doi:10.11676/qxxb2020.019

ENSO 空间形态变异对 ENSO-IOD 关系年代际减弱的可能作用*

滕宇威　张文君　刘　超　耿　新　秦楚菲

TENG Yuwei　ZHANG Wenjun　LIU Chao　GENG Xin　QIN Chufei

南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心，南京，210044

Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education，Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change，Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters，Nanjing University of Information Science & Technology，Nanjing 210044，*China*

2019-09-06 收稿，2019-12-08 改回.

滕宇威，张文君，刘超，耿新，秦楚菲. 2020. ENSO 空间形态变异对 ENSO-IOD 关系年代际减弱的可能作用. 气象学报，78(2)：210-220

Teng Yuwei，Zhang Wenjun，Liu Chao，Geng Xin，Qin Chufei. 2020. Possible role of ENSO spatial pattern variation in interdecadal weakening of ENSO-IOD relationship. ***Acta Meteorologica Sinica*****，78(2):210-220**

Abstract　Using monthly sea surface temperature from Hadley Center (HadISST) and the atmospheric reanalysis dataset provided by the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) from 1979 to 2017, this study investigates the interdecadal variability characteristics of the relationship between El Niño Southern Oscillation (ENSO) and Indian Ocean Dipole (IOD) in boreal autumn and possible reasons behind. It is found that significant interdecadal variations exist in the ENSO-IOD relationship. Before the early 2000s, there was a significant positive correlation between them, and El Niño (La Niña) often corresponded to significant positive (negative) IOD events in the autumn. However, since the early 2000s, the ENSO-IOD relationship is significantly weakened and not statistically significant. Further studies indicate that the decadal change in ENSO spatial pattern plays an important role in the decadal change of their relationship. In the latter stage, the central Pacific El Niño events (CP El Niño) and eastern Pacific La Niña events (EP La Niña) occur more frequently, and the IOD intensity is more corelated with the longitudinal position than with the intensity of the CP El Niño. For the EP La Niña, the sea surface temperature anomaly (SSTA) is located more eastward than normal and over the cold tongue region of the equatorial Pacific. Under the effect of the cold climatic sea temperature, local atmospheric response is weak, and teleconnection effect over the Indian Ocean is weak, which results in a weak influence on the IOD intensity. Due to the combined effect of the CP El Niño and EP La Niña, the ENSO-IOD relationship is greatly weakened in the latter stage.

Key words　ENSO，IOD，Interdecadal change，Two types of ENSO

摘　要　基于 1979—2017 年哈得来中心的逐月海表温度资料（HadISST）和美国环境预报中心/美国大气研究中心（NCEP/NCAR）提供的大气环流再分析数据，研究了北半球秋季厄尔尼诺和南方涛动（ENSO）与印度洋偶极子（IOD）关系的年代际变化特征及其可能原因。结果显示，ENSO-IOD 关系存在显著的年代际变化：21 世纪初期前，二者呈显著正相关，厄尔尼诺（拉尼娜）年秋季

* 资助课题：国家重点研发计划“重大自然灾害监测预警与防范”重点专项项目（2018YFC1506002）、国家自然科学基金项目（41675073）、全球变化与海气相互作用专项（GASI - IPOVAI-03）。

作者简介：滕宇威，从事 ENSO 与海气相互作用研究。 E-mail：tywxhz@163.com

通信作者：张文君，从事 ENSO 机理及海陆气相互作用等方面研究。 E-mail：zhangwj@nuist.edu.cn

常对应显著的印度洋偶极子正(负)异常；21世纪初期以后，ENSO-IOD关系显著减弱，统计上不显著。进一步研究表明，ENSO空间型态的变异对于该关系的年代际减弱起重要作用。在第二时段(2004—2017年)，中部型厄尔尼诺事件和东部型拉尼娜事件频发，中部型厄尔尼诺事件与印度洋偶极子强度的关系与其纬向位置密切相关，与其强度的线性关系较弱；而东部型拉尼娜事件，由于海温距平位置偏东(位于赤道东太平洋冷舌区)，在偏低的气候态海温作用下，其引起的大气局地响应很弱，对印度洋的遥强迫作用较弱，因而对印度洋偶极子强度的影响也较弱。在二者的共同作用下，ENSO-IOD的关系发生了年代际减弱。

关键词 ENSO，印度洋偶极子，年代际变化，两类ENSO

中图法分类号 P444

1 引 言

厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)是热带太平洋大尺度海-气耦合现象，是气候系统年际变率中最重要的信号(Bjerknes, 1969; Philander, 1990; Wallace, et al, 1998)。其产生和发展不仅会影响热带太平洋区域的气候，还能通过大气遥相关(大气桥)的形式，影响其他海盆如印度洋、大西洋的气候(Klein, et al, 1999; Alexander, et al, 2002; Lau, et al, 2003; 周天军等, 2004; 赵珊珊等, 2006)。以往研究(Saji, et al, 1999; Webster, et al, 1999)表明，在ENSO发展年的秋季，热带印度洋上常常伴随印度洋偶极子(IOD)的发生。一般而言，ENSO正相位(厄尔尼诺年)对应正的IOD事件(即西印度洋暖，东印度洋冷)，这使得赤道印度洋—太平洋地区海表温度呈现出“+ − +”的三极型分布(杨辉等, 2006; Chen, et al, 2008; 连涛等, 2014; 李崇银等, 2018)以及印度洋上的季风纬向环流和太平洋上的沃克环流反向(吴国雄等, 1998; 李崇银等, 2001)，ENSO负相位(拉尼娜年)时的情况相反。

考虑到ENSO和IOD季节上的锁相关系和空间分布特征，已有学者对二者的关系做了大量的研究。一方面，绝大多数学者认为ENSO主导IOD的变率(吴国雄等, 1998; 李崇银等, 2001; Allan, et al, 2001; Baquero-Bernal, et al, 2002; Xie, et al, 2002; Annamalai, et al, 2003; Cai, et al, 2011; Stuecker, et al, 2017)。从大气方面考虑，有研究认为是“大气桥”的作用：当厄尔尼诺事件发生时，沃克环流减弱，印度尼西亚(120°E)附近出现异常的下沉运动，对应低层环流的辐散以及赤道印度洋上异常东风的出现，异常的东风加强了东印度洋冷水上翻，并使得海洋上层暖水在赤道西印度洋堆积，在皮叶克尼斯正反馈的作用下，这种海温距平的偶极型分布进一步加强，最终引发正的IOD事件(吴国雄等, 1998)。除此以外，有研究(Stuecker, et al, 2017; Zhao, et al, 2019)指出，ENSO与年循环相互作用的组合模态(C-Mode)也可以通过改变印度洋局地的热通量、调制印度洋的海气反馈来影响IOD的变率和季节锁相特征。从海洋方面考虑，前人认为印度尼西亚贯穿流(ITF)对次表层太平洋-印度洋海温距平起重要作用，特别对印度洋，在模式中关闭印度尼西亚贯穿流使印度洋温跃层普遍变浅，从而影响IOD的生成(俞永强等, 2003; Lan, et al, 2009; 吴海燕等, 2010; 徐腾飞等, 2016)。另一方面，ENSO和IOD事件并不存在一一对应关系，存在非ENSO年的强IOD事件以及ENSO年的弱IOD事件(Rao, et al, 2004; Behera, et al, 2006)，这使得一部分研究认为IOD事件有时候是独立于ENSO发生的(Saji, et al, 2003; Behera, et al, 2006; Scott, et al, 2009)。尽管ENSO-IOD关系仍有争论，但是观测和模拟结果均表明二者的关系以ENSO影响IOD为主。

