

DOI:10.13232/j.cnki.jnju.2026.02.001

## 热带气旋的移动速度对其尺度的影响

陈喆菡, 李元龙, 谈哲敏\*

(灾害天气科学与技术全国重点实验室, 中尺度灾害性天气教育部重点实验室, 南京大学大气科学学院, 南京, 210023)

**摘要:**热带气旋(Tropical Cyclone, TC)作为一种强烈的天气系统,其破坏力不仅受强度影响,也与其尺度密切相关。TC的移动速度如何影响其尺度仍缺乏系统研究。基于1988—2021年北大西洋的最佳路径(Extended Best Track, EBT)资料和ERA5再分析资料,分析了TC移动速度与最大风速半径(Radius of Maximum Wind,  $RMW$ )、 $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 风圈半径( $R17$ )之间的统计关系及其影响物理机制。结果表明, $R17$ 随移动速度增强呈显著增大趋势,且高分位 $R17$ 对移速变化更敏感; $RMW$ 随移动速度增加而略有扩大,其变化主要由 $R17$ 的变化造成。在影响物理机制上,发现快速移动TC显著削弱海温冷却,从而维持或增强表面焓通量,提升了大气的不稳定性;同时,显著增强前方低层辐合。热力和动力途径的协同作用驱动更强的上升运动,并促进螺旋雨带的发展,而雨带产生的非绝热加热增强角动量的向内输送,最终导致外围风场扩张、 $R17$ 增大, $RMW$ 也随之增大。

**关键词:**热带气旋, 尺度, 移动速度, 海温冷却, 低层辐合

中图分类号:P4

文献标志码:A

## The influence of tropical cyclone translation speed on its size

Chen Zhehan, Li Yuanlong, Tan Zheming\*

(State Key Laboratory of Severe Weather Meteorological Science and Technology, Key Laboratory of Mesoscale Severe Weather/Ministry of Education, School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210023, China)

**Abstract:** Tropical cyclones (TCs), as intense weather systems, exert destructive impacts that depend not only on their intensity but also closely on their size. However, the relationship between TC translation speed and its size remains insufficiently understood. Based on the Extended Best Track (EBT) dataset and ERA5 reanalysis data from 1988 to 2021 in the North Atlantic, this study investigates the statistical relationship between TC translation speed and two size metrics and its possible physical mechanisms: the radius of maximum wind ( $RMW$ ) and the radius of  $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  wind ( $R17$ ). Results show that  $R17$  increases significantly with the translation speed, with its higher percentiles being more sensitive to changes in moving speed.  $RMW$  also increases slightly with the translation speed, and its change can largely be explained by that of  $R17$ . Physically, faster-moving TCs significantly weaken sea surface temperature ( $SST$ ) cooling, thereby maintaining or enhancing surface enthalpy fluxes and increasing atmospheric instability. Concurrently, faster-moving TCs substantially intensify low-level convergence in the forward quadrant. The combined effect of thermal and dynamical processes jointly intensifies the upward motion, thereby facilitating the development of spiral rainbands, whose resultant diabatic heating further enhances the inward transport of angular momentum. This process results in the expansion of the outer wind field, causing an increase in  $R17$ , which consequently enlarges  $RMW$ .

**Keywords:** tropical cyclone, size, translation speed,  $SST$  cooling, low-level convergence

基金项目:国家自然科学基金(42192555)

收稿日期:2025-11-11

\* 通信联系人, E-mail: zmtan@nju.edu.cn

热带气旋(Tropical Cyclone, TC)是生成于热带或副热带暖洋面上的具有暖心结构的气旋性系统,常常伴随狂风、暴雨、风暴潮等极端天气,是地球上最具破坏性的自然灾害之一<sup>[1-2]</sup>. TC的破坏力主要由其强度和尺度共同决定<sup>[3]</sup>. TC尺度通常指TC风场的水平范围大小,其度量包括最大风速半径(Radius of Maximum Wind, *RMW*)和特定风速半径,其中,*RMW*和 $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 风圈半径(*R17*)常用来分别表征TC的内核尺度和外围尺度. 对于尺度大的TC,其强风区和强降水区能够覆盖更广阔的范围,引发更大面积的风灾、洪涝和次生灾害. 此外,TC尺度也是影响风暴潮的重要因素<sup>[4-5]</sup>. 因此,在评估TC致灾风险时,TC尺度也是一个不可或缺的关键参数.

TC尺度的变化主要受到动力因子与热力因子的影响. 在动力因子方面,边界层摩擦通过诱导径向辐合与上升运动,促进内核深对流组织与风场集中,进而引发内核尺度收缩<sup>[6-7]</sup>. 初始涡旋的内核尺度和外围尺度决定了后期外围尺度的维持和扩张能力,并能形成正反馈机制<sup>[8-9]</sup>. 此外,科氏参数<sup>[10-11]</sup>、垂直风切变<sup>[12-13]</sup>、环境螺旋度<sup>[14]</sup>等也对尺度演变产生重要影响. 在热力因子方面,雨带的非绝热加热是影响尺度变化的关键,内核区的对流和外螺旋雨带加热都有利于内核尺度的扩大<sup>[15-16]</sup>. 环境湿度也通过影响外雨带发展以及位涡生成和输送进一步导致风场扩大<sup>[17]</sup>. 在海洋变暖背景下,升高的海温增强外围区域的焓通量和对流活动,有利于TC尺度的持续扩张<sup>[18-19]</sup>,但局地海温变化亦可能产生抑制效应<sup>[20]</sup>. 此外,相对海温(其定义为TC所处环境的海温与热带平均海温之差)也是控制TC尺度(以降水范围大小定义)的关键指标,主要通过调控对流层中层湿度的空间分布影响TC尺度<sup>[21]</sup>. 另外,增强的云辐射强迫也有利于TC尺度增大<sup>[22-23]</sup>. 但是,作为一个移动系统,TC在某一区域的停留时间及其所经历的热力环境(如海表面温度、上层热含量、环境水汽含量等)会影响其能量获取过程. TC移动速度对其结构<sup>[24]</sup>、强度<sup>[25-27]</sup>和降水<sup>[28-29]</sup>有重要影响. 快速移动TC的降水极大值常出现在移动方向的右前象限<sup>[28-29]</sup>,也有研究发现降水极大值位于左前象限的情况<sup>[30]</sup>. TC的降水率还会随着移

动速度的增加而显著升高<sup>[31]</sup>. 另外,TC的移动速度受到气候变化的影响也正在发生改变<sup>[32-33]</sup>. 然而,关于TC移动速度对尺度变化作用的研究较少.

本研究重点讨论TC移动速度对TC尺度的影响,具体讨论:(1)TC移动速度与其内核尺度和外围尺度之间的关系;(2)TC移动速度影响其尺度的物理机制.

## 1 数据与方法

**1.1 数据来源** 本研究采用了Extended Best Track (EBT)数据集<sup>[34]</sup>,该数据集包含北大西洋TC每6h的中心经纬度、最大平均风速( $V_{\max}$ )、*RMW*及四个象限的 $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 风圈半径等信息. 本研究选取的时间段为1988—2021年. 为了提升数据质量、降低误差干扰,对样本做了一定筛选:(1)剔除 $V_{\max}$ 和*RMW*存在缺测值的样本;(2)保留 $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 风圈半径至少在两个象限无缺测值的样本,并取各象限平均值作为*R17*;(3)剔除 $R17 \leq RMW$ 的样本;(4)TC强度需达到热带风暴级别;(5)移除TC中心与陆地距离小于100 km的样本. TC的移动速度和移动方向由前后时刻TC中心的经纬度计算得到,剔除其中移动速度大于其第99百分位数的样本. 通过筛选最终获得了6186个有效样本,对应397个TC. 本研究分别以*RMW*和*R17*表征TC的内核尺度与外围尺度,并对结合这两种尺度定义的TC结构变量——丰满度(TC Fullness, *TCF*)也进行分析,其计算式如下<sup>[35]</sup>:

$$TCF = \frac{R17 - RMW}{R17} = 1 - \frac{RMW}{R17} \quad (1)$$

此外,本研究还采用了欧洲数值预报中心(European Centre for Medium - Range Weather Forecasts, ECMWF)提供的第五代全球再分析资料(ERA5)<sup>[36]</sup>,该数据的空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ,时间分辨率为3h. 研究中涉及的海表面温度、散度、垂直速度、降水率等物理量均由ERA5数据计算得到.

