

近 20 年来热带印度洋与热带太平洋 海气系统相互作用特征的诊断研究*

殷永红** 史 历**

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

倪允琪

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘 要 利用 1979 年 1 月~1998 年 12 月的月平均海表温度 (SST)、向外长波辐射 (OLR) 和 1 000 hPa 纬向风速等 NCEP/NCAR 再分析资料, 对近 20 年来热带印度洋与太平洋海温异常 (SSTA) 及相关的环流特征量进行综合分析和研究, 发现热带印度洋的内部耦合动力特征模态—偶极子模的强度, 存在着年代间的差异, 80 年代偏弱, 90 年代偏强。热带印度洋与热带太平洋海气耦合系统之间存在着相互作用, 80 年代热带印度洋的 SSTA 主要是对太平洋 ENSO 的响应, 90 年代太平洋 ENSO 的异常发展在一定程度上是受印度洋偶极子模态异常活跃影响的结果。从观测资料诊断分析的角度, 找出了 90 年代后 ZC 耦合模式对 ENSO 事件预报失败的可能原因。

关键词: 印度洋; 太平洋; 海气相互作用; ENSO

1 引言

对引起热带地区气候振荡的海洋变率内部模态的研究, 一直是热带海气相互作用研究的主要内容。对于太平洋和大西洋的内部模态已有了一定的认识^[1,2], 但是对于印度洋区域, 类似的海气相互作用还不是很清楚^[3], 已有的研究表明^[4], 热带印度洋 SSTA 与太平洋 ENSO 具有显著的正相关关系, 但热带印度洋附近的气候异常, 如东非、印度尼西亚等地的降水与太平洋 ENSO 的相关却很弱^[5], Saji 等提出与印度洋东西两岸气候异常事件相关的印度洋 SSTA 分布特征为东冷西暖的偶极子 (dipole mode) 结构, 在偶极子模活跃的年份 (历史上有 1961 年、1972 年、1994 年和 1997 年), 则发生所谓偶极子模事件 (dipole mode event), 这时东非引起严重降水、发生洪涝灾害, 而印度尼西亚等地则发生干旱, 该事件的出现与太平洋 ENSO 事件无对应关系^[6]。Webster 等以印度洋 1997~1998 增暖事件为例, 指出赤道印度洋 1997~1998 年西暖东冷的 SSTA 结构可能是印度洋系统内部的特征动力模态, 进而首次提出了印度洋海气相互作用的机制, 并指出印度洋的异常状态可能不是对 1997~1998 年强 El Niño 的响应, 而是由印度洋系统内可以自持的强海—气—陆相互作用, 所产生的对年循环的显著性扰动^[7]。上

1999-11-29 收到, 2000-07-14 收到再改稿

* 国家“九五”攻关重中之重项目 96-908-02-05 专题资助

** 现在工作单位: 中国气象科学研究院

述研究表明热带印度洋 SSTA 变化的机制至少有两个方面的内容,一方面与太平洋的 ENSO 有关,另一方面与印度洋内部耦合海气动力过程有关,即存在印度洋系统内、外两个因子。基于已有的研究结果,可以提出如下几个问题:太平洋的 ENSO 对印度洋 SSTA 影响的机制是什么?影响热带印度洋 SSTA 变化的两个因子,哪一个是最主要的?印度洋内部耦合海气动力过程对热带太平洋 SSTA 有没有什么影响?下面从观测资料分析着手,对上述问题进行研究。

2 资料和方法

本文采用 NCEP/NCAR 再分析资料^[8],时间从 1979 年 1 月~1998 年 12 月共 20 年。资料内容包括:月平均海表温度(SST)、向外长波辐射(OLR)和 1 000 hPa 纬向风速场的格点观测资料。其中 SST、OLR 场为高斯格点,纬向格距 1.875° ,经向格距 1.9° 左右,纬向风速场格距为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。取 $30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$ 间的热带区域进行分析。气候值采用该 20 年平均的 1~12 月的 SST、OLR 及纬向风速,计算得到各自距平场。

3 热带印度洋 SSTA 的变化特征

热带印度洋 SSTA 的变化,可以用文献[6]中给出的两个海域:热带西印度洋($50^\circ \sim 70^\circ\text{E}$, $10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$)和热带东南印度洋($90^\circ \sim 110^\circ\text{E}$, $10^\circ\text{S} \sim 0^\circ$)的区域平均 SSTA 的时间序列表示(见图 1a、b),图中的平滑曲线为 13 个月低通滤波^[9]后的结果。从图中可以看出从 1979 年到 1991 年的西部与东南部的热带印度洋冷暖位相发生和持续的时间基本一致,即暖位相年为 1982~1983 年,1987~1988 年,1990~1991 年;冷位相年为 1979 年,1981~1982 年,1984~1986 年,1989 年。1991 年以后两个海区的 SSTA 冷暖位相出现差异,对于西印度洋,1992~1993 年处于弱冷位相,1994~1995 年则处于弱暖位相,1996 年冷位相年以后,1997~1998 年又处于强暖位相之中;对于东南印度洋,从 1991 年下半年起冷暖位相转换频率明显加快,约一年一变,以至 1991、1992、1993、1994、1996 及 1997 年各年均出现与西部印度洋 SSTA 相反的位相分布。Saji 等^[6]提出的热带印度洋偶极子模(dipole mode)就是指的这种东西部 SSTA 相反位相分布的结构,Webster^[7]指出这种结构可能是印度洋内部的特征动力模态。根据文献[6]定义的 DMI 指数(热带西印度洋和热带东南印度洋 SSTA 指数之差)如图 1c,DMI 指数正位相表示西暖东冷,负位相表示西冷东暖。DMI 指数振幅的变化,反映了热带印度洋偶极子模的强度变化,或者说活跃程度。图中可以看出,近 20 年来印度洋偶极子模的强度存在明显的年代间差异,在 80 年代(除 1982 年略强),偶极子模的强度较小;90 年代强度变大,DMI 分别出现 3 次较强的正位相和负位相,造成 90 年代印度洋 SSTA 频频出现东西部反位相分布的特征。

由于图 1 所反映的热带印度洋西部与东南部 SSTA 的演变,在 80 年代主要表现为位相基本相同或略有滞后的关系,让人感觉 80 年代偶极子模可能不是偏弱而是不存在。为了解释这一现象,将热带印度洋 SSTA 对时间标准化后作经验正交函数 EOF 分解,结果如图 2。图中可见第一模态 EOF1 反映了热带印度洋 SSTA 一

