

晏红明, 李崇银, 周 文. 南印度洋副热带偶极模在 ENSO 事件中的作用. 地球物理学报, 2009, **52**(10): 2436~2449, DOI: 10.3969/j. issn. 0001-5733. 2009. 10. 003
Yan H M, Li C Y, Zhou W. Influence of subtropical dipole pattern in southern Indian Ocean on ENSO event. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(10): 2436~2449, DOI: 10.3969/j. issn. 0001-5733. 2009. 10. 003

南印度洋副热带偶极模在 ENSO 事件中的作用

晏红明^{1,2}, 李崇银^{2,3}, 周 文⁴

1 云南省气候中心, 昆明 650034

2 中国科学院大气物理研究所大气数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

3 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

4 香港城市大学与中国科学院大气物理研究所大气科学联合实验室, 香港城市大学

摘 要 南印度洋副热带偶极模(Subtropical Dipole Pattern, SDP)是印度洋存在的另一种很明显的偶极型海温差异现象, 在年际和年代际尺度上均有十分明显的表现. 而目前有关印度洋海气相互作用的研究主要集中在赤道印度洋地区, 针对南印度洋地区的工作还比较少, 特别是有关南印度洋海温与 ENSO(El Niño-Southern Oscillation)事件关系的研究. 本文初步探讨了年际尺度上南印度洋副热带偶极型海温变化差异与 ENSO 事件的关系, 发现 SDP 与 ENSO 事件有密切的联系, SDP 事件就像连接正负 ENSO 位相转换的一个中间环节, SDP 事件前后期 ENSO 的位相刚好完全相反. 进一步, 本文通过分析 SDP 事件前后期海温、高低层风、低层辐合辐散、高空云量和辐射等的变化特征研究了南印度洋偶极型海温异常在 ENSO 事件中的作用, 结果表明: SDP 在 ENSO 事件中的作用不仅涉及海气相互作用的正负反馈过程, 还与热带和副热带大气环流之间的相互作用有关, 特别是与东南印度洋海温变化所引起的异常纬向风由赤道印度洋向赤道太平洋传播的过程等有十分直接的关系; 同时, SDP 对 ENSO 事件的影响在很大程度上还依赖于大尺度平均气流随季节的变换.

关键词 南印度洋副热带偶极模(SDP), ENSO 循环, 正负反馈过程, 可能机制

DOI: 10.3969/j. issn. 0001-5733. 2009. 10. 003

中图分类号 P732

收稿日期 2009-03-12, 2009-05-09 收修定稿

Influence of subtropical dipole pattern in southern Indian Ocean on ENSO event

YAN Hong-Ming^{1,2}, LI Chong-Yin^{2,3}, ZHOU Wen⁴

1 Yunnan Climate Centers, Kunming 650034, China

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Science and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

3 Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China

4 CityU-IAP Laboratory for Atmospheric Sciences, City University of Hong Kong

Abstract Subtropical Dipole Pattern (SDP) in southern Indian Ocean is another significant dipolelike sea surface temperature anomalies (SSTA) phenomena besides tropical Indian Ocean dipole (TIOD). It is very clear in interannual and interdecadal variations. But many recent studies have mainly aimed at the SST of equatorial Indian Ocean and less at southern Indian Ocean, especially less at the relationship between SSTA in southern Indian Ocean and El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Present works investigated primarily the correlation between the SDP and ENSO. It is found that SDP event act as a crucial linkage between positive and negative ENSO phases. The SSTAs in equatorial eastern Pacific Ocean are completely reversed before and

after SDP event. Further, we investigated the possible impact of SDP on ENSO event in interannual scale by researching the anomalous characteristics of sea temperature, wind, convergence and divergence, total cloud amount, radiation and so on. The results showed that the influence of SDP on ENSO involve not only the process of positive and negative air-sea feedback, but also the interaction between atmospheric circulation over tropical and subtropical, specially the eastward propagation of anomalous zonal wind from the equatorial Indian Ocean to the Pacific Ocean. Otherwise, it also relates, to some extent, to the transition of large-scale climatic mean flow over the Indian Ocean and Pacific Ocean.

Keywords Subtropical Dipole Pattern in southern Indian Ocean (SDP), El Niño-Southern Oscillation (ENSO) cycle, Positive and negative feedback, Possible mechanism

1 引言

南印度洋副热带偶极模(SDP)是南印度洋副热带地区存在的另一种显著的偶极型海温变化差异现象,在年际和年代际尺度上均表现十分明显,其海温差异的季节锁相和分布形式与热带印度洋偶极子(Tropical Indian Ocean Dipole, TIOD)现象明显不同;SDP现象主要出现在冬春季1~3月,表现为东北-西南向的海温变化差异;而TIOD现象主要出现在8~10月,呈东西纬向的海温变化差异,其变化具有明显的年代际特征^[1,2]. 近年来的许多研究集中探讨了TIOD的气候影响及其与ENSO的关系,结果表明TIOD现象对亚洲季风气候有明显的影 响,并与ENSO事件相互联系^[3~5],但有关南印度洋副热带地区海温变化的特征及其与热带动力过程和ENSO事件关系的研究还比较少.

我们知道,南印度洋及其附近地区存在着澳大利亚高压和马斯克林高压等亚-澳季风系统的重要成员,南印度洋下垫面海温的异常变化必然会通过引起季风系统成员的异常,进而影响季风活动. 最近一些工作提供的有力证据表明了南印度洋副热带海温变化对局地大气动力过程的调制作用,以及对区域环流异常和降水的影响. Behera等研究了SDP与南非降水变化关系^[2];Nicholls^[6],Drosdowsky等^[7,8],贾小龙等^[9]的研究表明了南印度洋异常海温分布对澳大利亚和亚洲季风区降水的重要影响. 其他的一些数值模拟研究也进一步表明了西南印度洋和东南印度洋的异常暖海温变化与南非降水的联系^[10,11]. 1970年代期间全球气候系统发生了显著变化^[12~14],最近的研究工作表明东南印度洋海温的年代际变化与1970年代ENSO-季风系统的年代际转变是有联系的^[15]. 由于不同区域海洋温度变化的相互联系和

相互作用,SDP作为印度洋地区最明显的偶极型海温变化差异现象,其异常对季风气候的影响,及其与ENSO事件的关系究竟如何还不清楚,目前也很少有工作针对这方面进行研究. 本文工作的主要目的是初步探讨南印度洋偶极型海温变化差异与ENSO事件的关系,这不仅有利于进一步探讨ENSO事件形成的可能机制,对进一步探讨亚洲季风区气候异常的可能原因也有十分重要的作用.

2 研究资料

本文使用的资料包括:

(1) 1870~2006年英国Hadley中心的月平均海表温度(SST)资料HadISST(Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature)^[16],资料分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$.

(2) 1958~2001年美国马里兰大学大气和海洋科学系的5 m次表层海温和海表面风应力资料(Simple Ocean Data Assimilation, SODA)^[17,18],资料分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$.

(3) 1948~2004年NCEP/NCAR(National Center for Environmental Prediction / National Center Atmospheric Research)再分析17层高低层风场资料,资料分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$,以及Gauss格点分辨率的总云量和太阳短波辐射再分析资料^[19].

3 SDP与ENSO的关系

选取东南印度洋(SEIO; $25^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{S}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$)和西南印度洋(SWIO; $45^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{S}$, $45^{\circ}\text{E}\sim 75^{\circ}\text{E}$)两个区域,并根据SDP季节锁相的变化特征,定义1~3月两个区域海温季节平均的差值为SDP强度指数SDPI,即 $\text{SDPI} = \text{SST}_{\text{SWIO}} - \text{SST}_{\text{SEIO}}$. 该定义

意味着 $SDPI > 0 (< 0)$ 为西南印度洋比东南印度洋暖(冷), 表示 SDPI 的正(负)位相. 另外, 用赤道东太平洋 Niño3 指数($5^{\circ}S \sim 5^{\circ}N, 150^{\circ}W \sim 90^{\circ}W$) 来代表 ENSO 的强度. 图 1 为 1900~2006 年 100 多年来 SDPI 与超前和滞后 Niño3 指数的相关, 可以看到 SDPI 与无论超前还是滞后 Niño3 指数均有密切的关系, 但其相关性却刚好相反, 即 SDP 事件的前后期 ENSO 的位相刚好相反, SDP 事件就像连接正负 ENSO 位相转换的一个中间环节. 在 Niño3 指数超前的情况下, SDPI 与 Niño3 指数有明显的负相关, 负相关系数从超前的第 7 个月(即前一年的 6 月份)开始超过 -0.2 (通过 95% 的信度检验), 高的负相关系数稳定维持至 SDP 事件的同期, 然后突然减弱并在 Niño3 指数滞后的第 2 个月(即 SDP 事件后期同年的 5 月份)时转为正相关. 在 Niño3 指数滞后的情况下, 正相关关系的强度迅速增加, 并在 Niño3 指数滞后的第 4 个月(SDP 事件后期同年的 7 月份)时的正相关系数大于 0.2, 大于 0.2 的高正相关系数稳定维持至 SDP 事件之后的次年 4 月份才减弱至低于 0.2. 其中正相关系数比较明显的时段出现在 Niño3 指数滞后 SDP 事件的第 6~7 个月(即 SDP 事件后期同年的秋季 9~10 月份), 正相关系数接近 0.3.

