

1982 / 1983 年 El Niño 演变的 动力学结构分析

张向东

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

黄士松

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 目前, ENSO 循环动力学机制仍存在争议。本文在研制热带太平洋线性分层模式的基础上, 利用 ECMWF 1981~1984 年的风场分析资料, 进一步模拟分析了 El Niño 的海洋动力学结构和机制。结果较真实地揭示了海洋温跃层扰动的演变。指出海洋表层与次表层间卷挟作用激发新的 Kelvin 模和 Rossby 模, 它们与经典的动量交换激发的 Kelvin 模和 Rossby 模相叠加是温跃层扰动的基本动力学机制。东边界反射 Rossby 模对温跃层扰动和海洋气候状态恢复具有重要作用。上述动力学模态是 El Niño 循环时滞振荡子机制的本质, 修改和完善了经典时滞振荡子机制。最近 Chao 和 Philander 指出 1972 年 El Niño 演变机制是海洋的“记忆”, 其时滞振荡子的核心是海洋对风场的时滞响应。可见 1982 / 1983 年与 1972 年的 El Niño 机制不同。

关键词 El Niño 结构分析 动力机制

1 引言

研究表明 El Niño-南方涛动 (ENSO) 具有循环特征, 是热带太平洋海气耦合系统年际变化的极端位相。Schopf 和 Suarez^[1]利用热带太平洋海气耦合模式研究了 ENSO 循环过程, 提出以海洋波动传播为核心的时滞振荡子理论。Battisti^[2]利用修改的 ZC^[3]模式研究了 ENSO 循环过程, 提出以 Kelvin 模和 Rossby 模传播、耦合不稳定性理论以及边界反射为核心的循环理论, 其本质与 Schopf 和 Suarez 的理论相等。上面波动理论成功地解释了简单海气耦合模式中的年际变化性。但是, 正如 Chao 和 Philander^[4]指出, 上述波动理论还不能从充分的观测资料中得以证实。在海气环流耦合模式 (CGCM) 中, 也还没有可以共同接受的理论。根据 CGCM 结果, 热带太平洋海气耦合系统年际振荡存在三类源^[5,6], 一类是“SST 模”, 具有自东太平洋向西传播特征^[7]; 一类是位于中东太平洋的驻波型振荡; 另一类则是具有东传倾向的 SSTA 变化。低分辨海洋的 CGCM 模拟结果是“SST 模”, 其产生条件是“快波限制 (fast-wave limit)”和海气间的弱耦合。Moore^[8]在耦合模式敏感性试验中指出, “SST 模”与温跃层扰动和传播无关。高分辨海洋的 CGCM 模拟结果是第二、三类, 基本物理机制是时滞振荡子。在赤道附近, 高分辨海洋模式的格点尺度远小于赤道 Rossby 形变半径, 具有分辨赤道波动的能力, 但能否确定海洋波动作用仍存在困惑。因此仍需正确揭示 El

Niño 的物理过程和机制。

另外, 1982/1983 年 El Niño 是本世纪最强的一次暖水事件, 它与 1972 年 El Niño 显著不同。已有的耦合模式结果基本上可用于 1972 年类型的 El Niño, 但没有成功地解释 1982/1983 年 El Niño 事件。Battisti^[2]将此归结为模式没能准确描述中西太平洋温跃层扰动。Chen 等^[9]指出在以前的简单海洋模式中需包含更多的动力学模态和物理过程。

下面将在研制热带太平洋线性分层模式基础上模拟分析 1982/1983 年 El Niño 的结构和机制, 及其与 1972 年 El Niño 的差别。

2 简单海洋分层模式和计算方案

海洋分为上下两层, 上层是密度为 ρ_1 的流体, 下层是密度为 ρ_2 的流体, 且 $\rho_2 \gg \rho_1$ 。海洋上层嵌入混合层(表层), 因此又分为表层和次表层, 海洋表层具有自由表面, 如图 1。在数值的简单海洋模式中, 采用了刚盖边界条件, 部分歪曲了 Rossby 长波^[10], 这里采用自由表面避免了这一问题。这里海洋表层厚度 h_s 取为常数, 水平速度为 $\vec{v}_s = (u_s, v_s)$; 海洋次表层厚度为 h_1 , 水平速度为 $\vec{v}_1 = (u_1, v_1)$, 海洋表层和次表层间的卷挟速率为 w_e 。模式的线性化无量纲控制方程组为

$$\frac{\partial u_s}{\partial t} - \frac{1}{2} y v_s = -\frac{1}{2} \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\alpha} - \frac{\gamma_1(u_s - u_1)}{\alpha} - A_s u_s, \quad (1)$$

$$\frac{1}{2} y u_s = -\frac{1}{2} \frac{\partial h_1}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\alpha} - \frac{\gamma_1(v_s - v_1)}{\alpha} - A_s v_s, \quad (2)$$