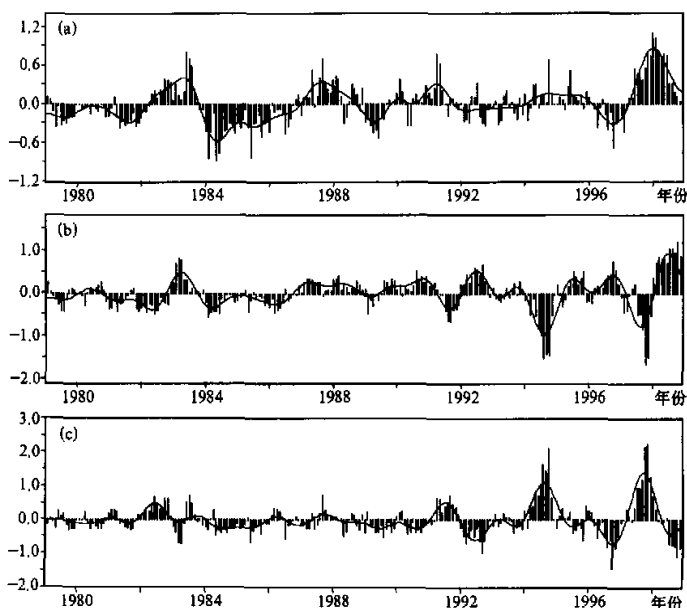


图 1 区域平均 SSTA 的时间序列, 图中的平滑曲线为 13 个月低通滤波值 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a) 热带西印度洋 ($50^{\circ}\text{E}\sim 70^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$); (b) 热带东南印度洋 ($90^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$); (c) DMI 时间序列

致的变化趋势, 这一分量解释方差约占 41%, 是热带印度洋 SSTA 变化的最强模态。第二模态 (EOF2) 则反映了热带印度洋偶极子结构, 解释方差约占 12%, 而对应的时间序列 PC2 与 DMI 指数 (图 1c) 也是非常一致的, PC2 也反映了热带印度洋偶极子模 80 年代弱、90 年代强的特点。在观测的赤道印度洋 SSTA 中, 80 年代这种偶极子结构不明显, 是因为较强的 EOF1 掩盖了较弱的偶极子结构 (尤其是东侧的结构) 所致。EOF 分析表明, 热带印度洋偶极子模存在着 80 年代偏弱与 90 年代偏强的特点。

上述分析表明: 热带印度洋 SSTA 的变化特征与热带偶极子模的强度变化有很大的关系。近 20 年来热带偶极子模的强弱存在年代间的差异, 在 80 年代偏弱, 90 年代是活跃期。在偶极子模强度偏弱时的 80 年代, 热带印度洋东、西部 SSTA 以同位相为主, 而 90 年代偶极子模偏强, 印度洋西部和东南部 SSTA 经常成相反位相, 使热带印度洋的 SSTA 变化不同步。

4 赤道印度洋与太平洋 SSTA 的演变特征

已有研究表明印度洋 SSTA 和赤道中东太平洋 SSTA 的总体相关非常高, 可能是对太平洋 ENSO 事件的响应。那么印度洋 SSTA 的演变究竟是由太平洋 ENSO 还是内部偶极子模决定的呢? 要搞清楚这个问题, 首先需要了解赤道印度洋与太平洋 SSTA

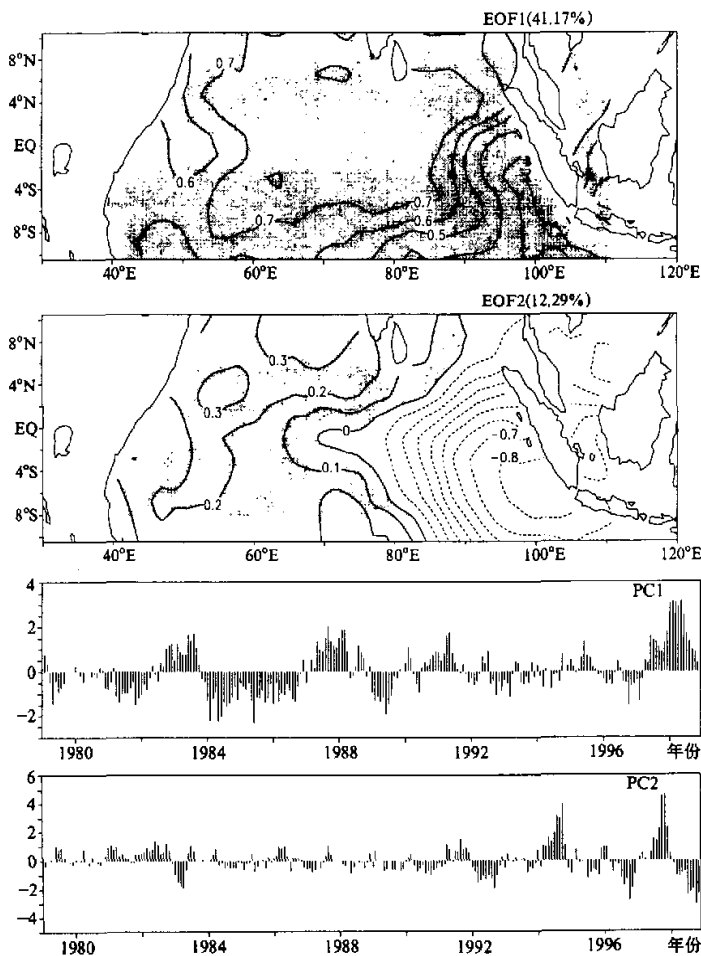


图2 对热带印度洋SSTA作EOF分解得到的第一、二空间模(EOF1、EOF2)和对应的时间序列(PC1、PC2)

的结构与演变关系。图3是1979年1月~1998年12月(5°S~5°N)平均的赤道印度洋与太平洋SSTA时间-经度剖面图,为清楚起见,已作了13个月低通滤波。图中可见印度洋偶极子模较强时,在赤道地区的范围和强度上表现为以下特点:在赤道地区西部范围较大,约占东西海盆宽度的3/4以上,而东部最强时只占到1/4左右,强度与DMI指数(图1c)所示一致,在1991年以前偶极子很弱,在赤道上几乎不存在,而1991~1997年,几乎每年都有一个偶极子(正位相或负位相)结构出现,在夏秋季达到极值。由图中可以发现在1980~1990年间由于印度洋偶极子偏弱,在赤道东、西部SSTA几乎同步变化,其冷暖交替与赤道太平洋SSTA一致并落后3~6个月,显然,

