科学研究院.

1999-02-08 收到, 1999-11-16 收到修改稿.

层 $\sigma$ 面、水平菱形截波为15的全球大气环流谱模式. 为减小地形谱截断产生的误差, 吴国雄等引入了层结参考大气<sup>[9]</sup>. 观测 SST 强迫下 AGCM 多年模拟结果的平均将作为大气模式自身的气候态. 海洋模式是一个简单的两层距平模式<sup>[10]</sup>, 模式范围仅限于热带太平洋, 以线性化重力模态为动力学基础. 表层海温距平倾向方程中包括三维的温度平流, 由给定的平均流和计算出的异常流共同确定. 大气模式通过风应力异常影响海洋, 海洋模式通过海温异常影响大气加热场, 将两者进行同步耦合. 参与耦合的风应力距平是扣除大气模式自身气候态的结果, 即两者实际上是通过距平量进行耦合, 这样就有效地避免了“气候漂移”.

将上述耦合模式进行连续 45 年的积分. 具体做法是: 选定一个初始时刻(如, 1982 年 5 月 31 日), 大气模式的初始场取 AGCM 模拟积分(用 1979~1994 年观测 SST 强迫 AGCM, 进行 16 年的积分, 事先已完成)保留下来的该天的谱场; 海洋模式的初始场这样得到: 用 AGCM 模拟的风应力距平从 1979 年 1 月开始强迫海洋模式, 一直运行到 1982 年 5 月为止, 再让两者进入耦合阶段, 并连续积分 45 年(不外加其它异常强迫). 模式运行的头 7 个月的结果不参加本文的分析, 将第 8 个月作为第一模式年的第一个月.

## 2 模式 ENSO 循环的基本特征

### 2.1 时间变化及其谱

图 1 给出  $Ni\tilde{no}3$  指数( $150^{\circ}\sim 90^{\circ}W, 5^{\circ}N\sim 5^{\circ}S$  范围内 SSTA 的平均)的时间变化. 可见, 赤道太平洋海温有不规则的年际振荡, SST 最大增幅超过  $+2^{\circ}C$ , 最大负距平为  $-1^{\circ}C$  左右. 暖(冷)事件在强度上不尽相同, 冷(暖)事件间的时间间隔也不完全相同, 显示出较显著的“不规则性”, 负 SSTA 维持的时间、出现的强度均不及暖事件; 在一次较长的冷(暖)过程中还伴随着短时间的扰动, 表明多时间尺度的共存. 图 1 中阴影表示 TW2 指数( $180^{\circ}\sim 140^{\circ}W, 5^{\circ}N\sim 5^{\circ}S$  内海表纬向风距平的平均)的时间变化(已经过 5 个月的滑动平均). 可见, 纬向风也显示明显的年际振荡, 其不规则的形状显示着大气风场变化包含多种时间尺度; 纬向风异常与 SSTA 有明显的对应关系, 西(东)风异常对应于正(负)SSTA. TW2 指数的功率谱如图 2 所示, 第一显著周期为 50~60 个月, 次周期为 23.3 个月(准两

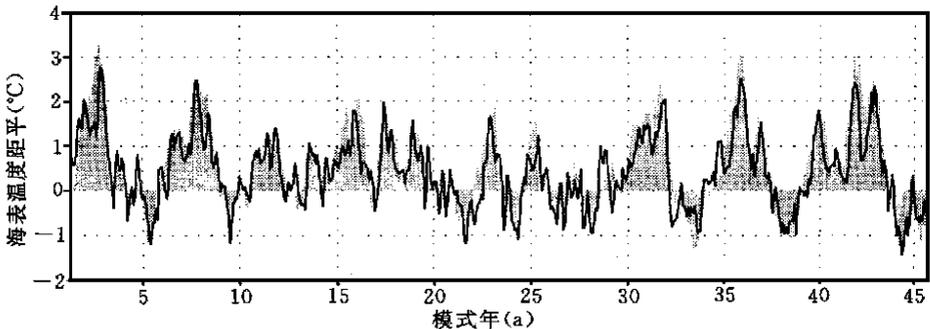


图 1 耦合模式模拟的  $Ni\tilde{no}3$  指数(实线, 单位:  $^{\circ}C$ ) 和 TW2 指数(经 5 个月滑动平均, 阴影, 单位:  $m/s$ ) 随时间的变化.

年), 10.7 个月周期上出现第三个峰值(通过 95% 红噪声检验).  $Ni\tilde{m}o3$  指数的功率谱也有类似的结果(图略).

## 2.2 时空分布

图 3a 给出了模式第 20 至 39 年 SSTA 沿赤道( $5^{\circ}N \sim 5^{\circ}S$  内平均)的时间-经度剖面, 已滤掉周期为 11 个月以下的信号(阴影区为正). 可以看到, 赤道太平洋正负海温异常随时间不规则交替出现, 正 SSTA 主要分布在中东太平洋(日界线以东), 中心位于  $120^{\circ}W$  附近, 最强可达  $2.5^{\circ}C$ ; 西太平洋地区大部分时间维持负距平, 强度较弱, 负 SSTA 中心在  $90^{\circ}W$  附近, 最强仅  $-1.0^{\circ}C$  左右, 冷暖位相具有显著的不对称性. 另外, 图中海温异常的纬向传播特征不明显.

