

# 热带印度洋及周边海温 对 ENSO 响应的年代际变化\*

周明颖<sup>1,2</sup>, 简茂球<sup>1,2</sup>

1. 中山大学大气科学学院/季风与环境研究中心/广东省气候变化与自然灾害重点实验室, 广东珠海 519082
2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东珠海 519082

**摘要:** 基于 1958—2018 年的海温与大气环流再分析资料, 分析了热带印度洋及邻近海域海温对厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)的响应特征及其年代际变化, 并进一步探讨了 ENSO 影响次年夏季副热带西北太平洋环流的物理过程的年代际变化。在 ENSO 事件中, 热带印度洋及邻近海域不同海区海温对热带中东太平洋海温异常信号存在不同的滞后响应最显著的时间及显著维持时间, 热带北印度洋、海洋性大陆及南海海温的显著响应可持续到次年夏季。ENSO 的演变、热带印度洋及海洋性大陆海温对 ENSO 的滞后响应时间在 1980 年代初及 2000 年代初经历了显著的年代际转变。第二阶段的 ENSO 事件较前后两个阶段持续时间更长、强度更强, 热带南、北印度洋海温信号的显著响应时间则更滞后。海洋性大陆的海温则经历了响应显著、不显著和显著的年代际变化, 其中最后一阶段的滞后显著响应的维持时间要比第一阶段长。ENSO 事件通过热带印度洋及邻近区域海温的滞后响应, 进而影响东亚副热带夏季环流系统异常的过程也具有明显的年代际变化特征。海洋性大陆海温、热带北印度洋海温和赤道中东太平洋海温都可分别作为不同年代的关键因子强迫东亚副热带夏季环流系统的异常, 进而影响东亚夏季气候。

**关键词:** ENSO; 海温; 热带印度洋; 响应时间; 年代际变化

**中图分类号:** P732.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 2097-0137(2023)01-0064-11

## Interdecadal changes of the response of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean and its surrounding oceans to ENSO events

ZHOU Mingjie<sup>1,2</sup>, JIAN Maoqiu<sup>1,2</sup>

1. School of Atmospheric Sciences / Center for Monsoon and Environment Research / Guangdong Province Key Laboratory for Climate Change and Natural Disaster Studies, Sun Yat-sen University, Zhuhai 519082, China
2. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory(Zhuhai), Zhuhai 519082, China

**Abstract:** Based on the monthly mean sea surface temperature(SST) data and the reanalysis data over the period of 1958-2018, we have investigated the interdecadal variation of the thermal response characteristics of the Indian Ocean, the South China Sea, and the Maritime Continent to the El Niño-South-

\* 收稿日期: 2022-03-07 录用日期: 2022-04-21 网络首发日期: 2022-09-20

基金项目: 国家自然科学基金(42088101,42175018); 广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室项目(2020B1212060025)

作者简介: 周明颖(1997年生), 男; 研究方向: 热带大气环流; E-mail: zhoumj7@mail2.sysu.edu.cn

通信作者: 简茂球(1965年生), 男; 研究方向: 季风与海-气、陆-气相互作用, 热带大气环流, 区域气候变化, 能量与水分循环; E-mail: eesjmq@mail.sysu.edu.cn

ern Oscillation(ENSO). We have also investigated the interdecadal variation of the physical process for the circulation response features over the subtropical northwestern Pacific Ocean to ENSO events. During the evolution of the ENSO events, the SST in different areas of the tropical Indian Ocean and adjacent waters presents various features in terms of both maximum lag-response and duration of prominent lag-response to the SST anomalies in the equatorial central-eastern Pacific. The prominent lag-response of the SST in the tropical northern Indian Ocean, the Maritime Continent, and the South China Sea can last until the following summer of ENSO. Both the evolution features of the ENSO events and the lag response features of SST in the tropical Indian Ocean and the Maritime Continent to ENSO experienced obvious interdecadal changes in the early 1980s and early 2000s. Compared with the first and the third periods, the duration and strength of ENSO events were longer and stronger in the second period, respectively, accompanied by slower significant response of the SST in the tropical southern and northern Indian Oceans. The SST in the Maritime Continent experienced noticeable interdecadal changes alternatively in the significant lag-response and the less significant lag-response to ENSO, with a longer duration of the noteworthy response in the last period than in the first one. The impact process of the ENSO on the summer circulation over the subtropical East Asia, via the lag-response of the SST in the tropical Indian Ocean and adjacent waters, also shows interdecadal changes. The SST in the Maritime Continent, the tropical northern Indian Ocean and the equatorial central-eastern Pacific can be recognized as the key factors in different periods, which may induce the anomalous summer circulation over the subtropical East Asia, and then further affect the summer climate in East Asia.

**Key words:** ENSO; sea surface temperature; Indian Ocean; response time; interdecadal change

众所周知, 作为大气下垫面之一的海洋, 由于其存储巨大热量并可通过海气相互作用对大气环流施加显著的影响, 因此, 其热力特性的异常对全球气候变异具有举足轻重的影响作用。作为热带海洋最显著的年际异常信号之一的厄尔尼诺-南方涛动(ENSO), 其对全球气候异常的影响作用也被许多相关科学研究所揭示<sup>[1-4]</sup>。ENSO 对其发展期的我国秋季降水<sup>[5-6]</sup>和衰减期的春夏季降水<sup>[7-10]</sup>都有不同的影响。

研究表明, ENSO 在其衰减阶段对东亚尤其是我国夏季气候的影响, 主要是通过副热带西北太平洋上空强迫出的异常反气旋(气旋)影响西北太平洋副热带高压(西太副高)的位置及强度来实现的<sup>[11-14]</sup>。而夏季西北太平洋异常反气旋与 ENSO 衰减年夏季热带印度洋暖海温异常和赤道中东太平洋的冷海温异常的强迫密切相关<sup>[12, 14-17]</sup>。有研究表明, ENSO 衰减期夏季热带印度洋的海温异常是通过大气桥作用对前期赤道中东太平洋海温异常的滞后响应结果<sup>[18-20]</sup>。

研究还表明, 热带北印度洋海温对 ENSO 事件中冬季赤道中东太平洋海表温度异常的滞后响应时间具有年代际变化特征, 年代际转折点发生在 20 世纪的初期和 70 年代中期<sup>[20-21]</sup>, 其中以前段和