最近有研究(Ham, et al, 2017)指出，ENSO-IOD的关系自2000年以后明显变弱了，作者猜测这与北半球春季和夏季ENSO演化的差异有一定关系，在厄尔尼诺发展期间，海洋性大陆上减弱的降水负异常削弱了印度洋上赤道东风的强度，从而抑制了与ENSO相关的IOD变率。除此之外，Ham等还指出2000年后拉尼娜型背景态(Kosaka, et al, 2013; Meehl, et al, 2014)以及中部型厄尔尼诺事件的增多也可能导致ENSO-IOD关系的减弱(Kumar, et al, 2006; 祁莉等, 2014; 何珊珊等, 2015)。

由此可见，由于ENSO自身的复杂性，例如两类ENSO空间形态的差异(符淙斌等, 1985; Ashok, et al, 2007; Kao, et al, 2009; Kug, et al, 2009; Ren, et al, 2011)以及ENSO冷暖位相的不对称性(Kug et al, 2009, 2011; Ren, et al, 2011)，使得ENSO的气候影响变得更复杂。另外，以往研究(Li, et al, 2003)也指出IOD是一个相对较弱的自然模态，容易受到其他信号的干扰，这些均增加了ENSO-

IOD关系的复杂性。因而近几十年ENSO-IOD关系减弱的具体原因有待进一步的探索。文中从ENSO型态的变异等因素出发,研究发生这种关系年代际变化的原因。

2 资料和方法

研究使用的资料包括:(1)英国哈得来中心提供的水平分辨率为1°×1°的逐月海表温度资料(HadISST, Rayner, et al, 2003)。(2)美国环境预报中心/美国大气研究中心(NCEP/NCAR)提供的水平分辨率为2.5°×2.5°的全球逐月再分析资料(10 m风场、垂直风场和降水场)(Kalnay, et al, 1996)。考虑到IOD事件通常在北半球秋季达到成熟位相,文中的研究季节为北半球秋季(9—11月),研究时段为1979—2017年。由于文中关注的是ENSO-IOD年际关系的变化,因此所有数据在季节平均的基础上均采用谐波滤波的方法进行了10 a高通滤波,并去除了长期的线性趋势。所有的统计显著性检验均基于双侧学生*t*分布。文中采用Nino3.4指数和DMI指数来表征ENSO和IOD事件的强度,其中Nino3.4指数为Nino3.4区域(5°S—5°N,120°—170°W)海温距平的区域平均(Trenberth, 1997),而DMI指数为赤道西印度洋(10°S—10°N,50°—70°E)和赤道东南印度洋(10°S—0,90°—110°E)海温距平区域平均的差(Saji, et al, 1999)。目前ENSO的定义较多(Ren, et al, 2018),但总体而言都是类似的,文中根据标准化的Nino3.4指数±0.5个标准差来界定ENSO事件,一共选取9次厄尔尼诺事件(1982、1986、1987、1991、1997、2002、2006、2009、2015年)和13次拉尼娜事件(1983、1984、1985、1988、1995、1998、1999、2005、2007、2010、2011、2016、2017年)。

3 ENSO-IOD关系的减弱

一般而言,ENSO-IOD有着较好的相关关系,在整个时段,二者的相关系数达到了0.69,通过了95%显著性*t*检验。为了探索二者是否一直保持稳定的关系,研究了二者相关强度随时间的变化。从Nino3.4指数和DMI的时间序列以及11 a滑动相关系数(图1)可见,ENSO-IOD的关系存在明显的年代际变化,2003年后二者的关系发生了明显的年代际减弱。将1979—2003年定义为第一时段,2004—2017年定义为第二时段,可见,第一时段Nino3.4指数和DMI相关较强,滑动相关系数达到0.8,而第二时段二者滑动相关系数仅为0.4左右,没有通过95%置信度的显著性*t*检验。

这种关系的年代际减弱在空间图上得到了更为清晰的展现。图2将两个时段的秋季海温距平分别回归到同期标准化的Nino3.4和DMI指数上。由图2a、b可见,第一时段两个指数对应的海温分布型存在较强的正相关;第二时段(图2c、d),将秋季海温回归到Nino3.4(DMI)指数,印度洋(太平

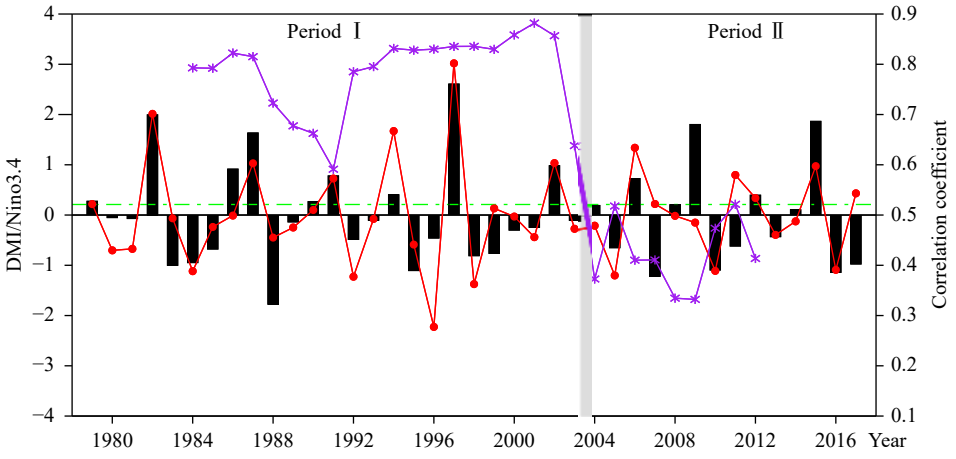


图1 标准化的DMI(红线)和Nino3.4指数(黑柱)时间序列以及二者的11 a滑动相关系数(紫线)
(绿色虚线表示相关系数95%的*t*检验信度水平)

Fig. 1 Temporal evolution of normalized DMI (red curve), Nino3.4 index (black bars), and their 11 a running correlation (purple curve) (The green dashed line indicates the 95% confidence level *t* test for correlation)

