

热带太平洋海温年际变化对海表风应力的 响应及其敏感性试验*

赵其庚 宋永加 彭淑英

(国家气候中心, 北京 100081)

提 要

在 GFDL 海洋模式的基础上发展了一个高分辨率的太平洋环流模式, 模式较好地模拟出太平洋上层海温的气候状态及其季节和年际变化的主要特征. 用观测的 1985~1995 年海表风应力去强迫模式, 清楚地模拟出相应的暖事件和冷事件. 敏感性试验揭示, 日界线附近持续的西风距平愈强, 赤道中、东太平洋增暖愈大, 其影响向东传播扩展, 5 个月左右可达太平洋东岸, 传播速度与西风应力距平强度关系不大.

关键词: 太平洋环流模式 模式气候 西风应力异常 敏感性试验

引 言

热带海洋与全球大气相互作用产生的厄尔尼诺和南方涛动(ENSO), 与全球年际时间尺度的气候异常紧密相关. 近 10 年(1984~1995 年)进行的热带海洋和全球大气(TOGA)研究计划大大地推动了对 ENSO 的观测、分析、数值模拟和预测研究工作. 国内外许多学者利用各种模式研究了 ENSO 循环形成的物理机制^[1, 2, 3], 发展了 3 种制作 ENSO 试验预报的耦合模式^[4, 5, 6]. 目前这些试验预报的结果已经表现出一定的实用价值, 为年际时间尺度的短期气候预报的开展带来新的鼓舞. 为模拟研究和预测热带海洋的季和年际时间尺度的异常变化, 我们建立了一个具有较高分辨率的太平洋海洋环流模式. 本文将介绍这个模式的特点, 给出对热带太平洋上层海洋状态及季节和年际变化的模拟结果, 并通过试验探讨海温对赤道西风应力异常的敏感性.

1 模式主要特点

太平洋模式是一个三维原始方程海洋环流模式, 它是在美国地球物理流体动力试验室(GFDL)的模块式海洋模式(MOM)^[7]的基本动力框架上建立的. 模式的基本方程在球坐标系下的形式为:

* 本研究得到中国气象局“八五”重点课题“热带西太平洋海气相互作用考察和诊断模拟研究”的资助.
1996-10-16 收到, 1997-01-17 收到修改稿.

$$u_t + L(u) - \frac{uv \tan \varphi}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_0 a \cdot \cos \varphi} p_\lambda + (k_m u_z)_z + F^u \quad (1)$$

$$v_t + L(v) - \frac{u^2 \tan \varphi}{a} + fu = -\frac{1}{\rho_0 a} p_\varphi + (k_m v_z)_z + F^v \quad (2)$$

$$T_t + L(T) = (k_h \cdot T_z)_z + \nabla \cdot (A_h \nabla T) \quad (3)$$

$$S_t + L(S) = (k_h \cdot S_z)_z + \nabla \cdot (A_h \nabla S) \quad (4)$$

$$w_z = -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \cdot (u_\lambda + (\cos \varphi \cdot v)_\varphi) \quad (5)$$

$$p_z = -\rho \cdot g \quad (6)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (7)$$

其中水平摩擦、平流、水平扩散和地转参数项分别为:

$$F^u = \nabla \cdot (A_m \nabla u) + A_m \left\{ \frac{(1 - \tan^2 \varphi) \cdot u}{a^2} - \frac{2 \sin \varphi \cdot v_\lambda}{a^2 \cos^2 \varphi} \right\} \quad (8)$$

$$F^v = \nabla \cdot (A_m \nabla v) + A_m \left\{ \frac{(1 - \tan^2 \varphi) \cdot v}{a^2} - \frac{2 \sin \varphi \cdot u_\lambda}{a^2 \cos^2 \varphi} \right\} \quad (9)$$

$$L(\alpha) = \frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \cdot (u \cdot \alpha)_\lambda + \frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \cdot (\cos \varphi \cdot v \cdot \alpha)_\varphi + (w \cdot \alpha)_z \quad (10)$$

$$\nabla^2 \alpha = \frac{1}{a^2 \cdot \cos^2 \varphi} \alpha_{\lambda\lambda} + \frac{1}{a^2 \cdot \cos \varphi} (\cos \varphi \cdot \alpha)_\varphi \quad (11)$$

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (12)$$

上述方程中 φ , λ 和 z 为纬度、经度和高度; T 和 S 为位温和盐度. u , v 和 w 为纬向、经向和垂直速度, p 为气压, ρ 为位势密度, g 为平均重力加速度, a 为地球半径, Ω 为地球自转速率.

海洋侧边界为无滑动且对热量和盐度绝缘. 即

$$(u, v, T_n, S_n) = 0 \quad (13)$$

下标 n 表示与侧壁垂直方向上的导数.

