

# 两类厄尔尼诺事件发展年秋季印度洋海温异常特征对比<sup>\*1</sup>

何珊珊<sup>1,2</sup> 张文君<sup>2,3</sup> 祁莉<sup>2,3</sup> 何金海<sup>2</sup>

HE Shanshan<sup>1,2</sup> ZHANG Wenjun<sup>2,3</sup> QI Li<sup>2,3</sup> HE Jinhai<sup>2</sup>

1. 广西壮族自治区气象台, 南宁, 530022

2. 南京信息工程大学大气科学学院, 气象灾害教育部重点实验室, 南京, 210044

3. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京, 210044

1. *Guangxi Meteorological Observatory, Nanning 530022, China*

2. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education/ College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

3. *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2014-05-27 收稿, 2015-02-08 改回.

何珊珊, 张文君, 祁莉, 何金海. 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 Shanshan, Zhang Wenjun, Qi Li, He Jinhai. 2015. Contrasting SST anomalies over the Indian Ocean between the two types of El Niño events during boreal autumn. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(3):515-528

**Abstract** The present work investigates the different impacts of sea surface temperature (SST) anomalies over the tropical Indian Ocean as associated with two types of El Niño events during boreal autumn, based on the observed data sets from 1951 to 2010. Here, we focus on the relationship between the Indian Ocean Dipole (IOD) and these two types of El Niño. It is shown that the positive IOD-like SST anomaly occurs for both EP and CP El Niño autumns, but with a different probability. Most of EP El Niño events are accompanied by a strong positive IOD-like SST anomaly. However, a weak positive IOD-like SST anomaly appears for only half of the CP El Niño events. It seems that there is a strong relationship between the intensity of IOD and that of EP El Niño. That is, IOD tends to occur during the strong EP El Niño autumns, with a strong sinking current and negative rainfall anomaly over the maritime continent. During the CP El Niño, however, the occurrence of IOD seems to be unrelated with the strength of CP El Niño. The location of the CP El Niño is a possible key effect on the intensity of IOD in autumn. For the CP El Niño autumns when an obvious IOD appears, the warming SST anomaly is located slightly eastward over the central Pacific with a strong sinking current and severe drought over the maritime continent, as well as a significant easterly anomaly over the tropical Indian Ocean. While in the CP El Niño autumns during which no positive IOD-like SST anomaly occurs, the Pacific warming SST anomaly is located relatively further west. The very weak anomalous sinking motion seems limited help to sustain the SST anomaly over the Indian Ocean.

**Key words** Two types of El Niño events, Indian Ocean Dipole (IOD), Atmospheric response

**摘 要** 基于 1951—2010 年逐月海气多要素观测资料, 对比分析了两类厄尔尼诺事件发展年秋季印度洋的海温异常及大气

\* 资助课题: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2012CB417403)、国家自然科学基金项目(41005049)、长江学者和创新团队发展计划资助项目(PCSIRT)、江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)、广西科学研究与技术开发计划项目(桂科攻1355010-4)。

作者简介: 何珊珊, 主要从事季风与海陆气相互作用研究。E-mail: heshans12@126.com

通信作者: 祁莉, 主要从事季风气候及海陆气相互作用研究。E-mail: qili@nuist.edu.cn

响应特征,探讨了印度洋偶极子的发生与两类厄尔尼诺事件特征的可能联系。结果表明,两类厄尔尼诺事件的发展年均会出现印度洋偶极子,但出现的概率不同:大多数东部型厄尔尼诺事件都会伴有正位相印度洋偶极子发生;而仅一半的中部型厄尔尼诺事件期间会出现正位相印度洋偶极子的异常海温型,且强度较弱。从印度洋偶极子与两类厄尔尼诺事件的物理联系上看,东部型厄尔尼诺事件期间,印度洋偶极子的发生与其强度联系密切:印度洋偶极子发生在东部型厄尔尼诺事件较强期间,两者通过海洋大陆的异常强下沉运动及大范围负异常降水相联系;东部型厄尔尼诺事件偏弱时并无印度洋偶极子出现,海洋大陆异常下沉运动及负异常降水很弱。然而,中部型厄尔尼诺事件期间印度洋偶极子的发生与其强度并无显著的关系,而与太平洋高海温区的位置存在一定的可能联系:在有印度洋偶极子发生的中部型厄尔尼诺事件发展年秋季,热带太平洋异常高海温区的位置相对偏东,海洋大陆出现显著下沉运动和大范围负异常降水,热带东印度洋为大范围强异常东风控制;但无印度洋偶极子发生的中部型厄尔尼诺事件时,热带太平洋高海温区位置相对偏西,极弱的海洋大陆下沉支对热带印度洋异常海温作用非常有限。

**关键词** 两类厄尔尼诺事件, 印度洋偶极子(IOD), 大气响应

**中图法分类号** P47

## 1 引言

众所周知,ENSO 作为热带太平洋海-气相互作用的最主要模态,对全球尺度的天气气候有显著影响(Wallace, et al, 1998),长期以来一直是学者们研究的热点问题之一。一般而言,当厄尔尼诺发生时,赤道中东太平洋出现强烈的升温(Rasmusson, et al, 1982);然而,近 20 年来,一类在海温分布型上与传统厄尔尼诺事件截然不同的事件频繁发生(Yeh, et al, 2009)。这一类厄尔尼诺事件的高海温异常区中心偏西,位于赤道中太平洋日界线附近,成为热带海-气相互作用的研究新热点。目前国际上对此类厄尔尼诺事件的命名方式尚未统一,有学者将其称为“日界线厄尔尼诺”(Larkin, et al, 2005)、“Modoki 厄尔尼诺”(Ashok, et al, 2007)、“中部型厄尔尼诺”(Kao, et al, 2009)或“暖池厄尔尼诺”(Kug, et al, 2009)。简单起见,文中将此类高海温区中心出现在赤道中太平洋的厄尔尼诺事件称为中部型厄尔尼诺事件(简称 CP 事件),而将传统厄尔尼诺事件称为东部型厄尔尼诺事件(简称 EP 事件)。

由于两类厄尔尼诺事件的海温型存在明显的差异,其不仅对热带大气有截然不同的影响,对东亚地区天气气候的影响也显著不同。如两类厄尔尼诺事件可以通过对热带西太平洋海-气的不同作用,对其发展年的中国秋季降水(Zhang, et al, 2011, 2013, 2014)、其次年的中国春夏季降水(Feng, et al, 2011; 王钦等, 2012; 袁媛等, 2012)造成不同的影响。除了上述直接影响外,厄尔尼诺事件还可以通过大气通道和海洋通道引起印度洋的海温异常,间

接影响亚澳季风区的天气气候。在厄尔尼诺期间,作为对太平洋高海温的一种响应,印度洋一般会出现海盆尺度的升温,这种升温滞后于厄尔尼诺事件,通常在其成熟后的冬春季出现(Klein, et al, 1999; Annamalai, et al, 2005; Yang, et al, 2007; Xie, et al, 2009)。在厄尔尼诺的发展阶段,热带印度洋常会出现西高东低的纬向偶极型的异常海温分布(谭言科等, 2004; Xie, et al, 2009),这种海温型又被称作印度洋偶极子(简称 IOD)。印度洋偶极子这一概念最早由 Saji 等(1999)提出,随后得到了学者们的广泛研究。研究表明,印度洋偶极子通常在夏季(5—6 月)发展,秋季(10—11 月)达到盛期,冬季迅速衰减,具有很强的季节锁相特征(Saji, et al, 1999)。印度洋偶极子的出现会通过影响低层大气环流,引起亚澳季风系统活动的异常,对其邻域的天气气候造成显著影响(Saji, et al, 1999; Li, et al, 2001; Guan, et al, 2003; Ashok, et al, 2004)。目前,对于印度洋偶极子与 ENSO 的关系仍未有定论。早期的一些学者,如 Saji 等(1999)和 Webster 等(1999)认为,印度洋偶极子是一种印度洋耦合系统的固有模态,其发生、发展完全独立于 ENSO,可以在局地海-气耦合作用下自我发展和维持;但也有学者持反对观点,认为印度洋偶极子只是 ENSO 在印度洋的一种表现,实质上是 ENSO 信号的一部分(Allan, et al, 2001)。近年来,随着观测水平和模拟能力的提高,观测资料及模式资料的分析结果表明,约一半的印度洋偶极子会发生在 ENSO 期间,越来越多的学者认识到 ENSO 对印度洋偶极子的发生、发展的重要性(Saji, et al, 2003, 2006; Meyers, et al, 2007)。目前一般认为,尽管印度洋偶极

子自身具有一定的独立性,但也可以由 ENSO 激发和维持(Murtugudde, et al, 2000; Li, et al, 2003; Annamalai, et al, 2003; Hong, et al, 2008)。例如, Li 等(2003)指出, ENSO 是印度洋偶极子的重要触发因子之一,并提出了 ENSO 通过引起海洋大陆地区的对流和季风的异常来影响印度洋偶极子的 3 种可能途径。

