

方俏娴,李青青,伍红雨,等,2025. 热带气旋外雨带长生命史对流尺度上升运动的演变机制[J]. 气象,51(6):645-659. Fang Q X,Li Q Q,Wu H Y,et al,2025. Evolution mechanism of a long lifespan convective-scale updraft in outer rainband of sheared tropical cyclone[J]. Meteor Mon,51(6):645-659(in Chinese).

热带气旋外雨带长生命史对流尺度上升运动的演变机制^{*}

方俏娴¹ 李青青^{2,3,4} 伍红雨¹ 程晶晶⁵ 梁秀姬⁶

1 广东省气候中心,广州 510641

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京 210044

3 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044

4 南京信息工程大学太平洋台风研究中心和气象灾害教育部重点实验室,南京 210044

5 福建省漳州市气象局,漳州 363000

6 广东省珠海市公共气象服务中心,珠海 519000

提 要: 利用理想数值模拟资料,开展了热带气旋外雨带长生命史对流尺度上升运动演变机制的个例研究。选取的个例起源于热带气旋外雨带顺垂直风切变方向的右侧,其垂直质量输送具有双峰时间演变特征,存在两次增强阶段,生命史长达 2.5 h。结果表明:强垂直风切变和低层高值相当位温为上升运动长生命史的维持提供了有利环境,邻近对流单体的发生发展通过调节相当位温的局地变化造成上升运动强度的不同响应。上升运动的两次增强阶段均是正热力浮力和正浮力扰动气压垂直梯度力主导,但两次增强机制存在区别:首次增强阶段邻近对流单体的发展引起低层相当位温升高,同时上升运动倾斜增大,水凝物粒子持续增长释放潜热引起热力浮力显著增大,因此垂直速度较大;二次增强阶段前期新的邻近对流单体的发生发展增大了低层相当位温,但随后邻近对流单体发展成熟和消亡,造成下沉运动增强和局地相当位温降低,热力浮力和垂直速度较小。与中纬度普通对流单体的减弱机制类似,减弱阶段上升运动倾斜较小,下沉运动在上升运动下方形成并发展,该下沉运动和其他邻近对流单体的下沉运动将低值相当位温输送至低层形成近地面冷池,热力浮力减小,负热力浮力和降水拖曳作用导致上升运动减弱。热力浮力、浮力扰动气压垂直梯度力和降水拖曳作用的不平衡过程是上升运动长时间演变的主要机制,但也不可忽视上升运动的倾斜大小。

关键词: 热带气旋,外雨带,上升运动,长生命史,演变机制

中图分类号: P433,P447

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2024.122602

Evolution Mechanism of a Long Lifespan Convective-Scale Updraft in Outer Rainband of Sheared Tropical Cyclone

FANG Qiaoxian¹ LI Qingqing^{2,3,4} WU Hongyu¹ CHENG Jingjing⁵ LIANG Xiuji⁶

1 Guangdong Climate Center, Guangzhou 510641

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD),
Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

4 Pacific Typhoon Research Center and Key Laboratory of Meteorological Disaster of the Ministry of Education,
Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

5 Zhangzhou Meteorological Office of Fujian Province, Zhangzhou 363000

6 Zhuhai Public Meteorological Service Center of Guangdong Province, Zhuhai 519000

^{*} 国家自然科学基金项目(U2342202,42175005)、广东省气象局科技项目(GRMC2023Q41)和广东省气候中心科研项目(QH202403)共同资助

2024 年 2 月 29 日收稿; 2025 年 3 月 6 日收修定稿

第一作者:方俏娴,主要从事灾害性天气特征和机理研究. E-mail:beiruoyiqiao@163.com

通讯作者:伍红雨,主要从事天气气候特征和机理研究. E-mail:492019784@qq.com

Abstract: This study investigates the evolution mechanism of a long-life convective-scale updraft in outer rainband of numerically simulated sheared tropical cyclone (TC). The updraft originates from the down-shear right quadrant of outer rainband within a sheared TC with a lifespan of 2.5 h. This updraft undergoes two strengthening processes and displays complex evolutionary characteristics with two peaks in vertical mass transport. The results show that strong localized vertical wind shear and low-level high-value equivalent potential temperature are the main favorable ambient factors for an updraft long lifespan. The strengthening and weakening of neighboring convective cells lead to different responses to updraft intensity by adjusting the variation of local equivalent potential temperature. The vertical momentum budget suggests that an updraft grows when it is dominated by positive buoyancy pressure gradient acceleration and positive thermal buoyancy, but there exist differences between the two strengthening mechanisms. In the first strengthening stage, the development of neighboring convective cells causes the rise in the equivalent potential temperature at lower levels. Moreover, the increase in updraft tilt and the latent heating lead to a significant increase in thermal buoyancy, resulting in a larger vertical velocity. In the early second strengthening stage, the occurrence and development of new convective cells in the vicinity of the focused updraft induce the rise in localized equivalent potential temperature. Subsequently, however, the mature and dissipation of these neighboring convective cells lead to the strengthened downward motion and the decreased localized equivalent potential temperature, which makes smaller thermal buoyancy and smaller vertical velocity. Analogous to the weakening mechanism of convective cells in mid-latitudes, during the weakening phase, the focused updraft exhibits a decrease in tilt, and then forces a downdraft directly beneath it. This downdraft and downdrafts of neighboring convective cells carry low-value equivalent potential temperature toward the lower layers, forming a surface cold pool. Consequently, thermal buoyancy tends to decrease suppressing the growth of the focused updraft. In addition, the negative contribution of water loading is harmful to the development of the focused updraft. The imbalance among thermal buoyancy, buoyancy pressure gradient acceleration, and water loading constitutes the primary physical mechanism responsible for the prolonged evolution of updraft. At the same time, a tilted updraft structure can also influence the development of updraft.

