

一个大洋环流模式中赤道西太平洋暖池 海面温度对西风爆发的响应^{*}

刘海龙 李 薇 张学洪 俞永强

P4 A

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 用逐日的欧洲中期数值预报中心再分析(ERA)风应力, 和由 Haney 公式结合 ERA 海表资料与预报海温计算出的热通量强迫一个全球大洋环流模式。并用逐日的模拟结果与 TOGA-COARE (Tropical Ocean-Global Atmosphere-Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) 浮标观测资料对比, 分析模拟结果中暖池海区上层海洋热量平衡对西风爆发(WWB)的响应。在第一次 WWB 过程中, 模拟与观测的主要差异在 WWB 期间, 而造成差异的原因主要是模式中由下沉运动引起的增温和由强的纬向温度梯度引起的暖平流。初步认为下沉增温可能是差分格式本身和模式分辨率不足造成的。从热量平衡的结果看, 第二次 WWB 事件的模拟比第一次更成功, 两次差异可能与两次 WWB 事件的季节背景不同有关。

关键词: 西风爆发; 大洋环流模式; 西太平洋; 暖池; 热量平衡

1 引言

暖池区的西风爆发(WWB)事件对局地海面温度(SST)季节内时间尺度变化有重要影响。TOGA-COARE (Tropical Ocean-Global Atmosphere-Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) 的观测资料分析表明, WWB 可以使局地的 SST 在一周内降低 1°C , 并且表层纬向流速达到 1 m s^{-1} (一般情况下流速为 0.2 m s^{-1} 左右)^[1,2]。暖池区的热量平衡分析发现, SST 的迅速降低主要是由于云量增加导致的短波辐射减少和海表风速加大引起的潜热释放增加, 以及海洋内部的垂直混合加强^[3]。除了对局地的海洋响应之外, 西风爆发所激发的东传 Kelvin 波可以引起东太平洋增温^[4]。因此, 海洋对于这种天气尺度的大气运动的响应, 成为暖池海区大气-海洋相互作用的重要物理过程。

利用风应力和海表热通量强迫海洋模式, 研究热带太平洋对 WWB 的响应的工作很多, 但研究重点多在东传的 Kelvin 波引起赤道东太平洋的遥响应, 如 Harrison 和 Giese^[5]、Kindle 和 Phoebus^[6]。而由于热带西太平洋观测资料较少, 对大洋环流模式中暖池 WWB 对局地 SST 的影响讨论不多。Maes 等人^[7]分析了由风应力和热通量强迫的海洋模式的结果指出, 在较长时间尺度上, 西太平洋暖池区海表热通量和海洋的垂直混

2000-05-19 收到 2000-09-12 收到再改稿

^{*} 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)和优秀国家重点实验室研究项目 4982-3002 的资助

合维持 SST 的平衡;而在短时间尺度上,WWB 事件可对这种平衡产生影响。

本文利用中国科学院大气物理研究所(CAS/IAP)发展的一个全球大洋环流模式 L30T63(30 层,水平网格为 63 个波的三角形谱截断,简称 L30T63)^[8],在热带太平洋(图 1 大矩形区域)以逐日的欧洲中期天气预报中心再分析资料(ERA)^[9]的海表风应力,和由 Haney 公式^[10]结合 ERA 海表资料与预报海温计算出的热通量做强迫场进行积分。尝试利用计算热量平衡的方法,分析模式结果中暖池 SST 对 WWB 的响应(图 1 中小方块是计算热量平衡的区域),并与 TOGA-COARE 浮标观测资料对比。本文重点放在考察模式中 WWB 时暖池 SST 变化的物理过程,与观测比较存在那些差别,为进一步改进数值模式提供依据。

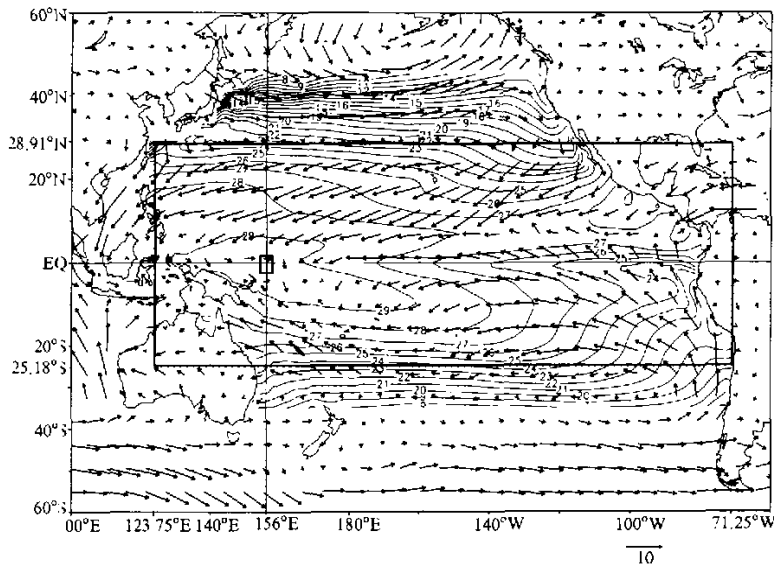


图1 太平洋海区模式加强迫场的区域(大矩形)和计算热量平衡的区域(小矩形)
等值线为 NCEP/NCAR (1980~1995 年) 平均的 SST, 间隔为 1℃; 矢量为 ECMWF (European
(Center for Medium-Range Weather Forecasts) (1979~1993 年) 平均的 10 m 风场

2 资料和模式

2.1 资料

本文数值试验的强迫场来自 1979~1993 年 ERA 逐日的大气再分析资料,用到海表风应力、10 m 矢量风、2 m 气温、2 m 露点温度和短波辐射共 7 个海表变量。与位于赤道 156°E 的 PROTEUS 浮标日平均值进行比较,结果表明 ERA 逐日的风场与浮标资料吻合的很好,两次 WWB 都清楚得反映出来(图 2a、b)。而 2 m 气温,比湿和短波辐射都存在一定差别,这对模拟结果会产生一定的影响。

观测资料来自 TOGA-COARE 的浮标观测,从 1992 年 9 月 19 日到 12 月 17 日共 90 d。本文分析所用的 5 个浮标位于赤道 154°E; 赤道 156°E; 赤道 158°E; (2°S,