海洋上边界取刚盖近似, 设在海表 ($z=0$)

$$\rho_0 k_m (u_z, v_z) = (\tau^l, \tau^e) \quad (14)$$

$$k_h (T_z, S_z) = (h, s) \quad (15)$$

其中 h , s 表示海表热通量和淡水通量, τ^l 和 τ^e 为海表风应力的经向和纬向分量. 海表热通量和淡水通量, 采用牛顿阻尼方法进行参数化, 其作用是使海表温度和盐度向海表气候值调整.

海底 ($z=-H(\lambda, \varphi)$) 取为物质面, 对热量和盐度绝缘.

$$\rho_0 k_m (u_z, v_z) = (\tau_b^l, \tau_b^e) \quad (16)$$

$$(T_n, S_n) = 0 \quad (17)$$

$$w = -\frac{u}{a \cos \varphi} H_\lambda - \frac{v}{a} H_\varphi \quad (18)$$

其中 τ_b^l , τ_b^e 为海底应力.

由于建立太平洋模式的主要目的是模拟研究和预测热带海温的季节和年际变化, 因

此模式必须具有模拟热带海洋斜温层基本结构及其主要变化特征的能力. 本模式在范围、分辨率和物理过程配置等方面与 GFDL 模式原有的试验版本, 全球 15 层(分辨率 $3^\circ \times 4^\circ$)模式均有所不同. 其主要特征如下:

① 模式范围包括 $120^\circ\text{E} \sim 75^\circ\text{W}$, $45^\circ\text{S} \sim 55^\circ\text{N}$ 的太平洋海盆, 分辨率较高, 海底深度较浅. 经向格距在 $10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$ 为 0.5 纬度, 其在南北纬 $10^\circ \sim 20^\circ$ 为 $0.5^\circ \sim 1.5^\circ$ 纬度, 20° 以外为 1.5° 纬度. 纬向格距为 2 经度. 垂直方向分为 20 层, 上面 8 层为等距分布, 间隔 10 m, 9 层以下为不等距分布, 在 350 m 以上有 12 层, 模式底层为 3800 m. 海底地形比较简单, 仅考虑太平洋中部的理想洋中脊.

② 模式的次网格尺度垂直混合过程, 采用依赖于理查逊数 R_i 的 Pacanowski-Philander 方案^[8]代替试验版本的常系数混合. R_i 和垂直涡动粘性系数 k_m 及扩散系数 k_h 计算如下:

$$R_i = - \frac{g \frac{d\rho}{dz}}{\left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2} \quad (19)$$

$$k_m = \frac{C_{\max}}{(1 + 5 R_i)^2} + k_{mb} \quad (20)$$

$$k_h = \frac{C_{\max}}{(1 + 5 R_i)^3} + k_{hb} \quad (21)$$

其中 C_{\max} 为最大垂直混合系数, k_{mb} 和 k_{hb} 为背景混合系数. 当不稳定 $R_i < 0$ 时, 取

$$k_m = k_h = C_{\max}$$

③ 模式的次网格尺度水平混合过程, 采用双调和 4 阶常系数混合方案^[9]代替试验版本的 2 阶常系数混合方案, 即在方程(8)、(9)、(1)和(3)中用双调和涡动粘性和扩散系数 A_{m2} 和 A_{h2} 代替 A_m 和 A_h , 用 ∇^4 代替 ∇^2 .

④ 海表热通量和淡水通量的参数化, 采用牛顿阻尼方法, 其阻尼时间尺度取作混合层深度的函数, 以代替试验版本的常数阻尼时间尺度.

模式方程组的求解方法和差分方案源于 Bryan^[10]和 Cax^[11].

2 试验设计

模式积分 4 个阶段:

① 建立稳定的模式气候状态. 先从静止海洋开始进行长期积分, 使模式达到稳定状态. 初始海洋中的温盐分布取自气候平均值(Livitus)^[12]. 海表风应力, 在 $30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$ 内取美国佛罗里达大学(FSU)伪风应力的年平均气候值^[13], 30° 以外取 Hellerman 和 Rosenstein^[14]的气候值, 其过渡地区作了适当平滑. 积分步长对温盐为 1 小时, 对动量为 20 分钟. 此阶段积分进行 240 年.

② 模拟季节变化. 以上一阶段积分结果作初始场, 海表风应力强迫(在 $30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$ 之间)有月际变化, 使用 FSU 伪风应力的月平均气候值, 其他条件不变. 此阶段积分进行 10 年. 取后 6 年平均作为全年不同月的模式气候状态.