上述有关厄尔尼诺与印度洋偶极子关系的研究工作并未对厄尔尼诺事件进行区分,若将厄尔尼诺事件分为东部型和中部的型,印度洋的海温异常特征是否与厄尔尼诺未分类时的结论一致值得探讨。目前这方面的研究工作尚少,且观点存在争议。Yuan 等(2012)基于 Nino3 和 Modoki 厄尔尼诺指数(Ashok, et al, 2007)的偏相关结果表明,印度洋偶极子只出现在东部型厄尔尼诺发展年,并不出现在中部型厄尔尼诺期间;而 Wang 等(2014)进一步根据海温型将中部型厄尔尼诺分为两类,指出异常高海温中心位于中太平洋的一类中部型厄尔尼诺事件期间有正位相印度洋偶极子发生,而异常高海温中心位于副热带的另一类中部型厄尔尼诺事件则与负位相印度洋偶极子相伴。在最近一次强中部型厄尔尼诺(2009/2010)发展年,印度洋出现持续强升温(Kim, et al, 2011),而无印度洋偶极子发生, Yuan 等(2012)和 Wang 等(2014)的观点在这一类中部型厄尔尼诺与印度洋异常海温关系的释用上出现了一定的困难。那么,对于热带太平洋高海温中心位置具有明显东西差异的两类厄尔尼诺事件,其发展年印度洋的海温异常特征如何? 对应热带大气响应如何? 印度洋偶极子与不同厄尔尼诺事件的物理联系又是怎样的? 本研究针对这些问题展开分析,重点讨论两类厄尔尼诺与印度洋偶极子的可能联系。

## 2 资料和方法

使用的资料为(1)哈得来中心的海冰和海表温度资料集 HadISST 中的全球月平均海表温度资料(HadISST1),空间分辨率为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (Rayner, et al, 2003);(2)美国环境预报中心/大气研究中心(NCEP/NCAR)的多等压面层逐月风场、垂直速度以及用于计算水汽通量的绝对湿度和地面气压等再分析资料,空间分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (Kalnay, et al, 1996);(3)全球降水气候计划 GPCP 提供的逐月全球降水资料,空间分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (Adler, et

al, 2003);(4)美国马里兰大学的 SODA(Simple Ocean Data Assimilation)数据库提供的 2.2.4 版海洋模式同化资料中的逐月海表高度及风应力资料,空间分辨率为  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ (Carton, et al, 2008)。本研究的分析时段为 1951 年 1 月—2010 年 12 月,由于资料时间长度的限制,降水资料的分析时段仅为 1979 年 1 月—2010 年 12 月。本研究主要分析热带印度洋—太平洋海温异常的年际变化,但该地区海温还有显著的年代际变化(Deser, et al, 2004; Du, et al, 2008)和季节内变化(Shinoda, et al, 1998; Han, et al, 2007)。因此,采用 Butterworth 滤波器对所有大气、海洋资料做 1—8 年带通滤波。

目前,国际上对于两类厄尔尼诺事件的划分有众多讨论,在此主要利用 Ren 等(2011)的中部型、东部型指数以区分两类厄尔尼诺事件。指数的定义为

$$\begin{cases} I_{EP} = N_3 - \alpha N_4 \\ I_{CP} = N_4 - \alpha N_3 \end{cases} \quad (1)$$

其中

$$\alpha = \begin{cases} 2/5 & N_3 N_4 > 0 \\ 0 & N_3 N_4 \leq 0 \end{cases}$$

式中,  $N_3$  和  $N_4$  分别代表 Nino3 区( $5^{\circ}\text{S}$ — $5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}$ — $90^{\circ}\text{W}$ )和 Nino4 区( $5^{\circ}\text{S}$ — $5^{\circ}\text{N}$ ,  $160^{\circ}\text{E}$ — $150^{\circ}\text{W}$ )平均的海表温度距平,  $\alpha$  为非线性变化参数。相比于 Nino3 和 Nino4 指数,这样的  $I_{EP}$ 、 $I_{CP}$  能够更好地区分两类厄尔尼诺事件。尽管每次厄尔尼诺事件达到峰值的季节略有不同,但通常在秋季就已发展稳定,而且印度洋偶极子的信号在秋季时最强,因此本研究的时段集中在秋季(9—11 月),并将厄尔尼诺发生当年称为发展年,发生年的后一年称为厄尔尼诺次年,厄尔尼诺发展年秋季(9—11 月)简记为 SON(0),其中 0 代表厄尔尼诺发展年。

在考察两类厄尔尼诺发展年的海-气特征时,主要根据其发展年秋季(SON(0))的  $I_{CP}$ 、 $I_{EP}$ ,选择发展较为稳定的厄尔尼诺事件。两类厄尔尼诺典型事件的挑选方法如下:将事件发展年秋季的  $I_{CP}$ 、 $I_{EP}$  分别标准化,若标准化后的  $I_{CP}$ 、 $I_{EP}$  之差超过 0.2,且两指数中的较大者在 0.7 以上,则依据较大者定义暖事件类型,否则该事件为混合型,不予考虑。由此可以选出 8 个典型东部型厄尔尼诺事件(1951/1952、1957/1958、1965/1966、1972/1973、1976/1977、1979/1980、1982/1983、1997/1998 年)和 8 个典型

中部型厄尔尼诺事件(1977/1978、1986/1987、1990/1991、1991/1992、1994/1995、2002/2003、2004/2005、2009/2010年)。根据两类厄尔尼诺事件海温型的差异(Kug, et al, 2009),进一步验证了上述两类厄尔尼诺个例选择的合理性,即根据所选东部型(中部型)厄尔尼诺事件的海表温度正距平出现在赤道东太平洋(赤道中太平洋),判断其所选事件合理;反之,典型事件的选择不合理(具体见3.2节)。

正位相的印度洋偶极子在异常海温上表现为热带印度洋西高东低的分布,文中在其定量表征上参考Saji等(1999)的定义,将热带西印度洋( $10^{\circ}\text{S}$ — $10^{\circ}\text{N}$ ,  $50^{\circ}$ — $70^{\circ}\text{E}$ )区域平均的海温距平减去热带东印度洋( $10^{\circ}\text{S}$ — $0^{\circ}$ ,  $90^{\circ}$ — $110^{\circ}\text{E}$ )区域平均的海温距平作为印度洋偶极子指数(记为 $I_{\text{DM}}$ ),当热带印度洋出现正位相印度洋偶极子时,即 $I_{\text{DM}}$ 为正,热带印度洋出现向西的海温距平梯度。

### 3 两类厄尔尼诺事件发展年热带印度洋—太平洋海-气异常特征

#### 3.1 合成分析

从两类厄尔尼诺事件发展年秋季海表温度距平的合成分布(图1)可见,在东部型事件发展年秋季(图1a),热带中东太平洋显著升温,高海温中心出现在赤道东太平洋,最强升温超过 $1^{\circ}\text{C}$ ,热带西太平洋则异常偏低,整个热带太平洋的海温距平分布呈现出典型的东部型事件特征(Rasmusson, et al, 1982)。中部型事件发展年秋季(图1b)时,显著升温区及其中心出现在 $170^{\circ}\text{W}$ 附近的赤道中太平洋,具有典型的中部型厄尔尼诺事件特征,暖中心升温约 $0.8^{\circ}\text{C}$ ,弱于东部型事件。就印度洋海温异常而言,东部型事件发展年秋季,热带印度洋海温距平呈现显著的西正东负的纬向偶极型分布;中部型事件秋季,正位相印度洋偶极子型(IOD-like)的海温距平同样出现在热带印度洋,只是强度比东部型事件弱得多。图1a、b还给出了由合成海温距平计算所得的印度洋偶极子指数,根据定义,印度洋偶极子指数实际上反映了热带印度洋海温距平的纬向差异。东部型事件发展年秋季的印度洋偶极子指数超过其1倍标准差( $1\sigma$ ),热带印度洋出现较强的向西海温距平梯度;而中部型厄尔尼诺时的印度洋偶极子指数仅为 $0.66\sigma$ ,明显弱于东部型事件。总之,尽管中部型事件发展年秋季印度洋偶极子的强度较弱,但

其西正东负的海温型显著地出现在热带印度洋,这与Yuan等(2012)的结果并不一致,这可能与采用的分析方法有关。他们的研究主要采用了偏相关方法,偏相关尽管能较好地反映出线性系统的相互关系,但是会忽略要素间的非线性关系。

显然,海温距平分布型的差异会造成明显不同的热带大气响应,由异常降水的分布也可进一步确认异常海温型之间的主要差异。由于厄尔尼诺可以通过引起沃克环流和海洋大陆降水异常影响印度洋偶极子的发生、发展(Li, et al, 2003),下面将从热带地区异常降水及异常环流两方面考察两类厄尔尼诺事件与印度洋异常海温的可能联系。图1c—f为合成的两类厄尔尼诺发展年秋季的降水异常和整层积分的水汽通量及其散度距平。由于降水资料时段长度的限制,中部型事件仅为1979、1982、1997年3次事件的合成。在降水场上(图1c、d),对应于两类厄尔尼诺事件发展年秋季的合成海温距平,降水正异常出现在异常高海温区域,负异常出现在异常偏冷的海洋大陆地区。东部型事件时的降水正异常主要出现在中东太平洋( $180^{\circ}$ 以东),负异常降水区主要覆盖热带东印度洋—热带西太平洋的广大地区,但中部型时的正异常降水范围较小、强度弱,正异常中心出现在日界线以西,明显比东部型事件偏西。正异常降水的量值在两类厄尔尼诺的差异远小于两类厄尔尼诺强度的差异,这也进一步说明了尽管中部型事件的海温异常比东部型事件弱得多,但是由于其位于气候态高海温区,弱的海温异常也能引起强的对流异常,也将对该地区及其周边的气候产生显著影响。整层积分水汽通量散度距平(图1e、f)表现出了与降水异常相似的分布特征。这种正、负降水异常的分布特征与Kug等(2009)及Zhang等(2011)的结论基本一致。此外,从整层积分的水汽通量(图1e、f)上看,东部型及中部型事件时海洋大陆以西的印度洋上空均出现了东风水汽输送,与该地区的对流层低层异常风场相似(图略),只是在中部型事件时,这支东风水汽输送在强度和范围上都小于东部型事件。由于整层积分的水汽通量散度与降水在定性上一致,考虑到降水资料的限制,对于两类厄尔尼诺事件期间异常降水的讨论将主要分析整层积分水汽通量及其散度的异常。