156°E); (2°N, 156°E)。所用到变量包括: 赤道 156°E 浮标观测的海表矢量风, 气温, 相对湿度、短波辐射、降水、SST 和盐度, 次表层海温, 盐度和海流; 其他 4 个浮标只用到次表层的海温。对浮标资料的详细介绍和误差分析见文献[3]。

另外, 检验模式基本场时用到 NCEP/NCAR 热带太平洋次表层资料^[11,12], 资料的水平分辨率是 $1.5^{\circ} \times 1^{\circ}$; 区域为 (123°E~71°W, 35°S~45°N)。

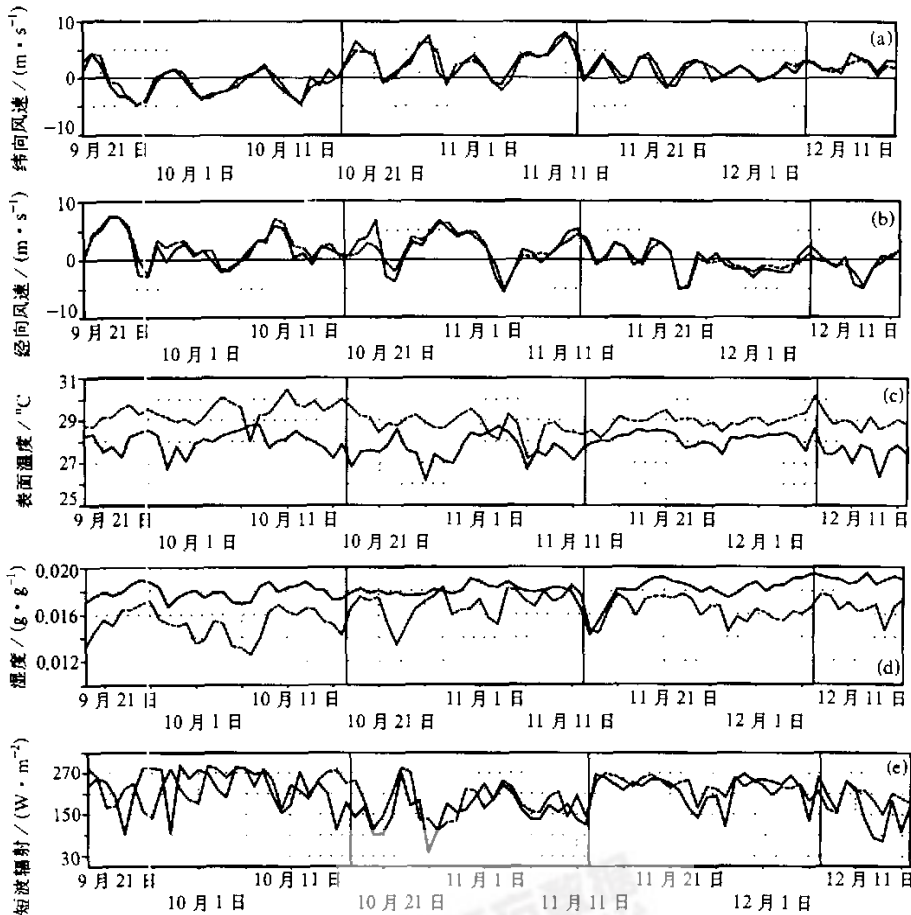


图2 1992年9月19日~12月17日欧洲中心再分析资料(虚线)
与 TOGA-TAO 浮标(0°, 156°E)观测资料(实线)的比较
(a) 纬向风速; (b) 经向风速; (c) 气温; (d) 比湿; (e) 向下短波辐射

2.2 模式

L30T63 是一个自由面的原始方程模式, 格点分辨率大约相当于 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$ 。在垂直方向共 30 层, 300 m 以上包括厚度均匀的 12 层(每层 25 m)。这种空间分辨率与 TOGA-TAO (Tropical Atmosphere and Ocean) 浮标观测相仿。本文的数值试验

是在第 1 172 模式年的基础上进行。对模式的初步评估表明, 模式对热带太平洋上层海温和海流的气候平均态的模拟基本合理^[8]。

3 方法和试验设计

3.1 热量平衡的计算方法

分析主要是根据 Stenvenson 和 Niiler 的等位密度面热量平衡诊断方法^[13], 参数选取和方法的特点详见文献[3]。热平衡方程如下:

$$\rho c_p h \frac{\partial T_e}{\partial t} = Q_0 - Q_{\text{pen}} - \rho c_p h (\mathbf{V}_a \cdot \nabla T_a) - (\rho c_p \nabla \cdot \int_{-h}^0 T' \mathbf{V} dz) - \left[\rho c_p (T_a - T_{-h}) \left(\frac{dh}{dt} + w_{-h} \right) \right] + Q_{-h}.$$

其中 ρ 为海水密度, c_p 为海水的比热, 取 $\rho c_p = 4.008 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$; h 为混合层厚度, 定义为从水面到 $\sigma_\theta = 21.8 \text{ kg m}^{-3}$ 的等位密度面的距离, 在无法确定密度值时, h 以 28.5°C 等温面代替; Q_0 为海面净的向下热通量; Q_{pen} 为穿透混合层的短波辐射; 下标 a 表示混合层内的垂直平均值, T_a 和 $\overline{V}_a$ 分别为混合层内垂直平均的海温和矢量流; T_{-h} 和 W_{-h} 分别代表混合层底的海温和垂直速度; T' 和 $\overline{V}'$ 表示 T 和 V 与 T_a 和 V_a 的偏差。我们分别计算热量存储项, 海表热通量项, 短波穿透项和水平平流项, 而把其余的各项 (剪切流的辐散辐合, 夹卷项和湍流摩擦项) 归为残差中。

3.2 试验设计

利用 1979~1993 年共 15 年的逐日 ERA 资料, 动力强迫直接应用海表风应力, 热力强迫则由 10 m 矢量风、2 m 气温、2 m 露点温度、海表气压和短波辐射结合模式预报的 SST, 根据 Haney 公式计算海表热通量。ERA 资料也包含逐日的热通量资料, 而经过分析比较, 认为该热通量和模式不匹配, 会导致模式中海温急剧升高。逐日强迫的区域限于赤道太平洋 ($123.75^\circ\text{E} \sim 73.125^\circ\text{W}$, $25.2^\circ\text{S} \sim 28.9^\circ\text{N}$) 的矩形范围 (图 1), 其他海区仍采用气候的风应力和热通量强迫。取 15 年积分中最后两年 (1992~1993 年) 的结果进行分析。