**1.2 ER11风场模型** TC的内核尺度与外围尺度及其变化一方面受到环境场的影响,另外一方面内核动力学起着重要影响作用,而且两者存在

一定的关联. 为了探讨这种动力学联系, 本文引入 Emanuel and Rotunno<sup>[37]</sup>提出的风场模型(以下简称“ER11”). 他们的研究指出 TC 流出层在对流爆发后会经历自分层的过程, 即其热力结构不再直接受外部环境控制, 而是由风暴内部动力过程主导形成. ER11 假设流出层的热力分层由理查森数维持在其临界值附近的动力约束所控制, 并通过数值模拟验证了其适用性. 基于这一假设, ER11 推导出流出层温度随角动量变化的关系, 并将其代入边界层顶梯度风平衡方程, 结合边界层熵守恒条件, 进一步推导出风速的径向分布结构. ER11 提出的这一模型为解释 TC 风场结构(特别是最大风速半径外的风速衰减特征)提供了更具物理依据的理论框架. 其具体形式可表示为:

$$\left(\frac{M}{M_{RMW}}\right)^{2-\frac{C_k}{C_D}} = \frac{2\left(\frac{r}{RMW}\right)^2}{2-\frac{C_k}{C_D} + \frac{C_k}{C_D}\left(\frac{r}{RMW}\right)^2} \quad (2)$$

其中,  $M = rv + \frac{1}{2}fr^2$  为绝对角动量( $v$  为切向风速,  $r$  表示半径,  $f$  为科氏参数),  $C_k$  和  $C_D$  分别为表面热力交换系数和拖曳系数. 为了将该理论模型应用于实际 TC 的研究, 需结合观测数据和合理假设来确定相关参数并进行数值求解. 因此, 本研究利用 EBT 数据集获取研究样本的最佳跟踪  $V_{max}$  和  $R17$ , 并参照 Li et al<sup>[38]</sup>的假设, 取  $C_k/C_D = 0.9$ , 并且认为  $V_{max}$  近似等于最大切向风, 通过对该方程进行数值求解, 即可得到每个样本的  $RMW_{ER11}$ .

**1.3 海温冷却的计算** 本研究将某一区域的海温冷却定义为 TC 经过该处后 36 h 内的平均海温减去 TC 经过前 36 h 内的平均海温.

## 2 TC 尺度随移动速度的变化趋势

图 1a 的散点图显示, 当 TC 移动速度较低时,  $R17$  主要集中于较小的数值区间, 同时也存在分布较为离散的高值样本; 随着移动速度的增加, 样本虽仍具一定的分散性, 但整体分布呈现向更大  $R17$  值迁移的趋势. 为了更清晰地揭示二者之间的统计关系, 图 1b 展示了不同移速区间内  $R17$  的

平均值、第 90 百分位数和第 10 百分位数随移速的变化趋势. 图 1b 中三条曲线均呈明显的上升趋势, 说明移速增加伴随着  $R17$  平均值和高分位数的同步增大. 从回归结果来看(见下表),  $R17$  平均值的回归斜率为  $6.215 \text{ km} \cdot (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})^{-1}$ ; 第 90 百分位数的回归斜率最大 ( $7.212 \text{ km} \cdot (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})^{-1}$ ), 说明高值  $R17$  对移速的变化更加敏感; 第 10 百分位数的回归斜率相对较小 ( $3.749 \text{ km} \cdot (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})^{-1}$ ), 反映出低值  $R17$  受移速影响相对较弱. 这种分位间的响应差异也表明, 随着移速增加,  $R17$  的分布范围可能会有所扩大. 综上, 整体上 TC 的移动速度越快, 其  $R17$  平均值越大, 高分位数增长也更加突出. 而图 1a 中散点数据表现出的较大变异性也表明  $R17$  除了受到移动速度影响外, 还可能受到其他未明确因素的复杂影响.

图 1c 和图 1d 给出  $RMW$  随移动速度的变化情况. 图 1c 的散点图显示, 在低移速条件下,  $RMW$  样本主要集中于相对较小的数值范围内, 但其分布离散性较高, 这也反映出低移速状态下  $RMW$  可能更易受到其他因子的干扰. 由图 1d 可以看到, 随着移速增加,  $RMW$  平均值呈上升趋势, 表明移速对  $RMW$  整体水平具有一定的正向调节作用. 然而, 尽管  $RMW$  的第 90 和第 10 百分位数也总体呈上升趋势, 但其波动幅度明显大于平均值, 反映出  $RMW$  的极端值对移速变化的响应应具有更高的不确定性.

从下表所列的回归结果可以看出,  $R17$  在各分位的回归模型拟合度较高,  $R^2$  值均达到 0.65 以上, 且均通过了 95% 的显著性检验 ( $p < 0.05$ ), 表明移动速度是影响  $R17$  变化的主要因子. 相比之下,  $RMW$  的回归拟合效果较弱, 其  $R^2$  普遍较小, 且第 90 百分位数的回归模型未通过 95% 显著性检验. 这一对比结果表明, 尽管  $RMW$  在一定程度上也受移动速度影响, 但其对移速的线性响应弱于  $R17$ .

为了从理论角度探讨  $RMW$  的变化, 本研究引入 ER11 模型, 并基于该模型求解得到  $RMW_{ER11}$ , 同样分析其与移动速度之间的关系, 结果如图 1e 和图 1f 所示. 可以看到,  $RMW_{ER11}$  的平均值、第 90 百分位数和第 10 百分位数均随移速增加而显著上升. 其中, 第 90 百分位数的回归斜率