后段的最显著滞后响应时间较长, 可至次年夏季, 而中间段的较短, 在 1~4 个月之间。上述年代际变化与赤道中东太平洋海温变异方差的年代际变化(亦即 ENSO 季节演变的年代际差异)密切相关。这种年代际变化实际上反映了 ENSO 事件对次年东亚气候的影响过程的年代际变化。此外, 夏季海洋性大陆海温异常对西太副高的年际变化也具有影响作用, 且作用的强弱也存在年代际变化<sup>[16, 22]</sup>。

综上所述, ENSO 对次年夏季西北太平洋上空大气环流和东亚气候的影响, 主要通过热带印度洋、海洋性大陆及周边海区的海温对赤道中东太平洋海温异常的滞后响应, 进而通过海气相互作用影响东亚气候。因此, 热带印度洋和海洋性大陆及周边的海温对 ENSO 的滞后响应时间是决定 ENSO 影响次年东亚春夏季气候持续时间的一个关键因素。尽管现有的研究表明, 热带印度洋海温对 ENSO 的滞后影响时间在 20 世纪 70 年代出现年代际转变, 传统的东部型厄尔尼诺(El Niño)事件在 1990 年代后频率降低, 中部型 El Niño 事件频率升高<sup>[23]</sup>, 这种 ENSO 演变特征的年代际变化是否会影响热带印度洋、海洋性大陆等海温对 ENSO 的响应时间, 目前尚不清楚。因此, 本文主要分析热带印度洋、海洋性大陆及周边海域的海温对 EN-

SO的滞后响应时间的年代际变化特征,以及ENSO影响次年夏季南海-西北太平洋大气环流异常的物理过程的年代际变化及相关机理,这对深入理解东亚夏季气候变异成因具有重要意义。

## 1 资料与方法

本文所用资料包括:1)美国海洋大气管理局提供的扩展重建月平均海温资料(ERSST V5)<sup>[24]</sup>,空间分辨率为 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ ;2)美国国家环境预报中心-国家大气研究中心再分析资料<sup>[25]</sup>,包括月平均三维风场与位势高度场,空间分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。上述资料选用的时段为1958—2018年。另外,本文对所用资料都进行了去趋势处理。冬季(12~2月)对应年份是指1月所在年。

为研究夏季副热带西北太平洋异常反气旋(气旋)对ENSO的响应,参考Wang等<sup>[26]</sup>的定义,用南海上空经向切变涡度指数

$$\text{SCSSMI} = U_{850}(5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}) - U_{850}(20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}),$$

整体描述西北太平洋异常反气旋(气旋)强度,其中 $U_{850}$ 为低层850 hPa纬向风速。

## 2 热带印度洋及周边海温对ENSO响应的总体特征及年代际变化

### 2.1 总体特征

选取Niño3.4区( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $170^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$ )平均的海温时间序列,代表赤道中东太平洋海温的变化,用于描述ENSO事件演变。图1给出了冬季Niño3.4海温指数与同期冬季、次年春季和夏季印度洋-太平洋海温的相关系数分布。由图1可知,从冬季到次年夏季,太平洋的相关系数空间分布是非常相似的,即与Niño3.4指数相关性显著的区域主要集中在热带印度洋-海洋性大陆、南海及热带和副热带太平洋,其中热带中东太平洋与Niño3.4指数的高相关是由于Niño3.4区就处在赤道中东太平洋。但随着时间的延后,太平洋区域的显著相关区收缩,相关变弱,到夏季甚至在赤道东太平洋出现负相关;而在印度洋,显著相关区随着季节向北收缩,最大相关区从南向北移至阿拉伯海-孟加拉湾一带;南海区域的相关性则是在次年夏季较显著,范围较大。另外,上述冬季Niño3.4海温与同期及后期海温的相关系数的时空演变,实际上反映了典型的ENSO事件的演变特征,以及不同季节印度洋-太平洋不同海区海温对

ENSO的响应特征。

为了更有针对性地分析不同海域对ENSO过程的响应特征,将印度洋和周边海区划分为4个代表性区域:热带南印度洋(下文简称TIO\_S;  $20^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$ ,  $50^{\circ}\sim 95^{\circ}\text{E}$ )、热带北印度洋(简称TIO\_N;  $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $50^{\circ}\sim 95^{\circ}\text{E}$ )、南海区域(简称SCS;  $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ )和海洋性大陆(简称MC;  $15^{\circ}\text{S}\sim 2.5^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ ),并分别计算各区域平均海温作为海温指数,然后计算冬季Niño3.4海温与上述各区海温的超前滞后相关系数。

图2给出了Niño3.4区冬季海温与不同区域海温的超前滞后相关曲线。我们定义最大正相关系数对应的滞后时间为各区域对赤道中东太平洋冬季海温变化的最大响应时间。对TIO\_S海温而言,从超前4个月到滞后6个月其与冬季Niño3.4海温都存在显著的正相关,但最大的相关系数出现在滞后2个月,说明其对冬季赤道中东太平洋海温的最大响应时间约为2个月。TIO\_N海温与Niño3.4海温的相关分布为双峰型,正相关极值分别出现在同期和滞后4个月,且后者较大,这与已有的一些研究结果<sup>[13, 27]</sup>是一致的,而显著的相关性可以维持至滞后7个月即次年夏季。事实上,TIO\_N海温与Niño3.4海温相关的第一个峰值是由于该区域海温在冬季存在与Niño3.4区域海温一样的同号异常表现(主要是受与ENSO冷/暖事件伴随的东亚冬季季风异常偏强/偏弱的影响所致,如图1a所示),而第2峰值是对Niño3.4海温信号响应的结果。上述事实说明了南、北热带印度洋海温对ENSO的响应时间的是有差别的,并且这种差别是由于ENSO及印度洋局地的海气相互作用共同造成的<sup>[13]</sup>。南海海温与冬季Niño3.4海温的显著相关在同期就已出现,并持续9个月到次年10月,但最大的响应出现在滞后6个月即次年7月。MC海温的显著响应信号出现的时间与南海的情形类似,但最大响应出现在滞后2个月。上述结果表明,热带南、北印度洋、海洋性大陆及南海的海温对ENSO的响应特征是有差别的。

### 2.2 年代际变化

为了探讨热带印度洋及周边海温对ENSO的响应时间的年代际变化特征,图3给出冬季Niño3.4海温与各区域海温进行11年滑动窗口的超前滞后相关系数演变剖面图。从图3a可知,TIO\_S海温与Niño3.4海温的最大正相关出现的时间呈现明显的三段式年代际变化,分别在1980年代初和本世