③ 以第二阶段的最后积分结果为初始场, 改用 1985 年 1 月~1995 年 12 月的逐月观测风应力(FSU)作强迫, 其他条件不变, 积分 11 年, 以便模拟研究热带太平洋海温年际变化对海面风应力的响应, 检验模式性能, 并分析冷暖事件产生的前兆。

④ 选 1992 年例作敏感性试验, 分析日界线附近西风应力异常对海温变化的影响。

3 模式的气候状态和季节变化

3.1 模式气候

经第一阶段的 240 年积分, 模式(尤其上层)已达到基本稳定状态。图 1(a、b)是积分至 240 年的海表温度和洋流分布。观测的热带海表温度场的主要特征, 如东赤道太平洋低于 22°C 的冷舌, 西太平洋高于 28°C 的暖池都较好地模拟出来。南北赤道洋流的分布和速度与观测结果基本一致, 北赤道回流虽不明显、不连续, 但细致地观察还可发现。图 1(c、d)是相应的沿赤道深度在 400 m 以上的海温和海流的垂直分布, 以 20°C 线(图 1c 粗实线)为标志的等温线密集的斜温层由东向西倾斜, 东部深为 40 m 左右, 西部则达 200 m, 这也与观测结果基本符合^[15]。由图 1d 可见, 表层向西的赤道洋流厚度一般在 100 m 左右, 下面为向东的赤道潜流, 东太平洋潜流流速较西太平洋大, 但层厚较小。

3.2 季节变化

第二阶段的 10 年积分改用了有月际变化的海面风应力作强迫, 我们取后 6 年平均作各月的模式气候值。图 2(a、b)是观测的近赤道区域($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$)2 月和 8 月的海表温度与年平均的差值。可见东太平洋冷水区较西太平洋暖水区温度的季节变化大。东赤道太平洋海温 2 月较年平均值高 2°C 以上, 8 月较年平均值低 2°C 以上; 西太平洋变化大多小于 0.5°C , 一般是赤道以北冬季变冷, 夏季变暖, 而赤道以南则相反。图 2(c、d)是模式的 2 月和 8 月平均海温与年平均的差值。比较可见, 其季节变化趋势与上面分析的观测结果基本一致。但东太平洋季节变化的数值有些偏小。

4 海温年际变化对海表风应力的响应

对模式进行的第三阶段积分, 实际上是海温变化对海表风应力变化的响应试验, 因为在试验中海表热通量和盐通量是采用牛顿阻尼方法进行参数化的。图 3 是用 1985~1995 年风应力强迫模式所得的沿赤道太平洋的海表温度距平的时间剖面图。与观测结果(图略)比较可见, 模式较好地模拟出中太平洋和东太平洋 1986~1987 年, 1991~1992 年, 1993 年春的暖事件和 1988~1989 年的冷事件。其中对 1987 年和 1992 年中太平洋 160°W 附近大于 2°C 的增暖中心的模拟比较准确, 1993 年及 1994 年底到 1995 年初日界线附近正距平位置和强度与观测结果很接近。对于东太平洋 1987~1988 年初和 1992 年冬春正距平的模拟也较好。

上述模拟结果说明, 月平均风场的动力作用对于海温的年际变化是最主要的。我们分析了 1985~1995 年沿赤道纬向风应力和经向风应力距平及散度的时间变化, 结果表明沿赤道海表的纬向风应力距平的时间变化(图略)与海温距平变化(图 3)的关系最为明