Key words: tropical cyclone, outer rainband, updraft, long lifespan, evolution mechanism

引 言

热带气旋(tropical cyclone, TC)作为典型的对流系统之一,其环流内存在多种类型的对流单体(Barnes et al, 1991; Hence and Houze, 2008; Li and Fang, 2018; 陈涛等, 2021; 王科等, 2021)。例如, TC 外核区(常定义为 3 倍最大风速半径以外的区域; Wang, 2009)通常是外雨带活跃的区域, 由于此区域的水平形变相对较小(Wang, 2008; 2009; Li and Wang, 2012), 因此外雨带中的对流尺度系统以孤立对流单体为主(Hence and Houze, 2008; Moon and Nolan, 2015; 周海光, 2010)。

观测资料和高分辨率数值模拟研究结果显示 TC 外雨带的孤立对流单体具有复杂的运动场结

构, 通常包含对流尺度上升运动(简称上升运动)和下沉运动(Barnes et al, 1983; Hence and Houze, 2008; Cheng and Li, 2020)。上升运动中心对应着雷达反射率大值区(Barnes et al, 1983; Hence and Houze, 2008; 周海光, 2010), 因此其垂直速度大小可指示外雨带对流单体的强度。此类上升运动可以通过倾斜和低层辐合拉伸作用引起垂直涡度增强(Hence and Houze, 2008; 罗辉等, 2020), 进而有利于外雨带次级水平风速大值的产生。对流尺度上升运动产生的凝结潜热可引起 TC 的热力-动力场的调整(向纯怡等, 2024), 进而引起 TC 的结构和强度的变化(Wang, 2009; 王珍等, 2023)。

Li and Fang (2018) 统计了垂直风切变影响下 TC 外雨带对流尺度上升运动的生命史特征, 发现 80% 以上的上升运动的生命史小于 1 h, 10% 左右

的上升运动的生命史为 1~2 h, 1% 的上升运动的生命史长达 2 h 以上。相对而言, 中纬度孤立对流单体的生命史较短, 典型值为 0.5~1 h (周毅, 1987), 通常发生在弱垂直风切变环境下 (Chisholm and Renick, 1972), 对流单体内上升运动的倾斜较小, 降水粒子垂直降落产生向下的拖曳力, 以及冰雹的融化和降水蒸发的冷却作用减弱了对流单体内的上升运动, 这些过程同时促进了位于上升运动下方的下沉运动的发生发展, 该下沉运动切断了对流单体内的入流, 导致对流单体迅速消散 (Doswell III, 1984; 周毅, 1987)。在较强的垂直风切变环境下, 下沉运动形成于入流外侧, 上升运动和下沉运动同时存在并维持一段时间, 才有可能出现生命史较长的对流单体 (寿绍文等, 2003)。区别于中纬度孤立对流单体的局地环境, TC 外雨带孤立对流单体的上升运动不仅受到垂直风切变的影响 (Li and Fang, 2018; 翁之梅等, 2024), 还会受到 TC 主环流气旋式风场、涡丝化效应 (Wang, 2008; 2009; Li and Wang, 2012) 和邻近对流单体的影响, 10% 以上的上升运动能够维持 1 h 以上, 这类长生命史上升运动的发展和维持机制与中纬度地区孤立对流单体的发展机制可能不同。在这种复杂 TC 外雨带环境中, 长生命史的对流尺度上升运动具有怎样的演变特征? 上升运动能够长时间维持的环境背景和物理机制是什么? 哪些物理过程主导了上升运动的强度变化?

为回答上述问题, 基于 TC 理想数值模拟结果, 分析 TC 外雨带一例生命史长达 2 h 以上的深厚对流尺度上升运动的演变特征, 研究该上升运动得以长时间维持的环境背景, 并通过动力诊断上升运动长时间演变的物理机制, 以期加深对 TC 外雨带长生命史对流发生、发展机理的认识。

1 资料和方法

1.1 模式简介

文中所用资料来自于水平分辨率为 2 km、时间分辨率为 6 min 的热带气旋模式 (Tropical Cyclone Model version 4, TCM4) 的理想数值模拟资料。TCM4 采用完全可压的非静力方程, 能够合理地模拟 TC 的结构、强度及对流活动等 (Wang, 2007; Li and Wang, 2012; Li and Fang, 2018)。模拟试验采

用四层双向嵌套网格, 各层嵌套网格的格距分别为 54、18、6 和 2 km, 相应的格点数分别为 241 个×201 个、127 个×127 个、163 个×163 个和 313 个×313 个。由于对流主要发生在距离 TC 中心 300 km 的半径范围内, 研究区域取自于 3 倍最大风速半径至 300 km 半径的外雨带区域。模式垂直层次共有 32 层, 最低和最高层的高度分别为 0.03 km 和 27 km。模拟试验使用 f 平面 (18°N), 海面温度设为 29℃。初始涡旋最大风速半径为 90 km, 近地面最大切向风速为 $18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 风速随高度以正弦曲线减小, 至 100 hPa 减小为 $0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。相应的涡旋质量场和热力场通过非线性平衡方程 (Wang, 2001) 获取。采用 Dunion (2011) 观测的湿热力学廓线作为初始热力环境场。模式的主要参数设置见表 1, 关于 TCM4 的详细说明可参见 Wang (2007)。

表 1 TCM4 模拟参数
Table 1 TCM4 configuration

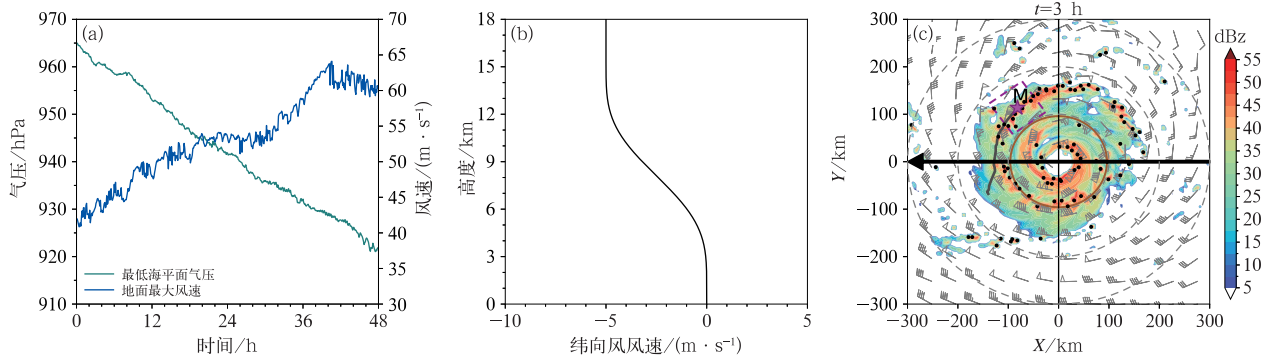
参数	说明
水平格点数	241 个×201 个 (第一层, $\Delta x=54\text{ km}$)
	127 个×127 个 (第二层, $\Delta x=18\text{ km}$)
	163 个×163 个 (第三层, $\Delta x=6\text{ km}$)
	313 个×313 个 (第四层, $\Delta x=2\text{ km}$)
垂直层数	32 层 (0.03~27 km)
积分步长	6 min
边界层方案	$E-\epsilon$ 湍流闭合方案 (Langland and Liou, 1996)
云微物理方案	显式混合相态云微物理方案 (Wang, 2001)
积云参数化方案	无

