

# IAP/LASG 海洋环流模式 对风应力的响应\*

俞永强 Antoine Izard\* 张学洪 郭裕福

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体物理学数值模拟实验室, 北京 100029)

**摘要** 为了检验第三代 IAP/LASG 全球海洋环流模式在模拟 20 世纪 80 年代热带太平洋年际变化方面特别是 El Niño 和 La Niña 事件的能力, 作者使用了三种风应力资料强迫该模式。然后, 将模拟的海温同 NCEP 海洋同化资料相比较, 分析表明, 在赤道附近, 模式对风应力的响应在 SST 分布、温跃层的描绘以及突出 El Niño 和 La Niña 事件方面同 NCEP 海洋同化资料有许多共同点。然而, 在描绘 10°N 以北和 10°S 以南的 SST 异常以及描写季节循环方面, 响应是不够精确的。另外, 模拟的温度异常滞后于 NCEP 海洋同化数据两个月左右。

**关键词:** 海洋环流模式; 风应力; El Niño

## 1 引言

对于人类有巨大影响的 El Niño 和 La Niña 事件是通常在 2~7 年循环中发生的气候变动的自然现象。为了了解这些事件中的物理过程, 已经有许多研究利用海洋环流模式对它们进行数值模拟。考虑到 El Niño 和 La Niña 事件发展过程与赤道地区 Kelvin 波有密切的关系, 已有的研究大部分都是利用高分辨率(在赤道区域经圈方向的格距至少为 0.5°)的海洋环流模式(往往是区域热带太平洋模式)研究热带海洋对大气强迫的响应。但是使用一个较低分辨率的全球海洋环流模式, 研究其对热带太平洋年际变化的模拟, 也有独特的意义。一方面, 可以与高分辨率模式结果比较, 讨论分辨率对结果的影响; 另一方面, 在海洋模式与大气模式耦合之前, 首先评估单独的海洋模式对热带地区年际变化的模拟能力, 对分析耦合模式的结果也大有益处。本研究使用的海洋模式是中国科学院大气物理研究所研制发展的第三代 IAP/LASG 全球海洋环流模式<sup>[1]</sup>, 这是一个中等分辨率的全球海洋模式, 但对于热带太平洋而言它的经向分辨率仍然偏低, 有关模式的详细描述可以参见本文的第 2 部分。

20 世纪 80 年代分别有过两次 El Niño 和 La Niña 事件。第一次 El Niño 发生在 1982~1983 年, 第二次强度较低发生在 1986~1987 年, 而 La Niña 事件则分别发生在 1984~1985 年及 1988~1989 年。其中 1982~1983 年 El Niño 和 1988~1989 年 La Niña

2000-07-10 收到, 2000-11-22 收到修改稿

\* 国家“九五”重中之重项目“我国短期气候预测系统的研究”(96-908-02-03-4)、国家自然科学基金资助项目 49823002 和中国科学院创新工程项目“海气耦合模式有效性”共同资助

•• 目前地址: 美国 Standford 大学环境工程系

事件分别是到 20 世纪 80 年代末为止的历史上最强的暖事件和冷事件, 因此模拟 20 世纪 80 年代热带太平洋的年际变化对海洋模式是一个非常重要的检验。本研究就分别利用三种不同来源的风应力资料强迫海洋模式模拟海温的年际变化, 并把模拟结果同 NCEP 海洋同化资料<sup>[2]</sup>相比较。

本文是这样组织的: 对目前模式和试验设计的简介在第 2 节给出, 第 3 节叙述模拟的 20 世纪 80 年代 SST 的演变, 第 4 节给出次表层温度异常的主要特征并同 NCEP 海洋同化数据比较, 最后第 5 节是讨论和结论。

## 2 模式介绍及实验设计

本文所使用的三十层海洋模式<sup>[1]</sup>是在中国科学院大气物理研究所的二十层全球海洋模式<sup>[3]</sup>基础上发展起来的, 其动力框架与后者十分接近, 主要的改进体现在模式的分辨率和物理过程两方面。

首先, 模式在垂直方向分为不等距的三十层, 其中最上面 300 m 有 12 层, 每一层都是 25 m, 而水平格点的分布与纬向波数为 63 的三角截断的高斯格点完全一致, 大约是  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ , 垂直和水平分辨率都比以前的二十层模式有显著的增加。其次, 模式还采用一些已经比较成熟的物理参数化过程, 例如, 太阳辐射的穿透、在海冰区域水道及海气之间热交换的参数化, Gent 和 MacWilliams 提出的沿着等位密度面混合的方案<sup>[4]</sup>。

该模式在气候平均的 HELLERMAN 和 ROSENSTEIN 风应力<sup>[5]</sup>和由 COADS 资料<sup>[6]</sup>按 HANEY 型<sup>[7]</sup>公式计算的热通量的作用下, 从静止状态和观测的温盐分布<sup>[8]</sup>开始积分, 模式一共积分了 1160 年, 模拟出了比较合理的温跃层和热盐环流<sup>[1]</sup>。在此基础上, 我们分别在热带太平洋区域利用 1980~1989 年 10 年平均的美国国家大气研究中心和国家环境预报中心 (NCAR/NCEP) 再分析风应力<sup>[9]</sup>、佛罗里达州立大学 (FSU) 的“伪”风应力资料<sup>[10]</sup> (简称 FSU) 和欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的再分析风应力<sup>[11]</sup>取代 HELLERMAN 和 ROSENSTEIN 的风应力<sup>[5]</sup>, 继续把模式向前积分十年, 以便模式的上层环流达到平衡。然后, 我们再分别用 1980~1989 年逐月平均的上述三种风应力强迫模式各积分十年, 来研究海洋模式对给定的风应力的响应, 本文所有的分析都是利用这三个十年的积分结果以及相应的十年 NCEP 海洋同化资料完成的。为了简单起见, 上述三种风应力资料在本文分别简称为 NRA(NCEP 再分析)、FSU (FSU“伪”风应力) 和 ERA (ECMWF 再分析) 风应力, 相应的试验也分别记为 NRA、FSU 和 ERA 风应力试验。

## 3 SST

### 3.1 气候平均的 SST 分布

为了确定模式模拟热带海洋一般型式的能力, ERA、NRA 和 FSU 风应力试验模拟的 10 年平均的 3 月和 9 月的 SST 分别在图 1 和图 2 中给出。这三个试验的结果大体上比较相似, 除了太平洋东部以外, 都较好地再现了 SST 分布的一般型式。然而将这