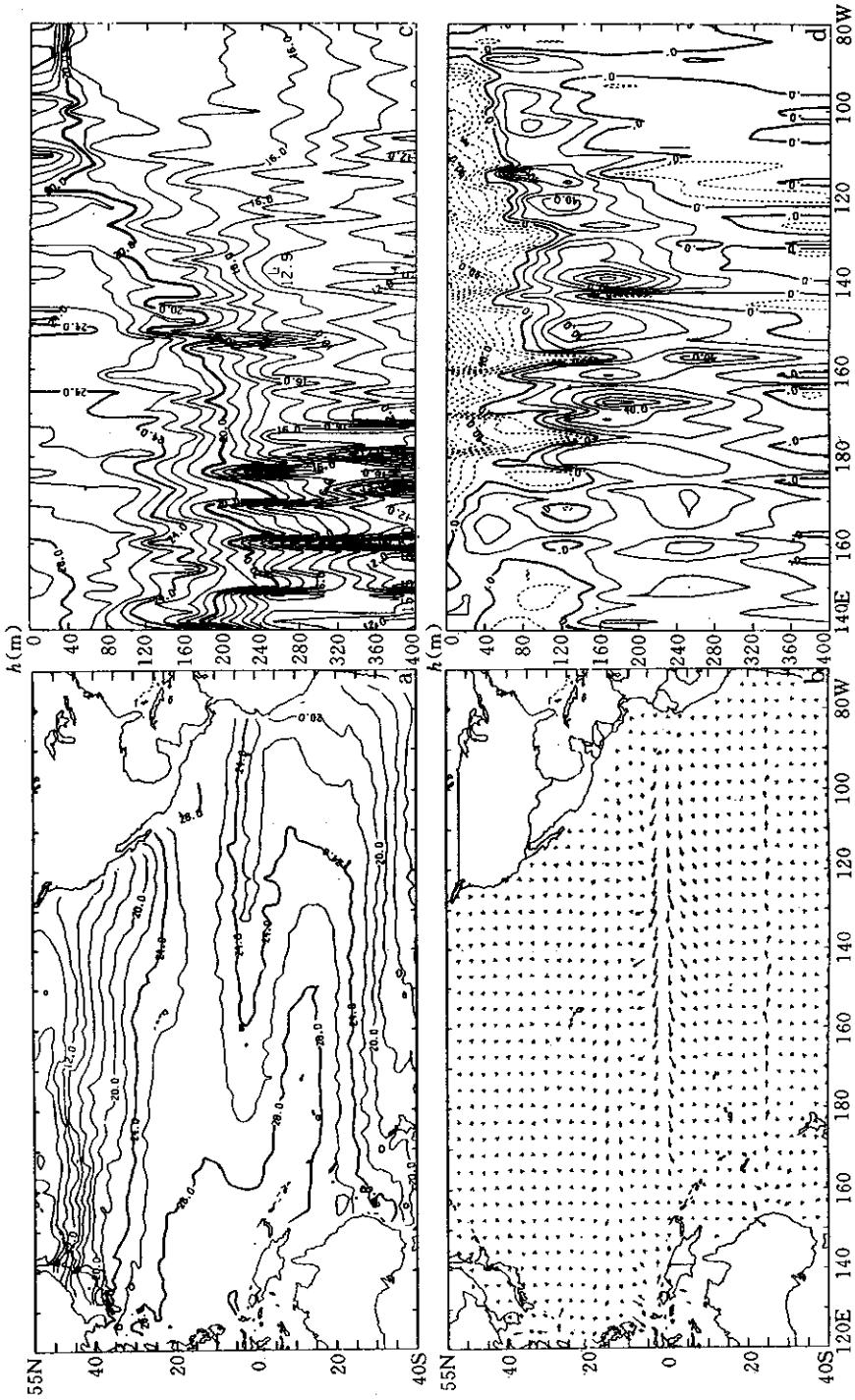


图 1 模式积分 240 年后的结果 (a) 海表温度 (C) (b) 海表层 (5 m) 洋流 (单位矢量; 50 cm/s) (c) 赤道剖面的海温 (粗实线; 温跃层的 20°C 等温线) (d) 纬向海流速度 (上层虚线; 向西的赤道洋流, 下面实线; 向东的赤道潜流, 单位: cm/s)

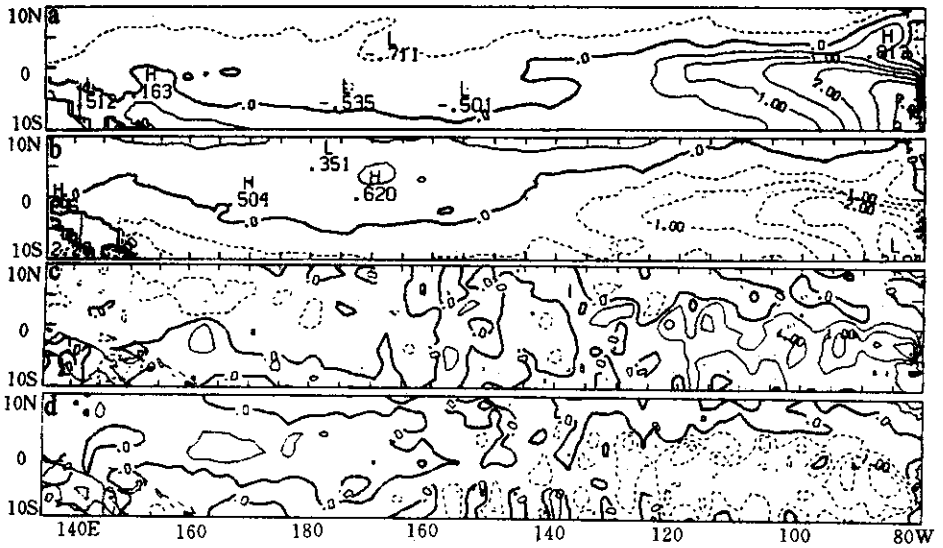


图 2 海表温度的季节变化(等值线间隔: 0.5°C, 粗实线; 0.0°C线) (a)2 月和 (b)8 月观测的海温与年平均值之差(据美国国家气象中心 1983~1992 年分析资料绘制) (c)2 月和 (d)8 月模拟海温与年平均值之差

