

# 热带海洋 SST 与北半球大气环流的 低频振荡特征\*

李永平 端义宏

刘秦玉 秦曾灏

(上海台风研究所 上海 200030)

(青岛海洋大学物理海洋所 青岛 266003)

**提要** 采用复经验正交函数展开(CEOF)等方法研究了热带海洋海表温度异常(SSTA)和北半球500hPa高度场异常( $H_{500}$ )的甚低频(LF)和准两年(QB)两种低频振荡的空间振幅和位相变化,发现SSTA变化信号在热带西太平洋最先出现,其后是热带中东太平洋,最后是热带印度洋和南海。副热带中西太平洋 $H_{500}$ 滞后于热带中东太平洋SSTA 1—2月, $H_{500}$ 的LF分量从副热带中西太平洋经西北太平洋至北美洲呈正负相间的驻波型振荡,而 $H_{500}$ 的QB分量在该区域则呈现由低纬度向中高纬度传播的行进波特征。 $H_{500}$ 和SSTA的LF和QB分量极值位相都呈现一定的季节锁定特征,极端异常事件的出现与两种低频振荡的位相季节锁定的共性有关。

**关键词** CEOF 甚低频振荡 准两年振荡 位相锁定

**学科分类号** P732

ENSO (El Niño 和南方涛动)变化具有多时间尺度特征,年际时间尺度上主要有甚低频振荡(LF,谱峰在50个月左右)和准两年振荡(谱峰在25个月左右)(Rasmusson, 1990)<sup>1)</sup>。ENSO涉及的空间范围不局限于热带太平洋,它的空间尺度是全球性的,在热带地区至少包括印度洋(Meehl, 1987)。同时,热带外大气也存在年际尺度的低频振荡,特别是在亚洲季风区,例如西太平洋副热带高压、东亚季风强度指数等都有准两年和准3.5年的低频振荡(Guo, 1987)。研究表明,北半球大气环流异常与热带海洋SSTA密切相关(Horel *et al.*, 1981; 黄荣辉, 1988; 李永平等, 1996),但是以往研究一般注重于分析热带某一海域SSTA与北半球大气环流异常的关系或注重于分析某一季节,特别是冬季或夏季的情况,即揭示两者关系的物理图像在时间和空间上是隔断的。而事实上大气和海洋的低频振荡不但有空间上的传播,而且某一地区的低频扰动随时间是连续变化的。为此本文将研究热带SSTA与北半球大气环流的LF和QB两低频分量在空间域和时间域上的连续变化规律及其相互联系。

\* 国家自然科学基金资助项目,49276250号;国家气候中心开放实验室96-6LCS-02课题资助项目。李永平,男,出生于1961年8月,博士,副研究员,Fax:0086-021-64391966

1) Rasmusson E M, 1990. The biennial component of ENSO variability. 21st International Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics, Liege, Belgium

收稿日期:1997-01-27, 收修改稿日期:1997-07-30

## 1 资料和方法

使用的 *SST* 月平均场资料取自 COADS 资料集,其分辨率为 2 纬度  $\times$  2 经度,这里依各网格点上的观测次数为权重,把资料转化成 4 纬度  $\times$  8 经度。500hPa 月平均高度场取自国家气象中心整编的 5 纬度  $\times$  10 经度的网格点资料,分析资料长度都为 1956—1987 年,共 32 年。

首先对分析资料作距平处理,距平定义为某月值相对于该月历史平均值的偏差,然后对距平资料作滤波处理,在滤波处理之前已滤去原始资料序列的趋势变化分量。滤波处理参考 Barnett(1991)的工作,由此分离 LF 和 QB 两低频分量。

采用复经验函数正交展开方法(CEOF)分析要素场的时空特征,这种方法不但可以给出要素场的优势空间分布,而且能给出不同空间位置上要素之间的位相关系(Barnett, 1991)。

