

陶丽, 程守长. 2012. 印度洋海盆增暖及 ENSO 对西北太平洋热带气旋活动的影响 [J]. 大气科学, 36 (6): 1223–1235, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12031. Tao Li, Cheng Shouchang. 2012. Impact of Indian Ocean basin warming and ENSO on tropical cyclone activities over the western Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (6): 1223–1235.

印度洋海盆增暖及 ENSO 对西北太平洋 热带气旋活动的影响

陶丽 程守长

南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

摘 要 本文主要分析 1950~2010 年间印度洋海盆增暖和西北太平洋热带气旋 (TC) 活动的关系, 并与 ENSO 对西北太平洋 TC 活动的影响相比较, 结果表明: 印度洋海盆异常增暖与西北太平洋地区总 TC 生成年频数尤其是弱 TC 相关较好, 印度洋海盆异常增暖, 西北太平洋地区为异常的反气旋, 对流抑制, 降水偏少, 不利于 TC 的生成, 反之亦然。而 ENSO 对西北太平洋热带气旋的影响, 主要体现在对强 TC 的年生成频数的影响, El Niño 发展年, 季风槽加深东伸, TC 生成位置偏东, 由于 TC 在海洋上的生命史较长, TC 的平均强度偏强, 因而强 TC 年生成频数偏多; La Niña 发展年, 季风槽较浅, TC 生成位置偏西, TC 的平均强度偏弱, 强 TC 年生成频数偏少。但是 ENSO 指数与强 TC 年频数的相关有着年代际的变化, 在 1950~1969 年和 1990~2009 年间, ENSO 指数和强 TC 年频数相关很好, 分别为 0.532 和 0.687, 而在 1970~1989 这二十年间, 两者相关很弱, 只有 0.081。

关键词 印度洋海盆增暖 ENSO 西北太平洋 热带气旋

文章编号 1006-9895(2012)06-1223-13

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12031

Impact of Indian Ocean Basin Warming and ENSO on Tropical Cyclone Activities over the Western Pacific

TAO Li and CHENG Shouchang

Key Laboratory of Meteorological Disasters of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract The relationship between warming of the Indian Ocean basin and tropical cyclones (TCs) in the Western North Pacific (WNP) was investigated and compared with that between El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and TCs in the WNP. Abnormal warming of the Indian Ocean basin is correlated well with the total TC frequency (especially for weak TCs) in the WNP. Warming of the Indian Ocean basin occurs during the abnormal anticyclone in the WNP, which suppresses convection and TC generation, and vice versa. ENSO affects mainly the frequency of intense TCs in the WNP. In an El Niño development year, the monsoon trough deepens and stretches eastward, causing TCs to be borne eastward. Because TCs have longer lifetimes over the ocean, the frequency of intense TCs increases. In a La Niña development year, the monsoon trough is shallow, causing TCs to be borne westward, decreasing the frequency of intense TCs. The relationship between ENSO and the frequency of intense TCs also exhibits a decadal variation. The correlation coefficient of the ENSO index and TC frequency was 0.532 and 0.687 in 1950–1969 and 1990–2009, respectively, whereas it was only 0.081 in 1970–1989.

Key words Indian Ocean basin warming, ENSO, western North Pacific, tropical cyclone

收稿日期 2012-02-23, 2012-06-25 收修定稿

基金项目 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200806009, 江苏省气象科研开放基金项目 KM201103, 江苏高校优势学科建设工程资助项目 PAPD, 江苏省优秀科技创新团队基金

作者简介 陶丽, 女, 1970年出生, 副教授, 研究方向: 台风气候学、低频振荡。E-mail: taoli@nuist.edu.cn

1 引言

印度洋是世界第三大水体,是我国东部夏季降水水汽重要源地之一(Zhang, 2001)。自 Yang et al. (2007) 对印度洋海盆增暖对南亚高压与西北太平洋副热带高压(副高)的影响研究以来,印度洋海盆增暖引起的大气环流异常成为当前国际上研究的热点之一,热带印度洋增暖往往发生在 El Niño 的衰减年(赤道中东太平洋海温异常首先对印度洋进行充电,形成热带印度洋海表温度(SST)对太平洋 ENSO 的响应模态),在春季达到峰值,而且有很好的持续性,该暖模态使得夏季南亚高压偏强(Yang et al., 2007; Huang et al., 2011),西北太平洋副高偏强南压(袁媛和李崇银, 2009; 曾刚等, 2010)。Zhan et al. (2011) 最新研究发现热带东印度洋海盆增暖(偏冷)与西北太平洋的热带气旋(TC)的生成个数有很好的相关关系,与 TC 的路径相关不大,而强 TC 的生成主要受 ENSO 的影响。Zhan et al. (2011) 并没有指出热带印度洋海盆增暖与东印度洋增暖的关系。Du et al. (2011) 只讨论了三次强 ENSO 事件的发展年与衰减年的西北太平洋 TC 活动的特征。为此本文将选取整个印度洋区域,来探究近 60 年来印度洋 SST 年际变化对西北太平洋热带气旋的影响。

由于生成于西北太平洋 TC 的活动和副高、南亚高压等有密切的联系,而这些大尺度环流系统的变化往往与 ENSO 相联系,所以以往绝大部分研究只关注西北太平洋 TC 的活动与 ENSO 的关系,如 Chan (1985) 利用谱方法分析了西北太平洋海域中 TC 生成个数的时间序列,发现年 TC 生成总数存在明显的 3.5 年周期的变化特征,这可能与 ENSO 循环相联系。进一步分析发现,El Niño 发展年,在西北太平洋海域,TC 生成位置偏东,TC 的生成总数低于气候平均数(Dong, 1988; Wu and Lau, 1992; Chan, 2000),可能与沃克环流的异常有关(Chan, 1985; Wu and Lau, 1992)。但是, Lander (1993), Wang and Chan (2002), Chen et al. (2006) 则认为尽管在 El Niño 发展年,TC 生成位置东移,但在西北太平洋地区观察到的 TC 年生成总数与 ENSO 指数实质上不存在相关关系。此外,TC 的生成位置分布与西北太平洋季风槽关系密切(Lander, 1994; Chen, 1998; Wang and Chan, 2002; Kim et al., 2011)。El Niño 发展年,由于季风槽的东伸发展,

西北太平洋东南海域 TC 活动频繁,而在西北海域活动减弱(Wang and Chan, 2002),TC 强度及平均生命史也较 La Niña 发展年长(Wang and Chan, 2002; Camargo and Sobel, 2005; 黄菲和许士斌, 2009)。在 TC 移动路径上, Wang and Chan (2002) 发现,在 El Niño 发展年的秋季 TC 以向北转向偏多,转向越过 35°N 的 TC 是 La Niña 发展年的 2.5 倍之多,而在 La Niña 发展年,TC 以西移路径为主。Liu and Chan (2003), Wu et al. (2004) 指出在强 El Niño 事件(La Niña 事件)的 10~11 月,登陆中国南部海岸 TC 偏少(偏多)。

以上研究表明 ENSO 与 TC 活动之间的关系可以用 ENSO 事件所引起的热带地区大尺度环流系统的变化来解释,如沃克环流、西北太平洋季风槽(陈光华和黄荣辉, 2006),而在 ENSO 衰减年,夏季副高和南亚高压与超前 Nino3 指数之间的正相关关系有可能只是一个表象,并不是太平洋海温异常对副高和南亚高压的直接影响结果,而是通过印度洋海温异常作用引起的(杨建玲和刘秦玉, 2008)。因此,很有必要研究发展于 ENSO 衰减年的印度洋海温异常对西北太平洋 TC 生成、强度的影响,并与 ENSO 对 TC 活动的影响相比较,不仅可以揭示印度洋海温异常对台风活动的机理,为台风的短期气候预测提供新的依据,而且对于认识印度洋及 ENSO 影响气候变化也有重要意义。

2 资料与方法说明

本文采用美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, 简称 NCEP)及美国国家大气研究中心(National Center for Atmospheric Research, 简称 NCAR)的 1950~2010 年月平均风场、高度场再分析资料,哈德莱中心海冰及海温(Hadley Centre Sea Ice and SST data set, 简称 HadISST)资料集中的 1950~2010 的月平均 SST 资料,美国关岛联合台风警报中心(Joint Typhoon Warning Center, 简称 JTWC)台风资料,Global Precipitation Climatology Project(简称 GPCP)1979~2008 年期间降水资料,此外还采用了美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, 简称 NOAA)的 1975~2010 年向外长波辐射(Outgoing Longwave Radiation; 简称 OLR)月平均再分析资料。为研究年际变化,海温资料扣除了线性趋势及年代际变化