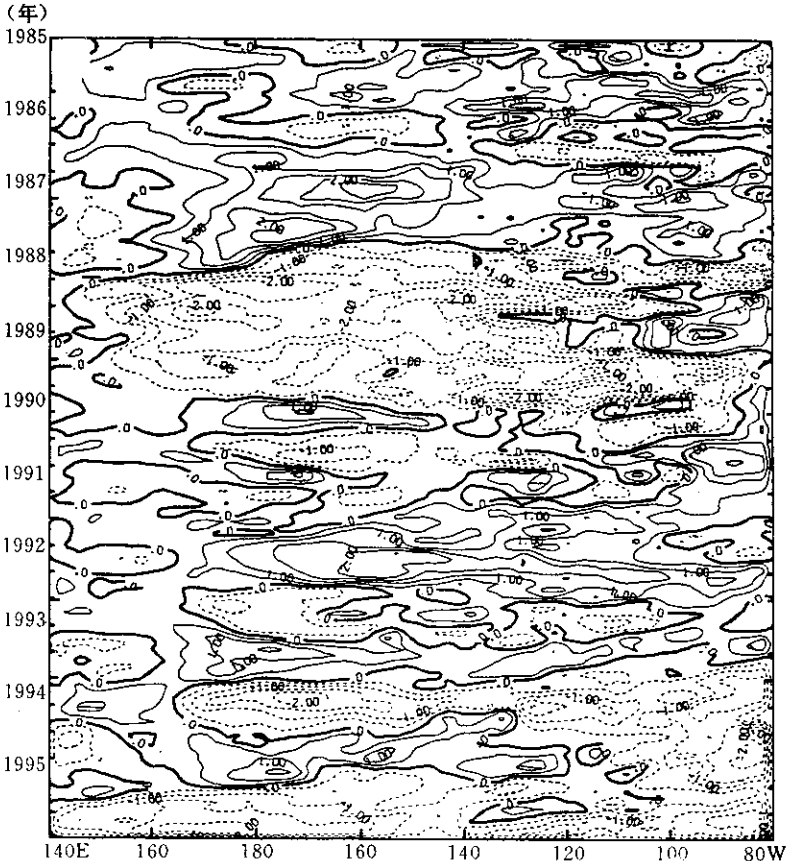


图 3 用 1985~1995 年风应力强迫模式所得的沿赤道太平洋的 SST 距平时间剖面图 (说明同图 2)

显. 由上述风应力距平的时间变化可知, 对应于 1986~1987 年, 1991~1992 年, 1993 年春和 1995 年春的中、东太平洋增暖, 在 $160^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$ 都有一个强正(西风)距平区, 其中心在 170°E 附近, 强度一般在 $20\text{ m}^2/\text{s}^2$ (FSU 伪风应力单位) 以上, 1986 年 12 月~1987 年 2 月, 1991 年 12 月~1992 年 2 月最大距平都在 $40\text{ m}^2/\text{s}^2$ 以上. 而 1988~1989 年的冷事件又恰与 1988 年秋到 1989 年冬在 170°E 附近的负(东风)距平相应. 我们定性分析过海表风应力距平与海洋上层流场变化及与斜温层温度变化的关系^[16], 指出日界线附近持续一定时间、有一定强度的纬向风应力距平能引起赤道上层洋流和温度异常, 而这种异常又以慢波形式向东传. 为对纬向风距平的作用作进一步探讨, 下文选例作敏感性试验.

5 近赤道海表温度对日界线附近西风应力异常的敏感性试验

以 1992 年暖事件为例研究海温异常对纬向风应力的敏感性. 图 4a 是模式在观测风应力强迫下模拟的热带太平洋 1992 年 2、5、8 和 11 月的海表温度距平. 图 4b 是相应的观测结果. 由比较可见, 模式较好地模拟出 1992 年冬春中、东赤道太平洋的增暖. 1992 年 2 月最大增暖中心在赤道 150°W , 最大达 2.5°C 以上, 东太平洋的暖中心偏向赤道南侧; 5 月在东太平洋 120°W 以东到秘鲁海岸附近出现大于 2°C 的正距平区, 暖事件达最强. 在 1992 年夏秋, 中东太平洋赤道附近海温转为负距平, 但赤道以南还保持正距平区, 模拟的趋势也与实况一致, 但赤道以南的正距平较实况偏强. 总的来看, 模式对这次暖事件的模拟是基本正确的, 所以选作控制试验结果.

在这次暖事件之前的 1991 年 12 月~1992 年 2 月, 在日界线附近出现强西风应力异常, 最大在 1991 年 1 月到 2 月. 由这两个月风应力距平水平分布(图略)可知, 2 月最强西风应力距平中心在日界线附近赤道北侧, 最大达 $80\text{ m}^2/\text{s}^2$ 以上. 我们作两个试验, 试验 1 把 $160^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 区域, 1992 年 1 月和 2 月的纬向风应力距平减半, 其它区域和 1992 年 3 月以后的风应力距平保持不变, 以此风应力强迫模式从 1992 年 1 月 1 日起积分至 12 月 31 日. 试验 2 做法与试验 1 相同, 仅把上述区域的 1992 年 1 月和 2 月的纬向风应力距平完全去掉, 即用气候的月平均值取代.

