

热带太平洋西风异常对 ENSO 事件发生的作用*

傅云飞** 黄荣辉

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 本文从观测资料对 80 年代两次 ENSO 事件产生过程中, 热带太平洋西风异常及其对赤道中、东太平洋表层海温增暖的作用进行了分析和比较。分析结果表明: 在这两次 ENSO 事件的产生过程中, 赤道西太平洋上空均有较大的西风异常, 并且它由赤道西太平洋向赤道中、东太平洋传播, 随着西风异常从西向东传播, 赤道中、东太平洋的表层相继增温。分析还表明, 1982/1983 年 ENSO 事件发生过程中, 热带太平洋西风异常的强度要比 1986/1987 年热带太平洋西风异常强得多, 这使得 1982/1983 ENSO 事件的强度比 1986/1987 ENSO 事件强得多。为了说明热带西太平洋西风异常对赤道中、东太平洋 ENSO 事件发生的作用, 本文还利用 IAP 太平洋环流模式对西风异常在 ENSO 事件产生过程中的作用进行了数值模拟。模拟的结果说明了热带太平洋的西风异常对赤道太平洋暖水的向东传播和赤道中、东太平洋的增温起了很重要作用, 这与观测事实分析一致。

关键词 西风异常 ENSO 事件 海表温度

1 引言

ENSO 现象被认为是热带地区, 特别是赤道地区海气相互作用最集中的一个反映。由于它一旦发生, 将会在全球引起严重的气候异常, 从而在世界各地造成严重的旱涝、低温冷害等气候灾害, 使得许多国家的工农业生产受到很大损失。为此, 目前世界各国的气象学家与海洋学家非常重视这一现象的发生规律及其机理的研究, 以达到有朝一日可以预测这一现象的发生。

关于热带太平洋西风异常与 ENSO 事件产生的关系, 早在 60 年代, Bjerknes^[1]就指出 ENSO 事件的发生必须有东太平洋信风减弱。随后, Wyrki^[2]也指出在 ENSO 事件发生前两年在东南太平洋有强的东南信风, 这种强的东南信风异常有利于西太平洋暖池区的暖水形成, 并且指出赤道太平洋西风异常可能触发了秘鲁沿岸海温的升高。在这之后, 许多学者在关于热带太平洋西风异常与 ENSO 事件的关系作了不少研究, 如 Rasmusson 和 Carpenter^[3]综合了 6 次 ENSO 事件的产生, 指出赤道太平洋西风异常往往发生在 ENSO 事件爆发之前, 于慧苓和蒲书箴^[4]分析 1986/1987 年 ENSO 事件的发生原因, 也指出 ENSO 事件发生之前, 赤道太平洋西风增强。

1995-01-10 收到, 1995-03-21 收到修改稿

* 本研究在中科院重大项目 KY-85-10 资助下完成

** 现在中国科技大学近代力学和机械系工作

关于赤道太平洋西风异常与 ENSO 事件发生的关系,许多学者利用各种模式研究海表风应力对海温的强迫作用,如 Pares-Sierra 等^[5], Pazan 等^[6]应用了浅水波模式研究了西风风应力对 ENSO 事件发生的作用。

上述这些研究虽然指出赤道太平洋西风增强对于 ENSO 事件的发生有很重要的作用。然而,没有详细讨论不同 ENSO 事件发生过程中热带太平洋西风异常的作用以及热带西太平洋和东亚季风区环流变化的关系。为此,有必要研究热带西太平洋西风异常与 ENSO 事件发生的关系以及东亚季风区环流异常对热带西太平洋西风异常的影响。

本文利用 ECMWF 的资料来分析 1982/1983 年、1986/1987 年两次 ENSO 事件发生过程中热带太平洋西风异常情况及其它们的差别,并且利用相关分析来研究和比较这两次事件 ENSO 事件发生过程中热带西太平洋西风异常对赤道中、东太平洋海表温度的作用,此外,还利用 IAP-OGCM 来研究热带太平洋西风异常对 ENSO 事件产生的作用。

2 ENSO 事件产生过程中热带太平洋西风异常

大量的观测事实已表明,由于赤道中、东太平洋信风增强,大量的海水在西太平洋堆积,从而使西太平洋暖池海温上升。当赤道太平洋有西风异常,堆积在暖池的暖海水将向东传播,使得赤道中、东太平洋海温升高,从而产生了 ENSO 事件。图 1 是利用 ECMWF 资料分析的赤道中、东太平洋 850 hPa 纬向风指数的年际变化曲线^[7],从图 1 可以看到,纬向风指数(标准化距平)年际变化呈波动振荡,西风异常在 1982/1983 与 1986/1987 ENSO 年份有很大值,而在 1981、1984/1985、1988 年反 ENSO 年份,东风异常有很大值。这说明了 ENSO 事件的发生是与赤道中、东太平洋上空对流层下层的西风异常有很大关系。

我们利用 ECMWF 资料分析了 1981~1989 年赤道西太平洋(140~160°E, 5°S~5°N)上空 850 hPa 纬向风距平的年际变化。如图 2 所示,赤道西太平洋上空 850 hPa 的纬向风在 1982 年和 1986/1987 年有很大的西风异常。与图 1 相比,赤道西太平洋上空西风异常要比赤道中、东太平洋上空的西风距平发生早,这说明西风异常由西太平洋向中、东太平洋传播。

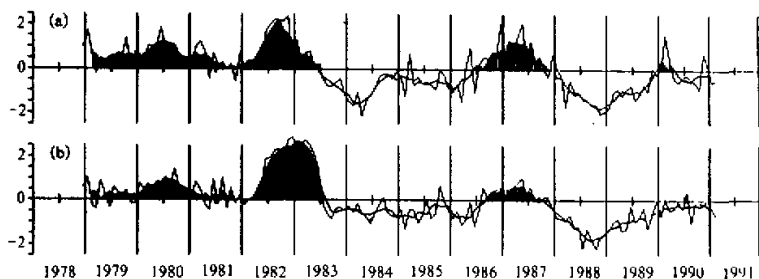


图 1 850 hPa 纬向风指数的年际变化

(a) 赤道中太平洋 (165°E~175°W, 5°N~5°S); (b) 赤道东太平洋 (175°E~135°W, 5°N~5°S)

