

# 一个热带太平洋上层海洋环流 模式及其检验研究\*

李旭

金向泽

陈克明

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

(中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301)

**摘要** 为进行 ENSO 的模拟与预测, 在中国科学院大气物理研究所原有的较低分辨率全球海洋环流模式的基础上, 引入依赖于 Richardson 数的垂直扩散方案和太阳短波辐射穿透的物理过程, 发展了一个较高分辨率的热带太平洋上层海洋环流模式。利用该模式和 1980~1995 年大气强迫场的观测, 进行了热带太平洋海温及环流的结构和演变的数值模拟研究, 并利用美国国家环境预报中心 (NCEP) 的同时段的海洋同化分析, 就海洋及其时间变化的三维特征, 检验了模拟结果。首先, 检验了该模式对 ENSO 事件的三维结构特征及其演变的模拟能力, 结果表明: 这 16 年间所有冷暖事件的发生、发展和消亡均得到基本正确的模拟; 海温异常的强度和结构特征与实况有偏差, 尤其是次表层, 距平量在赤道西太平洋和沿斜温层显著弱于实况; 表层海温 (SST) 距平与实况较为接近, 只是在日期变更线附近偏大。然后, 强调海气耦合模式要成功预测 ENSO, 真正严峻的考验是海洋模式对次表层海洋的模拟能力, 而不能仅仅满足于对 SST 的正确模拟。因此, 为全面评估该海洋模式, 探讨模式误差的原因, 根据同化资料, 找出年际变化和季节变化最显著的区域之后, 检验了多年平均状态及其季节变化、年际变率及其季节变化等统计量。结果发现: 模式模拟出了海温及洋流的统计年平均状态的基本特征, 但误差也是明显的, 尤其是斜温层、赤道槽、北赤道脊、北赤道逆流槽、赤道潜流等次表层海洋环流系统具有较大的系统性误差, 这些误差决定了其他统计量的模拟误差的空间分布。

**关键词** ENSO 海洋环流模式 模拟与检验

## 1 引言

在天气时间尺度上, 大气的运动大致可以认为是由其内部过程决定的。而在超过天气时间尺度或气候时间尺度上, 不得不考虑大气与气候系统中其他分量之间的相互影响。可以说, 气候系统概念的提出对于气候学研究具有指导性的意义。事实上, 正是将大气、海洋当作一个相互耦合的整体来研究, 才使得 TOGA 计划取得了成功。比如, 对于具有年际时间尺度的 ENSO 事件, 动力学方法已显示出相当的预测能力, 尤其是大气-海洋耦合环流模式 (CGCM) 大有潜力。然而, CGCM 还面临许多难题的困扰, 因而还难以有效、广泛地应用于气候的业务预测, 其根本原因在于未耦合的大气和海洋模式都存在明显误差。因此, 人们在发展耦合模式的同时仍在努力对大气和海洋模式本身进行不断完善。

1998-02-25 收到

\* 本研究得到国家自然科学基金重点项目“热带西太平洋环流试验及海气耦合试验”的支持

相对而言, 海洋环流模式 (OGCM) 的发展水平远落后于大气环流模式 (AGCM), 缺乏有效的模式检验是一个主要原因。海洋模式中对海气界面通量的参数化公式、混合、太阳短波辐射穿透、温盐扩散等物理过程的描述都还存在很大的不确定性, 为消除这些不确定性, 从而改进海洋模式, 模式检验是一个重要环节。然而, 由于海洋观测数据远远不足, 多年来海洋模式的检验受到了严重的制约, 大多仅停留在表层, 尤其缺乏对海洋次表层年际变率及其季节变化的检验。虽然在热带海-气耦合模式中, 仅 SST 这一海洋变量直接参与与大气的耦合, 但在季节以上的时间尺度上, 整个热带上层海洋状况和 SST 的演变是密切联系的, 正如 Rosati 等<sup>[1]</sup>所指出, 在 NINO-3 SST 异常和赤道西太平洋斜温层的位移之间存在强烈的滞后相关。这意味着仅仅根据次表层温度场, 赤道东太平洋 SST 的变化可能是可预报的 (时效为 1 年以上), 正是这个“记忆”构成了 ENSO 预报的物理基础。因此, 对海洋次表层的季节循环、年际变率、ENSO 事件进行全面的检验是必要的。

考察 OGCM 的模拟和预测能力的一个通常的做法是, 用观测的风应力等大气变量来强迫 OGCM, 模拟海温和环流的结构及其时间演变<sup>[2,3]</sup>。Miller 等<sup>[3]</sup>采用 4 个应用广泛的海洋模式进行模拟研究后指出, 不同的 OGCM 对热带 SST 预测技巧的最大值出现在不同的区域, 这意味着 OGCM 对 ENSO 的预测还有改进的余地。这将通过具有不同特性的 OGCM 之间的取长补短来实现。

中国科学院大气物理研究所 (IAP) 的 OGCM 在动力框架、算法等方面均有不同于世界上其他 OGCM 之处, 并已成功地应用于海洋的气候模拟<sup>[4,5]</sup>、El Niño 事件的模拟<sup>[6,7]</sup>、气候变化<sup>[8]</sup>以及短期气候预测当中<sup>[9,10]</sup>。

IAP 在短期气候预测中使用的是 4 层太平洋海洋模式, 该模式难以做好海温 (尤其是变化剧烈时) 的预报。因此需要一个高分辨率的海洋模式。由于应用的目的不同, IAP OGCM 有几个不同的版本, 其中的热带太平洋 14 层海洋模式<sup>[7]</sup>比较适合于 ENSO 的研究, 且已在 ENSO 的模拟和预测研究中取得很好的结果<sup>[1]</sup>, 但该模式的垂直分辨率仍需提高, 且没有考虑太阳短波辐射穿透的物理过程; 就其全球模式<sup>[5]</sup>而言, 不是很适用于 ENSO 的研究, 主要表现在水平分辨率过低, 没有集中描写影响 ENSO 的上层海洋; 另外, 对一些海洋中的物理过程没有考虑或描述不够合理。因此, 本文的目的就是: (1) 在原有 IAP 全球 OGCM 的基础上, 吸收国际上关于海洋物理过程的研究成果, 发展一个适于 ENSO 研究的热带太平洋上层海洋环流模式; (2) 进行 1980~1995 年的模拟研究, 检验对 ENSO 事件的三维结构及其演变特征的模拟能力; (3) 对同化资料进行分析, 揭示出最显著的年际变化和季节变化特征, 进而对热带太平洋上层海洋的平均状态及其季节变化、年际变率及其季节变化的模拟能力进行较全面的检验。

## 2 模式介绍

### 2.1 控制方程

假定海水满足 Boussinesq 近似, 其斜压原始方程为

1) 周广庆等, 私人通讯

$$\begin{aligned}
\frac{dT}{dt} &= F_h + C, \\
\frac{dS}{dt} &= F_s + C, \\
\frac{d\vec{v}}{dt} &= -\frac{1}{\rho_0} \nabla p - f^* \vec{k} \times \vec{v} + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_{mv} \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} \right) + \vec{F}, \\
\frac{1}{a \sin \theta} \left( \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \sin \theta}{\partial \theta} \right) + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \\
\frac{\partial p}{\partial z} &= -\rho g, \\
\rho &= \rho(T, S, z),
\end{aligned}$$

其中,  $\lambda$  为经度,  $\theta$  为余纬;  $T$ 、 $S$ 、 $\rho$  和  $p$  分别为海水的位温、盐度、位密度和压力;  $u$ 、 $v$  和  $w$  分别为 3 个坐标方向上的速度分量;  $A_{mv} = 2.0 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$  是垂直方向上的动量粘滞系数;  $F_h$  和  $F_s$  代表海洋中的热量和盐度的源汇;  $C$  代表海水在不稳定层结条件下发生的对流调整;  $\vec{k}$  为  $z$  方向上的单位矢量, 向上为正。若用  $\vec{e}_\theta$  和  $\vec{e}_\lambda$  分别代表  $\theta$  方向和  $\lambda$  方向上的单位矢量, 则方程组中其余的算符及变量可表示为

$$\begin{aligned}
\vec{v} &= v \vec{e}_\theta + u \vec{e}_\lambda, \\
\nabla &= \frac{\partial}{a \partial \theta} \vec{e}_\theta + \frac{\partial}{a \sin \theta \partial \lambda} \vec{e}_\lambda, \\
\frac{d}{dt} &= \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla + w \frac{\partial}{\partial z}, \\
\Delta &= \frac{1}{a^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \sin \theta \frac{\partial}{\partial \theta} + \frac{1}{a^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2}, \\
\vec{F} &= A_{mh} \left( \Delta \vec{v} + \frac{1 - \cot^2 \theta}{a^2} \vec{v} + \frac{2 \cot \theta}{a^2 \sin \theta} \vec{k} \times \frac{\partial \vec{v}}{\partial \lambda} \right), \\
f^* &= 2\omega \cos \theta + \frac{\cot \theta}{a} u \approx 2\omega \cos \theta, \\
f_h &= A_{hh} \Delta T + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_{hv} \frac{\partial T}{\partial z} \right), \\
f_s &= A_{hh} \Delta S + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_{hv} \frac{\partial S}{\partial z} \right),
\end{aligned}$$

其中,  $\omega$  和  $a$  分别为地球的角速度和半径;  $A_{mh} = 1.5 \times 10^9 \text{ cm}^2/\text{s}$  为水平动量粘滞系数,  $A_{hh}$  和  $A_{hv}$  分别为温盐水平和垂直扩散系数。

该模式中海表起伏是一个预报量, 即没有采用传统的刚盖近似, 这样在物理上更为合理。为了更好地描述海底地形及自由面, 引入  $\eta$  坐标, 其定义为

$$\eta = -\frac{z_0 - z}{z_0} + H_b \times \frac{H_b}{H_m},$$

其中,  $z_0$  为海面起伏;  $H_b(\theta, \lambda)$  是阶梯状海底深度;  $H_m$  是  $H_b$  的最大值。这样由连续方

