

西风爆发时赤道西太平洋热量平衡的 诊断分析*

刘海龙 张学洪 李 薇

(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 西风爆发(WWB)对赤道西太平洋暖池 SST 的影响是 WWB 与 ENSO 相互作用的一个重要环节。作者运用 TOGA (Tropical Ocean-Global Atmosphere)-COARE (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment)期间暖池海区 8 个浮标的观测资料, 根据 Stenven 和 Niiler 的热量平衡诊断方法, 从能量平衡角度分析了赤道 156°E 附近 SST 对 1992 年 9 月到 1993 年 1 月期间两次 WWB 事件的响应。两次 WWB 期间, SST 都是在 WWB 之前和其后升温, 而在 WWB 期间降温, 升温 and 降温的幅度均为 1℃左右。热量平衡分析结果表明, 季节内时间尺度上海表热通量是导致赤道西太平洋暖池混合层温度变化的主要因素。在海表热通量中, 短波辐射和潜热是变化量最大的两项, 决定着净通量的正负, 其他项的变化则相对较小。水平平流项有时可以超过海表热通量的作用, 其作用不可忽略。两次 WWB 的过程中, 季节变化造成的混合层的温盐结构和流场结构的差异是导致两次 WWB 事件时上层海洋热量平衡差别的主要因素。另外, 混合层的厚度也有明显的变化, 而混合层厚度变化的差异则是与流场的结构以及 WWB 的向东传播特征密切相关。

关键词: 西风爆发; 赤道西太平洋; 热量平衡

1 引言

赤道西太平洋暖池区气候平均的海表风速很小, 一般为 1 m s^{-1} 左右^[1], 但在每年 11 月至次年 4 月期间经常发生西风爆发(WWB)事件^[2]。WWB 持续时间为几天, 振幅超过 10 m s^{-1} , 水平尺度约为纬向 10~30 个经距和经向 3~5 个纬距^[3]。WWB 过程本身的时间尺度是季节内尺度^[4], 其发生经常与大气季节内振荡(ISO)的活跃位相相联系^[5], 而在年际尺度上, WWB 的异常又和 ENSO 事件有紧密的联系, 可能是 ENSO 事件的重要触发因子。观测资料分析证实, ENSO 事件发生前赤道中西太平洋的 WWB 特别频繁^[2], 同时这一年往往也是 ISO 较强的年份^[6]。

早期讨论 WWB 与 SST 的关系时, 较多注意的是年际尺度的 WWB 异常对赤道东太平洋(即 ENSO 事件时 SST 异常出现的海域) SST 的影响, 而对季节内时间尺度 WWB 与暖池 SST 的相互作用知之不多。以暖池海区为研究重点的 TOGA-COARE 计划的完成, 使详细分析 WWB 期间暖池 SST 的变化成为可能。Cronin 和 McPhaden^[7]

1999-12-29 收到, 2000-03-31 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)和优秀国家重点实验室研究项目(4982-3002)共同资助

第一次完整地分析了暖池上层海洋热量平衡对 WWB 响应的三维过程。在 WWB 前后,海表热通量给上层海洋加热, SST 升高,而在 WWB 期间,海表热通量使 SST 降低。水平温度平流由于流向和温度梯度的变化而复杂多变。Ralph 等^[8]用 TOGA-COARE 漂流浮标的资料分析了暖池中的热平流,发现 1992 年 12 月的 WWB 期间赤道西太平洋降温,暖池内部西边冷东边暖。Feng 等^[9]分析了 TOGA-COARE 期间暖池上层海洋的热量和盐度平衡,发现水平平流无论是在热量还是盐度平衡中都是不可忽略的一项。

在季节内时间尺度上,暖池热量平衡对西风爆发的响应在以下两个方面基本达成了共识:(1)海表热通量是控制暖池 SST 变化的主要因素;(2)平流项变化复杂,有时可能在热量平衡中占主要地位。但是,以上的工作多是对某次 WWB 事件的个例分析,由此得出的结论是否具有普遍性是一个有待进一步讨论的问题。显然,比较不同 WWB 个例中上层海洋热量平衡变化的异同对全面认识 WWB 对于暖池 SST 变化的影响,对进一步揭示 WWB 与 ENSO 的关系是十分必要的。

本文利用 TOGA-COARE 浮标资料,计算了强化观测(IOP)之前和之中两次 WWB 期间赤道西太平洋暖池上层的热量平衡,从能量角度对比了这两次 WWB 对 SST 产生影响的异同。本文第 2 部分介绍资料,第 3 部分是计算热平衡的方法和误差分析,第 4 部分是对资料的分析结果和讨论。结论部分概括本文的主要研究结果。

2 浮标资料

本文分析 TOGA-COARE 观测期间两段浮标资料,第一时段从 1992 年 9 月 19 日到 12 月 17 日,共 90 天;第二时段从 1992 年 10 月 22 日到 1993 年 1 月 15 日,共 86 天。研究海区($2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}, 154^{\circ}\sim 158^{\circ}\text{E}$)内包括各种浮标 8 个(见表 1),它们属于 TOGA-TAO (Tropical Atmosphere and Ocean) 浮标阵列和在 IOP 期间补充的浮标,如美国 Woods Hole 海洋研究所的 IMET 浮标,美国南佛罗里达大学(USF)的 ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) 的海流观测浮标。

表 1 8 个浮标的位置、类型及在本文中的代号

代号	A	B	C	D	E	F	G	H
位置	($0^{\circ}, 156^{\circ}\text{E}$)	($1^{\circ}75'\text{S}, 156^{\circ}\text{E}$)	($0^{\circ}, 154^{\circ}\text{E}$)	($2^{\circ}\text{N}, 156^{\circ}\text{E}$)	($2^{\circ}\text{S}, 156^{\circ}\text{E}$)	($0^{\circ}, 158^{\circ}\text{E}$)	($75^{\circ}\text{N}, 156^{\circ}\text{E}$)	($75^{\circ}\text{S}, 156^{\circ}\text{E}$)
类型	TAO	IMET	TAO	TAO	TAO	TAO	USF	USF

2.1 第一时段

第一时段的资料主要来自 TAO 浮标 A, 时间从 1992 年 9 月 19 日到 1992 年 12 月 17 日。本文计算中应用的来自该浮标的表层和次表层观测资料见表 2。在 200 m 以上,海温观测有 10 层,分别位于 1 m (表层)、5 m、11 m、20 m、33 m、57 m、79 m、83 m、107 m、132 m。盐度观测有 7 层,分别位于 1 m (表层)、5 m、11 m、33 m、57 m、83 m、132 m。ADCP 海流观测,从 10 m 开始到 255 m,每 5 m 有一个测值。计算平流时,还用到浮标 A 周围的 4 个 ATLAS 浮标(C、D、E、F)观测的逐日海温资料,其海温观测在 200 m 以上有 8 层,分别位于 1 m、25 m、50 m、75 m、