图 3b 给出表层纬向风距平沿赤道的时间-经度剖面(阴影区为西风异常). 可以看到, 纬向风异常与 SSTA 的分布在时间上完全对应, 西(东)风异常对应于正(负)SSTA. 西风异常出现在异常暖水中心的西侧, 暖水中心的东侧是东风异常, 正距平主要分布在赤道中西太平洋, 但西风异常范围向东仅达  $120^{\circ}W$ .

图 3c 给出斜温层深度扰动沿赤道( $5^{\circ}N \sim 5^{\circ}S$  内平均)及沿  $10^{\circ}S$ ( $7^{\circ} \sim 13^{\circ}S$  内平均)的时间-经度剖面, 为看清波动的传播及反射, 把沿  $10^{\circ}S$  的剖面东西向对调. 沿赤道, 斜温层深度的变化与海温距平完全对应:  $EINi\tilde{m}o$  期间, 中东太平洋地区( $180^{\circ}$ 以东)斜温层深度为正距平(加深), 西太平洋地区为负距平(抬升),  $LaNi\tilde{m}a$  期间情况与此相反, 即斜温层东、西部呈“跷跷板”式的变化. 同时, 斜温层扰动具有明显的东传性, 正距平从西边界到东边界约需不到 1 年的时间, 并在东传过程中得到维持和增幅; 负距平在西太平洋地区基本上呈驻波振荡. 在赤道南北两侧, 斜温层扰动有更为明显的西传性, 从东边界到达西边界大致需 1~2 年. 另外, 东部赤道两侧的扰动(Rossby 波)主要是 Kelvin 波在东边界反射所致, 反射后在赤道两侧向西传播, 正 Rossby 波到达西边界后可反射成赤道正 Kelvin 波, 负 Rossby 波在西传过程中大多衰减消亡. 但在  $EINi\tilde{m}o$  发展过程中, 在中西部激发的赤道两侧负 Rossby 波可西传到达西边界. 然而, 仔细观察图 3c 中赤道西太平洋地区的负距平的位相, 可以看到, 它超前于到西边界的负 Rossby 波的位相, 而和中东部的正距平同位相, 因此图 3c 赤道西太平洋地区的负距平并不能理解为赤道两侧西传的 Rossby 波遇西边界反射而成, 而应理解为  $EINi\tilde{m}o$  发展过程中中西部西风异常所激发的 Kelvin 驻波.

## 2.3 合成分析

类似于 Rasmusson & Carpenter(1982)<sup>[11]</sup>, 采用位相合成的方法, 将一次 ENSO 过程分成 8 个位相, 取  $Ni\tilde{m}o3$  指数出现负极大值的时间为第 1 位相, 出现正极大值的时间为第 5 位相, 其间由负转正的时间为第 3 位相, 第 1、3 位相的中间时间为第 2 位相, 第 3、5 位相的中间时间为第 4 位相. 对称地, 取其后的  $Ni\tilde{m}o3$  指数由正转负的时间为第 7 位相, 第 5、

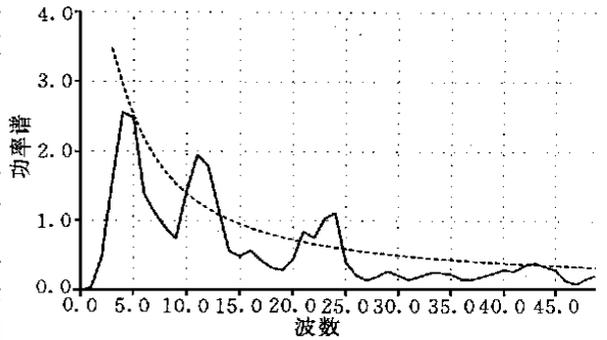


图 2 TW2 指数的功率谱分布  
(虚线为 95% 红噪声水平, 周期  $T = 256/k$ ,  $k$  为波数).

7 位相的中间时间为第 6 位相; 第 7 位相与下一次极大值(即下一次 ENSO 第 1 位相)出现时间的中间时间为第 8 位相. 按此方法, 将 45 年内的 ENSO 事件进行位相划分, 然后按位相进行合成平均, 得出一个平均 ENSO 过程及它的 8 个位相.

(1) 冷态成熟期(位相 1)

图 4a 给出 8 个位相的 SSTa 分布. 位相 1 时, 整个热带太平洋全为负距平, 最大负中心出现在大洋东部的赤道两侧. 此时, 东太平洋斜温层深度为负距平(超过 -10m), 沿赤道呈舌状向西伸展, 中西部赤道两侧及西太平洋地区为正扰动(图略). 海表风应力异常分布如图 4b 所示(阴影区表示显著辐合), 此时 110°W 以西全为东风异常, 受其影响, 赤道太平洋出现向西的表面异常流, 冷水上翻也随之加强(图略).

