

## 学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其他机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名：沈程凤

日期：2006.5.10

## 学位论文使用授权声明

本人完全了解南京信息工程大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名：沈程凤

日期：2006.5.10

## 摘要

本文采用 NCEP/NCAR 再分析的热带地区射出长波辐射资料 (OLR)、风场、散度场和海平面气压场 (SLP) 等月平均资料, 运用非线性主成分分析及合成场的对称和反对称成分分析, 研究热带地区对流活动、散度场、南方涛动的非线性空间相关结构。结果表明:

(1) 通过对气候平均场的研究发现, 在同一个季节, 赤道辐合带在不同经度上位置有很大差别; 在不同季节, 赤道辐合带在不同经度上的位移也不一样。总体上赤道辐合带的季节性位移是: 在北半球夏季, 赤道辐合带位置偏北, 冬季则相反, 赤道辐合带位置偏南。

(2) EOF1 模态包含了年循环和年际变率, 第一个 EOF1 模态反映了南北半球的季节性差异, 与气候平均图所反映的情况是一致的。EOF1 模态反映的是年际变化, EOF1 模态的第一个空间型与 EOF1 的第二个空间型很相似。(3) 对滤去季节循环的 OLR 距平场、925hPa 散度距平场和 SLP 距平场分别做 EOF 分析, 结果发现, EOF 分析方法能够反映空间场在 ENSO 成熟位相的空间分布, 但只能反映线性振荡, 无法反映更低维的非线性结构。NLPCA 则表示出更一般的低维结构。(4) 对上述三个对象场分别应用 NLPCA 方法研究发现, 它们的一维非线性主成分  $\alpha_1(t_n)$  取最大、最小值时重建的三个对象场的距平场并不是完全相反的空间分布, 不仅距平中心的强度发生了改变, 其空间结构也有所不同。El Nino 时段 OLR 的负距平中心、对流层下部散度的负距平中心和海平面气压场的负距平中心比 La Nina 时段相应变量的反符号距平中心强度偏强, 位置偏东。并且根据非线性主成分  $\alpha_1(t_n)$  取不同的值可以给出整个 ENSO 循环所对应的 OLR 距平场和 SLP 距平场分布的循环, 这种循环也是不完全对称的。(5) 通过对三个对象场的合成场的分析发现, El Nino 和 La Nina 事件下的距平合成场反映了两个位相下的空间非对称性, 与 NLPCA 的研究结果在定性上是一致的。用合成场方法得到的空间场的非对称成分  $A^{(1)}$  和对称成分  $A^{(2)}$ , 分别体现空间场对 ENSO 的线性响应和非线性响应。

**关键词:** 非线性主成分分析 (NLPCA); 射出长波辐射 (OLR); 散度; 海平面气压 (SLP);

ENSO

## Abstract

Based on the monthly mean of OLR, divergence field at 925hPa and 200hPa level, wind field at 925hPa and 200hPa level and sea level pressure of NCEP/NCAR reanalysis datasets, nonlinear spatial correlation patterns of convective activity, divergence field and southern oscillation are researched by applying nonlinear principal component analysis method. The results show that:

(1) Average climatic maps show that equatorial belt of convergence is quite different along to the longitude at the same season in location, and its displacement is also different along to season. At north hemisphere the belt is northward during summer while it is southward during winter. (2) The EOF1 model includes annual and interannual variability, the first mode of EOF1 model show the spatial patterns of seasonal differences of two hemispheres, which is consistent with the results of average climatic. The EOF2 model only includes interannual anomalies, the first mode of EOF2 is very similar to the second mode of EOF1. (3) Taking EOF1 analysis to the anomaly of OLR, field of divergence at 925hPa and sea level pressure, the results show that EOF describes only the standing oscillation associated with ENSO variability, but it cannot explain lower dimensional nonlinear characteristics. (4) The nonlinear principal component analysis method are applied to the three spatial patterns, the results of spatial distributions are quite different at intensity and spatial patterns while PC is set maximum and minimum. The strongest negative OLR anomalies, the strongest negative lower troposphere anomalies and negative sea level pressure anomalies during an average El Niño event lie closer to the eastern boundary of the tropical zone than do the coldest anomalies during an average La Niña event, and the intensity during an average El Niño event are stronger than during an average La Niña event. While different values of  $\alpha_1(t_n)$  are chosen to provide a representative sample of spatial structures associated with the NLPCA approximation, it is found that NLPCA mode describes the evolutions of average ENSO events, and asymmetry characterizes are presented during the whole cycle of ENSO. (5) By using composite analysis method to the three spatial fields, the composite distributions show the antisymmetric spatial during El Niño and La Niña, and the symmetric and antisymmetric components of the composite El Niño and La Niña also indicate their linear and nonlinear responses to ENSO.

**Keywords:** NLPCA; OLR; divergence; SLP; ENSO

# 第一章 绪 论

## 1.1 研究目的及意义

热带,一般指  $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$  之间东风带控制的地区。由于热带所处的地理纬度以及它的面积占整个地球表面的一半,这就确定了热带天气在全球大气中的重要地位。热带海洋是全球大气运动的主要能源区,该地区所接受的太阳辐射能超过反射回太空的许多倍,其净收入的热量是驱动全球大气环流的重要能量来源,同时高温洋面的水汽蒸发也是全球大气的重要水汽来源。热带的大部分地区是海洋,海气相互作用给热带天气带来重大影响,使它具有高温、高湿和强烈的对流上升运动等特点。有关研究表明<sup>[1]</sup>,热带地区的海气相互作用表现最强烈,热带海洋的变化对大气环流和气候的年际变化具有突出的贡献。因此,研究发生在热带地区的大气过程,不仅具有地区性的天气意义,而且对全球的大气过程的研究具有重要的作用。

热带气候变率比长期气候变化对当前经济的影响更明显,长期变化要经过较长时期的积累后才影响到人类社会和经济。从上世纪 40 年代开始,异常气候的频繁出现给我们提出了一个问题:气候变率是否在增加?一些学者认为气候趋势在变冷,由于南北向温度梯度加大,大气的斜压性加大,使得大气和海洋的扰动持久,造成温度和降水的异常,气候的变率加大<sup>[2]</sup>。但是确定气候变率的变化是困难的,它实际上包括周期性、准周期性和非周期性的效应。通过某些研究发现<sup>[3][4]</sup>,从长时间来看,热带气候的变率没有明显的变化,但是在一段较短的时期内,气候异常的频率可能会明显增加。

海洋和大气同属于地球流体,它们之间相互联系相互影响,尤其是海洋和大气都是气候系统的成员,大尺度海气耦合相互作用对气候的形成及变化都有重要影响。因此,近代气候研究必须考虑海洋的存在及海气相互作用。一系列的分析研究<sup>[5-10]</sup>已充分显示出热带海洋热状况的改变对全球气候变化的重要影响。为此,一个庞大的“热带海洋和全球大气”(TOGA)国际性观测研究计划在上世纪 80—90 年代开始实施,TOGA 计划的科学目标就是基于大尺度海气相互作用,搞清海洋尤其是热带海洋在全球气候变化中的作用和机制。人们通过一些观测研究发现,海洋热状况改变对大气环流及气候的影响,有几个关键海区最

为重要。其一是 El Nino 事件发生的赤道东太平洋海区；其二是海温最高的赤道西太平洋“暖池”区<sup>[11]</sup>。

ENSO 事件是指发生在热带东太平洋海表温度持续异常升高或降低的现象。ENSO 是厄尔尼诺 (El Nino) 和南方涛动 (SO) 的合称。厄尔尼诺是指赤道东太平洋 SST 的持续异常增暖, 可认为是一种海洋异常现象; 而南方涛动是指印度洋地区和南太平洋地区气压的反向变化现象, 是大尺度大气环流的现象。许多研究表明, 赤道东太平洋海表水温异常事件同南方涛动之间有非常好的相关关系。当赤道东太平洋 SST 出现正 (负) 距平时, 南方涛动指数往往是负 (正) 值。El Nino 和南方涛动之间的紧密联系, 是大尺度海气相互作用 (特别是热带大尺度海气相互作用) 的突出反映。从而, ENSO 也就成为大尺度海气相互作用以及气候变率问题研究的中心课题, 热带气候变率与海气相互作用之间联系的研究也变得非常重要。

Hoskins (1981 年) 指出<sup>[12]</sup>, 在中纬度地区, 大气中大尺度的加热主要依靠水平平流来平衡, 与中纬度不同, 在热带地区, 由于柯氏力的作用微弱, 大气受到海洋和其它形式的加热主要依靠对流活动来释放, 故而对流活动有关的量最能反映热带气候, 而采用 OLR 场、对流层下部 (925hPa) 散度场及海平面气压资料来反映对流活动比较好。

因此, 本文对热带地区的这三个资料场采用基于五层前反馈神经网络的非线性主成分分析方法 (Nonlinear Principal Component Analysis 简写 NLPCA), 主要是为了研究热带气候变率的非线性特征及其对 ENSO 的非线性响应。

## 1.2 国内外研究进展

对流活动是热带地区的主要天气系统之一, 热带地区的射出长波辐射 (OLR) 以及 925hPa 散度场, 可以用来反映热带对流活动的强弱。海平面气压场作为热带海洋的一个基本资料场, 包含了海洋的大部分信息, 可以反映南方涛动的变化。

关于 OLR 场、散度场和 SLP 场的研究, 国内还停留在研究其线性特征上<sup>[13-16]</sup>。但是, 气候系统是个具有多个不稳定源的非线性系统, 气候及其变化实际上是一个非线性耗散系统的状态和行为。热带大气同其它大气的运动和演变一样是极其复杂的, 非线性相互作用和非线性演变才是其基本性质。

目前,将基于五层神经网络的 NLPCA 和 NLCCA(非线性典型相关分析)应用于大气科学领域的研究在国内还未见应用报导,国外已有这方面的应用研究。Monahan<sup>[17]</sup>(2000年)提出一个用5层前反馈神经网络提取多变量资料集的主要非线性特征的方法,并且用 Lorenz 系统数值积分得到的3变量资料集为例子做了 NLPCA 应用试验。2001年 Monahan<sup>[18]</sup>提出用 NLPCA 代替传统的 PCA(主成分方法)分析热带印度洋—太平洋 SST 和 SLP 的非线性结构及其对 ENSO 振荡的非线性响应有明显的优势,前者可以表示冷暖位相时海温和海平面气压非线性的特征,而后者没有办法做到。NLPCA 还应用于研究北半球的气候变率<sup>[19][20]</sup>。Aiming Wu<sup>[21]</sup>(2001年)等用1961—1999年的热带太平洋的 WS(表面风应力)和 SST(海表温度)资料,设计了 NLCCA 的统计大气模式和 Lamont 中等动力海洋模式的混合耦合模式讨论了 ENSO 期间的非线性响应:NLCCA 能捕获 ENSO 空间型的不对称性,1981—1999年比1961—1975年具有更强的非线性,空间非对称更显著。随后, Aiming Wu 等<sup>[22]</sup>(2002年)又将 NLPCA 应用于加拿大地面气温,发现加拿大地面气温有非线性的季节依赖性和年代际依赖性。Hamilton 和 Heish<sup>[23]</sup>(2002年)将 NLPCA 应用于平流层的准两年振荡。NLPCA 也被用来模拟北美冬季气候变率的非线性模态<sup>[24]</sup>(2003)。Tang 和 Hsieh<sup>[25]</sup>(2003)还用 NLPCA 分析了太平洋次表层的热力结构。

在以上的研究中,还没有热带对流的非线性相关结构及其与 ENSO 之间的联系的研究。考虑到热带气候变率及其与 ENSO 的关系并非只是传统认识上的线性关系,其中还包含很多非线性的因素,因此我们采用基于五层神经网络的非线性主成分分析方法研究热带 OLR 场、散度场和海平面气压场的非线性特征及其与 ENSO 的非线性关系。

### 1.3 本文研究内容

本文首先对热带 OLR 场、对流层下部和上部散度场、风场以及海平面气压场做各月气候平均图,研究它们的平均气候特征,然后分别对 OLR 距平场、925hPa 散度场和海平面气压场做传统的 EOF 分析以及非线性主成分分析,并结合它们的合成场分析,研究三个对象场的线性与非线性特征以及它们与 ENSO 之间的非线性联系。

## 第二章 资料与方法

### 2.1 资料

本文所使用的资料均取自 NCEP/NCAR 月平均资料, 包括风场、OLR、SLP 资料, 资料间距都是  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  经纬度, 研究区域均为  $30^\circ \text{ S} \sim 30^\circ \text{ N}$ ,  $30^\circ \text{ E} \sim 60^\circ \text{ W}$ , 时间均为 1979 年 1 月~2004 年 12 月。

### 2.2 非线性主成分分析方法<sup>[18][26]</sup>

特征提取问题的一般提法是, 用向量序列  $X(t_n)$ ,  $n=1, \dots, N$  表示给定的气候资料集,  $X(t_n)$  是  $m$  维的, 记为  $X(t_n) \in \mathfrak{R}^m$ 。它的分量记为  $x_i(t_n)$ ,  $i=1, \dots, m$ ,  $i$  是空间站点的标号, 设资料已标准化。通常采用  $X(t_n) = f\{S_f[X(t_n)]\} + \epsilon_n = \hat{X}(t_n) + \epsilon_n$  这个模式来描述资料集, 其中  $S_f$  是从  $m$  维空间到  $K$  维空间的映射, 即压缩变换  $S_f: \mathfrak{R}^m \rightarrow \mathfrak{R}^K$ ,  $1 \leq K \leq m$ ,  $f$  是从  $K$  维空间到  $m$  维空间的变换, 即展开变换  $f: \mathfrak{R}^K \rightarrow \mathfrak{R}^m$ ,  $\epsilon_n$  是剩余误差向量,  $\hat{X}(t_n)$  是  $X(t_n)$  的近似表示。然后选取一个标准, 使得剩余平方和  $J = \langle \|X - \hat{X}\|^2 \rangle$  达最小。

非线性主成分分析与传统线性主成分分析 (PCA) 方法解决的问题是相同的, 都是解决从多变量资料集或场的序列中提取主要特征的问题, 差别在于传统 PCA 中压缩变换  $S_f$  与展开变换  $f$  都是线性的, 在 NLPCA 中上述两个变换是非线性的。

采用一个 5 层前反馈神经网络能够实现 NLPCA 中的两个非线性变换。如图 2.1 所示, 一系列平行的层组成了前反馈神经网络, 每一层包含若干处理单元, 也称神经元或节点。第 1 层为输入层, 第 5 层为输出层, 用于 NLPCA 时, 都是  $m$  个神经元。第 2 和第 4 层分别称为编码层和解码层, 各包含  $L$  个神经元。第 3 层称为瓶颈层, 只包含 1 个神经元, 表示该网络用来提取 1 维非线性主成分。向量  $X(t_n)$  的  $m$  维分量分别提供给输入层的  $m$  个神经元, 输出层输出的是  $X(t_n)$  的一维非线性主成分近似  $\hat{X}(t_n)$ 。在相邻的两层, 第  $i$  层每个神经元的输出作为第  $i+1$  层每个神经元的输入。图 2.1 表示用于提取 1 维非线性主成分的 5 层神经网络, 瓶颈层和输出层的传递函数是线性的, 第 2 和第 4 层的传递函数是非线性的, 本文用的是双曲正切传递函数。

用神经网络实现 NLPCA, 在尽量使网络误差达最小的同时应使网络的推广能力达最

大,不可推广的网络称为过适应的(Overfitting)。如果网络被训练成过适应的,则 $\hat{X}(t_n)$ 无限接近 $X(t_n)$ , $\hat{X}(t_n)$ 包含了 $X(t_n)$ 中任意小尺度的成分和噪声,就背离了主成分近似的初衷。为了防止过适应,我们预留20%的数据用来做检验,这部分数据不参加网络训练。在训练进程中,检验资料子集上的误差被跟踪监控。当在检验资料子集上的误差开始增长到比训练子集的误差大10%(是可调大小的)时,就停止训练。

图 2.1 用于执行 NLPCA 的 5 层前反馈神经网络

### 2.3 合成场分析方法<sup>[18][26][27]</sup>

用向量(粗黑体)表示空间场或空间型。设一个空间场为 $Y(t_n)$ , $n=1,\dots,N$ , $Y$ 是 $m$ 维向量。选取能反映它振荡的一个标量时间序列 $x(t_n)$ ,按 $x(t_n)$ 的一定取值确定 $Y(t_n)$ 的部分样本组成合成场。

为了求空间场 $Y(t_n)$ 的正负合成场,定义了 $t_n^{(+)}$ 、 $t_n^{(-)}$ 两个时间子集:

$$\begin{aligned} \{t_n^{(+)}\} &= \{t_n : x(t_n) > c\} \\ \{t_n^{(-)}\} &= \{t_n : x(t_n) < -c\} \end{aligned} \quad (2.3.1)$$

本文中, $x(t_n)$ 为Nino3.4指数,临界值 $c$ 取 $0.4^\circ\text{C}$ ,对应的月份就是暖(冷)事件的时间子集,代表厄尔尼诺(拉尼娜)事件<sup>[18]</sup>。 $Y(t_n)$ 是反映ENSO振荡的物理量场,本文选取的是OLR距平场、925hPa散度距平场和海平面气压距平场。然后分别在时间子集上求空间场 $Y(t_n)$ 的时间平均就得到它的正负合成场 $Y^{(+)}$ 和 $Y^{(-)}$ ,以下简称合成场的暖位相和冷位相,即:

$$Y^{(+)} = \langle Y \rangle_+ \quad (2.3.2)$$

$$Y^{(-)} = \langle Y \rangle_- \quad (2.3.3)$$

为了寻找当 $x(t_n)$ 改变符号条件下 $Y$ 的正负合成场的空间对称和非对称性成分,假定空间场 $Y(t_n)$ 依赖于 $x(t_n)$ 的最小非线性模式为:

$$Y(t_n) = A^{(0)} + A^{(1)}x(t_n) + A^{(2)}x^2(t_n) + \epsilon_n \quad (2.3.4)$$



其中  $A^{(0)}$ 、 $A^{(1)}$ 、 $A^{(2)}$  是与时间无关的空间型。 $A^{(1)}$  和  $A^{(2)}$  分别是  $Y(t_n)$  对  $x(t_n)$  的线性和非线性响应。 $\varepsilon_n$  是随机噪声向量，它与  $Y$  一样也是  $m$  维的。

当样本记录和时间子集的长度充分大时， $\varepsilon_n$  满足：

$$\langle \varepsilon \rangle = \langle \varepsilon \rangle_+ = \langle \varepsilon \rangle_- = 0 \quad (2.3.5)$$

其中， $\langle \rangle$  表示样本平均。设  $Y(t_n)$  和  $x(t_n)$  都是中心化的，即  $\langle Y(t_n) \rangle = 0$ 、 $\langle x(t_n) \rangle = 0$ ，对 (2.3.4) 式求平均得到：

$$0 = A^{(0)} + A^{(2)} \langle x^2 \rangle \quad (2.3.6)$$

所以我们可以把 (2.3.4) 式改写为：

$$Y(t_n) = A^{(1)} x(t_n) + A^{(2)} [x^2(t_n) - \langle x^2 \rangle] + \varepsilon_n \quad (2.3.7)$$

由上式可见，空间场  $Y(t_n)$  中被  $A^{(1)} x(t_n)$  表示出的部分当  $x(t_n) > 0$  和  $x(t_n) < 0$  时是  $A^{(1)}$  型和负  $A^{(1)}$  型，所以称向量  $A^{(1)}$  是  $Y$  场的反对称成分；而被  $A^{(2)} [x^2(t_n) - \langle x^2 \rangle]$  表示出的部分当  $x(t_n) > 0$  和  $x(t_n) < 0$  时是同号的，所以向量  $A^{(2)}$  是  $Y$  场的对称成分。因此这个方法已经被 Monahan<sup>[18]</sup> 命名为合成场的对称和反对称方法，

把 (2.3.7) 式代入 (2.3.2) 和 (2.3.3) 式，因为  $A^{(1)}$ 、 $A^{(2)}$  不随时间变化，得到：

$$Y^{(+)} = A^{(1)} \langle x \rangle_+ + A^{(2)} (\langle x^2 \rangle_+ - \langle x^2 \rangle) \quad (2.3.8)$$

$$Y^{(-)} = A^{(1)} \langle x \rangle_- + A^{(2)} (\langle x^2 \rangle_- - \langle x^2 \rangle) \quad (2.3.9)$$

解这个线性方程组，得空间型  $A^{(1)}$  和  $A^{(2)}$ ：

$$A^{(1)} = \frac{(\langle x^2 \rangle_- - \langle x^2 \rangle) Y^{(+)} - (\langle x^2 \rangle_+ - \langle x^2 \rangle) Y^{(-)}}{\langle x \rangle_+ (\langle x^2 \rangle_- - \langle x^2 \rangle) - \langle x \rangle_- (\langle x^2 \rangle_+ - \langle x^2 \rangle)} \quad (2.3.10)$$

$$A^{(2)} = \frac{\langle x \rangle_+ Y^{(-)} - \langle x \rangle_- Y^{(+)}}{\langle x \rangle_+ (\langle x^2 \rangle_- - \langle x^2 \rangle) - \langle x \rangle_- (\langle x^2 \rangle_+ - \langle x^2 \rangle)} \quad (2.3.11)$$

### 第三章 热带地区气候平均特征

气候平均状态是气候年际变率的背景，年际变率中一些现象包括本文要讨论的线性和非线性的相关结构、振荡的对称和不对称性是叠加在气候平均状态上的变化，它们的解释要与气候平均状态联系起来。为此，本章利用风场、OLR、SLP、海温资料，用1月、4月、7月、10月代表北半球春、夏、秋、冬四个季节，分别作出在热带地区四个资料场的多年气候平均，来研究热带地区多年气候平均的特征。

#### 3.1 一月

图 3.1 1 月气候平均图 (a, 海平面气压场; b, 925hPa 风场; c, 200hPa 风场; d, 925hPa 散度场; e, 200hPa 散度场; f, 射出长波辐射场)

由海平面气压气候平均图 3.1 (a) 可见，在北半球冬季，太平洋上有一个副热带高压，强度较弱，位置偏东，亚洲大陆上有一个强大的冷高压，其南侧气压梯度很大，且盛行东北气流，即东北季风。在南半球夏季，太平洋和印度洋上各有一个明显的副热带高压中心，在这个高压北侧盛行稳定的东南气流，即东南信风。在南北半球副热带高压之间为一宽阔的低压带，也就是南北半球信风辐合的地带——赤道辐合带，辐合带的位置在冬季偏南。

在 925hPa 风场气候平均图 3.1 (b) 上，太平洋和大西洋上的反气旋为终年存在的副热带高压，海洋上的副热带反气旋这时相对较弱，位置都在大洋东部，它们南部的东北气流就是全年比较恒定的东北信风。南半球 1 月是夏季，澳洲、南非洲和南美洲三个大陆上均为较弱的气旋，其中以南非洲气旋相对较强，副热带反气旋北侧的东南气流，就是南半球的东南信风。在南北半球两支信风之间，基本上是环球性的气流汇合带，也就是赤道辐合带。赤道辐合带在不同地区的位置差别较大，在西太平洋和印度洋上，它位于  $10^{\circ} \text{S}$  附近，而在大西洋和东太平洋地区，则在  $5^{\circ} \text{N} \sim 10^{\circ} \text{N}$  附近。