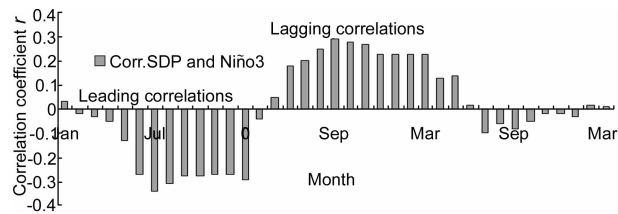


图 1 1900~2006 年 SDPI 与逐月超前和滞后 Niño3 指数的相关, $r = \pm 0.2$ 时通过 95% 的信度检验. 横坐标轴上的“0”表示 SDPI 与 Niño3 指数在 1~3 月的同期相关, “0”之前的相关表示 Niño3 指数超前 SDPI, “0”之后的相关表示 Niño3 指数滞后 SDPI.

Fig. 1 Correlations between SDPI and leading and lagging Niño3 index. $r = \pm 0.2$ exceed 95% significant level. ‘0’ denotes the simultaneous correlation. The correlations before ‘0’ are leading correlation and those after are lagging correlation.

以上分析初步表明了赤道东太平洋地区海温异常与南印度洋副热带地区海温变化的密切联系, SDP 事件之后赤道东太平洋地区的海温异常发生了明显的转变. SDP 事件期间的海温以及相应的大气环流究竟发生了什么变化? 这种变化与后期赤道东太平洋的海温变化究竟有什么联系? 究竟是什么途径和机制将两个事件联系在一起? 到目前为止,

这些问题是不清楚的, 以前的工作也很少涉及到这方面的研究.

4 SDP 正负位相年海温和低层流场的演变特征

4.1 正负位相年的选取

由 1900~2006 年 SDPI 时间序列可以清楚看到, 它既有年际变化, 也有明显的年代际变化(图略). 为了能够在接下来的研究中抓住海温场和流场年际变化的主要特征, 我们首先利用快速傅里叶滤波方法对 1900~2006 年 SDPI 时间序列进行滤波, 将 10 年以上的年代际变化滤除, 仅保留年际变化成分, 然后选取 $SDPI \geq 0.6^{\circ}C$ 和 $SDPI \leq -0.6^{\circ}C$ 的年份作为 SDP 正位相和负位相代表, 显然它们都是属于强的 SDP 事件, 分别对它们进行比较分析和研究有利于揭示其特征和规律. 这样, 在 1900~2006 年间有 21 个 SDP 正位相年, 为 1908, 1917, 1921, 1923, 1930, 1939, 1943, 1947, 1951, 1961, 1966, 1968, 1974, 1976, 1981, 1982, 1986, 1997, 1999, 2001, 2006 年; 有 11 个 SDP 负位相年, 为 1920, 1924, 1940, 1952, 1964, 1967, 1970, 1975, 1983, 1984, 1998 年.

为了显示南印度洋副热带偶极模 SDP 的形态特征, 图 2 给出了 SDP 正、负位相年印度洋海温距平的合成场, 可见在正(负)位相年, 东南印度洋为负(正)海温距平; 而西南印度洋为正(负)海温距平. 正负距平区均通过了 95% 的显著性检验, 表明了东南印度洋和西南印度洋海温变化存在明显的反位相特征. 值得注意的是, 东南印度洋的冷或暖海温异常区都倾斜地由热带印度洋中部延伸至副热带东南印度洋地区, 呈西北-东南走向, 这可能与该地区的气候平均基本流有很大关系.

已有研究表明 1970 年代印度洋海温经历了由冷到暖的变化^[20,21]. 对比印度洋大尺度海温年代际变化与未滤波前 SDPI 事件序列的变化(图略), 发现二者之间存在密切的联系: 强 SDP 正位相年主要出现在 1970s 之后的印度洋大尺度暖海温背景下; 而完全相反地, 强 SDP 负位相年则主要与印度洋大尺度冷海温背景场有关, 出现在 1970s 之前的印度洋大尺度冷海温背景下. 经过滤波后的强 SDP 事件却与印度洋大尺度海温背景场年代际变化的关系不明显, 正负强 SDP 事件在 1970s 前后均有发生.

另外, 从图 2 还可以看到, SDP 正、负位相期间, 除了南印度洋地区明显的海温变化差异现象, 太

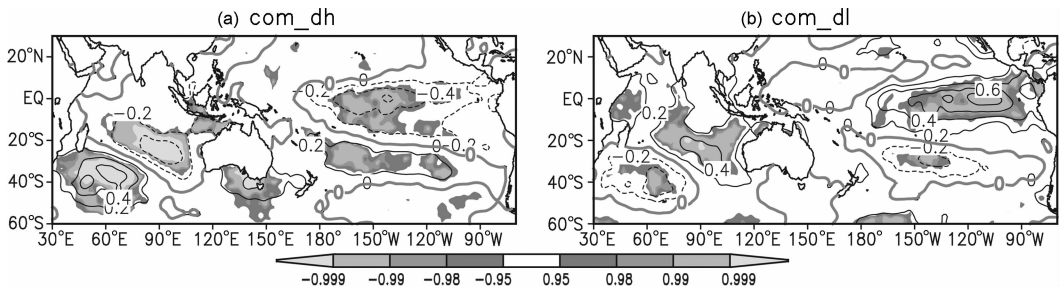


图 2 21 个 SDP 正位相年和 11 个 SDP 负位相年 1~3 月海温距平合成场

图中由深至浅的阴影区表示合成场分别通过 95%、98% 和 99% 显著性检验的区域,等值线间隔为 0.2 °C。(a) 正位相年;(b) 负位相年。

Fig. 2 SSTA composites in January~March for 21 recent positive SDP years (a) and 11 recent negative SDP years (b)

The areas exceeding 95%, 98% and 99% significant level are shaded. Isoline interval is 0.2 °C.

平洋地区的海温变化也出现了明显不同,特别是在赤道中东太平洋附近。对应于 SDP 正(负)位相,赤道中东太平洋为负(正)海温距平,通过 95% 信度检验的正负距平区位于赤道中东太平洋附近。进一步的对比分析还发现在以上选取的 1950s 之后出现的 13 个 SDP 正位相年和 8 个负位相年中,有 7 个正位相年(1951, 1968, 1976, 1982, 1986, 1997, 2006)的后期(指 SDP 成熟位相同年的夏秋季~次年冬季,下同)有 El Niño 事件相伴,占以上选取正位相年总数的 54%;有 7 个 SDP 负位相年(1964, 1967, 1970, 1975, 1983, 1984, 1998)的后期有 La Niña 事件出现,占以上选取负位相年总数的 88%。该现象进一步表明了 SDP 后期赤道中东太平洋海温变化与 SDP 成熟位相前期和同期的海温变化是刚好相反的,同时也显示了前期 SDP 事件与后期 ENSO 事件之间的某种可能联系。

4.2 次表层海温与低层风应力变化的特征

由于南印度洋副热带偶极模在 5 m 深度的次表层海温也有明显的反映^[1],因此这里用次表层海温来进一步分析南印度洋偶极位相期间海温的演变特征是合理的。图 3a~3h 分别为 SDP 正、负位相年印度洋 5 m 深次表层海温与海洋表面风应力合成场的变化。因资料年代的限制,本文仅选取 1958~2001 年时段的正负海温异常年。

首先来看 SDP 正位相年的情况:(1)在 SDP 成熟正位相前期 9~10 月,赤道中东印度洋附近的异常西风 and 南印度洋 20°S 中部的异常东南风在东南印度洋附近形成了异常气旋性环流,其中赤道中东印度洋附近的异常东风比较明显,通过了 95% 的信度检验。相比之下,此时东南印度洋和西南印度洋的海温变化差异不明显,仅在苏门答腊附近有大于 0.6 °C 的合成海温正距平区,这可能与赤道中东印度洋附近的异常西风有关,异常西风将会在该地区

形成气流辐合和暖水堆积(图 3a)。(2)前期 11~12 月,赤道印度洋附近通过 95% 显著性检验的异常西风维持并逐渐向东扩展至印度尼西亚群岛附近;南印度洋 20°S 附近的异常东南风加强并通过了 95% 的显著性检验,同时南印度洋 60°S~40°S 出现了明显的异常西南风,并通过 95% 的显著性检验,南印度洋副热带-中纬度的异常风场在南印度洋形成了一个异常的反气旋环流。我们知道,南印度洋副热带地区由对流层低层的副热带高压,即马斯克林高压控制,高压中心季节性地在 35°S~30°S 之间移动,该区域异常反气旋的出现即意味着马斯克林高压的加强。除风场的变化,11~12 月印度洋海温也出现了明显异常,与热带印度洋-东南印度洋的异常东南风相应,在热带印度洋-澳大利亚西部附近的海区出现了西北-东南向倾斜的超过 0.2 °C 的冷海温异常区,同时在西南印度洋出现了大于 0.2 °C 的弱暖海温异常区。值得注意的是,随着赤道中东印度洋西风异常的向东扩展,苏门答腊附近的暖海温区逐渐减弱消失(图 3c)。(3)同期的 1~3 月,南印度洋异常反气旋环流加强,相应澳大利亚西部海区至热带西印度洋的异常东南气流加强,通过 95% 显著性检验的范围明显扩展;而在赤道印度洋附近,通过 95% 显著性检验的异常西风东移并继续向东扩展,东南印度洋和西南印度洋出现了明显的海温变化差异,苏门答腊附近由暖海温异常转为大于 0.2 °C 的冷海温异常(图 3e)。(4)SDP 成熟位相后期 4~5 月,中东印度洋赤道附近的异常西风减弱消失,并转为弱的异常东风控制;热带印度洋中部-东南印度洋的异常东南风减弱消失,并在 20°S~0° 的中西印度洋地区出现了明显的异常西北风;西南印度洋的异常反气旋环流稍减弱;东南印度洋和西南印度洋的偶极海温差异也逐渐减弱(图 3g)。

