

热带西太平洋表层水温异常的区域性特征*

周发秀 于慎余
(青岛海洋大学)

提要 本文采用复经验正交函数 (CEOF) 对热带西太平洋 1951—1986 年的月平均表层水温距平进行了分析, 结果发现, 这一区域的水温异常包括准静止型、经向传播型和纬向传播型三个主要模态 (mode), 它们对总方差的贡献具有同等重要性, 平均为 15.5%。本文还用数字滤波和滞后相关等方法分析了各模态的准周期振荡及其与南方涛动、西太平洋副热带高压之间的相关关系。

本文所划定的热带西太平洋, 是指国际日界线(180°)以西到 120°E, 30°N 以南到 10°N 的区域, 其南界和西界是按水温资料的实际分布确定的。

这一区域主要包括北赤道流北侧的弱洋流区, 其西侧是北赤道流转变黑潮的源地。这一区域的表层水温(以下简称水温)既受东北信风的影响, 又受东亚季风的影响, 还受热带东太平洋水温变化的制约^[1], 因此具有区域性变化特征。这一区域在冬季和夏季都存在有散度的环流, 低空辐合, 高空 (200hPa) 辐散^[4]; 这里又是西太平洋副热带高压活动的中心地带。因此, 认识这一区域水温异常的区域性特征, 以及这种异常与热带大气振荡之间的相互关系, 进而评价这一弱洋区水温异常在大尺度海气相互作用中的地位是有意义的。

一、资料和分析方法

在热带西太平洋近于长方形的海域(西边界不规则)上, 取 5° × 5° 经、纬度网格点上的月平均水温资料共 60 个点(见图 1a), 从 1951—1986 年共 36 年水温资料。此外, 还使用了南方涛动指数 (SOI) 以表示热带气压场的振荡, 该指数是 Tahiti (18°S, 150°W) 与 Darwin (12°S, 131°E) 之间的月平均气压差, 资料年限为 1951—1984 年。为表示西太平洋副热带高压(以下简称副高)强度的变化, 采用副高面积指数, 该指数是以 500 hPa 588 位势什米等高线在 180° E 以西的范围定义的。资料年限为 1951—1986 年的月平均值。

由于我们只关心水温的异常特征, 所以下对水温和上述两个指数的讨论都是在消去了季节变化的气候均值的意义下进行的。

为有效地分析热带西太平洋水温异常的主要模态的时空特征, 我们采用了复经验正交函数 (CEOF) 分解的方法^[5]。该方法不仅能提供各特征向量的空间分布和各模态在

* 本文由张增辉同志绘图, 谨此志谢。
收稿日期: 1989 年 4 月 13 日。

时域的变化,而且能提供各模态位相的空间分布和瞬时变化,因此用来分析任意标量场振动在空间位相和振幅的分布特征以及在时域的变化是很有效的,并且可以据此有效地划分标量场的模态。CEOF 方法概述如下。

对给定网格点 $j(j = 1, 2, \dots, 60)$ 上的水温 $u_j(t)$, 其中 t 为时间,其 Fourier 表达式可以写成

$$u_j(t) = \sum_{\omega} (a_j \cos \omega t + b_j \sin \omega t) \quad (1)$$

其中, a_j, b_j 为 Fourier 系数; ω 为圆频率。而在复数域上有

$$U_j(t) = \sum_{\omega} C_j(\omega) e^{-i\omega t} = u_j(t) + i\hat{u}_j(t) \quad (2)$$

其中, $C_j(\omega) = a_j(\omega) + ib_j(\omega)$ 和 $i = \sqrt{-1}$, 而

$$\hat{u}_j(t) = -\frac{1}{\pi} \int \frac{u_j(t)}{t-z} dz$$

是 $u_j(t)$ 的 Hilbert 变换,等价于频域上的正交谱。于是不难得到复数域上的协方差矩阵

$$C_{jk} = \langle U_j^*(t) U_k(t) \rangle_t \quad (3)$$

式中, * 表示共轭, $\langle \dots \rangle_t$ 表示时间平均。 C_{jk} 是一个 Hermitian 复数矩阵,具有实数特征值 λ_n 和复数特征向量 $B_n(y)$, 角标 n 是各模态的编号, $n = 1$ 是方差贡献最大的一个, $n = 2$ 次之,余类推, y 是网格点的空间坐标。

