

亚洲季风与 ENSO 循环的相互作用

黄荣辉 傅云飞 臧晓云

(中科院大气物理研究所, 北京 100080)

提 要 ENSO 事件对亚洲季风有很大影响, 特别是对东亚夏季风环流有较大影响。许多观测事实表明, 在 ENSO 事件处于发展阶段的夏季, 江淮流域往往发生洪涝, 黄河流域往往发生干旱, 东北地区往往发生冷夏。本研究利用观测资料分析了亚洲季风对 ENSO 事件发生的影响。分析结果表明, 在 ENSO 事件发生前, 在热带太平洋上空对流层下层有明显的西风异常; 这个西风异常将会加强东传暖 Kelvin 波和西传冷 Rossby 波, 为 ENSO 循环提供必要的赤道海洋波动条件; 并且这个西风异常与东亚季风区西风异常向南传播有密切关系。通过遥相关分析表明, 东亚季风西风异常的南传是通过欧亚型遥相关的波列来实现。通过分析, 本研究提出一种亚洲季风与 ENSO 循环相互作用的物理图像。

关键词 亚洲季风 ENSO 循环 西风异常 欧亚型遥相关

1 引言

ENSO 事件可以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与低温冷害, 使各国的工农业受到很大损失。ENSO 事件的发生也给我国带来严重的气候灾害, 在 ENSO 事件发生的夏季, 我国东部将发生严重的旱涝, 东北地区可能发生冷夏。黄荣辉和吴仪芳^[1]应用 30 年观测资料分析了我国夏季降水与赤道东太平洋海温的关系。如图 1 所示, 当赤道东太平洋海温偏高或是南方涛动指数为负时, 即 ENSO 事件处于发展阶段, 江淮流域夏季降水偏多, 而华北地区与江南夏季降水可能偏少, 并往往发生干旱; 相反, 当 ENSO 事件处于衰减阶段, 江淮流域夏季降水偏少, 往往发生干旱, 而华北地区与江南的降水可能偏多。

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, 从而给气候灾害的预测提供可靠的信息与物理依据。在许多气象学家与海洋学家的努力下, 我们已经认识到 ENSO 现象不仅是一事件 (Event), 而且是一种周而复始的循环 (Cycle)。

Bjerknes^[2]首先提出了关于 ENSO 事件产生机制的假设。根据他所提出的理论, 一旦在秘鲁沿岸的赤道东太平洋的海表温度 (SST) 升高, 则赤道太平洋的气压梯度变弱, 从而就使得自东向西流的赤道贸易风减弱。由于赤道贸易风的减弱, 就使得从赤道东太平洋到中太平洋的海水上翻减弱, 这就造成从赤道东太平洋到赤道中太平洋的海表温度异常升高, 从而发生了 ENSO 事件。Bjerknes 在国际上首先提出 ENSO 事件是海-气相互作用的结果, 他的假设对于海洋科学和大气科学的发展都起到很重要的作用。

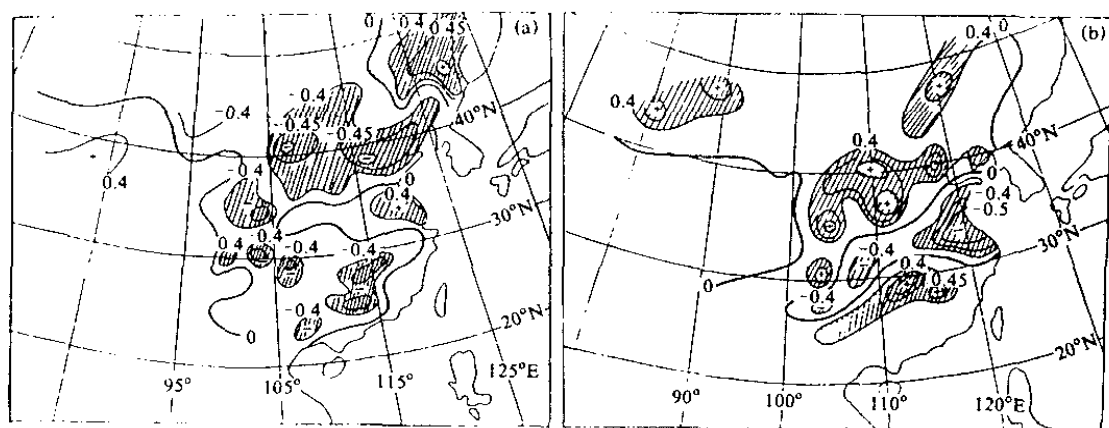


图1 ENSO 事件处于发展阶段 (a) 与衰减阶段 (b)
我国夏季降水距平与赤道东太平洋海温距平的相关系数分布

以后, 许多气象学家与海洋学家都是引用这个假设。

赤道东西太平洋对 ENSO 事件产生的作用一直是一个有争论的问题。人们总认为 El Niño 现象是秘鲁沿岸赤道东太平洋所发生的现象。然而 1982 / 1983 年所爆发的有史以来最强的 ENSO 事件, 其增温特征并不是先从赤道东太平洋开始, 而是先从赤道中太平洋开始。人们发现很多 ENSO 事件其海表面温度的增温也是先从赤道中太平洋开始。1986 / 1987 年所发生的 ENSO 事件, 其海温也不是先从赤道东太平洋开始, 而是先从赤道中太平洋开始的^[3]。此外, 1991 / 1992 年发生的 ENSO 事件, 其增温也是先从赤道中太平洋开始, 然后向东传播。这就使得人们不得不怀疑 Bjerknes 对 ENSO 产生机制的假设。

由于发现了一些 ENSO 事件的增温特征与 Bjerknes 所提出的理论不同, 这就使得人们对 ENSO 产生机制及海-气相互作用的研究产生了浓厚的兴趣, 特别在关于 ENSO 循环的动力学机制, 已作出不少研究。例如, McCreay^[4], McCreay 和 Anderson^[5], Anderson 和 McCreay^[6]较系统地研究了 ENSO 循环的物理机制。他们从观测事实及理论上提出赤道海洋波动在 ENSO 循环中的作用。McCreay 所提出的 ENSO 循环的动力学机制虽然可以说明 ENSO 循环过程中赤道海洋波动的动力作用, 但说明不了西太平洋在 ENSO 循环产生的作用, McCreay 认为西太平洋的暖水还是来自东太平洋。最近, Schopf 和 Suarez^[7]提出一个比较令人信服的机制, 他们用不稳定海-气相互作用解释了 ENSO 循环。

与 Schopf 和 Suarez 所提出的 ENSO 循环中不稳定海-气相互作用机制不同, Philander 等^[8], Yamagata^[9], 巢纪平和张人禾^[10]研究了热带太平洋的海-气相互作用, 指出热带海洋与大气相互作用可以产生不稳定的海气耦合波, ENSO 循环可能是由于这种海气耦合波所引起。

上述这些研究都表明, 西太平洋暖池 (warm pool) 处于暖的状态是 ENSO 事件发生必不可少的条件, 只有西太平洋暖池热容量处于异常大的状态, 才有可能发生 ENSO 事件。然而, 1973、1983、1989 年西太平洋暖池的温度异常高, 其热容量异常

大,但这些年的第二年并不发生 ENSO 事件。因此,西太平洋暖池处于异常暖的状态只不过是 ENSO 事件发生的必要条件之一,还应有大气状态的条件,还应分析在 ENSO 事件发生过程中热带大气气流的异常情况。本文通过观测资料的分析和动力理论讨论了热带太平洋海表附近西风异常对 ENSO 循环的动力作用,并且通过观测事实的分析来讨论亚洲、澳洲季风异常在 ENSO 循环中的作用。

2 热带太平洋西风异常与 ENSO 事件产生的关系

2.1 ENSO 事件产生过程中热带太平洋西风异常

图 2 是赤道中、东太平洋 850 hPa 纬向风标准化距平的年际变化曲线。从图 2 可以看到,纬向风标准化距平年际变化呈波动振荡,西风异常在 1982/1983、1986/1987、1991/1992 ENSO 年份出现大值,而在 1981、1984/1985、1988 年反 ENSO 年份东风异常出现大值。这说明了 ENSO 事件的发生与赤道中、东太平洋上空对流层下层的西风异常有很大关系。

