

DOI:10.13232/j.cnki.jnju.2024.02.005

热带气旋发展增强过程中龙卷尺度涡旋活动特征

周玥滢, 方娟*

(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: 观测发现热带气旋(TC)边界层中存在龙卷尺度涡旋(TSV), 其引起的相关阵风对近地面具有强烈影响. 利用 WRF-ARW 模型, 通过对飓风 Earl (2010) 进行高分辨率的数值试验模拟, 分析了 TC 边界层龙卷尺度涡旋的时空分布特征以及发生发展的可能原因. Earl 发展增强过程中, TSV 数量随着 Earl 强度的增强而增加, 尤其在最强期间表现最为活跃, 一方面 TC 的增强提供了更强的背景场使得 TSV 更易生成, 另一方面更强的背景场使得长生命期的 TSV 增加, 每一时刻同时存在的 TSV 也就更多. TSV 生成区域随 Earl 的发展从垂直风切左侧逐渐集中至逆风切左侧, 且始终位于 RMW 内侧近地层次级环流上升支和最大垂直涡度位置附近, 这里通常满足垂直切变和水平切变不稳定的必要条件, TSV 涡度收支分析的结果表明, 对 TSV 生成发展起主要贡献的是与水平风水平切变相关的拉伸项以及与垂直切变相关的扭转项, 这意味着 TSV 的生成与发展可能与垂直切变不稳定和水平切变不稳定有关.

关键词: 热带气旋, 龙卷尺度涡旋, 垂直切变, 水平切变

中图分类号: AP444

文献标志码: A

Characteristics of tornado-scale vortices in an intensifying tropical cyclone

Zhou Yueying, Fang Juan*

(Key Laboratory of Mesoscale Severe Weather, Ministry of Education, and School of Atmospheric Sciences,
Nanjing University, Nanjing, 210023, China)

Abstract: Observations have revealed the presence of tornado-scale vortices (TSVs) within the boundary layer of tropical cyclones (TCs), which significantly impact near-surface gustiness. Based on Weather Research and Forecasting Model - Advanced Research WRF (WRF-ARW), a high-resolution numerical experiment in simulating Hurricane Earl (2010) is conducted to analyze the activity characteristics of TSVs in boundary-layer. During the strengthening process of Earl, the number of TSVs increases with the intensification of Earl, especially during its peak. On one hand, the strengthening of the tropical cyclone (TC) provides a stronger background field, making it easier for TSVs to form. On the other hand, the stronger background field leads to an extended lifespan for TSVs, resulting in a higher number of concurrent TSVs at any given moment. The area that TSV generating gradually shifts from the left side of the vertical wind shear to the up-shear left as Earl develops, near the secondary circulation updraft and the maximum vertical vorticity, where often meets the necessary conditions of unstable vertical and horizontal wind shear. The results of TSV vorticity budget analysis further indicate that the stretching term associated with horizontal wind shear and the tilting term associated with vertical wind shear are important factors in the generation and development of TSVs, which implies that the generation and development of TSV may be related to vertical shear instability and horizontal shear instability.

Key words: tropical cyclones, tornado-scale vortex, vertical shear, horizontal shear

基金项目: 国家自然科学基金(42175004)

收稿日期: 2024-02-24

* 通讯联系人, E-mail: fangjuan@nju.edu.cn

热带气旋(Tropical Cyclones, TC)可带来狂风、暴雨、风暴潮,甚至引发洪水、泥石流等灾害,经常给社会造成严重的损失,包括但不限于人员伤亡、基础设施破坏、农业和林业经济损失。其中强风害往往直接危害到人民生命财产安全,但是目前人们对TC内核区域近地表风结构特征的了解仍然有限。一方面是由于地面观测不足,热带和副热带地区往往是强烈的热带气旋常经过的地方,而这些地区的气象站数量又较少;另一方面,强热带气旋往往伴随着破坏性的大风,因此难以利用气旋中心附近的雷达观测系统来进行观测。

在已有观测研究中,发现TC眼墙内的中小尺度扰动往往对近地面风产生影响,其扰动特征与风的振荡产生明显的对应关系。地面风的极大值常常与局部扰动有关,曾有卫星图像和航拍照片发现,在强热带气旋的眼墙内和眼墙的低层往往嵌入了中尺度涡旋^[1-4]。早期利用多普勒雷达的观测研究显示,直径10 km左右的中尺度涡旋常常伴随着沿眼墙分布的强烈对流和大风^[5-7]。除了眼墙中的中尺度涡旋外,通过航空探测,在强烈TC的内核中还探测到了具有强烈对流和极端风的较小尺度(~ 1 km)涡旋^[4,8-11],与后文说明的龙卷尺度涡旋相关(Tornado-Scale Vortices, TSV)。Aberson et al^[4]在距离地面1400 m处,通过在飓风Isabel(2003)眼墙内投放的下沉式探测仪,观测到 $107 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的水平风速以及 $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的上升气流。他们发现,眼墙内缘雷达反射率高值区的丝状特征向TC中心内延伸,并且在雷达高反射率的丝状特征区往往存在着小尺度涡旋。最近,在高时空分辨率下成功地观测到了强热带气旋眼墙附近的近地面风。由于飓风Harvey(2017)在得克萨斯州海岸登陆,通过多普勒雷达和地面测量进行了多次分类观测^[12-14]。TC登陆后,在眼墙内缘的几个中尺度涡旋通过期间,用风速计测量了周期性间隔600 s增强的地面风^[13]。Fernández-Cabán et al^[14]认为,Harvey登陆后地表粗糙度的增加加强了低层辐合,并导致了中尺度涡旋的形成。Wurman and Kosiba^[13]还观察到Harvey眼墙内存在小尺度涡旋影响地面风,产生了 $\pm 10\sim 20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的扰动,造成严重的局部破坏,并提出将小尺度涡旋称为龙卷尺度涡旋(TSV)。

虽然目前单独针对眼墙内小尺度结构的模拟较少,但仍有不少研究通过数值模拟揭示TC眼墙内低层气流变化与小尺度扰动的关系。早有研究推断,眼墙内的中尺度涡旋和小尺度涡旋增强了地面风速^[4,15-17]。Mashiko^[18]在实际环境条件对台风Rusa(2002)进行了2 km的水平网格模拟,结果表明,眼墙内的中尺度涡旋使得地面附近的水平风速增加了约20%。Nolan et al^[19-20]利用中尺度模式进行模拟,结果表明,地面风极大值与眼壁中的强局部涡度极大值有关。Wu et al^[21-22]对边界层采用大涡技术的最高水平分辨率为37 m的WRF数值试验结果进行分析,发现边界层眼墙内侧普遍存在TSV,水平尺度约1~2 km,涡度达到弱龙卷量级。Stern et al^[23]用数值模式模拟dropsondes在TC中投放,也指出边界层极端的上升运动与小尺度的涡旋有关。Ito et al^[24]通过数值模拟在内眼墙附近发现了间隔为2 km的波状结构,并提出低层的小尺度扰动可能与平行不稳定有关。

无论是观测还是数值模拟,目前人们主要关注的是成熟TC内核区TSV特征^[13,21-22],对TC发展增强过程中,TSV的时空分布特征及演变研究较少。为了进一步揭示TC不同发展阶段中TSV的活动特征,本文通过高精度数值模拟分析了2010年飓风Earl快速增强和达到最大强度时TC内小尺度系统时空分布特征和演变过程。

1 资料与方法

1.1 飓风Earl生命期回顾 飓风Earl(2010)起源于2010年8月23日离开非洲西海岸的热带东风波。随着环流中心地区对流的不断组织发展,东风波扰动于8月25日凌晨至清晨逐渐加强为热带低压,并于12时进一步发展为热带风暴。其后几日,Earl在副热带高压脊南部的引导气流影响下向西至西北方向移动,在8月29日12时达到飓风强度。由于Earl处于一个具有温暖海水和较弱至中等的垂直风切环境,29日06时至30日18时Earl经过一次快速增强(RI)过程,在RI结束时,Earl升级为四级飓风,随后经历了一次同心眼墙的置换,风暴强度暂时停止增加。有关Earl发展演变的详细情况可参考Cangialosi^[25]的报告。

1.2 模式设计与模拟结果验证 本文采用 WRF-ARW(版本号 3.8)模式模拟 Earl 的发展增强过程,模式采用六层双向嵌套网格设计.最外五层网格水平分辨率分别为 12 km, 4 km, 1.33 km, 444 m 和 148 m,格点数为 502×346 , 391×409 , 469×487 , 1189×1243 和 1201×1366 (图 1).最内层网格采用 49 m 水平分辨率大涡尺度模拟(Large-Eddy Simulation, LES),直接解析对流尺度系统,获得 TC 内核区的细致结构.模式最外侧的网格是固定的,内部网格随着 TC 一起移动,垂直方向上共 50 层,模式层顶气压为 50 hPa, 850 hPa 以下有 15 层.最外面三层区域的启动时间为 8 月 26 日 18 时,第四层网格在 8 月 27 日 12 时启动,第五和第六层网格在 8 月 29 日 00 时启动.初始场和边界条件所用的资料是欧洲中期天气预报中心的再分析资料(ERA-Interim),水平分辨率为 $0.702^\circ \times 0.703^\circ$,垂直层数为 27 层.最佳路径数据来自美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)提供的 IB-TrACS 最佳路径数据集.