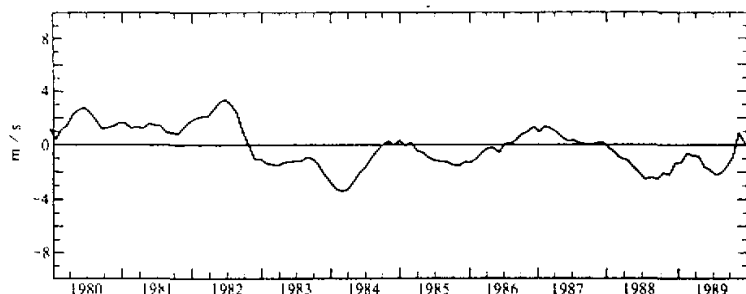


图2 赤道西太平洋(140°E~160°E, 5°N~5°S)平均的纬向风距平的年际变化

为了更清晰地看到 ENSO 事件产生过程中西风异常由热带西太平洋传播到热带中、东太平洋, 我们分析了 1982/1983 年与 1986/1987 年这两次 ENSO 事件南、北半球热带地区 850hPa 纬向风距平-时间剖面图, 图 3a~c 分别是 5°N~5°S, 0~10°S 和 0~10°N 平均的 1981~1983 年 850 hPa 纬向风距平的纬向-时间剖面图。可以看到, 它们共同的特征是西风异常由南、北半球热带西太平洋向热带中、东太平洋传播。1981 年下半年在南、北半球热带西太平洋上空已有西风异常。这个西风异常从 1982 年初到 1983 年夏季, 由热带西太平洋向热带中、东太平洋上空传播, 其中心在 1983 年春季位于日期变更线附近; 并且西风异常在东传过程中, 振幅不断增大, ENSO 事件发生前可达 6.5 m/s, 在 ENSO 事件成熟时期, 其西风距平可达到 8.0 m/s。

图 4a~c 分别是 5°N~5°S, 0~10°S 和 0~10°N 平均的 1985~1987 年 850 hPa 纬向风距平的纬向-时间剖面图。从这 3 个图可以看到, 热带太平洋西风异常从 1986 年夏季开始自赤道印度洋东传, 1987 年 5 月传到日期变更线附近。把图 4 与图 3 相比较, 可以看到 1986/1987 年 ENSO 发生过程中热带太平洋的西风异常与 1982/1983 年 ENSO 事件发生过程中的西风异常有差别。1986/1987 年热带太平洋的西风异常的强度要比较 1982/1983 年热带太平洋的西风异常弱得多, 最大西风距平只有 3.0 m/s, 因此, 1986/1987 年所发生的 ENSO 事件要比 1982/1983 年发生的 ENSO 事件弱得多; 并且, 这次 ENSO 事件产生过程中西风异常向东传播也远不及 1982/1983 年, 这次 ENSO 事件产生过程中的西风异常只传播到赤道中太平洋。

从图 3 与图 4 还可以看到, 在紧随西风异常的西部为一东风异常区, 它随西风异常的东传而向东伸展。这种东风异常的加大使得暖水重新在热带西太平洋堆积, 并且通过冷的 Kelvin 波向东传播, 使得热带中、东太平洋海水上翻加强, 从而使热带中、东太平洋海水温度下降, 使得 ENSO 现象消失。

3 热带西太平洋上空西风异常与赤道中、东太平洋海温的关系

Rasmusson 和 Carpenter^[3]对 80 年代以前的 ENSO 事件进行合成, 给出了 ENSO 事件的产生、发展、成熟与衰亡的过程。这种过程反映了海温异常由东向西传播。然而 80 年代的两次 ENSO 事件海水增温过程都与 Rasmusson 和 Carpenter 所总结的 ENSO