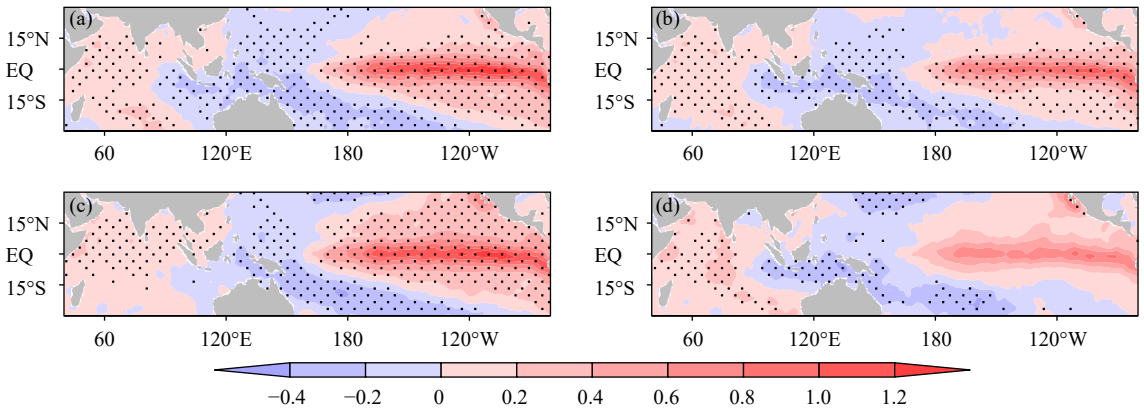


图 2　两个时段（a、b. 第一时段；c、d. 第二时段）秋季海温距平分别回归到同期标准化的 Nino3.4（a、c）和 DMI 指数（b、d）（打点区域表示通过了 95% 置信度的显著性 *t* 检验）

Fig. 2　Regression maps of seasonal SST anomaly (SSTA) onto simultaneous normalized Niño3.4 (a, c) and DMI (b, d) index for two periods (a, b. Period I, c, d. Period II), respectively (Dotted areas are for values exceeding the 95% confidence level *t* test)

洋）上 DMI（Nino3.4）对应的 IOD（ENSO）海温距平显著性下降。例如，Nino3.4 指数回归的海温距平在热带东印度洋并没有显著的信号，DMI 回归的海温距平仅在赤道中太平洋有零星的信号，而在整个赤道中东太平洋并没有探测到显著的信号。由此可见，ENSO-IOD 的关系自 2003 年开始发生了明显的年代际减弱，具体原因目前并不清楚，下面将探究这种关系年代际减弱的可能机理。

4　ENSO 空间型态的变化对 ENSO-IOD 关系减弱的作用

图 3 给出了 DMI 与 Nino3.4 指数在整个时段以及前、后两个时段的散点分布。Nino3.4 指数与 DMI 在整个时段呈现出较强的正相关，相关系数达到 0.69（图 3a）。结合图 3b、c 可见，第一时段，Nino3.4 指数与 DMI 呈现非常强的线性关系，其相关系数高达 0.79，几乎所有的厄尔尼诺事件都对应正位相的 IOD 事件，所有的拉尼娜事件都对应负位相的 IOD 事件。第二时段 Nino3.4 指数与 DMI 的相关变得明显较弱，相关系数仅有 0.47。通过比较可见，厄尔尼诺和拉尼娜事件对于二者关系的减弱均有作用。对于厄尔尼诺事件而言，尽管二者的符号在前、后时段差别不大（符号一致率为 83% 和 67%），但与第一时段（R = 0.92）相比，厄尔尼诺与 IOD 的线性关系在第二时段（R = −0.65）明显减弱。对于拉尼娜事件而言，相比第一时段拉尼娜与

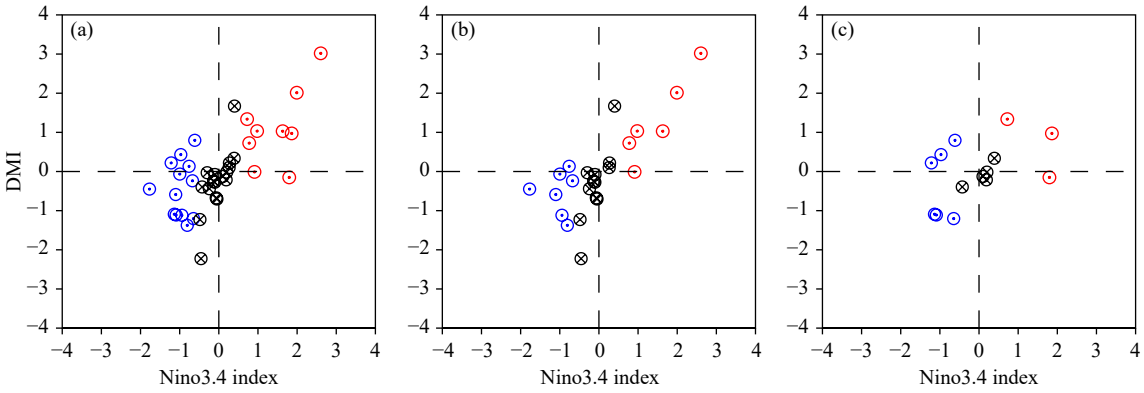


图 3　1979—2017（a）、1979—2003（b）和 2004—2017（c）年 DMI 和 Nino3.4 指数的散点分布（红色为厄尔尼诺年、蓝色为拉尼娜年、黑色为正常年）

Fig. 3　Scatterplots of DMI and Nino3.4 index for both ENSO events (El Niño: red circles, La Niña: blue circles) and normal years (black circles) during 1979—2017 (a), 1979—2003 (b) and 2004—2017 (c)

IOD符号有较高的一致性(符号一致率为86%),第二时段,拉尼娜与IOD的定性关系明显变差,6次拉尼娜事件中有3次(2007、2011、2017年)对应正的IOD事件(符号一致率为50%)。

4.1 厄尔尼诺空间型态变化的作用

为了进一步研究厄尔尼诺年ENSO-IOD关系,图4给出了两时段内全部厄尔尼诺年秋季Nino3.4与DMI指数的散点。厄尔尼诺年Nino3.4指数与DMI的线性相关在第二时段明显变弱(4a、b),值得注意的是,Nino3.4指数和DMI是表征ENSO和IOD事件强度的指数,这说明厄尔尼诺与IOD在强度上的相关减弱了。已有研究(Zhang, et al, 2015b)表明,东部型和中部型厄尔尼诺与IOD的关系存在较大差异。东部型厄尔尼诺的海温距平中心位于赤道东太平洋冷舌区,通过沃克环流影响热带印度洋的海-气相互作用,由于其位置的差异并不十分明显,对印度洋的影响强弱主要取决于其自身的海温距平强度,因此其强度与DMI高度相

