

杜新观,余锦华. ENSO发展年与衰减年夏季环境要素对热带气旋生成频数变化的贡献[J]. 热带气象学报, 2020, 36(2): 244-253.

文章编号: 1004-4965(2020)02-0244-10

# ENSO发展年与衰减年夏季环境要素对热带气旋生成频数变化的贡献

杜新观, 余锦华

(南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044)

**摘 要:** 利用中国气象局上海台风研究所整编的热带气旋(Tropical Cyclone, TC)最佳路径数据集和欧洲中期天气预报中心的ERA再分析资料,分析了El Niño-South Oscillation (ENSO)发展年与衰减年西北太平洋(Western North Pacific, WNP)夏季(6—8月)总TC生成频数(Tropical Cyclone Genesis Frequency, TCGF)及其区域性特征,通过潜在生成指数(Genesis Potential Index, GPI)定量诊断各环境要素对TCGF变化的贡献。结果表明,西北太平洋TCGF总数异常在ENSO各位相并不显著,但其东南象限和西部的TCGF异常存在明显差异。在ENSO各位相,GPI异常的空间分布与TCGF异常的空间型相似。同一区域,各环境要素对TCGF异常的贡献不同,反映了ENSO不同位相影响TC生成变化的机理存在差异。WNP东南部(SEWNP)是对ENSO较敏感的区域,El Niño发展年,中东太平洋异常增暖激发的Rossby波西传导致SEWNP受异常正涡度环流控制,涡度对TCGF增加的贡献最大;El Niño衰减年,西北太平洋出现低层异常反气旋,其东侧异常东北气流将湿度相对较低的水汽输送至SEWNP,相对湿度降低导致TCGF显著减少。La Niña发展年,绝对涡度减小和垂直风切变增加对TCGF减少都有影响。WNP西部仅在La Niña衰减年出现TCGF显著负异常,低层绝对涡度减小的贡献最大,因为季风槽减弱,抑制了南海附近的TC生成。

**关键词:** 热带气旋生成频数;ENSO;环境要素;潜在生成指数

**中图分类号:** P444

**文献标志码:** A

**Doi:** 10.16032/j.issn.1004-4965.2020.024

## 1 引 言

西北太平洋(Western North Pacific, WNP)是地球上热带气旋(Tropical Cyclone, TC)最活跃的区域,每年全球有近三分之一的TC发生在此海域<sup>[1]</sup>。厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-South Oscillation, ENSO)是一种热带海气耦合年际信号,可通过改变垂直风切变、海表温度、Walker环流、季风槽等系统,影响西北太平洋TC活动,为西北太平洋TC季节性预测提供重要依据<sup>[2-5]</sup>。

ENSO对西北太平洋TC频数空间分布有着显著的影响。在El Niño(La Niña)年TC频数在西北

太平洋东南(西北)象限显著增加,TC强度与生命史增强(减弱)<sup>[3, 6-7]</sup>。ENSO事件不同阶段对TC活动也有重要的影响。强El Niño发展期登陆中国华南沿岸的TC偏少,La Niña发展期登陆TC偏多<sup>[8]</sup>。2015年西北太平洋热带气旋平均生成位置破纪录地向东南移动也印证了上述结论<sup>[9]</sup>。谢佩妍等<sup>[10]</sup>发现El Niño发展年受到副高偏西影响,TC路径多在我国近海转向而El Niño衰减年TC多生成于WNP西部,以西移路径为主。

ENSO对于西北太平洋TC频数影响的机理研究也取得了很大进展。TC频数分布与ENSO导致的垂直风切变、Walker环流、中层相对湿度、季风槽和副热带高压强度与位置的变化有关<sup>[2]</sup>。例如,

收稿日期 2019-10-12;修订日期 2020-01-12

基金项目:国家自然科学基金项目(41575083、41730961)共同资助

通讯作者:余锦华,女,安徽省人,教授,博士研究生导师,从事热带气旋、极端天气气候等方面的研究。E-mail: jhyu@nuist.edu.cn

Chan等<sup>[11]</sup>认为在ENSO暖位相Walker环流异常上升支东移至赤道中太平洋区域,使得东南象限TC频数增加,异常下沉支位于西北太平洋西侧,加强东风异常,季风槽减弱,抑制了西侧TC生成。El Niño衰减年热带太平洋上空最明显的环流异常特征是西北太平洋异常反气旋(Western North Pacific Anomalous Anticyclone, WNPAC)<sup>[12]</sup>。WNPAC维持的原因包括西太平洋局地海温负异常及印度洋海盆一致模(India Ocean Basin Mode, IOBM)<sup>[13]</sup>等。El Niño衰减年IOBM持续到夏季,成为WNPAC维持的主要因素<sup>[14-15]</sup>。WNPAC导致异常下沉运动,使低层相对涡度减小,水汽辐散,对流活动减弱,抑制西北太平洋TC生成<sup>[16-17]</sup>。

海表温度、垂直风切变、低层涡度、中层相对湿度等是影响TC生成气候特征的环境要素。Emanuel和Nolan综合各环境要素,提出了潜在生成指数(Genesis Potential Index, GPI),与西北太平洋TC生成在气候尺度上有很好的对应关系<sup>[18-20]</sup>。Camago的研究<sup>[21]</sup>指出,GPI也能较好描述ENSO对TC生成年际变率的影响。Yanase等<sup>[22]</sup>分析了孟加拉湾TC生成环境场,并讨论了GPI中各因子对于TC生成的作用。Li等<sup>[23]</sup>定量诊断了GPI中各因子的贡献。Yu等<sup>[24]</sup>分析了北大西洋海表温度异常对西北太平洋TC生成的影响,并定量给出造成影响的主要因子。环境要素对西北太平洋TC生成造成的影响,国内学者已取得不少研究成果<sup>[25-27]</sup>。

ENSO发展年与衰减年西北太平洋TC频数与TC生成的环境场有什么特征?各个环境要素对TC频数影响有多大?本研究希望通过对比ENSO发展年与衰减年西北太平洋TC生成频数特征,分析ENSO发展年与衰减年TC频数与GPI空间分布异常的关系,并定量诊断各环境要素对GPI异常的贡献,从而提高ENSO发展年与衰减年西北太平洋TC生成频数年际变率的认识。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料说明

