

# 大尺度海气相互作用中 SST 演变的数值模拟

刘屹岷 杨梅玉 狄新武 姜达雍

(中国气象科学研究院, 北京)

**摘 要** 本文研制了一个全球浅水耦合海气模式. 模式海洋部分包含了关于海表温度的热力学方程; 大气部分是球坐标下有地形的正压模式. 大气受到来自海洋加热的强迫, 驱动海洋的风应力与大气模式的风速成正比.

以气候实时资料作初始场所做数值积分, 结果显示西太平洋暖水池及赤道东太平洋冷舌的范围与形状能较正确模拟. 海洋模式部分线性化与非线性化的对比试验, 表明随时间增加, 两者海温差异逐渐加大, 且中、高纬的差异大于低纬. 非线性项在中、高纬的作用不可忽视. 混合参数试验指出预报的结果对参数的选择很敏感.

**关键词** 海气相互作用 数值模拟 SST 演变

## 前 言

大尺度海气相互作用已被广泛认为是地球气候系统的一个重要的关键的物理过程. 具有巨大热容量的海洋, 变化缓慢, 持续性长, 对调整气候的时空变化有很大的作用<sup>[1]</sup>. 观测研究已经证明全球大气变化与热带海洋表面水温及洋流密切相关, 海表水温是影响气候变率的一个最重要的物理量. 大量海气相互作用的数值试验指出了海温在维持全球气候及气候变化中的作用. Wu<sup>[2]</sup>和 Dong<sup>[3]</sup>给出了大气降水及东亚季风对热带 SSTA 及暖水池的响应. 姜达雍等<sup>[4]</sup>用1985年实时月平均海温做的可预报性试验, 相当好地反映出实际大气环流季节变化. 这就提示我们, 对于研究大尺度海气相互作用, 必须发展能预报关键要素——海表水温, 特别是预报热带地区海温及西太平洋暖水池的耦合海气模式.

Cane<sup>[5,6]</sup>与 Zebiak<sup>[7]</sup>用简单的耦合海气模式做了一系列引人注目的工作. 他们使用有限区域内定常线性大气模式及 $\beta$ 平面重力递减海洋模式(热力学方程中所有项都保留)比较成功地模拟 ENSO 事件. 但对于模拟真实系统仍能力有限, 与观测的大气、海洋的实况详细比较均存在差异<sup>[7]</sup>. 我们认为快变化的大气应是非定常系统. 这里笔者于原工作<sup>[8]</sup>的基础上在海洋模式中增加热力学方程<sup>[9]</sup>, 并在动量方程中体现出海温对洋流的作用, 建立起一个能预报全球海温的浅水波非线性耦合海气模式, 实现用简单的耦合海气模式模拟全球海温的演变. 另外对海洋模式中非线性项的作用及模拟结果对混合参数的依赖性也进行了探讨.

# 1 模式

大气及海洋模式均为一层环流模式.

## 1.1 大气模式

球坐标下500hPa 正压原始方程组:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - q_a H V + m \frac{\partial}{\partial \lambda} (K + \Phi) = -AU, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + q_a H U + n \frac{\partial}{\partial \varphi} (K + \Phi) = -AV, \quad (2)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + mn \frac{\partial}{\partial \lambda} \left( \frac{HU}{n} \right) + mn \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{HV}{m} \right) = -BH + \frac{Q}{g}, \quad (3)$$

其中,  $\Phi = g(H + H_s)$  表示500hPa 大气重力位势,  $H$  表示地面以上的大气高度,  $H_s$  是地形高度. 本文引进了平滑的地形坡度.  $A$ 、 $B$  分别为 Rayleigh 摩擦、Newton 冷却系数. 球坐标曲率系数  $m^{-1} = a \cos \varphi$ ,  $n^{-1} = a$ ,  $a$  是地球半径.  $q_a$  为绝对位势涡度, 即  $q_a \equiv (f + \zeta_a) H^{-1}$ ,  $K$  是动能<sup>[10]</sup>.