(从原始的时间序列中减去该时间序列的三阶多项式的拟合值,即可滤去该序列的线性趋势和年代际变化)。

热态气旋等级划分以 JTWC 的划分为标准,具体为:热带风暴 TS ($34\text{ kn} < V_{\max} \leq 63\text{ kn}$)、第 1 类热带气旋 ($64\text{ kn} < V_{\max} \leq 82\text{ kn}$)、第 2 类热带气旋 ($83\text{ kn} < V_{\max} \leq 95\text{ kn}$)、第 3 类热带气旋 ($96\text{ kn} < V_{\max} \leq 113\text{ kn}$)、第 4 类热带气旋、($114\text{ kn} < V_{\max} \leq 135\text{ kn}$)、第 5 类热带气旋 ($135\text{ kn} < V_{\max}$),其中弱 TC 定义为 TS 及 1、2、3 类热带气旋,强 TC 定义为 4、5 类热带气旋。

本文对印度洋 SSTA (Sea Surface Temperature Anomaly) 和太平洋 SSTA 分别进行季节 EOF 分解 (Wang and An, 2005),以得到热带印度洋和热带太平洋 SST 大尺度的年际变化特征。所谓季节 EOF 分解,类似于多元 EOF,例如将春夏秋冬的 SST 看做不同的要素场,构造成四个要素场的大矩阵进行 EOF 分解,即可分离出 4 个 SST 空间场及一个时间系数,空间场可表示 SST 的季节演变,时间系数则表示此空间型的年际变化特征。本文将对印度洋 ($20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 110^{\circ}\text{E}$) SST 标准化距平场进行季节 EOF 分解所得的第一时间序列定义为 IO_PC 指数,对太平洋 ($25^{\circ}\text{S} \sim 25^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 90^{\circ}\text{W}$) SST 标准化距平场进行季节 EOF 分解所得的第一时间序列定义为 Pac_PC 指数, Niño3.4 指数为赤道中东太平洋 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\text{W} \sim 120^{\circ}\text{W}$) 区域平均的 SST 异常值。

3 印度洋海盆模态对西北太平洋 TC 活动的影响

众所周知, ENSO 事件与热带地区海温和大气环流异常密不可分,许多学者研究发现:伴随着 ENSO 事件的大气环流异常往往引起遥远的印度洋表面净热通量异常,使得印度洋海温异常与 ENSO 指数间有显著的滞后相关关系 (Klein et al., 1999; Lau and Nath, 2000, 2003; 谭言科等, 2004)。Klein et al. (1999) 及 Venzke et al. (2000) 认为这种显著滞后相关关系是印度洋的海盆模态对 ENSO 事件的一种响应,该模态就像电容器 (Annamalai et al., 2005; Yang et al., 2007, Xie et al., 2009),它可将赤道中东太平洋的信号储存并且在次年夏天释放从而影响到东亚及西北太平洋地区夏季气候 (Yang et al., 2007; 杨建玲和刘秦玉, 2008; Xie et al., 2009)。

可见, El Niño 衰减年,印度洋 SST 异常偏暖, La Niña 衰减年,印度洋 SST 异常偏冷。那么发生在 ENSO 衰减年的印度洋海温异常引起的大气环流异常会对西北太平洋热带气旋的活动会有什么影响? 以下我们将对此问题进行简单的探讨。

对热带印度洋 ($20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 110^{\circ}\text{E}$) 的 SSTA (滤去了年代际变化、线性趋势) 进行季节 EOF 分析,结果表明第一模态为全区 SST 一致增暖模态[图 1 (见文后彩图)], 与前人的结果是一致的 (谭言科等, 2003; Yang et al., 2007)。取相应的第一模态时间序列 (图略) 定义为 IO_PC 指数,根据该标准化时间序列,选取大于 ± 1.0 标准差的年份为印度洋典型冷暖年。异常暖年分别为: 1958、1959、1969、1970、1973、1983、1987、1988、1998、2010, 共 10 年。异常冷年分别为: 1956、1965、1968、1971、1974、1975、1976、1985、1989、2000、2008, 共 11 年。(注:在进行环流场合成分析时我们考虑所有的异常冷暖年,即印度洋异常暖年 10 年,异常冷年 11 年。但在表 2 进行 TC 个数统计时,为了使冷暖年份数目相同,印度洋异常冷年则剔除了 1989 年,因其海温异常较弱)。

表 1 1950~2010 年西北太平洋 TC 年生成频数与 IO_PC 指数及 Pac_PC 指数相关系数分布 (置信度水平 99%: 0.3248; 置信度水平 95%: 0.25)

Table 1 Correlation coefficient between the annual count of the Western North Pacific (WNP) TC (tropical cyclone) genesis and the IO_PC index or the Pac_PC index for the period 1950–2010. The significant coefficient at the 99% (95%) confidence level is 0.3248 (0.25)

	弱 TC		强 TC		总 TC	
	弱 TC	(JAS*)	强 TC	(JAS)	总 TC	(JAS)
IO_PC	−0.415	−0.320	0.015	0.066	−0.417	−0.325
Pac_PC	−0.046	−0.128	0.463	0.323	0.245	0.081

*JAS: Jul–Aug–Sep

由图 2 及表 1 可知,印度洋第一模态的标准化时间序列 (IO_PC 指数) 与西北太平洋海域 TC 年生成总数相关较好,两者相关系数达 -0.417 ,在台风高发季节 7、8、9 月份,两者相关为 -0.325 ,均通过 99% 的信度检验 (临界值为: 0.3248),与 Du et al. (2011) 的结论相一致。但是分析发现以上这种显著的相关关系主要还是体现在弱 TC 的年生成频数上,两者相关达 -0.415 ,表明在印度洋异常偏暖年弱 TC 年生成频数偏少,异常偏冷年弱 TC 年生

成频数偏多,而对强 TC 的年生成频数影响则相对较弱,相关系数只有 0.015,在 7~9 月为 0.062。此外,参照 Wang and Chan (2002) 的方法,我们把西北太平洋分为四个象限(与他们不同的是,我们把 105°E~120°E 纳入西部象限),分别考虑印度洋异常冷暖年,弱 TC 在这 4 个象限中生成位置的分布情况。具体如表 2 所示,结果表明,无论是全年或 TC 高发季节,印度洋异常暖年,弱 TC 在各个象限中的年平均生成频数均少于各象限的气候平均值;印度洋异常冷年,西南、西北、东北象限弱 TC 年生成频数均多于气候平均值,而东南象限则少于气候平均值,这或许也从另一方面表明了东南象限生成的 TC,因为离海岸线较远,其登陆前在广阔的洋面上易发展成强 TC。

为了进一步认识印度洋海盆模态增暖对西北太平洋弱 TC 活动的影响,我们对环流场进行合成分析,结果表明:在 7~9 月 850 hPa 印度洋异常偏冷年的高度场风场合成图中(图 3a),副高偏弱;季风槽位于菲律宾以东洋面,而在异常偏暖年(图

3b),副高相对偏强,季风槽无明显变化;图 3c 表示异常暖年与冷年高度场及风场的差值场,分析发现在印度洋异常偏暖年的 7、8、9 月份,整个西北太平洋地区及南海地区中下层受中心极大值位于台湾岛以东附近的异常反气旋控制,对流抑制,不利于热带气旋的生成。因此,印度洋异常偏暖年,TC 年生成总数偏少,西北太平洋各个象限,弱 TC 的年生成频数均低于各象限弱 TC 气候平均值(表 2 所示)。同样在海平面气压场(图 4)、海表面涡度场及降水场[图 5(见文后彩图)]和垂直速度场上(图略),分析表明:在 TC 生成源地为异常的高压,海表面涡度负异常,降水减少,有异常的下沉运动,异常高压中心同样是在台湾岛以东洋面,显然也是不利于低压扰动。而在印度洋区域, SST 异常偏暖,对流加强,降水增多,降水主要集中在东印度洋及印度半岛西部及其附近海域,有异常的上升运动。

早在 1996 年, Zhang et al. (1996) 提出了 El Niño 事件与西北太平洋反气旋的联系; Wang et al. (2000)