哈德来中心1971—2017年 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 海表面温度月平均资料(HadISST1)<sup>[28]</sup>用于计算太平洋海表面温度异常(SSTA)及Niño 3.4指数。

西北太平洋热带气旋路径资料使用中国气象局上海台风研究所整编的每6 h定位时次的TC最佳路径数据集(tcdata.typhoon.org.cn)<sup>[29]</sup>。将TC生命史最大强度不小于热带风暴级别(近中心最大风速为17.2 m/s)定义为一次TC频数,其第一次达到热带风暴的位置即为TC生成位置。将位于西北太平洋 $100^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$ , $5^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 的TC生成位置,内插到 $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ 网格,计算每一个网格内TC生成频数(Tropical Cyclone Genesis Frequency, TCGF)<sup>[30]</sup>。

GPI计算时,1971—1978年数据使用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的ERA-40再分析资料<sup>[31]</sup>,1979—2017年数据使用ERA Interim再分析资料<sup>[32]</sup>,水平分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 。

1971—2017年的6—8月为本研究的时段。6—8月是传统意义上的夏季,也是TC最活跃的季节,影响TC生成的WNP环境场可能与前冬ENSO有关联。气候态时段为1971—2017年,异常为对该气候态的偏离。

### 2.2 主要方法

#### 2.2.1 ENSO事件与ENSO发展年、衰减年的定义

本文利用美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)对Niño3.4指数的定义:即Niño 3.4区( $170^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$ , $5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$ )海表温度异常3个月滑动平均值<sup>[33]</sup>。当Niño3.4指数连续5个月大于等于 $0.5^{\circ}\text{C}$ (小于等于 $-0.5^{\circ}\text{C}$ ),且峰值强度大于 $1.0^{\circ}\text{C}$ 时认为是一次El Niño(La Niña)事件。

计算Niño3.4指数得到图1,根据上述方法得到1971—2017年El Niño事件有1972—1973年、1982—1983年、1986—1988年、1991—1992年、1994—1995年、1997—1998年、2002—2003年、2009—2010年、2014—2016年,La Niña事件有1970—1972年、1973—1974年、1974—1976年、1984—1985年、1988—1989年、1995—1996年、1998—2001年、2007—2008年、2010—2011年、2011—2012年、2017—2018年。

判断ENSO事件期间,夏季(6—8月)处于Niño3.4指数峰值(最大值)发生之前或之后。若夏季处于El Niño事件峰值之前,则当年即为El Niño发展年,反之夏季处于峰值之后,则当年即为

El Niño 衰减年。对于持续时间超过两年的 ENSO 事件,判断发展年与衰减年时仅考虑峰值事件相邻的两年。例如,2014—2016 年的 El Niño 事件中,Niño3.4 指数在 2015 年 12 月达到峰值,2015 年 6—8 月即处于 El Niño 发展年,2016 年 6—8 月处于 El Niño 衰减年,2014 年 6—8 月不考虑为 El Niño 发展年。根据此判断标准,可得到 1971—2017 年 ENSO 发展年与衰减年(表 1)。特别地,对

于 2010—2011 年、2011—2012 年 La Niña 事件中,2011 年夏季更接近第二次 La Niña 事件 Niño3.4 峰值发生时间,因而将 2011 年夏季判断为 La Niña 发展年,2012 年夏季判断为 La Niña 衰减年。表 1 可见 El Niño 发展年和衰减年都为 9 年。受到研究数据时长限制,La Niña 发展年为 10 年,衰减年为 9 年。

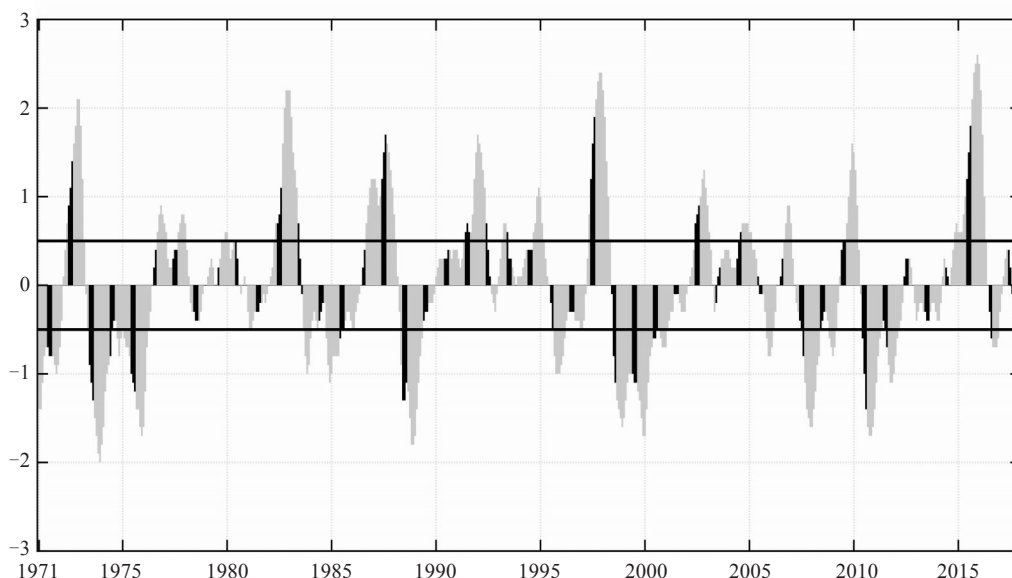


图 1 1971—2017 年各月 Niño3.4 指数 黑色柱形为当年夏季(6—8 月)。

表 1 1971—2017 年 ENSO 发展年与衰减年

ENSO 位相	年份
El Niño 发展年(El Niño DV)	1972, 1982, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2009, 2015
El Niño 衰减年(El Niño DC)	1973, 1983, 1988, 1992, 1995, 1998, 2003, 2010, 2016
La Niña 发展年(La Niña DV)	1973, 1975, 1984, 1988, 1995, 1999, 2007, 2010, 2011, 2017
第 1 类 La Niña 发展年(La Niña DV1)	1973, 1988, 1995, 2010
第 2 类 La Niña 发展年(La Niña DV2)	1975, 1984, 1999, 2007, 2011, 2017
La Niña 衰减年(La Niña DC)	1971, 1974, 1976, 1985, 1989, 1996, 2000, 2008, 2012