类似于一般经验正交函数,可以得到

$$U(y, t) = \sum_n A_n(t) B_n(y) \quad (4)$$

其中,

$$A_n(t) = \sum_y U(y, t) B_n^*(y)$$

是依赖于时间 t 的函数。这样便得到如下 4 个函数。

空间位相 $\theta_n(y)$ 和空间振幅 $S_n(y)$, 仅是空间坐标的函数:

$$\theta_n(y) = \text{arctg} \left[\frac{\text{Im} B_n(y)}{\text{Re} B_n(y)} \right] \quad (5)$$

$$S_n(y) = [B_n(y) B_n^*(y)]^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

其中, Im 和 Re 分别表示有关函数的虚部和实部。

瞬时位相 $\phi_n(t)$ 和瞬时振幅 $R_n(t)$, 只是时间的函数:

$$\phi_n(t) = \text{arctg} \left[\frac{\text{Im} A_n(t)}{\text{Re} A_n(t)} \right] \quad (7)$$

$$R_n(t) = [A_n(t) A_n^*(t)]^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

上述 4 个函数中的 $\theta_n(y)$ 和 $S_n(y)$ 将用来分析水温异常的空间特征, 而瞬时振幅 $R_n(t)$ 将用来分析准周期性振荡及其与热带大气在时域里的相关关系。

为了解各主要模态的准周期性振动,采用了功率谱分析,以获得其显著周期。为滤出各主要模态以及 SOI 和副高面积指数的显著周期,采用了 Butterworth 4 极点数字滤波器^[7]。此外,还使用了相关分析等方法。

二、主要结果

对热带西太平洋水温距平施以 CEOF 分解, 结果表明, 前三个模态的方差贡献依次为 18.2%, 15.8% 和 12.5%, 合计 46.5%。第 4 模态已小于 8.0%。显然, 前三个模态对总方差的贡献具有同等重要性, 这不同于赤道东太平洋的水温异常。在赤道东太平洋第一模态的方差贡献占绝对优势^[6]。因而, 我们将分别讨论前三个模态, 尤其根据其空间位相划分水温异常在空间的传播特征。

对前三个模态的瞬时振幅进行谱分析的结果表明, $R_1(t)$ 和 $R_3(t)$ 存在 30—60 个月的准周期性振荡, 而 $R_2(t)$ 具有准两年周期的振动。这两种准周期振动在热带大气中也存在^[6], 因此, 将分析这两个频段的水温异常与热带大气之间的关系。

1. 准静止型 (mode 1)

(1) 空间位相和振幅 第一模态 (mode 1) 的空间位相 $\theta_1(y)$ 的分布基本上呈纬向型, 但南北的位相差很小, 只有 20° , 计算区的东南部最小约 190° , 西北部最大约 210° (图 1 a)。这种空间位相的分布表明, 水温异常一旦发生, 在空间几乎同时形成, 研究区域的位相差极小意味着水温异常振荡在空间没有明显的传播性质, 因此称这一模态为准静止型。其空间振幅 $S_1(y)$ 的分布以 20°N 为对称轴向南北两侧减小 (图 1b), 且在 160°E 附近有一最大值中心。 $S_1(y)$ 的分布表明, 对于某瞬时振幅的振动, 沿 20°N 的水温异常具有较大的贡献。

第一模态空间位相和振幅的纬向平均也显示出其经向位相差甚小, 且空间振幅以 20°N 最大。

(2) 在时域里对南方涛动 (SO) 的响应 第一模态的瞬时振幅 $R_1(t)$ 具有 30—60 个月的准周期性振荡, 而 SO 也存在类似的振荡^[6], 为发现两者在时域的相互关系, 对 $R_1(t)$ 和 SOI 均采用带通滤波, 截断周期为 30—60 个月。两者在时域的振荡由图 2 给出。显然, 除 60 年代中期和 70 年代中期外, 两曲线基本上呈反位相关系, 且 $R_1(t)$ 略有滞后。滞后相关分析的结果十分清楚地显示出 SOI 超前两个月与 $R_1(t)$ 的负相关系数达到最大, $r = -0.68$ (图 3, 断线)。在 SOI 超前 12 个月的范围内, 相关系数都超过了 $\alpha = 0.01$ 的检验水平。在这一频段内, 各月同期也具有很高的相关性, 相关系数可达 -0.50 左右。