些结果同 NCEP 海洋同化资料(图略)相比,它们的缺陷也是相似的。其中,模式模拟的冷舌过于狭窄地集中在赤道附近,且向西伸展得过多,这就使得西太平洋东西方向温度的梯度比观测强得多,实际上这也是大多数海洋模式的通病,可能与模式的分辨率和扩散过程有关。此外,比较图 1 和图 2,还可以看出东太平洋季节循环不够强(模式结果小于  $3^{\circ}\text{C}$ , NCEP 海洋同化资料显示为  $5^{\circ}\text{C}$ )。在这三个试验之间,主要的差别是对于东太平洋冷舌的模拟,ERA 和 FSU 风应力试验的结果基本一致,冷舌的中心温度在 3 月是  $25^{\circ}\text{C}$ ,在 9 月是  $22^{\circ}\text{C}$ ,但是 NCEP 风应力试验模拟的冷舌在 3 月是  $26^{\circ}\text{C}$ ,在 9 月是  $23^{\circ}\text{C}$ ,分别比前述二者高  $1^{\circ}\text{C}$ 。

上述的差别肯定是由于风应力的不同造成的。我们在另一篇文章<sup>[12]</sup>中曾仔细比较 NRA, FSU 和 ERA 风应力的异同。结果发现,虽然这三种风应力的分布型式,季节

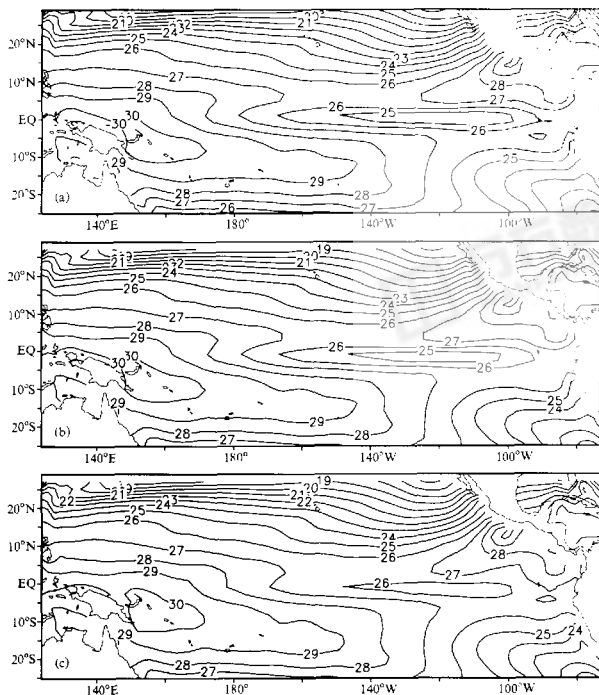


图 1 风应力试验模拟的 10 年平均的 3 月份 SST  
(a) ERA; (b) FSU; (c) NRA

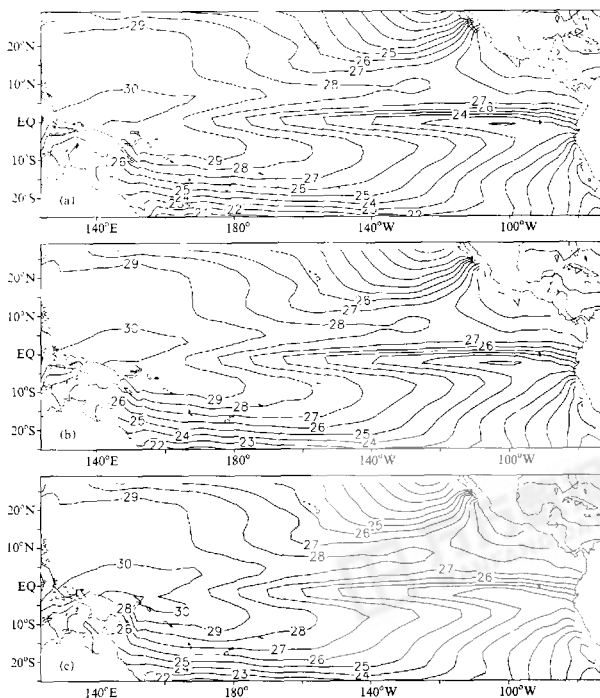


图2 同图1, 但为9月份

变化和年际变动大体上是一致的, 但它们之间也存在不少差别。以纬向风应力的强度为例, ERA 分量在赤道中太平洋比 NRA 和 FSU 高出约 50%。而 NRA 和 FSU 的纬向风应力比较接近, 其强度明显小于 ERA 的纬向风应力。经向风应力虽然比纬向风应力小得多, 但其纬向分布比较复杂。大体上来说, ERA 与 FSU 风应力的特征比较接近, 而与 NRA 风应力在赤道中东太平洋有较明显的差别。关于上述风应力的差别和模拟结果的差别的内在联系还须做进一步的研究。

### 3.2 Niño 指数的分析

人们经常把热带东太平洋分成 4 个区域, 即从 Niño 1 到 Niño 4, 这有助于局地地描述每一个 El Niño 或 La Niña 事件。一般来说, Niño 3 区域的海温异常是最显著的。由 ERA、FSU 和 NRA 三个风应力试验及 NCEP 海洋同化给出的 Niño 1+2,

Niño 3 和 Niño 4 区域平均的 SST 距平的时间演变曲线都显示在图 3 中。

在 Niño 1+2 区域 (图 3a), 对于 1982~1983 年的暖事件, NCEP 海洋同化资料的海温距平在 1982 年末和 1983 年春天出现过两次峰值, 数值分别为 3.5℃ 和 5.5℃ 左右。ERA 和 FSU 风应力试验也模拟出 SST 距平的两次峰值, 但数值小得多, 分别是 1.5℃ 和 2.0℃ 左右, 且位相也比 NCEP 海洋同化资料提前 1~2 个月。而 NRA 风应力试验只模拟出一次峰值。

在 Niño 3 区域 (图 3b), ERA、FSU 和 NRA 三个风应力试验给出的海温距平仍然比实测小, 例如对于 1982~1983 年的暖事件, 其峰值大约小 1.5℃ 到 2.0℃。特别是 ERA 和 FSU 的试验结果, 模拟的暖事件位相比 NCEP 海洋同化结果滞后两个月左右。但是 NRA 风应力试验给出的位相与后者却基本一致。另外, 三个试验模拟的 1988 年的 La Niña 事件非常弱。

