热带气旋与多尺度气候变异: 2018年西北太平洋台风季概况

武亮^{1*}, 张宏杰¹, 冯涛^{2†}, 汤玉莲¹

1. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

2. 河海大学海洋学院, 南京 210098

* 通讯作者, E-mail: wul@mail.iap.ac.cn

† 通讯作者, E-mail: fengtao@hhu.edu.cn

收稿日期: 2019-11-19; 收修改稿日期: 2019-12-03; 接受日期: 2019-12-04; 网络版发表日期: 2020-03-27

国家自然科学基金项目(批准号: 41875117、41775056)和中国科学院青年创新促进会项目(编号: 2017106)资助

摘要 2018年是西北太平洋热带气旋异常活跃的一年, 该年台风季(6~11月)共有26个热带气旋生成, 远超气候平均的22个, 是近20年来第二活跃的台风季. 2018年, 热带气旋多形成于西北太平洋东部和南海北部, 台风活动区域偏东北, 移动路径多由西北行转为偏北行登陆, 造成了中国大陆重大经济损失(约697.3亿元). 这一年, 多尺度气候变异共同作用引起了西北太平洋季风槽的增强和副热带高压减弱, 从而导致了热带气旋异常活跃. 在此过程中, 年际气候背景条件起了主导作用, 而年代际气候变异仅起到了弱的抑制作用. 在年际尺度上, 一个发展的中太平洋厄尔尼诺事件和正相位的太平洋经向模态(PMM)共同作用形成了2018年有利于热带气旋活动的大尺度环流背景条件. 进一步研究表明, 中太平洋海温强迫在西北太平洋热带气旋活动中起到了关键调节作用, 而PMM通过中太平洋海温间接影响西北太平洋热带气旋活动. 在中太平洋厄尔尼诺年, 中太平洋海温增暖引起的对流异常通过大气的Gill型-罗斯贝波响应导致了西北太平洋上异常气旋性环流, 这使得西北太平洋上副热带高压减弱、季风槽增强东北移, 有利于热带气旋在此形成和发展. 短期气候及天气变化, 如季节内振荡(ISO)和天气尺度扰动(SSD)的活动, 与增强的季风槽相互作用, 加剧了2018年异常的西北太平洋热带气旋的活动.

关键词 热带气旋, 多尺度气候变异, 2018年台风季, 西北太平洋

1 引言

2018年是西北太平洋热带气旋异常活跃的一年(图1). 全年共计29个热带气旋生成, 其中12个达到台风量级, 这其中7个达到了强台风量级. 这一年有11个热带气旋登陆中国, 其中2个为强台风. 2018年的热带

气旋有许多异常路径并导致了巨大的灾害. 据中国民政部和气象局上海台风研究所的统计, 2018年热带气旋共造成中国大陆697.3亿元的经济损失, 是1983~2006年热带气旋造成的年平均经济损失287亿(Zhang等, 2009)的两倍多, 其中热带风暴温比亚(Rumbia, 8月15~17日)造成了超过400亿的经济损失.

中文引用格式: 武亮, 张宏杰, 冯涛, 汤玉莲. 2020. 热带气旋与多尺度气候变异: 2018年西北太平洋台风季概况. 中国科学: 地球科学, 50: 581–592, doi: 10.1360/SSTe-2019-0275

英文引用格式: Wu L, Zhang H, Feng T, Tang Y. 2020. Tropical cyclones and multiscale climate variability: The active western North Pacific Typhoon season of 2018. Science China Earth Sciences, 63: 1–11, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9474-4>

图1 2018年西北太平洋热带气旋活动

已有许多研究关注西北太平洋热带气旋活动的年异常及其成因。通常认为西北太平洋热带气旋活动存在不同时间尺度的变化,这与多尺度气候变异引起的局地大气环流(如季风槽、副热带高压等环流系统)的变化密切相关。厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)是全球最重要的大气年际变化信号,它强烈影响了西北太平洋上热带气旋活动。在不同类型的厄尔尼诺年(ENSO暖相位)热带气旋活动呈现了不同特征。在东太平洋厄尔尼诺年,西北太平洋热带气旋的生成位置偏东南、强度更强(Camargo和Sobel, 2005; Camargo等, 2007; Chan, 1985, 2000; Wang和Chan, 2002; Wu等, 2011, 2012)。相较东太平洋厄尔尼诺年,中太平洋厄尔尼诺年热带气旋生成位置向北偏移(Hong等, 2011; Zhang等, 2012),这使得其活动的位置向西偏移并向西北太平洋西北部扩展(Kim等, 2011)。Wu等(2018)发现这两种类型的厄尔尼诺事件对西北太平洋热带气旋的影响主要归因于中太平洋海温暖化及其强度变化的影响。近期一些研究(Hong等, 2018; Murakami等, 2017; Zhang等, 2016, 2017)建议,太平洋经向模态(PMM)在调节西北太平洋热带气旋活动年际变化中也扮演了重要角色,其正相位有利热带气旋活动增多。