这一事实表明, 热带西太平洋水温异常的第一模态对 SO 具有明显的滞后响应。就是说, 当赤道西太平洋印度尼西亚一带的低压系统加深而南半球副热带高压加强时, 热带

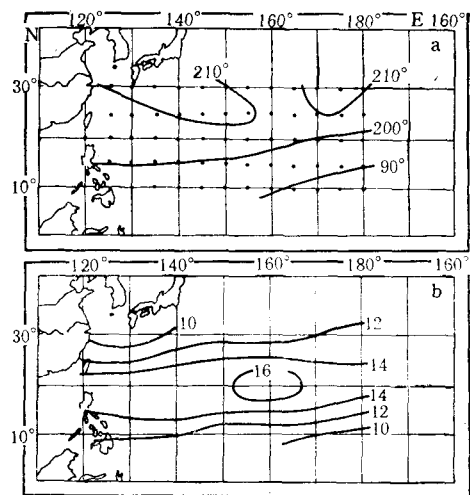


图 1 第一模态的空间位相和振幅
Fig. 1 The spacial phase and amplitude of mode 1
a. 空间位相 $\theta_1(y)$; b. 空间振幅 $S_1(y)$ 。
(上图中 90° 应为 190°)

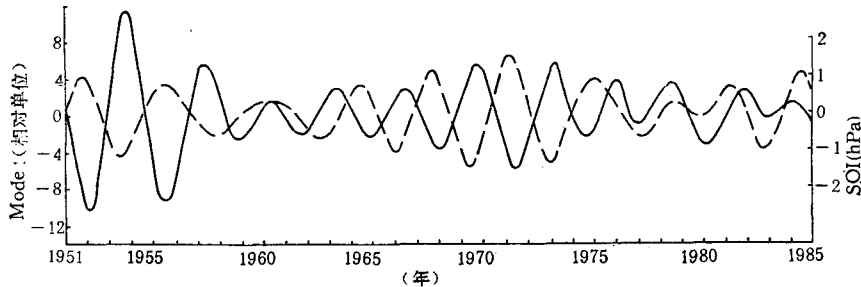


图 2 mode 1 和 SOI 在 30—60 个月带通滤波后的时间序列

Fig. 2 The time series of mode 1 and SOI with band pass filtering of 30 to 60 months

— mode 1; ----SOI。

东风加强,热带西太平洋水温将降低;相反的气压变化趋势,将导致东风减弱,热带西太平洋水温升高。

SO 不仅标志着热带大气的准周期性振荡,而且是全球气压场振荡的一部分^[6]。因此,热带西太平洋水温异常在第一模态所反映的是对全球气压场振荡的响应。由于全球性气压场的振荡是超长波在纬向和经向的传播,而热带西太平洋这一区域水温的响应尺度显然很小,因而其空间位相的相差也很小。就水温异常的传播性质而言,第一模态可视为准静止模态。

(3) 西太平洋副热带高压对 mode 1 的响应 在热带地区,尤其是在冬季,在强洋流区海洋对大气有明显的影响。热带西太平洋是北赤道流主流以北的弱洋流区,又是西太平洋副热带高压活动的中心地带。西太平洋副热带高压面积指数与 $R_1(t)$ 在上述低通意义下作滞后相关分析,结果表明副高滞后 3 个月,相关系数的正值达到最大, $r = 0.57$ (图 3,实线)。这一事实说明,当热带西太平洋水温异常增高 3 个月后,西太平洋副热带高压达到最强,并且持续 8 个月与 $R_1(t)$ 保持正值高相关(检验标准 $\alpha = 0.01$)。因而可以说,热带西太平洋虽属弱洋流区,但西太平洋副热带高压对这里的水温异常仍然有明显的响应。

2. 经向传播型 (mode 2)

(1) 空间位相和振幅 第二模态的空间位相 $\theta_2(y)$ 近于纬向分布,但略有东北-西南向倾斜。 $\theta_2(y)$ 从南向北增大,南北位相差近 360° ,在热带西太平洋的经向恰好呈一个波的位相差(图 4a)。因此,第二模态在经向显示出明显的位相传播特征。这一模态的空间振幅 $S_2(y)$ 的分布,以 20°N 为对称轴向南北两侧增大,最小值沿 20°N 分布,计算区域西侧等值线有沿黑潮走向的分布趋势(图 4 b)。振幅的分布表明,对于 mode 2 的振动能量,南北两侧的贡献大于中央地带。

