

南印度洋副热带偶极子的年代际转变特征*

刘 凯^{1,2} 冯俊乔² 鲁云龙² 段 华¹

(1. 山东科技大学 山东青岛 266590; 2. 中国科学院海洋环流与波动重点实验室 山东青岛 266071)

摘要 为了增进对南印度洋副热带偶极子(Subtropical Indian Ocean Dipole, SIOD)年代际变化的认识,基于 Hadley 中心的海表面温度(sea surface temperature, SST)、美国国家环境预报中心的大气再分析数据集 I (NCEP-NCAR Reanalysis1, NCEP)的大气再分析数据和欧洲中期天气预报中心的海洋再分析数据(Ocean Reanalysis System 4, ORAS4)等,本文分析了 1958~2020 年 SIOD 年代际转变的特征和物理机制。结果显示,2000 年之前,SIOD 存在 2~4 a 和 4~6 a 两个年际主周期,但近 20 a (2000~2020 年)其年际变化周期以 1.5~2.0 a 为主。与此同时,SIOD 的空间特征及其强度在 1987 年和 2004 年左右出现了两次显著的年代际转变:1958~1986 年(P1)期间强度最大,1987~2003 年(P2)期间最弱,2004~2020 年(P3)期间居中;P1 期间 SIOD 的最大正 SST 异常(sea surface temperature anomalies, SSTA)中心位于(46°~80°E, 44°~28°S),P2 期间向西南移动到(35°~65°E, 48°~34°S),同时负 SSTA 中心较 P1 期间向南北方向延伸,P3 期间正、负 SSTA 中心又回到 P1 时期的位置。相关分析结果表明,SIOD 的年代际变化受南极涛动(Antarctic Oscillation, AAO)和厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)的影响。P1 期间,SIOD 与 AAO 存在较强正相关。在研究时段,除 1982~1993 年期间 ENSO 与 SIOD 的关系不显著外,其他时段均呈显著负相关。海洋混合层热收支分析进一步研究发现,AAO 与 ENSO 主要通过调制马斯克林高压(Mascarene high, MH)而影响海表面热通量(特别是潜热通量)的变化,进而影响 SIOD。

关键词 海表面温度;南印度洋副热带偶极子;年代际变化

中图分类号 P732 **doi:** 10.11693/hyhz20221200325

印度洋是亚洲夏季风的发源地,资料统计和数值模式研究都显示印度洋上的气候变化会对周边国家甚至偏远地区的农业、渔业和公共卫生产生重大影响(Rai *et al.*, 2008; Cao *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2017, 2019; Gong *et al.*, 2019)。南印度洋(South Indian Ocean, SIO)海表面温度异常(sea surface temperature anomalies, SSTA)在向非洲南部输送水汽方面起着关键作用(Behera *et al.*, 2001; Chiodi *et al.*, 2007; Malherbe *et al.*, 2014; Jury, 2015),能促进印度季风的发展(Shahi *et al.*, 2018),调节非洲降水对厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)信号的响应,造成洪水和干旱等极端事件(Reason, 2001; Xue *et al.*, 2004; Reason *et al.*, 2005; Manatsa *et al.*, 2008)。SIO 海表面

温度(sea surface temperature, SST)变率能影响局地大气环流,通过调制海洋大陆异常对流加热和水汽输送,对中国夏季降雨分布产生较大影响(Cao *et al.*, 2014; Jin *et al.*, 2017)。Zhang 等(2019)在研究印度洋上层海洋变化时提出,SIO 气候变率能导致该区域海平面显著变化,另外,南非疟疾发病率也与南印度洋 SST 的年际变化显著相关(Behera *et al.*, 2018)。因此了解南印度洋 SST 的年际及年代际气候变率,不仅对印度洋盆地,还对非洲南部以及东亚等地区的气候预测和卫生安全具有重大意义。

Saji 等(1999)发现热带印度洋(Tropical Indian Ocean, TIO)中一种重要的海气耦合模态——印度洋偶极子(Indian Ocean dipole, IOD),是 TIO 纬向范围

* 国家自然科学基金项目,41976027 号;国家自然科学基金项目,41730534 号。刘 凯,硕士研究生, E-mail: 2313066368@qq.com
通信作者: 冯俊乔,硕士生导师,副研究员, E-mail: fengjunqiao@qdio.ac.cn
收稿日期: 2022-12-12, 收修改稿日期: 2023-03-09

的 SSTA 现象, 表现为 SST 在苏门答腊岛和 TIO 西部之间的反相变化。此后, SIO 大气环流气候变率备受关注。Behera 等(2001)在研究非洲南部降雨时发现了印度洋另一种主要的年际气候模态即南印度洋副热带偶极子(Subtropical Indian Ocean Dipole, SIOD)现象。与 IOD 类似, SIOD 具有明显的季节锁相特征, 在北半球秋季发展, 初春成熟, 初夏衰退, 其显著特征是 SST 在马达加斯加东南部和澳大利亚西部地区之间的跷跷板结构, 正相位表现为 SIO 西南部 SST 正异常而东北部 SST 负异常, 负相位则相反(Xie *et al.*, 2002; Feng *et al.*, 2012)。利用观测和再分析数据, 研究认为南印度洋 SSTA 是印度洋局地海气耦合作用形成的, 主要是由马斯克林高压(Mascarene high, MH)南移导致的潜热通量变化引起(Suzuki *et al.*, 2004; Hermes *et al.*, 2005)。MH 受南半球中高纬度大气环流的调制, 与南半球中高纬度之间出现的大气环流跷跷板现象——南半球环状模显著相关(Fauchereau *et al.*, 2003; Terray, 2011; Morioka *et al.*, 2013; Malherbe *et al.*, 2014), 南半球环状模也被称作南极涛动(Antarctic Oscillation, AAO, Kidson, 1988)。此外, 南极绕极波(White *et al.*, 1996)的变化对副热带高压有一定的影响(Morioka *et al.*, 2013)。Morioka 等(2015a)认为与 SIOD 有关的经向 SST 梯度能够导致对流层的风暴轨道向极地异常移动, 进一步影响 MH 的变化。Chiodi 等(2007)利用观测和同化数据表明, 引起 SSTA 的潜热通量的变化受与水汽异常经向平流相关的近地表湿度的影响。另外, Morioka 等(2010)考虑了混合层深度的年际变率, 并利用海洋环流模式提出, 由于西南极上的混合层深度较浅, 短波辐射对混合层的加热增强, 使得短波辐射在 SST 的异常变化中相对潜热通量更为重要。除上述海气相互作用外, 热带太平洋的海气变率通过大气遥相关也能够触发 SIOD (Morioka *et al.*, 2013; Yan *et al.*, 2013)。

年代际气候变化与农业、渔业和水资源管理等息息相关, 但关于此类研究主要集中在北半球, 例如太平洋年代际振荡(Power *et al.*, 1999)和大西洋年代际振荡(Kerr, 2000), 很少有研究关注南半球气候的低频变化, 特别是南印度洋。研究发现, SIOD 不仅有年际变率, 还存在显著的年代际变率。Yan 等(2013)提出 SIOD 在 1979/1980 年之后振幅减弱; Yamagami 等(2015)也曾指出 SIOD 在 2000~2010 年期间振幅和周期都在减小; 此外, Zhang 等(2022)在研究 SIO 年际气候变率时发现 SIOD 在 1950 年以后在逐渐变弱。

而发生在澳大利亚西海岸附近的 SST 异常变暖的气候模态宁格罗尼诺(Ningaloo Niño)在持续增强(Feng *et al.*, 2013; Zinke *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2022), 表明 SIO 年际气候变率的中心整体在向东移动。Morioka 等(2015b)在研究南非气候潜在来源时发现, SSTA 可以沿南极绕极流从大西洋东传到南印度洋, 但是 1999 年以后这种东传的 SSTA 相对减弱(Morioka *et al.*, 2015b)。Li 等(2019)曾提出, 东南印度洋(Southeast Indian Ocean, SEIO)的 SST 存在明显的年代际变率, 主要归因于海表面热通量的变化, 通过印尼贯穿流的太平洋风场也对 SST 的变化起到促进作用但相对海表面热通量作用较小。尽管已有部分研究讨论了 SIOD 的年代际变率, 但这些研究大多只关注 SIO 年代际气候变率减弱和年际气候变率东移的特征, 对于 SIOD 年代际转变的特征和机制尚不清楚, 很少有研究对这一问题进行深入探讨, 且 21 世纪初期 SIOD 强度的年代际转变也未曾有人提出。为此, 本文在前人的研究基础上, 研究了 1958~2020 年期间 SIOD 的年际变量的变化特征, 进一步利用 AAO、ENSO 与 SIOD 的相关关系, 并结合混合层热收支分析, 探讨了 SIOD 年代际变化的特征及其物理机制。