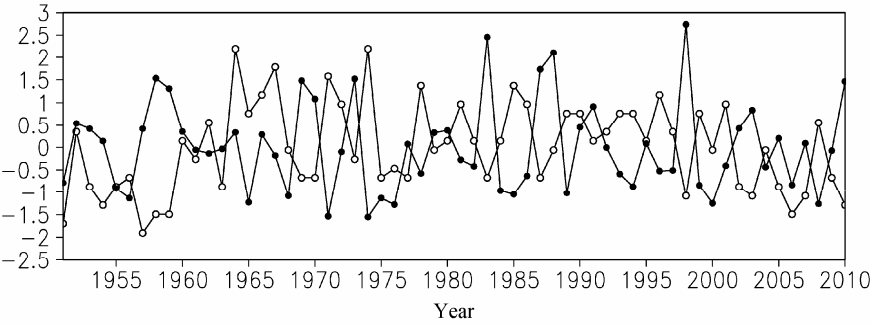


图 2 IO_PC 指数(实心)与西北太平洋弱 TC 年生成总数(空心)标准化系列的逐年变化。 $r=-0.415$,通过 99% 的信度检验
Fig. 2 The normalized time series of the IO_PC index (solid) and the annual counts of the WNP weak TCs (hollow). $r=-0.415$, which reaches the 99% confidence level

表 2 印度洋异常冷暖年西北太平洋弱 TC 年平均生成频数及 ENSO 发展年强 TC 年平均生成频数在西北太平洋各个象限的分布(单位: a^{-1})
Table 2 The average frequencies of weak TCs for the cold and warm Indian Ocean years and intense TCs for the ENSO developing years over the WNP (unit: a^{-1})

	印度洋冷事件 (弱 TC)	印度洋暖事件 (弱 TC)	El Niño 发展年 (强 TC)	La Niña 发展年 (强 TC)	强 TC 气候平均	弱 TC 气候平均
西南象限/西南象限 (JAS)	9.3/3.2*	5.8/2.7	0.75/0.5	0.87/0.5	1.11/0.52	6.91/2.95
东南象限/东南象限 (JAS)	5.1/2.1	4.4/1.4	6.75/3.25	2.87/0.5	4.50/1.91	5.93/2.36
东北象限/东北象限 (JAS)	3.0/2.4	1.4/1.3	0.25/0.25	0.37/0.37	0.60/0.50	2.47/2.08
西北象限/西北象限 (JAS)	3.7/3.2	3.2/2.7	0.75/0.62	0.37/0.37	0.32/0.27	3.44/2.95
其他/其他(JAS)	0.4/0.4	0.4/0.4	0.25/0.12	0/0	0.16/0.08	0.40/0.21
总计/总计(JAS)	21.5/11.3	15.2/8.5	8.75/4.75	4.5/1.75	6.72/3.31	19.18/10.55

注:西南象限(0°~17°N, 105°E~140°E),东南象限(0°~17°N, 140°E~180°E),西北象限(17°N~30°N, 105°E~140°E),东北象限(17°N~30°N, 140°E~180°E)。

*A/B: A 表示全年 TC 年平均生成频数, B 表示 7、8、9 月份 TC 年平均生成频数。

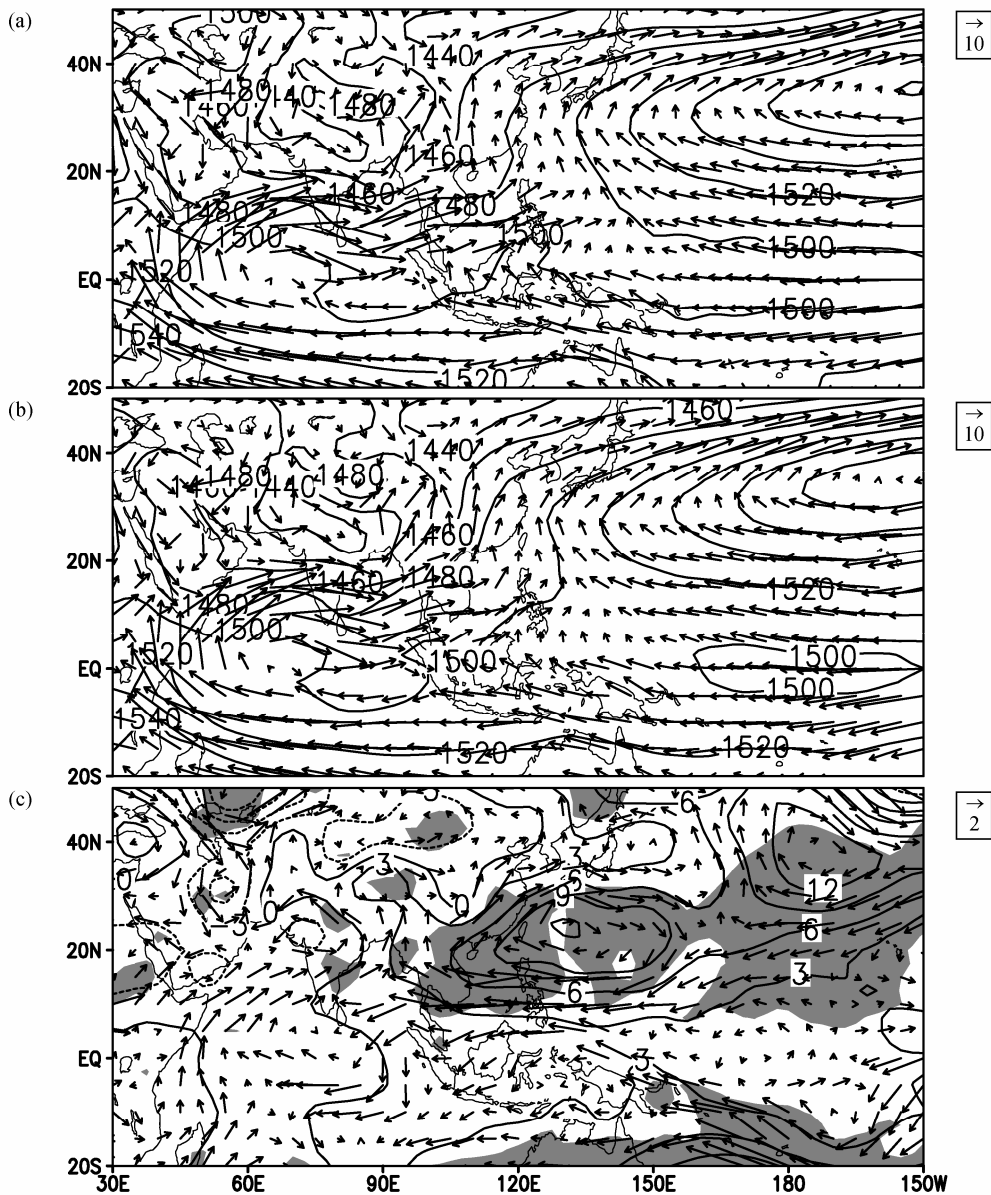


图3 7~9月850 hPa高度场(gpm)及风场(m s^{-1})合成:(a)印度洋异常冷年合成;(b)印度洋异常暖年合成;(c)印度洋异常暖年与冷年差值场。阴影部分为通过95%信度检验的区域

Fig. 3 The composite geopotential height (gpm) and wind (m s^{-1}) fields at 850 hPa for JAS: (a) The cold Indian Ocean years; (b) the warm Indian Ocean years; (c) differences between the warm and cold Indian Ocean years. The areas with the 95% confidence level are shaded

进一步指出了局地海气相互作用使得这个反气旋可以持续到夏季,对东亚夏季气候产生影响;而 Xie et al. (2009) 对 Wang et al. (2000) 指出的持续性提出了质疑,说明了印度洋夏季海温增暖在西北太平洋反气旋维持中的作用。Xie et al. (2009) 认为热带印度洋海温异常增暖能激发开尔文波东传,在西太平洋由于边界层摩擦,从而导致热带西太平洋低层东风异常,在赤道西太平洋引起边界层辐散,对流抑制,潜热释放减少,激发西北太平洋低

层异常反气旋,所以印度洋异常偏暖年的7、8、9月份西北太平洋低层异常反气旋的维持与印度洋的异常偏暖有密切关系,此时在赤道中东太平洋 El Niño 事件已经衰弱减退,暖舌消失,西北太平洋海温负异常也随之转换为正异常,而印度洋,特别是北印度洋,仍然是显著的正异常(图 6a),为异常的上升运动(图 6b),在西北太平洋地区则为异常的下沉运动。虽然此时在赤道东太平洋仍有一闭合环流圈,但是显然,此时海表温度为显著正异常的