4 模式结果分析

4.1 模式模拟与观测的可比较性

首先来检验一下模式的平均气候状态。图 3a 和 b 分别是模式模拟的 15 年 (1979~1993 年) 和 NCEP 资料 16 年 (1980~1995 年) 平均的热带太平洋 SST 分布, 粗线是 28.5°C 的等温线, 用来表示暖池的范围。模式暖池的位置和形状与 NCEP 资料基本一致, 本文关注的赤道 156°E 邻近海域在模式暖池中的相对位置与观测接近。与大多数单独海洋模式强迫实验相同, 暖池内温度偏高。这主要是海表热通量的误差导致^[14]。在赤道东太平洋, 模式中冷舌偏强、偏西, 这一现象在许多海洋模式中也都存在^[15], 赤道东太平洋上翻或向西流偏强以及海表风的偏差都可能是造成冷舌加强的原因。

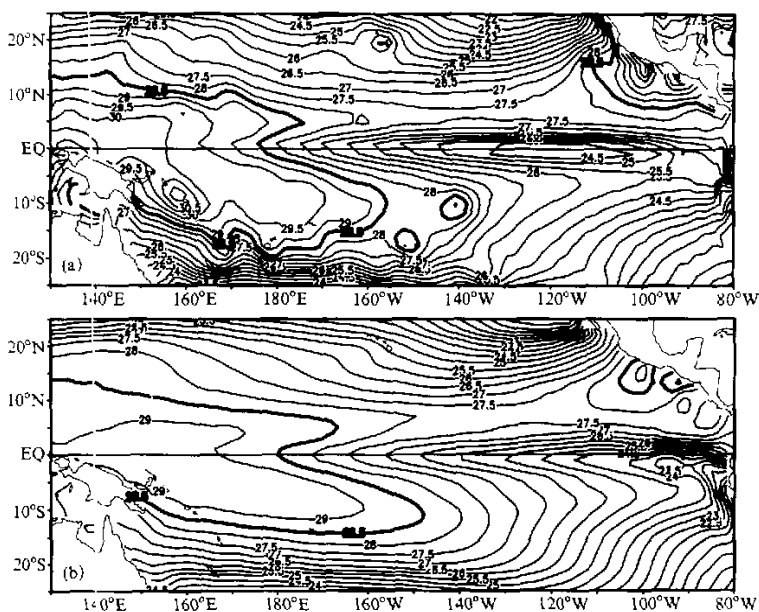


图3 模拟结果(a)和NCEP/NCAR资料(b)在赤道太平洋平均的SST(单位: $^{\circ}\text{C}$)

垂直方向, 图4a和b分别表示模拟和NCEP资料海温在赤道的深度剖面, 粗线同样是 28.5°C 的等温线。模拟的 28.5°C 等温线位置比观测深, 但与观测相似的 28.5°C 等温线都处于温跃层顶部, 其上是温度相对均匀的混合层, 可见在模式中用 28.5°C 等温线表示混合层底也是合理的。图4中模拟与观测温跃层的差别也是明显的, 模拟结果 120°W 以东垂直温度梯度较观测小, 而以西则偏大, 温跃层位置也较深。赤道的温跃层结构主要与海洋模式粘性系数的选取有密切的关系, 这种所谓的“粘性系数”实际就是对次网格过程的一种简化描述。因此, 对温跃层的描述必然有许多不足, 这一结果对于这个粗分辨率的模式是可以接受的。另外, 由于受到暖池障碍层(Barrier Layer)的作用, 暖池与其下的深层海洋的热量交换较少^[16,17], 因此温跃层结构模拟存在的不足对本文的研究影响较小。

图5a和b分别是模拟和观测的SST异常, 观测中1991~1992年ENSO暖事件持续到1992年6月, 最大正异常可达 2.5°C , 位于 150°W 和 90°W 附近。6月份后, 赤道东太平洋暖异常消失, 只有日界线还存在一小片, 并且在两年中一直存在。从1993年2月份开始, 赤道中、东太平洋又有大片海温正异常出现。但是这次增暖只持续3个月左右, 最大的海温异常也只有 1.5°C , 中心位于东太平洋。模拟结果中, 两次暖事件均与观测对应, 没有明显的时间位相漂移。但是模式中的ENSO暖事件的强度、中心位置和持续时间与观测都有明显差异, 第二次暖事件尤为明显。这可能与模式对风应力的变化比较敏感有关。对年际尺度变率(特别是ENSO)的模拟一直是研究的重点, 但是由于对其动力机制还不是完全清楚, 因此模拟的水平也有局限。

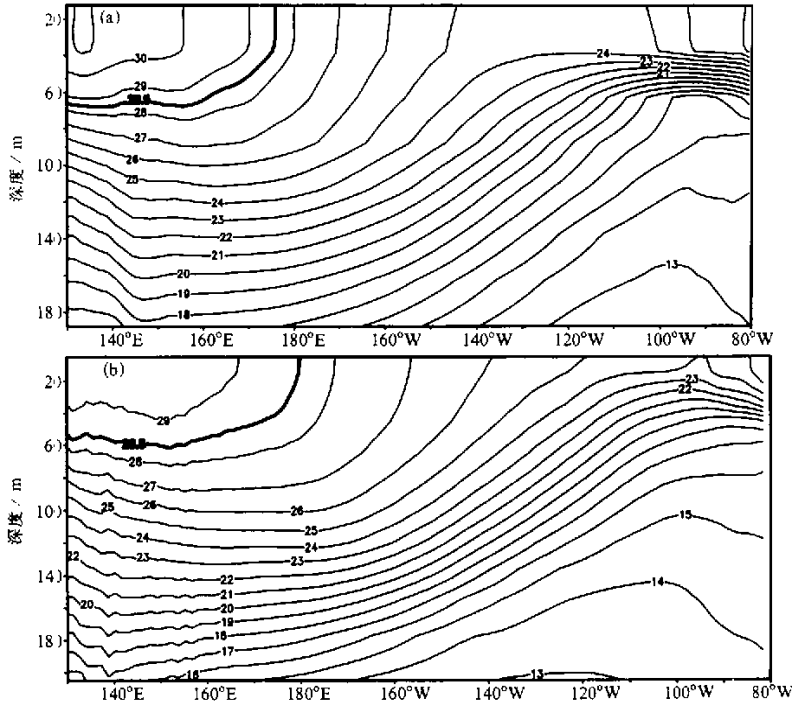


图4 模拟结果 (a) 和 NCEP/NCAR 资料 (b) 平均海温的赤道深度剖面 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