## 2 热带 *SST* 和北半球 $H_{500}$ 低频变化的时空特征

### 2.1 低频分量的方差贡献

分析表明,*SSTA* 的 LF 和 QB 两低频分量在热带海域都有较大的方差贡献,其中 LF 分量的方差贡献较 QB 分量的方差贡献大。同样在北半球一些大气环流变化活跃区域, $H_{500}$  也普遍存在 LF 和 QB 两种低频振荡分量,其中 LF 低频振荡比较明显的区域是在纬度较低的副热带中西太平洋、印度洋和南亚地区,最大方差贡献达 45%,另一高值区位于纬度较高的北太平洋、贝加尔湖以东至俄罗斯远东地区,方差贡献为 35% 左右。QB 分量比较明显的区域位于纬度较低的副热带中西太平洋、东南亚以及纬度较高的俄罗斯远东地区至西北太平洋,方差贡献为 35% 左右,它体现了东亚季风明显的准两年变化特征。从总体来看,LF 分量的方差贡献一般要大于 QB 分量,特别是在低纬度地区。

### 2.2 LF 分量

在 CEOF 分析过程中,为方便起见,把特征向量的振幅和位相组合成矢量形式,矢量长度表示特征向量的大小,箭头方向表示位相,而且把  $H_{500}$ 、*SSTA* 在各格点上的特征向量的位相都表示成相对于热带中太平洋( $5^{\circ}\text{S}$ ,  $150^{\circ}\text{W}$  格点附近)的 *SSTA* 位相而言,该点位相定义为  $0^{\circ}$ ,指向正东,若某点的特征向量位相滞后于热带中太平洋 *SSTA* 的位相,则此特征向量顺时针旋转后指向正东;若某点的特征向量位相超前于热带中太平洋 *SSTA* 的位相,则此特征向量逆时针旋转后指向正东。*SSTA* 和  $H_{500}$  LF 分量的第一特征向量(见图 1a、b)分别占各自总方差的 38% 和 30%,其百分比值都远大于其余几个特征向量。

由图 1a 可见,从  $170^{\circ}\text{E}$  向东至南美沿岸的热带中东太平洋的特征向量都一致地指向正东,这表明热带中东太平洋各处 *SSTA* 变化在位相上的一致性;热带印度洋和南海的特征向量偏离正东方向  $10^{\circ}$ — $15^{\circ}$  和  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ ,由于一个周期长度约 50 个月(对应  $360^{\circ}$ ),因此热带印度洋和南海的 *SSTA* 在甚低频振荡中分别滞后于热带中东太平洋 1—2 个月和 2—3 个月;而热带西太平洋 *SSTA*( $130^{\circ}$ — $155^{\circ}\text{E}$ )与热带中东太平洋反位相,而且这种相反位相的出现要比热带中东太平洋超前 1—2 个月(逆时针旋转  $10^{\circ}$ — $15^{\circ}$  以后指向正西),即热带海域中热带西太平洋 *SSTA* 变化信号最先出现。

北半球  $H_{500}$  LF 第一特征向量(图 1b)的空间分布具有以下特征:从副热带中西太平洋经西北太平洋至北美洲表示要素之间位相关系的矢量反号相间,即大致呈驻波振荡特征,