模式中使用的物理参数化方案如下:Kain-Fritsch 积云对流参数化方案^[26](仅用于最外层网格)、Thompson 云微物理方案^[27]、Dudhia 短波辐射方案^[28]、快速辐射转移模型(RRTM)长波辐射方案^[29]和修正的 MM5 Monin - Obukhov 地表参数化方案^[30].选择 Thompson 微物理方案是因为最近使用偏振雷达进行的评估研究表明,Thompson 方案能够更合理地捕捉 TC 中的雨滴大小分布和表面降水量,因而优于其他几种微物理方案^[31-32].外面五层较粗网格采用尺度感知 Shin-Hong 边界层方案^[33],Chen et al^[34]显示这一方案

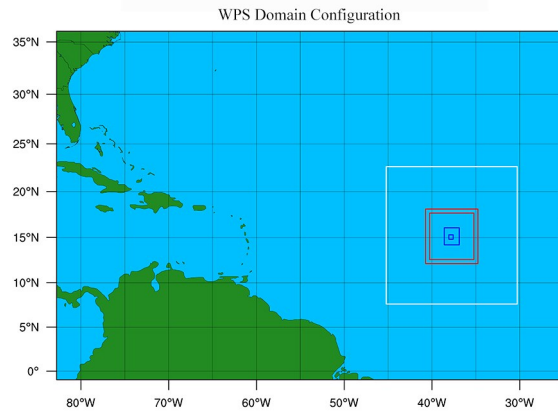
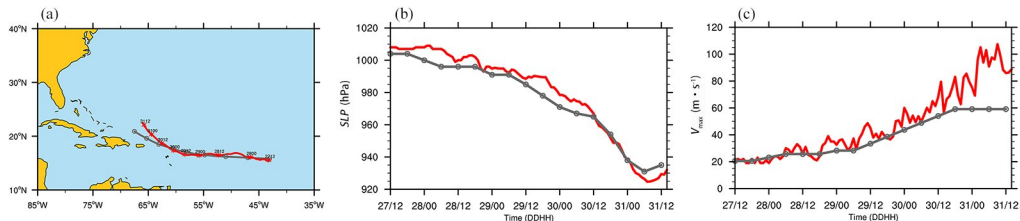


图 1 数值试验六重网格嵌套示意图

Fig. 1 Schematic of the six-fold grid nesting for numerical tests

比 YSU 方案能更好模拟 TC 的快速增强过程. 为了进行大涡尺度分辨率的模拟,模式最内层网格采用 Smagorinsky^[35]提出的三维一阶闭合方案.

图 2 所示为数值模拟的和最佳路径数据集(IBTrACS)给出的 Earl 路径和强度. 由图 2a 可见,数值模式较好地模拟了 Earl 的移动情况,模拟路径与观测基本吻合,尤其是在 2010 年 8 月 31 日之前. 图 2b 和图 2c 显示数值模式也很好地反映了 Earl 的发展增强过程. 根据 TC 快速增强的定义,即 24 h 内地面风持续增加超过 $15.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ^[36],以及每小时地面风速超过 $0.54 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ^[37],模式模拟的 Earl 快速增强开始时间约为 29 日 18 时,与最佳路径数据相比基本一致,到了 31 日 00 时 RI 基本停止,较最佳路径数据晚约 6 h. 31 日 00—09 时,Earl 基本达到最强,并在 09 时之后强度开始减弱. 总体而言,数值模式较好地模拟了 Earl 的增强和移动情况,所以其产生的高精度数据可以用来分析 TC 相关的动力学和热力学特征.



The gray line represents the optimal path and the red line represents data from numerical simulations.

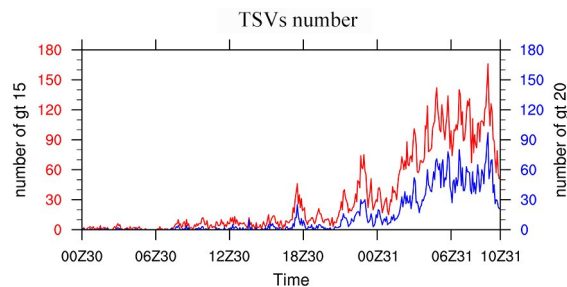
图 2 模拟的(a)路径、(b)最小海平面气压(SLP,单位:hPa)和(c)10 m 最大风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 2 Simulated (a) path, (b) minimum sea level pressure (SLP, unit: hPa) and (c) 10 m maximum wind speed (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

1.3 TSV 的识别 Wu et al.^[21-22]提到模拟 TC 中的 TSV 主观定义为海拔 3 km 以下、直径 1~2 km 的小尺度气旋性环流,其最大垂直上升运动大于 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,最大垂直相对涡度大于 0.2 s^{-1} . 满足垂直运动阈值和垂直相对涡度阈值的网格点,如果水平或垂直方向距离在 1 km 以内,则属于同一龙卷尺度涡旋. 本文仿照 Wu et al.^[21-22]对 Earl 发展增强过程中的 TSV 进行了识别,为了确保结果的合理性,本文也采用垂直速度大于 $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 这一条件对 TSV 进行了识别. 本研究使用 29 日 07 时至 30 日 14 时每隔 20 s 的模式输出结果来识别龙卷尺度涡旋.

2 Earl 发展增强过程中龙卷尺度涡旋的活动特征

2.1 TSV 的时间演变特征 根据前文给出的 TSV 的定义,本文采用垂直速度大于 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 两个标准对 Earl 发展增强过程中的 TSV 进行了识别,图 3 所示为两个标准下识别出的 TSV 个数随时间的变化. 由图可见,虽然采用垂直速度大于 $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 标准识别出的 TSV 个数普遍较 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 标准所识别出的多出许多,但是两者整体的变化趋势是相似的,即 TSV 在 Earl 增强期间是在不断增多的. 在快速增强后的 6 h 内,Earl 中基本没有 TSV 形成,但从 30 日 00 时开始,逐渐有个别 TSV 出现,07 时之后 TSV 开始在 Earl 中持续出现,但数量较少. 大约 10 h 后,即 30 日 17 时前后,Earl 中 TSV 的个数出现了一次爆发



The red and blue lines indicate the number of TSVs obtained using identification conditions with vertical velocities greater than 15 and $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, respectively.

图3 Earl 发展增强过程中 TSV 数目随时间的变化

Fig. 3 Variation of the number of TSVs over time during Earl's developmental enhancement

式增长,而在 18 时时个数又减少至与爆发前相近. 同样地,在 30 日 22 时至 31 日 00 时也出现了一次类似的变化,但这一次 TSV 峰值较前一次更高. 在这之后,Earl 的快速增强过程近乎结束,强度达到最强,这时,TSV 个数再次迅速增长,且长时间维持在较大值,直到 31 日 09 时达到峰值后开始迅速减少,而这时 Earl 的强度也呈现出减弱的趋势.