大气环流被潜热加热  $Q$  强迫. 因本文是干大气模式, 这里  $Q$  的参数化形式仅与海表水温  $T$  有关<sup>[9]</sup>:

$$Q = Q_0 \frac{T - T_c}{\bar{T}(0) - T_c} H_c (T - T_c), \quad (4)$$

$Q_0$  为一常数,  $\bar{T}(0)$  指赤道上平均海温值,  $T_c$  为一临界海温, 定义为  $T_c = \bar{T}(0) - 1.5^\circ\text{C}$ . 式(4)中  $\text{He}$  为 Heaviside 步函数, 即

$$\text{He}(x) = \begin{cases} 1, & x > 0, \\ 0, & x \leq 0, \end{cases} \quad (5)$$

这样潜热加热强迫的强度与  $T$  超过临界值  $T_c$  之值成正比, 当  $T$  低于  $T_c$  时强迫为零.

在陆地上潜热加热的参数化形式为:

$$Q = Q_c X(x, y) \frac{\bar{T} - T_c}{\bar{T}(0) - T_c} \text{He}(\bar{T} - T_c), \quad (6)$$

取  $Q_c = Q_0 = 1.75 E - 4 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ,  $X(x, y)$  为  $Q$  的调节函数, 其值在海岸上为1, 陆地中央减为零.  $\bar{T}$  是海温  $T$  的纬向平均值.

## 1.2 海洋模式

海洋模式是非线性的海面混合层模式<sup>[9]</sup>, 在直角坐标系下有:

$$\frac{\partial}{\partial t} (hu) + \frac{\partial}{\partial x} (huu) + \frac{\partial}{\partial y} (huv) - fhv = -\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{2} \alpha g h^2 T \right) + \tau^x + \nu_h \nabla^2 (hu), \quad (7)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (hv) + \frac{\partial}{\partial x} (huv) + \frac{\partial}{\partial y} (hvv) + fhu = -\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{2} \alpha g h^2 T \right) + \tau^y + \nu_h \nabla^2 (hv), \quad (8)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (hT) + \frac{\partial}{\partial x} (huT) + \frac{\partial}{\partial y} (hvT) = \frac{Q_s}{\rho_0 c_p} - wT, \quad (9)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}P + \frac{\partial}{\partial x}(uP) + \frac{\partial}{\partial y}(vP) + p\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = \rho_0\alpha g\delta - w\frac{\partial P}{\partial h}, \quad (10)$$

其中,  $(\tau^x, \tau^y)$  是风应力,  $\rho_0$ 、 $\alpha$ 、 $c_p$  分别为密度、热膨胀系数和水的比热,  $\nu_h$  是水平涡旋粘滞系数,  $h$  是混合层深度,  $P = \frac{1}{2}\rho_0\alpha gh^2T$  表示势能,  $T$  是海面温度, 式(7)~(10)描述了纬向动量、径向动量、焓及势能的变化.

风应力  $\vec{\tau}$  与式(1)~(3)中所定义的大气风速  $U$ 、 $V$  成比例<sup>[8]</sup>.

式(9)~(10)中包含了3种热力学过程:  $Q_s$ 、 $\delta$ 、 $w$ . 进入混合层的热通量  $Q_s$ , 其参数化形式为<sup>[11]</sup>:

$$Q_s = -\rho_0 c_p \gamma (T - T^*), \quad (11)$$

$T^*$  表示海平面上空气温度, 由式(20)给出. 模式中  $T$  总是小于  $T^*$ , 因此  $Q_s$  是混合层的热源. 式(10)中  $\rho_0\alpha g\delta$  表示湍流混合使混合层增厚, 势能增加, 定义为  $\delta = \delta_0/h$ ,  $w$  是海洋中缓慢的上升运动, 为补偿能量,  $wT$  和  $w\frac{\partial P}{\partial h}$  分别是热与势能的汇.