在 200hPa 风场气候平均图 3.1 (c) 上，从西太平洋到印度半岛已为一个发展完好的副热带反气旋盘踞，赤道附近成为南北半球副热带高压之间宽广的东风带。

在散度平均场中，散度小于零代表该区域辐合，散度大于零表示该区域辐散，在低纬热带地区，辐合带的散度场分布是高层以辐散为主，低层以辐合为主。

因此, 925hPa 散度气候平均图 3.1 (d) 中, 将散度小于零的区域用阴影表示, 阴影部分表示赤道辐合带的位置, 1 月份, 印度洋和西太平洋上赤道辐合带的位置偏南, 在南半球  $10^{\circ} \text{S} \sim 20^{\circ} \text{S}$  附近, 太平洋中心部分的赤道辐合带在  $10^{\circ} \text{S} \sim 15^{\circ} \text{S}$  地区。200hPa 散度气候平均图 3.1 (e) 中, 将散度大于零的区域用阴影表示, 同样阴影区能代表赤道辐合带的位置, 200hPa 散度场与 925hPa 散度场反映的赤道辐合带的位置是一致的。

海洋对大气的热力强迫同样影响着赤道地区上空的大气对流活动, OLR 作为研究大气对流活动的对象也能够反映赤道辐合带的位置, 对流发展旺盛, 则 OLR 值低。图 3.1 (f) OLR 气候平均场中热带地区  $< 240 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$  的阴影区为上升区,  $> 240 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$  区域为下沉区, 上升区所反映的赤道辐合带的位置在  $5^{\circ} \text{S} \sim 10^{\circ} \text{S}$  附近。

### 3.2 四月

图 3.2 4 月气候平均图 (a, 海平面气压场; b, 925hPa 风场; c, 200hPa 风场; d, 925hPa 散度场; e, 200hPa 散度场; f, 射出长波辐射场)

在海平面气压气候平均图 3.2 (a) 上, 在北半球春季, 亚洲大陆和北太平洋上各有一个冷高压, 北太平洋上的高压南侧盛行东风。在南半球太平洋和印度洋上, 仍然各有一个明显的副热带高压中心。相对于 1 月份, 赤道辐合带的位置已经向北迁移至赤道附近。

在 925hPa 风场气候平均图 3.2 (b) 上, 太平洋上两个反气旋中心是副热带高压, 它的南部是东北信风, 太平洋副热带反气旋北移, 东北信风到赤道附近已减弱并转为东风。同时, 南半球东南信风开始加强北上。这时原来在  $10^{\circ} \text{S}$  附近的赤道辐合带已经北移至赤道附近。

在图 3.2 (c), 200hPa 风场气候平均图与冬季相似, 赤道两边均为两个庞大的反气旋环流带所控制。热带东风急流变化不大, 北半球副热带西风急流稍有北退, 强度明显减弱。

925hPa 散度气候平均图 3.2(d)中, 热带地区赤道辐合带的位置比 1 月稍微偏北。200hPa 散度气候平均图 3.2 (e) 中, 赤道两侧形成双辐合带对称的局面, 分别位于  $10^{\circ} \text{S}$  和  $5^{\circ} \text{N}$  附近。

OLR 气候平均图 3.2 (f) 中印度洋和西太平洋地区是 OLR 低值区, 对应于对流强盛区, 反映出赤道辐合带的位置北移至赤道附近, 北太平洋上辐合带的位置维持在  $5^{\circ}\text{N}$  附近。

### 3.3 七月

图 3.3 7 月气候平均图 (a, 海平面气压场; b, 925hPa 风场; c, 200hPa 风场; d, 925hPa 散度场; e, 200hPa 散度场; f, 射出长波辐射场)

在海平面气压气候平均图 3.3 (a) 上, 在北半球夏季, 位于太平洋和大西洋上的副热带高压, 势力比冬季强大, 位置明显向大洋西部扩展。在印度北部和南亚大陆上各有一个低压, 这些地区大都为夏季北移扩大的赤道西风所控制。在南半球太平洋和印度洋上的副热带高压中心, 强度和位置都没有明显的变化。北半球夏季, 辐合带处处位于赤道以北。

在 925hPa 风场气候平均图 3.3 (b) 上, 北半球从阿拉伯海、印度以及南亚地区的气流已由冬季的东北季风转变为稳定而强劲的偏西风, 也即夏季西南季风。南半球气流大量越过赤道进入北半球, 在赤道印度洋上和印尼附近形成明显的越赤道低空西南急流, 赤道附近急流显得非常活跃。随着西太平洋副热带高压的北上和印度热低压的建立, 赤道辐合带北移。

图 3.3 (c) 200hPa 风场气候平均图上, 副热带西风急流已退到中纬度地区,  $30^{\circ}\text{N}$  以南到  $10^{\circ}\text{S}$ , 从西太平洋到印度洋的广大地区均为热带东风控制, 形成东风急流。赤道附近的东风气流带有偏北分量, 变为越赤道急流, 在南半球的  $10^{\circ}\text{S}$  附近, 形成副热带高压脊, 从  $10^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{S}$  再往南, 就为南半球冬季的副热带西风控制了。

在 925hPa 散度气候平均图 3.3 (d) 上, 夏季热带地区赤道辐合带的位置比冬季和春季偏北, 印度洋和西太平洋赤道辐合带越过赤道到达北半球  $10^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$ , 太平洋中心部分赤道辐合带处于  $5^{\circ}\text{N}$  附近。图 3.3 (e) 200hPa 散度气候平均场与 925hPa 散度场反映的赤道辐合带的位置是一致的。图 3.3 (f) OLR 气候平均场显示出的上升区所反映的赤道辐合带的位置与散度场同样是一致的。

### 3.4 十月

图 3.4 10 月气候平均图 (a, 海平面气压场; b, 925hPa 风场; c, 200hPa 风场; d, 925hPa 散度场; e, 200hPa 散度场; f, 射出长波辐射场)

在海平面气压气候平均图 3.2 (a) 上, 北半球 10 月份已开始由夏季向冬季过渡。亚洲大陆和北太平洋上仍然各有一个冷高压, 北太平洋上的高压南侧盛行东风, 大陆上夏季强大的低压已经消失。在南半球太平洋和印度洋上, 也依然各有一个明显的副热带高压中心。赤道辐合带已经大大减弱并南撤, 只存在于南海南部到菲律宾东南海上。

在 925hPa 风场气候平均图 3.4 (b) 上, 西北太平洋上的副热带反气旋稍有南退, 我国东南沿海到中南半岛南部又转为东北季风控制, 热带辐合带大大减弱并退到  $10^{\circ}$  N 附近。这时, 南半球的东南信风减弱, 赤道西风变窄。

在 200hPa 风场气候平均图 3.4 (c) 上, 北半球副热带反气旋已退至  $20^{\circ}$  N 附近, 副热带西风急流南移, 热带东风的范围开始缩小, 东风急流也减弱, 南半球副热带高压脊仍在  $10^{\circ}$  S 附近。

925hPa 散度气候平均图 3.4 (d) 中, 赤道辐合带开始南撤。图 3.4 (e) 200hPa 散度气候平均场中, 200hPa 散度场与 925hPa 散度场反映的赤道辐合带南撤趋势是一致的。图 3.4 (f) OLR 气候平均场中热带地区上升区所反映的赤道辐合带的位置与散度场同样是一致的。

### 3.5 本章小结

(1) 通过对海平面气压场做气候平均研究表明, 北半球夏季太平洋和大西洋上的副热带高压季节变化明显, 相对于冬季在强度上明显增强, 位置明显向大洋西部扩展。南半球三个大洋长期为副热带反气旋控制, 它们在强度和位置上, 季节变化都比北半球的副热带反气旋小。

(2) 在低层, 北半球冬季, 太平洋南侧盛行东北信风, 到春季转为东风, 夏季印度北部和南亚大陆地区大都为赤道西风所控制, 十月份北太平洋上南侧又继续盛行东风; 南半球一月夏季在副热带气旋北侧盛行东南信风, 四月份南半球东南信风开始加强北上, 七月

份南半球气流大量越过赤道进入北半球，在赤道附近形成明显的越赤道低空西南急流。在高层风场，一月份在赤道附近是一个东风带，到四月热带东风急流变化不大，七月份赤道附近的东风急流有偏北分量，变为越赤道急流，到了十月份，热带东风的范围开始缩小，强度也开始减弱。

(3) 通过对 925hPa 散度场及 OLR 两个场的气候平均研究，发现在同一个季节，赤道辐合带位置在各个经度上位置有很大差别。西太平洋的热带辐合带冬季在南半球  $10^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{S}$ ，4 月开始急速北上，并且第一次越过赤道到北半球，夏季到达最北位置  $10^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ，10 月赤道辐合带开始南撤。北太平洋的赤道辐合带的移动就平稳得多，基本上在赤道附近以北  $5^{\circ}\text{N}$  附近徘徊。冬季和夏季的赤道辐合带，西半球变化不大，而东半球夏季大都出现在  $20^{\circ}\text{N}$  附近，与季风槽连成一体，在冬季，位置偏南。

## 第四章 热带对流活动与 ENSO 关系的非线性特征

### 4.1 OLR 的传统 EOF 分析

#### 4.1.1 OLR 的 EOF 和 EOFI 模式

Hsin. Hsin<sup>[29]</sup>(1995)在研究风应力与 ENSO 的关系时提出 SVDAI 与 SVDI 两种方法。SVDAI 中的距平被定义为月平均变量与长期年平均的偏差,因此这个距平中除了包含年际变率之外还包含季节循环。而第二个模态 SVDI 中的距平定义为月平均变量相对于各月气候平均的偏差,因此只包含年际变率信息。SVDI 虽然从同样的资料集中提取数据,但在计算格点时间序列协方差之前已经移除了年循环。

类似地,我们定义包含年循环和年际变率的 EOF 方法为 EOFAI,移除了年循环之后做的 EOF 为 EOFI。在这里,EOFAI 就是对连续 312 个月的 OLR 标准化距平场做 EOF 分析,EOFI 是将 312 个月滤去季节循环后的 OLR 标准化距平场做 EOF 分析,下面我们对包含年循环和年际变率的月平均标准化 OLR 距平资料及移除年循环的月平均标准化 OLR 距平资料分别做 EOF 分析。

##### 4.1.1.1 OLR 的 EOF 结果

图 4.1 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF 的第一个模态空间型

图 4.2 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF 的第一个模态的时间序列

OLR 距平场 EOF 的第一个模态的方差贡献率为 29.37%。在第一个模态空间型上(图 4.1),以赤道为界线,强的负值带位于南半球副热带,强的正值带位于北半球副热带。该模态的时间系数序列(图 4.2)显示出明显的一年周期,峰值在冬季,谷值在夏季。结合该模态的空间型和时间系数序列可见。EOF 第一模态很好地反映了 OLR 季节循环的平均情况。在北半球冬季,OLR 低值带位于南半球副热带,北半球夏季低值带位于北半球副热带,与各月气候平均图反映的情况是一致的。该空间型图上,绝对值大的地区就是 OLR 季节循环振幅大值区,也是对流活动、降水季节循环强烈的地区,这些地区是印度洋北部、中南半岛、印尼、澳大利亚一带,正是季风活跃区。

图 4.3 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第二个模态空间型

图 4.4 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第二个模态的时间序列

OLR 距平场 EOF1 第二个模态的方差贡献率为 10.56%。在 EOF1 的第二个模态空间型上(图 4.3), 绝对值最大的负中心在赤道中东太平洋  $155^{\circ}$  W, 最强正中心在赤道  $120^{\circ}$  E 附近, 呈现了太平洋东西向反相关的空间型, 反映了 ENSO 循环中 OLR 变化的空间分布。它的时间序列(图 4.4)趋势能基本反映 ENSO 演变过程。图中最强的峰值在 82-83 年和 97-98 年, 对应于两次最强厄尔尼诺事件, 87 和 93 年也较强, 表明这些年份热带东太平洋 OLR 负距平, 对流活动偏强, 而西太平洋 OLR 正距平, 对流活动偏弱, 与 ENSO 的物理模型是一致的。可见, OLR 的 EOF1 第二模态主要反映 ENSO 循环的 OLR 变率。

图 4.5 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF2 的第三个模态空间型

图 4.6 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF2 的第三个模态的时间序列

OLR 距平场 EOF2 的第三模态的方差贡献率为 8.6%。EOF2 的第三个模态空间型上(图 4.5), 绝对值大的主要的中心是: 在中太平洋赤道附近和北太平洋  $155^{\circ}$  W 附近分别有一个 0.5 的正中心, 赤道  $130^{\circ}$  E 有一个负中心。结合第三个模态的时间序列(图 4.6), 可见, 第三个模态反映的是时间尺度较短一些的振荡, 它叠加的第一、二模态上, 作用是帮助表达一些不规则的季节循环和形态不同的海洋冷暖事件所对应的 OLR 变化。

#### 4.1.1.2 OLR 的 EOF1 结果

图 4.7 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第一个模态空间型

图 4.8 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第一个模态的时间序列

OLR 距平场 EOF1 第一模态方差贡献率是 19.6%。图 4.7 是 EOF1 的第一个模态空间型, 强负值区在  $180^{\circ}$  以东赤道太平洋地区, 强正值区在西太平洋印度尼西亚、菲律宾附近。它反映 El Nino 成熟位相 OLR 距平的典型分布。El Nino 时期热带东太平洋地区海温升高,



对流活动加强，因此 OLR 在热带中东太平洋区域形成一个负距平中心，而在印度尼西亚、菲律宾附近对流相对减弱，是 OLR 的正距平中心。因为 EOF1 所用距平资料已经移除了季节循环，它反映的时空变化已不包含季节循环，所以，EOF1 的第一个模态与 EOFAI 的第二个模态在空间分布上很相似，它的时间序列（图 4.8）与 EOFAI 的第二个模态的时间序列趋势也很相似，图中峰值对应的年份是 83 年、87-88 年、92 年和 97-98 年，这些年份对应厄尔尼诺事件，与 Trenberth<sup>[26]</sup>划分的厄尔尼诺时段是一致的，OLR 的 EOF1 第一模态的时间序列与 Nino3、4 指数的扰动趋势也是相似的，很好地反映了 ENSO 的时间演变。

图 4.9 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第二个模态空间型

OLR 距平场 EOF1 的第二模态的方差贡献率为 11.8%。图 4.9 是 EOF1 的第二个模态空间型，正中心在赤道东太平洋 120° W 附近，最强负中心在赤道以北 150° E~180° 地区，与 EOFAI 的第三个模态在空间分布上有些相似，它反映这两个区域 OLR 负相关的分布型，基本呈现了热带太平洋区域东西方向 OLR 的反相关分布。它反映空间尺度小于 ENSO 冷暖事件尺度的变化，它的时间系数的变化尺度也短些（图略）。

当分析的对象是距平或标准化距平时，EOF 分析的时间系数就是主成分。但是，传统的主成分相互间是线性独立的，它们在表示原距平场中的作用也是线性和相互独立的，每个 EOF 只能表示一个反对称的驻波振荡。而实际的 OLR 距平场对 ENSO 的响应不是完全反对称的，体现在不同主成分之间存在非线性的相关。所以，有必要用 NLPCA 研究 OLR 振荡的非线性特征及其对 ENSO 的非线性响应。为了研究 ENSO 振荡产生的 OLR 振荡的对称和反对称性，我们选取 EOF1 的前 6 个 PC 作为神经网络的输入，做一维非线性主成分分析，编码层、解码层的节点数均为 3，瓶颈层的节点数为 1。

## 4.2 非线性主成分分析结果

### 4.2.1 OLR 的非线性主成分分析

图 4.10 OLR 距平场的第 1 个 NLPCA 模态近似在平面 a. PC<sub>1</sub>-PC<sub>2</sub>. b. PC<sub>1</sub>-PC<sub>3</sub>. c. PC<sub>2</sub>-PC<sub>3</sub> 的散布图象，其中 PCA 近似用虚线表示，NLPCA 近似用空心圆表示，实心点表示输入的 PC 在 3 个平面的映射。(d) 为第 1 个 NLPCA 模态近似在 3D 空间的立体图象。

作为网络输入层的 OLR 距平场的 EOF1 分析的前 6 个 PC 解释了原方差的 56%，网络训练完成后，解释 6 维 EOF 空间方差的 59%。因此，解释了原方差的 33%，相当于前 2 个传统 PC 解释的方差百分比 31.4%，但它们反映的是大尺度成分的方差。网络输出层的  $\hat{X}(t_n)$  也是 6 维的， $\hat{X}(t_n)$  的 6 个分量  $\hat{x}_1(t_n), \hat{x}_2(t_n), \dots, \hat{x}_6(t_n)$  分别是对  $PC_1(t_n), PC_2(t_n), \dots, PC_6(t_n)$  的一维 NLPCA 近似。

图 4.10 是第 1 个 NLPCA 模态近似投影到 OLR 的 EOF 张开的子空间  $(V_1, V_2)$ 、 $(V_2, V_3)$ 、 $(V_1, V_3)$  和  $(V_1, V_2, V_3)$  上的散布图象， $(V_1, V_2)$  子空间图是把  $PC_1(t_n)$ 、 $PC_2(t_n)$  和  $\hat{x}_1(t_n)$ 、 $\hat{x}_2(t_n)$ ， $t_n=1\sim 312$  表示在以  $PC_1$  为横轴  $PC_2$  为纵轴的图上，由  $PC_1(t_n)$ 、 $PC_2(t_n)$  确定的点用实心点表示， $\hat{x}_1(t_n)$ 、 $\hat{x}_2(t_n)$  确定的点用空心圆点表示。 $\hat{x}_1(t_n)$ 、 $\hat{x}_2(t_n)$  的样本点（空心圆点）在该图上聚集为一条曲线，在横轴（ $PC_1$ ）零附近，即  $\hat{x}_1(t_n)$  位于零附近时， $\hat{x}_2(t_n)$  也在零附近；而当  $\hat{x}_1(t_n)$  取较大的正值和绝对值较大的负值时， $\hat{x}_2(t_n)$  都为绝对值较大的负值。这反映出 NLPCA 的分析对象中  $PC_1$  和  $PC_2$  之间的主要非线性关系是：当  $PC_1(t_n)$  取强的正负值时，对应的  $PC_2(t_n)$  都倾向于取强的负值。 $PC_1$  和  $PC_2$  之间的这种非线性关系结合 EOF<sub>1</sub>、EOF<sub>2</sub> 空间型就能够反映 OLR 距平时间空间变率的不对称性。比如在 EOF<sub>1</sub> 图上沿赤道附近  $180^\circ \sim 90^\circ W$  之间是负中心，可见， $PC_1(t_n)$  的强正负值分别描述 El Nino 和 La Nina 事件时的 OLR 距平分布。第 1 和 2 特征成分对 OLR 场的近似表示为  $PC_1(t_n)$  乘 EOF<sub>1</sub> 加  $PC_2(t_n)$  乘 EOF<sub>2</sub>，考虑  $PC_1$  和  $PC_2$  的上述非线性关系， $PC_1(t_n)$  的强正负值对应的  $PC_2(t_n)$  都倾向于取强负值，同时注意到 OLR 的 EOF1 第二模态空间型在热带东太平洋是正距平中心，则这两个成分的合成表示出的特征是，在 El Nino 时段热带东太平洋 OLR 的负距平绝对值大于 La Nina 时段该地区的 OLR 正距平值，El Nino 时段距平中心的位置比 La Nina 时段距平中心位置偏东。与 ENSO 振荡相配合的 OLR 振荡在强度和地理位置上的这种不对称性正是通过  $PC_1$  和  $PC_2$  之间的非线性关系反映出来的，并且 OLR 距平伴随 ENSO 振荡表现出的不对称与 ENSO 中 SSTA 振荡的不对称相一致，Monahan<sup>[18]</sup> 对热带 SSTA 做 NLPCA 也得出，El Nino 时段 SSTA 正中心强度比 La Nina 时段负中心强度强，位置偏东。

#### 4.2.2 OLR 与 ENSO 的非线性关系

将瓶颈层的神经元输出序列标准化后即得 NLPCA 第一模态的标准化时间序列  $\alpha_1(t_n)$ ， $\alpha_1(t_n)$  就是 1 维非线性主成分时间序列（NLPC<sub>1</sub>）。比较  $\alpha_1(t_n)$  与 Nino3、4 指数序列（见

图 4.11), 两根曲线的变化趋势非常相似, 两个序列之间的相关系数达到 0.73, 当位相一致时, ENSO 的冷暖事件发展到最强。EOF<sub>1</sub> 的时间系数序列即传统 PC<sub>1</sub> 与 Nino3、4 指数的相关系数为 0.69, 可见, OLR 距平场的 NLPC<sub>1</sub> 比它的 PC<sub>1</sub> 更能反映 OLR 与 ENSO 的密切关系, NLPCA 比传统 PCA 更能清楚地描述 OLR 场的主要信息。

图 4.11 OLR 的 NLPCA 第一模态的  $\alpha_1(t_n)$  时间曲线 (细线) 和 Nino3、4 指数曲线 (粗线)

传统的一维 PCA 近似是  $\hat{X}(t_n) = [V_1 \cdot X(t_n)] V_1$ , 即 PC<sub>1</sub>( $t_n$ ) 乘 EOF<sub>1</sub>, 它描述一个驻波振荡的时间演变, 这个振荡有固定的空间结构, 振幅随时间变化。当主成分 PC<sub>1</sub>( $t_n$ ) 的值变化, 则表示出的距平强度会改变, 但空间结构不变, 也就是说分析对象的空间分布完全与 PC<sub>1</sub>( $t_n$ ) 呈线性关系。但是, 一维 NLPCA 能描述更复杂的低维结构。图 4.12 是 NLPC<sub>1</sub> 达最大值和最小值时, 由神经网络输出结果重建的 OLR 距平场。图 4.12 (a) 为  $\alpha_1(t_n)$  取最大值时 OLR 的距平场, 负距平中心位于赤道以南 110°W ~ 140°W 地区, 正中心在赤道以北 150°E ~ 180° 地区, 对应着强 El Nino 事件。图 4.12 (b) 为  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时 OLR 的距平场, 正距平中心在赤道 135°W ~ 150°W 附近, 负距平中心在赤道 120°E 附近, 对应着 La Nina 事件。图 4.12 (a) 中 OLR 负距平中心相对于图 4.12 (b) 正距平中心位置偏东、强度偏强, 在位置与强度上呈现了明显的非对称性。说明 NLPCA 中, 如果改变非线性主成分  $\alpha_1(t_n)$  的值, OLR 距平的强度和结构都将改变, 反映了原场的非线性结构特征。为了完整说明 ENSO 循环中 OLR 振荡的不对称性, 下面取非线性主成分的一系列代表性值重建 OLR 距平场, 以此反映 ENSO 循环的不同位相下 OLR 距平的典型分布。

图 4.12  $\alpha_1(t_n)$  取最大(a)、最小值(b)时神经网络输出结果重建的 OLR 距平场

图 4.13  $\alpha_1$  分别取 -3.5 (a), -1.5 (b), -0.75 (c), -0.25 (d), 0.25 (e), 0.75 (f), 1.5 (g), 3.5 (h) 时重建的 OLR 距平空间分布

$\alpha_1$  分别取 -3.5、-1.5、-0.75、-0.25、0.25、0.75、1.5、3.5, 网络输出八个对应的  $\hat{X}$ ,  $\hat{X}$  是原来 6 个 PC 在一维非线性主成分的 8 个代表性位相下的近似, 将  $\hat{X}$  结合原先的 6 个 EOF, 返回生成 8 个位相下 OLR 距平的空间分布图 (图 4.13)。图 4.13 (a)、(b)、(c)、(d)、(e)、(f)、(g)、(h) 分别对应  $\alpha_1$  取 -3.5、-1.5、-0.75、-0.25、0.25、0.75、1.5、