程可得自由面方程:

$$\frac{\partial z_0}{\partial t} = -\frac{H_b}{a \sin \theta} \left( \frac{\partial(1 + \frac{z_0}{H_b} u)}{\partial \lambda} + \frac{\partial(1 + \frac{z_0}{H_b} v \sin \theta)}{\partial \theta} \right) + H_0 \frac{\partial(1 + \frac{z_0}{H_b} \dot{\eta})}{\partial \eta}.$$

海水的状态方程是根据由一个 3 级多项式拟合的 UNESCO 公式计算的。只计算位密度对温度和盐度的扰动量, 即扣除了所在深度的参考层结<sup>[11]</sup>。

## 2.2 物理过程

原有 IAP 全球 OGCM 中, 没有考虑短波辐射在海水中的穿透作用; 垂直扩散系数取为常数。在这里, 假定动量和温盐的垂直粘滞(扩散)系数依赖于 Richardson 数, 即:

$$A_{mv} = \frac{f_{\max}}{(1 + 5Ri)^2} + A_{mb}, \quad A_{hv} = \frac{f_{\max}}{(1 + 5Ri)^3} + A_{hb},$$

其中,  $f_{\max} = 50 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $A_{mb} = 1.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $A_{hb} = 1.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ <sup>[12]</sup>。

另外, 由于上层海洋的垂直分辨率较高, 必须考虑短波辐射在海水中的穿透作用。Schneider 等<sup>[13]</sup>的工作表明, 这种穿透性辐射导致的对流混合对于维持西太平洋暖池的垂直结构是重要的。我们采用如下方案<sup>[14]</sup>:

$$S_w = S_{w0} (\alpha e^{-z/L_1} + (1 - \alpha) e^{-z/L_2}),$$

其中,  $S_{w0}$  为到达海表的太阳辐射, 其它参数  $\alpha = 0.62$ ,  $L_1 = 0.6 \text{ m}$ ,  $L_2 = 20 \text{ m}$ 。

## 2.3 边界条件

模式的区域为  $30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$  的热带太平洋, 地形是根据 Scripps  $1^\circ \times 1^\circ$  资料生成的。水平分辨率为  $1^\circ \times 2^\circ$ 。垂直分 20 层, 上层具有较高的分辨率。其中 1~6 层的厚度为 10 m, 400 m 以上有 15 层。

在海表  $\eta = 0$  处边界条件为

$$\dot{\eta} = 0,$$

$$p = p_a + \rho_0 g z_0,$$

$$A_{mv} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = H_m \left( 1 + \frac{z_0}{H_b} \right) \frac{\bar{\tau}}{\rho_0} \approx H_m \frac{\bar{\tau}}{\rho_0},$$

$$A_{hv} \frac{\partial S}{\partial z} = \mu_s (S^* - S),$$

$$A_{hv} \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 c_p} F_a,$$

其中,  $p_a$  为海平面气压,  $\bar{\tau}$  为风应力,  $S^*$  为观测的表层盐度,  $\mu_s = \Delta z_1 / 30 \text{ d}$ 。  $F_a$  为海表热通量, 根据 Haney 型公式计算:

$$F_a = D(T_a - T_s) + Q,$$

$T_a$  为海面气温,  $T_s$  海表温度,  $D$  和  $Q$  是海面气温、气压、湿度、风速、总云量及到达海表的短波辐射的函数。

在海底  $\eta = -H_b/H_m$  处,

$$\dot{\eta} = -\bar{v} \nabla \frac{H_b}{H_m},$$

$$A_{mv} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \approx H_m \frac{\bar{\tau}_b}{\rho_0},$$

$\bar{\tau}_b$  为底摩擦, 采用 Cox<sup>[15]</sup> 的参数化方案。

在模式的南北边界, 速度场取固壁粘性边界条件, 对温度和盐度采用“海绵”边界条件, 即:

$$A_{hh} \frac{\partial \Gamma}{\partial \theta} = \mu(\Gamma^* - \Gamma),$$

其中,  $\Gamma$  代表温度或盐度,  $\Gamma^*(\lambda, z)$  为观测的气候值,  $\mu = a\Delta\theta/1\text{a}$  是恢复因子。

## 2.4 算法

由于自由面计算所要求的时间积分步长非常小, 因此采用了对正压、斜压模以及温盐过程的分解和耦合技术, 对上述不同的物理过程采用不同的时间积分步长<sup>[5]</sup>。

## 3 模拟研究方案

模式从静止状态开始积分, 初始的温盐分布取自 Levitus<sup>[16]</sup> 气候值。海表通量包括: Hellerman 和 Rosenstein<sup>[17]</sup> 的风应力, ECMWF 同化分析的海平面气温、气压、湿度和风速, 以及 ISCCP<sup>[18]</sup> 的云和短波辐射。积分 60 年后上层海洋已基本达到平衡。

在上述 60 年积分的基础上, 用 1980~1995 年的实测强迫场资料, 模拟这一时期的海洋环流和海温的演变。风应力取为 NCEP 海洋同化所用的资料。对海表热通量的处理与通常的让海温向气候值恢复的做法不同, 即仍用 Haney<sup>[19]</sup> 型公式计算, 用了实测的海面气温、气压、湿度和风速, 总云量及短波辐射因缺少资料而仍用气候值。其目的在于检验除风应力外其他海表变量的变化可能产生的影响。必须指出的是, 上述两种做法都有其不合理之处, 即隐含着大气的热容量为无穷大。要解决这一问题必须使用耦合模式。

## 4 结果

利用美国国家环境预测中心 (NCEP) 的海洋同化分析资料<sup>[20]</sup> 来检验 OGCM 对热带太平洋上层的模拟结果。NCEP 海洋同化分析采用 GFDL 的 OGCM, 其范围: 120°E~70°W, 45°S~55°N; 纬向分辨率 1.5°, 经向分辨率: 10°S~10°S 为 1°/3, 南、北纬 10°~20° 从 1°/3 逐渐增加到 1°, 南、北纬 20° 至两极为 1°; 共 28 层, 其中 400 m 以上有 18 层; 水平混合的强度正比于相当水平波数的平方。同化方案为三维变分, 仅插入海温的三维观测资料。该海洋同化分析资料的水平分辨率为 1°×1.5°, 在 400 m 以上有 20 层。考虑到此同化分析中仅用到海水温度的观测数据, 亦即同化结果中洋流的可靠性相对较差, 因此, 检验侧重于海洋的热力方面。

4.1 ENSO 事件的模拟

图 1 是观测和模拟的赤道上 SST 距平 1980~1995 年的时间演变，这里，SST 为 5 m 深处的海温。可见，从表层来看，这 16 年间的所有 El Niño 和 La Niña 事件的发生、发展及消亡均得到成功模拟，不足之处是在日期变更线附近 SST 距平偏大，尤其是在强冷暖事件期间，比如在 1982 年底，160°W 附近的正距平达 4°C，偏大 2°C，而在 1988 年底，在 180° 附近的海温达 -3°C，偏冷 1°C；在赤道东太平洋，有时在冷位相会出现一些正距平，比如，在 1986 年 1 月以及 1984 年 1 月前后的冷位相期间，均有比较明显的正距平出现；从图 1 还可看出，SST 距平基本上没有东西传播而呈定常模式；在 10°N，出现较微弱的纬向传播特征（图略）。

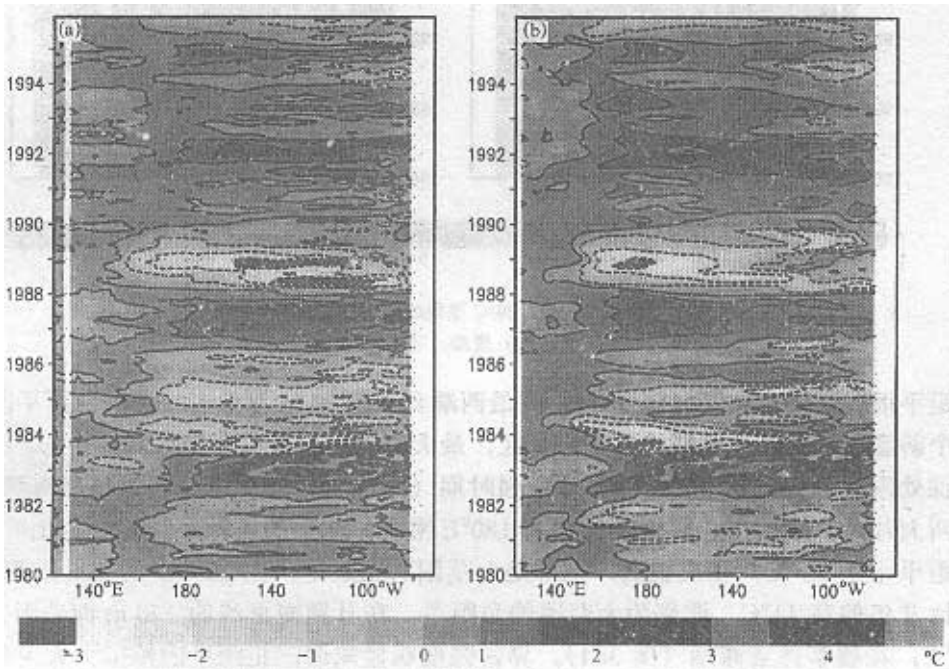


图 1 赤道上 SST 距平的时间演变  
(a) 同化；(b) 模拟。等值线间隔：1°C

图 2 是观测和模拟的赤道上海洋热含量距平的时间演变，海洋上层的热含量用 20°C 等温线的深度来代表。这是因为，它位于斜温层的中心，大致代表上层海洋总的热力状况。由图 2 可见，所有冷暖事件的位相均模拟得很好，包括异常信号的显著东传，在赤道东太平洋，距平量与同化分析相当，但在赤道西太平洋，模拟异常明显偏弱。在 10°N，同化结果中，20°C 等温线深度的异常出现向东和向西传播的特征，以向西为主，传播速度比赤道上快；模拟结果中，纬向传播特征基本上模拟正确，只是似乎西传速度比同化稍快，尤其是在 90 年代（图略）。