1 数据与方法

1.1 数据

本文所使用的全球月平均 SST 数据来自英国气象局 Hadley 中心的数据集(HadISST), 水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。使用的大气场资料来自美国国家环境预报中心的大气再分析数据集 (NCEP-NCAR Reanalysis 1, Kalnay *et al.*, 1996), 包括水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的全球 10 m 月平均风场、海表面气压(sea level pressure, SLP)和热通量数据。在本文中, 以上数据的分析期间均为 1958~2020 年。海洋再分析数据来自欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)海洋再分析系统 4 (Ocean Reanalysis System 4, ORAS4, Balmaseda *et al.*, 2013)的数据, 包括月平均温度和流速数据, 该数据垂直方向 5~5350 m 分为 42 层, 水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 由于 ORAS4 数据的时间限制, 次表层数据的分析时间为 1958~2016 年。

1.2 方法

对于每个海洋或大气变量, 首先进行了去趋势处理, 各变量减去其季节循环以获得异常值, 然后应用 3~120 个月的带通滤波得到相应的年际变率。采用

经验正交函数分解(empirical orthogonal function, EOF)、相关分析、滑动方差、小波分析、回归分析与合成分析等统计方法,对上述统计结果检验采用了 Student's *t*-test 方法,并对 EOF 结果进行了蒙特卡罗检验(Overland *et al.*, 1982),其中有效自由度按照 Bretherton 等(1999)定义计算得到。此外为了说明影响 SST 发展的主要过程,本文应用了混合层热收支分析方程:

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = \left(-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y} - v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} - w' \frac{\partial T'}{\partial z} - w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - w' \frac{\partial T'}{\partial z} \right) + \frac{Q'_{\text{net}}}{\rho C_p H} + R, \tag{1}$$

记为

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = U_1 + U_2 + U_3 + V_1 + V_2 + V_3 + W_1 + W_2 + W_3 + Q + R, \tag{2}$$

其中, T 表示海洋温度, u, v, w 表示三维海洋速度场的分量, $\bar{(\)}$ 表示气候平均值, $(\)'$ 表示相对平均的异常值; Q_{net} 是混合层中吸收的净向下短波辐射(Q_{sw})、净向下表面长波辐射(Q_{lw})以及表面潜热通量和感热通量的总和(正热通量表示海洋得热); R 表示除热通量和温度平流之外的模型误差或过程的残差项; $\rho = 1\ 015\ \text{kg/m}^3$ 表示海水密度; $C_p = 4\ 000\ \text{J/(kg}\cdot\text{K)}$

是海水的比热; H 是随时间和空间变化的混合层深度,定义为比海洋表面低 $0.5\ ^\circ\text{C}$ 的深度(Xu *et al.*, 2020)。

2 SIOD 的基本特征

2.1 空间模态

为了获得 SIOD 的时空分布,对南印度洋($30^\circ\sim 120^\circ\text{E}$, $50^\circ\sim 16^\circ\text{S}$) SSTA 进行了 EOF 分析,第一、二模态的解释方差分别为 24.9%和 21.5%,通过了 95%的蒙特卡罗检验,相应的时间序列分别标记为 PC1 和 PC2。如图 1a 所示,第一模态显示 SSTA 的偶极子结构,海温正异常中心位于马达加斯加群岛东南部($45^\circ\sim 80^\circ\text{E}$, $48^\circ\sim 30^\circ\text{S}$),负异常中心位于澳大利亚西部($88^\circ\sim 106^\circ\text{E}$, $34^\circ\sim 18^\circ\text{S}$) (图 1a 矩形区域),定义该结构为 SIOD 的正位相;第二模态呈现出海盆一致增暖现象。根据前人的研究(Behera *et al.*, 2001),在本文中,计算南印度洋副热带偶极子指数(Subtropical Indian Ocean Dipole Index, SIODI)为 SST 变化最显著的两个海区区域平均的 SSTA 之差(图 1a 矩形区域)。该指数与 EOF 第一模态的主成分时间序列相关性达到 0.89,远超过 99%的置信度检验。图 1c 显示出 SIOD 的时间特征具有明显的年际变率,其振幅存在减弱趋势,这与 Yamagami 等(2015)的研究一致。为了更清楚地了解 SIOD 主要周期的可能变化,结合局部小波谱分析和小波全谱(图 2a、2b)发现,2000 年以前,SIOD 的年际主周期为 2~4 a 和 4~6 a,近 20 a 左右(2000~2020 年)

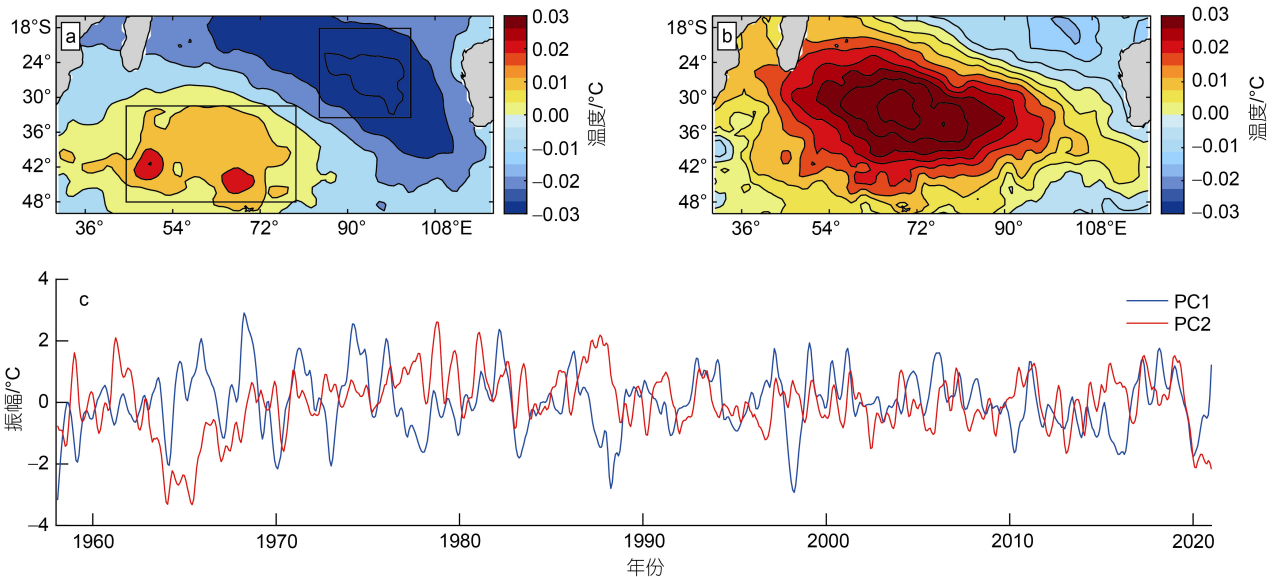


图 1 南印度洋海表面温度异常的经验正交函数分解分析第一模态(a)和第二模态(b)及其时间序列(c)

Fig.1 Spatial pattern of the first (a) and second (b) empirical orthogonal function (EOF) mode, and the time series (c) of the sea surface temperature anomalies (SSTA) in the southern Indian Ocean

注: PC1 表示第一模态的时间序列; PC2 表示第二模态的时间序列; 黑色矩形区域表示正负 SST 异常中心

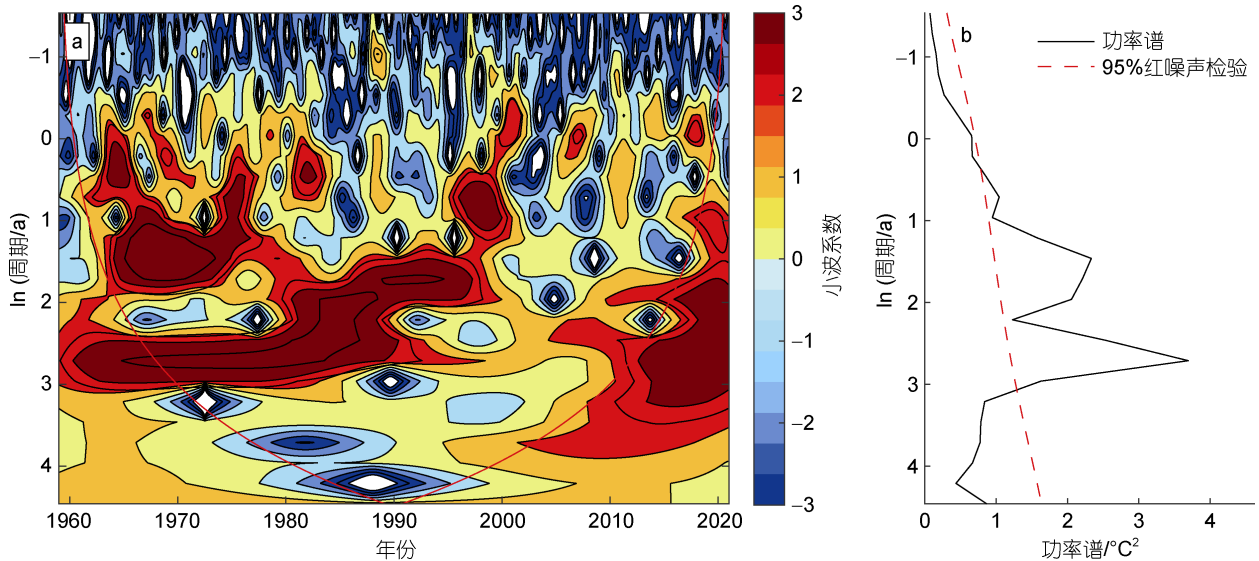


图 2 南印度洋副热带偶极子(SIOD)的局部小波谱分析(a)以及小波全谱分析(b)