3.5 八个代表性值时重建的空间分布图。 $\alpha_1 = -3.5$  相应于 ENSO 最强的冷位相, OLR 最强的正距平中心在赤道  $180^\circ$  地区附近。 $\alpha_1 = 3.5$  相应于 ENSO 最强的暖位相, OLR 负距平中心在赤道  $120^\circ W \sim 150^\circ W$  地区附近。可见, 强 El Nino 时期 OLR 负距平中心位置比强 La Nina 时期 OLR 正距平中心偏东, 强度偏强。图 4.13 对应的 8 个空间分布图反映了 ENSO 循环中 OLR 标准化距平的平均演变。NLPCA 第一个模态演变的这种非线性特征主要来源于它混合了传统 PCA 模态 1 和 2 的贡献 (这两个模态贡献最大)。由  $EOF_1$  (图 4.7) 知  $PC_1$  的强正负值分别对应 El Nino 和 La Nina 时期,  $EOF_2$  (图 4.9) 最强正中心在  $120^\circ W$  附近, 而  $NLPC_1$  反映的  $PC_1$  和  $PC_2$  的非线性关系是  $PC_1$  强正负值都倾向与  $PC_2$  强负值相配合, 因此无论是 El Nino 还是 La Nina 事件中,  $PC_2$ 、 $EOF_2$  迭加到  $PC_1$ 、 $EOF_1$  上的贡献都是在  $120^\circ W$  附近的东太平洋叠加上负距平, 这样使得在 ENSO 的暖事件中 OLR 在中东太平洋的负距平中心位置偏东, 在强度上增强; 而使冷事件时期 OLR 的正距平中心位置偏西, 在强度上减弱。

### 4.3 本章小结

(1) 对 OLR 资料集分别做 EOF 和 EOFI 分析。EOF 的第一个模态描述了 12 个月季节循环的大尺度特征, 第二个与第三个模态包含了年际变率。滤去了季节循环后, EOFI 模态的第一个空间型与 EOF 的第二个空间型很相似, EOFI 模态反映的是年际变化。

(2) 对滤去季节循环的 OLR 场的 EOF 研究发现,  $EOF_1$  空间型在印度尼西亚、菲律宾附近是正中心, 在热带中东太平洋是负中心, 呈东西向的反相关, 基本反映了热带对流对海洋中冷暖事件响应的空间分布型。传统 PCA 描述的是驻波振荡, 刻画的是线性空间结构, 可以线性地描述热带对流基本时空分布特征及其与 ENSO 的线性关系, 能够反映 OLR 距平场在 ENSO 振荡演变过程中的线性特征, 但无法反映更低维的非线性结构。

(3) 对 OLR 场应用 NLPCA 方法研究发现, NLPCA 取最大、最小值时的 OLR 距平场并不是完全相反的空间分布, 不仅距平中心的强度发生了改变, 其空间结构也有所不同。当 NLPCA 取最大值时, OLR 距平场负中心位于赤道以南  $110^\circ W \sim 140^\circ W$  地区, 对应着强的 El Nino 事件; NLPCA 取最小值时, 正距平中心在  $135^\circ W \sim 150^\circ W$  赤道附近, 对应着强的 La Nina 事件。并且, NLPCA 取最大值时的 OLR 负距平中心相对于取最小值时的正距平中心位置偏东、强度偏强。这与 Monahan<sup>[18]</sup>对热带印度—太平洋 SST 的研究一文中海温在 ENSO 冷暖位相表现的非线性是一致的, El Nino 时海温的正距平中心要比 La Nina 时海温的负距平中心在

位置上偏东，且强度更强。

(4) EOF 能基本反映 ENSO 关系，传统  $PC>0$  与  $PC<0$  时分别对应着 El Nino 和 La Nina 时期 OLR 距平场分布的基本关系，但是 EOF 分析只能反映线性振荡。而 NLPCA 中用神经网络提取的 NLPC 取最大、最小值时，OLR 距平场呈现的不是完全反对称的关系，根据非线性主成分  $\alpha_1$  取不同的值可以给出整个 ENSO 循环所对应的 OLR 距平场空间分布的循环，并且这种循环不是完全对称的。

## 第五章 热带散度场与 ENSO 关系的非线性特征

本章选取热带 925hPa 散度场作为研究对象,按第四章的方法研究低层散度场的非线性特征及其与 ENSO 关系的非线性联系。

### 5.1 散度场的 EOFI 分析

将 925hPa 散度场移除季节循环之后,做 EOFI 分析,反映的是散度场的年际变化。

图 5.1 热带印度洋—太平洋区域 925hPa 散度标准化距平场 EOFI 分析的  $EOF_1$  型 (图 a)、 $EOF_2$  型 (图 b)

Madden 和 Julian<sup>[30]</sup> (1971) 通过谱分析首先发现太平洋地区热带大气在风场和气压场的变化中存在 40—50 天的周期性振荡现象,有关研究<sup>[31]</sup>也表明即使在热带太平洋地区,风的变化有比海温距平变化更复杂的自我特征,大气中的时空变率比海洋中复杂,因此散度场第一个特征向量的空间分布在中东太平洋有多个负中心,虽然如此,散度场的第一个特征向量的空间型仍然反映了暖事件成熟位相散度场空间型的典型分布。东太平洋地区在暖位相海温升高,热带大气在低层辐合,在中东太平洋形成散度负距平中心,而在印度洋、西太平洋附近形成正距平中心。 $EOF_1$ 对整个场的贡献率为 19.5%。 $EOF_1$ 的时间序列  $PC_1$  与 Nino3、4 指数的比较如图 5.2 所示,两者间的相关系数达到 0.74。 $PC_1$ 序列曲线图中峰值对应的年份是 83 年、87-88 年、91-92 年、93 年、94-95 年和 97-98 年,这些年份与 Trenberth<sup>[32]</sup>划分的厄尔尼诺时段是一致的,可见, $EOF_1$ 的时间序列比较好地反映了 ENSO 的时间演变。 $EOF_2$ 呈现的是太平洋南北方向的反相关分布型, $EOF_2$ 方差贡献率为 16.6%,在反映 ENSO 事件演变上  $EOF_2$  不如  $EOF_1$  解释的好。

图 5.2 热带印度洋—太平洋区域 925hPa 散度标准化距平场  $EOF_1$  的时间序列曲线 (细线) 与 Nino3、4 指数曲线 (粗线)

传统的主成分相互间是线性独立的,它们在表示原距平场中的作用也是线性和相互独立的,而实际的散度距平场对 ENSO 的响应不是完全反对称的。因此,我们同样选取前 6 个 PC 作为神经网络的输入,做一维非线性主成分分析,编码层、解码层的节点数均为 3,瓶颈层的节点数为 1,用 NLPCA 研究散度振荡的非线性特征及其对 ENSO 的非线性响应。

## 5.2 非线性主成分分析结果

### 5.2.1 散度的非线性主成分分析

图 5.3 925hPa 散度距平场的第 1 个 NLPCA 模态近似在平面 a.PC<sub>1</sub>-PC<sub>2</sub>, b.PC<sub>1</sub>-PC<sub>3</sub>, c.PC<sub>2</sub>-PC<sub>3</sub> 的散布图象, 其中 PCA 近似用虚线表示, NLPCA 近似用空心圆表示, 实心点表示输入的 PC 在 3 个平面的映射。(d) 为第 1 个 NLPCA 模态近似在 3D 空间的立体图象。

选取 EOF 分析的前 6 个 PC 作为神经网络的输入, 参加了网络训练, 解释了原方差的 74.5%, 训练完成后, 解释了 6 维 EOF 空间方差的 64%。因此, 解释了原方差的 47.7%, 相当于前 3 个传统 PC 解释的方差百分比 48%。 $X(t_n)$  的非线性主成分近似  $\hat{X}(t_n)$  也是 6 维的, 它的 6 个分量  $\hat{x}_1(t_n), \dots, \hat{x}_6(t_n)$  ( $t_n=1\sim 312$ ) 分别是对  $PC_1(t_n), \dots, PC_6(t_n)$  的一维 NLPCA 近似。把第 1 个 NLPCA 模态近似投影到 925hPa 散度场的 PC 张开的子空间  $(PC_1, PC_2)$ ,  $(PC_2, PC_3)$ ,  $(PC_1, PC_3)$  和  $(PC_1, PC_2, PC_3)$  上, 见图 5.3。其中, 子空间图 5.3 (a) 是把  $PC_1(t_n)$ 、 $PC_2(t_n)$  和  $\hat{x}_1(t_n)$ 、 $\hat{x}_2(t_n)$  表示在以  $PC_1$  为横轴  $PC_2$  为纵轴的图上, 在横轴 ( $PC_1$ ) 零附近, 即  $\hat{x}_1(t_n)$  位于零附近时,  $\hat{x}_2(t_n)$  也在零附近, 而当  $\hat{x}_1(t_n)$  取较大的正值和绝对值较大的负值时, 对应的  $\hat{x}_2(t_n)$  大都为绝对值较大的负值。这反映出 NLPCA 分析对象中  $PC_1$  和  $PC_2$  之间的主要非线性关系是: 当  $PC_1(t_n)$  取强的正值时, 对应的  $PC_2(t_n)$  倾向于取强的负值。 $PC_1$  和  $PC_2$  之间的这种非线性关系结合  $EOF_1$ 、 $EOF_2$  空间型就能够反映散度距平时间空间变率的不对称性。 $PC_1(t_n)$  的强正、负值分别描述暖、冷事件时的散度距平分布。第 1 和 2 特征成分对散度场的近似表示为  $PC_1(t_n)$  乘  $EOF_1$  加  $PC_2(t_n)$  乘  $EOF_2$ , 考虑  $PC_1$  和  $PC_2$  的上述非线性关系,  $PC_1(t_n)$  的强正负值对应的  $PC_2(t_n)$  都倾向于取强负值, 则这两个成分的合成表示出的特征是, 在 El Nino 时段热带东太平洋散度的负距平绝对值大于 La Nina 时段该地区的散度正距平值, El Nino 时段散度负距平中心的位置比 La Nina 时段正距平中心位置偏东。 $PC_1$  和  $PC_2$  之间的非线性关系能够反映 ENSO 振荡中风的散度场相应振荡在强度和地理位置上的这种不对称性。

### 5.2.2 散度与 ENSO 的非线性关系

NLPCA 第一模态的标准化时间序列  $\alpha_1(t_n)$  就是 1 维非线性主成分时间序列 ( $NLPC_1$ )。比较  $\alpha_1(t_n)$  与 Nino3、4 指数序列 (图 5.4), 两根曲线的变化趋势非常相似, 两个序列之间的相关系数达到 0.80, 当位相一致时, ENSO 的冷暖事件发展到最强。 $EOF_1$  的时间系数

序列与 Nino3、4 序列 (图 5.2) 的相关系数为 0.74, 可见, NLPCA 比传统 PCA 更能清楚地描述散度场的主要信息, 散度距平场的  $NLPC_1$  比传统  $PC_1$  更能反映散度与 ENSO 的密切关系。

图 5.4 散度的 NLPCA 第一模态的  $\alpha_1(t_n)$  时间曲线 (细线) 和 Nino3、4 指数曲线 (粗线)

如第四章所述, 分析对象的空间分布完全与  $PC_1(t_n)$  呈线性关系, 当主成分  $PC_1(t_n)$  的值变化, 则传统 EOF 分析表示出的距平强度会改变, 但空间结构不变。当用 EOF 分析散度场时, 冷暖事件所对应的主成分  $PC(t_n)$  符号相反, 它们表示出的距平分布中心位置只能相同, 而符号相反。但是, 一维 NLPCA 能描述更复杂的低维结构。图 5.5 是  $NLPC_1$  达最大值和最小值时, 由神经网络输出结果重建的散度距平场。图 5.5 (a) 为  $\alpha_1(t_n)$  取最大值时散度的距平场, 负距平中心在赤道  $150^\circ \text{W}$  附近, 对应着强 El Nino 事件。图 5.5 (b) 为  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时散度的距平场, 正距平中心分别在赤道  $170^\circ \text{W}$ 、 $150^\circ \text{W} \sim 120^\circ \text{W}$  附近, 对应着 La Nina 事件。图 5.5 (a) 中散度负距平中心相对于图 5.5 (b) 正距平中心强度偏强, 在位置上偏东, 呈现了一定的非对称性。

图 5.5  $\alpha_1(t_n)$  取最大值(a)、最小值(b)时神经网络输出结果重建的 925hPa 散度距平场

### 5.3 本章小结

(1) 对滤去季节循环的 925hPa 散度距平场做 EOF 分析发现, EOF1 的第一模态在中东太平洋形成散度负距平中心, 在印度洋、西太平洋附近形成正距平中心, 反映的是 ENSO 暖事件成熟位相的散度场的典型空间分布。EOF1 第一模态的时间序列也很好地反映了 ENSO 事件的演变。

(2) 但是传统 EOF 分析是对分析对象的低维线性表示, 一个 EOF 模态和对应的 PC 只表示原场中的一个驻波振荡, 驻波振荡是传统 EOF 能够产生的最优一维近似的唯一结构。当改变  $PC(t_n)$  的值, 该模态表示出的距平的强度可能会改变, 但空间结构不变, 也就是说分析对象的时间变化完全与  $PC(t_n)$  呈线性关系。NLPCA 能表示出更一般的低维结构。



(3) 用 NLPCA 方法对 925hPa 散度距平场进行研究, 当  $\alpha_1(t_n)$  取最大值时散度的距平场, 负距平中心在赤道  $150^\circ \text{ W}$  附近, 对应着强 El Nino 事件;  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时散度的距平场, 正距平中心分别在赤道  $170^\circ \text{ W}$ 、 $150^\circ \text{ W} \sim 120^\circ \text{ W}$  附近, 对应着 La Nina 事件。并且  $\alpha_1(t_n)$  取最大值时散度负距平中心的强度比  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时散度正距平中心的强度偏强。可见, 散度距平场在  $\alpha_1(t_n)$  取最大最小值时的空间分布不是完全相反的, 不仅距平中心的强度发生了改变, 其空间结构也有所不同。

## 第六章 热带海平面气压场与 ENSO 的非线性关系

海平面气压场包含了大量海气相互作用的信息，本章采取前两章同样的非线性方法通过热带海平面气压场来研究 SLP 距平场与 ENSO 振荡之间的非线性关系。

### 6.1 SLP 距平场的 EOFI 分析

对消除了气候平均季节循环所得到的 SLP 距平资料做 EOF 分析，记为 EOFI，它反映的时空变化不再包含季节循环，而仅反映 SLP 的年际变化。

图 6.1 热带印度洋—太平洋区域 SLP 标准化距平场的 EOFI 第一个模态

图 6.2 热带印度洋—太平洋区域 SLP 标准化距平场的 EOFI 第一个模态的时间序列（细线）以及南方涛动指数（粗线）

图 6.3 热带印度洋—太平洋区域 SLP 标准化距平场的 EOFI 第二个模态

SLP 的 EOFI 第一个模态的方差贡献率为 25.36%。图 6.1 是 SLP 距平场的 EOFI 分析的第一模态空间型，强负值区在赤道以南  $150^{\circ}\text{W}\sim 115^{\circ}\text{W}$  附近，正值区在  $110^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$  附近，清楚地呈现了以日界线为零线的东西气压的反相振荡，是南方涛动的海平面气压距平型，反映了暖事件成熟位相 SLP 的距平空间分布。图 6.2 是 SLP 的 EOFI 分析的第一模态的时间序列（细线）与标准化的南方涛动指数（粗线）相结合的序列图，SLP 的 EOFI 分析的第一模态时间序列与南方涛动指数的负相关系数为 -0.77。图中 EOFI 的 PC 序列峰值在 82-83 年、87 年、92 年和 97-98 年，对应于厄尔尼诺事件，这些年份，SLP 在东南太平洋是负距平，在南印度洋是正距平，东南太平洋与南印度洋的海平面气压存在着“跷跷板”的现象。我们注意到，以上年份刚好对应于南方涛动指数的谷值，说明在 ENSO 暖事件时期，东太平洋海面温度异常升高，南方涛动指数降低，沃克环流减弱。

SLP 的 EOFI 第二个模态的方差贡献率为 18.5%。在 EOFI 第二个模态空间型上(图 6.3)，几乎整个中东太平洋都为正值区，反映热带太平洋地区 SLP 距平符号较一致的变化。

## 6.2 非线性主成分分析结果

### 6.2.1 SLP 的非线性主成分分析

为了研究 SLP 振荡对 ENSO 响应的对称与反对称性, 我们选取 SLP 距平场 EOFI 分析的前 4 个 PC 作为 NLPCA 的输入, 瓶颈层节点数为 1, 编码层和解码层的节点数为 2, 第一个 NLPCA 模态在 PC 空间散布图见图 6.4。SLP 距平场 EOFI 分析的前 4 个 PC 解释了原方差的 65%, 通过网络训练, 解释了 4 维 EOFI 空间方差的 71%, 也即解释了原场方差的 46%, 相当于 EOFI 分析的前 2 个 PC 解释的方差百分比 43.8%。

图 6.4 SLP 距平场的第 1 个 NLPCA 模态近似在平面 a.PC<sub>1</sub>-PC<sub>2</sub>, b.PC<sub>1</sub>-PC<sub>3</sub>, c.PC<sub>2</sub>-PC<sub>3</sub> 的散布图象, 其中 PCA 近似用虚线表示, NLPCA 近似用空心圆表示, 实心点表示输入的 PC 在 3 个平面的映射。(d) 为第 1 个 NLPCA 模态近似在 3D 空间的立体图象。

$X(t_n)$  的非线性主成分近似  $\hat{X}(t_n)$  也是 4 维的, 它的 4 个分量  $\hat{x}_1(t_n), \dots, \hat{x}_4(t_n)$  ( $t_n=1\sim 312$ ) 分别是对  $PC_1(t_n), \dots, PC_4(t_n)$  的一维 NLPCA 近似。图 6.4 是 SLP 距平场第一个 NLPCA 模态投影到 SLP 的 EOFI 张开的子空间图  $(PC_1, PC_2)$ ,  $(PC_2, PC_3)$ ,  $(PC_1, PC_3)$  和  $(PC_1, PC_2, PC_3)$ , 其中, 子空间图 6.4(a) 是把  $PC_1(t_n)$ ,  $PC_2(t_n)$  和  $\hat{x}_1(t_n)$ ,  $\hat{x}_2(t_n)$  表示在以  $PC_1$  为横轴  $PC_2$  为纵轴的图上。  $PC_1-PC_2$  平面上的投影是 U 型曲线, 曲线最左端对应于 El Nino 事件 (相应于小的  $\alpha_1(t_n)$  值), 曲线最右端对应于 La Nina 事件 (相应于高的  $\alpha_1(t_n)$  值)。在横轴 ( $PC_1$ ) 零附近, 即  $\hat{x}_1(t_n)$  位于零附近时,  $\hat{x}_2(t_n)$  也在零附近, 而当  $\hat{x}_1(t_n)$  取较大的正值和绝对值较大的负值时, 对应的  $\hat{x}_2(t_n)$  大都为绝对值较大的正值, 这反映出 NLPCA 分析对象中  $PC_1$  和  $PC_2$  之间的主要非线性关系是: 当  $PC_1(t_n)$  取强的正值时, 对应的  $PC_2(t_n)$  倾向于取强的正值。  $PC_1$  和  $PC_2$  之间的这种非线性关系结合  $EOF_1$ 、 $EOF_2$  空间型就能够反映最初的变量 SLP 距平时间空间变率的不对称性。 ENSO 振荡中 SLP 距平场的振荡在强度和空间上的不对称可以通过  $PC_1$  和  $PC_2$  之间的非线性关系反映出来。

### 6.2.2 SLP 距平场与 ENSO 的非线性关系

$\alpha_1(t_n)$  是 NLPCA 第一个模态的标准化时间序列, 图 6.5 是  $\alpha_1(t_n)$  曲线与南方涛动指数的比较,  $\alpha_1(t_n)$  的最强谷值年份在 82-83 和 97-98 年, 对应于两次最强厄尔尼诺事件, 这些年份相对应的南方涛动指数也减弱达到最小。  $\alpha_1(t_n)$  曲线与南方涛动指数之间的相关系数达到 0.83, 比 SLP 的 EOFI 第一模态时间序列与南方涛动指数的负相关系数 -0.77 要大,

因此非线性主成分分析方法比传统 PCA 更能清楚地反映 SLP 距平场的主要信息。

图 6.5 SLP 距平场 NLPCA 第一模态的  $\alpha_1(t_n)$  时间曲线 (细线) 和 Nino3、4 指数曲线 (粗线)

如果采用线性的 PCA 模态研究 SLP 距平场,  $PC_1(t_n)$  的不同的值只能改变空间型的距平强度, 但改变不了空间结构,  $PC_1(t_n)$  分别取最大和最小值时重建的距平场不仅中心位置相同, 而且强度相当, 仅仅相差一个正负符号。但如果改变 NLPCA 模态中  $\alpha_1(t_n)$  的值, 重建之后的 SLP 距平场的强度和结构都将发生改变, 如图 6.6 是  $\alpha_1(t_n)$  取最大值和最小值时由网络输出结果重建的 SLP 距平场。图 6.6 (a) 为  $\alpha_1(t_n)$  取最大值时的 SLP 距平场, 太平洋上正距平中心在  $150^\circ \text{W} \sim 60^\circ \text{W}$ , 负距平中心在  $90^\circ \text{E} \sim 160^\circ \text{E}$  附近, 对应着强 La Nina 事件。图 6.6 (b) 为  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时的 SLP 距平场空间分布, 太平洋上的负距平中心在  $140^\circ \text{W} \sim 120^\circ \text{W}$  附近, 正距平中心在赤道以北  $120^\circ \text{E} \sim 170^\circ \text{E}$  附近, 对应着强 El Nino 事件。从重建后的距平场中看到, El Nino 位相的负距平中心位置比 La Nina 位相的正距平中心位置偏东, 强度偏强, 在空间和强度上呈现了明显的非对称性。下面选取一系列有代表性的值重建 SLP 距平场, 来反映 SLP 距平在 ENSO 循环的不同位相下的典型空间分布。

图 6.6  $\alpha_1(t_n)$  取最大值 (a)、最小值 (b) 时网络输出结果重建的 SLP 距平场

图 6.7  $\alpha_1$  分别取 -3 (a), -1.5 (b), -1 (c), -0.5 (d), 0.5 (e), 1.5 (f), 2 (g), 2.5 (h) 时重建的 SLP 距平空间分布

图 6.7 (a)、(b)、(c)、(d)、(e)、(f)、(g)、(h) 分别对应  $\alpha_1$  取 -3、-1.5、-1、-0.5、0.5、1.5、2、2.5 八个代表性值时重建的空间分布图。 $\alpha_1$  分别取 -3、-1.5、-1、-0.5、0.5、1.5、2、2.5, 网络输出八个对应的  $\hat{X}$ ,  $\hat{X}$  是原来 4 个 PC 在一维非线性主成分的八个代表性位相下的近似, 图 6.7 是将  $\hat{X}$  结合原先的 4 个 EOF, 返回生成八个位相下 SLP 距平的空间分布。 $\alpha_1 = -3$  对应的 SLP 距平图相应于 ENSO 最强的暖位相, 最强的正距平中心在赤道  $105^\circ \text{E} \sim 140^\circ \text{E}$  附近, 负距平中心在  $105^\circ \text{W} \sim 85^\circ \text{W}$ 。 $\alpha_1 = 2.5$  对应的 SLP 距平图相应于 ENSO 最强的冷位相, 负距平中心  $75^\circ \text{E} \sim 125^\circ \text{E}$  附近, 正距平中心位置在南太平洋  $150^\circ \text{W} \sim$

75° W。可见, 强 El Nino 时期 SLP 负距平中心位置比强的 La Nina 时期 SLP 正距平中心偏东, 强度偏强。由这八张空间分布图可以看出, 八个不同位相下的 SLP 距平空间分布图不仅强度有所改变, 空间结构也不同, 描述了非线性的 SLP 距平空间分布结构, 可见, NLPCA 反映了 ENSO 事件中 SLP 标准化距平的平均演变过程。