图 3 反映了 1982/1983 年 El Niño 事件的演变过程。可见，在赤道纬圈垂直剖面上，暖事件发生以前（图 3a1），西部的次表层是比较强的大范围正距平区，在中、东

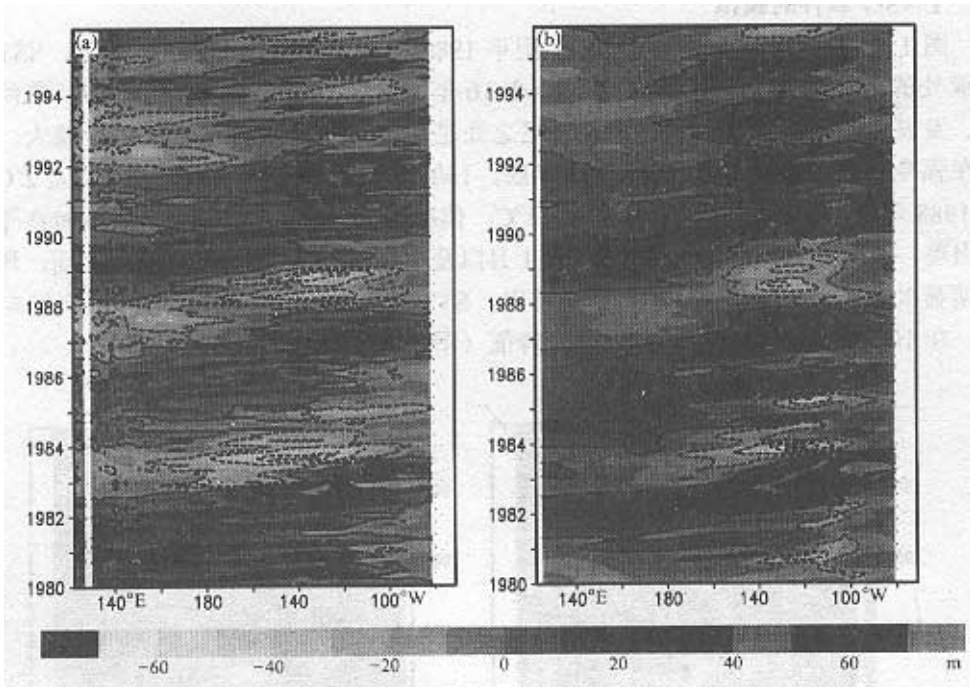


图2 赤道上 20°C 等温线深度的时间演变  
(a) 同化; (b) 模拟。等值线间隔: 20 m

部距平很弱; 发生初期 (图 3b1), 除最西端表层到 60 m 深处有一弱的负距平区以外, 整个斜温层及其以上区域均是正距平区, 最大值区如前述位于斜温层的中心, 东部 50 m 深处附近最强, 达 3°C; 暖事件最强时期 (图 3c1), 倾斜的距平零线将海温异常分成两大片, 从表层看, 距平零线移到 180°E 附近, 东部的正距平为 4°C 以上, 西部的负距平小于 0.5°C, 在次表层, 东部是大范围的正距平, 在 100°W 的 100 m 深附近海温比常年偏高 11°C, 西部为大范围的负距平, 在日期变更线的 150 m 深处附近可达 -6°C; 在暖事件衰减期 (图 3d1), 异常强度明显减弱, 正距平的范围大大向东压缩, 负距平区向东伸展, 为冷位相的出现作好准备。从 1988/1989 年 La Niña 事件的演变过程可以看到, 海温距平的符号与图 3 正好相反, 变化的特点却很类似 (图略)。总之, ENSO 现象是一个循环, 热带太平洋冷暖事件的发生, 正是斜温层位移 (东西方向倾斜程度的变化) 的结果, 最强的异常出现在次表层, 因此, 为做好 ENSO 的预报, 正确地模拟海温距平的垂直结构特征至关重要。模拟结果中 (图 3a2、3b2、3c2 和 3d2), 暖事件的发生、发展和消亡各个阶段的主要特征与同化结果大致相同, 不足之处是: (1) 赤道东太平洋向相反位相的转换比实况滞后, 比如, 由图 3d2 可见, 零线的位置比实况偏西。另外, 从图 3a2 和 3b2, 也可看到过分明显的冷位相的特征; (2) 西太平洋的异常的范围和强度均显著小于实况; (3) 海温距平总体而言, 均显著弱于实况, 只是在日期变更线表层附近反而强于实况。可见, 对海温距平垂直结构的模拟误差是比较大的。

可以说, 对于 ENSO 的特征, 在表层模拟得较好, 而次表层则误差较大。SST 的

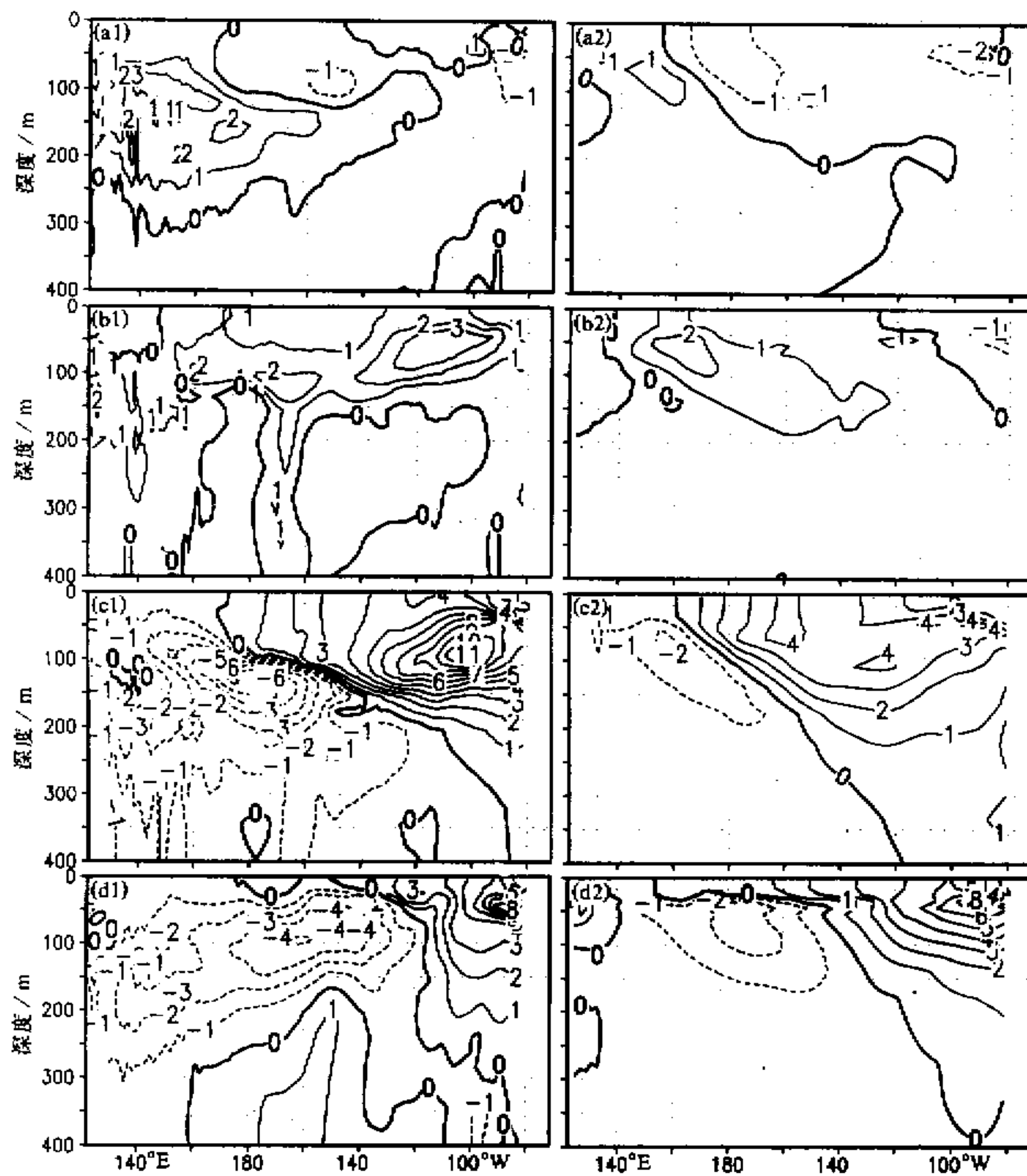


图3 1981年12月、1982年6月、1982年12月和1983年6月的海水温度距平沿赤道的经度深度剖面  
(a1)、(b1)、(c1)、(d1) 为同化; (a2)、(b2)、(c2)、(d2) 为模拟

异常模拟得很好是不是就解决问题了呢？这里，我们要强调，SST的成功模拟，基本上可归因于采用了观测的大气强迫场作为海洋的上边界条件。因此，由于存在观测上边界条件所导致的负反馈，表层的 ENSO 特征的成功模拟不足为奇，而真正严峻的是对次表层的模拟。正如引言所述，SST 与次表层海洋状况密切相关。可以预料，一旦进入海气耦合模式的模态，上述负反馈机制失去之后，随着耦合模式的长期积分，次表层海洋的误差将影响到 SST 的模拟，从而会出现气候漂移，更谈不上海洋的预报了。虽然目前采用的各种修正的耦合方案可以控制气候漂移，但毫无疑问，根本的解决办法是完善大气和海洋模式本身。为探讨模式对 ENSO 模拟的误差的原因，下面，首先对 NCEP 同化资料进行诊断分析，揭示出 ENSO 在上层海洋中的三维结构及其时间变化