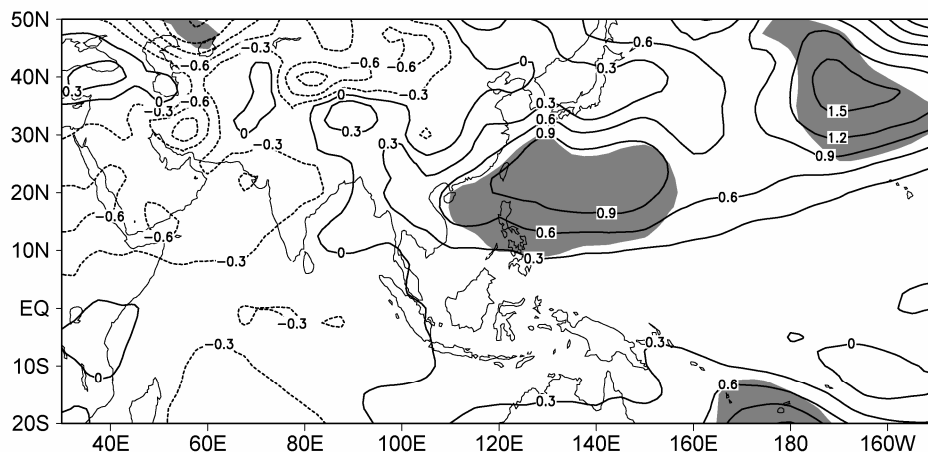


图4 7~9月印度洋异常暖年与冷年海平面气压场(hPa)的差值场。阴影部分为通过95%信度检验的区域

Fig. 4 The composite differences of sea level pressure (hPa) for JAS between the warm and cold Indian Ocean years. The areas with the 95% confidence level are shaded

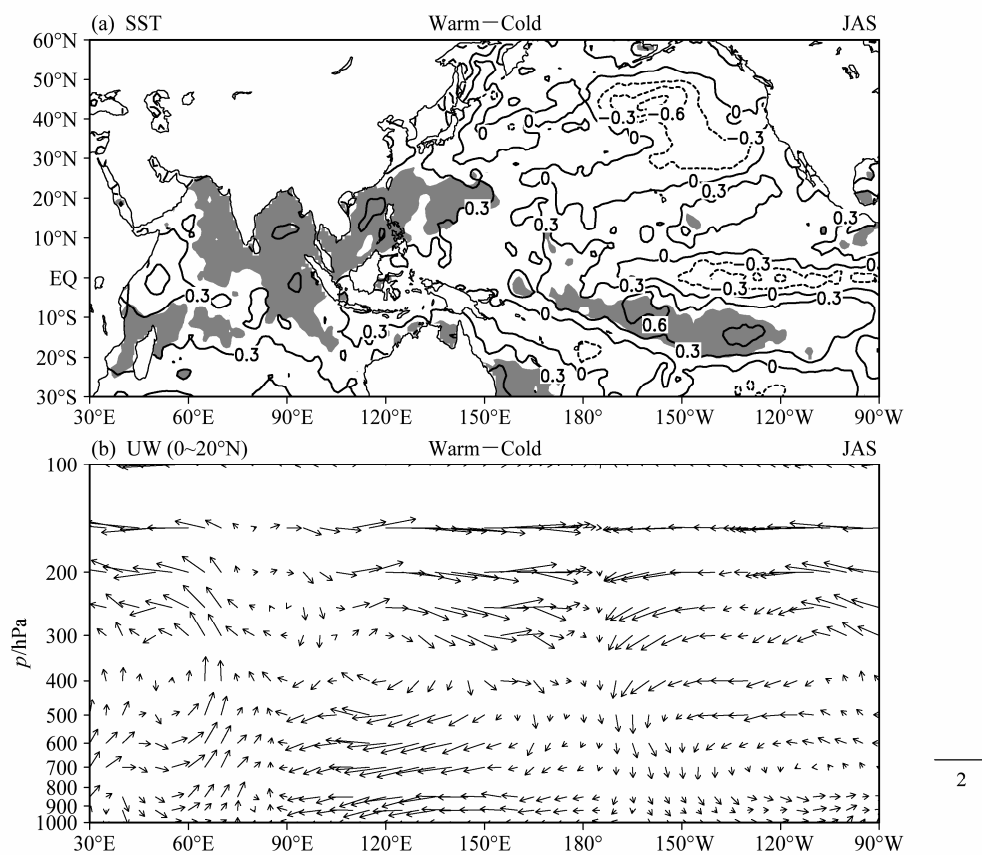


图6 7~9月印度洋异常暖年与冷年差值场: (a) SST (°C) 的差值场 (阴影部分为通过95%信度检验的区域); (b) 0°~20°N 平均纬向风 (m s^{-1})、垂直速度 (m s^{-1}) 矢量的高度—经度剖面差值场

Fig. 6 The composite differences between the warm and cold Indian Ocean years for (a) SST (°C, the areas with the 95% confidence level are shaded) and (b) height-longitude section of zonal wind (m s^{-1}) and vertical velocity (m s^{-1}) averaged between the equator and 20°N for JAS

印度洋是占主导地位的。

4 ENSO 对西北太平洋 TC 活动的影响

以相同的方法, 对 1950 年 1 月到 2010 年 12

月的太平洋 (25°S~25°N, 120°E~90°W) SSTA (滤去了年代际变化、线性趋势) 进行季节 EOF 分析, 结果表明[图 7 (见文后彩图)]热带太平洋的 SST 标准化距平的空间分布第一模态是典型的 El Niño

模态，赤道中东太平洋为一暖舌，方差贡献为 30.2%，暖舌在冬季（图 7b）达到峰值，翌年春季暖舌开始衰减，翌年夏季暖舌消失，El Niño 事件结束。取相应的第一模态时间系列（图略）定义为 Pac_PC 指数，根据该标准化时间序列，选取标准差大于±1.0 的年份分别为太平洋海温异常暖年和异常冷年。据此选取 1957、1958、1965、1968、1982、1986、1997、2009 这 8 年为 El Niño 发展年，选取 1954、1955、1970、1973、1974、1975、1984、1988、1998、1999、2007 这 11 年为 La Niña 发展年。（注：

在进行环流场合成分析时我们考虑所有的异常冷暖年，即 El Niño 8 年，La Niña 年 11 年。但在表 2 进行 TC 个数统计时，为了使冷暖年份数目相同，La Niña 年则剔除了 1954 年，1955 年和 2007 年，因其海温异常较弱）。由图 8 分析可知，12 月和次年 1~2 月三个月平均的 Niño3.4 指数与 Pac_PC 指数两者相关高达 0.91，这表明我们这里所定义的 ENSO 指数很合理。

表 1 可知，与印度洋不同，ENSO 主要与强 TC 年生成总数关系密切（图 9a），两者相关系数

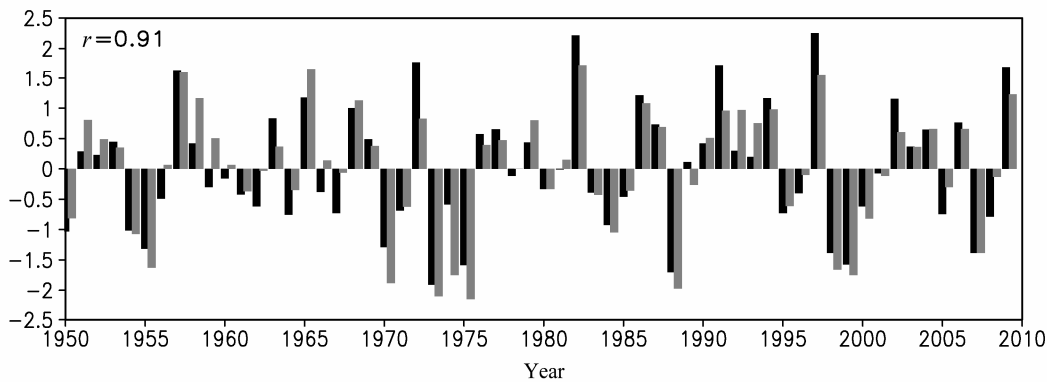


图 8 标准化的冬季（12 月、1 月、2 月）Niño3.4 指数时间序列（黑色）及太平洋 SSTA 季节 EOF 分析第一特征向量场的标准化时间序列（灰色），后者定义为 Pac_PC 指数

Fig. 8 The normalized time series of DJF Niño3.4 index (black) and the principal component coefficients (gray) of the first S-EOF mode over the tropical Pacific Ocean, which is defined as the Pac_PC index