### 6.3 本章小结

(1) 对滤去季节循环的 SLP 距平场做 EOF 分析, 在第一个模态中, SLP 强负值区在赤道以南 150° W~115° W 附近, 强正值区在 110° E~135° E 附近, 清楚地呈现了以日界线为零线的东西气压的反相振荡, 反映了 ENSO 成熟位相时 SLP 距平场的空间分布。说明 EOF 方法可以线性地模拟 ENSO 变率, 但它不能描述出 ENSO 平均冷暖事件的非对称性。当改变  $PC(t_n)$  的值时, EOF 模态对应的 SLP 距平空间型只有强度的改变, 但空间结构不变化, 说明 EOF 分析对象的时空变化完全与  $PC(t_n)$  呈线性关系。

(2) 但是对 SLP 距平场应用 NLPCA 方法研究发现,  $\alpha_1(t_n)$  取最大、最小值时的 SLP 距平场并不是完全相反的空间分布, 不仅距平中心的强度发生了改变, 其空间结构也有所不同。 $\alpha_1(t_n)$  取最大值时的 SLP 距平场, 太平洋上正距平中心在 150° W~60° W, 负距平中心在 90° E~160° E 附近;  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时的 SLP 距平场空间分布, 太平洋上的负距平中心在 140° W~120° W 附近, 正距平中心在赤道以北 120° E~170° E 附近。并且根据非线性主成分  $\alpha_1(t_n)$  取不同的值可以给出整个 ENSO 循环所对应的 SLP 距平场空间分布的循环, 这种循环也是不完全对称的。

## 第七章 合成场的不对称性

研究一个场振荡的不对称性, 另一个方法是使用振荡在二个不同位相下的合成场, 在这里可以用来辅助说明 NLPCA 的结果。考虑一个空间场  $Y(t_n)$ ,  $n=1, \dots, N$ ,  $Y$  是  $m$  维向量。根据一个标量时间序列  $x(t_n)$  的取值,  $x(t_n)$  要求是零均值的, 即  $\langle x \rangle = 0$ , 按以下方式做  $Y(t_n)$  的合成。讨论  $Y$  场对 ENSO 振荡的对称或反对称性响应, 本文  $Y(t_n)$  采用 OLR 距平场、925hPa 散度距平场和 SLP 距平场, 取 Nino3、4 指数为  $x(t_n)$  序列, 在所有时间  $t_n$ ,  $n=1, \dots, N$  中选出两个时间子集,  $t_n^{(+)}$  和  $t_n^{(-)}$ , 定义为

$$\{t_n^{(+)}\} = \{t_n : x(t_n) > c\}$$

$$\{t_n^{(-)}\} = \{t_n : x(t_n) < -c\}$$

根据 El Nino 的定义<sup>[28]</sup>, 用 Nino3+4 区平均的 SSTA 五个月滑动平均大于  $0.4^\circ\text{C}$  为 El Nino 时段, 小于  $-0.4^\circ\text{C}$  的时段为 La Nina 时段, 我们取  $c = 0.4^\circ\text{C}$ ,  $t_n^{(+)}$  和  $t_n^{(-)}$  分别代表 El Nino 和 La Nina 时间子集。由上式,  $x(t_n) > c$  和  $x(t_n) < -c$  的时次个数基本是相当的。 $Y(t_n)$  场的正合成场和负合成场分别记为  $Y^{(+)}$  和  $Y^{(-)}$ , 定义为在时间子集  $\{t_n^{(+)}\}$  和  $\{t_n^{(-)}\}$  上的平均。

### 7.1 OLR 的合成场分析

图 7.1 El Nino 和 La Nina 事件 OLR 距平场的合成图(a)和(b), 以及它们的反对称成分(c)和对称成分(d)

由上所述做出 El Nino 时段的 OLR 合成图 (图 7.1a, 记为  $Y^{(+)}$ ) 和 La Nina 时段的 OLR 合成图 (图 7.1b, 记为  $Y^{(-)}$ ), 从图上可明显看出 ENSO 冷暖事件 OLR 合成场的不对称, 暖事件 OLR 负距平中心位置在  $175^\circ\text{W} \sim 145^\circ\text{W}$  附近, 冷事件 OLR 的正距平中心在  $175^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{W}$  附近, 暖事件负中心比冷事件正中心位置偏东, 强度偏强。NLPCA 反映的是场非对称变化的特征, 根据参考文献<sup>[18]</sup>,  $Y^{(+)} - Y^{(-)}$  正比于  $A^{(1)}$ ,  $Y^{(+)} + Y^{(-)}$  正比于  $A^{(2)}$ , 所以  $Y^{(+)} - Y^{(-)}$  和  $Y^{(+)} + Y^{(-)}$  可以分析  $Y$  场 (OLR 距平场) 振荡对  $x(t_n)$  (ENSO) 的线性和非线性响应, 分别表示 OLR 场的反对称成分 (图 7.1c) 和对称成分 (图 7.1d)。OLR 的反对称成分图与  $EOF_1$  (图 4.7) 很相似, 对称成分与  $EOF_2$  (图 4.9) 也很相似。可见, 第一个 PC 模态可以用来刻画 ENSO 事件的平均演变, 是 El Nino 和 La Nina 事件之间的反对称

称成分图与  $EOF_1$  (图 4.7) 很相似, 对称成分与  $EOF_2$  (图 4.9) 也很相似。可见, 第一个 PC 模态可以用来刻画 ENSO 事件的平均演变, 是 El Nino 和 La Nina 事件之间的反对称成分, 第二个 PC 模态是 ENSO 事件 OLR 场的对称成分, 结合 OLR 场的反对称成分和对称成分, NLPCA 第一个模态则可以用来刻画 ENSO 冷暖事件 OLR 场的空间不对称。

## 7.2 散度场的合成场分析

图 7.2 El Nino 和 La Nina 事件 925hPa 散度场的合成图(a)和(b),以及它们的反对称成分(c)和对称成分(d)

图 7.2 是 925hPa 散度场在 El Nino 和 La Nina 事件平均情况下的合成空间图以及它们的反对称成分和对称成分。暖事件 (图 7.2a) 散度场负距平中心位置在  $155^{\circ}W \sim 135^{\circ}W$  附近, 冷事件 (图 7.2b) OLR 的正距平中心在  $165^{\circ}W \sim 180^{\circ}$  附近, 暖事件负中心比冷事件正中心位置偏东, 并且强度偏强, 说明在赤道东太平洋区域暖事件时的辐合比冷事件时的辐散强。

由 (2.3.7) 式知,  $A^{(1)}$  是 925hPa 散度场的反对称成分,  $A^{(2)}$  是散度场的对称部分。 $A^{(1)}$  项的作用是使  $Y^{(+)}$  与  $Y^{(-)}$  反位相且强度相当, 那么  $A^{(1)}$  大于零的地区, 散度场的振荡与 ENSO 振荡同位相,  $A^{(2)}$  表示散度场冷暖事件之间的空间非对称性,  $A^{(1)}$  和  $A^{(2)}$  对应的就是散度场对 Nino3、4 指数的线性和非线性响应。图 7.2 (c) 是散度场在 El Nino 和 La Nina 事件之间的反对称成分, 赤道  $180^{\circ} \sim 150^{\circ}W$  有两个负距平中心, 与散度场 EOF1 分析的第一个模态空间型 (图 5.1a) 很相似, 由  $A^{(1)}$  的作用可知, 在赤道  $165^{\circ}E$  以西地区, 散度场的振荡与 ENSO 振荡反位相。图 7.2 (d) 体现的是散度场冷暖事件之间的对称成分, 负距平中心的位置在  $135^{\circ}W \sim 110^{\circ}W$ , 反映的是散度场振荡与 ENSO 振荡不相配合的地方。

## 7.3 SLP 距平场的合成场分析

图 7.3 El Nino 和 La Nina 事件 SLP 距平场的合成图(a)和(b),以及它们的反对称成分(c)和对称成分(d)

图 7.3 是 SLP 距平场在 El Nino 和 La Nina 事件平均情况下的合成空间图以及它们的反对称成分和对称成分。在 El Nino 事件时 SLP 距平场的合成图中 (图 7.3a), 负距平中心在  $120^{\circ}W \sim 110^{\circ}W$  附近, 正距平中心在赤道以南  $120^{\circ}E \sim 160^{\circ}E$  附近, 反映了印度洋和太平洋之间海平面气压变化的反相振荡现象。在 La Nina 事件时 SLP 距平场的合成图中,

正距平中心在东太平洋  $150^{\circ}W \sim 100^{\circ}W$  附近, 负距平中心在  $120^{\circ}E \sim 130^{\circ}E$  附近。SLP 距平合成图中, El Nino 事件的负距平位置要比 La Nina 事件的正距平位置偏东, 在强度上偏强, 因此, ENSO 冷暖事件下 SLP 距平场空间的非对称性在合成场中的反映也比较明显。

SLP 距平场在冷暖事件之间的反对称成分  $A^{(1)}$  (图 7.3c) 是 SLP 距平场对 ENSO 振荡的线性响应, 在  $150^{\circ}W$  零线以东的太平洋区域为负区, 说明这个地区的 SLP 距平场与 ENSO 振荡反位相, 西太平洋及印度洋区域为正区, 说明这个区域的 SLP 距平场与 ENSO 振荡同位相。图 7.3(d) 是 SLP 距平场在 El Nino 和 La Nina 事件之间的反对称成分,  $A^{(2)}$  决定了 SLP 距平场在 ENSO 冷暖位相时的正负距平强度的不对称性, 反映了 SLP 距平场对 ENSO 振荡的非线性响应。

## 7.4 本章小结

(1) El Nino 和 La Nina 事件下 OLR 距平合成场反映了两个位相下的空间非对称性, 暖事件 OLR 的负距平中心位置在  $175^{\circ}W \sim 145^{\circ}W$ , 冷事件正距平中心在  $175^{\circ}E \sim 170^{\circ}W$ , 暖事件期间 OLR 的负中心位置比冷事件正中心位置偏东, 强度偏强, 这与非线性主成分分析的结果定性上是一致的。因此 NLPCA 可以用来揭示 ENSO 冷暖事件之间 OLR 场的空间不对称, 反映热带对流活动对 ENSO 响应的非线性特征。

(2) 暖事件 925hPa 散度合成场的负距平中心位置在  $155^{\circ}W \sim 135^{\circ}W$ , 冷事件散度合成场正距平中心在  $165^{\circ}W \sim 180^{\circ}$ , 暖事件期间散度场的负中心位置比冷事件正中心位置偏东, 强度偏强, 冷暖事件的散度合成场反映了冷暖位相下散度场的空间非对称性。

(3) SLP 距平场在冷暖事件下的空间合成场在空间和强度上呈现了一定的非线性特征。暖事件时 SLP 距平场的负距平中心在  $120^{\circ}W \sim 110^{\circ}W$  附近, 冷事件时正距平中心在东太平洋  $150^{\circ}W \sim 100^{\circ}W$  附近, 距平中心的强度也有变化。

(4) 通过对三个对象场的合成场的分析发现,  $A^{(1)}$ 、 $A^{(2)}$  是空间场对于 Nino3、4 指数的线性和非线性响应, 分别反映空间场振荡强度的空间不对称与对称关系, 三个空间场的  $A^{(1)}$  和  $A^{(2)}$  分别决定各个空间场和 ENSO 振荡之间的关系。



## 第八章 全文小结

本文采用热带地区射出长波辐射资料 (OLR)、925hPa 散度场、925hPa 风场、200hPa 风场和海平面气压场 (SLP) 等 NCEP/NCAR 再分析的月平均资料, 分析了它们的气候平均场, 运用非线性主成分分析方法, 对热带气候变率的非线性特征进行研究, 得出以下主要结论。

(1) 通过对气候平均场的研究发现, 在同一个季节, 赤道辐合带位置在不同经度上位置有很大差别; 在不同季节, 赤道辐合带在不同经度上的位移也不一样。西太平洋的热带辐合带冬季在南半球  $10^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{S}$ , 4 月开始急速北上, 并且第一次越过赤道到北半球, 夏季到达最北位置  $10^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$ , 10 月赤道辐合带开始南撤。北太平洋的赤道辐合带的移动就平稳得多, 基本上在赤道附近以北  $5^{\circ}\text{N}$  附近徘徊。冬季和夏季的赤道辐合带, 西半球变化不大, 而东半球夏季大都出现在  $20^{\circ}\text{N}$  附近, 与季风槽连成一体, 在冬季, 位置偏南。

(2) 对 OLR 资料集分别做 EOF1 和 EOF2 分析。第一个 EOF1 模态描述了 12 个月季节循环的大尺度特征。在北半球冬季, OLR 低值带位于南半球副热带, 而北半球夏季 OLR 低值带位于北半球副热带, OLR 的第一个 EOF1 模态所模拟的 OLR 空间分布与各月气候平均图所反映的情况是一致的。OLR 的 EOF1 第二个与第三个模态包含了年际变率。滤去了季节循环后, EOF2 模态的第一个空间型与 EOF1 的第二个空间型很相似, EOF2 模态反映的是年际变化。

(3) 对滤去季节循环的 OLR 场、925hPa 散度距平场和 SLP 距平场分别做 EOF 分析。OLR 的 EOF1 空间型在印度尼西亚、菲律宾附近是正中心, 在热带中东太平洋是负中心, 呈东西向的反相关, 基本反映了热带对流对海洋中冷暖事件响应的空间分布型。925hPa 散度场 EOF1 的第一模态在中东太平洋形成散度负距平中心, 在印度洋、西太平洋附近形成正距平中心, 反映的是 ENSO 暖事件成熟位相的散度场的典型空间分布。在 SLP 距平场 EOF1 第一个模态中, SLP 强负值区在赤道以南  $150^{\circ}\text{W}\sim 115^{\circ}\text{W}$  附近, 强正值区在  $110^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$  附近, 清楚地呈现了以日界线为零线的东西气压的反相振荡, 反映了 ENSO 成熟位相时 SLP 距平场的空间分布。

(4) 当分析的对象是距平或标准化距平时, EOF 分析的时间系数就是主成分。传统 EOF

分析是对分析对象的低维线性表示,一个 EOF 模态和对应的 PC 只表示原场中的一个驻波振荡,刻画的是线性空间结构,能够反映对象场在 ENSO 振荡演变过程中的线性特征,但无法反映更低维的非线性结构。EOF 能基本反映 ENSO 关系,传统  $PC>0$  与  $PC<0$  时分别对应着 El Nino 和 La Nina 时期对象场空间分布的基本关系,当 PC 的值变化,该模态表示出的距平的强度可能会改变,但空间结构不变,说明 EOF 分析只能反映线性振荡。NLPCA 则表示出更一般的低维结构。

(5) 对 OLR 距平场、925hPa 散度场和 SLP 距平场分别应用 NLPCA 方法研究发现,  $\alpha_1(t_n)$  取最大、最小值时重建的三个对象场的距平场并不是完全相反的空间分布,不仅距平中心的强度发生了改变,其空间结构也有所不同。当  $\alpha_1(t_n)$  取最大值时, OLR 距平场负中心位于赤道以南  $110^\circ W \sim 140^\circ W$  地区,对应着强的 El Nino 事件;  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时,正距平中心在  $135^\circ W \sim 150^\circ W$  赤道附近,对应着强的 La Nina 事件;而且  $\alpha_1(t_n)$  取最大值时的 OLR 负距平中心相对于  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时的正距平中心位置偏东、强度偏强。当  $\alpha_1(t_n)$  取最大值时散度的距平场负距平中心在赤道  $150^\circ W$  附近,对应着强 El Nino 事件;  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时散度的距平场正距平中心分别在赤道  $170^\circ W$ 、 $150^\circ W \sim 120^\circ W$  附近,对应 La Nina 事件;而且  $\alpha_1(t_n)$  取最大值时散度负距平中心的强度比  $\alpha_1(t_n)$  取最小值时散度正距平中心的强度偏强。同样,  $\alpha_1(t_n)$  取最大、最小值时的 SLP 距平场也并不是完全相反的空间分布,不仅距平中心的强度发生了改变,其空间结构也有所不同。并且根据非线性主成分  $\alpha_1(t_n)$  取不同的值可以给出整个 ENSO 循环所对应的 OLR 距平场和 SLP 距平场空间分布的循环,这种循环也是不完全对称的。

(6) 通过对 OLR 距平场、925hPa 散度场和 SLP 距平场三个对象场的合成场的分析发现, El Nino 和 La Nina 事件下的距平合成场反映了两个位相下的空间非对称性。OLR 距平场在暖事件的负距平中心位置位于  $175^\circ W \sim 145^\circ W$ , 冷事件正距平中心位于  $175^\circ E \sim 170^\circ W$ , 暖事件期间 OLR 的负中心位置比冷事件正中心位置偏东,强度偏强。925hPa 散度距平场暖事件合成场的负距平中心位置在  $155^\circ W \sim 135^\circ W$ , 冷事件散度合成场正距平中心在  $165^\circ W \sim 180^\circ$ , 暖事件期间散度场的负中心位置比冷事件正中心位置偏东,强度偏强,冷暖事件的散度合成场反映了冷暖位相下散度场的空间非对称性。SLP 距平场在冷暖事件下的空间合成场在空间和强度上呈现了一定的非线性特征,暖事件时 SLP

分分析的结果定性上是一致的。因此 NLPCA 可以用来揭示 ENSO 冷暖事件之间对象场的空间不对称,反映热带气候资料对 ENSO 响应的非线性关系。用合成场方法得到的空间场的反对称成分  $A^{(1)}$  和对称成分  $A^{(2)}$ , 分别反映空间场振荡强度的空间不对称与对称关系,其中  $A^{(1)}$  体现空间场对 ENSO 的线性响应,而  $A^{(2)}$  代表非线性响应,三个空间场的  $A^{(1)}$  和  $A^{(2)}$  分别决定各个空间场和 ENSO 振荡之间的关系。

## 参考文献

- [1] J.Houghton, P.Morel. The World Climate Research Programme, in the Global Climate》 edited by J.Houghton[M]. 1984, 1-11.
- [2] Hare, F.K. Climate variation and variability : Empirical evidence from meteorological and other sources. Preceeding of the world climate conference, Geneva, WMO, 1979, 537, 51-87.
- [3] Ratcliffe, R. A. S., J.Weller, and P.Collison. Variability in the frequency of unusual weather over oppoximately the last century[J]. Qaurt Jour Roy Mereor Soc, 1978, 104, 243-255.
- [4] Van Loon H., J.Williams. The association between mean temperature and inter-annual variability[J]. Mon Mean Rev, 1978, 106, 1012-1017.
- [5] 陈烈庭. 东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响[J]. 大气科学, 1977, 1, 1-12.
- [6] 臧恒范, 王绍武. 赤道东太平洋水温对低纬大气环流的影响[J]. 海洋学报, 1984, 6, 16-24.
- [7] 李崇银. 厄尔尼诺影响西太平洋台风活动的研究[J]. 气象学报, 1987, 45, 229-236.
- [8] 付淙斌, 滕星林. 我国夏季的气候异常与厄尔尼诺/南方涛动现象的关系[J]. 大气科学(特刊), 1988, 133-141.
- [9] 李崇银. El Nino 事件与中国东部气温异常[J]. 热带气象, 1989, 5, 210-219.
- [10] 李崇银, 龙振夏. 准两年振荡及其对东亚大气环流和气候的影响[J]. 大气科学, 1992, 16, 167-176.
- [11] 李崇银. 气候动力学引论[M]. 气象出版社, 2000, 227-278.
- [12] Hoskins B J and Karoly D J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. Jorunal of atmopheric science, 1981, 38, 1179-1196.
- [13] 蒋尚城. 气象卫星对长江流域旱涝的诊断研究[J]. 科学通报, 1992, 37(19): 1779-1781.
- [14] 黄荣辉, 孙凤英. 北半球夏季大气环流遥相关型的年际变化及其数值模拟[J]. 大气科学, 1992, 16(1): 52-61.
- [15] 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响[J]. 大气科学, 1992, 18(2): 141-151.
- [16] 郭艳君, 翟盘茂, 贺敬安. OLR 在 ENSO 监测中的应用[J]. 热带气象学报, 19(1): 101-106.
- [17] Adam H.Monahan. Nonliner Principle Component Analysis by Neural Networks: Theory and Application to the Lorenz System[J]. Journal of climate, 2000, 13(4): 821-835.

- [18] Adam H. Monahan. Nonlinear Principle Component Analysis: Tropical Indo-Pacific Sea Surface Temperature and Sea Level Pressure[J]. *Journal of climate*, 2001, 14(2):219-233.
- [19] Adam H. Monahan, Fyfe J. C., and Flato G. M. A Regime view of Northern Hemisphere atmospheric variability and change under global warming[J]. *Geophys Res Lett*, 2000, 27, 1139-1142.
- [20] Adam H. Monahan, Pandolfo L., and Fyfe J. C. The preferred structure of variability of the Northern Hemisphere atmospheric circulation[J]. *Geophys Res Lett*, 2001, 28, 1019-1022.
- [21] Aiming Wu, Hsieh W W. The nonlinear ENSO mode and its interdecadal changes. JP1. 2 Joint Poster Session 1, 2003: ENSO and Global-Scale Atmosphere-Ocean Coupling.
- [22] Aiming Wu, Hsieh W W. Nonlinear characteristics of the surface air temperature over Canada[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107 (D21):ACL8-1-8-15.
- [23] Kelvin Hamilton, Hsieh W W. Representation of the quasi-biennial oscillation in the tropical stratospheric wind by nonlinear principal component analysis[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107 (D15):ACL3-1-3-10.
- [24] Aiming Wu, Hsieh W W. Nonlinear Modes of North American Winter Climate Variability Derived from a General Circulation Model Simulation[J]. *Journal of climate*, 2003, 16(14):2325-2339.
- [25] Tang Y, Hsieh W W. Nonlinear modes of decadal and interannual variability of the subsurface thermal structure in the Pacific Ocean[J]. *J Geophys Res*, 2003, 108(C3), 3084, doi:10.1029/2001JC001236.
- [26] 吴洪宝, 吴蕾. 气候变率诊断和预测方法[M]. 气象出版社, 2005, 55-75.
- [27] 黄海英. 热带太平洋 ENSO 振荡的空间对称和非对称成分. *南京气象学院学报*, 2005, 28(4):442-451.
- [28] Hsin-Hsin Syu, J. David Neelin. Seasonal and Interannual Variability in a Hybrid Couple GCM[J]. *Journal of Climate*, 1995, 9(8):2121-2143.
- [29] Kevin E T. The Definition of El Nino[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1997, 78(12):2771-2777.
- [30] Madden, R. D., and P. Julian. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific[J]. *J Atmos Sci*, 1971, 28, 702-708.
- [31] Wallace, J. M., and M. L. Blackmon. Observations of low-frequency atmospheric variability, Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere. Academic Press, London, 1983, 55-91.