图 5a 是试验 1 模拟的 1992 年 2、5、8、和 11 月海表温度与控制试验的差值. 2 月: 在日界线以东的近赤道太平洋为大片的负值区, 温度较控制试验低, 在 $180^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{W}$, 温度低 0.5°C 以上, 变化最大在 165°W 附近, 低 1.5°C . 5 月: 上述负值区向东移动扩展至秘鲁海岸, 强度略减, 最大负值中心移至 150°W 附近(东移 15° 左右). 8 月和 11 月: 大片的负值区继续减弱扩展, 一般均在 -0.5°C 以下, 在 $180^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$ 沿赤道附近有小的正负区相间出现. 试验 2(图 5b)与试验 1 相比, 海温正负区分布及东传特征均很一致, 主要差别是中、东赤道太平洋的温度降低更多. 2 月: 165°W 附近的最大负值中心达 2.5°C ; 5 月: 在 $165^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$ 的近赤道太平洋负值均达 0.5°C 以上, 150°W 附近最大负值达 1.5°C 以上.

上述敏感性试验的结果表明, 在日界线附近的强西风应力距平的减弱或消失, 主要使该距平区以东的赤道太平洋温度降低, 即使暖事件的强度减弱. 这种影响主要以波动

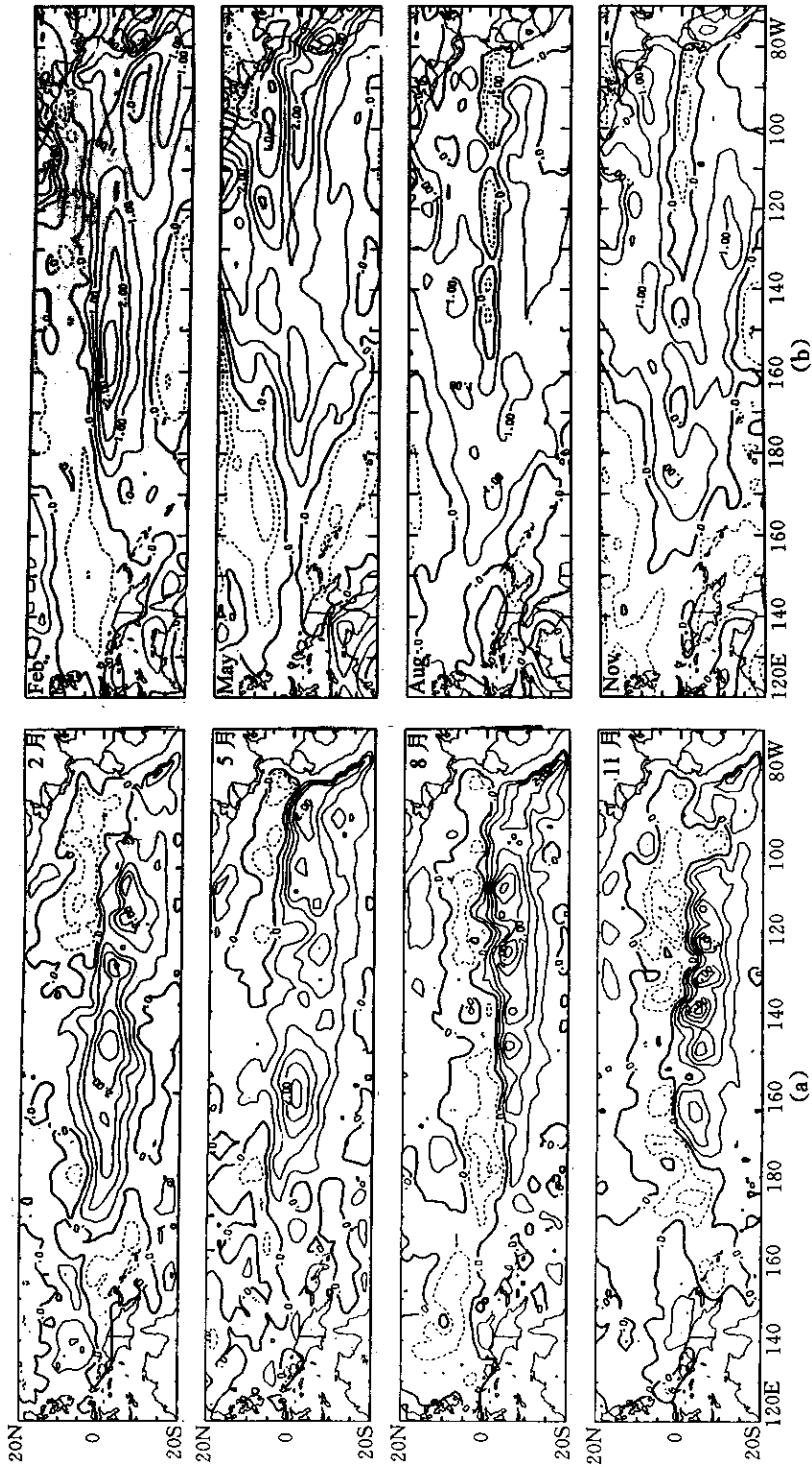


图4 1992年2、5、8和11月的热带太平洋的海表温度距平(说明同图2)
 (a)模式在观测海表风应力强迫下的模拟值(b)观测值(据FSU资料)