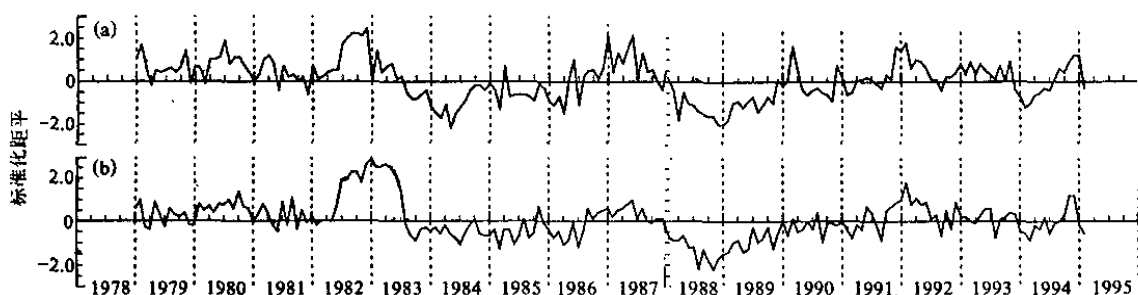


图 2 赤道中太平洋 ($165^{\circ}\text{E}\sim 175^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$) (a) 与赤道东太平洋 ($175^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$) (b) 上空 850 hPa 纬向风指数的年际变化

为了更清楚地看到 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 纬向风距平经度-时间剖面图。图 3a、b、c 分别是 $1981\sim 1983$ 年 $5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$, $0\sim 10^{\circ}\text{S}$, $0\sim 10^{\circ}\text{N}$ 平均的 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热带西太平洋向热带中、东太平洋传播。1981 年下半年在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 年春季,由热带西太平洋向热带中、东太平洋上空传播,其中心在 1983 年春位于日期变更线附近。另外,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 , ENSO 事件成熟时期,其西风距平可达到 8.0 m/s 。

图 4a、b、c 分别是 1985~1987 年 $5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$, $0\sim 10^{\circ}\text{S}$, $0\sim 10^{\circ}\text{N}$ 平均的 850 hPa 纬向风距平的纬向-时间剖面图。从图可以看到,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 年热带太平洋的西风异常的强度要比 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不及 1982 / 1983 年远，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、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，并且加强

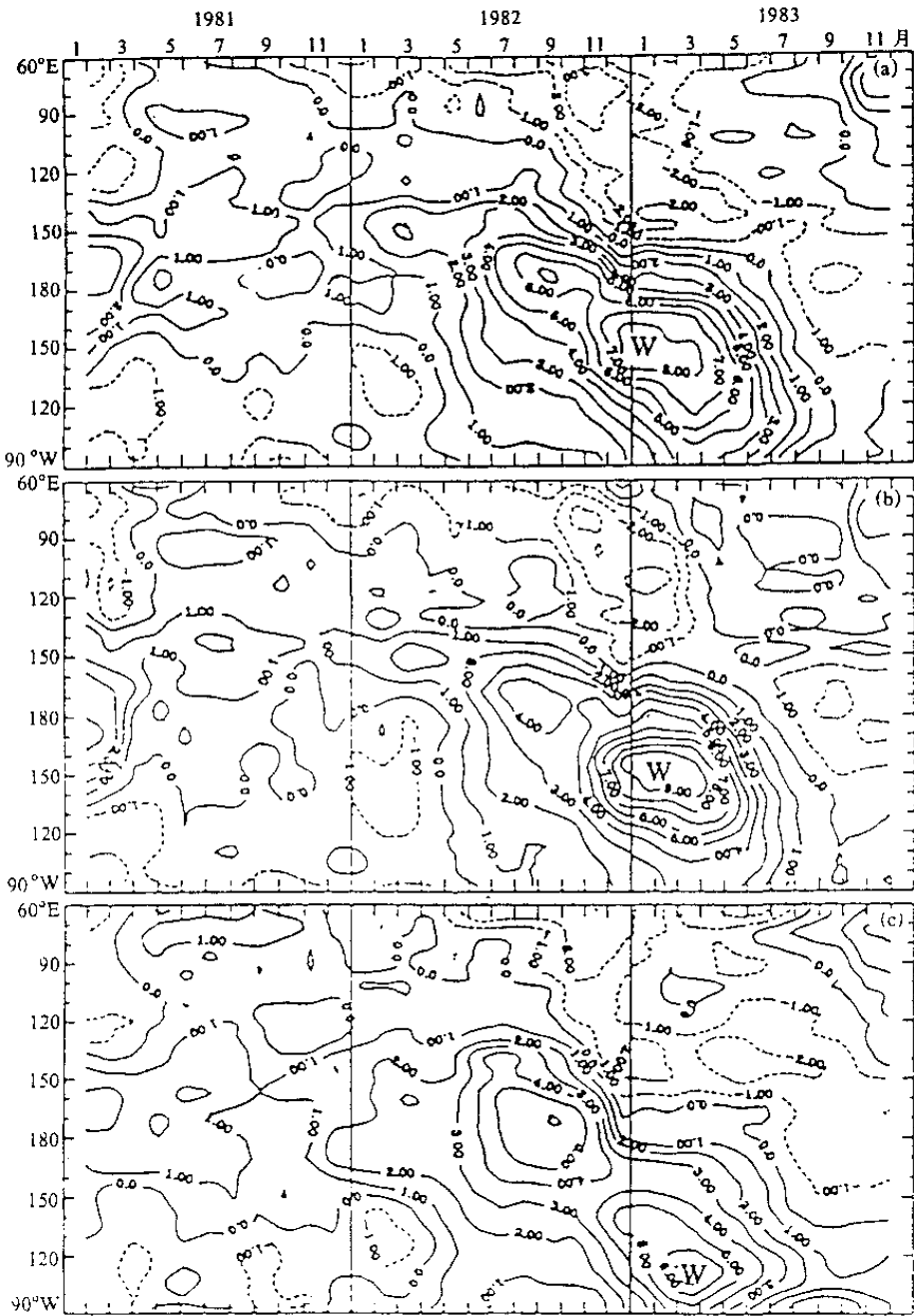


图 3 1981~1983 年 5°N~5°S (a), 0~10°S (b), 0~10°N (c) 平均的 850 hPa 纬向风距平时间-经度剖面图
实线表示西风距平，虚线表示东风距平；单位：m / s