SDP 负位相年与正位相年的情况刚好相反。负

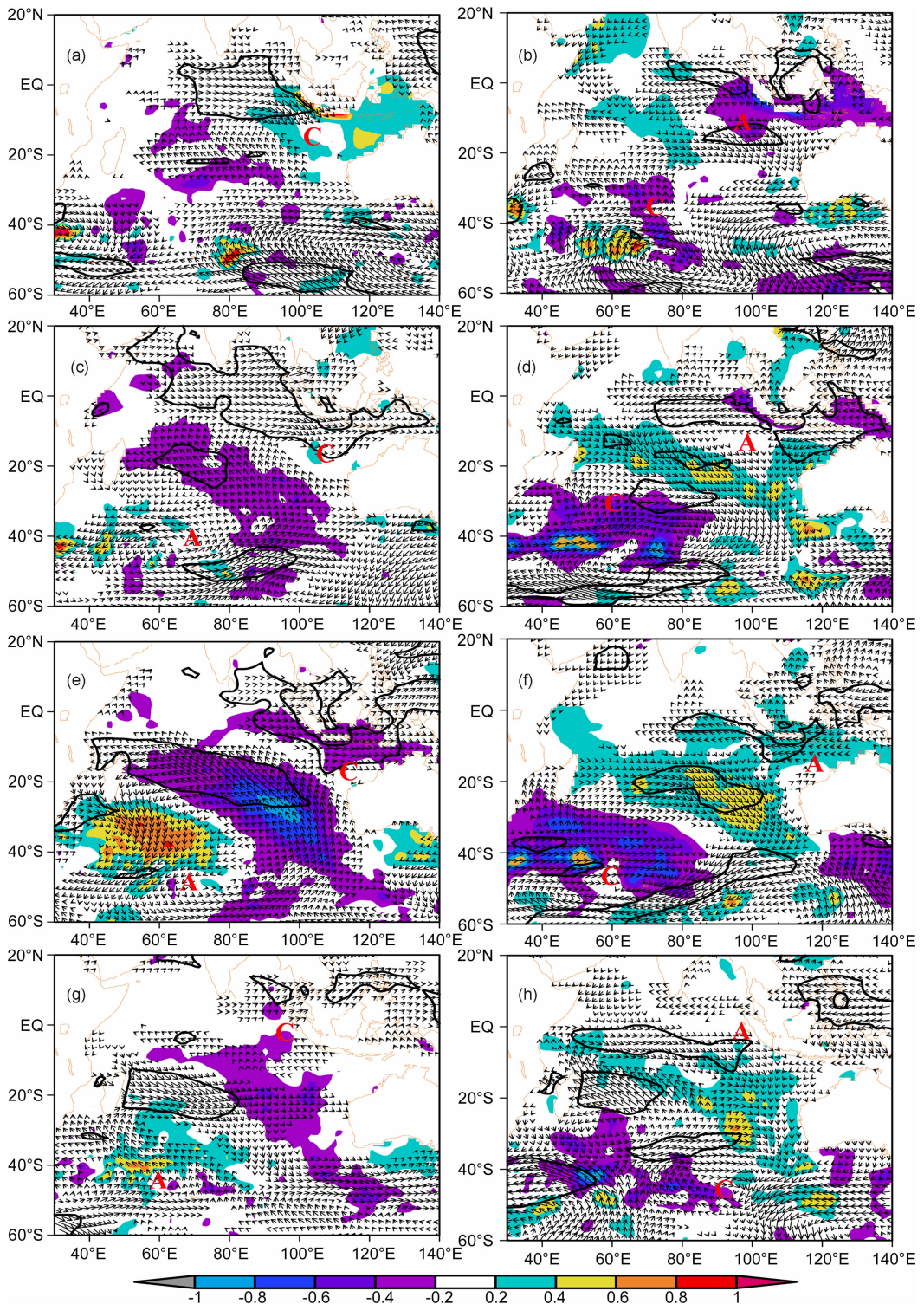


图3 SDP 正位相年(a, c, e, g)和负位相年(b, d, f, h)5 m 次表层海温距平(超过 $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域用阴影区表示)和低层风应力距平(矢量箭头)合成场

风应力矢量通过 95% 显著性检验的区域用粗实线标注。字母“A”表示反气旋,“C”表示气旋。(a, b) 前期 9~10 月;

(c, d) 前期 11~12 月;(e, f) 同期 1~3 月;(g, h) 后期 4~5 月。

Fig. 3 Composite surface wind stress and 5 m subsurface sea temperature anomalies in September~October, November~December, January~March and April~May for positive events (a, c, e, g) and negative events (b, d, f, h)

SSTA anomalies exceeding $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ are shaded. Arrows are surface wind stress anomalies.

Bold contours mean the wind stress exceeding 95% confidence test.

位相年风应力场演变的主要特征是赤道附近的东风异常,以及分别出现在南印度洋 20°S 附近和 $60^{\circ}\text{S}\sim 45^{\circ}\text{S}$ 的异常西北风和偏东风. 主要表现为:(1)负位相前期 9~10 月,赤道东印度洋附近出现通过 95% 信度检验的异常东风,并伴有冷海温异常(图 3b). (2)前期 11~12 月,苏门答腊附近的异常东风加强并向西扩展,通过 95% 信度检验的范围扩大,同时在南印度洋 20°S 附近和 $60^{\circ}\text{S}\sim 45^{\circ}\text{S}$ 分别出现通过 95% 信度检验的异常西北风和偏东风;异常风场分别在东南印度洋上形成较弱的异常反气旋环流和副热带-中纬度地区形成异常气旋环流,南印度洋副热带-中纬度地区的异常气旋环流导致马斯克林高压减弱;西南印度洋和东南印度洋地区出现了明显的反相海温变化,同时赤道东南印度洋附近的冷海温减弱(图 3d). (3)同期 1~3 月,赤道附近的东风异常减弱,而南印度洋的异常西北风加强,通过 95% 信度检验的异常西北风从热带西印度洋倾斜地向东南延伸至澳大利亚附近, $60^{\circ}\text{S}\sim 45^{\circ}\text{S}$ 的异常东风也明显加强,相应导致了南印度洋的异常气旋环流加强,即马斯克林高压减弱;东南印度洋和西南印度洋地区的海温差异进一步加强,赤道东南印度洋地区由冷海温异常转为明显的暖海温异常(图 3f). (4)SDP 事件后期 4~5 月,赤道印度洋附近出现了明显的通过 95% 显著性检验的西风异常;而赤道东印度洋的异常东风消失,并在苏门答腊附近海区出现了较弱的西风异常;东南印度洋和西南印度洋冷暖海温差异逐渐减弱(图 3h).

从以上分析看到,正负 SDP 位相前期至后期,赤道印度洋和南印度洋地区的风场和海温场的变化是明显不同的. 总的来看,赤道附近和赤道以南印度洋地区的风场变化超前南印度洋地区的偶极型海温异常的变化. 进一步地,下面我们来探讨风与海温变化的关系,探讨印度洋与太平洋之间的风和海温变化的可能联系.

5 SST-辐射-云的负反馈过程对区域海温变化的影响

在以上分析中值得注意的是除了南印度洋副热带有明显的海温变化差异现象外,苏门答腊附近海温异常的季节演变特征比较明显. SDP 负位相前期 9~10 月该地区为冷海温异常;前期 11~12 月,冷海温异常减弱;同期 1~3 月,该区域的冷海温异常完全消失,并转变为暖海温异常. 与之相比,SDP 正

位相年,苏门答腊附近海温异常的演变特征刚好相反,正位相前期 9~10 月苏门答腊附近为暖海温异常,前期 11~12 月暖海温异常减弱,同期 1~3 月出现了冷海温异常. 那么究竟什么原因造成前后期该区域的海温发生相反的变化? 由于印度洋东南部海温异常与高低层纬向 Walker 环流和经向 Hadley 环流之间的密切联系,本文根据海温、辐射和云的变化等特征,从 SST-辐射-云之间的负反馈理论对 SDP 正负位相期间苏门答腊附近海温发生季节演变的原因进行初步解释.

根据 SST-云-辐射的负反馈理论:当海表温度随着吸收更多的太阳短波辐射升高时,就会促使海洋表面蒸发加强,导致大气中的水汽含量增加和对流活动加强,促使云量增加,而云量的增加反过来使入射到海表面的太阳短波辐射减少,导致海表温度随之降低. 在这一负反馈过程中,云量起着十分重要的调节作用,它的存在能改变海气系统对太阳短波辐射的反射,减少大气和海洋表面所吸收的太阳短波辐射,对降低海面温度起着重要的作用^[22].

