

秋季北印度洋超级气旋风暴年代际变化的成因分析¹

柳龙生 许映龙

国家气象中心, 北京 100081

提要: 利用 1979-2018 年美国联合台风警报中心 (JTWC) 发布的热带气旋数据和 ERA-Interim 提供的 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料分析了北印度洋秋季超级气旋风暴的活动特征。结果表明: 1998 年以后, 北印度洋秋季生成的超级气旋风暴数目显著增多; 1999-2018 年北印度洋平均最大潜在强度 (MPI) 指数高于 1979-1998 年; 与 1979-1998 年相比 1999-2018 年更高的平均海表面温度和海洋热含量为超级气旋风暴的生成和发展提供了有利的条件, 更弱的垂直风切变、更强的水汽通量和低层气旋性涡度输送促进了热带风暴强度的持续增长。

关键词: 北印度洋, 秋季超级气旋风暴, 年代际变化, 海表面温度, 垂直风切变

Analysis of decadal variation of super cyclonic storms formed in autumn over the North India Ocean

LIU Longsheng XU Yinglong

(National Meteorological Center, Beijing 100081, China)

Abstract: Based on the best-track data from Joint Typhoon Warning Center and ERA-interim $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis data from 1979-2018, a study is conducted to investigate the activity characteristics of super cyclonic storms formed in autumn over the North Indian Ocean. The results show that the number of super cyclonic storms formed in autumn over the North Indian Ocean increased significantly after 1998. The average maximum potential intensity (MPI) index of the North Indian Ocean in 1999-2018 is higher than that in 1979-1998. Compared with 1979-1998, the higher average sea surface temperature and ocean heat content in 1999-2018 provide favorable conditions for the formation and development of super cyclonic storms. Weaker vertical wind shear, stronger water vapor flux and lower level cyclonic vorticity transport promote the sustained growth of cyclonic storm intensity.

Key words: the North Indian Ocean, super cyclonic storms formed in autumn, decadal variation, sea surface temperature, vertical wind shear

引言

研究表明, 5月和10-12月是北印度洋热带风暴活动的高峰期 (Camargo et al, 2007;

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41930972); 国家重点研发计划 (2019YFC1510102)

作者简介: 柳龙生(1989—), 男, 工程师, 主要从事台风和海洋气象预报工作. Email: lls08421003@163.com

通信作者: 许映龙(1968—), 男, 正研级高工, 主要从事台风预报和研究工作. E-mail: xuyi@cma.cn

Kikuchi and Wang, 2010; Evan and Camargo, 2011; Yanase et al, 2012)。陈联寿和丁一汇（1979）和范隆（1990）认为风场的垂直切变是影响孟加拉湾风暴生成的重要条件。而Krishnamurti et al（1981）和Mao and Wu（2011）研究指出，水平风切变引起的正压不稳定能量是导致孟加拉湾风暴生成的原因。吴国雄等（2010）研究表明，北印度洋和亚洲热带地区春季强烈的海-陆-气相互作用是激发孟加拉湾涡旋发生的一个重要原因。还有研究学者指出，热带大气季节内振荡（ISO）对孟湾风暴的生成具有调制作用（Kikuchi and Wang, 2010; Yanase et al, 2010, 2012），4-5月第一支向北传播的ISO触发了孟加拉湾季风的爆发（Li et al, 2013a），这正是孟加拉湾风暴生成开始活跃的时期，ISO低层气流带来的水汽和涡度输送加速热带气旋的发展（Camargo et al, 2009; Kikuchi and Wang, 2010; Yanase et al, 2010, 2012）。Li et al（2013b）研究指出，孟加拉湾在4-5月份出现强度更强的热带气旋比10-11月份可能性更大，这是由于向北传播的ISO带来的气旋性环流、边界层辐合以及充沛的水汽条件可以使得热带气旋强度快速发展。2008年5月2日，极强气旋风暴NARGIS（ 59 m s^{-1} ，17级，相当于我国的超强台风级）登陆缅甸造成7万多人死亡，5万多人失踪（Yanase et al, 2010），NARGIS在登陆之前经历了快速加强，24h内强度增长达到 23.1 m s^{-1} 。

事实上，在21世纪初，观测到的全球平均地表温度（GMST）上升速度相对于1970-1998年的快速变暖期有所减缓（Xie and Kosaka, 2017），在减速期间，大气层顶部的辐射不平衡与前几十年几乎相同（Trenberth et al, 2014），表明进入地球系统的能量是恒定的，由于海洋相对于大气和陆地的热容量很大，大部分多余的热量储存在海洋中（Yan et al, 2016），这将导致海温和海洋热含量增加，而海温的异常会进一步影响热带气旋的活动。已有研究指出，北印度洋热带风暴的生成、强度和路径受到全球变暖的影响（Singh et al, 2000, 2001）。而进入21世纪后，北印度洋秋季（10-12月）强度更强的热带风暴活动频数显著增多，通常这些热带风暴登陆印度东北部或孟加拉国后向偏北偏东方向移动时，往往会给我国西南地区带来猛烈的雨雪天气（陈联寿和丁一汇，1979）。2007年11月15日北印度洋超级气旋风暴SIDR（2007）在孟加拉国登陆，登陆时中心附近最大风力达到 41 m s^{-1} （13级，相当于我国的台风级），造成超过4200死亡或失踪，受其残余云系影响，青藏高原东南部出现了大范围的雨雪天气，我国西藏察隅站三天的累计降水量达到69.9mm，突破了历年11月份降水量极值，云南德钦县最大积雪深度达到50cm（王子谦等，2010）。2013年10月10~15日，受北印度洋

超级气旋风暴（中心附近最大风力 72 m s^{-1} ）PHAILIN（2013）影响，西藏地区发生特大暴雪，聂拉木日降雪量最大为 118 mm ，过程累计降水量达到 191 mm （德庆等，2015；柳龙生等，2015）。

由此可见秋季北印度洋超级气旋风暴的活动对我国具有十分重大的影响，研究秋季北印度洋热带风暴活动的影响因子具有重要的现实意义，这将为今后北印度洋热带风暴的预报和防灾减灾提供重要参考。