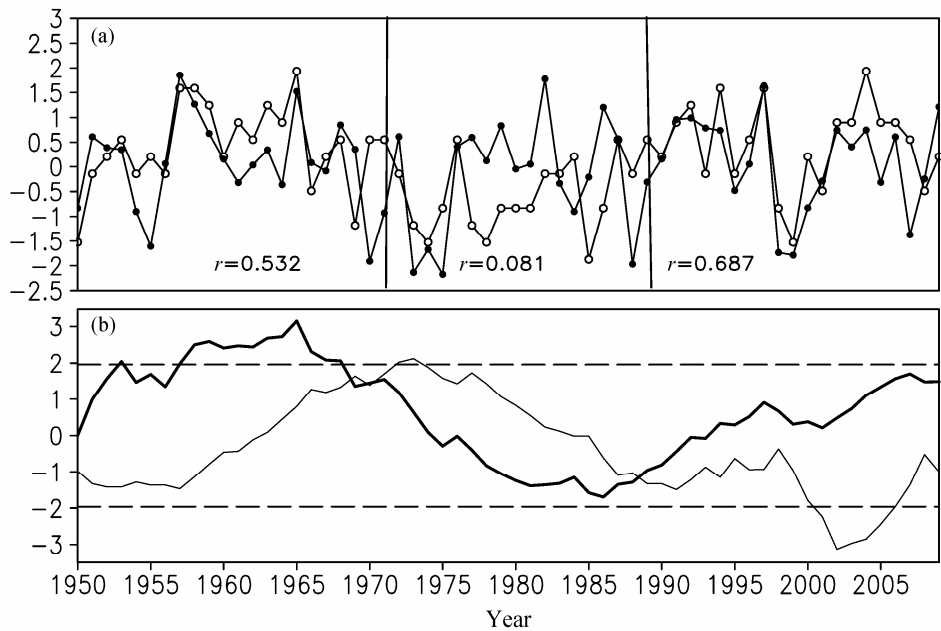


图 9 （a）标准化的 Pac_PC 指数（实心）与西北太平洋强 TC 年生成总数（空心）的逐年变化（ $r=0.463$ ，通过 99% 的信度检验）；（b）西北太平洋强 TC 年生成个数 M-K 统计量曲线（粗实线为统计量 UF，细实线为 UB，UF、UB 为正、逆序列统计量，直线为 95% 置信度水平临界值）

Fig. 9 (a) The normalized time series of the Pac_PC index (closed dots) and the annual counts of the WNP intense TCs (open dots) ($r=0.463$, reach the 99% confidence level); (b) the statistic curve of Mann-Kendall (M-K) of the annual counts of the WNP intense TCs (thick solid line: UF; thin solid line: UB; straight line indicates critical value of the 95% confidence level; UF, UB are plus and contrary sequence statistics, respectively)

0.463, 通过 99% 的信度检验。在台风季节 7、8、9 月份, 两者相关为 0.323, 表明在 El Niño 发展年强 TC 年生成总数偏多, La Niña 发展年强 TC 年生成总数偏少。而 Pac_PC 指数与西北太平洋地区的弱 TC 及总 TC 年生成总数的相关不显著。值得注意的是, 在对西北太平洋强 TC 年生成个数 M-K 统计(魏凤英, 2007)量曲线图中(图 9b), 分析表明, 在 50 年代到 60 年代, 强 TC 的年生成个数呈上升趋势, 在 1957 年到 1968 年间强 TC 年生成数上升显著, 70 年代到 80 年代则呈下降的趋势, 而 1990 年到 2009 又呈微弱上升趋势, 可见强 TC 的年生成个数存在年代际的变化, 在分段对其求相关系数中, 亦发现 Pac_PC 指数与强 TC 年频数的相关有着年代际的变化, 结果表明: 在 1950~1969 年和 1990~2009 年间, Pac_PC 指数和强 TC 年频数相关性很好, 分别为 0.532 和 0.687, 而在 1970~1989 这二十年间, 两者相关很弱, 只有 0.081。

参照 Wu and Wang (2004) 的方法, 网格点上 TC 强度定义为: TC 在移动过程中经过某网格的速度(大于 34 m s^{-1}) 的累加。比如, 将 ($0^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$) 这一区域按格距为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 划分为 640 个网格, 则网格的 TC 强度为经过该网格且风速大于 34 m s^{-1} 的 TC 风速的累加, 累加的数值越大, 表明该网格的 TC 强度越强。同理, 网格点上 TC 生成频次则为该网格点内 TC 的生成个数的累加, 累加的数值越大, 表明该网格中生成的 TC 越多。图 10a 为 El Niño 发展年与 La Niña 发展年 7~9 月网格点上 TC 平均生成频次差值场, 分析表明: 在南海及西北太平洋东南海域均为正值区, 表明 El Niño 发展年 TC 在西北太平洋东南海域生成偏多, 在其登陆前, 将有广阔的洋面供其发展, TC 在海

洋上的生命史较长, 因此有利于强 TC 的形成。图 10b 表示 El Niño 发展年及 La Niña 发展年 7~9 月网格点上 TC 平均强度差值场, 结果表明, 在 El Niño 发展年, 网格点上 TC 的强度较 La Niña 发展年偏强, 大值区位于南海及菲律宾东北部及菲律宾以东洋面地区。而强 TC 在西北太平洋各象限的年平均生成频数如表 2 所示: El Niño 发展年, 强 TC 年生成频数偏多, 强 TC 在东南及西北象限年平均生成频数多于各自象限的气候平均值, 另外两个象限的年平均生成频数则低于气候平均值; 而 La Niña 发展年, 强 TC 年平均生成频数偏少, 主要体现在西南、东南、及东北象限中, 西北象限的强 TC 年平均生成频数则比该象限的气候平均值多。

从环流场的合成中, 分析亦发现 El Niño 发展年及 La Niña 发展年两者环流场的差异, 首先体现在西北太平洋季风槽上, El Niño 发展年, 西北太平洋季风槽异常加深。已有研究表明西北太平洋 TC 绝大多数是由季风槽扰动发展而成(王慧等, 2006; 高建芸等, 2008), 而 El Niño 发展年 Walker 环流东移, 赤道中东太平洋为异常的上升运动(图略), 表面涡度正异常, 对流发展, 降水偏多[图 11 (见文后彩图)], 西北太平洋季风槽向东加深发展(图 12a), 而印度洋则为异常的下沉运动, 对流抑制, 降水偏少; La Niña 发展年季风槽则比较浅(图 12b), 这就使得在 El Niño 发展年 TC 的生成位置偏东南, 而 La Niña 发展年则偏西北, 这与 Chen et al. (1998), Chan (2000), Wang and Chan (2002), 黄菲和许士斌 (2009) 的结论相一致。从 850 hPa El Niño 发展年与 La Niña 发展年 7~9 月高度场及风场的差值场(图 13)可知, 在 El Niño 发展年, 赤道太平洋为显著的西风异常, 而在赤道以北, 西风较小, 赤

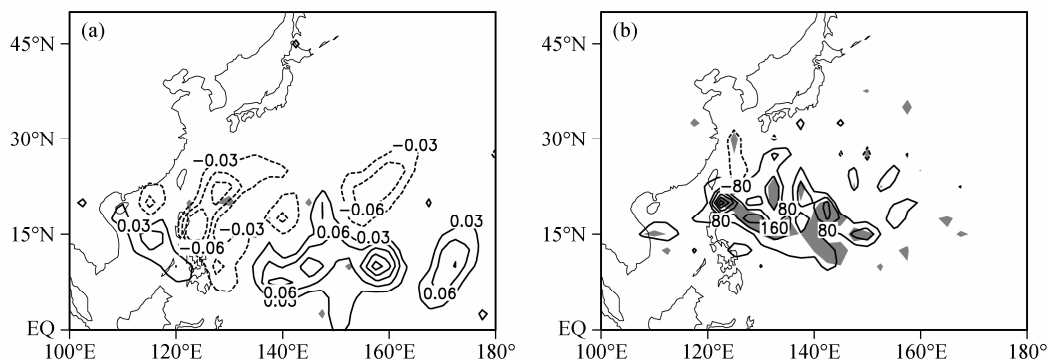


图 10 El Niño 发展年与 La Niña 发展年西北太平洋 7~9 月网格点上 TC 平均生成频次 (a^{-1}) 和平均强度 (kn a^{-1}) 差值场, 格距为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$: (a) 平均生成频次差值场; (b) 平均强度差值场。阴影区为通过 90% 信度检验的区域

Fig. 10 The composite differences between El Niño years and La Niña years for (a) the frequency of all TC genesis (a^{-1}) and (b) the frequency of intense (kn a^{-1}) of TC in each $2.5^{\circ}\text{longitude}\times 2.5^{\circ}\text{latitude}$ grid box during JAS over the WNP. Areas with 90% confidence level are shown in gray shade

