DOI:10.13878/j.cnki.jnuist.2020.04.004

刘春雷[1,2,3] 冯小丽[2] 顾剑峰[3] 廖晓晴[2] 曹宁[1,2] 徐建军[1,2] 徐峰[2] 张宇[1,2]

热带气旋生成指数对印度洋热带气旋频数变化的适用性研究

摘要

本文利用 ERA5 1979—2019 年逐月大气再分析资料计算南北印度洋热带气旋生成指数,并和 IBTrACS 观测数据进行比较,探讨用热带气旋生成指数研究南北印度洋热带气旋变化特征的适用性.研究发现热带气旋生成指数能较好地刻画南北印度洋热带气旋的空间分布特征、北印度洋热带气旋个数月变化的双峰结构,以及南印度洋比北印度洋热带气旋发生概率高等特征.最新的 IBTrACS v4.0 观测资料显示,40 年来北印度洋热带气旋每年总生成个数平均每 10 年增加 1.3 个,频数的增加主要来源于热带低压和热带风暴,而南印度洋热带气旋每年总生成个数每 10 年减少 2.8 个.热带气旋生成指数能很好地描述北印度洋热带气旋生成个数的上升趋势,但对南印度洋热带气旋生成个数趋势的刻画与观测不一致,可能原因需要进一步深入研究.

关键词

印度洋;热带气旋;生成指数;变化特征

中图分类号 P444

文献标志码 A

收稿日期 2020-06-01

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项(XDA20060503);南方海洋科学与工程广东省实验室(湛江)项目(ZJW-2019-08);广东海洋大学科研启动基金(R20001);广东海洋大学“创新强校”项目(230419053);广东海洋大学“冲一流”学科建设科研项目(平台)(231419022);中央财政支持地方高校发展专项资金(000041)

作者简介

刘春雷(通信作者),博士,教授,博士生导师,主要从事全球能量平衡变化、水循环变化和台风机理的研究.liuclei@gdou.edu.cn

徐建军(通信作者),博士,教授,博士生导师,主要从事资料同化、海洋气象与气候变化的研究.jxu@gdou.edu.cn

1 南方海洋科学与工程广东省实验室,湛江,524000

2 广东海洋大学,南海海洋气象研究院,湛江,524088

3 雷丁大学 气象系,Reading RG6 6BB,UK

0 引言

印度洋是 21 世纪海上丝绸之路的重要通道,每年都有大量的船只经过.印度洋又是全球热带气旋(TC)易发区之一,所产生的热带气旋是世界上破坏力最强的气旋[1],对过往船只和海上作业造成巨大威胁,对沿岸国家(如孟加拉国、印度、巴基斯坦、缅甸、马达加斯加、毛里求斯、莫桑比克等)造成巨大的人员伤亡和财产损失[2-5],也是影响我国西南地区的主要天气系统之一.目前对各海域热带气旋形成机理的研究都有了很大进展[6-9],但对印度洋,尤其是南印度洋热带气旋的研究还比较少[8,10-11],对该区域 TC 生成的季节性变化和长期趋势缺乏理解.印度洋 TC 的最大特点是南印度洋台风多,北印度洋台风少,然而存在这样空间分布差异的物理过程尚不清楚.随着全球变暖,影响 TC 生成的环境因子(如涡度、相对湿度、垂直风切变等)的时空结构也会随之改变,这些变化如何影响 TC 的生成和发展,目前还存在争议,有待于进一步研究[12-19].

目前高分辨率动力模式对南北印度洋 TC 的模拟还不理想,因为对环境因子与 TC 生成和发展的动力机制的关系还不完全清楚[20-25].热带气旋生成指数[26-27]融合了这些环境因子,被广泛用于各大洋的热带气旋生成研究[28-32].林志强[2]用热带气旋生成指数研究了北印度洋的热带气旋生成的气候特征,发现与观测资料一致性很好.Camargo 等[28]研究了模式分辨率对热带气旋生成指数的影响,并用大气再分析资料研究 ENSO 对热带气旋生成指数和 TC 生成的影响[29],分析了不同环境因子的贡献.Camargo 等[30]还利用热带气旋生成指数分析了热带大气季节内振荡(Madden-Julian Oscillation)对 TC 生成的影响.本文采用新发布的 ERA5 大气再分析逐月资料计算热带气旋生成指数,作为 TC 生成条件的定量化指数,对南北印度洋海域的热带气旋气候特征和年际变化趋势进行分析,并与观测资料进行比较,探讨热带气旋生成指数的适用范围.

1 资料和方法

本研究采用的热带气旋观测数据是最佳路径资料(IBTrACS)[33-34],以每个 TC 资料的第一个纪录作为该 TC 的生成时间和位置.如没有特殊说明,TC 风速使用的是 WMO(World Meteorological

Organization）数据，IBTrACS 数据是 v04.环境变量来自于 ERA5 大气再分析逐月资料[35]，水平分辨率为 0.25°×0.25°，垂直方向 37 层，包括海表温度、海平面气压、850 hPa 绝对涡度、600 hPa 相对湿度、200 hPa 和 850 hPa 之间的垂直风切变、热带气旋的潜势强度[15,36-37]，以及各气压层的温度和比湿.时间跨度都是 1979—2019 年.

热带气旋的生成指数[27-29]被定义为：

$$y_{\mathrm{GPI}} = |\ 10^5\eta\ |^{3/2}\left(\frac{H_{\mathrm{R}}}{50}\right)^3\left(\frac{V_{\mathrm{pot}}}{70}\right)^3(1+0.1S_{\mathrm{W}})^{-1}, \quad (1)$$

其中 y_{GPI} 是热带气旋生成指数（GPI）的量值，η 是 850 hPa 的绝对涡度（s^{-1}），H_{R} 是 600 hPa 的相对湿度（%），S_{W} 是 200 hPa 和 850 hPa 之间的垂直风切变（$m\cdot s^{-1}$）.V_{pot} 是潜势强度，是基于 Emanuel[36] 提出的海气相互作用理论，把 TC 的生成发展看作海洋表面热焓通量和海表风速的正反馈，代表 TC 的最大可能强度，可以通过式（2）[37]计算：

$$V_{\mathrm{pot}} = \frac{C_{\mathrm{k}}}{C_{\mathrm{D}}}\epsilon(k_0^* - k_{\mathrm{a}}), \quad (2)$$

其中 C_{k} 是焓转移系数，C_{D} 是海表拖曳系数，k_0^* 是海表热焓，k_{a} 是近地表空气热焓，ϵ 是海洋大气热力效率：

$$\epsilon = \frac{T_{\mathrm{s}} - T_{\mathrm{o}}}{T_{\mathrm{s}}}, \quad (3)$$

T_{s} 是海表温度，T_{o} 是 TC 系统向外输出的平均温度，可以用海表温度、大气温度、湿度垂直分布计算出来.