## 致 谢

非常感谢我的导师吴洪宝教授，在研究生阶段，无论是学习上还是生活上吴老师都给予了我很大的帮助，对于我的论文和择业问题更是操碎了心，这份师恩学生将永远铭记在心！吴老师对工作认真负责的态度、对科学孜孜以求的执着和严谨求实的治学精神将永远激励我在以后的道路上走得更远，做得更好！

同时也非常感谢研究生部钱翼梅老师，钱老师平时为我们劳心劳力，为同学们排忧解难，在就业问题上更是给予了我莫大的帮助和支持！

在此向两位尊敬的老师表示我衷心的感谢和深深的敬意！

感谢长期以来在生活和学习上关心我帮助我的贾建颖师姐、韦莹莹、王丽娟、杜钦、曹文博、彭霞云、毛文书等同学和朱前进、张苏妹、朱海生等朋友！

最后感谢我辛劳的父母，是他们一直在背后默默地支持和鼓励着我完成学业、走向社会，谢谢！

2006年5月

附

图

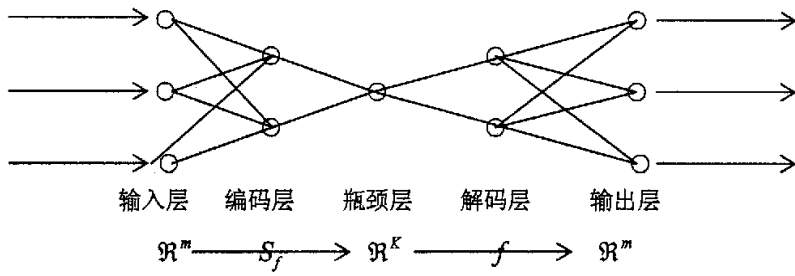
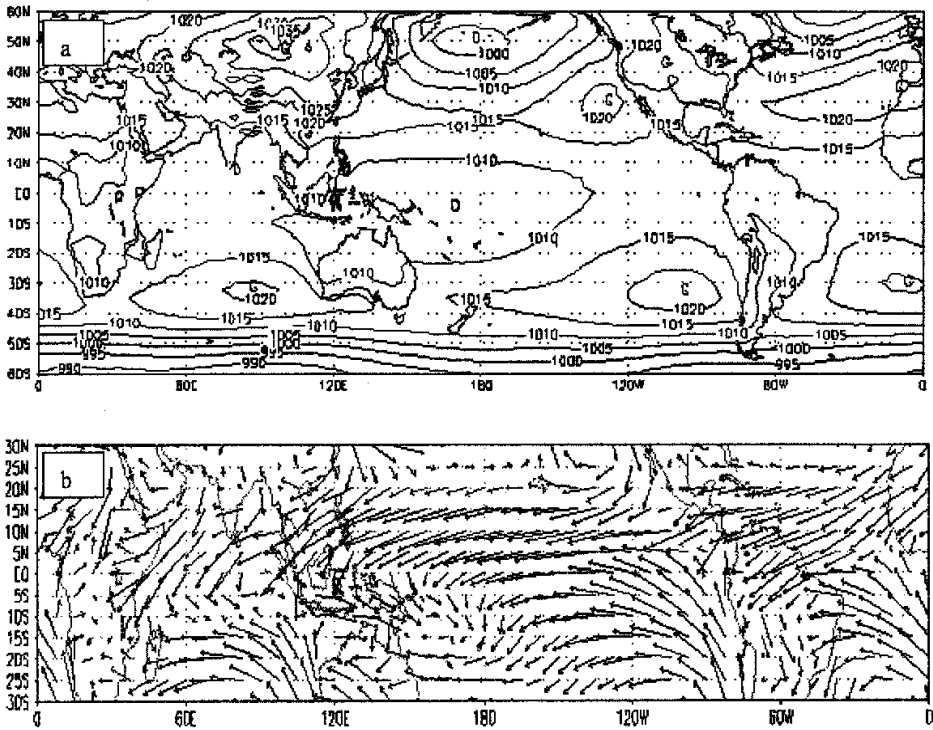
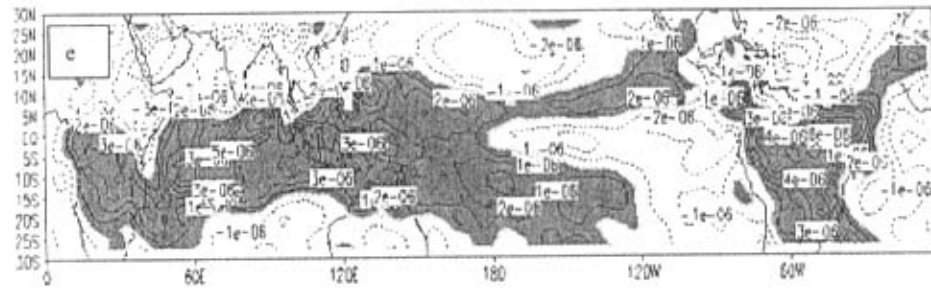
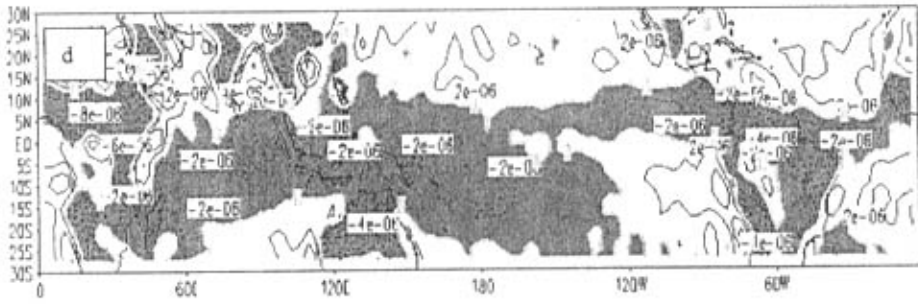
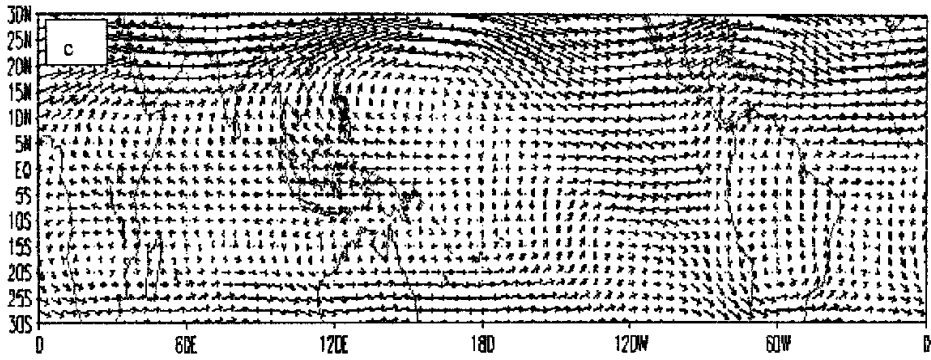


图 2.1 用于执行 NLPCA 的 5 层前反馈神经网络







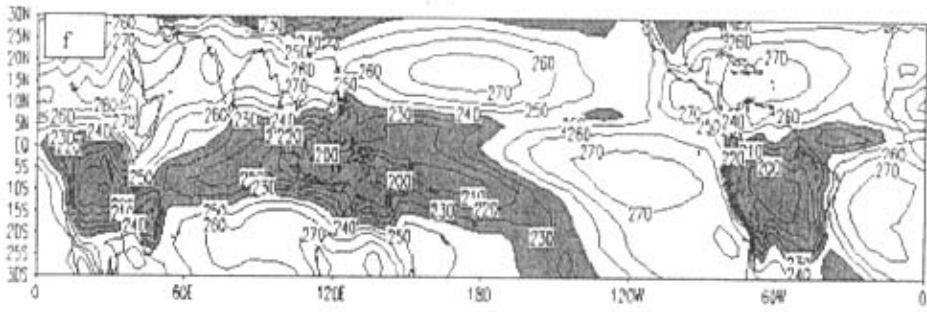
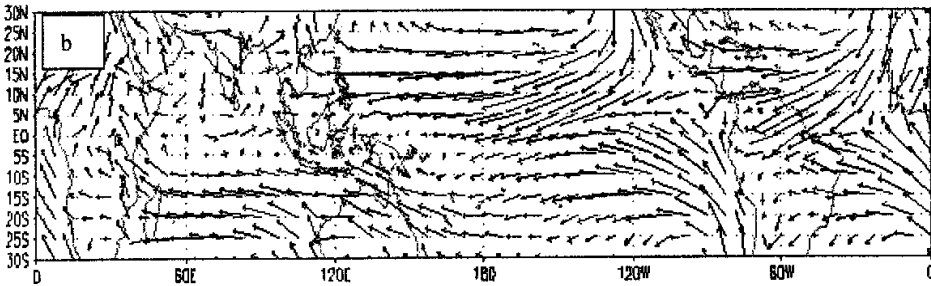
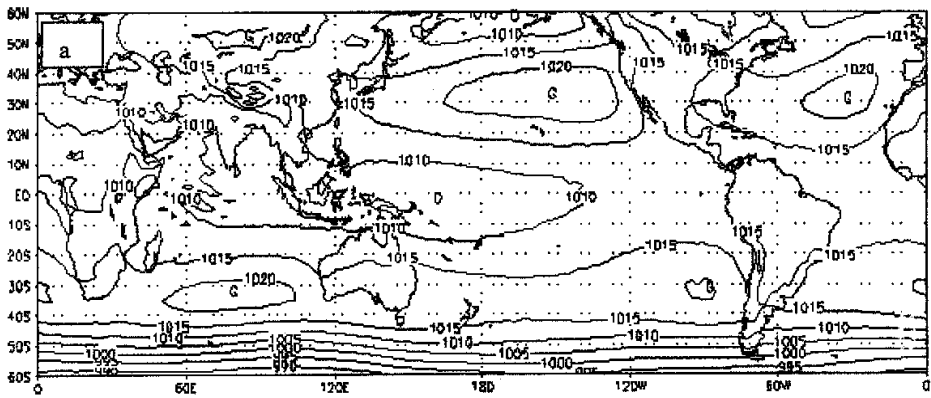
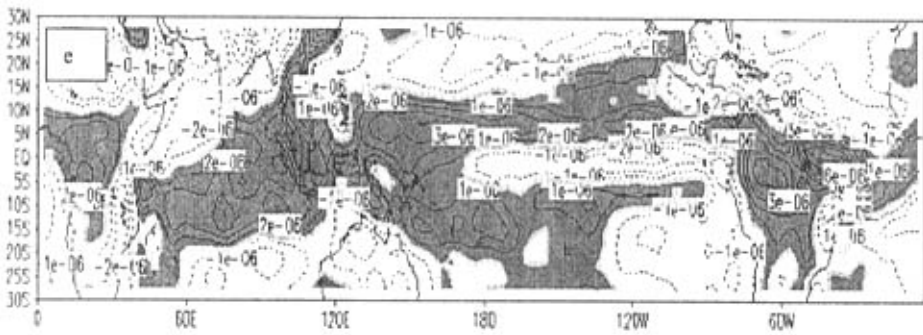
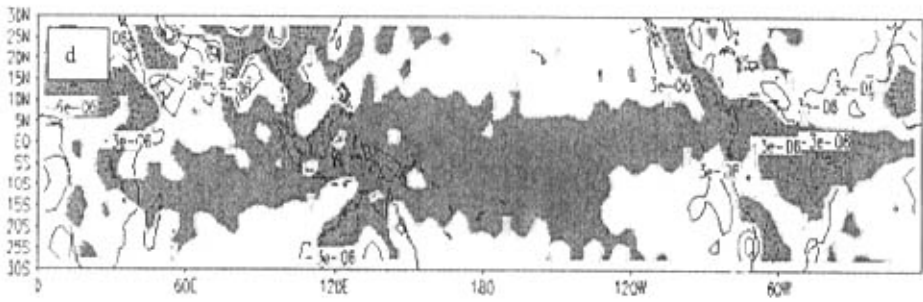
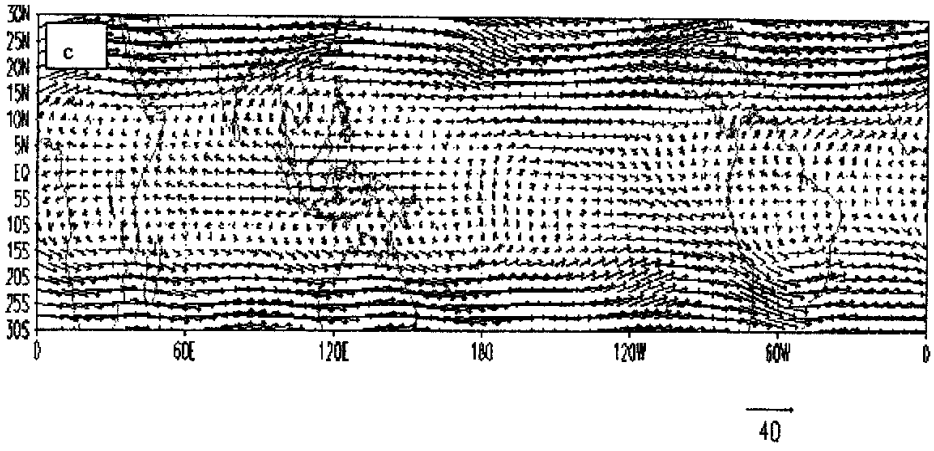


图 3.1 1 月气候平均图 (a, 海平面气压场; b, 925hpa 风场; c, 200hpa 风场; d, 925hpa 散度场; e, 200hpa 散度场; f, 射出长波辐射场)



10



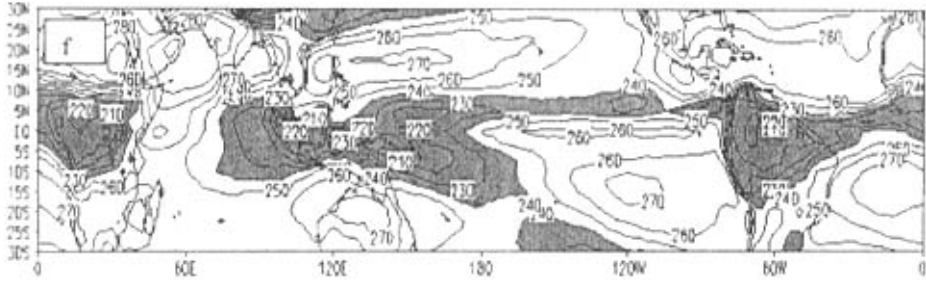
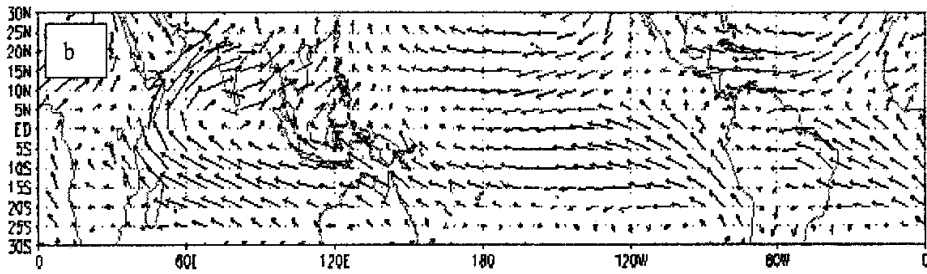
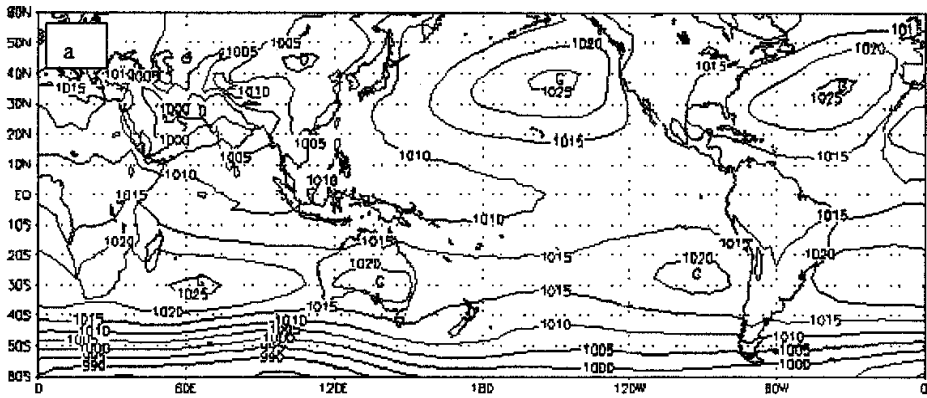


图 3.2 4 月气候平均图 (a, 海平面气压场; b, 925hpa 风场; c, 200hpa 风场; d, 925hpa 散度场; e, 200hpa 散度场; f, 射出长波辐射场)



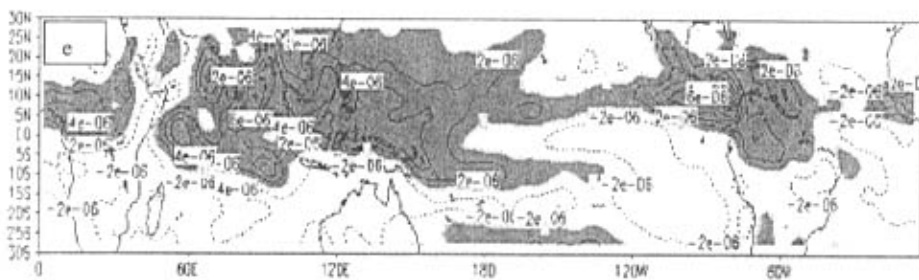
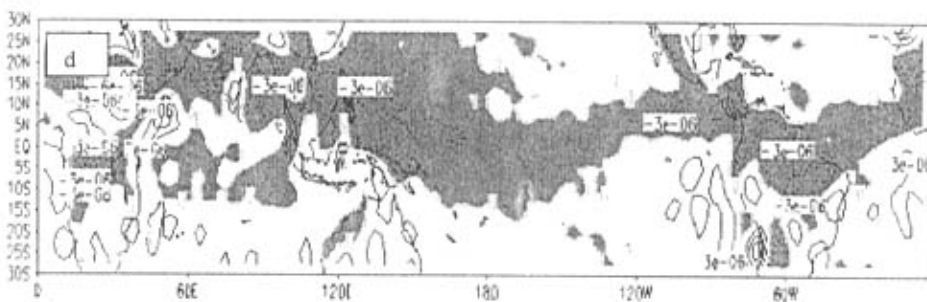
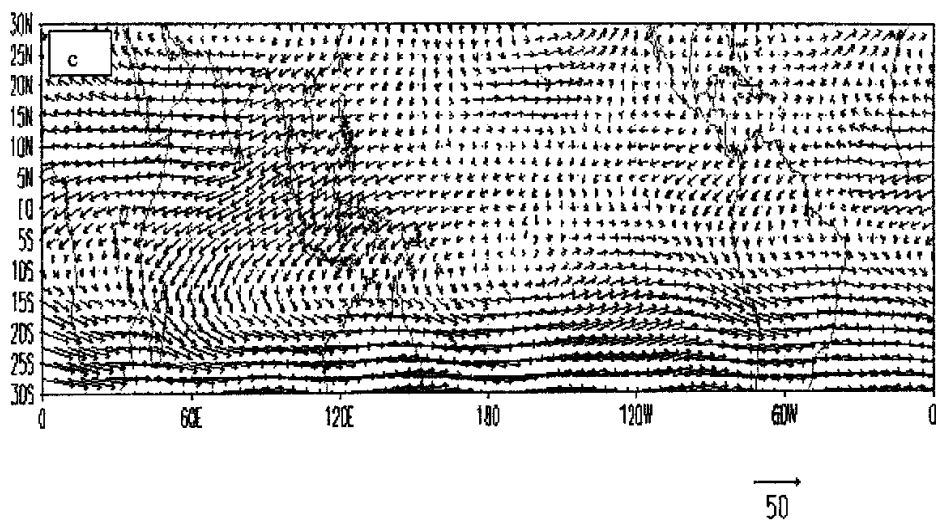
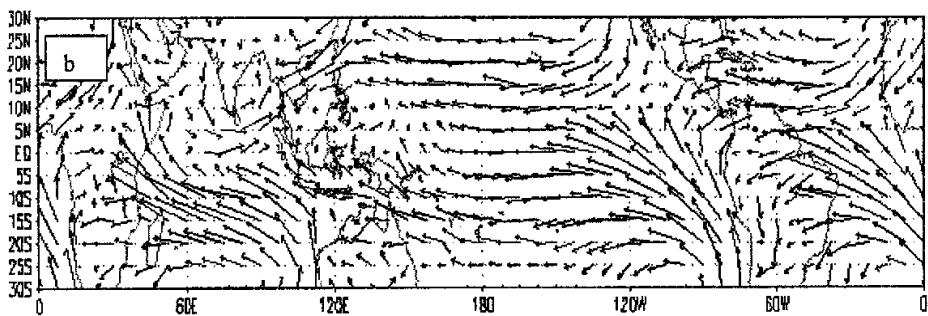
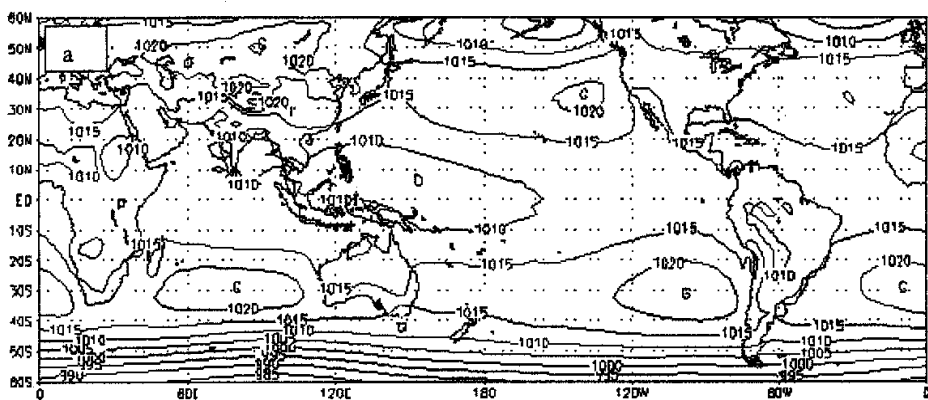
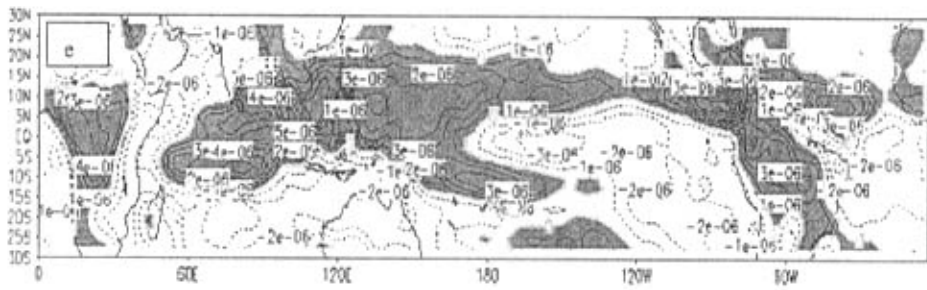
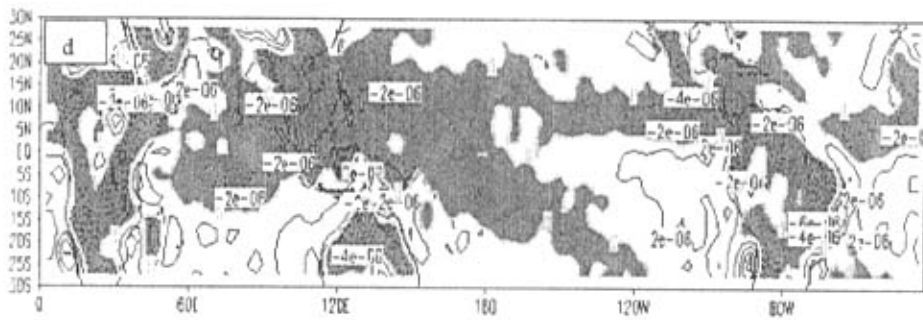
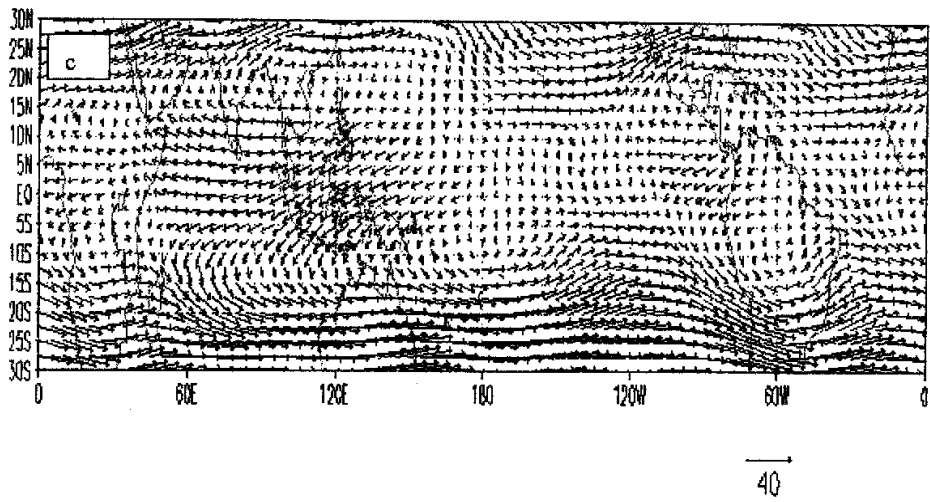