由式(9)、(10)可推得方程(12)、(13), 其中在热力学方程中引入水平扩散项:

$$\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = \frac{2\delta}{hT} - w + \gamma\left(\frac{T - T^*}{T}\right), \quad (12)$$

$$\frac{\partial T}{\partial x} + u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y} = \frac{2}{h}\left[-\gamma(T - T^*) - \frac{\delta}{h}\right] + k_h\nabla^2 T, \quad (13)$$

将方程(7)、(8)分别减去  $\vec{v}$  乘(12)并写在球坐标系下, 则有:

$$\frac{\partial u}{\partial x} - q_0 hv + m\frac{\partial k}{\partial \lambda} + m\frac{1}{h}\frac{\partial p}{\partial \lambda} = -\frac{u}{h}E + \frac{\tau^x}{h} + \nu_h\nabla^2 T, \quad (14)$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} + q_0 hu + n\frac{\partial k}{\partial \lambda} + n\frac{1}{h}\frac{\partial p}{\partial \lambda} = -\frac{v}{h}E + \frac{\tau^y}{h} + \nu_h\nabla^2 T, \quad (15)$$

这里  $k$  是动能,  $q_0$  表示海洋绝对位势涡度, 即  $q_0 = (f + \xi_0)h^{-1}$ ,  $p = P\rho_0^{-1}$ , 而

$$E = \frac{2\delta}{hT} - w + \gamma\left(\frac{T - T^*}{T}\right),$$

将方程(12)、(13)也写在球坐标下, 则有:

$$\frac{\partial h}{\partial x} + mn\frac{\partial}{\partial \lambda}\left(\frac{hu}{n}\right) + mn\frac{\partial}{\partial \lambda}\left(\frac{hv}{m}\right) = E - K(h - \bar{h}), \quad (16)$$

$$\frac{\partial T}{\partial x} + mnu\frac{\partial}{\partial \lambda}\left(\frac{T}{n}\right) + mnv\frac{\partial}{\partial \lambda}\left(\frac{T}{m}\right) = \frac{2}{h}\left[-\gamma(T - T^*) - \frac{\delta}{h}\right] + k_h\nabla^2 T, \quad (17)$$

其中式(16)中引入了在海洋边界存在的阻尼项  $K(h - \bar{h})$ . (14)~(17)构成了全球海洋模式方程组.

上述方程中所含侧向涡旋粘滞系数  $k_h$ ,  $\nu_h$ , 热膨胀系数  $\alpha$ , 深层上升速度  $w$ , 夹卷系数  $\delta_0$ , 热张弛系数  $\gamma$  分别取为  $2 \times 10^3 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $3 \times 10^{-4} \text{C}^{-1}$ ,  $4 \times 10^{-7} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $4 \times 10^{-2} \text{m}^3 \text{C}^{-1}$ ,  $3 \times 10^{-6} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ . 阻尼系数  $\kappa$  在海洋边界上取为  $2.5 \times 10^{-7} \text{s}^{-1}$ , 其他海域为零. 本文海洋范围是全球, 其中存在矩形区域的陆地.

方程(16)、(17)如定常、无动力过程, 且  $h$ 、 $T$  均匀, 则有:

$$\frac{2\delta_0}{h^2 T} - w + \gamma\frac{T - T^*}{T} = 0, \quad (18)$$

$$\frac{2}{h} \left[ -\gamma(T - T^*) - \frac{\delta_0}{h^2} \right] = 0, \quad (19)$$

得到,

$$T^* = \frac{\gamma + w}{\gamma} T, \quad (20)$$

$$h = \sqrt{\frac{\delta_0}{wT}}. \quad (21)$$

## 2 数值试验

模式的计算方案同文献 [8]. 海洋模式部分积分时间步长为1h, 大气模式是10min. 1985年1月及1992年2月月平均500hPa 高度场、风场、海表水温分别为初始场. 洋流资料源于文献 [12] 中1月气候平均资料. 利用方程 (20)、(21) 得到  $T^*$ 、 $h$ . 以下各试验积分时间为3个月.

### 2.1 对1985年的试验

#### 2.1.1 控制试验

1985年1月海温实况图上, 同纬度的南半球海温高于北半球, 赤道西太平洋有一中心偏向南的暖水池. 图1 (a) 给出1985年4月海温场. 从图中可看出, 春季 SST 变化缓慢, 但赤道以北的暖水池 (28°C 等温线) 范围逐渐扩大. 比较图1 (b) 模拟的海温场, 这一季节变化被模拟出来.

