

## 20 世纪印度洋气候变率特征\*

周天军 宇如聪 李 薇 张学洪

(中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值  
模拟国家重点实验室(LASG), 北京, 100029)

### 摘 要

利用时间连续性相对较为理想的 GISST 资料, 分析了 20 世纪印度洋气候变率的基本特征, 探讨了它与赤道中、东太平洋和西太平洋暖池区气候变化之间的联系, 结果表明: (1) 北印度洋 SST 的季节变化具有鲜明的季风特征, 在西南季风爆发期, 海温达到全年最冷; 南印度洋 SST 的季节循环特征较为合乎常规, 大致落后太阳辐射季节循环 2 个月左右; 赤道印度洋沿着非洲东海岸, SST 的季节变化受季风带影响显著, 但在赤道中东印度洋, SST 的季节循环特征不明显。(2) 印度洋, 特别是 20°S 以北的热带印度洋 SST 的变化, 具有显著的整体一致性, 自 20 世纪 50 年代中期以来持续变暖, 赤道印度洋增暖了大约 0.6 °C。当赤道中东太平洋出现暖异常时, 20°S 以北的热带印度洋海域同样出现暖异常; 赤道印度洋 SST 与 Nino 3 区指数的相关系数, 在滞后 Nino 3 区指数 4~5 个月左右达到最大。(3) 西太平洋暖池区 SST 的变化, 与南印度洋西风漂流区、赤道北印度洋存在显著的正相关。在年代际的时间尺度上, 赤道印度洋和西太平洋暖池区 SST 的变率特征极为一致。(4) 南印度洋 SST 的年际振荡幅度, 远强于热带印度洋; 南印度洋的 SST 演变特征, 从统计上看, 更多地与西太平洋暖池 SST 变化相协调。

关键词: 印度洋, 气候变率, 季节循环, 年际和年代际变率。

## 1 引 言

海洋是地球气候系统的重要组成部分。关于热带太平洋强劲的年际变率信号——El Niño 事件与全球气候异常的联系, 人们已有较为清晰的认识。对于热带大西洋、北大西洋在区域气候变率中的重要作用, 人们的认识水平也与日俱增。相对而言, 关于印度洋气候及其变率, 目前了解还较为有限。

在全球大洋中, 印度洋是一比较独特的海域, 其北面和西面分别被喜马拉雅山脉和非洲高原所包围, 东临阿婆罗群岛和澳洲大陆。三面为陆地所环绕的特点, 决定了其气候特征别具特色。印度洋是季风环流系统的 3 个组成部分——Walker 环流、横向季风环流和侧向季风环流的交汇地<sup>[1]</sup>, 与亚澳季风系统<sup>[2,3]</sup>、ENSO 系统<sup>[4-6]</sup>和非洲季风系统<sup>[7,8]</sup>都存

\* 初稿时间: 2000 年 6 月 12 日; 修改稿时间: 2001 年 4 月 2 日。

资助课题: 国家自然科学基金(40005004)、中国科学院“百人计划”项目“海气耦合模式的有效化研究”、中国科学院创新项目(KZCX2-108)和中国科学院“王宽诚博士后奖励基金”联合资助。

在一定联系。印度洋气候异常的影响,甚至触及中纬度地区的气候变率<sup>[9,10]</sup>。因此,印度洋在区域乃至全球气候变率中的作用,逐渐为世人所关注。面向 21 世纪的气候研究国际合作计划《气候变率与可预报性研究》(CLIVAR),指出了针对印度洋的研究重点,包括印度洋气候变率、特别是年代际变率的基本特征,及其与季风和中纬度变率的联系;印度洋与热带和中纬度太平洋气候变率的关系等<sup>[11]</sup>。本文作为开展印度洋与气候变率关系研究基础性的重要一步,利用 GISST 资料,分析了 20 世纪印度洋气候的基本变率特征。

## 2 资料与方法

文中所用于逐月的 GISST 全球表层分析的海温资料均取自于英国哈德莱气候中心 (Global Sea-Ice and Sea Surface Temperature Version 2.3)。原始资料均匀分布在  $1.0 \times 1.0$  的经纬网格上,文中为分析方便起见,利用双线性插值技术,将其均匀内插到  $2.5 \times 2.5$  的经纬网格上。序列的时间长度为 1871 年 1 月到 1997 年 12 月。GISST 资料的特点在于较好地解决了资料的连续性问题,同时具备一定的空间分辨率,能够反映 ENSO 循环的某些细微特征,因而被广泛地应用于各类气候问题研究之中。

需要指出的是,尽管 GISST 资料集的原始分辨率为  $1.0 \times 1.0$ ;但它实际上“有名无实”,因为在许多地区它是通过内插得到的。该资料集的真实分辨率大致是 1949~1997 年为  $2.0 \times 2.0$ ;1949 年以前为  $5.0 \times 5.0$ ;部分海域由于观测资料亏空而采用了重建技术,具体可查阅文献[12]。

文中用的分析方法,主要有传统的相关分析、回归分析、合成分析、经验正交函数分解 (EOF) 和子波变换等。对于时间序列的处理,为了突出年代际尺度的低频变率特征,还采用了谐波分析技术。对于定义在  $T$  区间上的时间函数  $f(t)$ ,可以表示为:

$$f(t) = a_0 + \sum_{k=1} (a_k \cos \omega t + b_k \sin \omega t) \quad (1)$$

其中  $\omega = 2\pi k/T$  为对应于第  $k$  个谐波的角频率,对应周期为  $T/k$ 。 $a_0$ ,  $a_k$  和  $b_k$  为傅里叶系数。对原始序列按照式(1)做傅里叶级数展开后,再重新合成时,谐波  $k$  的选取,只保留周期达到和超过 10 a 的部分,这样,就将 10 年际以下尺度的、相对的高频变率滤掉了。

## 3 印度洋气候基本特征

关于印度洋气候的基本特征,文献[13]给出了全球年均 SST 分布。就年平均状况而言,60°E 以东、南北纬 10° 之间的热带印度洋,表层海温在 28.0 以上,与西太平洋暖

池区连为一体;海温的经向梯度,自南而北递减,在 30°S 以南,梯度较大,30°S 以北,梯度则较小。图 1 给出年均 SST 的标准偏差(统计时段为 1900~1997 年),它反映了年际及以上尺度的变率特点:首先,南印度洋 SST 的变率最强,特别是在 30~45°S 的区域之内,

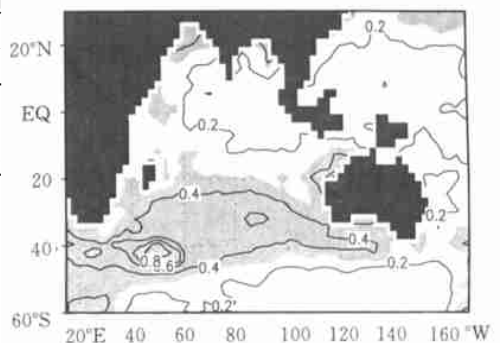


图 1 印度洋年平均海温标准差分布  
(单位: ,阴影区表示标准差大于 0.4)

极大值中心位于  $40^{\circ}\text{S}$ ,  $50^{\circ}\text{E}$  附近, 强度达到  $1.0$  ; 其次, 赤道印度洋变率较之赤道中、东太平洋要弱得多, 其标准偏差只有  $0.2 \sim 0.3$  。此外, 阿拉伯海北部的 SST 变率要强于孟加拉湾。