注: 括号内数据为各参数阈值对应的实际数值。

模式积分 60 h 后 (设为研究试验的初始时刻, 即 0 h), 模拟的 TC 中心最低海平面气压为 966 hPa (图 1a), 此时在模式中加入 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 东风切变。东风切变的廓线分布如图 1b 所示, 风速变化集中在 1.5~13.5 km 高度范围内, 加入的垂直切变风场满足热成风平衡。Rios-Berrios and Torn (2017) 将 $4.5\sim11.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的垂直风切变定义为中等强度的垂直风切变, 因此试验中加入 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 东风切变代表了模拟的 TC 受中等偏弱的垂直风切变影响。加入东风切变后模拟的 TC 持续增强, 48 h 时最低海平面气压下降到 920 hPa, 地面最大风速达到 $60\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 1a)。从图 1c 的 TC 雷达反射率因子的水平分布可见, 外雨带分布大量对流单体, 其中上升运动中心位置与雷达反射率因子大值区高度吻合。

1.2 对流尺度上升运动识别算法

Terwey and Rozoff (2014) 提出了一种针对 TC



注:图 c 圆半径分别为 100、200、300 km;棕色实心圆圈以外为外雨带区域;黑色箭头为东风切变;
黑色圆点为算法识别到的上升运动中心位置;紫色星形为研究对象上升运动 M 生成位置;
灰色粗实线为上升运动个例移动轨迹;紫色虚线矩形为 80 km×80 km 研究区域。

图 1 TCM4(a)在加入垂直风切变 0~48 h 内模拟的 TC 最低海平面气压和地面最大风速随时间的变化,
(b)0 h 时纬向风廓线,(c)3 h 时模拟的 3 km 高度雷达反射率因子(填色)和风场(风羽)
Fig. 1 (a) Time series of minimum sea level pressure and maximum surface wind simulated by TCM4
after vertical wind shear being imposed within 48 h, (b) the vertical profile of zonal wind in experiment
at 0 h and (c) simulated radar reflectivity (colored) and wind field (barb) at 3 km height at 3 h

对流尺度上升运动的识别和追踪 (statistical and programmable objective updraft tracker, SPOUT) 算法。SPOUT 算法能够捕捉到 TC 对流尺度上升运动的关键运动学特征,且不依赖于上升运动的微物理特性,不仅方便统计上升运动的结构和演变特征,还可以追踪上升运动附近的环境变化,有助于理

解周围环境的局部效应。因此,采用 SPOUT 算法对 TC 外雨带对流尺度上升运动进行识别,算法中相应的阈值设置如表 2 所示。Li and Fang(2018)的结果显示上述阈值设置能够合理识别模拟的上升运动。

表 2 SPOUT 算法的参数阈值设置

Table 2 User-specified parameters for SPOUT algorithm

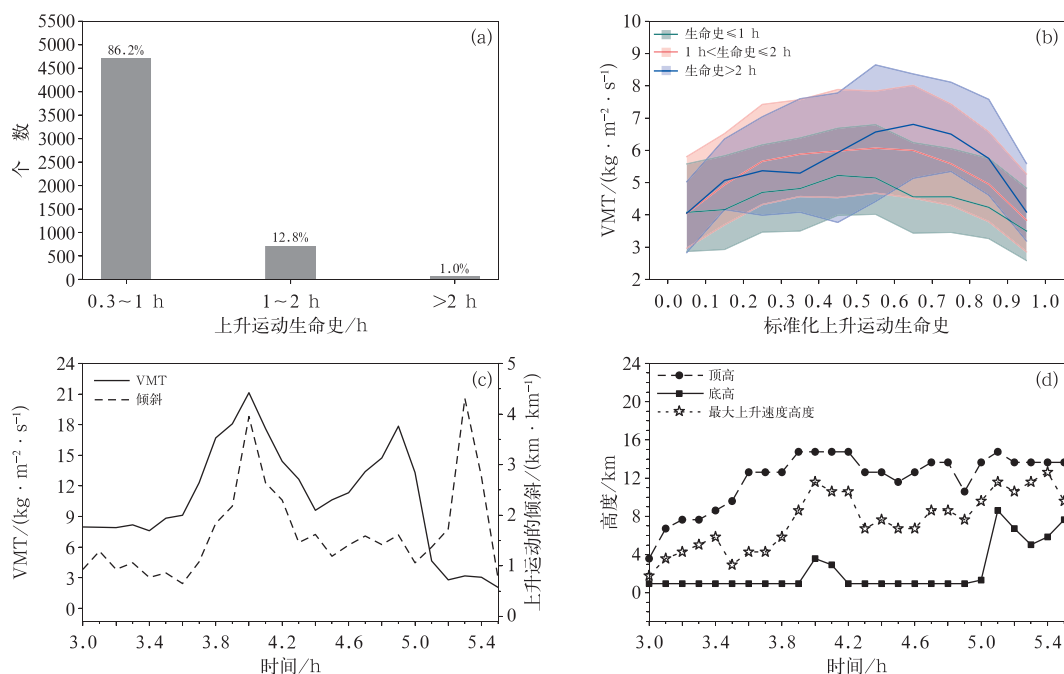
参数	说明	阈值
最低层数	SPOUT 算法在模式资料中检测的最低层	6 层(0.96 km)
总垂直层数	SPOUT 算法在模式资料中检测的总垂直层数	18 层(最高到 14.7 km)
最小上升速度	二维上升运动的垂直速度识别阈值	1.0 m·s ⁻¹
最大水平距离	垂直方向上连续两层的最大上升速度所在格点的最大水平距离	2 个格点(4 km)
最小厚度	三维上升运动的最小厚度	4 层(1.4~3.1 km)
最大水平移动距离	连续两个时次的三维上升运动的最大水平移动距离	5 个格点(10 km)
最小垂直层数	连续两个时次的三维上升运动的最小垂直层数	6 层
最短生命史	上升运动持续的最短时间	3 个时次(18 min)

注:括号内数据为各参数阈值对应的实际数值。

2 上升运动的演变特征

图 2a 显示,TC 外雨带 86.2% 的上升运动生命史不超过 1 h,12.8% 的上升运动生命史为 1~2 h,仅有 1% 的上升运动生命史达到 2 h 以上。因此,将上升运动按照生命史长短分为生命史 1 h 以内、1~2 h 和 2 h 以上三种类型,分析对应的垂直质量输送

(vertical mass transport,VMT;定义为上升运动中心格点及相邻 8 个格点的垂直质量输送的垂直平均值;计算公式为 $VMT=\rho w$,其中: ρ 为单位体积的空气、水汽、液态水和固态水的质量之和, w 为垂直速度)特征。图 2b 显示大部分较短生命史(≤ 2 h)的上升运动的 $VMT<6\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$,而生命史 >2 h 的上升运动则呈现较大的 VMT,中位数峰值可达 $7\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。例如,生命史长达 2.5 h 的