表 2 第一时段所用浮标及其观测量

浮标	表层							次表层		
	矢量风	气温	相对湿度	短波辐射	降水	海温	盐度	海温	盐度	海流
A	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时
C						逐日		逐日		
D						逐日		逐日		
E						逐日		逐日		
F						逐日		逐日		

表 3 第二时段所用浮标及其观测量

浮标	表层									次表层		
	矢量风	气温	气压	相对湿度	短波辐射	长波辐射	降水	海温	盐度	海温	盐度	海流
B	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时	逐时			
C								逐日		逐日		
D								逐日		逐日		
E								逐日		逐日		
F								逐日		逐日		
G												逐日
H												逐日

100 m、125 m、150 m、200 m。

2.2 第二时段

在这一时段从 1992 年 10 月 22 日到 1993 年 1 月 15 日, 海表资料取自 IMET 浮标 B, 次表层的海温资料用浮标 F 的观测资料 (见表 3)。在计算平流时, 海温采用与第一时段相同的 C、D、E、F 浮标资料, 海流资料则来自浮标 G、H 上两个 ADCP 的观测。由此给计算结果带来的误差将在下一部分讨论。

3 方法和误差分析

资料分析主要应用 Stenven 和 Niiler^[10]的热量平衡诊断方法, 参数选取详见文献 [7]。垂直平均的热平衡方程如下:

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

其中, ρ 为海水密度, c_p 为海水的定压比热, 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, 经估计这种替代产生的误差对计算结果的影响很小; 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, 其表达式为

$$(\)_a = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 (\) dz,$$

T_a 和 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 v' 表示 T 和 v 与 T_a 和 v_a 的偏差, 表达式分别为

$$T' = T - T_a, \quad v' = v - v_a,$$

Q_{-h} 代表混合层底的热量湍流耗散。

Stenven 和 Niiler^[10]指出 T_a 反映 SST 的低频变化, Cronin 和 McPhaden^[7]的结论也证明了这一观点。因此本文利用 T_a 表示 SST 的对 WWB 的响应是合理的。但是要注意的是, 这里的“低频变化”是指一次西风加强过程的时间尺度, 大约为 5~7 天, 与天气尺度相当。

下面逐一介绍通量形式热平衡方程中各项的具体计算方法:

(1) $\rho c_p h \frac{\partial T_a}{\partial t}$ 表示混合层内热量的存储。两个时段中, T_a 分别由浮标 A 和 E 的资料计算。

(2) Q_0 表示海表净热通量, 在两个时段中分别由浮标 A 和 B 的资料计算出。其表达式如下:

$$Q_0 = Q_{sw}(1 - \alpha) + Q_{lw} + Q_{lh} + Q_{sh},$$

其中 α 是反照率, 取 $\alpha = 0.055$; Q_{sw} 为短波辐射, 由观测直接得到; Q_{lw} 代表长波辐射, 在第一时段中由 Fung^[11]的经验公式求得, 而在第二时段中 Q_{lw} 有观测结果; Q_{lh} 和 Q_{sh} 分别代表潜热和感热, 利用 TOGA COARE 版本 2.5b^[12]的整体公式计算得到。

(3) Q_{pen} 是短波辐射穿透混合层的部分, 利用 Siegel 等^[12]的参数化公式计算。

(4) $-\rho c_p h(v_a \cdot \nabla T_a)$ 为混合层平均的温度平流。第一时段是用 A 浮标的垂直平均的流速和 C、D、E、F 四个浮标的垂直平均的海温算出。第二时段采用浮标 G、H 的流速, 而 h 则用浮标 E 的 h 代替。这样的替代主要基于这样两点考虑: 一是根据赤道地区的特点, 海流的经向变化大; 二是沿赤道混合层深度的变化较小。

(5) 最后三项和误差一起记为残差项。

由于第一时段的误差在 Cronin 和 McPhaden^[7]的工作中已有详细的讨论, 在此主要讨论资料重合时 (1992 年 10 月 22 日~12 月 17 日, 共 55 天) 两个时段的差别, 由此粗略检验第二段资料的误差。

比较两时段的重合部分 (图 1), 两时段中热量存储、海表净通量、短波穿透和平流四项项变化趋势基本一致, 而残差项差别较大。这一点由表 4 的相关系数中也可以看出。比较各项均方根误差 (表 4), 海表净通量、热量存储和平流的重合部分均方根误差比各自的 5 天滤波的标准差小, 短波穿透的重合部分均方根误差与各自的 5 天滤波的标准差相当, 而残差项的重合部分均方根误差比各自的 5 天滤波的标准差大。图 1 中显示, 两条曲线在时间上有相位的差异, 这是造成均方根误差偏大的原因。因此, 第二时段的结果在一定程度上也可以分辨出 5 天尺度的变化。