(2) 对赤道东太平洋水温异常的响应 第二模态的 $R_2(t)$ 在前三个模态中唯一存在准两年周期的振荡。赤道东太平洋的水温也存在这一频段的振荡,而且黑潮流域对它存在 6—7 个月的滞后响应^[1],那么研究区域在 mode 2 的准两年周期(QBO)频段里是否存在类似的响应? 经与赤道东太平洋经验正交函数(EOF) 1 的 QBO 做滞后相关分析,结果表明,相关曲线近于一正弦曲线,热带西太平洋落后 6 个月相关系数的正值达到

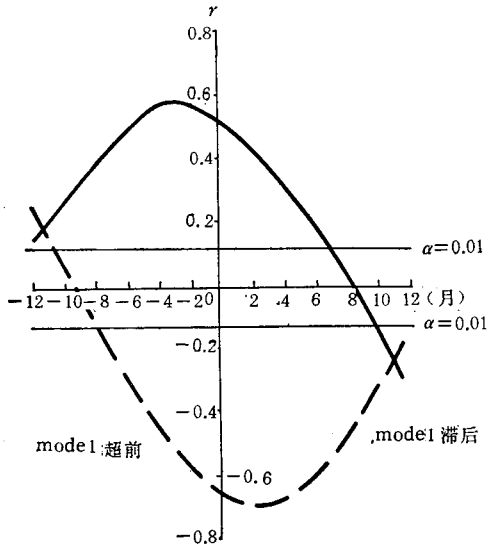


图 3 滞后相关

Fig. 3 The time-lag correlation
——副高和 mode 1; ---- SOI 和 mode 1.

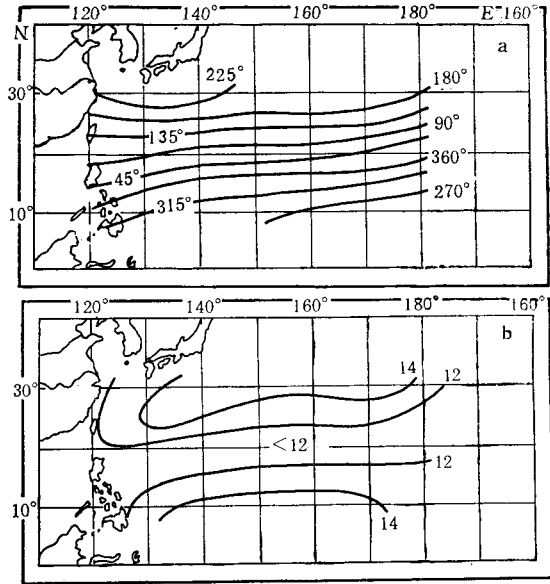


图 4 第二模态的空间位相和振幅

Fig. 4 The spacial phase and amplitude of mode 2
a. 空间位相 $\theta_2(y)$; b. 空间振幅 $S_2(y)$.

最大, $r = 0.35$; 而超前 5 个月相关系数的负值最大, $r = -0.34$ (图 5)。这一结果显示, $R_2(t)$ 在 QBO 频段里与赤道东太平洋水温异常的关系十分类似于黑潮流域水温异常对于赤道东太平洋水温异常的响应, 只是热带西太平洋的响应提前了一个月。考虑

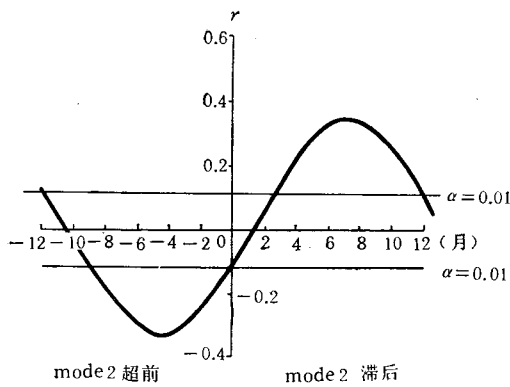


图 5 mode 2 与赤道东太平洋 mode 1
在准两年周期里的时间滞后相关

Fig. 5 The time-lag correlation between mode 2
and mode 1 of the equatorial eastern
Pacific in QBO