热带气旋活动的年变化也受到年代际变化的影响。太平洋十年际涛动(PDO)和年代际太平洋涛动(IPO)是最重要的太平洋的年代际气候变异模态,他们呈现出了一种更长周期的类ENSO的海温模态变化。已有研究表明, PDO能够影响热带气旋路径(Liu和Chan, 2008)和强台风频数(Lee等, 2012)的年代际变化。

自1998年起持续的IPO的负位相导致了偏弱的西北太平洋季风槽活动,这显著抑制了西北太平洋热带气旋生成(Zhao等, 2018)。

大气的季节内振荡(ISO)和天气尺度扰动(SSD)也能通过影响对流和低层气旋活动进而调节热带气旋的生成和路径的季节内和年际变化特征(Chen等, 2018; Wu和Takahashi, 2018)。ISO有两个主要模态:低频的30~60天模态和高频的10~24天模态。30~60天ISO是一个缓慢向北和向东传播的振荡,它能够引起热带地区的大尺度风和对流的显著周期变化。当它处于西风和对流活跃相位时能创造有利热带气旋生成的环境(Kim等, 2008; Maloney和Hartmann, 2000)。而10~24天ISO具有明显向西传播的罗斯贝(Rossby)波的动力特征,它也能够影响热带气旋活动。已有研究表明, 10~24天ISO与季风槽相互作用能够形成更多热带气旋(Gall和Frank, 2010; Wu等, 2015, 2018)。天气尺度波扰动(SSD)的周期为3~8天,主要包含了混合罗斯贝-重力(MRG)波和热带低压型(TD)扰动(又称东风波)。SSD能够为热带气旋生成和维持提供初始扰动(Dickinson和Molinari, 2002; Wu和Takahashi, 2018; Wu等, 2014)。Wu和Takahashi(2018)指出SSD、ISO对于热带气旋生成的影响(主要通过SSD、ISO与季风槽相互作用影响)能够很好解释西北太平洋特别在150°E以东洋面生成的热带气旋的年际变化特征。

鉴于上述认识,本文主要聚焦于2018年热带气旋活动异常的成因,调查不同时间尺度气候变异(年代际、年际、季节内等)和热带气旋活动异常之间的关

系. 结果表明, 2018年异常活跃的台风季主要归因于中太平洋海温增暖导致的西北太平洋大尺度环流异常, 而ISO和SSD也起到了积极作用.

2 数据和方法

本文数据的研究时段为1965~2018年. 热带气旋资料为世界气象组织区域中心(RSMC)最佳路径资料, 包含热带气旋的位置和强度. 热带气旋(TC)生成时间定义为达到热带风暴(TS)强度(地表最大持续风速 $>17\text{ m s}^{-1}$)的时间. 热带气旋按照强度被分为三类: 热带风暴(TS生命史最大风速介于 17 和 33 m s^{-1} 之间)、台风(TY, 生命史最大风速介于 33 和 49 m s^{-1} 之间)和强台风(ST, 生命史最大风速大于 49 m s^{-1}). 热带气旋能量指数ACE(Bell等, 2000)被使用来表征热带气旋的活动. 中国气象局(CMA)的热带气旋资料被用来进行对比研究结果. 海温资料为NOAA的ERSST V5版的月海温资料(Huang等, 2017), 大气资料为NCEP-NCAR的再分析资料(Kalnay等, 1996). 大气向外长波辐射(OLR)资料为美国国家海洋和大气局(NOAA)的极轨卫星资料(Liebmann和Smith, 1996), 由于其观测长度为1974~2018年, 文中OLR的相关结果仅为此时段. 西北太平洋台风季为每年的6~11月. 本文使用的气候背景被定义为1965~2017年的平均, 而WMO定义的1981~2010年平均的标准气候亦被用来作为对比.

本文使用了多个气候指数表征不同时间尺度的气候背景条件. ENSO事件的不同位相主要利用6~11月平均的Nino-3指数和EMI指数区分. 东太平洋厄尔尼诺(拉尼娜)事件定义为6~11月平均的Nino-3区(5°S ~ 5°N , 150°W ~ 90°W)海温为超过0.7个标准差的正(负)距平. EMI指数(Ashok等, 2007)定义为6~11月平均的热带中太平洋(SST_C ; 10°S ~ 10°N , 165°E ~ 140°W)海温与热带东太平洋(SST_E ; 10°S ~ 20°N , 125°E ~ 145°E)、西太平洋(SST_W ; 15°S ~ 5°N , 110°W ~ 70°W)海温的差异, 即 $\text{SST}_C - 0.5\text{SST}_W - 0.5\text{SST}_E$. 中太平洋厄尔尼诺事件被定义为EMI指数大于0.3个标准差.