1 资料和方法

使用美国联合台风警报中心（Joint Typhoon Warning Center，简称 JTWC）发布的 1979-2018 年北印度洋热带风暴数据，包括热带风暴发生的区域、编号、发生的时间、中心位置、中心附近最大风速等信息；SST（海表面温度）和环流背景场采用 ERA-Interim（欧洲中期天气预报中心）提供的 1979—2018 年 $1^\circ \times 1^\circ$ 一日四次的再分析资料。

热带气旋最大潜在强度（MPI）计算公式（Bister and Emanuel，2002）

$$(V_{pot})^2 = \frac{T_s}{T_o} \frac{C_k}{C_D} (CAPE^* - CAPE^b)$$

V_{pot} 表示热带气旋最大潜在强度， C_p 表示定压热容量， T_s 表示海温， T_o 表示对流层上层出流温度， C_k 表示焓交换系数， C_D 表示海表面拖曳系数， $CAPE^*$ 海表面对流有效位能， $CAPE^b$ 表示最大风速半径处边界空气对流有效位能。

OHC（Ocean heat content）计算公式（Leipper and Volgenau，1972）

$$Q = \rho C_p \Delta T \Delta Z$$

ρ 为平均海水密度， C_p 表示定压热容量， ΔT 表示固定深度高于 26°C 的平均海水温度， ΔZ 表示固定深度，这里取固定深度 300 m （Li et al，2013b）。

t 检验方法（魏凤英，2003）主要用于检验两个总体均值之间的差异，本文用此方法进行显著性检验。

2 北印度洋超级气旋风暴的主要变化特征

利用 JTWC 发布的 1979-2018 年北印度洋热带风暴数据进行统计（图 1），定义热带风暴最大风速达到或超过 100 kt （ $V_{\max} \geq 51.4\text{ m s}^{-1}$ ，相当于我国的超强台风级）为

超级气旋风暴，1979-2018 年达到超级气旋风暴强度的一共有 27 个，其中 4-6 月有 13 个，10-12 月有 14 个，而这也分别对应着北印度洋热带风暴活动的两个峰值，下面将分别分析初夏（4-6 月）和秋季（10-12 月）这两个季节北印度洋超级气旋风暴活动的年代际变化特征。

从统计分析的结果来看，1979-2018 年初夏（4-6 月）北印度洋超级气旋风暴生成数并未出现明显的上升或下降趋势（图 1a），而在秋季（10-12 月）则呈现显著的上升趋势（图 1b），采用 Mann-Kendall 趋势检验方法通过 95% 的显著性检验（图略），说明秋季超级气旋风暴的生成数在最近的 20 年显著增加。从 Morlet 小波分析的结果来看，初夏北印度洋超级气旋风暴的生成数在 4-10 年时间尺度的周期上呈现高低振荡（图 1c），小波方差的两个峰值对应着准 4 年和准 8 年的周期（图 1e），这说明风暴的活动数存在着 4 年和 8 年的主要周期。秋季超级气旋风暴生成数则分别在 3 年、9 年和 20 年的时间尺度上呈现高低振荡（图 1d），并且小波方差在准 20 年周期最大（图 1f），有理由认为秋季生成的超级气旋风暴数量在 1979 到 2018 年这 40 年间出现了一次异常的突变，从秋季超级气旋风暴生成数的滑动 t 检验结果（图 1g）来看也证实了这一点，在 1999 年出现显著（通过 95% 置信度检验）的正增长。由此可见，1979-2018 年初夏（4-6 月）北印度洋超级气旋风暴的活动频次并未有显著变化，而秋季（10-12 月）的活动频次明显升高，下面将具体分析这种现象产生的原因。