(2) 冷态的衰减及消亡(位相 2、3)

位相 2 时, 热带太平洋仍维持海温负距平(图 4a), 但中东部的负 SSTa 已明显减弱. 位相 3 时, 该地区的冷水区已经被较弱的异常暖水取代, 东部赤道两侧负 SSTa 有所减弱, 但依然维持. 与此同时, 东部斜温层负深度距平开始减弱, 至位相 3 时, 赤道西太平洋地区已被负深度距平控制, 中东太平洋出现小块正深度距平区(图略). 图 4b 显示, 位相 2 时, 赤道东风异常明显减弱, 西太平洋地区已出现西风异常, 异常辐合区出现在日界线附近. 之后, 西风异常进一步加强并向东扩展, 原先的东风异常减弱并东退, 辐合区相应东移. 位相 2 时, 西太平洋赤道地区出现向东的海表异常流以及向赤道辐合的经向异常流, 这样赤道中西太平洋出现异常下沉运动, 其两侧出现异常上升运动以作补偿(图略), 之后, 西太平洋地区下沉运动不断加强并沿赤道向东扩展, 但东部赤道地区仍为异常上升, 其两侧为异常下沉.

(3) 暖态的建立与发展(位相 4)

赤道中东太平洋的正 SSTa 继续发展, 范围扩大, 向西越过日界线, 向东在南美沿岸形成 1°C 左右中心, 西太平洋地区则为较弱的负距平. 至此, 一个典型的 El Niño 已形成(图 4a). 与之相对应, 东太平

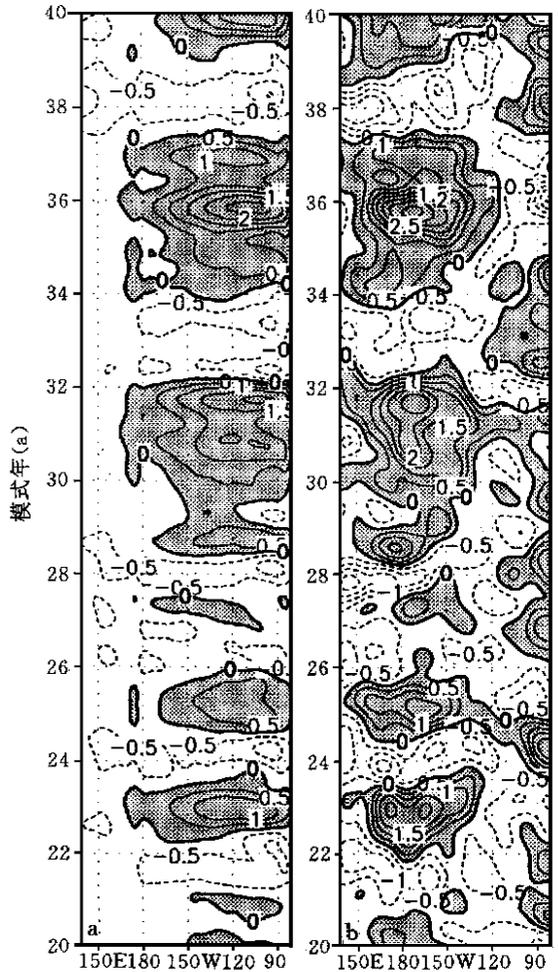
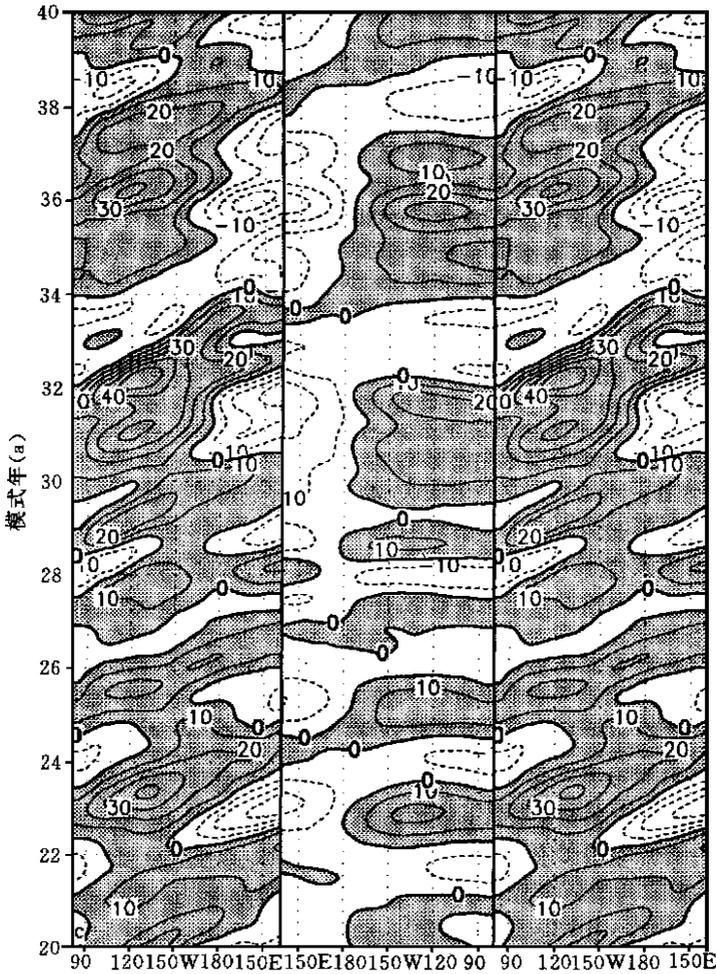


图 3 第 20~39 模式年沿赤道的(5°N~5°S 内平均) (a) SSTA(单位: °C), (b) 海表纬向风异常(单位: m/s), (c) 沿赤道(5°N~5°S 内平均, 中间图)及沿 10°S(7°N~13°S 内平均, 两侧图)斜温层深度距平(单位: m)的时间-经度剖面(阴影表示正区).