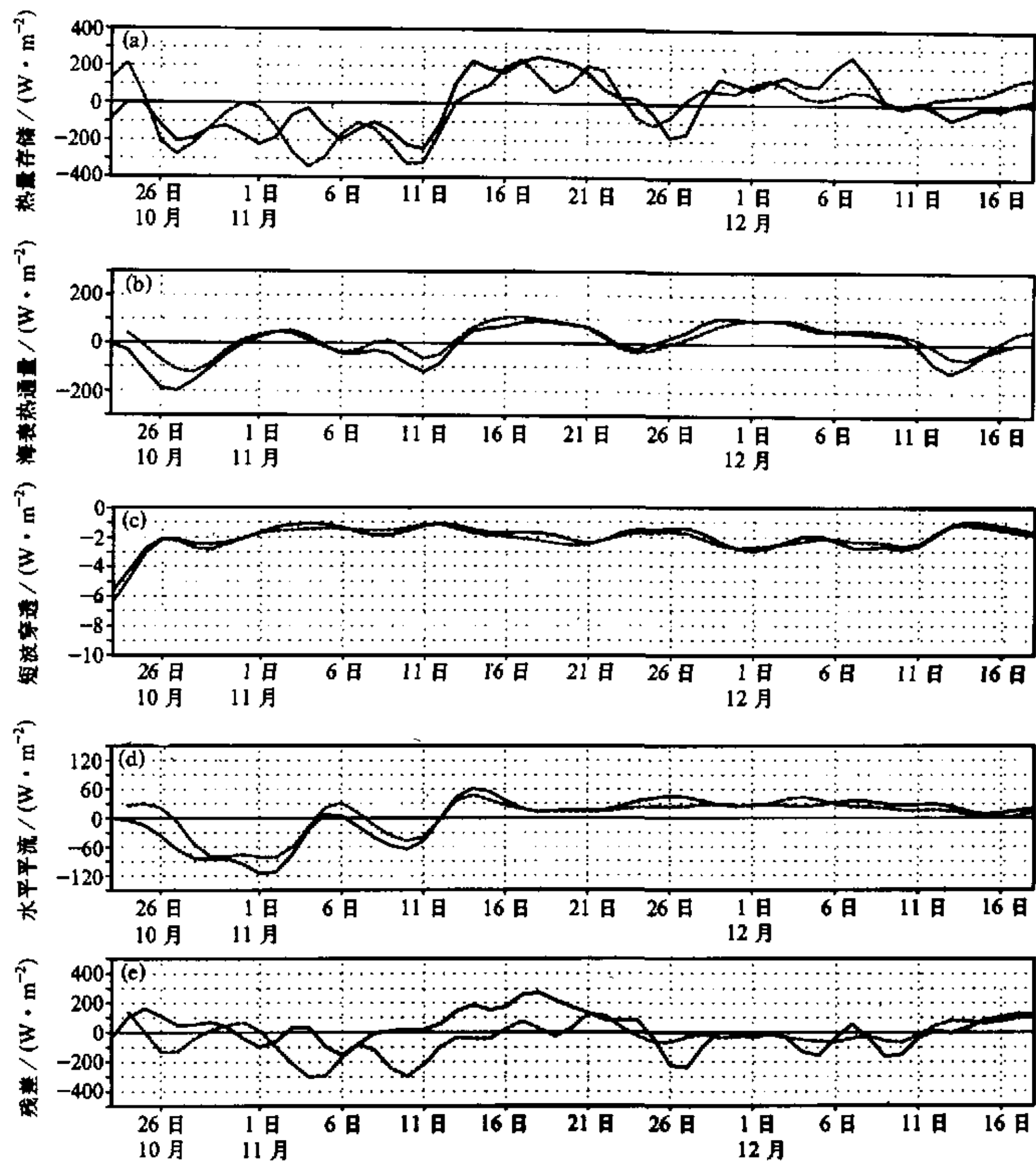


图1 第一时段（实线）和第二时段（虚线）重合部分（1992年10月22日~12月17日）经过5天滤波
(a) T_s 的时间变化率；(b) 海表热通量；(c) 短波辐射穿透；(d) 水平平流；(e) 残差

表4 两个时段统计量

热通量	时段平均 / W m^{-2}		5天滤波的标准差 / W m^{-2}		重合部分5天滤波的 相关系数	重合部分5天滤波的 均方根误差 / W m^{-2}
	第一段	第二段	第一段	第二段		
海表净通量	-0.5	13.2	78.9	61.3	0.95	37.4
热量存储	-0.4	-21.8	137	127.6	0.71	111.5
短波穿透	-7.5	-0.7	8	0.2	0.91	0.28
平流	24.1	0.8	62.7	32.1	0.99	19.1
残差	-16.7	-35.1	83	88.9	0.25	139.7

4 资料分析结果

4.1 TOGA-COARE IOP 期间的大尺度天气背景

TOGA-COARE IOP 历时 4 个月 (1992 年 11 月 1 日~1993 年 2 月 28 日), 在此之前的 1992 年 8 月, 赤道中西太平洋海区 SST、温跃层深度以及海表东风等均接近气候平均值, 表明 1991~1992 年的 ENSO 暖事件已结束。然而, 1991~1992 年这次暖事件结束后的第 8 个月, 即 1993 年 4 月, 又一次 ENSO 暖事件在赤道太平洋开始出现^[14]。TOGA-COARE IOP 正处于两次时间间隔甚短的 ENSO 暖事件之间, 这对于研究 ENSO 有重要的意义。

IOP 期间, 赤道西太平洋海区共发生了 3 次 ISO 事件, 分别称为 ISO1、ISO2 和 ISO3^[4]。三次 ISO 先后形成于印度洋 (90°E 附近), 以不同的速度东传, 分别于 10 月中旬、12 月中旬和 1 月下旬到达 150~160°E, 而后继续东传到日界线附近消失。伴随着 ISO 的发生, 赤道西太平洋有三次对流活跃期和三次 WWB 活跃期^[4] (现称为 WWB1、WWB2 和 WWB3)。本文对比的时段包含了 WWB1 和 WWB2, 以下是两次 WWB 时上层海洋热量平衡的计算结果。

4.2 两段资料结果的比较

按照公认的 WWB 爆发的时间^[4], 将两段资料分别细划为四段 (具体时间见下文), 其中 WWB1 和 WWB2 中实际各包含了四次西风加强的过程, 每次持续 5~7 天, 在下面的分析中将把这两个 WWB 活跃阶段分别当作整体。从两段资料中各取其中三段, 对比 WWB1 和 WWB2 当中及其前后过程中暖池混合层内的热量平衡。为了检验方法和程序的正确性, 我们先重复了 Cronin 和 McPhaden^[7]的工作, 所得结果与他们的结果存在一定差别, 但不会影响结论。在下面的对比分析中, WWB1 的图不再给出 (参阅文献[7])。热量收支的各项中定义使海水升温为正值, 反之为负值。

4.2.1 WWB 前

对两次 WWB 分别是从 9 月 19 日到 10 月 16 日和从 11 月 14 日到 12 月 12 日。对比图 2 和文献[7]中图 3a、图 4a、d 以及图 7, 在 WWB 前, 两时段资料都表现出纬向风速弱 (只有 4.2 m s^{-1} 和 2.9 m s^{-1})、SST 升高且日变化大、 T_a 与 SST 的差别较大的共同特点, 而最主要的差别是两次 WWB 时表层纬向流相反, 另外, 混合层深度也相差约一倍 (35 m 和 62 m)。

热量平衡的结果表明 (图 3 和文献[7]中图 9), 两次 WWB 前 SST 的升高主要是海表热通量造成的。短波辐射和潜热通量是海表热通量中的主要因素, 表 5 中短波辐射分别为 213.3 W m^{-2} 和 214.6 W m^{-2} , 比 WWB 期间大得多; 而潜热通量为 -127.4 W m^{-2} 和 -85.2 W m^{-2} , 比 WWB 期间要小很多。水平平流也是 SST 升高的原因之一, 值得注意的是 WWB1 之前, 强的暖平流的作用超过海表热通量。WWB2 之前平流项则较弱, 这主要是纬向流速较小的缘故。残差项的作用主要是使 SST 降低。短波辐射的穿透是热量平衡中的小项, 只有在混合层浅时的作用比较明显, 如 WWB1 之前, 这时混合层的平均厚度只有 35 m 左右, 而在其他阶段作用小得多, 此项在以后就不详细讨论了。