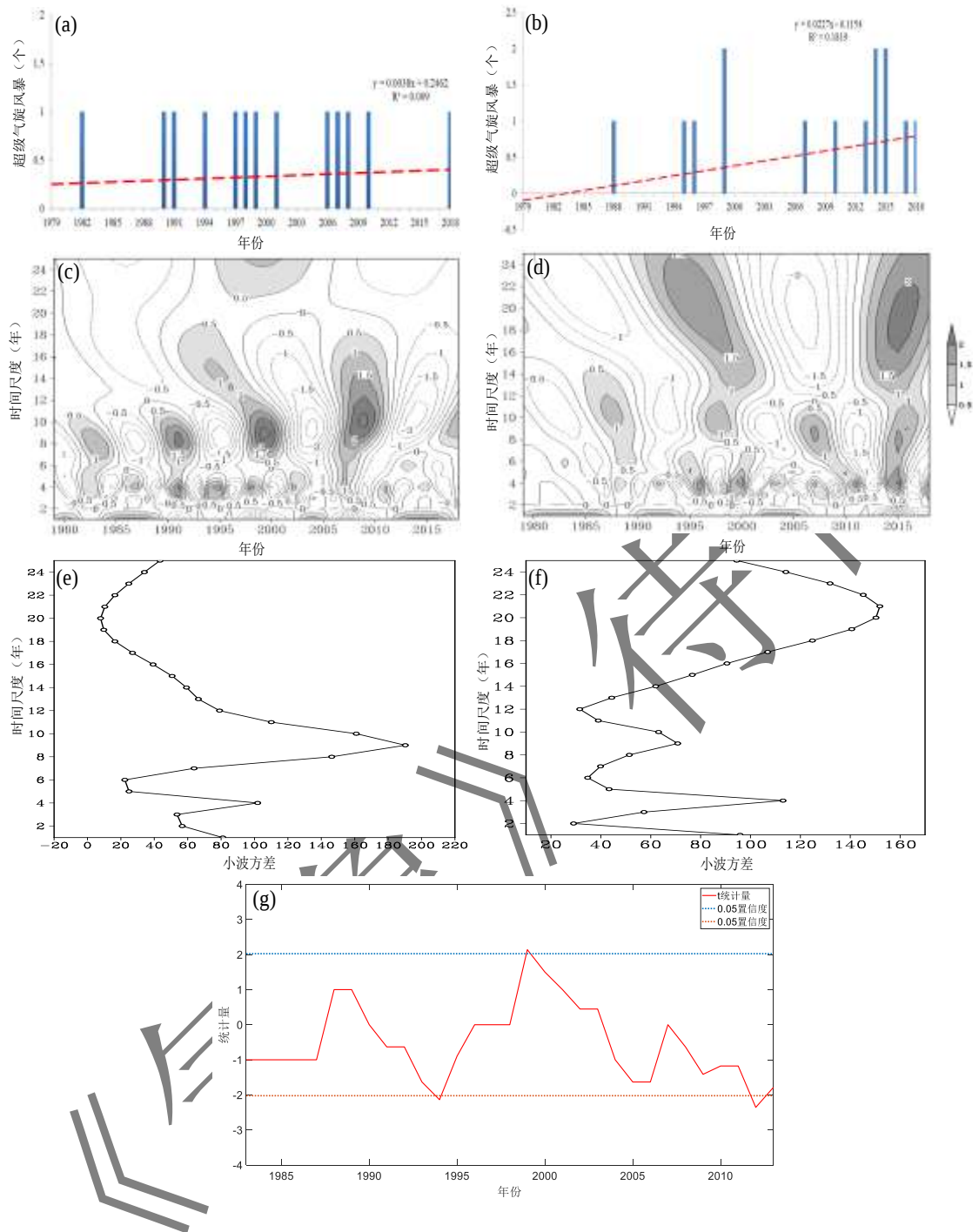


图 1 1979-2018 年初夏（4-6 月）（a, c, e）和秋季（10-12 月）（b, d, f）北印度洋超级气旋风暴生成数的变化趋势（a, b）、小波分析（c, d, e, f）以及秋季的滑动 t 检验（g）

Fig.1 Variation trend(a,b), wavelet analysis(c,d,e,f) and t test(g) of super cyclonic storms formed from April to June(a,c,e) and October to December(b,d,f) over the North Indian Ocean during 1979-2018

3 秋季北印度洋超级气旋风暴显著增多的成因诊断

以往研究表明，海表面温度、垂直风切变、中层湿度条件、低层相对涡度、最大潜在强度等大尺度环境因子对热带气旋的活动具有关键性的影响（Gray, 1968; Emanuel et al, 2013; Camargo, 2013; Kossin et al, 2016; 涂石飞等, 2019）。将秋季北印度洋超级气旋风暴分成两组样本：年代际偏少年（1979-1998）和年代际偏多年（1999-2018），年代际偏少年超级气旋风暴的编号为 198804、199504、199607，年代际偏多年超级气旋风暴的编号为 199904、199905、200706、201004、201302、201403、201404、201504、201505、201703、201806，对年代际偏少年（1979-1998）和年代际偏多年（1999-2018）的大尺度环境因子进行合成对比分析。

3.1 最大潜在强度（MPI）

MPI（Maximum Potential Intensity，热带气旋最大潜在强度）是 Emanuel(1995) 在 1995 年提出的一个经验函数，由海表面温度、海平面气压、垂直大气温度和水汽混合比构成，用于定量计算热带气旋最大可能强度。不少学者也研究了热带气旋的观测强度和潜在强度之间在气候态、趋势、季节变率等方面的特征（Emanuel, 2000; Wing et al, 2007; Zeng et al, 2007; Holland and Bruyère, 2014; Kossin, 2015; Gilford et al, 2019），结果表明 MPI 指数与热带气旋在特定环境条件下能够达到的最大强度在季节变率方面具有密切的相关性。Wing et al（2007）研究了热带气旋潜在和实际强度之间的年际关系，发现它们在季节变化上大体上是一致的。从年代际偏多年（1999-2018）与年代际偏少年（1979-1998）MPI 的差场来看（图 2），阿拉伯海大部海域 MPI 均为正值，最大达到 6 m s^{-1} ，说明热带风暴生成以后发展到更大强度的可能性更高，从实际来看 1999-2018 年间在阿拉伯海生成和发展起来的 4 个超级气旋风暴都出现在 MPI 正异常区。而在孟加拉湾北侧（ $15^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{N}$ ， $80^{\circ}\text{--}95^{\circ}\text{E}$ ）MPI 表现为负异常，这是由于该海域平均海温偏低（3c），虽然年代际偏多年（1999-2018）的 7 个超级气旋风暴与年代际偏少年（1979-1998）的 3 个超级气旋风暴都最终出现在孟加拉湾北侧 MPI 负异常区域，但是在超级气旋风暴达到最大强度之前都长时间经历 MPI 正异常区域，这也指示着最终热带风暴能达到更大强度。

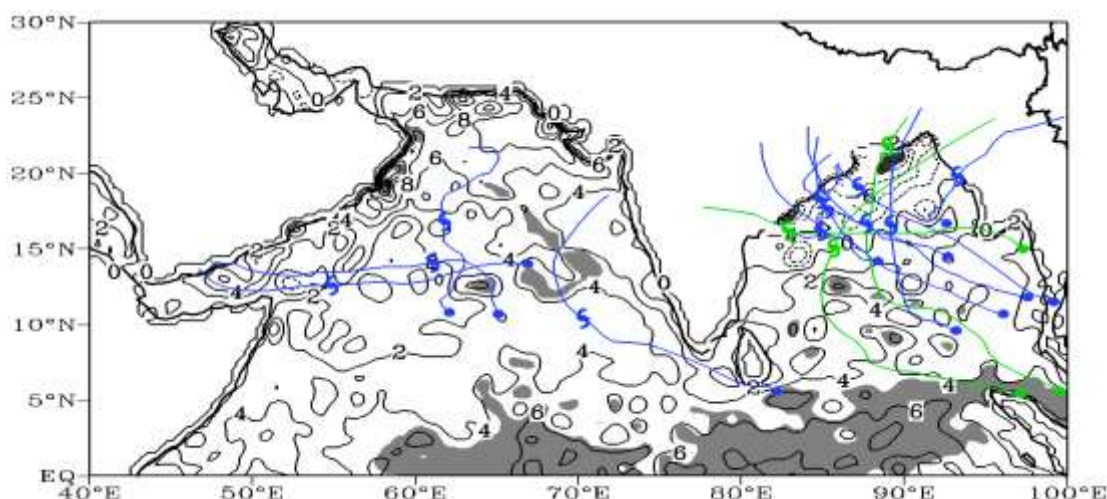


图 2 秋季北印度洋超级气旋风暴年代际偏多年（1999-2018）与年代际偏少年（1979-1998）MPI 的差值场（等值线，单位： m s^{-1} ）

实心圆点和气旋符号分别表示风暴生成和达到极值强度的位置（蓝色为年代际偏多年，绿色为年代际偏少年），灰色阴影表示超过 95%置信度检验

Fig.2 Difference field (contour, unit: m s^{-1}) of MPI between years (1999-2018) with more super cyclone storms and years (1979-1998) with fewer in autumn over the North Indian Ocean