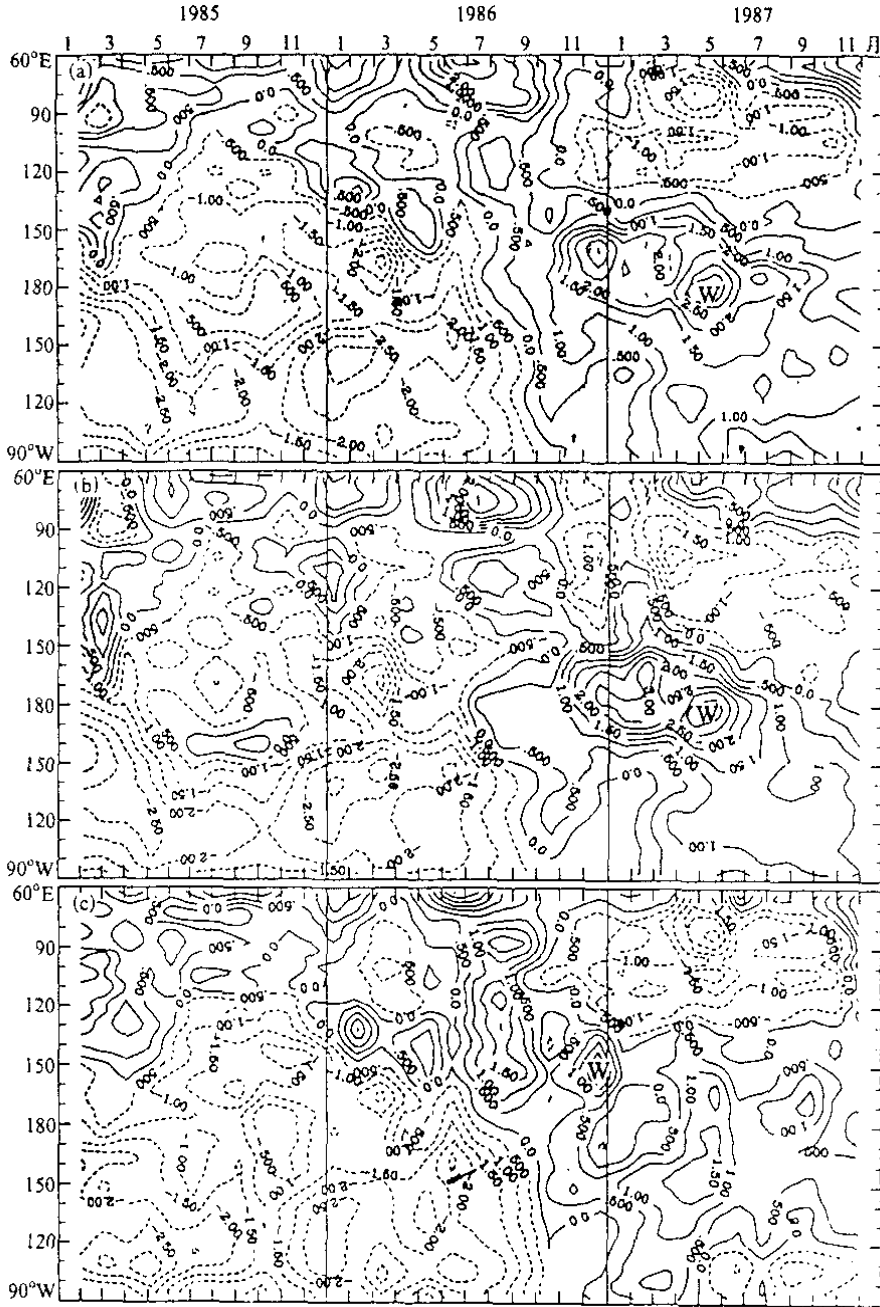


图4 1985~1987年 5°N~5°S (a), 0~10°S (b), 0~10°N (c) 平均的 850 hPa
纬向风距平时间-经度剖面图
实线表示西风距平, 虚线表示东风距平; 单位: m/s

了热带中、东太平洋海水上翻, 从而使热带中、东太平洋海水温度下降, 导致 ENSO 现象消失。

2.2 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

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, 我们计算了这两次 ENSO 事件的产生过程中赤道西太平洋 (140~160°E, 5°N~5°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、b、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有正相关区域; 而在热带东太平洋有一负相关区域。从图 5b、c 可以看到, 随着时间的推移, 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小, 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, 相关系数到 0.5 以上, 并且这个正相关区与热带中太平洋的正相关连接, 形成了一个类似于 ENSO 成熟期的 SST 距平的分布; 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。

从图 5 可以看到, 随着热带西太平洋上空西风异常的延续, 暖海水由日期变更线附近向赤道东太平洋传播, 从而导致 ENSO 事件的爆发。

同样, 在 1986/1987 年 ENSO 循环中, 热带太平洋西风异常对赤道中、东太平洋的增温也起到很重要作用 (图略)。

3 热带太平洋西风异常对 ENSO 循环的动力作用

关于热带太平洋西风异常对 ENSO 事件产生的动力作用已是近年来 ENSO 循环动力学中一个重要的前沿课题。Philander^[11]利用数值试验说明了热带中太平洋地区信风松弛会引起赤道东太平洋 SST 的增暖。Tang 和 Weisberg^[12]利用一个简单的线性、约化重力模式研究了 1982/1983 年西风应力对赤道中、东太平洋 SST 增暖的作用。但是, 西风应力究竟如何影响赤道海洋波动, 从而引起 ENSO 事件生消过程? 这从理论上还值得进一步深入研究。因此, 在本节我们通过简单的热带海-气耦合过程, 并利用实际观测资料来分析热带太平洋西风异常对 ENSO 循环的动力作用。

3.1 赤道海洋波动方程

在赤道 β 平面近似下, 线性浅水波海洋运动模式可写成如下形式:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta_0 y v = -g' \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho H_0}, \quad (1)$$

$$\beta_0 y v = -g' \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho H_0}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H_0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0, \quad (3)$$

其中, u 、 v 分别是热带海洋东西方向与南北方向的扰动流速, h 是海面扰动高度, $g' = g \frac{\Delta \rho}{\rho}$ 为视重力并取为 $5.6 \times 10^{-2} \text{ m/s}^2$, $\Delta \rho$ 为温跃层与混合层之间的密度差, H_0 为海洋的未扰动高度并取为 150 m , $\rho = 1.026 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, $\beta_0 = 2.28 \times 10^{-11} \text{ 1/(s} \cdot \text{m)}$, τ^x 和 τ^y 分别为海表面纬向与经向距平风应力, 它可表达成

$$\vec{\tau} = \rho_a C_D (|\vec{V}| \vec{V} - |\vec{V}| \cdot \vec{V}), \quad (4)$$

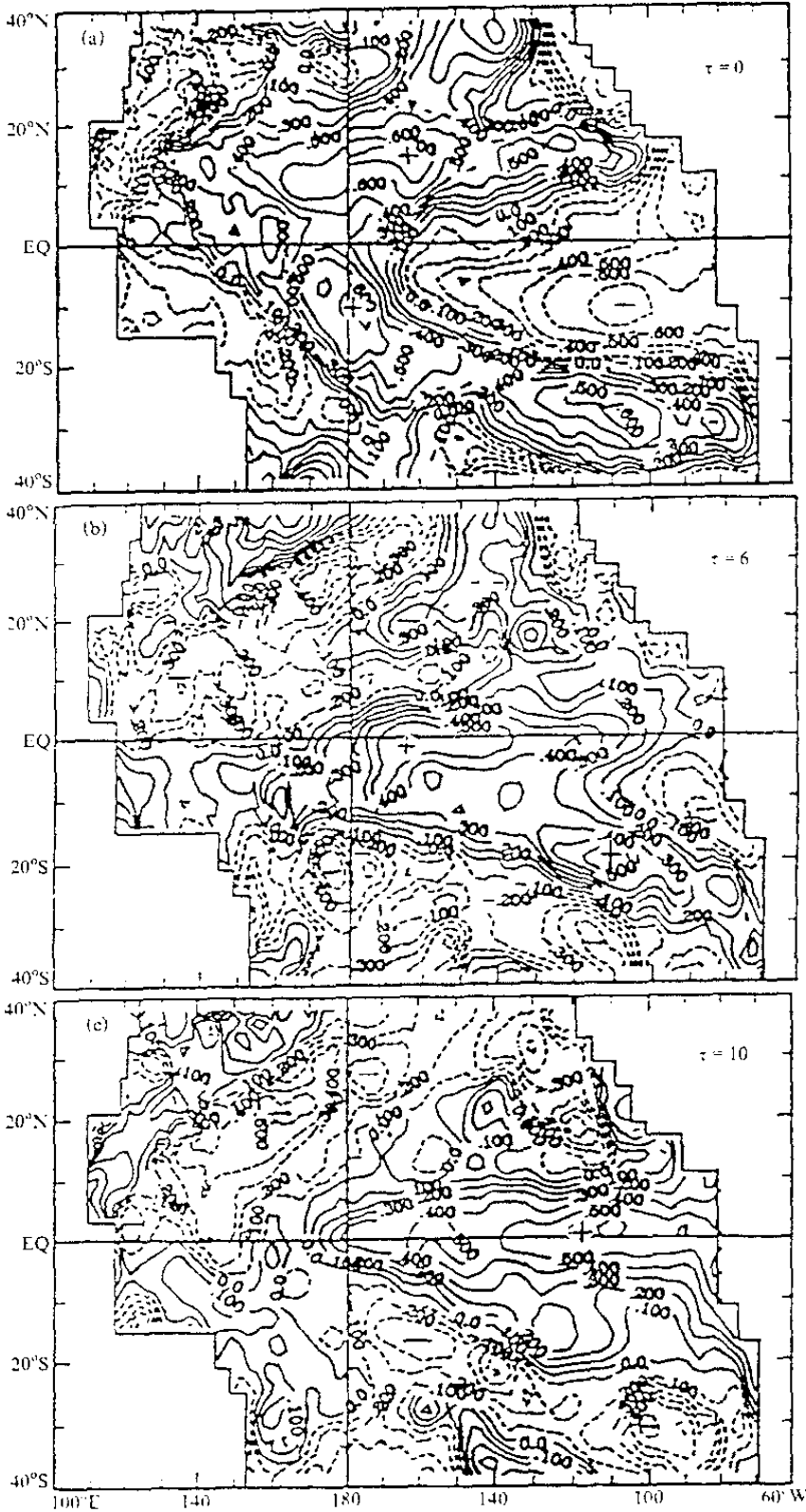


图 5 1981~1983 年赤道西太平洋 (140~160°E, 5°N~5°S) 平均的 850 hPa 西风异常与太平洋海面温度距平的滞后相关系数分布图。(a)、(b)、(c)分别是 SST 距平滞后于西风异常为 0、6、10 个月的相关系数分布。图中实线表示“+”相关, 虚线表示“-”相关