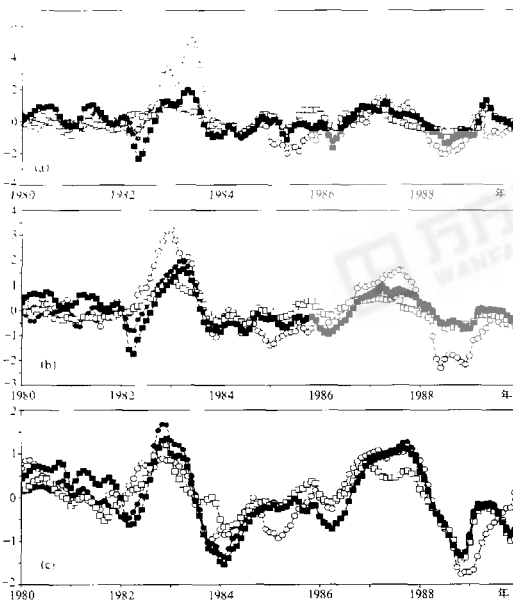


图 3 ERA 风应力 (实心圆)、NRA 风应力 (空心矩形)、FSU 风应力 (实心矩形) 试验以及 NCEP 海洋同化资料 (空心圆) 在各个区域平均月平均 SST 异常的事件演变随时间的演变  
(a) Niño 1+2 区域 ( $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$ ,  $90^{\circ}\text{W}\sim 80^{\circ}\text{W}$ ); (b) Niño 3 区域 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ );  
(c) Niño 4 区域 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $160^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$ )

在 Niño 4 区域 (图 3c), 所有试验的结果都有明显的好转, 无论是振幅还是位相, 模拟的结果与 NCEP 海洋同化都比较相近。特别值得指出的是, 在三个风应力试验中, 模式不仅能模拟出 1982~1983 年和 1986~1987 年两次暖事件, 而且也能模拟出 1984 年和 1988 年的两次冷事件。这与在 Niño 3 区域的模拟结果有明显的区别。

总体来说, 在上述三个区域, 海洋模式对三种不同风应力的响应大体上是一致的, 与 NCEP 海洋同化数据给出的海温距平变化曲线也比较相似。但是, 通过比较不同的试验及不同区域的模拟结果, 还是可以发现模式在 Niño 4 区域的模拟效果最好, 在 Niño 3 区域次之, 在 Niño1+2 区域较差。相对来说, 模式对暖事件的模拟效果要略好于对冷事件的模拟。同时, ERA 和 FSU 风应力试验的结果十分接近, 这与对气候平均 SST 的模拟是一致的。

在 Niño 1+2 和 Niño 3 区, 模式给出的振幅小于 NCEP 海洋同化资料给出的结果, 但同先前的二十层海洋模式<sup>[3]</sup>相比有明显改进<sup>1)</sup>。对于 Niño 4 区, 看起来模式能够较好地给出 SST 距平变化的振幅。通常, 多数低分辨率的海洋模式模拟的 El Niño 事件的强度偏弱, 这可由两个理由来解释。首先, 按照通常的看法, El Niño 事件与赤道 Kelvin 波的传播和反射有密切的关系, 但是若要模式分辨赤道 Kelvin 波, 模式在赤道附近的经向分辨率至少需要  $0.5^\circ$  (这个模式是  $1.875^\circ$ )。其次, 在这里具有年际变率的唯一强迫变量是风应力, 模式中的热通量 (有些研究表明, 即使在赤道东太平洋海表热通量也有重要作用<sup>[13]</sup>) 是由长期平均的 COADS 资料和模式的 SST 根据 Haney 型<sup>[7]</sup>公式计算的, 其结果是这些试验缺少足够精度并给最终结果带来一些误差。

### 3.3 风应力和 SST 异常的相关性

正如第 2 节所提到的, 风应力是试验中唯一有年际变化的外强迫, 因此模拟的 SST 异常必定起因于风应力。为了严格地讨论它们之间的关系, 表 1 给出了热带太平洋每一区域局地的风应力和 SST 异常的相关系数。在这个分析中我们也考虑了风应力强迫和海洋温度异常响应之间可能的推迟。SST 异常应当是风应力异常的结果, 因而来得晚些。表 1 列出了所有计算的相关系数的最大值和相应的推迟时间 (斜杠右面的数字, 单位: 月)。

表 1 温度和风应力异常的相关系数

试验名称	Niño 1	Niño 2	Niño 3	Niño 4
ERA	-0.16 / 5	-0.16 / 0	0.59 / 0	0.86 / 1
FSU	0.28 / 1	0.12 / 3	-0.19 / 6	0.67 / 1
NRA	-0.25 / 4	0.13 / 3	0.52 / 1	0.84 / 1

从表 1 可以发现观测风应力和模拟 SST 异常之间的关系比较复杂。不过, 对 Niño 4 区来说, 对所考虑的每一资料集相关总是很好的, 并且海温的变化滞后风应力一个月, 表明局地风应力异常是海温变化的主要原因。对 Niño 3 区来说, 尽管在 ERA 和 NRA 风应力试验中相关是显著的, 但相关系数明显比 Niño 4 区小, 而 FSU 风应力试验就没有显示出显著的相关性。这也许意味着在 Niño 3 区域, 除了局地风应力之外,

1) 林武银, 个人通信

其他因素如热通量和波动过程等对 SST 异常的影响也不可忽视。对 Niño 1 和 Niño 2 来说, 风应力和温度异常之间看来没有关联, 因而可以推测在这两个区域局地纬向风应力对 SST 异常的作用也许可以忽略。有关风应力、热通量以及其他因素对 SST 变化的影响, 我们还将以后进行更详细的讨论。