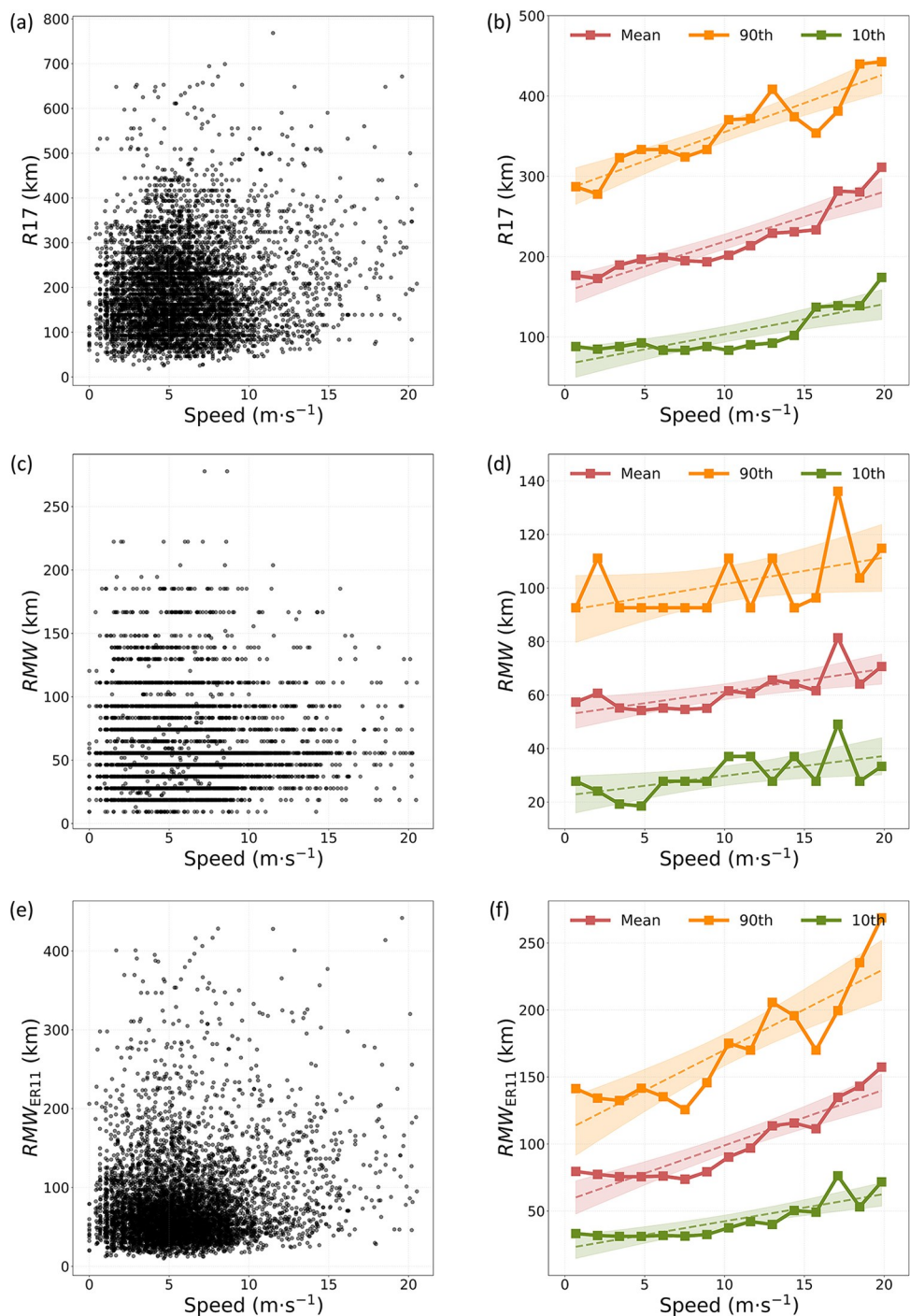


图1  $R17$ ,  $RMW$ ,  $RMW_{ER11}$  与移动速度的散点图(a, c, e)以及  $R17$ ,  $RMW$ ,  $RMW_{ER11}$  的平均值(红色实线)、第90百分位数(黄色实线)、第10百分位数(绿色实线)随移动速度的变化曲线,其中虚线为线性回归直线,阴影为线性回归直线的95%置信区间(b, d, f)

Fig. 1 Scatter plots of  $R17$ ,  $RMW$ , and  $RMW_{ER11}$  against TC translation speed (a, c, e); and variation curves of their mean (red solid line), 90th percentile (yellow solid line), and 10th percentile (green solid line) with translation speed, along with linear regression lines (dotted lines) and their 95% confidence intervals (shaded areas) (b, d, f)

表 不同分位下  $R17$ ,  $RMW$ ,  $RMW_{ER11}$ ,  $TCF$ ,  $V_{max}$  与移动速度的回归分析结果

Table Regression results of  $R17$ ,  $RMW$ ,  $RMW_{ER11}$ ,  $TCF$  and  $V_{max}$  with translation speed at different percentiles

因变量	回归方程	$R^2$	$p$
$R17$	平均值	$y=6.215x+156.557$	0.85 $p<0.05$
	第90百分位数	$y=7.212x+282.964$	0.82 $p<0.05$
	第10百分位数	$y=3.749x+65.844$	0.65 $p<0.05$
$RMW$	平均值	$y=0.859x+52.627$	0.52 $p<0.05$
	第90百分位数	$y=0.994x+91.481$	0.22 $p>0.05$
	第10百分位数	$y=0.742x+22.376$	0.34 $p<0.05$
$RMW_{ER11}$	平均值	$y=4.162x+57.293$	0.84 $p<0.05$
	第90百分位数	$y=6.038x+109.788$	0.77 $p<0.05$
	第10百分位数	$y=2.035x+21.958$	0.71 $p<0.05$
$TCF$	平均值	$y=0.004x+0.621$	0.44 $p<0.05$
	第90百分位数	$y=0.000x+0.863$	0.02 $p>0.05$
	第10百分位数	$y=0.013x+0.237$	0.52 $p<0.05$
$V_{max}$	平均值	$y=-0.071x+34.189$	0.05 $p>0.05$
	第90百分位数	$y=-0.719x+55.072$	0.39 $p<0.05$
	第10百分位数	$y=0.345x+18.975$	0.54 $p<0.05$

最大,第10百分位数的回归斜率最小.对比图1d和图1f的结果可以发现, $RMW_{ER11}$ 与 $RMW$ 在随移动速度变化方面表现出一致的总体趋势.这表明ER11模型在一定程度上能够有效刻画 $RMW$ 对移动速度的响应特征,包括平均趋势及不同分位数的变化差异.因此, $RMW_{ER11}$ 的变化可作为理解和解释 $RMW$ 响应移速变化规律的重要理论依据.

根据ER11风场模型可得:

$$RMW \cong \frac{1}{2} f(R17)^2 V_{max}^{-1} \left( \frac{1}{2} \frac{C_k}{C_D} \right)^{2-\frac{C_k}{C_D}}$$

这表明 $RMW$ 的大小主要取决于外围尺度(如 $R17$ )和最大风速 $V_{max}$ , $R17$ 增大或 $V_{max}$ 减小均会导致 $RMW$ 增大.图2b显示 $V_{max}$ 随移速的变化趋势在不同分位并不一致,其第90百分位数整体随移速增加而减小(回归斜率为 $-0.719 \text{ km} \cdot (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})^{-1}$ ),而第10百分位数则随移速增大而上升(回归斜率为 $0.345 \text{ km} \cdot (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})^{-1}$ ),平均值则未表现出明显的变化趋势.然而,由前文分析可知 $R17$ , $RMW$ 和 $RMW_{ER11}$ 随移速的变化在不同分位均表现出一致的增长趋势,结合理论模型和数

据统计特征,可以推断, $RMW$ 随移速的变化主要由 $R17$ 的变化主导,而 $V_{max}$ 的变化可能在一定程度上抵消了 $R17$ 对 $RMW$ 增大的贡献,但并非决定性因素.为此,在后面的物理机制讨论中,主要讨论移速对 $R17$ 的影响过程,进而借助ER11模型,间接解释 $RMW$ 的变化.

此外,如图2c和图2d所示,TC丰满度的平均值和第90百分位数随移速的变化均不显著,其回归斜率接近于0,而第10百分位数对移速表现出较强的敏感性,增长趋势显著,但其变化过程伴随着一定程度的波动.根据TC丰满度的定义可知, $TCF$ 随移速的变化由 $R17$ 和 $RMW$ 随移速的变化趋势共同决定.前面分析表明,随着TC移速增加, $R17$ 和 $RMW$ 均呈增长趋势,因此TC的 $R17$ 和 $RMW$ 的相对增长幅度决定了 $TCF$ 的变化方向,两者的增长制衡导致 $TCF$ 整体并未出现显著的规律性变化,这与图2d结果相吻合.

### 3 TC移动速度影响尺度的物理机制

**3.1 移动速度对海温冷却的影响** TC过境会引起海洋的强烈响应,主要通过海水垂直混合、平流和海气热交换导致海表面温度的下降,其中垂直混合被认为是最主要的过程<sup>[39-41]</sup>.TC引起的海温冷却强度受到移动速度的调控,而海温冷却又可以改变TC与海洋之间的热通量,影响边界层的热量和水汽供应<sup>[42]</sup>,进而调控TC对流强度,影响外围风场.Lin et al<sup>[21]</sup>指出相对海温(Relative SST,RSST)是影响TC尺度的关键因子.本研究首先对RSST进行分析,其定义为TC所在环境的海温同热带平均海温之差, $R17$ 随RSST和移动速度变化的热力图如图3a所示.当RSST为正值时, $R17$ 在中等移速(约 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )条件下达到峰值;当RSST为 $-5 \sim 0 \text{ }^\circ\text{C}$ 时,对应的 $R17$ 值更大;当RSST低于 $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ 时, $R17$ 分布不确定性显著增加.图3b给出正RSST和负RSST情况下 $R17$ 随移速的变化曲线.可以看到,在负RSST情况下,TC可出现较快的移速( $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上),而正RSST情况下,TC移速整体偏低一些.无论移动速度快慢,一般有负RSST的情况下的 $R17$ 比正RSST情况下更大.在正RSST情况下, $R17$ 随移速先增后减,并在约 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 处达到极大值,当