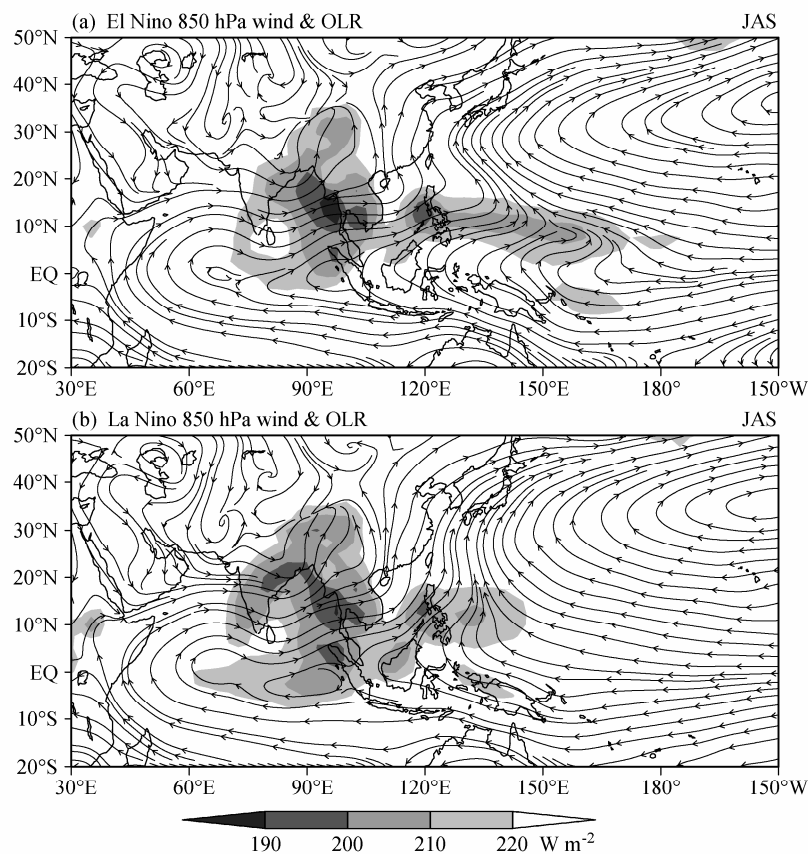


图 12 7~9 月 850 hPa 流场（流线）及 OLR 场（阴影；单位： W m^{-2} ）的合成：（a）El Niño 发展年；（b）La Niña 发展年
Fig. 12 Composite 850-hPa wind (streamline) and OLR (shading, W m^{-2}) fields during JAS for (a) El Niño developing years and (b) La Niña developing years

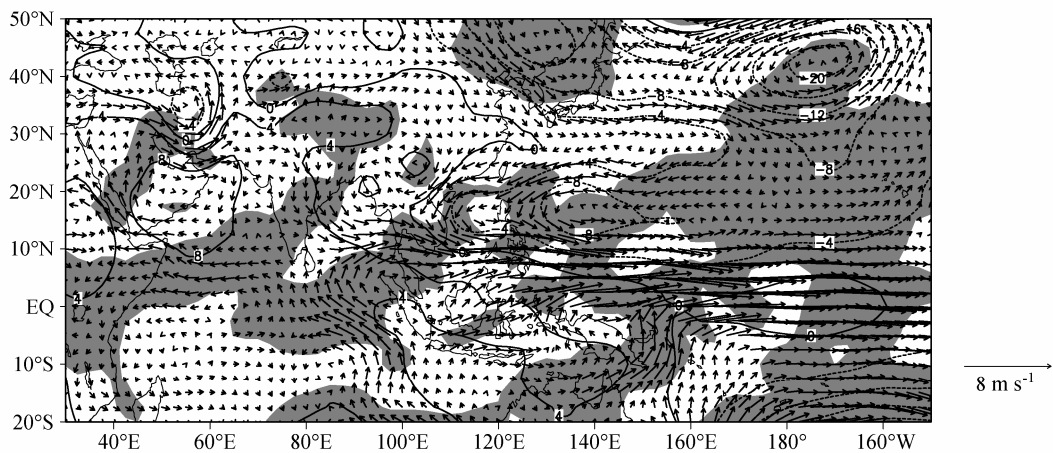


图 13 850 hPa El Niño 发展年与 La Niña 发展年 7~9 月高度场（gpm）及风场（ m s^{-1} ）的差值场。阴影部分为通过 95%信度检验的区域
Fig. 13 The composite differences between the El Niño and La Niña years for geopotential height (gpm) and wind fields (m s^{-1}) at 850 hPa for JAS. Areas with the 95% confidence level are shaded

道以北存在气旋性切变，使得西北太平洋季风槽加深东伸；La Niña 发展年反之。

5 结论

通过对 1950~2010 年西北太平洋发生的热带气旋进行统计诊断，分析印度洋海盆增暖和西北太

平洋热带气旋活动的关系，并与 ENSO 发展年对西北太平洋热带气旋活动的影响相比较，得到以下几点结论：

（1）印度洋海温年际异常与 TC 的年生成总数有密切的关系，主要体现在对弱的 TC 的年生成总数上，两者相关达到-0.415，在 TC 高发季节（7、

8、9 月份), 两者相关亦达到 -0.320 , 即印度洋异常偏暖年, 弱 TC 的生成偏少, 在西北太平洋各个象限中均少于各个象限的气候平均值; 印度洋异常偏冷年, 弱 TC 的生成偏多, 除东南象限外, 弱 TC 的年平均生成频数均多于各象限的气候平均值。

在环流场上, 印度洋异常偏暖年, 在西北太平洋热带气旋生源地, 低层为异常的反气旋, 正的海平面气压异常, 负表面涡度, 低层辐散, 抑制对流的发展, 降水偏少; 反之亦然。

(2) 与印度洋对弱 TC 的影响不同, ENSO 发展年主要是与西北太平洋地区强 TC 年生成频数关系密切, 两者相关高达 0.4558 , 在 El Niño 发展年强 TC 年生成总数偏多, La Niña 反之。主要是因为 El Niño 发展年, Walker 环流偏东, 赤道太平洋为异常的西风, 在赤道以北有气旋性切变, 使得季风槽加深东伸, 使得 TC 生成位置偏东南, 从而有利于强 TC 的发展; La Niña 发展年反之。此外, ENSO 发展年强 TC 在西北太平洋各个象限中年平均生成频数存在差异, El Niño 发展年, 强 TC 在东南象限生成偏多, 而 La Niña 发展年, 强 TC 则在西北象限生成偏多。

值得注意的是, ENSO 与强 TC 年频数的相关有着年代际的变化, 在 1950~1969 年和 1990~2009 年间, ENSO 指数和强 TC 年频数很好, 分别为 0.532 和 0.687 , 而在 1970~1989 这二十年间, 两者相关很弱, 只有 0.081 。我们将在以后的工作中就此问题进行探讨。

参考文献(References)

Annamalai H, Liu P, Xie S P. 2005. Southwest Indian Ocean SST variability: Its local effect and remote influence on Asian monsoons [J]. *J. Climate*, 18: 4150–4167.

Camargo S J, Sobel A H. 2005. Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO [J]. *J. Climate*, 18: 2996–3006.

Chan J C L. 1985. Tropical cyclone activity in the northwest Pacific in relation to the El Niño–Southern Oscillation phenomenon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113: 599–606.

Chan J C L. 2000. Tropical cyclone activity over the western North Pacific associated with El Niño and La Niña Events [J]. *J. Climate*, 13: 2960–2972.

陈光华, 黄荣辉. 2006. 西北太平洋热带气旋和台风活动若干气候问题的研究 [J]. *地球科学进展*, 6 (21): 610–616.

Chen Guanghua, Huang Ronghui. 2006. Research on climatological problems of tropical cyclone and typhoon activity in western North Pacific [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 6 (21): 610–616.

Chen T C, Wang S Y, Yen M C. 2006. Interannual variation of the tropical cyclone activity over the western North Pacific [J]. *J. Climate*, 19: 5709–5720.

Chen T C, Weng S P, Yamazaki N, et al. 1998. Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 1080–1090.

Dong K. 1988. El Niño and tropical cyclone frequency in the Australian region and the northwest Pacific [J]. *Aust. Meteor. Mag.*, 36: 219–225.