从多年平均 3 月份和 9 月份印度洋 SST 分布来看(图略), 在北半球冬季, 暖池区范围明显扩大, 向西达到非洲东岸, 向南  $28^{\circ}$  线靠近  $20^{\circ}\text{S}$ ; 在北半球夏季, 印度洋暖池区的范围明显东缩, 退至  $100^{\circ}\text{E}$  附近, 此时孟加拉湾较之阿拉伯海要暖  $1.0$  左右。热带印度洋 SST 的变化, 呈现出逆北半球太阳辐射季节变化的特征。

为了进一步揭示印度洋 SST 的季节变化特点, 图 2 分别给出了 4 个剖面 ( $15^{\circ}\text{N}$ ,  $10^{\circ}\text{N}$ , 赤道和  $10^{\circ}\text{S}$ ) 的 SST 在 1~12 月的演变特征。阴影区表示海温超过  $28^{\circ}\text{C}$  的暖水区。一般来说, 全球大洋 SST 的季节变化, 要滞后于太阳辐射加热季节循环约 2 个月。但由图 2 可见, 北印度洋 SST 的季节循环不同于此, 其独特之处, 主要表现在季风特征明显: 从阿拉伯海一直向南到赤道, 冬季的降温幅度都不大(与季风爆发期间相比较而言), 阿拉伯海和  $10^{\circ}\text{N}$  的北印度洋, 在 4~6 月海温已回暖到  $28^{\circ}\text{C}$  以上, 并在 5 月初达到最暖; 北印度洋的骤然变冷, 发生在 7 到 9 月的盛夏季节, 于 8 月初海温达到最低。

每年的 6 月 21~22 日, 太阳直射北回归线, 为北半球夏至日, 按照正常的 SST 季节循环规律, 8 月下旬应该是北印度洋最热的季节, 但实际情况却是达到最冷。究其原因, 7~9 月正是西南季风爆发、索马里海流达到最强的时候, 包括阿拉伯海在内的北印度洋的急剧变冷, 可能是次表层冷水上翻和伴随着西南季风爆发、蒸发作用的加强二者共同作用的结果。另外, 季风对北印度洋 SST 季节循环的影响, 主要位于  $80^{\circ}\text{E}$  以西。图 2a 表明了孟加拉湾与阿拉伯海的显著不同之处, 在于它全年都比较暖, 从 3 月中旬一直到 10 月中旬, 海温都基本维持在  $28^{\circ}\text{C}$  以上, 季节循环特征不明显, 特别是 7~9 月的变冷不显著, 这意味着其受季风影响的程度较之阿拉伯海要弱, 原因可能是这里的季风海流不像索马里海流那样强劲(冷水的上翻自然也弱)。另外注意到, 赤道西印度洋 SST 的季节变化, 受季风影响显著, 而赤道中东印度洋的季节循环特征则不明显。

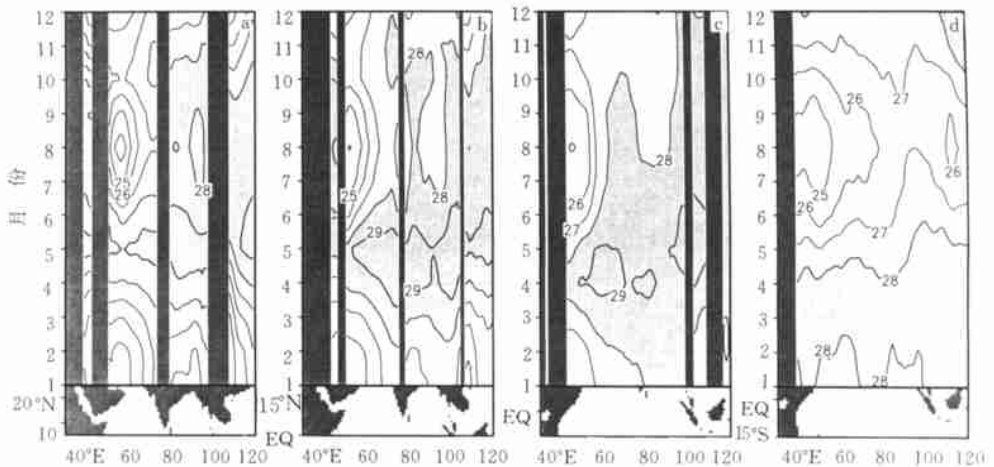


图 2 沿着横贯印度洋区域的 SST 年循环

(a.  $15^{\circ}\text{N}$ , b.  $10^{\circ}\text{N}$ , c. 赤道, d.  $10^{\circ}\text{S}$ ; 单位:  $^{\circ}\text{C}$ ; 阴影区表示高于  $28^{\circ}\text{C}$  的暖水区)

相对于北印度洋,南印度洋的季节循环特征较为规则。由图 2d 可见,沿着 10 S 纬线,南印度洋在 8 月份达到最冷,这滞后南半球冬至日 2 个月左右;南印度洋在 3 月份左右达到最暖,也大致滞后南半球夏至日 2 个月左右。

## 4 20 世纪印度洋气候变率特征

### 4.1 印度洋气候变化的整体一致性

为了研究近一百多年来赤道印度洋的气候变化,选取 10 S ~ 10 N, 60 ~ 100 E 的范围,定义为 Ind 1 区,该区域平均的 SST 距平序列如图 3a 所示,其特点一是存在显著的年际和年代际尺度的振荡;二是自 20 世纪 50 年代中期以来,存在着明显的增暖趋势,增温幅度超过了 0.5 ;三是冷、暖振荡的最大振幅在 + 1.0 与 - 1.0 之间,这较之赤道中东太平洋要弱得多,但是考虑到赤道印度洋气候海温高于赤道中东太平洋,其东西跨度仅为太平洋的 1/3 的特点,1.0 的海温扰动对气候异常的影响,也不容忽视。

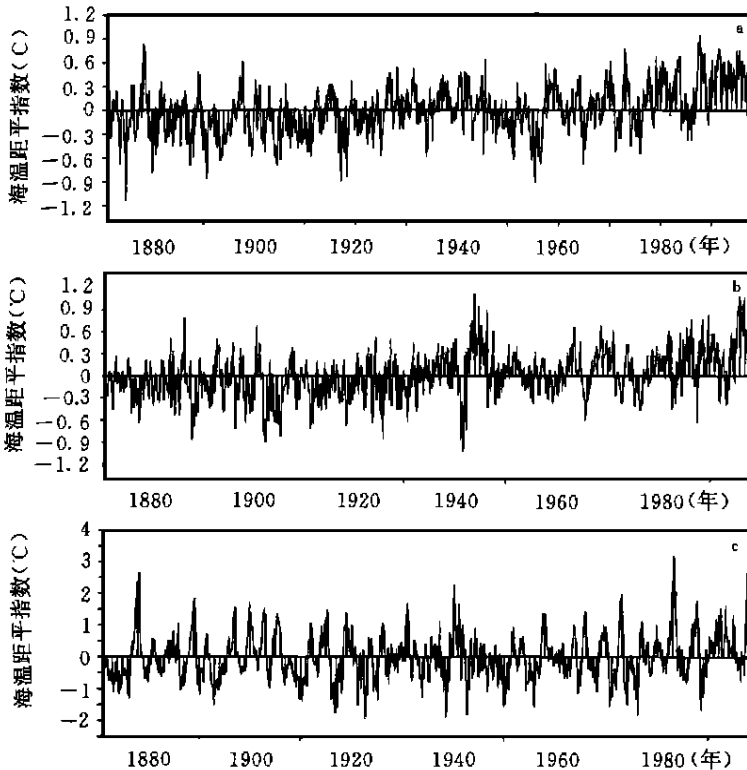


图 3 1871 ~ 1997 年逐月区域平均的 SST 距平指数序列

(a. 赤道印度洋(10 S ~ 10 N, 60 ~ 100 E), b. 西太平洋暖海区

(5 S ~ 5 N, 135 ~ 160 E), c. Niño 3 区(5 S ~ 5 N, 150 ~ 90 W); 单位: )