热带地区降水异常的分布与该地区上空垂直环流的异常密切相关,垂直环流的异常也是热带太平

洋与印度洋异常海温相互联系的重要环节。图 2a、b 为合成的两类厄尔尼诺事件发展年秋季赤道地区异常垂直环流的分布。在东部型事件发展年秋季(图 2a),日界线以东的赤道中东太平洋高海温上空出现显著的强上升运动,下沉支则出现在异常偏冷的海洋大陆地区,上升、下沉支的强度和位置与速度势距平中心有较好的对应关系,即上升支对应低层辐合、高层辐散中心,下沉支对应低层辐散、高层辐合中心,由此构成了热带太平洋—海洋大陆的异常反沃克环流。赤道东印度洋—西太平洋暖池区对流层低层的大范围强辐散运动抑制了该地区对流,赤道东印度洋对流层低层出现异常东风。在异常东风应力的动力作用下,赤道东印度洋海表高度降低(图 2c),使该地区出现异常的冷涌上翻,温跃层明显降

低(图略),赤道东印度洋冷海温得以维持。同时,异常东风会使暖水向热带西印度洋聚集,海表高度升高,出现正海温异常。这种西正东负的海温分布对应着热带印度洋偶极子的正位相。与海温距平分布一致,中部型事件秋季时的热带地区异常垂直环流的结构与东部型事件相似,但范围小、强度弱:较弱的异常上升支向西移至日界线附近、异常下沉支位于海洋大陆附近,位置相对东部型略偏西。在中部型事件发展年秋季,海洋大陆低层辐散中心以西的赤道东印度洋同样出现了异常东风。海洋大陆的下沉运动和负异常降水(热汇)、苏门答腊西岸的弱异常东风应力的出现(图 2d),均有利于中部型事件期间弱印度洋偶极子型海温距平的维持。

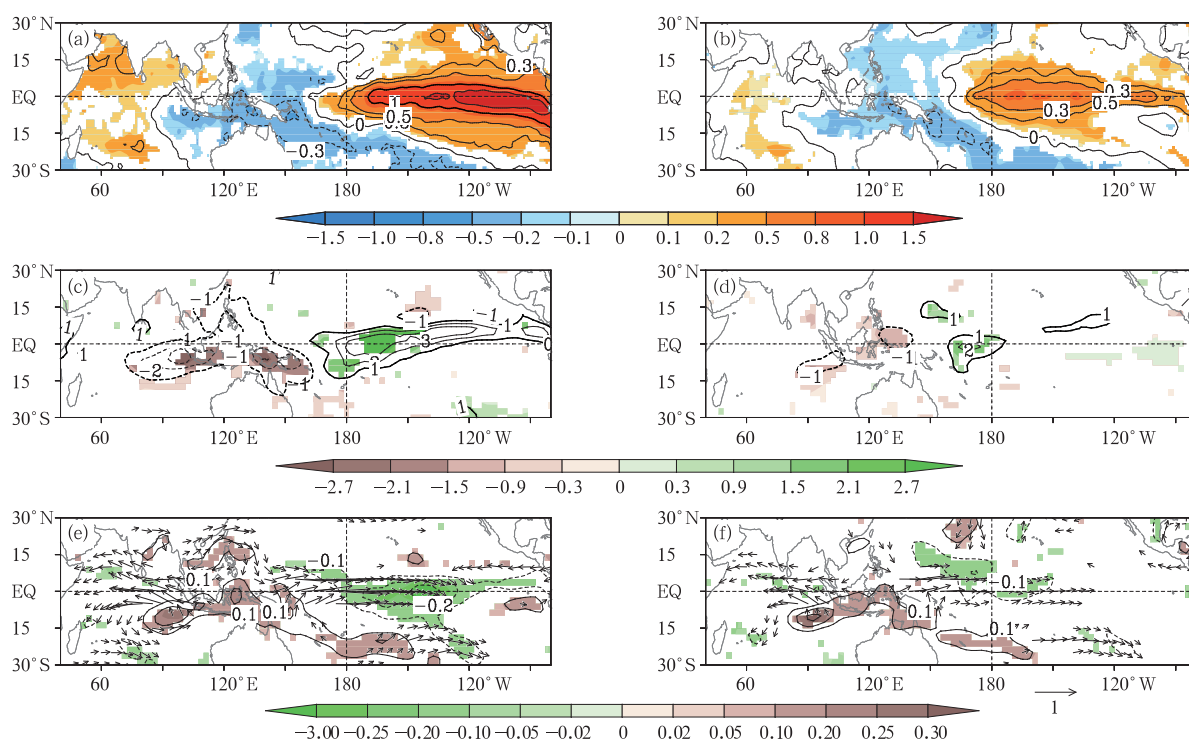


图 1 两类厄尔尼诺事件发展年秋季合成的(a,b)海温距平(单位:℃;填色为通过信度 0.05 显著性检验区)

(c,d) GPCP 降水距平(单位:mm/d;填色为通过信度 0.10 的显著性检验区),

(e,f) 整层积分的水汽通量(矢量,单位: $10^5 \text{ g}/(\text{m} \cdot \text{s})$ )及散度

(单位: $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ;填色区及箭头均通过信度 0.10 的显著性检验)(a,c,e. 东部型事件,b,d,f. 中部型事件)

Fig. 1 Composites (a,b) SSTA (units:  $^{\circ}\text{C}$ ) between  $30^{\circ}\text{N}$  and  $30^{\circ}\text{S}$ , colored areas indicate significance at the 95% confidence level; (c,d) GPCP rainfall anomaly (units: mm/d), colored areas indicate significance at the 90% confidence level; and (e,f) vertically integrated water vapor flux (vector; unit:  $10^5 \text{ g}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ) and anomalous divergence (unit:  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ), only the water vapor significant at 90% are plotted, colored areas indicate significance at the 90% confidence level

(a,c,e. EP El Niño autumn,b,d,f. CP El Niño autumn)

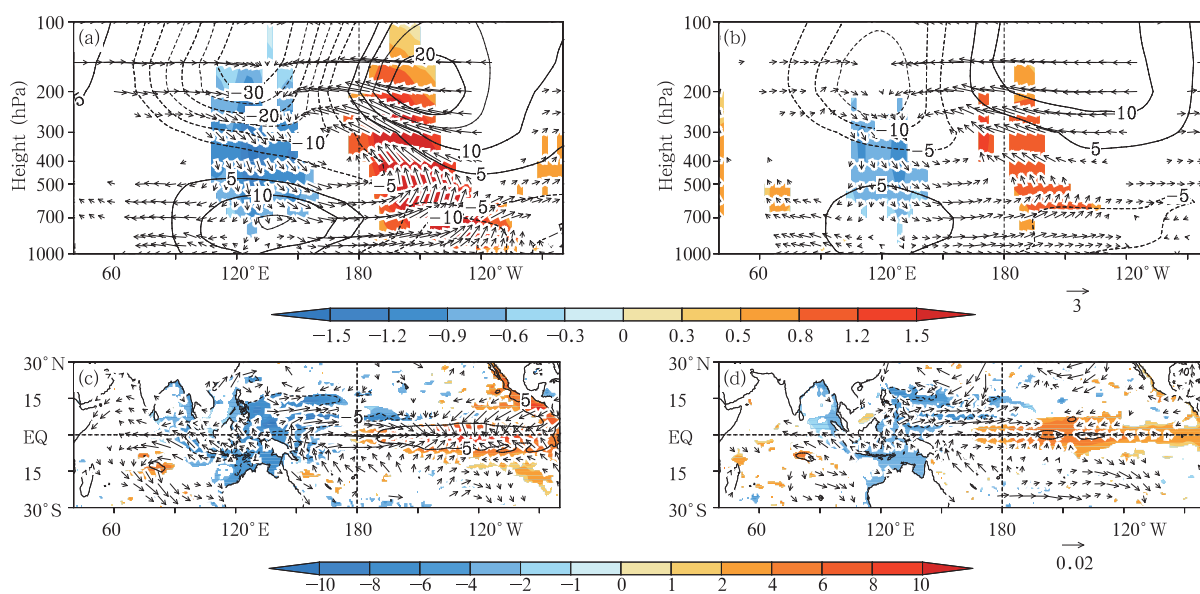


图2 两类厄尔尼诺事件发展年秋季合成的 (a,b)  $5^{\circ}\text{S}$ — $5^{\circ}\text{N}$  平均沃克环流(矢量, 通过信度 0.10 的显著性检验) 及速度势(等值线, 单位:  $10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ ) (填色为通过信度 0.10 的显著性检验的  $\omega \times -1000$ , 单位:  $10 \text{ hPa/s}$ ); (c,d) 海表面高度(单位:  $\text{cm}$ ) 及风应力距平(单位:  $\text{N/m}^2$ ) (填色区及箭头均通过信度 0.10 的显著性检验) (a,c. 东部型事件, b,d. 中部型事件)