图 3.3 7 月气候平均图 (a, 海平面气压场; b, 925hpa 风场; c, 200hpa 风场; d, 925hpa 散度场; e, 200hpa 散度场; f, 射出长波辐射场)





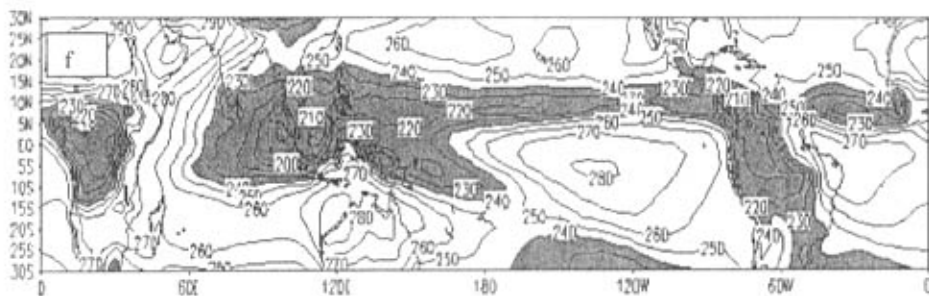


图 3.4 10 月气候平均图 (a, 海平面气压场; b, 925hpa 风场; c, 200hpa 风场; d, 925hpa 散度场; e, 200hpa 散度场; f, 射出长波辐射场)

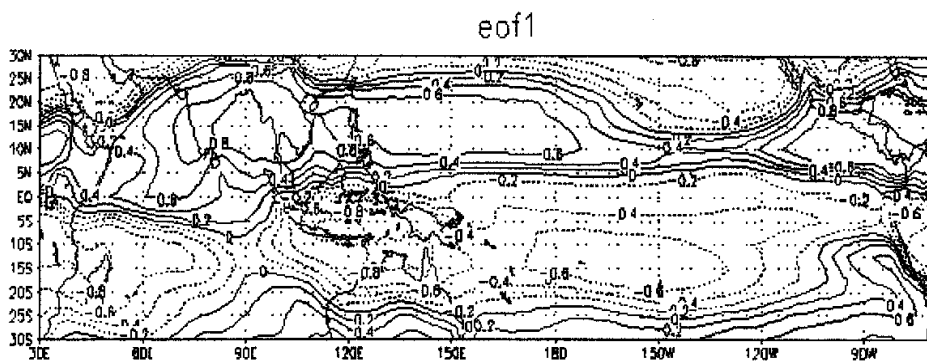


图 4.1 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF 的第一个模态  $EOF_1$



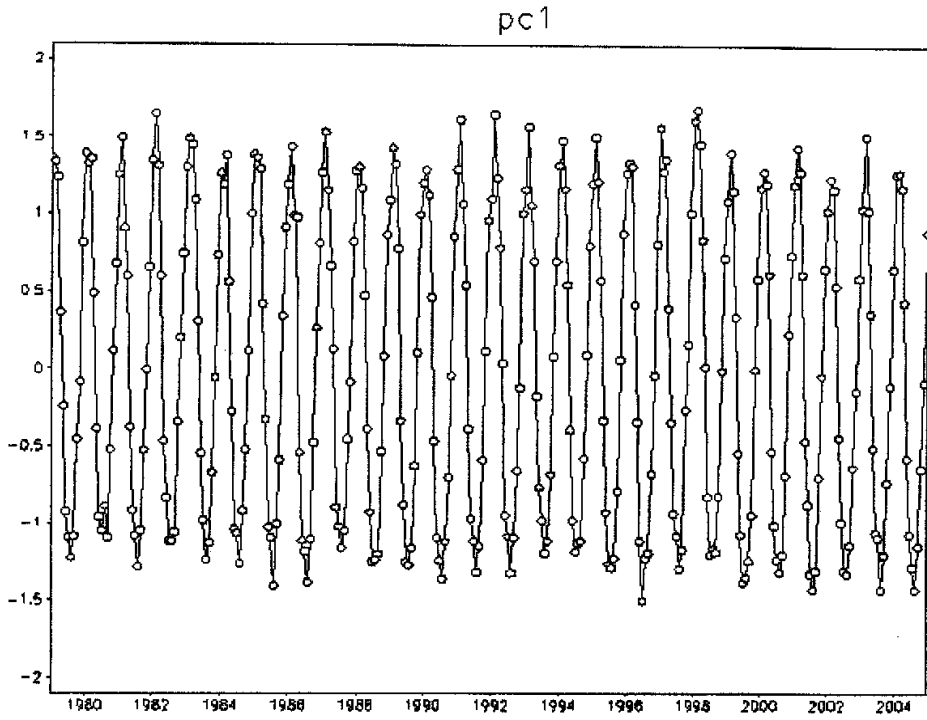


图 4.2 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第一个模态的时间序列

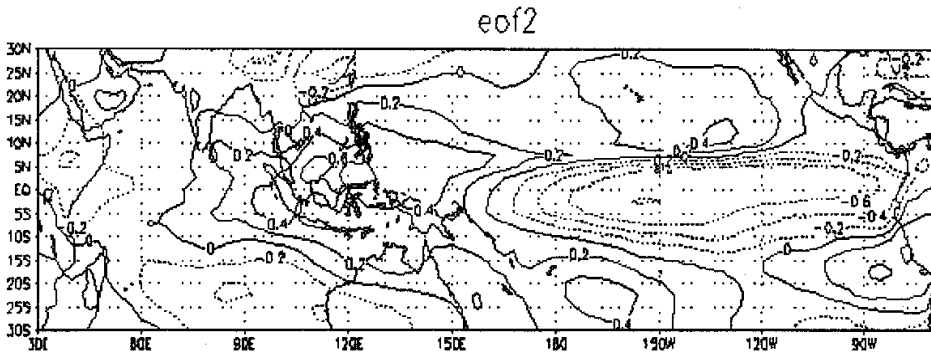


图 4.3 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第二个模态  $EOF_2$

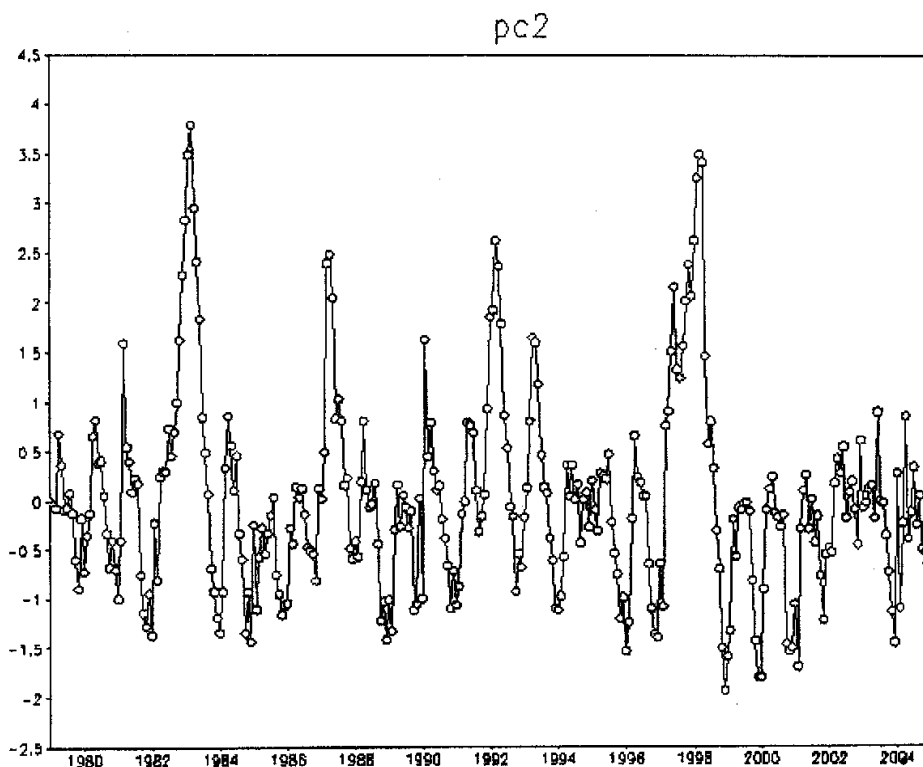


图 4.4 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第二个模态的时间序列

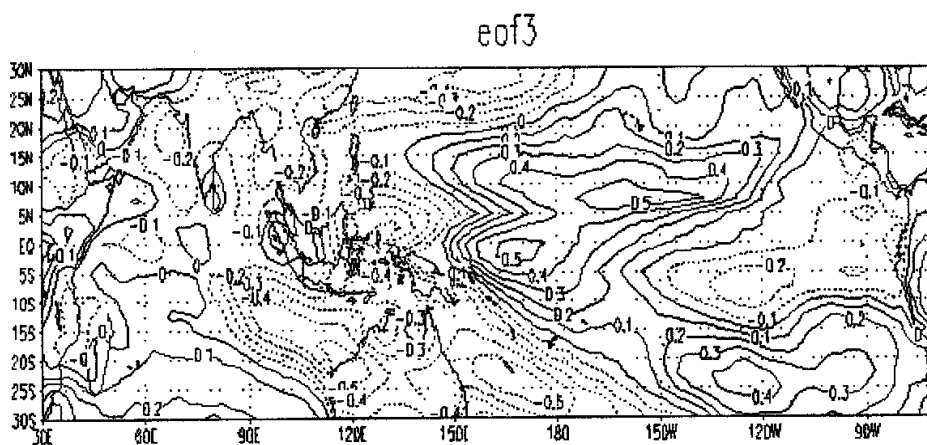


图 4.5 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第三个模态  $EOF_3$

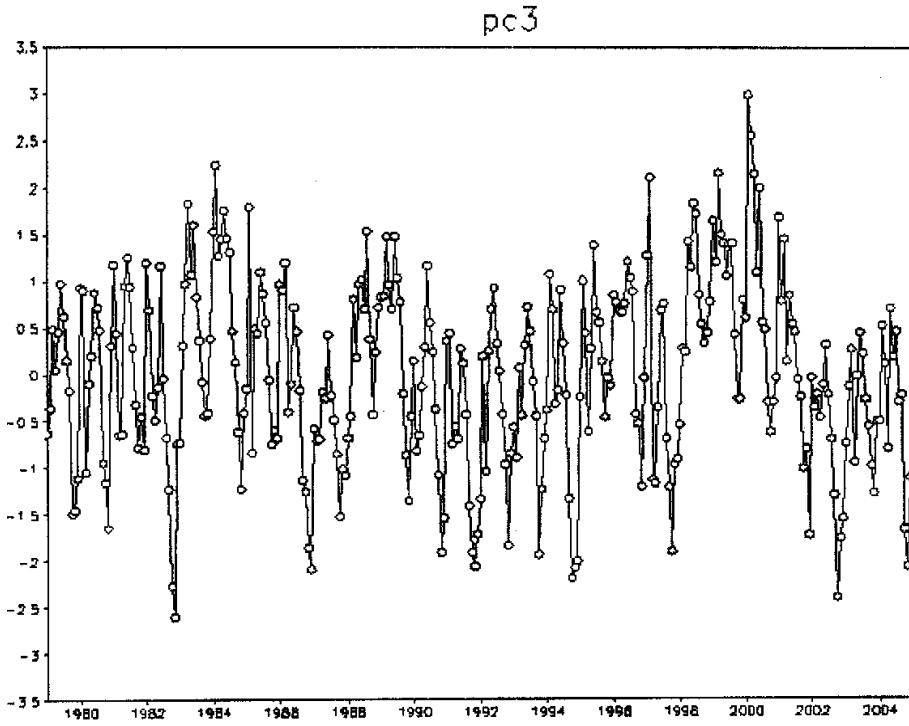


图 4.6 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第三个模态的时间序列

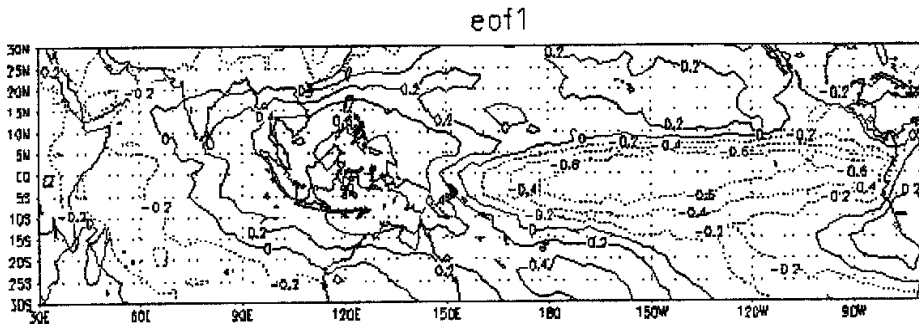


图 4.7 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第一个模态  $EOF_1$

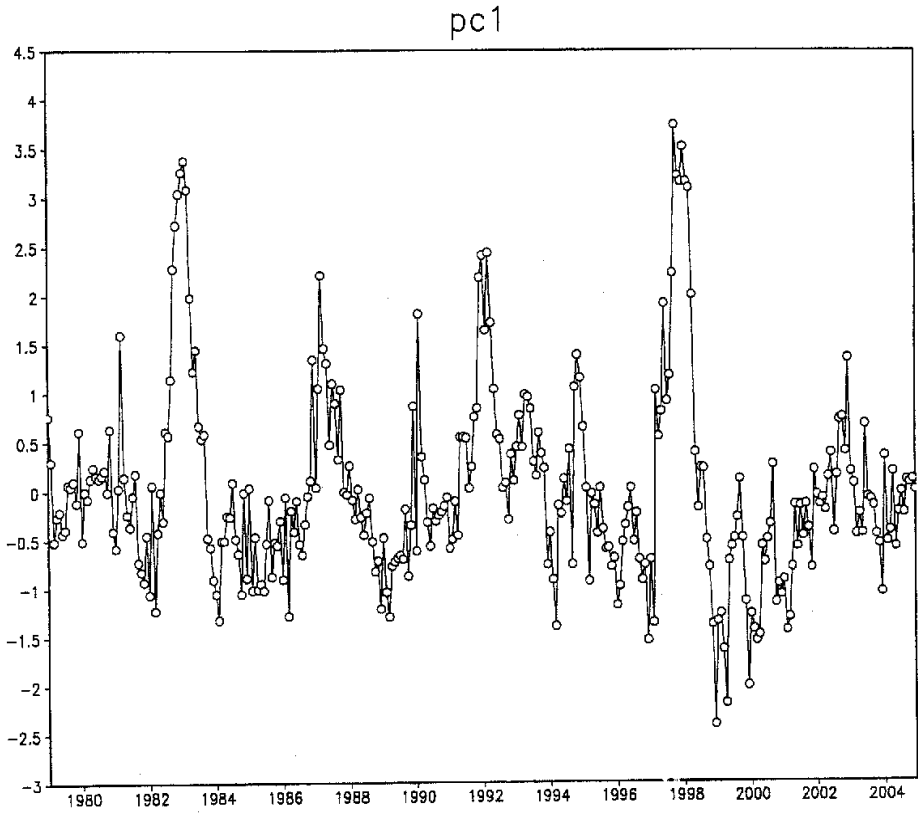


图 4.8 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第一个模态的时间序列

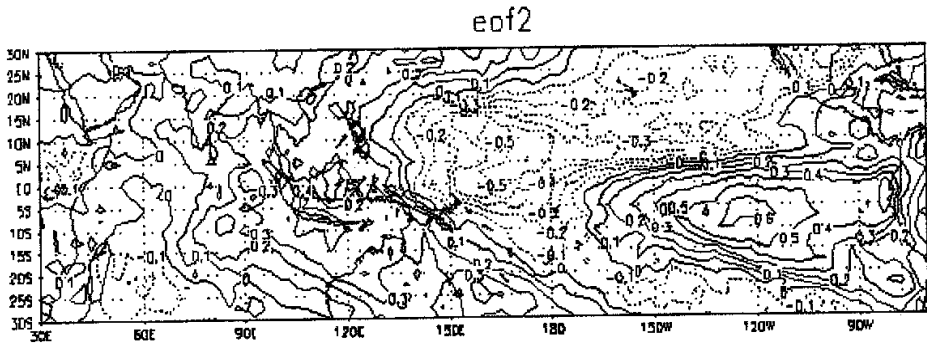


图 4.9 热带印度洋—太平洋区域 OLR 的 EOF1 的第二个模态  $EOF_2$

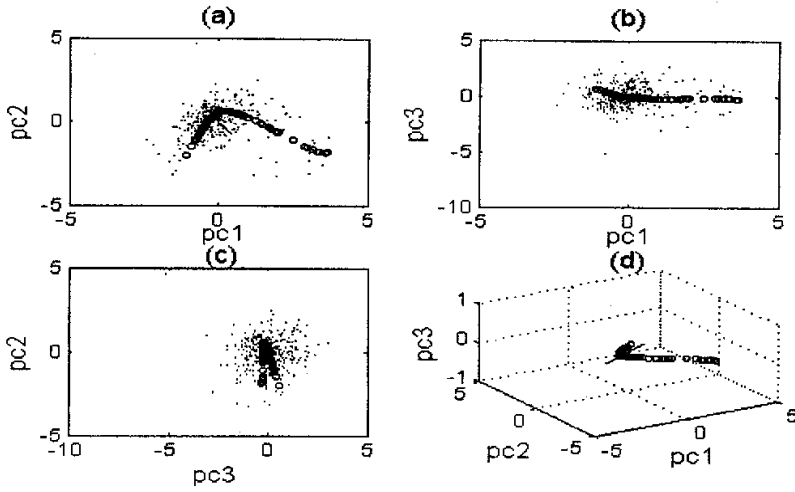


图 4.10 OLR 距平场的第 1 个 NLPCA 模态近似在平面 a.PC<sub>1</sub>-PC<sub>2</sub>; b.PC<sub>1</sub>-PC<sub>3</sub>; c.PC<sub>2</sub>-PC<sub>3</sub> 的散布图象，其中 PCA 近似用虚线表示，NLPCA 近似用空心圆表示，实心点表示输入的 PC 在 3 个平面的映射。(d) 为第 1 个 NLPCA 模态近似在 3D 空间的立体图象。

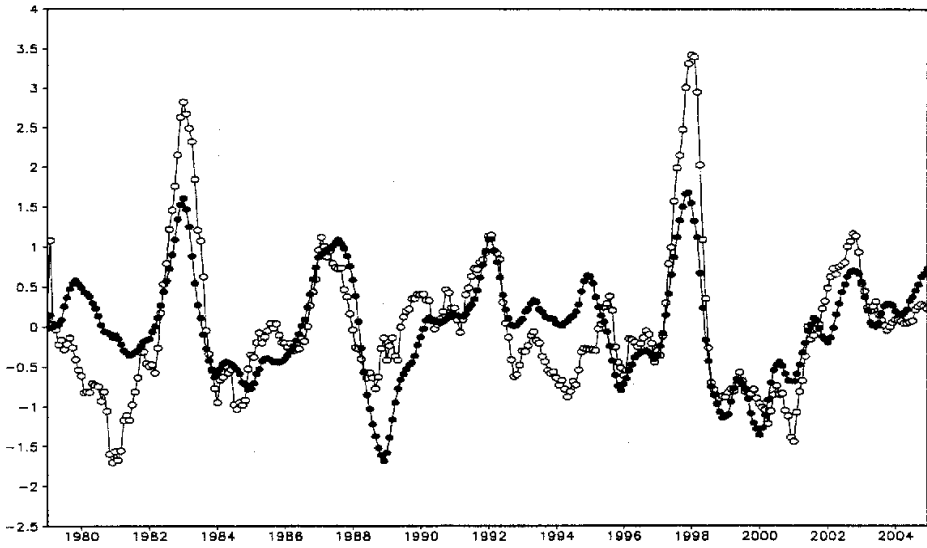


图 4.11 OLR 的 NLPCA 第一模态的  $\alpha_1(t_n)$  时间曲线 (细线) 和 Nino3、4 指数曲线 (粗线)

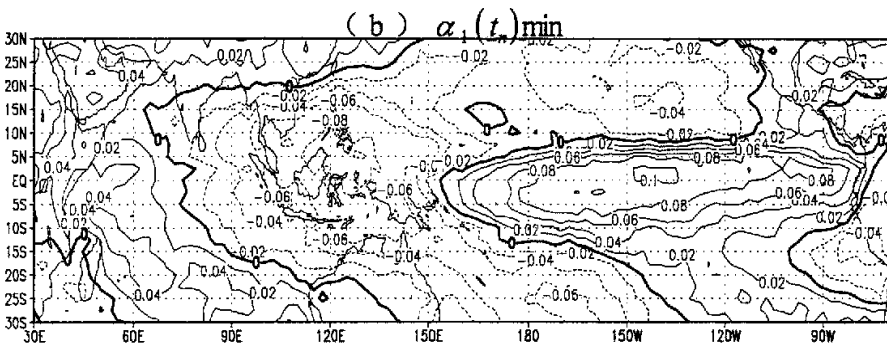
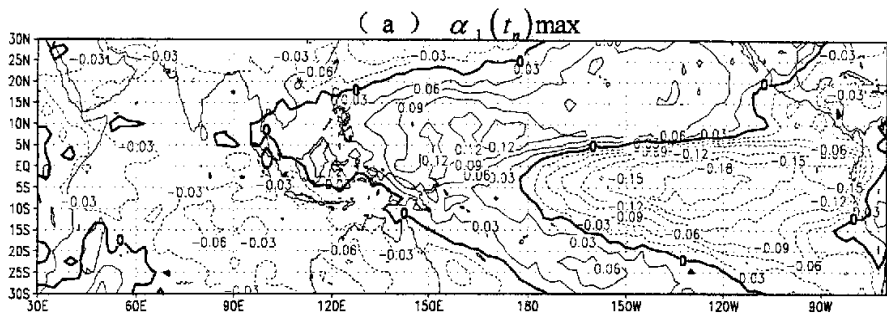
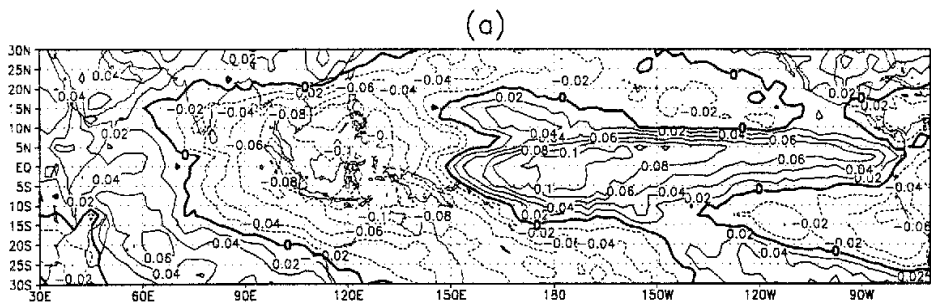
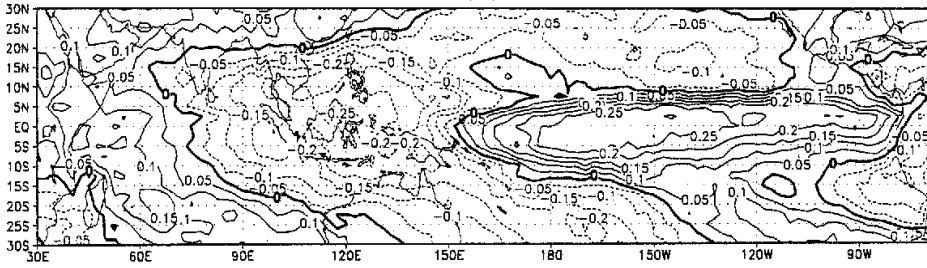