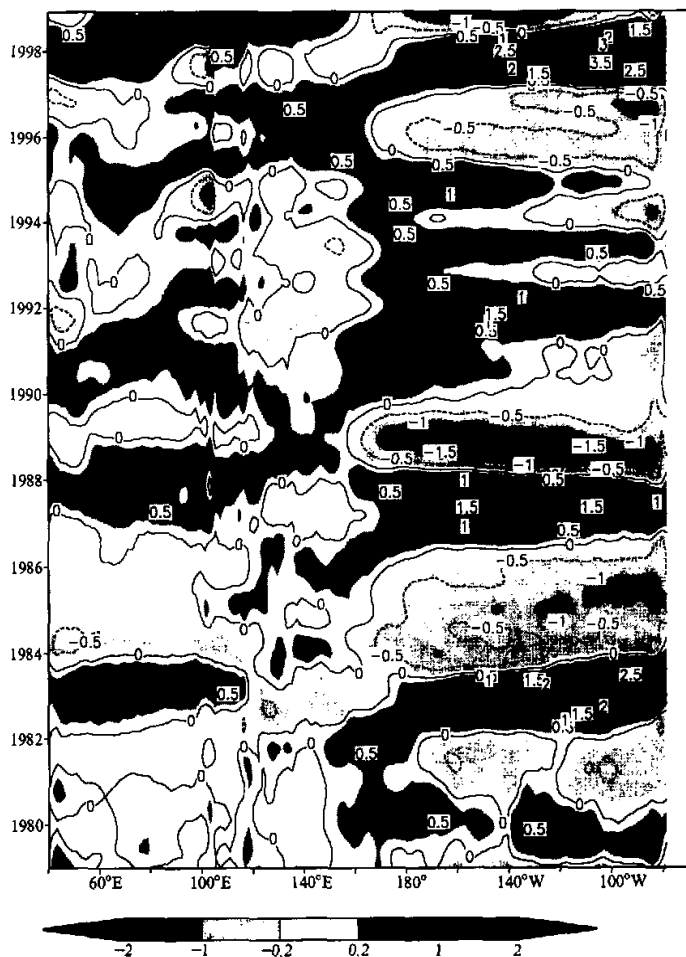


图3 13个月低通滤波后5°S~5°N平均的1979年1月~1998年12月印度洋与太平洋SSTA的时间-经度剖面图(单位:℃)

这期间印度洋SSTA的冷暖位相受太平洋ENSO影响较大。

1991~1997年赤道印度洋偶极子模较强,SSTA在东、西部呈反位相分布,此期间赤道印度洋SSTA与中东太平洋SSTA的演变差异较大,可以说此时的印度洋SSTA主要是由偶极子模这种印度洋内部特征模态所决定的。

上述分析表明在热带印度洋海温变化的因子中,太平洋ENSO的影响非常重要,而热带印度洋内部的动力过程也不可忽视。当印度洋内部动力过程决定的偶极子模较弱时,赤道印度洋SSTA演变主要受中东太平洋SSTA的支配,如1980~1990年间都是这种情况。而1991~1997年热带印度洋的偶极子模较强时,SSTA的演变主要由内部

动力过程所支配, 太平洋 ENSO 对其影响不明显。

Saji 等^[6]研究认为印度洋偶极子模事件与太平洋 ENSO 事件是相对独立的。但印度洋的偶极子模对太平洋 ENSO 是否有影响呢? 从图 3 可以看出, 进入 90 年代以后, 伴随着印度洋偶极子模的增强, 太平洋 ENSO 循环特征也发生了很大的变化。已有研究表明, 90 年代后太平洋 ENSO 的强度与 80 年代差异较大, 特别是 1990~1995 年间发生了 3 次周期非常短的 El Niño 过程, 即 1991~1992、1993、1994~1995 年 3 次, 这在历史上也是十分罕见的^[10] (正如图 3 所示)。90 年代太平洋 ENSO 的异常发展是否与印度洋的偶极子模异常活跃有关? 以下通过对太平洋 ENSO 与印度洋 SSTA 间可能存在的相互影响进行深入的分析, 以确定两者间的关系。

5 太平洋系统与印度洋系统的相互作用

5.1 太平洋 ENSO 对印度洋海温异常的影响特征和机制

为研究太平洋 ENSO 对印度洋 SSTA 的影响, 用 Niño 3 区的 SSTA 平均值的演变代表太平洋的 ENSO 信号, 利用 1979 年 1 月~1998 年 12 月的 SSTA、纬向风距平、OLR 距平观测资料, 分别计算与 Niño 3 指数由超前 36 个月至落后 36 个月的相关系数。图 4 为相关系数在赤道上的时滞剖面图, 其中-36 表示各物理量场超前 Niño 3 指数 36 个月, 图中阴影区表示相关达到 95% 以上显著性水平。由 Niño 3 指数与 SSTA 的相关, 可见赤道印度洋与中东太平洋 SSTA 正相关范围可达整个印度洋海盆宽度, 落后于赤道中东太平洋 3~6 个月时相关达到最大, 这反映了赤道印度洋 SSTA 对赤道中东太平洋 ENSO 事件的响应模态。图中还可看出, 无论是赤道太平洋还是印度洋, 与 Niño 3 相关的模态周期性都较强, 平均周期为 48 个月, 赤道印度洋 SSTA 有持续 15 个月的正相关。

从 Niño 3 指数与纬向风距平的相关图中可以看出, 与赤道中东太平洋暖(冷)事件对应的赤道纬向风距平, 在太平洋区为大范围的西(东)风距平, 最大相关中心在赤道中太平洋, 略超前于 SSTA; 赤道印度洋东西海盆范围内均为东(西)风距平, 最大中心偏于西部, 约超前于 Niño 3 指数 3~4 个月。OLR 距平与 Niño 3 指数的相关形态与纬向风距平的相关形态几乎一样, 与赤道中东太平洋暖(冷)事件对应, 赤道中东太平洋为增强(减弱)的对流距平区, 而西太平洋到印度洋为减弱(增强)的对流区。

从时滞关系上可以看出对应于东太平洋正 SSTA, 印度洋的东风距平与太平洋的西风距平几乎同时出现。在太平洋, 赤道 SSTA 与纬向风距平基本同步, 而印度洋 SSTA 则落后于纬向风距平 3~6 个月后才出现显著的异常。这可能是由太平洋信风区与印度洋季风区海气相互作用的差异造成的。关于东太平洋冷暖事件对印度洋 SSTA 影响的机制, 可以从动力学和热通量的影响两方面来加以说明。首先从动力学上来说, 太平洋处于信风区, 赤道上纬向风季节变化小, 因而赤道中东太平洋始终有一个上翻流区^[11], 一旦赤道太平洋出现西(东)风异常时, 上翻流就会减弱(增强), 使海表温度升高(降低), 因而几乎在纬向风异常出现的同时产生海温异常。而对于印度洋情况却不同, 由于印度洋处于季风区, 海表风场季节变化大, 因而赤道上翻流区可能存在着较强的季节变化。图 5 为热带印度洋距平模式^[12]模拟的赤道印度洋 5°S~5°N 之间平均的