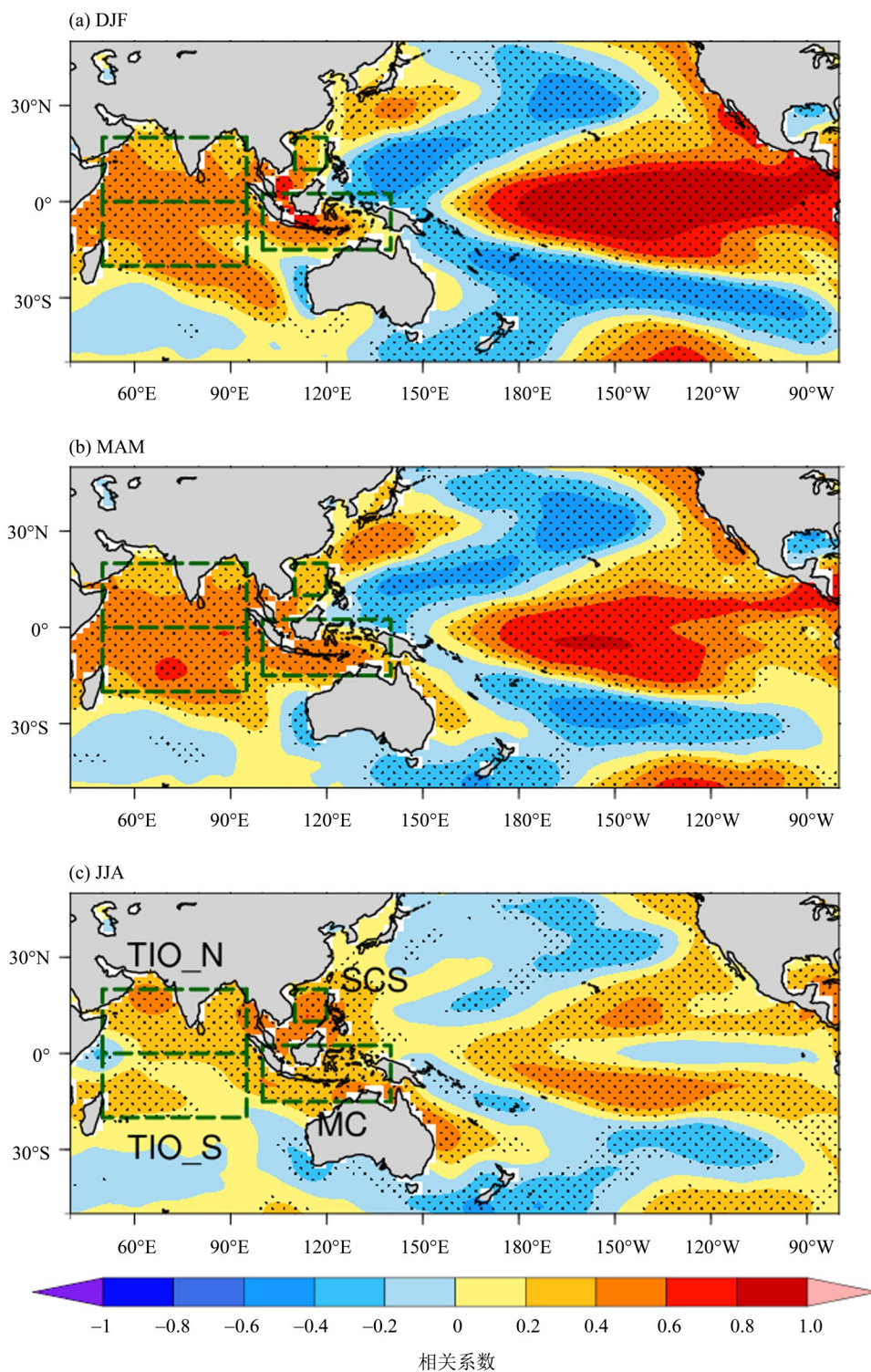
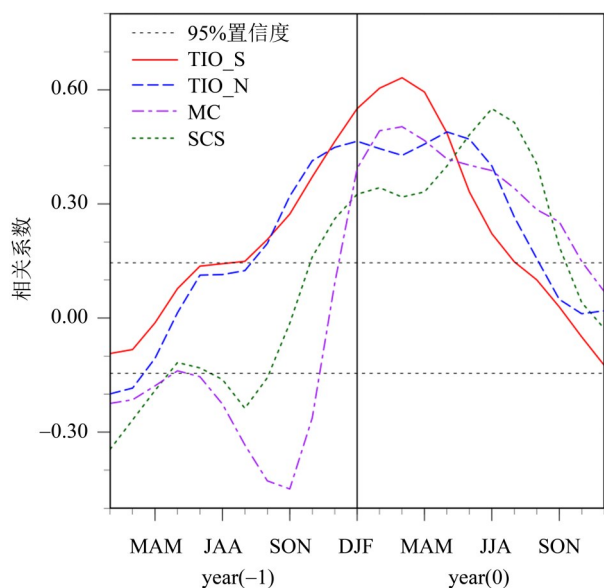


图1 1958—2018年冬季(DJF) Niño3.4海温指数与(a)同期冬季, (b)次年春季, (c)夏季印度洋-太平洋海表温度的相关系数分布(打点区通过95%的置信度检验;虚线框表示划分的区域: TIO\_S(20°S~0°, 50~95°E)、TIO\_N(0°~20°N, 50~95°E)、MC(15°S~2.5°N, 100~140°E)及SCS(10°~20°N, 110~120°E))

Fig. 1 Correlation of the sea surface temperature (SST) in winter (a), subsequent spring (b) and summer (c) with the winter mean SST averaged in Niño3.4 during 1958 to 2018. Stippling denotes SST anomalies significant over the 95% confidence level, and the dashed squares in (c) indicate four concerned regions: TIO\_S(20°S~0°, 50~95°E), TIO\_N(0°~20°N, 50~95°E), MC(15°S~2.5°N, 100~140°E) and SCS(10°~20°N, 110~120°E).



横坐标'year(-1)'表示超前时间(虚线为95%置信度阈值)

'year(-1)' in x-axis denotes the leading time referred to the winter season (DJF), and the horizontal dashed lines denote the threshold values for the correlation coefficients significant at 95% confidence level.