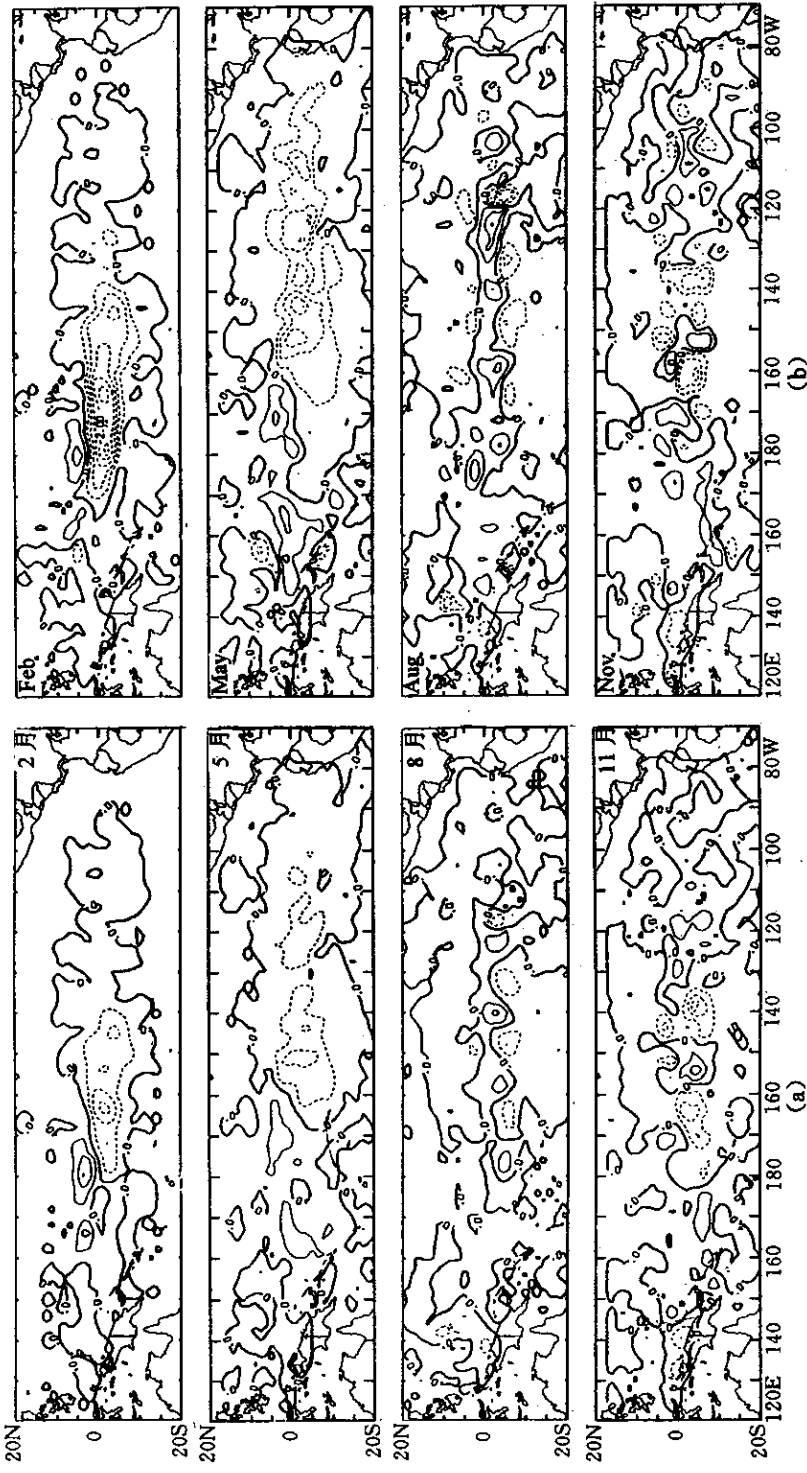


图5 1992年2、5、8、和11月敏感性试验与控制试验的海表温度差
(说明同图2)(a)试验1减控制试验海温 (b)试验2减控制试验海温

形式向东传播扩展, 其风应力距平的强度变化, 直接影响海温距平的强度, 但与海温距平向东传播扩展的速度关系不大。

试验 1 和 2 的海温变化最大距平中心从 2 月到 5 月向东移动 15 个经度, 这只能说是其中除了主要的东传波动外, 同时还有更快的波动在起作用, 因为积分 2 个月后(到 2 月)其影响已传到 90°W 。对于各种波动的相互作用还需进一步研究。