对比图 2b 和图 2c 中 Earl 强度变化与图 3 中 TSV 数量变化,可以看出 Earl 中 TSV 的数量与其强度密切相关,当 Earl 达到最强时,TSV 最为活跃,造成这一现象的可能原因有两个,一是随着 TC 的增强,TC 中的轴对称平均的垂直相对涡度和垂直上升运动逐渐增加,提供了更强的垂直涡度和垂直上升运动背景场,小尺度涡旋扰动就更容易满足 TSV 生成条件,使得 TSV 大量生成. 另一方面,由于某一时刻的 TSV 数量包括当前时刻生成的 TSV 数量,以及之前时刻生成并在当前存在的 TSV 数量,TC 强度的增强可能在一定程度上会使得 TSV 的维持时间变长,以至于在 TC 发展后期识别到的 TSV 数量更多. 为了进一步明确 TSV 生命期是否随 TC 强度增强而增加,本文分别对 Earl 快速增强期间 30 日 17—19 时和 Earl 最大强度期 31 日 5—7 时两个时间段的 TSV 进行追踪,并在此基础上对这两个时段中 TSV 生命期进行了统计. 图 4 是两个时段内不同生命期的 TSV 个数占总数的比例. 由图见,在两个时段内多数(近 80%)TSV 都只能维持 1~2 min,能维持 5~6 min 及以上的比例不足 1%. 相比较而言,最大强度期中生命期在 2 min 以上的 TSV 占比略高于快速增强期的比例,这意味着 TC 强度对 TSV 生命期的长短有一定的影响,也暗示了最大强度期 Earl 中长生命期的 TSV 占比增多,对同时存在的 TSV 数量产生了影响.

2.2 TSV 的空间分布特征 图 5 所示为 30 日 00 时到 31 日 09 时,即 Earl 快速增强、达到最强这两个阶段,在 200 m 高度上的全风速和 TSV 分布特征,其中,矢量箭头为环境垂直风切,代表 TC 中心 480 公里半径范围内 850~200 hPa 的水平风矢量差. 图 5 进一步显示了 Earl 中 TSV 数量随 TC 强度增加而逐渐增加的特点,与图 3 一致. 另外,

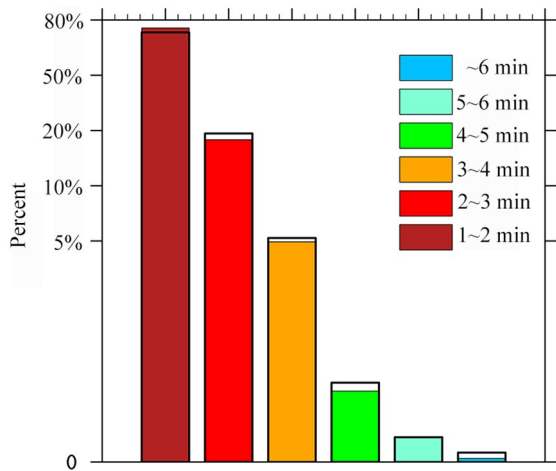


图 4 30 日 17~19 时(实心柱)和 31 日 05~07 时(空心柱) TSV 中不同生命期长度的占比情况

Fig. 4 Percentage of TSVs with different lifespan lengths at 17~19 on the 30th (solid pattern) and 05~07 on the 31st (hollow pattern)

由图 5 还可以看出 TSV 的活动区域主要位于最大风速半径的内侧,这与观测研究一致^[8,23],但其具体位置与垂直风切变方向相关.在 Earl 发展增强过程中,垂直风切的方向最开始指向西南方向,随着时间演变,不断逆时针旋转,最终停留在东北象限(图 5b~i).在此过程中,Earl 低层风速逐渐增加,最大风速半径附近不断产生条带状阵性大风,这些阵性大风条带附近常有 TSV 出现.在 Earl 发展增强早期,TSV 零星出现在垂直风切变左侧(图 5a~d),随着 Earl 的强度越来越强,垂直风切左侧 TSV 越来越多并向逆风切左侧扩展(图 5e 和图 5f),到后期主要集中于逆风切左侧象限,在顺风切的右侧象限几乎没有 TSV 活动(图 5g~i).由于后期逆风切左侧象限主要位于 Earl 的西北象限,此时 Earl 的移动方向近乎为西北方向,这意味着 TC 的移动也可能对 TSV 发生的区域产生一定的影响,Susca-Lopata et al^[38]曾指出在 TC 向西北方向移动时,低层的人流通过拉伸形成更多小尺度涡旋.图 5g~i 还显示当 Earl 强度很强后,TSV 的活跃区呈向逆切变右侧象限扩展的趋势.

为了进一步了解 TVS 分布特征与 Earl 涡旋强度和结构之间的关系,图 6 展示了 30 日 18 时至 31 日 09 时轴对称切向风、径向风、反射率、垂直速

度以及相对涡度随半径和高度的分布情况.图中紫色圆圈代表 TSV 出现的位置.在 Earl 增强发展演变过程中,轴对称切向风低层的最大风速半径逐渐从 15 km 左右增长至约 20 km,切向风最大值从垂直高度约 500 m 逐渐抬升至 1 km 处,切向风速的垂直切变在大值中心高度以下最明显;径向入流主要位于半径 10 km 以外和高度在 1 km 以下的区域,该区域厚度随时间逐渐增加,径向向内延伸至 RMW 内(图 6a,d,g,j);与之相对应,强上升运动也位于 RMW 内,上升气流的宽度和强度不断增加(图 6b,e,h,k).图 6c,f,h,k 显示垂直涡度的大值中心也总是位于 RMW 内,且随 Earl 增强而增加.与图 5 一致,在 Earl 发展增强过程中,TSV 主要分布于 RMW 内侧,与次级环流上升支和最大垂直涡度的位置相近.从反射率来看,TSV 总是位于雷达反射率水平梯度较大的区域,而非回波最强的区域.总体来看,TSV 所集中的位置与强上升运动与涡度大值区重合,随着 Earl 增强而不断增强的垂直上升运动和涡度,更容易满足 1.3 节中 TSV 的定义,这可能也是 TSV 随 Earl 增强而不断增多的一个可能原因.

3 TSV 形成和增强的可能机制

3.1 TSV 形成和发展增强过程与切变稳定性

图 6 显示 Earl 中 TSV 多出现在近地面径向风和切向风垂直切变最显著和垂直相对涡度最大的区域,这意味着 TSV 的形成可能与切变不稳定性有关.为了分析 Earl 发展演变过程中垂直切变引起的不稳定性,本文采用理查森数(Ri)作为评估标准,其定义为:

$$Ri = \frac{N^2}{S^2} \quad (1)$$

其中, $N^2 = g \frac{\partial \ln \theta}{\partial z}$ 是 Brunt-Väisälä 浮力振荡频率, θ 为位温, g 为重力加速度, $S^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2$ 是水平风的垂直切变. $Ri < 0.25$ 是垂直切

变不稳定出现的必要条件^[39].图 7 所示为 30 日 00 时至 31 日 10 时期间 1 km 高度以下垂直平均的 Ri 水平分布.30 日 00 时开始 Ri 小于 0.25 的区域零