Solid dots and cyclone symbols indicate the location of storm generation and extreme intensity respectively (blue for years with more super cyclone storms, green for years with fewer), Gray shadows indicate more than 95% confidence test

3.2 海表面温度（SST）和海洋热含量（OHC）

研究表明，SST 大于 26°C 是热带气旋发展增强的必要条件（Gray, 1968），并且热带气旋的最大可能强度与 SST 关系密切（Holland and Bruyère, 2014; Strazzo et al, 2015），87% 的热带气旋经过 SST 较高（ $27-29^{\circ}\text{C}$ ）海域时强度增强至最大强度（Baik and Paek, 1998）。秋季北印度洋在年代际偏少年（图 3a）和年代际偏多年（图 3b）生成的超级气旋风暴都出现在平均海温高于 28°C 的海域，年代际偏多年间阿拉伯海和孟加拉湾的东南部存在平均海温高于 29°C 的暖水区，这为热带风暴生成并发展到超级气旋风暴提供了良好的条件，而从年代际偏多年和年代际偏少年 SST 的差值场（图 3c）来看，北印度洋超级气旋风暴在生成和发展的多数时间都位于 SST 正异常区域。

不仅如此，海洋热含量（OHC）对热带气旋强度的影响也至关重要。90% 的热带气旋过境海洋暖涡后强度达到最大强度（Oropeza and Raga, 2015），上层海洋热含量越大对于热带气旋快速发展增强十分有利（王关锁等, 2018; 杨薇等, 2019），2008 年北印度洋超级气旋风暴 Nargis 在缅甸近海快速加强正是由于经过了深厚的暖海洋次表层（Lin et al, 2009; Maneesha et al, 2012）。伴随热带风暴强烈发展带来的强风和大浪引起海洋跃层以下深冷水上翻，进而导致 SST 降低（Hart, 2011），这不利于

热带风暴强度的持续增长，而深厚宽阔的暖海水层可以抵消冷海水上翻的降温效应，从而使得热带风暴获得持续的海洋热通量输送。年代际偏少年北印度洋生成的 3 个超级气旋风暴都发生在平均 OHC 大于 325 kJ cm^{-2} 的海域（图 3d），并且在风暴发展加强的阶段 OHC 的数值均大于 300 kJ cm^{-2} 。年代际偏多年北印度洋平均 OHC 大于 300 kJ cm^{-2} 的范围显著扩大，平均 OHC 最大达到 375 kJ cm^{-2} 以上（图 3e），生成的 11 个超级气旋风暴生成和发展的多数时间都位于 OHC 的正异常区（图 3f），这对热带风暴持续发展到更高强度提供了十分有利的条件。

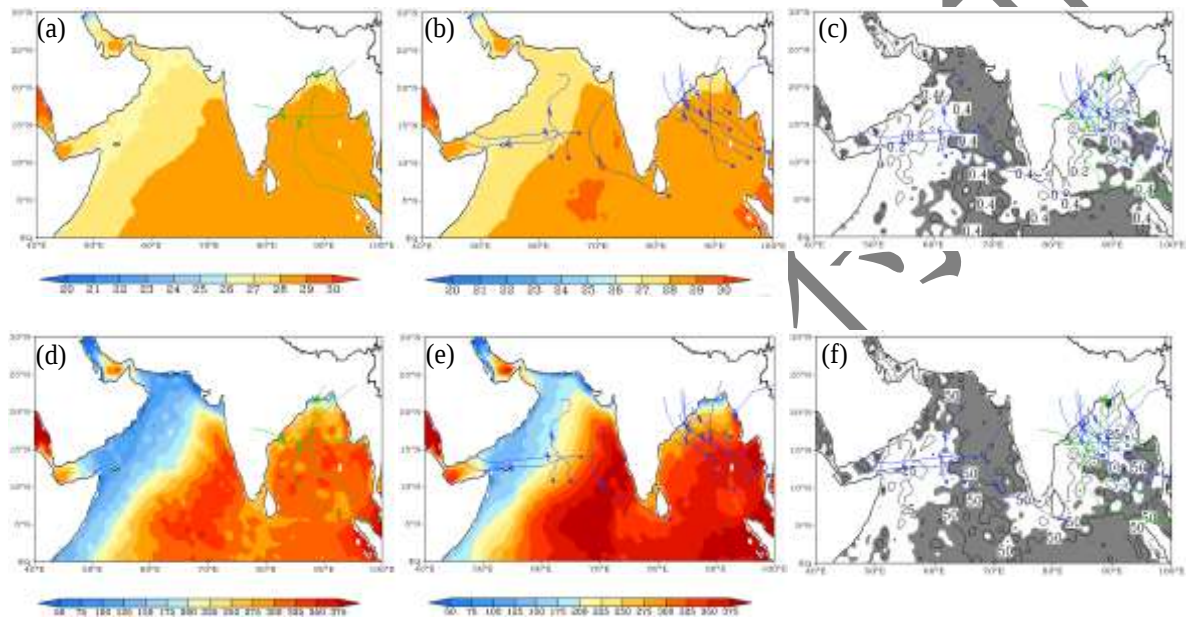


图 3 秋季北印度洋超级气旋风暴年代际偏少年 (a, d) 与年代际偏多年 (b, e) 的平均 SST (单位: $^{\circ}\text{C}$) 和平均 OHC (单位: kJ cm^{-2}) 及年代际偏多年与年代际偏少年的差值场 (c, f, 灰色阴影表示超过 95% 置信度检验)