#### 2.1.2 海洋模式线性化试验

本耦合模式中, 用线性化的海洋模式同样做了3个月的模拟试验, 从中可看出非线性项的影响. 图2给出此试验结果中海温的纬向平均值与控制试验结果中的海温纬向平均值之差. 积分1个月时最大偏差在中、高纬是0.2°C, 低纬是0.1°C. 第2个月、第3个月偏差加大. 积分3个月偏差在36°N 达1.1°C. 可见偏值在中、高纬大于低纬赤道地区, 且随时间增加而加大. 对1992年线性海洋模式所做海温与非线性控制试验的偏差与图2相似. 表明, 非线性项在中、高纬地区的作用不可忽视, 但在低纬热带地区短期内可略. 热带区域模式中部分线性化是合理的. 如前所述, 文献 [7] 中的工作在模拟赤道地区 SST 方面即取得很大成就.

### 2.2 对1992年的试验

#### 2.2.1 控制试验

1992年2月海温如图3所示, 海温距平图上日界线以东的热带太平洋为大片正海温距平控制. 其中165°~125°W 赤道太平洋的海温距平明显超过2°C, 位于赤道150°~145°W 的正距平中心值高达3.1°C. 表明1991、1992 ENSO 事件仍处于盛期. 图3中西太平洋暖水池中心偏向南半球, 东到125°W. 赤道东太平洋冷舌北到3°S, 西到108°W.

图4 (a)、(b) 分别给出实况海温及模拟海温图. 图4 (a) 中5月海温28°C 等温线范围已向北、向东扩展至整个北赤道海域. 赤道以南的暖水向东也达115°W. 东太平洋冷舌比2月向东南退缩, 试验结果图4 (b) 上, 太平洋、印度洋海温形势特别是向东扩展的暖水池范围模

