

# 海洋对大气风应力强迫响应的数值模拟 及其与 El Niño 的关系\*

俞振萍

李维亮

(南京气象学院)

(中国气象科学研究院)

## 提 要

本文设计了一个一层的等效非线性浅水模式,用此模式进行了有关海洋对表面风应力强迫的试验,并用于解释 El Niño 的形成过程。结果表明,当西太平洋东部的偏东风突然减弱,并转变为偏西风时,能引起太平洋东部海面高度及温度的升高。该非线性浅水模式及相应的线性浅水模式都较成功地模拟了中东太平洋大范围增暖的这类广义 El Niño 事件<sup>[1]</sup>。试验结果还表明,东部海域海面高度的升高及增暖强度与西部海域西风的强度、持续时间和扩展的范围有关,即海域西部西风愈强、持续时间愈久、扩大范围愈大,产生的 El Niño 就愈强。并对用线性模式得到的结果同用非线性模式的结果进行比较,结果表明非线性平流项能影响波的传播速度,使得逆基本气流传播的波的传播速度减慢,而非线性平流项对形成 El Niño 这种行星尺度的超低频事件所起的作用可能不大。

## 一、引 言

有关 El Niño 的研究,海洋学家与气象学家有不同的着眼点,海洋学家多注意研究 ENSO 期间海洋对表面风变化是如何响应的,研究指出 ENSO 期间,信风的减弱引起了海洋上层的热量在水平方向上的调整,从而导致了热带太平洋中部、东部异常暖海水的出现<sup>[3]</sup>。而气象学家则主要着眼于海温异常对大气环流的影响,认为是异常高的海面水温引起信风的衰落<sup>[2]</sup>。如果热带太平洋中部异常高温的海水引起了大气的局部加热,则这个区域上低层风的辐合就会引起热带太平洋中西部偏西风异常。

关于 El Niño 事件的形成机制,目前尚不十分清楚,还没有十分完善的理论。现有的海洋学理论主要是有 Wyrski 提出的大家十分熟知的经典模型<sup>[8]</sup>。在 Wyrski 模型的基础上,线性、绝热、浅水模式一直成功地模拟出赤道海洋的海面高度由信风张弛引起的变化<sup>[4]</sup>,及用来解释 El Niño 的准周期性<sup>[5]</sup>。但这些工作既没有在理论上进行详细的论证,也没有用实际的试验结果加以证实。而文献<sup>[6]</sup>的研究表明,非线性平流项对赤道波动的传播速度及洋流的产生有重要影响。

本文首先设计了一个非线性的浅水模式,然后用这个模式做了三个试验,并对海域西部西风的强度、持续时间及范围同海域中部海表增温的关系进行了讨论。另外,根据计算的结果,讨论了非线性项在 El Niño 形成过程中的作用。这个模式将在第2节中作详细介绍,并在第3节给出了数值试验的结果。

## 二、模 式

采用球面上的非线性浅水模式

\* 本文于1988年4月9日收到,1990年8月14日收到修改稿。

$$\begin{cases} \frac{Du}{Dt} - \left( 2\Omega + \frac{u}{a\cos\varphi} \right) v \sin\varphi = -\frac{g}{a\cos\varphi} \frac{\partial\mu}{\partial\lambda} + \frac{Z_x}{\rho_0 H_F^n} \\ \frac{Dv}{Dt} + \left( 2\Omega + \frac{u}{a\cos\varphi} \right) u \sin\varphi = -\frac{g}{a} \frac{\partial\mu}{\partial\varphi} + \frac{Z_y}{\rho_0 H_F^n} \\ \frac{D\mu}{Dt} + \frac{1}{a\cos\varphi} \left\{ \frac{\partial}{\partial\lambda} [u(H_E^n + \mu)] + \frac{\partial}{\partial\varphi} [v(H_E^n + \mu)\cos\varphi] \right\} = 0 \end{cases} \quad (1)$$

其中:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{D_H}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a\cos\varphi} \frac{\partial}{\partial\lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial\varphi}$$