以上所需常数和变量可以从 Emanuel[37] 文章中和 ERA5 资料中获得.本文中北印度洋（NIO）区域范围为（0°～30°N，41°～100°E）的洋面，南印度洋（SIO）区域范围为（0°～30°S，33°～100°E）的洋面.利用 ERA5 各气压层的温度和比湿，可以从式（2）算出 V_{pot}，然后再结合其他 ERA5 资料，从式（1）计算出热带气旋生成指数 GPI.

2 气候特征

从 ERA5 资料得到的 TC 生成指数 GPI（仅画出 $y_{\mathrm{GPI}}>1.2$ 的数值）的多年平均（1979—2019 年）和从 IBTrACS 观测数据统计的热带气旋个数全球分布如图 1 所示.可以看出，图 1a 和图 1b 的空间分布非常相似，说明 TC 生成指数 GPI 能够总体上刻画全球 TC 的空间分布.例如东太平洋和大西洋赤道以南没有 TC 发生.图 1a 和图 1b 的主要区别在南太平洋辐合带（South Pacific Convergence Zone，SPCZ），该区域的 GPI 值比南印度洋的 GPI 大，但观测资料显示该区域的年平均 TC 个数与南印度洋的年平均 TC 个数相当.在北印度洋，整个孟加拉湾都有 TC 生成，而阿拉伯海仅东部有 TC 生成，且没有孟加拉湾多.在南印度洋，两套资料都显示 TC 生成的整体分布呈拱形结构，横跨整个南印度洋，靠近东西边界的生成地向南延伸，且南印度洋中部属于 TC 高发区.

图 2a 是南北印度洋 GPI 大于不同临界值的格点数的比值（南印度洋/北印度洋），图 2b 是观测的最大风速大于不同临界值的 TC 个数的比值.随着

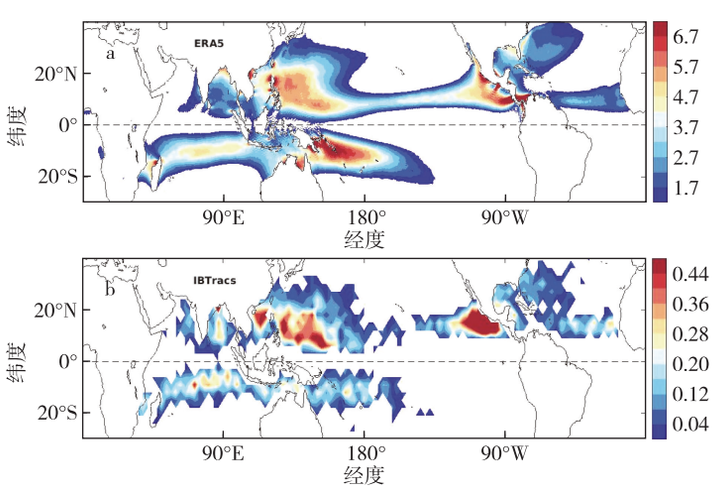


图 1 （a）从 ERA5 资料计算得到的热带气旋生成指数 GPI 的多年平均，
（b）从 IBTrACS 得到的热带气旋生成个数的多年平均，多年平均时间为 1979—2019 年

Fig. 1 （a）Multiannual mean of tropical cyclone GPI calculated from ERA5 data，（b）multiannual mean of the number of tropical cyclones from IBTrACS，with average period from 1979–2019

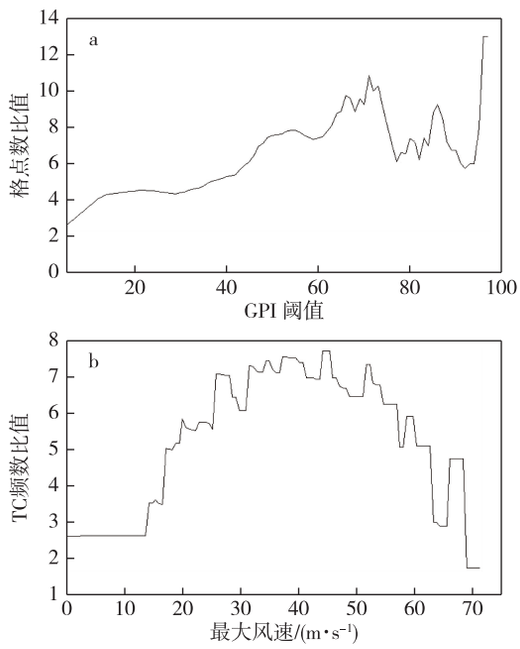


图 2 (a) 南北印度洋 GPI 大于不同临界值的格点数的比值(南印度洋/北印度洋),(b) 南北印度洋最大风速大于不同临界值的 TC 个数的比值

Fig. 2 (a) The number ratio of the grid points where the GPI is greater than different thresholds (SIO/NIO), (b) the number ratio of TCs with maximum wind speed greater than different thresholds (SIO/NIO)

GPI 临界值从 5 增加到 60,比值也一直在上升(2~7),然后在 6 以上振荡,说明南印度洋出现 GPI 大值的概率远大于北印度洋,所以南印度洋热带气旋生成的概率也大于北印度洋.观测到的南北印度洋最大风速大于不同临界值的 TC 个数的比值如图 2b 所示,它开始随着最大风速的增加而增加,最大风速达到 25 $m\cdot s^{-1}$之后的 TC 个数比值在 6 到 8 之间,一直到最大风速超过 50 $m\cdot s^{-1}$之后才开始下降,但总的比值一直都大于 1.

图 3a 显示 IBTrACS 资料中北印度洋热带气旋生成个数的多年平均季节变化,不同曲线代表最大风速大于不同临界值的 TC 个数变化.这些风速临界值如表 1 所示,代表不同的热带气旋强度.TC 个数的月变化有明显的双峰分布,且 5—6 月左右的峰值小于 10 月左右的峰值.双峰的季节变化特征与 TC 强度无关,但随着 TC 强度的增加,双峰的高低差别逐渐减小.北印度洋 TC 的双峰一个在季风前,一个在季风后,因为季风期间对流层高低层有强的垂直风切变,不利于 TC 的生成[38].图 3c 是北印度洋 GPI 大于不同百分位值(百分位分别为 99.99,99.95,99.90,99.50 和 99.00)的格点数平均月变化,代表了 TC 生成的可能几率.粗红线是北印度洋海表平均温度的季节变化.所有曲线都已被标准化(减去平均