Fig.2 Local wavelet power spectra (a) and the global wavelet spectra (b) of the subtropical Indian Ocean dipole (SIOD)

注: a 中红色实线表示 95%置信度水平的红噪声检验的区域

年际主周期缩短为 1.5~2.0 a, 体现了周期越来越短的特点, 相应的小波功率谱的强度也在逐渐变弱(图 2b)。

2.2 季节演变

为了研究 SIOD 的季节变化特征, 文章计算了 SIODI 的月平均标准差, 如图 3 所示, SIOD 在北半球秋季开始发展, 冬季达到峰值。为进一步探究 SIOD 的季节演变过程, 将 3 个月平均的 SSTA、10 m 风场异常、海表面气压异常(sea level pressure anomalies, SLPA)和潜热通量异常回归到 1~3 月[JFM(0)]平均的 SIODI 上, 其中 0 表示 SIOD 达到峰值一年, -1 表示前一年, 如图 4 所示。

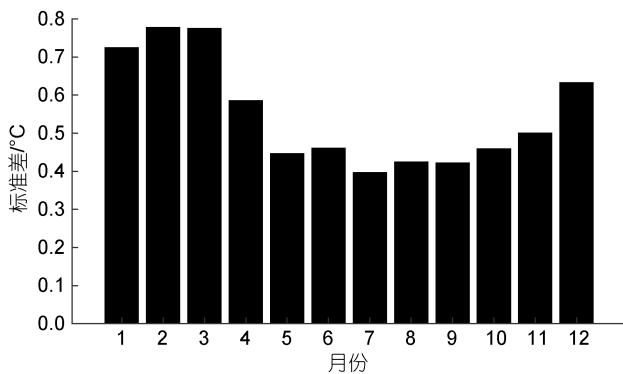


图 3 标准化南印度洋副热带偶极子指数的月平均标准差

Fig.3 Monthly standard deviation of the normalized Subtropical Indian Ocean Dipole Index (SIODI)

在 SIOD 发展初期 7~9 月[JAS(-1)], 在印度洋

32°S 以北平均表层风场为东风, 以南为西风, 这时只有在苏门答腊岛附近存在正 SSTA (图 4a)。10~12 月 [OND(-1)], MH 加强并且南移(图 4f), SIO 形成异常反气旋, 西南极的东北风减弱了背景西风, 减少了蒸发和上层海洋的混合, 使得潜热释放减少(图 4j), 导致正 SSTA (图 4b)。在 SEIO, 异常的东南风使得背景风场增强, 蒸发增强, 潜热通量释放增加, 产生了负 SSTA。同时, 澳大利亚西南侧 SLP 负异常减弱, 35°~50°S 有显著的异常西南风, 将中高纬度干燥的空气带到东南极, 加剧了 SST 的变化, 最终导致 SEIO 和西南印度洋(Southwest Indian Ocean, SWIO)出现了明显的 SSTA 差异。随着反气旋的不断发展, JFM(0)期间, 马达加斯加南部出现北风异常, 增强了低纬暖湿空气的输送, 将温暖潮湿的近热带空气平流到西南极, 抑制了蒸发, 使得温度进一步升高。同时澳大利亚沿岸风引起相关的埃克曼上升流也对负 SSTA 的发展有一定贡献, 这时 SSTA 达到最大。随着反气旋环流的减弱, SSTA 也开始减弱(图 4d), SIOD 逐渐衰退。

3 SIOD 的年代际变化特征

已有研究表明, 近几十年来 SIOD 变率持续减弱, 而发生在澳大利亚西侧的 Ningaloo Niño 变率逐渐增强, 且 SIO 的年际气候变率有东移的倾向, 这种变化与暖池偶极子的年代际变化有关(Zhang *et al.*, 2020)。

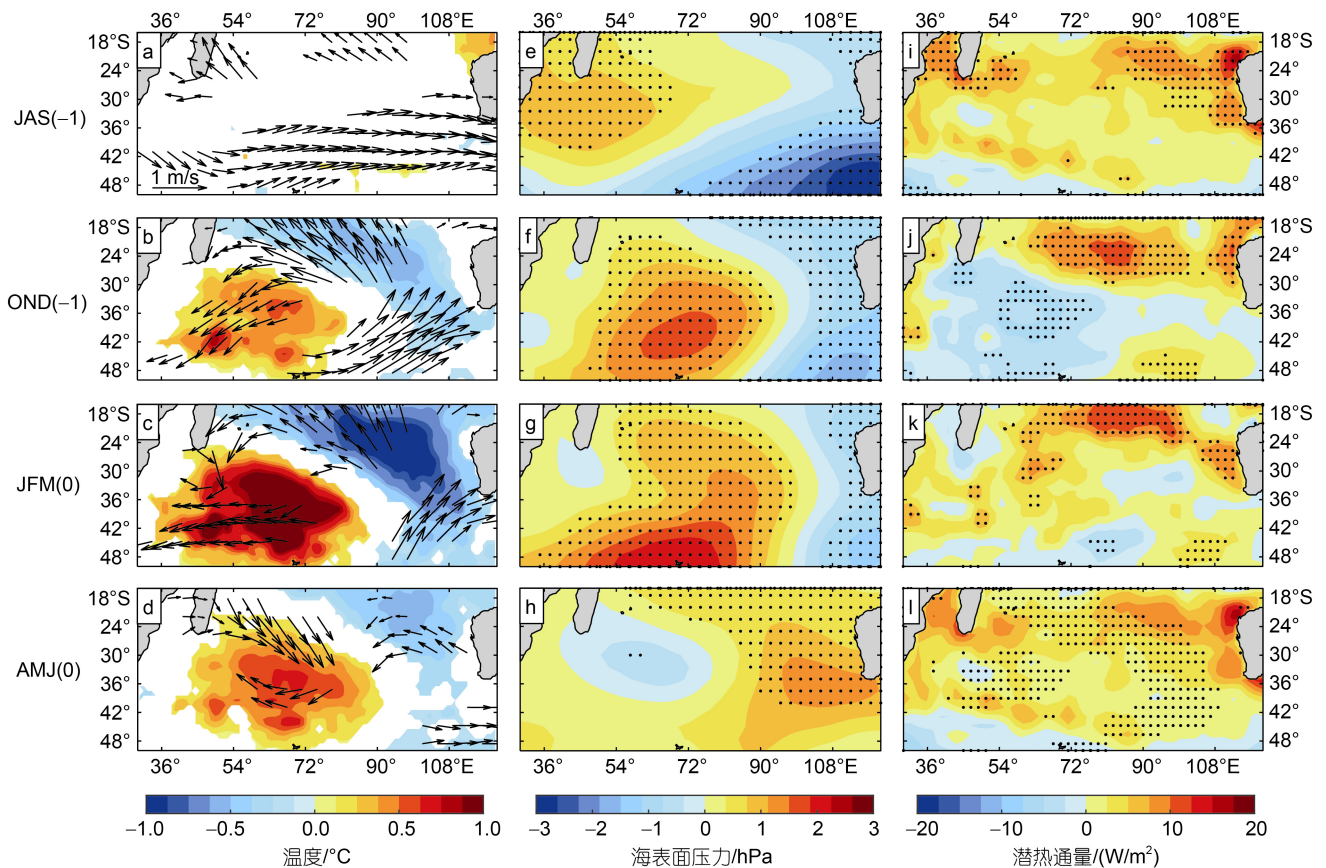


图4 3个月平均的SSTA、10 m异常风场(a~d)、SLPA (e~h)和潜热通量异常(i~l)相对于1~3月SIODI [JFM(0)]的回归
Fig.4 Regressions of 3-month averaged SSTA and 10 m surface wind anomalies (a~d), SLP anomalies (e~h) and latent heat flux anomalies (i~l) on the SIODI [JFM(0)]

注: a~d中填色区域和黑色箭头表示超过90%置信度检验; e~l打点区域表示超过90%置信度检验; -1表示偶极子事件发生前一年, 0表示事件发生年; JAS(-1): 前一年的7~9月; OND(-1): 前一年的10~12月; JFM(0): 发生年的1~3月; AMJ(0): 发生年的4~6月