$a$ ——地球半径,  $\varphi$ ——纬度,  $\lambda$ ——经度,

$u, v$ ——分别为向东、向北的洋流速度分量,

$H_E^n$ ——对应海洋的第  $n$  阶斜压模态的等效厚度,

$H_F^n$ ——对应海洋的第  $n$  阶斜压模态的等效强迫厚度,

$\mu$ ——相对于  $H_E^n$  的扰动量,

$Z_x, Z_y$ ——分别为纬向、经向的风应力。相应于(1)式的线性形式为:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega \sin\varphi v = -\frac{g}{a\cos\varphi} \frac{\partial\mu}{\partial\lambda} + \frac{Z_x}{\rho_0 H_F^n} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + 2\Omega \sin\varphi u = -\frac{g}{a} \frac{\partial\mu}{\partial\varphi} + \frac{Z_y}{\rho_0 H_F^n} \\ \frac{\partial\mu}{\partial t} + \frac{1}{a\cos\varphi} \left[ \frac{\partial(H_E^n u)}{\partial\lambda} + \frac{\partial(H_E^n v \cos\varphi)}{\partial\varphi} \right] = 0 \end{cases} \quad (2)$$

以上为对应于海洋的第  $n$  阶斜压模态的等效浅水模式。(1) 式为非线性的, (2) 式为线性的。海洋受表面风应力的强迫而运动。在上述模式中, 用海面高度距平( $\mu$ )来代表海洋表面温度, 目前还时有争论。在短时间小尺度的具体情况下, 两者不一定等价, 在西太平洋, 两者的差异尤大, 但在比较长时间, 大尺度范围下, 相对来说还是成立的<sup>[9]</sup>。

海洋实际上是连续分层的, 由于海洋的上下边界条件的存在, 采用通常的变量分离技术, 可以发现海洋中存在一系列的斜压模态, 但并不是每个模态在对大气的强迫响应中起同等重要的作用。Philander 和 Pacanowski 的研究表明第二斜压模态在对大气的响应过程中起主要作用, 它的能量主要限于斜温层内, 它在上层海洋的适应过程中起重要作用。因此, 用单一的垂直模态来近似模拟海洋的响应是有意义的<sup>[6]</sup>。

在我们的模式中, 各参数的取值是对应于海洋的第二斜压模态的值<sup>[6]</sup>。其中  $H_E^2 = 20$  cm,  $H_F^2 = 120$  m, 取  $C = 1.45$  m/s。

模式在球面海域上进行数值积分, 积分区域为  $30^\circ\text{S} - 30^\circ\text{N}$ , 东西向宽度为 160 个经度, 相当于热带太平洋的宽度 ( $120^\circ\text{E} - 80^\circ\text{W}$ )。水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ , 采用 Sadauny 提出的位涡拟能的差分格式<sup>[7]</sup>。此方案曾被 Philander 等和 Williams 和 Yamagata 等在他们的数值试验中采用过<sup>[8]</sup>。积分的时间步长由 CFL 条件确定。

为了减少计算噪音, 保持计算稳定, 类似于文献[5], 在模式方程中还引入了 Newton 冷却和 Releigh 摩擦项, 其  $c$ ——折叠时间尺度取为 150 天, 在各边界上, 与边界垂直的速度分量取为零, 在模式积分区域的南北边界的  $10^\circ$  范围内加强摩擦, 把 Releigh 摩擦系数和牛顿冷却系数增大至 35 倍, 以便平滑边界处的 Kelvin 波和 Rossby 波。在南北边界的 10 个网格点上进行了进一步的平滑。否则, 源于中纬度的 Rossby 波以及沿海盆南北边界传播的 Kelvin 波最终会影响热带海洋<sup>[5]</sup>。

### 三、试验结果

在进行正式数值试验之前, 首先将静止的海洋用东风带动一段时间<sup>[9]</sup>, 得到一个基本场, 将此基本场作为下面三个试验的初始场。

#### 1. 基本场的建立

我们将静止的海洋用东风强迫 100 天, 试验中取  $Z_s = 0.5 \cdot 10^{-6} \text{ N/cm}^2$ 。图 1 给出了计算结果, (a) 为  $u$  在赤道上的经度-纬度剖面图, (b) 为  $\mu$  在赤道上的经度-纬度剖面图, (c) 为强迫至 100 天时的洋流矢量场, (d) 为 100 天时的  $\mu$  场。