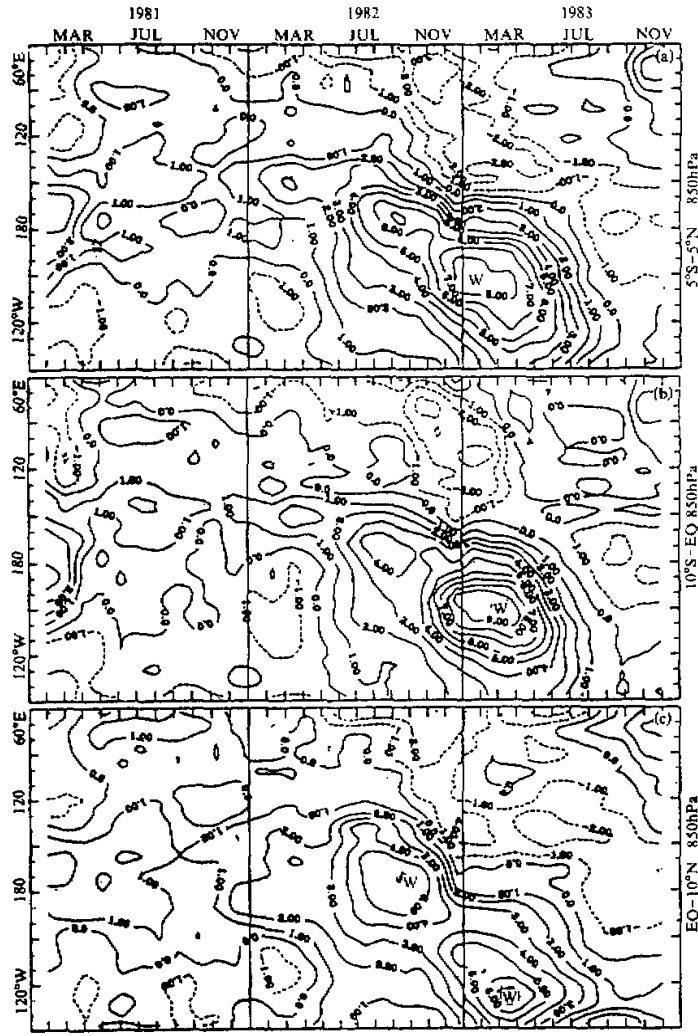


图 3 1981~1983 年纬向风距平时间-经度剖面图
实线表示西风距平, 虚线表示东风距平。单位: m/s
(a) $5^{\circ}\text{N} \sim 5^{\circ}\text{S}$, (b) $0 \sim 10^{\circ}\text{S}$, (c) $0 \sim 10^{\circ}\text{N}$

事件海温异常的传播过程不同, 海温异常是由西向东传播的。张秋庆和黄荣辉^[10]对 1950~1990 年间所发生的 10 次 ENSO 事件的太平洋海温场进行了 EOF 分析, 指出每次 ENSO 事件海温异常均包含了 2 种增温过程, 即由西向东的增温过程与由东向西的增温过程, 只不过每次 ENSO 事件以某一种增温过程为主要。

为了研究赤道西太平洋西风异常对赤道中、东太平洋增温的作用, 我们计算了这两

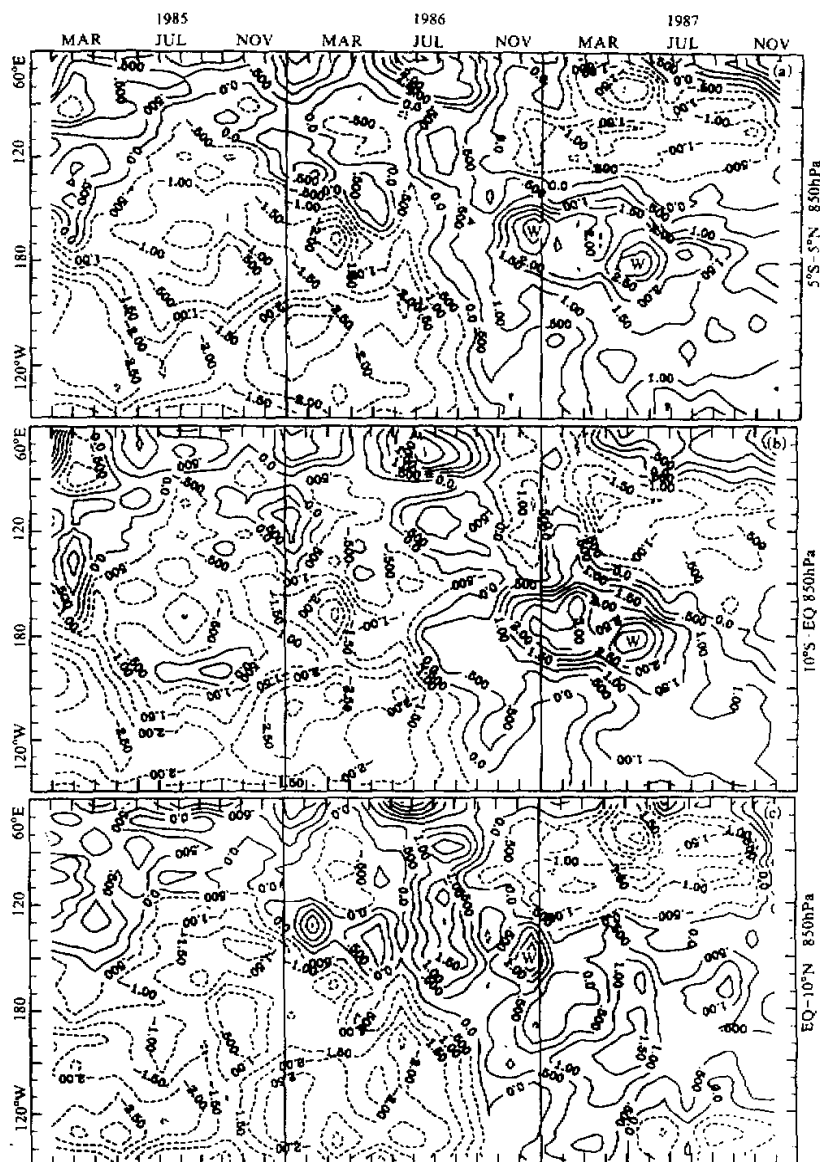


图4 1985~1987年纬向风距平时间-经度剖面图

实线表示西风距平, 虚线表示东风距平。单位: m/s

(a) $5^{\circ}\text{N} \sim 5^{\circ}\text{S}$, (b) $0 \sim 10^{\circ}\text{S}$, (c) $0 \sim 10^{\circ}\text{N}$

次 ENSO 事件的产生过程中赤道西太平洋 ($140 \sim 160^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ}\text{N} \sim 5^{\circ}\text{S}$) 西风距平与整个太平洋海表温度的同时与滞后相关。

图 5a~c 分别是 1981~1983 年赤道西太平洋西风异常与太平洋 SST 距平同时相关与滞后 6、10 个月的相关系数分布图。从图 5a 可以看到南、北太平洋的副热带地区以及热带中太平洋地区分别有正相关区域；而在热带东太平洋有一负相关区域。从图 5b 与图 5c 可以看到，随时间的推移，相关系数有很大变化。位于南、北太平洋的副热带地区的正相关系数慢慢减少，到了第 6 个月逐渐变为负；而位于热带东太平洋的负相关系数逐渐从负变为正，到第 10 个月，相关系数达到 0.5 以上，并且，这个正相关区与热带中太平洋的正相连接，形成了一个类似 ENSO 成熟期的 SST 距平的分佈；此外，位于热带西太平洋的负相关区逐渐扩大，相关系数也增大。