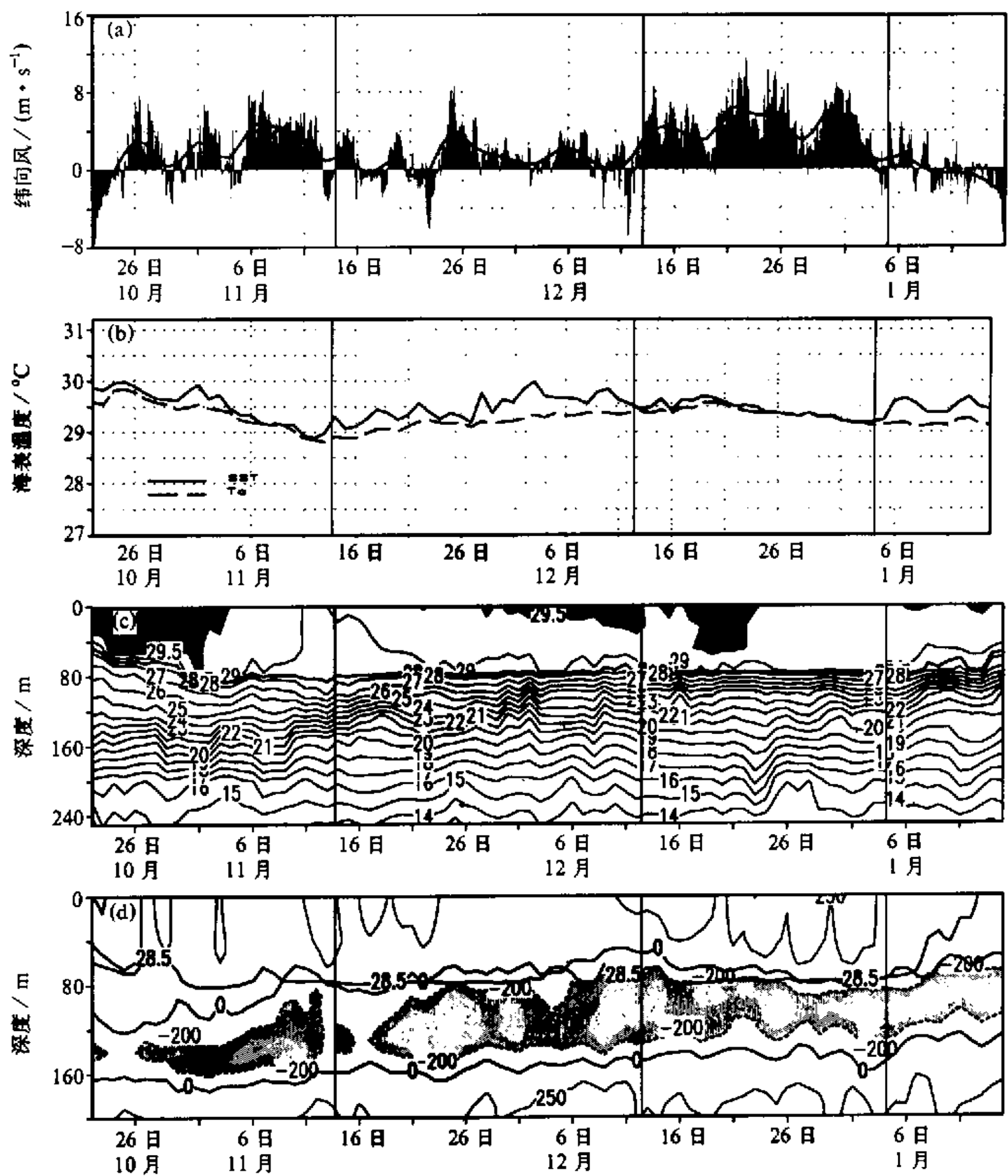


图2 第二段(1992年10月22日~1993年1月15日)观测资料
(a) 浮标B处的逐时的纬向风(平滑线是5天滤波结果, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); (b) 浮标E处逐时 SST
(平滑实线是5天滤波结果, 虚线是 T_s , 单位: $^{\circ}\text{C}$); (c) 浮标E处的海温
(单位: $^{\circ}\text{C}$); (d) 浮标G、H处平均的纬向海流(单位: $\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$)

表5 两个时段海表通量个分量在西风爆发前、中、后的时段平均

	净通量 / $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$		短波辐射 / $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$		长波辐射 / $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$		感热通量 / $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$		潜热通量 / $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
WWB 前	24.8	57.4	213.3	214.6	-49.7	-64.0	-11.4	-7.9	-127.4	-85.2
WWB 中	-77.1	-41.0	152.7	149.1	-47.4	-51.3	-17.9	-11.9	-164.6	-126.8
WWB 后	65.1	71.0	212.1	192.0	-45.6	-57.9	-6.4	-7.0	-95.0	-56.1