### 3.4 SST 异常的传播

图 4 和 5 分别给出了 NCEP 海洋同化资料和 ERA 风应力试验 5°S~5°N 平均 SST

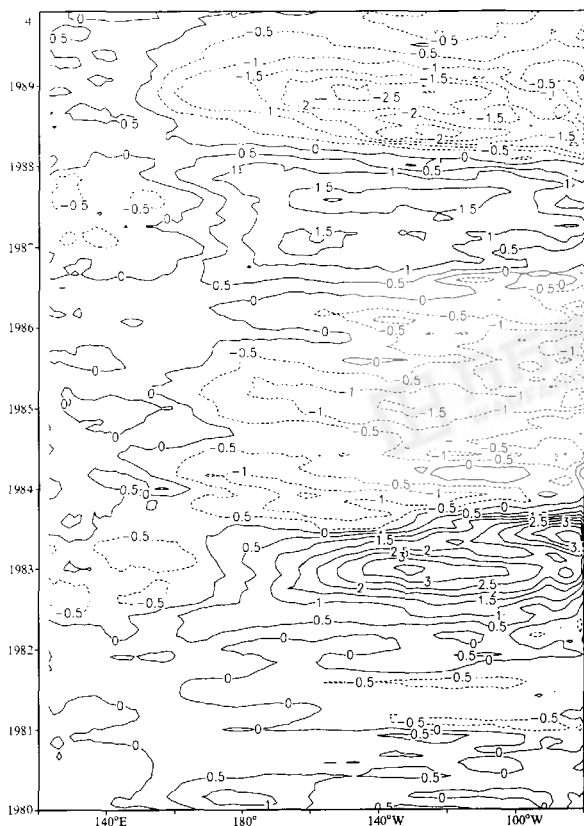


图 4 NCEP 海洋同化资料给出的 5°S~5°N 平均 SST 距平随时间和经度的变化

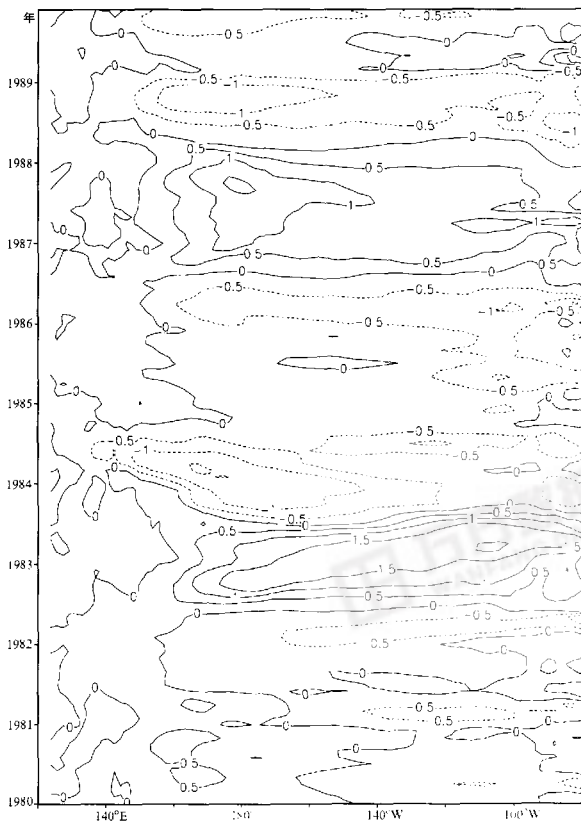


图5 同图4, 但为ECMWF风应力试验结果

距平随时间和经度的变化。显然, 从两张图中可以清楚地看到发生在80年代的两次 El Niño 和 La Niña 事件。比较图4和图5, 尽管模拟的 SST 距平比 NCEP 海洋同化资料偏低 1~1.5°C, 还是可以看出 ERA 风应力试验对 El Niño 事件的模拟要略好于对 La Niña 事件的模拟。对于 1982~1983 年和 1986~1987 年两次 El Niño 事件, 模拟的 SST 异常都同再分析资料一样显示出了东传的特征, 除了模拟的强度偏低外, 模拟的



1982~1983 年的暖事件维持时间较短, 而 1986~1987 年的暖事件给出的正距平中心位置偏西  $20^\circ$  左右。从图 4 上看, 1984~1985 年的 La Niña 事件主要存在两个负距平中心, 首先在 1983 年的下半年有一个  $-1.5^\circ\text{C}$  的负距平中心位于  $170^\circ\text{W}$  左右, 然后它很快减弱消失; 从 1984 年初起, 又有一个负距平中心开始在东太平洋沿岸产生, 并逐渐加强西传到赤道中太平洋一带, 达到了这次 La Niña 事件的顶峰。模式也大致给出了这两个负距平中心发展和消亡的过程 (见图 5), 并且对于 1983 年下半年的负距平中心的模拟是合理的, 但是对于后者模拟得很弱, 持续时间也较短。对于 1988~1989 年的 La Niña 事件的模拟结果稍好一点, 但存在的问题仍是模拟的强度偏低 (特别是 Niño 1+2 和 Niño 3 区)、负距平持续时间偏短等。

总之, 模式对 El Niño 事件的模拟要略好于 La Niña, 对强暖 (冷) 异常的事件要好于弱暖 (冷) 事件。对所有的暖事件和冷事件来说, 在赤道东太平洋模拟的 SST 异常明显比 NCEP 海洋同化结果小, 并且异常持续的时间也短。

### 3.5 1982~1983 年 El Niño 事件的演变

我们用 1982 年 6 月至 1983 年 11 月每三个月平均的 SST 异常来分析 1982~1983 年 El Niño 事件。由于三个试验的结果非常相似, 本节只给出 ERA 试验的结果。

对于 NCEP 海洋同化资料 (图 6), 在 1982 年夏季, 正异常包括了太平洋的一个大的部分,  $1.5^\circ\text{C}$  的最大值位于东太平洋中部 ( $120^\circ\text{W}$ )。以后, 这个异常增长并在 1982 年 12 月在  $120^\circ\text{W} \sim 135^\circ\text{W}$  之间达到最大值 4。这个异常位于日界线上和  $20^\circ\text{S} \sim 20^\circ\text{N}$

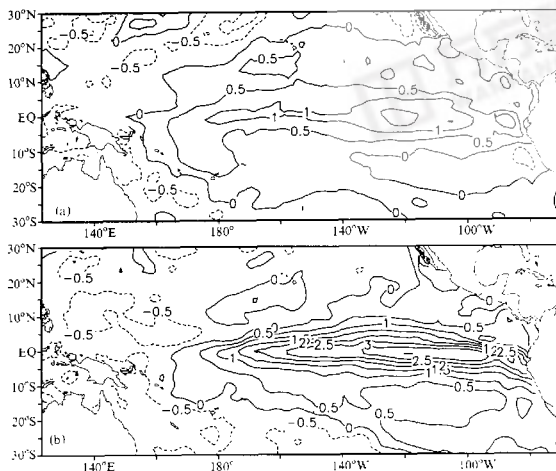


图 6 NCEP 海洋同化热带太平洋 SST 异常  
(a) 1982 年 6~8 月平均; (b) 1982 年 9~11 月平均;