为检验 Ind 1 区指数的代表性,将标准化后的指数序列与全球 SST 逐点作线性回归分析,得到的回归系数分布型如图 4 所示。在物理内涵上,它表示 Ind 1 区 SST 指数变化一个标准偏差,全球 SST 所发生的相应变化。由图 4 可见,当赤道印度洋海温有一个标准偏差的正距平扰动时,整个印度洋海温都普遍升高,尤其是位于 20 S 以北的热带印度洋

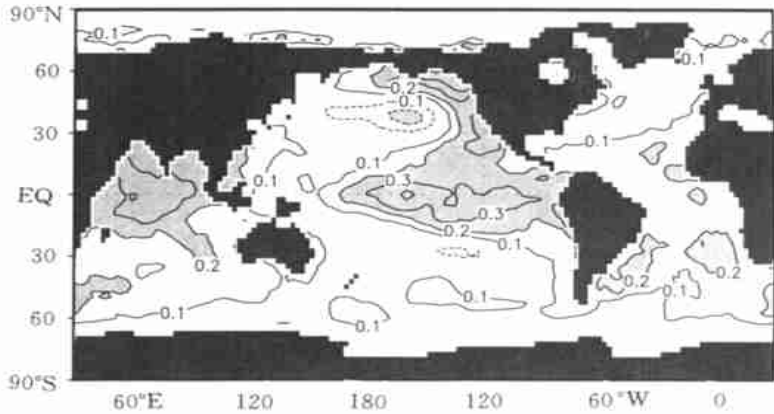


图4 标准化后的赤道印度洋 SST 距平指数与全球 SST 的回归系数分布  
(阴影区表示回归系数大于 0.2; 单位:  $1/\sigma$ )

区域, 增温幅度在 0.2 以上。因此, 印度洋 SST 的变化, 具有较强的整体一致性。

印度洋气候变化的整体一致性, 使得我们在开展有关气候研究时, 可以将整个热带印度洋作为一个整体来考虑。与 Ind 1 区的定义相似, 将  $20^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$ ,  $40^{\circ} \sim 100^{\circ}\text{E}$  范围内的整个热带印度洋定义为 Ind 2 区, 由此得到的月平均 SST 距平序列的总体演变趋势和图 3a 一致, 特别是 20 世纪 50 年代中期以来的持续增暖趋势基本相同(图略)。两个序列间的相关系数达到 0.95。因此, 赤道印度洋的 SST 距平指数, 可以代表  $20^{\circ}\text{S}$  以北的整个热带印度洋的变化情况。

对消除气候季节循环后的印度洋区域( $60^{\circ}\text{S} \sim 25^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ ) 的 SST 距平场的经验正交函数(EOF) 分解, 第一个特征向量的空间分布如图 5a 所示, 它解释了总方差的 27.6%; 与之相对应的时间系数(即主分量) 见图 5b。图 5a 揭示的是全印度洋一致的变率信号, 它所对应时间系数的演变特征, 和图 3a 中赤道印度洋的变化基本一致, 特别是 50 年代以来的持续增暖趋势。图 5b 与图 3a 中赤道印度洋 SST 距平指数的相关系数为 0.66, 超过 99% 的信度水平。因此, 图 5 实际上从另一个角度, 揭示了印度洋气候变化的整体一致性特点。

尽管印度洋气候变化有很强的整体一致性, 但南印度洋西风漂流区的 SST 变化, 依然呈现出不同于北印度洋的特征, 例如图 5a 的变率中心位于南极绕极环流的  $45^{\circ}\text{S}$ ,  $50^{\circ}\text{E}$  附近, 而  $20^{\circ}\text{S}$  以北的热带印度洋变率则相对较弱。该特点和图 1 中 SST 标准偏差的分布特征是吻合的。同时, 在图 4 中, 伴随着赤道印度洋的 SST 正距平扰动, 南印度洋尽管同时增暖, 但是幅度较之热带印度洋要弱得多。因此, 南印度洋的 SST 变化, 与热带印度洋有联系但也有区别。

在图 4 中值得注意的是, 当赤道印度洋 SST 出现异常时赤道中东太平洋 SST 的变化。当赤道印度洋 SST 有一个标准偏差的正距平扰动时, 赤道中东太平洋的同时增温幅度, 可以达到  $0.3 \sim 0.4$ , 其强度和赤道印度洋大致相当。同时, 东太平洋北美沿岸海温出现正距平, 而中纬度北太平洋海温则出现负距平。

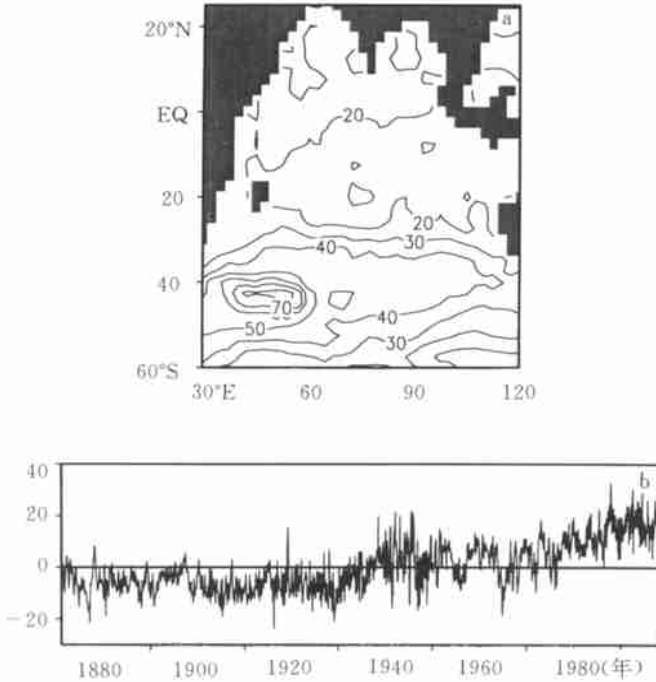


图 5 印度洋区域 SST 距平场的第一个特征向量(a)和与之对应的主分量(b)