从图 1 a 可见, 静止海洋在表面东风强迫下, 产生向西的洋流, 流速随着积分时间的增长而加速; 从 1 b 可见, 赤道上的海面高度在表面东风强迫下, 西部的海面高度不断升高, 东部则不断降低。从这两张剖面图上可以清楚地看到, 由于海域东西边界的存在, 在西边界产生的 Kelvin 波大约经三个月的时间, 传到海域中部, 而东边界的 Rossby 波大约以 Kelvin 波一半的速度西传, 而并不是以三分之一的 Kelvin 波的速度西传。这主要是受到了洋流的影响, 顺着洋流传播的波速将加快, 反之, 则减弱。

从图 1 c, d 两图可以看到, 海洋对大气的响应主要发生在热带。再从图 1 d 可见, 西部及其赤道外侧

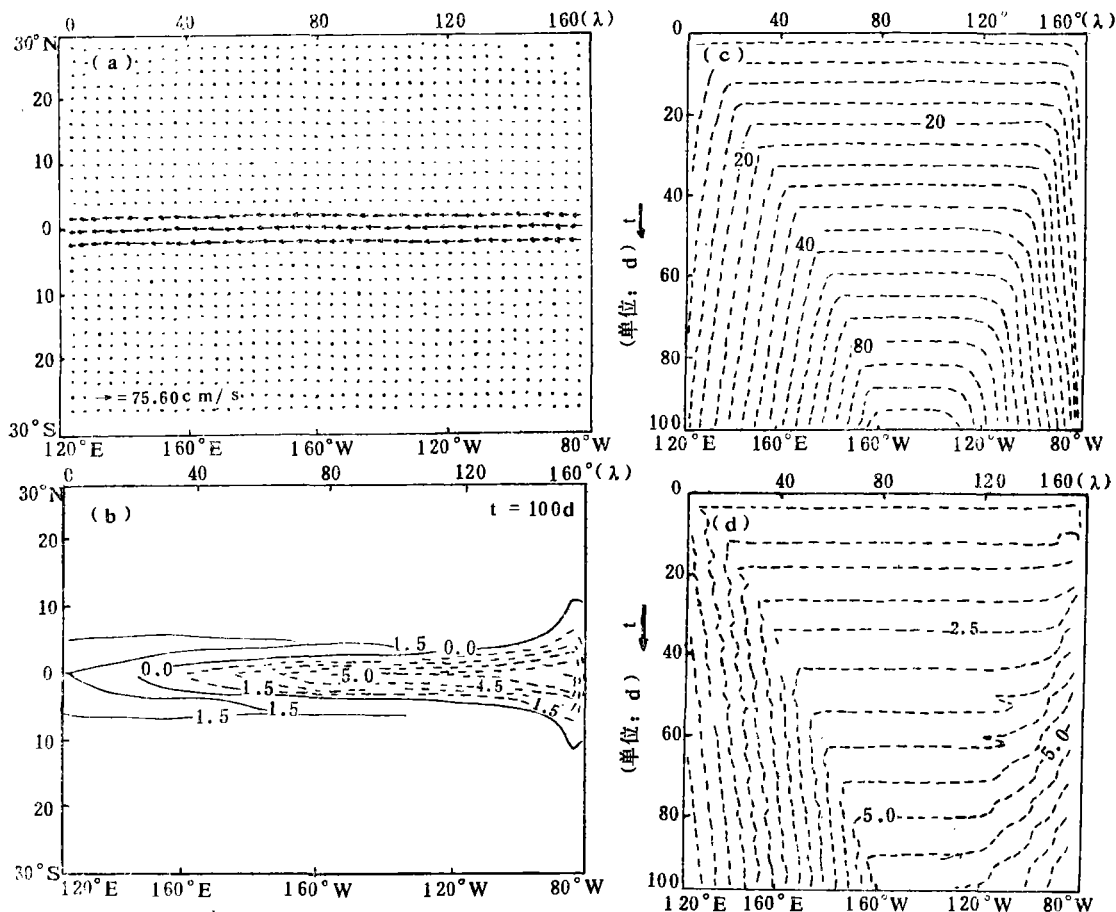


图 1 初始静止的海洋对东风强迫的响应

(a) 赤道上  $u$  分量经度-纬度剖面图, b 海面高度距平( $\mu$ )的经度-纬度剖面图, c 积分到 100 天时的洋流场, d 积分到 100 天时的海面高度距平场)