Fig. 2 Composites (a,b) anomalous Walker circulation (vector, only the wind anomalies significant at the 90% confidence level are plotted) and anomalous velocity potential (contour, units:  $10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ ) between  $5^{\circ}\text{S}$ — $5^{\circ}\text{N}$ ; colored areas indicate the vertical velocity multiplied by a factor of  $-1000$  (units:  $10 \text{ hPa/s}$ ); and (c, d) anomalous sea surface height (SSH, units:  $\text{cm}$ ) and anomalous wind stress (vector, units:  $\text{N/m}^2$ , only the wind stress anomalies significant at the 90% confidence level are plotted); colored areas indicate the anomalous SSH significant at of the 90% confidence level (a, c. EP El Niño autumn, b, d. CP El Niño autumn)

由上述分析可知, 两类厄尔尼诺事件秋季的热带印度洋海温距平尽管有强度和范围的差异, 但均呈显著的正西东负的正位相印度洋偶极子型分布。海洋大陆负异常降水、热带东印度洋异常东风、海洋大陆异常下沉运动不仅出现在东部型厄尔尼诺发展年的秋季, 还出现在中部型事件时, 对此海温距平分布型的维持提供了十分有利的条件。

### 3.2 个例对比分析

从上述合成结果来看, 两类厄尔尼诺事件发展年都会伴有正位相印度洋偶极子型海温距平出现, 这与已有的结果(Yuan, et al, 2012; Wang, et al, 2014)有异有同。考虑到合成分析受强事件的影响较大, 还可能掩盖印度洋偶极子与厄尔尼诺事件分类的可能联系, 将对所选出的两类厄尔尼诺事件的全部典型个例作细致对比, 以统计印度洋偶极子在两类厄尔尼诺个例中的出现情况。

图3、4给出了各个东部型、中部型事件发展年秋季的海温距平分布。在8次东部型事件的发展年秋季(图3), 热带太平洋海温距平均呈西负东正分

布, 异常高海温中心均稳定出现在热带东太平洋。可见, 利用东部型指数(Ren, et al, 2011)所选出的事件都具有东部型厄尔尼诺事件的典型海温分布特征(Kug, et al, 2009), 表明文中所选的东部型事件合理。由于各东部型事件的升温中心都出现在 Niño3 区, 其强度可由 Niño3 区平均的海温距平(即 Niño3 指数)表征(表1)。由表1可见, 东部型事件强度较强, 平均强度可达到  $1.35^{\circ}\text{C}$ 。与此同时, 热带西印度洋地区都出现了异常升温, 东印度洋则为异常低海温控制。由表1给出的各次东部型事件的标准印度洋偶极子指数可见, 所有东部型事件的  $I_{\text{DM}}$  均为正, 即热带印度洋都出现了向西的海温梯度, 强度较强, 平均强度可达1个标准差。其中, 在热带东太平洋暖中心海温高达  $1.5^{\circ}\text{C}$  的3次强东部型事件(1972、1982、1997年)期间, 热带印度洋海温距平呈现强的印度洋偶极子海温型,  $I_{\text{DM}}$  都超过  $1.5\sigma$ 。而对于较弱的东部型厄尔尼诺事件(如1957和1979年),  $I_{\text{DM}}$  也较小, 不超过  $0.5\sigma$ 。



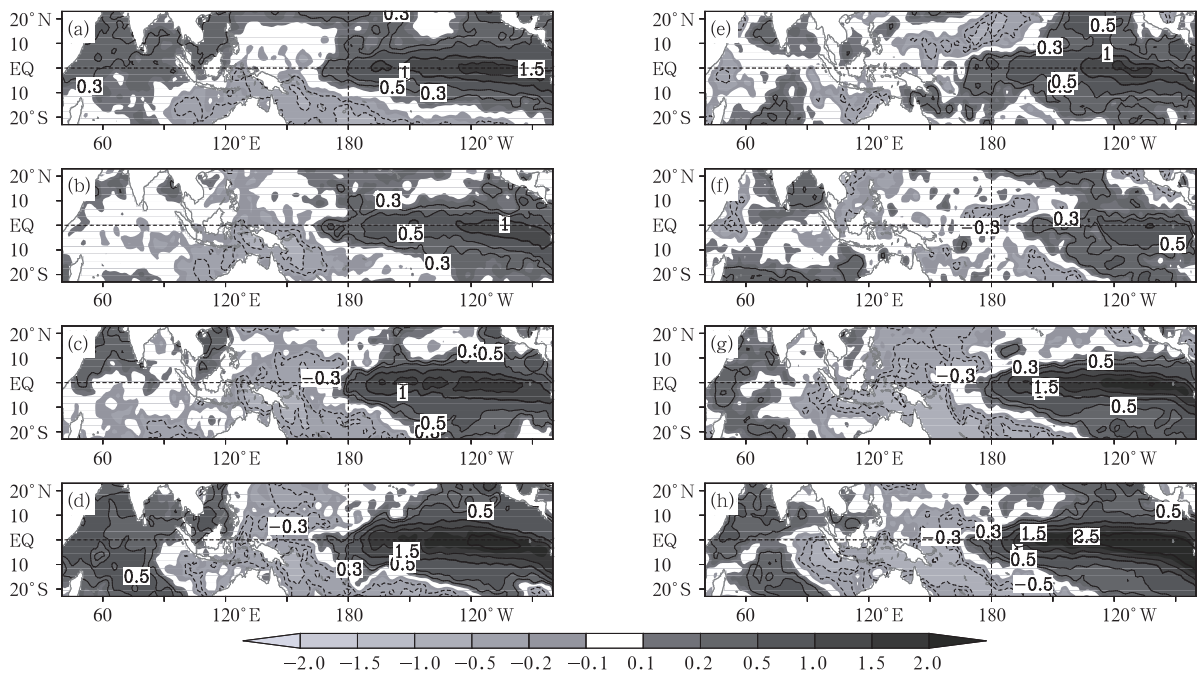


图3 东部型事件发展年秋季的海温距平分布(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

(a. 1951/1952, b. 1957/1958, c. 1965/1966, d. 1972/1973, e. 1976/1977, f. 1979/1980, g. 1982/1983, h. 1997/1998)

Fig. 3 SSTA (units:  $^{\circ}\text{C}$ ) distribution between  $20^{\circ}\text{N}$  and  $20^{\circ}\text{S}$  during the EP El Niño autumns

(a. 1951/1952, b. 1957/1958, c. 1965/1966, d. 1972/1973, e. 1976/1977, f. 1979/1980, g. 1982/1983, h. 1997/1998)

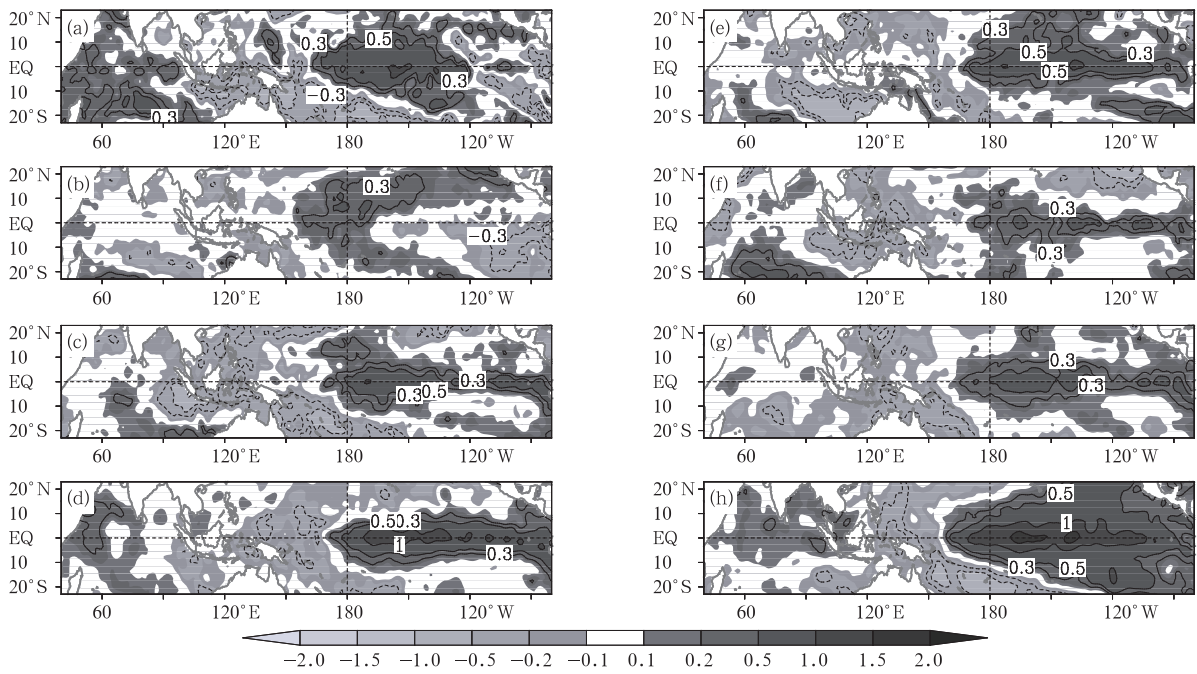


图4 同图3,但为中部型事件

(a. 1977/1978, b. 1986/1987, c. 1990/1991, d. 1991/1992, e. 1994/1995, f. 2002/2003, g. 2004/2005, h. 2009/2010)

Fig. 4 As in Fig. 3 but for the CP El Niño events

(a. 1977/1978, b. 1986/1987, c. 1990/1991, d. 1991/1992, e. 1994/1995, f. 2002/2003, g. 2004/2005, h. 2009/2010)