的主要特征, 然后就这些特征对模式进行检验。

#### 4.2 统计平均状态及其年际变率的年平均状态的模拟

图 4 为 1980~1995 年 16 年年平均状态沿赤道的垂直剖面图。由图 4 可见, 该模式能够模拟出暖池、冷舌和斜温层等基本特征。但模拟的斜温层偏厚, 除了在东太平洋冷水上翻区外, 等温线未能像同化结果那样形成一条密集带, 这是许多海洋模式的共同特点。在较高纬度, 尤其是南半球, 模拟的温跃层与实况接近得多 (图略)。暖池区表层偏暖  $1^{\circ}\text{C}$  以上, 应该指出, 这一偏暖现象不是现有海洋模式的普遍特点。我们为此进行的数值试验表明, 这与所取的海表强迫场有关, 特别是对计算热通量时所用的海表风速非常敏感。事实上, 本文用的 ECMWF 同化分析的海表风速在热带的质量不高。因此, 有理由认为, 大气强迫场的改善将消除这一误差, 本文将不再讨论与之相关的特征。而模拟的冷舌在赤道中太平洋并不弱, 这样在日期变更线附近的東西方向海水温度的梯度偏大 (见图 4a2)。由图 4b1 和图 4b2, 模拟的南赤道洋流比实况稍强, 在  $130^{\circ}\text{W}$  处偏厚约 50 m, 在西赤道太平洋则与实况符号相反。另外, 日期变更线附近东西方向的梯度也偏大; 赤道潜流的结构模拟得很好, 但强度几乎偏小 1 个量级, 除了分辨率不够高以外, 水平粘性系数取得太大也是一个重要原因, 本文所取水平动量粘性系数比一般海洋模式的取值偏大近 2 个量级。关于经向洋流, 模拟误差很小 (图略)。

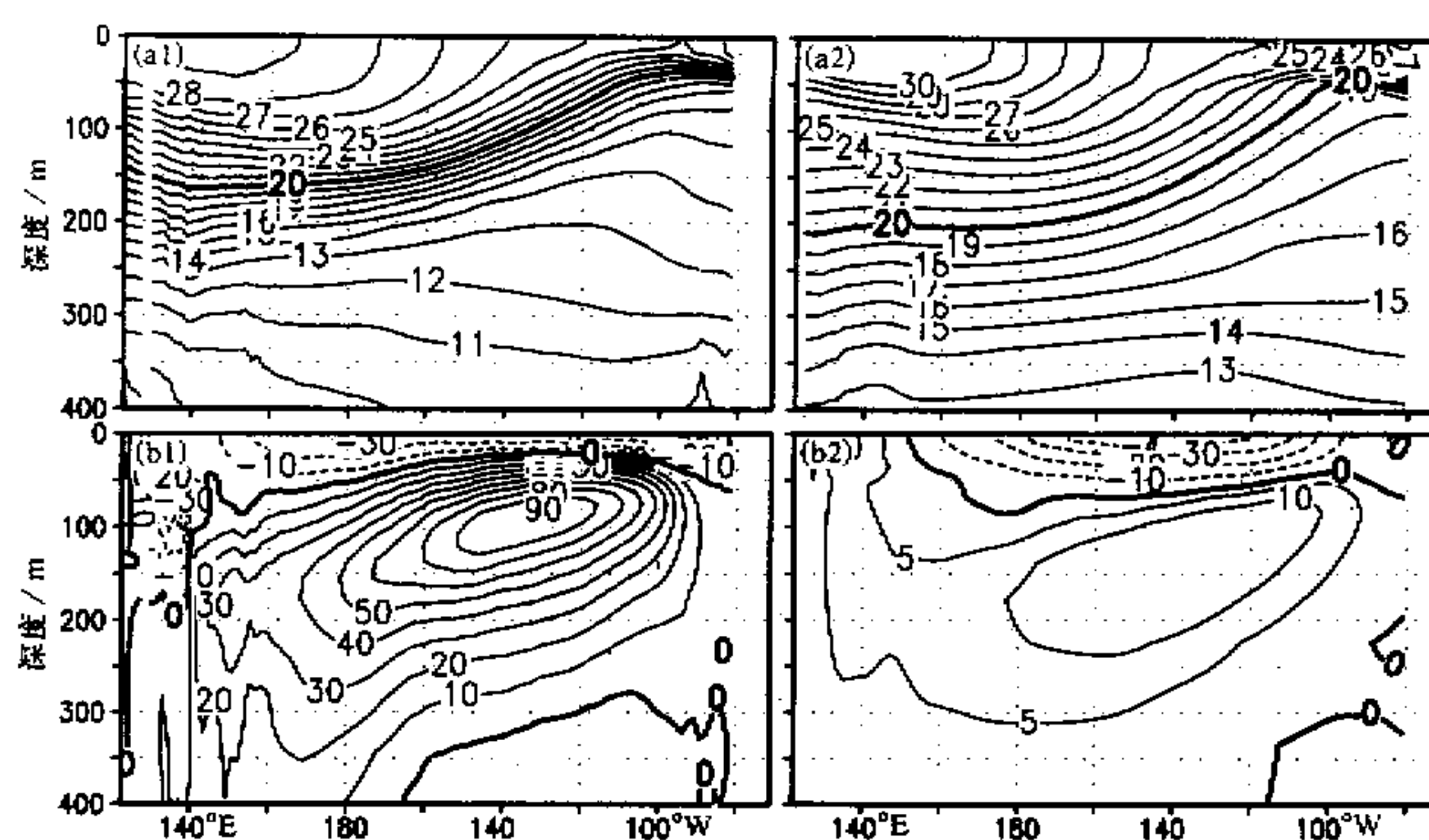


图 4 16 年年平均状态沿赤道的经度深度剖面

(a1) 同化海温; (b1) 同化纬向洋流; (a2) 模拟海温; (b2) 模拟纬向洋流

图 5 为年际变率的年平均沿赤道的垂直剖面图。由图 5 可见, 同化分析中海温的年际变率的大值区正好与具有强垂直温度梯度的斜温层的位置重合; 模式未能模拟出与实况一样的大值区, 而且年际变率总体偏弱, 但值得注意的是在日期变更线附近 ( $180^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{W}$ ), 从表层至大约 60 m 深度处, 模拟结果的年际变率比实况还强。事实上, Miller<sup>[3]</sup>在 GFDL、MPI 以及 OPYC 海洋模式预报技巧的对比研究中, 通过对 SST 年际变率的分析, 也发现日期变更线附近 SST 的年际变率偏强, Miller 的解释是暖池和冷舌

均偏强,使得在日期变更线附近,水平温度梯度强于实况,SST 对外强迫异常具有过分敏感的反应。本文的结果也可得出同样的结论,而且还揭示出不仅在表层,至 60 m 深处也有表现。另外,我们认为,还应该考虑洋流的结构来解释,因为根据动量和热力学方程,洋流和温度对外强迫的响应量由洋流和温度的梯度以及洋流本身的强度所决定。在本文的模拟结果中,在日期变更线附近的海洋表层至 60 m 深处,除水平温度梯度偏强以外,纬向洋流的水平梯度也偏强,而且洋流本身的强度也不弱,从而使得该区域倾向于对外强迫具有敏感的反应。由图 5b1 和图 5b2,模拟的纬向洋流的年际变率基本上集中在南赤道洋流出现的区域,这与模拟的赤道潜流以及纬向洋流的垂直梯度太弱密不可分。