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} - \frac{1}{2} y v_1 = -\frac{1}{2} \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\gamma_1(u_s - u_1)}{1 - \alpha} - \frac{\gamma u_1}{1 - \alpha} - A_1 u_1, \quad (3)$$

$$\frac{1}{2} y u_1 = -\frac{1}{2} \frac{\partial h_1}{\partial y} + \frac{\gamma_1(v_s - v_1)}{1 - \alpha} - \frac{\gamma v_1}{1 - \alpha} - A_1 v_1, \quad (4)$$

$$\frac{1}{2} \frac{\partial h_1}{\partial t} + (1 - \alpha) \left(\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) + \alpha \left(\frac{\partial u_s}{\partial x} + \frac{\partial v_s}{\partial y} \right) = -B \frac{h_1}{2}, \quad (5)$$

$$w_e = \alpha \nabla \cdot \vec{v}_s. \quad (6)$$

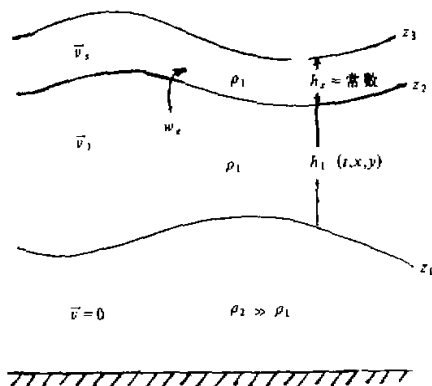


图 1 分层海洋结构示意图

方程组 (1) ~ (6) 中已采用赤道 β 平面近似和长波近似(半地转近似)。 $\vec{\tau} = (\tau_x, \tau_y)$ 是海表异常风应力, γ_1 是界面 Ekman 数, γ 是底 Ekman 数, A_s 是表层的无量纲 Rayleigh 摩擦系数, A_1 是次表层的无量纲 Rayleigh 摩擦系数, B 是无量纲 Newton 冷却系数, $\alpha = h_s / H$, H 是海洋上层的平均厚度。

模式方程组 (1) ~ (6) 的计算区域取为 $124^\circ\text{E} \sim 84^\circ\text{W}$, $30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$ 的矩形范围, 代表热带太平洋区域。假设海洋的经向边界是铅直刚壁, 没有与铅直刚壁正

交方向的流体质量通量。东边界条件为

$$u(x_E, y) = 0, \quad (7)$$

x_E 是东边界的纬向坐标。因此方程组 (1) ~ (6) 中 Kelvin 模在东边界反射成 Rossby 模。西边界的情况稍复杂一些, Cane 等^[11]指出, 摩擦效应使 Rossby 短波在西边界“波陷”而形成一个侧边界层, 并将纬向质量通量向经向输送。但经向积分的纬向质量通量为零。因此仅含 Kelvin 模和 Rossby 主模的西边界条件可写成

$$\int_{-\infty}^{\infty} u(x_W, y) dy = 0, \quad (8)$$

x_W 是西边界纬向坐标, 在西边界 Rossby 主模反射成 Kelvin 模。

模式的纬、经向空间步长均取为 2° , 时间步长取为 4 h。异常风应力由下式计算:

$$\vec{\tau} = \rho_a c_D |\vec{u}_a| \vec{u}_a, \quad (9)$$

其中 ρ_a 是大气密度, c_D 是拖曳系数。异常风应力的无量纲形式为

$$\vec{\tau}^* = \frac{\vec{\tau}}{\tau^*}. \quad (10)$$

数值模式中的各参数值为:

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= 0.6881023 & \gamma &= 0.6881023 \\ A_s &= 1.0618863 & A_1 &= 1.162890 \times 10^{-3} \\ B &= 1.162890 \times 10^{-3} & h_s &= 50 \text{ m} \\ H &= 200 \text{ m} & \rho_a &= 1.275 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \\ C_D &= 2.8 \times 10^{-3} & \tau^* &= 0.125 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2} \end{aligned}$$

3 El Niño 期间海洋温跃层扰动的模拟结果

根据 ECMWF1980~1989 年 850 hPa 等压面风场分析资料计算得到异常风应力, 并作无量纲化。数值模式从静止扰动开始积分, 积分时间从 1981 年 1 月至 1984 年 12 月。为了分析和探讨 1982 / 1983 年 El Niño 演变的特征结构及其波动力学, 将模式中各物理量投影到经向抛物柱面函数上。根据热带海洋动力学理论, 引入 Gill 变量

$$q_1 = \frac{1}{2} h_1 + u_1, \quad (11)$$

$$r_1 = \frac{1}{2} h_1 - u_1, \quad (12)$$

然后将 q_1 、 r_1 和经向速度分量 v_1 展开成

$$\begin{bmatrix} q_1 \\ r_1 \\ v_1 \end{bmatrix} = \sum_{n=0}^{\infty} \begin{bmatrix} q_{1n}(t, x) \\ r_{1n}(t, x) \\ v_{1n}(t, x) \end{bmatrix} D_n(y), \quad (13)$$