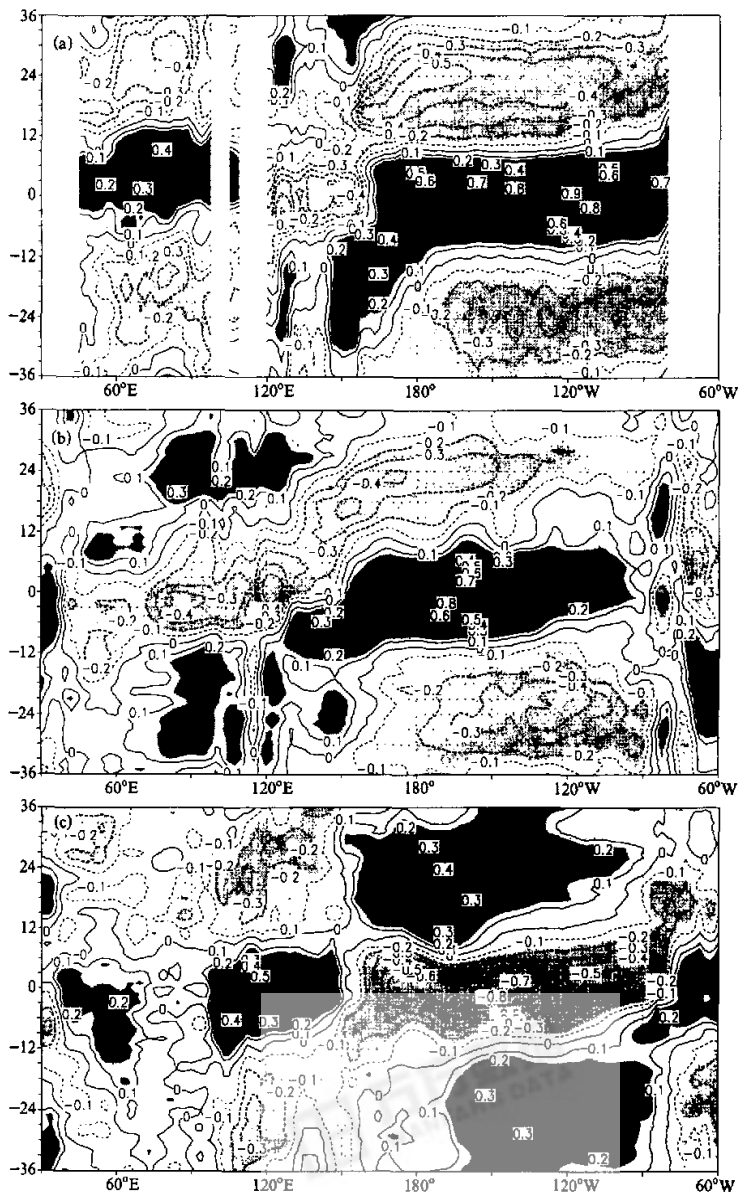


图 4 印度洋和太平洋各物理量与 Niño 3 指数的时滞相关场在赤道的时滞-相关系数剖面图

(a) SSTA; (b) 纬向风距平; (c) OLR 距平

纵坐标的-36 表示各物理量超前于 Niño 3 指数 36 个月, 36 则表示落后于 Niño 3 指数 36 个月, 阴影区为达到 95% 以上显著性水平的区域

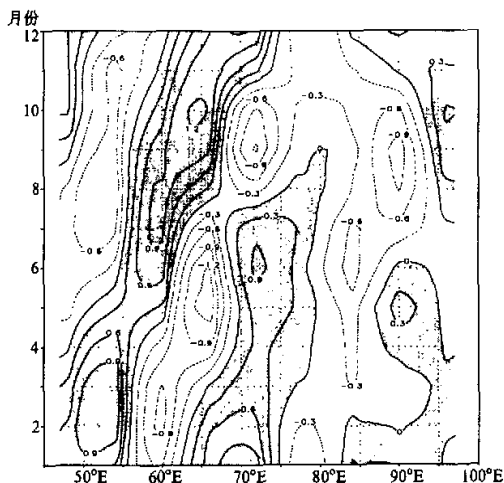


图5 热带印度洋模式模拟的赤道印度洋5°S~5°N之间
平均的上翻流速气候值随月份的变化
单位: 10^{-3} cm/s, 图中阴影区为上翻流区

上翻流速气候值随月份的变化。图中可见赤道印度洋东、西两岸附近都有上翻流, 强度存在着明显的季节变化: 西部的上翻流在4~8月间消失, 变为下翻流; 东部的上翻流在4~7月间消失, 变为弱下翻流。由于西部的下翻流比东部的强一倍以上, 因此, 对于异常的东、西风应力产生的异常海温, 可主要考虑西边界附近上翻流的影响。以太平洋 El Niño 事件的影响为例, 由于太平洋 El Niño 事件的“锁相”即 SSTa 在 12 月达到极大, 在超前 4~6 个月时正值夏秋季, 赤道印度洋西部为下翻流, 斜温层较深, 对风场变化不敏感, 不易产生正的 SSTa, 直到秋冬季赤道印度洋西边界附近为上翻流, 这时东风抑制西边界的上翻流 (即产生下翻流距平), 产生正 SSTa, 于次年的 2、3 月份, 这种增温达到最强, 对于冷事件, 西边界的上翻流影响的月份稍有不同, 机制是相似的。从热通量的影响机制来说, 由图 4c 可见, 由赤道东太平洋暖 (冷) 事件, 易使赤道印度洋产生大范围的下沉 (对流) 距平区, 使热带对流云减少 (增加), 这时由太阳辐射产生的净向下热通量增加 (减少), 易使印度洋产生正 (负) SSTa。

上述分析表明, 太平洋 ENSO 对印度洋 SSTa 的影响是通过大气部分的响应来实现的。印度洋 SSTa 对纬向风距平的响应, 受印度洋季节变化的影响, 而产生滞后效应。对于典型的 El Niño 事件, 夏秋季赤道中东太平洋 SSTa 出现正距平, 同时西太平洋对流区减弱, 赤道中东太平洋产生对流区, 从而产生反 Walker 距平环流, 在太平洋西岸和印度洋产生下沉区, 使赤道印度洋盛行东风距平。这样持续几个月, 直到秋冬季印度洋西岸附近出现气候上翻流时, 斜温层变浅, 对风场变化敏感, 东风抑制西边界的上翻流, 使赤道印度洋产生较显著的正 SSTa, 这时比太平洋正 SSTa 的出现时间晚约 6 个月。与此相似, 太平洋的 La Niña 易使赤道印度洋产生负 SSTa。同时, 热通量距平的影响可能也是重要的。对太平洋 ENSO 响应的赤道印度洋 SSTa 模态的范围可达整个印度洋海盆宽度, 周期性较强, 平均周期为 48 个月, SSTa 可持续 15 个月之久。

5.2 印度洋偶极子模对太平洋 ENSO 的可能影响及其特征和机制

为研究印度洋偶极子模对太平洋 ENSO 的可能影响, 利用 1979 年 1 月~1998 年 12 月的 SSTa、纬向风距平、OLR 距平观测资料, 分别计算与 DMI 指数由超前 36 个月至落后 36 个月的相关系数。图 6 为相关系数在赤道上的时滞剖面图。从 SSTa 相关图中可见, 印度洋偶极子模形成以后, 在赤道中东太平洋开始产生显著的正相关, 滞后 2~6 个月相关达到最大, 中心在赤道中太平洋。图中可见印度洋偶极子模本身的持续