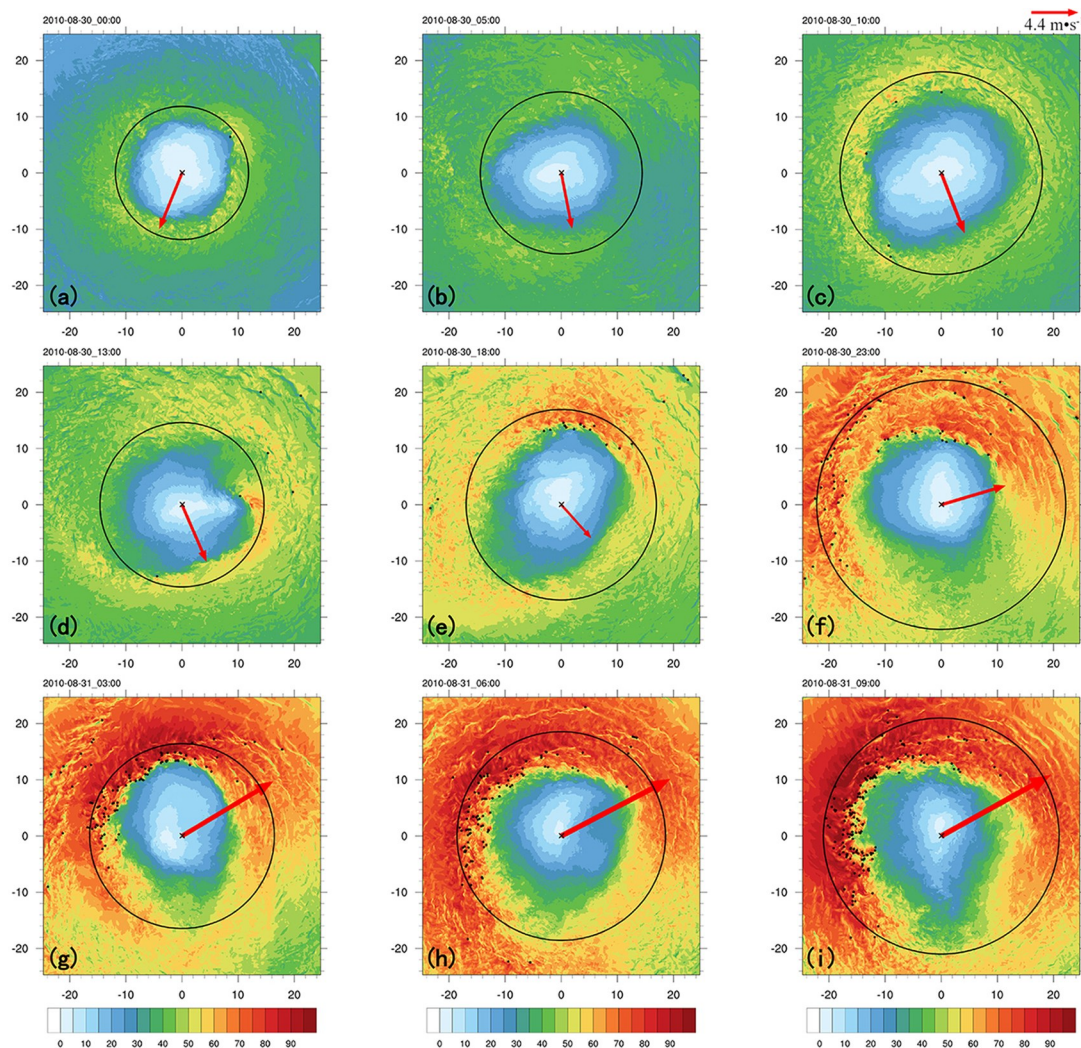


图5 30日00时至31日09时200 m高度上风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)的填色图, 黑色圆环表示200 m高度上最大风速半径, 矢量箭头为200~850 hPa环境场垂直风切变, 黑色圆点代表TSV

Fig. 5 Wind speed (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 200 m height from 00:00 on the 30th to 09:00 on the 31st, with the black circle indicating the radius of the maximum wind speed at 200 m height and the vector arrows showing the vertical wind shear in the ambient field between 200 hPa and 850 hPa

散分布于RMW内, RMW外 Ri 值一般大于0.25区域. 由图7e~i可见, 30日18时之后随着Earl的快速增强, Ri 小于0.25的范围逐渐扩大. 图8显示Earl发展后期 N^2 大于0的区域明显增加, 这意味着随着TC的增强, 近地面层结稳定度有所增强, 与此同时, 近地面的水平风垂直切变也明显增强, 正是这一垂直切变的增强导致了 Ri 小于0.25的范围随着Earl增强而增加. 尽管满足垂直切变不稳定必要条件的区域有所扩大, 并延伸至RMW以外地区, 但TSV的主要发生位置始终是在最大风速半径内侧 Ri 小于0.25甚至小于0.1

区域的内缘. 这意味着TSV的形成不仅与水平风垂直切变有关, 还有其他可能影响因素.

图9所示为30日00时至31日10时期间200 m高度轴对称叠加1波的垂直相对涡度水平分布. 由于高波数的垂直相对涡度量级较小, 主要涡度分布以0波和1波主导, 因此高波数分量在此不做展示. 由图可见, 在Earl增强初期TSV还未大量生成时(图9a), 在RMW内侧已经形成了环状的正涡度带, 随着Earl强度的增强, 环状逐渐破裂, 且涡度带呈现出非对称性, TSV总是发生在正涡度带附近(图9b~i). 同时正涡度带的存在也

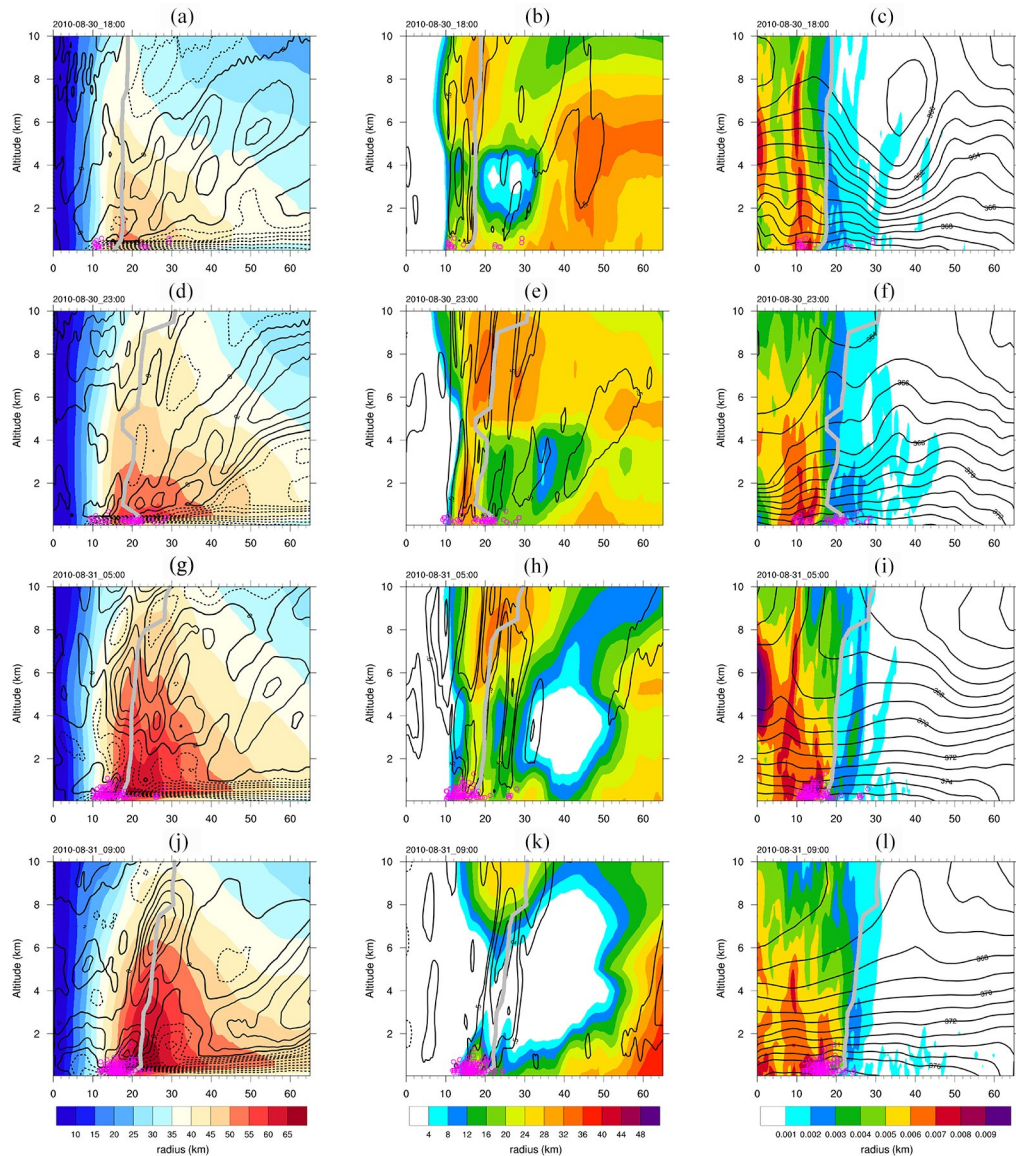


图 6 30 日 18 时至 31 日 09 时 (a, d, g, j) 方位角平均切向风 (阴影, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和径向风 (等值线, 间隔 $1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$); (b, e, h, k) 方位角平均雷达回波 (阴影, 单位: dBZ) 和垂直速度 (等值线, 间隔 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$); (c, f, i, l) 方位角平均相对涡度 (阴影, 单位: s^{-1}) 和相当位温 (等值线, 间隔 1 K); 紫色空心圆代表识别出的 TSV, 灰色实线代表最大风速半径

Fig. 6 (a, d, g, j) azimuthally averaged tangential winds (shaded, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and radial winds (contours, $1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ interval) from 18:00 on the 30th to 09:00 on the 31st; (b, e, h, k) azimuthally averaged radar echoes (shaded, unit: dBZ) and vertical velocity (contours at $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ intervals); (c, f, i, l) azimuthally averaged relative vorticity (shaded, unit: s^{-1}) and comparable potential temperature (contours at 1 K intervals); and purple hollow circles represent identified TSVs

说明径向方向上存在涡度有极大值的区域, 即存在 r_0 使得 $\frac{\partial \bar{v}_\theta(r_0)}{\partial r^2} = 0$, 满足 Rayleigh 不稳定. 另一方面, 由于正涡度带在 RMW 内, 涡度带径向向外 RMW 以内的区域, 沿径向方向平均切向风增