Fig.3 The average SST(unit: $^{\circ}\text{C}$) and OHC(unit: kJ cm^{-2}) in years (1979-1998)(a,d) with fewer super cyclone storms and years(1999-2018)(b,e) with more over the North Indian Ocean in autumn and the difference(c,f) between them(gray shadows indicate more than 95% confidence test)

3.3 850hPa 涡度

从 850hPa 涡度场来看，年代际偏少年（图 4a）北印度洋涡度场的大值中心自西向东从阿拉伯海到孟加拉湾主要分布在 5°N - 15°N 之间，这与气旋性风场相对应，生成的超级气旋风暴在强度发展阶段都经过了涡度的大值区。年代际偏多年（图 4b），以印度半岛为中心在北印度洋呈现显著的气旋性环流，涡度的大值中心从阿拉伯海一直延伸到孟加拉湾，与年代际偏少年相比较而言（图 4c），阿拉伯海和孟加拉湾海域

都出现了气旋性辐合的风场，10°N 以南的低纬度为异常西风，这有利于低层产生更强的气旋性涡度（Kikuchi et al, 2009），Felton et al（2013）的研究也指出孟加拉湾低层纬向风的增强提供了额外的低层气旋发展的涡度。从实际结果来看，年代际偏多年与年代际偏少年涡度差场以正值为主，在阿拉伯海西部和孟加拉湾的西北部各有一个显著的正涡度中心，异常的正涡度表明低层大气气旋性扰动增强，这也是在 1999-2018 年间超级气旋风暴生成数增多的重要原因。

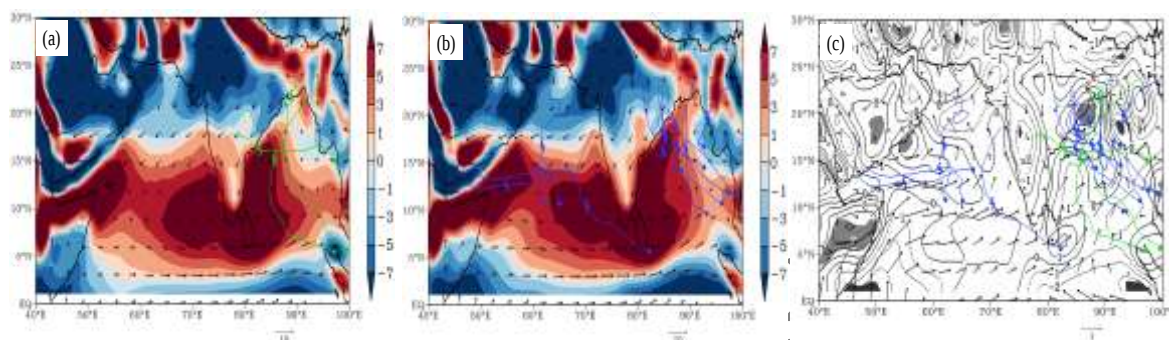


图 4 秋季北印度洋超级气旋风暴年代际偏少年 (a) 与年代际偏多年 (b) 的 850hPa 平均相对涡度 (单位: 10^{-6}s^{-1}) 及年代际偏多年与年代际偏少年的差值场 (c, 灰色阴影表示超过 95%置信度检验)

Fig.4 The average 850hPa relative vorticity(unit: 10^{-6}s^{-1}) in years (1979-1998)(a) with fewer super cyclone storms and years(1999-2018)(b) with more over the North Indian Ocean in autumn and the difference(c, gray shadows indicate more than 95% confidence test) between them

3.4 水汽条件

中层相对湿度对北印度洋热带风暴强度的维持和发展具有重要作用(Yanase et al, 2012; Li et al, 2013b), 中层大气的增湿效应有利于对流的发生和暖心的形成。在年代际偏少年 (图 5a) 和年代际偏多年 (图 5b), 热带风暴都发生在纬度相对较低、中层相对湿度较高的区域。同时发现, 年代际偏多年与年代际偏少年 600hPa 相对湿度的差场在北印度洋均为正 (图 5c), 热带风暴生成和发展的阶段都有着更好的湿度条件, 这有利于减小蒸发冷却导致的下沉气流, 对于维持热带风暴的对流活动具有重要意义。当然, 某一层的湿度条件代表性有限, 热带气旋的生成和发展需要中低层持续的水汽输送, 通过计算年代际偏多年与年代际偏少年地面到 600hPa 水汽通量积分的差值场 (图 6) 发现, 在阿拉伯海西部以及孟加拉湾中部海域呈现显著 (通过 95%置信度检验) 的正值区, 中心最大值分别为 $17\text{ kg m}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 和 $14\text{ kg m}^{-1}\text{ s}^{-1}$, 而这也对应着超级气旋风暴发展阶段, 说明 1999-2018 年间更强的水汽输送通过促进潜热释放使得

热带风暴能够更多的生成并发展达到更大的强度，从而使得超级气旋的风暴数目显著增多。

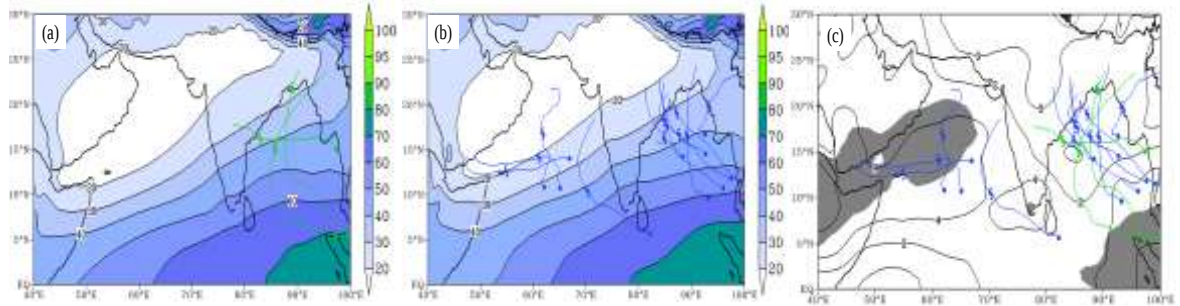


图 5 同图 4，但为 600hPa 相对湿度(单位:%)