式中 $\rho_a = 1.275 \text{ kg/m}^3$, $C_D = 3.2 \times 10^{-3}$, $\vec{V}$ 实际风场, $\vec{V}$ 为气候平均风场。

把上述方程无量纲化, 并采用 Gill^[13] 方案把波动分离, 即引入变量 q, r , 它们分别是

$$q = h + \hat{u}, \quad r = h - \hat{u}.$$

若 $\hat{u}, \hat{v}, \hat{h}$ 为无量纲化的方程 (1) ~ (3) 相应物理量, 这样方程 (1) ~ (3) 可变换成

$$\frac{\partial q}{\partial t} - \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial \hat{v}}{\partial y} - y\hat{v} = X, \quad (5)$$

$$\frac{\partial r}{\partial t} - \frac{\partial r}{\partial x} + \frac{\partial \hat{v}}{\partial y} - y\hat{v} = -X, \quad (6)$$

$$-yr + \frac{\partial q}{\partial y} - \frac{\partial r}{\partial y} = zY, \quad (7)$$

其中, X, Y 为无量纲化的纬向与经向距平风应力, 且

$$(X, Y) = \frac{(C^3 \beta)^{-\frac{1}{2}}}{\rho H_0} (\tau^x, \tau^y). \quad (8)$$

方程 (5) ~ (7) 的自由解是抛物线柱函数 $D_n(y)$ 。为方便起见, 可将此函数变换成归一化函数 $\psi_n(y)$, 即

$$\psi_n(y) = (2^2 n! \pi^{1/2})^{1/2} \exp\left(\frac{y^2}{2}\right) \frac{d^n}{dy^n} [\exp(-y^2)] (-1)^n, \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (9)$$

把方程 (5) ~ (7) 的变量都用 $\psi_n(y)$ 展开, 这样可得方程 (5) ~ (7) 的解为

$$\frac{\partial q_0}{\partial t} + \frac{\partial q_0}{\partial x} = \int_{-\infty}^{\infty} X \psi_0 dy, \quad (10)$$

$$q_1 = \sqrt{2} \int_{-\infty}^{\infty} Y \psi_0 dy, \quad (11)$$

$$(2n+1) \frac{\partial q_{n+1}}{\partial t} - \frac{\partial q_{n+1}}{\partial x} = \int_{-\infty}^{\infty} X \{n \Psi_{n+1} - [n(n+1)]^{1/2} \Psi_{n-1}\} dy \\ + 2\sqrt{n+1} \left(\frac{\partial}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \right) \int_{-\infty}^{\infty} Y \Psi_n dy, \quad (12)$$

其中, q_0 代表东传的 Kelvin 波, q_1 代表 Yanai 波, $q_{n+1} (n \geq 1)$ 代表西传的 Rossby 波。从方程 (10) 可以看到西风距平应力可以激发出赤道海洋的东传暖 Kelvin 波; 从方程 (11) 和 (12) 可以看到经向南北风距平风应力可以激发出赤道海洋的 Yanai 波, 而赤道海洋 Rossby 波的激发与纬向和经向距平风应力有关。

若只考虑纬向距平风应力对海洋波动的作用, 忽略 Yanai 波, 并且假设热带海洋波动对风应力响应是赤道对称的, 若只取到 4 阶 Rossby 波, 这样方程 (10) ~ (12) 可变成

$$\frac{\partial q_0}{\partial t} + \frac{\partial q_0}{\partial x} = \int_{-\infty}^{\infty} X \Psi_0 dy, \quad (13)$$

$$3 \frac{\partial q_2}{\partial t} - \frac{\partial q_2}{\partial x} = \int_{-\infty}^{\infty} X \{ \Psi_2 - \sqrt{2} \Psi_0 \} dy, \quad (14)$$

$$7 \frac{\partial q_4}{\partial t} - \frac{\partial q_4}{\partial x} = \int_{-\infty}^{\infty} X \{ 3 \Psi_2 - 2\sqrt{3} \Psi_2 \} dy. \quad (15)$$

这样, 由实际观测的距平风应力就可以由方程 (13) ~ (15) 求出热带海洋的 Kelvin 波与 Rossby 波。

3.2 1982/1983 ENSO 循环过程中西风异常的动力作用

在第 2 节中, 我们已经表明了 1982 年在热带西、中太平洋上空有很大的西风异常, 因此, 利用 (8) 式可求出 1981~

1983 年赤道附近实际无量纲纬向距平风应力。正如图 6 所示, 在 ENSO 事件发生之前, 在热带中、东太平洋上为一大片东风距平风应力, 而在 1981 年热带西太平洋上空就有较弱的西风距平风应力; 从 1982 年 3 月起, 这片西风距平风应力在热带中太平洋加强并向东移动, 到 1982 年 12 月此西风距平风应力达到最大值并已移到 120°W 附近, 它维持到 1983 年初; 之后, 此西风距平风应力渐渐减弱, 并变成东风距平风应力, 这个纬向距平风应力与图 2 所示的纬向风异常相对应。

由图 6 所示的纬向距平风应力并利用方程 (13) ~ (15) 可以计算出赤道附近海洋的 Kelvin 波, 2 阶 Rossby 波与 4 阶 Rossby 波的空间分布图。

图 7 下图是实测的赤道太平洋的 SST 距平 (虚线) 和纬向距平风应力 (实线), 而上图分别是 1982/1983 由实测纬向距平风应力强迫出的赤道附近海洋

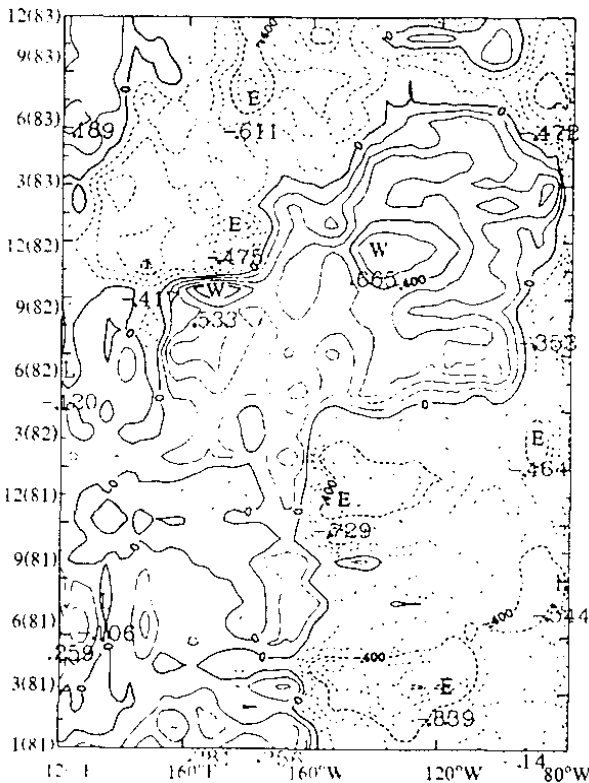


图 6 1981~1983 年赤道附近无量纲
纬向距平风应力的纬向-时间剖面图

Kelvin 波, 2 阶 Rossby 波 (R2) 和 4 阶 Rossby 波 (R4) 的空间分布图。从图 7a 可以看到, 在 1982 年初赤道中、东太平洋上空为东风距平风应力区, SST 处于气候平均状态, 赤道西太平洋 SST 的距平为正, 而赤道中、东太平洋 SST 的距平为弱负值, 由此距平风应力强迫出东传冷的 Kelvin 波, 并在东边界反射成西传冷的 Rossby 波, 使得赤道东太平洋 SST 维持冷的状态, 并且这个东风距平风应力在赤道中太平洋还强迫出暖的 Rossby 波, 使得西太平洋暖池增温, 这与从实际观测的暖池海温状态一致; 在 1982 年 3、4 月, 在热带西太平洋上出现西风, 此时在赤道西太平洋和中太平洋强迫出