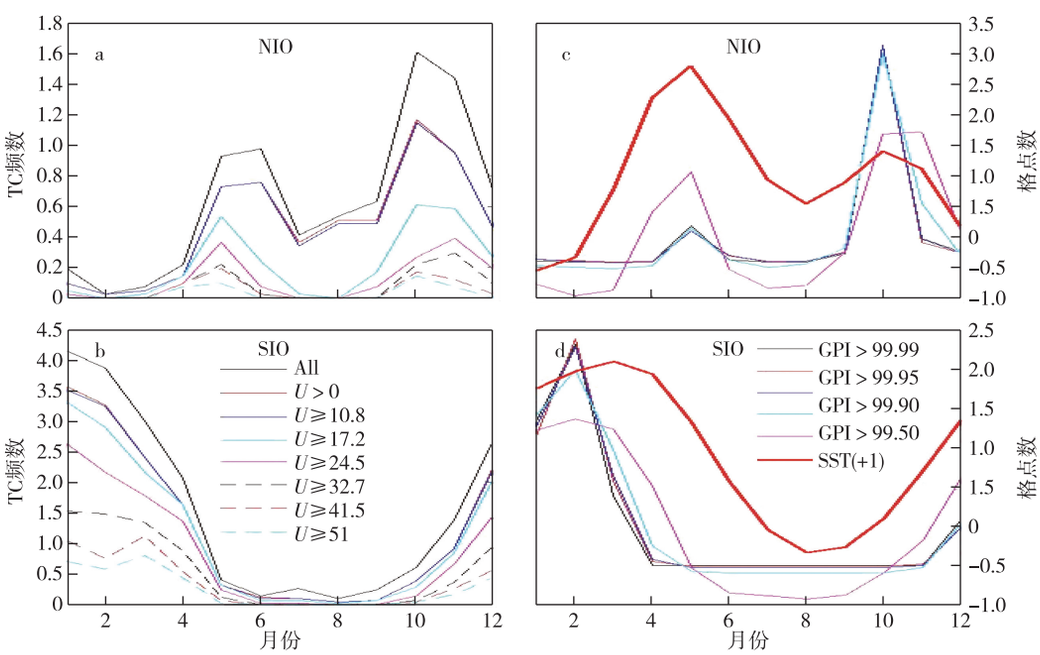


图 3 左列是从 IBTrACS 统计的 (a) 北印度洋和(b) 南印度洋热带气旋生成个数的多年平均月变化,U 是最大风速 (m/s).右列(c,d)是标准化之后的大于不同 GPI 百分位值的格点数的月变化

Fig. 3 Statistics of the monthly variation of annual mean tropical cyclone genesis from IBTrACS data in (a) NIO and (b) SIO, with U being the maximum wind speed (m/s); the normalized monthly variation of grid point number with GPI greater than different GPI percentiles in (c) NIO and (d) SIO

表 1　热带气旋强度分级

Table 1　Tropical cyclone intensity grades

气旋名称	风速范围/(m·s^{-1})
热带低压(TD)	[10.8 17.2)
热带风暴(TS)	[17.2 24.5)
强热带风暴(STS)	[24.5 32.7)
台风(TY)	[32.7 41.5)
强台风(STY)	[41.5 51.0)
超强台风(SuperTY)	≥51.0

值,再除以标准方差).可以看出,标准化后的格点个数峰值大小和位置不依赖于所选的百分位.对比图 3a 和图 3c 可以看出,GPI 能很好地再现观测到的 TC 发生频数的双峰结构,并且 5—6 月的峰值小于 10 月的峰值,与海表温度的峰值位置相对应,因为高的海表温度更有利于 TC 的生成,但海表温度在 5—6 月的峰值大于 10 月的峰值,与台风个数的峰值大小相反,所以海表温度月变化能解释 TC 发生频数的双峰结构,但不能解释双峰的强度差别.

图 3b 和图 3d 是相应的南印度洋的多年平均的月变化.观测的 TC 月变化和计算的 GPI 结果整体变化相似,南印度洋 TC 峰值出现在南半球夏季[18,39].总的来说,观测的 TC 最多发生在 1 月,只有强台风(最大风速 $U\geqslant 41.5$ m·s^{-1}) 和超强台风($U\geqslant 51$ m·s^{-1})在 3 月出现峰值,与图 3d 的海表温度峰值对应.结合图 3a 中双峰强度差别随 TC 最大风速的增加而减小,可以推论高的海表温度有利于热带气旋增强到台风级别.GPI 的峰值在 2 月,而不是观测到的 1 月和海表温度峰值的 3 月,其中原因,有待进一步研究.总的来说,GPI 能够再现南北印度洋 TC 的月变化.

为了理解不同强度 TC 的贡献,图 4 显示了北印

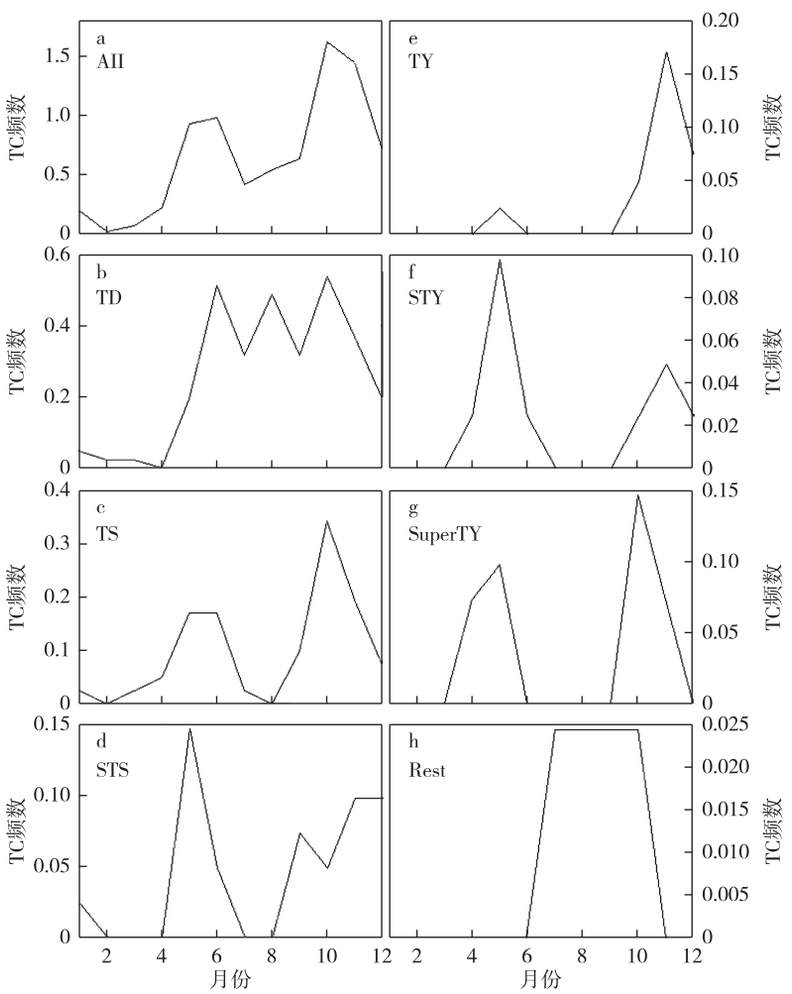


图 4　观察到的北印度洋多年平均(a)总的热带气旋个数月变化,以及(b—g)达到不同强度的热带气旋个数月变化,(h)是达不到 TD 强度的热带气旋个数月变化

Fig. 4　The observed monthly variation of tropical cyclones in NIO,with (a) for all TCs,(b-g) for TCs of different intensities,and (h) for TCs weaker than TD