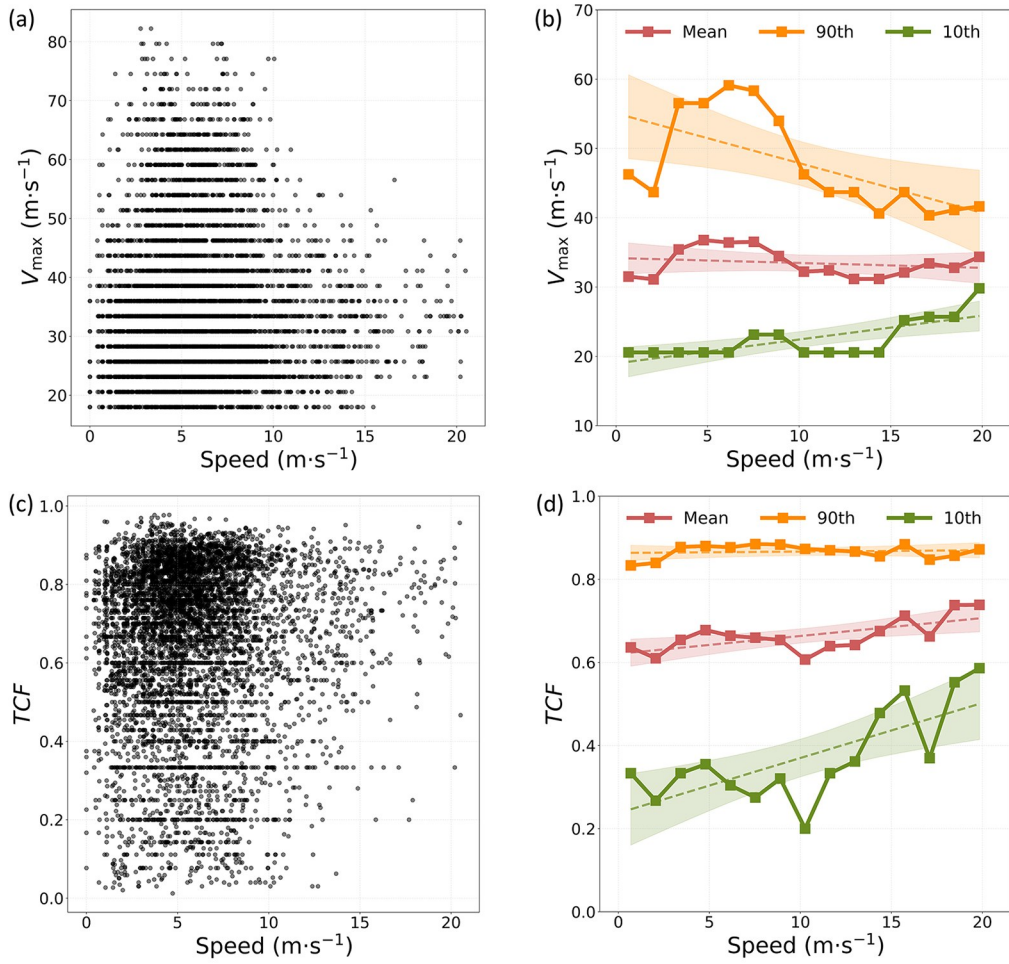


图 2 同图 1, 但为  $V_{max}$  和  $TCF$

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for  $V_{max}$  and  $TCF$

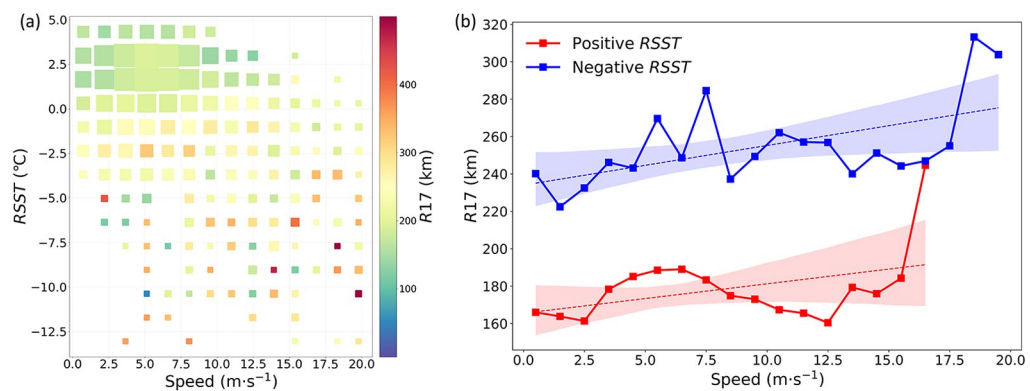


图 3 (a)  $R17$  随移动速度和  $RSST$  的变化, 其中方块大小表示样本量相对大小; (b)  $RSST$  为正值和负值时  $R17$  平均值随移动速度的变化曲线(实线)和线性回归直线(虚线, 阴影为 95% 置信区间)

Fig. 3 (a) Variation of  $R17$  with translation speed and  $RSST$ , where the size of each square represents the relative sample size, (b) variation curves (solid lines) of the mean  $R17$  with translation speed under positive and negative  $RSST$  conditions, along with linear regression lines (dashed) and their 95% confidence intervals (shaded areas)

移速达到  $12.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  后,  $R17$  又随移速加快而明显增大; 在负  $RSST$  情况下,  $R17$  随移速呈现整体缓慢上升趋势, 但波动较大. 结合两者的回归分析显示整体均为增长趋势且增长率较为相近.

图4给出了不同海温冷却情况下  $R17$  与移动速度的关系分布. 由图可见, 在  $R17$  较大且移速较慢的区域, 海温冷却最显著. 这是因为  $R17$  决定了 TC 风场作用范围大小, 受其强迫影响的海域面积越大, 整体冷却效应越强. 而移速越慢则意味着 TC 在同一海域的停留时间越长, 能够驱动更强烈的上升流, 冷却也更显著.

进一步探讨不同移动速度下海温冷却的空间分布特征. 具体地, 依据移动速度的第 33 和第 67

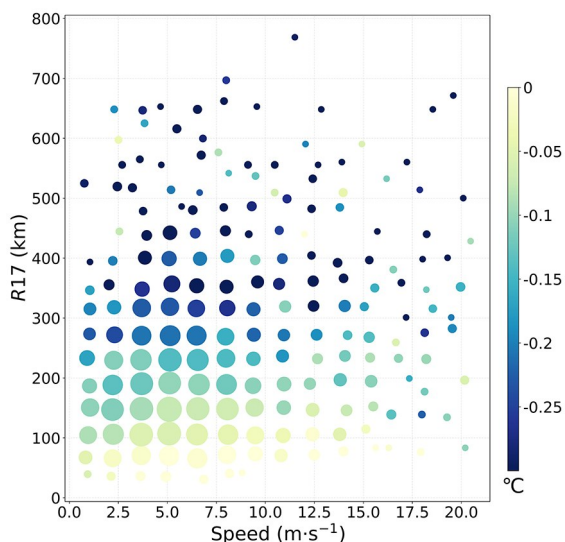
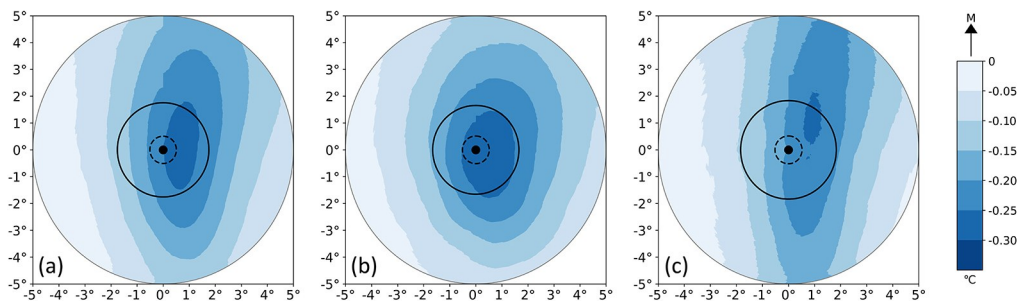