图 4 分别为 SDP 正负位相年印度洋上空总云量距平合成场,表明了包括苏门答腊在内的东南印度洋上空总云量的季节变化特征. SDP 成熟正位相前期 9~10 月的东南印度洋上空总云量为正距平(图 4a);前期 11~12 月云量正距平加强(图 4b);同期 1~3 月云量正距平减小(图 4c);后期 4~5 月云量正距平转为负距平(图 4d). SDP 正位相前后期东南印度洋云量距平场的变化表明该区域的云量是逐渐减少的. 而 SDP 负位相年东南印度洋上空总云量的变化则刚好相反,前期整个东南印度洋上空的总云量为负距平;然后负距平强度逐渐减弱,后期 4~5 月澳大利亚西部海区开始出现云量正距平,而苏门答腊附近东南印度洋上空的总云量负距平区的范围明显减少,强度减弱(图 4e~4h). 表明 SDP 负位相年东南印度洋上空的总云量是逐渐增加的.

根据理论分析,云量的增加将会减少地球表面吸收的太阳短波辐射. 正负 SDP 位相年印度洋地区净短波辐射通量的季节变化正好反映了印度洋地区总云量变化对太阳辐射的影响(图 5). SDP 成熟正位相前期 9~10 月,东南印度洋海区的净短波辐射通量为正距平,苏门答腊附近海域的净短波辐射通量为 6 W/m^2 ;表明由于该地区高层云量的增加,导致海洋失去热量(图 5a). 前期 11~12 月,苏门答腊附近海域的净短波辐射通量正距平有所加强,大于 6 W/m^2 的正距平范围扩展,中心加强至 8 W/m^2 ;表明由于

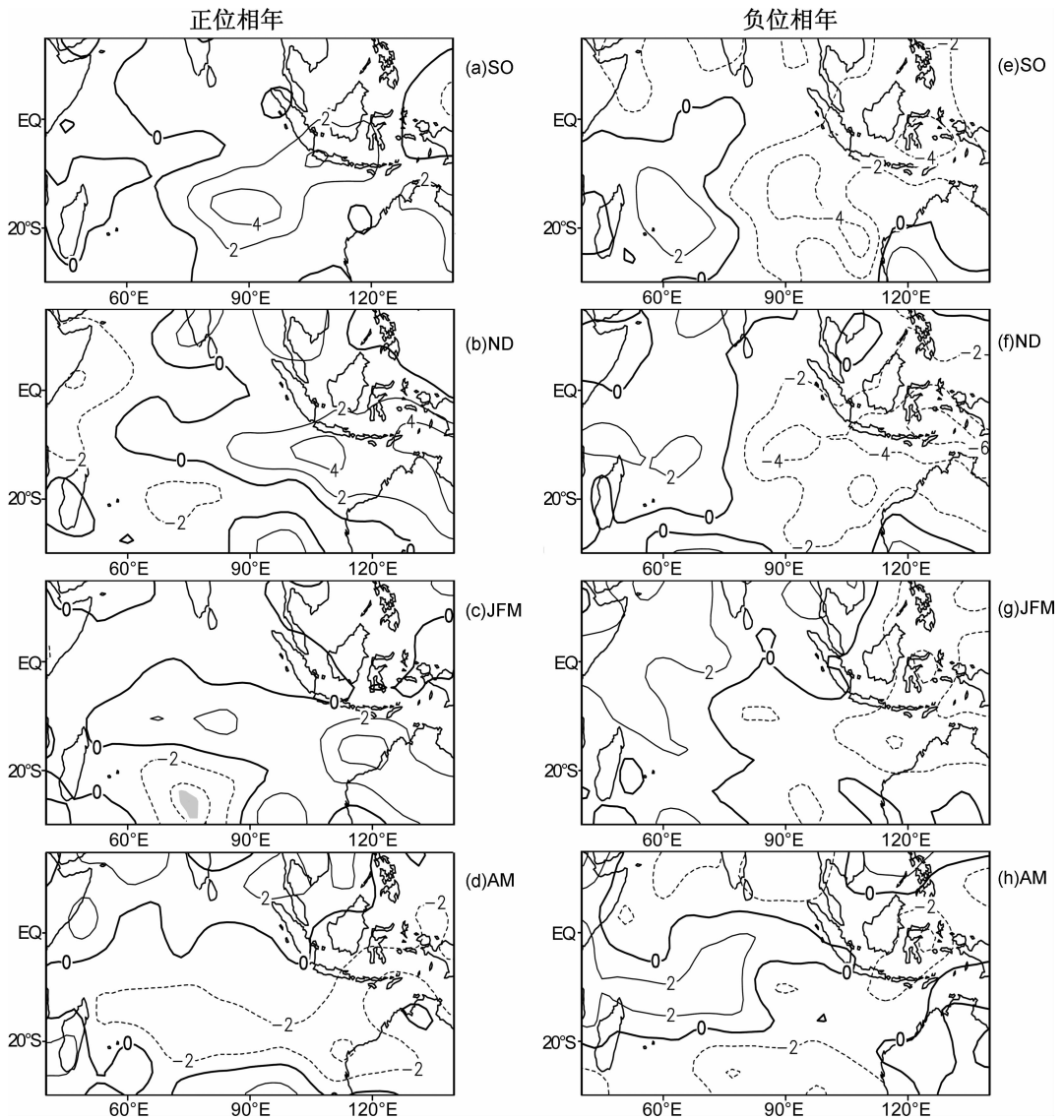


图4 SDP正(1951,1961,1966,1968,1974,1976,1981,1982,1986,1997,1999,2001)位相年(a~d)和负(1952,1964,1967,1970,1975,1983,1984,1998)位相年(e~h)印度洋上空总云量距平合成场
阴影区为通过95%信度检验的区域,等值线间隔为0.2%.

Fig. 4 Composite field of total cloud amount anomalies in recent positive SDP years (1951,1961,1966,1968,1974,1976, 1981,1982,1986,1997,1999,2001) and negative SDP years (1952,1964,1967,1970,1975,1983,1984,1998)
The areas exceeding 95% significant level are shaded and isoline interval is 0.2%.

云量的进一步增加,该区域失去的热量也随之增加.同期1~3月苏门答腊附近的辐射通量正距平有所减弱,大于 8 W/m^2 的正距平中心南移至澳大利亚西北部附近的海区;表明由于苏门答腊附近的海洋失热,海温降低(图3e),对流减弱,云量又开始减少,相应海洋失去的热量也逐渐减少(图5c).后期4~5月,整个东南印度洋辐射通量由正距平转为负距平;表明SDP成熟正位相之后,由于海温的进一步降低,云量随之减少,海洋表面开始吸收短波辐射(图5d).

SDP负位相年,苏门答腊-爪哇岛-澳大利亚北部的东南印度洋地区净短波辐射的季节变化刚好相

反.SDP负位相前期9~12月,东南印度洋地区的辐射通量为比较明显的负距平.比较同期云量和海温的变化,同时段内云量和海温均为负距平,即表明由于海温偏低,云量减少,导致海洋表面吸收太阳辐射.而海洋表面吸收太阳辐射后,又使得海温升高,对流加强,云量增加,相应促使海洋失去热量.SDP成熟负位相同期和后期1~5月东南印度洋海区辐射通量的负距平明显减弱,即表明由于云量的逐渐增加,相应促使海洋开始失去热量(图5e~5h).