从上面热带太平洋上空对流层 850 hPa 西风异常与太平洋 SST 距平的同时与滞后相关系数的分布可以看到，随着热带太平洋上空西风异常的延续，使得暖海水由 H 期变更线附近向赤道东太平洋传播。这主要是由于如上节所分析，赤道西太平洋上空的西风异常向赤道中、东太平洋上空传播，从而使赤道中、东太平洋上空的信风减弱，海水上翻减弱，这样使得赤道中、东太平洋海水变暖。并且可以看到热带西太平洋上空的西风异常有利于西太平洋暖池区的海水变冷。由于西太平洋暖池变冷，将来使得 ENSO 事件衰减下去，从而完成一个 ENSO 循环 (Cycle)。

图 6a~c 分别是 1985~1987 年赤道西太平洋西风异常与太平洋 SST 距平同时相关与滞后 6 和 10 个月的相关系数分布图。从图 6a 可以看到，在南、北太平洋副热带地区与热带西太平洋地区分别有负相关区；而在热带中、东太平洋地区有一正相关区域。此正相关区域的相关系数逐渐增大，到滞后 6~8 个月其相关系数达到最大，其后又逐渐减少。比较图 5 与图 6，可以看到，1986/1987 年 ENSO 事件产生过程中，热带西太平洋上空西风异常与 1982/1983 年 ENSO 事件产生过程中的西风异常的作用有些差异。在 1982/1983 年 ENSO 事件产生过程中热带西太平洋的西风异常出现在 ENSO 事件发生之前，随着西风异常向东移动，赤道中、东太平洋才开始增温，并且，由于在这次 ENSO 事件中，如文献[11]所述，西风异常由南、北半球副热带地区向赤道传播，故使得正海温异常从赤道两侧向赤道附近移动；而 1986/1987 年 ENSO 事件产生过程中，热带西太平洋西风异常较小，因此，它对这次 ENSO 事件产生过程中赤道太平洋的海温的作用也较小，并且，如文献[11]所述，在这次 ENSO 事件的产生过程中、西风异常只由北半球副热带地区向热带传播。因此，这次赤道中、东太平洋增暖过程中，并不是正的海温异常从赤道两侧向赤道附近移动，而是赤道中、东太平洋海水不断增温。

4 热带太平洋西风异常对于赤道太平洋增温作用的数值模拟

利用数值模式来模拟 ENSO 事件的发生已有许多研究，如 Battisti^[12]、Schopf 和 Suarez^[13]、Meehl^[14]、Lau 等^[15]以及 Philander 等^[16]都利用各自设计的模式模拟了 ENSO 事件产生过程，然而他们得出互相不同的结果。

关于热带太平洋西风异常对热带太平洋的动力作用，我们已从解析和从简单海气耦合模式详细地讨论了。无论从解析解和简单的海气耦合模式所得出的结果都表明了热带太平洋西风风应力的加强有利于向东传播的 Kelvin 波的加强以及向东的赤道洋流增强。于惠苓和蒲书箴^[4]从观测分析也指出，在 ENSO 事件发生前，南、北赤道逆流增

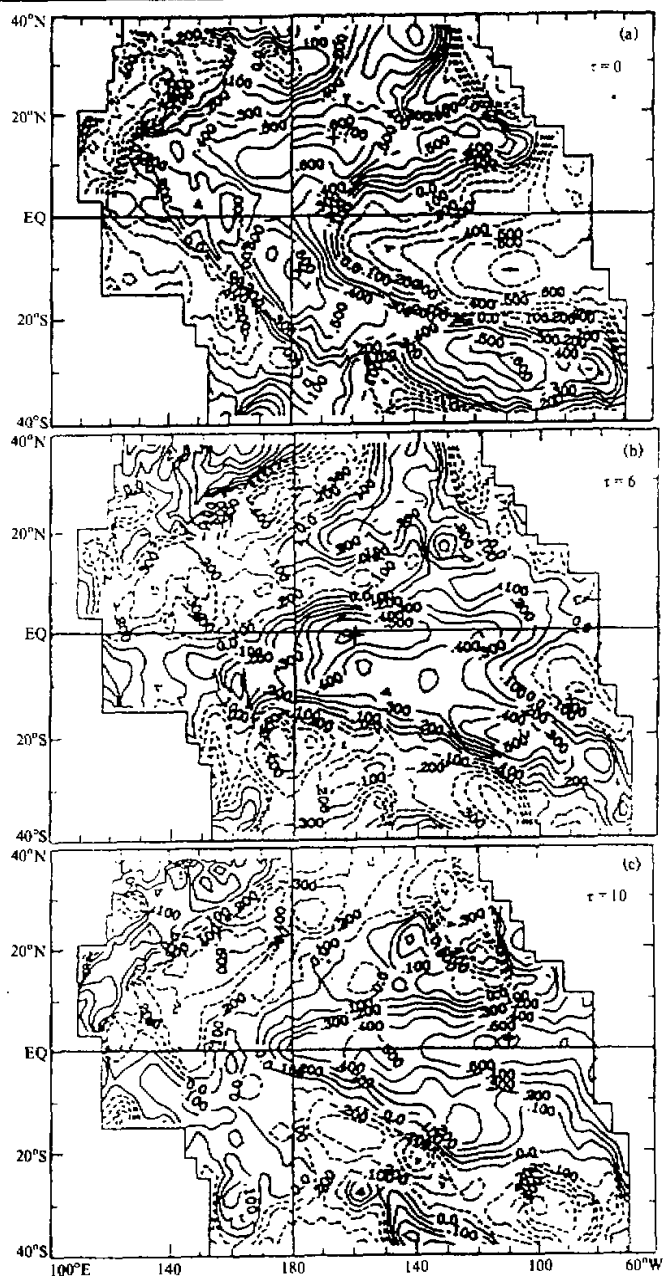


图 5 1981~1983 年赤道西太平洋 (140~160°E, 5°N~5°S) 平均的 850 hPa 西风异常与太平洋海面温度距平的滞后相关系数分布图
(a)、(b)、(c) 分别是 SST 距平滞后于西风异常为 0、6、10 个月的相关系数分布
图中实线表示正相关, 虚线表示负相关