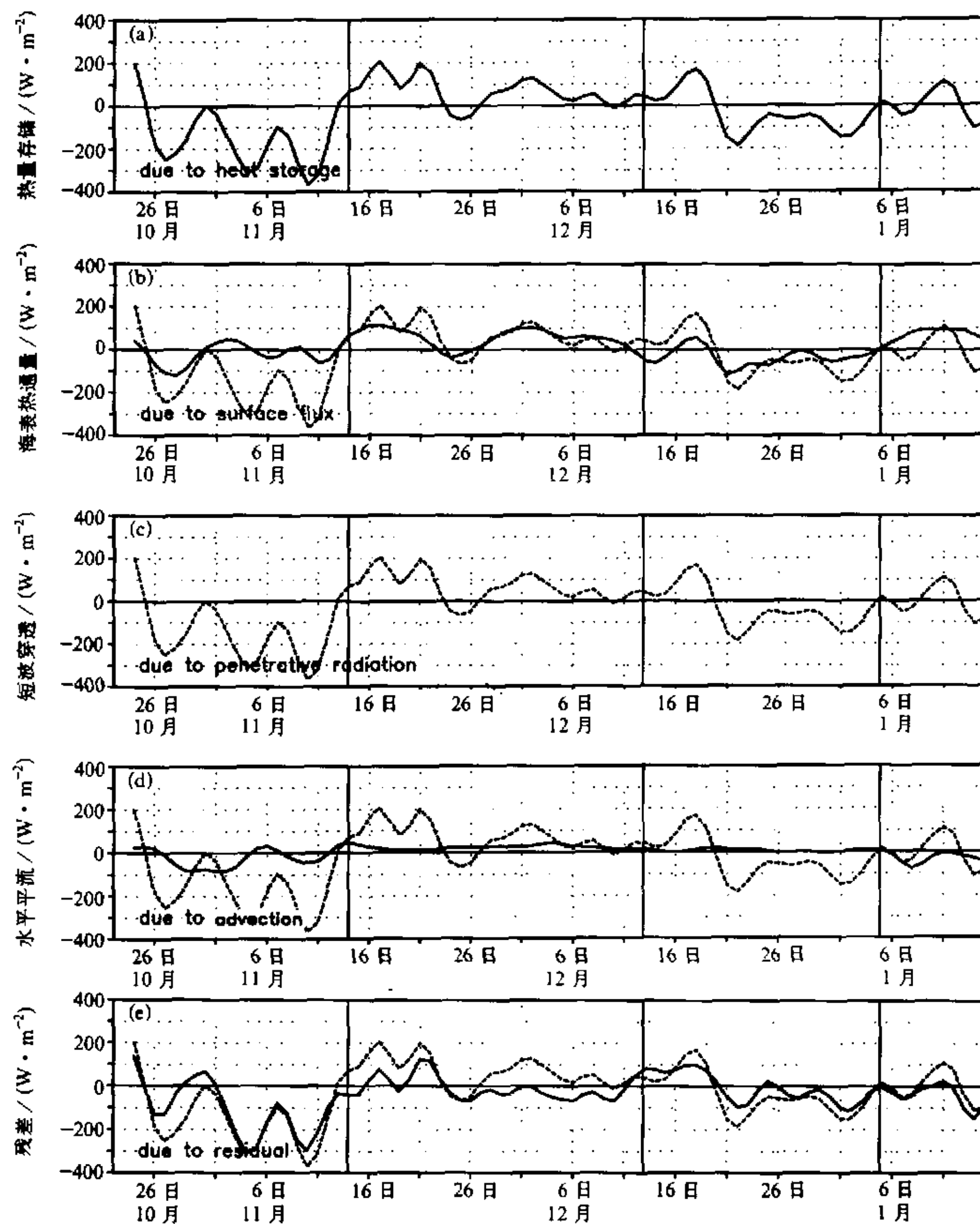


图3 第二段(1992年10月22日~1993年1月15日)逐日的热量平衡各分量5天滤波后的结果

(a)热量的存储; (b)海表热通量; (c)短波辐射穿透; (d)水平平流; (e)残差

图4a、d总结了两次WWB前混合层的热量平衡状况。在WWB1和WWB2前, SST大约升高了 1°C ,但是WWB2时混合层比WWB1要厚大约一倍,混合层的热量存储也比WWB1多一倍,分别为 68.5 W m^{-2} 和 36.3 W m^{-2} 。海表热通量和水平平流都使SST升高,而短波穿透和残差项都使混合层降温。WWB1前的海表热通量(24.8

W m^{-2}) 要比 WWB2 前 (57.4 W m^{-2}) 的小, 造成这种差别的主要原因可能是 WWB2 前较小的风速使潜热释放少。水平平流的差异则是由 WWB1 前强劲的表面流和较大的水平温度梯度引起的, 在两次西风爆发前水平平流分别为 60.8 W m^{-2} 和 24.2 W m^{-2} 。残差项也存在差异 (分别为 -31.0 W m^{-2} 和 -12.5 W m^{-2}), 排除误差因素, 这种差异可能是混合层厚度的差异以及流场结构的不同造成的。