因此本文计算了SIODI的10 a滑动方差(图5a), 并对其进行滑动 t 检验(图5b), 结果显示SIOD强度分别在1987年和2004年发生显著突变。在1958~2020年期间, SIOD的强度先后呈现强-弱-强的特征, 在20世纪80年代中期之前SIOD强度保持在较高水平, 而20世纪80年代中期以后强度变弱, 2004年以后SIOD的强度相对P2时期又开始增强。随后分别观察了两个极子的滑动方差, 发现东西两极子都有相似的发展趋势, 但P2期间东南印度洋的SSTA减弱趋势相对不明显。根据以上结果, 我们将1987年和2004年作为分界线来定义三个时期, 分别为1958~1986年(P1)、1987~2003年(P2)和2004~2020年(P3), 并进一步探究SIOD强度发生年代际转变的原因。

为了进一步观察SIOD强度的年代际转变, 本文计算了P2和P1期间以及P3和P2期间的SSTA标准差的差值(图6a、6b)。P1到P2时期, SSTA整体呈现减弱趋势, 且主要体现在SWIO区域, 但在SWIO南

部海域SSTA存在增强的趋势; SEIO的SSTA减弱幅度相对较小, 另外可以看到SSTA在澳大利亚西海岸存在增强趋势, 表示Ningaloo Niño的增强(Zhang *et al.*, 2022)。P2到P3时期, SWIO中部的SSTA增强, 东南极处表现出减弱-增强的现象。

如图7所示, 分别在P1、P2和P3期间应用EOF分析, 观察SIOD空间模态的变化。结果显示, 20世纪80年代中期以前, 西南极中心位于(46°~80°E, 44°~28°S)附近, 随着时间的发展, 西南极位置发生较大偏移, 向西南移动到(35°~65°E, 48°~34°S), 对应图6中强度的位置变化, 东南极中心也向西南方向移动, 且纬向范围变大, 经向范围向北延伸到TIO, 向南延伸到澳大利亚西南部。P3时期, SSTA中心又回到P1时期的海域。观察右侧时间系数, 可以看到, 在P1时期SIOD的强度较强, P2时期逐渐变弱, 而在P3时期SIOD的强度又出现逐渐增强的趋势。

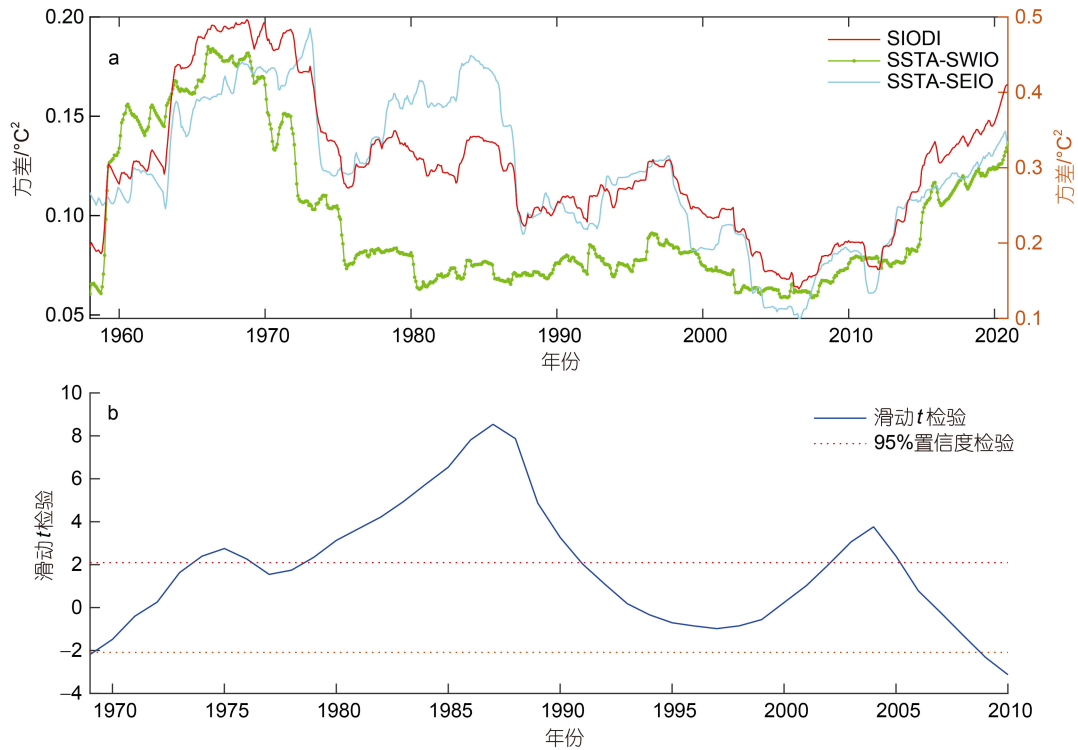


图 5 南印度洋副热带偶极子指数、西南印度洋 SSTA 以及东南印度洋 SSTA 的 10 a 滑动方差(a)以及滑动方差的滑动 t 检验(b)

Fig.5 Time evolution of 10-year running variance for SIODI, SSTA-SWIO, and SSTA-SEIO (a) and sliding t -test of the variance (b)
 注: 红色实线表示南印度洋副热带偶极子指数(SIODI, 右轴); 绿色实线表示西南印度洋的 SSTA(SSTA-SWIO, 左轴); 明蓝色实线表示东南印度洋的 SSTA(SSTA-SEIO, 左轴); b 图表示的是 SIODI (JFM) 的 10 a 滑动方差的滑动 t 检验

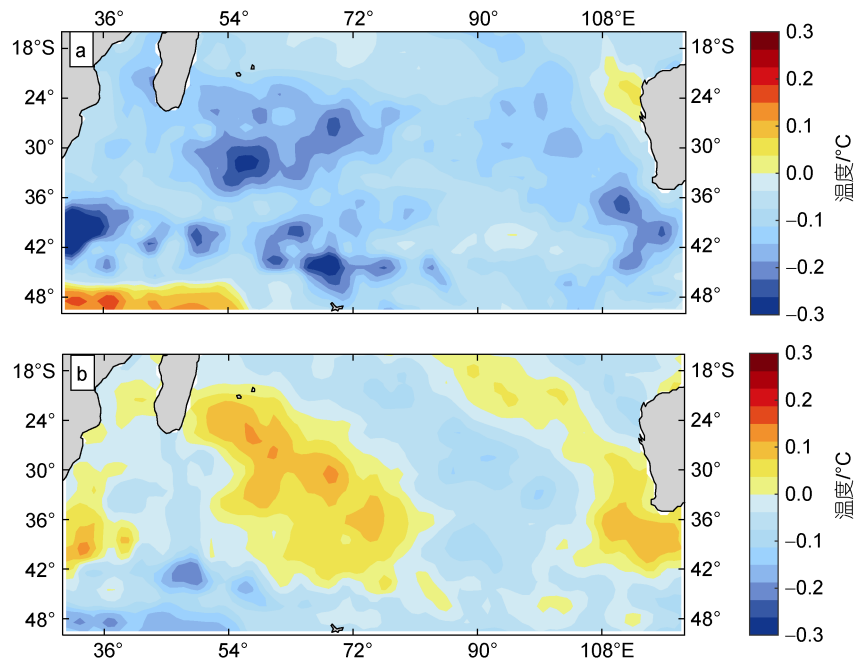


图 6 P2 (1987~2003 年)和 P1 (1958~1986 年)的 SSTA 的标准差差值(a)以及 P3 (2004~2020 年)与 P2 的 SSTA 标准差的差值(b)

Fig.6 SSTA standard deviation for the differences of P2(1987~2003) and P1(1958~1986) (a); (b) same as (a), but for the difference between P3 and P2