图4 海温冷却(填色)随移动速度和  $R17$  的变化情况  
 Fig. 4 Variation of sea surface temperature cooling (shaded) with translation speed and  $R17$

百分位数, 将样本划分为缓慢移动(低于第 33 百分位数)与快速移动(高于第 67 百分位数)两组, 对两组海温冷却情况分别进行合成. 在分析过程中, 对每个样本进行坐标轴旋转, 使 TC 的移动方向与  $0^\circ$  (正北) 方向对齐, 以便从相对移动方向的角度统一考察海温冷却的空间分布(图5). 图5显示, 海温冷却在 TC 移动方向右侧最为强烈, 这一非对称的分布特征与前人研究结果一致<sup>[39, 41, 43-44]</sup>. 这种右偏现象主要归因于 TC 移动速度叠加导致的不对称风场, 以及移向右侧的风应力与海洋混合层惯性响应的共振. 在北半球, TC 移向右侧的风应力矢量随时间呈顺时针旋转, 而左侧逆时针旋转, 受科氏力作用, 海洋混合层对持续风应力强迫产生顺时针惯性旋转响应. 因此, TC 右侧风应力的旋转方向与惯性流一致, 两者形成近似共振, 可以更高效地将能量传递至混合层, 增强垂直混合过程, 促使冷水上翻并导致更强的海温冷却. 相比之下, 左侧风应力旋转方向和惯性流相反, 产生抵消效应, 抑制了冷却强度. 此外, 海水的水平平流同样对海温冷却的右偏有贡献, TC 引发的海平面负异常会产生气旋性地转流, 其在移向右侧表现为向前的水流, 从而使冷水向右前方平流.

比较图5b与图5c可明显看出, TC 在缓慢移动时引发的海温冷却幅度更大且分布范围更广,  $R17$  范围内出现大面积低于  $-0.3 \text{ }^\circ\text{C}$  的海温冷却, 冷却中心位置更靠近气旋核心. 而快速移动的 TC 所引发的海温冷却明显减弱, 冷却主要局限于 TC 右前方外围的狭小区域, 整体分布范围缩



Black dots represent the TC center, dashed circles represent the  $RMW$ , solid circles represent  $R17$ , and arrows indicate the direction of TC motion.

图5 (a)所有 TC, (b)缓慢移动, (c)快速移动情况下海温冷却的空间分布  
 Fig. 5 Spatial distribution of sea surface temperature cooling for (a) all TCs, (b) slow-moving TCs, and (c) fast-moving TCs

小. 值得注意的是,对于快速移动的 TC,尽管整体冷却减弱,但右偏分布特征的表现更突出.

当 TC 缓慢移动时,其在同一海域停留时间更长,风应力对海洋混合层的强迫作用更持久,即使风应力旋转速率相对较慢,也能累积足够能量导致深层冷水大量上翻,形成更强的海温冷却. 而 TC 快速移动时,其对某一海域的作用时间缩短,海洋来不及充分响应,海温冷却的强度显著减弱,冷却范围收缩且沿移动方向被拉伸分散. 另外,快速移动的 TC 也加快了风应力的旋转速率,可能强化了右侧共振效应和左侧抵消效应之间的对比,进一步放大了海温冷却分布的非对称性.

**3.2 移动速度对低层辐合的影响** 对于移动的 TC,其移动速度与自身风场叠加,导致边界层风场和摩擦拖曳呈非对称性,这种非对称性尤其在 TC 移动方向的右侧或右前象限可能引起增强的低层辐合. 那么,TC 移动速度能否通过调控低层

辐合的空间分布和强度对 TC 尺度造成影响?

图 6a 给出了 850 hPa 平均散度随 TC 移动速度的变化曲线. 由图可知,850 hPa 平均散度整体上随移动速度增加而呈减小趋势,说明快速移动的 TC 低层辐合作用更为显著. 具体地,当移动速度低于  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  时,850 hPa 的辐合强度随移动速度变化相对平缓,散度值主要维持在约  $-2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ; 当移动速度从  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  增大至  $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  时,散度值迅速降至  $-6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ,辐合作用显著增强,说明在该阶段移动速度对低层动力场的影响更为突出. 图 6b 为 R17 在不同移动速度与 850 hPa 散度条件下的分布特征. 可以看到,散度正值区主要分布于较低的移速区间,且对应的 R17 普遍较小 ( $< 200 \text{ km}$ ),说明低层辐散环境不利于 R17 的发展. 而在散度负值区,R17 显著增大,且大 R17 更多出现在移动速度较快、低层辐合作用更强的区域.

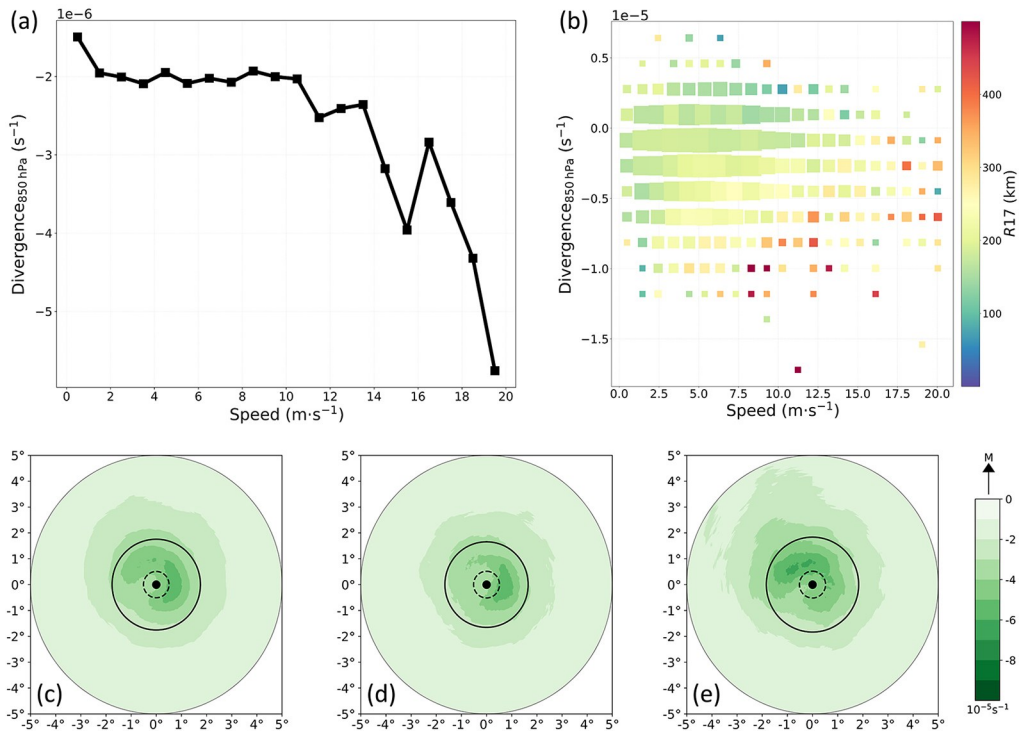


图 6 (a) 850 hPa 散度平均值随移动速度的变化曲线; (b) R17 随移动速度和 850 hPa 散度的变化; (c~e) 同图 5, 但为 850 hPa 散度

Fig. 6 (a) Variation curve of the mean 850 hPa divergence with translation speed; (b) variation of R17 with translation speed and 850 hPa divergence; (c~e) same as Fig. 5, but for 850 hPa divergence

图 6c~e 进一步给出了 850 hPa 散度的空间分布特征. 整体上,较强的辐合(散度值小于  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )主要分布于 TC 前部和右侧 *RMW* 至 *R17* 的范围内,辐合中心则出现在右侧象限(图 6c). 对于缓慢移动的 TC,辐合带范围缩小至移向右侧象限(图 6d). 而当 TC 快速移动时,辐合的分布出现了较为明显的变化,辐合带整体偏向移向的前部区域,辐合中心转向了移向的左前方,且辐合强度可达到  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . 与缓慢移动的情形相比,快速移动时低层辐合不仅显著增强,其范围也进一步向 TC 外围区域扩展,尤其是在左前方区域,散度值小于  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的辐合带延伸至 *R17* 附近(图 6e).