综合分析, 模式的气候状态和 1992~1993 年赤道太平洋海区的海洋状况与观测事实基本相符。

4.2 模式对 WWB 的响应

将模式模拟的自 1992 年 9 月 19 日到 12 月 17 日共 90 d 的逐日结果插值到浮标观测点上, 与观测对应, 划分为 WWB 之前 (9 月 19 日到 10 月 16 日)、WWB 期间 (10 月 17 日到 11 月 12 日)、WWB 之后 (11 月 13 日到 12 月 7 日) 和又一次 WWB (12 月 8 日到 12 月 17 日) 4 段, 对比观测分析 WWB 对模式上层海洋基本状态 (包括混合层厚度、表层海流、SST 等) 的影响, 并详细讨论上层海洋的热量平衡变化。

图 6a 是赤道 156°E 处模拟和观测的 SST 随时间的变化。在 WWB 前期, 模式模拟的先降温后增温的趋势大体上是正确的, 但初始温度比观测偏高 1°C , 而以后增温的速率则偏慢, 二者抵消的结果使得这一时段结束时模拟和观测的温度很接近。在 WWB 期间, 前半段为 SST 降低而后半段升高, 温度变化幅度约 0.5°C 。模式未能模拟出西风爆发造成的显著降温过程, 以致在这一时段结束时模拟比观测温度高了约 1.5°C (以后的热量平衡分析可以看出, 这是由于模式下沉增温造成的)。WWB 之后, 模拟和观测的温度变化趋势是一致的, 模拟的增温幅度约为 1.5°C , 比观测高 0.5°C 。比较其绝对值模拟和观测相差了 2°C , 但是可以看出其中 1.5°C 的差别是 WWB 期间遗留下来的。第二次 WWB 期间, 2°C 的差异一直存在。

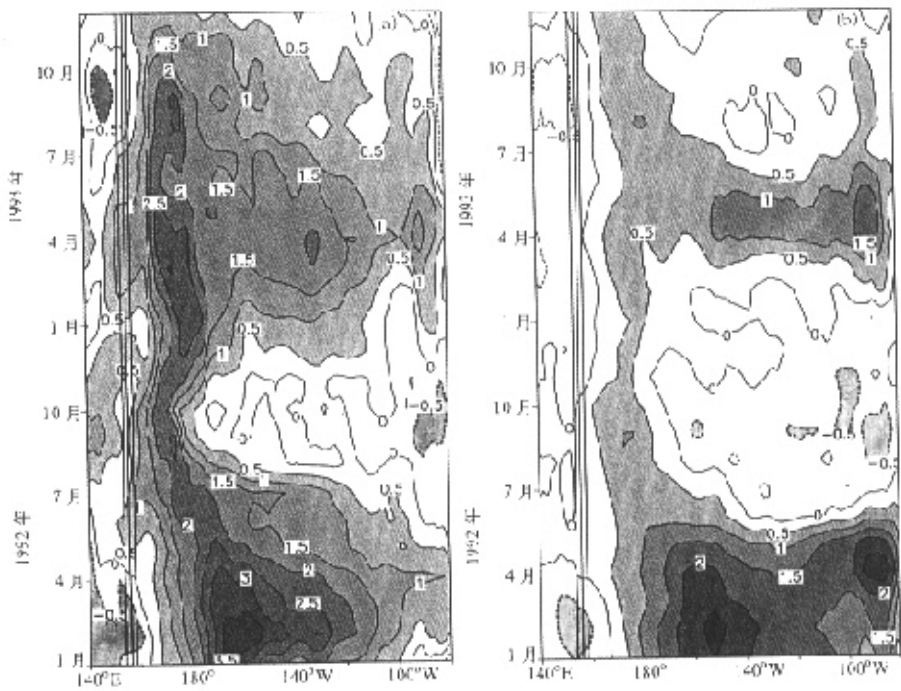


图 5 1992~1993 年逐月的赤道南北纬两度平均的 SST 异常模拟结果 (a) 和 NCEP/NCAR 资料结果 (b)

图 6b 反映了模式模拟的混合层厚度随时间的变化。与观测结果比较 (文献[3]图 4c), 发现模拟和观测都是 WWB 过程中混合层明显加厚, 但模拟变化幅度较小, 仅从 53 m 增加到 66 m (观测是从 40 m 增加到 80 m)。这可能与模式的垂直混合过程偏弱以及模式上层垂直分辨率有关。

模式中表层纬向海流 (图 6c) 对 WWB 的响应与观测类似 (文献[3]图 4d), 都表现为西向流减速而转变为东向并加速。但模式的响应明显比观测快, 观测表层纬向流在 WWB 开始 7~8 d 后改变方向, 而模式模拟 WWB 开始 2 d 纬向流就变向。模式混合层上部比下部纬向流速变化快, 观测中上下两部分的差别则没有模式中的明显。模拟海流在 WWB 前比观测弱, WWB 开始后则比观测强得多, 到 WWB 结束时流速超过 0.5 m s^{-1} 。这表明模式中暖池表层纬向流对风应力强迫较敏感。

下面重点分析模式模拟上层海洋混合层热平衡对 WWB 的响应及其与观测的异同。热量平衡的主要几项, 包括海表热通量, 水平平流, 残差项及净热量存储的时间变化见图 7。短波辐射穿透项因在能量平衡中的作用较小, 因而只给出图形和数值而不做详细讨论。