续图 3

洋斜温层明显加深, 西太平洋地区明显变浅, 强度均在 10 m 以上(图略). 海表西风距平不断加强并向东扩展至 125°W 附近, 辐合区继续东移(图 4b). 受其影响, 向东的异常海表流进一步增强, 并扩展到 120°W 以东, 西太平洋地区向赤道的经向辐合流也不断增大(图略), 与之相对应的赤道异常下沉运动及其两侧的补偿上升运动也继续增强, 向东扩展, 东部的赤道上翻流异常向东退至 120°W 以东.

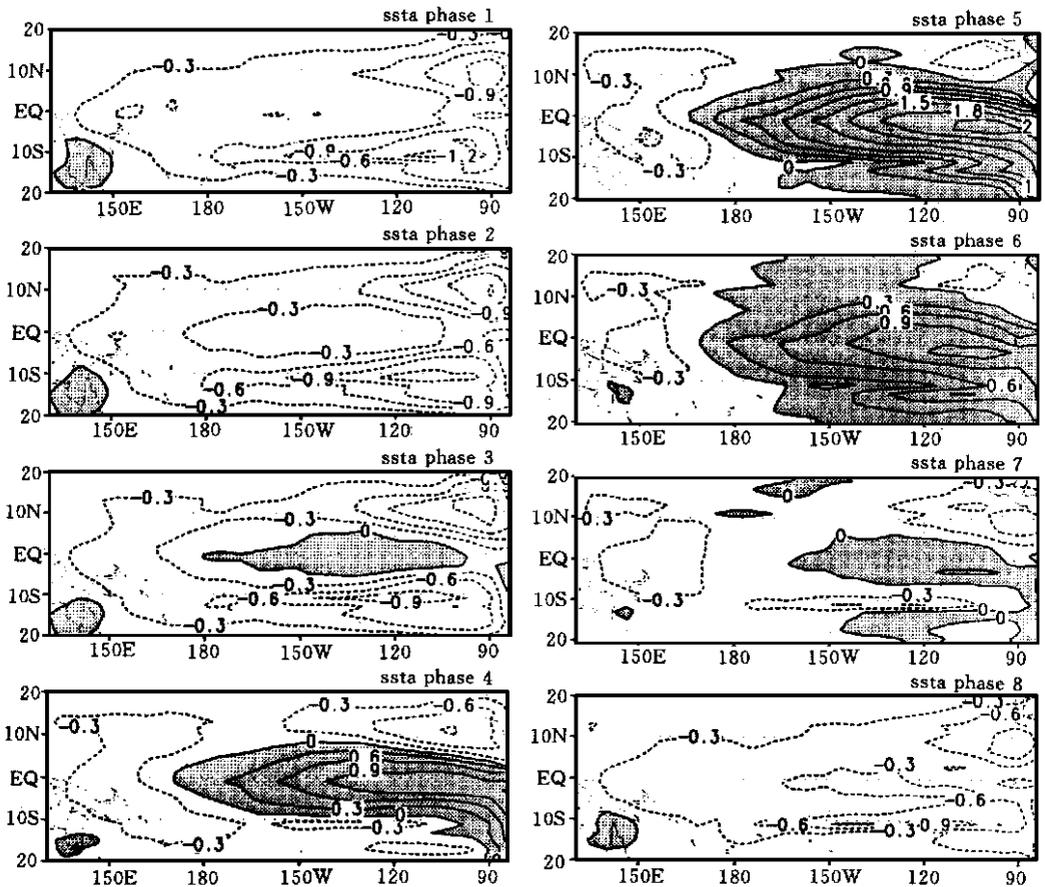
(4) 暖态成熟期(位相 5)

热带中东太平洋正 SSTA 已发展到鼎盛时期, 异常暖水的范围达最大, 向西到日界线以西, 东部中心强度达 2°C 以上, 西太平洋地区为负 SSTA(图 4a). 斜温层在赤道东太平洋地区加深达 20 m 以上, 西太平洋赤道地区抬升近 30 m. 低层西风异常亦达最强(图 4b), 125°W 以西为西风距平, 以东为东风距平, 125°W 附近为明显的辐合中心(位于异常暖水中心的西侧). 另外, 向东的异常海表流几乎遍及整个赤道太平洋, 强度达 25 cm/s; 西太平洋地区向赤道的经向辐合流进一步加强, 并向东扩展到 150°W. 120°W 以西的赤

道地区为强的异常下沉,其两侧为强的异常上升,以东赤道地区为异常上翻,其两侧为异常下沉,但东部的变化强度远不及西部.