的斜温层加深,东部变浅。这也表明静止海洋在东风强迫 100 天后,东西向存在明显的海温梯度。这种情况同 El Niño 发生前的形势相似。

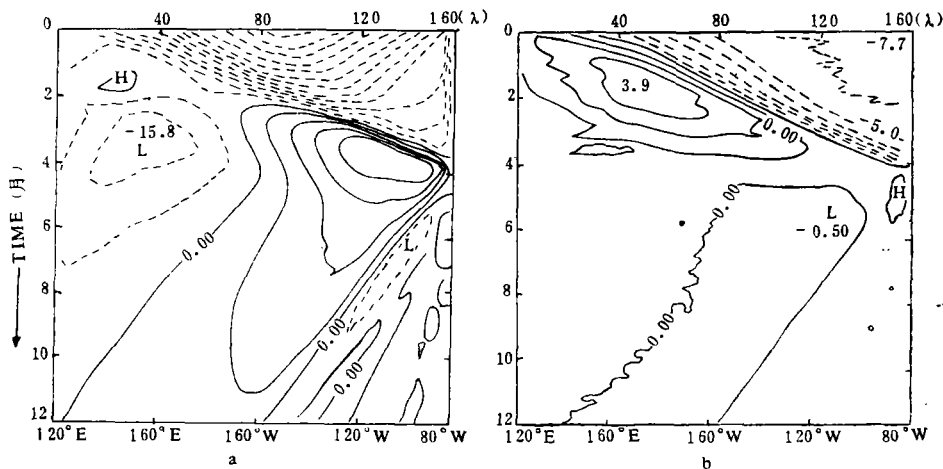


图 2 海洋对(3)式所示的风应力的强迫响应  
(a 赤道  $u$  分量, b 赤道上海面高度距平( $\mu$ )的经度-时间剖面图)

## 2. 试验 I: 海洋对一般的信风张弛的响应

试验开始时,将前面得到的基本场作为初始场。在这个试验中,表面风应力取如下形式:

$$Z_x \begin{cases} = 0.3 \text{ dyn/cm}^2 & 0^\circ \lambda < x < 50^\circ \lambda \\ = -0.1 \text{ dyn/cm}^2 & 50^\circ \lambda < x < 160^\circ \lambda \\ = 0 & 2 \text{ 个月} < t \leq 12 \text{ 个月} \end{cases} \quad t \leq 2 \text{ 个月} \quad (3)$$

即海域西部的东风突然转变为偏西风,东部的偏东风也比原先弱,这与文献[10]的分析结果是一致的。这种表面风场维持 2 个月,2 个月,外界风场改为零,再积分 10 个月。以上是西太平洋强迫理论中激发 Kelvin 波的一种方法<sup>[9]</sup>。

图 2 给出了用非线性模式计算的结果。图 2 a, b 分别为赤道上洋流的  $u$  分量和海平面距平  $\mu$  的经度-时间剖面图,从图 2 可见,海域东西边界产生的 Rossby 波和 Kelvin 波仍是明显的。从零天开始,很清楚地可以看见一个 Kelvin 波的波面从西向东传播,约经 4 个月抵达东岸引起斜温层深度的增加,继而反射成西传的 Rossby 波,东海岸附近的高海温区随着该波包的西传也向西传。

这个试验基本上说明了西太平洋强迫使太平洋东部增暖的过程<sup>[8]</sup>。从观测所知,最大的增温是在大洋中部及东部,暖水的西传是一个缓慢过程,有时暖水停滞在中太平洋不动甚至增强。而以上的结果,在海域中部及东部引起的水位升高不大且短暂,这可能同海域西部的西风强度、持续时间和范围有关。