度洋不同强度 TC 个数的月变化.图 4a 是北印度洋总的 TC 个数月变化,有显著的双峰结构.图 4b 是热带低压,除了 6 月和 10 月的峰值,在 8 月还有一个峰值,而且在 5—11 月间发生频数较高.热带风暴(图 4c)季节变化和总的 TC 季节变化相似,呈双峰结构,且 10 月的热带风暴个数多于 6 月的个数.强热带风暴(图 4d)在 5 月有个较高峰值,然后在 11—12 月达到第二个弱一些的峰值.强度达到台风级别的 TC 个数在 5 月和 11 月有峰值,且 11 月的峰值远高于 5 月的峰值(图 4e).值得注意的是强台风的月变化和北印度洋的温度季节变化类似,峰值发生在 5 月和 11 月,且 5 月的峰值大于 11 月的峰值(图 4f).和热带风暴、台风的月变化一样,超强台风发生在夏季风之前和之后,且夏季风之后的峰值高于之前的峰值(图 4g).相对于其他强度的 TC,观测资料中纪录的低于热带低压的 TC 很少(图 4h).

为了研究绝对涡度、相对湿度、垂直风切变和潜势强度对 TC 生成的可能贡献,4 个变量的多年(1979—2019 年)区域平均的月变化如图 5 所示,左列是北印度洋,右列是南印度洋的结果,用式(1)计算的对应 4 个变量月变化的 GPI 也在图 5i—5j 中给出.在北印度洋,绝对涡度和潜势强度都有与 TC 生成频数对应的两个峰值,垂直风切变也有对应的两个低值,说明绝对涡度、垂直风切变和潜势强度对双峰结构都有贡献.在南印度洋,除了绝对涡度的季节变化与 GPI 不一致外,相对湿度、垂直风切变和潜势强度对 GPI 的分布都有贡献.通过进一步对印度洋 2 月(图 6 左列)和 10 月(图 6 右列)多年平均的绝对涡度、相对湿度、垂直风切变、潜势强度和 GPI 的二维空间结构进行对比研究,发现 2 月北印度洋 TC 易发区(阿拉伯海和孟加拉湾)600 hPa 的相对湿度较低,而南印度洋较高(图 6c),与 GPI 的结构类似.在

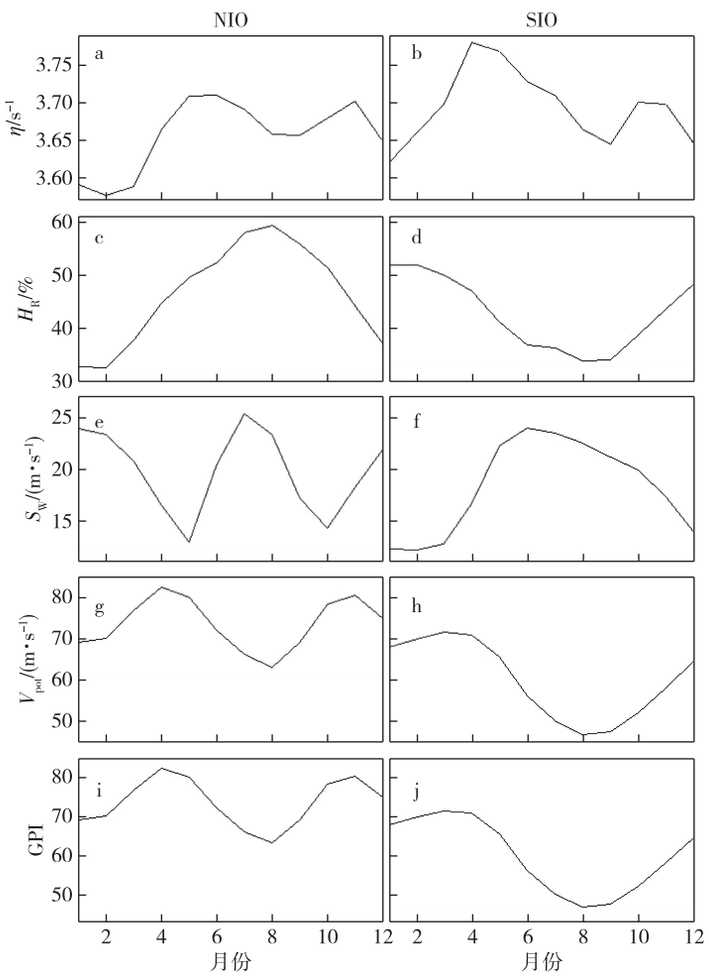


图 5 区域平均的 4 个变量(绝对涡度、相对湿度、垂直风切变、潜势强度)的月变化和对应的 GPI 平均值.左列是北印度洋,右列是南印度洋

Fig. 5 Seasonal variations of the four variables (absolute vorticity, relative humidity, vertical wind shear, potential intensity) averaged over NIO (left column) and SIO (right column) and their corresponding GPIs