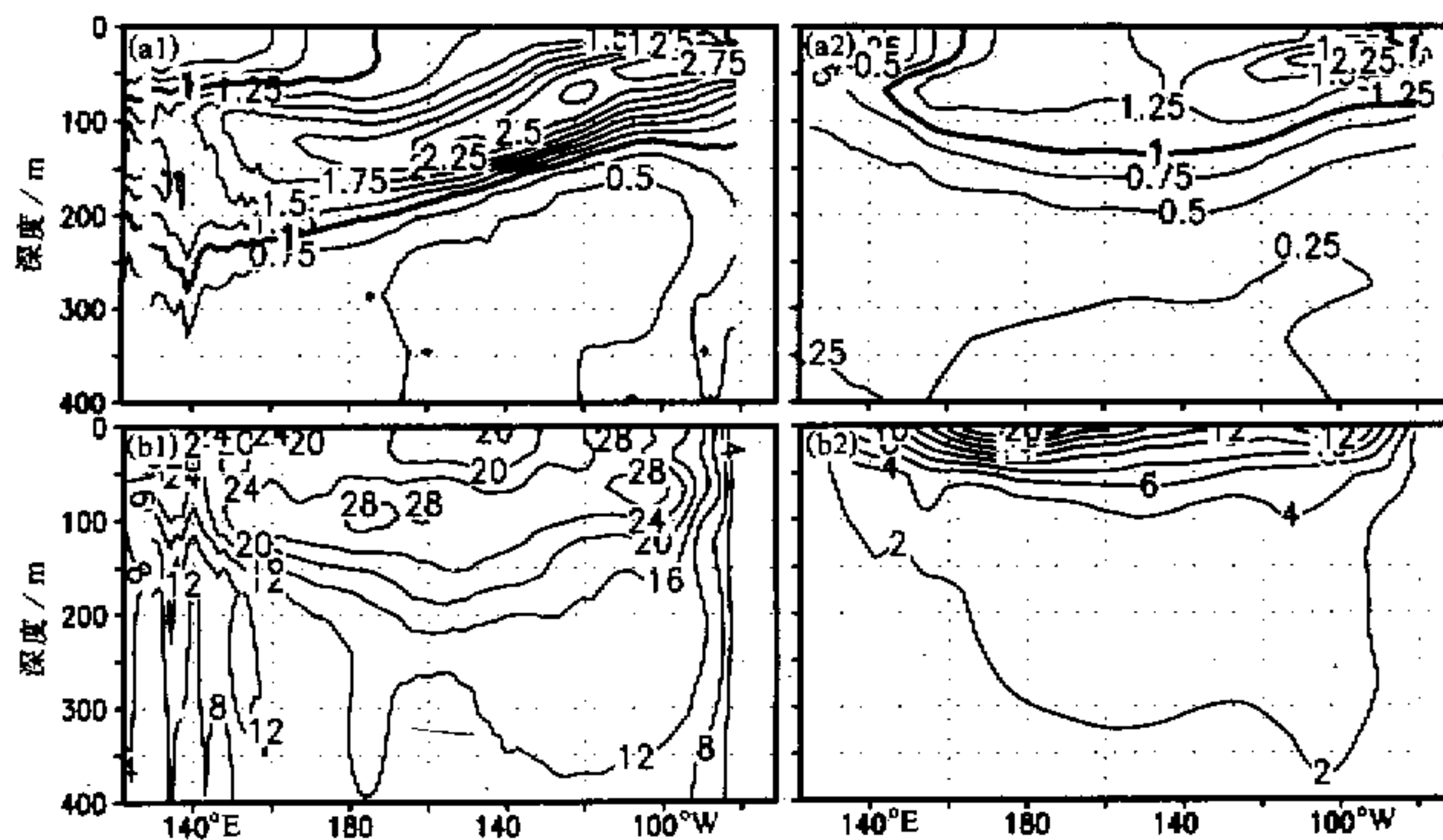


图 5 同图 4 但为年际变率

图 6 是 16 年年平均热力场的水平分布。由图 6a1 可见,主要的海洋环流系统包括:赤道槽、赤道脊(5°N 左右)、北赤道逆流槽、北太平洋脊(20°N 左右)和南太平洋脊(20°S 左右)等等,槽(脊)区对应低(高)上层海洋热含量。从图 6a2 可见,模式对南、北太平洋脊的范围模拟得较好,但分别偏深 40 和 80 m,模拟结果中也能看出赤道槽、赤道脊和北赤道逆流槽,但都显著偏弱,特别是北赤道逆流槽偏差大,在(10°N, 130°W)附近的冷水团基本没有模拟正确。从 SST、100 m 海温和 250 m 海温的水平分布图中,可看到,热含量的误差主要是因为次表层海温的模拟误差。在表层,SST 的分布与实况相当一致,只是暖池过分暖,而且,根据分析及敏感性试验,可将这一偏暖归因于所用的强迫场资料的误差;100 m 处的海温场上,前述(热含量场上)的槽脊特征更加清楚,冷槽和暖脊均模拟出来,主要差别是北赤道逆流槽及其中的冷水团基本没有模拟出来,海温的最大误差达 8°C 以上;250 m 处,误差仍很明显。

图 7 为热力场的年际变率的年平均。由图 7a1 和 7a2 可见,同化分析中,热含量的年际变率大值区出现在西太平洋的赤道两侧以及赤道东太平洋,模式正确地模拟出这 3 个大值区,但西太平洋的赤道两侧的大值区偏弱。另外,在赤道东太平洋年际变率显著

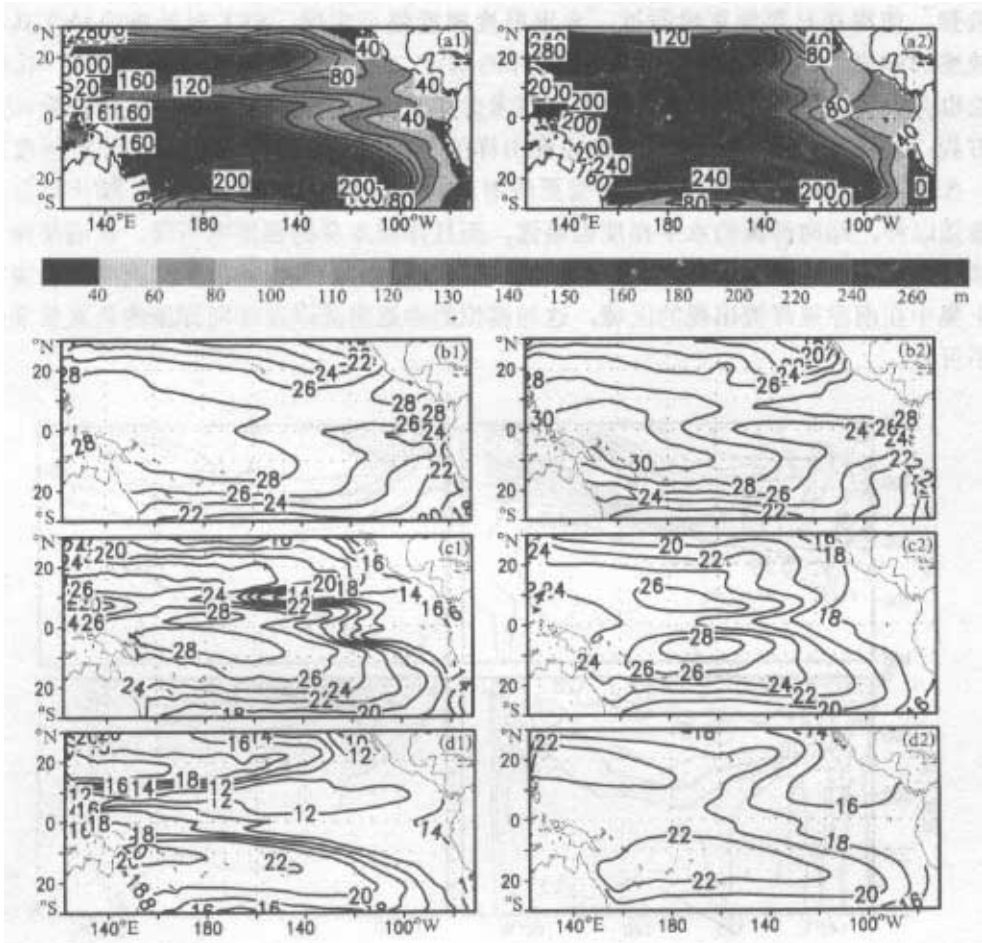


图 6 16 年年平均热力场的水平分布

(a1)和(a2)分别为同化和模拟的热含量；(b1)和(b2)分别为同化和模拟的 SST；(c1)和(c2)分别为同化和模拟的 100 m 深处海温；(d1)和(d2)分别为同化和模拟的 250 m 深处海温

区域的南北两侧，特别是北侧，出现了年际变率明显偏小的区域。由图 7b1 和 7b2 可见，模拟的 SST 的年际变率与 NCEP 同化分析很接近，但仔细分辨可看到，模拟的 SST 年际变率大于 0.5 的区域比实况狭窄，而且没有实况中东部强化这一特征。另外，在日期变更线附近，模拟的 SST 年际变率大于实况。在 100 m 深处，模拟的海温年际变率显著小于实况，而且分布特征误差较大，同化分析中，最强的两个年际变化区正好分别对应北赤道逆流和赤道潜流这两个环流系统的中心，而模式不能很好地反映这两个环流特征，因此也不可能模拟好年际变化的特征。在 250 m 深处，模拟的年际变率相对好一些。

### 4.3 统计平均状态的季节循环与年际变率的季节循环的模拟

图 8 为多年 (1980~1995) 月平均的热力场沿赤道的年循环。在赤道上，中、东部是赤道槽，西部处于暖池的范围内。由图 8a1 可见，赤道太平洋上层热含量的季节变化不明显。中、东部，从冬季到夏季，与低热含量对应的赤道槽有略微西移，从秋季到冬季，又移回原来位置，20°C 等温线深度的季节变化的幅度在中、东部分别为 20 m 和