## 3. 试验 II: 海洋对 El Niño 期间纬向风变化的非线性响应

同试验 I 一样,将前面的基本场作为本试验的初始场。根据文献[10]等的分析研究,我们将海面风应力取为如下形式:

$$Z_x \begin{cases} = 0.5 \text{ dyn/cm}^2 & x < x_0(t) \\ = -0.5 \text{ dyn/cm}^2 & x > x_0(t) \end{cases} \quad (4)$$

其中

$$x_0(t) = \begin{cases} = \frac{60}{3}t & t \leq 3 \text{ 个月} \\ = 60 + 50 \sin \left[ \frac{(t-3)\pi}{24} \right] & 3 \text{ 个月} < t \leq 15 \text{ 个月} \\ = 60 + 50 \cos \left[ \frac{(t-15)\pi}{24} \right] & 15 \text{ 个月} < t < 21 \text{ 个月} \\ = 60 - 20(t-21) & 21 \text{ 个月} < t < 24 \text{ 个月} \end{cases} \quad (5)$$

图 3 给出了  $x_0(t)$  的变化曲线。图中横坐标中的“0”表示 El Niño 发生年, “-1”和“+1”分别表示 El Niño 发生的前一年和后一年。同试验 I 相比, 此时的海域西部的西风应力强、持续时间长, 且向东扩散的范围也大。

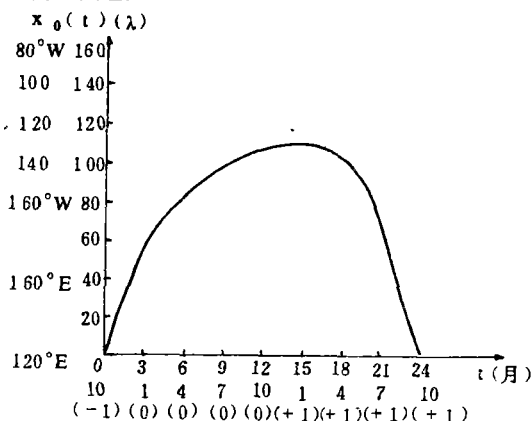


图 3 El Niño 期间太平洋西部西风所达经度随时间的变化曲线

图 4 给出了海洋对以上所给的表面风应力强迫的非线性响应的结果。将图 4 同图 2 比较, 可以看出整个变化趋势是一致的。一开始, 由于外界东风的减弱, 在西边界激发的 Kelvin 波使暖水迅速东移, 约经 3 个月, 在日界线附近出现正海面高度距平的极大值。这与 Rassnussen 和 Carpenter 的分析结果极为一致, 即在 El Niño 年出现的前一年的 10 月(-1)至 12 月(-1)期间, 在日界线以西, 偏东风距平明显地转为偏西风距平。之后, 于次年早期首先在日界线附近出现正的 SST 距平<sup>[10]</sup>。将图 4 和对应 4 个特定时刻的平面场(略)结合起来分析, 很清楚表明, 由于海域西部的洋流先转为向东的洋流, 使西边的暖海水东移, 而海域中东部的洋流的速度虽已减弱, 但

仍为向西的, 因此使东移的暖海水在日界线附近堆积, 引起那儿的海面增高, 海温上升。这期间, 在 120°λ (120°W) 以东的海域, 由于 Kelvin 波锋还没有达到这个区域, 因此, 这儿的海面高度上升很小 (见图 4a, b)。

随着表面西风不断向东推进, 5 个月后, Kelvin 波已到达东岸, 整个赤道附近的洋流已转变为向东的洋流 (见图 4)。自第 6 个月起, 在海域东部已开始出现正海面高度距平, 即南美附近已开始增暖。原先位于日界线附近的斜温高值, 经 3 个月的时间已东移至 160°W 附近, 这与实际观测分析的结果一致, 即在 170°W 以东, 偏东风的减弱比南美沿岸附近的增暖滞后<sup>[10]</sup>。此后表面西风继续向东推进, 随着 Kelvin 波的东传, 赤道附近向东的洋流使暖水不断东移, 东部海域的海面高度不断升高, 西部则不断下降 (见图 4)。海域中部的斜温高值, 由于受到从东边界反射西传的 Rossby 波的影响, 直至第 10 个月 (10 月 (0)) 后, 才到达 110°λ (130°W) 附近。