图2 1959—2018年冬季(DJF)平均Niño3.4海温指数与TIO\_S、TIO\_N、MC及SCS等3个月滑动平均海温指数的超前滞后相关曲线

Fig. 2 Lead correlation coefficients between the winter mean SST in Niño3.4 and the three-month sliding mean SST averaged in TIO\_S, TIO\_N, MC and SCS during 1959 to 2018

纪初发生年代际转变,因此我们将时间划分为1958—1981年、1982—2000年与2001—2018年三段。由图3可知,在1963—1981年,TIO\_S海温与Niño3.4海温最大显著相关系数出现在滞后2个月(即3月),显著相关持续至滞后4~5个月(即5~6月),表明TIO\_S海温对冬季Niño3.4海温响应较快、维持时间较短;而在1982—2000年,最大正相关系数出现在滞后约4个月(即5月),相应的显著相关可持续到滞后6~9个月(即7~10月),表明该阶段TIO\_S海温对冬季Niño3.4海温响应较慢、维持时间较长;在2001—2013年,最大正相关出现的时间又变为滞后约2~3个月,但显著正相关可维持到滞后约6个月(即7月)。TIO\_N的情形(图3b)与TIO\_S基本相似,不同的是,第1段时期的最大正相关出现在同期冬季,第2段时期的最大正相关出现时间要比TIO\_S滞后1~2个月,而第3段时期的显著正相关维持时间比TIO\_S的长1个月。

MC海温与Niño3.4海温的超前滞后正相关也存在相应的年代际变化特征(图3c),在第一时段,

正相关极值主要在滞后2~3月(即3~4月)出现,且显著正相关维持到滞后5~6个月(即6~7月);而第2时段滞后的正相关并不显著;在第3时段,最大值正相关又出现在滞后2~3月,显著正相关也与第一时段类似维持到滞后5~7个月,但在最后4年显著正相关维持时间变长,可维持到滞后10个月(即11月)。

SCS海温与Niño3.4海温的超前滞后相关特征(图3d)也出现年代际转变:1980年代中期之前及2012年之后的相关系数呈现双峰值结构,峰值分别出现在同期冬季和次年夏季;1987—2011年为单峰值,出现在次年夏季,其中1990年代中期的相关性明显减弱。另外,总体上看,次年夏季的显著正相关可维持到9月份。

为了进一步分析上述各海区海温对冬季Niño3.4海温的最大响应时间的年代际变化与ENSO事件演变过程的联系,我们选择冬季Niño3.4标准化海温距平(SSTA)大于0.75的年份算作El Niño事件(简称EN事件),小于-0.75的年份算作La Niña事件(简称LN事件),然后分别合成3个时期各区在ENSO过程的SSTA演变曲线。在1958—1981年:EN年为1958,1964,1966,1969,1973;LN年为1965,1971,1972,1974,1976。在1982—2000年:EN年为1983,1987,1992,1995,1998;LN年为1985,1989,1996,1999,2000。在2001—2018年:EN年为2003,2010,2016;LN年为2008,2011,2012,2018。需说明的是,大多数ENSO事件发生在相邻两个自然年内,为了合成的合理性,我们选择剔除了跨3个自然年的ENSO事件,即1972、2000和2012年的冷事件。

从合成结果可以看出,三个时期的EN和LN事件Niño3.4区的SSTA都在冬季12月或1月最强(图4Aa, Ba, Ca),不同的是赤道中东太平洋海温异常在第一、第三时期持续到次年4月,持续时间较短,而在第二时期可持续到次年7月,持续时间较长,因此导致在不同时期各区域海温对Niño3.4海温的响应时间与响应强度存在差异。在1958—1981年,由于ENSO持续时间较短,TIO\_S和TIO\_N海温对Niño3.4海温的响应快,它们的异常信号只持续到5、6月份(图4Ab, Ac),而MC的海温异常维持较长时间,因此ENSO次年SCS夏季海温异常的极值(图4Ae)主要由夏季MC海温异常所致,即MC海温异常可通过强迫异常经圈环流