以上海温、云量和净短波辐射通量的季节变化特征表明了SDP正负位相年东南印度洋存在的SST-

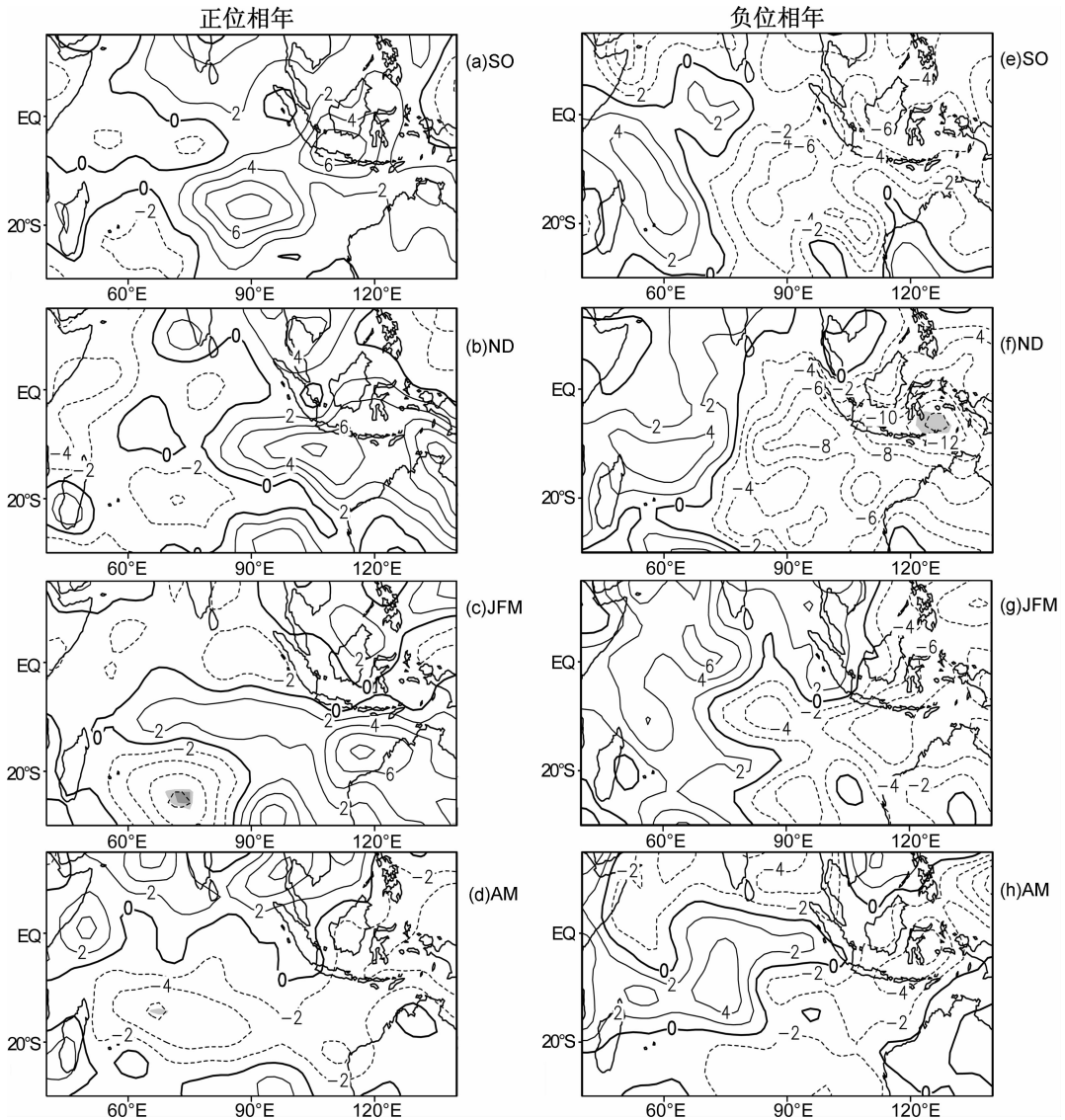


图 5 SDP 正(同图 4 年份)位相年(a~d)和负(同图 4 年份)位相年(e~h)期间印度洋净短波辐射通量距平合成场
阴影区为合成场通过 95% 信度检验的区域,等值线间隔为 0.2 W/m^2 。

Fig. 5 Composite field of near shortwave radiation anomalies in recent positive SDP years (same as Fig. 4)
and negative SDP years (same as Fig. 4)

The areas exceeding 95% significant level are shaded and isoline interval is 0.2 W/m^2 .

辐射-云量间的负反馈过程,也正是这一负反馈过程导致了正负 SDP 成熟位相前期和后期东南印度洋海区的海温出现了完全相反的变化。我们知道,由于海-气相互作用,东南印度洋海温的异常变化对赤道印度洋和太平洋地区的风场变化有十分重要的影响。因此,了解该区域海温变化的机制对于进一步探讨 SDP 与 ENSO 事件的相互联系有很大帮助。

6 赤道附近异常纬向风的变化

赤道太平洋附近的纬向风异常在赤道东太平洋海温变化中起着十分重要的作用^[23,24]。从图 2 看到 SDP 成熟正负位相前期和后期赤道印度洋附近异常

风场出现了明显的变化,那么赤道印度洋附近这种异常纬向风的变化与赤道太平洋纬向风的变化是否会有一定的联系呢?为了探讨 SDP 和 ENSO 相互联系的可能原因,下面我们来进一步分析赤道印度洋和太平洋异常纬向风的变化特征及其变化的可能原因。

6.1 赤道附近异常纬向风的变化特征

图 6 分别为 SDP 成熟正、负位相前期(前 1 年)和后期(SDP 成熟位相之后的同年~次年)赤道附近低层 850 hPa 纬向风的变化。可以看到正(负)位相年均有明显的异常西(东)风从赤道印度洋向赤道太平洋传播(图 6a,6b)。以正位相年为例:(1)SDP 正位相前期,赤道西印度洋为西风异常,前期 8 月份开始异常西风出现了明显东传,但其中心仍位于赤道西印度

洋附近;10 月份以后,随异常西风向东传播,其异常西风中心也出现了明显东移,并东移至 120°E 以东.

(2)SDP 成熟正位相期间及其后期,赤道印度洋附近的异常西风明显减弱并逐渐被异常东风取代,异常东风逐渐加强至后期 9~10 月达到最强,其最大中心超过了 0.8 m/s . 而异常西风在正 SDP 成熟位相之后东移至赤道中西太平洋,并逐渐取代了前期维持在赤道太平洋的异常东风;后期 7 月份左右,异常西风东移至 160°E 附近,并于后期的同年 12 月~次年 3 月东移至赤道东太平洋. 除了赤道印度洋附近异常西风的东传,我们还注意到,在正 SDP 成熟位相后期的次年,当异常西风东传至赤道东太平洋之后反过来又出现了明显的向西传播. 这一现象的物理机制及其影响是值得进一步探讨的问题.

与 SDP 正位相年的情况相比,SDP 负位相年赤道附近的异常纬向东风也出现了类似的明显向东传播的现象,而且在 SDP 成熟负位相后期的秋季至冬季,赤道中东太平洋地区出现了明显的大于 2.8 m/s 的异常东风. 同时,随着异常东风的逐渐东传,赤道印度洋附近的异常东风也逐渐被异常西风所取代(图 6b).

赤道附近异常纬向风在 SDP 正位相年和负位相年的变化特征表明了印度洋和太平洋之间纬向风变化的联系是比较紧密的,由于海气相互作用,赤道附近异常纬向风的传播对于后期赤道东太平洋地区海温异常的变化可能起着十分重要的作用.

进一步,我们分析了在 SDP 正、负位相成熟后期分别出现 El Niño 和 La Niña 现象的情况下,赤道印度洋和太平洋纬向风的变化情况(图略). 发现在 SDP 正位相的成熟后期出现 El Niño 现象的 7 个年份中,赤道印度洋纬向西风向东传播的现象更加明显,异常西风中心逐渐由赤道印度洋→赤道西太平洋→赤道中东太平洋传播. SDP 成熟正位相前期的 7~10 月,大于 1.2 m/s 的异常西风中心位于赤道印度洋中部 60°E 附近,然后逐渐东移;10~12 月东移至 120°E 附近;正 SDP 成熟位相之后,异常西风东移到了赤道太平洋,强度明显加强,后期 6~11 月大于 2.8 m/s 的最大异常西风中心位于赤道中太平洋地区 $150^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$;然后异常西风继续东移,正 SDP 位相后期的次年 1~3 月最大异常西风中心东移至 $150^{\circ}\text{W}\sim 120^{\circ}\text{W}$ 的中东太平洋地区.

类似地,在 SDP 负位相成熟后期相伴出现 La Niña 现象的 7 个年份中,赤道附近的异常纬向东风在 SDP 位相成熟后期 5~8 月向东传播的现象也更

加明显,而且随着该异常东风的东传,赤道中东太平洋异常东风明显加强. 到后期 9 月赤道中东太平洋最大异常东风中心加强至 4.4 m/s . 随着赤道印度洋异常东风的向东传播,SDP 后期 9 月份赤道印度洋也开始出现明显的异常西风,并取代了 SDP 前期维持在该海区的异常东风.

以上结果进一步表明了 SDP 现象与赤道东太平洋和印度洋之间异常纬向风变化的密切联系,在一定程度上也表明了 SDP 正负位相期间赤道印度洋附近异常风的向东传播对后期赤道东太平洋海温异常变化(El Niño 和 La Niña 发生)的影响.

6.2 异常纬向风东传的可能原因

从以上分析看到,在 SDP 正负位相情况下赤道附近的异常西(东)风出现了明显的由印度洋向太平洋传播的现象,本文以 SDP 正位相情况下赤道中东印度洋地区辐散场的变化为例来进一步探讨赤道附近异常纬向风东传的可能原因.

首先我们来看印度洋和太平洋地区速度势距平场分布,在 SDP 正位相成熟期间(图 7a),印度洋和太平洋地区异常速度势场分布为两正一负,正距平区分别位于印度洋和东太平洋上空,负距平区位于西太平洋-东南印度洋上空. 而 SDP 正位相后期 4~5 月异常速度势场发生了明显的变化,印度洋和太平洋地区的异常速度势场分布转为一正一负,印度洋-西太平洋上空转为正距平,而东太平洋上空却转为负距平;最大正距平区位于东南印度洋,其中心值高达 $3\times 10^5\text{ m}^2/\text{s}$.

850 hPa 速度势距平场的变化在一定程度上反映了低层大气辐合辐散的情况,正距平表示气流辐散,负距平表示气流辐合. 因此,正 SDP 位相年前后期速度势正负距平场的变化即表明在 SDP 正位相成熟期前后,东印度洋-太平洋地区的低层流场发生了明显的变化:东南印度洋-西太平洋地区的流场由辐合转变成辐散,而赤道东太平洋地区则由辐散转为明显的辐合.