注:图 b 中每种颜色从下至上三条线分别代表第 25%、50% 和 75% 分位数。

图 2 (a,b) 不同生命史的上升运动(a)个数,(b) VMT 在其标准化生命史内第 25%、50% 和 75% 分位数分布,(c,d) 上升运动 M 的(c) VMT 和倾斜,(d) 顶高、底高和最大上升速度高度随时间的变化

Fig. 2 (a) Updraft lifespan histogram, (b) percentiles for average VMT for three types of updrafts over a normalized updraft lifespan, (c, d) time series of (c) VMT and tilt, and (d) the top height, bottom height and height of the maximum upward velocity of Updraft M

上升运动 M(形成于 TC 外雨带顺垂直风切变方向的右侧,图 1c),其 VMT 在 4.0 h 和 4.9 h 分别出现两个峰值($21.1 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $17.8 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,图 2c),与中纬度长生命史中尺度对流系统的面积和最大小时降水量呈双峰或多峰时间变化的特征一致(Prein et al, 2020)。此外,上升运动 M 垂直倾斜(定义为上升运动最低层中心和最高层中心连线的斜率,即 $\delta z / \sqrt{(\delta x)^2 + (\delta y)^2}$)明显;且在上升运动 M 生命史的大部分时段,其倾斜大小与 VMT 随时间的变化一致(图 2c)。

图 2d 显示,上升运动 M 生成后 1 h 内顶高从 3.6 km 不断上升,3.9 h 时顶高突破 14 km,达到最大值,随后基本稳定在 12~14 km,表现出穿透性对流特征。随着顶高的上升,最大上升速度高度也不断抬升,4.0 h 时达到 11.6 km;4.0~4.4 h 最大上升速度高度有所下降,4.4~4.9 h 在 6~9 km 小幅波动,5.0~5.5 h 又逐渐上升。相较而言,在上升运动 M 的整个生命史内,底高的变化较小,3.0~5.0 h 底高基本稳定在 0.96 km,底高的抬升分别发

生在 4.0 h 和上升运动 M 生命史的最后半小时内,特别是 5.1 h 时底高迅速抬升至 8 km,底高的抬升说明上升运动 M 底部的垂直速度减小,不利于上升运动的维持(将在第 3.2 节和 4.2 节讨论)。

3 不同发展阶段上升运动周围环境动力和热力特征

为探讨上升运动 M 发生发展过程中周围动力和热力环境的特征,根据垂直质量输送随时间的变化(图 2c),将其生命史分为初生阶段(3.0~3.6 h)、首次增强阶段(3.6~4.0 h)、减弱阶段(4.0~4.5 h)、二次增强阶段(4.5~5.0 h)和消亡阶段(5.0~5.5 h)。

3.1 垂直风切变

图 3 为上升运动 M 的环境垂直风切变(定义为距离上升运动中心 20~40 km 的环形区域的平均垂直风切变)随时间的变化。由图 3 可见,在上升运

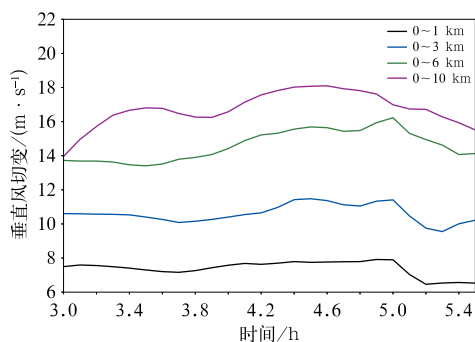


图 3 距离上升运动 M 中心位置 20~40 km 环形区域范围内 0~1、0~3、0~6 和 0~10 km 垂直风切变随时间的变化

Fig. 3 Time series of vertical wind shears at the 0-1, 0-3, 0-6, 0-10 km in the 20-40 km annular range around Updraft M center

动 M 生成后 2 h 内, 0~6 km 和 0~10 km 垂直风切变增强, 其中, 0~6 km 垂直风切变从 $13.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 缓慢增加至 $16.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 0~10 km 垂直风切变从 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增加至 $18.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 期间强度发生明显振荡; 而 0~1 km 和 0~3 km 垂直风切变变化较小, 分别稳定在 $7.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在消亡阶段, 垂直风切变明显减弱 (图 3)。强垂直风切变使得上升运动 M 发生明显倾斜, 随着 0~10 km 垂直风切变强度的变化, 上升运动 M 的倾斜也发生明显变化, 但存在一定滞后性。例如, 初生阶段 0~10 km 垂直风切变明显增强, 随后首次增强阶段上升运动 M 的倾斜明显增大; 首次增强阶段 0~10 km 垂直风切变减小, 随后减弱阶段上升运动 M 倾斜减小。强垂直风切变为上升运动 M 的长时间维持提供了有利的动力环境, 与中纬度短生命史的孤立对流单体通常发生在弱垂直风切变环境 (Chisholm and Renick, 1972) 不同。研究表明, 长生命史的超级单体在其发展过程中可引起周围局地垂直风切变显著增强 (Parker, 2014; Nowotarski and Markowski, 2016), 而本文中上升运动 M 持续时间长, 期间垂直质量输送发生明显变化, 表现为双峰时间演变特征, 但在整个生命史, 除了 0~10 km 垂直风切变稍微增强以外, 6 km 以下的垂直风切变未发生明显变化, 说明上升运动 M 的强度变化并不是周围环境垂直风切变的变化所致。

3.2 相当位温

上升运动 M 能够长时间维持且强度发生明显变化, 与周围低层相当位温 (θ_e) 的显著变化有关

(图 4)。3.0 h 时上升运动 M 在高值 θ_e 的区域生成 (图 4a), 随后低层入流的 θ_e 高值区和出流的 θ_e 低值区并存 (图 4b), 导致初生阶段上升运动 M 发展缓慢, 对应的 VMT 变化较小 (图 2c)。

在上升运动 M 生成的同时, 邻近上升运动 m_3 (为表述方便, 其他上升运动分别命名为 m_1 、 m_2 、 m_3 , 以此类推) 也在西北侧 θ_e 高值区生成 (图 4a), 随后持续发展, 增强了低层入流和风场辐合 (图 4b~4d, 图 5c, 5d), 将西北部高值 θ_e 向上升运动 M 平流 (图 4a~4c, 图 5a~5c), 因此 3.6~3.8 h 西北侧低层 θ_e 明显增强, 达 $354 \sim 356 \text{ K}$ (图 4b, 4c)。同时, 3 km 高度的 θ_e 明显降低 (图 5c, 5d), 表明上升运动 M 局地环境的静力稳定性降低。此外, 上升运动 M 的倾斜显著增大 (图 2c), 意味着降水偏离上升运动 M 的中心, 有利于其附近的高值 θ_e 维持。因此, 上升运动 M 迅速增强, 发展深厚, 在 4.0 h 时其顶高已突破 14 km (图 2d), 最大上升速度达到 $23.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