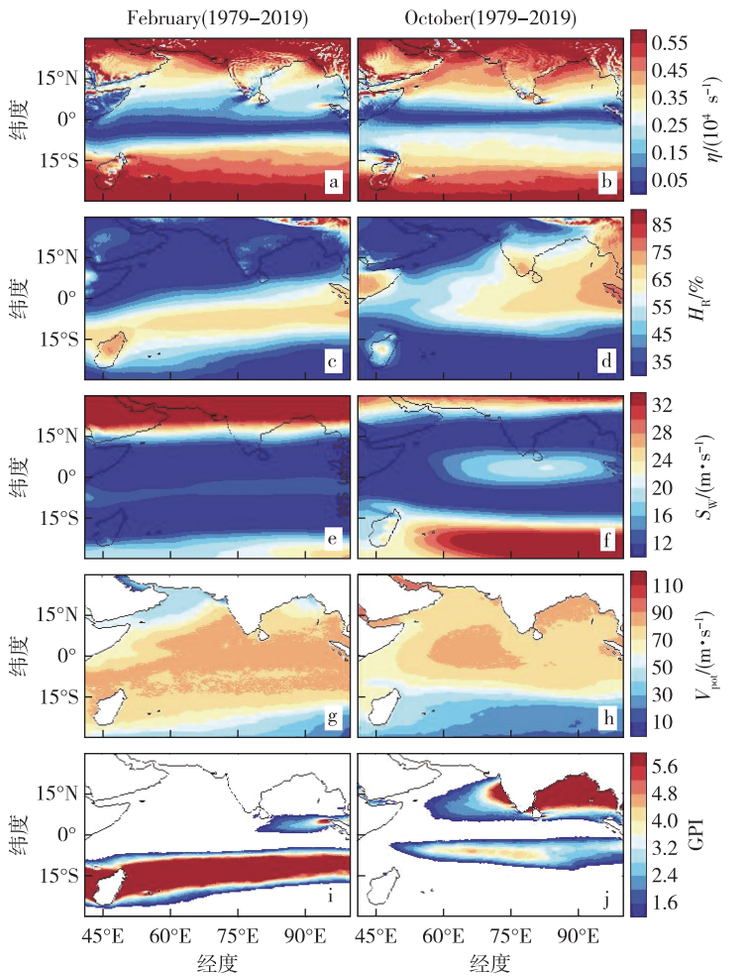


图 6　2 月(左列)和 10 月(右列)多年平均的(a,b)绝对涡度、(c,d)相对湿度、(e,f)垂直风切变、(g,h)潜势强度和(i,j)GPI 的二维空间结构

Fig. 6　Two-dimensional spatial structure of the multiannual mean absolute vorticity (a,b), relative humidity (c,d), vertical wind shear (e,f), potential intensity (g,h), and GPI (i,j) in February (left column) and October (right column)

北部阿拉伯海和北部孟加拉湾的垂直风切变较高(图 6e),这些环境因素不利于 TC 在阿拉伯海和孟加拉湾的生成,造成了 2 月北印度洋 TC 频数较低,而南印度洋 TC 频数较高(图 6i).10 月阿拉伯海东北部和北部孟加拉湾的绝对涡度大,相对湿度较高,垂直风切变小,潜势强度高,有利于 TC 的生成,造成了 TC 频数在阿拉伯海东北部和孟加拉湾比其他地方高(图 6j).

3　长期趋势

图 7 是观测的 TC 个数年变化.图 7a 显示了 IBTrACSv04 资料中南北印度洋所有 TC 的年平均.北印度洋 TC 的个数(黑线)从 20 世纪 70 年代末每年大约 5 个到现在每年大约 10 个,增加了近一倍.Mann-Kendall 检验[40]表明,平均每 10 年大约 1.3 个的增长趋势是显著的($p<0.05$).该增长趋势主要是由较弱的 TC 年变化趋势贡献的,热带风暴和较强的 TC 并无明显的变化趋势(图 7b).南印度洋 TC 个数(红线)长期变化趋势与北印度洋相反,从 70 年代末每年大约 25 个,下降到现在每年大约 13 个,与北印度洋的 TC 个数相当.每 10 年平均大约 2.8 个的下降趋势非常显著(图 7a).对于南印度洋(图 7c),除较强 TC($U\geqslant 32.7$ m·s^{-1})外,不同强度的 TC 个数都呈下降趋势.

为了检验南北印度洋每年总的 TC 生成个数变化趋势的可靠性,从 IBTrACS v03r10 资料中得到的总个数年变化也同时显示在图 7a 中(虚线).在南北印度洋,除了 2016 年后的资料有变化之外,1979—2016 年的资料几乎完全相同.我们进一步用 ERA-Interim 的 TC 跟踪资料[41]进行了检测(图略),但没有

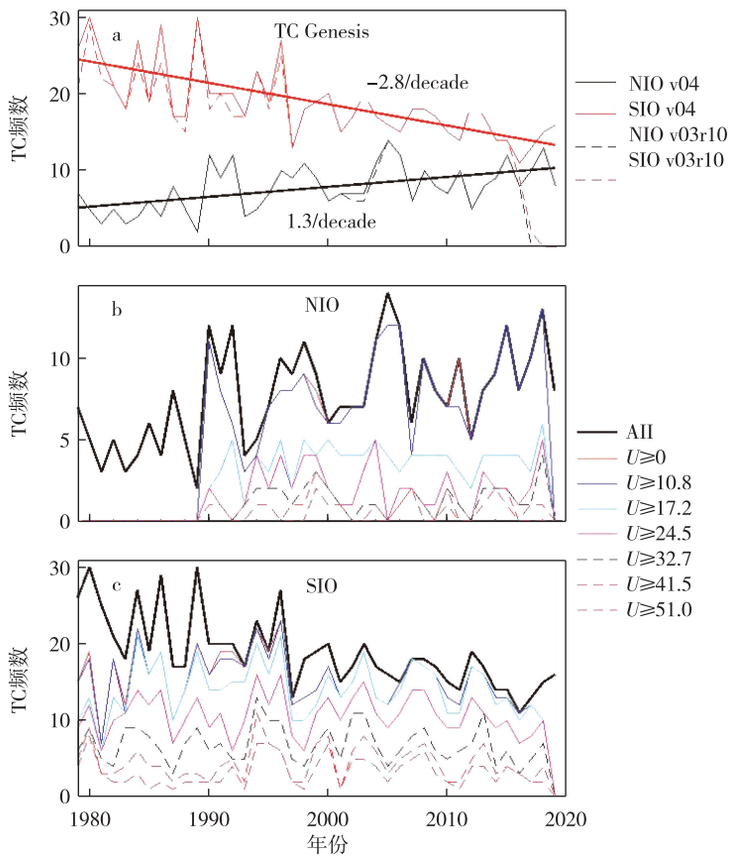


图 7 (a) 观测的北印度洋(黑线)和南印度洋(红线)热带气旋每年总的生成个数,实线和趋势来自于 IBTrACS v04,虚线来自于 IBTrACS v03r10.(b) 是北印度洋热带气旋生成个数,粗黑线(All) 是总的生成个数,其他曲线分别代表所纪录的最大风速大于等于 0、10.8、17.2、24.5、32.7、41.5 和 51 m·s^{-1}的 TC 个数.(c)同(b),是南印度洋的数据.(c)和(b)资料都来自于 IBTrACS v04

Fig. 7 (a) The observed annual number of tropical cyclone genesis in NIO (black lines) and SIO (red lines), the annual number of TCs with different wind speeds in (b) NIO and (c) SIO

发现明显的下降趋势.这些上升和下降趋势究竟来自于哪个强度区间的 TC 个数? 为了回答这个问题,图 8 显示北印度洋每年 TC 总个数和各强度区间 TC 个数的时间序列.北印度洋 TC 个数的上升趋势主要来自于热带低压(TD,图 8b) 和热带风暴(TS,图 8c),而 1990 年之前对各强度的 TC 几乎没有纪录,所以 1990 年之前的资料应忽略.南印度洋的 (图 9) TC 个数的下降趋势也主要来自于热带低压 (图 9b) 和热带风暴 (图 9c),另外台风个数 (图 9e) 也有下降趋势.随着探测技术的改进,现在能探测到强度较弱的 TC,可能是北印度洋 TC 个数上升的原因之一.但南印度洋强度较弱的 TC 个数下降的原因尚不清楚,需要未来进一步研究.