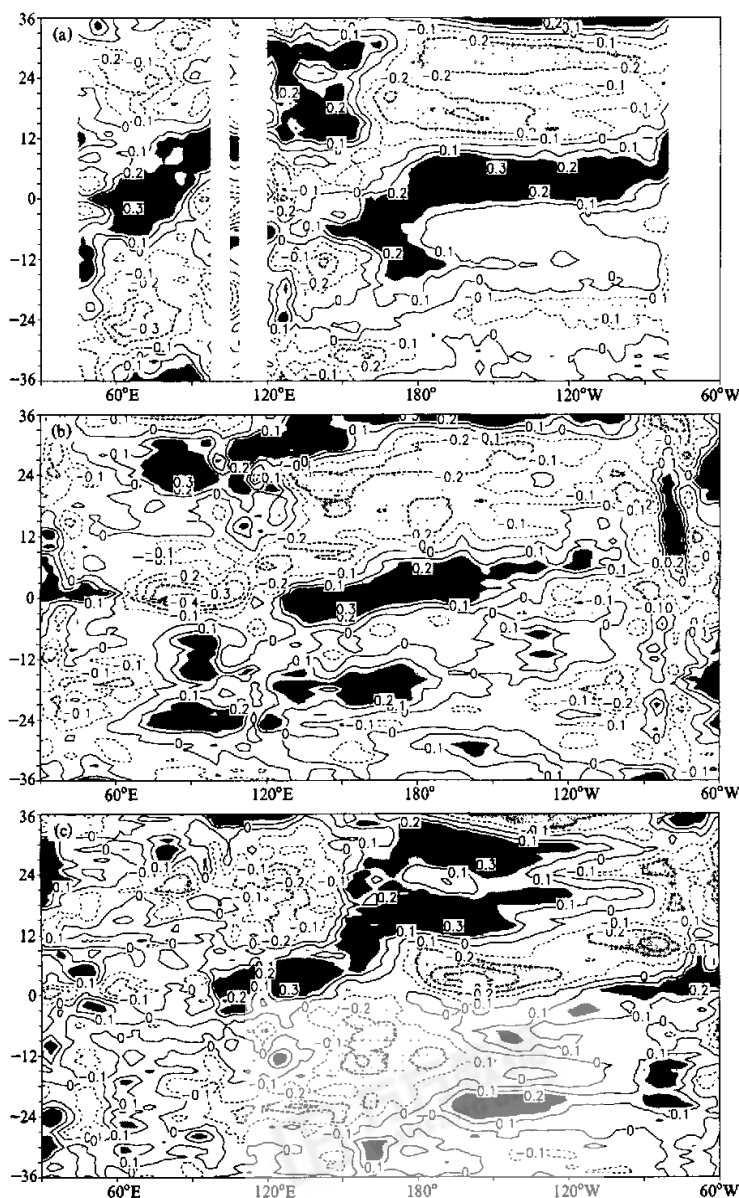


图 6 印度洋和太平洋各物理量与 DMI 指数的时滞相关场在赤道的时滞-相关系数剖面图

(a) SSTA; (b) 纬向风距平; (c) OLR 距平

其他说明同图 4, 但为 DMI 指数

时间不超过 12 个月。文献[6]中指出 DMI 有强烈的季节“锁相”，最强在 10 月。因而与 DMI 相关的赤道中太平洋 SSTA 达到极值的时间为当年冬和次年春。图中还可看出，印度洋偶极子及相关的太平洋 SSTA 的周期性较差，生命史较短，赤道中东太平洋海温异常达到 95% 显著水平的持续期为 8 个月。

结合纬向风距平和 OLR 距平相关，可以得到印度洋偶极子的形成及对中东太平洋 SSTA 影响的机制。纬向风距平相关图上可以看出，与偶极子西暖东冷的正位相对应，赤道印度洋 60°E 以东为东风距平，以西为西风距平，两者在西印度洋辐合抑制上翻流，有利于印度洋西部增暖。而东部的东风距平则由于此期间正值夏秋季，东部为上翻流的气候场（图 5），易使上翻流加强，在东边界产生负的 SSTA，使偶极子正位相加强。由 OLR 距平与 DMI 的同时相关场可见（图 7），印度洋偶极子达最大位相时，距平对流中心偏于赤道以南，与偶极子正（负）位相对应，西（东）部为对流距平区，东（西）部为下沉距平区，0°~15°N 之间的中西太平洋及 20°N 以北的北美沿岸，均为相关性较强的对流（下沉）区。达到极值位相 6 个月后，印度洋东风距平变弱，西部暖水东移，偶极子消亡。上述相关分析得到的印度洋偶极子的生命史和形成机制，与文献[7]中 1997~1998 年印度洋西暖东冷的形成机制是相似的。

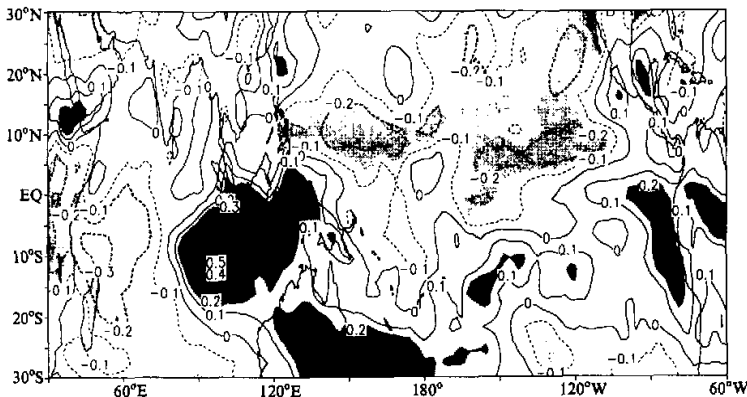


图 7 印度洋和太平洋 OLR 距平与 DMI 指数的同时相关场

印度洋偶极子模对中东太平洋 SSTA 影响的机制可描述为：对于正位相的偶极子，赤道西印度洋东西两侧纬向风辐合，有利于对流上升产生印度洋的反 Walker 环流。在印度洋东边界及西太平洋产生下沉辐散区，赤道西太平洋产生西风距平并逐渐往中太平洋移动。几个月后当偶极子达到最强时，在 0°~15°N 之间的中西太平洋及 20°N 以北的北美沿岸为对流区，并逐渐东移，赤道中东太平洋开始出现正的 SSTA，易于形成太平洋反 Walker 环流，使中东太平洋正 SSTA 加强。偶极子达到最强的 2~6 个月后，开始消亡，此时赤道中东太平洋 SSTA 达到最大并随之迅速消亡。对于负位相的偶极子，易使赤道中东太平洋产生负 SSTA。

5.3 太平洋与印度洋相互作用的空间特征及量化比例

由 5.1 和 5.2 节的分析我们已知太平洋和印度洋存在着相互作用，太平洋 ENSO 事

件可以使 3~6 个月以后的赤道印度洋出现相同符号的 SSTA, 并持续 15 个月之久; 印度洋偶极子模的加强可以使 2~6 个月以后的赤道中东太平洋出现海温异常, 持续期为 8 个月。这些主要是在赤道地区, 得到的是定性的结论 (相关系数)。为比较两大洋间的相互作用所产生的 SSTA 场的空间特征及两者的量化比例, 计算了 SSTA 在标准化后的 Niño 3 指数和 DMI 指数的时滞投影关系图。关于投影场的作法和意义, 参见文献[13]。图 8 为 Niño 3 指数的投影图, 从图上可以看出时滞为 0 时赤道中东太平洋 SSTA 最大为 1.2°C , 4 个月以后赤道印度洋 SSTA 的响应为 0.15°C , 量化比例为 8:1。DMI 指数投影图 (图 9) 显示, 印度洋偶极子模引起的中西印度洋 SSTA 与 4 个月以后赤道太平洋 SSTA 的量化比例为 1:2。