第 5 节我们分析了 SST-辐射-云量的负反馈过程对赤道东印度洋海温变化的影响,认为负反馈过程使得 SDP 位相前后赤道东印度洋海温出现了完全相反的变化,海温由正距平转为负距平,导致了 SDP 成熟正位相期间整个东南印度洋均为负海温距平控制. 从海气相互作用的观点来看,冷海温区将出现下沉辐散气流,而 SDP 正位相情况下低层速度势距平的变化确实反映了东南印度洋地区流场的这种变化特征(图 7 矩形黑框标注的区域),该地区

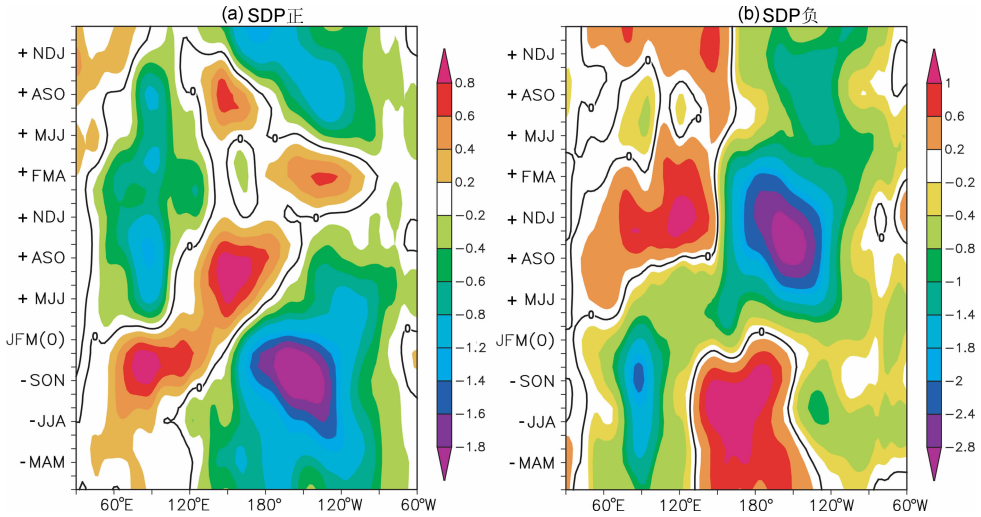


图 6 SDP 正(同图 4 年份)和负(同图 4 年份)位相年合成的 850 hPa 纬向风距平沿赤道附近 5°S~5°N 的时间-经度剖面(单位: m/s)

图中除成熟位相期为 1~3 月的 3 个月平均(JFM(0))外,其余均为 3 个月的滑动平均,阴影区为异常风速大于 0.2 m/s 的区域,纵坐标上标注“-”的月份表示超前,“+”的月份表示滞后。

Fig. 6 Time-longitude of zonal wind anomalies along 5°S~5°N at 850 hPa in recent positive SDP years (same as Fig. 4) and negative SDP years (same as Fig. 4)

The wind exceeding 0.2 m/s are shaded. The symbols ‘-’ denote leading correlations and ‘+’ denote lagging correlations.

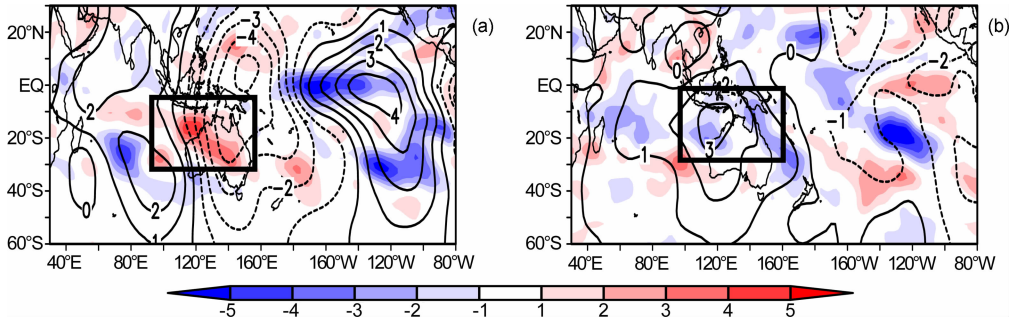


图 7 SDP 成熟正位相期间 1~3 月(a)和后期 4~5 月(b)850 hPa 的速度势距平场分布(等值线间隔: $0.1 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$) 阴影区表示季节平均的总云量大于 0.2% 的区域,正位相年包括 1951, 1961, 1966, 1968, 1974, 1976, 1981, 1982, 1986, 1997, 1999, 2001 年。

Fig. 7 Composite of velocity potential at 850 hPa in recent positive SDP years (1951, 1961, 1966, 1968, 1974, 1976, 1981, 1982, 1986, 1997, 1999, 2001)

The areas of total cloud amount exceeding 0.2% are shaded. The isolines of $0.1 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ interval denote velocity potential. (a) January~March; (b) April~May.

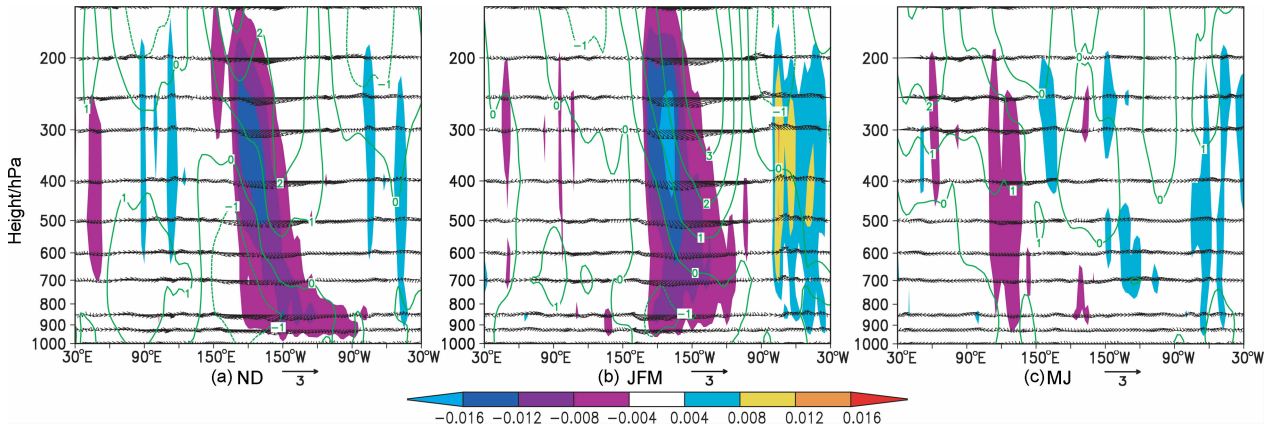


图 8 SDP 正位相前后期沿 5°S~0° 赤道印度洋和太平洋地区垂直环流的变化

阴影区分别表示大于 0.004 Pa/s 的气流上升和下沉区;等值线表示纬向风(等值线间隔为 1 m/s),其中正值表示西风异常,负值表示东风异常;矢量箭头表示纬向风和垂直气流($\times 50 \text{ Pa/s}$) 的距平合成风矢。

Fig. 8 Height-time profile of vertical circulation along 5°S~0° in recent positive SDP years

The areas of vertical wind exceeding 0.004 Pa/s are shaded. Isolines denote anomalous zonal wind and its interval is 1 m/s. The arrows denote composite zonal and vertical wind anomalies.

的低层流场由气流辐合转为气流辐散,相应地将会引起赤道西太平洋地区出现异常西风和赤道印度洋地区出现异常东风;同时,云量的变化也由总云量偏多转为偏少(图 7 阴影区所示).

垂直流场的变化也反映了 SDP 正位相年前后期印度洋和太平洋地区明显不同的流场变化特征(图 8a~8c). 前期 11~12 月,赤道中东太平洋为明显的异常下沉气流,下沉气流最大中心位于 300~400 hPa 附近;而 90°E~130°E 附近的印度洋-太平洋地区有异常上升气流,最大气流上升区也位于高层 400 hPa 附近,但与赤道中东太平洋地区的异常下沉气流相比,强度明显偏弱(图 8a). SDP 成熟正位相期间赤道中东太平洋地区的异常下沉气流维持,而印度洋的异常上升气流明显减弱(图 8b). 后期 5~6 月,赤道中东太平洋地区的异常下沉气流明显减弱,并被较弱的异常上升气流取代;同时 120°E 附近也出现了大于 0.008 Pa/s 的异常下沉气流取代 SDP 位相前期的异常上升气流.

以上水平和垂直流场的变化特征均表明 SDP 正位相前后期东南印度洋地区的流场发生了明显的变化,即由前期的气流辐合上升转为后期的气流下沉辐散. 与这种高低层流场相反的变化相对应将会使得赤道印度洋低层异常纬向风由异常西风转为异常东风,同时使得赤道太平洋由异常东风转为异常西风. 赤道印度洋和太平洋地区异常纬向风的这种变化,在纬向方向就表现为异常西风由西向东的传播.

7 SDP 与 ENSO 相互联系的可能机制

7.1 气候基本流

根据以上分析,我们试图来解释 SDP 和 ENSO 相互联系的可能机制. 但由于气候基本流在异常流场变化中的重要作用^[25],在解释其连接机制之前,我们必须首先了解冬季和夏季印度洋地区多年平均低层流场的变化特征. 印度洋特别是北印度洋地区冬季和夏季流场的变化是明显不同的.

冬季,北印度洋地区为异常东北风,异常东北气流由北向南越过赤道,其中索马里附近的越赤道气流向南可到 20°S 附近,而中东印度洋地区的越赤道气流在 10°S~5°S 之间转向东变为西风气流,西风气流向东经过爪哇岛→印度尼西亚,可到达赤道西太平洋地区;南印度洋热带-副热带澳大利亚以西的海区有明显的离岸东南风,南印度洋副热带-中纬度

地区有明显的反气旋高压环流,其高压中心位于 40°S~35°S,85°E 附近的南印度洋中部;印度洋热带辐合带位置向南推进至 10°S 附近(图 9a).