从第 15 个月 (1 月 (+1)) 起, 表面西风逐渐西撤, 整个赤道地区向东的洋流开始减速, 但在最初的 3 个月 (1 月 (+1) — 4 月 (+1)) 内, 洋流减速很慢, 海面高度距平场几乎无变化。到第 18 个月 (4 月 (+1)) 起, 海域东部的洋流减速加快, 并到第 23 个月开始转向, 东海域的海面也开始迅速降低, 西传的 Rossby 波很明显。

总的来说, 本试验大体上模拟出了文献 [1] 所说的广义的 El Niño 的增暖过程, 即日界线附近以东整个赤道中东太平洋的大范围增暖, 最大振幅在 90—150°W, 开始于北半球夏季, 年末达到顶峰。

同试验 I 的结果进行比较, 海洋对表面信风张弛的响应方式是一样的, 但在试验 II 中, 由于海域西部西风的强度大, 持续的时间长及向东推进的范围也大, 使东太平洋出现大而持久的增温。

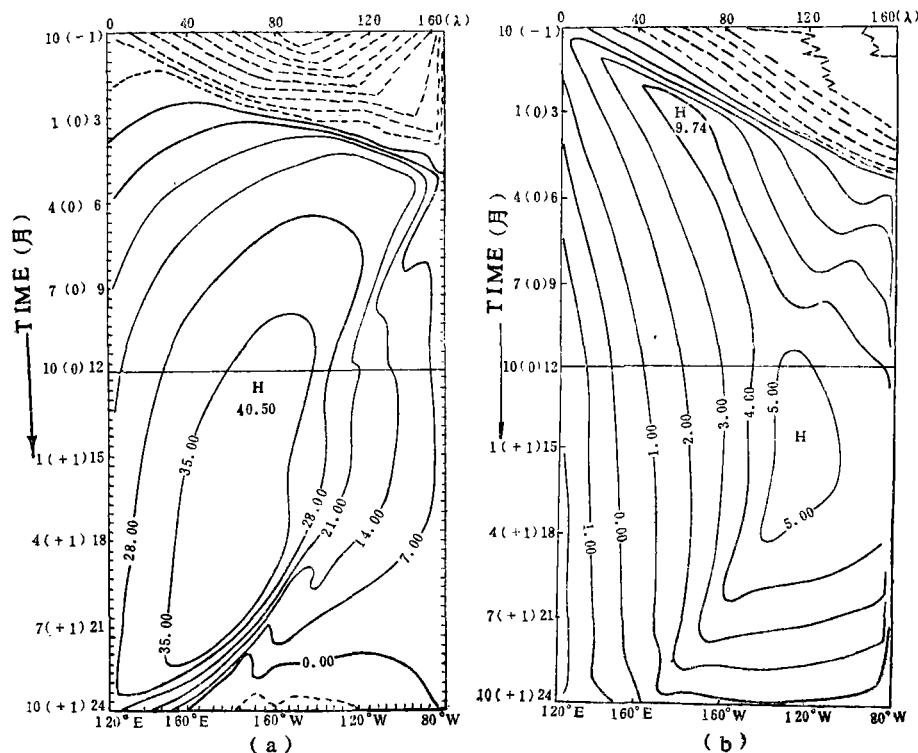


图 4 海洋对(3)式所给的风应力强迫的非线性响应结果  
(a 赤道上  $u$  分量的经度-时间剖面图, b 赤道上海面高度距平  $\eta$  的经度-时间剖面图)

#### 4. 试验III: 海洋对 El Niño 期间纬向风变化的线性响应

以上所做的两个试验都是用非线性模式进行的。非线性平流项在响应过程中起了多大作用呢? 为回答这个问题, 下面我们用相应的线性模式, 对试验II中所给的风应力场再进行模拟。