Du Y, Yang L, Xie S P. 2011. Tropical Indian Ocean influence on Northwest Pacific tropical cyclones in summer following strong El Niño [J]. *J. Climate*, 24: 315–322.

高建芸, 张秀芝, 江志红, 等. 2008. 西北太平洋季风槽异常与热带气旋活动 [J]. *海洋学报*, 30 (3): 35–47.

Gao Jianyun, Zhang Xiuzhi, Jiang Zhihong, et al. 2008. Anomalous western North Pacific monsoon trough and tropical cyclone activities [J]. *Acta Oceanologica Sinica (in Chinese)*, 30 (3): 35–47.

黄菲, 许士斌. 2009. 西北太平洋超强台风活动特征及其与 ENSO 的关系 [J]. *中国海洋大学学报*, 39 (5): 883–888.

Huang Fei, Xu Shibin. 2009. Characteristics of super typhoon activity over western North Pacific and its relationship with ENSO [J]. *Periodical of Ocean University of China (in Chinese)*, 39 (5): 883–888.

Huang G, Qu X, Hu K M. 2011. The impact of the tropical Indian Ocean on South Asian high in boreal summer [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28 (2): 421–432.

Kim H M, Webster P J, Curry J A. 2011. Modulation of North Pacific tropical cyclone activity by three phases of ENSO [J]. *J. Climate*, 24: 1839–1849.

Klein S A, Soden B J, Lau N C. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. *J. Climate*, 12: 917–932.

Lander M A. 1993. Comments on “A GCM simulation of the relationship between tropical storm formation and ENSO” [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 2137–2143.

Lander M A. 1994. An exploratory analysis of the relationship between tropical storm formation in the western North Pacific and ENSO [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 636–651.

Lau N C, Nath M J. 2000. Impact of ENSO on the variability of the Asian–Australian monsoons as simulated in GCM experiments [J]. *J. Climate*, 13: 4287–4309.

Lau N C, Nath M J. 2003. Atmosphere–ocean variations in the Indo-Pacific sector during ENSO episodes [J]. *J. Climate*, 16: 3–20.

Liu K S, Chan J C L. 2003. Climatological characteristics and seasonal forecasting of tropical cyclones making landfall along the South China Coast [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131: 1650–1662.

谭言科, 张人禾, 何金海. 2003. 热带印度洋海温的年际异常及其海气耦合特征 [J]. *大气科学*, 27 (1): 53–66.

Tan Yanke, Zhang Renhe, He Jinhai. 2003. Features of the interannual variation of sea surface temperature anomalies and the air–sea interaction in tropical Indian Ocean [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27 (1): 53–66.

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 [J]. *气象学报*, 62 (6): 831–840.

Tan Yanke, Zhang Renhe, He Jinhai, et al. 2004. Relationship of the interannual variations of sea

- surface temperature in tropical Indian Ocean to ENSO [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 262 (6): 831–840.
- Venzke S, Latif M, Villwock A. 2000. The coupled GCM ECHO-2. Part II: Indian Ocean response to ENSO [J]. *J. Climate*, 13: 1371–13831.
- Wang B, Chan J C L. 2002. How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific [J]. *J. Climate*, 15: 1643–1658.
- Wang B, An S I. 2005. A method for detecting season-dependent modes of climate variability: S-EOF analysis [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L15710, doi:10.1029/2005 GL022709.
- Wang B, Wu R, Fu X. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asia climate [J]. *J. Climate*, 13 (9): 1517–1536.
- 王慧, 丁一汇, 何金海. 2006. 西北太平洋夏季风的变化对台风生成的影响 [J]. *气象学报*, 64 (3): 345–356. Wang Hui, Ding Yihui, He Jinhai. 2006. Influence of western North Pacific summer monsoon changes on typhoon genesis [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 64 (3): 345–356.
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术 (第二版) [M]. 北京: 气象出版社, 63–65. Wei Fengying. 2007. *Modern Climate Statistics Diagnosis and Forecasting Techniques (II)* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 63–65.
- Wu G, Lau N C. 1992. A GCM simulation of the relationship between tropical storm formation and ENSO [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120: 958–977.
- Wu L, Wang B. 2004. Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks [J]. *J. Climate*, 17: 1686–1698.
- Wu M C, Chang W L, Leung W M. 2004. Impacts of El Niño–Southern Oscillation events on tropical cyclone landfalling activity in the western North Pacific [J]. *J. Climate*, 17: 1419–1428.
- 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]. *J. Climate*, 22: 730–747.
- 袁媛, 李崇银. 2009. 热带印度洋海温异常不同模态对南海夏季风爆发的可能影响 [J]. *大气科学*, 33 (2): 325–336. Yuan Yuan, Li Chongyin. 2009. Possible impacts of the tropical Indian Ocean SST anomaly modes on the South China Sea summer monsoon onset [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (2): 325–336.
- 杨建玲, 刘秦玉. 2008. 热带印度洋 SST 海盆模态的“充电/放电”作用对夏季南亚高压的影响 [J]. *海洋学报*, 30 (2): 12–19. Yang Jianling Liu Qinyu. 2008. The “charge/discharge” roles of the basin-wide mode of the Indian Ocean SST anomaly—Influence on the South Asian High in summer [J]. *Acta Oceanologica Sinica* (in Chinese), 30 (2): 12–19.
- Yang J, Liu Q, Xie S P, et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34: L02708, doi:10.1029/2006GL028571.
- 曾刚, 孙照渤, 林朝晖, 等. 2010. 不同海域海表温度异常对西北太平洋副热带高压年代际变化影响的数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 34 (2): 307–322. Zeng Gang, Sun Zhaobo, Lin Zhaohui, et al. 2010. Numerical simulation of impact s of sea surface temperature anomaly upon the inter decadal variation in the northwestern Pacific subtropical high [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 34 (2): 307–322.
- Zhan R, Wang Y, Lei X. 2011. Contributions of ENSO and east Indian Ocean SSTA to the interannual variability of tropical cyclone frequency [J]. *J. Climate*, 24: 509–521.
- Zhang Renhe. 2001. Relations of water vapor transport from Indian Monsoon with that over East Asia and the summer rainfall in China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18: 1005–1017.
- Zhang Renhe, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian Monsoon: A diagnostic study of the ‘86/87’ and ‘91/92’ events [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74: 49–62.

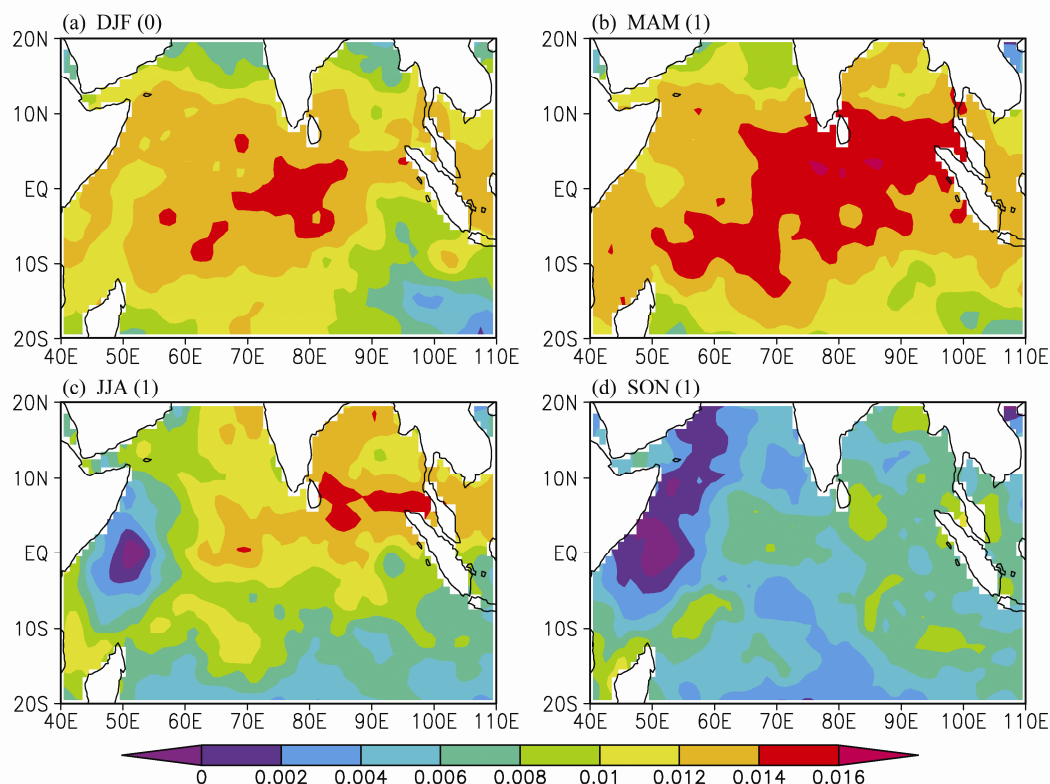


图 1 印度洋 SSTA 季节 EOF 分析第一特征向量场: (a) 冬 (0); (b) 春 (1); (c) 夏 (1); (d) 秋 (1)。(0) 表示当年; (1) 表示翌年; 方差贡献率为 35.30%

Fig. 1 Spatial patterns of the first seasonal empirical orthogonal function (S-EOF) mode of the tropical Indian Ocean SSTA: (a) DJF (0); (b) MAM (1); (c) JJA (1); (d) SON (1). (0): current year; (1): following year; the variance of the first S-EOF mode is 35.30%; DJF: Dec-Jan-Feb; MAM: Mar-Apr-May; JJA: Jun-Jul-Aug; SON: Sep-Oct-Nov.