(5) 暖态的衰减及消亡(位相 6、7)

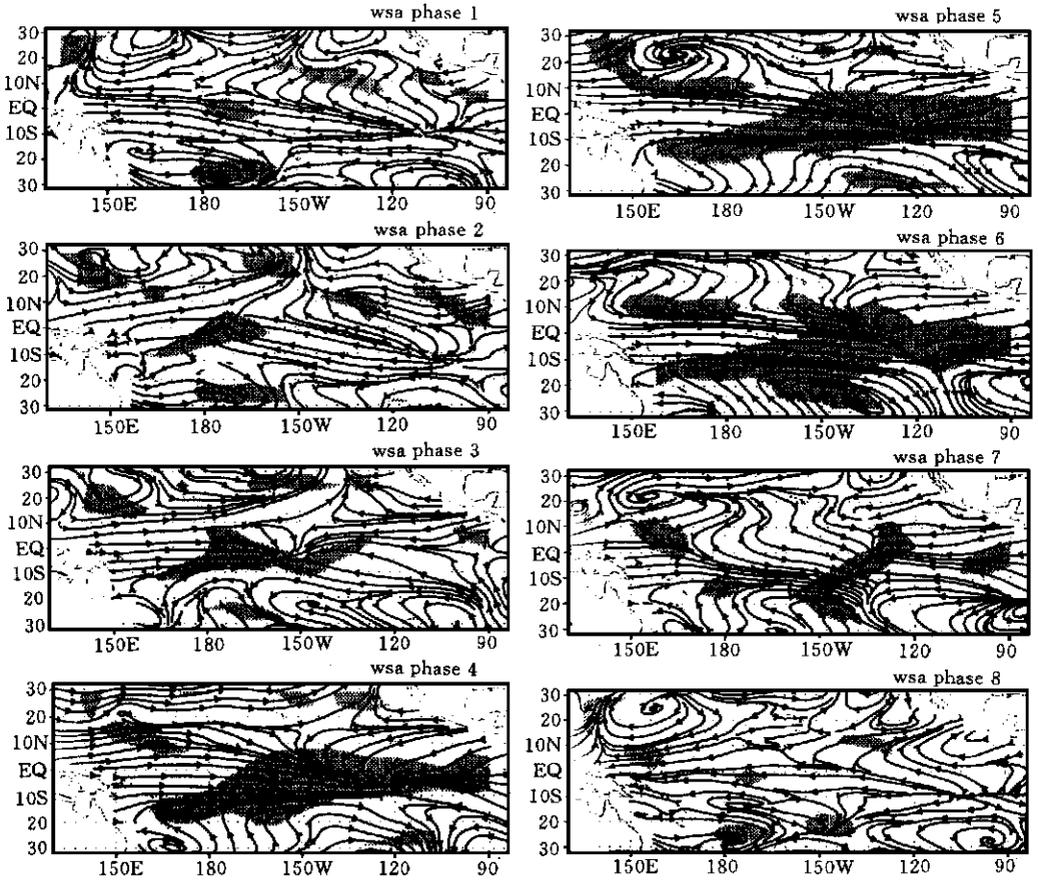
海温异常达最强后将开始衰减.由图 4a 可见,赤道中东太平洋异常暖水的强度已明显减弱,位相 7 时,仅东部残存弱暖水区,且其南北两侧均出现了负 SSTA 分布,表明 El Niño 正趋于消亡.位相 6 时斜温层在东部的加深明显减弱,赤道两侧的正深度距平有西传迹象,西太平洋地区的负深度距平范围减小.至位相 7 时,东太平洋赤道地区已被弱的负深度距平取代,赤道两侧的加深信号继续西传,西太平洋地区负距平进一步减弱.赤道太平洋中、西部的西风异常开始减弱西撤,东部的东风异常加强并向西扩展,辐合区的范围明显减小(图 4b).相应地,El Niño 成熟期时向东的海表异常流的范围向西缩小,强度减弱,随着东部东风的加强,东太平洋出现向西的异常流,并不断加强,向西扩展.位相 7 时,向西的异常流已控制整个赤道太平洋.同时,赤道西太平洋地区的经向辐合及东部



(a)

图 4 位相合成后 ENSO 8 个位相的 SSTA 水平分布(单位:℃)

和海表风应力异常的水平分布(图 a 中阴影表示正区,图 b 中阴影区表示显著辐合区)



(b)  
续图 4

的经向辐散明显减弱, 这又导致中西部赤道异常下沉及东部异常上升的减弱(图略). 上述变化表明, El Niño 正逐步减弱并趋于消亡.

(6) 冷态的发展与建立(位相 8)

图 4a 显示, 位相 8 时热带太平洋大部分地区又重新被海温负距平覆盖, SSTA 的分布类似于位相 2, 东部两侧又出现负 SSTA 中心. 东部斜温层深度负距平进一步加强(超过 -10m), 赤道两侧的正距平继续西传, 西太平洋斜温层加深(图略). 赤道太平洋上的西风异常已经消失, 取而代之的是东风异常(图 4b). 受其影响, 赤道太平洋向西的海表异常流进一步增强, 原西太平洋赤道上的经向辐合变为弱的经向辐散, 赤道太平洋中西部的异常下沉也被异常上翻取代, 东部的异常上升仍维持, 即整个赤道地区均为异常上翻, 有助于负 SSTA 的发展, 至此, 一次新的 La Niña 已经建立.