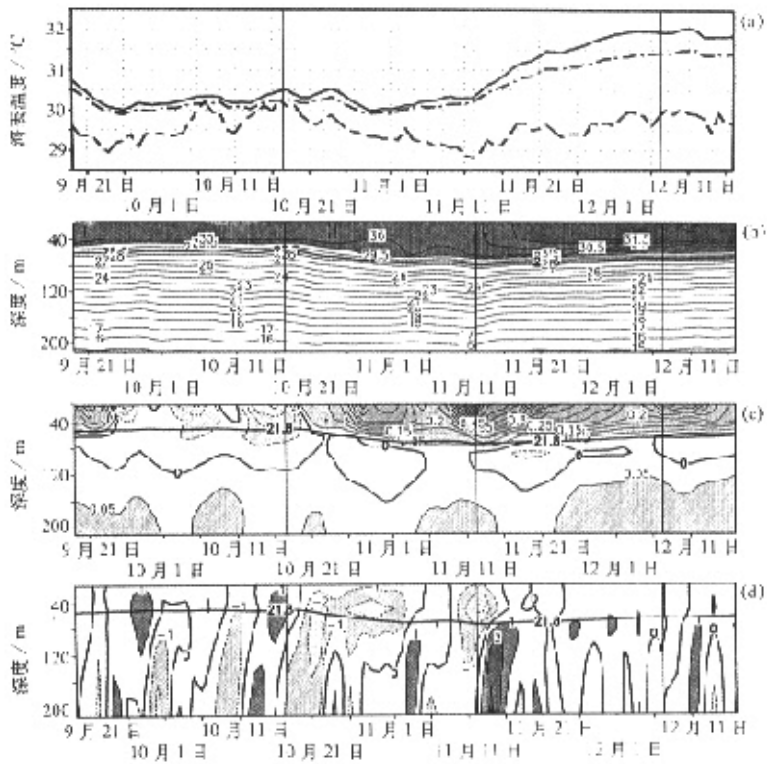


图 6 在赤道 156°E 模拟结果的次表层变量
(a) SST (实线)、 T_e (点划线) 和观测的 SST (长虚线) (单位: $^{\circ}\text{C}$);
(b) 海温 (单位: $^{\circ}\text{C}$);
(c) 纬向流 (单位: m s^{-1}); (d) 垂直速度 (单位: m d^{-1})

表 1 浮标观测与模式计算的热量平衡各项在 WWB 不同时段平均 单位: W m^{-2}

	海表热通量		水平平流		短波穿透		残差项		热量存储	
	观测	模式	观测	模式	观测	模式	观测	模式	观测	模式
WWB 之前	24.8	-11.3	60.8	12.8	-18.3	-7.5	-31.0	-17.1	36.3	-23.1
WWB 期间	-77.1	-53.9	-23.3	18.8	-3.1	-3.4	-27.0	44.1	-130.5	5.4
WWB 之后	65.1	44.5	32.1	121.6	-2.0	-3.5	33.9	-4.3	129.1	158.3
又 - WWB	-29.1	-18.8	21.1	17.9	-1.8	-3.8	-30.2	-36.9	-39.9	-41.6

4.2.1 WWE 之前

这一时段是从 9 月 19 日到 10 月 16 日。表 1 列出 WWB 之前热量平衡的各分量的平均结果。与观测不同, 模拟混合层的总热量收支 (-23.1 W m^{-2}) 使其降温。与对应的观测结果分析比较, 造成这种差异的是海表热通量和水平平流两项, 模式低估了平流加热作用, 并且热通量符号与观测相反。

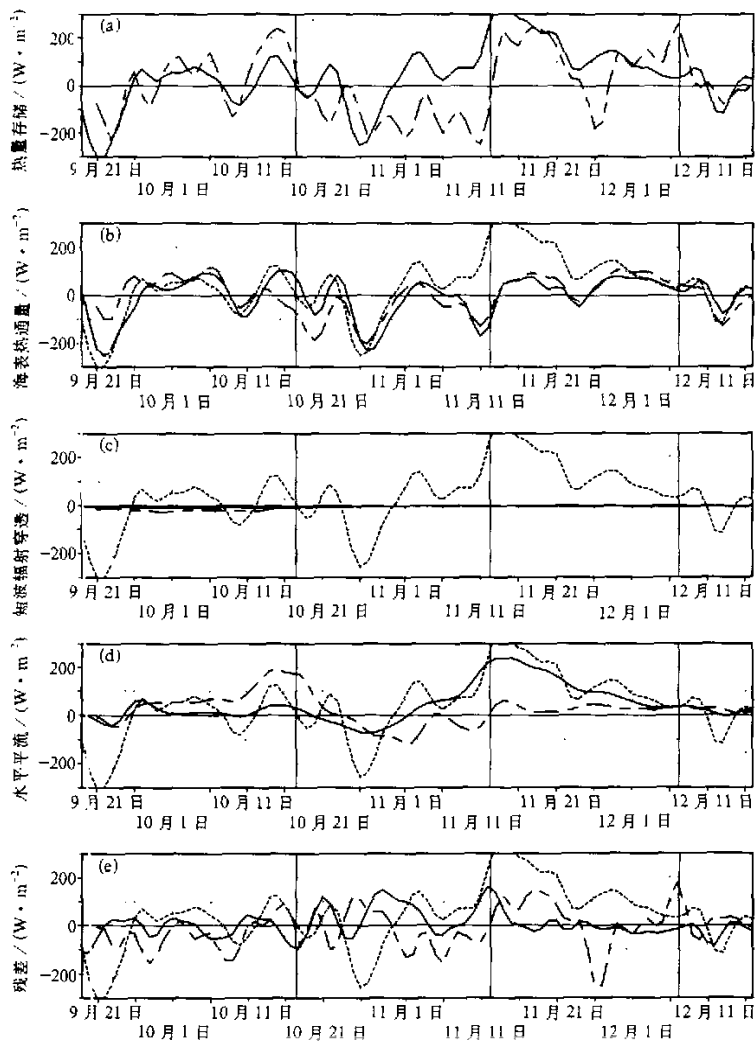


图7 模式逐日的热量平衡各分量5 d 滤波后的结果(实线)
(a) 热量的储存; (b) 海表通量; (c) 短波辐射穿透; (d) 水平平流; (e) 残差
长虚线为观测结果, (b), (c), (d), (e) 中的短虚线为模式热量的存储