图 8 显示太平洋 ENSO 在最强位相和 4 个月以后的空间型保持不变, 强度衰减了 $1/3$; 印度洋的响应区域向东扩展, 范围变大, 而强度没有变化。图 9 表明印度洋偶极子模在最强位相和 4 个月以后的空间型差异较大, 范围和强度迅速减小; 中东太平洋

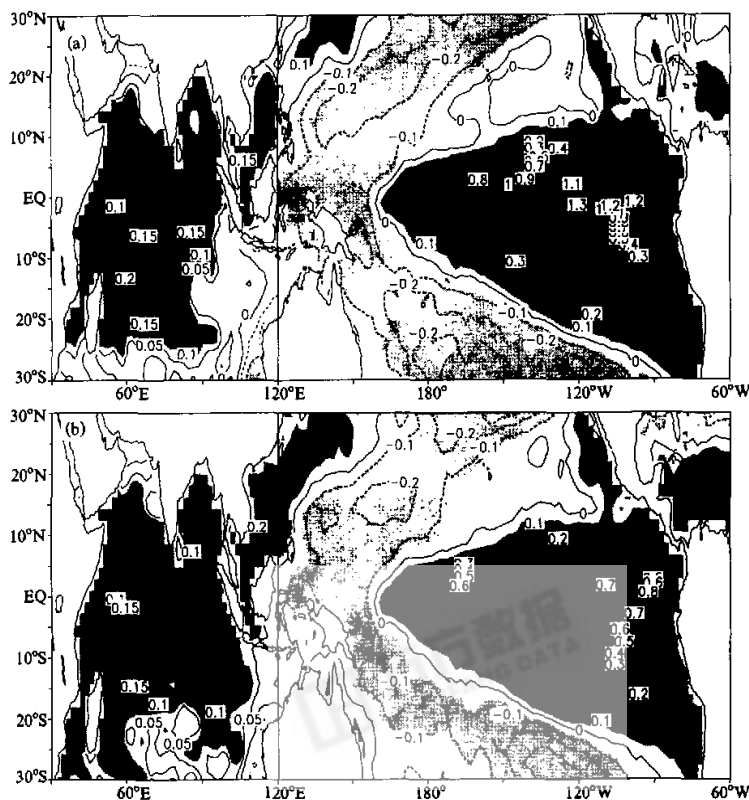


图 8 印度洋和太平洋 SSTA 在标准化 Niño 3 指数时间序列的时滞投影场

(a) 与 Niño 3 指数的时滞为 0; (b) 落后于 Niño 3 指数 4 个月

单位: $^{\circ}\text{C}$, 阴影区为相关达到 95% 以上显著性水平的区域

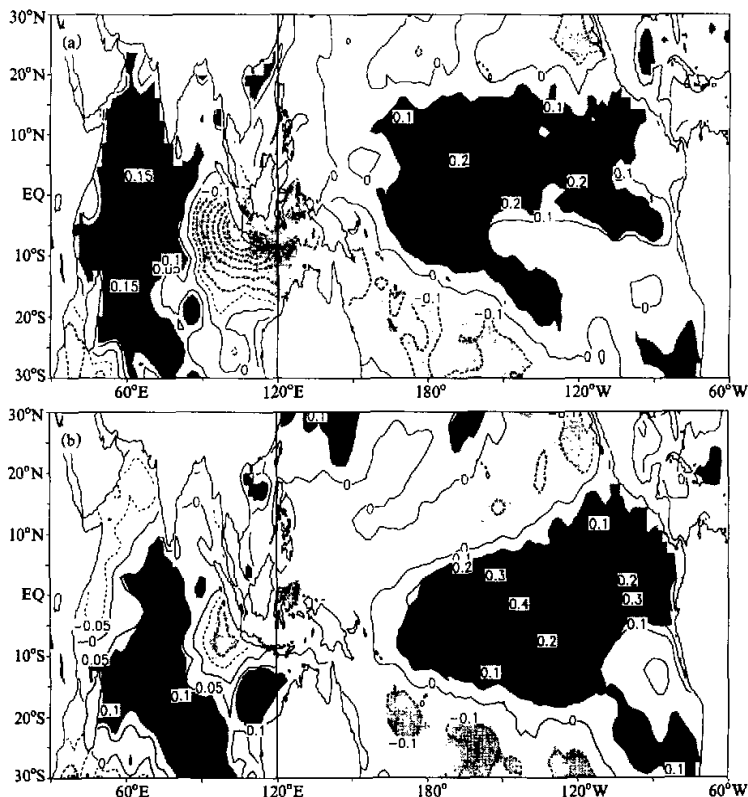


图9 印度洋和太平洋 SSTA 在标准化 DMI 指数时间序列的时滞投影场
(a) 与 DMI 指数的时滞为 0; (b) 落后于 DMI 指数 4 个月
单位: $^{\circ}\text{C}$, 阴影区为相关达到 95% 以上显著性水平的区域

SSTA 的响应区域略往东南偏移, 强度增加一倍。图中可以看出, 印度洋对太平洋 ENSO 响应的分量是整个印度洋范围内一致的 SSTA 变化倾向, 其结构与印度洋偶极子模有显著差异; 由印度洋偶极子模影响产生的中东太平洋 SSTA 与典型太平洋 ENSO 空间上的差异, 在于前者最强中心在赤道 $170^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{W}$ 之间, 而典型太平洋 ENSO 最强中心在赤道 150°W 以东及赤道以南的南美沿岸。

5.4 热带印度洋与热带太平洋相互作用年代间的异同关系

上述分析得到了热带太平洋和印度洋海气系统间相互作用的关系。这些结果是基于近 20 年的资料分析得到的, 期间太平洋的 ENSO 事件既有典型的个例 (主要在 80 年代), 又有异常的个例 (主要在 90 年代); 印度洋的偶极子模既有较强的个例 (主要在 90 年代), 又有较弱的个例 (主要在 80 年代)。因而由这 20 年资料分析得到的结果, 代表了由不同个例平均的共同特征。这种结果是否有代表性还有待于进一步的检验。这里采用分年代计算的方法, 以便比较 80 年代与 90 年代间的差异与共同之处, 同时也检

验了平均特征的代表性。由于分年代以后, 时间序列变短, 考虑到样本数量的要求, 计算超前与落后相关的时滞由原来的 ± 36 个月变为 ± 12 个月。

图 10 为分年代计算的 SSTa 与 Niño 3 指数由超前 12 个月至落后 12 个月的相关分布。对图 10a、b 以及图 4a 进行比较, 可以看出前面得到的平均特征对于这两个年代来说, 基本是有代表性的, 其中, 80 年代的结果与平均特征更相近。80 年代, 赤道印度洋的最大相关出现在中部, 而 90 年代赤道印度洋的最大相关出现在西部, 都是滞后 3~6 个月达到最大。90 年代太平洋 ENSO 事件的持续时间比 80 年代相对变短, 印度洋的相关则比 80 年代弱, 且东部出现弱的负相关。这也说明了 80 年代太平洋 ENSO 对印度洋 SSTa 的影响程度比 90 年代的强。