强 El Niño 事件发生后经常伴随着 La Niña 事件,所以 La Niña 发展年与 El Niño 衰减年多存在重合的年份(表 1)。因而,La Niña 发展年还可细分为前冬为 El Niño 年,之后发展成为 La Niña 年(1973、1988、1995、2010 年);前冬海温无异常,之后发展为 La Niña 年(1975、1984、1999、2007、

2011、2017 年)。前者环境要素应当与 El Niño 衰减年一致,而后者环境要素异常的机制则不完全相同。本文将对两类 La Niña 发展年做进一步讨论。

### 2.2.2 潜在生成指数

GPI 的计算公式为<sup>[18]</sup>:

$$GPI = 10^5 \eta \left| \frac{H}{50} \right|^3 \left( \frac{V_{pot}}{70} \right)^3 (1 + 0.1 V_{shear})^{-2} = h_1 \times h_2 \times h_3 \times h_4 \quad (1)$$

其中  $\eta$  是 850 hPa 绝对涡度(单位:  $s^{-1}$ ),  $H$  为 600 hPa 相对湿度(单位: %),  $V_{pot}$  为最大潜在强度(单位: m/s),  $V_{shear}$  为 850 hPa 和 200 hPa 间垂直风切变(单位: m/s)。

最大潜在强度  $V_{pot}$  的计算公式为:

$$V_{pot}^2 = \frac{T_s}{T_0} \frac{C_k}{C_D} (CAPE^* - CAPE) \quad (2)$$

其中,  $T_s$  为海表温度,  $T_0$  为平均流出层温度,  $C_k$  为海气湍流交换系数,  $C_D$  为拖曳系数,  $\frac{C_k}{C_D}$  一般取为 0.9。  $CAPE^*$  为海表面空气饱和时对流有效位能,  $CAPE$  为边界层空气对流有效位能。

计算时, 式(2)可转化为:

$$V_{pot}^2 \cong \frac{T_s - T_0}{T_0} T_s \frac{C_k}{C_D} (s_0^* - s_b) \quad (3)$$

其中,  $s_0^*$  为海表面饱和湿熵,  $s_b$  为边界层湿熵。

垂直风切变  $V_{shear}$  计算公式为:

$$V_{shear} = \sqrt{(u_{850} - u_{200})^2 + (v_{850} - v_{200})^2} \quad (4)$$

### 2.2.3 环境因子对潜在生成指数变化的定量贡献

为了定量诊断动力因子(850 hPa 绝对涡度、850~200 hPa 垂直风切变)以及热力因子(600 hPa 相对湿度、最大潜在强度)的贡献, Li 等<sup>[23]</sup>提出了将 GPI 各项取对数再求导从而定量分析各项重要性的方法。

将式(1)两侧取对数并求导后得到:

$$\delta GPI = \overline{h_2 h_3 h_4} \delta h_1 + \overline{h_1 h_3 h_4} \delta h_2 + \overline{h_1 h_2 h_4} \delta h_3 + \overline{h_1 h_2 h_3} \delta h_4 \quad (5)$$

其中  $\delta$  表示物理量的异常, 上横线表示物理量的气候态。

### 2.2.4 检验方法

文中 TCGF 异常与其他标量异常均采用均值  $t$  检验, 风场异常采用  $F$  检验。

## 3 ENSO 发展年与衰减年西北太平洋 TC 生成频数变化特征

表 2 显示, 无论是 ENSO 发展年或衰减年, 西北太平洋夏季 TCGF 总数没有显著的异常, 这与 Wang 等<sup>[7]</sup>得出的结论相似。台风(Typhoon, TY)强度及以上(近中心附近地面最大风速 > 32.7 m/s, 以

下简称强 TC)的 TCGF 在 El Niño 发展(El Niño Developing, El Niño DV)年夏季(6—8 月)有显著正异常(+1.74), 在 El Niño 衰减年(El Niño Decaying, El Niño DC)夏季有显著负异常(-1.82), La Niña 发展年(La Niña Developing, La Niña DV)有显著负异常(-1.74)。其中, 第 2 类 La Niña 发展年 TCGF 负异常更大。La Niña 衰减年(La Niña Decaying, La Niña DC)强总 TCGF 异常并不显著。

表 2 1971—2017 年夏季 ENSO 发展年与衰减年西北太平洋 TC 生成频数异常

ENSO 位相	总 TC(TS 及以上)	强 TC(TY 及以上)
气候态	11.43	6.04
El Niño DV	+1.13	+1.74*
El Niño DC	-1.98	-1.82*
La Niña DV	-1.23	-1.74*
La Niña DV1	-1.67	-1.54
La Niña DV2	-0.93	-1.88*
La Niña DC	+1.24	+1.40

其中\*表示通过  $\alpha=0.05$  显著性检验。

虽然 TCGF 总数异常没有通过显著性检验, 但是 ENSO 不同位相对 TCGF 空间分布有着重要影响<sup>[34]</sup>。由图 2a 可见, El Niño 发展年, 在 WNP 东南部(150°E ~ 180°, 5 ~ 25°N) TCGF 有显著正异常, 西北部(130 ~ 150°E, 15 ~ 25°N)有显著负异常。El Niño 衰减年 TC 活动在整个 WNP 受到抑制, 在东南部通过显著性检验。如图 2c 所示, La Niña 发展年与 El Niño 衰减年 TCGF 异常分布呈现相似的特征, 在 WNP 南部都为显著的负异常, 与 El Niño 发展年的显著正异常区域并不完全重合, 这可能与 ENSO 演变的非对称性有关。ENSO 非对称性是指 ENSO 演变过程中, El Niño 发展年与 La Niña 发展年, 赤道中东太平洋海温正异常中心值大于负异常值中心的数值, 且中心位置不同, 相应的低层风场等其他环境要素异常分布并不对称, 因而 TCGF 异常分布(如负异常值与正异常值的位置)并不对称<sup>[35]</sup>。第 2 类 La Niña 发展年总体特征与第 1 类 La Niña 发展年与 El Niño 衰减年相似, 但在 WNP 东南部负异常值更小。La Niña 衰减年, 南海有显著负异常, WNP 中部有较大的正异常, WNP 东南部为负异常。本文另计算了强 TC 的 TCGF 分布, 与图 2 基本一致(图略)。