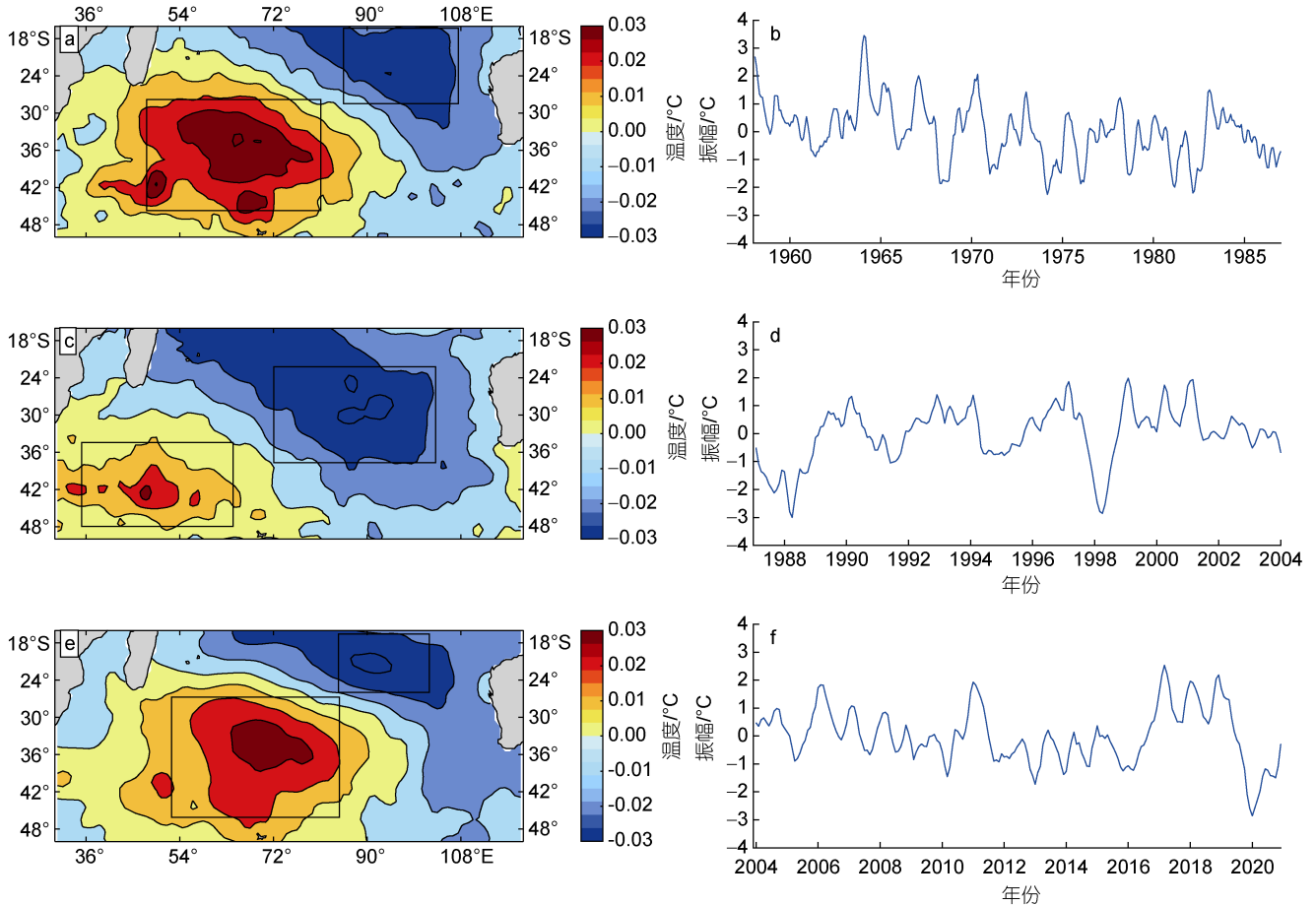


图 7 P1、P2 和 P3 时期的南印度洋 SSTA 的 EOF 分析第一模态(a, c, e)及其时间序列(b, d, f)

Fig.7 Spatial patterns of the first EOF mode during P1, P2 and P3 (a, c, e) and the time series (b, d, f) of the SSTA in the southern Indian Ocean

由于 SIOD 主要受 MH 调制, 南半球高纬度大气环流 AAO 被认为是影响副热带高压系统的主要原因, 且太平洋气候变率也能够影响南印度洋 SST 变率 (Morioka *et al*, 2014)。因此本文使用 20°S 以南月平均 SLPA 进行 EOF 分析, 将得到的第一特征向量时间系数作为 AAO 指数, 记为 AAOI (AAO index, Thompson *et al*, 2000), 并且利用崔锦等(2005)定义的马斯克林高压指数, 即在区域(15°~110°E, 42°S~0°)内大于或者等于 1540 位势米的所有的格点之和, 记为 MHI (Mascarene high Index), 这与黄土松等(1987)用两个区域 SLP 之差定义的 MHI 的相关性为 0.88。此外为了观察各年际变率之间的相关关系, 文章对各个指数进行了 3~120 个月的带通滤波处理(Yan *et al*, 2015)。

图 8 为 JFM 月平均的 SIODI 与 Niño3.4、AAOI 和 MHI 的 11 a 滑动相关。结果显示, 在 1982~1993 年期间, ENSO 与 SIOD 的关系不显著, 但在 1972~1982 年和 1995~2003 年两者之间存在较强的同期负相关,

说明 ENSO 对 SIOD 的年代际变化有一定的贡献。AAO 与 SIOD 在 20 世纪 80 年代中期之前有显著的正相关, 但在 1987 年以后相关性减弱(图 8b)。SIOD 与 MH 的相关性在 1985 年之前与 AAO 类似, 在 1987~2003 年存在显著的同期负相关, 且 2003 年以后存在滞后一个月的正相关。基于此, 本文进一步计算了 AAOI [D(-1)JF(0)]、Niño3.4 [D(-1)JF(0)]和 MHI [D(-1)JF(0)]与 SIODI [JFM(0)]的 11 a 滑动相关, 与上述结果基本一致(图 8d)。

为了探究 AAO 和 ENSO 如何影响 SIOD 的年代际变率, 将 D(-1)JF(0)月平均的 SLPA 分别回归到 AAOI 和 Niño3.4 上(图 9), 已分别去除另一指数的影响。从图 9a~9c 可以看到, SIO 副热带高压与 AAO 有较好的关系。P1 时期, AAO 对 SIOD 的影响主要体现在 SIO 中部, 在(30°~120°E, 50°~34°S)处有显著正 SLPA, P2 时期, 由于受 AAO 调制的副热带高压与 SIOD 关系减弱(图 8d), 南印度洋的 SLPA 减弱且异常

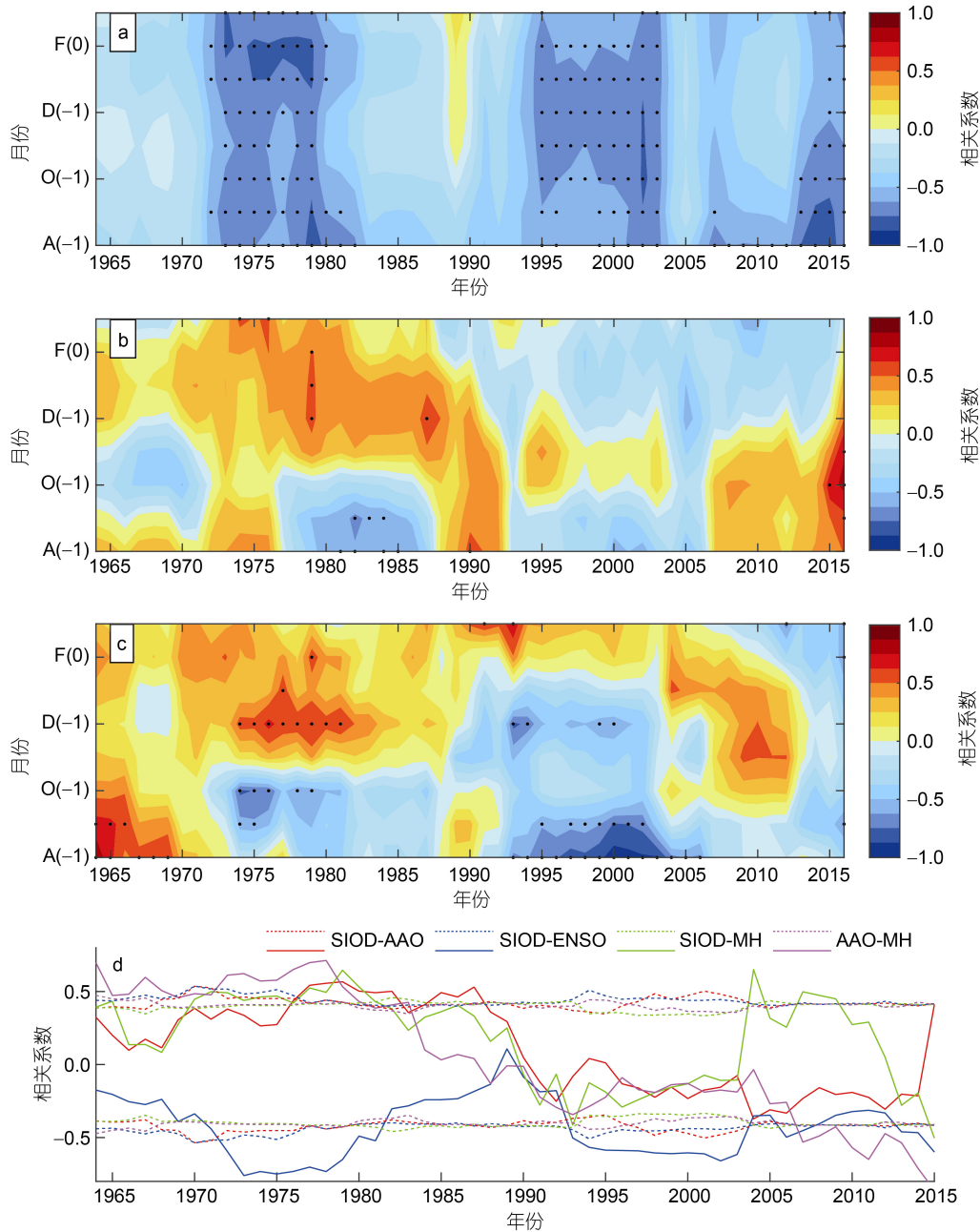


图 8 三月平均的 SIODI [JFM(0)]与全年平均的 Niño3.4、AAOI 和 MHI 的 11 a 滑动相关(a, b, c)以及 SIODI [JFM(0)]与 AAOI [D(-1)JF(0)], Niño3.4 [D(-1)JF(0)]和 MHI [D(-1)JF(0)]的 11 a 滑动相关(d)