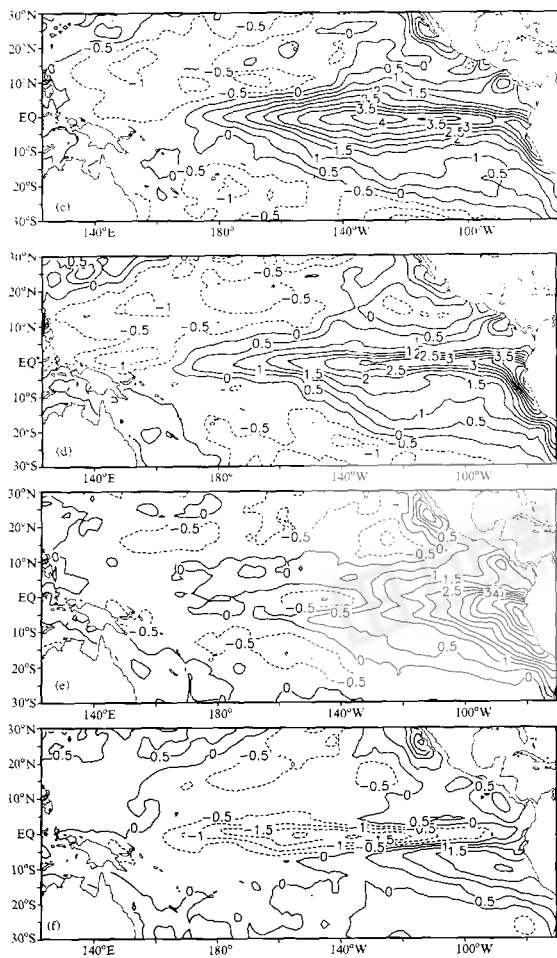


图6 NCEP海洋同化热带太平洋SST异常(续)  
 (c) 1982年12月~1983年2月平均; (d) 1983年3~5月平均;  
 (e) 1983年6~8月平均; (f) 1983年9~11月平均

之间, 1983 年 3 月, 正异常在东太平洋中部开始减小, 1983 年 6 月它只位于太平洋东部, 同时有一个  $-1^{\circ}\text{C}$  的负异常出现在中太平洋 ( $145^{\circ}\text{W}$ )。这是 La Niña 事件的开始, 它从  $160^{\circ}\text{E}$  向东传播到  $100^{\circ}\text{W}$ , 并于 9~11 月期间在  $155^{\circ}\text{W}$  达到一个最大值  $-2^{\circ}\text{C}$ 。

现在来分析同模式模拟结果的差别 (图 7)。首先, 上面讨论的一般过程也能被模式模拟出来。但是模式结果大约滞后 NCEP 海洋同化结果两个月左右, 例如模拟的 1983 年春季异常相似于观测的 1982 年冬季异常。模式结果另一个主要问题是, 模式给出的 SST 异常太局限限于赤道 (不超过  $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ , 大部分时间为  $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ )。此外,  $1^{\circ}\text{C}$  正异常的开始发生在观测结果以西 (对 ERA 试验来说是在 1982 年 6 月, 在  $175^{\circ}\text{E}$ )。同样非常清楚的是, 对 ERA 试验来说, 这个异常增长并于 1982 年 12 月在  $165^{\circ}\text{W}\sim 125^{\circ}\text{W}$  之间以及 1983 年 3 月在  $130^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{W}$  之间达到一个  $3^{\circ}\text{C}$  的最大值。

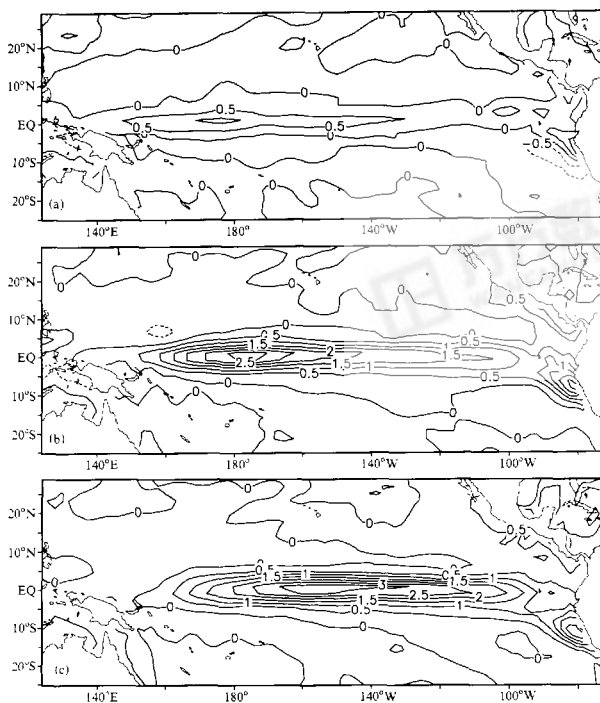


图 7 同图 6, 但为 ERA 风应力试验结果

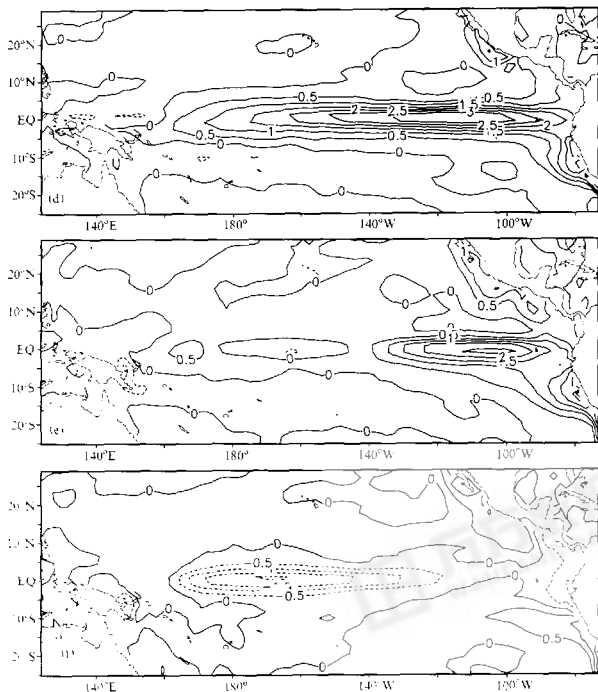


图7 同图6, 恒为ERA风应力试验结果(续)

## 4 次表层温度异常和赤道潜流

### 4.1 赤道温跃层

与海表的暖池和冷舌相对应的是次表层温跃层的倾斜(图8a),在西太平洋温跃层的深度约为160 m(用20℃等温线深度来衡量),而在东太平洋温跃层的深度约为50 m.同NCEP海洋资料同化系统分析的温跃层(图8b)相比,L30T63模式对温跃层的刻画是比较成功的,模拟的东太平洋温跃层比NCEP的结果略深可能是L30T63模式在海表的垂直分辨率仍然偏低造成的.另外一个值得注意的问题是模拟的赤道东太平洋温跃层以下的海水明显偏冷.