PMM指数(Chiang和Vimont, 2004)详见<http://www.aos.wisc.edu/~dvimont/MModes/Data.html>网站, PDO指数详见NOAA网站(<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>), IPO指数定义为年代际滤波后的6~11月平均的热带中东太平洋海温(SST_T ; 10°S ~ 10°N ,

170°E ~ 90°W)与西北中东太平洋海温

(SST_N ; 25° ~ 45°N , 140°E ~ 145°W)、西南中东太平洋海温(SST_S ; 15° ~ 50°S , 150°E ~ 160°W)的差异, 即 $\text{SST}_T - 0.5\text{SST}_N - 0.5\text{SST}_S$ (England等, 2014; Henley等, 2015; Power等, 1999).

巴特沃斯(Butterworth)滤波方法被用于分离SSD信号(3~8天周期)和ISO信号(高频的10~24天和低频的30~60天周期). SSD和ISO活动的对流和动力特征分析分别使用了OLR的方差(OLR^2)和扰动动能(EKE):

$$\text{EKE} = \frac{1}{2} \left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} \right).$$

公式中“ $\bar{\cdot}$ ”为6~11月平均, “ $'$ ”为分离的SSD和ISO信号, u 和 v 分别为纬向风和经向风.

3 2018年西北太平洋台风季的热带气旋活动特征

2018年台风季(6~11月)西北太平洋共有26个热带气旋活动, 远超气候平均的22个是近20年来第二活跃的台风季(图2a). 2018年热带气旋活动比1965~2017年的气候平均值($5.9 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)增长了近28%, 是过去20年第三强的ACE(图2b). 2018年热带气旋的平均生命史(图3b)和强度接近正常. 然而, 强台风(ST)和热带风暴(TS)数有了巨大的增长(图3a). 2018年6~8月的热带气旋远超1965~2017年的气候平均(图4). 2018年8月西北太平洋上形成了破纪录的9个热带气旋, 其中热带风暴温比亚造成巨大灾害. 接下来的9、10月的热带气旋频数低于气候平均值, 但在9月有创纪录(自1965年以来)的3个强台风形成.

图5给出了2018年热带气旋活动异常的空间分布, 包含热带气旋生成、路径密度、ACE的异常分布. 由图可见, 2018年热带气旋的生成在西北太平洋东部(140°E ~ 180°)和南海增多, 而在西部(120°E ~ 140°E)减少. 已有研究(Camargo和Sobel, 2005; Camargo等, 2007; Chan, 1985, 2000; Wang和Chan, 2002; Wu等, 2011, 2012, 2018)表明, 热带东太平洋(EP) El Niño年或中太平洋(CP) El Niño年的海温增暖常伴随着西北太平洋热带气旋生成位置显著偏东. 与此一致, 2018年台风季为强的中太平洋厄尔尼诺的发展事件(EMI指数的值为0.8个标准差)和弱的热带东太平洋海温增暖(Nino-3指数的值为0.5个标准差), 这使得更多台风在

图2 1965~2018年6~11月平均的西北太平洋热带气旋数和主要气候指数(标准化)变化图(a)和西北太平洋ACE指数和热带西北太平洋(5°N~30°N, 100°E~180°)区域平均的波扰动活动的强度(标准化的850-hPa EKE)变化图(b)

(a) 柱状表示气旋数. (b) SSD(橙线, 3~8天), 10~24天ISO(浅蓝线, 10~24天), 30~60天ISO(浅绿线, 30~60天), 柱状表示ACE指数

图3 2018年和气候平均的西北太平洋热带气旋的数目(a)和平均生命史(b)

西北太平洋东南部形成(图2).

2018年, 西北太平洋热带气旋生成位置偏东南, 这使得热带气旋路径密度出现西南少-东北多的偶极子型分布(图5b). 多数热带气旋活动偏东北, 路径为西北行转向偏北行, 影响中国北部、朝鲜半岛及日本的热带气旋增多. ACE的分布能够表征热带气旋活动特征, 它综合了热带气旋频数、生命史、路径、强度的特征(Bell等, 2000). 2018年的热带气旋的ACE(图5c)与路径密度(图5b)展现了相似分布特征. 与其他中太平洋厄尔尼诺事件相比(Wu等, 2018), 2018年热带气旋活

动范围更偏东(125°E以东), 引起此差异的可能物理机制将在下一节讨论.