3 模式 ENSO 循环的负反馈机制

图 5a、b、c 分别给出沿赤道的 SSTA、海流垂直速度异常、斜温层扰动的位相-经度剖

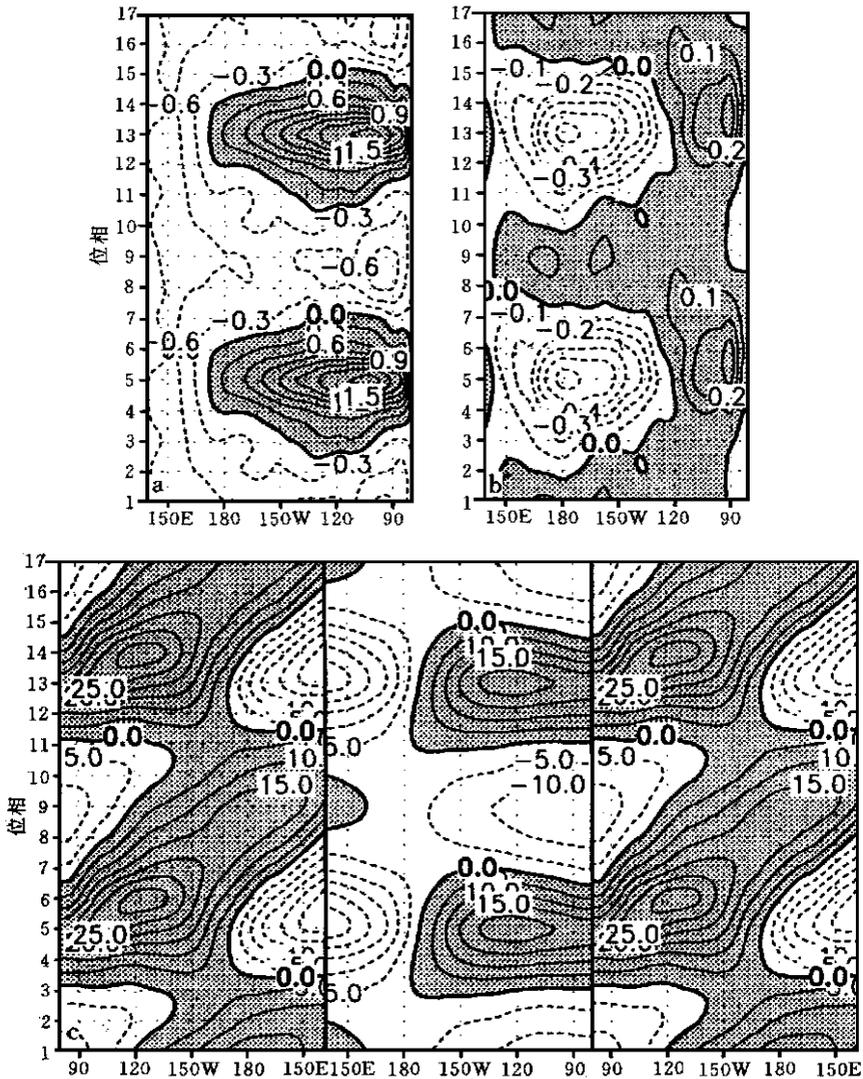


图5 位相合成后沿赤道( $5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$ 内平均)的(a)SSTA(单位: $^{\circ}\text{C}$ ), (b)垂直速度异常(单位: $\text{cm/s}$ ), (c)沿赤道( $5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$ 内平均, 中间图)及沿 $10^{\circ}\text{S}$ ( $7^{\circ}\text{N}\sim 13^{\circ}\text{S}$ 内平均, 两侧图)的斜温层深度距平(单位: $\text{m}$ )

面(图5c还给出沿 $10^{\circ}\text{S}$ 的剖面, 东西向对调). 这里给出两个周期的变化, 9~16位相实际上是1~8位相的重复. 有两点值得指出: (1)图5b的异常下沉运动完全对应于中东太平洋的正SSTA, 但其范围仅在 $120^{\circ}\text{W}$ 以西, 其东部基本上是异常上升区, 且其强度随正SSTA的发展而加强, 这与暖水中心东部东风异常的加强有关(图4b). 如此强的上升运动对暖态的消亡可能起重要作用; (2)正Kelvin波在东边界可反射成在赤道两侧西传的正Rossby波, 在西边界又反射成赤道正Kelvin波. 正Kelvin波的东传可能是冷态消亡、暖态产生的触发机制. 尽管El Niño发展过程中中西太平洋赤道两侧激发的负Rossby波可到达西边界, 但图5c中西太平洋赤道地区的负距平在位相上超前于到达西边界的Rossby波, 因而不能认为是Rossby波反射所致. 因此暖态消亡的负反馈机制不能由“时

滞振子”假说去解释.