Fig.8 The 11-year running correlations between the 3-month averaged SIODI [JFM(0)] with annual averaged Niño3.4, AAOI, and MHI (a, b, c); the 11-year running correlations between the SIODI [JFM(0)] with AAOI [D(-1)JF(0)], Niño3.4 [D(-1)JF(0)], and MHI [D(-1)JF(0)] (d)

注: a~c 中的打点区域表示 90%置信度检验; d 中实线表示相关系数, 虚线表示使用有效自由度的 90%置信度检验

中心分散于莫桑比海峽西侧和澳大利亚西南侧两处。P3 时期 SIO 正 SLPA 又逐渐增强, 同时也可以看到在 (45°~88°E, 30°~16°S) 海域存在显著的 SLP 负异常, 但在此期间, 图 8a 中 AAO 与 SIOD 的关系并没有得到改善而 MH 与 SIOD 的关系变强, 这说明 P3 时期控制 SIOD 的副热带高压不受 AAO 主导, 可能原因

是 P3 期间 SIOD 产生的经向 SST 梯度异常导致西风急流进而增强了 MH (Morioka *et al*, 2015a), 而增强的 MH 与北侧的负 SLPA 之间的压力梯度增加反过来又促进了 SIOD 的发展。

图 9d~9f 显示 ENSO 与 SIOD 的关系主要体现在澳大利亚西海岸, 促进澳大利亚西海岸正 SLPA 的发

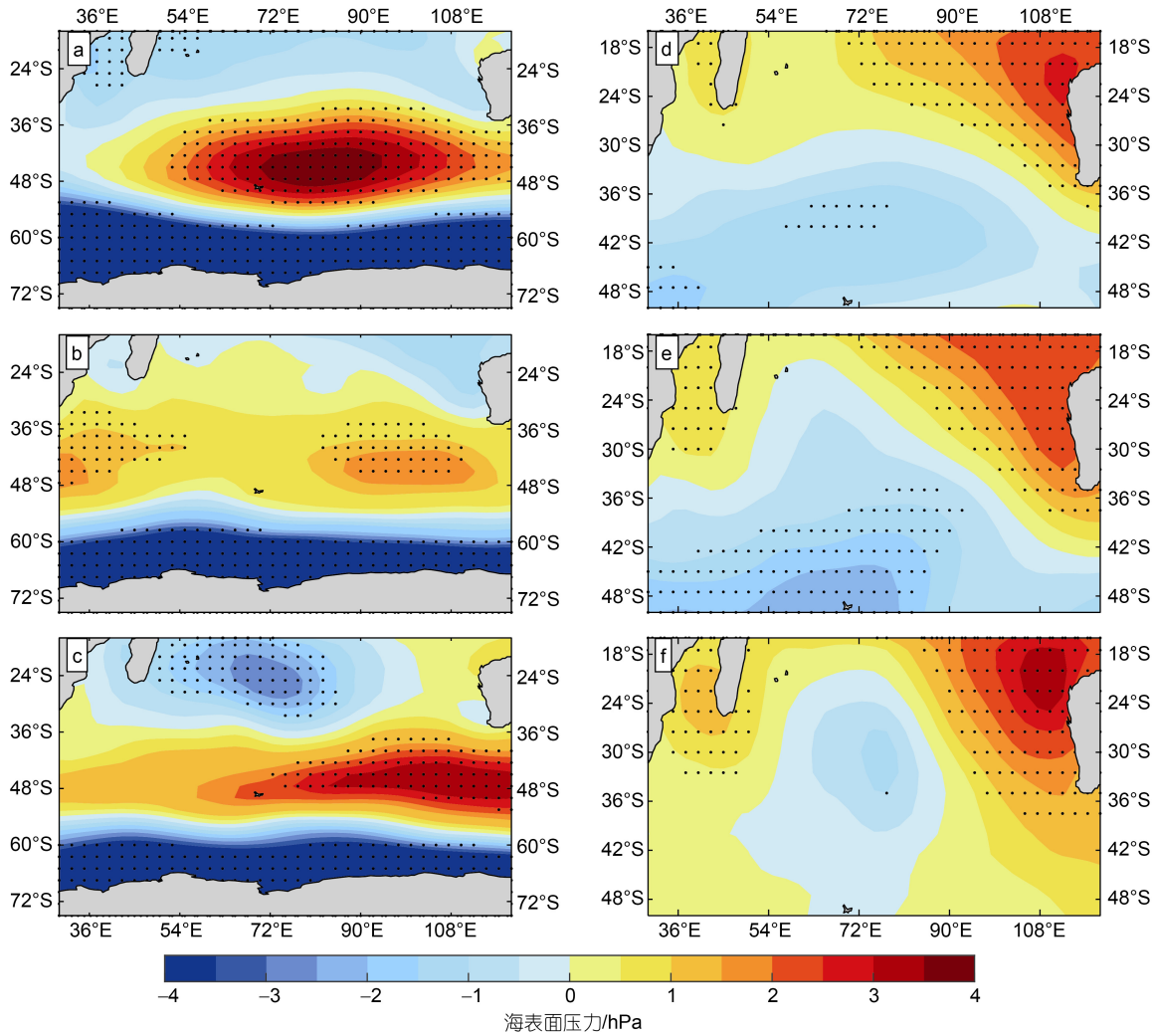


图9 P1、P2和P3时期的南印度洋SLPA相对于[D(-1)JF(0)]月平均的AAOI(a-c)以及Niño3.4的回归(b-f)

Fig.9 Regressions of the 3-month averaged SLPA on the AAOI [D(-1)JF(0)] (a-c) and Niño3.4 [D(-1)JF(0)] (b-f) in the southern Indian Ocean

注: 打点区域表示90%置信度检验的区域; 其中AAOI(Niño3.4)已通过线性回归方法去除Niño3.4(AAOI)的影响

展, 这与Ningaloo Niño的生成与发展有关(Feng *et al.*, 2015)。但在P2期间, SIO南部边界有显著的负SLPA, 该处的负SLPA部分抵消了AAO产生的正SLPA(图9b), 进一步导致P2时期SSTA减弱。

为了进一步探究SIOD减弱的原因, 在SIOD的中心区域进行了混合层热收支分析, 见式(1), 图10显示了P1和P2时期SWIO和SEIO的混合层热收支各项。以SIODI大于(小于等于)0.8(-0.8)个标准差选取正(负)位相年, 由于数据的限制, P3时期的SIOD正负位相年较少, 本文只合成了P1和P2期间热收支各项的变化。得到的混合层温度异常项即式(2)右侧前十项的总和与实际的混合层温度异常趋势项[式(2)中 $\frac{\partial T'}{\partial t}$]近似, 混合层热收支计算结果大致平衡。

图10a、10b可以看出, 东西两极子总体混合层温度异常趋势都是由海表面热通量主导, 海表面热通量是南印度洋副热带偶极子SST变化的主要贡献者, 进一步验证了图9中SLPA引起的海表面热通量变化对SIOD年际变率的影响。除海表面热通量外, 在SWIO, 经向平流 $V_1(-\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y})$ 对SIOD的减弱有较大贡献; 在SEIO, 埃克曼平流 $W_2(-w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z})$ 也对SIOD的减弱起到积极作用。