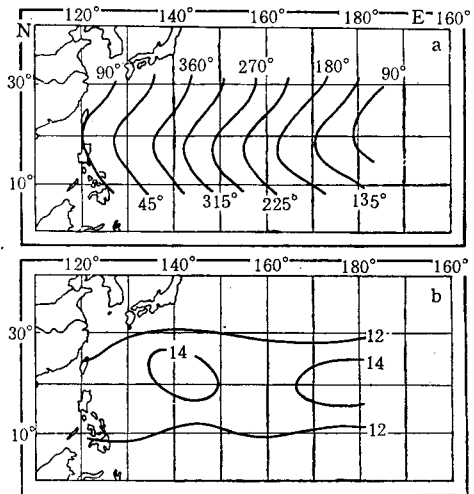


图 6 第三模态的空间位相和振幅

Fig. 6 The spacial phase and amplitude
of mode 3

a. 空间位相 $\theta_3(y)$; b. 空间振幅 $S_3(y)$.

到空间位相 $\theta_2(y)$ 的分布,似乎可以说,来自赤道中部的水温波在自东向西传播过程中,在西太平洋有明显的经向分量。

3. 纬向传播型 (mode 3)

(1) 空间位相和振幅 第三模态的空间位相 $\theta_3(y)$ 的分布从东向西逐渐增大,虽然不完全平行于经线,却是一种近于以 20°N 为对称的向西凸出的弓形分布,东西两侧的位相差恰好 360° (图 6 a),呈一波。因而,这是一种从东向西的纬向传播型模态。其空间振幅 $S_3(y)$ 的分布是 20°N 附近比南北两侧略大,最大中心在 140°E 和 170°E 以东(图 6 b)。这种分布意味着 20°N 附近的方差贡献大于南北两侧。

(2) 对西太平洋副热带高压异常的响应 西太平洋副热带高压具有 3.5 年周期的准周期性振荡^[3], $R_3(t)$ 具有类似的振动。在 30—60 月的带通滤波意义下, $R_3(t)$ 与副高面积指数在时域里几乎呈反位相振动(图 7),且副高先于 $R_3(t)$ 5—6 个月。滞后相关分析的结果表明,副高指数超前 5 个月负相关系数达到最大,接近 -0.50 。因而可以说,第三模态反映了这一弱洋区的水温异常对于副热带高压振荡的响应。亦即,当西太平洋副高增强之后 5—6 个月,这一区域的水温将相应降低,反之亦然,这种影响可持续 10 个月之久。

考虑到空间位相 $\theta_3(y)$ 的分布特征和 $R_3(t)$ 对于副高强度异常的响应,可以说该模态是由副高异常所制约的。即当副高增强,热带西太平洋水温自东向西依次降低;副高减弱,水温将自东向西依次增高。

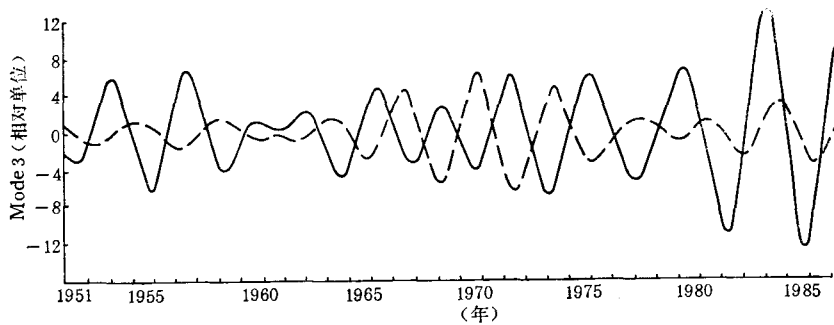


图 7 mode 3 和副高强度在 30—60 月带通滤波后的时间序列

Fig. 7 The time series of mode 3 and the strength of the subtropical high with band pass filtering of 30 to 60 months

—— mode 3; ---- 副高强度。

三、小结和讨论

复经验正交函数分析的结果显示出,热带西太平洋水温异常具有三个同等重要的模态,其平均方差贡献 15.5%,这与赤道东太平洋水温异常不同。相比之下,热带西太平洋水温异常具有独自的区域性特征,三个模态反映出这种区域性特征。其中准静止型与全球海平面气压振荡有关,同时又对西太平洋副热带高压产生影响,这种关系是在 30—60 个月的准周期性振荡中产生的;经向传播型具有准两年周期振荡,对赤道东太平洋水温异