减弱阶段上升运动 M 的倾斜明显减小 (图 2c), 上升运动 M 中心区域的降水粒子垂直降落产生向下的拖曳力促进下沉运动的形成和发展 (图 4d, 4e; 图 5d, 5e), 降水蒸发冷却作用也使得低层 θ_e 持续降低 (图 4d, 4e; 图 5d, 5e), 在低层形成冷池 (图 4d~4f, 图 5e; Schlemmer and Hohenegger, 2014; 程晶晶等, 2023), 静力不稳定性减小。此外, 在 4.3 h 时上升运动 m_3 强迫的下沉运动进一步导致西北部低层 θ_e 减小 (图 4f)。因此, 减弱阶段上升运动 M 明显减弱 (图 2c), 底高有所抬升 (图 2d)。

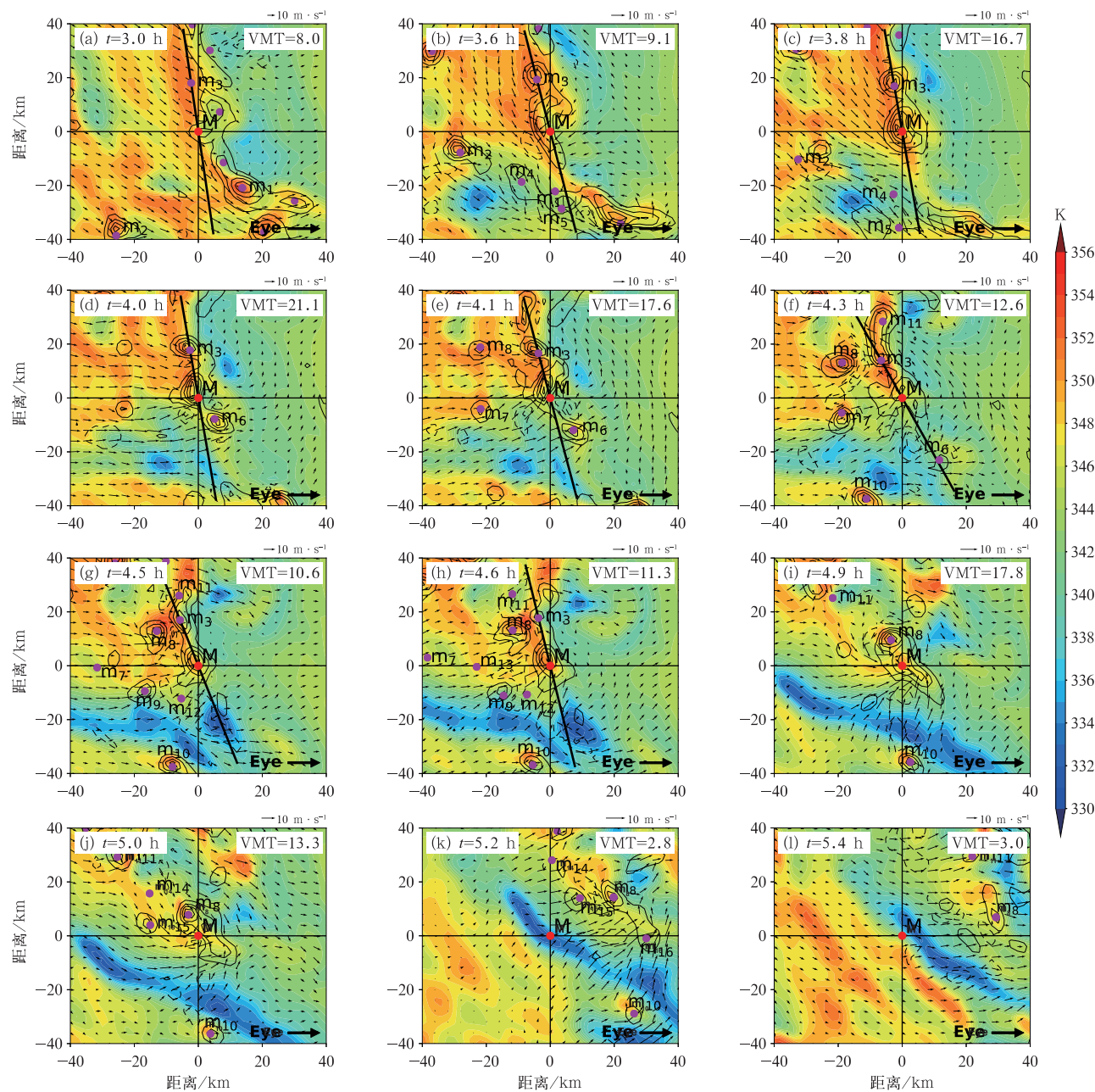
西南部冷池前缘的辐散气流和低层入流辐合, 激发新的对流单体生成 (图 4g 的 m_9 和 m_{12} ; Eastin et al, 2012; 程晶晶等, 2023), 新生上升运动 m_9 和 m_{12} 的发展, 使得西南侧的 θ_e 升高, 低层入流增大 (图 4g), 将西部的高值 θ_e 向上升运动 M 平流 (图 4f~4h, 图 5g), 增强静力不稳定性。因此, 上升运动 M 发生了二次增强。随后这些邻近对流单体 (如 m_3 、 m_9 、 m_{12} 等) 发展成熟和消亡 (图 4g~4i), 引起下沉运动增强 (图 4h), 低值 θ_e 随着下沉运动进入低层, 造成上升运动 M 中心附近低层 θ_e 降低 (图 4i)。因此相较于首次增强阶段而言, 二次增强阶段上升运动 M 的垂直质量输送较弱 (图 2c)。

随着越来越多的邻近对流单体减弱消亡, 增强的下沉运动导致西南部低层 θ_e 下降 14 K 以上, 形成长度达 30 km (图 4h, 4i), 厚度达 9 km (图 5g) 的带状冷池, 该冷池迅速入侵上升运动 M 底部 (图 4k),