从 8 次中部型厄尔尼诺事件的海温距平分布(图 4)上看,热带太平洋的异常升温主体均出现在  $150^{\circ}\text{W}$  以西的热带中太平洋,热带太平洋升温区的分布明显不同于东部型事件,符合中部型事件的典型海温分布(Kug, et al, 2009)。由于各中部型事件的中太平洋升温区大致位于 Nino4 区, Nino4 指数可用来表征中部型事件的强度(表 1)。由中部型事件发展年秋季的 Nino4 指数可知,与东部型事件相比,中部型事件较弱,平均强度约  $0.51^{\circ}\text{C}$ , 仅与 8 次东部型事件中的最弱者相当。从此时热带印度洋海温距平的分布上看,中部型事件各个例之间,热带印度洋高、低海温的分布差异较大,印度洋异常升温区位置并不稳定。8 次中部型事件中  $I_{\text{DM}}$  所表征的热带印度洋纬向海温梯度在  $0.6\sigma$  附近摆动(表

1),这一平均强度明显弱于东部型事件。其中,有的中部型事件,如 1994 年,热带印度洋表现为强的西高东低的异常海温分布型,其  $I_{\text{DM}}$  大大超过  $1.5\sigma$ 。但有的中部型事件,热带东西印度洋海温异常偏弱,海温距平的纬向梯度较小,  $I_{\text{DM}}$  远小于  $0.1\sigma$ , 如 1990 和 2009 年的热带印度洋无显著的东西偶极型海温分布。总之,8 次中部型事件中,发生的印度洋偶极子现象明显较东部型时少,仅有一半的中部型事件发生了印度洋偶极子。

综合上述分析结果可知,两类厄尔尼诺事件期间印度洋偶极子出现的概率以及异常海温的强度有所不同。东部型事件的发展年秋季大多会出现印度洋偶极子,且强度相对较强;而 8 次中部型事件中,仅一半的事件有印度洋偶极子发生,且强度较弱。

表 1 两类厄尔尼诺事件发展年秋季的 Nino3/Nino4 指数和印度洋偶极子指数  
Table 1 The Nino3 index/Nino4 index and  $I_{\text{DM}}$  for the two types of the El Niño events during the boreal autumns

| 东部型  | Nino3 ( $^{\circ}\text{C}$ ) | $I_{\text{DM}}$ | 中部型  | Nino4 ( $^{\circ}\text{C}$ ) | $I_{\text{DM}}$ |
|------|------------------------------|-----------------|------|------------------------------|-----------------|
| 1951 | 1.19                         | $0.7\sigma$     | 1977 | 0.64                         | $0.68\sigma$    |
| 1957 | 0.84                         | $0.39\sigma$    | 1986 | 0.51                         | $0.2\sigma$     |
| 1965 | 1.29                         | $0.54\sigma$    | 1990 | 0.21                         | $0.07\sigma$    |
| 1972 | 1.96                         | $1.64\sigma$    | 1991 | 0.23                         | $0.9\sigma$     |
| 1976 | 1.03                         | $0.12\sigma$    | 1994 | 0.45                         | $1.78\sigma$    |
| 1979 | 0.49                         | $0.13\sigma$    | 2002 | 0.53                         | $1.12\sigma$    |
| 1982 | 1.57                         | $1.83\sigma$    | 2004 | 0.44                         | $0.3\sigma$     |
| 1997 | 2.4                          | $3.04\sigma$    | 2009 | 1.08                         | $-0.01\sigma$   |
| 平均   | 1.35                         | $1.05\sigma$    | 平均   | 0.51                         | $0.63\sigma$    |

注:  $\sigma$  为 1951—2010 年的秋季印度洋偶极子指数标准差,  $\sigma = 0.31^{\circ}\text{C}$

#### 4 印度洋偶极子与两类厄尔尼诺事件的可能联系

##### 4.1 东部型厄尔尼诺事件与印度洋偶极子的可能联系

从对东部型厄尔尼诺事件发展年秋季海温距平的个例分析上看,8 次东部型事件的太平洋升温中心少变,均稳定出现在赤道东太平洋,但 8 次东部型事件的 Nino3 指数标准差为  $0.58^{\circ}\text{C}$ ,各事件的强度差异较大。就印度洋偶极子发生情况而言,较强的几次东部型事件期间有强印度洋偶极子发生,而弱东部型事件期间较弱的  $I_{\text{DM}}$  不一定满足印度洋偶极子发生的判定条件。可见,东部型事件期间印度洋偶极子的强度似乎与东部型厄尔尼诺事件的强度存在一定的关系。为了检查印度洋偶极子发生与东部型厄尔尼诺强度的这种联系,在此简单地以  $I_{\text{DM}}$  超过  $0.5\sigma$  为印度洋偶极子发生的标准,将东部

型事件分为两类,一类与印度洋偶极子事件相伴,即 1951、1965、1972、1982 和 1997 年的 5 次事件,简记为 EP-IOD 事件,其余事件则为无印度洋偶极子发生的事件,有 1957、1976、1979 年,简记为 EP-no-IOD 事件。

图 5 给出了东部型厄尔尼诺发展年秋季两类东部型事件合成的海温距平场及整层水汽通量和散度距平的分布。在 EP-IOD 时(图 5a),热带西印度洋出现了超过  $0.2^{\circ}\text{C}$  的大范围显著升温,苏门答腊附近则为小范围低海温控制,有  $I_{\text{DM}}$  高达  $1.5\sigma$  的强印度洋偶极子出现。与此同时,热带太平洋海温距平呈现强东部型:东太平洋异常升温明显超过  $1.5^{\circ}\text{C}$ ,热带西太平洋—海洋大陆则为大范围海温负距平区。相比而言,EP-noIOD 事件时,赤道东印度洋异常偏冷,但异常高海温出现在北印度洋,海温距平呈现南北偶极型分布,在纬向上同样存在较弱的向西海温距平梯度。此时,热带太平洋海温距平为弱东部



型:热带东太平洋的最大升温约  $1^{\circ}\text{C}$ , 异常低海温出现在热带西太平洋, 异常低、高海温的范围及强度都小于 EP-IOD(图 5b)。也就是说, 若将东部型厄尔尼诺事件按印度洋偶极子发生与否分类, 两类东部型事件热带印度洋均呈偶极子型分布, 纬向偶极子型的正位相印度洋偶极子发生在强东部型期间, 而弱东部型期间虽然向西海温距平梯度也出现在赤道印度洋, 但此海温型并非正位相印度洋偶极子。

在相应的整层积分的水汽通量及散度距平场(图 5c、d)上, EP-IOD 事件期间, 在印度洋偶极子与强东部型配置下, 热带印度洋—太平洋的整层水汽通量散度呈现显著的“— + —”分布。水汽通量散度正异常区覆盖范围大, 可由热带东印度洋向东延伸至热带西太平洋, 负异常区则分别出现在热带西印度洋和日界线以东的热带中太平洋。在降水正、负异常区之间的热带印度洋(西太平洋)地区, 有较强的东风(西风)水汽输送。伴随热带印度洋—太平洋“+ - +”型异常海温的出现, 赤道地区( $5^{\circ}\text{S}$ — $5^{\circ}\text{N}$ )异常纬向垂直环流表现为双圈型异常, 即热带印度洋—海洋大陆出现异常沃克环流、热带太平洋—海

洋大陆则为异常反沃克环流控制(图 6a); 在热带中太平洋和海洋大陆, 分别出现了范围广大的异常强上升和强下沉运动, 热带西印度洋上空也出现了显著的上升运动。在海洋大陆强下沉运动区的低层, 出现大范围强辐散运动, 抑制了该地区对流。在异常强沃克环流作用下, 大范围强劲异常的东风应力出现在热带印度洋, 热带中西太平洋为异常西风应力区(图 6c)。在赤道东南印度洋离岸的异常东南风应力控制区, 有较强的异常气旋式水平风应力旋度中心, 维持该地区异常冷涌上翻, 使该地区温跃层明显上抬(图略)。热带东印度洋异常强东风的出现还加强了局地全风速(图略), 造成蒸发增大而加剧赤道东印度洋降温。在赤道印度洋异常东风应力的动力作用下, 大量暖海水向热带西印度洋聚集, 赤道东印度洋海表高度降低, 西印度洋海表高度升高(图 6c)。受异常水平风应力的动力强迫作用, 印度洋海表高度负距平区在热带东印度洋沿赤道舌状西伸, 正距平海表高度出现在热带中西印度洋地区。北印度洋海温正距平的出现主要是因为强异常东风的出现, 减弱了西南季风, 引起局地热通量异常(图略),