**3.3 垂直运动的变化** 图 7a 显示了 500 hPa 垂直速度的平均值随 TC 移动速度的变化情况. 整体上,垂直上升速度随移动速度的加快而显著增大. 移动速度低于  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时,上升速度缓慢增长;当移动速度超过  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时,上升速度随移动速度变化快速增加. 图 7b 为 *R17* 随移速和 500 hPa 垂直速度变化的分布特征. 结果显示, *R17* 和垂直速度之间存在明显的相关性,较小的

*R17* ( $< 150 \text{ km}$ )基本同下沉运动相对应, *R17* 随着上升速度增加而增大,而且,较大的 *R17* ( $> 300 \text{ km}$ )也主要集中在移速大于  $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的范围内,对应着比较大的上升运动.

图 7c~e 呈现了 500 hPa 垂直速度的空间分布特征. 由图 7c 可知 TC 的上升运动同样呈现较为显著的方位分布差异:最大上升区集中于移向右侧象限至前部象限的弧形带状区域,其中右后象限的垂直速度可达  $-1.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ,而左后象限的上升运动强度最弱. 当 TC 缓慢移动时(图 7d),强上升区范围向移向右侧区域收缩,但右后象限的上升运动增强,且核心上升区位于 *RMW* 附近. 而当快速移动时(图 7e),上升运动的空间分布发生显著变化,强上升带向前部象限偏转,上升区范围在左前象限显著向外围扩展,极值中心也位于左前象限,且相对于缓慢移动的情况其位置更向 *R17* 靠近.

图 8a 给出了 200 hPa 平均散度随 TC 移动速度的变化曲线. 结果显示,随着移动速度的增加,200 hPa 平均散度显著增大. 在 TC 缓慢移动时,200 hPa 平均散度约为  $0.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,而在快速移

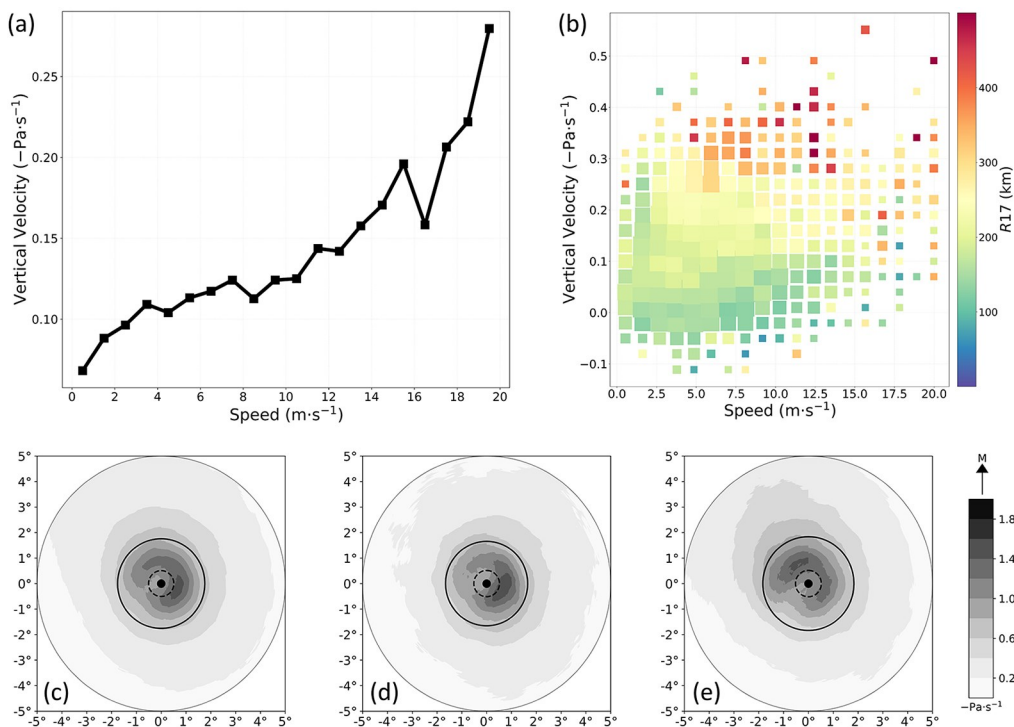


图 7 同图 6, 但为 500 hPa 垂直速度

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for 500 hPa vertical velocity

动条件下可增至接近  $1.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . 图 8b 给出了  $R17$  随 200 hPa 平均散度和移动速度变化的分布特征. 较小的  $R17$  主要集中在 200 hPa 散度为负值或接近于零的区域, 说明在高层弱辐散甚至辐合的环境下, TC 外围风场范围趋于收缩. 相比之下, 在高值正散度区, 尤其当散度超过  $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  时,  $R17$  显著增大, 普遍超过 300 km, 表明高层强辐散可能有利于 TC 外围风场的扩张. 此外,  $R17$  在不同移速区间也表现出明显的差异. 在低移速区 ( $< 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $R17$  普遍偏小, 大多集中在 100~250 km; 随着移速增至  $5 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $R17$  明显增大; 进一步地, 在高移速区 ( $> 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 200 hPa 散度几乎全为正值, 且分布有多个  $R17$  超过 300 km 的样本.

图 8c~e 进一步给出了 200 hPa 散度的空间分布特征. 从图 8c 可以看出, 200 hPa 散度整体呈现环绕 TC 中心的分布, 形状较对称, 强辐散区 (散度值大于  $7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) 集中在  $RMW$  和  $R17$  之间. 对于缓慢移动的 TC, 其  $R17$  范围内的 200 hPa 散度分布表现出一定的非对称性, 其辐散中

心更偏向移向的右侧象限 (图 8d); 在快速移动的 TC 中 (图 8e), 非对称特征更为显著, 强辐散区转向移向的左前方, 同时范围向外扩展, 整体辐散强度大于缓慢移动的 TC 的情形.

**3.4 降水率的变化** 图 9a 表明平均降水率随 TC 移速加快而呈显著上升趋势, 这一趋势与 Tu et al<sup>[31]</sup> 的研究结果一致. 当移速低于  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时, 降水率随移速的增长较为缓慢; 当移速超过  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  后, 降水率随着移速的加快迅速增大. 与前面的分析结果相比, 这种 TC 移动速度对 TC 特征的影响有相当的一致性. 从图 9b 进一步可知, 大  $R17$  主要分布于较快的移速区间 ( $> 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 且明显对应着更高的降水率.

整体来看, TC 的降水率也呈现显著的空间非对称性, 高降水率主要集中于 TC 移动方向右前方和  $RMW$  附近区域 (图 9c). 在缓慢移动的 TC 中 (图 9d), 降水率极大值出现在移动方向右侧, 降水分布相对更集中于右侧象限、 $RMW$  外侧的区域; 当 TC 快速移动时 (图 9e), 高降水率范围向移向左侧象限扩大, 降水率中心明显偏向左前