#### 4.2 印度洋与赤道中东太平洋

有证据表明, 在发生 El Niño 期间, 赤道印度洋存在 SST 异常<sup>[5]</sup>。为检验印度洋 SST 变化与赤道中东太平洋可能存在的联系, 图 3c 给出了 Nino 3 区(5 S ~ 5 N, 150 ~ 90 W) 的月平均 SST 距平序列。将该指数序列与全球 SST 距平逐点求相关, 得到的分布型如图 6a 所示。只有 20 S 以北的热带印度洋相关性比较显著, 赤道印度洋的相关系数普遍超过 0.3。这意味着在赤道中东太平洋 SST 变暖期间, 印度洋的变暖主要集中在其热带部分, 在南印度洋则不明显。吴国雄等<sup>[8]</sup>发现在 1979 ~ 1992 年间, 赤道东太平洋和赤道中印度洋(10 S ~ 10 N, 60 ~ 90 E) SST 的年际变化, 存在着显著的正相关。他们所定义的赤道中印度洋的区域, 恰好位于图 6a 的阴影区内。实际上, 图 6a 所示相关系数在热带大洋的分布特征, 和吴国雄等文中的图 5a 给出的 EOF 空间分布型很相似。因此, 文中的结果与他们的分析一致。Tourre 和 White(1995)对 1979 ~ 1991 年资料的分析, 得到了同样的结果, 他们据此指出“太平洋和印度洋的 El Niño 信号是同位相的”<sup>[5]</sup>。不过, “El Niño 信号”是一容易引起误解的提法, 在其论文中, 它仅指在赤道中东太平洋变暖期间, 印度洋 SST 所表现出的类似变暖现象。

为了分析印度洋 SST 变化与赤道中东太平洋 SST 变化的关系, 图 6b 给出了 Nino 3 区 SST 距平指数序列与全球赤道 SST 距平的超前(落后)相关分布。从中可见最好的相关关系发生在赤道印度洋滞后 Nino 3 区约 4 ~ 5 个月左右, 在赤道中东印度洋最大相关系数达到 0.4。据此推测, 赤道印度洋 SST 的变暖, 可能是对赤道中东太平洋 SST 变化的响应, 但机制并不清楚。印度尼西亚穿越流是连接印度洋和西太平洋的唯一通道, 但围绕着

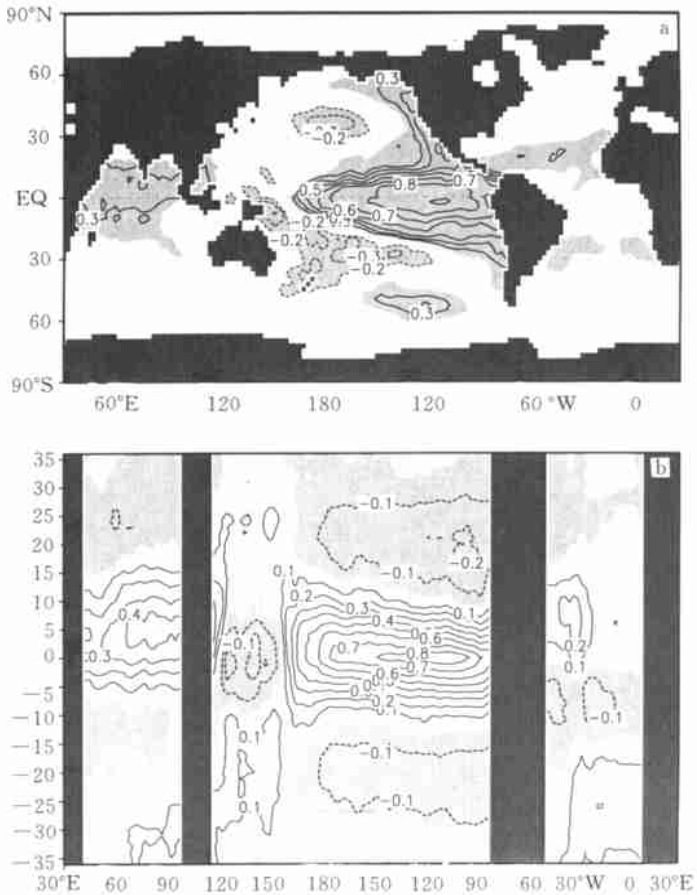


图 6 Nino 3 区指数序列与全球 SST 距平的相关分布型(a) 及其与赤道 SST 距平的超前(落后)相关, 纵坐标的负(正)值表示其它大洋超前(落后)于 Nino 3 区指数(b); (阴影区表示信度超过 95%)

它的作用, 目前学术界的争议很大, 目前尚没有证据能够表明热带印度洋和太平洋相互间能够通过它传播 El Niño 型 SST 异常信号<sup>[5]</sup>。与海洋过程相反, 有证据表明, 印度洋和太平洋能够通过大气发生耦合作用, 例如吴国雄等(1998)基于观测资料提出了赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合图像, 并利用它来说明印度洋上空纬向风异常对 ENSO 的触发作用<sup>[6]</sup>; Barnett<sup>[2]</sup>和 Meehl<sup>[3]</sup>也曾指出季风异常与 ENSO 的可能联系。因此, 热带印度洋和赤道中东太平洋 SST 基本同位相的变暖现象, 如果二者间存在物理上的联系, 那么这种联系很可能是通过大气实现的。

此外, 热带大西洋对中东太平洋 SST 变化的响应, 也落后 Nino 3 区 5~6 个月, 但最大相关系数位于 20°N 附近, 而不是赤道大西洋(图略)。

#### 4.3 印度洋与西太平洋暖池

气候学上习惯于将西太平洋月平均 SST 高于 28 的部分称为暖池区。Ramanathan<sup>[14]</sup>将 10°S~10°N, 140~170°E 的区域定义为西太平洋暖池。本文的暖池区, 界

定在  $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $135^{\circ} \sim 160^{\circ}\text{E}$  的范围之内。根据作者的比较, 两种定义方法得到的 SST 距平指数序列, 在整体趋势上没有大的差别, 只是振幅略有不同。本文之所以将暖池界定在南北纬 5 度的范围之内, 更多地考虑到与 Nino 3 区定义的呼应问题。

对月平均 SST 距平在暖池区求平均, 以此作为西太平洋暖池指数, 得到 1871 ~ 1997 年的长时间序列(见图 3b)。暖池区 SST 扰动的一个显著特征, 是振幅远小于赤道中东太平洋, 而与赤道印度洋大致相当。20 世纪西太平洋暖池变化的显著特点, 是 50 年代以来的持续增暖趋势, 这和赤道印度洋的增暖趋势大致对应。将图 3b 所示暖池指数序列与图 3a 所示赤道印度洋的指数序列求相关, 得到的相关系数为 0.24, 达到 95% 的信度, 表明西太平洋暖池区 SST 的变化, 与赤道印度洋变化相互间存在一定联系。

相关分析表明, 与西太平洋暖池区变化联系较强的, 主要是南印度洋的西风漂流区和赤道以北印度洋的部分区域。此外, 南太平洋辐合带(SPCZ)、赤道大西洋和北太平洋也有显著的相关区(图略)。

由于暖池区 SST 的扰动, 不像赤道中、东太平洋那样强劲, 因此, 本文采用合成分析技术, 比较暖池区极端冷、暖变化情况下的温度差异。将图 3b 所示暖池指数序列标准化, 以一个标准偏差为界, 高于一个正标准偏差的所有月份, 总计 218 个, 取其平均值代表暖异常月份; 低于一个负标准偏差的所有月份, 总计 222 个, 取其平均值代表冷异常月份。暖异常月减去冷异常月, 得到的差值场如图 7 所示。西太平洋暖池区 SST 的变化幅度, 可以达到 1.0。与其相对应, 南印度洋西风漂流区(以及北太平洋)的温度变化最多也可达到 1.0, 而赤道北印度洋的温度变化, 只有 0.3 左右。因此, 赤道北印度洋 SST 的变化, 与西太平洋暖池同号, 但是其扰动幅度, 较之南印度洋西风漂流区要弱得多。