海洋模式<sup>[10]</sup>中, SSTA 变化倾向方程如下:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - u \bar{T}_x - u T_x - \bar{u} T_x - v \bar{T}_y - v T_y - \bar{v} T_y - [M(\bar{w}_s + w_s) - M(\bar{w}_s)] \bar{T}_z - M(\bar{w}_s + w_s) T_z - \alpha T \quad (1)$$

右端共 9 项. 其中带 ‘-’ 的为气候平均值, 不带 ‘-’ 的为距平值. 函数  $M(x)$  有以下形式:

$$M(x) = \begin{cases} 1 & (x \geq 0) \\ 0 & (x < 0) \end{cases} \quad (2)$$

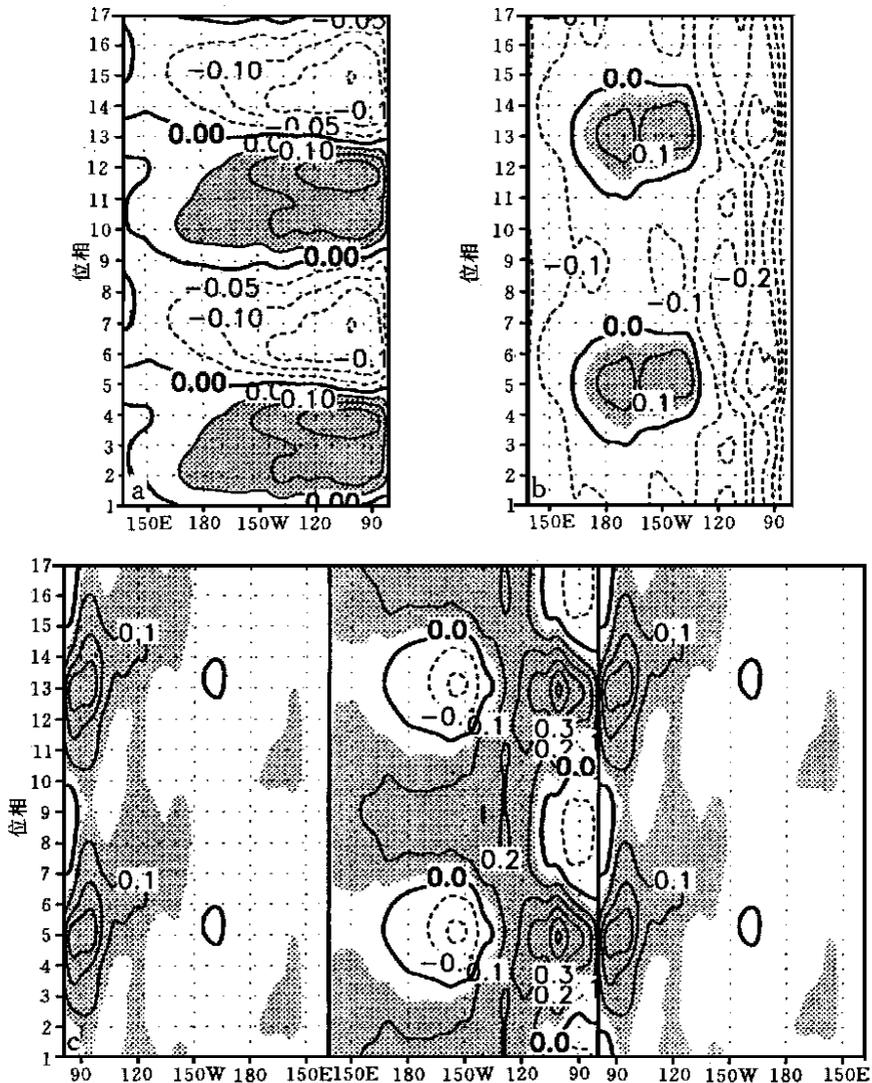


图 6 位相合成后的(a)SSTA 总倾向, (b)倾向方程中第 7 项贡献, (c)倾向方程中第 8 项贡献沿赤道 (5°N~5°S 内平均, 中间图)及沿 10°S (7°N~13°S 内平均, 两侧图)的位相-经度剖面 (阴影区表示 > 0.05°C/月)

分析前 8 项对总的海温变化倾向的贡献:

(1) 冷态的消亡(位相 2、3) 总海温倾向( $\frac{\partial T}{\partial t}$ )的位相-经度剖面如图 6a 所示, 此阶段热带中东太平洋有  $0.1 \sim 0.15^\circ\text{C}/\text{月}$  的增温趋势(即负 SSTA 的减弱). 通过比较可以发现, 对第 2、3 位相赤道中东太平洋增温贡献较大的有第 1、4、8 项. 第 1、4 两项表示异常海表流对气候海温的水平输送, 其中主要是赤道中西太平洋向东的异常纬向流( $u > 0$ )对西部暖水向东的输送. 这三项中贡献最大的是第 8 项, 其位相-经度剖面见图 6c(中间). 很明显, 该项源于西太平洋, 并在东传过程中增强, 贡献为  $0.1 \sim 0.2^\circ\text{C}/\text{月}$ . 如果将图 6c 和图 5c 相比, 可以看到两者分布上很一致, 说明冷位相的消亡与时滞的西边界反射波的东传有关.