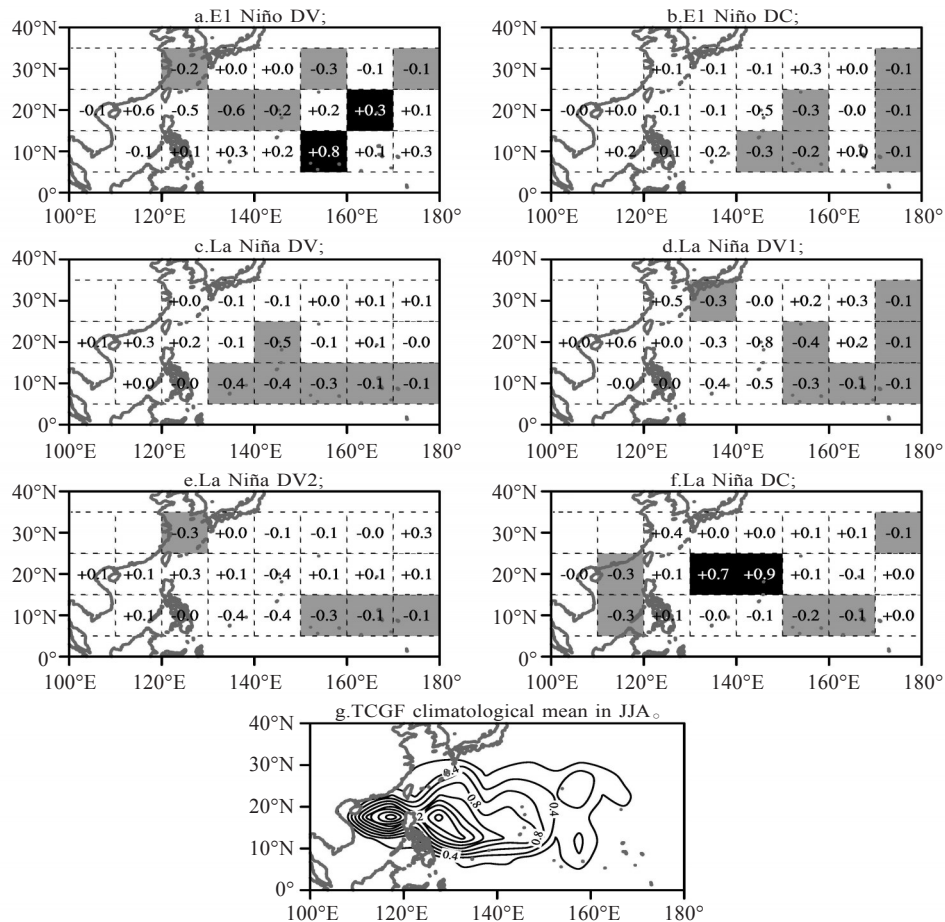


图2 ENSO发展年与衰减年西北太平洋夏季TC生成频数异常(a~f)与气候态分布(g) 黑色与灰色方框分别为通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验的正异常与负异常区域。单位:频次/年。

## 4 环境要素对 ENSO 发展年与衰减年 TC 生成频数变化的影响

### 4.1 潜在生成指数与 TC 生成频数变化特征的关系

El Niño 发展年, GPI 在 WNP 东南部(140°E ~ 180°, 5 ~ 15°N, 以下简称 SEWNP)为较大的正异常, 在菲律宾以东海域以及南海(110 ~ 140°E, 5 ~ 20°N, 以下简称 WWNP)存在较弱的负异常(图 3a), 与图 2a 中 TCGF 异常空间分布基本一致。生成于 SEWNP 的 TC 有较长的时间停留于暖洋面上, 因而易于发展为强 TC。南海与菲律宾以东洋面是 TS 级别 TC 主要生成源地, 在 El Niño 发展年此区域环境场并不利于 TC 形成。这也可部分解释 El Niño 发展年强 TC 频数有显著增加, 而 TY 强度以下的 TCGF 并没有显著增加, 所以总 TCGF 正异常不显著。La Niña 发展年 GPI 异常分布与 El

Niño 发展年呈现明显的反位相特征, GPI 在 SEWNP 为显著的负异常(图 3c), 与 TCGF 异常分布(图 2c)相一致。

El Niño 衰减年 GPI 异常空间分布与 La Niña 发展年较相似。但 El Niño 衰减年 GPI 负异常与 La Niña 发展年相比更偏西北, 主要位于 WNP 中部(140 ~ 170°E, 7.5 ~ 20.0°N), 南海南部与菲律宾东南海域则呈现弱的正异常(图 3b)。WNP 中东部环境场不利于 TC 生成, 也很难进一步发展, 因而 El Niño 衰减年强 TC 频数显著减少。而南海南部与菲律宾东南海域是普通强度 TC 生成活动的区域, 这些区域内环境场因子有利于 TC 形成, 因而总 TCGF 没有显著减少。La Niña 衰减年 GPI 在整个 WNP 南部都为负异常, 中北部的正异常不显著(图 3f), 与 TCGF 异常分布(图 2f)略有差异。两类 La Niña 发展年中, 第 1 类 GPI 异常特征与 El Niño 衰减年一致, 第 2 类南海正 GPI 强度范围较小, WNP 东北部正 GPI 更强。