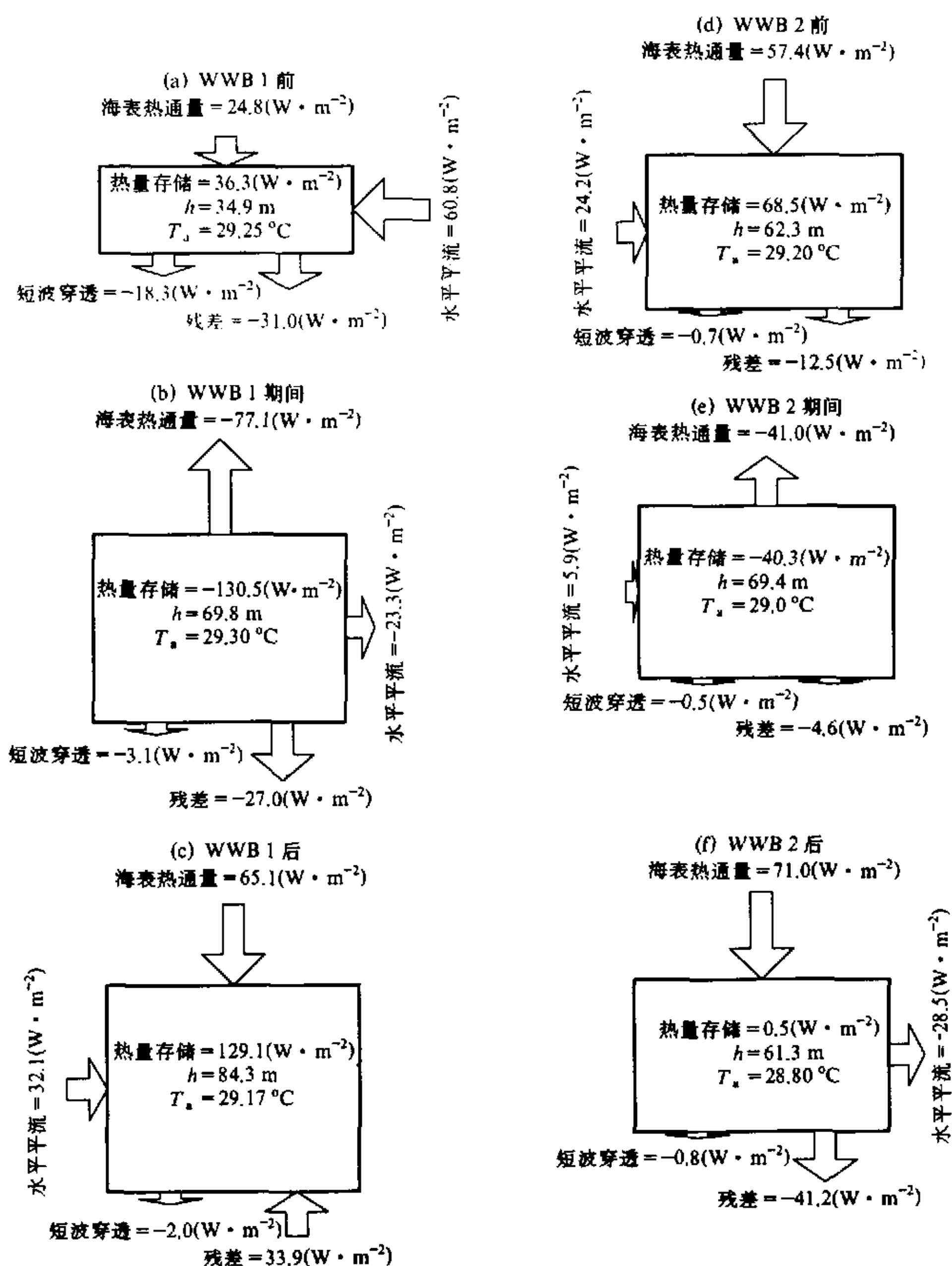


图 4 两段资料热量平衡各项在西风爆发前、中、后分段平均结果

4.2.2 WWB 期间

分别是 10 月 17 日到 11 月 12 日和从 12 月 13 日到 1 月 4 日。对比图 2 和文献[7]中的图 3a、图 4a、d 以及图 7, WWB 期间纬向风加强, 两次 WWB 的平均风速分别为 5.7 m s^{-1} 和 6.1 m s^{-1} , SST 都大约降低了 1°C , T_a 与 SST 的差别也减小, 第二段资料中 SST 降低略滞后于西风的加强, 这主要是由 SST 和纬向风的观测位置不同造成的。WWB1 时, 混合层加深了一倍 (70 m), 而 WWB2 时混合层的厚度却变化不大 (69 m)。在图 5a、b 中, 10 月 21 日赤道 154°E 处混合层内的纬向流已经由向西流转变成向东流, 而赤道 157.5°E 的纬向流依然是向西的, 这种辐合是西风爆发由西向东传播造成的。在图 5c、d 中, 10 月 21 日到 10 月 24 日期间, $(45^\circ\text{N}, 156^\circ\text{E})$ 处为向南的流, 而 $(45^\circ\text{S}, 156^\circ\text{E})$ 处为向北的流, 这种辐合则是科氏力的作用所致。因此, 混合层加深是由流场辐合下沉和风的搅拌作用共同引起的。WWB2 混合层厚度变化不大, 这可能是由于风的搅拌作用不能达到更深的深度。WWB1 爆发后混合层中向东的纬向流迅速减弱, 并反向成为向西流。WWB2 爆发后混合层的纬向流速也有增加。

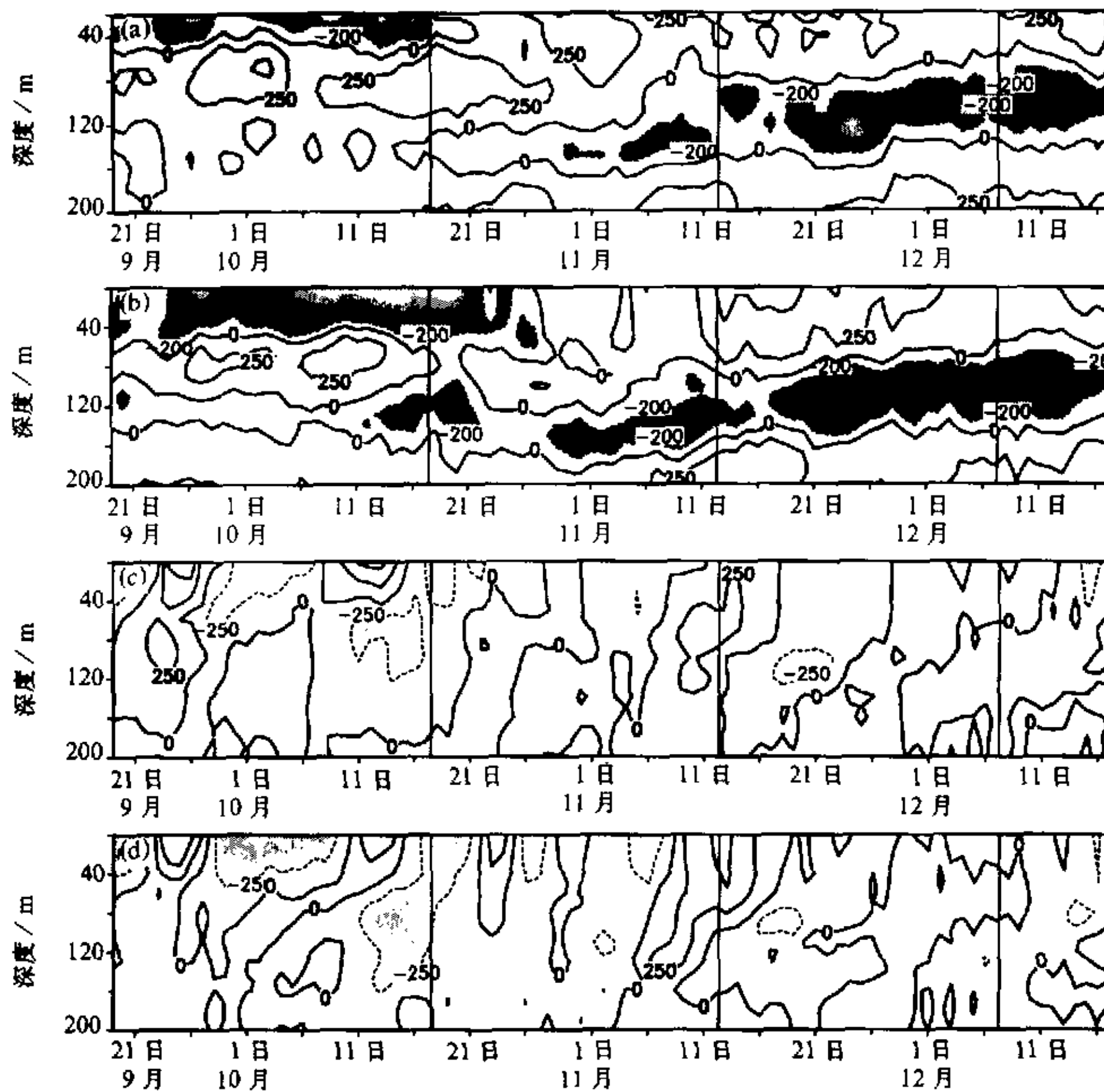


图 5 第一时段 (a) $(0^\circ, 154^\circ\text{E})$ 和 (b) $(0^\circ, 157.5^\circ\text{E})$ 的纬向流; (c) $(45^\circ\text{N}, 156^\circ\text{E})$ 和 (d) $(45^\circ\text{S}, 156^\circ\text{E})$ 的经向流 (单位: mm s^{-1})

分析这一段的热量平衡结果(图3和文献[7]中图9),在两次WWB中海表热通量仍然是引起SST变化的重要因素。表5说明,两次WWB期间,短波辐射明显减少,而潜热释放大量增加。水平平流在WWB1期间是变化复杂的一项,前半段是暖平流,后半段则为冷平流,这是由流向和温度梯度变化造成的。而在WWB2期间,由于流速和水平温度梯度都较小,平流的作用较小。残差项的变化复杂,当混合层加深时, T_a 包含了更多海洋内部的信息,而使海表因素所占比例减少,因此残差项对 T_a 的影响变大。

图4b、e总结了WWB期间热量平衡各项的平均作用。SST在这段时间下降了 1°C ,但是平均的SST降低的幅度并不大,WWB1时反而有所上升。热量的存储项分别为 -130.5 W m^{-2} 和 -40.3 W m^{-2} ,两者的差别主要是由WWB1混合层变化剧烈造成的。两次WWB中,海表热通量、短波辐射的穿透以及残差项都使混合层降温,而水平平流项则不同,WWB1是冷平流,WWB2是弱的暖平流。