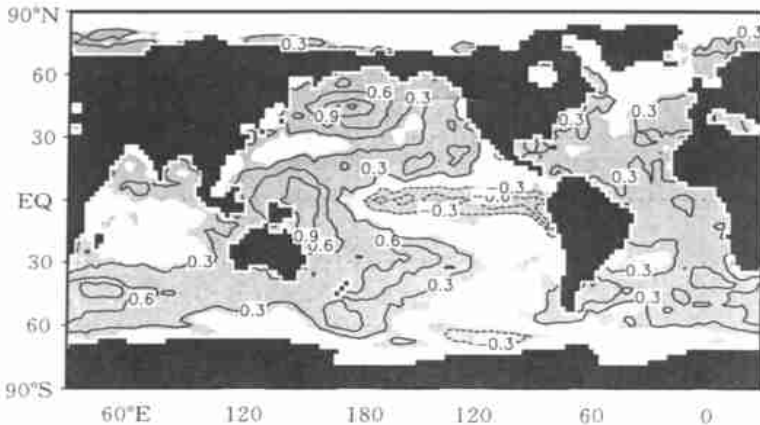


图 7 西太平洋暖池区极端冷、暖月份 SST 差值场的合成分析  
(单位:  $^{\circ}\text{C}$ ; 等值线间隔为 0.3; 阴影区表示温度变化幅度超过  $\pm 0.2$ )

赤道中东太平洋、西太平洋暖池区 SST 的变化, 都与赤道北印度洋成正相关或同号, 而赤道中东太平洋与西太平洋暖池区 SST 彼此间的年际变化, 则常是反号的。因此, 多种因素的共同影响, 使得探讨印度洋的 SST 变率机制, 成为一件困难的事情。

#### 4.4 印度洋的年代际气候变率

为进一步检验印度洋 SST 的年代际变率特征, 将图 3a 所示的赤道印度洋 SST 距平



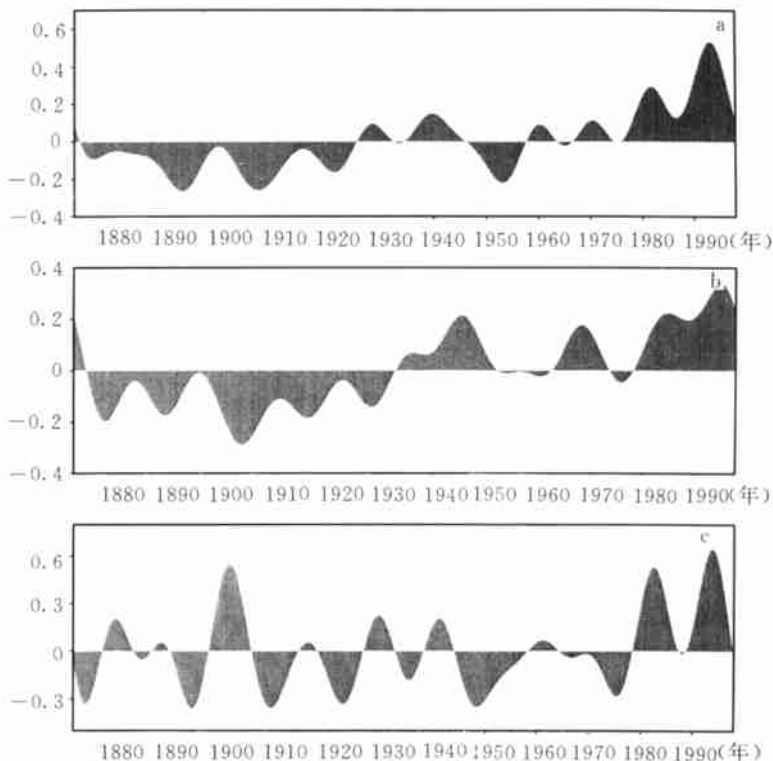


图 8 同图 3, 但为滤掉 10 a 以下尺度气候变率后的结果(单位: )

序列通过谐波分析进行滤波处理, 只保留 10 a 及其以上尺度的变率(图 8a)。同时, 对西太平洋暖池和 Niño 3 区的 SST 距平序列做类似的滤波处理(分别见图 8b, c)。对比之下, 发现赤道印度洋和西太平洋暖池区在年代际的时间尺度上, 演变趋势非常相似: 赤道印度洋, 在 20 世纪 20 年代中期以前, 温度偏低, 随后特别是 50 年代后期以来, 则持续增暖, 到 90 年代中期, 增温幅度接近 0.6 ; 西太平洋暖池区, 20 世纪 30 年代早期以前, 温度偏低, 50 年代以来, 温度则持续升高, 到 90 年代中后期, 增温幅度接近 0.3 , 大致为赤道印度洋增温幅度的一半。将图 8a, b 所示的两个时间序列求相关, 相关系数为 0.74。而 Niño 3 区的年代际变率特征, 则明显和前两者不同。

#### 4.5 南印度洋气候变化的独特性

上文指出, 南印度洋西风漂流区 SST 的变化, 与热带印度洋有联系, 也有区别。实际上, 对印度洋区域 SST 距平做经验正交函数分解, 得到的第二个特征向量, 其空间分布型反映的就是 30°S 以北的北印度洋与南印度洋相反的变化趋势, 它解释了总方差的 11.0% (图略)。为定量表述南印度洋西风漂流区的变化, 按照图 1 中 SST 标准差的分布, 选定 47.5°~35.5°S, 42.5°~77.5°E 的范围, 对其 SST 距平求区域平均, 以此作为南印度洋 SST 距平指数, 结果如图 9a 所示。图 9b 为利用谐波分析技术对图 9a 进行滤波处理, 去掉 10 a 以下尺度变率后的结果。南印度洋 SST 变化的显著特征, 是振荡幅度远大于热带印度洋; 例如, 热带印度洋的 SST 振荡幅度很少超过 1.0 , 而南印度洋 SST 的振荡幅度, 则基本都在 1.0 以上。将图 9a 所示指数序列分别与图 3 中的赤道印度洋、暖池区 SST 序列求

相关,得到的相关系数分别为 0.28 和 0.36, 都达到了 95% 的信度水平, 表明南印度洋 SST 的变化与暖池的联系, 要强于热带印度洋。

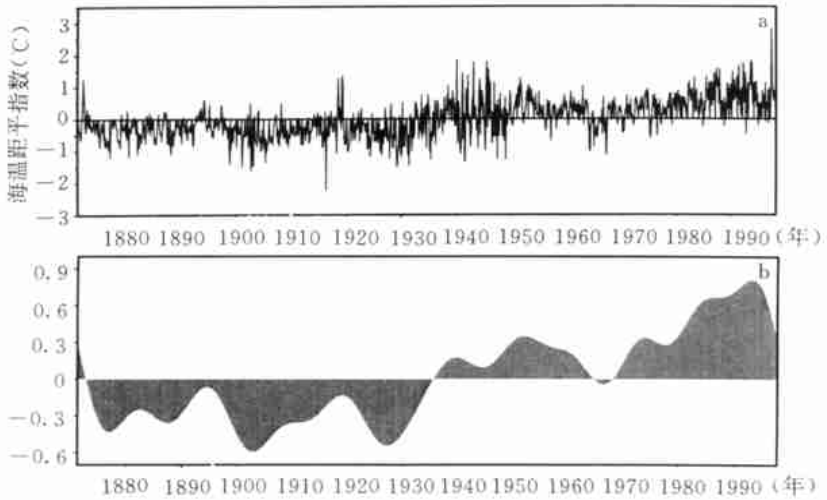


图 9 南印度洋(47.5~35.5°S, 42.5~77.5°E)区域平均月 SST 距平指数序列(a)及其滤掉 10 a 以下尺度变率后的结果(b) (单位: °C)