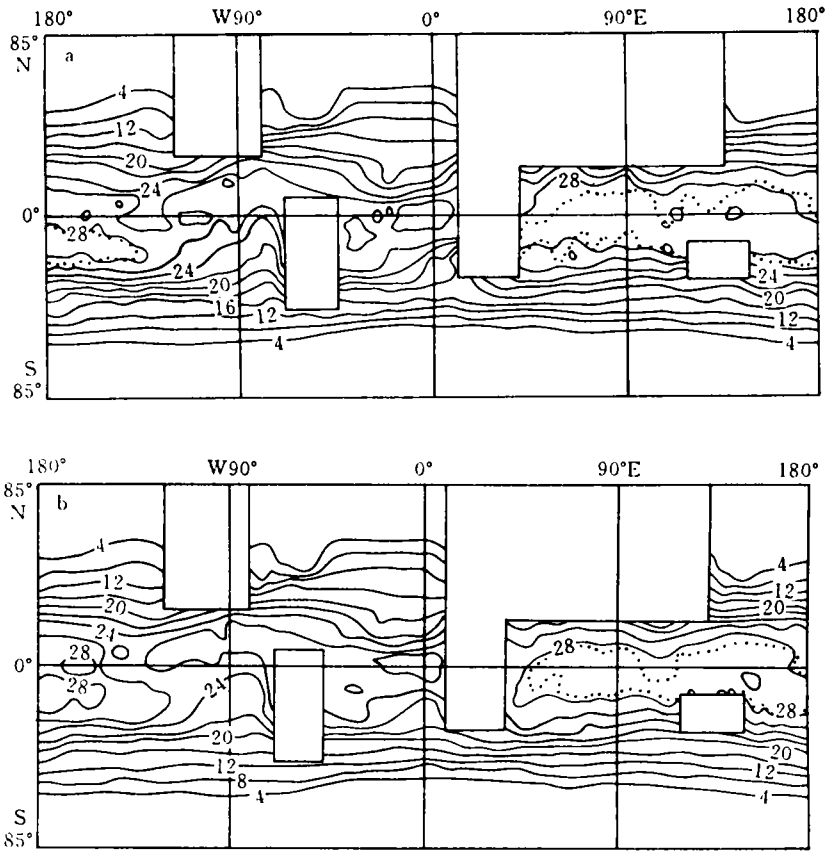


图1 1985年4月 SST

a. 实况 b. 模拟

.....分别表示实况及模拟的2月28°C等温线

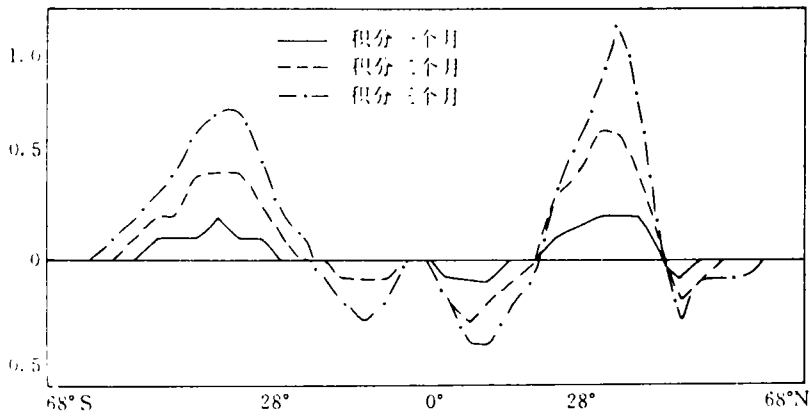


图2 线性海洋试验的海温纬向平均与控制试验的海温纬向平均的差值 (单位°C)

拟良好, 东赤道大西洋中, 高 SST 区连接成一片, 比实况图4 (a) 中范围扩大.

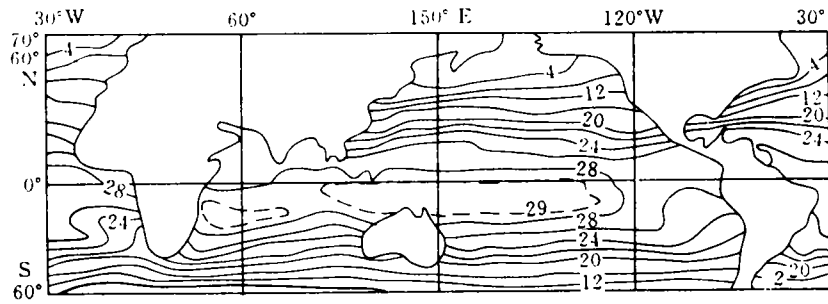


图3 1992年2月实况 SST  
引自气候监测公报

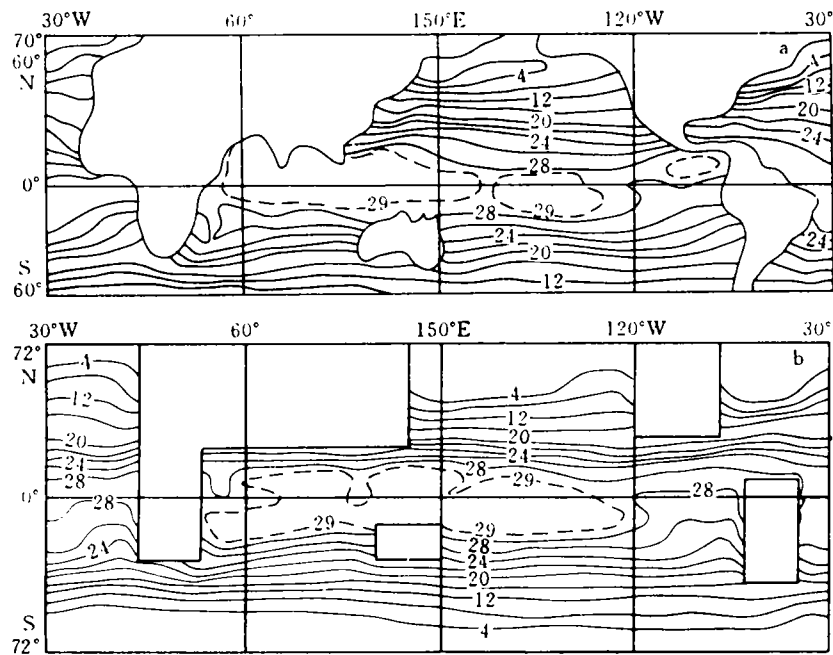


图4 1992年5月 SST  
(a) 实况 (b) 模拟

### 2.2.2 混合参数敏感性试验

耦合模式中含有物理参数，环流的振幅及时间尺度都对一些参数敏感。耦合常数的重要性已被许多人讨论过，如文献 [5, 13]。这里做了耦合模式对混合参数的敏感性试验。

模式中包含  $\delta_0$ 、 $\gamma$ 、 $w$  3个混合参数。从方程 (20)、(21) 可见，改变这些参数通常将影响  $T^*$  及  $h$  的值，这样与控制试验结果比较就有困难。如参数以同一比例变化，那么不会改变  $T^*$  和  $h$  的值。