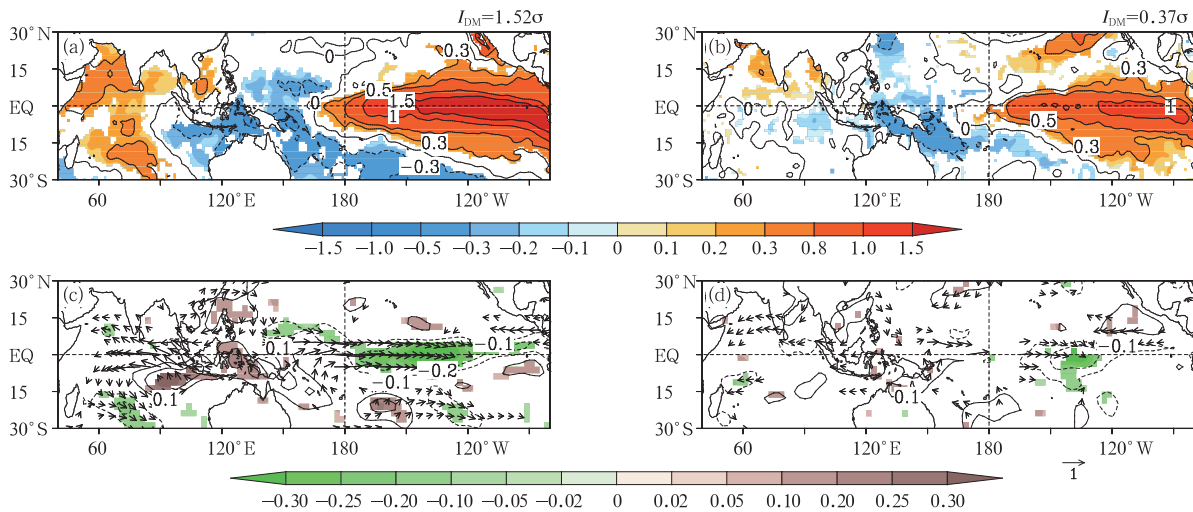


图 5 合成的(a、b)海温距平(单位:  $^{\circ}\text{C}$ ; 填色为通过信度 0.10 显著性检验区,  $\sigma$  为 1951—2010 年秋季印度洋偶极子指数标准差,  $\sigma = 0.31^{\circ}\text{C}$ ); (c、d)整层积分的水汽通量(矢量, 单位:  $10^5 \text{ g}/(\text{m} \cdot \text{s})$ )及散度(单位:  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ), (填色区及箭头均通过信度 0.10 的显著性检验)  
(a、c. 与印度洋偶极子相伴的东部型厄尔尼诺事件(EP-IOD 事件),  
b、d. 无印度洋偶极子发生的东部型厄尔尼诺事件(EP-noIOD 事件))

Fig. 5 Composited (a, b) SSTA (units:  $^{\circ}\text{C}$ ) between  $30^{\circ}\text{N}$  and  $30^{\circ}\text{S}$ , colored areas indicate significance at the 95% confidence level.  $\sigma$  represents the standard deviation of  $I_{\text{DM}}$  during the 1951–2010 autumns,  $\sigma = 0.31^{\circ}\text{C}$ ; and (c, d) vertically integrated water vapor flux (vector; unit:  $10^5 \text{ g}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ) and anomalous divergence (unit:  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ), only the water vapor significant at the 90% confidence level are plotted, colored areas indicate significance at the 90% confidence level (a, c. EP-IOD events, b, d. EP-noIOD events)

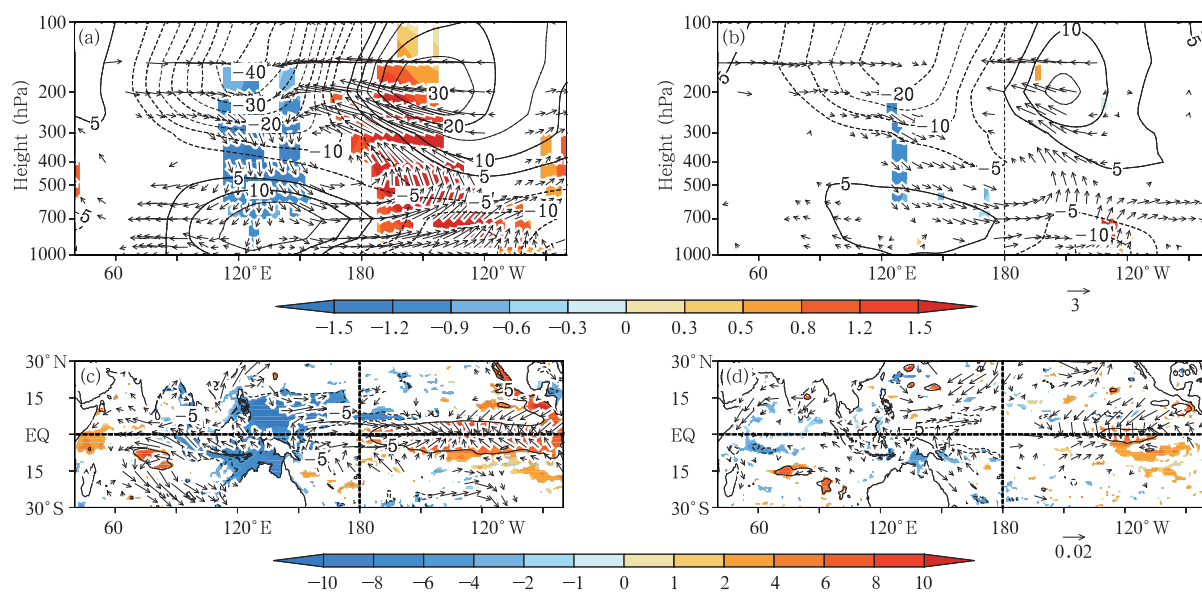


图6 合成的(a,b)5°S—5°N平均沃克环流(矢量,通过信度0.10的显著性检验)及速度势(等值线,单位 $10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ )

(填色为通过信度0.10的显著性检验的 $\omega \times -1000$ ;单位:10 hPa/s);(c,d) 海表高度(单位:cm)、风应力距平(单位: $\text{N}/\text{m}^2$ )及其旋度(等值线,单位: $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) (填色区及箭头均通过信度0.10的显著性检验);

(a,c. 与印度洋偶极子相伴的东部型事件(EP-IOD事件),b,d. 无印度洋偶极子发生的东部型事件(EP-noIOD事件))

Fig.6 Composites (a,b) anomalous Walker Circulation between 30°N and 30°S (vector, only the wind anomalies significant at 90% confidence level are plotted) and anomalous velocity potential (contour, units:  $10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ ) between 5°S—5°N; colored areas indicate the vertical velocity multiplied by a factor of  $-1000$  (units: 10 hPa/s); and (c, d) anomalous sea surface height (units: cm), anomalous wind stress (vector, units:  $\text{N}/\text{m}^2$ , only the wind stress anomalies significant at the 90% confidence level are plotted) and its vorticity (contour, units:  $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ); colored areas indicate the anomalous SSH significant at of the 90% confidence level (a,c. EP-IOD events, b,d. EP-noIOD events)

同时也减弱西北印度洋沿岸的北上海流,从而减弱了此处的上升流,加深了温跃层深度(Drbohlav, et al, 2007)。可见,强东部型厄尔尼诺事件时热带印度洋大范围异常东风应力的出现,对强印度洋偶极子的维持非常有利。

在无印度洋偶极子发生的弱东部型厄尔尼诺事件期间,海洋大陆及其以东的异常大气环流与 EP-IOD 事件相似,但范围小、强度弱,热带中太平洋的正异常降水范围小、强度弱,海洋大陆水汽辐散区极为零散,正、负降水异常区之间的异常纬向水汽输送也较弱(图 5d)。可见,弱东部型厄尔尼诺事件时热带印度洋并无印度洋偶极子出现,主要与极弱的异常沃克环流有关;海洋大陆异常降水及辐散运动很弱,热带东印度洋异常东风应力的强度和范围均很小,不能维持赤道印度洋西正东负的海表高度梯度及东印度洋异常冷涌的上翻运动。

综合上述分析可知,东部型厄尔尼诺期间,印度洋偶极子与东部型厄尔尼诺事件的强度联系密切。

印度洋偶极子发生在较强的东部型事件期间,海洋大陆的强异常下沉支将两大洋的海温距平联系起来;然而,弱东部型事件期间热带印度洋海温距平并非正位相印度洋偶极子型,异常高海温偏在北印度洋,与海洋大陆较弱的异常下沉运动相联系。

#### 4.2 中部型厄尔尼诺事件与印度洋偶极子的可能联系

从中部型厄尔尼诺期间印度洋偶极子的发生情况上看,印度洋偶极子的发生可能与中部型事件的强度并无联系,如 2009 年这一强中部型事件的印度洋海温距平分布并非印度洋偶极子型,而 1994 年这一弱中部型事件却有较强印度洋偶极子出现。可见,印度洋偶极子的发生可能与中部型厄尔尼诺强度以外的其他特征有关。同样按照  $I_{\text{DM}}$  的大小对中部型事件分类,试图寻找与印度洋偶极子的发生有关的中部型厄尔尼诺特征。同样根据印度洋偶极子的发生情况,将中部型事件分为两类,其中与印度洋

偶极子相伴的中部型事件(简记为 CP-IOD 事件)为 1977、1991、1994、2002 年,期间无印度洋偶极子发生的中部型厄尔尼诺事件(简记为 CP-noIOD 事件)则有 1986、1990、2004、2009 年,由此合成了两类中部型厄尔尼诺事件的热带印度洋—太平洋异常海-气要素(图 7、8)。

图 7a、b 为 CP-IOD、CP-noIOD 事件合成的海温距平分布。在 CP-IOD 事件发展年秋季(图 7a),西印度洋高海温中心偏在南半球, $I_{DM}$ 超过了  $1\sigma$ ;在太平洋地区,高海温中心位于  $170^{\circ}\text{W}$  附近的中太平洋,强度约  $0.8^{\circ}\text{C}$ ,其以西则为低海温控制,热带印度洋—太平洋呈现出印度洋偶极子与中部型厄尔尼诺同时出现的特征。然而,在 CP-noIOD 事件秋季(图 7b), $I_{DM}$ 极小,仅为  $0.15\sigma$ ,热带印度洋海温距平并非印度洋偶极子的纬向偶极子型,此时并没有印度洋偶极子发生:印度洋大范围的冷海温出现在澳大利亚以西的副热带东南印度洋,零星的显著升温区只出现在赤道西印度洋及南印度洋的小部分地区。但在热带太平洋地区,高海温中心仍出现在中太平洋,强度与 CP-IOD 事件相当。可见,若将中部型厄尔尼诺事件按印度洋偶极子的发生与否分类,两类事件对应的中部型厄尔尼诺事件强度是相当的,这与东部型厄尔尼诺事件不同。定性来看,中部型事件的强度与印度洋偶极子发生关系极弱。