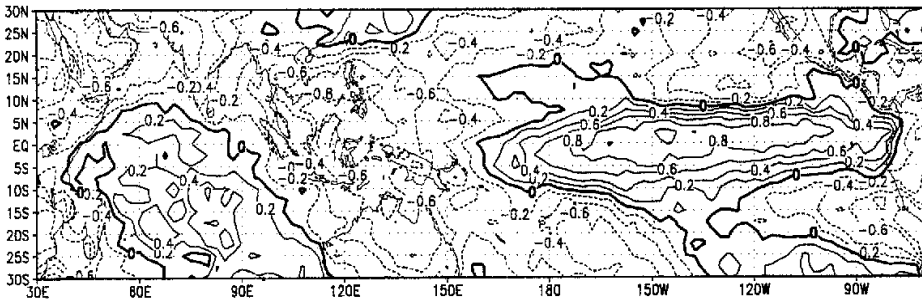
图 4.12  $\alpha_1(t_n)$ 取最大(a)、最小值(b)时神经网络输出结果重建的 OLR 距平场



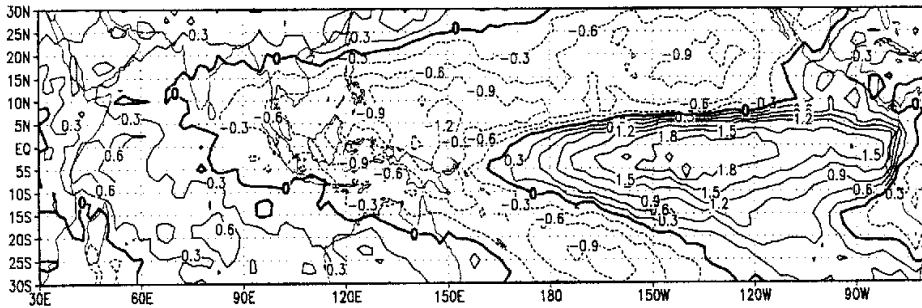
(b)



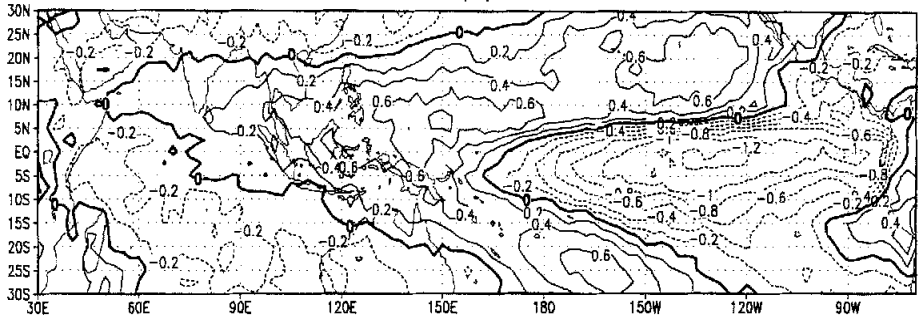
(c)



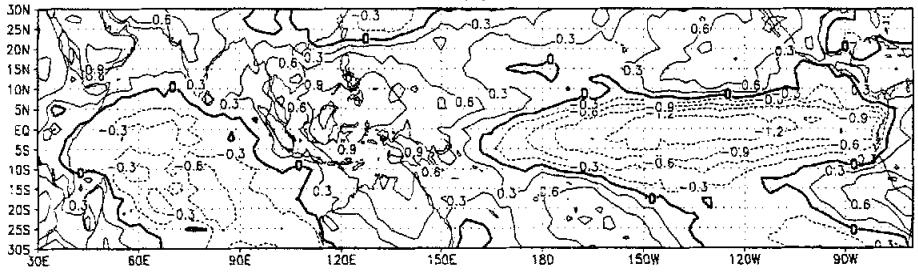
(d)



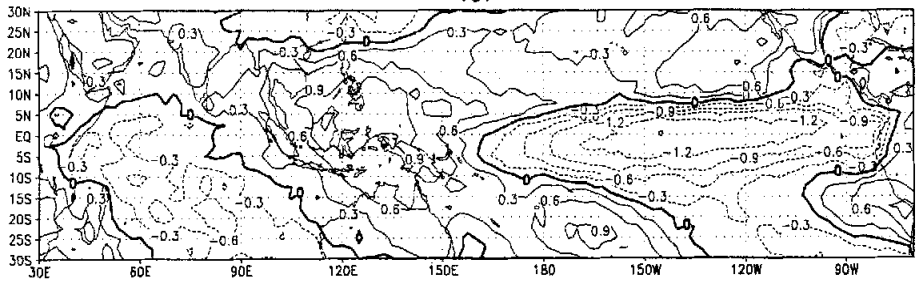
(e)



(f)



(g)





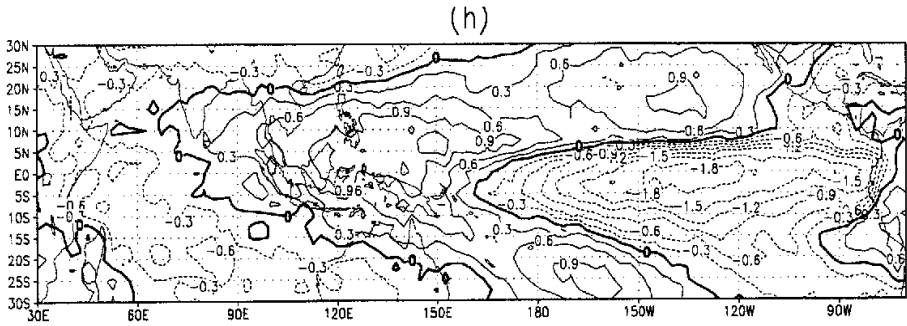


图 4.13  $\alpha$  分别取 -3.5 (图 a), -1.5 (图 b), -0.75 (图 c), -0.25 (图 d), 0.25 (图 e), 0.75 (图 f), 1.5 (图 g), 3.5 (图 h) 时重建的 OLR 空间分布图

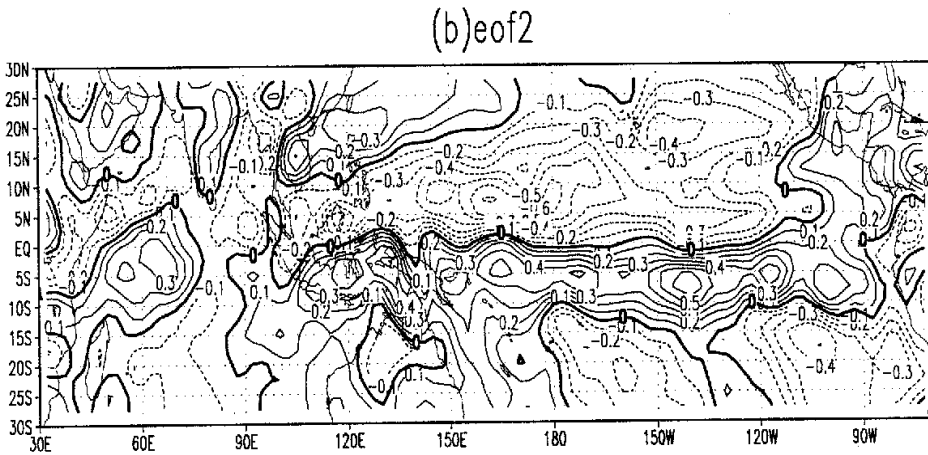
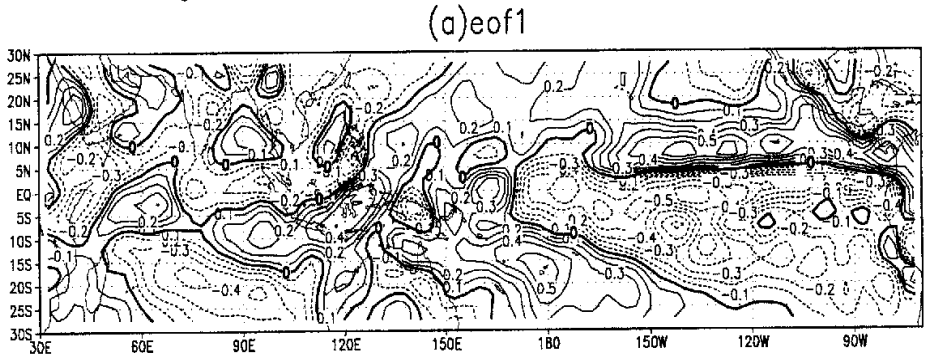


图 5.1 热带印度洋—太平洋区域 925hpa 散度标准化距平场的  $EOF_1$  (图 a)、 $EOF_2$  (图 b)

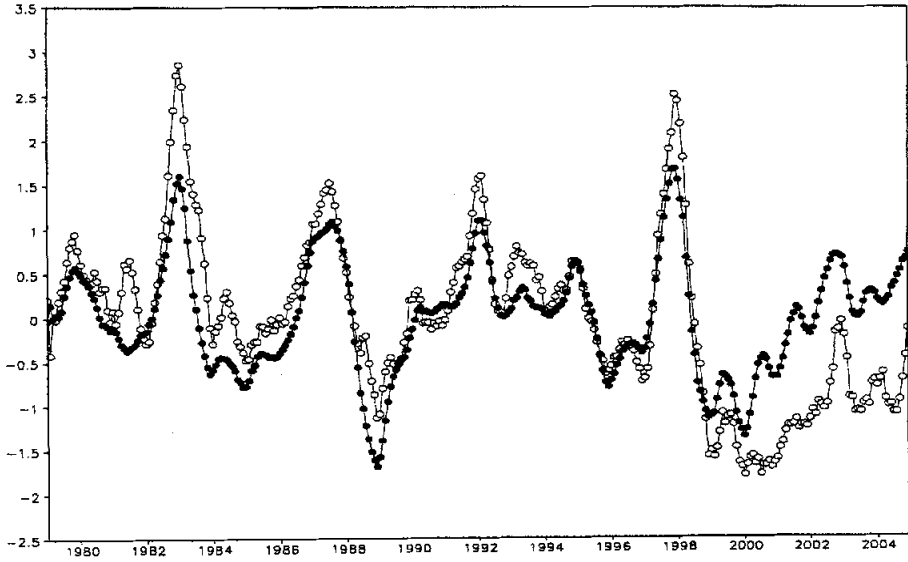


图 5.2 热带印度洋—太平洋区域 925hpa 散度标准化距平场  $EOF_1$  的时间序列曲线(细线)与 Nino3、4 指数曲线(粗线)

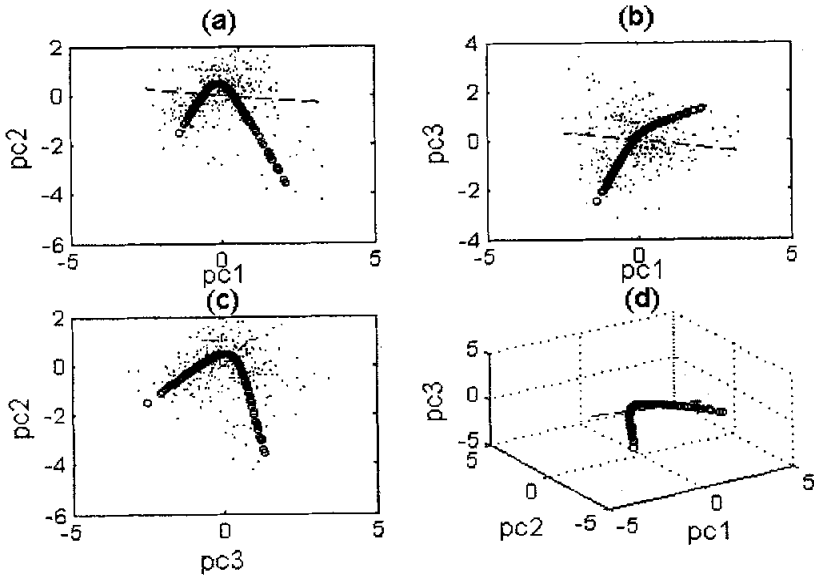


图 5.3 散度距平场的第 1 个 NLPCA 模态近似在平面 a.  $PC_1$ - $PC_2$ , b.  $PC_1$ - $PC_3$ , c.  $PC_2$ - $PC_3$  的散布图象, 其中 PCA 近似用虚线表示, NLPCA 近似用空心圆表示, 实心点表示输入的 PC 在 3 个平面的映射。(d) 为第 1 个 NLPCA 模态近似在 3D 空间的立体图象。

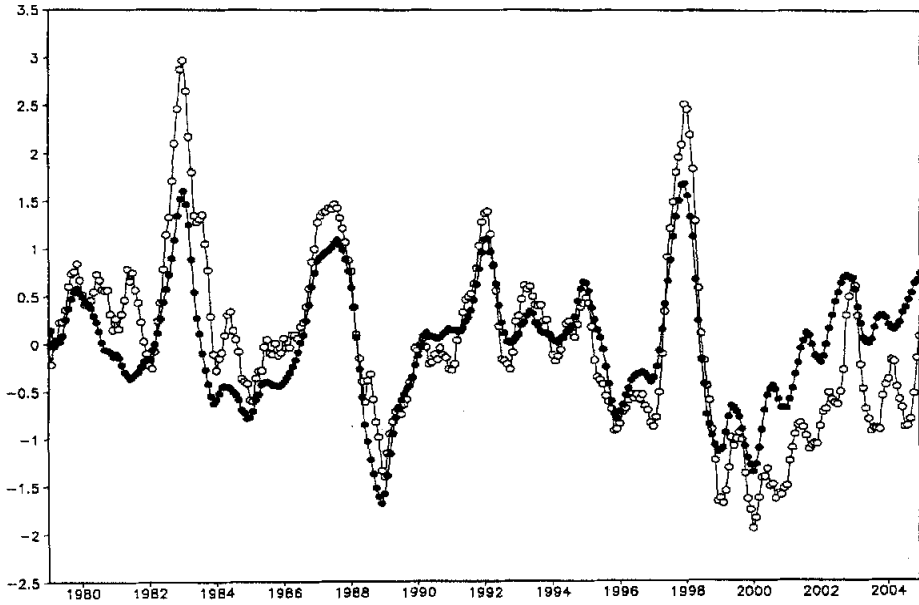


图 5.4 散度的 NLPCA 第一模态的  $\alpha_1(t_n)$  时间曲线 (细线) 和 Nino3、4 指数曲线 (粗线)

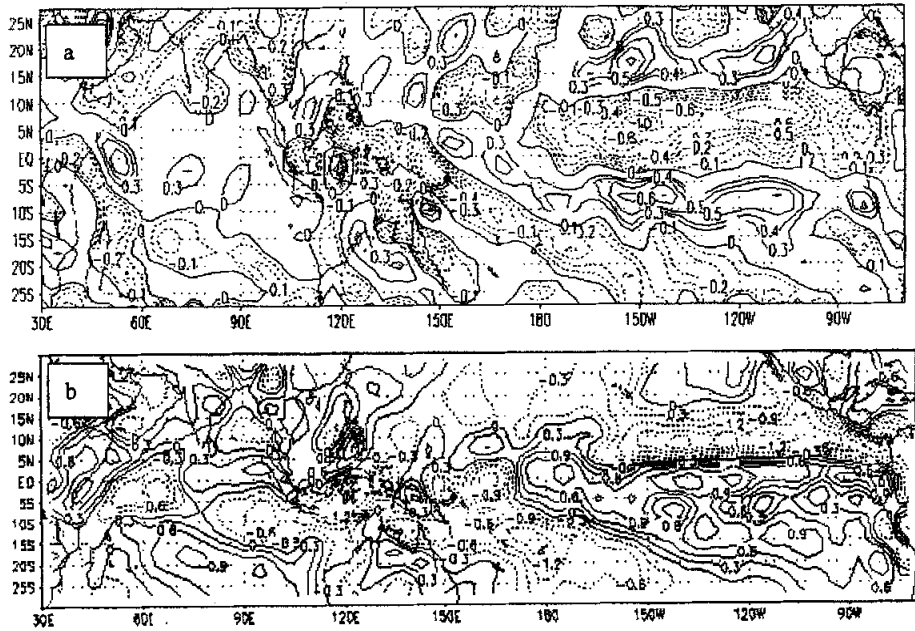


图 5.5  $\alpha_1(t_n)$  取最大值(a)、最小值(b)时神经网络输出结果重建的散度距平场

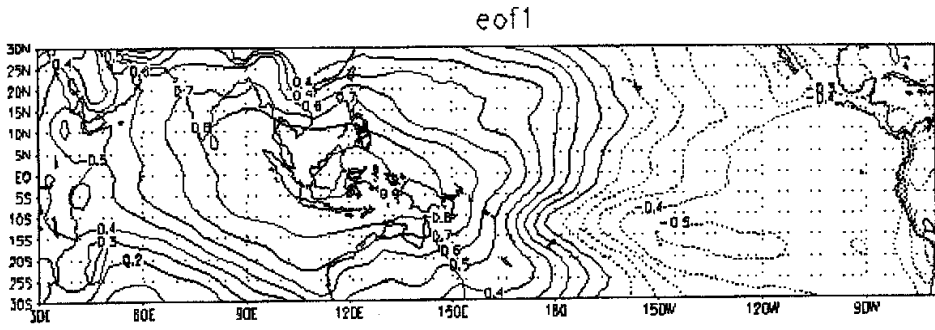


图 6.1 热带印度洋—太平洋区域 SLP 标准化距平场的 EOF1 第一个模态

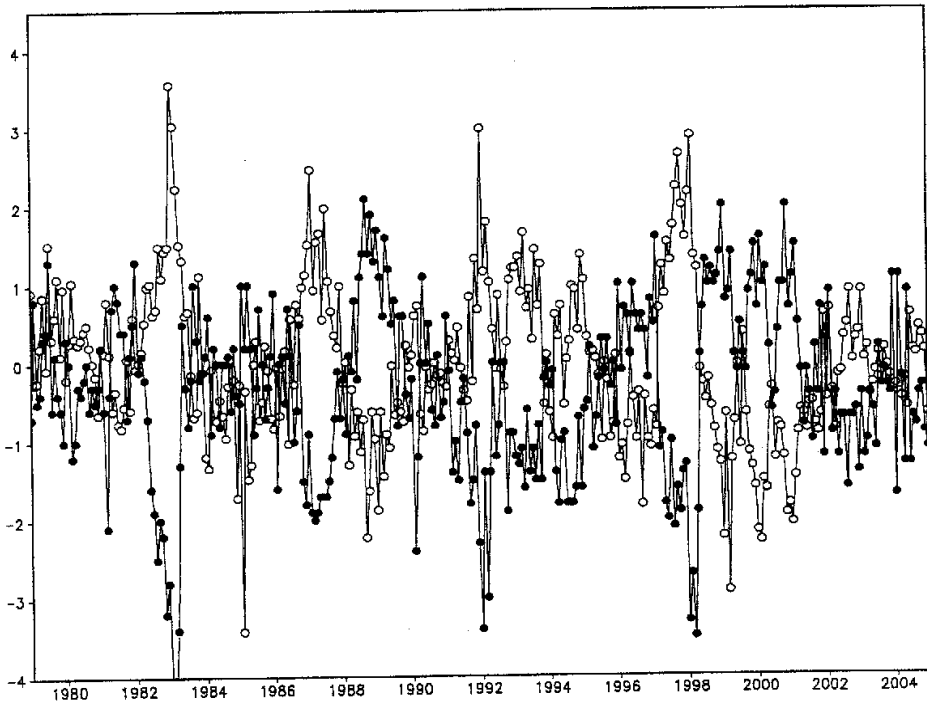


图 6.2 热带印度洋—太平洋区域 SLP 标准化距平场的 EOF1 第一个模态的时间序列（细线）以及南方涛动指数（粗线）

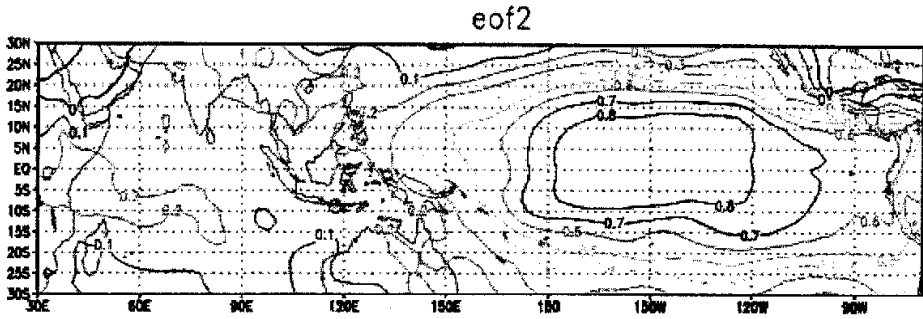


图 6.3 热带印度洋—太平洋区域 SLP 标准化距平场的 EOF1 第二个模态

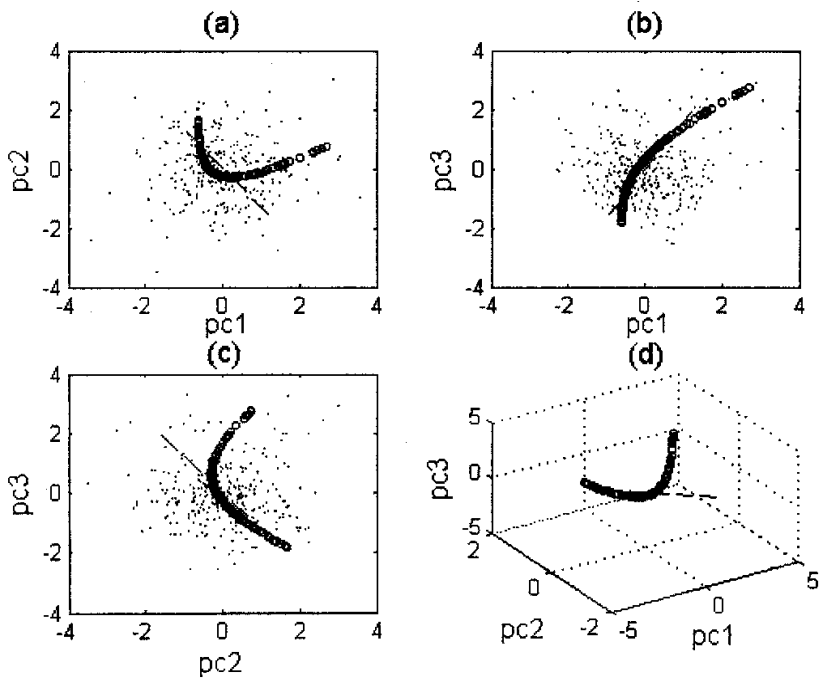


图 6.4 SLP 距平场的第 1 个 NLPCA 模态近似在平面 a.PC<sub>1</sub>-PC<sub>2</sub>, b.PC<sub>1</sub>-PC<sub>3</sub>, c.PC<sub>2</sub>-PC<sub>3</sub> 的散布图象, 其中 PCA 近似用虚线表示, NLPCA 近似用空心圆表示, 实心点表示输入的 PC 在 3 个平面的映射。(d) 为第 1 个 NLPCA 模态近似在 3D 空间的立体图象。