静力不稳定性减小;同时上升运动 M 的底高抬升至 6 km 以上(图 2d),不利于低层水汽的向上输送,上升运动 M 逐渐消亡。

以上分析表明,上升运动 M 的长时间发展和维持与邻近新生对流单体的持续发展引起周围低层 θ_e 升高密切相关,而短生命史的上升运动(如 m_6),也

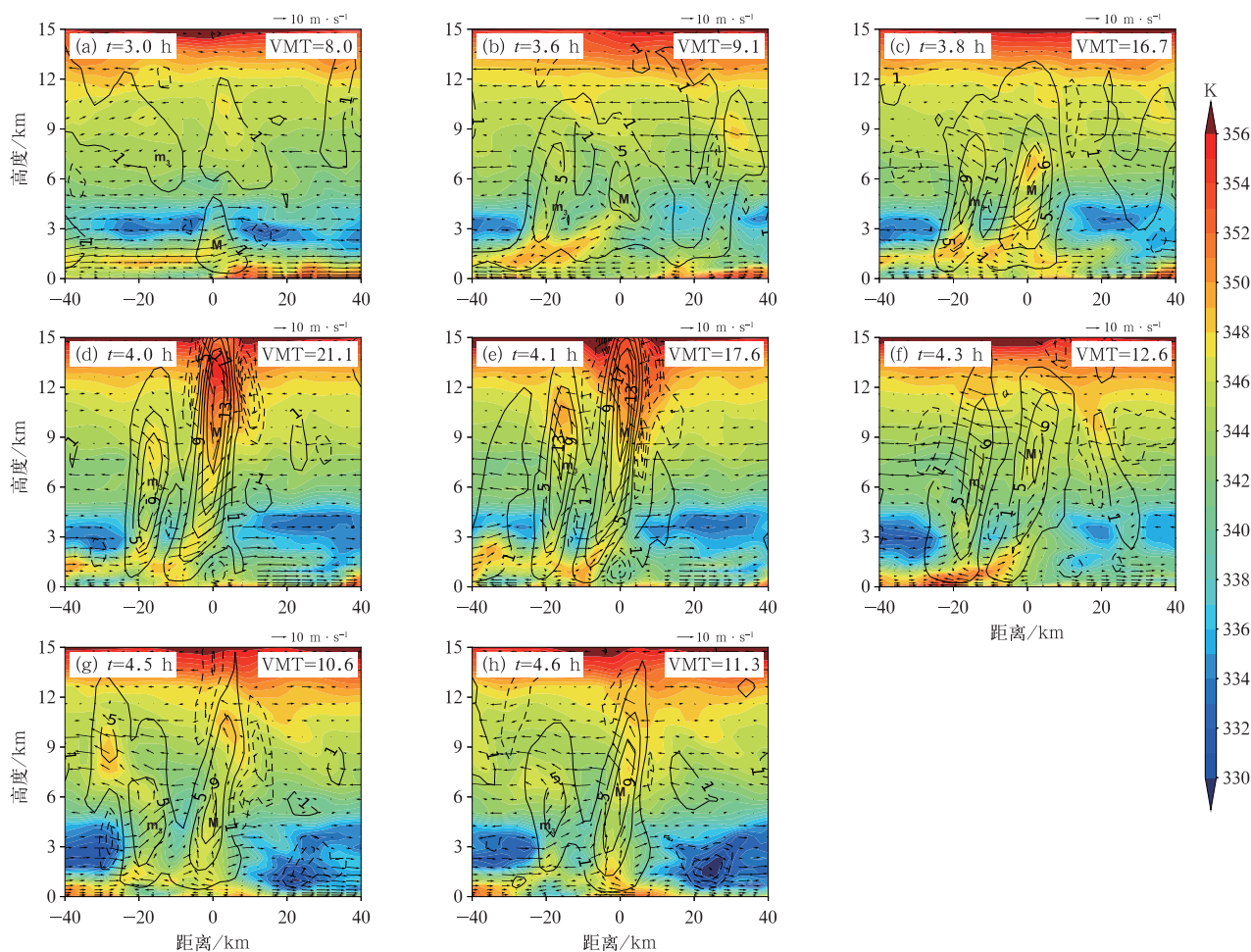
是在高值 θ_e 的环境中生成(图 4d),但生成后不久便受到西南部低值 θ_e 和邻近上升运动 M 强迫的下沉运动的影响(图 4e, 4f),上升运动 m_6 迅速减弱,生命史仅为 24 min;同样,上升运动 m_{12} 在西南部带状冷池的前边缘形成(图 4g),随后受到冷池的影响(图 4h)而迅速消亡,仅持续了 18 min。



注: m_i ($i=1, 2, 3, \dots, 15$) 为其他上升运动, 红色圆点为上升运动 M 的中心位置, 紫色圆点为其他上升运动的中心位置; 实线为上升运动, 虚线为下沉运动; VMT 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 下同; 图 a~h 黑色粗实线为图 5 中垂直剖面所在位置。

图 4 3.0~5.4 h 上升运动 M 附近区域 0.96 km 高度的非对称风场(风矢)、 θ_e (填色), 3 km 高度垂直速度(等值线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和上升运动中心位置(圆点)的水平分布随时间的演变

Fig. 4 Asymmetric winds (wind vector), θ_e (colored) at 0.96 km height, overlaid by vertical velocity (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 3 km height and updraft centers (dot) around Updraft M from 3.0 h to 5.4 h



注:实线为上升运动,虚线为下沉运动。

图 5 3.0~4.6 h 沿图 4a~4h 黑色粗实线(m_3 中心穿过 M 中心)的 θ_e (填色)、垂直速度(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和非对称风矢量与垂直速度的合成风场(风矢)的垂直剖面

Fig. 5 Vertical profile of θ_e (colored), vertical velocity (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), overlaid by the asymmetric wind and vertical velocity (wind vector) along the black solid lines in Fig. 4a~4h which passing through m_3 and M centers from 3.0 h to 4.6 h

4 垂直动量收支诊断分析

上文揭示了上升运动 M 在不同发展阶段其热力环境发生了显著变化,而动力环境变化较小。为

$$\frac{dw}{dt} = \underbrace{-\frac{\partial p'_b}{\partial z}}_{\text{BPGA}} \underbrace{-\frac{\partial p'_d}{\partial z}}_{\text{DPGA}} \underbrace{+g\left(\frac{\theta'_v}{\theta_v}\right)}_{\text{TB}} \underbrace{+g(\kappa-1)\left(\frac{p'}{p}\right)}_{\text{DB}} - \underbrace{g(q_c + q_r + q_i + q_s + q_g)}_{\text{WL}} + \underbrace{2\Omega u_m \cos \phi}_{\text{科氏力}} + \underbrace{D_w}_{\text{湍流耗散}} \quad (1)$$