夏季,北印度洋地区的气流流向发生了明显变化,南印度洋东南风明显加强由南向北越过赤道在赤道附近转向东北,北印度洋转为明显的西南气流,这就是夏季西南季风;与此同时,南印度洋澳大利亚附近的东南风也向北扩展,苏门答腊和爪哇岛附近均转为东南风,南印度洋副热带-中纬度的高压环流向西北方向移动,其中心向西北移动到(30°S,60°E)附近(图 9b).

比较冬季和夏季对流层低层的多年气候平均流场,可以看到在冬季和夏季 20°S 以北的印度洋地区流场变化的差异最大,其流场基本上呈完全相反的变化:(1)北印度洋冬季为东北风,夏季为西南风.(2)在赤道印度洋东部,冬季为气旋性环流,而夏季则呈反气旋性环流.(3)冬季和夏季苏门答腊和爪哇岛附近海区、印度尼西亚区域的流场变化也刚好相反:冬季为偏西风气流,而夏季则为东风气流.(4)由于马斯克林高压位置的季节性移动,澳大利亚以西的附近海区东南气流的位置在冬季和夏季也有明显的改变,冬季东南风位置偏南,接近 40°S;而夏季偏北,向北移至 30°S 附近.

7.2 SDP 和 ENSO 循环相互联系的可能机制

下面我们将以 SDP 正位相为例来解释 SDP 与 ENSO 循环之间相互联系的可能机制. 在一般情况下,ENSO 事件在春季开始出现并逐渐发展,到 11~12 月达到其最大位相^[26]. 因此,结合以上几节的分析,SDP 和 ENSO 相互联系的可能机制可以解释为以下三个过程:

(1)在春季和夏季,假设赤道东太平洋地区有异常冷海温出现并逐渐发展. 由于海气相互作用,其结果将使得赤道太平洋地区的 Walker 环流和印度洋地区的反 Walker 环流加强,使得西太平洋地区的上升气流加强,相应加强了低层赤道印度洋地区的西风异常和太平洋地区的东风异常. 在夏季,东南印度洋地区为东南风气流控制,印度洋赤道附近加强的西风气流就意味着苏门答腊和爪哇岛附近离岸的东南气流减弱,相应地将减弱该区域的冷海水上翻,从而使得海温升高,暖海温异常又相应地导致了苏门答腊和爪哇岛附近的对流活动加强,进而引起该区域出现异常气旋性环流. 在异常气旋性环流的南部为异常东南气流,由于夏季南印度洋澳大利亚附近的多年平均气流也为东南气流,这样,该异常东南

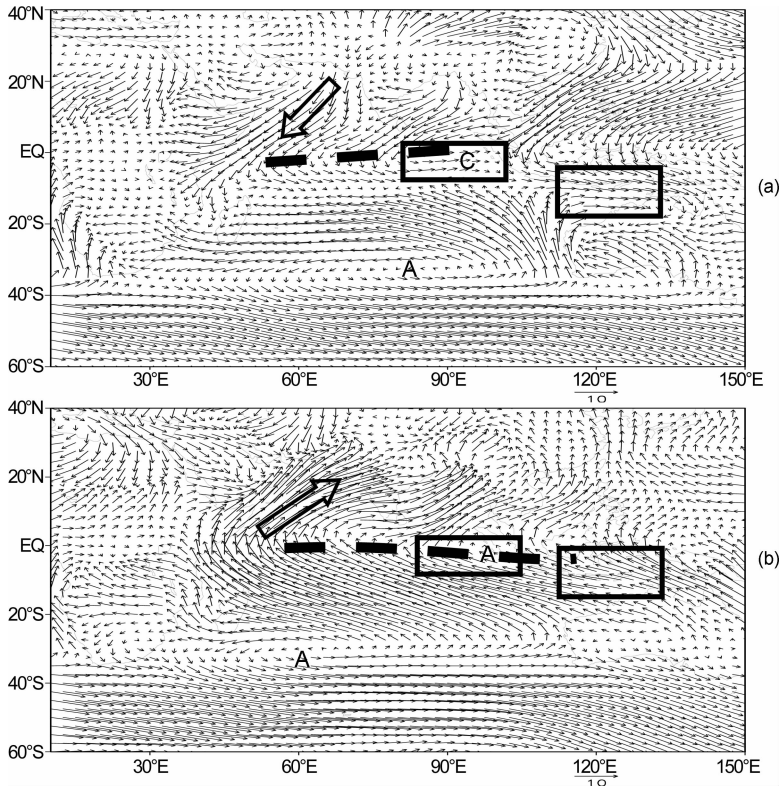


图 9 冬季 1 月(a)和夏季 7 月(b)850 hPa 印度洋地区多年平均(1948~2001 年)风场(单位:m/s)
 图中的短虚线表示辐合区的位置,“A”表示反气旋和“C”表示气旋,黑色方框表示东南印度洋地区冬、夏季基本流差异比较大的区域。
 Fig. 9 The mean flow respectively in (a) January and (b) July at 850 hPa for 1948~2001 (unit: m/s)
 Dashed denote the location of intertropical convergence zone (ITCZ). ‘A’ denote anticyclone and
 ‘C’ denote cyclone. Rectangle denote distinctly different wind field in winter and summer.

气流就意味着该区域东南气流的加强,这种低层离岸风的加强导致了澳大利亚附近冷海水的上翻和海洋垂直混合过程的加强,进而使该区域出现异常冷海水,海温降低(图 10a)。

(2)秋冬季节,北印度洋地区季风环流的风向随季节发生了明显改变,信风由北向南进入南印度洋,另外由于南印度洋马斯克林高压随季节稍向东南移,最明显的东南气流位于澳大利亚附近.在冬季平均环流背景下,东南印度洋的异常气旋性环流和澳大利亚附近的异常东南气流进一步加强,相应使得澳大利亚附近的冷海温和马斯克林高压加强.根据资料分析和数值模拟研究^[25,27,28],加强的马斯克林高压将造成南印度洋副热带-中纬度地区出现东南印度洋偏冷而西南印度洋偏暖的海温分布(南印度洋副热带偶极模).另外,由于 SST-辐射-云量的负反馈机制,苏门答腊和爪哇岛附近的海温逐渐由暖海温变为冷海温,导致 SDP 成熟正位相期间整个东南印度洋的海温偏冷(图 10b)。

(3)在 SDP 成熟正位相后期,东南印度洋明显的冷海温异常抑制了该地区的对流辐合,进而导致东南印度洋和赤道西太平洋地区的低层辐合以及相

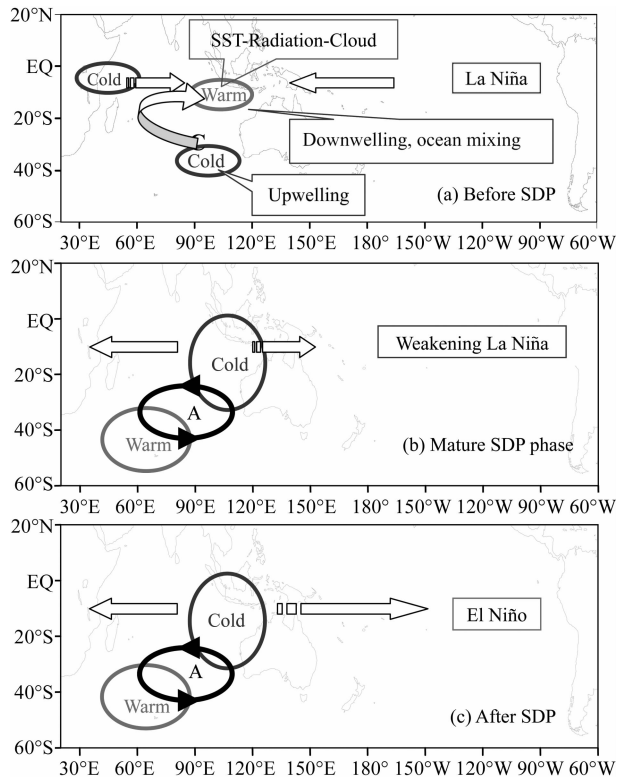


图 10 SDP 正位相与 ENSO 相互联系的可能机制概念图
 Fig. 10 Conceptive model of the linkage between SDP and ENSO

应的上升气流减弱,使该地区低层出现异常辐散,相应分别引起位于赤道太平洋和印度洋地区的 Walker 环流减弱,进而导致赤道西太平洋出现异常西风和印度洋出现异常东风(图 10c). 另外,由于冷海温的作用有利于异常反气旋出现在冷海温区的西部^[29],因此东南印度洋地区冷海温异常的作用有利于减弱该地区的异常气旋性环流而使得异常反气旋环流逐渐发展,这一变化可以从图 3g 中看到. 最近的研究^[15,25]也强调了东南印度洋异常反气旋对赤道印度洋和西太平洋地区持续性异常西风向西传播的重要影响. 赤道西太平洋地区异常西风的出现是 El Niño 产生的重要原因^[30],SDP 正位相后期异常西风由赤道印度洋向赤道西太平洋地区的传播导致了赤道东太平洋地区的东风逐渐减弱,并相应引起了赤道东太平洋地区出现暖海温异常.