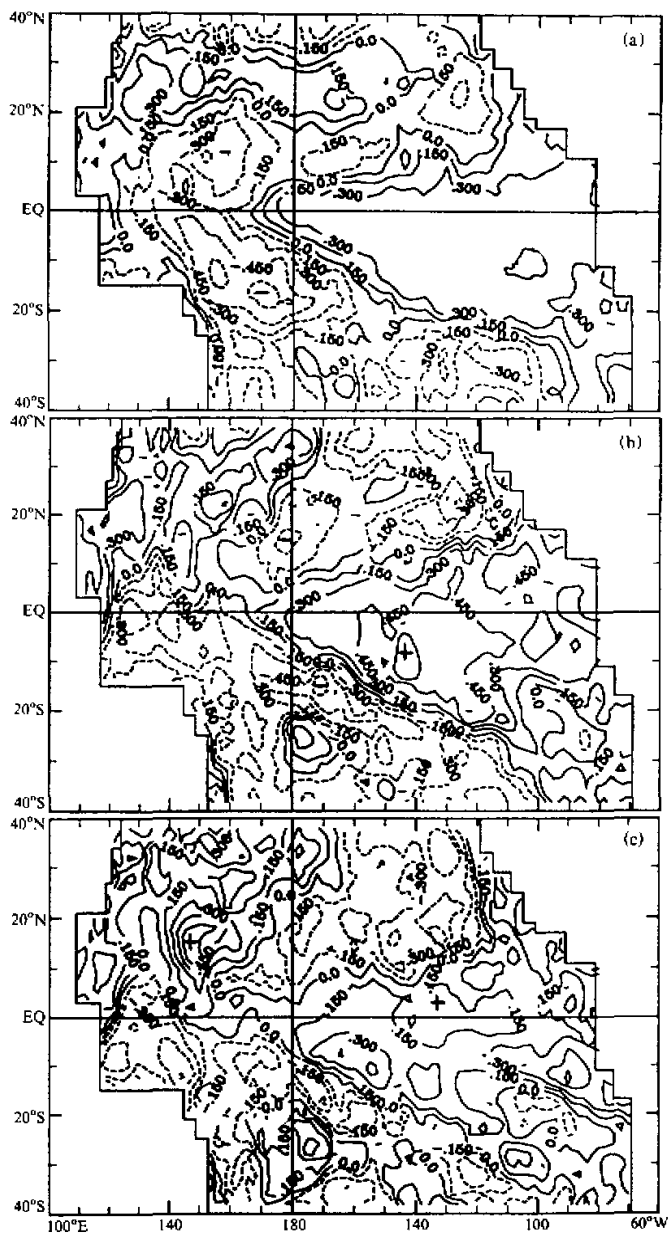


图 6 1985~1987 年赤道西太平洋 (140~160°E, 5°N~5°S) 平均的 850 hPa 西风异常与太平洋海面温度距平的滞后相关系数分布图
(a)、(b)、(c) 分别是 SST 距平滞后于西风异常为 0、6、10 个月的相关系数分布
图中实线表示正相关, 虚线表示负相关

强, 赤道潜流加强并抬升至海表面。

为了更真实地说明热带太平洋上空西风异常对 ENSO 事件产生的作用, 本文利用曾庆存和张荣华^[17]所设计的 IAP-POGCM。这个模式消除了以往模式的“刚盖”近似, 因此, 此模式是一个自由面的太平洋环流模式。它的水平分辨率是 $5^\circ \times 4^\circ$, 垂直分层为 4 层, 即 25、150、630 和 2000 m。并且在模式中采用了扣除海洋标准层结, 保持总有效能量守恒, 并引入了海表热通量参数化方法。计算过程中, 采用了“灵活性系数”技术来加速收敛, 经一系列试验表明这个模式性能良好。

模式流场与温度场初值是由 IAP-OGCM 在年平均大气强迫场作用下积分 53 年所得到的太平洋平均环流场和温度场。如引言所述, 在 ENSO 事件发生之前, 西太平洋暖池有较大的温度异常, 为此, 我们在西太平洋暖池区的表层, 人为给定一个中心为 1.0°C 理想的正海温距平分布, 并且, 如 Yasunari^[18], Huang 和 Sun^[19]的研究指出, 西太平洋暖池的海温变化最大位于 150~200 m 深的次表层, 因此在暖池 150 m 深处, 给定一个中心为 3.0°C 理想海温距平。为了利用数值模式来说明赤道太平洋上空西风异常对热带中、东太平洋海表温度的作用, 本研究进行了以下 2 个数值试验: (I) 定常热带太平洋西风异常对太平洋海表温度异常和次表层海洋温度异常的影响; (II) 热带西风异常沿赤道从热带西太平洋向热带中、东太平洋传播对太平洋海表温度异常的影响。

(I) 方案 I 的模拟结果

在本试验, 西风异常分布如下式:

$$\Delta \bar{u}(\lambda, \varphi) = \begin{cases} \Delta \bar{u}_0 \left[\sin \frac{\pi(\varphi - \varphi_1)}{(\varphi_2 - \varphi_1)} \sin \frac{\pi(\lambda - \lambda_1)}{(\lambda_2 - \lambda_1)} \right]^2, & \lambda_1 < \lambda < \lambda_2, \varphi_1 < \varphi < \varphi_2, \\ 0, & \text{其他区域} \end{cases} \quad (1)$$