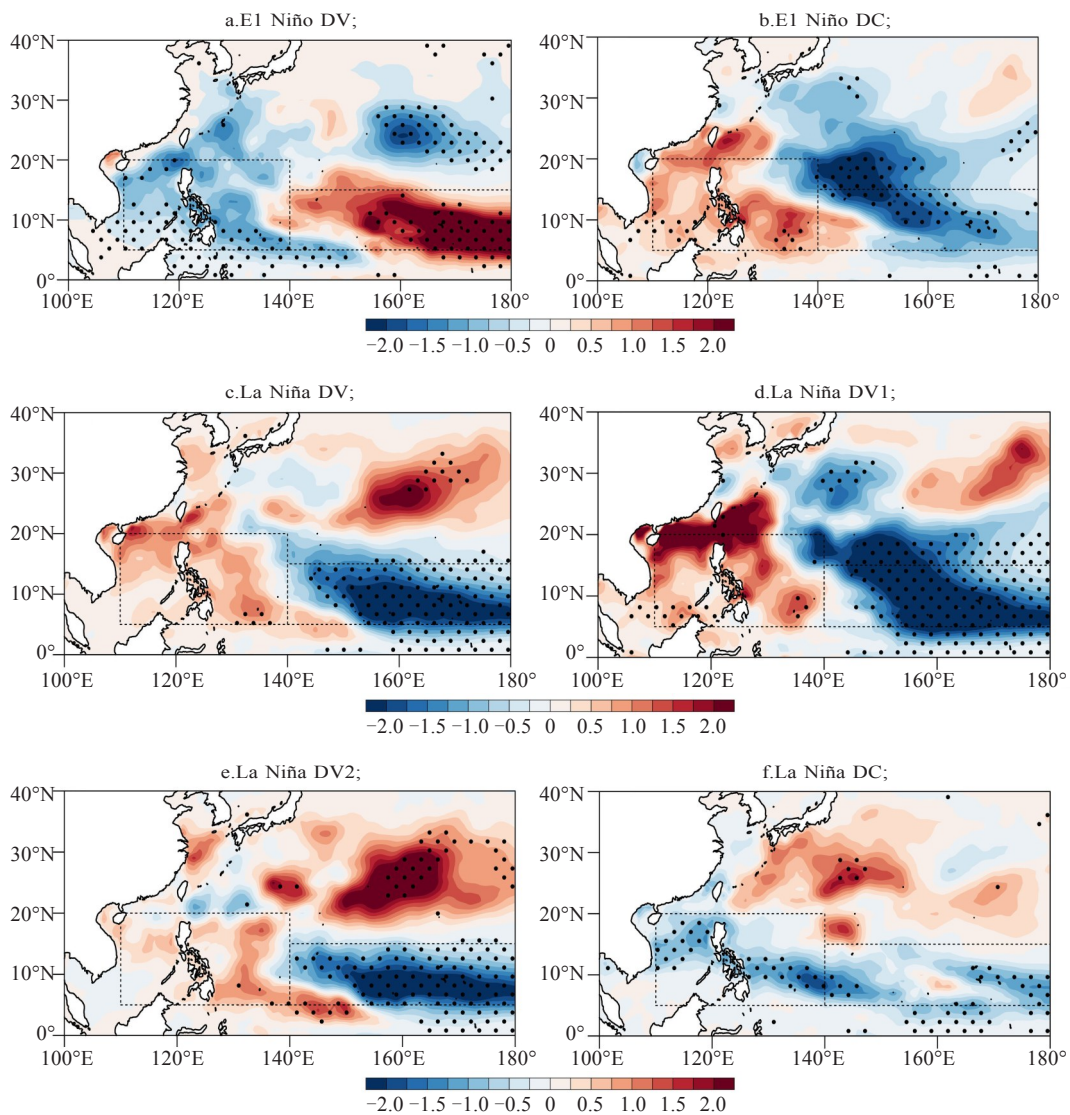


图3 1971—2017年夏季ENSO发展年与衰减年潜在生成指数异常 打点区域为通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验区域。

整体而言, GPI异常的空间分布与TCGF异常空间分布特征基本一致, 较好地描述了ENSO发展年与衰减年环境场对于TC生成的影响。

#### 4.2 环境要素对GPI变化的定量贡献

根据3节与4.1节中TCGF异常及GPI异常的空间分布特征, ENSO发展年与衰减年西北太平洋TCGF分布差异主要体现在西北太平洋东南部(140°E~180°, 5°~15°N, SEWNP)以及西部(110°~140°E, 5°~20°N, WWNP)。本文选取这两个区域作为研究对象, 进一步定量诊断ENSO发展年与衰减年各环境要素对于GPI变化的贡献, 从而判断影响TCGF的主要因子。

利用2.2节中所述方法计算ENSO发展年与衰减年SEWNP与WWNP区域夏季GPI与GPI环

境要素异常得到表3。其中 $\overline{h_2 h_3 h_4} \delta h_1$ 、 $\overline{h_1 h_3 h_4} \delta h_2$ 、 $\overline{h_1 h_2 h_4} \delta h_3$ 、 $\overline{h_1 h_2 h_3} \delta h_4$ 分别为绝对涡度项、相对湿度项、最大潜在强度项和垂直风切变项异常对GPI变化( $\delta GPI$ )的贡献。

SEWNP海域, 绝对涡度(53.81%)、垂直风切变(30.00%)与相对湿度(24.96%)是造成El Niño发展年TCGF正异常的主要影响要素。最大潜在强度项贡献并不明显, 仅为-8.78%, 可能是由于此海域低层常年维持高温高湿不稳定状态。El Niño衰减年此三项仍是主要因子, 但涡度项重要性降低(16.98%), 相对湿度项重要性增加(57.55%)。La Niña发展年TCGF负异常主要原因是垂直风切变(38.12%), 绝对涡度(31.12%)与相对湿度(27.90%)。