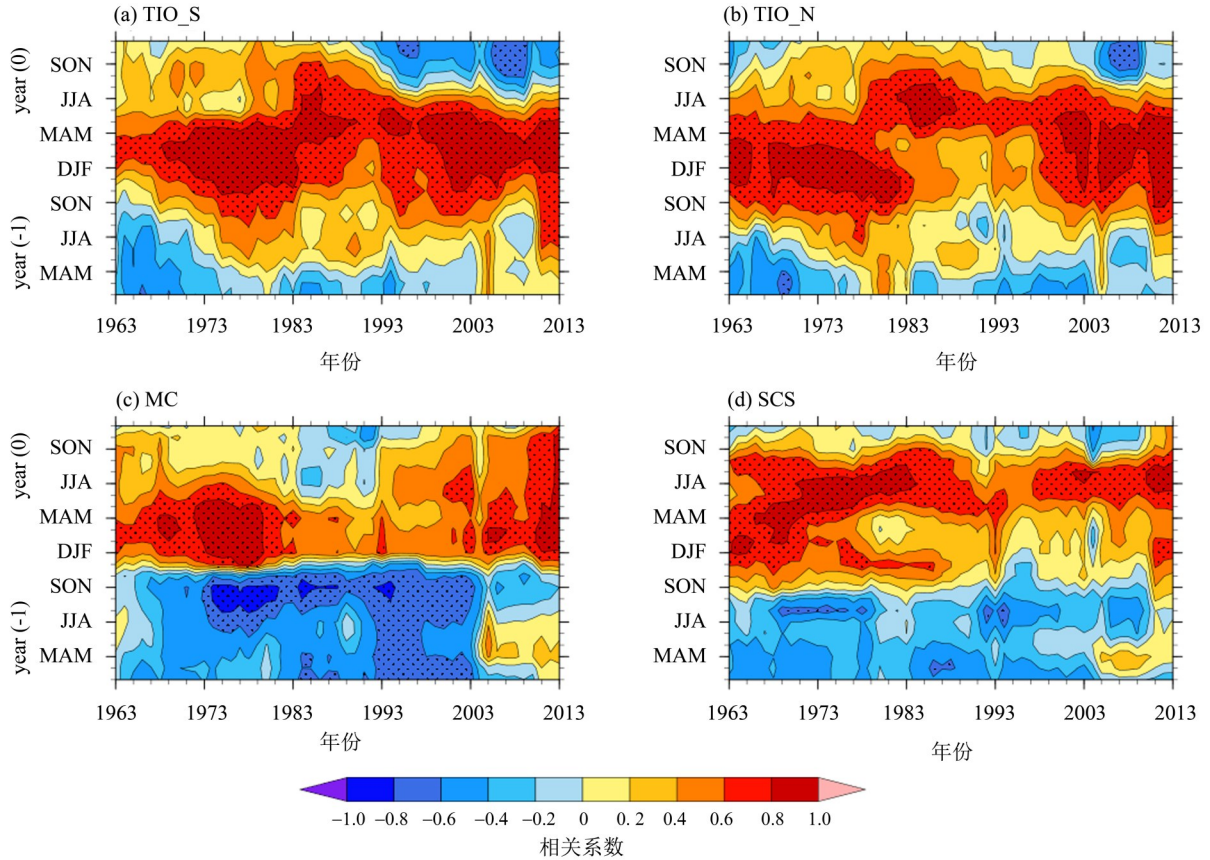


图3 冬季平均Niño3.4海温与3个月滑动平均的 (a) TIO\_S, (b) TIO\_N, (c) MC, (d) SCS的超前滞后海温的11年滑动相关剖面图  
 'year (-1)' in y-axis denotes the leading time referred to the winter season (DJF), and stippling denotes the correlation coefficients significant over the 95% confidence level.

图3 冬季平均Niño3.4海温与3个月滑动平均的 (a) TIO\_S, (b) TIO\_N, (c) MC, (d) SCS的超前滞后海温的11年滑动相关剖面图

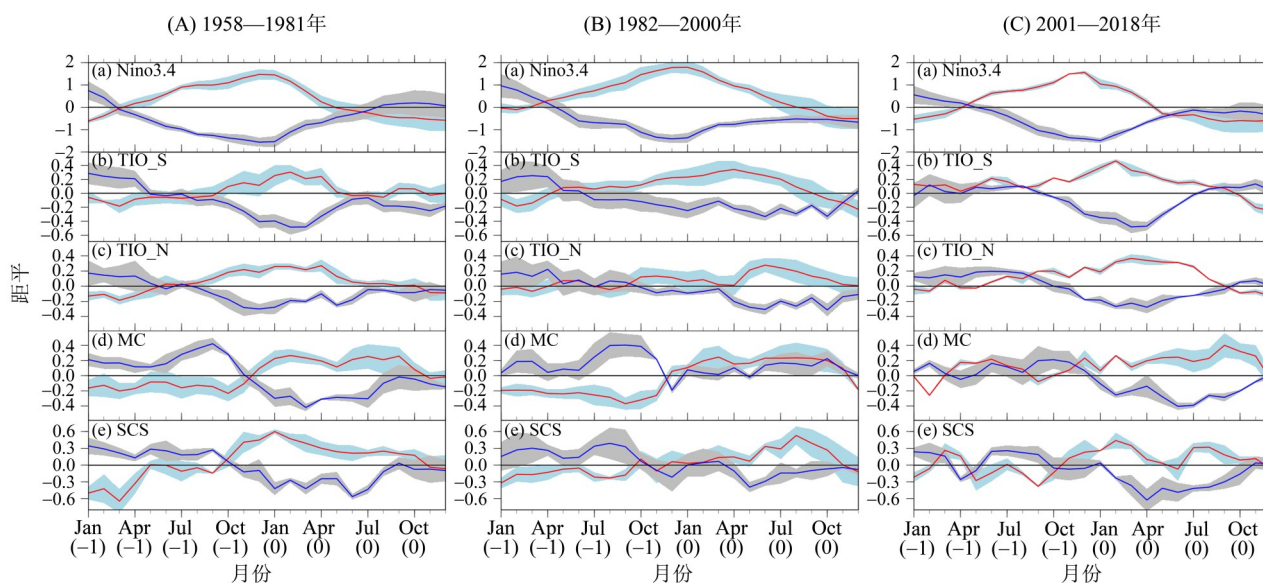
Fig. 3 Eleven-year sliding correlation between the winter mean SST in Niño3.4 and leading three-month sliding mean SST averaged in (a) TIO\_S, (b) TIO\_N, (c) MC, and (d) SCS

在副热带西北太平洋强迫出异常反气旋(气旋)<sup>[16, 22, 28]</sup>, 进而通过影响入射太阳辐射而导致其下垫面海温异常(图4Ad)。在1982—2000年, 由于ENSO持续时间较长, TIO\_S和TIO\_N的海温对Niño3.4海温的滞后最大响应时间出现较慢, 尤其是TIO\_N海温滞后最大响应出现在次年夏季(图4Bb, Bc), 而ENSO次年SCS夏季海温异常的极值主要是由夏季TIO\_N海温异常所致, 即夏季TIO\_N海温异常可通过“电容器效应”激发东传Kelvin波在副热带西北太平洋强迫出异常反气旋(气旋)<sup>[14-15, 29]</sup>, 进而导致其下垫面海温异常(图4Be), 而ENSO次年夏季MC海温与ENSO冷暖事件的对应关系并不好(图4Bd), 这与图3c显示出的该年代冬季Niño3.4海温与滞后的MC海温相关不显著是一致的。在2001—2018年, 由于ENSO持续时间较短, TIO\_S和TIO\_N的海温对Niño3.4

海温的滞后最大响应出现较快(图4Cb, Cc), 但比第一时期稍慢, 所以较明显的TIO\_N海温异常可以维持到ENSO次年春末夏初。另外, ENSO次年夏季MC和SCS海温异常比前两时期要明显一些(图4Cd, Ce)。

### 3 ENSO 影响次年夏季南海-西北太平洋大气环流过程的年代际变化

从前面的讨论可知, 南、北热带印度洋海温和海洋性大陆海温对赤道中东太平洋冬季海温的滞后最显著响应出现的时间及显著响应维持时间具有明显的年代际变化, 而南海海温与冬季Niño3.4海温的滞后显著响应却几乎在整个研究时段非常一致地维持到次年夏季(图3d)。该现象本质上体现了ENSO事件通过其他海域(如热带北印度洋、海洋性大陆等)海温对其的滞后响应, 进而



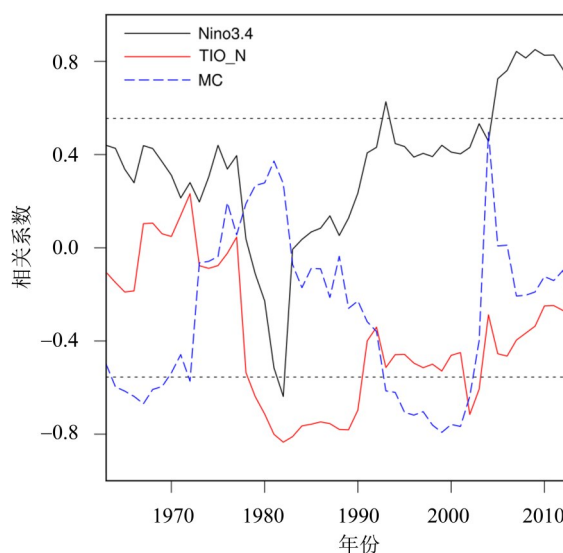
红色对应EN, 蓝色对应LN; 阴影部分为1倍标准差范围; 横坐标中(-1)和(0)分别表示ENSO事件发生年及次年。