由抛物柱面函数系 $\{D_n(y), n=0, 1, 2, \dots\}$ 的正交性, 可求得 Kelvin 模和各阶 Rossby

模。根据 El Niño 演变的大尺度动力学性质和已有的研究结果^[2], 模式中取 Kelvin 模和截断至 8 阶的对称 Rossby 主模来讨论 El Niño 的动力学结构和机制。

图 2 是模式输出的 1982 年 5 月至 1984 年 9 月 9 个特征月海洋温跃层深度扰动的结果, 给出了 1982/1983 年 El Niño 演变过程中温跃层扰动的主要变化情况。根据模拟结果, 在 1982/1983 年 El Niño 前期, 整个太平洋异常风应力强迫的海洋温跃层扰动非常弱。其基本结构为位于中西太平洋是很弱的正扰动, 而东西边界附近是很弱的负扰动, 扰动振幅随季节稍有变化 (图略)。但是, 正如图 2 所示, 自 1982 年 5 月开始, 位于中太平洋的弱正扰动增强并向东传播。9 月份正扰动影响至东边界, 扰动中心东移距离不大, 仍位于中太平洋, 西太平洋是同时发展起来的负扰动区。1982 年底至 1983 年初, 正扰动振幅达到最大, 扰动中心位于东太平洋及东边界, 负扰动位于中西太平洋, 其振幅也达到最大。之后温跃层扰动逐步衰减, 1983 年 9 月只有很弱的正扰动出现在东边界附近, 弱的负扰动区占据中西太平洋。1984 年正扰动传播至西太平洋, 负扰动传播至东太平洋, 最后形成与 El Niño 形成前基本一致的情形。由此可见, 模式较成功地模拟了 1982/1983 年 El Niño 过程中海洋温跃层扰动的演变情况。前面曾经指出, 在模式方程组 (1) ~ (6) 中仅取了 Kelvin 模和 Rossby 对称主模, 上述模拟结果也说明这些动力学主模的传播和发展可以描述 1982/1983 年 El Niño 过程中温跃层演变。

另外, 模拟结果也指出了 1982/1983 年与 1972 年 El Niño 不同的动力学结构。观测和模拟研究均指出^[12,13], 1972 年 El Niño 的先期条件是西太平洋海洋上层热容量的堆积, 这种堆积到一定程度之后激发 Kelvin 模东传并导致 El Niño。而 1982/1983 年 El Niño 出现之前, 西太平洋没有明显的热容量堆积, 正的热容量扰动是在自中西太平洋向东传播的过程中不断增幅发展的。图 3 是 Chao 和 Philander^[4]给出的 1972 年 El Niño 过程海洋上层热容量分布的模拟结果。将其与图 2 对比可见两次 El Niño 过程的结构和变化特征存在显著差异。

4 海洋温跃层扰动的特征结构分析

为了更清楚地揭示 El Niño 演变的动力学结构, 下面将进一步分析各动力学模态的结构和演变状况。众所周知, 在经典的浅水海洋模式或第一阶铅直斜压模模式中, 揭示了两类海洋动力学主模对 El Niño 的形成和发展作贡献, 它们分别是向东传播的下沉 (Downwelling) Kelvin 模 (也称作正 Kelvin 模) 和向西传播的上翻 (Upwelling) Rossby 模 (也称作负 Rossby 模)。前者导致正的海洋温跃层扰动, 后者导致负温跃层扰动。这两类模态是异常西风应力激发所致, 是海气间动量交换的结果。也是 ENSO 循环时滞振荡子机制的核心。但 Chen 等^[9]指出精确地刻划 El Niño 演变的动力学结构和机制, 需包含较经典的浅水模式或第一阶铅直斜压模模式等更完整的动力学过程。因此最近有许多工作致力于简单海洋模式的改进^[9,14]。在本文所研制的数值模式中, 由于包含了海洋自由表面运动和一个具有动力学过程和动力学作用的混合层, 因此具有比浅水模式和第一阶铅直斜压模模式更丰富的动力学内容。图 4 是模式积分至第 840 天时的海洋温跃层扰动的各阶主模。图中结果与经典理论有明显区别。图 4 所示, 除了与经典理论相一致的下沉 Kelvin 模和上翻 Rossby 模之外, 还有位于下沉 Kelvin 模西侧的上

翻 Kelvin 模和位于上翻 Rossby 模东侧的下沉 Rossby 模, 这两类模态是本文明确揭示的新的动力学模态。它们与经典模态相叠加, 加强了海洋温跃层扰动振幅, 并影响海洋