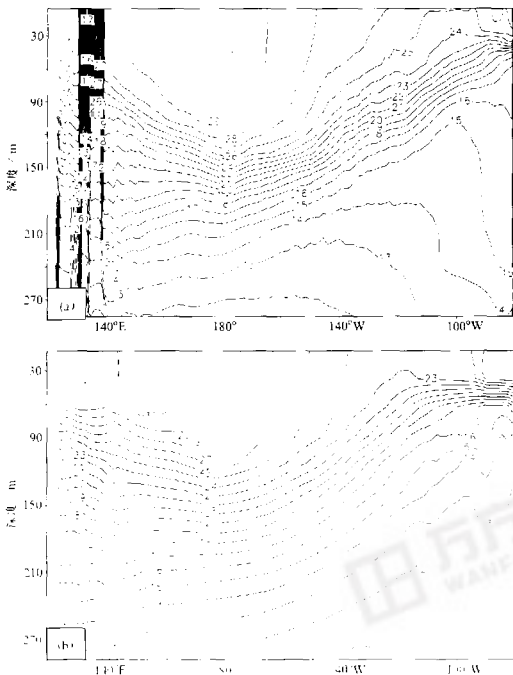


图8 赤道 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 平均海温的经度-深度分布  
(a) ERA 风应力试验结果; (b) NCEP 海洋同化资料

#### 4.2 次表层温度异常的传播

这里我们仍以 1982~1983 年的暖事件为例, 利用 ERA 风应力试验的结果并对照 NCEP 海洋同化资料, 讨论次表层温度异常的传播。图 9 是 NCEP 海洋同化资料给出的  $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$  平均的海温距平深度-经度剖面图, 其中 a~f 分别是 1982 年 2 月、4 月、6 月、8 月、10 月及 12 月的结果。很显然, 海温距平的最大值出现在次表层, 特别是在温跃层附近。在 1982 年 2 月, 海温距平最大值位于日界线附近, 深度约为 150 m 左右, 此时在赤道中东太平洋的大部分海区主要以负的 SST 距平为主。这意味着在 El Niño 事件的发展过程中, 正的海温异常最早出现在西太平洋的次表层, 大约 2 到 4 个月以后才在表层出现。然后, 最大值中心沿着温跃层向东向传播, 并于 1982 年 12 月到达东边界, 此时最大的正距平为  $8^{\circ}\text{C}$ 。还有一点值得指出的是, 当 1982 年年底并且在

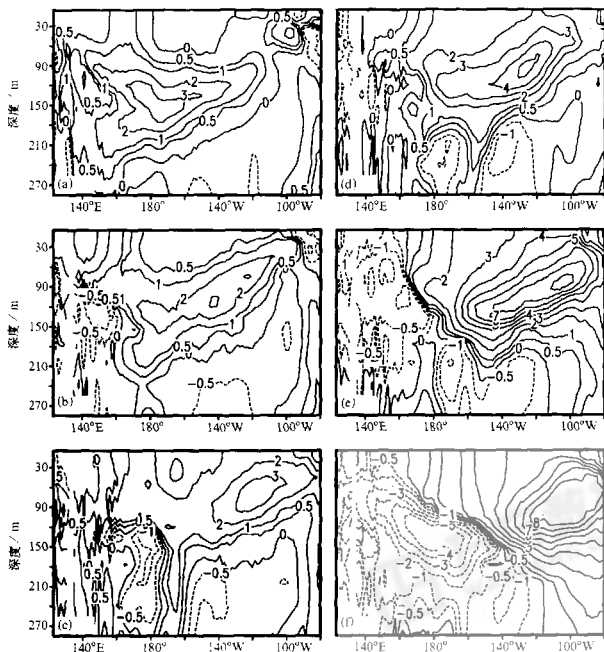


图9 NCEP 海洋同化资料给出的 1982 年  $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$  平均 SST 距平的深度-经度剖面  
(a) 2 月; (b) 4 月; (c) 6 月; (d) 8 月; (e) 10 月; (f) 12 月

次表层。El Niño 事件到达最高峰时，在西太平洋的次表层出现了一个显著的  $-4^{\circ}\text{C}$  的海温距平中心，这意味着此次 El Niño 事件即将结束，并很可能向 La Niña 事件转变。

ERA 风应力试验在很多方面都较成功地模拟了次表层海温距平的传播特征（图 10）。例如，模式模拟的海温距平中心也是最早出现在次表层温跃层附近，也表现出自西向东传播的特征，其最大的正距平可达  $8^{\circ}\text{C}$ ；同时，在 El Niño 事件达到高峰时，在赤道西太平洋也同样出现了负的海温距平中心。但是应当注意的是，在整个 El Niño 事件的模拟过程中，模式结果要滞后于 NCEP 海洋同化资料两个月左右，这与前面所得到的结果是一致的。类似的现象在 NRA 和 FSU 风应力试验中也可以看见，但事件的强度只有 NCEP 海洋资料同化结果的一半（图略）。这可能与前文所提到的 ERA 的纬向风应力在赤道远比另外两种风应力大有关。