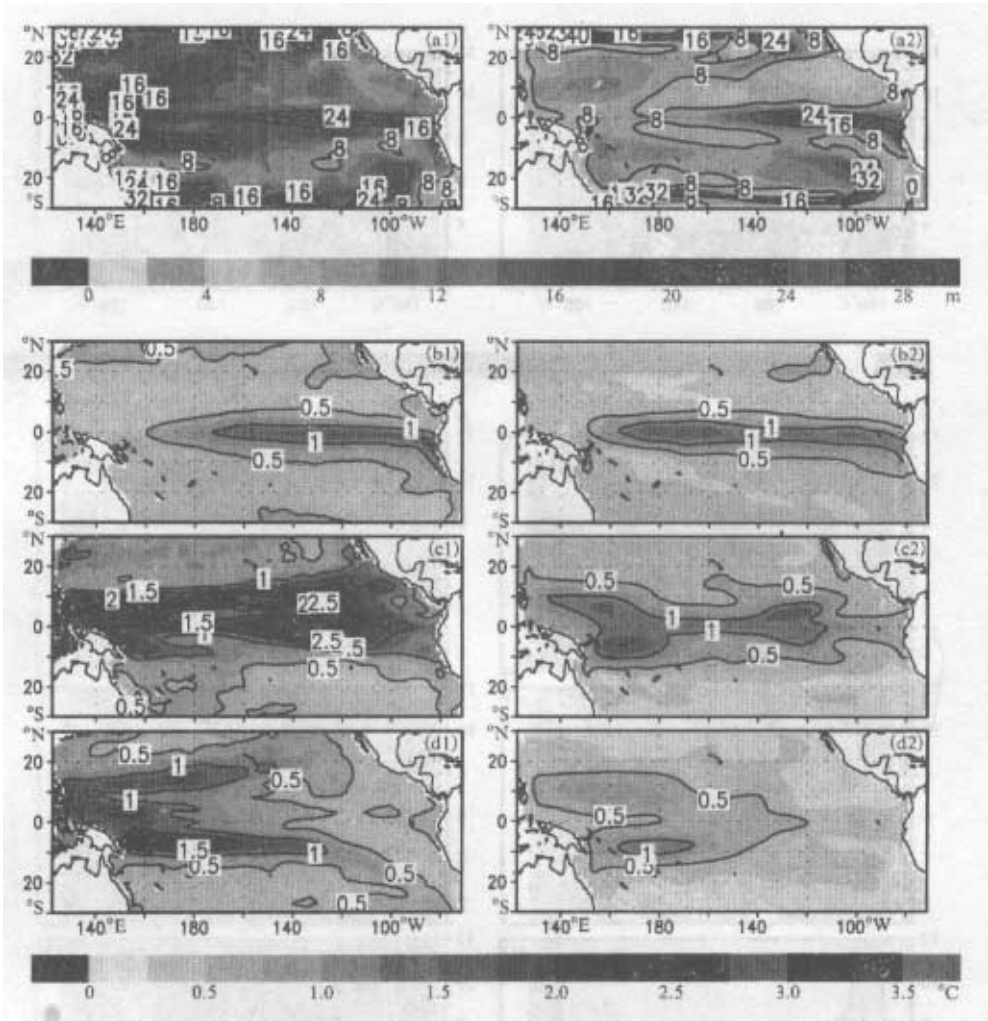


图 7 同图 3 但为热力场的年际变率的水平分布

10 m 左右；在西部，由于受暖池控制，季节变化较弱，比较明显的特征是在赤道槽最强的秋季，西部的热含量有所降低。另外，在季节转换时，也可看到一定的季节变化。从模拟结果（图 8a2）看，中、东部季节变化的幅度（赤道槽的位移）均弱于实况，变化的位相也有差异；在西部，仅能看出冬季向春季转换时热含量相应有所变化。由图 8b1 和图 8b2 可见，SST 的季节变化主要出现在中、东部，在这里，秋季最冷，春季最暖，变化幅度达 4℃，模拟与实况基本一致，变化幅度最大为 3℃。根据图 8c1 和图 8c2，100 m 深处的海温，由同化分析，季节变化幅度较小，最大达 2℃，除赤道西端以外，主要特征与 SST 不同，大致是北半球夏季最冷，冬季最暖。另外，最低温度出现的时间沿纬向是不同的，在 120°E、180°、130°W 和 90°W 分别在 1 月、6 月、7 月和 8 月出现；模拟的季节变化的特征大体与实况一致，但变化幅度与位相均有差异，其原因有待分析。250 m 的海温无显著季节变化。

图 9 是热力场年际变率沿赤道的年循环。由图 9a1 和图 9a2，在东部，模拟和同化热含量年际变率的季节变化显著。同化结果中，年际变率在秋、冬季最强，春季次之，

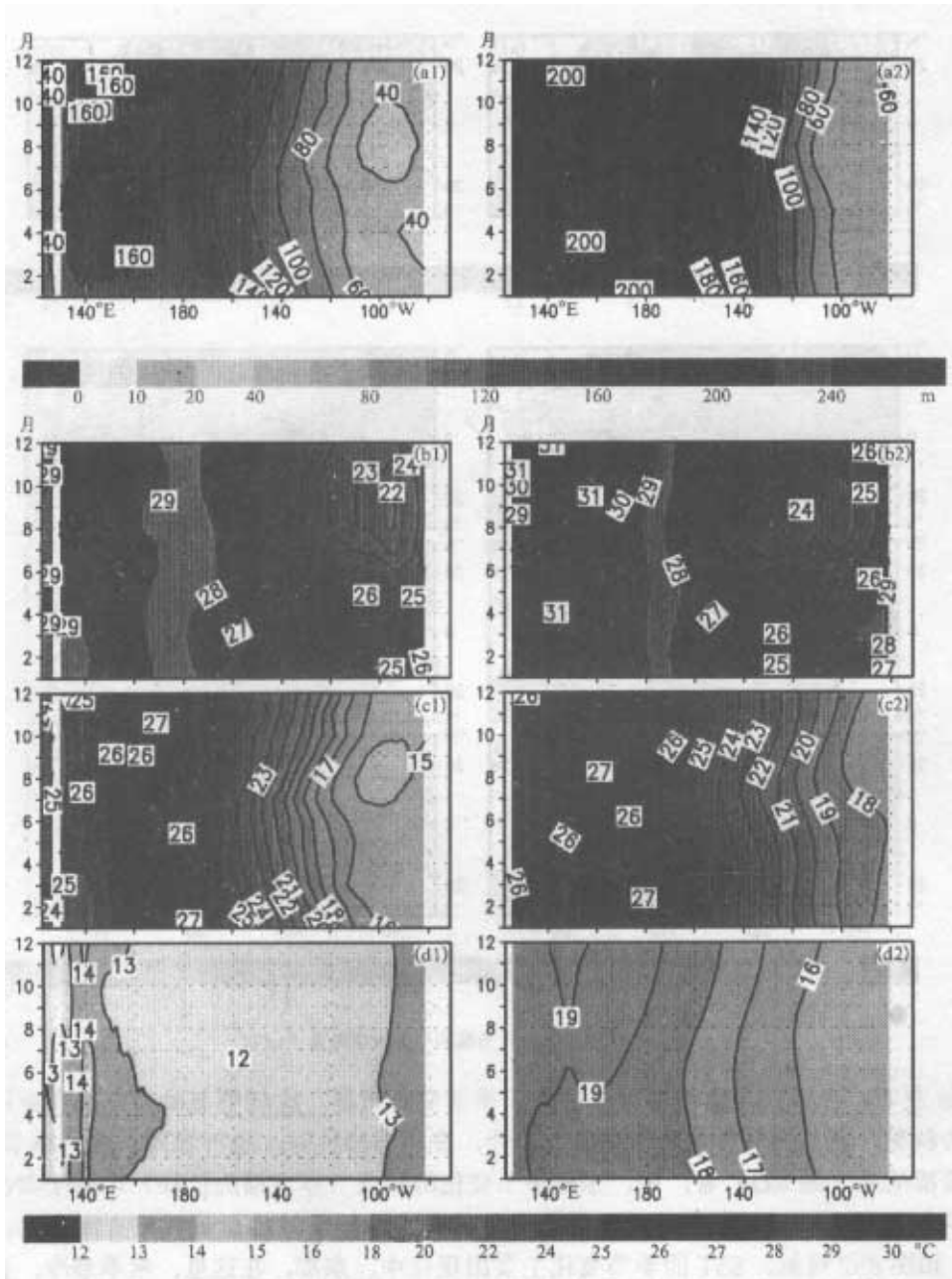


图 8 多年 (16 年) 月平均热力场沿赤道的年循环

(a1)和(a2)分别为同化和模拟的 20°C 等深线; (b1)和(b2)分别为同化和模拟的 SST; (c1)和(c2)分别为同化和模拟的 100 m 深处海温; (d1)和(d2)分别为同化和模拟的 250 m 深处海温

夏季最弱, 季节变化幅度在 120°W 附近达到 16 m; 模拟结果中, 20°C 等温线深度的年际变率在秋、冬、春季均强, 仅夏季较弱, 季节变化幅度在 120°W 附近达到 12 m。另外, 从冬季到初夏, 热含量年际变率强的区域在模拟和同化中分别向东和向西传。在西部, 季节变化均不明显, 模拟的年际变率每个月均远远弱于实况。根据图 9b1 和图 9b2, 模拟的 SST 年际变率的年循环与实况比较一致; 但值得注意的是, 前面由图 5 和