4 结论

南印度洋的SST变率通过大气遥相关和跨流域相互作用对周围及全球其他地区有着很大的气候影

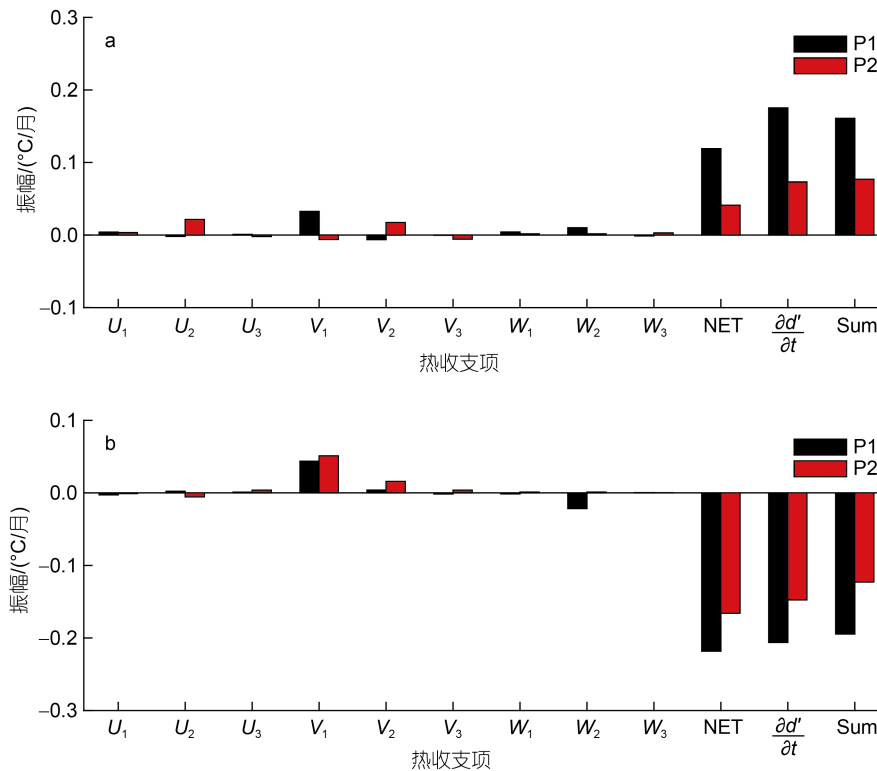


图 10 合成发展月的西南印度洋(a)和东南印度洋(b)在 P1 和 P2 时期的混合层热收支各项

Fig.10 The composite mixed-layer heat budget terms in the P1 and P2 in the SWIO (a) and SEIO (b) during the onset phase

注: 柱状图从左向右依此表示 $U_1 = -\bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x}$; $U_2 = -u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}$; $U_3 = -u' \frac{\partial T'}{\partial x}$; $V_1 = -\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y}$; $V_2 = -v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$; $V_3 = -v' \frac{\partial T'}{\partial y}$; $W_1 = -\bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z}$;

$$W_2 = -w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}; W_3 = -w' \frac{\partial T'}{\partial z}; \text{NET} = \frac{Q'_{\text{net}}}{\rho C_p H}; \text{Sum} = U_1 + U_2 + U_3 + V_1 + V_2 + V_3 + W_1 + W_2 + W_3 + \text{NET}$$

响, 对于气候研究有着重要意义。观测和再分析数据表明, SIOD 与副热带高压系统的变化有着重要联系, 副热带高压引起的信风强度的变化可以通过调节海表面热通量, 导致南印度洋 SSTA。利用 10 a 滑动方差并且结合 EOF 分析, 我们发现 SIOD 不仅有明显的年际变率, 还存在一定的年代际变率。主要结论如下:

(1) 在研究时段, SIOD 的强度及其空间特征在 1987 年和 2004 年发生了两次显著的年代际转变。在强度方面, P1 期间 SIOD 强度较强且保持稳定, P2 时期开始减弱, 而 P3 时期相对 P2 的强度又有所增强(图 5); 在空间模态方面, 1958~1986 年(P1) SIOD 的西南极中心位于(46°~80°E, 44°~28°S), 1987~2003 年(P2)向西南移动到(35°~65°E, 48°~34°S), 东南极中心也向西南方向偏移, 同时纬向范围扩大向北延伸到热带印度洋区域, 向南延伸到澳大利亚西南部, 2004~2020 年(P3)又回到 P1 的位置(图 7)。

(2) SIOD 与 AAO 和 ENSO 之间存在统计显著的相关关系。在 P1 时期, SIOD 与 AAO 之间存在显

著正相关, 在此之后 AAO 与 SIOD 的关系减弱; 除 1982~1993 年期间 ENSO 与 SIOD 的关系不显著外, 其他时段均呈显著负相关。MH 与 SIOD 的关系在 2004 年之前与 AAO 和 SIOD 关系类似, 但在 P3 时期二者有着显著的正相关。进一步研究发现, AAO 与 ENSO 主要通过调制南半球的副热带高压的变化进而影响 SIOD。混合层热收支分析结果表明, 东西两极子的 SST 变化主要由热力学项即海表面热通量的变化引起, 这种海表面热通量的变化, 受到副热带高压的作用中心和强度的调节。

由于数据长度的限制, 本文的热收支分析只计算了 1958~1986 年(P1)和 1987~2003 年(P2)期间的变化; AAO 与 SIOD 在 20 世纪 80 年代中期至 21 世纪初的相关性减弱, 主要是由于 AAO 与控制 SIOD 的副热带高压系统之间的关系减弱, 这种关系的减弱是由什么所致本文尚未研究。此外, 2004~2020 年(P3)期间, AAO 与 MH 变化不一致的原因也不清楚, 这将在下一步工作中深入研究。

参 考 文 献

- 黄士松, 汤明敏, 1987. 论东亚夏季风体系的结构[J]. 气象科学, 7(3): 1-14.
- 崔锦, 杨修群, 2005. 马斯克林高压的变化及其与 ENSO 的关系[J]. 气象科学, 25(5): 441-449.
- BALMASEDA M A, MOGENSEN K, WEAVER A T, 2013. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 139(674): 1132-1161, doi: 10.1002/qj.2063.
- BEHERA S K, MORIOKA Y, IKEDA T, *et al*, 2018. Malaria incidences in South Africa linked to a climate mode in southwestern Indian Ocean [J]. Environmental Development, 27: 47-57, doi: 10.1016/j.envdev.2018.07.002.
- BEHERA S K, YAMAGATA T, 2001. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean [J]. Geophysical Research Letters, 28(2): 327-330, doi: 10.1029/2000GL011451.
- BRETHERTON C S, WIDMANN M, DYMNIKOV V P, *et al*, 1999. The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field [J]. Journal of Climate, 12(7): 1990-2009, doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1990:TENOSD>2.0.CO;2.
- CAO J, YAO P, WANG L, *et al*, 2014. Summer rainfall variability in low-latitude highlands of China and subtropical Indian Ocean Dipole [J]. Journal of Climate, 27(2): 880-892, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00121.1.
- CHIODI A M, HARRISON D E, 2007. Mechanisms of summertime subtropical southern Indian Ocean sea surface temperature variability: on the importance of humidity anomalies and the meridional advection of water vapor [J]. Journal of Climate, 20(19): 4835-4852, doi: 10.1175/JCLI4271.1.
- FAUCHEREAU N, TRZASKA S, RICHARD Y, *et al*, 2003. Sea-surface temperature co-variability in the Southern Atlantic and Indian Oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere [J]. International Journal of Climatology, 23(6): 663-677, doi: 10.1002/joc.905.
- FENG M, HENDON H H, XIE S P, *et al*, 2015. Decadal increase in Ningaloo *Niño* since the late 1990s [J]. Geophysical Research Letters, 42(1): 104-112, doi: 10.1002/2014GL062509.
- FENG J Q, HU D X, YU L J, 2012. Low-frequency coupled atmosphere-ocean variability in the southern Indian Ocean [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 29(3): 544-560, doi: 10.1007/s00376-011-1096-2.
- FENG M, MCPHADEN M J, XIE S P, *et al*, 2013. *La Niña* forces unprecedented Leeuwin Current warming in 2011 [J]. Scientific Reports, 3(1): 1277, doi: 10.1038/srep01277.
- GONG H N, ZHOU W, CHEN W, *et al*, 2019. Modulation of the southern Indian Ocean dipole on the impact of El Niño-Southern Oscillation on Australian summer rainfall [J]. International Journal of Climatology, 39(4): 2484-2490, doi: 10.1002/joc.5941.
- HERMES J C, REASON C J C, 2005. Ocean model diagnosis of interannual coevolving SST variability in the south Indian and south Atlantic oceans [J]. Journal of Climate, 18(15): 2864-2882, doi: 10.1175/JCLI3422.1.
- JIN D C, GUAN Z Y, HUO L W, *et al*, 2017. Possible impacts of spring sea surface temperature anomalies over South Indian Ocean on summer rainfall in Guangdong-Guangxi region of China [J]. Climate Dynamics, 49(9): 3075-3090, doi: 10.1007/s00382-016-3494-8.
- JURY M R, 2015. Factors contributing to a decadal oscillation in South African rainfall [J]. Theoretical and Applied Climatology, 120(1/2): 227-237, doi: 10.1007/s00704-014-1165-4.
- KALNAY E, KANAMITSU M, KISTLER R, *et al*, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 77(3): 437-472, doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- KERR R A, 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries [J]. Science, 288(5473): 1984-1985, doi: 10.1126/science.288.5473.1984.
- KIDSON J W, 1988. Interannual variations in the Southern Hemisphere circulation [J]. Journal of Climate, 1(12): 1177-1198, doi: 10.1175/1520-0442(1988)001<1177:IVITSH>2.0.CO;2.
- LI Y L, HAN W Q, ZHANG L, *et al*, 2019. Decadal SST variability in the southeast Indian Ocean and its impact on regional climate [J]. Journal of Climate, 32(19): 6299-6318, doi: 10.1175/JCLI-D-19-0180.1.
- MALHERBE J, LANDMAN W A, ENGELBRECHT F A, 2014. The bi-decadal rainfall cycle, Southern Annular Mode and tropical cyclones over the Limpopo River Basin, southern Africa [J]. Climate Dynamics, 42(11/12): 3121-3138, doi: 10.1007/s00382-013-2027-y.
- MANATSA D, CHINGOMBE W, MATARIRA C H, 2008. The impact of the positive Indian Ocean dipole on Zimbabwe Droughts [J]. International Journal of Climatology, 28(15): 2011-2029, doi: 10.1002/joc.1695.
- MORIOKA Y, ENGELBRECHT F, BEHERA S K, 2015b. Potential sources of decadal climate variability over Southern Africa [J]. Journal of Climate, 28(22): 8695-8709, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0201.1.
- MORIOKA Y, MASSON S, TERRAY P, *et al*, 2014. Role of tropical SST variability on the formation of subtropical dipoles [J]. Journal of Climate, 27(12): 4486-4507, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00506.1.
- MORIOKA Y, TAKAYA K, BEHERA S K, *et al*, 2015a. Local SST impacts on the summertime mascarene high variability [J]. Journal of Climate, 28(2): 678-694, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00133.1.
- MORIOKA Y, TOZUKA T, YAMAGATA T, 2010. Climate variability in the southern Indian Ocean as revealed by self-organizing maps [J]. Climate Dynamics, 35(6): 1059-1072, doi: 10.1007/s00382-010-0843-x.
- MORIOKA Y, TOZUKA T, YAMAGATA T, 2013. How is the Indian Ocean subtropical dipole excited? [J]. Climate Dynamics, 41(7/8): 1955-1968, doi: 10.1007/s00382-012-1584-9.
- OVERLAND J E, PREISENDORFER R W, 1982. A significance test for principal components applied to a cyclone climatology [J]. Monthly Weather Review, 110(1): 1-4, doi: 10.1175/1520-0493(1982)110<0001:ASTFPC>2.0.CO;2.