4.2.3 WWB后

对于两次WWB时间分别是11月13日到12月7日和从1月5日到1月15日。对比图2和文献[7]中图3a、图4a、d以及图7,WWB后纬向风速减小,平均风速为 3.1 m s^{-1} 和 1.9 m s^{-1} 。特别是WWB2时,纬向风已经由西风变成东风。与WWB前相同,SST回升,但其升高的幅度不同,WWB1后SST升高了 1°C 左右,而WWB2后SST的变化只有 0.2°C 。SST的日变化强,导致 T_a 与SST的差别较大。这时混合层底也开始缓慢抬升,纬向流速减弱,而且WWB2后表层的纬向流又由向东转变为向西。这种向西的流是和南赤道流相联系的,由此引起的上翻是混合层底抬升的一个重要原因。

比较图3和文献[7]中的图9热量平衡的结果,WWB后与WWB前相似。海表热通量仍然是热量平衡中主要的一项,短波辐射的增加和潜热释放的减少使得海表热通量对SST的回升有着重要的作用。两次WWB后的水平平流项都偏小,这是WWB使混合层混合均匀的结果。WWB1是弱的暖平流,而WWB2则是弱的冷平流。残差项在两次WWB中有较大的差别,WWB1时残差项起到了增温作用,而WWB2则是降温。对于WWB1的残差项的增温作用,Cronin和McPhaden^[7]认为是剪切流的辐散、辐合造成的增温,但也有可能是由于一些次网格过程导致的。

图4c、f总结了两次WWB后热量平衡的结果。由于SST变化幅度以及混合层厚度的差异,两次WWB的热量存储项差别较大,分别为 129.1 W m^{-2} 和 0.5 W m^{-2} 。海表热通量都是使SST升高,两次WWB的差别并不大,为 65.1 W m^{-2} 和 71.0 W m^{-2} 。水平平流项流向相同,量级也相当(32.1 W m^{-2} 和 -28.5 W m^{-2}),只是分别为暖平流和冷平流。残差项也是反号的,WWB1是 33.9 W m^{-2} ,而WWB2则是 -41.2 W m^{-2} 。

4.3 讨论

1992年9月中旬到1993年1月上旬的两次WWB对SST影响的共同特点是:WWB之前SST升高,WWB期间SST降低,当WWB结束后SST又升高。SST升高和降低的幅度相当,均为 1°C 左右,也就是说,WWB前后各时段平均的SST几乎相等。一次循环(包括SST的一次升温 and 降温过程)大约持续50~60天,与大气活动的ISO尺度相当。Zhang^[15]利用三年的TAO浮标资料分析了赤道西太平洋海表多个变量

季节内时间尺度的变化,发现 SST 是季节内振荡信号最强的几个变量之一,周期约 50 天。McPhaden 和 Hayes^[16]则指出 SST 的变化滞后海面风速变化约 1 天。从上面两次 WWB 的对比可以看出,与年际和季节尺度的变化相同,季节内时间尺度上海表热通量是导致赤道西太平洋暖池混合层温度变化的主要因素。可见在季节内尺度的 SST 变化与受 WWB 影响的海表热通量变化密切相关。

两次 WWB 过程中,上层海洋的热量平衡存在着明显的差别。在 WWB 之前,WWB2 的混合层厚度比 WWB1 厚几乎一倍,这使得变化相同的温度所需的热量要比 WWB1 大一倍。这也是 WWB2 期间 SST 的变化幅度较小的一个重要原因。WWB2 时的水平平流项明显小于 WWB1 的水平平流,这种差别主要是 WWB2 时表层流流速小导致的。另外,混合层内垂直的温度和流的变化也影响到混合层的稳定度,由此对残差项中的夹卷、剪切项和湍流项都有决定性的作用。由此可以看出,除了 WWB 本身强度和爆发位置的差别之外,两次 WWB 过程中上层海洋的温盐结构和流场结构的差异也是导致热量平衡差别的主要因素。

每年的 10、11 月份,西太平洋暖池都会有季节性的西风加强和东风减弱。本文中的这两次过程,特别是 WWB1,也正处于这种秋冬换季的时候,而 WWB 所引起的上层海洋变化也存在季节变化的信号。比如,在 WWB1 时混合层深度的剧烈变化和表层

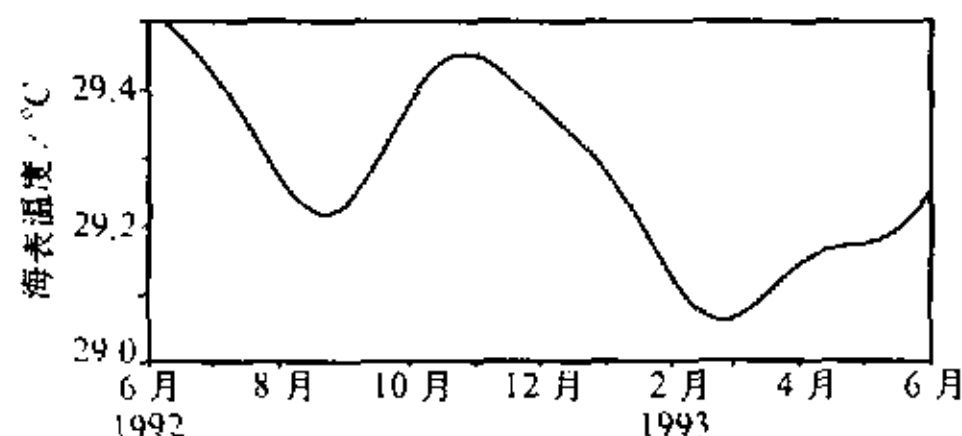


图 6 NCEP 逐周 SST 在西太平洋暖池内 4 个网格点 [(1.4°S, 154.7°E), (1.4°S, 157.5°E), (1.4°N, 154.7°E), (1.4°N, 157.5°E)] 上区域平均的 100 天低通滤波

流方向的反转,在很大的程度上可能不是异常的信号,而是正常的季节变化。图 6 是 100 天低通滤波的暖池区域的 SST,这可以粗略的表示季节变化。图中在研究的时段内有明显的季节性的降温,特别是 WWB1 正处于 SST 由升高变成降低的时候。从这两次连续的过程中可以看出,前面提到的上层海洋的温盐结构和流场结构的差异是由 WWB1 造成的。也就是说,WWB1 起到了铺