表3 ENSO发展年与衰减年夏季西北太平洋环境要素异常

SEWNP	$\overline{h_2 h_3 h_4} \delta h_1$	$\overline{h_1 h_3 h_4} \delta h_2$	$\overline{h_1 h_2 h_4} \delta h_3$	$\overline{h_1 h_2 h_3} \delta h_4$	$\delta \text{GPI}$
El Niño DV	0.65(53.81%)	0.30(24.96%)	-0.11(-8.78%)	0.36(30.00%)	1.20*
El Niño DC	-0.14(16.98%)	-0.49(57.55%)	-0.05(6.17%)	-0.16(19.30%)	-0.85*
La Niña DV	-0.40(31.12%)	-0.35(27.90%)	-0.04(2.86%)	-0.48(38.12%)	-1.27*
La Niña DV1	-0.34(23.02%)	-0.63(42.54%)	-0.02(1.51%)	-0.49(32.93%)	-1.49*
La Niña DV2	-0.43(38.27%)	-0.17(14.99%)	-0.05(4.05%)	-0.48(42.69%)	-1.12*
La Niña DC	-0.27(58.24%)	-0.24(52.74%)	0.10(-22.68%)	-0.05(11.69%)	-0.46
WWNP	$\overline{h_2 h_3 h_4} \delta h_1$	$\overline{h_1 h_3 h_4} \delta h_2$	$\overline{h_1 h_2 h_4} \delta h_3$	$\overline{h_1 h_2 h_3} \delta h_4$	$\delta \text{GPI}$
El Niño DV	0.07(-9.48%)	-0.36(50.36%)	-0.13(18.22%)	-0.29(40.91%)	-0.72*
El Niño DC	-0.14(-18.21%)	0.05(6.17%)	0.20(26.71%)	0.64(85.33%)	0.75*
La Niña DV	-0.13(-22.55%)	0.27(47.17%)	0.13(21.98%)	0.30(53.40%)	0.57
La Niña DV1	-0.26(-32.25%)	0.17(20.99%)	0.27(33.76%)	0.62(77.50%)	0.80
La Niña DV2	-0.04(-9.88%)	0.33(81.35%)	0.03(6.60%)	0.09(21.92%)	0.41
La Niña DC	-0.11(55.12%)	-0.03(12.77%)	-0.01(3.89%)	-0.06(28.22%)	-0.20

其中西北太平洋东南部(SEWNP)为 140 °E ~ 180 °, 5 ~ 15 °N, 西北太平洋西部(WWNP)为 110 ~ 140 °E, 5 ~ 20 °N, 括号内为各项对于相对贡献率, \*表示通过  $\alpha=0.05$  显著性检验。

WWNP 海域, 垂直风切变是此区域 TCGF 异常的主要影响要素, 在 El Niño 衰减年是贡献最大的因子, 在其他位相年份均为第二大因子。同时注意到, 除了 La Niña 衰减年绝对涡度为正贡献 (41.58%) 以外, 其他位相都为负贡献。相比于 SEWNP, 最大潜在强度项的贡献增大。在 El Niño 发展年与 La Niña 发展年, 相对湿度的贡献也较明显, 分别达到了 50.36% 和 47.71%。

可见, 同一海域, ENSO 不同位相, 各环境要素对 TCGF 异常的贡献不同, 反映了 ENSO 不同位相影响 TC 生成变化的机理存在差异。

El Niño 发展年, SEWNP 海域, 垂直风切变为显著负异常 (图 4a), 中层相对湿度表现为正异常 (图 4b)。此正异常与赤道附近显著的西风异常以及 WNP 对流层低层气旋性环流异常产生的水汽辐合有关。850 hPa 相对涡度在 SEWNP 为显著正异常。已有研究表明, Niño 区暖海温异常产生的对流潜热释放激发西传 Rossby 波, 在赤道西太平洋引起西风异常和低层的气旋性环流异常。其产生低层相对涡度正异常, 与垂直风切变减小和中层相对湿度增加共同促使 El Niño 发展年 SEWNP 海域的 TC 增加, 并以相对涡度增加的贡献最大<sup>[6]</sup>。这是因为 WNP 绝大部分的 TC 生成于季风槽中, 其东边缘位于西北太平洋中部地区, SEWNP 海域低层相对涡度增加, 有利于季风槽向东延伸, 解释

了为什么低层相对涡度增加是 SEWNP 海域 TCGF 正异常的最主要因素。

El Niño 衰减年, WNPAC 覆盖整个西北太平洋地区, 其南侧为东风异常 (图 4d), 考虑到该区域夏季气候态在 WWNP 为东风切变, SEWNP 为西风切变 (图略), 低层异常东风使 WWNP 区域的纬向风垂直切变减小, SEWNP 区域的纬向风垂直切变增大 (图 4c)。因而在 El Niño 衰减年, 垂直风切变是 WWNP 区域 GPI 增加的主要因子。但该区域的 TCGF 的增加并不显著 (图 2b)。SEWNP 海域, WNPAC 南侧东风异常及东侧的东北风异常将湿度相对较低的水汽输送到该区域, 使相对湿度异常减小。相对湿度成为 El Niño 衰减年 WNP 东部海域 TC 减少的最主要因素。

La Niña 发展年, 垂直风切变与相对湿度异常分布特征与 El Niño 衰减年基本类似, 但更偏东。低层受到异常东风控制, 相对涡度负异常比 El Niño 衰减年更偏南 (图 4f)。这种特征在第 2 类 La Niña 发展年更明显 (图略)。赤道中太平洋异常降温使得中太平洋对流受到抑制, 西太平洋对流增强, Walker 环流上升支西移, 赤道附近为异常东风, 在整个 WNP 南部产生反气旋涡度, 东侧垂直风切变增大, 因而相对涡度和垂直风切变项贡献大于 El Niño 衰减年。