图 10 显示经标准化后的每年观测的(IBTrACS v04)TC 个数变化(粗黑线)和大于不同 GPI 百分位值的格点数变化,所有曲线都已经被标准化.对不同的 GPI 百分位值,北半球格点数(图 10a)的变化趋势和观测的 TC 个数变化趋势相一致,2005 年之前有明显的上升,之后几年较为稳定,2012 以后又开始上升.但观测曲线和 GPI 曲线的相关不显著.南印度洋的观测结果和 GPI 曲线变化趋势正好相反(图 10b),观测曲线呈显著的下降趋势(见图 7a,7c),GPI 曲线在 2001 年前后有明显的年代际变化,但整体呈显著的上升趋势.该不一致的地方有可能来自于观测资料,也可能是 GPI 公式的适用性问题,需要进一步的深入研究.

4 讨论和小结

本文利用 1979—2019 年 ERA5 逐月大气再分析资料,计算了南北印度洋各格点的潜势强度 V_{pot}[37],结合 ERA5 资料中海表温度、海平面气压、850 hPa 绝对涡度、600 hPa 相对湿度,以及 200 hPa

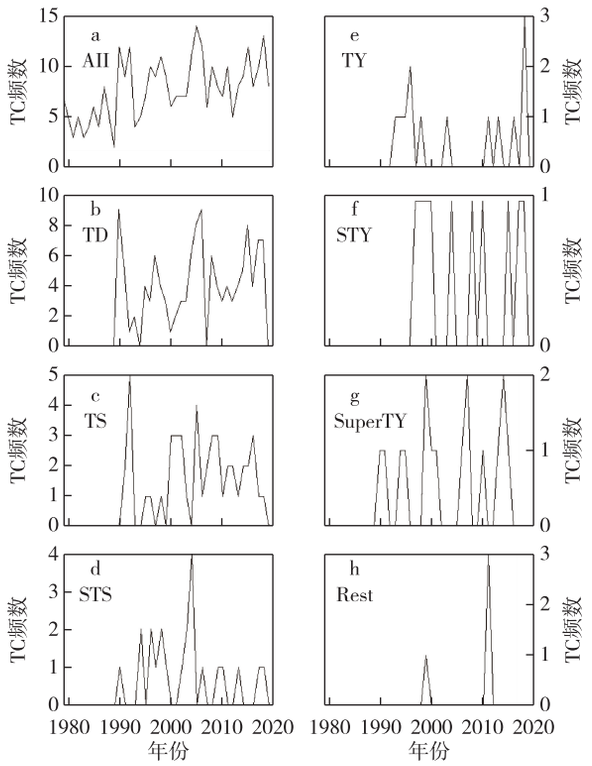


图 8 北印度洋(a) 每年 TC 总个数和(b—h)各强度区间 TC 个数的时间序列

Fig. 8 Time series of the (a) total number of TCs and (b-h) number of TCs in each intensity interval in NIO

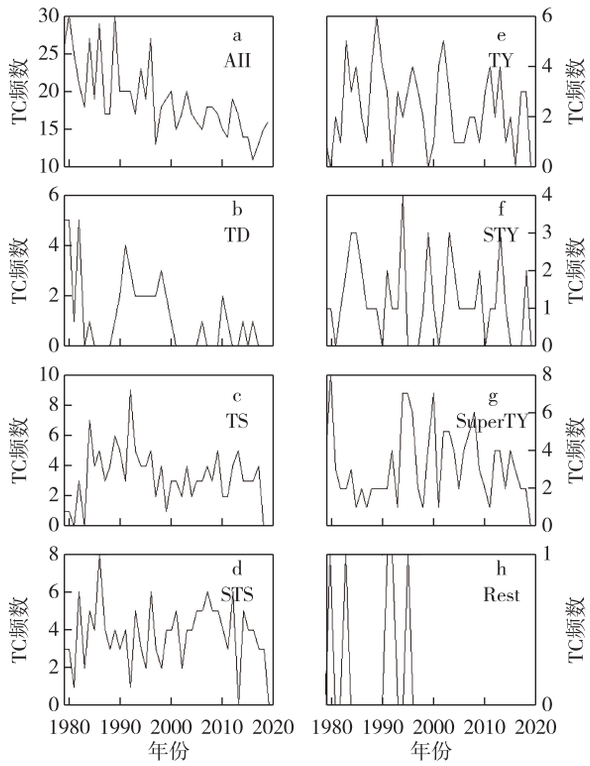


图 9 南印度洋(a) 每年 TC 总个数和(b—h)各强度区间 TC 个数的时间序列

Fig. 9 Time series of the (a) total number of TCs and (b-h) number of TCs in each intensity interval in SIO

和 850 hPa 之间的垂直风切变,对每个格点的热带气旋生成指数进行了计算[27-28],并把结果与 IBTrACS 观测数据进行了比较.结果表明,热带气旋生成指数 GPI 能够较好地刻画观测到的 TC 在南北印度洋的空间分布特征,并且南印度洋 TC 生成个数比北印度洋多.GPI 能够重现印度洋 TC 生成的气候态分布,如北印度洋 TC 生成个数的双峰结构和南印度洋的单峰结构,并且北印度洋 TC 生成个数 5—6 月的峰值小于 10 月左右的峰值,与观测结果一致.通过设定不同的最大风速 U 和 GPI 百分位值,发现观测资料中 TC 生成的月变化曲线和 ERA5 资料中大于 GPI 百分位值的格点数曲线变化非常一致.因此总体而言,GPI 能准确描述南北印度洋 TC 的气候特征.

南北印度洋最大风速大于不同临界值的 TC 个数的比值和南北印度洋 GPI 大于不同百分位值的格点数的比值(南印度洋/北印度洋)都大于 1,最大比值分别超过 7 和 10,意味着南印度洋的 TC 生成数远大于北印度洋(图 2).通过分析绝对涡度、相对湿度、垂直风切变和潜势强度与 GPI 的关系,发现在北印度洋,绝对涡度、垂直风切变和潜势强度对双峰结构都有贡献.在南印度洋,相对湿度、垂直风切变和潜势强度对 GPI 的分布有贡献.