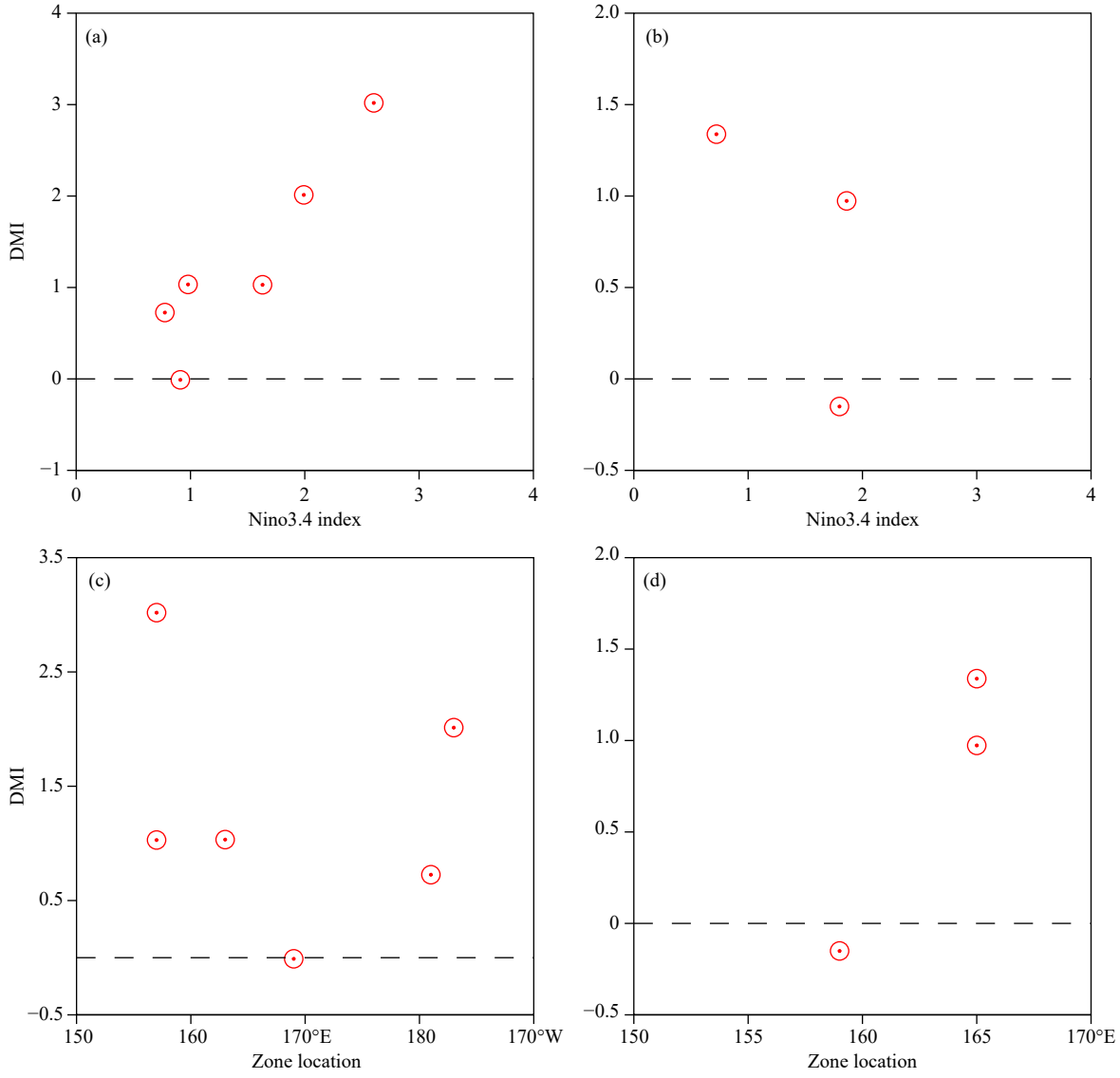


图4 两个时段(a、c.第一时段,b、d.第二时段)所有厄尔尼诺年秋季DMI与Nino3.4指数(a、b)和厄尔尼诺中心位置(5°S—5°N平均海温异常纬向梯度最大值所在的经度)(c、d)的散点分布

Fig. 4 Scatterplots of DMI and Nino3.4 index(a,b), DMI and zonal location of El Niño events(c,d) during two periods (a, c. Period I, c, d. Period II; the longitudinal position is defined as the longitude of the maximum zonal gradient of the equatorial (5°S–5°N) mean SST anomalies)

关。而中部型厄尔尼诺海表温度异常中心西移至中太平洋(暖池的东边界)，此处气候态海温高且越往西背景海温越高，考虑到海表温度与对流的非线性关系，中部型厄尔尼诺对流对其位置十分敏感(Zhang, et al, 2013)，因此中部型厄尔尼诺的位置与 DMI 呈显著相关，相比而言，中部型厄尔尼诺强度与 DMI 关系并不明显(Zhang, et al, 2015b)。观测(Yeh, et al, 2009; Zhang, et al, 2014)表明，大致于 2000 年后中部型厄尔尼诺事件频发，这与 ENSO-IOD 关系减弱在时间上有很好的对应。比较图 4a、c 与 b、d 可见，第一时段 ENSO-IOD 在强度上有较好的相关，而对于第二时段的厄尔尼诺事件，比起强度，其在位置上(5°S—5°N 平均纬向海温距平梯度最大值所在的经度)与 DMI 有更强的相关。尽管第二时段事件偏少，但其关系的变化与已有的工作一致。厄尔尼诺年 Nino3.4 指数与 DMI 线性关系减弱可能是 ENSO 形态变异所致；因此，厄尔尼诺与 IOD 二者的联系依然存在，只是在 2000 年后随着厄尔尼诺形态的变化其联系的形式也发生了变化。

4.2 拉尼娜空间型态变化的作用

如上所述，第二时段拉尼娜事件与 IOD 关系减弱主要体现在定性关系的减弱，即拉尼娜年印度洋上会出现正的 IOD 事件。为了分析其中的可能原因，将所有拉尼娜事件按照 DMI 的正、负符号分为两类，即负 DMI 的拉尼娜年(1983、1984、1985、1988、1995、1998、2005、2010、2016 年)和正 DMI 的拉尼娜年(1999、2007、2011、2017 年)。

对两类拉尼娜事件的海温场和 10 m 风场进行合成分析，观察各自的海气特征及其差异。对比图 5a、c，从整个印太海盆的海温场和 10 m 风场来看，负 DMI 对应的年份，印太海盆呈现出明显的三极型分布，风场和海温场相互配置产生较强的海-气耦合，体现出这类拉尼娜事件与 IOD 良好的共生关系。而正 DMI 对应的年份则不然，正 DMI 的拉尼娜事件，印度洋上没有与负 DMI 事件相反的海温异常分布，没有稳定的海温信号，这是由于正 DMI 事件本身强度较弱，再加上 DMI 指数的符号是由海温距平的东西梯度决定的，正 DMI 并不意味着印度洋上存在西正东负的海温偶极型分布。相比之下，正 DMI 对应的拉尼娜事件表现出对印度洋海温相对较弱的强迫作用。通过进一步比较太平洋海温距平可以发现，两类拉尼娜事件的中心位置存在明显差异，负 DMI 的年份，拉尼娜的海温异常中心偏向太平洋的中部，而正 DMI 的年份，拉尼娜的海温距平中心偏向太平洋的东部。这种拉尼娜位置上的差异是否能导致 DMI 符号的差异呢？