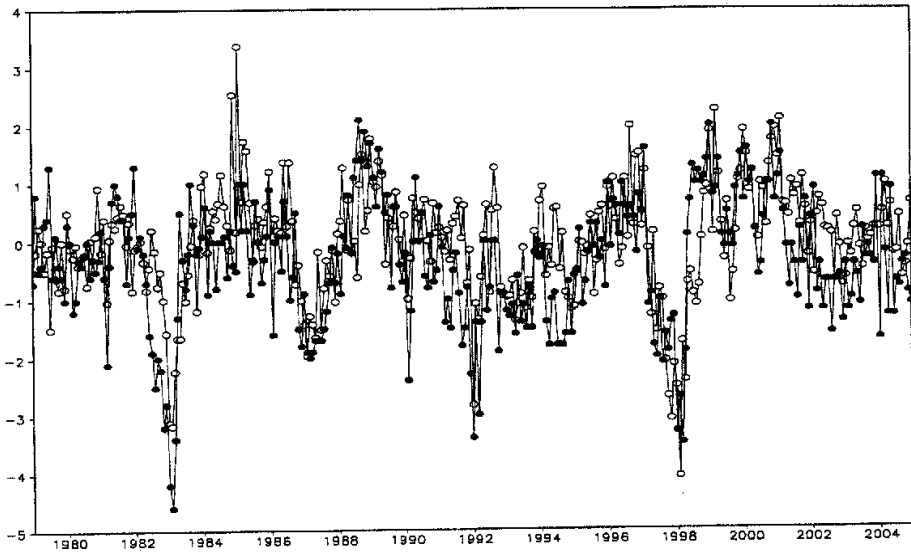


图 6.5 SLP 距平场 NLPCA 第一模态的  $\alpha_1(t_n)$  时间曲线 (细线) 和 Niño 3、4 指数曲线 (粗线)

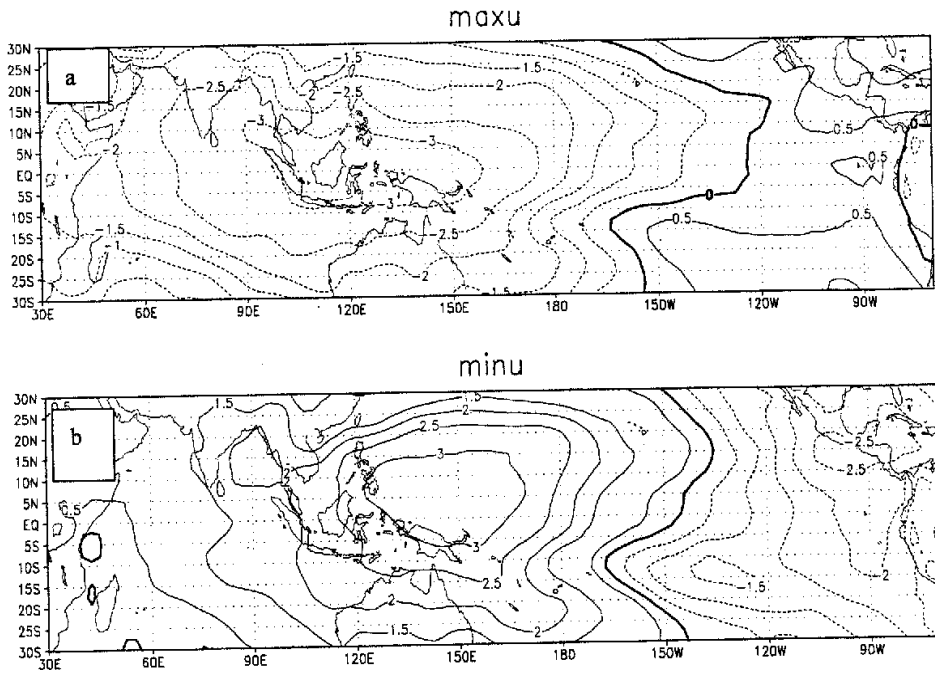
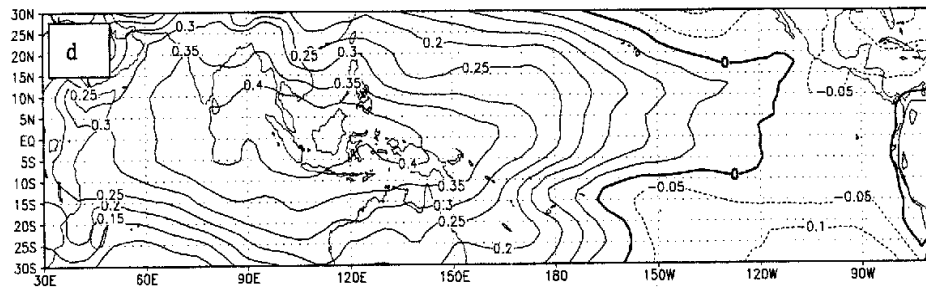
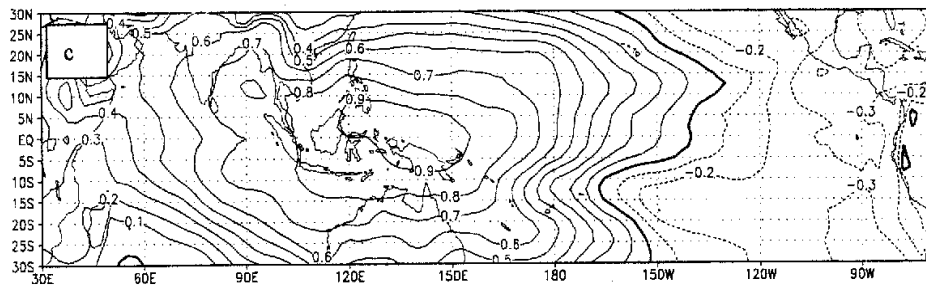
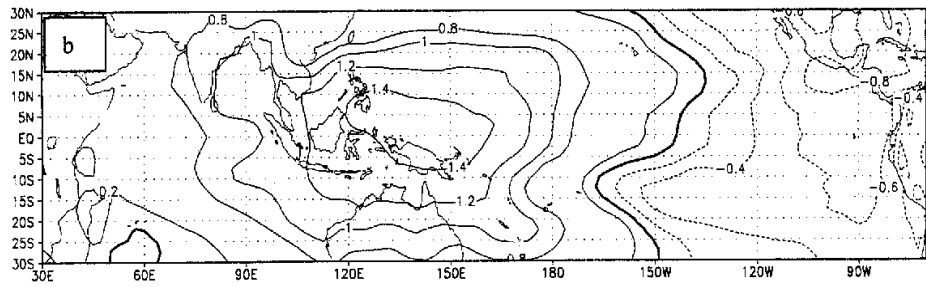
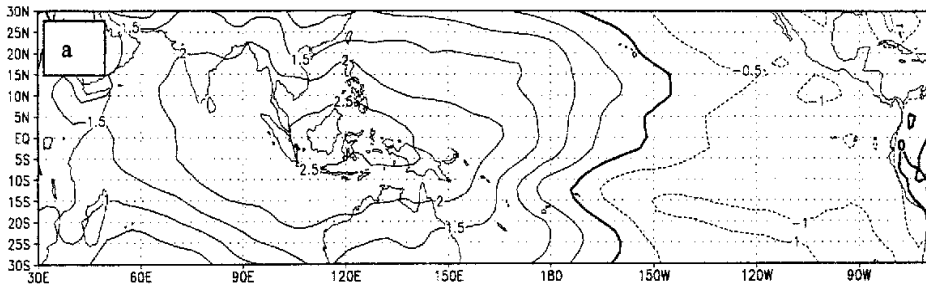


图 6.6 SLP 距平场中  $\alpha_1(t_n)$  取最大值 (a)、最小值时网络输出结果重建的距平场



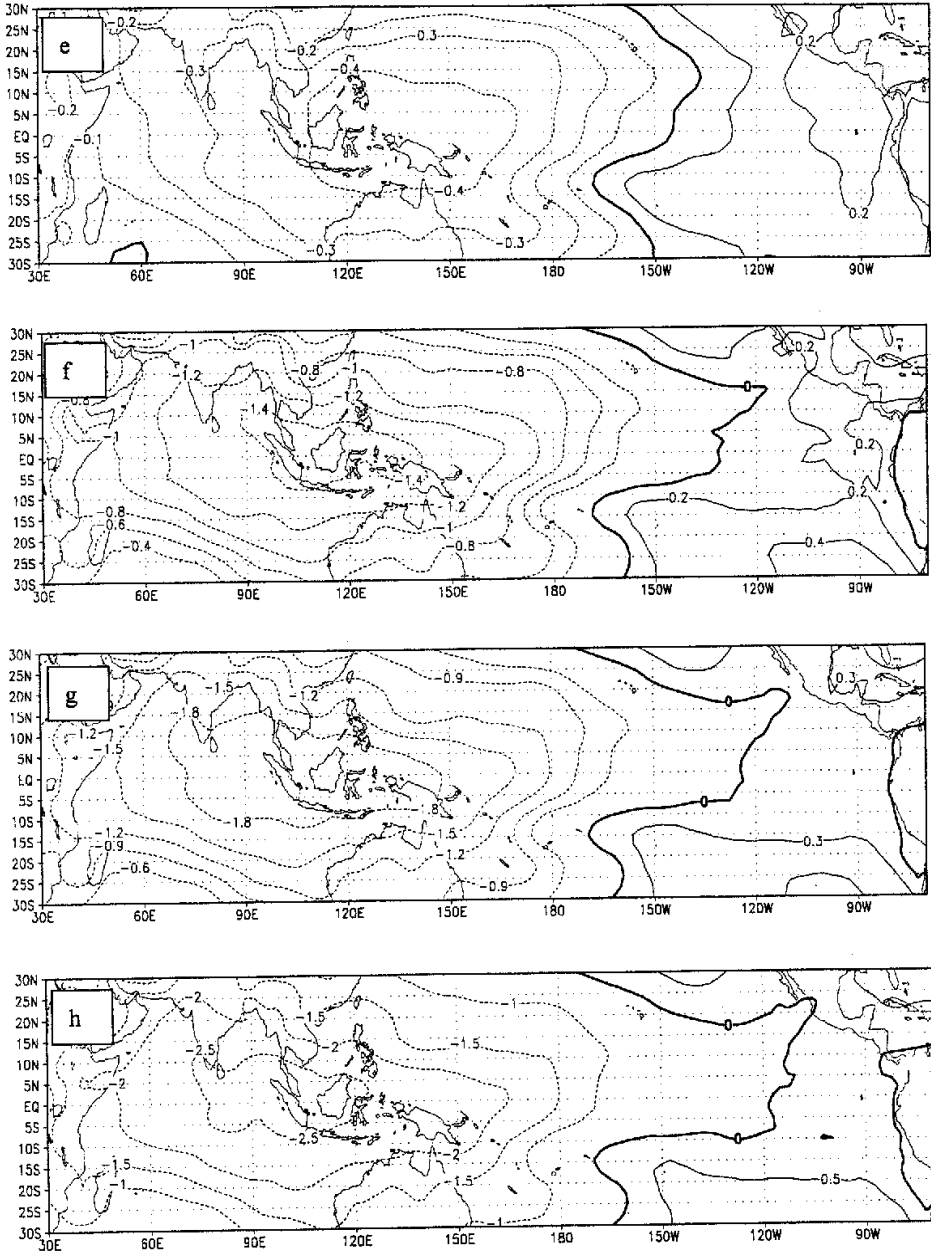
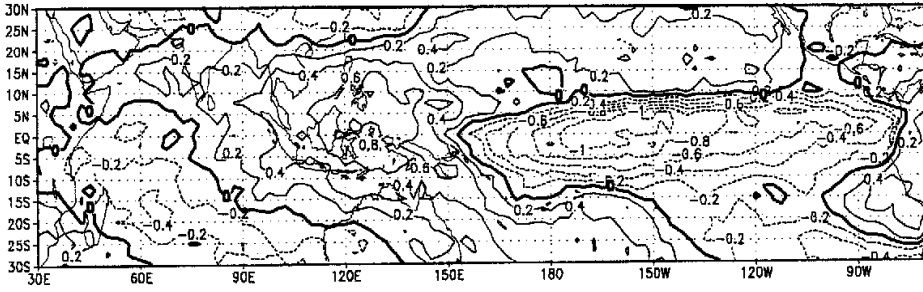


图 6.7  $\alpha_1$  分别取 -3 (a), -1.5 (b), -1 (c), -0.5 (d), 0.5 (e), 1.5 (f), 2 (g), 2.5 (h)

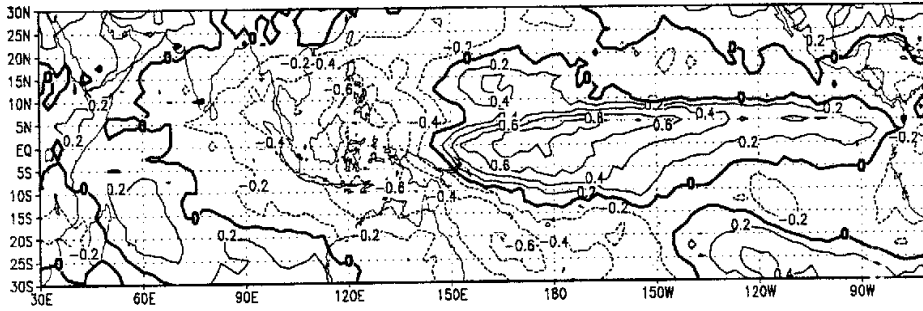
时重建的 SLP 距平空间分布



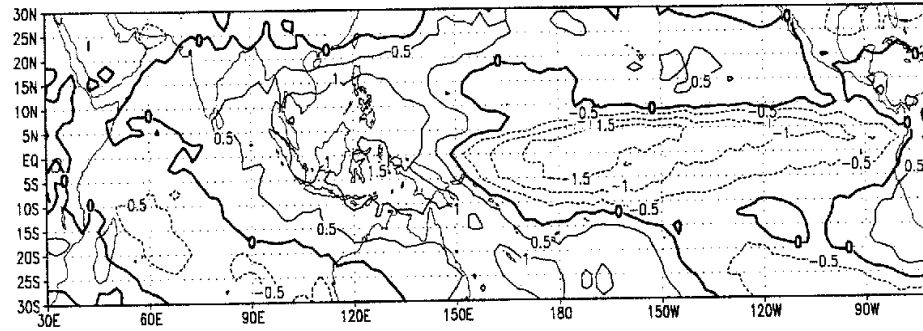
(a) El Niño



(b) La Niña



(c) antisymmetric



(d) symmetric

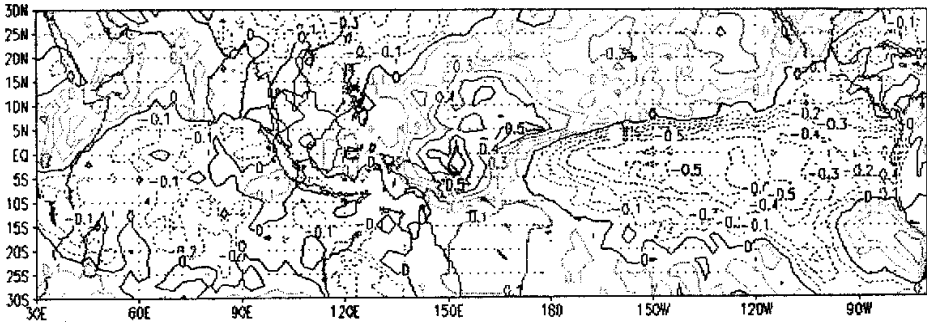
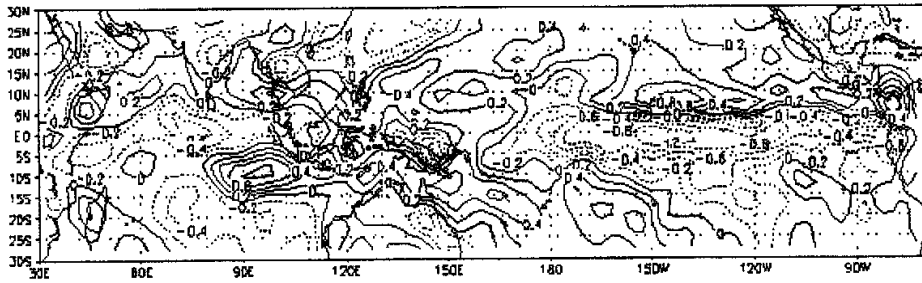
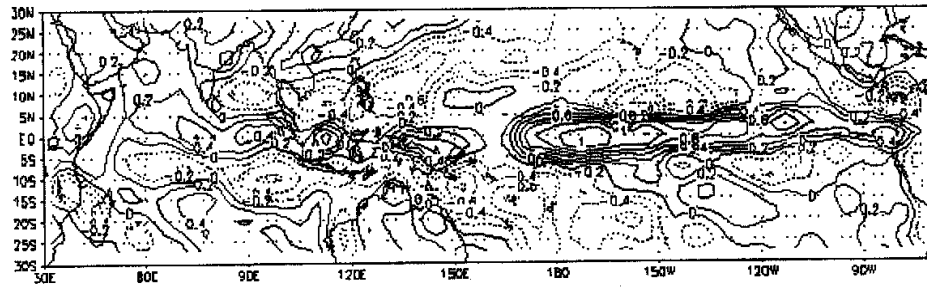


图 7.1 El Nino 和 La Nina 事件 OLR 的合成图(a)和(b),以及它们的反对称成分(c)和对称成分(d)

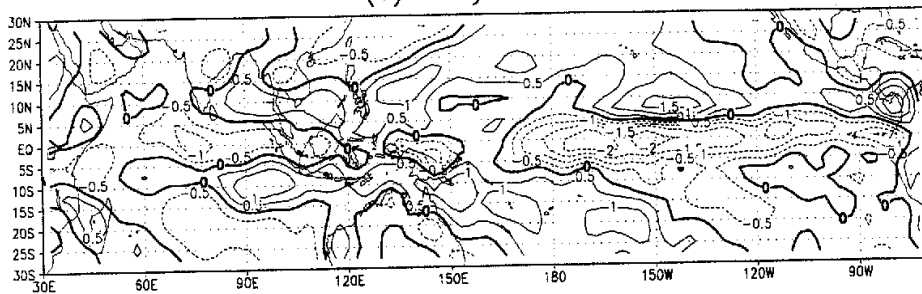
(a) elnino



(b) lanina



(c) antisymmetric



(d) symmetric

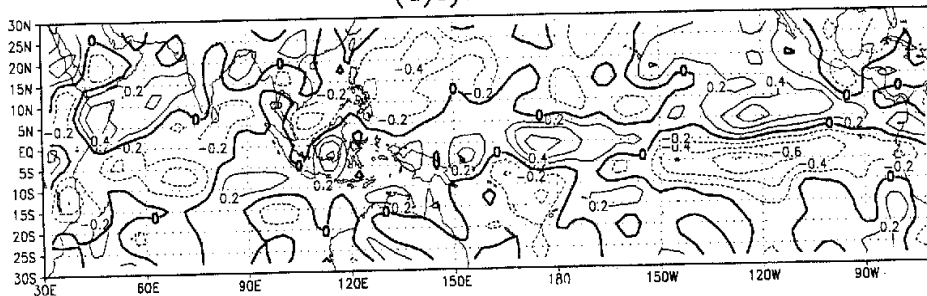
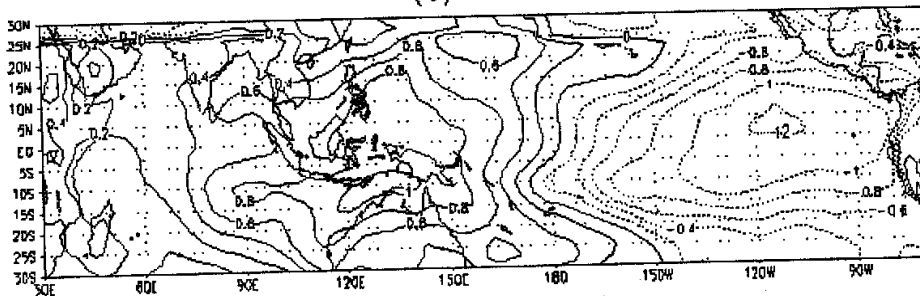


图 7.2 ElNino 和 LaNina 事件 925hpa 散度场的合成图(a)和(b),以及它们的反对称成分(c)和对称成分(d)

(a) elnino



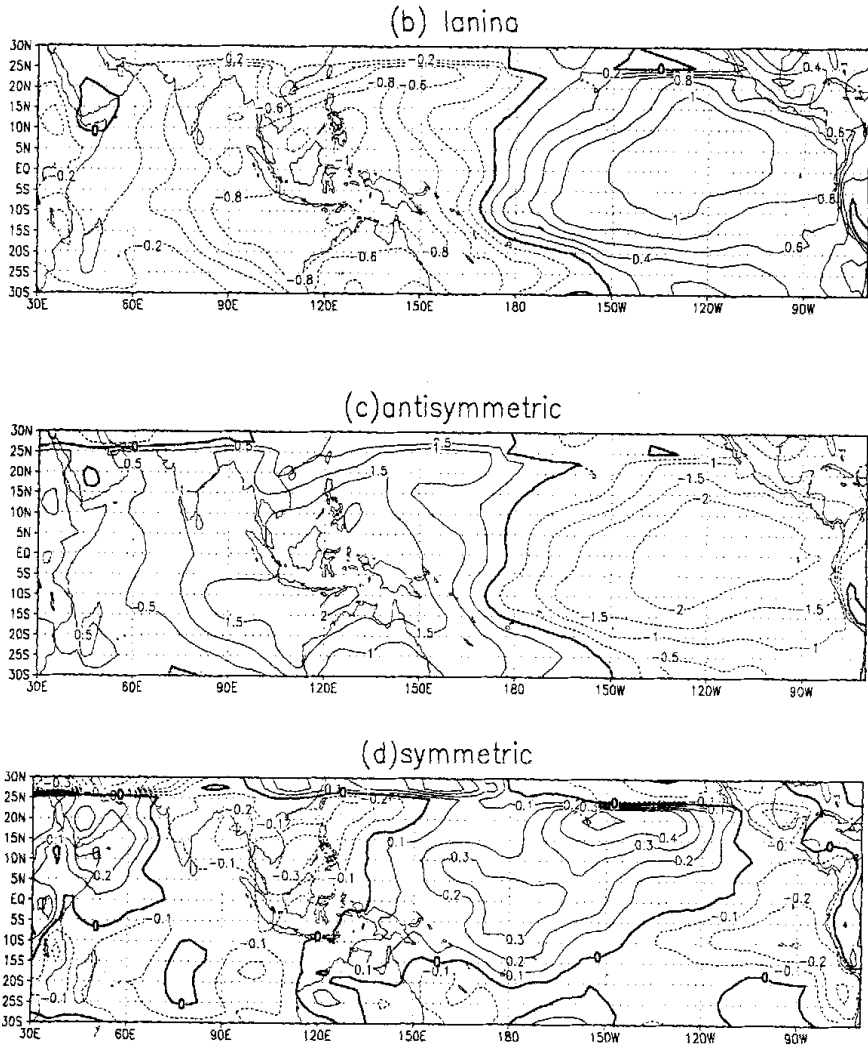


图 7.3 El Niño 和 La Niña 事件 SLP 距平场的合成图(a)和(b),以及它们的反对称成分(c)和对称成分(d)