Fig.5 Same as Fig.4,but for 600hPa relative humidity(unit: %)

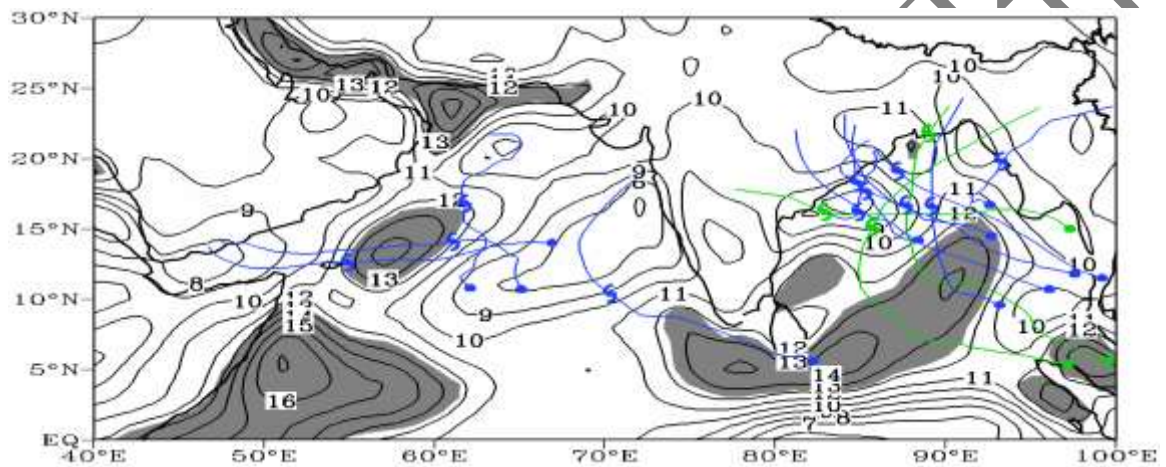


图 6 秋季北印度洋超级气旋风暴年代际偏多年（1999-2018）与年代际偏少年（1979-1998）地面到 600hPa 水汽通量积分的差值场（等值线，单位： $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ，灰色阴影表示超过 95%置信度检验）

Fig.6 Difference field (contour,unit: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$,gray shadows indicate more than 95% confidence test) of water vapor flux integrated from surface to 600hPa between years (1999-2018) with more super cyclone storms and years (1979-1998) with fewer in autumn over the North Indian Ocean

3.5 垂直风切变

垂直风切变对北印度洋热带风暴的生成和发展具有重要的制约作用（Camargo et al, 2007），过大的垂直风切变不利于热带风暴的形成和发展（Li et al, 2013b），较小的环境风垂直切变是热带气旋加强的有利因素（高拴柱等，2012）。年代际偏少年生成的 3 个超级气旋风暴都是在平均垂直风切变小于 10 m s^{-1} 的海域（图 7a），并且在风暴向西北或偏北方向移动的强度发展阶段垂直风切变虽然略有增加，但是不超过 20 m s^{-1} 。年代际偏多年（图 7b），在北印度洋靠近赤道的海域垂直风切变增大，最大达到 4 m s^{-1} ，尤其是在阿拉伯海发展起来的 4 个超级气旋风暴都出现在垂直风切变正异常区域（图 7c），但是在其发展加强阶段都是建立在平均垂直风切变不超过 15 m s^{-1}

的背景场之下。在孟加拉湾生成的 7 个超级气旋风暴都在垂直风切变的负异常区，尤其是在孟加拉湾北侧呈现显著的负异常，热带风暴的发展加强阶段都集中在这一区域，由此可见，孟加拉湾北侧垂直风切变显著减小对于向北移动的热带风暴强度的发展十分有利，这与 Felton et al（2013）的结论非常相近。

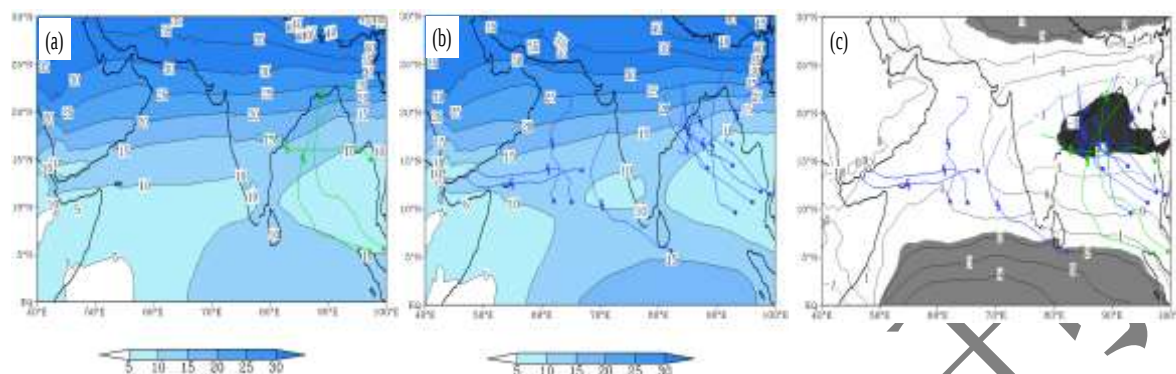


图 7 同图 4，但为 200-850hPa 垂直风切变(单位: m s^{-1})

Fig.7 Same as Fig.4, but for vertical wind shear between 200hPa and 850hPa (unit: m s^{-1})

4 结论与讨论

利用 1979-2018 年 JTWC 发布的北印度洋热带风暴数据和 ERA-Interim 提供的 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料对北印度洋热带风暴的活动特征进行了分析，结果表明：