加 $\bar{v}_\theta - \bar{v}_\theta(r_0) > 0$, 涡度减小 $\frac{\partial \bar{v}_\theta^2}{\partial r^2} < 0$, $\frac{\partial \bar{v}_\theta^2}{\partial r^2} (\bar{v}_\theta - \bar{v}_\theta(r_0)) < 0$; 同样地径向向内区域, 沿径向风方向, 平均切向风减小 $\bar{v}_\theta - \bar{v}_\theta(r_0) < 0$, 涡度增加

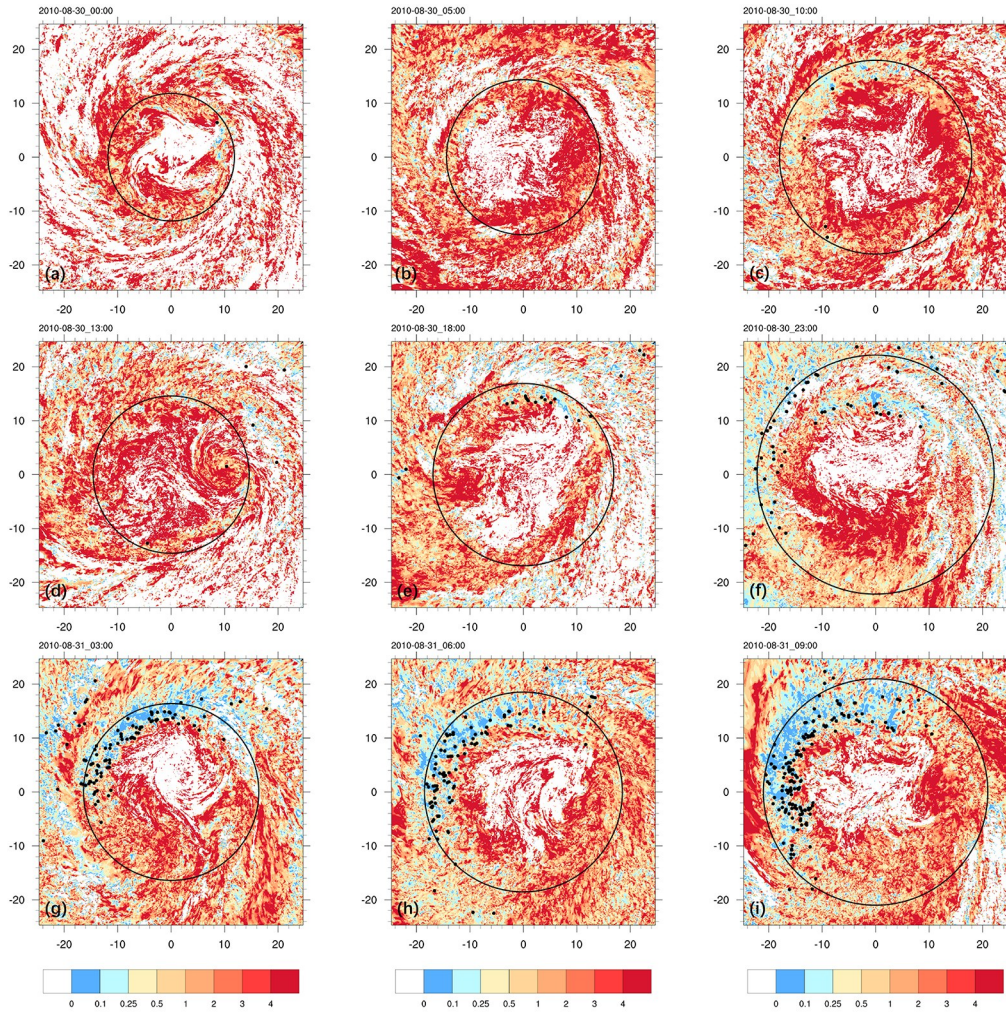


图7 30日00时到31日10时1 km高度以下平均的 Ri ,黑色圆环表示200 m高度上最大风速半径

Fig. 7 Ri averaged below 1 km altitude from 00:00 on the 30th to 10:00 on the 31st, the black circle indicates the radius of maximum wind speed at 200 m altitude

$\frac{\partial \bar{v}_\theta^2}{\partial r^2} > 0$, $\frac{\partial \bar{v}_\theta^2}{\partial r^2} (\bar{v}_\theta - \bar{v}_\theta(r_0)) < 0$, 满足 Fjortoft 不稳定. 这意味着在 Earl 中存在满足水平切变不稳定必要条件的区域, 即图 10 中正涡度极大值到 RMW 之间满足 Fjortoft 不稳定的区域. 图 10g~i 中可以明显看到 TSV 主要发生在这些区域, 这意味着正压不稳定也可能是 TSV 形成的一个可能机制.

3.2 TSV 的涡度收支分析 为了进一步明确 TSV 形成和发展增强过程中, 近地面水平风垂直切变和水平切变的影响, 针对两个 TSV 进行了涡度收支分析, 所采用的涡度方程如下:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & -\vec{V}_h \cdot \nabla_h (\zeta + f) - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} - (\zeta + f) \nabla_h \cdot \vec{V}_h - \\ & \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \left(\frac{\partial \alpha}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \alpha}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) + \\ & \left(\frac{\partial F_{ry}}{\partial x} - \frac{\partial F_{rx}}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

其中, \vec{V}_h 为相对于 TSV 的水平风矢, u, v 和 w 分别为纬向、经向和垂直运动, ζ 为相对涡度, f 为地转涡度, p 为气压, α 为比重, F_{rx}, F_{ry} 分别为经向和纬向的摩擦力. 上式等号左侧为涡度倾向项, 即局地涡度随时间的变化, 等号右侧第一至第六项分别为水平平流项、垂直输送项、拉伸项、扭转项、斜压项和摩擦项. 由上式可见, 水平风垂直切变对 TSV 发展增强的贡献主要通过扭转项来体现,