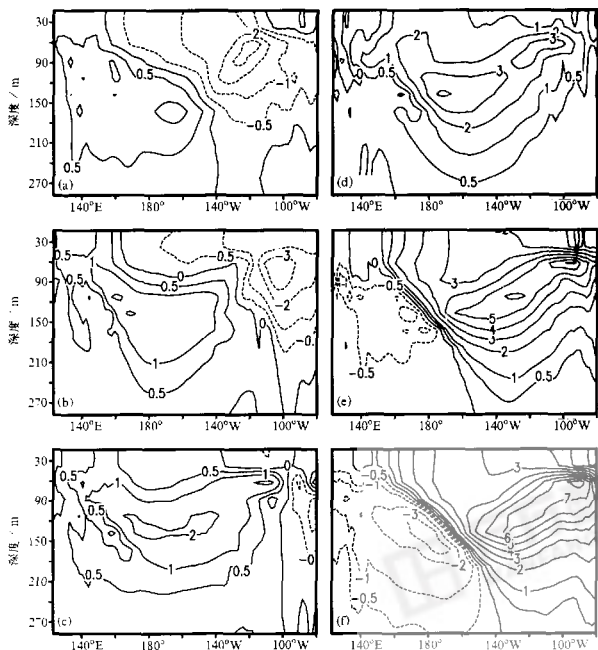


图10 同图9, 但为ERA风应力试验结果

总体来说, 在ERA风应力试验中, 模式相当成功地模拟出了次表层海温距平的主要特征, 在某种意义上, 模式对在次表层海温异常的模拟, 无论是振幅还是传播特性要比对SST距平模拟的效果好一些。首先, 这是因为模式在赤道地区模拟的温跃层与海洋再分析资料十分接近(图8), 但模拟的SST分布却还存在一些问题, 特别是模拟的冷舌过于狭窄并且位置偏西(图1和2), 这些都会直接影响到模式对SST异常的模拟。其次, 次表层的海温异常是由温跃层位置决定的, 它在热带太平洋中主要是由风应力所决定的。但对于海表温度SST的距平, 情况就变得复杂一些了。在西太平洋和中太平洋, 由于温跃层位于100m以下, 上翻和下沉对SST的作用不大, 影响SST的主要因子是热通量和水平平流。在东太平洋, 由于温跃层的位置接近海表, 因此垂直平流、水平平流和热通量都会对SST产生影响。但在本文所有的试验中, 热通量都是采用COADS资料按照Haney型公式<sup>[7]</sup>计算的, 即热通量可以写成:

$$H = D^* (T_a - T_o) + Q$$

其中  $D^*$ 、 $T_a$ 、 $Q$  是长时期月平均变量（只有季节变化），由 COADS 数据计算得到的。 $T_a$  是模式模拟的 SST。当  $T_a$  增加即存在正异常时，模式所考虑的热通量减少，制造了一个负反馈。因此，本研究中热通量的计算肯定会对 SST 的模拟产生不利的影 响。由于受到模式水平分辨率的限制，模式对赤道地区海流的刻画也存在一定的局限性，因此模式不太可能精确地描述水平平流对 SST 的作用。总之，相对次表层的海温距平来说，影响 SST 变化的因子更多一些，也更复杂，模拟的效果自然会稍差一些。

#### 4.3 海流的年际变率

我们还利用 ERA 风应力试验和 NCEP 海洋同化资料，检验了模式对赤道地区海流的模拟。图 11 给出了海表和次表层在赤道中东太平洋区域（ $160^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}$ ， $2^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}$ ）平均的纬向表层速度在 20 世纪 80 年代随时间的演变。

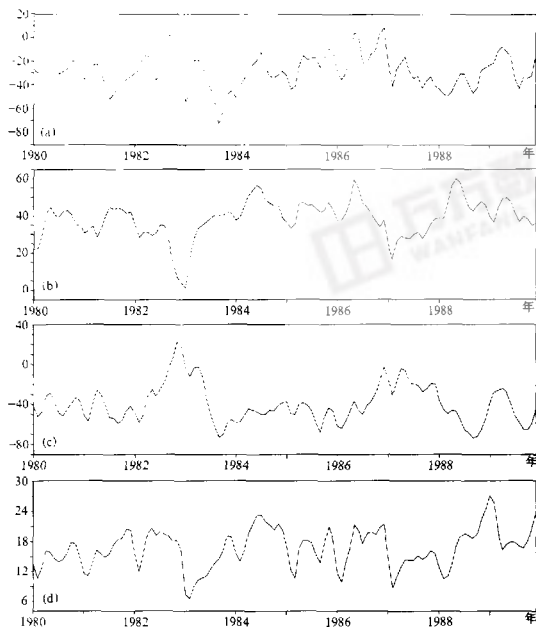


图 11 NCEP 海洋同化资料 (a, b) 和 ERA 风应力试验 (c, d) 在赤道中东太平洋 ( $160^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}$ ， $2^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}$ ) 区域平均的纬向速度的时间演变  
(a), (c) 海表; (b), (d) 次表层 135 m



实际上, 这里给出的海表流场主要反映了南赤道流 (SEC) 的特征。虽然模式模拟的 SEC 明显比 NCEP 海洋同化资料给出的结果更深厚, 也更集中在赤道地区。但就海表而言, 从图 11a 和 c 来看, 两者的差别并不十分大, 无论是强度和年际变化的趋势都比较相似。显然, 风应力对海流的影响十分强烈, 特别是在 1982~1983 年的 El Niño 事件中, 模式和 NCEP 海洋同化资料给出的海流都出现了自西向东流的特征。所不同的是, 在 NCEP 海洋同化资料中向东的海流十分微弱, 而模式模拟的向东的海流速度约为  $15 \text{ cm s}^{-1}$ 。若再考虑到在这个区域, 模式给出海温东西方向的梯度也明显比 NCEP 海洋同化资料大 (见图 1、2、8), 在 ERA 风应力试验中水平平流对 SST 的贡献要比再分析结果大得多, 这也许就是模式在 Niño 4 区域模拟的海温距平偏大的部分原因 (见图 3)。另外, 若结合前文得到的结论曾指出在 Niño 4 区域风应力与 SST 距平的相关十分密切, 也许可以推测在 Niño 4 区域影响 SST 变化的主要因子是纬向的平流, 而在东太平洋热通量、水平平流和垂直平流的作用都不可忽视。

在次表层 100 m 和 200 m 之间的沿赤道向东的海流称为赤道潜流 (EUC), 它的位置与温跃层的位置基本一致。模式结果与 NCEP 海洋同化资料的主要差别是模拟的赤道潜流太弱 (图 11b 和 d), 前者在赤道中太平洋 ( $2^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}$ ,  $160^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}$ ) 区域平均值不到  $20 \text{ cm s}^{-1}$ , 而后的数值大约在  $40 \sim 60 \text{ cm s}^{-1}$  之间, 这主要是由于模式的水平粘性系数过大造成的 (见文献[1])。尽管模拟的赤道潜流平均值偏弱, 但是其年际变化的趋势与 NCEP 海洋同化资料还是基本一致的, 特别是在 20 世纪 80 年代的两次 El Niño 事件中, 模拟和再分析给出的赤道潜流都明显减弱, 这是西风应力造成赤道中东太平洋上翻减弱引起的, 关于赤道潜流和上翻关系的详细讨论可参阅文献[14]。