以上对 SDP 正位相和 ENSO 事件相互联系可能机制的分析表明,它们之间的相互联系不仅与南印度洋热带和副热带海温异常有关,与大尺度气候平均流场的季节变化也有重要的关系. 同样地,SDP 负位相与赤道东太平洋海温变化的相互联系也表明了与南印度洋热带和副热带海温的异常、与大尺度气候平均流场季节变化的重要关系. 由于篇幅所限,在此就不对 SDP 负位相情况作详细分析.

8 结 论

南印度洋副热带偶极海温差异是近几年来发现的一种海洋现象,其变化特征与赤道印度洋东西海温差异现象明显不同,SDP 事件表明了副热带南印度洋西南部和东南部海温的反位相变化特征. 以前的大部分工作主要集中在讨论赤道印度洋偶极海温变化及其与赤道东太平洋海温变化的关系,本文的研究则进一步发现了南印度洋 SDP 事件与赤道东太平洋海温的异常变化有密切联系,它与前期 Niño3 指数的变化呈负相关,而与后期 Niño3 指数的变化呈正相关,SDP 事件就像 ENSO 不同位相转换的一个关键连接. 本文还进一步探讨了 SDP 现象与 ENSO 事件连接的可能机制,认为 SDP 现象在 ENSO 事件中作用的可能机制不仅涉及海气相互作用的正负反馈过程,还与热带和副热带大气环流之间的相互作用有关,特别是与东南印度洋海温变化所引起的异常纬向风由赤道印度洋向赤道太平洋的传播过程等有十分直接的关系;同时,SDP 与 ENSO 事件的相互联系和相互作用在很大程度上还

依赖大尺度平均气流随季节的变化.

SDP 事件与前期赤道东太平洋海温的变化有十分明显的负相关. 前期赤道东太平洋的海温变化通过影响赤道太平洋和印度洋的 Walker 环流,导致赤道印度洋纬向风场的异常变化,进而引起赤道东印度洋海温和东南印度洋风场的变化,最终导致 SDP 现象. 过去 Terray 等^[31]的工作强调了大气异常对 SDP 事件的影响,认为是马斯克林高压的变化引起了东南印度洋的海温异常,但是他们的研究并没有进一步探讨马斯克林高压异常变化的原因. 根据 Behera 的研究^[2],马斯克林高压的变化与澳大利亚大陆的热力异常有关. 其他的一些研究表明了马斯克林高压的变化不仅与南方涛动有关^[15],还与南极绕极波(Antarctic Circumpolar Wave, ACW)的变化有关^[32,33]. 因此,中高纬度环流的异常变化通过影响马斯克林高压,很可能也会引起南印度洋出现偶极海温差异. 但目前为止,SDP 与中高纬度环流变化之间的联系是不清楚的,还有待于进一步的研究.

近几年来,人们在研究赤道印度洋海温差异与 ENSO 的关系时,一直有一种观点认为,印度洋仅仅是太平洋的“奴隶”,其海温异常主要受太平洋海温变化的影响. 而本文的研究则发现 SDP 事件除了与前期赤道东太平洋海温变化有负相关外,它与后期赤道东太平洋的海温变化还有明显的正相关,表明 SDP 事件对后期赤道东太平洋海温变化也有一定的影响. 从本文的分析我们看到,东南印度洋海温的变化通过改变该地区低层流场的变化,导致了赤道印度洋和赤道太平洋地区的纬向风发生异常变化,异常纬向风的变化又引起了赤道东太平洋的海温发生异常变化.

参考文献(References)

- [1] 晏红明. 印度洋海温变化的多模态特征及其对气候的影响[博士论文]. 北京:中国科学院大气物理研究所,2008. 12~49
Yan H M. Multi-pattern of sea surface temperature anomalies in Indian Ocean and its influences on climate [Ph. D. thesis](in Chinese). Beijing: Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences,2008. 12~49
- [2] Behera S K, Yamagata T. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**(2):327~330
- [3] Annamalai H, Xie S P, McCreary J P, et al. Impact of Indian Ocean sea surface temperature on developing El Niño. *Journal of Climate*, 2005, **18**(2):302~319
- [4] Nagura M, Konda M. The seasonal development of an SST

- anomaly in the Indian Ocean and its relationship to ENSO. *Journal of Climate*, 2007, **20**(1):38~52
- [5] Behera S K, Salvekar P S, Yamagata T. Simulation of interannual SST variability in the tropical Indian Ocean. *Journal of Climate*, 2000, **13**(19):3487~3499
- [6] Nicholls N. Sea surface temperatures and Australian winter rainfall. *Journal of Climate*, 1989, **2**(9):965~973
- [7] Drosowsky W. Potential predictability of winter rainfall over southern and eastern Australia using Indian Ocean sea-surface temperature anomalies. *Aust. Meteor. Mag.*, 1993, **42**:1~6
- [8] Drosowsky W, Chambers L E. Near-global sea surface temperature anomalies as predictors of Australian seasonal rainfall. *Journal of Climate*, 2001, **14**(7):1677~1687
- [9] 贾小龙, 李崇银. 南印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响. *地球物理学报*, 2005, **48**(6):1238~1249
- Jia X L, Li C Y. Dipole oscillation in the Southern Indian Ocean and its impacts on climate. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, **48**(6):1238~1249
- [10] Goddard L, Graham N E. Importance of the Indian Ocean for simulating rainfall anomalies over eastern and southern Africa. *Journal of Geophysical Research*, 1999, **104** (D16):19099~19116
- [11] Reason C J C. Sensitivity of the southern African circulation to dipole sea-surface temperature patterns in the south Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, 2002, **22**(4):377~393
- [12] Clark C O, Cole J E, Webster P J. Indian Ocean SST and Indian summer rainfall: predictive relationships and their decadal variability. *Journal of Climate*, 2000, **13**(14):2503~2519
- [13] Kinter I J L, Miyakoda K, Yang S. Recent change in the connection from the Asian monsoon to ENSO. *Journal of Climate*, 2002, **15**(10):1203~1215
- [14] Nitta T, Yamada S. Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern hemisphere circulation. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 1989, **67**:375~383
- [15] Terray P, Dominiak S. Indian Ocean sea surface temperature and El Niño-Southern Oscillation: a new perspective. *Journal of Climate*, 2005, **18**(9):1351~1368
- [16] Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 2003, **108**(D14):4407~4437
- [17] Carton J A, Chepurin G, Cao X, et al. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950~1995. Part I: Methodology. *Journal of Physical Oceanography*, 2000, **30**(2):294~309
- [18] Carton J A, Chepurin G, Cao X. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950~1995. Part II: Results. *Journal of Physical Oceanography*, 2000, **30**(2):311~326
- [19] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1996, **77**(3):437~472
- [20] Levitus S, Antonov J I, Boyer T P, et al. Warming of the world Ocean. *Science*, 2000, **287**(5461):2225~2229
- [21] 晏红明, 肖子牛, 谢应齐. 近 50 年热带印度洋海温距平场的时空特征分析. *气候与环境研究*, 2000, **5**(2):180~188
- Yan H M, Xiao Z N, Xie Y Q. The analysis of spatial and temporal characteristics of sea surface temperature anomaly in the Indian Ocean during 50 years. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2000, **5**(2):180~188
- [22] 马开玉, 陈星, 张耀存. 气候诊断. 北京: 气象出版社, 1996
- Ma K Y, Chen X, Zhang Y C. Climate Diagnose (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1996
- [23] 张祖强, 丁一汇, 赵宗慈. ENSO 发生前与发展初期赤道西太平洋西风异常的爆发问题. *气象学报*, 2000, **58**(1):11~25
- Zhang Z Q, Ding Y H, Zhao Z C. Anomalous westerlies outset in equatorial western Pacific Ocean before and primary of ENSO. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2000, **58**(1):11~25
- [24] 黄荣辉, 张人禾, 严邦良. 热带西太平洋纬向风异常对 ENSO 循环的动力作用. *中国科学: D 辑*, 2001, **31**(8):697~704
- Huang R H, Zhang R H, Yan B L. Dynamic impact of zonal anomalies in tropical western Pacific on ENSO cycle. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2001, **31**(8):697~704
- [25] Li T, Wang B, Chang C P, et al. A theory for the Indian Ocean dipole-zonal mode. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2003, **60**(17):2119~2135
- [26] 李崇银. 气候动力学引论. 北京: 气象出版社, 1995. 234~236
- Li C Y. Climatic Dynamics (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1995. 234~236
- [27] Murtugudde R. Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997~1998. *Journal of Geophysical Research*, 2000, **105** (C2):3295~3306
- [28] Wang B, Wu R, Li T. Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian-Australian monsoon variation. *Journal of Climate*, 2003, **16**(8):1195~1211
- [29] Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Royal Meteorological Society, Quarterly Journal*, 1980, **106**:447~462
- [30] Clarke A J, Van Gorder S. Improving El Niño prediction using a space-time integration of Indo-Pacific winds and equatorial Pacific upper ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30**(7):521~524
- [31] Terray P, Dominiak S, Delecluse P. Role of the southern Indian Ocean in the transitions of the monsoon-ENSO system during recent decades. *Climate Dynamics*, 2004, **24**(2):169~195
- [32] Fauchereau N, Trzaska S, Richard Y, et al. Sea-surface temperature co-variability in the Southern Atlantic and Indian Oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern hemisphere. *International Journal of Climatology*, 2003, **23**(6):663~677
- [33] Peterson R G, White W B. Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic circumpolar wave with the tropical El Niño-Southern oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 1998, **103**:24573~24584