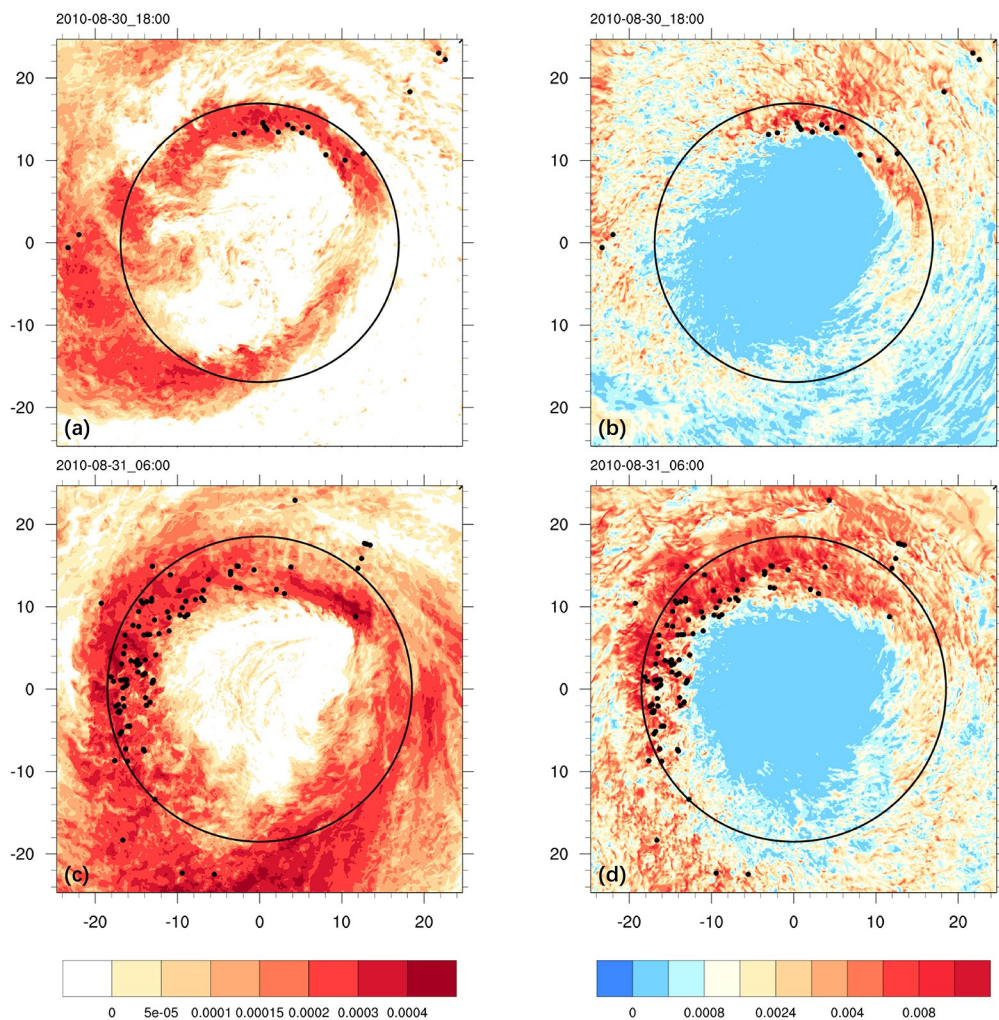


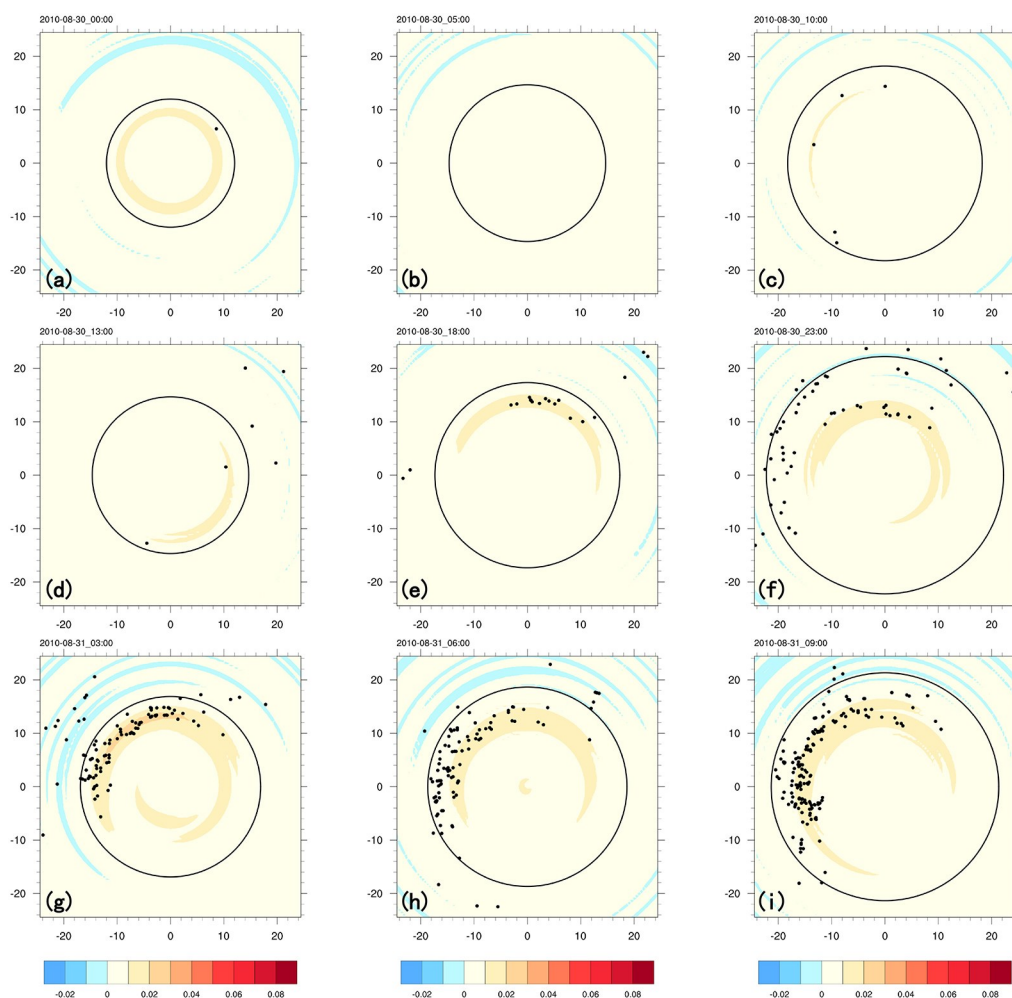
图 8 30 日 18 时和 31 日 06 时 1 km 高度以下平均的 (a, c) 浮力振荡频率 N^2 (单位: s^{-2}) 和 (b, d) 水平风垂直切变 S^2 (单位: s^{-2}), 黑色圆环表示 200 m 高度上最大风速半径

Fig. 8 (a, c) buoyancy oscillation frequencies N^2 (unit: s^{-2}) and (b, d) horizontal wind vertical shear S^2 (unit: s^{-2}) averaged below 1 km altitude at 18:00 on the 30th and 06:00 on the 31st, with the black circle indicating the radius of maximum wind speed at 200 m altitude

而水平风水平切变引起的涡度对 TSV 的贡献主要体现在拉伸项上.

图 11a 和图 11c 是形成于 30 日 17:50:00 前后的一个 TSV 中在 100 m 和 200 m 高度上区域平均的涡度及其收支各项随时间的变化. 根据对 TSV 的定义, 所追踪涡旋的最大垂直涡度和垂直速度在 17:50 时达到 TSV 强度, 因此认为 17:50 前是 TSV 的生成阶段, 之后则是其发展增强后减弱的阶段. 由图可见, 此 TSV 在形成的初期, 100 m 高度上拉伸项和扭转项是涡度增加主要贡献者, 200 m 高度上水平平流和垂直输送项是其涡度增

加的主要贡献者, 但随后与水平风垂直切变密切相关的扭转项迅速增强, 并逐渐成为涡度增加的最大贡献项. TSV 形成后, 拉伸项开始增强, 并与扭转项一起使得 TSV 得以维持和增强. 图 11b 和图 11d 是形成于 31 日 06:02:40 前后的一个 TSV 在 100 m 和 200 m 高度上的涡度及其收支各项随时间的变化. 在达到 TSV 强度前, 100 m 高度上涡度的增加主要来自拉伸项和扭转项, 200 m 高度上扰动涡度的增加主要来自垂直输送项, 当扰动增强为 TSV 之后, 涡度的增长的贡献主要来自拉伸项和扭转项, 且拉伸项始终贡献更大. 总体



Black circles indicate the radius of maximum wind speed at 200 m height.

图9 30日00时至31日10时200 m高度上轴对称叠加1波的垂直相对涡度(单位: s^{-1})

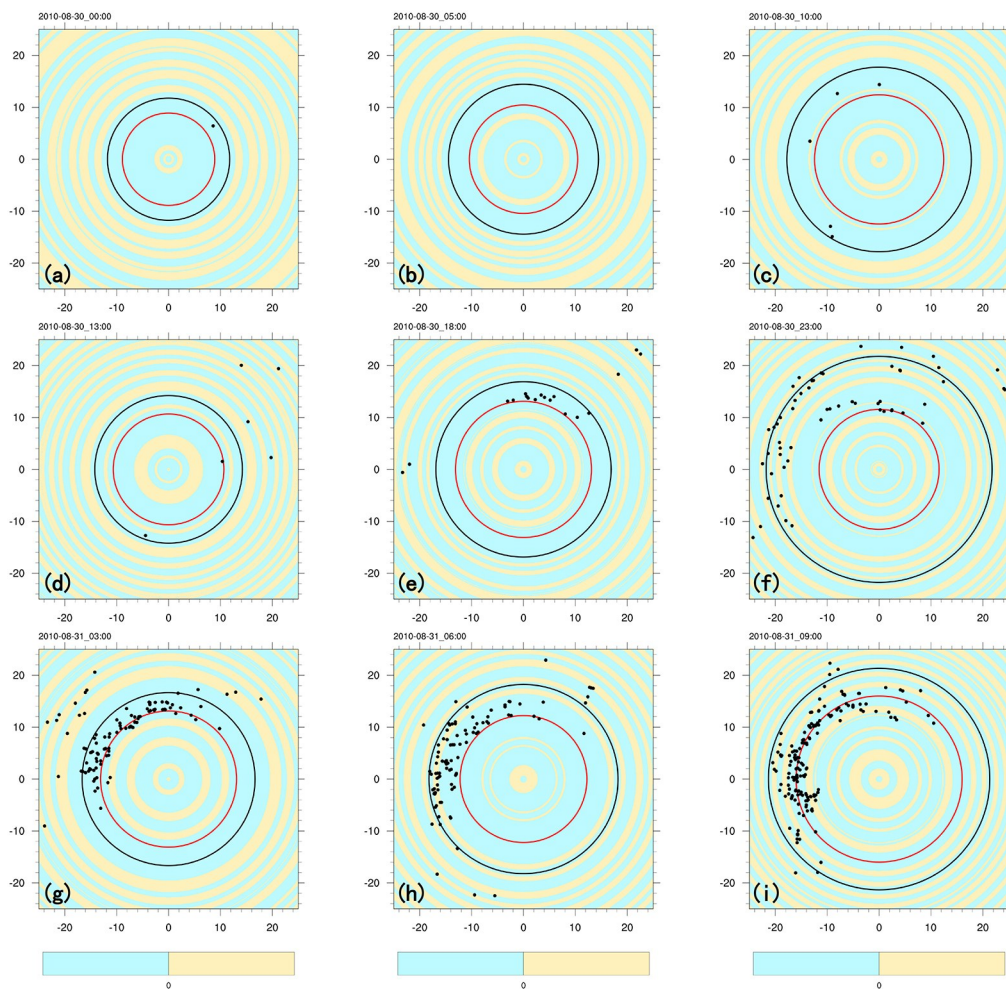
Fig. 9 Vertical relative vorticity (unit: s^{-1}) of an axisymmetrically superimposed wave at 200 m height from 00:00 on the 30th to 10:00 on the 31st