暖的 Kelvin 波, 这种暖 Kelvin 波向东传播, 在 1982 年 5、6 月传到赤道中、东太平洋, 并且振幅加大, 使得赤道中、东太平洋的 SST 升高 (如图 7b 所示); 另一方面还可以看到, 在西风距平风应力的作用下, 在赤道中、西太平洋激发出冷 Rossby 波, 并向西传播且振幅增大, 使得西太平洋暖池 SST 下降, 这将为冷 Kelvin 波的产生提供先行条件; 到了 1982 年 9、10 月热带中太平洋上空有强的西风异常, 它使得暖 Kelvin 波移到赤道中、东太平洋, 并且被东海岸反射成暖 Rossby 波, 这两种波的相互作用使得赤道中、东太平洋的 SST 升高, 从而使得 ENSO 事件爆发 (见图 7c), 在 1982 年 11、12 月, 由于赤道中、东太平洋上空西风异常的维持, 如图 7d 所示, 赤道 SST 继续升高, ENSO 事件到达成熟期, 并且冷的 Rossby 波继续西传, 使得西太平洋暖池 SST 下降; 到了 1982 年 11、12 月, 西传冷 Rossby 波从热带西太平洋的西边界反射而产生冷 Kelvin 波, 这个冷 Kelvin 波向东传播, 到了 1983 年初, 热带西太平洋出现东风异常, 这个东风距平风应力使得冷 Kelvin 波大大加强。随后, 这冷的 Kelvin 波向东传到赤道东太平洋, 从而使得赤道东太平洋 SST 下降, 致使 1983 年夏这个 ENSO 事件消亡, 这样完成了一个 ENSO 循环。

从上面分析可以看到, 热带太平洋海表面上西风距平风应力通过对热带海洋 Kelvin 波与 Rossby 波的激发对于 ENSO 循环起到很重要的动力作用。

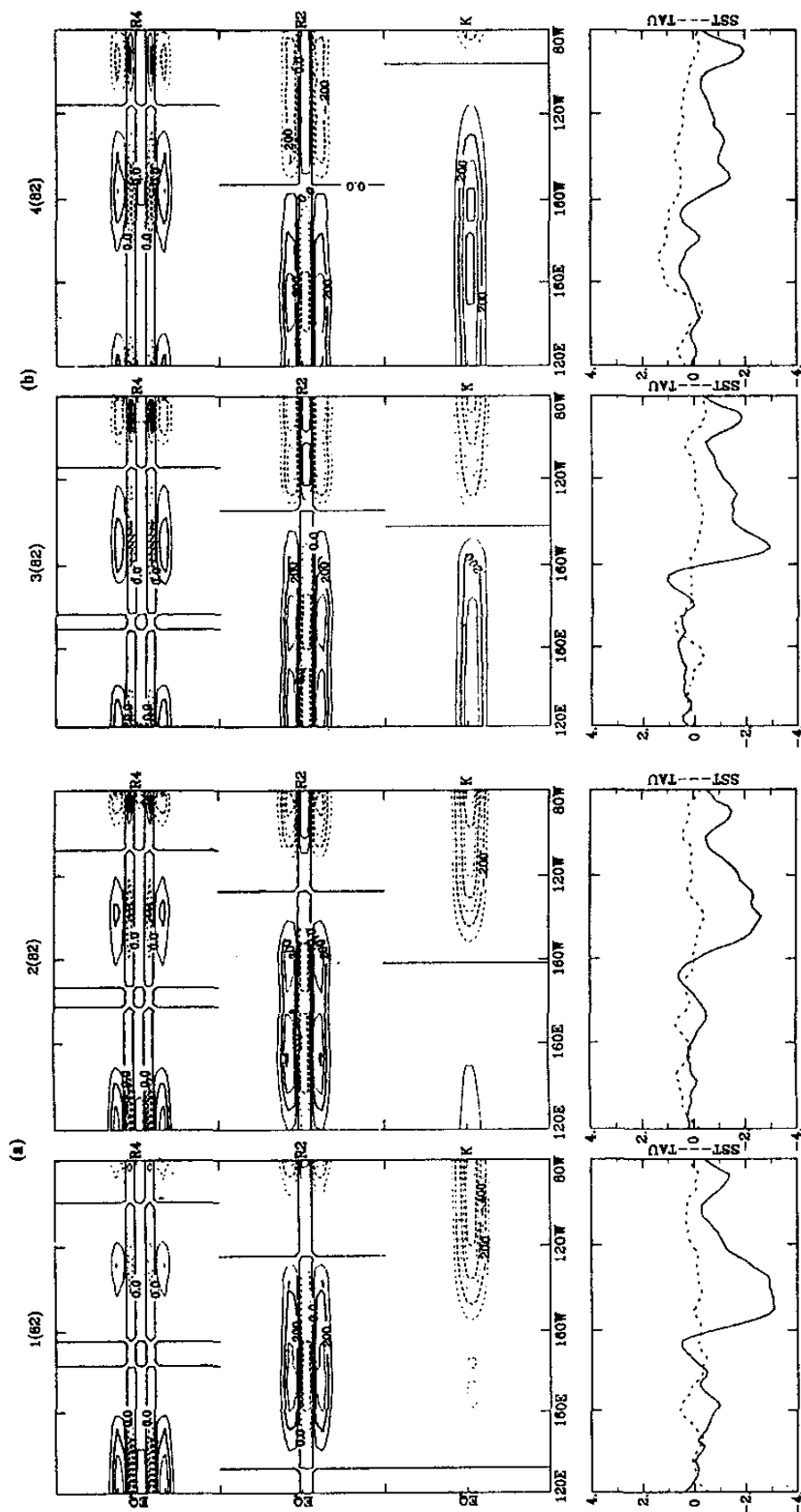
4 东亚季风与澳洲季风区的西风异常对热带太平洋西风异常的作用

最近, Nitta 和 Motoki^[14], Nitta^[15], Nakazawa^[16]分析了 ENSO 事件爆发时热带地区的对流活动。他们发现在 ENSO 事件爆发前有超大型云团 (super cluster) 从印度洋的东北部向西太平洋传播, 这种超大型云团在西太平洋猛烈发展并且东移, 当它移到赤道中太平洋后就一直停留在这里。他们并指出这种 30~50 天周期振荡的超大型云团活动可以诱导出西风爆发 (westerly bursts)。这种西风爆发对于 ENSO 事件的爆发起了触发作用。

4.1 东亚、澳洲季风区西风异常对赤道太平洋西风异常的作用

上面的研究表明了热带太平洋的西风异常活动可能是由于热带太平洋上空的超大型云团造成的。李崇银等^[17]的研究表明东亚地区冬季寒潮的频繁发生对于 ENSO 事件产生起了很重要作用。黄荣辉和吴仪芳^[18]的研究表明, ENSO 循环可能是季风区域与 Hadley 环流区域之间的甚低频振荡向赤道太平洋传播所引起。这两个研究都表明 ENSO 循环与亚洲季风有关。

为了研究热带太平洋的西风异常与热带外太平洋地区西风异常的关系, 特别是与亚洲、大洋洲地区季风区的西风异常的关系, 我们分别计算了太平洋不同地区的西风异常经向-时间演变。图 8 分别是 1981~1983 年沿 140~160°E 平均的 850 hPa 纬向风距平经向-时间剖面图。从图 8 可以更清楚看到, 1981 年 4 月份, 在副热带西太平洋地区就有 2.5 m/s 的西风距平, 且向南传播, 在 1982 年 7 月西风异常传播到赤道太平洋; 同样, 南半球副热带太平洋地区的西风异常也向热带太平洋传播, 在 1982 年夏, 从南北半球副热带地区传播而来的西风异常在赤道太平洋地区辐合, 在赤道太平洋地区形成了 5.0 m/s 左右的西风异常, 并维持到 1982 年底。这说明赤道太平洋的西风异常不仅仅