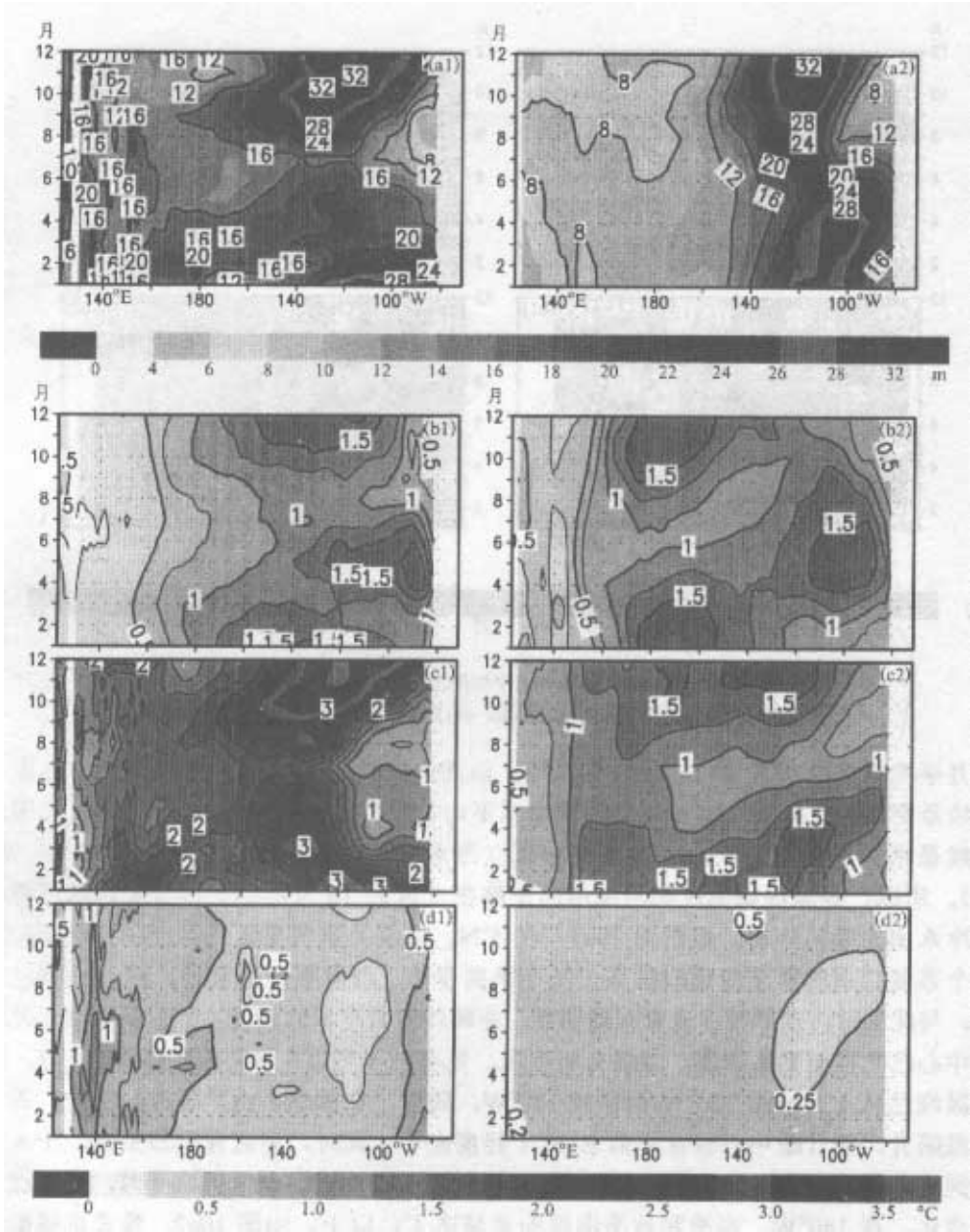


图9 同图5 但为热力场的年际变率沿赤道的年循环

图7 得到在日期变更线附近模拟的海温的年际变率甚至大于实况，由图9 可看到，这一结论并不是在所有季节均完全一致，事实上，SST 的年际变率在日期变更线附近的季节变化是较大的，在大多数月份均强于实况，但在夏季较弱，在有些区域甚至弱于实况。从图9c1 和9c2 可见，模拟和同化的100 m 深处海温年际变率的年循环的主要特征与热含量的情况类似，但模拟的变率远远弱于实况。在250 m 深处，变率非常弱。

通过对同化资料的分析发现，最强的海洋热状况的季节变化发生在赤道以北5°N 和10°N 的100 m 深处附近，与赤道脊和北赤道逆流槽相对应。图10 为100 m 深处多

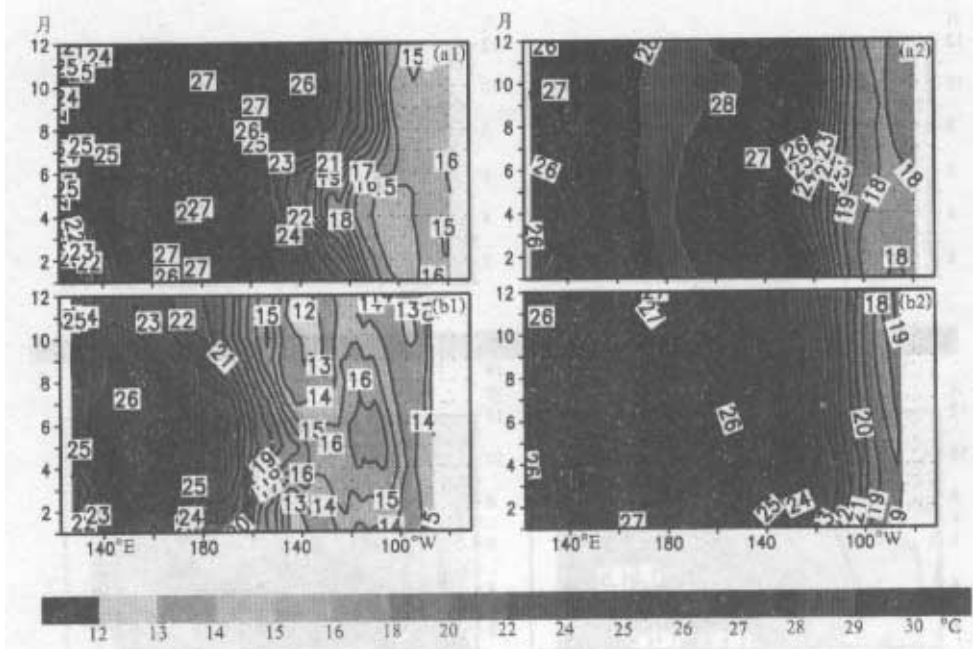


图 10 100 m 深处 16 年月平均海温沿 5°N 和 10°N 的年循环

(a1)和(a2)分别为 5°N 同化和模拟的海温；(b1)和(b2)分别为 10°N 同化和模拟的海温

年月平均海温沿 5°N 和 10°N 的年循环。由同化结果，在 100 m 深处的 5°N 纬圈，等温线最密集区正好处于暖赤道脊的顶端（平均位置在 120°W 左右），在 10°N 纬圈，等温线最密集区则处于北赤道逆流槽中孤立冷水团西部的区域（平均位置在 150°W 左右），所以，等温线密集区的沿纬圈的位移在 5°N 和 10°N 纬圈分别意味着赤道脊和孤立冷水团的纬向移动。根据图 10a1，在 5°N，海温的季节变化其实就是赤道脊和暖池两个系统强弱的季节变化的结果，从冬季到春季，随着暖池的北移，西部维持较高海温，与此同时，东部暖赤道脊西退明显，亦即伴随着冷水的西进，到夏季，由于此时暖池中心已北移至更高纬度，海温有所下降，更有利于东边冷水向西扩展，7 月份，22°C 等温线已从 1 月份的 120°W 西移到 140°W，随后，在秋季，由于暖池的南退，西部的海温回升，而且暖中心较春季偏东 20 个经度左右，同时，赤道脊剧烈东进，于 8 月份回到原来甚至更偏东的位置（22°C 等温线已回到 120°W），从 9 月到 1 月，基本没有季节变化，在 140°W，春季和秋季海温的差异达 4°C 以上。由图 10a2，模式也模拟出赤道脊的一些季节变化的特征，包括西退现象，只是程度比实况小得多，且在 5 月达最西位置，然后平缓地东进回到原来位置，模拟海温的季节变化幅度最大为 2°C 左右；在 5°N 和 10°N 纬圈的东、西两端，海温的季节变化不明显。根据图 10b1，在 10°N，海温的季节变化其实就是北赤道逆流槽和暖池两个系统强弱的季节变化的结果，在秋季和冬季，孤立冷水团（小于 13°C）清晰可见，秋季比冬季稍偏东，北赤道逆流槽达到最强，一直延伸至西端；在春季和夏季，北赤道逆流槽明显较弱，此时，随着暖池的北移，西部（150°E 附近）的海温升高，在 5、6 月份达到最暖，并影响到中、东部的海温升高，已看不出孤立冷水团，北赤道逆流槽为一年中最弱，海温季节变化的幅度在

140°W 附近可达 6°C, 在西部 (160°E) 的年较差为 3°C。图 10b2 基本上没有模拟出实况中的季节变化特征, 这与 100 m 深处的北赤道逆流槽较大的模拟误差相联系。

图 11 为 100 m 深处海温的年际变率沿 5°N 和 10°N 的年循环。根据图 11a1, 最显著的特征就是, 在 5°N, 海温年际变率的最大值区对应赤道脊顶端的等温线密集带, 两者的季节性移动特点完全一样, 东西向移动越强, 季节变化就越大。另外, 年际变率相对较小的区域也与暖池控制区密切相关。由图 11a2, 120°W 附近也模拟出一个海温年际变率的最大值区, 但强度很弱, 且东西移动很弱, 模拟出暖池控制区年际变率较弱这一特点。根据图 11b1, 在 10°N, 海温年际变率的最大值区对应北赤道逆流槽中的等温线密集带, 两者的季节性移动特点完全一样。由图 11b2, 实况中的主要特征没有模拟出来, 这是因为模式对北赤道逆流槽的模拟误差非常显著, 而且模拟的 100 m 深处的洋流远远偏弱。

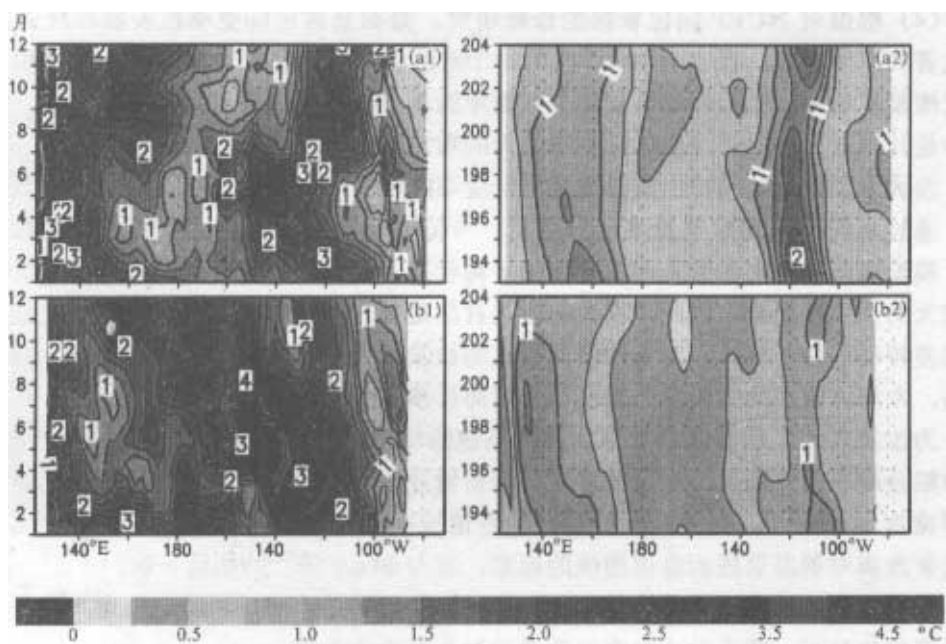


图 11 同图 10 但为年际变率

## 5 小结与讨论

为进行 ENSO 的模拟和预测, 在 IAP 全球海洋环流模式的基础上, 发展了一个热带太平洋上层海洋环流模式。它包括: 模式范围从全球改成热带太平洋、引入依赖于 Richardson 数的垂直扩散方案和短波辐射穿透的物理过程、水平分辨率从  $4^\circ \times 5^\circ$  增加到  $1^\circ \times 2^\circ$ 、垂直分辨率为 21 层, 集中描写与 ENSO 紧密相关的上层海洋 (400 m 以上有 15 层)。利用观测的风应力等大气强迫场, 模拟了 1980~1995 的海洋状况。