对观测资料 IBTrACSv04 的分析表明,北印度洋 TC 生成总个数以每 10 年 1.3 个的趋势增加,而南印度洋 TC 生成总个数以每 10 年 2.8 个的趋势减少.通过对不同强度的 TC 生成个数分析发现,北印度洋的 TC 个数上升趋势主要来源于弱热带气旋的贡献(热带低压和热带风暴),而强度较强的 TC 个数没有明显的变化趋势(图 7—8).GPI 分析的结果显示,大于不同 GPI 百分位值的格点数都呈上升趋势(图 10a).在南印度洋的观测数据中,几乎所有强度的 TC 个数都呈下降趋势(图 9b—9g),且超强台风的个数接近于热带风暴的个数(图 9c,9g).然而 GPI 分析的结果却显示大于不同 GPI 百分位值的格点数都呈上升趋势(图 10b),且在 2002 年前后有明显的年代际变化.通过对比发现,IBTrACS v4.0 和 IBTrACS v3r10 的结果与 ERA-Interim 的 TC 跟踪资料[41]结果在北印度洋较一致,但在南印度洋的变化趋势相反,需要进一步的详细研究.

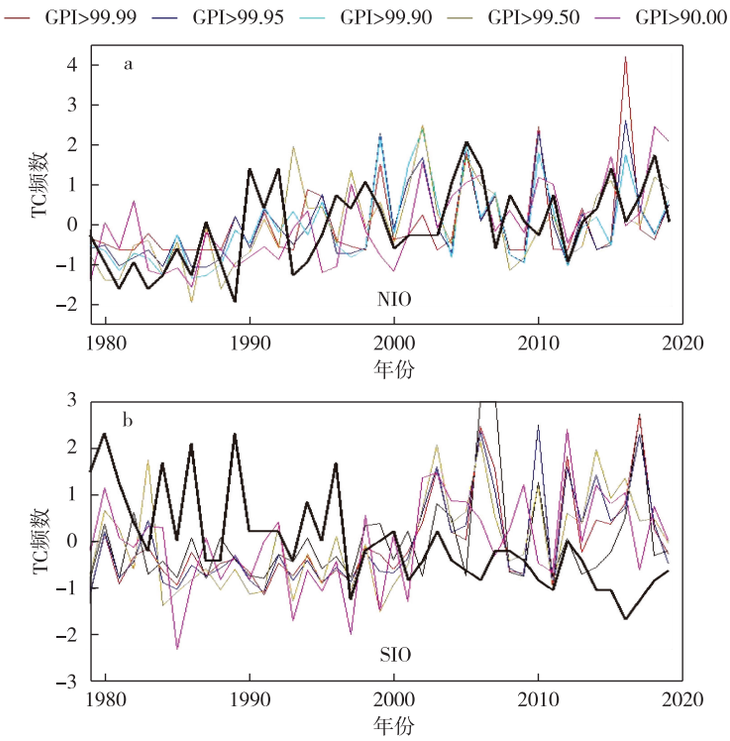


图 10 (a)北印度洋热带气旋生成个数(粗黑线,来自于 IBTrACS v04 资料)和大于不同 GPI 百分位值的格点数.(b)同(a),是南印度洋的数据.图中所有曲线都经过了标准化

Fig. 10 (a) The normalized genesis number of tropical cyclones in NIO (thick black line from IBTrACS v04 data) and the number of grid points with GPI greater than different GPI percentiles; (b) is the same as (a), but for SIO

致谢 感谢 ECMWF 提供 ERA5 资料以及提供 IBTrACS 资料的团队.刘春雷还感谢英国雷丁大学气象系为访问提供方便.

参考文献

References

[1] 陈联寿,丁一汇.西太平洋台风概论[M].北京:科学出版社,1979
CHEN Lianshou, DING Yihui. An introduction to the Western Pacific typhoon [M]. Beijing: Science Press,1979

[2] 林志强.北印度洋的气旋生成潜势季节变化分析[C]//中国气象学会第 27 届中国气象学会年会灾害天气研究与预报分会场论文集,2010:2439-2448
LIN Zhiqiang.Seasonal variation of cyclogenesis potential in the North Indian Ocean[C]//Proceedings of the 27th Annual Conference of Chinese Meteorological Society, 2010:2439-2448

[3] 施国强.1991 年孟加拉湾特大台风灾害[J].自然灾害学报,1995,4(1):98-103
SHI Guoqiang. The extremely severe typhoon disaster in the Bangladesh in 1991[J].Journal of Natural Disasters, 1995,4(1):98-103

[4] Nath S,Bhavan I M D M,Kotal S D,et al.Seasonal prediction of tropical cyclone activity over the North Indian Ocean using the neural network model[J]. Atmósfera, 2015,28(4):271-281

[5] Belanger J I,Webster P J,Curry J A,et al.Extended prediction of north Indian ocean tropical cyclones[J]. Weather and Forecasting,2012,27(3):757-769

[6] 杨亚新.全球热带气旋概述[J].世界海运,2005,28(2):3-6
YANG Yaxin.An overview of the global tropical cyclone [J].World Shipping,2005,28(2):3-6

[7] 张庆红,郭春蕊.热带气旋生成机制的研究进展[J].海洋学报,2008,30(4):1-11
ZHANG Qinghong,GUO Chunrui.Overview of the studies on tropical cyclone genesis [J]. Acta Oceanologica Sinica,2008,30(4):1-11

[8] 王彬,郭敬天,曹永正,等.一次西南印度洋热带气旋过程发展机制的数值研究[J].海洋与湖沼,2017,48(4):695-702
WANG Bin,GUO Jingtian,CAO Yongzheng,et al.Numerical analyses on development mechanism of a typical tropical cyclone over southwestern Indian ocean [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica,2017,48(4):695-702

[9] Wahiduzzaman M,Oliver E C J,Wotherspoon S J,et al.A climatological model of North Indian Ocean tropical cyclone genesis,tracks and landfall[J].Climate Dynamics, 2017,49(7/8):2585-2603

[10] 吴风电,罗坚,叶朝辉.北印度洋热带气旋月季变化特征及成因分析[J].海洋预报,2012,29(4):29-34

WU Fengdian, LUO Jian, YE Chaohui. Monthly characteristics of tropical cyclone in the North Indian Ocean[J]. Marine Forecasts, 2012, 29(4): 29-34

[11] 胡派,余锦华,王晨稀.南印度洋热带气旋生成频数气候变率对海温异常模响应的研究[J].气象科学,2017,37(6):727-734
HU Pai, YU Jinhua, WANG Chenxi. Study on the response of sea surface temperature anomaly model of the tropical cyclone frequency climatic variability in the Southern Indian Ocean[J]. Journal of the Meteorological Sciences, 2017, 37(6): 727-734