5 (a)、(b) 分别给出原混合参数三分之一倍及三倍时耦合模式模拟的1992年5月海温场。图5 (a) 参数值低时，西太平洋暖水向东只到120°W，东太平洋仍存在较强的冷舌，仅有个别

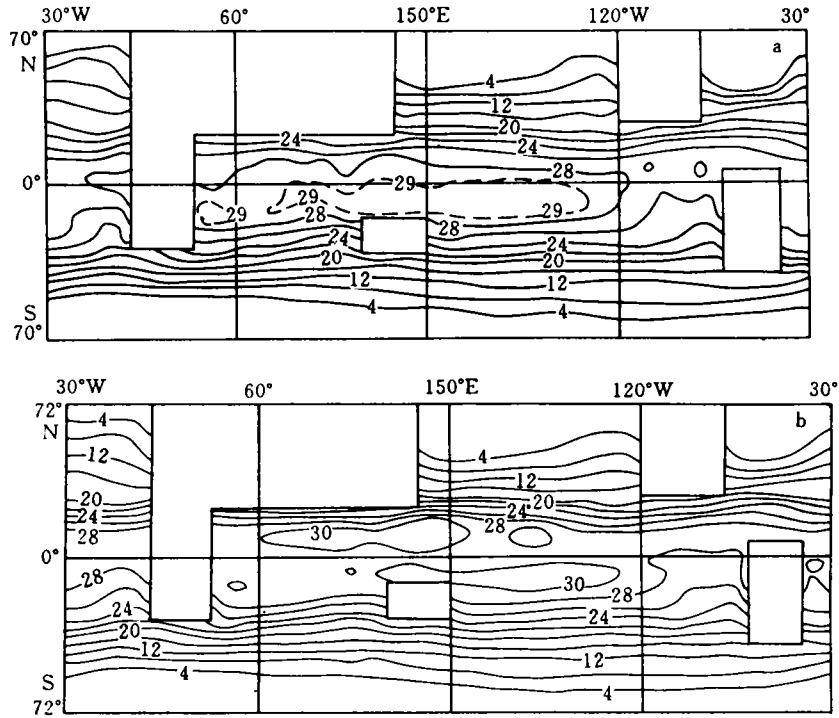


图5 敏感性试验中模拟的1992年5月 SST

(a) 低混合参数 (b) 高混合参数

点达到 $28^{\circ}\text{C}$ 。图5 (b) 混合参数值高时, 几乎整个赤道为暖水区,  $28^{\circ}\text{C}$  等温线范围扩大。东太平洋的冷舌进一步缩小范围, 位置比图4 (b) 中偏向东南。赤道以北 $60^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 、 $180^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$  及赤道以南 $120^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{W}$  大片区域 SST 高于 $30^{\circ}\text{C}$ 。可见提高混合参数导致系统扰动显著增加, 增强海气相互作用, 减小混合参数值, 导致扰动停滞, 环流系统如暖水池的范围变化缓慢。Anderson 与 McCreary 曾指出减小 (提高) 混合参数将导致传播速度减弱 (增加)<sup>[9]</sup>。

### 3 总结及讨论

本文提出一个耦合海气环流模式以模拟 SST 的演变。海洋模式含有完整的非线性热力学, 物理过程包括垂直上升运动、湍流混合作用、加热作用。大气模式为非定常有地形的正压模式, 受到海洋潜热加热  $Q$  的强迫。驱动海洋的风应力与大气风速成正比,  $Q$  仅是海表水温的函数。