在年代际及其以上尺度(图 9b), 南印度洋的演变特征和西太平洋暖池、赤道印度洋非常相似; 将其分别与图 8a, b 求相关, 得到的相关系数分别为 0.85 和 0.69, 同样是与暖池区的相关性强于赤道印度洋。

综上所述, 南印度洋 SST 的变化, 与西太平洋暖池区的变化, 存在着非常一致的协调性。

## 5 总 结

本文利用时间连续性相对较为理想的 GISST 资料, 分析了 20 世纪印度洋的气候特征, 揭示了其变化趋势与特点, 探讨了它与赤道中、东太平洋和西太平洋暖池区气候变化之间的联系, 主要结果总结如下:

(1) 北印度洋 SST 的季节变化具有鲜明的季风特征, 在西南季风爆发期, 海温达到全年最冷。阿拉伯海 SST 季节变化的季风特征, 较之孟加拉湾要强得多。南印度洋的季节循环特征较为合乎常规, 大致落后太阳辐射季节循环 2 个月左右。赤道西印度洋 SST 的季节循环受季风影响显著, 而赤道中、东印度洋 SST 的季节循环特征则不甚明显。

(2) 印度洋特别是 20°S 以北的热带印度洋 SST 变化, 具有显著的整体一致性, 自 20 世纪 50 年代中期以来, 存在持续变暖的趋势, 赤道印度洋增暖了大约 0.6 °C。伴随着赤道中东太平洋的变暖, 20°S 以北的热带印度洋海域存在着同样的变暖现象; 赤道印度洋 SST 与 Nino 3 指数的相关, 在滞后 Nino 3 指数 4~5 个月左右达到最大, 最大相关位于赤道中印度洋。

(3) 20 世纪 50 年代中期以来, 西太平洋暖池区增暖了大约 0.3 °C。暖池区 SST 的变化, 与南印度洋的西风漂流区、赤道北印度洋存在显著的正相关。伴随着暖池区 SST 的振

荡, 南印度洋西风漂流区的 SST 变化幅度, 明显大于赤道北印度洋。在年代际的时间尺度上, 赤道印度洋(热带印度洋)、西太平洋暖池区的变率特征, 呈现出较强的一致性。

(4) 南印度洋 SST 的变化, 与热带印度洋有联系也有区别, 其 SST 的年际变率幅度, 远强于热带印度洋; 同时, 南印度洋与西太平洋暖池区的变化, 存在着非常一致的协调性, 特别是在年代际的低频变率上。

## 6 讨 论

上文基于 SST 资料的分析, 揭示了印度洋气候变率的基本特征, 对于其中所蕴涵的物理过程或物理意义, 有必要在未来的工作中, 进行较为深入的分析。这里仅就几个关键问题, 围绕着未来的工作方向, 进行初步的讨论。

(1) 关于北印度洋 SST 的季节变化, 其鲜明的季风特征, 在 Donguy 等利用测站资料所开展的的分析中, 也得到反映<sup>[15]</sup>。这里我们关心的是印度洋 SST 的年际变率。前文已经指出, 印度洋 SST 变化具有很强的整体一致性, 这在前人的工作中, 已经有所反映, 例如在较长的时间里, 人们已经注意到整个热带印度洋 SST 变率的主导模, 没有组织有序的结构、且为全场同号<sup>[16~17]</sup>。比较本文的图 4 和图 6a 可以发现, 二者在空间型上也有相似之处。那么, 上述现象之间是否存在内在的、物理上的联系呢? 作者认为, 它们实际上是全球尺度上的 'El Niño 型' 的若干组成部分。作为对该观点的佐证, 对 30 S ~ 50 N 范围内、印度洋和太平洋区域 1958 ~ 1994 年逐月的 SST 距平做 EOF 分解, 其第一个空间型如图 10a(见封 3) 所示, 它解释了总方差的 54%, 在进行经验正交函数分解以前, 对资料在时间维上进行了 11 点低通滤波, 以滤去尺度小于 1 a 的变率信号(intra-annual variability)。很明显, 对于赤道中东太平洋而言, 它反映的是 El Niño 信号。对该模态所对应的时间系数做 Morlet 子波变换, 其实部所揭示的周期变化如图 10b 所示, 其主导性周期为 3 ~ 4 a, 亦即 ENSO 尺度。因此, 图 10a 揭示的正是一种 El Niño 型的 SST 距平分布。比较图 4、图 6a、图 10a, 不难发现, 三者空间型上是较为一致的。

(2) 为进一步说明该问题, 我们将 Niño 3 区指数与全球 SST 距平求相关, 得到的相关系数空间分布型如图 11(见封 3) 所示, 亦即全球尺度上的 'El Niño 型'。需作说明的是, 尽管分析的方法不同、定义的 El Niño 信号敏感区也有所区别, 图 11 与 Pan 和 Oort<sup>[18]</sup> 的全球 'El Niño 型' 是非常相近的。因此, 图 4 和图 6a 中的印度洋和北太平洋信号, 有理由被认为是 ENSO 事件的响应, 而这种响应, 是通过 "大气桥" (而非海洋过程) 实现的。如图 10a、图 11 所示, 中纬度北太平洋对 ENSO 事件的响应, 在中太平洋表现为负距平, 在东太平洋北美沿岸则表现为正距平。对于导致这种 SST 距平型的机制, Graham 等<sup>[19]</sup>、Lau 和 Nath<sup>[20]</sup> 提出了 "大气桥" 理论, 即赤道中东太平洋 El Niño 型异常导致中纬度大气环流异常, 大气环流的变化, 在海气界面上, 通过引起热通量变化及影响海洋混合层过程, 从而最终造成如上所述 SST 异常。

(3) 我们将 "大气桥" 理论移植到热带印度洋, 即赤道中东太平洋 El Niño 型异常导致印度洋上空大气环流异常, 大气环流的变化进一步导致热带印度洋 SST 的变化。这种推理是言之有据的: 首先, 尽管热带印度洋 SST 的增暖与赤道中东太平洋基本同位相, 但增幅达到最大的时间要滞后于赤道中东太平洋 4 ~ 5 个月, 意味着它是对赤道中东太平洋变