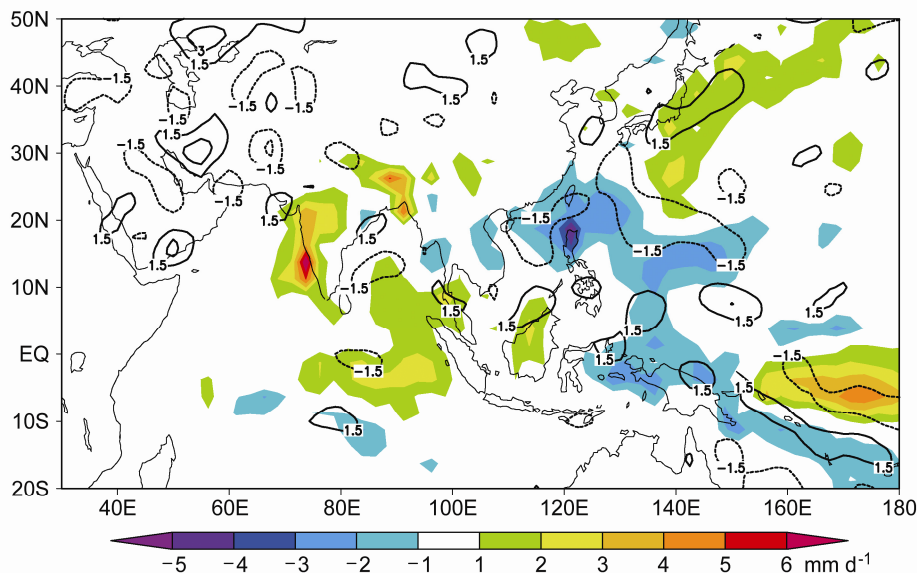


图 5 7~9 月印度洋异常暖年与冷年降水 (阴影区; 单位: mm d^{-1}) 及表面涡度 (等值线; 单位: 10^{-6}s^{-1}) 差值场

Fig. 5 The composite differences of rainfall (shading, mm d^{-1}) and surface vorticity (contour, 10^{-6}s^{-1}) for JAS between the warm and cold Indian Ocean years

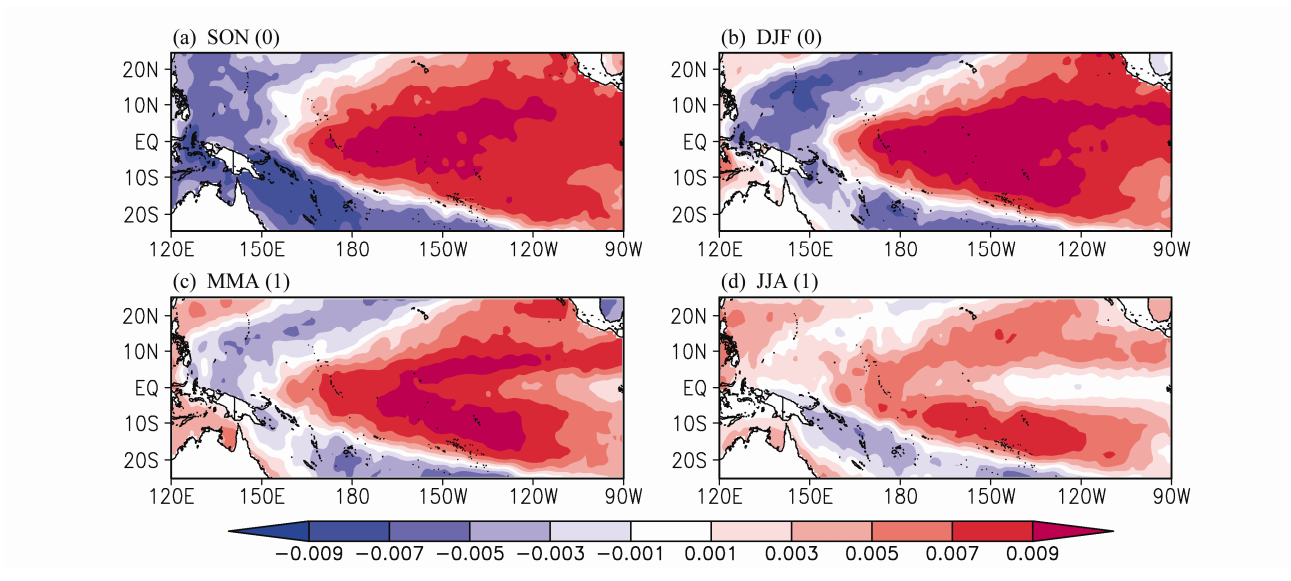


图 7 太平洋 SSTA 季节 EOF 分析第一特征向量场：(a) 秋 (0)；(b) 冬 (0)；(c) 春 (1)；(d) 夏 (1)。(0) 表示发展年；(1) 表示衰减年；方差贡献率为 30.2%

Fig. 7 Spatial patterns of the first S-EOF mode of the tropical Pacific Ocean SSTA: (a) SON (0); (b) DJF (0); (c) MAM (1); (d) JJA (1). (0) indicates developing year; (1) indicates decaying year; the variance of the first S-EOF mode is 30.2%

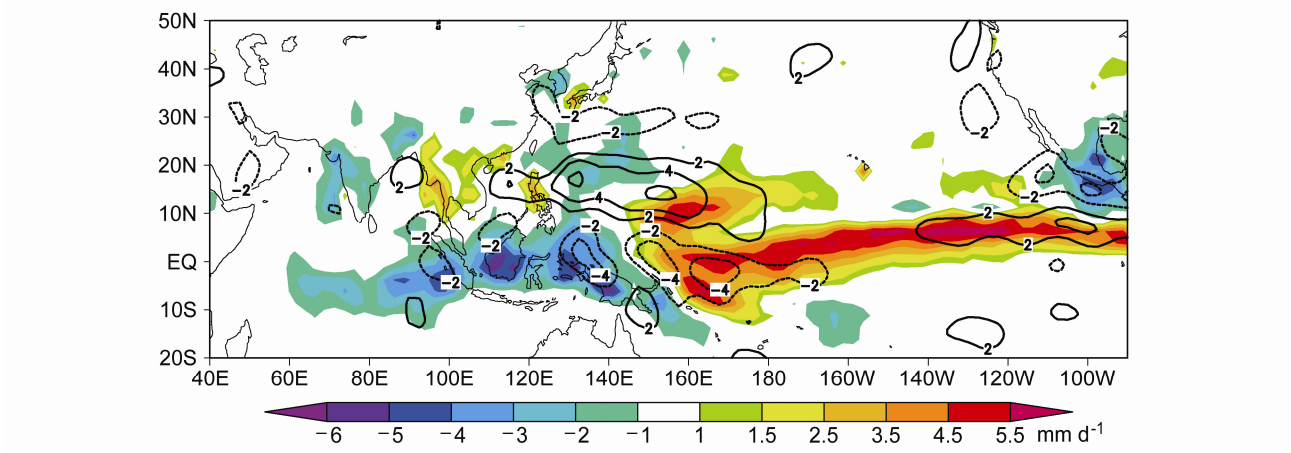


图 11 7~9 月 El Niño 发展年与 La Niña 发展年降水（阴影；单位： mm d^{-1} ）及表面涡度（等值线；单位： 10^{-6}s^{-1} ）差值场

Fig. 11 The composite differences between El Niño years and La Niña years for rain rate (shading, mm d^{-1}) and surface wind vorticity (contour, 10^{-6}s^{-1}) for JAS