从两类拉尼娜事件降水场的合成分析(图 5b、

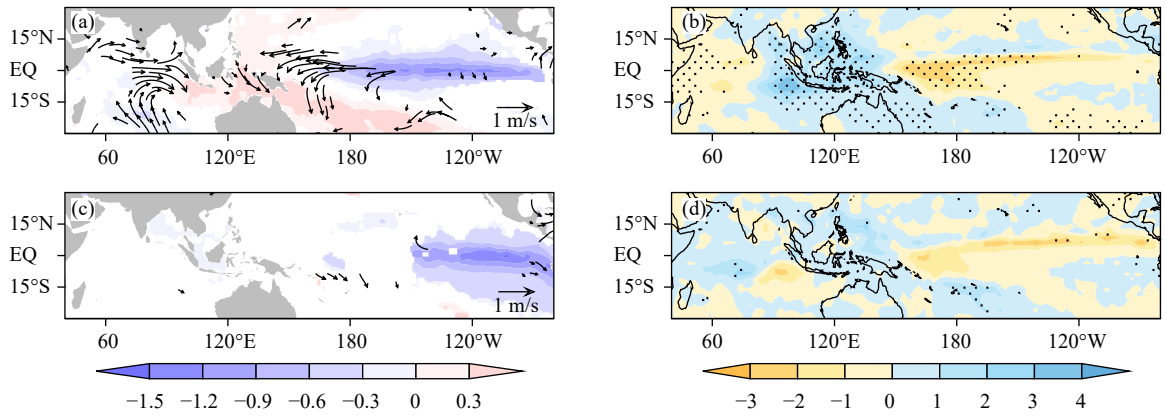


图 5 负 DMI (a)和正 DMI (c) 对应拉尼娜事件的海温距平场 (阴影区, 单位: ℃) 和 10 m 风场 (箭头, 单位: m/s) 的合成分析 (通过 95% 置信度 *t* 检验)。(b)、(d) 与 (a)、(c) 类似，但是为降水场的异常 (单位: mm/d)(打点区表示通过 95% 置信度的显著性 *t* 检验)

Fig. 5 Composite SST (shaded, unit: ℃) and 10 m wind (vector, unit: m/s) anomalies for DMI−(a) and DMI+(c) La Niña events (Only those values exceeding the 95% confidence level *t* test are shown by the shadings and vectors). (b) and (d) are similar to (a) and (c) but for the precipitation anomaly (shaded, unit:mm/d) (Dotted area represents the values exceeding the 95% confidence level *t* test)

d)可见,两类事件对应的降水场在热带太平洋和印度洋存在明显的不同。对于负 DMI 拉尼娜事件,其中部型的海温负距平会使赤道中西太平洋降水明显减少,从海温和降水的空间型上来看,降水的异常较海温明显偏西。相比之下,正 DMI 拉尼娜事件,其东部型的海温异常尽管强度不弱,但是并没有激发出显著的降水负异常。造成这些差异的原因可能是对流和海温存在的非线性关系(李海燕等, 2016)。当海表温度距平处于中太平洋时,能影响赤道暖池东边界的海温,由于此处海温正距平对应着强的降水,一旦出现海表温度负距平,会影响其对流激发的阈值问题,从而降水对局地的海温距平十分敏感,进而通过沃克环流影响热带印度洋。而对于东太平洋的海温,尽管其强度不弱,但由于赤道太平洋冷舌区气候态海温低,低于对流的阈值,对应的对流十分弱,因此海表温度负距平叠加上去,并不能影响局地的对流,因而对大气的影响弱,甚至由于其对东太平洋赤道辐合带降水有较弱的影响,反而可能激发出弱的正位相 IOD。

图 6 是对 5°S—5°N 纬向平均的海温距平和降水异常进行合成分析,进一步展示了两类拉尼娜事件中心位置和降水场的差异(图 6a)。与前文结论一致,负 DMI 拉尼娜事件海表温度距平中心位于 140°W 附近,太平洋上的降水负异常中心位于 170°E 附近,且印度洋上有明显的降水异常,降水分布表现出和海温场相互配置的偶极型。相比而言,正 DMI 拉尼娜事件其中心位于 110°W 附近,在降水场上,日界线以西和印度洋都没有显著的信号(图 6b)。

为了进一步佐证不同海温形态对大气环流的

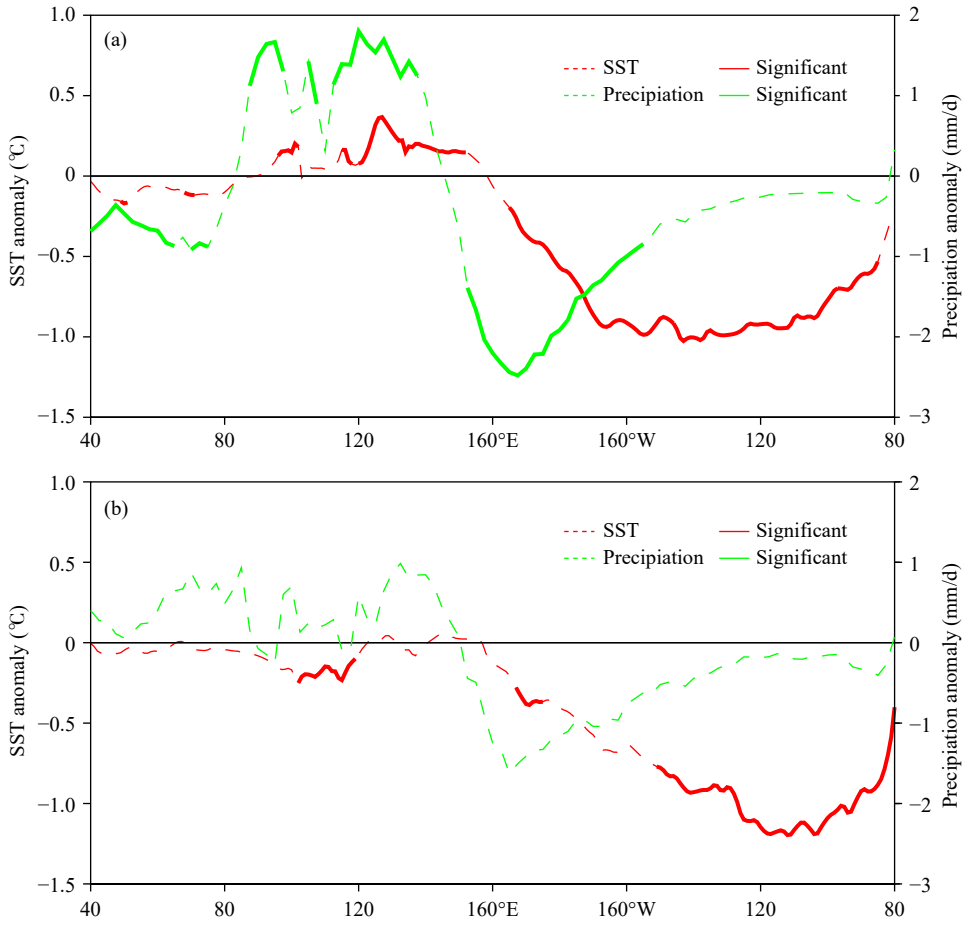


图 6 正 DMI(a)和负 DMI(b)对应拉尼娜事件赤道(5°S—5°N)的海温场与降水场的合成分析
(加粗的部分表示通过了 95% 置信度的显著性 *t* 检验)

Fig. 6 Composite equatorial (5°S—5°N) SST and precipitation anomalies for the La Niña/DMI− (a) and La Niña/DMI+ (b) events (Thick segments represent values exceeding the 95% confidence level *t* test)