图4 (A) 1958—1981, (B) 1982—2000和(C) 2001—2018年分别合成的ENSO过程各海区逐月海温距平(K):  
(a) Niño3.4; (b) TIO\_S; (c) TIO\_N; (d) MC; (e) SCS

Fig. 4 Evolution of the composite monthly mean SST anomalies (K) in four key regions for the ENSO events during (A)1958-1981, (B)1982-2000, and (C) 2001-2018

通过某种物理过程强迫次年夏季南海-副热带西北太平洋上空环流异常(如低层异常反气旋或气旋)的过程, 而南海海温异常是对其上空环流异常的响应<sup>[12, 30]</sup>, 如反气旋(气旋)环流异常可使得晴空少云(多云雨)天气的出现, 导致入射太阳辐射得偏多(偏少), 进而导致下垫面海表温度的升高(降低)。为了更客观地评估夏季不同区域海温对南海-副热带西北太平洋上空环流异常的影响在不同年代的相对重要性, 我们分别计算了各关键海区海温与南海经向切变涡度指数(SCSSMI, 用来表征西北太平洋异常反气旋(气旋)的强度)的11年滑动相关系数, 如图5所示。结果表明, 与SCSSMI指数显著相关的海温关键区在不同时段是不同的, 可清晰地划分为4个时期(具体见下面讨论), 这表明ENSO可以通过不同的相关海区的滞后响应来影响次年夏季南海-西北太平洋大气环流异常。因此, 影响南海-西北太平洋夏季大气环流异常的海温关键区的年代际变化特征与前面讨论的热带印度洋及邻近海温对赤道中东太平洋冬季海温异常的显著响应时间的年代际变化是有差别的。

从图5可知, 在20世纪60~70年代中, MC海温与SCSSMI的相关最显著。以EN事件为例, 该时段EN事件次年夏季合成的大气环流异常结果(图6Aa, Ba)表明, 在西北太平洋上空存在明显的异常反气旋, 而MC海温正异常可通过强迫异常经



水平虚线为通过95%置信度检验的相关系数临界值。

图5 夏季Niño3.4、TIO\_N和MC的海温与同期SCSSMI的11年滑动相关曲线图

Fig. 5 Eleven-year sliding correlation between the mean SCSSMI and mean SST averaged in Niño3.4, MC and TIO\_N

圈环流在菲律宾海出现异常下沉运动, 体现了其对西北太平洋异常反气旋的形成具有最重要的贡献作用<sup>[16, 22, 28]</sup>。另外, 热带中东太平洋赤道偏冷而热带中太平洋呈“C”型偏暖的海温异常型导致的热带中太平洋上空的异常上升运动, 也可通过