6 结 论

用太平洋模式对热带太平洋海温和环流的模拟试验结果表明:

(1) 模式经过从静止海洋状态开始的长期积分已基本稳定, 得到的模式气候(温度和环流)的分布与观测结果的主要特征一致。

(2) 用有季节变化的热带太平洋海表风应力去强迫已达稳定状态的模式, 积分 10 年, 得到稳定的有季节变化的海洋状态, 与观测热带海温季节变化的主要趋势一致。

(3) 用 1985~1995 年热带太平洋逐月的海表风应力去强迫海洋模式, 较好地模拟出热带海温的年际变化主要特征, 模拟出此期间发生的主要暖事件(1986~1987 年和 1991~1992 年等)和冷事件(1988~1989 年), 说明此模式对 ENSO 循环有一定的模拟能力。

(4) 每次暖事件前期, 在日界线附近的近赤道地区都有持续数月的西风距平出现。中、东赤道太平洋海温对日界线附近风应力距平的敏感性试验表明, 该处持续一定时间的纬向风应力距平对中、东太平洋的增暖起重要作用。这种作用一般以慢波形式向东传播扩展, 其影响在 5 个月左右即可传到赤道太平洋的东海岸, 但海温距平最大变化中心传播速度较慢, 3 个月(2~5 月)才东移 15 个经度左右。该区域西风距平愈强, 中、东太平洋增暖愈大, 但西风距平强度与引起的温度异常的东传速度关系不大。

参 考 文 献

- 1 巢纪平. 厄尔尼诺和南方涛动的动力学. 北京: 气象出版社, 1993.
- 2 Barnett T, Latif M, Kirk E and Roeckner E. On ENSO Physics. *J. Climate*, 1991, 4: 487~515.
- 3 Neelin D. Interannual oscillation in hybrid coupled model: slow sea surface temperature mode and the fast wave limit. *J. Atmos. Sci.*, 1990, 47: 674~693.
- 4 Zebiak S E and Can M A. A model El Niño-southern oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, 115: 2262~2278.
- 5 Barnett T P, Graham N, Latif M, Pazan S and White W. ENSO and ENSO-related predictability: part 1: prediction of equatorial Pacific sea surface temperature with hybrid coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, 1993, 6: 1545~1566.
- 6 Ji M, Kumar A and Leetmaa. An experimental coupled forecast systems at the National Meteorological Center. *Tellus*, 1994, 46A: 398~418.
- 7 Pacanowski R C, Dixon K and Rosati A. GFDL Modular Ocean Model Users Guide, GFDL Ocean Group Tech. Rep., 1993, No. 2.
- 8 Pacanowski R C, Philander S H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, 11: 1443~1451.
- 9 Semtner A, Chervin R. Ocean general circulation from a global eddy-resolving model. *J. Geophys. Res.*, 1992, 97: 5493~5550.

- 10 Bryan K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Computat. phys.*, 1969, 4: 347~376.
- 11 Cox M. A primitive equation 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Tech. Rept., 1984, No. 1.
- 12 Levitus S. Climatological atlas of the world ocean. NOAA professional paper No. 3, Dept. of Commerce, Rockville, Md, 1982.
- 13 Legler D M and O' Brien J J. Tropical Pacific Wind Stress Analysis for TOGA, IOC Time Series of Ocean Measurements. IOC Technical Series 33, 1988, Volume 4, UNESCO.
- 14 Hellerman S and Rosenstein M. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 1983, 13: 1093~1104.
- 15 赵其庚, 李 骥, 彭淑英. 近赤道上层海温的变化与 ENSO. 见: 热带西太平洋海气相互作用考察及诊断模拟研究. 北京: 气象出版社, 1996.
- 16 赵其庚, 彭淑英. 对热带太平洋上层海温年际变化的数值模拟研究. 见: 热带西太平洋海气相互作用考察及诊断模拟研究. 北京: 气象出版社, 1996.

THE RESPONSE OF SEA TEMPERATURE INTERANNUAL VARIATIONS TO SEA SURFACE WIND STRESS AND ITS SENSITIVITY EXPERIMENT

Zhao Qigeng Song Yongjia Peng Shuying

(National Climate Center, Beijing 100081)

Abstract

A Pacific general circulation model with higher resolution has been developed based on GFDL ocean model. Using this model the main characteristics on climate state, seasonal and interannual variations of Pacific upper sea temperature have been reproduced. Forcing the model with observed wind stresses from 1985 to 1995, the associated warm and cold events are simulated clearly. The sensitivity experiment reveals that the larger the successive westerly anomaly near the date line is, the more the warming in the central and eastern equatorial Pacific is. Its influences propagate and extend eastward and can reach the east coast of the Pacific in 5 months. The propagation speed doesn't depend on the intensity of westerly stress anomaly.

Key words: Pacific general circulation model Model climate Westerly stress anomaly
Sensitivity experiment