垫的作用,它为 WWB2 提供了季节变化的背景。

在 1993 年的 ENSO 暖事件中,1992~1993 年冬天的三次 WWB 事件起了重要作用^[17]。由此可见,热带赤道西太平洋的季节内时间尺度的海洋—大气相互作用可能是触发 ENSO 事件的一个重要环节。从整个循环的角度来看,热带印度洋和西太平洋的 ISO 增加云量和降水,加强西风,从而降低 SST, SST 的降低又抑制了对流活动的加强,大气—海洋的相互作用形成一个负反馈过程,其时间尺度是季节内的尺度。季节内 SST 的变化可能通过海洋 Kelvin 波向东传播或影响到温跃层以下,例如在 WWB1 期间次表层海温异常有向东传播的迹象,传播速度与 Kelvin 波速相近。可以认为季节内的大气活动对较深层海洋影响的效果可能是更长时间尺度的,甚至是年际的,例如触发 ENSO。但是,由前面的分析可以看出在不同的季节背景下 WWB 事件对上层海洋的作用也不相同,因此不同季节背景下的季节内变化对于 ENSO 事件的影响可能会有差别。

5 结论

利用 TOGA-COARE 的浮标观测资料, 分析两次 WWB 期间赤道西太平洋暖池区的热量平衡关系, 主要得到如下结论:

(1) TOGA-COARE 观测的两次 WWB 期间, SST 都是在 WWB 之前和其后升温, 而在 WWB 期间降温, 升温 and 降温的幅度均为 1°C 左右。季节内时间尺度上海表热通量是导致赤道西太平洋暖池混合层温度变化的主要因素。在海表热通量中, 短波辐射和潜热是变化量最大的两项, 决定着净通量的正负, 其他项的变化则相对较小。平流项不如海表热通量重要, 但不可忽略。有时平流项的作用也可能超过热通量项, 成为 SST 变化的主要因素。

(2) WWB 期间上层海洋中的另一个主要的现象是混合层加厚。在 WWB1 期间, 流场的辐合下沉使混合层深度增加了一倍 (从约 35 m 变化到约 70 m); 而 WWB2 期间混合层厚度的变化在 10 m 以内。导致混合层厚度的变化的原因除了风的搅拌作用外, 流场的结构以及 WWB 的向东传播特征也是重要的因素。

(3) 两次 WWB 的过程中, 热量平衡各项存在着明显的差别。季节变化造成的混合层的温盐结构和流场结构的差异是导致热量平衡差别的主要因素。因此, 不同季节背景下的季节内变化对于 ENSO 的影响可能也不尽相同。

由于资料缺乏, 对赤道西太平洋暖池的认识还存在许多不足, 需要进一步的观测和研究。西太平洋暖池区海气相互作用的深入探讨, 对于揭示 ENSO 发生、发展的机制有重要的意义。

致谢: 浮标观测资料是从 TOGA-COARE 项目办公室网站下载。感谢美国太平洋海洋环境实验室 Yu Zhuo Jun 博士提供有关 TOGA-COARE 的资料, 并感谢大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室宇如聪研究员的协助。

参 考 文 献

- 1 Sadler, J., M. A. Lander, A. M. Hori and L. K. Oda, Tropical marine climatic atlas, Volume II, Pacific Ocean, UHME87-02, Department of Meteorology, University of Hawaii, 1987, 27pp.
- 2 Luther, D. S., D. E. Harrison and R. A. Knox, Zonal winds in the central equatorial Pacific Ocean and El Niño, *Science*, 1983, **222**, 327~330.
- 3 Harrison, D. E. and B. S. Giese, Episodes of surface westerly winds as observed from islands in the western tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 1991, **96** suppl., 3221~3237.
- 4 Godfrey J. S. et al., Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE): A interim report, *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**, 14395~14450.
- 5 Kiladis, G. N., Meehl, G. A. and Weickmann, K. M., The large scale circulation associated with westerly wind bursts and deep convection over the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**, 18527~18544.
- 6 Nakazawa, T., Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1988, **66**, 823~839.
- 7 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.
- 8 Ralph, E. A., K. Bi, P. P. Niiler and Y. du Penhoat, a Lagrangian description of the western equatorial Pacific

- response to the wind burst of December 1992: Heat advection in the warm pool, *J. Climate.*, 1997, 10, 1706~1721.
- 9 Feng, M., P. Hacker and R. Lukas, Upper ocean heat and salt balances in the response to a westerly wind burst in the western equatorial Pacific during TOGA COARE, *J. Geophys. Res.*, 1998, 103, 10289~10311.
 - 10 Stevenson, J. W. and P. P. Niiler, Upperocean heat budget during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, 1983, 13, 1894~1907.
 - 11 Fung, I. Y., D. E. Harrison and A. A. Lacis, On the variability of the net longwave radiation at the ocean surface, *Rev. Geophys.*, 1984, 22, 177~193.
 - 12 Fairall, C., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson and G. S. Young, Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment algorithm, *J. Geophys. Res.*, 1996, 101, 3747~3764.
 - 13 Sirgel, D. A., J. C. Ohlmann, L. Washburn, R. R. Bidigare, C. T. Nosse, E. Fields and Y. Zhou, Solar radiation, phytoplankton pigments and the radiant heating of the equatorial Pacific warm pool, *J. Geophys. Res.*, 1995, 100, 4885~4891.
 - 14 McPhaden, M. J., TOGA-TAO and the 1992-93 El Niño-Southern Oscillation event, *Oceanography*, 1993, 6, 36~44.
 - 15 Zhang, C., Atmospheric intraseasonal variability and mean values of the surface meteorology and air-sea fluxes in the western equatorial Pacific Ocean, *J. Atmos. Sci.*, 1996, 53, 739~758.
 - 16 McPhaden M. J. and S. P., Hayes, On the variability of winds, sea surface temperature, and surface layer heat content in the Western Equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, 1991, 96 suppl., 3331~3342.
 - 17 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.

A Diagnosis of the Heat Balance in the Western Equatorial Pacific Warm Pool during the Westerly Wind Bursts

Liu Hailong, Zhang Xuehong and Li Wei

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

Abstract The responses of sea surface temperature (SST) in the western equatorial Pacific warm pool to the Westerly Wind Bursts (WWBs) play an important role in the relationship between WWB and ENSO. By using data collected from eight buoys of TOGA (Tropical Ocean-Global Atmosphere)-COARE (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment), the heat balances of the upper ocean in the western equatorial Pacific around 0°, 156°E during two WWB events are calculated according to Stenven and Niiler's method. In both events, SST varied with the common character in that it increased before and after the WWBs and decreased within the WWBs. The range of SST amplitudes approximated to 1 °C. On the intraseasonal time scale, the variation of SST was dominated by the surface heat flux. On the other hand, the results show that the horizontal heat advection was an important factor in the heat balance and sometimes it may become the biggest term in the heat balance. The main differences in the heat balance between the two WWBs were compared. The different variation of thermal and currents structures in the mixing layers on seasonal time scale accounted for the different variation of the heat balance during the two events. Additionally, evident variations of the depth of the mixing layer were observed in the two events. And the currents structures and the eastward propagation of WWBs was considered to be the primary factor which causes the differences of the depth variations of the mixing layer.

Key words: westerly wind burst; western equatorial Pacific; heat balance