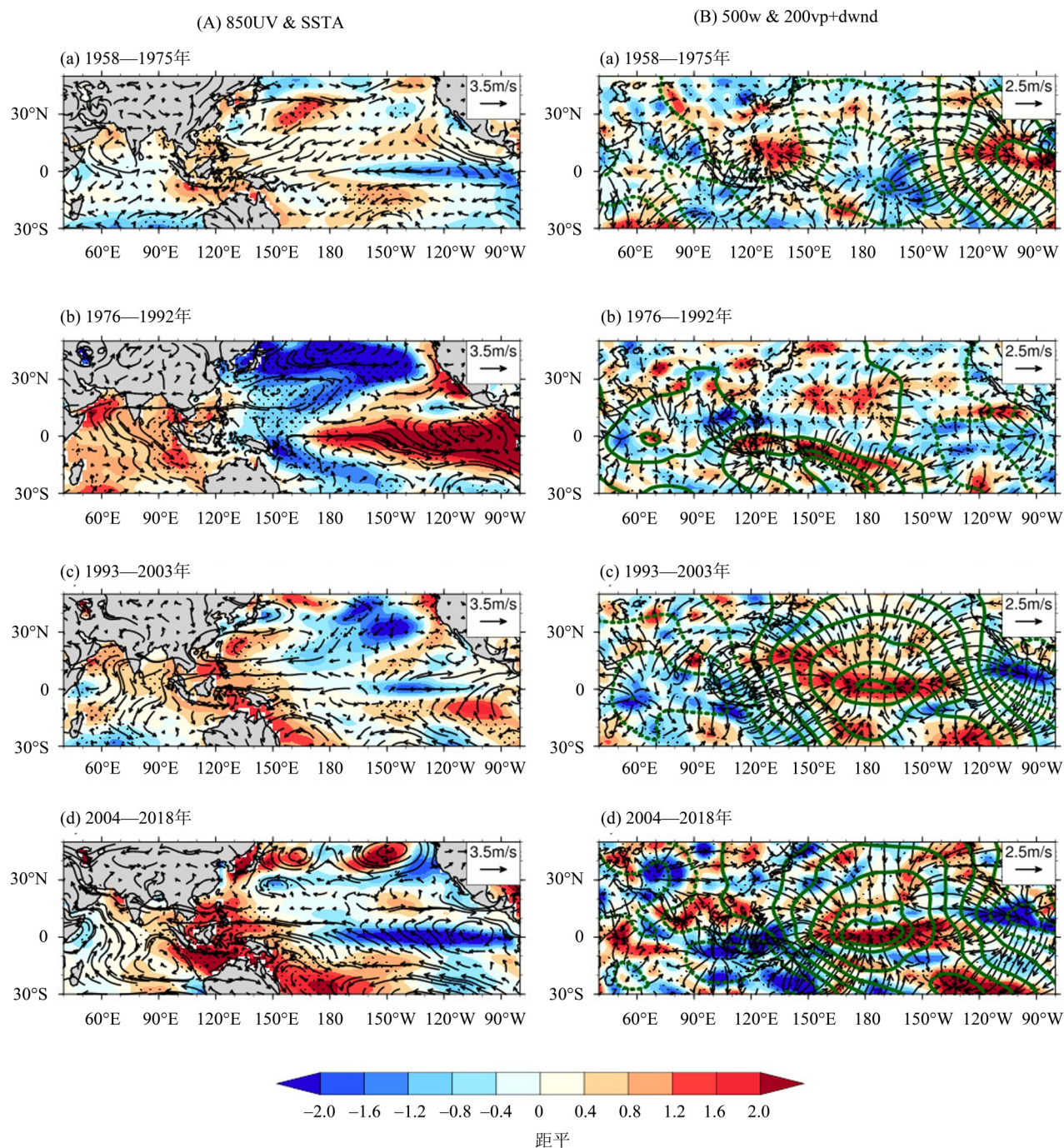


图 6 (a)1958—1975年,(b)1976—1992年,(c)1993—2003年和(d)2004—2018年 EN 事件合成的次年夏季的 (A) 850 hPa 距平风场(矢量)与 SST 距平场 (填色, 单位: K; 打点区表示通过了 95% 的置信度检验); (B) 200 hPa 辐散风距平(箭头)、速度势距平(绿线, 实线为正, 虚线为负, 等值线间隔为  $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) 和 500 hPa 的  $p$  坐标垂直速度距平场(填色, 单位:  $1/30 \text{ Pa/s}$ ; 打点区表示通过了 95% 的置信度检验)

Fig. 6 Composite summer (A)850 hPa wind anomalies and SST anomalies (K) and (B)200 hPa divergent wind anomalies, velocity potential (contours, dashed lines for negative values, interval:  $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) and 500 hPa vertical  $p$ -velocity (shading,  $1/30 \text{ Pa/s}$ ; stippling denotes the correlation coefficients significant over the 95% confidence level) in the subsequent years of the EN events during (a)1958-1975, (b)1976-1992, (c)1993-2003 and (d) 2004-2018

垂直环流对西北太平洋异常反气旋的形成做出一定的贡献。

在 1976—1992 年, 夏季 TIO\_N 海温与 SCSSMI 的相关最显著, 表明前者作为对前期赤道中东太平洋海温异常滞后响应的中介, 对同期南海-西北太平洋上空环流异常具有重要的影响, 这从该时段 EN 事件合成的结果可得到验证(图 6Ab, Bb)。由图 6Ab 可知, 在热带北印度洋及海洋性大陆呈现出海温正异常, 与此相伴随, 从热带西太平洋到中南半岛上空对流层低层出现异常偏东风, 而西北太平洋上空为异常反气旋, 这是因为热带北印度洋的暖海温异常可通过强迫出东传的暖 Kelvin 波及 Ekman 辐散机制(简称 WIED 机制)导致上述异常反气旋式环流的形成<sup>[14-15, 29]</sup>。

从图 5 还可知, 在 1990 年初至 2000 年代初, 与 SCSSMI 相关最显著的是 MC 海温, 其次是 TIO\_N 海温, 表明两者对南海-西北太平洋上空环流异常具有重要的影响, 其中又以前者的作用更明显。如图 6Ac 所示, 在 EN 事件次年夏季, MC 区及 TIO\_N 区海温都呈现暖异常, 从热带北太平洋中部至孟加拉湾东部上空存在明显的异常东风, 在南海北部至西北太平洋上空则为一异常反气旋。MC 区的异常暖海温强迫出异常上升运动, 并通过异常经圈环流对南海-西北太平洋异常反气旋的形成具有强迫作用(图 6Bc); 而 TIO\_N 地暖海温也可通过 WIED 机制对上述异常反气旋式的形成有一定的贡献。

在 2000 年代初以后, 同期夏季 Niño3.4 海温与 SCSSMI 存在显著的正相关(图 5), 而 MC 海温和 TIO\_N 海温与 SCSSMI 的相关性都有所减弱, 表明前期冬季赤道中东太平洋海温异常经其他海区海温的滞后响应再影响夏季西北太平洋环流异常的作用明显减弱, 但同期夏季赤道中东太平洋海温异常的影响作用却明显加强。该时段 EN 事件次年夏季海温及环流的合成结果表明, 海温距平分布呈现出在 MC、SCS 和菲律宾海为暖异常, 而在赤道中东太平洋为冷异常(图 6Ad)。与之相匹配, 从热带中太平洋到孟加拉湾为异常东风, 东亚副热带区域为一异常反气旋所控制。受海温异常场的影响, 在赤道中太平洋有显著的异常下沉运动, 而 MC 则有异常上升运动, 两者通过异常纬向环流紧密联系在一起(图 6Bd)。另外, MC 区的上升运动通过经向环流来影响南海北部环流的现象不明显。由于赤道中东太平洋的海温负距平较强, 所

以上述东亚副热带区域的异常反气旋是赤道中东太平洋冷海温激发的 Rossby 波响应的结果<sup>[17, 31-32]</sup>。

## 4 结论与展望

本论文分析了热带印度洋及周边区域海温对 ENSO 事件的滞后响应时间的年代际变化特征, 并探讨了 ENSO 事件对副热带西北太平洋环流影响过程的年代际变化及相关机理, 得出以下结论:

1) 在 ENSO 事件中, 热带印度洋、海洋性大陆及南海的海温对热带中东太平洋海温异常信号存在显著的滞后响应现象, 且不同海区滞后响应最显著的时间及显著维持时间是不同的。热带南、北印度洋海温的滞后响应最显著的时间分别出现在次年 3 月和 5 月, 而它们显著滞后响应可分别持续到次年 6 月和 8 月; 海洋性大陆海温对 ENSO 的最显著滞后响应出现在 2 月, 滞后显著响应可持续到次年 9 月; 南海海温最显著的滞后响应及显著滞后响应持续时间则分别出现在次年 7 月和 9 月。因此, 尽管 ENSO 信号在冬季就已达到最强, 但其对环流与气候的影响可以一直持续到次年夏季。

2) ENSO 事件的演变及热带印度洋、海洋性大陆海温对 ENSO 的滞后响应时间在 1980 年代初及 2000 年代初经历了显著的年代际转变。上述 3 个阶段的差异主要体现在第二阶段 ENSO 事件较前后两个阶段的持续时间更长、强度更强, 热带南、北印度洋海温信号的显著响应时间则更滞后; 海洋性大陆的海温则经历了响应显著、不显著和显著的年代际变化, 其中最后一阶段的滞后显著响应的维持时间要比第一阶段长, 甚至可到次年秋季。

3) ENSO 事件通过热带印度洋及周边区域海温的滞后响应来影响东亚副热带夏季环流系统异常的过程具有明显的年代际变化特征。海洋性大陆、热带北印度洋和赤道中东太平洋海温都可分别作为不同年代的关键因子导致东亚副热带夏季环流系统的异常, 进而影响东亚夏季气候。