在 WWB 之前, 模式中海表热通量平均为 -11.3 W m^{-2} , 与观测结果 (24.8 W m^{-2}) 反号, 使上层海水降温。特别是在 9 月下旬和 10 月中旬, 观测与模式的差异可达 150 W m^{-2} (见图 7b)。造成这一结果的原因主要有三: 其一, 强迫场短波辐射的差异, 10 月中旬的差异主要是此原因造成的。ECMWF 再分析资料的海表短波辐射与 TAO 浮标观测比较 (图 2e), 在 WWB 前两者的差异较大, 在 10 月中旬最大差可达到 100 W m^{-2} 以上; 其二, 模式强迫场的比湿偏小, 尤其是在 WWB 前 (图 2d), 由此引起的海洋向大气释放潜热也大, 从而导致能量大量的释放, 9 月下旬的差异可能

主要是此原因导致的；第三，模式模拟的 SST 偏高，也增大了感热和潜热的释放。

观测中 WWB 之前，纬向平流达到 60.8 W m^{-2} ，超过了海表热通量的作用而在 SST 的变化中占主导地位。强的暖平流是由接近 $0.2 \text{ }^{\circ}\text{C}(\text{纬度})^{-1}$ 的温度梯度和约 1 m s^{-1} 的向西的纬向流速造成的。而模式中虽然温度梯度与观测接近，但是流速比观测明显小很多（小于 0.2 m s^{-1} ）（图 8a、b），因此模式中在 WWB 之前没有强暖平流出现。导致 WWB 前纬向流速模拟偏弱的原因是模式中的表层纬向流对于风应力变化的过分依赖性，使模式在风速小时表层纬向流的流速小，而在风速增大的时候，流速也迅速增大。

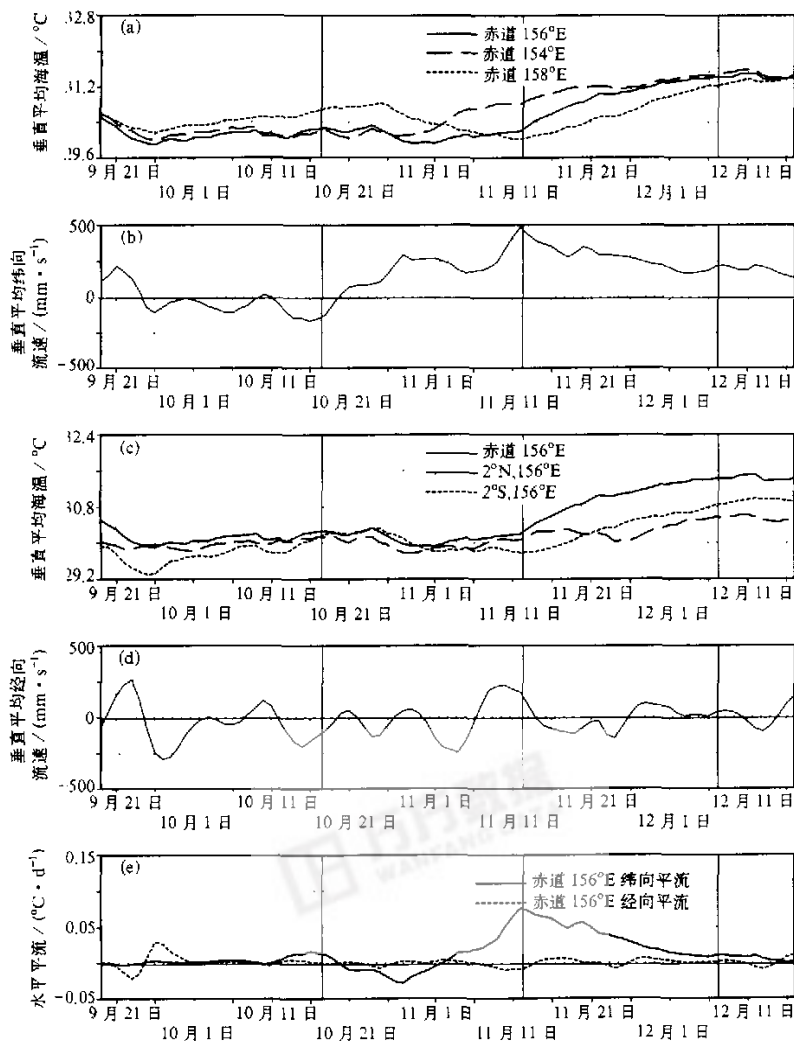


图 8 模式水平平流的各分量

(a) 纬向的垂直平均温度；(b) 垂直平均的纬向流；(c) 经向的垂直平均温度；
(d) 垂直的经向流；(e) 纬向（实线）和经向（虚线）的水平平流

4.2.2 WWB 期间

这一段是从 10 月 17 日到 11 月 12 日。WWB 期间模式模拟混合层热量收支为 5.4 W m^{-2} 、与观测 (-130.5 W m^{-2}) 有明显不同 (表 1)。表现在温度变化上, 在此期间 SST 不但没有降低, 反而略有升高 (图 6a)。造成这一现象的主要原因是残差项的加热 (达 44.1 W m^{-2})。此外暖平流的加热和海表热通量的释放偏小也是造成升温的原因。

残差项在增温中起到了主要的作用, 而观测 WWB 过程中残差项主要引起降温。对比模式的垂直速度 (图 6d) 和残差项 (图 7e) 可以看出, 在 WWB 期间残差项的每一次加热作用都对应着下沉运动, 因此, 下沉增温是导致模式中残差项增温的主要原因。模式中平流在这一阶段平均值是 18.8 W m^{-2} , 观测中却是 -23.3 W m^{-2} 。但是, 模式中平流项的变化过程却同观测相似 (图 8 和文献[3]图 8), 平流项在 WWB 开始时由于流向的变化由暖平流变为冷平流, 而后随着纬向温度梯度的逆转 (由西低东高转变为西高东低), 又从冷平流变成暖平流。海表热通量的值比观测偏高 (观测为 -77.1 W m^{-2} , 模式为 -53.9 W m^{-2}), 而其中短波辐射偏高又是导致模式海表净通量差异的原因之一。