4 气候波动对西北太平洋热带气旋活动的影响

4.1 2018年的气候背景特征

2018年台风季西北太平洋上存在一系列大气环流异常. 图6给出了2018年台风季平均的850-hPa的风场、OLR、500-hPa位势高度、热带气旋生成位置. 伴随着副高东退, 15°N以北的热带西北太平洋上季风西风增强, 导致了增强和东伸的季风槽(图6a和6b). 这使得沿季风槽轴的对流层低层气旋性涡度(图7a)和上层辐散(图7b)增强, 而垂直风切变(VWS, 图7c)减弱. 与此动力条件变化相随的是季风槽区内增长的相对湿度(图7d)和加强的对流(图6b)和海温(图8a). 如此的大尺度环境的变化导致了在季风槽东伸区热带气旋生成显著增多. 与此同时, 衰退的副高使得大尺度引导气流呈现出显著的气旋环流异常, 其中心位于台湾岛附近洋面(图7e). 引导气流的异常西风维持在25°N附近, 不利于热带气旋从西北太平洋进入南海; 而北侧的异常东

图4 每月的西北太平洋热带气旋生成频数

图中红柱、蓝柱分别为2018年的值以及1965~2017年的平均值, 虚线为1965~2017年的历史最大和最小值

图5 6~11月平均的热带气旋活动空间分布图

(a) 热带气旋生成频数(在 $5^\circ \times 5^\circ$ 空间格点); (b) 热带气旋路径频数(在 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 空间格点); (c) ACE指数(单位: $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 在 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 空间格点). 图中阴影为2018年异常, 等值线为1965~2017年的平均值

风引导气流利于该年的热带气旋活动偏北, 沿着东风引导气流西北行并在更北纬度(约 30°N)转向东北行, 这使得2018年有更多的热带气旋影响中国北部、朝鲜半岛、日本等地区。

西北太平洋大气环流和热带气旋活动的变化, 主要受到气候系统的多尺度(年际和年代际)变化如 ENSO、PMM、PDO、IPO 等的影响。图2a给出了1965~2018年的多个气候系统指数及热带气旋频数的

变化特征。2018年夏秋季为强的PMM事件并处于中太平洋厄尔尼诺发展期, 显著的正PMM位相(1.1个标准差)和EMI(0.8个标准差)。在中太平洋厄尔尼诺发展年, 暖海温出现在中太平洋促使西太平洋季风槽增强并东伸, 为西北太平洋热带气旋生成和发展提供了有利条件(Wu等, 2018)。这一年, 热带东太平洋海温稍高于气候平均, 其对西北太平洋上环流影响不大。已有一些研究(Hong等, 2018; Murakami等, 2017; Zhang等, 2016,

图6 2018年6~11月平均的850-hPa风场、OLR和500-hPa位势高度

(a) 6~11月, (c) 8月, (b)、(d)为(a)、(c)与其气候的差异。图中粗黑虚线为季风槽位置, 黑虚线为气候500-hPa位势高度(gpm, 红实线), 红色点为热带气旋生成位置。风场: 矢量, m s^{-1} ; OLR: 阴影, W m^{-2}

2017)指出, PMM事件的正位相(即暖的副热带东太平洋海温和冷的热带东太平洋海温)有利于西北太平洋热带气旋活动。

PDO和IPO是影响热带气旋年代际变化的两个最重要的气候系统, 2018年这两个气候涛动同处于不活跃期。PDO的位相, 在2017年存在一个由正变负的年代际转变, 2018年稍低于气候平均值(为-0.2个标准差)。而IPO的位相, 目前正处于自1998年开始的负位相, 从而抑制了西北太平洋季风槽活动和热带气旋生成, 特别在西北太平洋的东南区域(Zhao等, 2018)。在2018年, IPO的值低于气候平均值0.5个标准差。虽然2018年的年代际尺度的气候信号(IPO和PDO)都不利于西北太平洋季风槽活动和热带气旋生成, 但是它们的影响是相对弱的, 并与年际尺度的气候变异(如ENSO和PMM)的影响反相。因此, 2018年台风季西北太平洋依然维持了非常活跃的热带气旋活动, 这主要是受气候的年际变化(中太平洋厄尔尼诺和PMM)的影响所致。

4.2 中太平洋厄尔尼诺事件和PMM正位相对西北太平洋热带气旋活动的影响

暖的中太平洋厄尔尼诺事件和正位相的PMM是

造成2018年异常活跃的西北太平洋台风季的主要气候因子。他们是两个相互独立的太平洋海洋-大气变化的年际振荡信号, 其海温变化模态有着截然不同的空间特征: 中太平洋厄尔尼诺事件引起的海气相互作用和海温变化主要位于热带中太平洋海域, 而PMM正位相对应的是显著暖的副热带东太平洋和冷的热带东太平洋。同时, 二者之间也可能存在一定联系, 如有研究指出正的PMM事件可能诱发中太平洋厄尔尼诺事件的发展(Chang等, 2007)。

图8a给出了2018年6~11月平均的海温(SST)异常图, 主要海温异常出现在热带中太平洋(TCP; $160^{\circ}\text{E} \sim 170^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$)和副热带东太平洋(SEP; $160^{\circ}\text{W} \sim 120^{\circ}\text{W}$, $10^{\circ}\text{N} \sim 25^{\circ}\text{N}$)。热带中太平洋(副热带东太平洋)海温增暖与EMI(PMM)指数的正位相联系。EMI指数与热带中太平洋区域平均的海温之间的相关系数为0.68, PMM指数与副热带东太平洋海温的相关系数为0.73(图8b), 都通过了95%的显著性检验。然而, 我们发现热带中太平洋海温变化与副热带东太平洋海温变化之间并不是孤立的, 二者具有较高关联, 其相关系数可达0.76, 远超95%的显著性检验(图6b)。因此, 热带中太平洋和副热带东太平洋海温的增暖导致了太平洋上相似的对流活动异常(图9a和b), 其最大异常