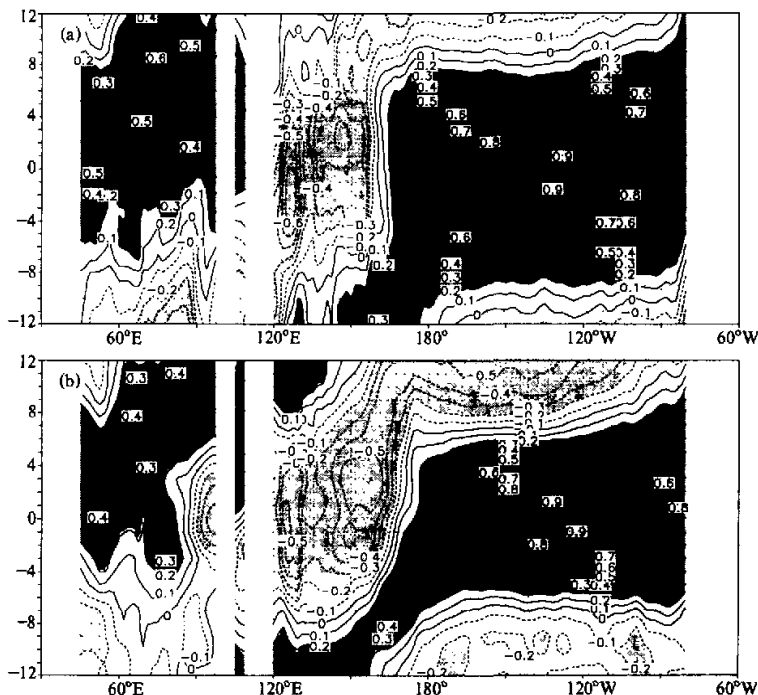


图 10 分年代计算的 SSTa 与 Niño 3 指数的时滞相关场在赤道的时滞-相关系数剖面图

(a) 80 年代的结果; (b) 90 年代的结果

其他说明同图 4

关于 DMI 相关的情况, 图 11 为分年代计算的 SSTa 与 DMI 指数由超前 12 个月至落后 12 个月的相关分布。将图 1a、b 以及图 6a 进行比较, 可以看出前面得到的平均特征对于这两个年代来说, 基本也是有代表性的, 其中, 90 年代的结果与平均特征更接近。80 年代, 赤道太平洋的最大相关出现在超前、同时和落后的都有, 而 90 年代赤道太平洋的最大相关出现在 2~4 个月的中东部。90 年代印度洋偶极子事件的持续时间比 80 年代长, 东西部对比的强度大, 在太平洋的相关也比 80 年代强。这充分说明了 90 年代印度洋偶极子模对太平洋 SSTa 的影响程度比 80 年代的强。

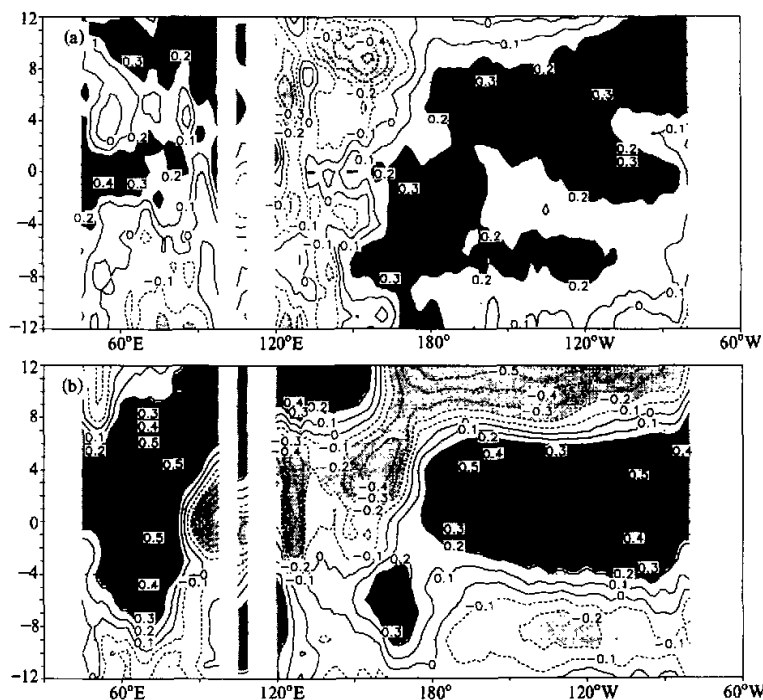


图 11 分年代计算的 SSTA 与 DMI 指数的时滞相关场在赤道的时滞-相关系数剖面图

(a) 80 年代的结果; (b) 90 年代的结果

其他说明同图 6

6 90 年代以来的 ENSO 异常与印度洋和太平洋的相互作用

上述分析表明, 影响热带印度洋与太平洋 SSTA 的因素, 既有各自海气系统内部的动力过程, 又存在系统间的相互作用。对于太平洋的冷暖事件, 不但要考虑热带太平洋海气系统内部的动力过程, 还要考虑热带印度洋系统内部动力模的作用。对于不同的个例, 各因素影响的程度不尽相同。下面以 90 年代的 ENSO 事件为例进行分析。

6.1 1991~1996 年的 ENSO 异常

根据上述分析, 对照图 1c 与图 3 发现, 1991 年与 1994 年印度洋均出现西暖东冷的偶极子正位相, 随后赤道中东太平洋出现正 SSTA 并且中心在中太平洋; 1992 年与 1993 年的两次偶极子负位相, 印度洋西部负 SSTA 振幅较小, 对应于东太平洋弱的负 SSTA; 1995 年与 1996 年的两次偶极子负位相, 对应于 1995~1996 年的 La Niña 事件。两者温度量化比例都接近 1:2, 因而这几次的太平洋 ENSO 事件与印度洋偶极子模的异常活跃是紧密联系的。

6.2 1997~1998 年的暖事件

对于 1997~1998 年太平洋的强 El Niño, 从空间特征来看是典型的太平洋 ENSO

事件, SSTA 正距平最高达 4.0°C 。印度洋 SSTA 的响应温度, 根据 8:1 的比例, 增暖应达到 0.5°C 左右, 而实际印度洋 SSTA 远大于此数。正如文献[7]所述 1997~1998 年印度洋增暖主要由内部动力过程决定。由 5.2 节的分析可知, 1997 年印度洋这种东低西高的偶极子结构易使中东太平洋出现正的 SSTA, 与太平洋已发生的暖事件叠加, 使暖事件加强, 这或许是造成 1997~1998 年的暖事件是本世纪最强的 El Niño 的原因之一。另外, 1997~1998 年的 El Niño 事件结束得很突然^[14]。由偶极子分量时间序列可见 (图 1c 与图 2 的 PC2), 进入 1998 年印度洋又转为偶极子负位相, 这与 El Niño 事件很快结束相一致。