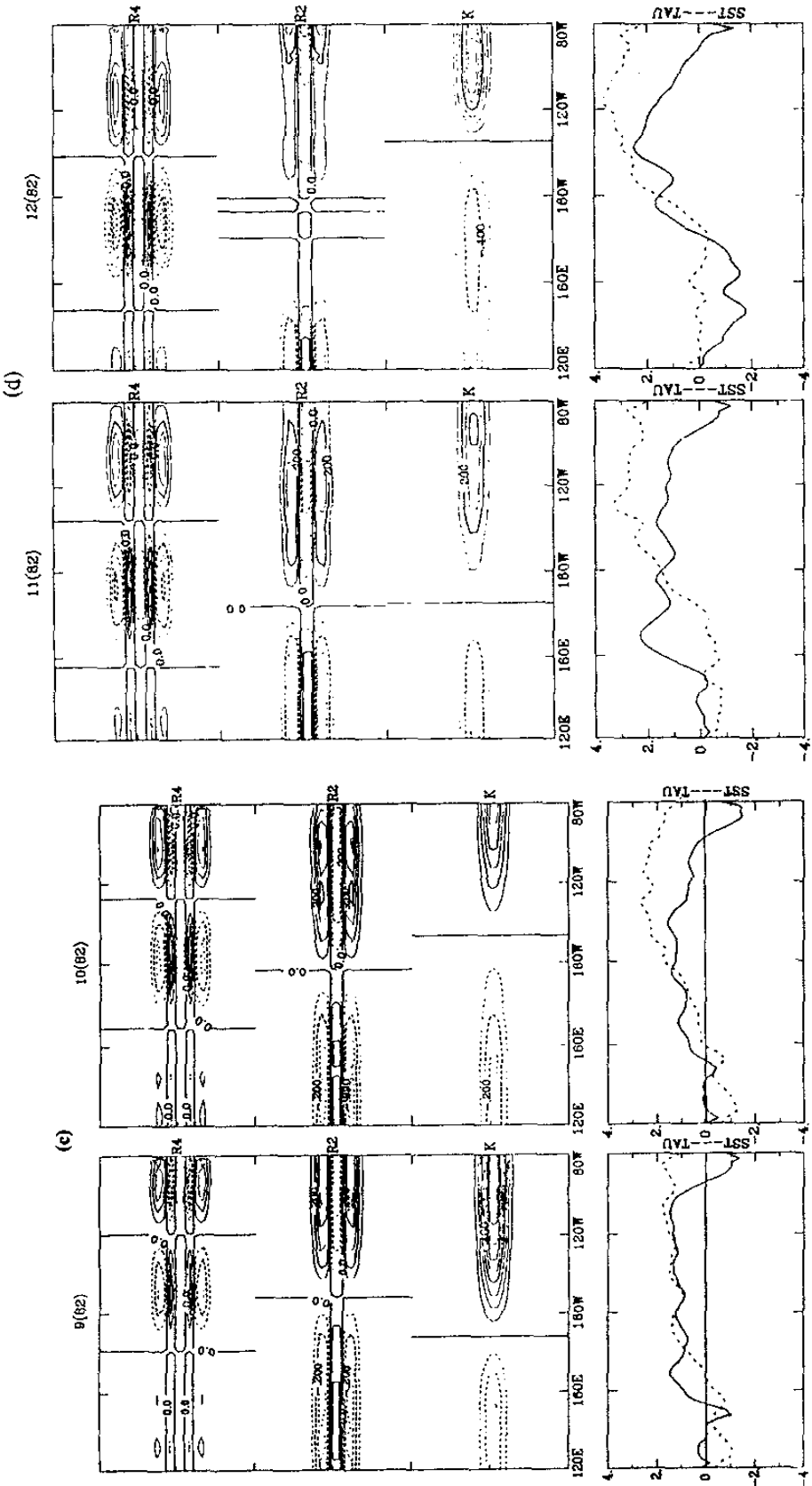


图 7 1982 / 1983 年 ENSO 循环过程中赤道太平洋距平风应力, 海洋波动与 SST 距平的时空分布图

(a) 1982 年 1, 2 月; (b) 1982 年 3, 4 月; (c) 1982 年 9, 10 月; (d) 1982 年 11, 12 月

上图: K 代表 Kelvin 波, R2 代表 2 阶 Rossby 波, R4 代表 4 阶 Rossby 波, 图中实线表示暖, 虚线表示冷;

下图: 实线为山实测纬向风计算而得到无量纲纬向风应力 ($\times 0.2$), 虚线为实际海温距平, 单位: $^{\circ}\text{C}$

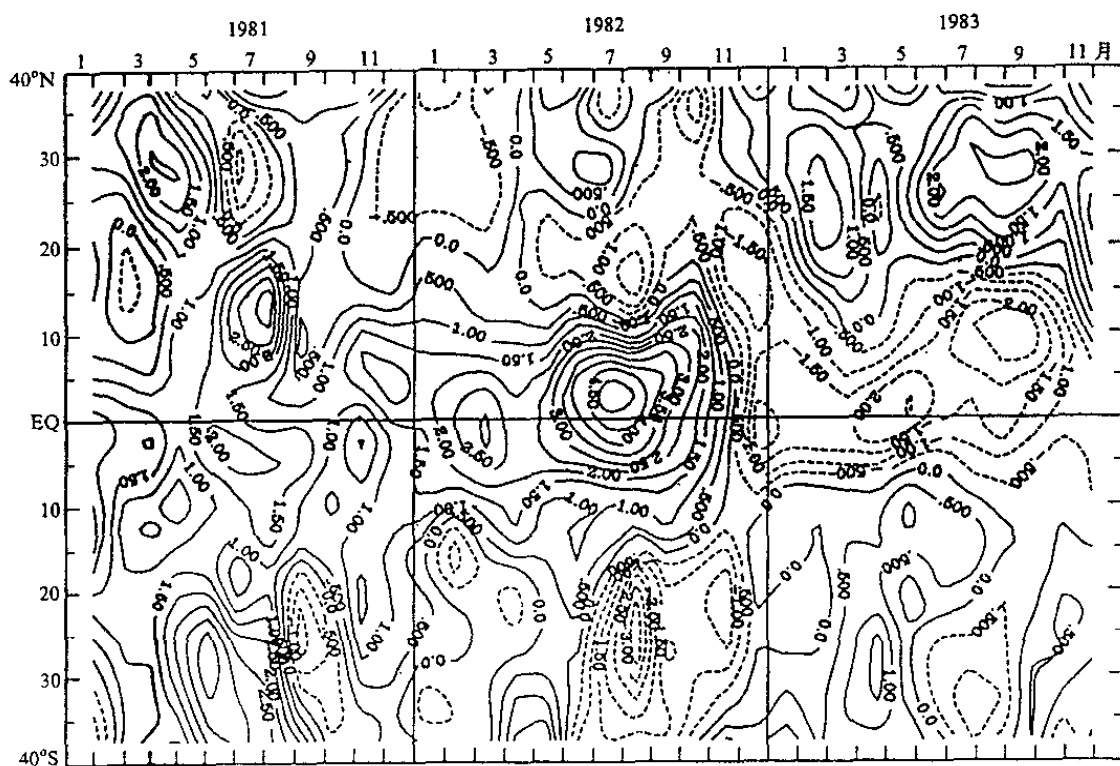


图 8 1981~1983 年沿 140~160°E 平均的 850 hPa 纬向风距平的经向-时间剖面图

单位: m/s

是由于热带超大云团造成的, 而且是由于亚、澳季风区西风异常向赤道地区传播的结果。

从图 8 也可以看到, 随着西风异常向赤道太平洋地区传播之后, 从副热带太平洋地区, 特别是从东亚地区和澳洲地区有东风异常向赤道太平洋地区传播, 从而使 ENSO 事件消失。这个东风距平正是由于 ENSO 事件发生时, 热带中、东太平洋 SST 异常给亚、澳季风区带来影响的结果。