常有明显的响应,并滞后 5—6 个月;纬向传播型与西太平洋副热带高压的振荡呈滞后负相关,反映了热带地区大气对海洋热状态的影响。

热带西太平洋是一个弱洋流区,它在大尺度海与气相互作用中,扮演着比较复杂的角色,它不象强洋流区那样在海洋与大气相互作用中发挥主导作用^[2]。其热力状态一方面对全球大气的振荡作出响应,同时又对副热带高压产生影响;另一方面副热带高压对其又有反馈。此外还与赤道东太平洋的水温异常有牵连。

本文用复经验正交函数分析了热带西太平洋水温异常的主要模态在空间的传播性质和在时域的振荡,并简单地讨论了各模态与热带大气之间的可能联系,从而说明了弱洋流区水温异常的区域性特征及其在海与气相互作用中的地位。但上述诸多关系只是线性关系,且未涉及弱洋流区海、气相互作用的物理过程,而这种机制是进一步研究的重要课题。

参 考 文 献

- [1] 于慎余、周发秀, 1988。黑潮海域与赤道东太平洋海面温度低频振荡之间的关系。 *海洋与湖沼* 19(5):485—493。
- [2] 王绍武、赵宗慈、陈振华等, 1980。冬半年海洋大气的相互作用。 *海洋学报* 2(2):27—39。
- [3] 王绍武、赵宗慈, 1984。长期天气预报基础。上海科学技术出版, 157—158。
- [4] Krishnamurti, T. N., 1979。热带气象学,(柳宗健、朱伯承译)。气象出版社,(1987 年出版), 12—15 页。
- [5] Barnett, T. P., 1983。Interaction of the monsoon and pacific trade wind system at interannual time scales. Part I: The equatorial zone. *Mon. Wea. Rev.* 111: 756—773。
- [6] Krishnamurti, T. N., Shao-Hangchu, and W. Iglesias, 1986。On the sea level pressure of the southern oscillation. *Arch. Met. Geoph. Biocl. Ser. A.* 34: 385—425。
- [7] Murakami, M., 1979。Large-Scale aspects of deep convective activity over the GATE area. *Mon. Wea. Rev.* 107: 994—1013。
- [8] Zhou Faxiu and Yu Shenyu, 1989。The low frequency oscillations of the sea surface temperature in the equatorial eastern Pacific and El Niño formation. *Acta Oceanol. Sin.* 8(4): 59—71。

THE REGIONAL FEATURES OF THE SEA SURFACE TEMPERATURE ANOMALIES IN THE TROPICAL WESTERN PACIFIC

Zhou Faxiu and Yu Shenyu

(Ocean University of Qingdao)

ABSTRACT

In this paper the complex empirical orthogonal function (CEOF) is employed to analyse the monthly sea surface temperature anomalies (SSTA) in the tropical western pacific for the period from 1951 to 1986. The results show that the SSTA consist of three patterns: The quasi-stationary mode, the latitudinal propagating mode and the longitudinal propagating mode. The three modes make nearly the same contribution to the total variance of SST averaged at 15.5%.

Moreover digital filtering and time-lag correlation etc. are applied to analyse the quasi-period low frequently oscillations of the modes and their relations to the southern oscillation (SO) and the Western Pacific Subtropical High. The quasi-stationary pattern (mode 1) with a quasi-period oscillation of 30—60 months is related to SO with a negative correlation whose largest coefficient of coherency is -0.68 when lag is a 2-month period. The mode is related to the Western Pacific Subtropical High with a positive correlation whose coefficient of coherency is the largest when mode 1 leads by 3 months. The latitudinal propagating pattern (mode 2) is of a quasi-biennial oscillation related to the SSTA in the eastern equatorial pacific with a positive correlation whose coefficient of the coherency is the largest when lag is 6-month period. The longitudinal propagating pattern (mode 3) has also a 30—60 months oscillation related to the Eastern Pacific Subtropical High with a negative correlation whose coefficient of coherency is the largest when lag is 5—6 month period. The above-mentioned facts imply that SSTA in the tropical western pacific, weak ocean current area, plays a special role in the air-sea interaction, responding to the oscillation of the global sea level pressure, influencing the subtropical high, while receiving a feedback from it.