上述分析表明, 90 年代太平洋 ENSO 事件受印度洋内部动力过程加强的影响而趋于复杂。根据太平洋海气耦合动力学机制研制的 ZC 模式能够准确地模拟出热带太平洋的 ENSO 异常, 并能成功地预报出 80 年代的 ENSO 事件, 但进入 90 年代以后, ZC 模式对热带太平洋上的 ENSO 事件的预报技巧明显低于 80 年代, 即使 ZC 模式作了初始同化处理, 对 90 年代的 ENSO 预报技巧仍然降低^[14~17]。这就说明, 90 年代以后的太平洋 ENSO 事件单靠太平洋气候系统内部的耦合海气动力学来解答是不够的, 太平洋海气耦合系统以外的一些因子 (如印度洋内部动力决定的偶极子模) 对其有重要影响。

7 结语与讨论

通过对近 20 年来热带印度洋与太平洋海温异常 (SSTA) 及相关的环流特征量的综合分析, 得出如下几点结论:

(1) 印度洋偶极子模的强弱存在着年代间的差异, 80 年代偏弱, 因而热带印度洋东、西部 SSTA 基本同位相; 90 年代偏强, 印度洋西部和东南部 SSTA 成相反位相, 使热带印度洋的 SSTA 变化不同步。

(2) 太平洋与印度洋海气系统间存在着相互作用。太平洋 ENSO 和印度洋内部偶极子模都是影响印度洋 SSTA 变化的因子。80 年代印度洋偶极子模较弱, SSTA 主要受太平洋 ENSO 的影响; 而 90 年代热带印度洋的偶极子模较强, 印度洋 SSTA 的演变主要由内部动力过程所支配, 太平洋 ENSO 对其影响较弱。80 年代太平洋的 ENSO 事件受印度洋偶极子模影响较小, 90 年代太平洋 ENSO 异常在一定程度上与印度洋偶极子模活跃有关, 受印度洋内部动力过程加强的影响而趋于复杂。

(3) 太平洋 ENSO 对印度洋 SSTA 影响的特征为: 太平洋 ENSO 对印度洋 SSTA 的影响, 可以通过影响印度洋的纬向风距平和向下热通量距平来实现。印度洋 SSTA 对纬向风距平的响应, 受印度洋季节变化的影响, 而产生滞后效应, 平均滞后 3~6 个月。对于典型的 El Niño 事件, 易使赤道印度洋产生正 SSTA, La Niña 易使赤道印度洋产生负 SSTA。对太平洋 ENSO 响应的赤道印度洋 SSTA 模态的范围可达整个印度洋海盆宽度, 周期性较强, 平均周期为 48 个月, SSTA 可持续 15 个月之久。

(4) 印度洋偶极子模对太平洋 SSTA 影响的特征: 印度洋偶极子模形成以后, 对赤道中东太平洋 SSTA 的影响是显著的, 滞后 2~6 个月正相关达到最大, 中心在赤道中太平洋。由于印度洋偶极子模态有强烈的季节“锁相”, 最强在 10 月, 因而与 DMI

相关的赤道中东太平洋 SSTA 达到极值的时间, 为当年冬季到次年春季。印度洋偶极子及其相关的太平洋 SSTA 的周期性较差, 生命史较短, 其影响的赤道中东太平洋 SSTA 的持续期为 8 个月。

(5) 上述研究从观测资料诊断分析的角度, 找出了 ZC 模式 90 年代以后预报失败的可能原因, 90 年代以后, 印度洋偶极子模活跃, 即印度洋内部的海气耦合模态变强, 对太平洋系统产生了不可忽略的作用。在这种情况下, 用只包含太平洋的耦合动力学模式作 ENSO 预报是不够的。

参 考 文 献

- 1 Neelin, J. D. et al., ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, 1998, 103(c7), 14261~14290.
- 2 Zebiak S. E., Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region, *J. Climate*, 1993, 6, 1567~1586.
- 3 Wallace, J. M. et al., On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 1998, C103, 14241~14260.
- 4 吴国雄、孟文, 赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 1. 资料分析, *大气科学*, 1998, 22(4), 470~480.
- 5 Kapala, A., K. Born and H. Flohn, Proc. INT. Conf on Monsoon Variability and Prediction, ed. Newson, R., Tech. Doc. 619, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1994, 119~126.
- 6 Saji, N. H. et al., A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, 1999, 401, 360~363.
- 7 Webster, P. J. et al., Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98, *Nature*, 1999, 401, 356~360.
- 8 Kalnay, E. et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, 77(3), 437~471.
- 9 Kaylor, R. E., Filtering and decimation of digital time series, Tech Note BN 850, Institute for Physical Science and Technology, University of Maryland, College Park, MD, 1977, 22 pp.
- 10 张勤、丁一汇、周琴芳, 1991~1994 年 El Niño 的异常特征的诊断研究, *气象学报*, 1998, 56(5), 573~583.
- 11 Zebiak, S. E., Tropical atmosphere-ocean interaction and the El Niño / Southern Oscillation phenomenon, Ph. D. thesis, M. I. T., 1984, 261pp.
- 12 殷永红、史历、倪允琪, CAMS / NJU 全球热带海洋距平模式及其数值模拟, *气象学报*, 2000, 58(增刊), 778~789.
- 13 吴国雄、王敏方, 热带和热带外海表温度异常与低空环流特征比较, *气象学报*, 1996, 54(4), 386~397.
- 14 Kousky, V. E., The 1997-98 warm (El Niño) episode: onset and decay stages, Proceedings of the Twenty-Third Annual Climate Diagnostics And Prediction Workshop, 1998, 1~3.
- 15 Chen, D., S. E. Zebiak, A. J. Busalacchi and M. A. Cane, An improved procedure for El Niño forecasting, *Science*, 1995, 269, 1699~1702.
- 16 Chen, D., S. E. Zebiak, A. J. Busalacchi and M. A. Cane, Initialization and predictability of a coupled ENSO forecast model, *Mon. Wea. Rev.*, 1997, 125(5), 773~788.
- 17 Chen, D., M. A. Cane, S. E. Zebiak and A. Kaplan, The impact of sea level data assimilation on the Lamont model prediction of the 1997 / 98 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 1998, 25, 2837~2840.

A Diagnosis of Interactions between the Tropical Indian Ocean and Pacific Ocean Air-Sea Systems in the Past 20 Years

Yin Yonghong and Shi Li

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Ni Yunqi

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract Based on the data of monthly-mean sea surface temperature (SST), outgoing longwave radiation (OLR) and the 1000 hPa zonal wind velocity from NCEP / NCAR reanalysis data of 1979~1998, the SST anomalies of the tropical Indian Ocean and the Pacific Ocean and the character of correlated circulation have been comprehensively analyzed and studied. It is found that there are interdecadal differences in the intensity of dipole mode, which may represent a characteristic internal mode of the Indian Ocean climate system. In the 1980s, the dipole mode of the Indian Ocean SST is weaker, while in the 1990s it is stronger. There is interactions between the tropical Indian Ocean and the Pacific Ocean systems. In the 1990s, the SST anomaly in the tropical Indian is mainly the response of the Pacific ENSO, while the abnormality of the Pacific ENSO in the 1990s is, to a certain extent, the result of the active Indian Ocean dipole mode. From the angle of observed data diagnosis, the possible cause of the poor prediction skills of ENSO in ZC coupled models of the 1990s has been proposed.

Key words: Indian Ocean; Pacific Ocean; air-sea interaction; ENSO