## 5 结论

在本文中, 我们利用在 IAP/LASG 建立的第三代全球大洋环流模式 OGCM, 使用 1980~1989 年 10 年逐月平均的 ERA、FSU 和 NRA 热带太平洋风应力资料以及由多年气候平均的 COADS 资料<sup>[6]</sup>按 Haney 型<sup>[7]</sup>公式计算的热通量强迫该模式, 从而检验模式在热带地区对年际变化的模拟能力。同时我们还把模拟结果同 NCEP 海洋同化资料进行了比较, 主要的结论可以概括如下:

(1) 在多年平均气候状态方面, 三个试验给出的 10 年平均 SST 的分布十分相似, 大体上是可以接受的, 但它们存在的问题也是共同的。例如, 模拟的冷舌过于狭窄, 位置偏西, 且季节变化的幅度也偏小, 这实际上也是大多数海洋模式共同存在的问题。相对来说, 模式对赤道太平洋温跃层模拟得更好一些, 特别是对温跃层在赤道地区向东倾斜的特征描写得比较准确。此外, 由于模式的水平粘性系数偏大, 使得模拟的赤道潜流比实测小一半以上。

(2) 对于 SST 年际变化的模拟, 模式可以模拟出在 20 世纪 80 年代 SST 异常变化的大致趋势。相对而言, 在 Niño 4 区域, 模拟的 SST 距平与 NCEP 海洋同化资料最为一致。进一步的分析表明, 在这个区域 SST 距平可能主要由西风应力距平导致纬向平流加热造成的, 而热通量和垂直上翻对其影响可能较小。在 Niño 3 和 Niño 1+2 区域, 模式模拟的 SST 距平明显比 NCEP 海洋同化结果小, 特别是 ERA 和 FSU 试验给

出的位相滞后于再分析资料两个月左右,这可能是因为影响上述区域 SST 距平的因子更为复杂,同时模式没有考虑热通量的年际变化以及对赤道海流的模拟能力有限。此外,模式对 La Niña 事件模拟效果不如 El Niño。

(3) 模式对温跃层变化的模拟应该说是最为成功的,这与模式对气候平均温跃层的刻画较好有关。以 ERA 风应力试验为例,模式模拟的次表层海温距平的强度以及传播特征都与 NCEP 再分析资料表现得相当一致,存在的问题是模拟的位相滞后约两个月左右,其原因可能较为复杂,应与模式内在的一些缺陷(如分辨率和物理过程等)有关。但是如果使用一个资料同化系统来形成初值,可能会改善模拟的效果。

本文使用了三个不同的风应力资料来强迫海洋模式,它们的试验结果在总体趋势上是大致相同的,与 NCEP 海洋同化资料相比它们各有优劣。例如,ERA 和 FSU 试验模拟的 SST 距平的强度要好于 NRA 试验,但是 NRA 试验模拟的位相比另外两个试验更合理。在次表层,三个试验给出的海温距平传播特征基本一致,但 ERA 试验给出的振幅更接近于实测。

致谢:感谢法国动力气象实验室(LMD)Sadoury教授和李肇新博士为本文提供ECMWF再分析资料。

### 参 考 文 献

- 1 Jin Xiangze, Zhang Xuehong and Zhou Tianjun, Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP-LASG world ocean general circulation model. *Adv. Atmos. Sci.*, 1999, 16(2), 197~215.
- 2 Ji M., A. Leetmaa and J. Derber, An ocean analysis system for seasonal to interannual climate studies. *Mon. Wea. Rev.*, 1995, 123, 460~481.
- 3 Zhang Xuehong, Chen Keming, Jin Xiangze, Lin Wuyin and Yu Yongqiang, Simulation of thermohaline circulation with a twenty-layer oceanic general circulation model. *Theor. Appl. Climatol.*, 1996, 55, 65~87.
- 4 Gent, P. R. and J. C. McWilliams, Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 1990, 20, 150~155.
- 5 Hellerman, S. and Rosenstein, M., Normal monthly wind stress data over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 1983, 13, 1093~1104.
- 6 da Silva, A. M., C. C. Young and S. Levitus, Atlas of Surface Marine Data 1994, Vol. 1: Algorithms and Procedures, NOAA Atlas NECDIS 6, U. S. Dept. of Commerce, Washington, D. C., 1994, 83pp.
- 7 Haney, R. L., Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 1971, 1, 241~248.
- 8 Levitus, S., T. P. Boyer, World Ocean Atlas 1994: Temperature and Salinity, U. S. Department of Commerce, Washington, D. C., 1994.
- 9 Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woolen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, 77, 437~471.
- 10 Stricherz, J., J. J. O'Brien and D. M. Legler, Atlas of Florida State University Tropical Pacific Winds for TOGA 1966~1985, Florida State University, Tallahassee, FL, 1992, 250 pp.
- 11 Gibson, J. K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura and E. Serrano, ECMWF Re-Analysis Project Report Series, 1997.
- 12 金向洋, 俞永强, 张学洪, 周天军, 刘海龙, L30T63海洋模式模拟的热盐环流和风生环流, 短期气候预测业务动力模式的研制, 国家“九五”重中之重96-908项目专家组编, 北京: 气象出版社, 2000, 170~182.

- 13 Philandar, S. G. H., W. J. Hurlin and A. D. Seigel, Simulation of the Seasonal Cycle of the Tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 1987, **17**, 1986~2002.
- 14 Stockdale, N. T., A. J. Busalacchi, D. E. Harrison and R. Seager, Ocean modeling for ENSO, *J. Geophys. Res.*, 1998, **103** (C7), 14325~14355.

## A Response of IAP/ LASG Oceanic General Circulation Model to the Observed Wind Stress

Yu Yongqiang, Antoine Izard, Zhang Xuehong and Guo Yufu

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

**Abstract** In order to evaluate the ability of the third generation of IAP/ LASG global ocean general circulation model to simulate the interannual variability in the tropical Pacific during the 1980s, especially the El Niño and La Niña events, we adopt three datasets of wind stress to force the model. Then, the simulated results are compared with NCEP ocean assimilation data. Analyses show that there are a lot of common characteristics between the model's response to wind stress and NCEP ocean assimilation data in SST distribution, description of thermocline, and El Niño and La Niña events. However, the model's response is not accurate in SST anomaly poleward of 10°N and 10°S and depicting seasonal cycle. In addition, the simulated temperature anomaly lags NCEP ocean assimilation data by about two months.

**Key words:** ocean general circulation model; wind stress; El Niño