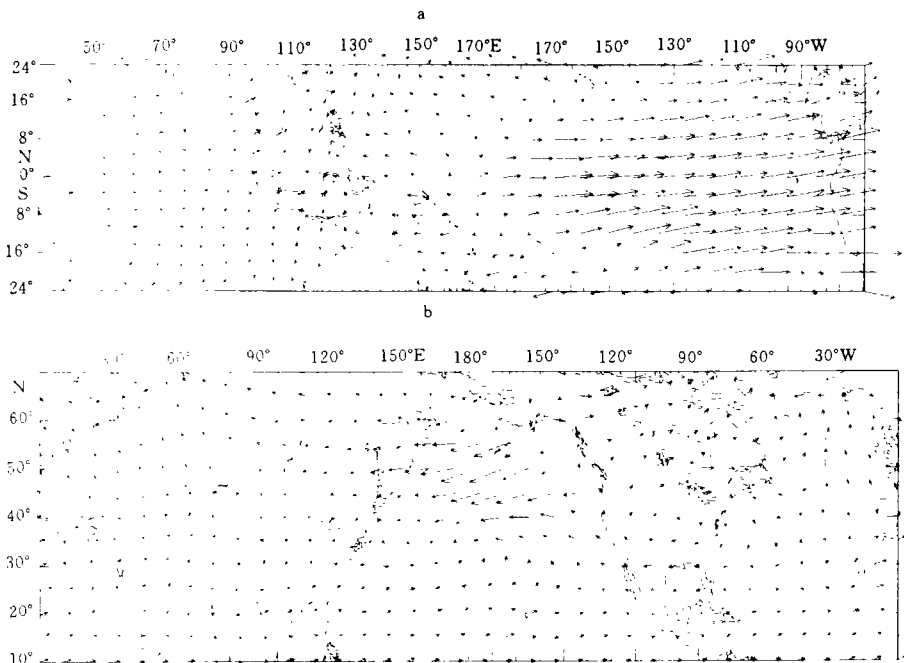


图 1 SSTa 和北半球 H<sub>500</sub> LF分量 CEOF 第一特征向量

Fig.1 The first mode of CEOF for LF-filtered SSTa and for H<sub>500</sub> in the Northern Hemisphere

a. SSTa; b. H<sub>500</sub>

其中副热带中西太平洋 H<sub>500</sub> 矢量指向东略偏北, 约滞后于热带中东太平洋 SSTa 的变化 1—2 个月, 与热带印度洋 SSTa 位相近于重合, 而滞后于与之近于反位相变化的热带西太平洋 SSTa 变化约 2—3 个月。

计算 SSTa 和 H<sub>500</sub> LF分量 CEOF 第一特征向量时间系数值之间的相关系数为 0.72, 这说明图 1a、b 两特征向量场之间密切相关。

根据第一特征向量的时间系数和向量振幅大小组建成要素随时间变化的重建曲线发现, 热带海洋 SSTa 和北半球 H<sub>500</sub> LF 振荡的位相与年循环变化有一定的关系。某一地区的某一要素的极值总在一年中某一特定的季节内较多的出现, 而同一要素在不同空间位置上其极值出现的时间不尽相同。

由图 2 可见, 热带中东太平洋 SSTa 极值多出现于秋季(9—10月)和冬季(1—2月), 热带印度洋 SSTa 极值大多锁定于秋末(10—11月)和冬末(2—3月), 热带西太平洋 SSTa 极值位相锁定于夏末(8—9月)和初冬(11—12月)。H<sub>500</sub> 的极值位

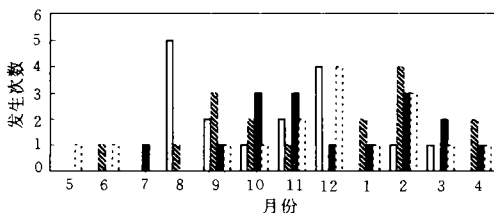


图 2 LF 第一特征向量极值在不同月份发生的次数

Fig.2 The occurrence number in different months for maximum value of LF's first mode

▨ 热带中太平洋 (150°W, 4°S) SSTa; □ 热带西太平洋 (135°E, 4°N) SSTa; ■ 热带印度洋 (80°E, 4°N) SSTa; ▤ 副热带西太平洋 (165°E, 20°N) H<sub>500</sub>

相季节锁定表现为在副热带中西太平洋锁定于秋季的 11—12 月和冬季的 2 月份。显然,不同区域、不同要素极值出现的时间滞后关系与图 1 显示的要素之间的位相变化关系是一致的。

### 2.3 QB 分量

$SSTA$  和  $H_{500}$  QB 分量的 CEOF 第一特征向量占各自总方差的 27% 和 23%, 它们略小于相应的 LF 分量的百分比值。热带  $SSTA$  的 QB 分量的空间结构与 LF 分量是基本一致的, 故图略。

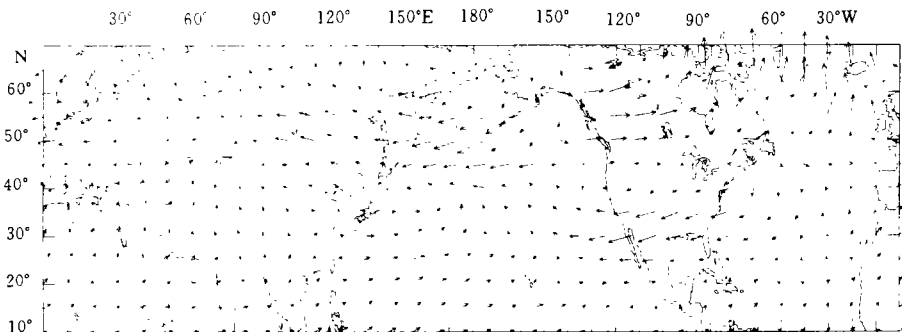


图3 北半球 $H_{500}$  QB分量CEOF第一特征向量

Fig.3 The first mode of CEOF for QB-filtered  $H_{500}$  in the Northern Hemisphere