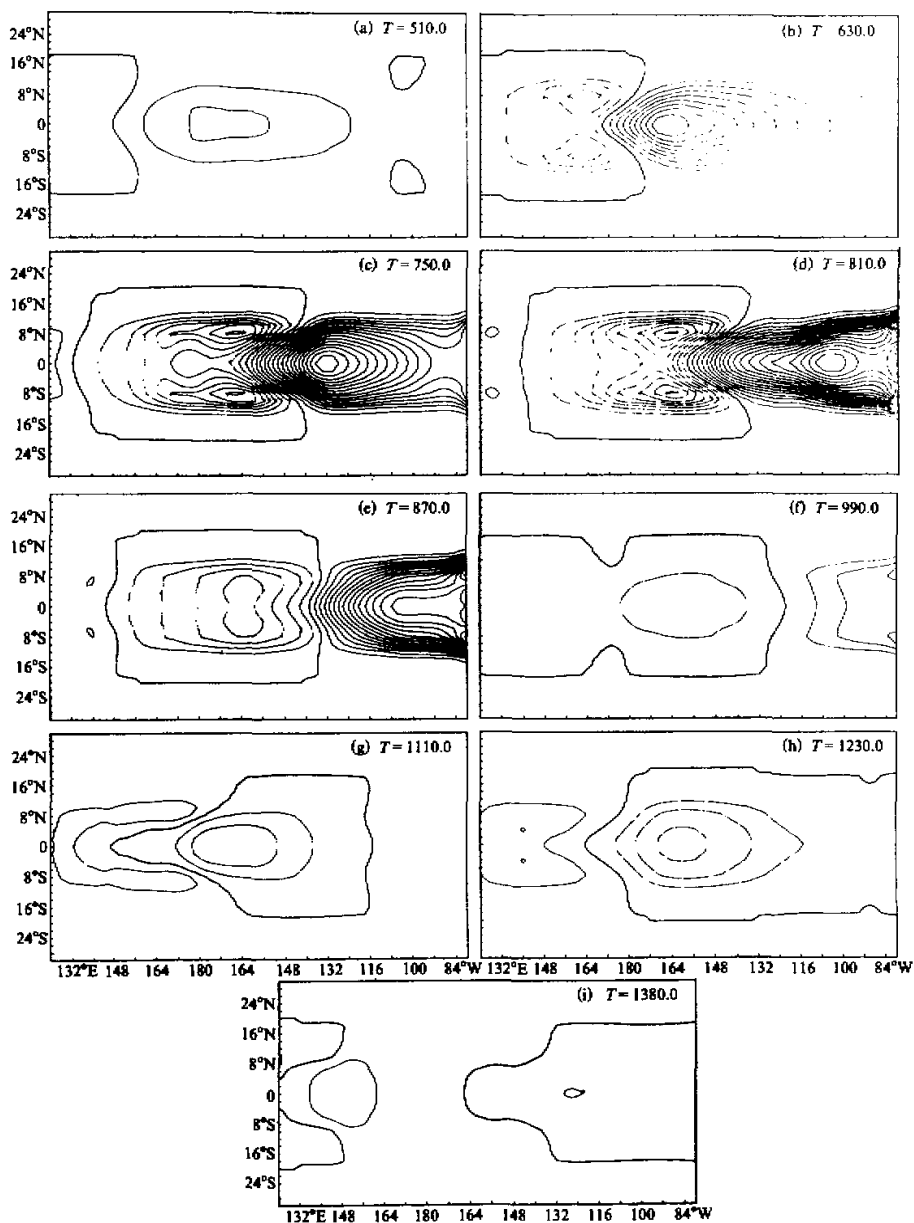


图2 (a) ~ (i) 分别是 1982 年 5 月、9 月, 1983 年 1 月、3 月、5 月、9 月, 1984 年 1 月、5 月、9 月的海洋温跃层扰动
粗实线: $h_1 = 0$, 实线: $h_1 > 0$, 虚线: $h_1 < 0$, 间隔 = 1.0