取 $\Delta \bar{u} = 4.0 \text{ m/s}$, $\lambda_1 = 130^\circ\text{E}$, $\lambda_2 = 90^\circ\text{W}$, $\varphi_1 = 10^\circ\text{S}$, $\varphi_2 = 10^\circ\text{N}$, 因此, 此西风异常分布在 $130^\circ\text{E} \sim 90^\circ\text{W}$, $10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$ 的热带太平洋洋面上空, 其中心位于 160°W 的赤道附近, 中心最大西风异常达到 4.0 m/s , 并且假设在模式积分过程中保持定常。

图 7a、b 分别是模式积分到 7、12 个月的太平洋 25m 深海温距平分布。可以看到, 海温异常从赤道西太平洋传到赤道东太平洋, 但海温异常中心主要位于赤道中太平洋。图 8a、b 分别是模式积分到 7、12 个月太平洋 150 m 深的次表层海温异常的分布。可以看到, 西太平洋暖池次表层暖海水向东传播要比表层暖海水东传更快而明显, 从图 8b 清楚看到, 在模式积分 1 年后, 在秘鲁沿岸赤道东太平洋的次表层海洋, 有 3.0°C 的海温异常, 这可能与受太平洋东岸反射有关。从图 7b 与图 8b 的比较可以看到, 热带太平洋西风异常对赤道太平洋次表层暖水东传的作用要比对表层暖水东传的作用强。这表明热带太平洋西风异常有利于赤道潜流的加强。

(2) 方案 II 的模拟结果

仍取 (1) 式所表示的西风异常分布, 但取 $\lambda_1 = 130^\circ\text{E}$, $\lambda_2 = 170^\circ\text{W}$, $\varphi_1 = 10^\circ\text{S}$, $\varphi_2 = 10^\circ\text{N}$ 。因此, 此西风异常分布在 $130^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{W}$, $10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$ 的热带西太平洋上空, 其中心位于 160°E 的赤道西太平洋上空, 中心最大西风异常达到了 4.0 m/s 。并且, 由第 2 节分析可知, 实际的西风异常经常是由西向东传播, 为此, 本试验的西风异常在前 6 个月稳定在赤道西太平洋。第 7 个月西风异常以 $10^\circ/\text{月}$ 的速度东移, 大约第

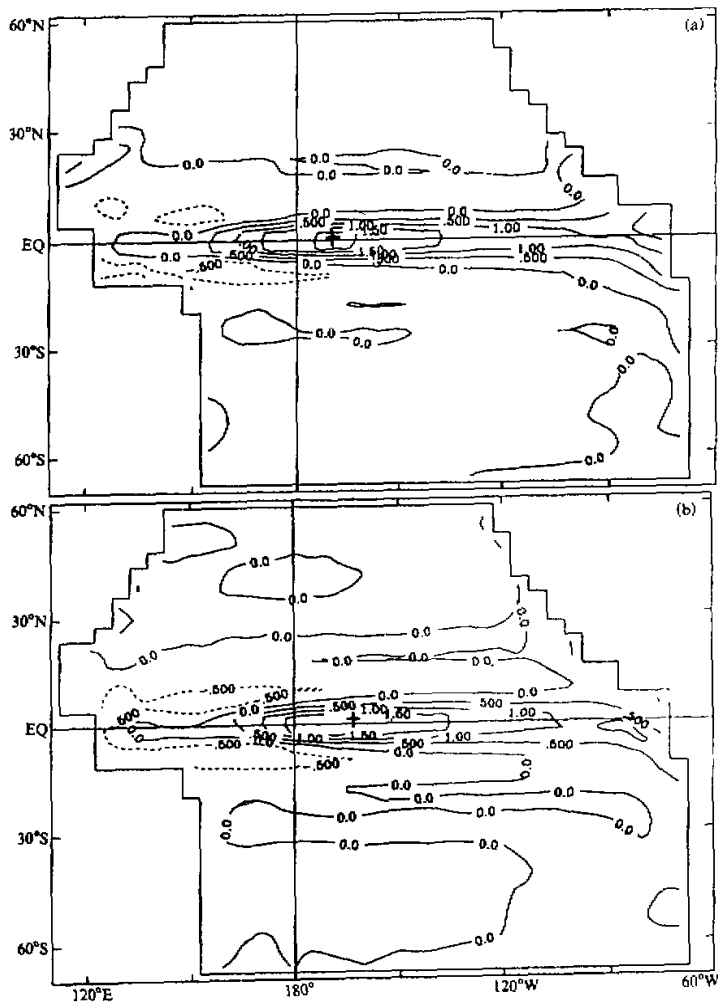


图 7 由模式积分所得在方案 I 异常西风作用下太平洋 25 m 深海温距平分布

(a)、(b) 分别是积分到第 7、12 个月的结果

图中实线表示正距平, 虚线表示负距平。单位: $^{\circ}\text{C}$

17 个月此西风异常到达太平洋的东岸。图 9a、b、c 分别是由模式积分到 10、13、17 个月得到的西风异常作用下太平洋 25 m 深海温异常的分布。可以看到, 赤道太平洋海表附近温度异常随着西风异常的东传从赤道西太平洋向赤道中、东太平洋传播, 并且, 当西风异常传播到热带东太平洋, 赤道东太平洋的海温异常迅速加大, 这可能与受太平洋东岸反射有关。同样也可以看到, 在这种情况下太平洋次表层的暖海水向东传播要比