$H_{500}$  QB分量的空间位相分布(见图 3)与 LF 分量相比较存在一定的差异, 主要表现为从副热带中西太平洋至西北太平洋的位相矢量是沿逆时针方向逐渐旋转的, 同样从西北太平洋至北美洲的位相矢量也是沿逆时针方向逐渐旋转的, 这表明扰动由低纬度向中高纬度沿球面呈行进波传播形式。

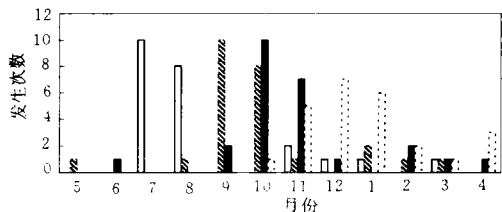


图4 QB分量第一特征向量极值在不同月份发生的次数 (图例说明同图2)

Fig.4 The occurrence number in different months for maximum value of QB's first mode

根据热带  $SSTA$  和北半球  $H_{500}$  在一些关键区域的 QB 分量的历史重建曲线可知, 热带  $SSTA$  和北半球  $H_{500}$  的 QB 分量的位相变化同样与年循环有关, 它与 LF 分量相比较既有共同之处, 也存在一定的差异。由分析极值出现的时间分布(见图 4)可见, 与要素的 LF 分量极值相比, 要素的 QB 分量极值锁定在更加固定的月份, 热带中太平洋  $SSTA$  极值多出现在秋季的 9—10 月份, 热带印度洋  $SSTA$  极值锁定在秋季的 10—11 月份, 热带西太平洋  $SSTA$  极值锁定在夏季的 7—8 月份。副热带

中西太平洋的  $H_{500}$  的极值锁定于秋冬季的 11—1 月份。

### 2.4 LF 和 QB 的协同作用

由上面的分析可知, LF 和 QB 代表了热带海洋和北半球大气环流系统中两种主要的年际尺度低频振荡, 同时它们又都与年循环密切相关。如果作 LF 和 QB 分量线性合成成分

285

Guo Qiyun, 1987. The East Asian Monsoon and the Southern Oscillation. The Climate of China and Global Climate. Beijing: China Ocean Press, 249—255

Horel J D, Wallace J M. 1981. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon Wea Rev.* 109:813—829

Meehl G A. 1987. The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Mon Wea Rev.* 115:27—50

Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon Wea Rev.* 110:354—384

## THE CHARACTER OF LOW-FREQUENCY OSCILLATION IN THE TROPIC OCEAN SST AND NORTHERN HEMISPHERE ATMOSPHERE CIRCULATION

LI Yong-ping, DUAN Yi-hong

(*Shanghai Typhoon Institute, Shanghai, 200030*)

LIU Qin-yu, QIN Zeng-hao

(*The Institute of Physical Oceanography, Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

**Abstract** The time series of Fourier expansion and a weights filter are used in this paper to separate two bands of low frequency, i.e. the quasi-biennial oscillation (QB) and 3—7 years lowfrequency (LF). It is shown that both LF and QB widely exist in the both fields of tropical sea surface temperature anomalies (*SSTA*) and atmosphere geopotential height at 500hPa level ( $H_{500}$ ) in the Northern Hemisphere, and that the fraction of total variance for LF is generally larger than that of the QB constituent.

The leading spatial structure and the phase relation as concisely described by a set of complex empirical orthogonal functions (CEOF), revealed that the *SSTA* anomalies in the tropical West Pacific varies out of phase, leading by 1 to 3 months those in the tropical Central and East Pacific and Indian Oceans. The subtropical West Pacific  $H_{500}$  signals lag 1—2 months those of *SSTA* anomalies in the Central Pacific. The variation of  $H_{500}$ 's LF component in the subtropical West and Central Pacific become opposite in phase with the counterpart over the Northwest Pacific, but the  $H_{500}$ 's QB signals in this region have a slight tendency to propagate northward.