此外, 本文得到的结果说明热带印度洋及周边海温对 ENSO 的响应时间出现年代际差异主要与 ENSO 事件季节演变的年代际差异有关, 其具体体现在赤道中东太平洋海温异常信号在 ENSO 衰减阶段的持续时间及强度的差异。这种差异性会影响热带印度洋及周边区域的海温通过大气桥、海气相互作用过程和海洋内部热力过程对赤道中东太平洋海温异常的持续响应时间, 进而引起在不

同年代影响副热带西北太平洋夏季环流异常的关键海区不同。然而, 导致与 ENSO 事件关联的赤道中东太平洋海温异常信号季节演变特征的年代际差异的原因还有待今后进一步研究和探索; 热带

印度洋-太平洋的海温及大气环流气候态的年代际变化等对上述相关问题的影响作用也还有待深入的分析研究。

#### 参考文献:

- [1] WALLACE J M, RASMUSSEN 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]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C7): 14241-14259.
- [2] ASHOK K, BEHERA S K, RAO S A, et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112 (C11) : C11007.
- [3] LARKIN N K, HARRISON D E. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(16): L16705.
- [4] WENG H, ASHOK K, BEHERA S K, et al. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer [J]. *Climate Dynamics*, 2007, 29(2/3): 113-129.
- [5] ZHANG W, JIN F F, LI J, et al. Contrasting impacts of two-type El Niño over the Western North Pacific during Boreal autumn [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2011, 89(5): 563-569.
- [6] ZHANG W, JIN F F, TURNER A. Increasing autumn drought over southern China associated with ENSO regime shift [J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41 (11): 4020-4026.
- [7] HUANG R H, WU Y F. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1989, 6(1) : 21-33.
- [8] FENG J, CHEN W, TAM C Y, et al. Different impacts of El Niño and El Niño Modoki on China rainfall in the decaying phases [J]. *International Journal of Climatology*, 2011, 31(14): 2091-2101.
- [9] 袁媛, 杨辉, 李崇银. 不同分布型厄尔尼诺事件及对中国次年夏季降水的可能影响[J]. *气象学报*, 2012, 70(3): 467-478.
- [10] 王钦, 李双林, 付建建, 等. 1998 和 2010 年夏季降水异常成因的对比分析: 兼论两类不同厄尔尼诺事件的影响[J]. *气象学报*, 2012, 70(6): 1207-1222.
- [11] ZHANG R, SUMI A, KIMOTO M. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of '86/87 and '91/92 events [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1996, 74(1): 49-62.
- [12] WANG B, WU R, FU X. Pacific-East Asian Teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J Climate*, 2000, 13(9): 1517-1536
- [13] XIE S P, KOSAKA Y, DU Y, et al. Indo-western Pacific Ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2016, 33(4): 411-432.
- [14] YANG J L, LIU Q Y, XIE S P, et al. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon [J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34 (2): L02708.
- [15] XIE S P, HU K, HAFNER J, et al. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño [J]. *J Climate*, 2009, 22(3): 730-747.
- [16] CHUNG P H, SUI C H, LI T. Interannual relationships between the tropical sea surface temperature and summertime subtropical anticyclone over the western North Pacific [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2011, 116(D13): D13111.
- [17] CHEN Z, WEN Z, WU R, et al. 2016. Relative importance of tropical SSTA in maintaining the Western North Pacific anomalous anticyclone during El Niño to La Niña transition years [J]. *Climate Dynamics*, 2016, 46(3/4): 1027 - 1041.
- [18] KLEIN S A, SODEN B J, LAU N C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. *J Climate*, 1999, 12(4): 917-932.
- [19] 简茂球, 罗会邦, 乔云亭. 印度洋-太平洋各季海温年际变异模的相关性及其与我国夏季降水的关系 [J]. *热带气象学报*, 2006, 22(2): 131-137.
- [20] XIE S P, DU Y, HUANG G, et al. Interdecadal shift in El Niño influences on Indo-western Pacific and East Asian climate in the 1970s [J]. *J Climate*, 2010, 23(12): 3352-3368.
- [21] CLOWDARY J S, XIE S P, TOKINAGA H, et al. In-

- terdecadal variations in ENSO teleconnection to the Indo–Western Pacific for 1870–2007[J]. *J Climate*, 2012, 25:1722–1744.
- [22] WU B, ZHOU T. Oceanic origin of the interannual and interdecadal variability of the summertime western Pacific subtropical high [J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(13):L13701.
- [23] YEH S W, KUG J S, DEWITTE B, et al. El Niño in a changing climate [J]. *Nature*, 2009, 461 (7263) : 511–514.
- [24] HUANG B, THORNE P W, BANZON V F, et al. Extended reconstructed sea surface temperature version 5 (ERSSTv5), upgrades, validations, and inter-comparisons [J]. *J Climate*, 2017, 30(20) :8179–8205.
- [25] KALNAY E, KANAMITSU M, KISTLER R, et al. The NCEP/NCAR 40–year reanalysis project [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77(3) : 437–471.
- [26] WANG B, HUANG F, WU Z, et al. Multi–scale climate variability of the South China Sea monsoon: A review [J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2009, 47(1) : 15–37.
- [27] DU Y, XIE S P, HUANG G, et al. Role of air–sea interaction in the long persistence of El Niño–induced north Indian Ocean warming [J]. *J Climate*, 2009, 22 (8) : 2023–2038.
- [28] SUI C H, CHUNG P H, LI T. Interannual and interdecadal variability of the summertime western North Pacific subtropical high [J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(11):L11701.
- [29] LI S L, LU J, HUANG G, et al. Tropical Indian Ocean basin warming and East Asian summer monsoon: A multiple AGCM study [J]. *J Climate*, 2008, 21(22) : 6080–6088.
- [30] ZHANG Z, JIAN M, GAO S, et al. Interdecadal change in the relationship between interannual variation of the South China Sea monsoon trough and tropical Indo–Pacific SST [J]. *Int J Climatol*, 2021, 41(Suppl 1) : E2379–E2394.
- [31] WANG B, XIANG B, LEE J Y. Subtropical high predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions [J]. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2013, 110(8) : 2718–2722.
- [32] XIANG B, WANG B, YU W, et al. How can anomalous western North Pacific subtropical high intensify in late summer? [J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(10) : 2349–2354.

(责任编辑 秦社彩)