(2) 暖态的消亡(位相 6、7) 图 6a 表明, 在 6、7 位相时, 赤道中东太平洋呈显著的降温趋势, 降温率达  $-0.15 \sim -0.2^\circ\text{C}/\text{月}$ . 通过比较可知, 对赤道中太平洋降温起作用的是第 1、2 项(第 2 项量值为  $-0.1 \sim -0.2^\circ\text{C}/\text{月}$ ), 而东太平洋地区主要是第 7 项的贡献(图 6b). 由图 4b 可以看到, 在 ENSO 暖位相期, 热带太平洋东部有较强的东风异常, 它的存在加强了东部赤道上翻运动, 使得该处的异常上翻始终维持, 并随着 El Niño 的发展而增强, 由此带来的冷水上涌并向西平流使得成熟期之后的暖态逐渐减弱并趋于消亡. 注意到图 6b 与图 5b 有很好的一致性, 而由图 6c 看不到斜温层负距平信号东传并促使暖态消亡的现象, 因此, 暖位相消亡与 El Niño 发展过程中太平洋东部不断增强的东风异常所产生的冷水上翻的加强以及纬向向西的冷平流有关, 而非“时滞效应”所致.

#### 4 总结与讨论

(1) 该模式能较好地再现热带太平洋 ENSO 年际变化的基本特征, 如赤道中东太平洋几年一次不规则的海水增暖, 与之伴随的大气风场、洋流、斜温层变化等. 其时间变化、空间分布及水平结构演变均与观测比较相符.

(2) 模式 ENSO 循环的主周期为 4~5 年, 在准 2 年及年循环尺度上也有显著变化, 即模式可再现 ENSO 循环的多时间尺度特征.

(3) 模式 ENSO 循环中, 暖态的消亡与 El Niño 发展过程中东太平洋( $120^\circ\text{W}$  以东)不断增强的东风异常所产生的冷水上翻的加强以及纬向向西的冷平流有关; 冷态的消亡与冷态发展中赤道两侧西传的正 Rossby 波遇西边界反射形成的正 Kelvin 波的东传有关, 即“时滞效应”所致.

关于 ENSO 循环形成的机制, Suarez & Schopf(1989)的结果<sup>[7]</sup>认为冷、暖态的消亡均是由西边界波反射效应造成, 而 Battisti & Hirst(1988)<sup>[3]</sup>认为暖态的消亡主要由波反射效应引起, 冷态的消亡主要受热力衰减过程的作用, 可见, 本文的结论与他们有明显的差别. 尽管如此, 可以肯定的是“时滞振子”假说在 ENSO 循环, 至少在 ENSO 循环的某一阶段承担着负反馈机制的作用, 这种作用在简单的海气模式中有, 在本文的混合海气系统中也有. 此外, 我们用全球范围的大气环流模式与热带太平洋简单海洋模式进行耦合, 从理论上讲, 它比简单的海气模式多引入了热带外大气过程, 这对真实再现 ENSO 变化过

程是十分重要的. 对此, 我们将做进一步的探讨.

### 参 考 文 献

- 1 Zebiak S, Cane M. A model El Niño-Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**: 2262~ 2279.
- 2 Philander S, Pacanowski R, Lau N and Nath M. Simulation of ENSO with a global atmospheric GCM coupled to a high-resolution tropical Pacific ocean GCM. *J. Climate*, 1992, **5**: 308~ 329.
- 3 Lau N, Philander S, Nath M. Simulation of ENSO phenomena with a low-resolution coupled GCM of the global ocean and atmosphere. *J. Climate*, 1992, **5**: 284~ 307.
- 4 Neelin J, et al. Tropical air-sea interaction in general circulation models. *Climate Dyn.*, 1992, **7**: 73~ 104.
- 5 Neelin J, Battisti D, Hirst A, et al. ENSO theory. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(c7): 14261~ 14290.
- 6 Battisti D S, Hirst A C. Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**: 1687~ 1712.
- 7 Suarez M J, Schopf P S. A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**: 3283~ 3287.
- 8 Wu Aiming, Ni Yunqi. A hybrid coupled ocean-atmosphere model and ENSO prediction study. *Adv. Atmos. Sci.*, 1999, **16**(3): 1~ 12.
- 9 Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. A nine-layer atmosphere general circulation model and its performance. *Adv. Atmos. Sci.*, 1996, **13**: 1~ 18.
- 10 Zebiak S E. Tropical Atmosphere-Ocean interaction and El Niño/Southern Oscillation Phenomenon. Ph. D thesis, MIT, 1984, 261.
- 11 Rasmusson E, Carpenter T. Variations in the tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 354~ 384.

## ENSO SIMULATED BY A HYBRID COUPLED OCEAN-ATMOSPHERE MODEL AND ITS MECHANISMS

Wu Aiming      Ni Yunqi

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

### Abstract

A hybrid coupled ocean-atmosphere model is developed, with which a 45-year simulation is performed. Analysis shows that the model can reproduce ENSO interannual variability over the tropical Pacific. The principal period is about 4 to 5 years. The negative feedback mechanism of ENSO is investigated. The results show that the damping of warm phase can be attributed to the strengthening of the cold water upwelling accompanied with the strong anomalous easterly over the eastern Pacific during the developing period of El Niño and the cold advection along the equator. The damping of cold phase is mainly related to the delaying effects of the equatorial wave reflection.

**Key words:** Hybrid coupled ocean-atmosphere model    Model ENSO    Negative feedback mechanism