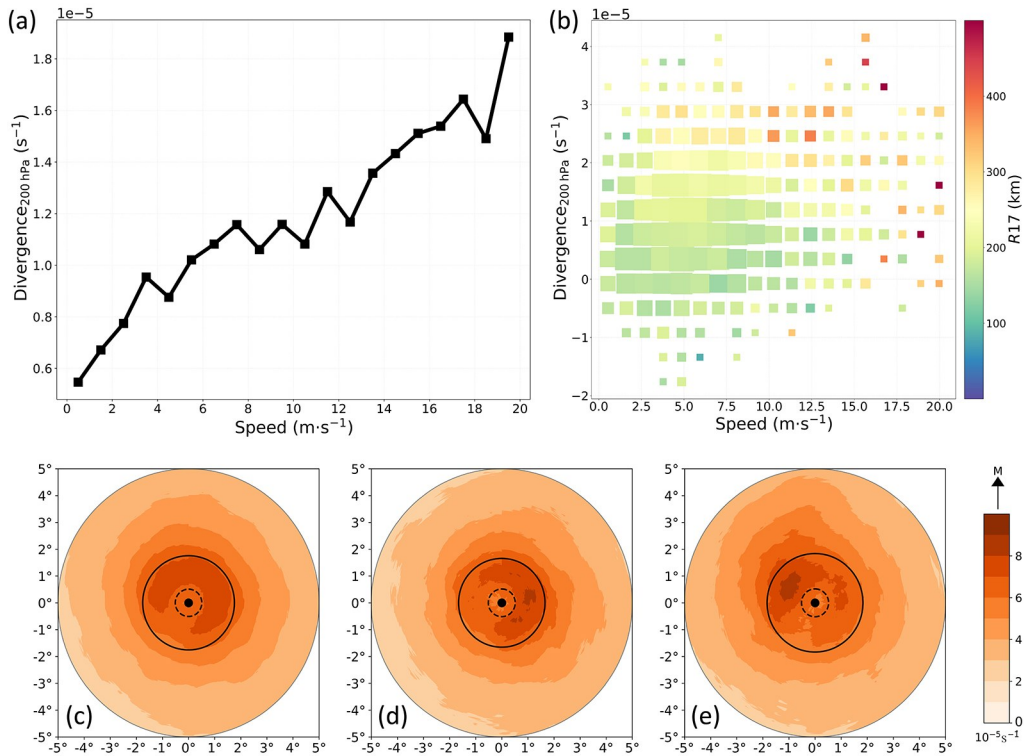


图 8 同图 6, 但为 200 hPa 散度  
Fig. 8 Same as Fig. 6, but for 200 hPa divergence

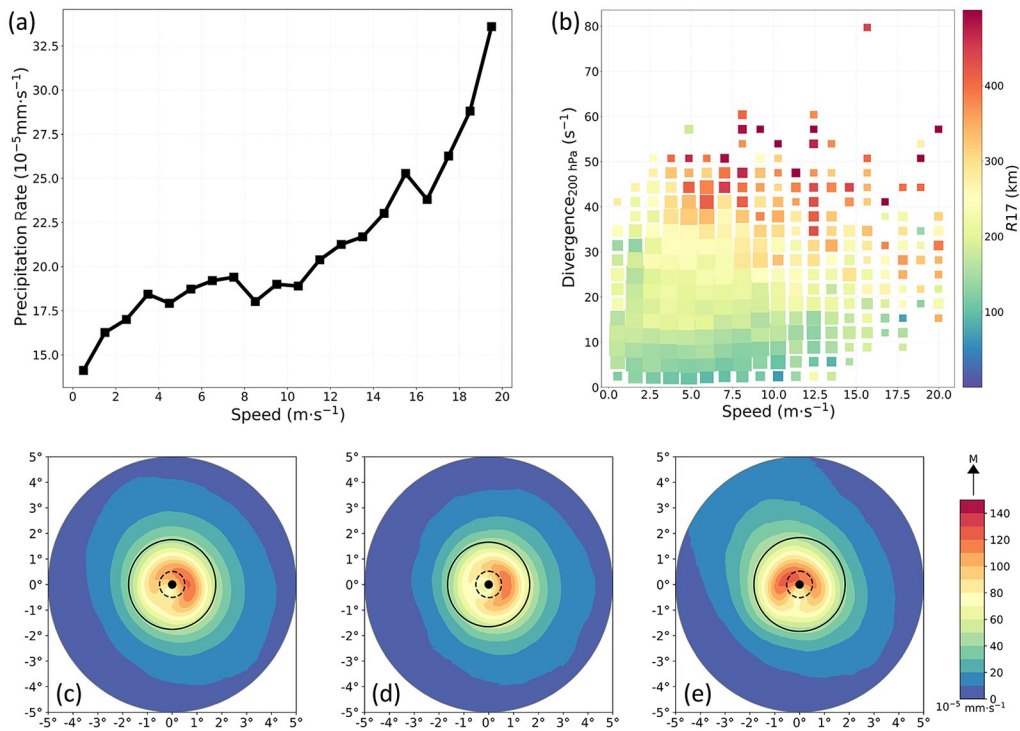


图9 同图6,但为降水率

Fig. 9 Same as Fig. 6, but for precipitation rate

方、 $RMW$ 附近区域,而且此时降水率也显著高于缓慢移动的情况.这一结果表明,TC的移动速度不仅影响降水强度,还显著调节其空间分布格局,尤其在快速移动条件下,降水活动更易向前侧偏移并增强,这些特征与对上升运动的分析有着比较好的对应关系.

**3.5 物理机制分析** 通过上述分析,可构建移动速度影响尺度的物理过程,具体如图10所示.TC

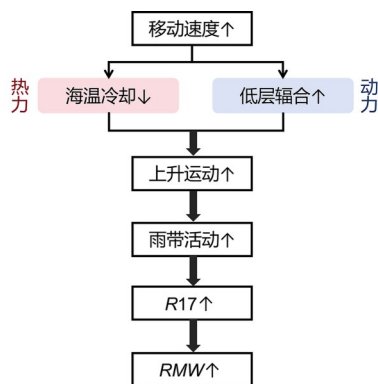


图10 TC移动速度影响 $R_{17}$ 和 $RMW$ 的物理机制示意图  
 Fig. 10 Schematic diagram of the physical mechanisms by which TC translation speed affects  $R_{17}$  and  $RMW$

的移动速度越快,其引起的海温冷却幅度越小,尤其在移动方向左侧区域更为显著.因此,对于快速移动的TC,其移向左侧的海气界面温度梯度和湿度梯度得以维持或增大,对应更大的焓通量,使得海洋向大气输送的热量和水汽增多,导致低层空气增暖增湿,大气层结不稳定性增强,有利于触发和维持更强的上升运动.对ERA5资料的进一步检验表明,快速移动的TC样本的表面潜热通量显著高于缓慢移动的样本(未示图),支持这一热力机制推断.另一方面,TC在快速移动时,其移动方向前方象限的低层辐合作用显著增强,这同样会引起上升运动的增强.显然,移动速度通过抑制海温冷却与增强低层辐合这两条途径协同作用,共同驱动更强的上升运动.而强烈的上升气流会在对流层高层汇聚并堆积,形成相对高压区,在气压梯度力作用下向外辐散.高层辐散的增强又能够进一步促进低层辐合和上升运动的持续增强,形成正反馈.在此背景下,对流系统得以持续发展,螺旋雨带活动增强.雨带潜热释放导致更强的非绝热加热,激发次级环流,驱动低层径向流入,向内输送高绝对角动量<sup>[8,45]</sup>,促使外围

区域风场向外扩张,  $R17$  得以增大. 与此同时, 根据 ER11 风场模型的诊断结果可以判断  $RMW$  也会随着  $R17$  增大.

## 4 结论

本文基于 EBT 数据集和 ERA5 再分析资料, 结合回归分析、合成分析等方法, 重点对 1988—2021 年北大西洋 TC 的移动速度对其尺度的影响进行了探究. 研究发现,  $R17$  随移动速度加快而显著增大, 尤其在高分位的响应更为敏感;  $RMW$  也随移速增加而扩大, 但相关性弱于  $R17$ , 其变化可较好地由 ER11 风场模型解释. 基于分析提出的 TC 移动速度对其尺度影响的物理机制表明, TC 移动速度能够通过热力和动力两条路径协同作用, 影响其尺度演变. 在热力方面, 快速移动将缩短 TC 在局地海域的停留时间, 削弱其引发的海温冷却, 表面焓通量得以维持或增大, 导致大气层结不稳定性增强. 在动力方面, 低层辐合强度随移速加快而显著增大, 且辐合带整体偏向移向的前部区域, 辐合中心位于左前方. 这两种效应共同驱动了更强烈的上升运动. 因此, 螺旋雨带得以维持和发展, 产生的非绝热加热促进低层角动量向内输送, 最终推动外围风场向外扩张,  $R17$  增大. 根据 ER11 风场模型,  $RMW$  亦随之增大.

本文揭示了 TC 移动速度对其尺度变化的显著影响及关键的热力与动力过程. 研究结果也表明, 在预测 TC 尺度变化及灾害风险评估时, 应充分考虑 TC 移动速度的调节作用.