图 7 2018 年台风季平均的 850-hPa 相对涡度(a)、200-hPa 辐散(b)、200 与 850-hPa 间垂直风切变(c)、500~700-hPa 相对湿度(d)和大尺度引导气流(e)与 1965~2017 年气候值之间的异常

大尺度引导气流定义为 850 到 300-hPa 之间平均的基本气流。(a) VORT: 相对涡度, 10^{-6} s^{-1} ; (b) DIV: 辐散, 10^{-6} s^{-1} ; (c) VWS: 垂直风切变, m s^{-1} ; (d) RH: 相对湿度, %; (e) 大尺度引导气流, 矢量, 单位: m s^{-1}

中心均出现在 $150^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ 间的赤道附近区域并向东扩展在 $140^{\circ}\text{W}\sim 110^{\circ}\text{W}$ 的副热带区域形成次中心, 与热带中太平洋海温的回归值(图 9a)稍高于与副热带东太平洋海温的回归值(图 9b)。这两个异常对流加热很可能通过 Gill 型-罗斯贝波响应(Gill, 1980)激发热带罗斯贝波, 进而导致对流加热中心西侧的对流层低层出现异常气旋环流(一对)。这对气旋环流中的一个位于西北太平洋上, 这使得西北太平洋副高减弱、季风槽东伸。这些局地环流的改变使得西北太平洋主要的大气环境条件变得有利于热带气旋生成和活动。这与已有研究指出的中太平洋厄尔尼诺和 PMM 事件的影响的结果一致, 但是已有研究并无解释为何不同海温增暖事件导致了相似的大气环流和热带气旋活动的变化。

为了对比这两个关键海区海温的作用, 本文运用偏回归分析的方法分离不同区域海温的影响。如图 9c 所示, 去除副热带东太平洋海温的影响后, 热带中太平洋的对流异常及其联系的西北太平洋气旋性环流异常依旧与热带中太平洋海温呈现显著性联系。但是, 当去除热带中太平洋海温的影响后(图 9d), 副热带东太平洋海温与中太平洋对流异常之间的联系将不复存在, 与之相随的是其与西北太平洋大气低层环流之间的联系亦不显著。这表明, 西北太平洋上的大尺度环流并不受副热带东太平洋海温或 PMM 的影响, 中太平洋海温才是西北太平洋大气环流和热带气旋活动的最重要的影响因子。然而我们也注意到, 副热带东太平洋海温增暖对于副热带东太平洋上的气旋性环流异常具有重要影响(图 9d), 它能够抑制西北太平洋上副高的

图 8 2018年6~11月平均的海温异常分布图(a)和1965~2018年6~11月平均的关键区海温年际变化的标准化时间序列(b)
等值线为1965~2017年气候平均的海温分布. 红色方框为热带中太平洋(5°S~5°N, 160°E~170°W), 蓝色方框为副热带东太平洋(10°N~25°N, 160°W~120°W). 虚线为EMI(红)和PMM(蓝)指数的年际变化的标准化时间序列

图 9 850-hPa风场和OLR场分别与热带中太平洋海温(a)和副热带东太平洋海温(b)的回归分布图及偏回归分布图((c),(d))
风场: 矢量, m s^{-1} ; OLR场: 阴影, W m^{-2} ; 图中仅给出了超过90%显著性检验的回归风场和OLR场. (c)为去除副热带东太平洋海温影响后850-hPa风场(OLR场)与热带中太平洋海温的偏回归分布图, (d)为去除热带中太平洋海温影响后850-hPa风场(OLR场)与副热带东太平洋海温的偏回归分布图

发展从而间接地影响热带气旋活动. 这些结果证明, 中太平洋海温是直接影响西北太平洋热带气旋活动的关

键, 而副热带东太平洋海温也可能通过影响副高间接的产生一定影响.