(1) 1999-2018 年秋季（10-12 月）生成的超级气旋风暴数量与 1979-1998 年相比有了明显的增长，秋季超级气旋风暴生成数在 3 年、9 年和 20 年的时间尺度上呈现高低振荡，并且小波方差在准 20 年周期最大。

(2) 1999-2018 年北印度洋平均 MPI 指数高于 1979-1998 年，两者的差场在阿拉伯海最大达到 6 m s^{-1} ，而在孟加拉湾北侧为负值。

(3) 与 1979-1998 年相比 1999-2018 年更高的 SST 和 OHC 为超级气旋风暴的生成和发展提供了有利的条件，更弱的垂直风切变、更强的水汽通量和低层气旋性涡度输送促进了热带风暴强度的持续增长。

北印度洋热带气旋的生成和发展在季节变化上具有与其他海域显著不同的特征，并且热带气旋本身就是多种环境因子共同作用下的产物，本文只是在前人研究的基础上对影响热带气旋的主要大尺度环境因子进行了分析，而不同环境因子在热带气旋发展过程中起到的具体贡献还有待进一步的研究。

参考文献

- 陈联寿, 丁一汇, 1979. 西太平洋台风概论[M]. 北京: 科学出版社. Chen L S, Ding Y H, 1979. Introduction to Typhoon on the Western Pacific Ocean[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- 德庆, 徐翥, 宗志平, 等, 2015. 孟加拉湾超级风暴费林对西藏强降水的影响分析[J]. 气象, 41(9): 1086-1094. De Q, Xu J, Zong Z P, et al, 2015. Analysis on impact of superstorm Phailin on severe precipitation in Tibet[J]. Meteor Mon, 41(9): 1086-1094 (in Chinese).
- 范隆, 1990. 大洋气候[M]. 北京: 海洋出版社: 532-535. Fan L, 1990. Oceanic Climate[M]. Beijing: Ocean Press: 532-535 (in Chinese).
- 高拴柱, 吕心艳, 王海平, 等, 2012. 热带气旋莫兰蒂(1010)强度的观测研究和增强条件的诊断分析[J]. 气象, 38(7): 834-840. Gao S Z, Lv X Y, Wang H P, et al, 2012. An observational and diagnostic analysis on the intensity and intensity changes of typhoon Meranti (1010)[J]. Meteor Mon, 38(7): 834-840 (in Chinese).
- 柳龙生, 李英, 赵毅勇, 2015. 孟加拉湾风暴费林(1302)对藏南一次暴雪过程的影响分析[J]. 气象, 41(9): 1079-1085. Liu L S, Li Y, Zhao Y Y, 2015. Impact of storm Phailin (1302) over the bay of Bengal on one snowstorm process in southern Tibetan Plateau[J]. Meteor Mon, 41(9): 1079-1085 (in Chinese).
- 涂石飞, 徐峰, 常舒捷, 等, 2019. 西北太平洋热带气旋活动对夏秋型ENSO事件的响应[J]. 气象, 45(7): 920-930. Tu S F, Xu F, Chang S J, et al, 2019. Response of tropical cyclone in the northwest pacific for summer and autumn ENSO events[J]. Meteor Mon, 45(7): 920-930 (in Chinese).
- 王关锁, 赵彪, 赵昌, 2018. 超强台风强度与其过境海域上层海洋热力结构关系研究[J]. 海洋科学进展, 36(3): 363-373. Wang G S, Zhao B, Zhao C, 2018. The relationship between super-typhoon intensity and pre-typhoon upper ocean thermal structure[J]. Adv Mar Sci, 36(3): 363-373 (in Chinese).
- 王子谦, 朱伟军, 段安民, 2010. 孟湾风暴影响高原暴雪的个例分析: 基于倾斜涡度发展的研究[J]. 高原气象, 29(3): 703-711. Wang Z Q, Zhu W J, Duan A M, 2010. A case study of snowstorm in Tibetan Plateau induced by Bay of Bengal storm: based on the theory of slantwise vorticity development[J]. Plateau Meteor, 29(3): 703-711 (in Chinese).
- 吴国雄, 关月, 王同美, 等, 2010. 春季孟加拉湾涡旋形成及其对亚洲夏季风爆发的激发作用[J]. 中国科学: 地球科学, 40(11): 1459-1467. Wu G X, Guan Y, Wang T M, et al. Vortex genesis over the Bay of Bengal in spring and its role in the onset of the Asian summer monsoon[J]. Sci Sin Terr, 2010, 40 (11): 1459-1467 (in Chinese).
- 杨薇, 蔡亲波, 李勋, 等, 2019. 海洋暖涡对“威马逊”(2014)影响的观测和模拟研究[J]. 自然灾害学报, 28(1): 165-174. Yang W, Cai Q B, Li X, et al, 2019. Observational and numerical study of impacts of ocean warm eddy on Rammasun (2014)[J]. J Nat Dis, 28(1): 165-174 (in Chinese).
- Baik J J, Paek J S, 1998. A climatology of sea surface temperature and the maximum intensity of western North Pacific tropical cyclones[J]. J Meteor Soc Japan, 76(1): 129-137.
- Bister M, Emanuel K A, 2002. Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity 1. Interannual to interdecadal variability[J]. J Geophys Res Atmos, 107(D24): 4801.
- Camargo S J, Emanuel K A, Sobel A H, 2007. Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis[J]. J Climate, 20(19), 4819-4834.
- Camargo S J, Wheeler M C, Sobel A H, 2009. Diagnosis of the MJO modulation of tropical cyclogenesis using an empirical index[J]. J Atmos Sci, 66(10), 3061-3074.
- Camargo S J, 2013. Global and regional aspects of tropical cyclone activity in the CMIP5 models[J]. J Climate, 26(24): 9880-9902.
- Dare R A, McBride J L, 2011. Sea surface temperature response to tropical cyclones[J]. Mon Wea Rev, 139(12): 3798-3808.
- Emanuel K A, 1995. Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics[J]. J Atmos Sci, 52(22): 3969-3976.