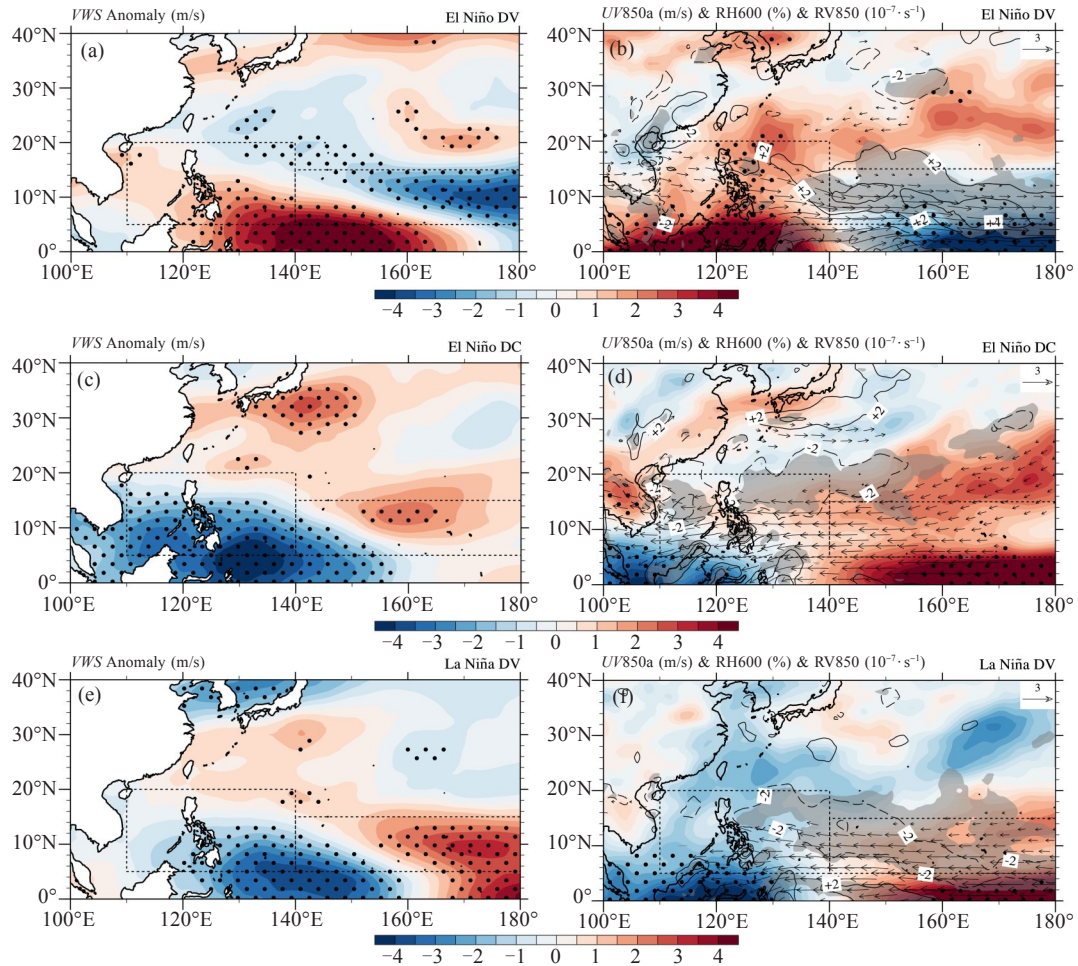


图4 1971—2017年夏季ENSO发展年与衰减年垂直风切变(填色)(a, c, e)、850 hPa风场(矢量)、600 hPa相对湿度(填色)和850 hPa相对涡度异常(等值线)(b, d, f) 打点与灰色阴影区域分别为填色标量场与等值线通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验的区域, 矢量场仅显示通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验的区域。

## 5 小 结

本文利用中国气象局上海台风研究所整编的热带气旋最佳路径数据集与ECMWF提供的再分析资料,通过计算GPI探究了1971—2017年西北太平洋TCGF与TC生成相关的环境要素在ENSO发展年与衰减年夏季的变化情况,得到主要结论如下。

(1) 西北太平洋TCGF总数在ENSO发展年与衰减年夏季没有显著变化,而强TC频数在El Niño发展年夏季显著增加,El Niño衰减年和La Niña发展年夏季显著减少。

(2) TCGF异常在ENSO各位相表现明显的区域性特征。SEWNP区域TC生成对ENSO位相比较敏感:El Niño发展年TCGF在该区域显著增多,而

La Niña发展年与El Niño衰减年,显著减少。La Niña衰减年TCGF在SEWNP和南海区域都有明显减少。

(3) GPI异常的空间分布与TCGF异常空间形态相似,能有效反映ENSO发展年与衰减年环境场对TCGF变化的定量影响。例如,El Niño发展年SEWNP环境场利于TC生成,而WNP不利于TC生成,可进一步解释在El Niño发展年强TC频数显著增多而总TCGF变化不显著。

(4) 同一海域,ENSO不同位相,各环境要素对TCGF异常的贡献不同,反映了ENSO不同位相影响TC生成变化的机理存在差异。如SEWNP海域,El Niño发展年,中东太平洋异常增暖激发的Rossby波西传导致SEWNP受异常正涡度环流控制,涡度项是贡献最大的因子;El Niño衰减年,受低层WNPAC控制,其东南侧异常东-东北气流使



SEWNP 湿度显著降低,湿度项的贡献最大。La Niña 发展年,以绝对涡度减小和垂直风切变增加的影响为主。WNP 西部仅在 La Niña 衰减年出现 TCGF 显著负异常,季风槽减弱,抑制了南海附近的 TC 生成,主要受低层绝对涡度减小的影响。