图 5 给出了模拟结果。将它们同图 4 比较, 可见形势大致相同。但仔细比较图 4 和图 5, 可以看出两者存在着某些差异。主要表现为: ① 波的移速不同, 如在一开始源于  $90^\circ\lambda$  ( $150^\circ\text{W}$ ) 处的 Kelvin 波在非线性模式中移动得较慢, 约经 4 个月时间才到达东边界, 而在线性模式中, 只用了 2 个半月的时间。另外, 将两图中自积分 18 个月后的从东向西移动的 Rossby 波进行比较, 可以看出, 在线性模式中, Rossby 波从  $90^\circ\lambda$  ( $150^\circ\text{W}$ ) 传到  $40^\circ\lambda$  ( $160^\circ\text{E}$ ) 用了 5 个月的时间, 而在非线性模式中, Rossby 波从  $100^\circ\lambda$  ( $140^\circ\text{W}$ ) 传到  $50^\circ\lambda$  ( $170^\circ\text{E}$ ) 用了 6 个月的时间。总的来说, 非线性平流项使得逆着洋流传播的波的波速减慢。② 赤道中部地区洋流达最大值的时间及海面高度距平达极值的时间在两图中是有差异的, 强度上也不完全一样, 如在线性模式中, 在积分 8 个月后, 海洋中部的洋流已达最大 ( $40.00\text{ cm/s}$ ), 9 个月后, 东部海面高度的距平已达  $5.0\text{ cm}$ , 而在非线性模式中, 海域中部洋流在积分 9 个月后, 还不到  $35\text{ cm/s}$ , 直至积分到 12 个月后才达最大 ( $40.50\text{ cm/s}$ ), 东部海面高度距平在积分 11 个月后才达  $5\text{ cm}$ , 但它达到极值 ( $5.6\text{ cm}$ ) 的时间 (第 15 个月) 比线性模式早, 线性模式中, 在积分 16 个月后才达极值 ( $5.95\text{ cm}$ )。

从上面的分析可知, 非线性平流项在海洋对大气的响应过程中起一定作用, 主要表现为对波的传播速度的影响, 但在 El Niño 这种具有行星尺度的超低频事件中起的作用不大。

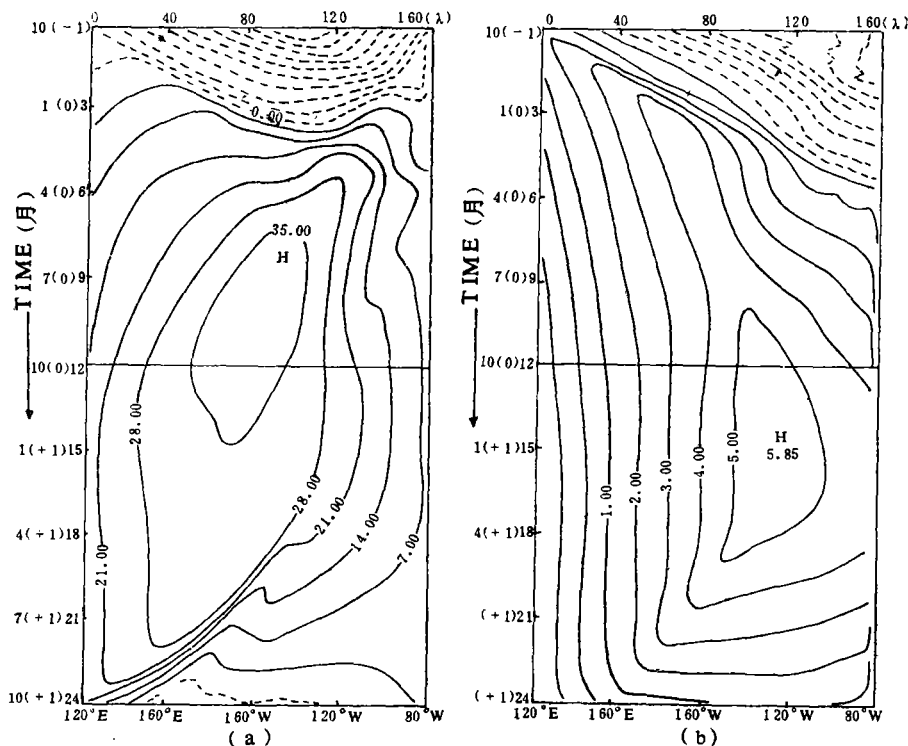


图 5 意义同图 4  
(用线性模式得到的结果)