影响，进而通过沃克环流对印度洋产生不同的影响，图 7 使用合成分析的方法，对比两类拉尼娜事件 5°S—5°N 平均的垂直纬向环流。结合图 7a、b 可以看出，两类事件的垂直环流与降水场无论在分布上还是强度上都十分匹配。结合前文的分析，得出以下的可能机制：两类拉尼娜事件中东太平洋海温距平中心位置的差异带来了日界线以西对流降水的差异，对流降水处于沃克环流下沉支附近，会影响沃克环流的强弱，沃克环流再通过“大气桥”的作用强迫印度洋，使之产生不同的海温距平分布，即负 DMI 和正 DMI。具体表现为：负 DMI 拉尼娜年，海温距平中心位于赤道太平洋中部，使得 170°E 附近的海温值低于对流阈值，受此影响，局地对流明显减弱，降水明显减少，在垂直环流场上表现为下沉运动，这意味着太平洋上空的沃克环流显著增强，通过“齿轮”作用，沃克环流带动赤道印度洋上空的季风纬向环流增强，再通过局地海-气耦合，最终促进并维持一次负的 IOD 事件的发生。而正 DMI 拉尼娜年，太平洋偏东部的海温距平不足以让 170°E 的海区产生能引起显著对流减弱的海温冷却，由此一来，赤道太平洋上空的沃克环流较弱，“大气桥”的作用弱，不能对印度洋的海温场产生足够的强迫以形成一次典型的 IOD 事件。反而可能通过别的过程产生弱正 DMI 响应。然而，值得注意

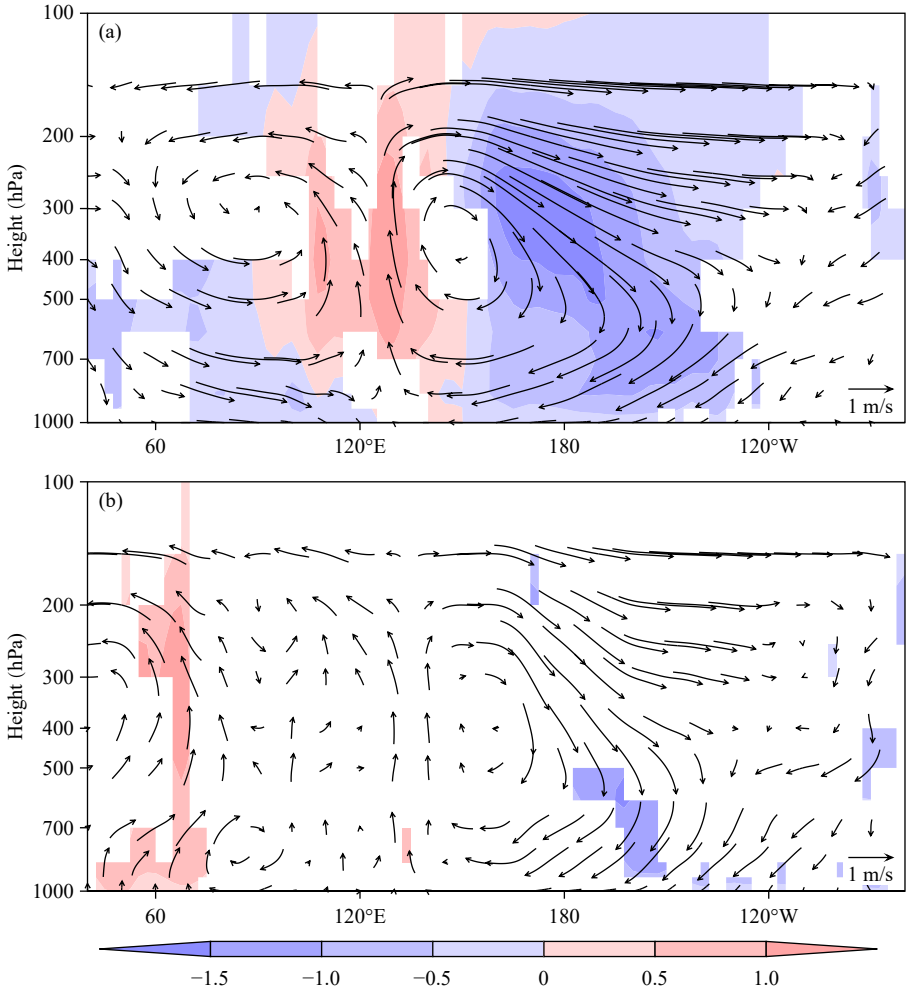


图 7　负 DMI（a）和正 DMI（b）对应拉尼娜事件赤道地区（5°S—5°N）垂直风速（阴影区，单位：Pa/s）和沃克环流（箭头，单位：m/s）异常的合成分析（垂直风速异常值都乘以−100）（通过 95% 置信水平 *t* 检验）

Fig. 7　Composite equatorial（5°S–5°N）vertical velocity（shaded, unit: Pa/s）, walker circulation（vector, unit:m/s）anomalies（the anomalous vertical velocity has been multiplied by a factor of −100）for DMI−（a）and DMI+ (b) La Niña events（Only those values exceeding the 95% confidence level *t* test are shaded or shown by vectors）

的是,文中讨论的 ENSO-IOD 关系是同时的关系,并不能排除印度洋的海温差异对 ENSO 的反馈。

如上所述,拉尼娜年海温距平中心位置的差异会导致 DMI 值的差异,这能不能构成第二时段拉尼娜事件与 IOD 关系变弱的原因呢?图 8 通过合成分析比较了两个时段拉尼娜年海温距平分布的差异。与第一时段相比,第二时段由于正 DMI 事件的频发,东印度洋呈现出海温负距平,在太平洋上,拉尼娜事件的海温距平中心偏向东边,结合之前的研究结论,这种情况下太平洋对印度洋的强迫作用较弱。综上所述,第二时段,拉尼娜事件海温距平中心偏东,而东部型的拉尼娜事件不利于典型 IOD 事件的生成,使拉尼娜年印度洋上出现了数次正 DMI 事件,这破坏了拉尼娜年 ENSO-IOD 的定性关系,对 ENSO-IOD 关系的变弱有不可忽视的作用。

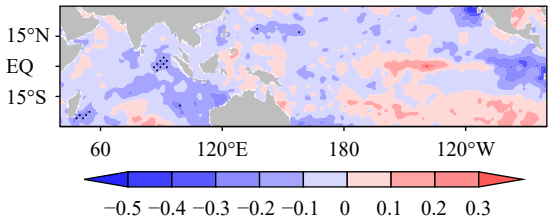


图 8 拉尼娜年海温(单位:℃)分布的合成差异分析
(打点区表示通过了 95% 置信度的显著性 t 检验)

Fig. 8 Composite SST difference (unit: ℃) during La Niña years (The dotted area represents the values exceeding the 95% confidence level t test)

5 结论与讨论

利用1979—2017 年哈得来中心海表温度和NCEP/NCAR 大气环流资料,分析了北半球秋季 ENSO-IOD 关系的年代际变化,并探讨了其可能的原因,得到以下主要结论:

(1)ENSO-IOD 年际关系在 2003 年发生了明显的年代际变化,在前面的阶段二者呈现出显著的正相关,而这种关系于 2003 年以后明显变弱,在统计上不显著。

(2)ENSO 空间形态变异是 ENSO-DMI 关系变弱的主要原因。其中既包含厄尔尼诺的作用,也包括拉尼娜的作用。

厄尔尼诺年,Nino3.4 指数与 DMI 关系减弱体现在线性关系的减弱,不同空间形态的厄尔尼诺与 IOD 有不同的线性关系:东部型厄尔尼诺在强度上和 DMI 线性相关高,中部型则是纬向位置与 DMI 线性呈高度相关。第二时段,厄尔尼诺空间形态发生变化,中部型厄尔尼诺增多,继续用强度指数衡量两者的关系会出现减弱。

拉尼娜年,Nino3.4 指数与 DMI 关系减弱体现在定性关系变化。不同空间形态的拉尼娜事件对印度洋产生不同强度的强迫。中部型拉尼娜事件,由于海温距平偏西,能在日界线以西导致局地对流明显减弱,再通过“大气桥”作用,使印度洋上空纬向环流增强,并通过海-气耦合,引起负位相 IOD 事件的发生。而东部型拉尼娜事件海温距平位置偏东,主要位于冷舌区,不能激发出强的对流异常,因而对印度洋的强迫作用有限。

以上研究结果表明,两类 ENSO 事件与 IOD 的关系减弱均与 ENSO 的纬向位置的变化有关,但究竟是什么引起了 ENSO 形态的变化目前并不十分清楚,例如对于两类厄尔尼诺而言,有研究(Xiang, et al, 2013; Li, et al, 2017; Xie, et al, 2018)指出赤道太平洋背景态的变化会导致中部型厄尔尼诺频发,有研究(McPhaden, et al, 2011)却认为太平洋背景态的年代际变化是由于厄尔尼诺形态变异引起的,最近也有研究(Ham, et al, 2013; Yu, et al, 2015)指出,大西洋的海温会有利于中部型厄尔尼诺事件的发生。对于两类拉尼娜事件的研究目前仍旧存在争议,有研究(Kug, et al, 2011; Ren, et al, 2011)认为拉尼娜事件的海温不宜分为两类,最近的研究(Ren, et al, 2013; Zhang et al, 2015a, 2019a, 2019b)从海温的自身演变及其大气的响应给出了拉尼娜事件可分的证据,但是对于两类拉尼娜事件是否存在形态的年代际变化的研究目前还未展开,有待未来进一步研究。

参考文献

符淙斌, 弗莱彻 J. 1985. “埃尔尼诺”(El Niño)时期赤道增暖的两种类型. 科学通报, 30(8): 596-599. Fu C B, Fletcher J. 1985. Two types of equatorial warming associated with El Niño. Chinese Sci Bull, 30(10): 1360-1364

何珊珊, 张文君, 祁莉等. 2015. 两类厄尔尼诺事件发展年秋季印度洋海温异常特征对比. 气象学报, 73(3): 515-528. He S S, Zhang W J, Qi L, et al. 2015. Contrasting SST anomalies over the Indian Ocean between the two types of El Niño events during boreal autumn. Acta Meteor Sinica, 73(3): 515-528 (in Chinese)

李崇银, 穆明权, 潘静. 2001. 印度洋海温偶极子和太平洋海温异常. 科学通报, 46(20): 1747-1751. Li C Y, Mu M Q, Pan J. Indian Ocean temperature dipole and SSTA in the equatorial Pacific Ocean. Chinese Sci Bull, 47(3): 236-239

李崇银, 黎鑫, 杨辉等. 2018. 热带太平洋—印度洋海温联合模及其气候影响. 大气科学, 42(3): 505-523. Li C Y, Li X, Yang H, et al. 2018. Tropical Pacific–Indian Ocean associated mode and its climatic impacts. Chinese J Atmos Sci, 42(3): 505-523 (in Chinese)

李海燕, 张文君, 何金海等. 2016. SST年循环对El Niño事件局地海气过程的影响. 海洋学报, 38(1): 56-68. Li H Y, Zhang W J, He J H, et al. 2016. Influence of SST annual cycle on local air-sea processes during El Niño events. Haiyang Xuebao, 38(1): 56-68 (in Chinese)

连涛, 陈大可, Tang Y M 等. 2014. 热带印度洋-太平洋三极模态的理论探讨. 中国科学: 地球科学, 44(1): 169-186. Lian T, Chen D K, Tang Y M, et al. 2014. A theoretical investigation of the tropical Indo-Pacific tripole mode. Sci China Earth Sci, 57(1): 174-188

祁莉, 何珊珊, 张文君等. 2014. 与不同El Niño相伴的IOD事件的季节演变特征对比. 大气科学学报, 37(6): 673-683. Qi L, He S S, Zhang W J, et al. 2014. Contrasting seasonal evolution features of Indian Ocean Dipole accompanied with two-type El Niño. Trans Atmos Sci, 37(6): 673-683 (in Chinese)

吴国雄, 孟文. 1998. 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, 22(4): 470-480. Wu G X, Meng W. 1998. Gearing between the indo-monsoon circulation and the Pacific-Walker circulation and the ENSO. Part I: Data analyses. Scientia Atmos Sinica, 22(4): 470-480 (in Chinese)

吴海燕, 李崇银, 张铭. 2010. 印尼贯穿流对热带太平洋-印度洋海温异常综合模影响的初步模拟研究. 热带气象学报, 26(5): 513-520. Wu H Y, Li C Y, Zhang M. 2010. The preliminary numerical research of effects of ITF on tropical Pacific-Indian Ocean associated temperature anomaly mode. J Trop Meteor, 26(5): 513-520 (in Chinese)

徐腾飞, 周慧. 2016. 海洋再分析资料中IOD-ENSO遥相关的海洋通道机制分析. 海洋学报, 38(12): 23-35. Xu T F, Zhou H. 2016. Oceanic channel dynamics of the IOD-ENSO teleconnection in oceanic reanalysis datasets. Haiyang Xuebao, 38(12): 23-35 (in Chinese)

杨辉, 贾小龙, 李崇银. 2006. 热带太平洋-印度洋海温异常综合模及其影响. 科学通报, 51(17): 2085-2090. Yang H, Jia X L, Li C Y. 2006. The tropical Pacific-Indian Ocean temperature anomaly mode and its effect. Chinese Sci Bull, 51(23): 2878-2884

俞永强, 周祖翼, 张学洪. 2003. 印度尼西亚海道关闭对气候的影响: 一个数值模拟研究. 科学通报, 48(S2): 60-64. Yu Y Q, Zhou Z Y, Zhang X H. 2003. Impact of the closure of Indonesian seaway on climate: A numerical modeling study. Chinese Sci Bull, 48(S2): 88-93

赵珊珊, 杨修群, 朱益民. 2003. 热带大西洋年际和年代际变率的时空结构模拟. 海洋学报, 25(3): 8-19. Zhao S S, Yang X Q, Zhu Y M. 2003. Numerical simulation of interannual and interdecadal SST variabilities in the tropical Atlantic with an intermediate ocean model. Acta Oceanol Sinica, 25(3): 8-19 (in Chinese)