而言,上述两个TSV有着相似的发展演变过程,即在涡度扰动增强发展至TSV阶段,中层涡度的增加中垂直输送项非常重要,这意味着TSV是由近地面自下而上发展的,低层的涡度发展又是拉伸项和扭转项占主要贡献,而在TSV发展增强阶段,不论在哪个高度上,都是与水平风水平切变大小相关的拉伸项和与水平风垂直切变相关的扭转项占主导作用,正是因为两者的共同作用,TSV主要出现在垂直涡度极大值和垂直切变以及上升气流显著的区域.结合前文对水平切变不稳定和垂直切变不稳定的分析,提出了两种不稳定通过影响涡度收支从而促进TSV生成的可能机制.

一方面,水平切变不稳定使得涡度带破裂成多个涡度中心,在拉伸项的作用下,水平气流辐合使得涡度中心得到增强,有利于TSV发生.另一方面,垂直切变的增加使得水平相对涡度增加,在扭转项的作用下,水平涡度扭转为垂直涡度,使得系统的垂直涡度增加,进而促进TSV的生成.

4 结论

近些年来,TC边界层中TSV成为热带气旋研究中的一个热点问题,但现有工作主要是针对成熟台风中的TSV进行分析,而对于TC发展增强过程中TSV活动特征分析不多,对于TSV形



The black circle indicates the radius of the maximum wind speed at 200 m height, and the red circle indicates the radius of the axisymmetric vertical relative vorticity maxima at 200 m height.

图 10 30 日 00 时至 31 日 10 时 200 m 高度上轴对称叠加 1 波的 Fjortoft 判据

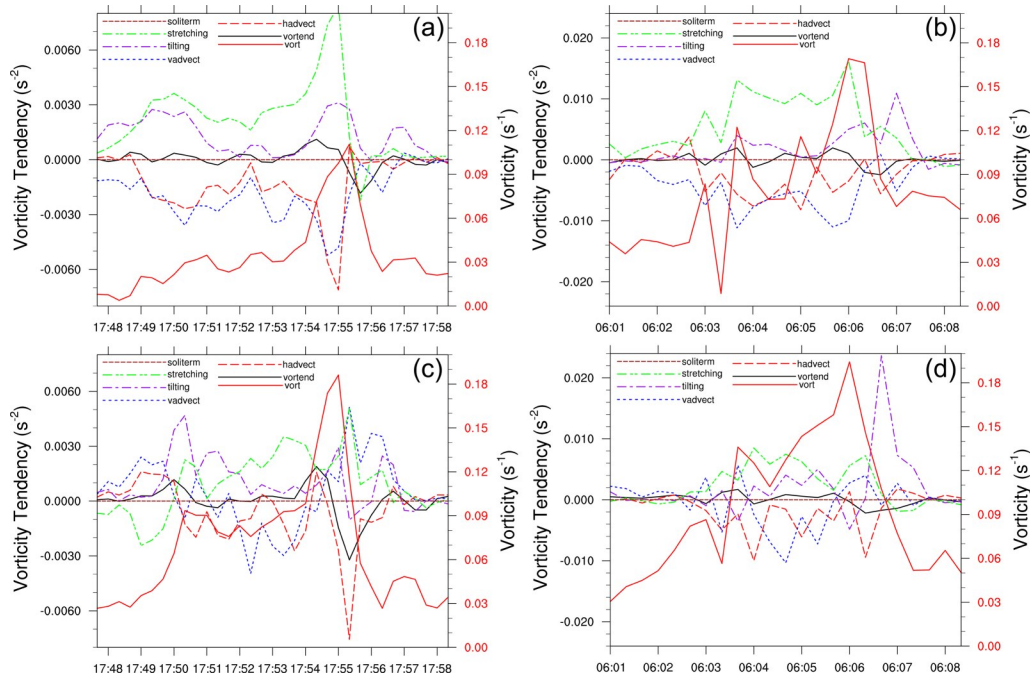
Fig. 10 Fjortoft criterion for the axisymmetric superposition of a wave at 200 m height from 00:00 on the 30th to 10:00 on the 31st

成和发展机制也不是非常明确. 为了更全面认识 TC 中 TSV 的活动特征, 本文利用 WRF 模式对大西洋飓风 Earl (2010) 进行了大涡尺度模拟, 在此基础上分析了 Earl 快速增强期间和达到最大强度前后 TSV 的活动特征及其发展维持的可能机制.

研究结果表明, Earl 发展过程中, TSV 数量随着 Earl 强度的增强而增加, 尤其在最强期间表现最为活跃. 且 TC 强度对 TSV 生命期的长短有一定的影响, 最大强度期 Earl 中 TSV 数量相对较多与长生命期的 TSV 占比较多有一定的关系. TSV 空间分布与 TC 结构密切相关, TSV 在 Earl

增强前期位于风切左侧, 到了发展最强期主要集中于逆风切左侧并向逆风切右侧扩展. 在 Earl 整个增强阶段 TSV 都位于 RMW 内侧 1 km 以下, 次级环流上升支和最大垂直涡度位置附近.

通过对 Earl 发展过程中稳定性的分析发现, 随着 Earl 的增强, TSV 发生区域层结稳定度有所增加的同时垂直切变快速增强, 导致垂直切变不稳定区域面积进一步增加, 但是 TSV 并不存在于所有满足垂直切变不稳定的区域, 其生成区域往往同时满足水平切变不稳定的必要条件. 对 TSV 的涡度收支分析表明, 当涡度扰动发展增至为 TSV 阶段, 涡度的增强主要来自垂直涡度自下



The red solid line is the regionally averaged vorticity magnitude (unit: s^{-1}), the black solid line is the vorticity tendency (unit: s^{-2}), the red dashed line is the horizontal advection term (unit: s^{-2}), the blue dashed line is the vertical transport term (unit: s^{-2}), the purple dashed line is the torsion term (unit: s^{-2}), and the green dashed line is the stretching term (unit: s^{-2}).

图 11 形成于 30 日 17:48 前后 (a) 100 m 和 (c) 200 m 高度上; 31 日 06:01 前后 (b) 100 m 和 (d) 200 m 高度上的一个 TSV 的涡度变化以及涡度收支各项随时间的变化

Fig. 11 Vorticity variations of a TSV formed at (a) 100 m and (c) 200 m heights around 17:48 on the 30th; and (b) 100 m and (d) 200 m heights around 06:01 on the 31st, as well as variations of each item of the vorticity income and expenditure over time

而上的输送, 而低层涡度的发展又来自水平风的水平切变和垂直切变相关的拉伸项和扭转项, TSV 发展增强阶段, 始终是拉伸项和扭转项占主导作用, 这进一步说明 TSV 的生成与发展可能与垂直切变不稳定和水平切变不稳定有关。

通过本文的研究, 我们对热带气旋中龙卷尺度涡旋的活动特征有了一定认识, 但由于识别条件的单一, 可能导致识别的 TSV 活动与对流爆发有一定的重合, 或者是在时间连续性上较差, 使得追踪得到的生命期不够完整。因此在未来的工作展开中, 将通过设置不同的识别条件, 如螺旋度、Okubo-Weiss 参数等, 进一步完善对 TSV 的识别追踪, 并探究其活动对 TC 发展增强的可能影响。

参考文献

[1] Kossin J P, Schubert W H. Mesovortices, polygonal flow patterns, and rapid pressure falls in hurricane -

like vortices. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2001, 58(15): 2196—2209.