式中: $\kappa=0.286$, g 为重力加速度, $\bar{\theta}$ 和 $\bar{p}$ 分别为虚位温和气压的平均参考态, θ'_v 为虚位温扰动; p' 为扰动气压,由浮力扰动气压 p'_b 和动力扰动气压 p'_d 两部分组成(Houze, 1993),即: $p' = p'_b + p'_d$; p'_b 代表水凝物相变过程的非绝热加热造成空气受热引

揭示上述动力、热力环境中上升运动 M 得以长时间维持的物理机制,根据垂直动量方程对垂直加速度 (dw/dt) 进行收支诊断分析(Zhang et al, 2000)。垂直动量收支诊断方程为:

起高低层之间的气压差, p'_d 代表垂直运动在垂直方向上的不均匀分布导致空气质量的辐合辐散引起高低层之间的气压差; q_c 、 q_r 、 q_i 、 q_s 和 q_g 分别为云水、雨水、冰晶、雪和霰粒子的混合比, Ω 、 u_m 、 ϕ 和 D_w 分别为地球旋转角速度、纬向风、纬度和耗散项。

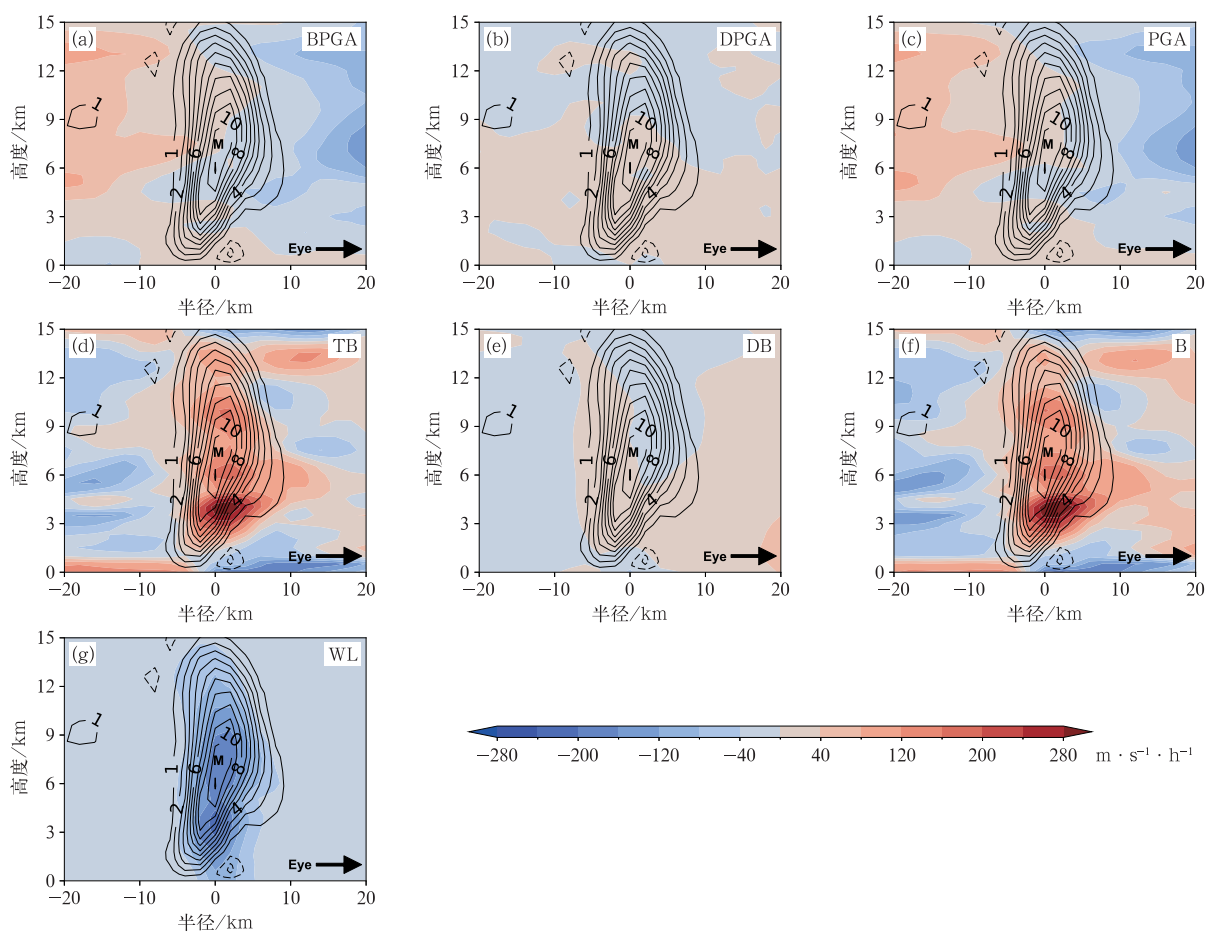
式(1)左侧为垂直加速度项,右侧分别为浮力气压扰动垂直梯度力(BPGA)、动力气压扰动垂直梯度力(DPGA)、热力浮力(TB)、动力浮力(DB)、降水拖曳作用(WL)、科氏力和湍流耗散项等七项。由于科氏力和湍流耗散项远小于其他项,本研究不讨论科氏力和湍流耗散项的贡献。以下分别诊断增强阶段和减弱阶段垂直动量方程右侧各项对垂直加速度项的贡献。

4.1 增强阶段

图6为首次增强阶段经过上升运动M中心的气压扰动垂直梯度力(包括BPGA和DPGA)、浮力(包括TB和DB)和降水拖曳作用(WL)的垂直剖面。由图6a可见,正BPGA主要分布在上升运动M的中低层0~4 km、中高层6~12 km高度和径向向外区域,负BPGA分布在中层4~9 km和径向

内侧(靠TC眼区一侧)区域。图6b显示,正DPGA集中分布于上升运动M的中下层(0~9 km),负DPGA集中分布在9 km以上高度。由于DPGA绝对值相对较小(图6b),气压扰动垂直梯度力PGA(为BPGA与DPGA之和)的分布特征(图6c)与BPGA的分布特征(图6a)相似,此阶段气压扰动垂直梯度力以BPGA为主。

随着上升运动M的增强,云水、雨水、冰晶和霰等水凝物粒子持续增长(图7a~7c,7e)释放潜热,进一步促进TB增大,导致上升运动区存在三个TB大值区,分别位于2~4、5~6和9~12 km高度(图6d),与低层水汽凝结形成雨水(图7b),中层水汽冻结形成雪或霰粒子(图7d,7e)和高层云水(图7a)、冰晶(图7c)及雪(图7d)粒子增长释放潜热有关。图6e显示,正DB主要分布在上升运动M的径向向外侧区域和径向内侧区域2~6 km高度,负DB主要分布