热带地区大气环流的异常与海温距平的分布有很好的对应关系。在 CP-IOD 发展年秋季,在印度洋偶极子与中部型厄尔尼诺配置下,水汽通量在热带中太平洋上空辐合,在热带东印度洋和海洋大陆的偏南半球一侧辐散,热带印度洋出现较强的异常东风水汽通量输送,热带西太平洋则为异常西风水汽通量输送控制(图 7c)。与此相联系的垂直环流表现为赤道中太平洋上升、海洋大陆下沉的较强异常反沃克环流,与 EP-IOD 时相似,但较东部型厄尔尼诺时明显偏西(图 8a)。海洋大陆对流层低层有较强辐散运动存在,同样抑制了该地区的对流,并强迫出较强的异常东风应力,维持印度洋海表高度距平的异常西高东低(图 8c),对印度洋偶极子的维持非常有利。

CP-noIOD 事件时,赤道地区异常垂直环流同样表现为热带印度洋及热带中太平洋异常上升、海

洋大陆异常下沉(图 8b)。从图 7d、图 8 均可以看到赤道印度洋有显著的异常东风出现,然而海洋大陆地区低海温很弱,该地区的异常下沉辐散运动的范围和强度很小,明显小于 EP-noIOD 时。此时,极弱的海洋大陆下沉辐散并不能维持赤道东印度洋异常东风的出现。与东部型厄尔尼诺及 CP-IOD 时不同的是,CP-noIOD 时热带印度洋的局地海、气异常特征均不同: $15^{\circ}\text{S}$  以南的副热带东南印度洋的大范围较强海温负距平可以极大地抑制局地对流,由于大气对热汇的罗斯贝响应,强迫和维持了赤道印度洋的异常东风,维持着赤道印度洋极弱的纬向海温距平梯度( $I_{DM} = 0.15\sigma$ )。可见,在与 CP-IOD 强度相当的赤道中太平洋异常高海温的强迫下,尽管弱的海温距平梯度出现在赤道印度洋,但它更多地与热带印度洋局地海-气相互作用有关,与中部型厄尔尼诺事件联系(异常沃克环流)极弱。

由上述分析可知,在中部型厄尔尼诺事件期间,印度洋偶极子的发生与中部型厄尔尼诺事件的强度并无紧密联系。那么,除了太平洋高海温的强度外,中部型厄尔尼诺期间印度洋偶极子的发生可能与中部型厄尔尼诺事件的何种特征有关?研究表明,由于气候态海温的差异,热带中太平洋的海温异常相对于东太平洋能更有效地引起大气的响应(Kug, et al, 2009)。Zhang 等(2013)在对 9 次中部型厄尔尼诺事件的对比中发现,不同中部型厄尔尼诺事件之间,除了强度不尽相同外,高海温位置也存在明显的差异。模式结果进一步表明,高海温区位置的差异与中部型厄尔尼诺事件期间大气响应的异常有密切联系。当中部型厄尔尼诺事件高海温强度一定时,中太平洋高海温区位置的较小差异,便可以造成大气响应出现较大的不同。

既然厄尔尼诺事件可以通过大气强迫对印度洋偶极子发生、发展起重要作用,那么,对于强度相当但印度洋偶极子发生情况不同的中部型厄尔尼诺事件,热带太平洋高海温的位置是否有差别?从不同印度洋偶极子发生情况的中部型厄尔尼诺事件合成海温距平(图 7a、b)的分布上看,CP-IOD 事件的热带太平洋海温距平的  $0.5^{\circ}\text{C}$  等值线在赤道地区向西可达日界线( $180^{\circ}$ ),升温中心出现在  $170^{\circ}\text{W}$  附近,而 CP-noIOD 事件的  $0.5^{\circ}\text{C}$  等值线向西可延伸至

170°E 附近, 比 CP-IOD 时明显偏西。为进一步确认中部型厄尔尼诺事件高海温区位置的差异, 计算了合成的 CP-IOD、CP-noIOD 事件异常高海温中心的位置, 发现无印度洋偶极子发生的中部型厄尔尼诺事件中, 热带太平洋异常高海温中心的位置相比于与印度洋偶极子相伴的中部型厄尔尼诺事件偏西, 两者的位置差异超过 5 个经度。由此推测, 中部型厄尔尼诺事件期间印度洋偶极子的发生可能与热

带太平洋异常高海温的位置有关, 热带太平洋异常高海温位置偏东的中部型厄尔尼诺事件可能有利于正位相印度洋偶极子发生, 而太平洋异常高海温位置偏西的中部型厄尔尼诺事件则没有明显的印度洋偶极子出现。可见, 大气响应对中部型厄尔尼诺事件的位置十分敏感, 小的位置差异会导致热带印度洋完全不同的海温异常分布, 这与已有的结论 (Zhang, et al, 2013) 一致。

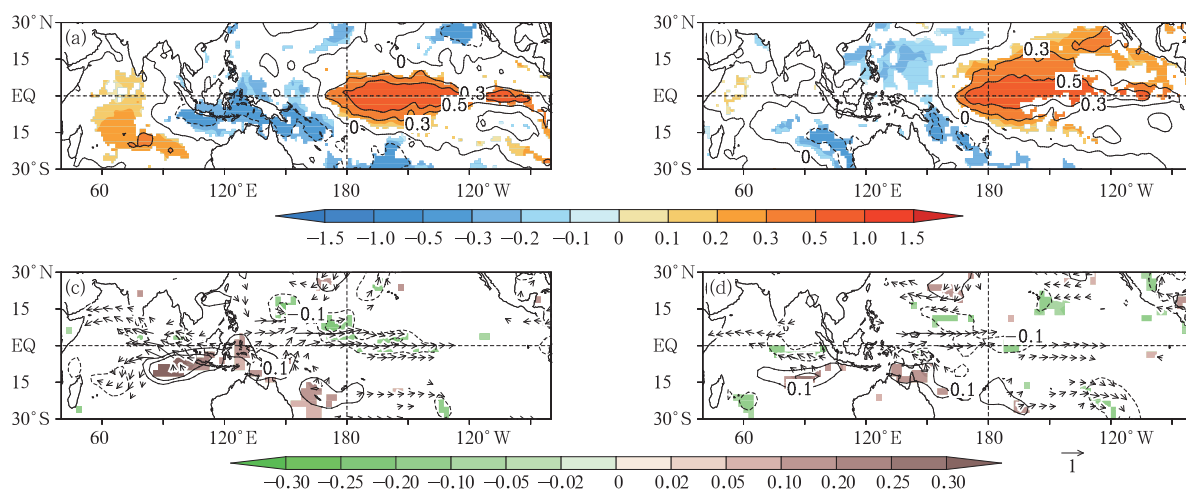


图 7 同图 5, 但为 (a, c) 与印度洋偶极子相伴的中部型厄尔尼诺事件 (CP-IOD 事件)、  
(b, d) 无印度洋偶极子发生的中部型厄尔尼诺事件 (CP-noIOD 事件) 的合成

Fig. 7 As in Fig. 5 but for (a, c) CP-IOD, and (b, d) CP-noIOD events

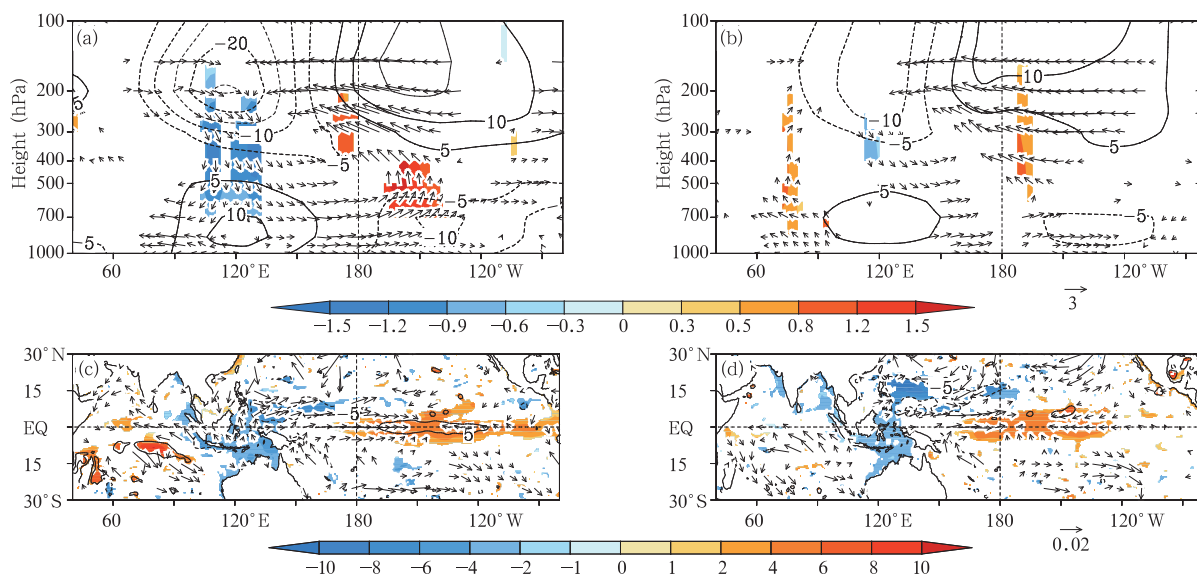


图 8 同图 6, 但为 (a, c) 与印度洋偶极子相伴的中部型厄尔尼诺事件 (CP-IOD 事件)、  
(b, d) 无印度洋偶极子发生的中部型厄尔尼诺事件 (CP-noIOD 事件) 的合成