5 大气季节内振荡和天气尺度扰动的影响

热带气旋活动异常不仅受到大气低频气候变异(年际和年代际尺度)的影响,而且也受到大气高频气候变异(季节内和天气尺度)的影响. 2018年台风季,西北太平洋热带气旋的频数整体偏高,季节和季节内差异明显. 相较各月热带气旋的气候值,2018年大多数热带气旋出现在6~8月和11月,9~10月有偏少的热带气旋形成(图4). 如此的季节内变化很可能受季节内振荡和天气尺度扰动的调节. 注意到2018年台风季天气尺度扰动活动高于气候平均值,10~24天大气季节内振荡接近气候平均值,30~60天大气季节内振荡低于气候平均值(图2b). 2018年天气尺度扰动和大气季节内振荡的最大扰动动能(EKE正值)和对流(OLR²)异常,均沿着季风槽区(中心位于台湾岛以东)分布(图10a和10b). 这是由于天气尺度扰动和10~24天大气季节内振荡沿着季风槽向西传播,二者相互作用导致波扰动的强度增强. 负的扰动动能和对流异常出现在西北太平洋东部的西退副高的活动区域和南海地区,表明在该区域的天气尺度扰动和10~24天大气季节内振荡的活动受到了抑制. 与天气尺度扰动和10~24天大气季节内振荡活动相比,30~60天大气季节内振荡出现了不一样的活动特征:西北太平洋的大部分区域30~60天大气季节内振荡活动低于气候平均值,而南海和菲律宾以南区域有轻微偏多的30~60天大气季节内振荡活动(图10c).

图11给出了2018年6~11月10°N~20°N平均的天气

尺度扰动、10~24天大气季节内振荡、30~60天大气季节内振荡的850-hPa纬向风和对流异常的经度-时间剖面图. 2018年6~9月所有三种波扰动都相较其他月更为活跃,这与该年热带气旋的活跃时段吻合(除9月外). 虽然该年9月热带气旋活动低于气候均值,但是这个月形成的4个热带气旋中创纪录的有3个发展成了强台风(图4). 在波扰动极为活跃的8月,季风槽增强并显著北移(图6c和6d),它能够通过与10~24天大气季节内振荡及天气尺度扰动(图10d~10f)相互作用,使得西北太平洋上波扰动增长和更多热带气旋生成. 而在随后的10~11月,减弱的大气季节内振荡和天气尺度扰动活动抑制了热带气旋生成和活动.

如图11所示,大气季节内振荡和天气尺度扰动的西风和对流的爆发为热带气旋生成提供了有利的环境,因此大多数热带气旋倾向于形成在一种或多种波的西风和对流位相中. 北传的30~60天大气季节内振荡波列位于140°E以西,故140°E以东的热带气旋生成不受此影响. 10~24天大气季节内振荡和天气尺度扰动从中太平洋向西传播进入西北太平洋,并在160°E以西洋面(季风槽东伸区)迅速增强,热带气旋形成. 这两类波扰动在季风槽东伸区显著增强主要归因于波流相互作用引起的大气季节内振荡和天气尺度扰动的能量增长.

进一步,注意到大气季节内振荡和天气尺度扰动活动会受到更长时间尺度的气候变异的影响. 例如,10~24天大气季节内振荡和天气尺度扰动年际变化与EMI指数之间存在显著(超过99%的显著性检验)的相关(见表1),表明大气季节内振荡和天气尺度扰动的年

图 10 2018年台风季平均的850-hPa的扰动动能EKE和OLR²的异常分布图

(a) 2~8天, (b) 10~24天, (c) 30~60天, (d)~(f)为相应的8月的异常分布图. 扰动动能EKE: 阴影, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$; OLR²: 等值线, $10^3 \text{W}^2 \text{s}^{-4}$

图 11 2018年6~11月10°~20°N平均2~8天SSD、10~24天ISO、30~60天ISO的850-hPa纬向风(a)和OLR(b)异常的经度-时间剖面图

图中黑点为热带气旋生成的经度和时间。2~8天SSD: 阴影; 10~24天ISO: 黑等值线, 间隔分别为 2 m s^{-1} 和 15 W m^{-2} ; 30~60天ISO: 红等值线, 间隔分别为 1.5 m s^{-1} 和 10 W m^{-2} 。纬向风单位: m s^{-1} ; OLR单位: W m^{-2}

际变化受到热带中太平洋海温变化的影响。如此的结论需要进一步诊断大气季节内振荡和天气尺度扰动对于热带中太平洋海温的响应来证实。

6 结论

2018年台风季, 西北太平洋热带气旋活动较为活跃, 该年6~11月共有26个热带气旋形成。相较1965~2017年的气候平均值, 台风的数目增长18%、台风的活动强度增长28%, 这是近20年来台风第2多和第3强的台风季。创纪录的9个热带气旋(3个强台风)形成在8月(9月)。这一年, 更多热带气旋形成在西北太平洋

东部和南海北部, 其活动区域偏向于西北太平洋东北部, 路径由西南行转向偏北行, 从而导致影响中国北方、朝鲜半岛和日本的台风活动增多。如此异常的热带气旋活动造成了中国大陆巨大的经济损失(约697.3亿元)。

不同时间尺度的气候变异通过影响局地环流(即增强季风槽和减弱副高)共同导致了2018年活跃的台风季。两个关键的年际尺度的气候事件(中太平洋厄尔尼诺事件和PMM事件)强烈地影响了该年西北太平洋的大尺度环流异常。进一步研究表明, 热带中太平洋海温是影响西北太平洋热带气旋活动异常的最关键气候因子, 而副热带东太平洋海温对于西北太平洋环流和热