-
- Emanuel K, 2000. A statistical analysis of tropical cyclone intensity[J]. *Mon Wea Rev*, 128(4): 1139-1152.
- Emanuel K, Solomon S, Folini D, et al, 2013. Influence of tropical tropopause layer cooling on Atlantic hurricane activity[J]. *J Climate*, 26(7): 2288-2301.
- Evan A T, Camargo S J, 2011. A climatology of Arabian Sea cyclonic storms[J]. *J Climate*, 24(1): 140-158.
- Felton C S, Subrahmanyam B, Murty V S N, 2013. ENSO-modulated cyclogenesis over the Bay of Bengal[J]. *J Climate*, 26(24): 9806-9818.
- Gilford D M, Solomon S, Emanuel K A, 2019. Seasonal cycles of along-track tropical cyclone maximum intensity[J]. *Mon Wea Rev*, 147(7): 2417-2432.
- Gray W M, 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms[J]. *Mon Wea Rev*, 96(10): 669-700.
- Hart R E, 2011. An inverse relationship between aggregate northern hemisphere tropical cyclone activity and subsequent winter climate[J]. *Geophys Res Lett*, 38(1): L01705.
- Holland G, Bruyère C L, 2014. Recent intense hurricane response to global climate change[J]. *Climate Dyn*, 42(3-4): 617-627.
- Kaplan J, DeMaria M, 2003. Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin[J]. *Wea Forecasting*, 18(6): 1093-1108.
- Kikuchi K, Wang B, Fudeyasu H, 2009. Genesis of Tropical Cyclone Nargis revealed by multiple satellite observations[J]. *Geophys Res Lett*, 36(6): L06811.
- Kikuchi K, Wang B, 2010. Formation of tropical cyclones in the Northern Indian Ocean associated with two types of tropical intraseasonal oscillation modes[J]. *J Meteor Soc Japan*, 88(3): 475-496.
- Kossin J P, 2015. Validating atmospheric reanalysis data using tropical cyclones as thermometers[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 96(7): 1089-1096.
- Kossin J P, Emanuel K A, Camargo S J, 2016. Past and projected changes in western North Pacific tropical cyclone exposure[J]. *J Climate*, 29(16): 5725-5739.
- Krishnamurti T N, Ardanuy P, Ramanathan Y, et al, 1981. On the onset vortex of the summer monsoon[J]. *Mon Wea Rev*, 109(2): 344-363.
- Leipper D F, Volgenau D, 1972. Hurricane heat potential of the gulf of Mexico[J]. *J Phys Oceanogr*, 2(3): 218-224.
- Li K P, Yu W D, Li T, et al, 2013a. Structures and mechanisms of the first-branch northward-propagating intraseasonal oscillation over the tropical Indian Ocean[J]. *Climate Dyn*, 40(7-8): 1707-1720.
- Li Z, Yu W D, Li T, et al, 2013b. Bimodal character of cyclone climatology in the Bay of Bengal modulated by monsoon seasonal cycle[J]. *J Climate*, 26(3): 1033-1046.
- Liebmann B, Hendon H, Glick J D, 1994. The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation[J]. *J Meteor Soc Japan*, 72(3): 401-412.
- Lin I I, Chen C H, Pun I F, et al, 2009. Warm ocean anomaly, air sea fluxes, and the rapid intensification of tropical cyclone Nargis(2008)[J]. *Geophys Res Lett*, 36(3): L03817.
- Maneesha K, Murty V S N, Ravichandran M, et al, 2012. Upper ocean variability in the Bay of Bengal during the tropical cyclones Nargis and Laila[J]. *Prog Oceanogr*, 106: 49-61.
- Mao J Y, Wu G X, 2011. Barotropic process contributing to the formation and growth of tropical cyclone Nargis[J]. *Adv Atmos Sci*, 28(3): 483.
- Oropeza F, Raga G B, 2015. Rapid deepening of tropical cyclones in the northeastern Tropical Pacific: The relationship with oceanic eddies[J]. *Atmósfera*, 28(1): 27-42.

-
- Singh O P, Khan T M A, Rahman S, 2000. Changes in the frequency of tropical cyclones over the North Indian Ocean[J]. Meteor Atmos Phys, 75(1-2): 11-20.
- Singh O P, Khan T M A, Rahman S, 2001. Has the frequency of intense tropical cyclones increased in the north Indian Ocean?[J]. Res Commun, 80(4): 575-580.
- Strazzo S E, Elsner J B, LaRow T E, 2015. Quantifying the sensitivity of maximum, limiting, and potential tropical cyclone intensity to SST: Observations versus the FSU/COAPS global climate model[J]. J Adv Model Earth Syst, 7(2): 586-599.
- Trenberth K E, Fasullo J T, Balmaseda M A, 2014. Earth's energy imbalance[J]. J Climate, 27(9): 3129-3144.
- Wing A A, Sobel A H, Camargo S J, 2007. Relationship between the potential and actual intensities of tropical cyclones on interannual time scales[J]. Geophys Res Lett, 34(8): L08810.
- Wu L, Wen Z P, Huang R H, et al, 2012. Possible linkage between the monsoon trough variability and the tropical cyclone activity over the western North Pacific[J]. Mon Wea Rev, 140(1): 140-150.
- Xie S P, Kosaka Y, 2017. What caused the global surface warming hiatus of 1998-2013?[J]. Curr Climate Change Rep, 3(2): 128-140.
- Yan X H, Boyer T, Trenberth K, et al, 2016. The global warming hiatus: Slowdown or redistribution?[J]. Earth's Future, 4(11): 472-482.
- Yanase W, Taniguchi H, Satoh M, 2010. The genesis of tropical cyclone Nargis (2008): Environmental modulation and numerical predictability[J]. J Meteor Soc Japan, 88(3): 497-519.
- Yanase W, Satoh M, Taniguchi H, et al, 2012. Seasonal and intraseasonal modulation of tropical cyclogenesis environment over the Bay of Bengal during the extended summer monsoon[J]. J. Climate, 25(8): 2914-2930.
- Zeng Z H, Wang Y Q, Wu C C, 2007. Environmental dynamical control of tropical cyclone intensity—an observational study[J]. Mon Wea Rev, 135(1): 38-59.