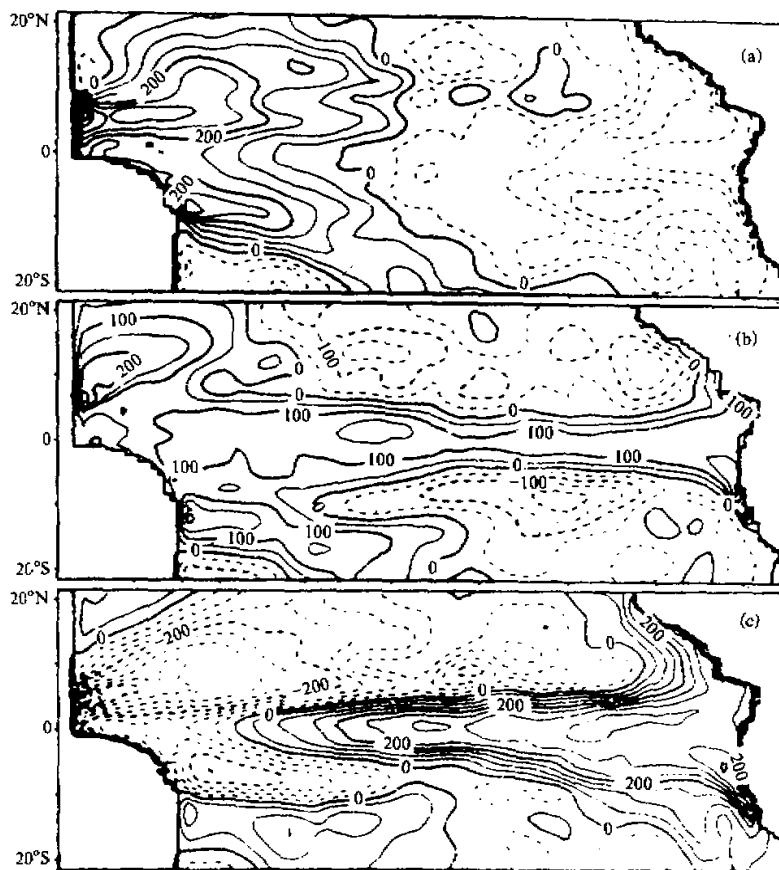


图3 (a) 1971年7月、(b) 1972年1月、(c) 1972年7月海洋上层
热容量异常的CGCM模拟结果

波动传播性质和 El Niño 循环机制。

下面进一步分析两类新的海洋动力学模态的激发机制。正如上面所述,与浅水模式和第一阶铅直斜压模模式相比,模式方程组(1)~(6)中增加了海洋自由表面和海洋混合层的动力学过程和动力学作用,因此方程组(1)~(6)中不仅包含动量传输所激发的动力学模态,而且包含海洋表层和次表层间相互作用激发的动力学模态。在经典模式中,例如 ZC 模式,上边界取刚盖边界条件,混合层水平速度与次表层水平速度是线性关系,海表卷挟速率诊断得到,海洋温跃层扰动的动力学结构是动量交换激发的 Kelvin 模和 Rossby 模。在方程组(1)~(6)中,海洋表层与次表层间卷挟速率不是诊断量,是表层与次表层相互作用的纽带,对温跃层扰动具有动力学作用,是上面揭示的新的动力学模态的激发机制。为了说明这一点,模式方程组(1)~(6)在定常强迫下积分至平衡态。强迫函数是

$$\left\{ \begin{array}{l} \tau_x = \begin{cases} \cos \frac{x-l}{l} \pi D_0(y), & x \in [150^\circ \text{E}, 158^\circ \text{W}] \\ 0, & x \in [150^\circ \text{E}, 158^\circ \text{W}] \end{cases} \\ \tau_y = 0, \end{array} \right. \quad (14)$$

l 是 $124 \sim 176^\circ \text{E}$ 间的距离。异常西风应力 τ_x 在 176°E 处取最大值。图 5 是海洋温跃层深度扰动 Kelvin 模和二阶对称 Rossby 模, 以及卷挟率的积分结果。根据图 5, 海洋温跃层扰动下沉 Kelvin 模和下沉 Rossby 模的振幅中心对应于卷挟率 $w_e < 0$ 区, 而海洋温跃层扰动上翻 Kelvin 模和上翻 Rossby 模振幅中心对应于卷挟率 $w_e > 0$ 区。根据 Kelvin 模和 Rossby 模的动力学性质, 本文所新揭示的两类模态的动力学机制可概述为图 6。在异常西风应力的强迫下, 强迫源东侧海洋自由表面升高, 并且由于海表非均匀摩擦速度, 导致海水质量自表层卷挟到次表层, 即 $w_e < 0$, 而强迫源西侧相反, $w_e > 0$ 。因此在 $w_e > 0$ 区域, 补偿性的海水卷挟作用激发了负 Kelvin 模; 在 $w_e < 0$ 区域, 海洋次表层出现水平辐散, 在科里奥利力作用下形成反气旋环流而激发下沉 Rossby 模。

由以上分析可见, 海洋表层与次表层间卷挟作用所激发的上翻 Kelvin 模和下沉 Rossby 模与动量交换激发的下沉 Kelvin 模和上翻 Rossby 模具有同等重要性。从当前 CGCM 发展来看, 仔细考虑海洋卷挟作用也是 CGCM 改进的重要方面。另外, 根据图 4, Kelvin 模和二阶对称 Rossby 模的振幅最大, 并且正扰动振幅远大于负扰动振幅, 这一类与 El Niño 期间实际的海洋温跃层扰动状况相一致。

下面利用上述波动分析结果进一步讨论图 2 所示 1982 / 1983 年 El Niño 演变的机制。在图 2 中, 海洋温跃层扰动是两类 Kelvin 模和两类 Rossby 模共同作用的结果。随着 Kelvin 模和 Rossby 模的东移和不稳定发展。温跃层扰动增强并于 1982 年底和 1983