表 1 1965~2018年热带西北太平洋波扰动与主要气候因子之间的相关系数^{a)}

	EMI	Nino-3	PMM	PDO	IPO
EKE(3~8天)	0.54*	0.27*	0.28*	0.18	-0.02
EKE(10~24天)	0.39*	0.47*	0.04	0.27*	0.15
EKE(30~60天)	0.19	0.23	0.06	0.13	-0.04

a) EKE为1965~2018年热带西北太平洋区域(100°E~180°, 5°~30°N)平均的不同周期波扰动的850-hPa扰动动能。超过95%显著性检验的标记星号

带气旋活动影响不明显. 热带中太平洋海温增暖引起的对流异常, 进而通过Gill型-罗斯贝波响应机制引起西北太平洋上低层大气显著的气旋性环流异常, 从而导致副高偏弱和季风槽偏强, 它们的位置偏东和偏北. 局地大尺度环流(季风槽和副高)的如此变化决定了西北太平洋热带气旋生成和路径的空间分布的异常特征. 而气候的年代际信号(IPO和PDO)在2018年抑制了西北太平洋季风槽的发展和热带气旋形成. 但是, 这些不利的年代际气候条件的影响相对较弱, 被有利的年际气候条件(如ENSO和PMM)的影响抵消. 因此, 如此活跃的2018年台风季主要归因于发展的中太平洋厄尔尼诺事件的影响.

西北太平洋热带气旋活动也与大气的高频(季节内和天气尺度)气候信号之间存在密切联系, 例如大气季节内振荡和天气尺度扰动. 在2018年它们的影响主要集中在6~9月, 这与台风活跃的时段相吻合. 2018年大气季节内振荡和天气尺度扰动活动的最大异常区沿着季风槽分布, 其中心在台湾岛以东洋面. 这是因为在西北太平洋上天气尺度扰动和10~24天大气季节内振荡主要沿着季风槽向西传播, 而增强的西北太平洋季风槽与10~24天大气季节内振荡及天气尺度扰动相互作用, 导致了波扰动增长和更多西北太平洋热带气旋生成. 这一年, 北传的30~60天大气季节内振荡的活动总体低于气候均值, 并且主要局限于140°E以西的南海海域, 从而更多的影响南海的热带气旋生成和活动. 同时, 10~24天的大气季节内振荡和天气尺度扰动活动的年际变化与中太平洋厄尔尼诺事件密切联系, 这能够影响热带气旋活动的年际变化. 这也表明, 大气季节内振荡和天气尺度扰动对于热带气旋生成的影响机制很可能为热带气旋生成的不同时间尺度变化的成因提供科学解释. 但大气季节内振荡和天气尺度扰动活动对于中太平洋海温增暖的响应机制, 以及热带气旋在大气季节内振荡和天气尺度扰动中形成的机制依然不清, 有待进一步研究证实.

参考文献

- Ashok K, Behera S K, Rao S A, Weng H, Yamagata T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J Geophys Res*, 112: C111007
- Bell G D, Halpert M S, Schnell R C, Higgins R W, Lawrimore J, Kousky V E, Tinker R, Thiaw W, Chelliah M, Artusa A. 2000. Climate assessment for 1999. *Bull Amer Meteorol Soc*, 81: s1–s50
- Camargo S J, Sobel A H. 2005. Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO. *J Clim*, 18: 2996–3006
- 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 Clim*, 20: 4819–4834
- Chan J C L. 1985. Tropical cyclone activity in the northwest pacific in relation to the El Niño/southern oscillation phenomenon. *Mon Weather 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 Clim*, 13: 2960–2972
- Chang P, Zhang L, Saravanan R, Vimont D J, Chiang J C H, Ji L, Seidel H, Tippet M K. 2007. Pacific meridional mode and El Niño–Southern Oscillation. *Geophys Res Lett*, 34: L16608
- Chen J M, Tan P H, Wu L, Chen H S, Liu J S, Shih C F. 2018. Interannual variability of summer tropical cyclone rainfall in the western North Pacific depicted by CFSR and associated large-scale processes and ISO modulations. *J Clim*, 31: 1771–1787
- Chiang J C H, Vimont D J. 2004. Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean variability. *J Clim*, 17: 4143–4158
- Dickinson M, Molinari J. 2002. Mixed rossby-gravity waves and Western Pacific tropical cyclogenesis. Part I: Synoptic evolution. *J Atmos Sci*, 59: 2183–2196
- England M H, McGregor S, Spence P, Meehl G A, Timmermann A, Cai W, Gupta A S, McPhaden M J, Purich A, Santoso A. 2014. Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nat Clim Change*, 4: 222–227
- Gall J S, Frank W M. 2010. The role of equatorial rossby waves in tropical cyclogenesis. Part II: Idealized simulations in a monsoon trough environment. *Mon Weather Rev*, 138: 1383–1398
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Q J R Met Soc*, 106: 447–462
- Henley B J, Gergis J, Karoly D J, Power S, Kennedy J, Folland C K. 2015. A tripole index for the interdecadal Pacific oscillation. *Clim Dyn*, 45: 3077–3090
- Hong C C, Lee M Y, Hsu H H, Tseng W L. 2018. Distinct influences of the ENSO-like and PMM-like SST anomalies on the mean TC genesis location in the Western North Pacific: The 2015 summer as an extreme example. *J Clim*, 31: 3049–3059
- Hong C C, Li Y H, Li T, Lee M Y. 2011. Impacts of central Pacific and eastern Pacific El Niños on tropical cyclone tracks over the western North Pacific. *Geophys Res Lett*, 38: L16712
- Huang B, Thome P W, Banzon V F, Boyer T, Chepurin G, Lawrimore J H, Menne M J, Smith T M, Vose R S, Zhang H M. 2017. NOAA

- Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 5. NOAA National Centers for Environmental Information
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo K C, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 77: 437–471
- Kim H M, Webster P J, Curry J A. 2011. Modulation of North Pacific tropical cyclone activity by three phases of ENSO. *J Clim*, 24: 1839–1849
- Kim J H, Ho C H, Kim H S, Sui C H, Park S K. 2008. Systematic Variation of summertime tropical cyclone activity in the Western North Pacific in relation to the madden-julian oscillation. *J Clim*, 21: 1171–1191
- Lee H S, Yamashita T, Mishima T. 2012. Multi-decadal variations of ENSO, the Pacific Decadal Oscillation and tropical cyclones in the western North Pacific. *Prog Oceanogr*, 105: 67–80
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) OLR dataset. *Bull Amer Meteorol Soc*, 77: 1275–1277
- Liu K S, Chan J C L. 2008. Interdecadal variability of western North Pacific tropical cyclone tracks. *J Clim*, 21: 4464–4476
- Maloney E D, Hartmann D L. 2000. Modulation of hurricane activity in the gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. *Science*, 287: 2002–2004
- Murakami H, Vecchi G A, Delworth T L, Wittenberg A T, Underwood S, Gudgel R, Yang X, Jia L, Zeng F, Paffendorf K, Zhang W. 2017. Dominant role of subtropical Pacific warming in extreme eastern Pacific hurricane seasons: 2015 and the future. *J Clim*, 30: 243–264
- Power S, Casey T, Folland C, Colman A, Mehta V. 1999. Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim Dyn*, 15: 319–324
- Wang B, Chan J C L. 2002. How strong ENSO events affect Tropical storm activity over the Western North Pacific. *J Clim*, 15: 1643–1658
- Wu L, Takahashi M. 2018. Contributions of tropical waves to tropical cyclone genesis over the western North Pacific. *Clim Dyn*, 50: 4635–4649
- Wu L, Wen Z, Huang R. 2011. A primary study of the correlation between the net air-sea heat flux and the interannual variation of western North Pacific tropical cyclone track and intensity. *Acta Oceanol Sin*, 30: 27–35
- Wu L, Wen Z, Wu R. 2015. Influence of the monsoon trough on westward-propagating tropical waves over the Western North Pacific. Part II: Energetics and numerical experiments. *J Clim*, 28: 9332–9349
- Wu L, Wen Z, Huang R, Wu R. 2012. Possible linkage between the monsoon trough variability and the tropical cyclone activity over the Western North Pacific. *Mon Weather Rev*, 140: 140–150
- Wu L, Wen Z, Li T, Huang R. 2014. ENSO-phase dependent TD and MRG wave activity in the western North Pacific. *Clim Dyn*, 42: 1217–1227
- Wu L, Zhang H, Chen J M, Feng T. 2018. Impact of two types of El Niño on tropical cyclones over the Western North Pacific: Sensitivity to location and intensity of Pacific Warming. *J Clim*, 31: 1725–1742
- Zhang Q, Wu L, Liu Q. 2009. Tropical cyclone damages in China 1983–2006. *Bull Amer Meteorol Soc*, 90: 489–496
- Zhang W, Graf H F, Leung Y, Herzog M. 2012. Different El Niño types and tropical cyclone landfall in East Asia. *J Clim*, 25: 6510–6523
- Zhang W, Vecchi G A, Murakami H, Villarini G, Jia L. 2016. The Pacific meridional mode and the occurrence of tropical cyclones in the Western North Pacific. *J Clim*, 29: 381–398
- Zhang W, Vecchi G A, Villarini G, Murakami H, Gudgel R, Yang X. 2017. Statistical-dynamical seasonal forecast of Western North Pacific and East Asia landfalling tropical cyclones using the GFDL FLOR coupled climate model. *J Clim*, 30: 2209–2232
- Zhao J, Zhan R, Wang Y, Xu H. 2018. Contribution of the interdecadal Pacific oscillation to the recent abrupt decrease in tropical cyclone genesis frequency over the Western North Pacific since 1998. *J Clim*, 31: 8211–8224

(责任编辑: 孟智勇)