同样的现象也发生在 1985~1987 年。正如图 9 所示, 在 1985 年底, 在东亚季风区就有 1.0 m/s 左右的西风异常, 且向南传播, 到 1986 年 7、8 月, 传播到热带太平洋; 最终传播到赤道太平洋, 其最大西风距平可达 2.0 m/s 以上, 并一直维持到 1987 年夏。但是, 把 1985~1987 年东亚、澳洲季风区的西风距平向南传播情况与 1981~1983 年相比较, 可以发现, 在 1985~1987 年, 主要是北半球副热带地区, 特别是东亚季风区西风异常向赤道太平洋地区传播, 而澳洲季风区的西风异常很小, 使之 1986/1987 年赤道太平洋地区的西风距平远小于 1982/1983 年, 这使得 1986/1987 年 ENSO 事件的强度远小于 1982/1983 年 ENSO 事件的强度。

从图 9 可以看到, 随着西风异常向南传播之后, 从副热带太平洋地区, 特别从东亚和澳洲季风区有东风异常向赤道太平洋地区传播, 从而使得 ENSO 事件消去。

从上面分析可以看到, 热带太平洋海表附近的纬向西风异常不仅与热带地区大气环流有关, 而且与东亚、澳洲季风区的纬向风异常有关。

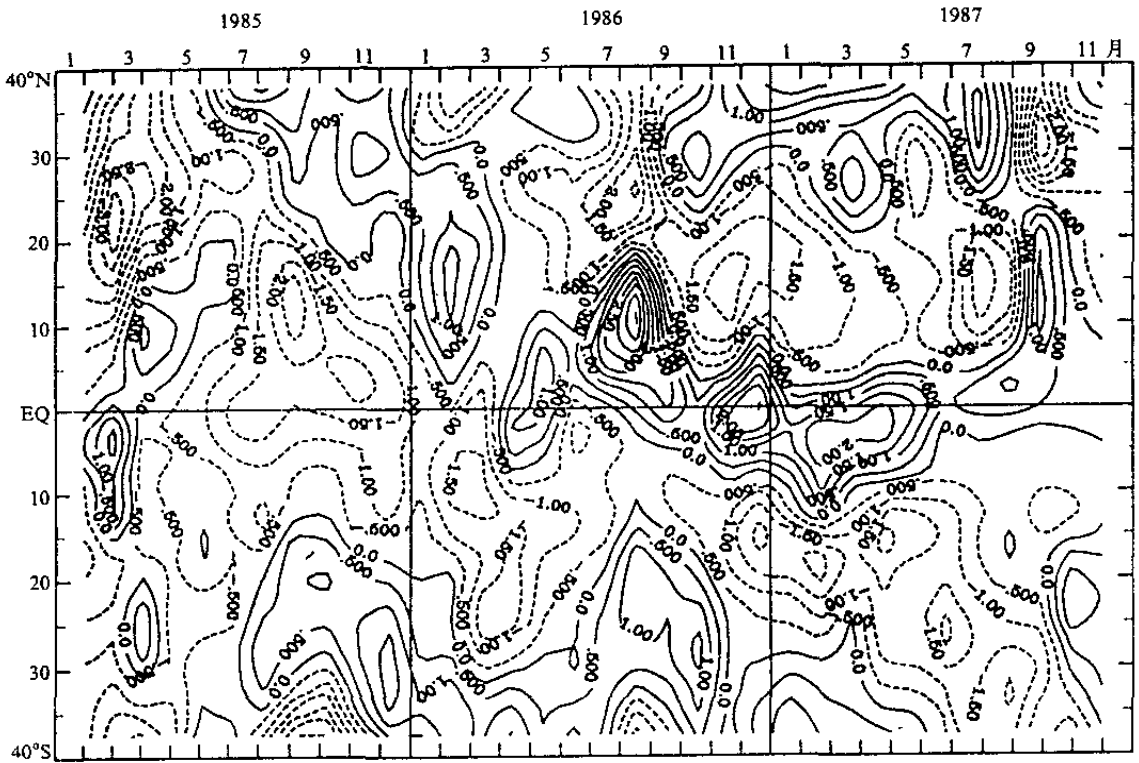


图9 1985~1987 年沿 140~160°E 平均的 850 hPa 纬向风距平的经向-时间剖面图
单位: m / s

4.2 热带外大气环流对赤道太平洋地区西风异常作用的可能路径

为了反映热带外大气环流变化对赤道太平洋地区西风异常的作用，我们计算了 1981~1983 年各月的北半球 500 hPa 高度场距平与 5°N~5°S, 140~160°E 平均的 850 hPa 纬向风距平的同时与滞后相关（见图 10）。

图 10 表明热带外大气环流与赤道西太平洋对流层下层的西风异常的相关系数分布呈现出欧亚型遥相关。

从热带西太平洋到我国南海、中印半岛上空有一片正相关区，在副热带西太平洋到东亚上空有一片负相关区，在乌拉尔山地区上空有一片正相关区，在地中海、西欧一带上空有一片负相关区，在西非沿岸的大西洋上空有一片正相关，这正是大气环流的欧亚型遥相关的分布。

同样，1985~1987 年各月的北半球 500 hPa 高度场距平与 5°N~5°S, 140~160°E 平均的 850 hPa 纬向风距平的同时与滞后相关也呈现出欧亚型遥相关的分布（图略）。

从上面分析可看到，热带外大气环流异常，特别是亚、澳季风区季风环流异常通过欧亚型遥相关而传播到热带太平洋上空，从而影响热带太平洋海表附近的纬向风异常。

5 结论与讨论

本文利用观测资料分析了亚洲季风与 ENSO 循环的相互作用。分析结果表明：由

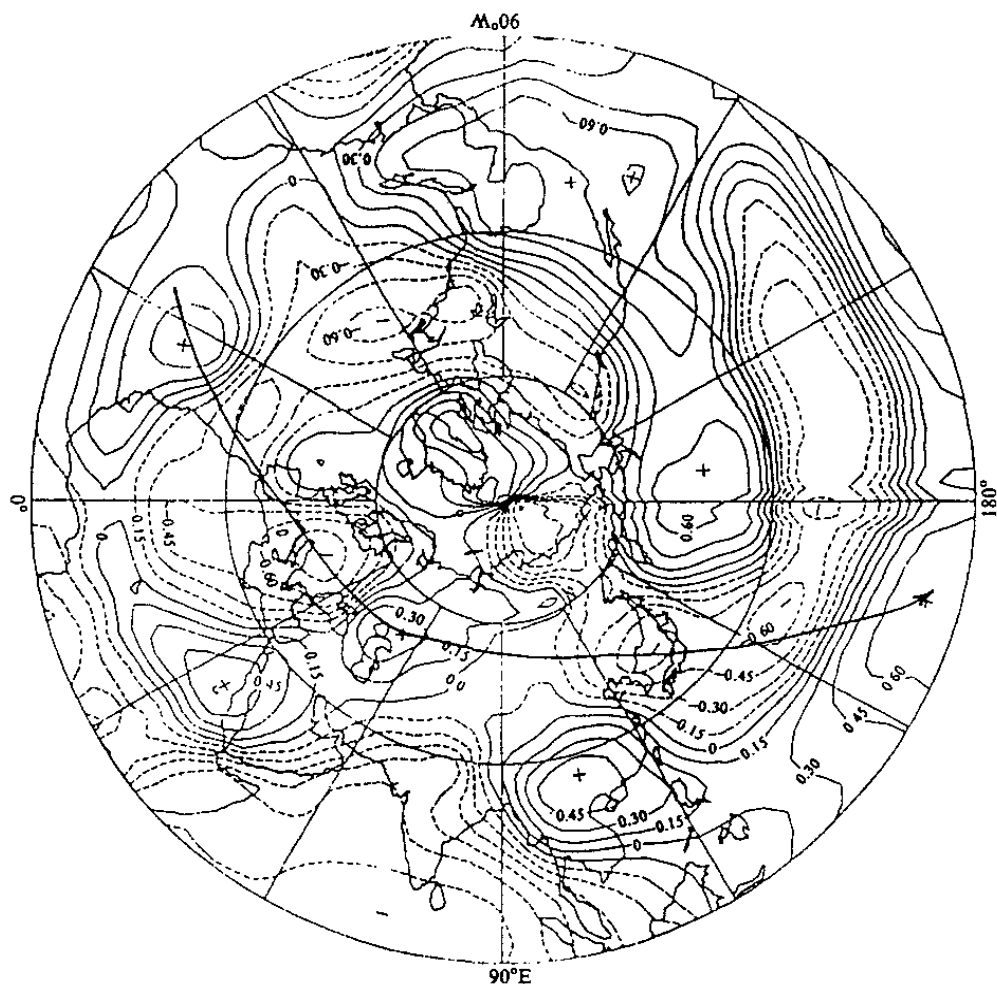


图 10 1981~1983 年北半球 500 hPa 高度场距平与 5°N~5°S, 140~160°E 平均的 850 hPa 纬向风距平的滞后 6 个月相关系数分布图