### 参 考 文 献 :

- [1] KIM D, KIM H S, PARK D S R, et al. Variation of the tropical cyclone season start in the Western North Pacific[J]. *J Climate*, 2017, 30(9): 3 297-3 302.
- [2] PATRICOLA C M, CAMARGO S J, KLOTZBACH P J, et al. The influence of ENSO flavors on Western North Pacific tropical cyclone activity[J]. *J Climate*, 2018, 31(14): 5 395-5 416.
- [3] CAMARGO S J, SOBEL A H. Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO[J]. *J Climate*, 2005, 18(15): 2 996-3 006.
- [4] HA Y, ZHONG Z, HU Y, et al. Influences of ENSO on Western North Pacific tropical cyclone kinetic energy and its meridional transport[J]. *J Climate*, 2013, 26(1): 322-332.
- [5] TENG H, LEE C, HSU H. Influence of ENSO on formation of tropical cloud clusters and their development into tropical cyclones in the Western North Pacific[J]. *Geophys Res Lett*, 2015, 41(24): 9 120-9 126.
- [6] ZHAO H, WANG C. On the relationship between ENSO and tropical cyclones in the western North Pacific during the boreal summer[J]. *Climate Dyn*, 2018.
- [7] WANG B, CHAN J C L. How Strong ENSO events affect tropical storm activity over the Western North Pacific[J]. *J Climate*, 2002, 15(13): 1 643-1 658.
- [8] HONG C, LI Y, LI T, et al. Impacts of central Pacific and eastern Pacific El Niños on tropical cyclone tracks over the Western North Pacific [J]. *Geophys Res Lett*, 2011, 38(16): 603-613.
- [9] HONG C C, LEE M Y, HSU H H, et al. 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]. *J Climate*, 2018, 31(8): 3 049-3 059.
- [10] 谢佩妍,陶丽,李俊徽,等. 西北太平洋热带气旋在 ENSO 发展和衰减年的路径变化[J]. *大气科学*, 2018, 42(5): 987-999.
- [11] CHAN J C L. Tropical cyclone activity over the Western North Pacific associated with El Niño and La Niña Events[J]. *J Climate*, 2000, 13 (16): 2 960-2 972.
- [12] ZHANG R, MIN Q, SU J. Impact of El Niño on atmospheric circulations over East Asia and rainfall in China: Role of the anomalous western North Pacific anticyclone[J]. *Science China (Earth Sciences)*, 2017, 60(6):114-122.
- [13] XIE S P, HU K, HAFNER J, et al. Indian Ocean capacitor effect on indo-western Pacific climate during the summer following El Niño[J]. *J Climate*, 2009, 22(3): 730-747.
- [14] DU Y, XIE S P, HUANG G, et al. Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño-Induced North Indian Ocean warming[J]. *J Climate*, 2009, 22(8): 2 023-2 038.
- [15] BO W, LI T, ZHOU T J. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during the El Niño decaying summer[J]. *J Climate*, 2010, 23(11): 2 974-2 986.
- [16] DU Y, YANG L, XIE S P. Tropical Indian Ocean influence on Northwest Pacific tropical cyclones in summer following strong El Niño[J]. *J Climate*, 2011, 24(1): 315-322.
- [17] 李慧敏,徐海明,李智玉. 厄尔尼诺年西北太平洋异常反气旋的年际变化特征及其影响[J]. *气象学报*, 2017, 75(4):581-595.
- [18] EMANUEL K A, NOLAN D S. Tropical cyclone activity and the global climate system[C]//26th Conference on hurricanes and tropical meteorology. Miami: Amer. Meteor. Soc., 2004:240-241.
- [19] KERRY A. EMANUEL. The maximum intensity of hurricanes[J]. *J Atmos Sci*, 1988, 45(7): 1 143-1 155.
- [20] 周旭,余锦华,王志福. 西北太平洋热带气旋频数的气候变化及其与环境要素间的联系[J]. *气象科学*, 2013, 33(1): 43-50.
- [21] CAMARGO S J, EMANUEL K A, SOBEL A H. Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis[J]. *J Climate*, 2007, 20(19): 4 819-4 834.
- [22] YANASE W, SATOH M, TANIGUCHI H, et al. Seasonal and intraseasonal modulation of tropical cyclogenesis environment over the Bay of Bengal during the extended summer monsoon[J]. *J Climate*, 2012, 25(8): 2 914-2 930.
- [23] LI Z, YU W, LI T, et al. Bimodal character of cyclone climatology in the bay of bengal modulated by monsoon seasonal cycle[J]. *J Climate*, 2013, 26(3):1 033-1 046.
- [24] YU J, LI T, TAN Z, et al. Effects of tropical North Atlantic SST on tropical cyclone genesis in the western North Pacific[J]. *Climate Dyn*, 2016, 46(3-4): 865-877.

- [25] 霍利微, 郭品文, 张福颖. 夏季热带北大西洋海温异常对西北太平洋热带气旋生成的影响[J]. 大气科学学报, 2016, 39(1): 55-63.
- [26] 赵晓彤, 余锦华, 廖桢桦, 等. 北大西洋热带气旋生成频数变化对海温异常响应特征的研究[J]. 热带气象学报, 2020, 36(2): 208-218.
- [27] 丁治英, 张月萌, 赵向军. 西太平洋大尺度环境场对TC生成初期的影响[J]. 大气科学学报, 2016, 39(1): 46-54.
- [28] RAYNER N A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century[J]. J Geophys Res, 2003, 108(D14): 4 407.
- [29] YING M, ZHANG W, YU H, et al. An overview of the China meteorological administration tropical cyclone database[J]. J Atmos Ocean Techn, 2014, 31(2): 287-301.
- [30] 王敏, 徐祥德, 李英. 西北太平洋热带气旋路径异常偏折的分类特征[J]. 热带气象学报, 2019, 35(2): 35-44.
- [31] UPPALA. The ERA-40 re-analysis[J]. Q J R Meteor Soc, 2006, 131(612): 2961-3012.
- [32] DEE D P, UPPALA S M, SIMMONS A J, et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2011, 137(656): 553-597.
- [33] TRENBERTH K E, STEPANIAK D P. LETTERS: Indices of El Niño evolution[J]. J Climate, 2000, 14(8): 1 697-1 701.
- [34] 叶家成, 杜新观, 余锦华. 影响中国大陆热带气旋路径分类及其特征研究[J]. 气象科学, 2019(3): 304-311.
- [35] CHEN MING, LI T, SHEN X, et al. Relative roles of dynamic and thermodynamic processes in causing evolution asymmetry between El Niño and La Niña[J]. J Climate, 2016, 29(72): 2 201-2 220.

## CONTRIBUTION OF ENVIRONMENTAL FACTORS TO THE CHANGE OF TROPICAL CYCLONE FREQUENCY IN THE SUMMER OF ENSO DEVELOPING AND DECAYING YEARS

DU Xin-guan, YU Jin-hua

(Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

**Abstract:** This paper is to study the characteristics of tropical cyclone genesis frequency (TCGF) and Genesis Potential Index (GPI) and to diagnose the contribution of environmental factors to the change of GPI over the western North Pacific (WNP) during the summer of ENSO developing and decaying years, based on the data from the CMA and the ECMWF. Although there exists no significant change in the total TCGF in the WNP, the TCGF shows differences in southeastern WNP (SEWNP) and western WNP (WWNP). The TCGF pattern is similar to the GPI pattern in all phases and the SEWNP is sensitive to ENSO. Various contributions of environmental factors indicate that there are different reasons for TCGF change in all four phases. During El Niño developing years, the TCGF increases abnormally in this area because of the increasing absolute vorticity and the decreasing vertical wind shear (VWS). In this phase, Rossby waves are triggered by El Niño and thus there is an anomalous cyclone and easterly monsoon trough in the SEWNP. During El Niño decaying years, WNPAC-induced anomalous northeast wind delivers climatological dry air to SEWNP, which is the main factor for the decrease of TCGF. In La Niña developing years, absolute vorticity and VWS are main factors. In western WNP, there is only a significantly negative phase of TCGF during La Niña decaying years due to the diminishing absolute vorticity.

**Key words:** tropical cyclone genesis frequency; ENSO; environmental factors; genesis potential index