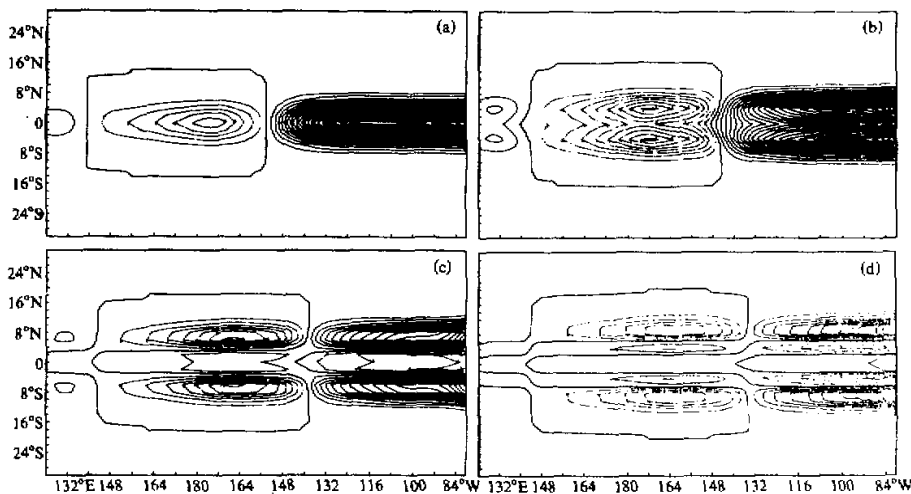


图 4 第 840 天积分的海洋温跃层扰动分解为 (a) Kelvin 模和 (b) ~ (d) 二、四、六阶对称 Rossby 模
间隔: 0.5, 其他同图 2

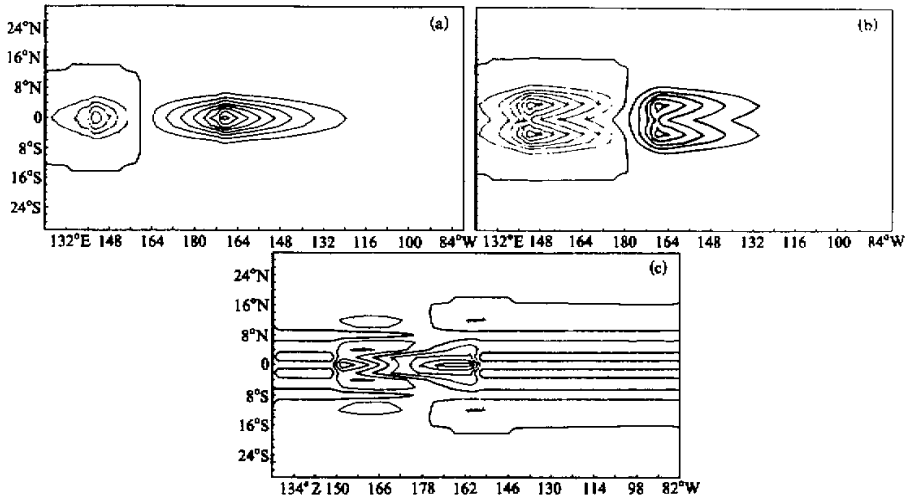


图 5 定常强迫下模式积分达平衡态时海洋温跃层扰动 h_1 的 (a) Kelvin 模,

(b) 二阶对称 Rossby 模, (c) 卷绕率 w_e .

其他同图 2, h_1 间隔 = 1.0, w_e 间隔 = 0.01

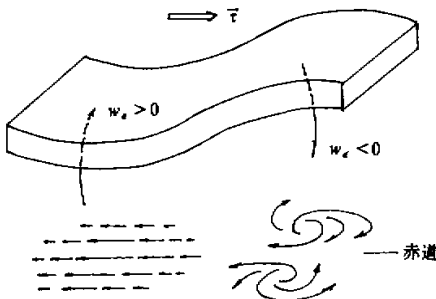


图 6 海洋表层和次表层卷绕的动力学作用

年初在东太平洋和东边界分别形成正的扰动中心。两个扰动中心的分布在 1982/1983 年 El Niño 的观测分析中可得以证实^[15]。东太平洋扰动中心是下沉 Kelvin 模和下沉 Rossby 模贡献的结果; 东边界扰动中心则是下沉 Kelvin 模、下沉 Rossby 模和东边界反射 Rossby 模贡献的结果。这一点由图 4 显而易见。按照 Battisti^[2]的工作, 在 El Niño 的发展和维持位相, 反射 Rossby 模“波陷”于东边界

附近。本文的结果也支持这一点。在 El Niño 衰减位相, 位于东太平洋、东边界的正扰动和位于中太平洋的负扰动均迅速衰减, 这是负扰动模态向东传播并侵蚀正扰动的结果。在海洋状态的恢复位相, 初始时刻, 由于反射 Rossby 模不再“波陷”于东边界附近, 正、负波动扰动叠加形成热带太平洋的弱温跃层扰动分布。之后, 反射 Rossby 模向西传播到西边界, 中太平洋负扰动略有发展并向东传播, 最后达到与 El Niño 形成之前基本相近的弱扰动结构。Battisti 曾将上述传播到西边界附近的反射 Rossby 模看作是下一次 El Niño 的信号。