于 ENSO 事件的发生, 赤道中、东太平洋 SST 异常升温, 导致热带中太平洋对流活动加强, 从而使热源加强, 由于遥相关的作用, 使得北半球中、高纬度环流异常, 当然也会使得东亚季风产生异常; 反过来, 当东亚季风和澳大利亚季风有西风异常, 由于欧亚型遥相关的作用, 将会使西风异常从东亚季风区和澳洲季风区向赤道西、中太平洋传播。这使得从热带西太平洋传播而来的西风异常大大加强, 如图 11 所示。这种西风异常将会加强东传暖的 Kelvin 波与西传冷 Rossby 波, 为 ENSO 循环提供必要的赤道海洋波动条件。

虽然近年来对 ENSO 循环动力学的研究取得很大进展, 认识到西太平洋暖池处于异常暖的状态与热带太平洋海面附近有较大的西风异常是 ENSO 事件产生必不可少的二个条件; 并且认识到赤道海洋波动及其不稳定海-气耦合在 ENSO 循环中的作用。但是, 必须指出, 目前这些研究只是从不同侧面来研究 ENSO 循环, 离真正揭示 ENSO 循环的物理机制还有一段距离, 许多问题尚待进一步深入研究。

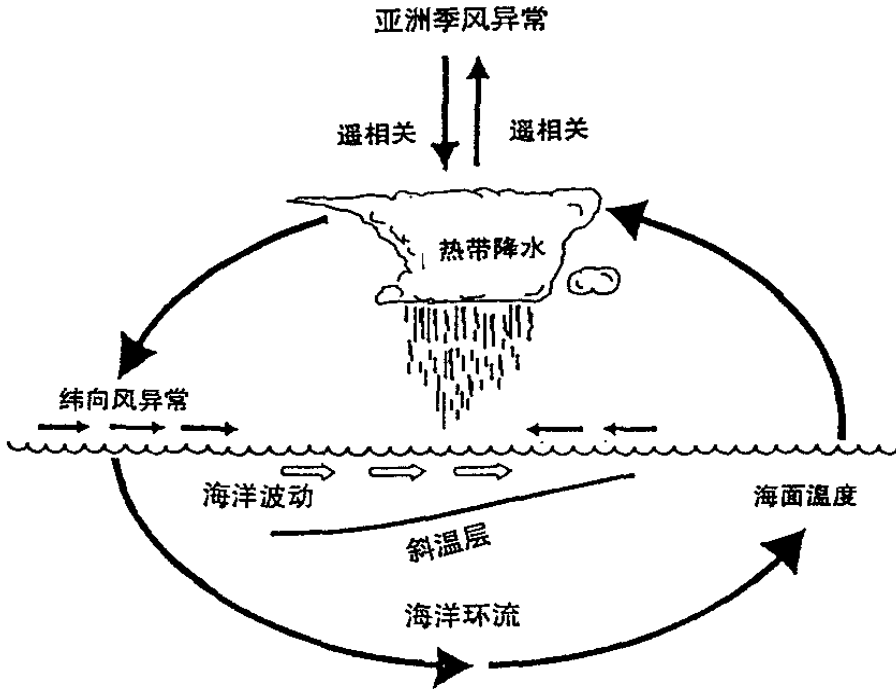


图 11 亚洲季风与 ENSO 循环示意图

参 考 文 献

- 1 Huang Ronhui and Wu Yifang, 1989, The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism, *Adv. Atmos. Sci.*, **6**, 21~32.
- 2 Bjerknes, J., 1966, A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, **18**, 820~829.
- 3 张庆秋、黄荣辉, 1993, ENSO 事件发展的时空特征, *大气科学*, **17**(4), 395~402.
- 4 McCreay, J. P., 1983, A model of tropical ocean-atmosphere interaction, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 370~387.
- 5 McCreay, J. P. and D. L. T. Anderson, 1984, A simple model of El Niño and the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 934~946.
- 6 Anderson, D. L. T. and J. P. McCreay, 1985, Slowly propagating disturbances in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 615~628.
- 7 Schopf, P. S. and M. J. Suarez, 1988, Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 549~566.
- 8 Philander, S. G. H., T. Yamagata and R. C. Pacanowsky, 1984, Unstable air-sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604~613.
- 9 Yamagata, T., 1985, Stability of a simple air-sea coupled model in the tropics, Published in *Coupled Ocean-Atmosphere Model*, J. C. J. Nihoul, Elsevier, Amsterdam, 767pp.
- 10 Chao Jiping and Zhang Renhe, 1988, The air-sea interaction waves in the tropics and their instabilities, *Acta Meteor. Sinica*, **2**, 275~287.
- 11 Philander, S. G. H., 1981, The response of equatorial ocean to a relaxation of a trade winds, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 176~189.
- 12 Tang, T. Y. and Weisberg, R. H., 1984, On the equatorial Pacific response to the 1982~1983 El Niño Southern Oscillation event, *J. Mar. Res.*, **42**, 809~829.
- 13 Gill, A. E., 1980, Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **106**, 447~

462.

- 14 Nitta, Ts. and T. Motoki, 1987, Abrupt enhancement of convective activity and low-level westerly burst during the onset phase of the 1986~1987 El Niño, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 497~506.
- 15 Nitta, Ts., 1987, Variations in the tropical atmosphere and ocean during the onset phase of an El Niño, *Meteor. Rea. Report*, Japan-U. S. Workshop on the El Niño-Southern Oscillation Phenomenon, Nov.3~7, 1987.
- 16 Nakazawa, T., 1987, Tropical super-clusters under intra-seasonal variation, *Meteor. Rea. Report*, Japan-U.S. Workshop on the El Niño-Southern Oscillation Phenomenon, Nov.3~7, 1987.
- 17 李崇银、陈于湘、袁重光, 1988, El Niño 事件发生的一个重要原因——东亚寒潮的频繁活动, 大气科学 (特刊), 125~132.
- 18 黄荣辉、吴仪芳, 1992: 关于 ENSO 循环动力学的研究, 发表在海洋环流研讨会论文集, 海洋出版社, 41~51.

Asian Monsoon and ENSO Cycle Interaction

Huang Ronghui, Fu Yunfei and Zhan Xiaoyun

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

Abstract ENSO event has a large influence on Asian monsoon, particularly on the East Asian monsoon. Many observational facts show that during the summers with the developing stage of ENSO event, flood used to occur in the Yangtze River and the Huaihe River basin, drought used to occur in the Yellow River basin and cooling summers used to occur in Northeast China. In this investigation, the observed data are used to analyse the influence of Asian monsoon on the occurrence of ENSO event. The analysed results show that before the occurrence the tropical Pacific. The westerly anomalies can intensify the eastward-propagating warm Kelvin waves and the westward-propagating cold Rossby waves and provide the necessary condition of oceanic waves for ENSO cycle. Moreover, these westerly anomalies are closely associated with the southward propagation of the westerly anomalies from the East Asian monsoon region. By through the teleconnection analyses, it is shown that the southward propagation of the westerly anomalies from the East Asian monsoon region is realized by through the wave train of EU teleconnection pattern. By the analyses, a physical illustration of Asian monsoon and ENSO cycle interaction is proposed in this study.

Key words Asian monsoon ENSO cycle westerly anomalies EU teleconnection pattern