4.2.3 WWB 之后

这一段是从 11 月 13 日到 12 月 7 日。WWB 之后模式中 SST 升高了 1.5°C (图 6a), 比观测中的增温 (1°C) 大。比较表 1 中各项, 模式的热量存储项为 158.3 W m^{-2} , 与观测相同都是升温, 但比观测值 (129.9 W m^{-2}) 略大。主要的差别在于模式中导致增温的原因主要是水平平流项, 而观测中的增温却是由于海表热通量和残差项。模式中的平流项达到 121.6 W m^{-2} , 几乎是海表热通量的 3 倍, 是观测中水平平流的 4 倍。残差项在模式中是降温作用 (-4.3 W m^{-2}), 而观测中为升温 (33.9 W m^{-2})。海表热通量模式和观测分别为 44.5 W m^{-2} 和 65.1 W m^{-2} , 差别不大。

对比模式 (图 8) 和观测 (文献[3]图 8) 的平流部分, 模式中的水平平流主要是纬向流造成的。在 WWB 之后, 模式中垂直纬向平均的纬向流无论是变化趋势还是量级都与观测相近, 但是纬向的温度梯度却差别较大, 模式中赤道 154°E 和 158°E 的温差为 1°C 左右, 而观测仅为 0.4°C 。对于观测中残差项的增温, 主要是方程右端第三项 ($\rho c_p \nabla \cdot \int_{-h}^0 T'V dz$) 和一些诸如海洋锋面等次网格过程造成的^[3]。而模式的分辨率无法分辨出这些过程, 因此残差项出现差异。

4.2.4 又一次 WWB

这一段是从 12 月 8 日到 12 月 17 日。这次 WWB 期间, 模式中热量平衡的各分量 (表 1) 与观测无论在符号和量级上都相当一致。在时间的变化趋势方面 (图 7), 各项与观测也比较一致。比较这两次 WWB 事件我们发现, 上层海洋在第一次 WWB 后温度场和流场都比较稳定, 这可能是这次 WWB 模拟结果比前一次好的原因。由此, 我们可以看出模式对这种不稳定背景下的瞬时变化的模拟还存在不足。但是, 这一次 WWB 事件只有部分时间的结果, 不能完全定论。

5 讨论

在观测中, 海表热通量是控制赤道太平洋暖池 SST 变化的重要因子之一, 但正确

估计赤道太平洋暖池的热通量也一直是气候研究的重点和难点。现存的各种热通量的资料集中,在西太平洋暖池区的海表热通量值最多可相差 50 W m^{-2} 左右^[14]。在模式中海表热通量的计算是由 ERA 逐日海平面资料结合模式预报的 SST, 用 Haney 公式计算得到的。由图 7b 我们可以看出,模式和观测的差别主要存在于 9 月下旬和 10 月中旬,其他时段两者的变化趋势还是相当一致的。而且正如前面分析的,9 月下旬和 10 月中旬的差异中有较大的一部分是由短波辐射的差异造成的,因此以上数值实验所用的估计海表热通量的方法是比较可信的。

赤道西太平洋暖池是混合相对均匀的区域,水平平流通常被认为可以忽略(特别是在较长时间尺度上,如年平均),决定 SST 变化的主要是海表热通量和混合层底的垂直交换。但是在 1992 年 10 月中旬(即 WWB 事件开始前)的观测中,却观测到纬向水平平流控制 SST 变化(文献[3]图 9d),而且这也并不是一次偶然现象。可见赤道西太平洋暖池水平温度分布并没有想象中那样均匀,在 WWB 这种季节内尺度上,水平平流还是不可忽略的。与观测一致,在模式中也出现了纬向平流项占主要地位现象,这时水平平流的量级与观测相当,但发生的时间与观测不一致,在 11 月中旬(即 WWB 事件结束时)(图 7d)。对比图 8 和文献[3]图 8 发现,无论是海流还是温度梯度,模式和观测都有明显的差别。可见平流的模拟是对 SST 模拟的难点。

实际的热量平衡方程中的残差项包括了剪切流的辐散辐合,夹卷项和湍流摩擦项,以及计算中的误差,而模式中主要是有夹卷决定的。由表 1 和图 8e 可以看出,差别较大的是 WWB 期间和 WWB 之后。在 WWB 期间,模式中的下沉增温是与观测有明显差异,这种增温在观测中则不明显。刘辉^[18]用一个 20 层的海洋模式(动力框架和参数化与本文所用的模式基本相同)与大气模式的耦合实验中,也发现模式中赤道西太平洋 SST 的升高是由西风异常引起的下沉所致。发生下沉增温的原因可能是差分格式本身和模式分辨率不足,这有待于进一步模拟结果的分析来验证。而且由于这种虚假的物理过程发生在 WWB 期间,因此可能会影响模式对 ENSO 事件的模拟。在 WWB 之后,观测中残差项 11 月下旬的一次降温和 11 月中旬、12 月上旬的两次增温过程模式都没有描述出来。文献[3]指出,热量平衡方程右端第三项和次网格过程是造成这几次过程的原因,此模式的分辨率显然无法分辨出这些过程。

除了动量通量和热通量,近年的研究结果表明淡水通量对暖池 SST 的变化也有重要作用。赤道西太平洋暖池是全球降水最多的海区之一,大量的降水使得暖池海表盐度降低。在这种条件下南赤道流的一部分高温高盐水能够沉到暖池的高温低盐水下,在混合层和温跃层之间形成障碍层^[19]。障碍层的存在可以阻碍垂直方向的热量交换,减低夹卷冷却的作用,保持表层的热量不向下传播^[16,17]。所以在模式中加入淡水通量,有可能也是改进模式对暖池模拟的一个重要方面。

6 结论

针对 CAS/IAP 发展的 L30T63 全球大洋环流模式,在热带太平洋以逐日的 ERA 海表风应力和 Haney 公式计算的海表热通量为强迫场,进行 15 年积分试验,利用日平均积分结果分析西太平洋暖池海区上层海洋混合层热量平衡对 WWB 的响应变化。通

过与 1992 年 9 月~12 月 TOGA-COARE 浮标观测资料对比, 分析结果认为:

(1) 在逐日的风应力和热通量的强迫下, 模式模拟的热带太平洋 SST 水平气候分布和温跃层的垂直结构都与观测接近。模式中 SST 的季节以上变化与观测基本一致, 没有明显的时间相位差。但是模拟与观测的差别却是明显的, 这主要表现在模式冷舌西伸且偏强、暖池温度偏高。