周天军, 俞永强, 宇如聪等. 2004. 印度洋对ENSO事件的响应: 观测与模拟. 大气科学, 28(3): 357-373. Zhou T J, Yu Y Q, Yu R C, et al. 2004. Indian Ocean response to ENSO: Observation and air-sea coupled model simulation. Chinese J Atmos Sci, 28(3): 357-373 (in Chinese)

Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. J Climate, 15(6): 2205-2231

Allan R, Chambers D, Drosdowsky W, et al. 2001. Is there an Indian Ocean dipole and is it independent of the El Niño-Southern Oscillation. CLIVAR Exchanges, 6(3): 18-22

Annamalai H, Murtugudde R, Potemra J, et al. 2003. Coupled dynamics over the Indian Ocean: Spring initiation of the zonal mode. Deep Sea Res Part II: Top Stud Oceanogr, 50(12-13): 2305-2330

Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. J Geophys Res: Oceans, 112(C11): C11007

Baquero-Bernal A, Latif M, Legutke S. 2002. On dipolelike variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. J Climate, 15(11): 1358-1368

Behera S K, Luo J J, Masson S, et al. 2006. A CGCM study on the interaction between IOD and ENSO. J Climate, 19(9): 1688-1705

Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon Wea Rev, 97(3): 163-172

Cai W J, Sullivan A, Cowan T. 2011. Interactions of ENSO, the IOD, and the SAM in CMIP3 Models. J Climate, 24(6): 1688-1704

Chen D K, Cane M A. 2008. El Niño prediction and predictability. J Comput Phys, 227(7): 3625-3640

Ham Y G, Kug J S, Park J Y, et al. 2013. Sea surface temperature in the north tropical Atlantic as a trigger for El Niño/Southern Oscillation events. Nat Geosci, 6(2): 112-116

Ham Y G, Choi J Y, Kug J S. 2017. The weakening of the ENSO–Indian Ocean Dipole(IOD) coupling strength in recent decades. Climate Dyn, 49(1-2): 249-261

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3): 437-472

Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. J Climate, 22(3): 615-632

Klein S A, Soden B J, Lau N C. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. J Climate, 12(4): 917-932

Kosaka Y, Xie S P. 2013. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. Nature, 501(7467): 403-407

Kug J S, F F Jin, S I An. 2009. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. J Climate, 22(6): 1499-1515

Kug J S, Ham Y G. 2011. Are there two types of La Niña?. Geophys Res Lett, 38(16): L16704

Kumar K K, Rajagopalan B, Hoerling M, et al. 2006. Unraveling the mystery

of Indian monsoon failure during El Niño. Science, 314(5796): 115-119

Lan J, Hong J L, Wang Y. 2009. Relationship of the interannual variability of the Indonesian throughflow with the IOD over the tropical Indian Ocean. Theor Appl Climatol, 97(1-2): 75-79

Lau N C, Nath M J. 2003. Atmosphere-ocean variations in the Indo-Pacific sector during ENSO episodes. J Climate, 16(1): 3-20

Li T, Wang B, Chang CP, et al. 2003. A theory for the Indian Ocean dipole-zonal mode. J Atmos Sci, 60(17): 2119-2135

Li Y, Li J P, Zhang W J, et al. 2017. Impacts of the tropical Pacific cold tongue mode on ENSO diversity under global warming. J Geophys Res: Oceans, 122(11): 8524-8542

McPhaden M J, Lee T, McClurg D. 2011. El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean. Geophys Res Lett, 38(15): L15709

Meehl G A, Teng H Y, Arblaster J M. 2014. Climate model simulations of the observed early-2000s hiatus of global warming. Nat Climate Change, 4(10): 898-902

Philander S G. 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. San Diego, Calif: Academic

Rao S A, Yamagata T. 2004. Abrupt termination of Indian Ocean dipole events in response to intraseasonal disturbances. Geophys Res Lett, 31(19): L19306

Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. J Geophys Res Atmos, 108(D14): 4407

Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO. Geophys Res Lett, 38(4): L04704

Ren H L, Jin F F, Stuecker M F, et al. 2013. ENSO regime change since the late 1970s as manifested by two types of ENSO. J Meteor Soc Japan, 91(6): 835-842

Ren H L, Lu B, Wan J H, et al. 2018. Identification standard for ENSO events and its application to climate monitoring and prediction in China. J Meteor Res, 32(6): 923-936

Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. Nature, 401(6751): 360-363

Saji N H, Yamagata T. 2003. Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean dipole mode events: COADS observations. J Climate, 16(16): 2735-2751

Schott F A, Xie S P, McCreary J P. 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. Rev Geophys, 47(1): RG1002

Stuecker M F, Timmermann A, Jin F F, et al. 2017. Revisiting ENSO/Indian Ocean dipole phase relationships. Geophys Res Lett, 44(5): 2481-2492

Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño. Bull Amer Meteor Soc, 78(12): 2771-2778

Wallace J M, Rasmusson E M, Mitchell T P, et al. 1998. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. J Geophys Res: Oceans, 103(C7): 14241-14259

Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. Nature, 401(6751): 356-360

Xiang B Q, Wang B, Li T. 2013. A new paradigm for the predominance of standing Central Pacific Warming after the late 1990s. Climate Dyn, 41(2): 327-340

Xie R H, Jin F F. 2018. Two leading ENSO modes and El Niño types in the Zebiak-Cane model. J Climate, 31(5): 1943-1962

Xie S P, Annamalai H, Schott F A, et al. 2002. Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. J Climate, 15(8): 864-878

Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. 2009. El Niño in a changing climate. Nature, 462(7263): 674-674

Yu J Y, Kao P K, Paek H, et al. 2015. Linking emergence of the central Pacific El Niño to the Atlantic multidecadal oscillation. J Climate, 28(2): 651-662

Zhang W J, Jin F F, Zhao J X, et al. 2013. The possible influence of a nonconventional El Niño on the severe autumn drought of 2009 in Southwest China. J Climate, 26(21): 8392-8405

Zhang W J, Jin F F, Turner A. 2014. Increasing autumn drought over southern China associated with ENSO regime shift. Geophys Res Lett, 41(11): 4020-4026

Zhang W J, Wang L, Xiang B Q, et al. 2015a. Impacts of two types of La Niña on the NAO during boreal winter. Climate Dyn, 44(5-6): 1351-1366

Zhang W J, Wang Y L, Jin F F, et al. 2015b. Impact of different El Niño types on the El Niño/IOD relationship. Geophys Res Lett, 42(20): 8570-8576

Zhang W J, Li S X, Jin F F, et al. 2019a. ENSO regime changes responsible for decadal phase relationship variations between ENSO sea surface temperature and warm water volume. Geophys Res Lett, 46(13): 7546-7553

Zhang W J, Wang Z Q, Stuecker M F, et al. 2019b. Impact of ENSO longitudinal position on teleconnections to the NAO. Climate Dyn, 52(1-2): 257-274

Zhao S, Jin F F, Stuecker M F. 2019. Improved predictability of the Indian Ocean Dipole using seasonally modulated ENSO forcing forecasts. Geophys Res Lett, 46(16): 9980-9990