#### 四、结论与讨论

本文给出了一个考虑了非线性平流项的一层等效浅水模式, 模式中有关参数的取值与具有连续分层海洋的第二斜压模态的值相对应。用此模式做了三个试验, 结果表明:

- ① 海域西部的信风张弛能引起海域东部的增温, 证实了远程强迫理论。
- ② 该非线性模式和相应的线性模式都成功模拟了广义的 El Niño 这一类的增温事件。
- ③ El Niño 的强度与海域西部的西风强度、持续时间和向东扩展的范围有关, 即海域西部的西风愈强、持续时间愈长、扩展范围愈大, 产生的 El Niño 就愈强。
- ④ 浅水方程中的非线性平流能影响波的速度, 即使逆基本流传播的波的速度减慢, 但非线性项对形成 El Niño 这种行星尺度的超低频事件的过程中所起的作用不大。

每次的 El Niño 事件都有其发生发展的特殊性, 根据文献 [1] 的研究, 除了广义的中东太平洋大范围增暖的这类 El Niño 事件, 还存在着其它两类增暖形式: ① 增暖区限于东太平洋 140°W 以东的南美沿岸区。② 整个赤道太平洋增暖。要能真正揭示各种 El Niño 事件的形成过程, 必须采用考虑多种物理过程的全球海气耦合模式, 因为 El Niño 是一种由季节循环调节的不稳定海气相互作用。

#### 参 考 文 献

- [1] 符宗斌, 埃尔尼诺/南方涛动现象与年际气候变化, 大气科学, 11, 2, 209-220, 1987.
- [2] Matsuno, T., Quasi-geostrophic motions in equatorial area, J. Meteor. Sci. Japan, 2, 25-43, 1966.
- [3] Wyrtki, K., El Niño—the dynamic response of the Equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing,

- J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572-584, 1975.
- [4] Busalacchi, A. J., and J. J. O'Brien, Interannual Variability of the tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 9, 1564-1588, 1983.
- [5] McCreary, Julian P., Jr., and David L. T. Anderson, A simple model of El Niño and the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 934-946, 1984.
- [6] Adamec, D., and J. J. O'Brien. The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 6, 1050-1060, 1978.
- [7] Sadourny, R., The dynamics of finite difference models of the shallow water equations, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 680-689, 1975.
- [8] Philander, S. G., H. T. Yamagata and R. C. Pacanowski, Unstable air-sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 4, 604-613, 1984.
- [9] 刘家铭, 热带太平洋异常暖水期的大尺度海洋——大气相互作用, 大气科学, **9**, 1, 1-9, 1985.
- [10] Eugene, M. Rasmusson and Thomas. N. Carpenter, Variations in tropical Sea Surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El-Niño, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384, 1982.

## THE NUMERICAL SIMULATION ON OCEANIC FORCING RESPONSE TO ATMOSPHERIC WIND STRESS AND THE RELATION WITH EL NIÑO

Yu Zhenping

Li Weiliang

(Nanjing Institute of Meteorology)

(Chinese Academy of Meteorological Sciences)

### Abstract

A one layer model of equivalent nonlinear shallow water has been designed. Using this model the simulation on oceanic forcing response to surface wind stress is conducted. The results showed that while the east wind intensity over east part of western Pacific Ocean are suddenly reduced and are changed to west wind, it induced to the increase of the sea surface height and the temperature on the east Pacific Ocean. The nonlinear shallow water model and the linear shallow water model successfully simulated these broad sense El Niño events of large scale on the central-east Pacific Ocean. The simulated results also showed that the increase of height and temperature of sea surface on the east Pacific Ocean region are related to the intensity, duration, and scale of extension of west wind on the west Pacific Ocean region, that is, the west wind on the west part of sea region is stronger, the duration is longer, the scale of extension is larger, the productive El Niño is stronger. Moreover, the results of the linear model with the results of the nonlinear model are compared. The results showed that the nonlinear advection term can have effect on propagate velocity of wave, the propagate velocity of wave of counter basic-flow have been decreased, but the role of nonlinear advection term on forming El Niño events may be little.