对1985年及1992年的数值试验显示模式能较好地模拟出月、季时间尺度的全球海温的演变特别是赤道西太平洋暖水池及东太平洋冷舌的范围与形状。海洋模式线性化的试验表明短期内, 热带地区环流可视为线性变化; 但在中、高纬地区, 非线性项起着很大作用。参数的敏感性试验指出模拟的结果对混合参数的选择有很大依赖性。提高参数值, 导致扰动增大, 系统变化迅速; 减小参数值, 导致扰动减弱, 系统变化缓慢。

虽然模拟比较成功, 结果与实况的对比仍有差异. 如图4 (b) 中赤道以北的 $28^{\circ}\text{C}$  等温线在中太平洋比实况偏北, 东大西洋的模拟也不尽人意. 热带海洋尤其西太平洋是很复杂的区域, 存在最大的暖水池, 观测指出西太平洋暖水池 (或 $28^{\circ}\text{C}$  等温线范围) 与海表面吸收的太阳净辐射及 OLR 的变化相当一致<sup>[14,15]</sup>. 因此仅考虑潜热通量是不够的, 海表水温变化与海表热量平衡紧密相关. 笔者正考虑改进海表热力学平衡, 以更好地模拟 SST 的演变. 另外, 从数值模拟角度出发, 目前本模式的垂直分辨率及水平分辨率 ( $4^{\circ}\times 5^{\circ}$ ) 偏低. 特别是水平分辨率的提高对于准确的模拟非常重要. 水平截断误差占各种因素引起的误差的38%<sup>[6]</sup>, 笔者下一步还将进行提高水平分辨率方面的工作.

## 参考文献

- 1 Gates W L. The effect of the ocean on the atmospheric general circulation. *Dyn. Atmos. Oceans*, 1979, (3): 95~109
- 2 Wu Guoxiong and Liu Huanzhu. Atmospheric precipitation in response to equatorial and tropical sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 1992, **49**(23): 2236~2255
- 3 Dong Min, Chen Longxun and Liao Hong. A numerical study of the impact of SST in the warm pool of Western Pacific on the East Asia winter monsoon. *Acta Ocean. Sinica*, 1992, **11**(4): 559~572
- 4 姜达雍, 杨梅玉, 刘屹岷, 盛永宽, 周尚河, 孙书荣. 热带海洋和全球大气响应模拟研究. 海洋对气候变化调节与控制作用学术研讨会论文集, 北京: 海洋出版社, 1992, 88~96
- 5 Cane M A, S E Zebiak and C Dolan. Experimental forecasts of El Nino. *Nature*, 1986, **321**, 827~832
- 6 Cane M A, M Münnich and S E Zebiak. A study of Selfexcited Oscillations of the tropical ocean - atmosphere system. Part I: Linear analysis. *J. Atmos. Sci.*, 1990,(47):1562~1577
- 7 Zebiak S E and M A Cane. A model of El Nino - Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**, 2262~2278
- 8 Liu Yimin, Jiang Dayong and Yang Meiyu. A coupled ocean-atmosphere model of shallow water wave and its numerical experiments. *Acta Atmos. Sinica*, 1991, **5**(4):435~441
- 9 Anderson D L T and J P McCreary. Slowly propagating disturbances in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**(6): 615~629
- 10 Arakawa A and V R Lamb. An energy and potential enstrophy conserving scheme for shallow water equations. *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109**, 17~36
- 11 Haney R L. Surface thermal boundary conditions for ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 1971, (1): 241~248
- 12 Meahl G A. Characteristics of surface current flow inferred from a global ocean current data set. *J. Phys. Oceanogr.*, 1982, **12**(6):538~555
- 13 Liu Shikuo. A simple quasi-geostrophic coupled ocean-atmosphere model. *Advances in Atmos. Sci.*, 1991, **8**(3):257~271
- 14 Webster F J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interaction. *Proceedings of US-PRC International TOGA Symposium*, China Ocean Press, Beijing, 1988, 263~294
- 15 Yao Huadong, Jiang Dayong and Liu Yimin. An analysis of 1989/90 main physical fields for air - sea coupled system in Tropical Western Pacific. *Acta Ocean. Sinica*, 1993, **12**(1):93~106
- 16 姜达雍, 张杰英, 王诗文. 中期数值天气预报的问题及设想. 中期数值天气预报文集, 北京: 气象出版社, 1982, 1~14