化的响应, Wallace 等<sup>[21]</sup>、Latif 和 Barnett<sup>[22]</sup> 也持相似观点; 第二, Venzke 等最近利用海气耦合模式的研究表明, 热带印度洋的变暖同样滞后赤道中东太平洋大约 4 个月, 并且印度洋 SST 的这种变暖是海气界面上热通量变化的结果<sup>[23]</sup>。Kiladis 和 Diaz 也支持 ENSO 事件通过“大气桥”对热带印度洋 SST 变化的强迫作用<sup>[24]</sup>。因此, 尽管热带印度洋存在被认为是独立于 ENSO 事件的变率特征, 例如所谓的“偶极子”现象<sup>[25, 26]</sup>, 但与 ENSO 事件相联系的年际尺度变率的确存在。今后所应该关注的, 是这种 El Niño 型增暖对大气的强迫(反馈)作用, 热带印度洋的这种“El Niño 型增暖”对大气的强迫作用, 是不容忽视的\*。

(4) 值得关注的问题, 是暖池、南半球副热带印度洋与全球气候特别是东亚气候变化之间的联系, 以及造成暖池与南半球副热带印度洋变率有着较好一致性的原因。Yu 等基于观测资料的分析发现, 中国中东部地区的夏季风降水与暖池区 SST 变化、南半球副热带印度洋的 SST 变化相关显著<sup>[27]</sup>; 有证据显示, 东亚夏季风的年代际变率, 同样与南半球副热带印度洋的 SST 变化有着非常显著的联系\*\*。那么, 造成这种联系的物理机制是什么? 答案目前并不清楚。我们注意到, 在印度洋, 与东亚夏季风降水相关显著的 SST 距平的空间型, 和 Behera 等<sup>[28]</sup>最近发现的副热带印度洋“SST 偶极子”的结构吻合得非常好。关于西太平洋暖池与南半球副热带印度洋之间的联系, 前文已经提到, 目前尚没有证据能够表明太平洋的 El Niño 信号能够通过印度尼西亚通道传播到热带印度洋, 但有证据表明, 印度尼西亚通道可能是联系暖池和南半球副热带印度洋 SST 变化的一个纽带, Hirst 和 Godfrey<sup>[29]</sup>、Godfrey 等利用海洋环流模式、Schneider<sup>[30]</sup>利用海气耦合模式所进行的数值试验表明, 印度尼西亚通道的作用在于, 它有助于东印度洋特别是澳大利亚西海岸、南半球副热带印度洋(20~40°S) SST 的升高。应该说, 探讨这其中的物理过程, 及其对东亚气候的潜在影响, 是一个极具吸引力、但也颇具挑战的问题。

## 参考文献

- 1 Webster P J, Magana V O, Palmer T N. Monsoon: Process, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 1998, 103(c7): 14451 ~ 14510
- 2 Barnett T P. Interaction of the Monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part III: A partial anatomy of the Southern Oscillation. *Mon Wea Rev*, 1984, 112(12): 2388 ~ 2400
- 3 Meehl G A. A coupled air-sea biennial mechanism in the tropical Indian and Pacific regions: Role of the oceans. *J Climate*, 1993, 6: 31 ~ 41
- 4 Latif M, Sterl A, Assenbaum M, et al. Climate variability in a coupled GCM. Part II: The Indian Ocean and monsoon. *J Climate*, 1994, 7: 1449 ~ 1462
- 5 Tourre Y M, White W B. ENSO signals in global upper-ocean temperature. *J Phys Oceanogr*, 1995, 25: 1317 ~ 13326
- 6 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 I. 资料分析. *大气科学*, 1998, 22(4): 470 ~ 480

\* Zhou Tianjun, and Li Zhaoxin, Response of an AGCM to the forcing of anomalous SST in the tropical Indian Ocean and the Pacific associated with El Niño event, In: Annual Report of National Key Laboratory of Numerical Modelling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Beijing, LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 2000, 1- 45.

\*\* 薛锋, 东亚夏季风的年代际变率特征及其与全球 SST 异常的关系(私人通讯)

- 7 Jury M R. A climatic dipole governing the interannual variability of convection over the SW Indian Ocean and SE Africa region. *Trends in Geophysical Research*, 1992, 1: 165 ~ 172
- 8 Rodwell M J, Hoskins B J. Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1996, 122: 1385 ~ 1404
- 9 Kumar A, Hoerling M P. Indian Ocean SST anomalies and their global impact. In: *Proceedings of the Twenty-first Annual Climate Diagnostic and Prediction Workshop*, American Meteorology Society, 1996, 110 ~ 113
- 10 Kawamura R. A rotated EOF analysis of global sea surface temperature variability with interannual and interdecadal time scales. *J Phys Ocean*, 1994, 24: 707 ~ 715
- 11 International CLIVAR Project Office. CLIVAR Initial Implementation Plan, WCRP No. 103, Hamburg, 1997, 231 ~ 258
- 12 Rayner N A, Horton E B, Parker D E, et al. Version 2. 2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set, 1903 ~ 1994, September 1996, Climate Research Technical Note 74 (CRTN74), Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Meteorological Office, London Road, Bracknell, Berkshire RG12 2SY
- 13 Peixoto J P, Oort A H 著, 吴国雄、刘辉等译. 气候物理学. 北京: 气象出版社, 1995. 144pp
- 14 Ramanathan V, Subasilar E, Zhang G J, et al. Warm pool heat budget and shortwave cloud forcing: A missing physics? *Science*, 1995, 267: 499 ~ 502
- 15 Donguy J R, Meyers G. Seasonal variations of sea surface salinity and temperature in the tropical Indian Ocean. *Deep Sea Res. Part I*, 1996, 43: 117 ~ 138
- 16 Weare B C. A statistical study of the relationship between ocean temperature and the Indian monsoon. *J Atmos Sci*, 1979, 36: 2279 ~ 2291
- 17 Perigaud C, Delecluse P. Interannual sea level variations in the tropical Indian Ocean from geosat and shallow water simulations. *J Phys Oceanogr*, 1993, 23: 1916 ~ 1934
- 18 Pan Y H, Oort A H. Correlation analyses between sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific and the World Ocean. *Clim Dyn*, 1990, 4: 191 ~ 205
- 19 Graham N E, Barnett T P, Wille R, et al. On the roles of tropical and midlatitude SSTs in forcing interannual to interdecadal variability in the winter Northern Hemisphere circulation. *J Climate*, 1994, 7: 1416 ~ 1441
- 20 Lau N C, Nath M J. The role of the "atmospheric bridge" in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *J Climate*, 1996, 9: 2036 ~ 2056
- 21 Wallace J M, Rasmusson E M, Mitchell T P, et al. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: lessons from TOGA. *J Geophys Res*, 1998, 103 (C7): 14241 ~ 14259
- 22 Latif M, Barnett T P. Interactions of the tropical oceans. *J Climate*, 1995, 8: 952 ~ 964
- 23 Venzke S, Latif M, Villwock A. The coupled GCM ECHO-2. Part II: Indian Ocean response to ENSO. *J Climate*, 2000, 13: 1371 ~ 1383
- 24 Kiladis G N, Diaz H F. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J Climate*, 1989, 2: 1069 ~ 1090
- 25 Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, 401: 360 ~ 363
- 26 Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997 ~ 98. *Nature*, 1999, 401: 356 ~ 360
- 27 Yu R C, Zhang M H, Yu Y Q, et al. Summer monsoon rainfalls over Mid-Eastern China lagged correlated with global SSTs. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, 18: 179 ~ 196
- 28 Behera S K, Yamagata T. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28: 327 ~ 331
- 29 Hirst A C, Godfrey J S. The role of the Indonesian Throughflow in a global ocean GCM. *J Phys Oceanogr*, 1993, 23: 1057 ~ 1086
- 30 Schneider N. The Indonesian throughflow and the global climate system. *J Climate*, 1998, 11: 676 ~ 689