The variation in phase of the low frequency oscillations, LF and QB, of *SSTA* in tropics and  $H_{500}$  in the Northern Hemisphere are closely related to annual cycles. As to the LF constituent, for example, most positive/negative extremes of *SSTA* in the tropical West Pacific are locked in from July to August and from November to December, while the negative/positive extremes of *SSTA* in the tropical Central and East Pacific and Indian Oceans are respectively locked in the time lagging behind from one to two months and two to three months to the appearance of extremes of *SSTA* in the tropical West Pacific, as well as the associated negative/positive extremes of  $H_{500}$  over the

285

Guo Qiyun, 1987. The East Asian Monsoon and the Southern Oscillation. The Climate of China and Global Climate. Beijing: China Ocean Press, 249—255

Horel J D, Wallace J M. 1981. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon Wea Rev.* 109:813—829

Meehl G A. 1987. The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Mon Wea Rev.* 115:27—50

Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon Wea Rev.* 110:354—384

## THE CHARACTER OF LOW-FREQUENCY OSCILLATION IN THE TROPIC OCEAN SST AND NORTHERN HEMISPHERE ATMOSPHERE CIRCULATION

LI Yong-ping, DUAN Yi-hong

(*Shanghai Typhoon Institute, Shanghai, 200030*)

LIU Qin-yu, QIN Zeng-hao

(*The Institute of Physical Oceanography, Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

**Abstract** The time series of Fourier expansion and a weights filter are used in this paper to separate two bands of low frequency, i.e. the quasi-biennial oscillation (QB) and 3—7 years lowfrequency (LF). It is shown that both LF and QB widely exist in the both fields of tropical sea surface temperature anomalies (*SSTA*) and atmosphere geopotential height at 500hPa level ( $H_{500}$ ) in the Northern Hemisphere, and that the fraction of total variance for LF is generally larger than that of the QB constituent.

The leading spatial structure and the phase relation as concisely described by a set of complex empirical orthogonal functions (CEOF), revealed that the *SSTA* anomalies in the tropical West Pacific varies out of phase, leading by 1 to 3 months those in the tropical Central and East Pacific and Indian Oceans. The subtropical West Pacific  $H_{500}$  signals lag 1—2 months those of *SSTA* anomalies in the Central Pacific. The variation of  $H_{500}$ 's LF component in the subtropical West and Central Pacific become opposite in phase with the counterpart over the Northwest Pacific, but the  $H_{500}$ 's QB signals in this region have a slight tendency to propagate northward.

The variation in phase of the low frequency oscillations, LF and QB, of *SSTA* in tropics and  $H_{500}$  in the Northern Hemisphere are closely related to annual cycles. As to the LF constituent, for example, most positive/negative extremes of *SSTA* in the tropical West Pacific are locked in from July to August and from November to December, while the negative/positive extremes of *SSTA* in the tropical Central and East Pacific and Indian Oceans are respectively locked in the time lagging behind from one to two months and two to three months to the appearance of extremes of *SSTA* in the tropical West Pacific, as well as the associated negative/positive extremes of  $H_{500}$  over the

subtropical Central and West Pacific appear in the time lagging behind from one to two months to the appearance of extremes of *SSTA* in the tropical Central and East Pacific. However, the extremes of the QB constituent of the tropical *SSTA* and  $H_{500}$  are locked in relatively fixed months, for examples, most positive/negative extremes of *SSTA* in the tropical West Pacific are locked in from July to August, while those in the tropical Central and East Pacific and Indian Oceans are locked in from September to October and from October to November, as well as most negative / positive extremes of  $H_{500}$  are locked in from November to December.

Since both LF and QB constituents possess seasonal phase locking, a certain relationship has been found between these two kinds of low frequency oscillations which plays an important role in the happenings of El Niño, La Niña and anomalous atmospheric general circulation.

**Key words** CEOF Low-frequency oscillation Quasi-biennial oscillation Phase locking

**Subject classification number** P732