从 El Niño 期间海洋温跃层扰动的演变来看, 正的波动扰动发展和向东传播的同时, 其西侧负的波动扰动也发展并向东传播, 这就是时滞振荡子的基本内容。但这里的结果与 Schopf 和 Suarez^[1]、Battisti^[2]等提出的经典的时滞振荡子机制有三点不同。第一, 本文所揭示的时滞振荡子除了包含经典理论中由动量传输激发的下沉 Kelvin 模和

上翻 Rossby 模之外, 还包含本文模式所揭示的由海洋表层与次表层间卷挟作用激发的下沉 Rossby 模和上翻 Kelvin 模。这些动力学模态所诱导的海洋温跃层扰动相互加强。第二, 位于温跃层正扰动区西侧的负扰动可有三类源, 分别是经典的上翻 Rossby 模, 卷挟作用激发的上翻 Kelvin 模和经典 Rossby 模同位相反射的 Kelvin 模。根据图 2, 正扰动发展的同时, 负扰动也发展。特别是在正扰动达到最强位相时, 负扰动区位于中太平洋, 而西边界出现弱的正扰动, 与 Schopf 和 Suarez^[1]、Battisti^[2]指出的西边界持续的反射 Kelvin 模截然不同。另外根据图 4, 中太平洋负扰动的主要贡献来自上翻 Kelvin 模和上翻 Rossby 模。换言之, 在异常西风应力强迫下, 由动量交换和卷挟作用激发海洋温跃层正扰动的同时, 也激发了自身消亡因素——负扰动, 两者具有时间位相差。Chao 和 Philander^[4]在模拟研究 1972 年 El Niño 结构时曾发现, 在 El Niño 发展阶段, 中太平洋海洋温跃层抬升频散 (disperse) 出上翻 Kelvin 模, 是 El Niño 的消亡因素。本文进一步证实了这一点, 并分析表明 Chao 和 Philander 发现的海洋温跃层抬升频散的上翻 Kelvin 模正是本文揭示的卷挟作用所激发的一类动力学模态。第三, 在 El Niño 的最强位相上, 海洋温跃层扰动可形成东太平洋和东边界两个扰动中心, 前者是下沉 Kelvin 模和下沉 Rossby 模不稳定发展的结果, 而后者除上述原因外, 反射的 Rossby 模在东边界“波陷”具有重要作用。

对比图 2 和图 3 已经指出 1982 / 1983 年 El Niño 和 1972 年 El Niño 的动力学结构和演变机制有显著差别。1972 年 El Niño 的形成和发展是以信风加强、海洋上层热容量在西太平洋堆积为先期条件, 之后信风张弛, 异常热容量向东传播, 如图 3 所示。Chao 和 Philander 在数值模拟研究中指出 El Niño 演变的机制是海洋响应与同一时刻风场之间的不平衡。他们认为在风场强迫下, 海洋的响应由强迫运动和很多不同频率的波动叠加组成, 不能分辨出 El Niño 演变中异常风应力作用下的海洋波动。在 1972 年 El Niño 演变中, 时滞振荡子机制仍然保留, 但其本质是海洋的“记忆”, 即对前一时刻风场的时滞响应。这时 Kelvin 模和 Rossby 模仍然出现, 但不能明显地从风场作用中分离出来。但根据本文研究结果, 1982 / 1983 年 El Niño 前期不存在明显的海洋响应与风场之间的不平衡, 因此, 通常认为这次 El Niño 发生比较突然。自 1981 年 1 月至 1982 年 4 月, 异常风应力强迫的海洋扰动很弱。自 1982 年 5 月, 异常西风应力强迫的 Kelvin 模和 Rossby 模在向东传播过程中不稳定发展, 导致 El Niño。因此, 对 1982 / 1983 年 El Niño 而言, 时滞振荡子机制的本质是动量交换和卷挟作用激发的 Kelvin 模和 Rossby 模, 以及边界反射动力学模态, 特别是东边界反射 Rossby 模态。

5 结论

以上在研制简单热带太平洋分层模式的基础上, 模拟研究了 1982 / 1983 年 El Niño 的结构和演变机制, 由于这里的模式包含了海洋自由表面运动、海洋表层动力学过程和表层与次表层间的卷挟作用, 比刚盖条件下的浅水模式和第一阶铅直斜压模模式具有更完整的内容。主要结论如下:

(1) 本文的简单热带太平洋分层模式较准确地模拟了 1982 / 1983 年 El Niño 期间海洋温跃层扰动的演变情况。揭示了两类新的动力学模态, 分别是海洋表层与次表层间