# ON THE VARIABILITY OF THE INDIAN OCEAN DURING THE 20TH CENTURY

Zhou Tianjun Yu Rucong Li Wei Zhang Xuehong

*(State Key Laboratory of Numerical Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics  
(LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)*

## Abstract

Unlike the Atlantic and the Pacific, our knowledge on the Indian Ocean is relatively deficient. Some evidences indicate that the Indian Ocean might have connections with the Asian–Australian monsoon system, ENSO phenomena and the African monsoon system. Thus, detecting the role of the Indian Ocean in global climate variability is of great value. Based on the Global sea-ice and Sea Surface Temperature dataset (GISST), which has a relatively ideal time consistency, the variability of the Indian Ocean during the 20th century, together with its link to east equatorial Pacific and Western Equatorial Warm Pool (WEWP), has been surveyed in this paper. The results show that the seasonal variation of northern Indian Ocean surface temperature (SST) is dominated by the monsoon. During the mature period of the southwest monsoon, the northern Indian Ocean surface temperature experiences its coldest stage of annual cycle. The southern Indian Ocean undergoes a routine seasonal progression, and the SST maximum lags behind the annual cycles of solar heating by about 2 months. While the seasonal cycle of equatorial western Indian ocean is strongly affected by the monsoon, the seasonal variation of middle and eastern equatorial Indian Ocean is not apparent. The Indian Ocean, especially the tropical Indian Ocean north of 20°S, experienced a typically unanimous variation and had a linear trend of sustained warming in the recent 50 years, the mean surface temperature of equatorial Indian Ocean has increased by about 0.6 °C since 1950. The warm anomaly over the Indian Ocean associated with that taking place over East equatorial Pacific concentrates mainly in the tropical Indian Ocean north of 20°S. The strongest response of the equatorial Indian Ocean SST lags the Niño 3 index about 4–5 months. It is also found that the variation of WEWP SST is positively correlated with the equatorial northern Indian Ocean and the west wind drift of the southern Indian Ocean. The decadal scale oscillation of the WEWP SST is similar to that of the equatorial Indian Ocean. While there are evidences indicating the linkage of the southern Indian Ocean to its counterpart of the northern Indian Ocean, unique features of the southern Indian Ocean have also been found. The year-to-year deviation of SST over the southern Indian Ocean is far stronger than the tropical part. In the view of statistics, the variation of southern Indian Ocean links coherently with the WEWM, especially on decadal scale.

**Key words:** Indian Ocean, Seasonal cycle, Interannual and decadal scale variability.

# 周天军等：20 世纪印度洋气候变率特征分析

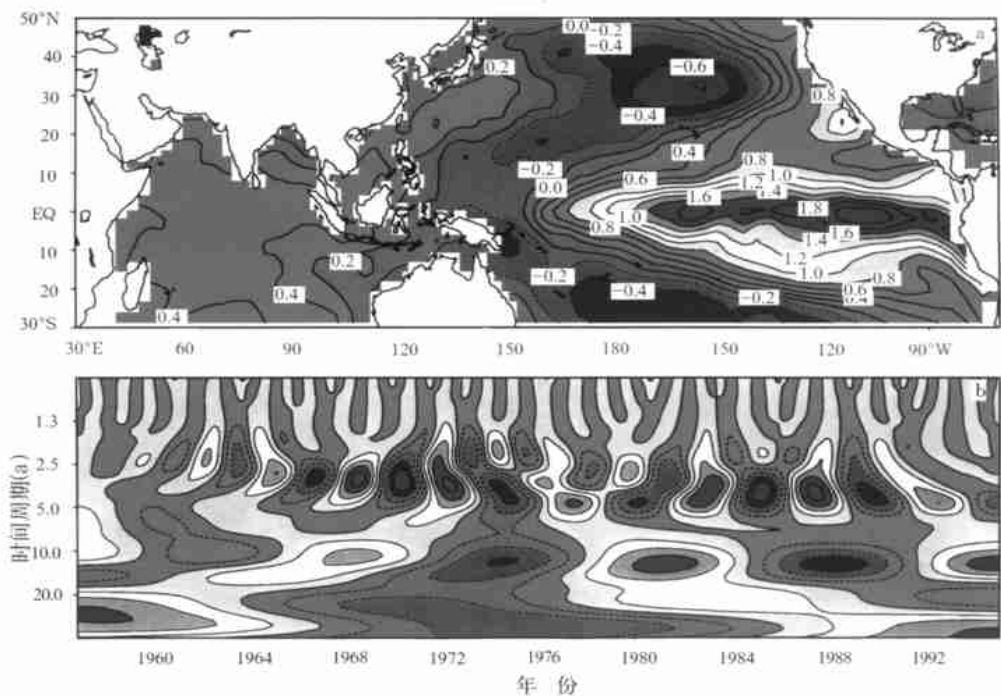


图 10 1958-1994 年逐月 SST 距平作 EOF 分解得到的第一个模态(a)及其对应的时间系数的周期分布(b)  
(图 a 中的回归系数扩大了 2.5 倍)

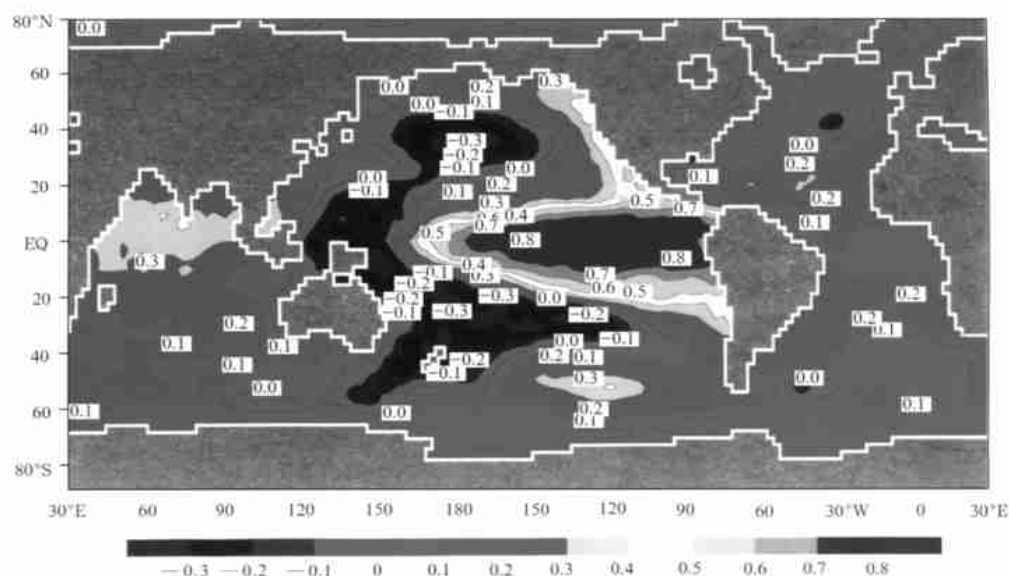


图 11 1871-1997 年逐月 Nino 3 区指数与全球 SST 距平的相关系数分布