(2) 对于季节内尺度 SST 的变化, 模拟和观测的差别主要在 WWB 期间, 而模式中 SST 在 WWB 前后升温的趋势还是很明显的。另外, 模式成功的模拟出 WWB 期间的混合层厚度加深, 以及表层向东海流减弱并转向等过程。

(3) 热量平衡表明, 造成 WWB 期间差异的是模式由于下沉运动引起的增温和由于偏强的纬向温度梯度引起的暖平流。特别是下沉增温这一虚假过程, 可能会影响到与 WWB 事件关系密切的 ENSO 的模拟。初步认为下沉增温可能是差分格式本身和模式分辨率不足造成的。其他方面, 如 NCEP/NCAR 资料的短波辐射和比湿与观测的差异、海洋中次网格过程等也是模式热量平衡与观测不同的原因。

(4) 由热量平衡结果看, 模式对于第二次 WWB 事件的模拟比第一次更接近观测, 而且过程较合理。也就是, 在稳定温度场和流场条件下模式对于瞬变过程的响应较不稳定条件更合理。

总之, 对于一个分辨率较低的大洋环流模式, 用逐日的观测资料所得到的热量平衡的结果与之进行比较, 检查模式对季节内尺度赤道西太平洋暖池 SST 以及热量平衡变化的模拟, 这对模式的要求比较高。通过比较我们还发现模式对赤道西太平洋暖池的模拟中存在一些问题, 这说明模式有待于改进和发展。

参 考 文 献

- 1 McPhaden, M. J., H. P. Freitag, S. P. Hayes, B. A. Taft, Z. Chen and K. Wyrtki, The response of the equatorial Pacific Ocean to a westerly wind burst in May 1986, *J. Geophys. Res.*, 1988, **93**, 10589~10603.
- 2 McPhaden, M. J., F. Bahr, Y. Du Penhoat, E. Firing, S. P. Hayes, P. P. Niiler, P. L. Richardson and J. M. Toole, The response of the western equatorial Pacific Ocean to westerly wind bursts during November 1989 to January 1990, *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**, 14289~14303.
- 3 Cronin, M. F. and M. J. McPhaden, The upper ocean heat balance in the western equatorial Pacific warm pool during September-December 1992, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 8533~8554.
- 4 Kessler, W. S., M. J. McPhaden and K. M. Weickmann, Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**, 10613~10631.
- 5 Harrison, D. E. and B. S. Giese, Remote westerly wind forcing of the eastern equatorial Pacific: some model results, *Geophys. Res. Lett.*, 1988, **15**, 804~807.
- 6 Kindle, J. C. and P. A. Phoebus, The ocean response to operational westerly wind bursts during the 1991-1992 El Niño, *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**, 4893~4920.
- 7 Maes, C., P. Delecluse and G. Madec, Impact of westerly wind bursts on the warm pool of the TOGA-COARE domain in an OGCM, *Clim. Dynam.*, 1998, **14**, 55~70.
- 8 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**, 197~215.
- 9 Gibson, J. K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura, E. Serrano, ECMWF Re-Analysis Project Report Series, 1997.
- 10 Haney, R. L., Surface thermal boundary condition for ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, 1971, **1**, 241

- ~ 248.
- 11 Ji, M., A. Leetmaa and V. E. Kousky, Coupled model predictions of ENSO during the 1980s and the 1990s at the National Center for Environmental Prediction, *J. Climate*, 1996, **9**, 3105~3120.
 - 12 Behringer, D. W., Ji Ming and A. Leetmaa, An improved coupled model for ENSO prediction and implication for ocean initialization, Part I: The ocean data assimilation system, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**, 1013~1021.
 - 13 Stevenson, J. W. and P. P. Niiler, Upper ocean heat budget during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, 1983, **13**, 1894~1907.
 - 14 Gent, P. R., The heat budget of the TOGA-COARE domain in an ocean model, *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**, suppl., 3323~3330.
 - 15 Stockdale, T., D. Anderson, M. Davey, P. Delecluse, A. Kattenberg, Y. Kitamura, M. Latif and T. Yamagata, Intercomparison of Tropical Ocean GCMs, 1993, WRCP-79, WMO / TD-No. 545.
 - 16 Godfrey, J. S. and E. J. Lindstrom, The heat budget of the equatorial western Pacific surface mixed layer, *J. Geophys. Res.*, 1989, **94**, 8007~8017.
 - 17 Lukas, R. and E. Lindstrom, The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**, suppl., 3343~3357.
 - 18 Liu Hui, Zhang Xuehong and Wu Guoxiong, Cloud feedback on SST variability in western equatorial Pacific in GOALS / LASG model, *Adv. Atmos. Sci.*, 1998, **15**(3), 410~423.
 - 19 Shinoda, T. and R. Lukas, Lagrangian mixed layer modeling of the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**, 2523~2541.

Simulated Responses of SST to Westerly Wind Bursts in the Western Equatorial Pacific Warm Pool

Liu Hailong, Li Wei, Zhang Xuehong and Yu Yongqiang

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

Abstract An ocean general circulation model is forced by daily ECMWF reanalysis (ERA) wind stresses and the heat fluxes calculated by Haney formula in the tropical Pacific. To examine the intraseasonal variabilities of simulated sea surface temperature (SST) in the warm pool, the heat balance of the upper ocean mixed layer has been calculated based on Stevenson and Niiler's isopycnal method using the daily model output. The results are compared with the mooring buoys data during Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment (TOGA COARE) in the TOGA COARE domain. There are some differences between the simulated and the observed variabilities of SST on intraseasonal timescale around (0°, 156°E), especially during the first westerly wind bursts (WWB) from October 17, 1992 to November 12, 1992. The simulated heat balance indicates that the bias during the first WWB is mainly caused by downwelling and zonal warm advection. The difference scheme and the insufficient resolution are two causes that lead to this phenomenon. It is worth to point out that the simulated heat balance during the second WWB from December 8, 1992 to December 17, 1992 is much closer to the observation than that during the first WWB, which, we guess, is connected with the different seasonal background of the two WWBs.

Key words: westerly wind burst; ocean general circulation model; western Pacific; warm pool; heat balance