Fig. 8 As in Fig. 6 but for (a, c) CP-IOD, and (b, d) CP-noIOD events



## 5 结论与讨论

基于海、气多要素资料,对比了两类厄尔尼诺事件发展年秋季印度洋的海-气耦合特征,并对印度洋偶极子发生情况进行分析,探讨了印度洋偶极子的发生与两类厄尔尼诺特征的可能联系。得到以下主要结论:

(1) 两类厄尔尼诺事件的发展年秋季均会出现印度洋偶极子,但出现的概率以及海温距平的强度有所不同。大多数东部型厄尔尼诺事件的发展年秋季,热带印度洋会出现正位相印度洋偶极子的海温异常型,且强度较强,热带太平洋—印度洋为异常反沃克环流控制;而8次中部型厄尔尼诺事件中,仅一半的事件伴有较弱的正位相印度洋偶极子发生,与东部型厄尔尼诺事件相比,此时热带东印度洋—西太平洋的下沉运动较弱,热带印度洋的异常东风也明显偏弱。

(2) 东部型厄尔尼诺事件期间,印度洋偶极子的发生与东部型厄尔尼诺事件的强度联系密切,印度洋偶极子出现在强东部型厄尔尼诺事件期间,海洋大陆地区出现了大范围的较强异常下沉、大大抑制了局地对流,但弱东部型时热带印度洋海温距平并非正位相印度洋偶极子型,高海温区偏在北印度洋,海洋大陆地区异常下沉运动和负异常降水区范围小、强度弱。

(3) 中部型厄尔尼诺事件期间,印度洋偶极子事件发生与中部型厄尔尼诺事件的强度没有显著的关系,可能与太平洋高海温区的位置有关。中部型厄尔尼诺期间,对于有印度洋偶极子发生的中部型厄尔尼诺事件,热带太平洋暖海温位置相对偏东,海洋大陆地区有显著的强下沉运动和负异常降水出现,热带东印度洋为大范围异常东风控制;而对于无印度洋偶极子发生的中部型厄尔尼诺事件,热带太平洋暖海温位置相对偏西,海洋大陆地区的下沉运动极弱,对印度洋异常海温的维持作用十分有限。

需要指出的是,目前有关两类厄尔尼诺事件的划分标准及其定量表征还没有统一的标准,所选指数的不同可能会对结果有一定影响。本研究在其表征上采用的是Ren等(2011)的中部型、东部型厄尔尼诺指数,为了尽量减小这种不确定性,本研究也参考Kug等(2009)根据盛期海温距平对两类厄尔尼诺分类的方法选择两类厄尔尼诺的典型事件,按照与本研究同样的思路对印度洋海温距平特征进行合

成分析和个例对比,所得结果与本研究的定性结论一致(图略)。目前本研究仅讨论两类厄尔尼诺发展年秋季的厄尔尼诺特征与印度洋偶极子的关系,这种联系是否出现在两类厄尔尼诺发展年夏季?对亚澳季风活动有何影响?这些问题均有待于进一步的深入研究。

## 参考文献

- 谭言科, 张人禾, 何金海等. 2004. 热带印度洋海温的年际变化与 ENSO. *气象学报*, 62(6): 831-840. Tan K Y, Zhang R H, He J H, et al. 2004. Relationship of the interannual variations of sea surface temperature in tropical Indian Ocean to ENSO. *Acta Meteor Sinica*, 62(6): 831-840 (in Chinese)
- 王钦, 李双林, 付建建等. 2012. 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. *气象学报*, 70(6): 1207-1222. Wang Q, Li S L, Fu J J, et al. 2012. On the formation of anomalous summer precipitation in the years of 2010 and 1998: A comparison of the El Niño's impact between Modoki and typical El Niño cases. *Acta Meteor Sinica*, 70(6): 1207-1222 (in Chinese)
- 袁媛, 杨辉, 李崇银. 2012. 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. *气象学报*, 70(3): 467-478. Yuan Y, Yang H, Li C Y. 2012. Study of El Niño events of different types and their potential impact on the following-summer precipitation in China. *Acta Meteor Sinica*, 70(3): 467-478 (in Chinese)
- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J Hydrometeorol*, 4(6): 1147-1167
- Allan R J, Chambers D, Drosowsky 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): 2305-2330
- Annamalai H, Liu P, Xie S P. 2005. Southwest Indian Ocean SST variability: Its local effect and remote influence on Asian monsoons. *J Climate*, 18(20): 4150-4167
- Ashok K, Guan Z Y, Saji N H, et al. 2004. Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean dipole on the Indian summer monsoon. *J Climate*, 17(16): 3141-3155
- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J Geophys Res*, 112 (C11): C11007, doi: 10.1029/2006JC003798
- Carton J A, Giese B S. 2008. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Mon Wea Rev*, 136(8): 2999-3017
- Deser C, Phillips A S, Hurrell J W. 2004. Pacific interdecadal climate variability: Linkages between the tropics and the North



- Pacific during boreal winter since 1900. *J Climate*, 17(16): 3109-3124
- Drbohlav H-K L, Gualdi S, Navarra A. 2007. A diagnostic study of the Indian Ocean dipole mode in El Niño and non-El Niño years. *J Climate*, 20(13): 2961-2977
- Du Y, Xie S P. 2008. Role of atmospheric adjustments in the tropical Indian Ocean warming during the 20th century in climate models. *Geophys Res Lett*, 35(8): L08712
- Feng J, Chen W, Tam C Y, et al. 2011. Different impacts of El Niño and El Niño Modoki on China rainfall in the decaying phases. *Int J Climatol*, 31(14): 2091-2101
- Guan Z Y, Yamagata T. 2003. The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys Res Lett*, 30(10), doi: 10.1029/2002GL016831
- Han W Q, Yuan D L, Liu W T, et al. 2007. Intraseasonal variability of Indian Ocean sea surface temperature during boreal winter: Madden-Julian Oscillation versus submonthly forcing and processes. *J Geophys Res*, 112(C4): C04001
- Hong C C, Lu M M, Kanamitsu M. 2008. Temporal and spatial characteristics of positive and negative Indian Ocean dipole with and without ENSO. *J Geophys Res*, 113(D8): D08107
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-471
- Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *J Climate*, 22(3): 615-632
- Kim W, Yeh S W, Kim J H, et al. 2011. The unique 2009 – 2010 El Niño event: A fast phase transition of warm pool El Niño to La Niña. *Geophys Res Lett*, 38(15): L15809
- 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
- Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *J Climate*, 22(6): 1499-1515
- Larkin N K, Harrison D E. 2005. On the definition of El Niño and associated seasonal average U. S. weather anomalies. *Geophys Res Lett*, 32(13): L13705
- Li C Y, Mu M Q. 2001. The influence of the Indian Ocean dipole on atmospheric circulation and climate. *Adv Atmos Sci*, 18(5): 831-843
- Li T, Wang B, Chang C P, et al. 2003. A theory for the Indian Ocean dipole-zonal mode. *J Atmos Sci*, 60(17): 2119-2135
- Meyers G, McIntosh P, Pigot L, et al. 2007. The years of El Niño, La Niña, and interactions with the tropical Indian Ocean. *J Climate*, 20(13): 2872-2880
- Murtugudde R, McCreary J P, Busalacchi A J. 2000. Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997 – 1998. *J Geophys Res: Oceans*, 105(C2): 3295-3306
- Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon Wea Rev*, 110(5): 354-384
- 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*, 108(D14), doi: 10.1029/2002JD002670
- Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO. *Geophys Res Lett*, 38(4): L04704
- 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. Possible impacts of Indian Ocean dipole mode events on global climate. *Climate Res*, 25(2): 151-169
- Saji N H, Xie S P, Yamagata T. 2006. Tropical Indian Ocean variability in the IPCC twentieth-century climate simulations. *J Climate*, 19(17): 4397-4417
- Shinoda T, Hendon H H, Glick J. 1998. Intraseasonal variability of surface fluxes and sea surface temperature in the tropical western Pacific and Indian Oceans. *J Climate*, 11(7): 1685-1702
- Wallace J, Rasmusson E, Mitchell T, et al. 1998. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *J Geophys Res: Oceans* (1978 – 2012), 103(C7): 14241-14259
- Wang X, Wang C Z. 2014. Different impacts of various El Niño events on the Indian Ocean dipole. *Climate Dyn*, 42(3-4): 991-1005, doi: 10.1007/s00382-013-1711-2
- 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
- Xie S P, Hu K, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño. *J Climate*, 22(3): 730-747
- Yang J, Liu Q, Xie S P, et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 34(2): L02708
- Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. 2009. El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263): 511-514
- Yuan Y, Yang S. 2012. Impacts of different types of El Niño on the East Asian climate: Focus on ENSO cycles. *J Climate*, 25(21): 7702-7722
- Zhang W J, Jin F F, Li J P, et al. 2011. Contrasting impacts of two-type El Niño over the Western North Pacific during Boreal Autumn. *J Meteor Soc Jpn*, 89(5): 563-569
- 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), doi: 10.1002/2014GL060130