[2] Kossin J P, Schubert W H. Mesovortices in hurricane Isabel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2004, 85(2): 151—153.

[3] Hendricks E A, Montgomery M T. Rapid scan views of convectively generated mesovortices in sheared tropical cyclone Gustav (2002). *Weather and Forecasting*, 2006, 21(6): 1041—1050. DOI: 10.1175/WAF950.1.

[4] Aberson S D, Halverson J B. Kelvin - Helmholtz billows in the eyewall of hurricane Erin. *Monthly Weather Review*, 2006, 134(3): 1036—1038.

[5] Reasor P D, Montgomery M T, Marks F D, et al. Low - wavenumber structure and evolution of the hurricane inner core observed by airborne dual - Doppler radar. *Monthly Weather Review*, 2000, 128(6): 1653—1680.

- [6] Wingo S M, Knupp K R. Kinematic structure of mesovortices in the eyewall of hurricane Ike (2008) derived from ground-based dual-Doppler analyses. *Monthly Weather Review*, 2016, 144(11): 4245—4263. DOI:10.1175/MWR-D-16-0085.1.
- [7] Shimada U, Horinouchi T. Reintensification and eyewall formation in strong shear: A case study of typhoon Noul (2015). *Monthly Weather Review*, 2018, 146(9): 2799—2817. DOI:10.1175/MWR-D-18-0035.1.
- [8] Stern D P, Bryan G H, Aberson S D. Extreme low-level updrafts and wind speeds measured by dropsondes in tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 2016, 144(6): 2177—2204. DOI:10.1175/MWR-D-15-0313.1.
- [9] Black P G, Marks F D. The structure of an eyewall meso-vortex in hurricane Hugo (1989) // Preprints, 19th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. Miami, FL, USA: American Meteorological Society, 1991: 579—582.
- [10] Marks F D, Black P G, Montgomery M T, et al. Structure of the eye and eyewall of hurricane Hugo (1989). *Monthly Weather Review*, 2008, 136(4): 1237—1259. DOI:10.1175/2007MWR2073.1.
- [11] Aberson S D, Zhang J A, Ocasio K N. An extreme event in the eyewall of hurricane Felix on 2 September 2007. *Monthly Weather Review*, 2017, 145(6): 2083—2092. DOI:10.1175/MWR-D-16-0364.1.
- [12] Alford A A, Biggerstaff M I, Carrie G D, et al. Near-surface maximum winds during the landfall of hurricane Harvey. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(2): 973—982.
- [13] Wurman J, Kosiba K. The role of small-scale vortices in enhancing surface winds and damage in hurricane Harvey (2017). *Monthly Weather Review*, 2018, 146(3): 713—722.
- [14] Fernández-Cabán P L, Alford A A, Bell M J, et al. Observing hurricane Harvey's eyewall at landfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2019, 100(5): 759—775. DOI:10.1175/BAMS-D-17-0237.1.
- [15] Wakimoto R M, Black P G. Damage survey of hurricane Andrew and its relationship to the eyewall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1994, 75(2): 189—200.
- [16] Willoughby H E, Black P G. Hurricane Andrew in Florida: Dynamics of a disaster. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1996, 77(3): 543—549.
- [17] Montgomery M T, Vladimirov V A, Denissenko P V. An experimental study on hurricane mesovortices. *Journal of Fluid Mechanics*, 2002, 471: 1—32. DOI:10.1017/S0022112002001647.
- [18] Mashiko W. Polygonal eyewall and mesovortices structure in a numerically simulated typhoon Rusa. *SOLA*, 2005, 1: 29—32. DOI:10.2151/sola.2005-009.
- [19] Nolan D S, Zhang J A, Stern D P. Evaluation of planetary boundary layer parameterizations in tropical cyclones by comparison of in situ observations and high-resolution simulations of hurricane Isabel (2003). Part I: Initialization, maximum winds, and the outer-core boundary layer. *Monthly Weather Review*, 2009, 137(11): 3651—3674. DOI:10.1175/2009MWR2785.1.
- [20] Nolan D S, Zhang J A, Uhlhorn E W. On the limits of estimating the maximum wind speeds in hurricanes. *Monthly Weather Review*, 2014, 142(8): 2814—2837. DOI:10.1175/MWR-D-13-00337.1.
- [21] Wu L G, Liu Q Y, Li Y B. Prevalence of tornado-scale vortices in the tropical cyclone eyewall. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2018, 115(33): 8307—8310. DOI:10.1073/pnas.1807217115.
- [22] Wu L G, Liu Q Y, Li Y B. Tornado-scale vortices in the tropical cyclone boundary layer: Numerical simulation with the WRF-LES framework. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2019, 19(4): 2477—2487.
- [23] Stern D P, Bryan G H. Using simulated dropsondes to understand extreme updrafts and wind speeds in tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 2018, 146(11): 3901—3925.
- [24] Ito J, Oizumi T, Niino H. Near-surface coherent structures explored by large eddy simulation of entire tropical cyclones. *Scientific Reports*, 2017, 7(1): 3798. DOI:10.1038/s41598-017-03848-w.

- [25] Cangialosi J P. Tropical cyclone report: Hurricane Earl, 25 August - 4 September 2010//The National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center's Tropical Cyclone Reports, 2011. https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL072010_Earl.pdf.
- [26] Kain J S, Fritsch J M. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain - Fritsch scheme// Emanuel K A, Raymond D J. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Boston, MA, USA: American Meteorological Society, 1993: 165—170.
- [27] Thompson G, Field P R, Rasmussen R M, et al. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II : Implementation of a new snow parameterization. Monthly Weather Review, 2008, 136(12): 5095—5115. DOI:10.1175/2008MWR2387.1.
- [28] Dudhia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two - dimensional model. Journal of the Atmospheric Sciences, 1989, 46(20): 3077—3107.
- [29] Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated - k model for the longwave. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1997, 102(D14): 16663—16682. DOI: 10.1029/97JD00237.
- [30] Jiménez P A, Dudhia J, González-Rouco J F, et al. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. Monthly Weather Review, 2012, 140(3): 898—918. DOI:10.1175/MWR-D-11-00056.1.
- [31] Brown B R, Bell M M, Frambach A J. Validation of simulated hurricane drop size distributions using polarimetric radar. Geophysical Research Letters, 2016, 43(2): 910—917. DOI:10.1002/2015GL067278.
- [32] Wu D, Zhang F Q, Chen X M, et al. Evaluation of microphysics schemes in tropical cyclones using polarimetric radar observations: Convective precipitation in an outer rainband. Monthly Weather Review, 2021, 149(4): 1055—1068. DOI: 10.1175/MWR-D-19-0378.1.
- [33] Shin H H, Hong S Y. Representation of the subgrid-scale turbulent transport in convective boundary layers at gray - zone resolutions. Monthly Weather Review, 2015, 143(1): 250—271. DOI: 10.1175/MWR-D-14-00116.1.
- [34] Chen X M, Xue M, Zhou B W, et al. Effect of scale-aware planetary boundary layer schemes on tropical cyclone intensification and structural changes in the gray zone. Monthly Weather Review, 2021, 149(7): 2079—2095. DOI:10.1175/MWR-D-20-0297.1.
- [35] Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations. I. The basic experiment. Monthly Weather Review, 1963, 91(3): 99—164.
- [36] Kaplan J, DeMaria M. Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the north Atlantic Basin. Weather and Forecasting, 2003, 18(6): 1093—1108. DOI:10.1175/1520-0434(2003)018<1093:LCORIT>2.0.CO;2.
- [37] Miyamoto Y, Nolan D S. Structural changes preceding rapid intensification in tropical cyclones as shown in a large ensemble of idealized simulations. Journal of the Atmospheric Sciences, 2018, 75(2): 555—569. DOI:10.1175/JAS-D-17-0177.1.
- [38] Susca-Lopata G, Zawislak J, Zipser E J, et al. The role of observed environmental conditions and precipitation evolution in the rapid intensification of hurricane Earl (2010). Monthly Weather Review, 2015, 143(6): 2207—2223. DOI:10.1175/MWR-D-14-00283.1.
- [39] Miles J W. On the stability of heterogeneous shear flows. Journal of Fluid Mechanics, 1961, 10(4): 496—508. DOI:10.1017/S00222112061000305.

(责任编辑 杨贞)