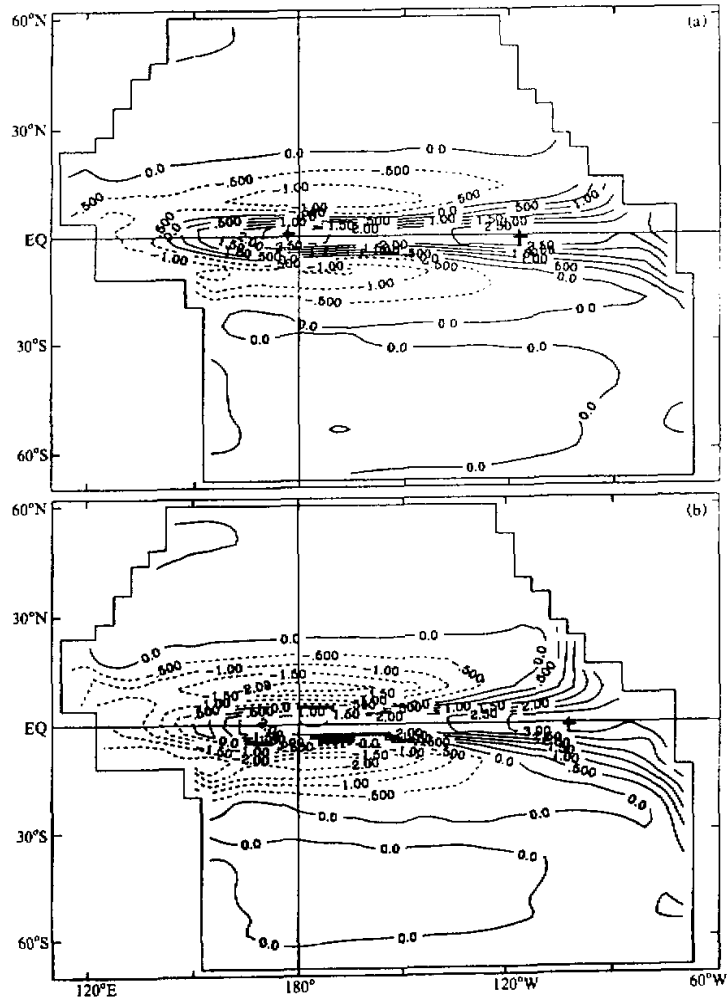


图 8 由模式积分所得在方案 I 异常西风作用下太平洋 150 m 深温度距平的分布

(a)、(b)分别是积分到第 7、12 个月的结果

图中实线表示正距平, 虚线表示负距平。单位: $^{\circ}\text{C}$

表层暖海水东传更快而明显 (图略)。这种形式的增暖过程同 80 年代发生的两次 ENSO 事件的增暖过程相近, 即增暖先发生在赤道中太平洋, 随着西风异常的东传, 在赤道东太平洋也逐渐发生增暖。这可能是由于西风异常由西向东传对于赤道逆流与赤道潜流有加强作用, 从而有利于西太平洋暖池向东传播。因此热带西太平洋西风异常由西向东传播对于 ENSO 事件的产生起到很大作用。

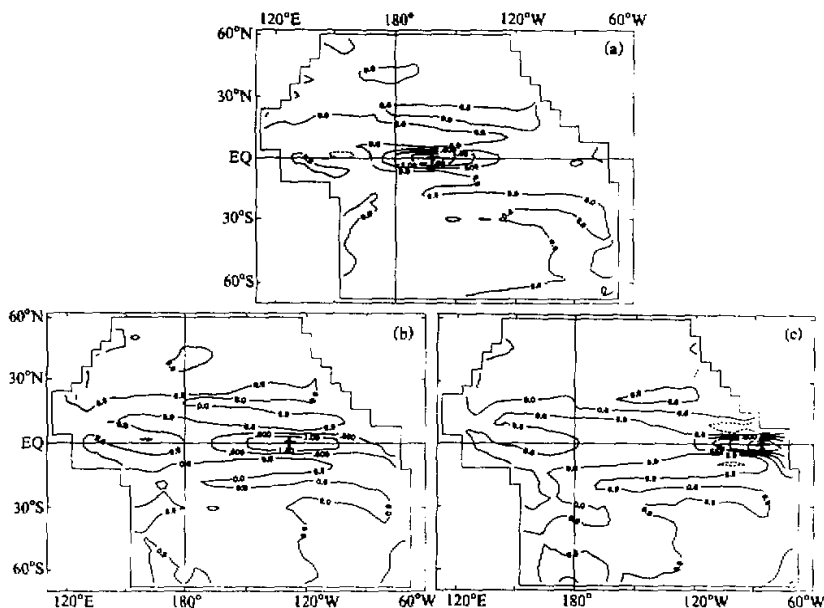


图9 由模式积分到11个月所得在方案II异常西风作用下太平洋海表温度距平的分布

(a)、(b)、(c)分别是积分到第10、13、17个月的结果,单位:°C

图中实线表示正距平,虚线表示负距平

5 结论

本文通过观测资料分析和数值模拟对80年代两次ENSO事件产生过程中,热带太平洋西风异常及其对赤道中、东太平洋表层与次表层海温增暖的作用进行了分析。分析的结果表明:在这两次ENSO事件的产生过程中,在赤道太平洋上空均有较大的西风异常产生,并且,这西风异常由热带西太平洋向赤道中、东太平洋传播;分析还表明,1982/1983年ENSO事件发生过程中热带太平洋西风异常的强度要比1986/1987年热带太平洋西风异常强得多。此外,由相关分析可以看到,赤道太平洋上空的西风异常对于赤道中、东太平洋增温起了很大作用。

为了说明热带太平洋西风异常对赤道中、东太平洋ENSO事件发生的作用,本文还利用IAP太平洋环流模式,对西风异常在ENSO事件产生过程中的作用进行了数值模拟。模拟的结果说明了热带太平洋的西风异常,特别是热带西太平洋西风异常向东传播,对于暖水的东传和赤道中、东太平洋的增温同样起了很重要作用,与观测事实的分析一致。从分析的结果还可以看到,ENSO事件产生过程中,在热带太平洋西风异常的西部往往有东风异常相伴这一现象,它对ENSO事件发生后,热带西太平洋暖水的重新建立可能有一定作用。