[12] Knutson T, Camargo S J, Chan J C L, et al. Tropical cyclones and climate change assessment. part Ⅱ: projected response to anthropogenic warming[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2020, E303-E322

[13] Knutson T, Camargo S J, Chan J C L, et al. Tropical cyclones and climate change assessment. part Ⅰ: detection and attribution [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2019, 100(10): 1987-2007

[14] Emanuel K. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years[J]. Nature, 2005, 436(7051): 686-688

[15] Holland G J. The maximum potential intensity of tropical cyclones[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1997, 54(21): 2519-2541

[16] Webster P J. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment[J]. Science, 2005, 309(5742): 1844-1846

[17] Oouchi K, Yoshimura J, Yoshimura H, et al. Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: frequency and wind intensity analyses[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II, 2006, 84(2): 259-276

[18] Li Z, Yu W D, Li K P, et al. Modulation of interannual variability of tropical cyclone activity over Southeast Indian Ocean by negative IOD phase[J]. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 2015, 72: 62-69

[19] Emanuel K, Center L. 100 years of progress in tropical cyclone research [J]. Meteorological Monographs, 2018. DOI: 10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0016.1

[20] Zhao M, Held I M, Lin S J, et al. Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50-km resolution GCM[J]. Journal of Climate, 2009, 22(24): 6653-6678

[21] Camp J, Roberts M, MacLachlan C, et al. Seasonal forecasting of tropical storms using the Met Office GloSea5 seasonal forecast system [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2015, 141 (691): 2206-2219

[22] Al-Yahyai S S. NWP forecast guidance during phet at Oman meteorological service[M]// Monitoring and Prediction of Tropical Cyclones in the Indian Ocean and Climate Change. Dordrecht: Springer Netherlands, 2014: 230-235

[23] Knutson T R, Zeng F R, Wittenberg A, et al. Recent research at GFDL on surface temperature trends and simulations of tropical cyclone activity in the Indian ocean region [M]// Monitoring and Prediction of Tropical Cyclones in the Indian Ocean and Climate Change. Dordrecht: Springer Netherlands, 2014: 50-62

[24] Gregory P A, Camp J, Bigelow K, et al. Sub-seasonal predictability of the 2017 - 2018 southern hemisphere tropical cyclone season[J]. Atmospheric Science Letters, 2019, 20(4): e886

[25] Zhao C B, Ren H L, Eade R, et al. MJO modulation and its ability to predict boreal summer tropical cyclone genesis over the northwest Pacific in Met Office Hadley Centre and Beijing Climate Center seasonal prediction systems[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2019, 145(720): 1089-1101

[26] Gray W M. Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation [J]. Meteorology Over the Tropical Oceans, 1979: 155-218

[27] Emanuel K, Nolan D S. Tropical cyclone activity and global climate [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2004, 85: 666-667

[28] Camargo S J, Emanuel K A, Sobel A H. Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis [J]. Journal of Climate, 2007, 20(19): 4819-4834

[29] Camargo S J, Sobel A H, Barnston A G, et al. Tropical cyclone genesis potential index in climate models [J]. Tellus A, 2007, 57A(4): 428-443

[30] Camargo S J, Wheeler M C, Sobel A H. Diagnosis of the MJO modulation of tropical cyclogenesis using an empirical index[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2009, 66(10): 3061-3074

[31] Camargo S J, Tippett M K, Sobel A H, et al. Testing the performance of tropical cyclone genesis indices in future climates using the HiRAM model[J]. Journal of Climate, 2014, 27(24): 9171-9196

[32] Camargo S J, Sobel A H, Del Genio A D, et al. Tropical cyclones in the GISS model E2[J]. Tellus, 2016, 68(1). DOI: 10.3402/tellusa.v68.31494

[33] Knapp K R, Kruk M C, Levinson D H, et al. The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS)[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2010, 91(3): 363-376

[34] Levinson D H, Knapp K R, Kruk M C, et al. The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS) project: overview of methods and Indian Ocean statistics[M]// Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate Change. Dordrecht: Springer Netherlands, 2009: 215-221

[35] Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. The ERA5 global reanalysis[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2020. DOI: 10.1002/qj.3803

[36] Emanuel K A. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. part Ⅰ: steady-state maintenance[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1986, 43(6): 585-605

[37] Emanuel K A. Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1995, 52(22): 3969-3976

[38] McGregor G R, Nieuwolt S. Tropical climatology: an intro-

duction to the climates of the low latitudes[M].2nd ed. New York:Wiley,1998
[39] Ho C H,Baik J J,Kim J H,et al.Interdecadal changes in summertime typhoon tracks[J].Journal of Climate,2004,17(9):1767-1776
[40] Hipel K W,McLeod A I.Acknowledgements[M]//Time Series Modelling of Water Resources and Environmental Systems.Amsterdam:Elsevier,1994
[41] Hodges K,Cobb A,Vidale P L.How well are tropical cyclones represented in reanalysis datasets? [J].Journal of Climate,2017,30(14):5243-5264

Applicability of the tropical cyclone genesis potential index to the frequency variability of tropical cyclone in Indian Ocean

LIU Chunlei[1,2,3] FENG Xiaoli[2] GU Jianfeng[3] LIAO Xiaoqing[2]
CAO Ning[1,2] XU Jianjun[1,2] XU Feng[2] ZHANG Yu[1,2]
1 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhanjiang),Zhanjiang 524000
2 South China Sea Institute of Marine Meteorology,Guangdong Ocean University,Zhanjiang 524088
3 Department of Meteorology,University of Reading,Reading RG6 6BB,UK

Abstract The genesis potential index of the tropical cyclones in North and South Indian Oceans is calculated using monthly ERA5 reanalysis data from 1979 - 2019, and compared with the IBTrACS observations, in order to investigate the applicability of the genesis potential index to the study of the tropical cyclone characteristics in North and South Indian Oceans.It is found that the tropical cyclone genesis potential index can characterize the spatial distribution of tropical cyclones in North and South Indian Oceans,the bimodal structure of the seasonal variations of tropical cyclone frequency in North Indian Ocean,and the higher probability of tropical cyclone genesis in the South Indian Ocean than that in the North Indian Ocean.The latest IBTrACS v4.0 observations show that the annual number of tropical cyclones in the North Indian Ocean has increased by an average of 1.3 per decade over the past 40 years,which is mainly from the tropical depressions and tropical storms, while the annual number of tropical cyclones in the South Indian Ocean has decreased by an average of 2.8 per decade.The genesis potential index of the tropical cyclone can well describe the upward trend of the tropical cyclone number in North Indian Ocean,but the depiction of the trend of the tropical cyclone number in South Indian Ocean is inconsistent with observations, which merits further investigation in the future.

Key words Indian Ocean;tropical cyclone;genesis potential index;change characteristics