ENSO 具有三维结构, 利用 NCEP 海洋同化资料对整个热带太平洋上层海洋及其时间变化的模拟结果进行了检验。主要结论如下:

(1) 对表层海温距平的发生、发展、消亡均能够成功模拟, 缺点是在赤道日期变更线附近有一个距平偏大的区域。模式在次表层的误差相对较大: 可较好地模拟上层海洋热状况 ( $20^{\circ}\text{C}$  等温线深度) 的冷暖位相, 但西部的异常明显弱于实况; 在赤道纬圈垂直剖面上, 可成功地模拟出 ENSO 事件的各种位相, 但位相间转换稍有滞后, 距平量在西部和沿斜温层显著弱于实况。

(2) 模式模拟出了海温及洋流的统计年平均状态的基本特征, 但误差也是明显的, 尤其是斜温层、赤道槽、北赤道脊、北赤道逆流槽、赤道潜流等次表层海洋环流系统具有较大的系统性误差。

(3) 海温的年际变率的年平均在表层与实况比较一致, 只是在日期变更线附近偏大, 南美沿岸偏小, 没有实况中东部强化的特点, 在次表层, 除日期变更线附近的至约 60 m 深度处以外, 几乎均偏弱。

(4) 根据对 NCEP 同化资料的诊断研究, 海温及其年际变率在表层和次表层均具有显著的季节变化, 在  $5^{\circ}\text{N}$  和  $10^{\circ}\text{N}$  的约 100 m 深处最为显著, 这与北赤道脊和北赤道逆流槽紧密相关。模拟的海温及其年际变率的季节变化在表层与实况基本一致, 值得注意的是日期变更线附近海温年际变率偏大的现象在夏季不明显, 甚至弱于实况; 在次表层, 模式未能很好地模拟出海温及其年际变率的季节变化特征。

通过对海洋平均状态及其季节变化、年际变率及其季节变化的模拟能力的检验可知, 模拟误差的根本原因是模式的多年平均状态, 尤其是一些次表层海洋环流系统, 存在较大的系统性误差。因此, 模式的改进自然是首先减小对平均状态的模拟误差。模式的误差特征依赖于模式, 对不同海洋模式的检验研究所得结论会有一定差异。需要指出的是, 本海洋模式的主要误差特征与一般海洋模式大致相同。

为改善对斜温层等次表层海洋环流系统的模拟, 发展高分辨率的模式是一个选择。而对粗分辨率模式而言, 必须改善对温盐扩散过程的参数化, 即温盐的扩散过程应主要沿等密度面进行<sup>[21]</sup>。另外, 我们最近的数值试验已经表明, 减小水平动量粘性系数可以显著改善对斜温层进而赤道潜流的模拟, 这与 Maes 等<sup>[22]</sup>的结论一致。

应该注意, 这里所用的海洋同化分析数据的质量还会进一步提高, 尤其是更高质量的洋流同化分析, 将有助于对海洋模式进行更全面的检验。

本文的模式检验只是初步的, 以后应该对控制方程的每一项进行定量诊断, 以进一步明确模式误差的原因, 达到改进模式的目的。

另外, 本文未对新引入的物理过程的效果进行考察, 将来要进行这方面的工作, 特别是太阳短波辐射穿透对西太平洋暖池模拟的影响。

## 参 考 文 献

- 1 Roasati, A., K. Miyakoda and R. Gudgel, 1997, The impact of ocean initial conditions on ENSO forecasting with a coupled model, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 754~772.
- 2 Latif, M., 1987, Tropical ocean circulation experiments, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 246~263.
- 3 Miller, A. J., T. P. Barnett and N. E. Graham, 1993, A comparison of some tropical ocean models: Hindcast skill and El Niño evolution, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1567~1591.
- 4 Zeng, Qingcun, Zhang Xuehong and Zhang Ronghua, 1991, A design of oceanic GCM without the rigid-lid approximation and its application to the numerical simulation of the circulation of the Pacific ocean, *J. Mar. Syst.*,

- 1, 271~292.
- 5 Zhang Xuehong, Chen Keming, Jin Xiangze, W. Y. Lin, Y. Q. Yu, 1996, Simulation of thermohaline circulation with a twenty-layer oceanic general circulation model, *Theoretical and Applied Climatology*, **55**, 65~88.
- 6 李旭, 1992, 短期气候异常的数值模拟与预测研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文.
- 7 Zhang Ronghua and M. Endoh, 1994, Simulation of the 1986-1987 El Niño and 1988 La Niña events with a free surface-tropical Pacific oceanic circulation, *Journal of Geophysical Research*, **99**(4), 7743~7759.
- 8 陈克明、张学洪等, 1996, 一个海洋大气耦合模式及其控制试验和增强温室效应试验的初步分析, 气候变化规律及其数值模拟研究论文(第二集).
- 9 Li Xu, Zeng Qingcun and Yuan Chongguang, 1992, Experiments of seasonal and extra-seasonal prediction by using coupled GCM, *Workshop on "Simulation of Interannual and Intraseasonal Monsoon Variability"*, October 22-24, 1991, NCAR Boulder, USA, WCRP-68, WMO / TD-No. 470, March 1992, 2175~2179.
- 10 Zeng Qingcun, Yuan Chongguang, Li Xu et al., 1997, Seasonal and extra-seasonal prediction of summer monsoon precipitation by GCMs, *Advances in Atmospheric Sciences*, **14**(2), 163~176.
- 11 Bryan, K., Cox, M. D., 1972, An approximate equation of state for numerical models of ocean circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 510~514.
- 12 Pacanowski, R.C. and G. Philander, 1981, Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean, *Journal of Physical Oceanography*, **11**, 1442~1451.
- 13 Schneider, N., T. Barnett, Latif M., Stockdale T., 1996, Warm pool physics in a coupled GCM, *J. Climate*, **9**, 219~239.
- 14 Rosati, A. and K. Miyakoda, 1988, A general circulation model for upper ocean circulation, *Journal of Physical Oceanography*, **18**, 1601~1626.
- 15 Cox, M. D., 1989, An idealized model of the world ocean. Part I: The global-scale water masses, *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1730~1752.
- 16 Levitus, S., 1982, Climatological Atlas of the World Ocean, NOAA Professional Paper 13, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 173pp.
- 17 Hellerman, S., Resenstien, M., 1983, Normal monthly wind stress data over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093~1104.
- 18 Bishop J. K. B. and W. B. Rossow, 1991, Spatial and temporal variability of global surface solar irradiance, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16839~16858.
- 19 Haney, R. L., 1971, Surface thermal boundary condition for ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, **1**, 241~248.
- 20 Ji Ming, A. Leetmaa and J. Derber, 1995, An ocean analysis system for seasonal to interannual climate studies, *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 460~481.
- 21 Danabasoglu G., J. McWilliams, and P. Gent, 1994, The role of mesoscale tracer transports in the global ocean circulation, *Science*, **246**, 1123~1126.
- 22 Maes C., G. Madec and P. Delecluse, 1997, Sensitivity of an Equatorial Pacific OGCM to the Lateral Diffusion, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 958~971.

## An Oceanic General Circulation Model of the Upper Tropical Pacific and Its Validation Studies

Li Xu and Jin Xiangze

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Chen Keming

(Institute of South China Sea, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301)

**Abstract** In order to undertake the simulation and prediction of ENSO, based on the global oceanic general circulation model with lower resolution developed by the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, after the introductions of Richardson number dependent vertical diffu-

sion and the physical process of solar short-wave radiation penetration, an oceanic general circulation model of upper tropical Pacific with higher resolution was developed. The numerical simulation studies on the structure and evolution of the temperature and circulation in the tropical Pacific Ocean were performed with this model and the observed atmospheric forcing fields from 1980 to 1995. And focusing on the three dimensional characteristics of ocean and its evolution, the simulated results were validated by using the oceanic assimilated analysis during the same period produced by National Center of Environmental Prediction (NCEP) in USA. At first, the ability of this model to simulate the three dimensional features of the structure of ENSO and their evolution was investigated. It was indicated that: basically, the creation, development and decay of all cold and warm events during the 16 years were modeled correctly. There were some errors in the strength and structure of oceanic temperature anomalies, especially, at the subsurface, in the western equatorial Pacific and along the thermocline, the temperature anomalies were significantly weaker than the observed ones. At the sea surface, the oceanic temperature (SST) anomalies were closer to observation and only larger than the observed in the vicinity of dateline. Then, it was emphasized that, the correct simulation of SST was not enough for the successes of atmosphere-ocean coupled model and the prediction of ENSO, the really stringent was the capabilities of oceanic model simulating the ocean at the subsurface. Therefore, in order to evaluate the oceanic model more comprehensively and approach the reasons of model's errors, after the regions with the most significant interannual and seasonal variability were found out based on the NCEP oceanic analysis, some statistical amounts, i. e., multiyear averaged state and its seasonal variations, interannual variability and its seasonal variations, were validated. The results indicated that the main features of statistical annual mean states of oceanic temperature and current were simulated correctly, but the errors were also obvious, particularly, there were large systematic errors in the simulations of some oceanic circulation systems at subsurface such as thermocline, equatorial trough, northern equatorial ridge, northern equatorial counter-current trough and equatorial under-current and so on. It was these errors that determine the spatial distributions of the modeling errors of other statistical amounts.

**Key words** ENSO oceanic general circulation model simulation and validation