- POWER S, CASEY T, FOLLAND C, *et al*, 1999. Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia[J]. *Climate Dynamics*, 15(5): 319-324, doi: 10.1007/s003820050284.
- RAI S, PANDEY A C, 2008. Southern Indian Ocean SST variability and its relationship with Indian summer monsoon [J]. *Atmosphere-Ocean*, 46(3): 361-376, doi: 10.3137/ao.460305.
- REASON C J C, 2001. Subtropical Indian Ocean SST dipole events and southern African rainfall [J]. *Geophysical Research Letters*, 28(11): 2225-2227, doi: 10.1029/2000GL012735.
- REASON C J C, JAGADHEESHA D, 2005. A model investigation of recent ENSO impacts over southern Africa [J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 89(1/2/3/4): 181-205, doi: 10.1007/s00703-005-0128-9.
- SAJI N H, GOSWAMI B N, VINAYACHANDRAN P N, *et al*, 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. *Nature*, 401(6751): 360-363, doi: 10.1038/43854.
- SHAHI N K, RAI S, MISHRA N, 2018. Southern Indian Ocean SST as a modulator for the progression of Indian summer monsoon [J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 131(1/2): 705-717, doi: 10.1007/s00704-016-2004-6.
- SUZUKI R, BEHERA S K, IIZUKA S, *et al*, 2004. Indian Ocean subtropical dipole simulated using a coupled general circulation model [J]. *Journal of Geophysical Research*, 109(C9): C09001, doi: 10.1029/2003JC001974.
- TERRAY P, 2011. Southern Hemisphere extra-tropical forcing: a new paradigm for El Niño-Southern Oscillation [J]. *Climate Dynamics*, 36(11/12): 2171-2199, doi: 10.1007/s00382-010-0825-z.
- THOMPSON D W J, WALLACE J M, 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability [J]. *Journal of Climate*, 13(5): 1000-1016, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2.
- WHITE W B, PETERSON R G, 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent [J]. *Nature*, 380(6576): 699-702, doi: 10.1038/380699a0.
- XIE S P, ANNAMALAI H, SCHOTT F A, *et al*, 2002. Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability [J]. *Journal of Climate*, 15(8): 864-878, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<0864:SAMOSI>2.0.CO;2.
- XU K, TAM C Y, LIU B Q, *et al*, 2020. Attenuation of Central Pacific El Niño amplitude by North Pacific sea surface temperature anomalies [J]. *Journal of Climate*, 33(15): 6673-6688, doi: 10.1175/JCLI-D-19-0767.1.
- XUE F, WANG H J, HE J H, 2004. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on east Asian summer monsoon [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(4): 1173-1186, doi: 10.2151/jmsj.2004.1173.
- YAMAGAMI Y, TOZUKA T, 2015. Interdecadal changes of the Indian Ocean subtropical dipole mode [J]. *Climate Dynamics*, 44(11/12): 3057-3066, doi: 10.1007/s00382-014-2202-9.
- YAN L, DU Y, ZHANG L, 2013. Southern ocean SST variability and its relationship with ENSO on inter-decadal time scales [J]. *Journal of Ocean University of China*, 12(2): 287-294, doi: 10.1007/s11802-013-2262-1.
- YAN L, LI G, 2015. Change in the Relationship between the Southern Subtropical Dipole Modes and the Southern Annular Mode in the Mid-1980s [J]. *Journal of Climate*, 28(23): 9235-9249, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0134.1.
- ZHANG L, HAN W Q, 2020. Barrier for the eastward propagation of Madden-Julian oscillation over the Maritime Continent: a possible new mechanism [J]. *Geophysical Research Letters*, 47(21): e2020GL090211, doi: 10.1029/2020GL090211.
- ZHANG L, HAN W Q, KARNAUSKAS K B, *et al*, 2022. Eastward Shift of Interannual Climate Variability in the South Indian Ocean since 1950 [J]. *Journal of Climate*, 35(2): 561-575, doi: 10.1175/JCLI-D-21-0356.1.
- ZHANG L, HAN W Q, LI Y L, *et al*, 2019. Variability of sea level and upper-ocean heat content in the Indian Ocean: Effects of subtropical Indian Ocean dipole and ENSO [J]. *Journal of Climate*, 32(21): 7227-7245, doi: 10.1175/JCLI-D-19-0167.1.
- ZHANG H Y, WEN Z P, WU R G, *et al*, 2017. Inter-decadal changes in the East Asian summer monsoon and associations with sea surface temperature anomaly in the South Indian Ocean [J]. *Climate Dynamics*, 48(3/4): 1125-1139, doi: 10.1007/s00382-016-3131-6.
- ZINKE J, ROUNTREY A, FENG M, *et al*, 2014. Corals record long-term Leeuwin Current variability including Ningaloo Niño/Niña since 1795 [J]. *Nature Communications*, 5: 3607, doi: 10.1038/ncomms4607.

INTERDECADAL TRANSITION CHARACTERISTICS OF THE SUBTROPICAL INDIAN OCEAN DIPOLE

LIU Kai^{1,2}, FENG Jun-Qiao², LU Yun-Long², DUAN Hua¹

(1. *Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China*; 2. *Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*)

Abstract Using monthly mean observed SST data from the Hadley Centre, atmospheric reanalysis data from National Centers for Environmental (NCEP) and ocean reanalysis data from the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ORAS4), interdecadal characteristics and mechanism of the subtropical Indian Ocean dipole (SIOD) were investigated from 1958 to 2020. Results show that the SIOD is characterized by a mix of 2~4 years and 4~6 years of interannual timescale, but the period gradually shifts to a shorter period of about 1.5~2 years in the last 20 years (2000~2020). The spatial and intensity of SIOD exhibited two significant interdecadal shifts around 1987 and 2004 in addition to the above-mentioned interannual variability. Compared to 1987~2003 (P2), there was greater amplitude in 1958~1986 (P1) and 2004~2020 (P3). The center of the positive SSTA shifted from (46°~80°E, 44°~28°S) to (35°~65°E, 48°~34°S) and the negative center extended north and south relative to those in P1. Finally, the center returned back to the P1 position during P3. Correlation analysis showed that interdecadal variability of SIOD was influenced by the Antarctic Oscillation (AAO) and the El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Prior to the mid-1980s, SIOD had a significant correlation with AAO. The relationship between ENSO and SIOD was significantly negative except for 1982~1993. In addition, the mixed heat budget demonstrated that AAO and ENSO influence changes in heat flux (especially latent heat flux) on the sea surface primarily by modulating Mascarene high (MH), thereby impacting SIOD.

Key words sea surface temperature; subtropical Indian Ocean Dipole; interdecadal variability