由于IAP模式水平差分格距比较大,不可能很好地反映Kelvin波的作用,因此,

本文的数值模拟结果不能讨论西风异常对赤道太平洋 Kelvin 波的影响, 从而不能讨论通过 Kelvin 波使暖池的暖水东传的作用。为此, 必须构造更精细的模式来研究热带太平洋西风异常对暖水东传的动力作用。此外, 由于篇幅限制, 关于东亚季风区环流异常对于热带西太平洋西风异常的作用的研究结果将在另一篇文章中发表。

参 考 文 献

- 1 Bjerknes, J., 1969, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163~172.
- 2 Wyrtki, K., 1975, El Niño — The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 264~280.
- 3 Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, 1982, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation / El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354~384.
- 4 王惠苓、蒲书波, 1992, 1986 / 1987 厄尔尼诺期间的西风强化和海气相互作用过程分析, *大气科学*, **16**, 427~435.
- 5 Pares-Sierra, A. F., M. Inoue and J. J. O'Brien, 1985, Estimates of oceanic heat transport in the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, **90**, 3293~3303.
- 6 Pazan, S. E., W. B. White, M. Inoue and J. J. O'Brien, 1986, Off-equatorial influence upon Pacific equatorial dynamic height variability during the 1982~1983 El Niño Southern Oscillation event, *J. Geophys. Res.*, **91**, 8437~8449.
- 7 White, W. B. and S. E. Pazan, 1987, Hindcast / forecast of ENSO events based upon the redistribution of observed and model heat content in the western tropical Pacific, 1964~1986, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 264~280.
- 8 Zebiak, S. E., 1989, Ocean heat content variability and El Niño cycles, *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 475~486.
- 9 Wakata, Y. and E. S. Sarachik, 1991, On the role of equatorial ocean model in the ENSO cycle, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 434~443.
- 10 Zhang Qiuqing and Huang Ronghui, 1993, Temporal and spatial features of ENSO evolution, *Chinese J. Atmos. Sci.*, **17**, 279~286.
- 11 黄荣辉、傅云飞, 1996, 关于 ENSO 循环动力学研究的若干进展与问题, “灾害性气候预测及其对农业年景与水资源调配的影响”研究论文集, II, 灾害性气候的过程及诊断, 北京: 气象出版社, 172~188.
- 12 Battisti, D. S. 1988, The dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2889~2919.
- 13 Schopf, P. S. and M. J. Suarez, 1988, Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 549~566.
- 14 Meehl, G. A., 1990, Seasonal cycle forcing of El Niño-Southern Oscillation in a global coupled ocean-atmosphere GCM, *J. Climate*, **3**, 72~98.
- 15 Lau, N. C., S. G. H. Philander and M. J. Nath, 1992, Simulation of ENSO-like phenomena with a low-resolution GCM of the global ocean and atmosphere, *J. Climate*, **5**, 284~307.
- 16 Philander, S. G. H., R. C. Pacanowski, N. C. Lau and M. J. Nath, 1992, Simulation of ENSO with a global atmospheric GCM coupled to a high-resolution, tropical Pacific Ocean GCM, *J. Climate*, **5**, 308~329.
- 17 张荣华、曹庆存、张学洪, 1991, 太平洋大尺度环流数值模拟, 海洋环流研讨会论文集, 北京: 海洋出版社, 82~114.
- 18 Yasunari, T., 1990, Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere / ocean system in the tropical Pacific, *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 29~41.
- 19 Huang, R. H. and F. Y. Sun, 1992, Impacts of the tropical western Pacific on the east Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 243~256.

The Effect of the Westerly Anomalies over the Tropical Pacific on the Occurrence of ENSO Events

Fu Yunfei and Huang Ronghui

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

Abstract This paper analyzes the westerly anomalies over the tropical Pacific and their effect on the warming of the sea surface temperature (SST) in the equatorial central and eastern Pacific in the processes of two ENSO events, occurred in the 1980's and compares them using the observed data. The analyzed results show that in the occurring processes of these two ENSO events, there were the larger westerly anomalies over the equatorial western Pacific and they propagated from the equatorial western Pacific toward the equatorial central and eastern Pacific. With the propagation of the westerly anomalies from the east to the west, the sea surface of the equatorial central and eastern Pacific was successively warming. The analyzed results also show that the strength of the westerly anomalies in the occurring process of the 1982 / 1983 ENSO event was stronger than that in the occurring process of the 1986 / 1987 ENSO event resulting in a much stronger ENSO event during 1987 / 1983 than the 1986 / 1987 ENSO event. In order to explain the effect of the westerly anomalies over the tropical western Pacific on the occurrence of ENSO events in the equatorial central and eastern Pacific, the IAP Pacific General Oceanic Circulation Model (IAP-POGCM) is used to simulate numerically the effect of the westerly anomalies on the occurrence of ENSO event. The simulated result shows that the westerly anomalies over the tropical Pacific play an important role in the eastward propagation of the warm sea water in the equatorial Pacific and the warming in the equatorial central and eastern Pacific.

Key words westerly anomaly ENSO event sea surface temperature

欢迎订阅 1997 年《大气科学》

一年一度的报刊征订工作已经开始, 敬请《大气科学》的新老订户及时到当地邮局办理订阅手续, 《大气科学》的邮发代号为 2-823。如果错过邮局的订阅期限或其他原因, 也可直接与编辑部联系订阅。

自 1997 年开始, 《大气科学》将改用 80 克胶版纸印刷, 每期仍为 128 面, 由于使用好纸, 定价相应有所提高, 每本为 12.00 元。《大气科学》将坚持贯彻“百花齐放、百家争鸣”方针, 及时、全面地反映我国在大气科学领域的最新研究成果, 更好地为国民经济建设和社会协调发展服务。

欢迎您订阅 1997 年《大气科学》!