尽管本研究在揭示 TC 移动速度影响尺度的物理机制方面取得了一定进展, 但仍存在不足, 需要在未来研究中进一步拓展与深化: (1) 仅聚焦于北大西洋的 TC, 未来应拓展至其他洋盆乃至全球范围, 以验证该关系的普适性, 并分析区域差异; (2) 利用高分辨率数值模式对本研究的结论进行验证, 并开展更加深入的机制研究.

### 参考文献

- [1] 陈联寿. 热带气象灾害及其研究进展. 气象, 2010, 36(7): 101—110.
- [2] Holland G J. Global guide to tropical cyclone forecasting: WMO/TD-No.560. Geneva: WMO, 1993.
- [3] Powell M D, Reinhold T A. Tropical cyclone destructive potential by integrated kinetic energy. Bulletin of the American Meteorological Society, 2007, 88(4): 513—526.
- [4] Irish J L, Ratcliff D T, Ratcliff J J. The influence of storm size on hurricane surge. Journal of Physical Oceanography, 2006, 38(9): 2003—2013.
- [5] Li J, Hou Y J, Mo D X, et al. Influence of tropical cyclone intensity and size on storm surge in the northern east China sea. Remote Sensing, 2019, 11(24): 3033.
- [6] Kilroy G, Montgomery M T, Smith R K. The role of boundary-layer friction on tropical cyclogenesis and subsequent intensification. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2017, 143(707): 2524—2536.
- [7] Montgomery M T, Smith R K, Nguyen S V. Sensitivity of tropical-cyclone models to the surface drag coefficient. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2010, 136(653): 1945—1953.
- [8] Xu J, Wang Y Q. Sensitivity of the simulated tropical cyclone inner-core size to the initial vortex size. Monthly Weather Review, 2010, 138(11): 4135—4157.
- [9] Martinez J, Nam C C, Bell M M. On the contributions of incipient vortex circulation and environmental moisture to tropical cyclone expansion. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2020, 125(21): e2020JD033324.
- [10] Knaff J A, Longmore S P, Molenaar D A. An objective satellite-based tropical cyclone size climatology. Journal of Climate, 2014, 27(1): 455—476.
- [11] Chan K T F, Chan J C L. Impacts of initial vortex size and planetary vorticity on tropical cyclone size. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2014, 140(684): 2235—2248.
- [12] Maclay K S, DeMaria M, Vonder Haar T H. Tropical cyclone inner-core kinetic energy evolution. Monthly Weather Review, 2008, 136(12): 4882—4898.
- [13] Chen B F, Davis C A, Kuo Y H. An idealized numerical study of shear-relative low-level mean flow on tropical cyclone intensity and size. Journal of the Atmospheric Sciences, 2019, 76(8): 2309—2334.

- [14] Li M, Chu K K, Gu J F, et al. On the relationship between tropical cyclone size and environmental helicity in the South China Sea. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2022, 15(4):100205.
- [15] Wang Y Q. How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2009, 66(5):1250—1273.
- [16] Chen G H, Wu C C, Huang Y H. The role of near-core convective and stratiform heating/cooling in tropical cyclone structure and intensity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2018, 75(1):297—326.
- [17] Hill K A, Lackmann G M. Influence of environmental humidity on tropical cyclone size. *Monthly Weather Review*, 2009, 137(10):3294—3315.
- [18] Xu Z M, Sun Y, Li T, et al. Tropical cyclone size change under ocean warming and associated responses of tropical cyclone destructiveness: idealized experiments. *Journal of Meteorological Research*, 2020, 34(1):163—175.
- [19] Sun Y, Zhong Z, Li T, et al. Impact of ocean warming on tropical cyclone size and its destructiveness. *Scientific Reports*, 2017, 7(1):8154.
- [20] Bi M Y, Li T. Sensitivity of the size of a TC to sea surface temperatures in its outer region. *Journal of Meteorological Research*, 2023, 37(6):829—840.
- [21] Lin Y L, Zhao M, Zhang M H. Tropical cyclone rainfall area controlled by relative sea surface temperature. *Nature Communications*, 2015, 6:6591.
- [22] Bu Y P, Fovell R G, Corbosiero K L. Influence of cloud-radiative forcing on tropical cyclone structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2014, 71(5):1644—1662.
- [23] Bu Y P, Fovell R G, Corbosiero K L. The influences of boundary layer mixing and cloud-radiative forcing on tropical cyclone size. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2017, 74(4):1273—1292.
- [24] Bender M A. The effect of relative flow on the asymmetric structure in the interior of hurricanes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1997, 54(6):703—724.
- [25] Mei W, Pasquero C, Primeau F. The effect of translation speed upon the intensity of tropical cyclones over the tropical ocean. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(7):L07801.
- [26] Zedler S E. Simulations of the ocean response to a hurricane: Nonlinear processes. *Journal of Physical Oceanography*, 2009, 39(10):2618—2634.
- [27] Lin I I, Pun I F, Wu C C. Upper-ocean thermal structure and the western north pacific category 5 typhoons. *Monthly Weather Review*, 2009, 137(11):3744—3757.
- [28] Shapiro L J. The asymmetric boundary layer flow under a translating hurricane. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1983, 40(8):1984—1998.
- [29] Chen S S, Knaff J A, Marks F D. Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM. *Monthly Weather Review*, 2006, 134(11):3190—3208.
- [30] Parrish J R, Burpee R W, Marks F D. Rainfall patterns observed by digitized radar during the landfall of Hurricane Frederic (1979). *Monthly Weather Review*, 1982, 110(12):1933—1944.
- [31] Tu S F, Chan J C L, Xu J J, et al. Increase in tropical cyclone rain rate with translation speed. *Nature Communications*, 2022, 13(1):7325.
- [32] Kossin J P. A global slowdown of tropical-cyclone translation speed. *Nature*, 2018, 558(7708):104—107.
- [33] Kim S H, Moon I J, Chu P S. An increase in global trends of tropical cyclone translation speed since 1982 and its physical causes. *Environmental Research Letters*, 2020, 15(9):094084.
- [34] Demuth J L, DeMaria M, Knaff J A. Improvement of advanced microwave sounding unit tropical cyclone intensity and size estimation algorithms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2006, 45(11):1573—1581.
- [35] Guo X, Tan Z M. Tropical cyclone fullness: a new concept for interpreting storm intensity. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(9):4324—4331.
- [36] Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2020, 146(730):1999—2049.
- [37] Emanuel K, Rotunno R. Self-stratification of tropical cyclone outflow. Part I: implications for storm structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2011, 68(10):2236—2249.

- [38] Li Y L, Tan Z M, Wang Y Q. Relative timing of the ends of hurricane intensification and contraction of the radius of maximum wind in the North Atlantic and Eastern North Pacific. *Geophysical Research Letters*, 2022, 49(22): e2022GL101027.
- [39] Price J F. Upper ocean response to a Hurricane. *Journal of Physical Oceanography*, 1981, 11(2): 153–175.
- [40] Emanuel K. Tropical cyclones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2003, 31(1): 75–104.
- [41] Huang P, Sanford T B, Imberger J. Heat and turbulent kinetic energy budgets for surface layer cooling induced by the passage of hurricane Frances (2004). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C12): C12023.
- [42] Ma Z H, Lin Y L, Fei J F, et al. Strengthening cold wakes lead to decreasing trend of tropical cyclone rainfall rates relative to background environmental rainfall rates. *NPJ Climate and Atmospheric Science*, 2023, 6(1): 131.
- [43] Vincent E M, Lengaigne M, Madec G, et al. Processes setting the characteristics of sea surface cooling induced by tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C2): C02020.
- [44] Ruan Z X, Li B, Yu C C, et al. The impact of tropical cyclone outer size on ocean surface responses. *Frontiers in Marine Science*, 2024, 11: 1429384.
- [45] Fudeyasu H, Wang Y Q. Balanced contribution to the intensification of a tropical cyclone simulated in TCM4: Outer-core spinup process. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2011, 68(3): 430–449.

(责任编辑 杨贞)