卷挟作用激发的下沉 Rossby 模和上翻 Kelvin 模。它们与经典模式中揭示的动量传输所激发的动力学模态相互加强。Chao 和 Philander^[4]在 CGCM 模拟中指出位于中太平洋的温跃层抬升频散出上翻 Kelvin 模, 这种模态正是本文揭示的卷挟作用激发的 Kelvin 模态。

(2) 修改和完善了 Schopf 和 Suarez^[1], Battisti^[2]提出的时滞振荡子机制。本文指出的时滞振荡子包括动量交换和卷挟作用激发的动力学模态。正的波动扰动自中太平洋开始不稳定发展并向东传播, 其西侧负扰动也同时发展起来并向东传播, 负扰动产生的原因主要是动量交换和卷挟作用激发的波动扰动, 没有发现 Schopf 和 Suarez, Battisti 指出的西边界持续反射的上翻 Kelvin 模。另外, 东边界反射 Rossby 模对边界温跃层扰动和海洋气候状态恢复具有重要作用, 是时滞振荡子机制中的一部分。

(3) 1982/1983 年与 1972 年 El Niño 的结构和机制显著不同。1972 年 El Niño 机制是海洋响应与风场间的不平衡, 而 1982/1983 年 El Niño 机制是海洋波动的不稳定发展。两类 El Niño 时滞振荡子理论的核心有区别。

本文主要分析了 El Niño 的动力学结构和机制, 热力学结构将另文讨论。

参 考 文 献

- 1 Schopf, P. S. and M. J. Suarez, 1988, Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 549~566.
- 2 Battisti, D. S., 1988, Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2889~2919.
- 3 Zebiak, S. E. and M. A. Cane, 1987, A model El Niño-Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2262~2278.
- 4 Chao, Y. and S. G. H. Philander, 1993, On the structure of the Southern Oscillation, *J. Clim.*, **6**, 450~469.
- 5 Neelin, J. D. et al., 1992, Tropical air-sea interaction in general circulation models, *Clim. Dyn.*, **7**, 73~104.
- 6 Latif, M. et al., 1994, A review of ENSO prediction studies, *Clim. Dyn.*, **9**, 167~179.
- 7 Neelin, J. D., 1991, The slow sea surface temperature mode and the fast-wave limit: Analytic theory for tropical interannual oscillations and experiments in a hybrid coupled model, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 584~606.
- 8 Moore, A. M., 1995, Tropical interannual variability in a global coupled GCM: Sensitivity to mean climate state, *J. Clim.*, **8**, 807~829.
- 9 Chen, Y.-Q. et al., 1995, A new ocean model for studying the tropical oceanic aspects of ENSO, *J. Phy. Oceanogr.*, **25**, 2065~2089.
- 10 Killworth, P. D. et al., 1991, The development of a free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model, *J. Phy. Oceanogr.*, **21**, 1333~1348.
- 11 Cane, M. A. et al., 1981, The response of a linear barotropic equatorial ocean to periodic forcing, *J. Mar. Res.*, **39**, 651~693.
- 12 Zebiak, S. E., 1989, Oceanic heat content variability and El Niño cycles, *J. Phy. Oceanogr.*, **19**, 475~486.
- 13 Nagai, T. et al., 1992, El Niño-Southern Oscillation simulated in MRI atmosphere-ocean coupled general circulation model, *J. Clim.*, **5**, 1202~1233.
- 14 Wang, B. et al., 1995, An intermediate model of the tropical Pacific ocean, *J. Phy. Oceanogr.*, **25**, 1599~1616.
- 15 Martin, P. H. et al., 1994, Organization of extratropical transients during El Niño, *J. Clim.*, **7**, 745~766.

Analyses of Dynamic Structures of the 1982 / 1983 El Niño Evolution

Zhang Xiangdong

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Huang Shisong

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

Abstract At present, there exists controversy over the dynamical mechanism of ENSO cycle. In this paper, based on the development of a tropical Pacific model and the analyzed wind field of ECMWF from 1981–1984, the oceanic dynamic structures and mechanisms of El Niño were simulated and studied. The results reveal realistically the evolution of the thermocline disturbance. It is indicated that the entrainment / detrainment effects between oceanic surface and subsurface trigger a new kind of Kelvin modes and Rossby modes. The combination of these modes with the classic Kelvin modes and Rossby modes excited by the momentum exchange is the fundamental dynamic structures and mechanisms of thermocline disturbance development and variation. The reflected Rossby modes on the eastern boundary play important roles both in the thermocline disturbance development and in the restore of oceanic climate state. Above-mentioned dynamic modes comprise the essence of “delayed oscillator” mechanism of El Niño cycle, modify and perfect the classic “delayed oscillator” mechanisms. Recently, Chao and Philander demonstrated that the mechanism of 1972 El Niño is the oceanic “memory” and the essence of “delayed oscillator” is the delayed oceanic response to earlier winds, which shows that the mechanism of 1982 / 1983 El Niño differs from that of 1972 El Niño.

Key words El Niño structure analyses dynamic mechanism