注:PGA为BPGA与DPGA之和,B为TB与DB之和;实线为上升运动,虚线为下沉运动。

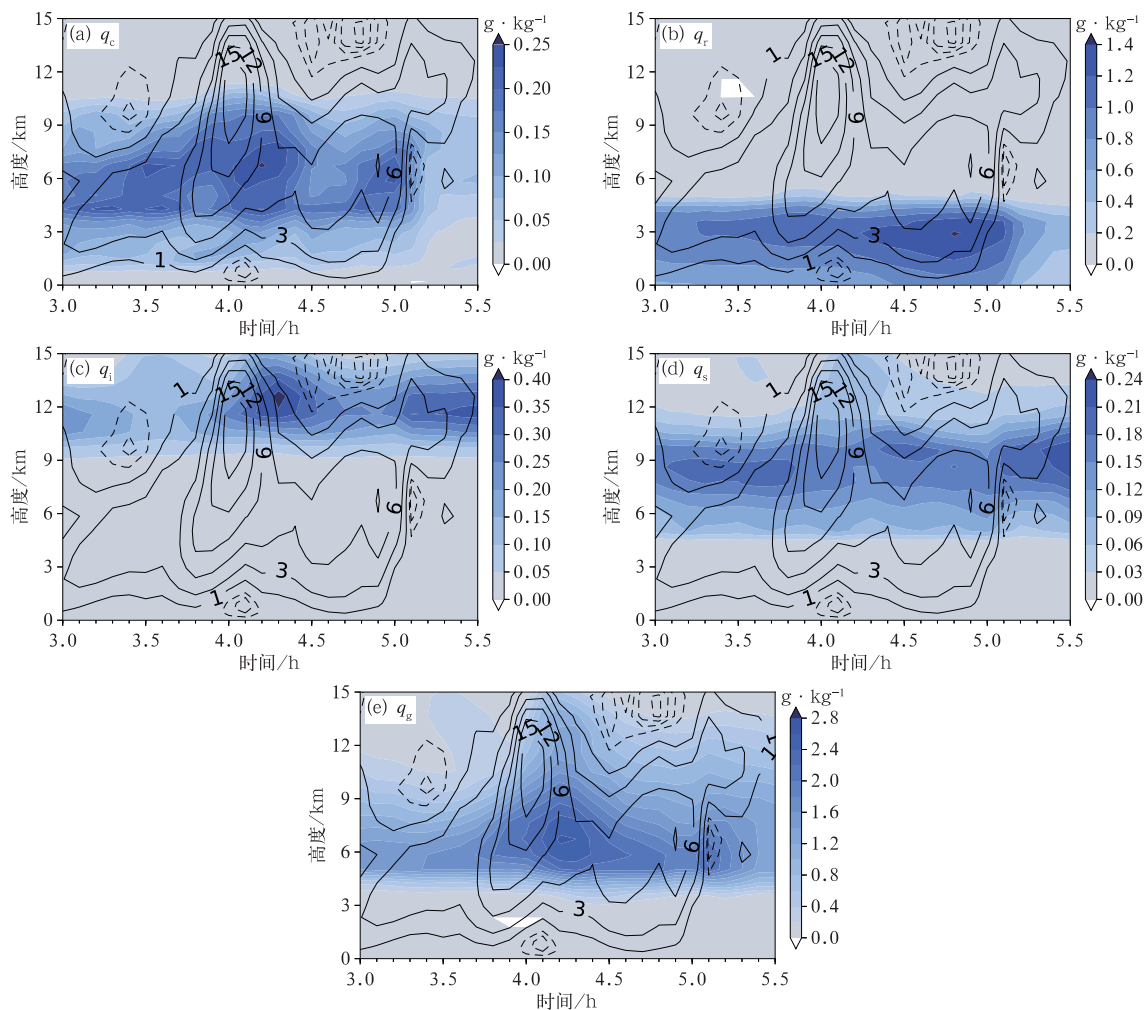
图6 首次增强阶段垂直动量方程各动力项(填色)和垂直速度(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)经上升运动M中心的径向剖面
Fig. 6 The radial cross-section of each items in vertical momentum equation (colored) and vertical velocity (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) along the center of Updraft M at the first strengthening stage

在中上层 6 km 以上高度和上升运动底部,但由于 DB 较小,总浮力 B(TB 与 DB 之和,图 6f)以正 TB 为主。此外,此阶段上升运动 M 的倾斜增大(图 2c),意味着降水偏离上升运动中心,有利于低层高值 θ_e (图 4c)和正 TB(图 6d)的维持。

首次增强阶段由于水凝物粒子持续增长(图 7),上升运动 M 中心的 WL 较大(图 6g),但 BPGA 和 TB 的正贡献仍大于 WL 的负贡献,上升运动由正 TB 和正 BPGA 主导。Peters(2016)的研究指出动力气压强迫项主要影响上升运动的发展演变,但本研究的 DPGA 和 DB 较小。这可能与两项研究中浮力项的虚位温扰动和参考态的计算方法不同有关。Peters(2016)采用 $\delta\theta'_v$ 代替 θ'_v 计算浮力项,将 $\delta\theta'_v$ 定义为上升运动中心位置的虚位温扰动

θ'_v 与其周围环境平均虚位温扰动 $\overline{\theta'_v}$ 之差,即 $\delta\theta'_v = \theta'_v - \overline{\theta'_v}$;而本研究采用 θ'_v 计算浮力项,定义为上升运动区域内任意格点的虚位温 θ_v 与上升运动周围环境的平均虚位温 $\overline{\theta'_v}$ 之差,即 $\theta'_v = \theta_v - \overline{\theta'_v}$ 。

上升运动 M 在经历了明显减弱后又发生了二次增强(图 2c)。在二次增强期间,上升运动 M 的中下层 0~5 km 和中层 6~8 km 高度及径向向外区域为正 BPGA,上升运动 M 的中层 5~6 km 高度和上层 8~11 km 高度及径向内侧区域为负 BPGA(图 8a)。图 8b 显示,除了上升运动 M 底部(0~3 km)和中上层 9~12 km 高度为负 DPGA 以外,上升运动 M 大部分区域为正 DPGA,但绝对值较小,因此二次增强阶段气压扰动垂直梯度力也是以 BPGA 为主(图 8c)。图 8d 显示,二次增强阶段 TB



注:实线为上升运动,虚线为下沉运动。

图 7 生命史期间上升运动 M 附近区域各水凝物粒子的混合比(填色)和垂直速度(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)的时间-高度演变

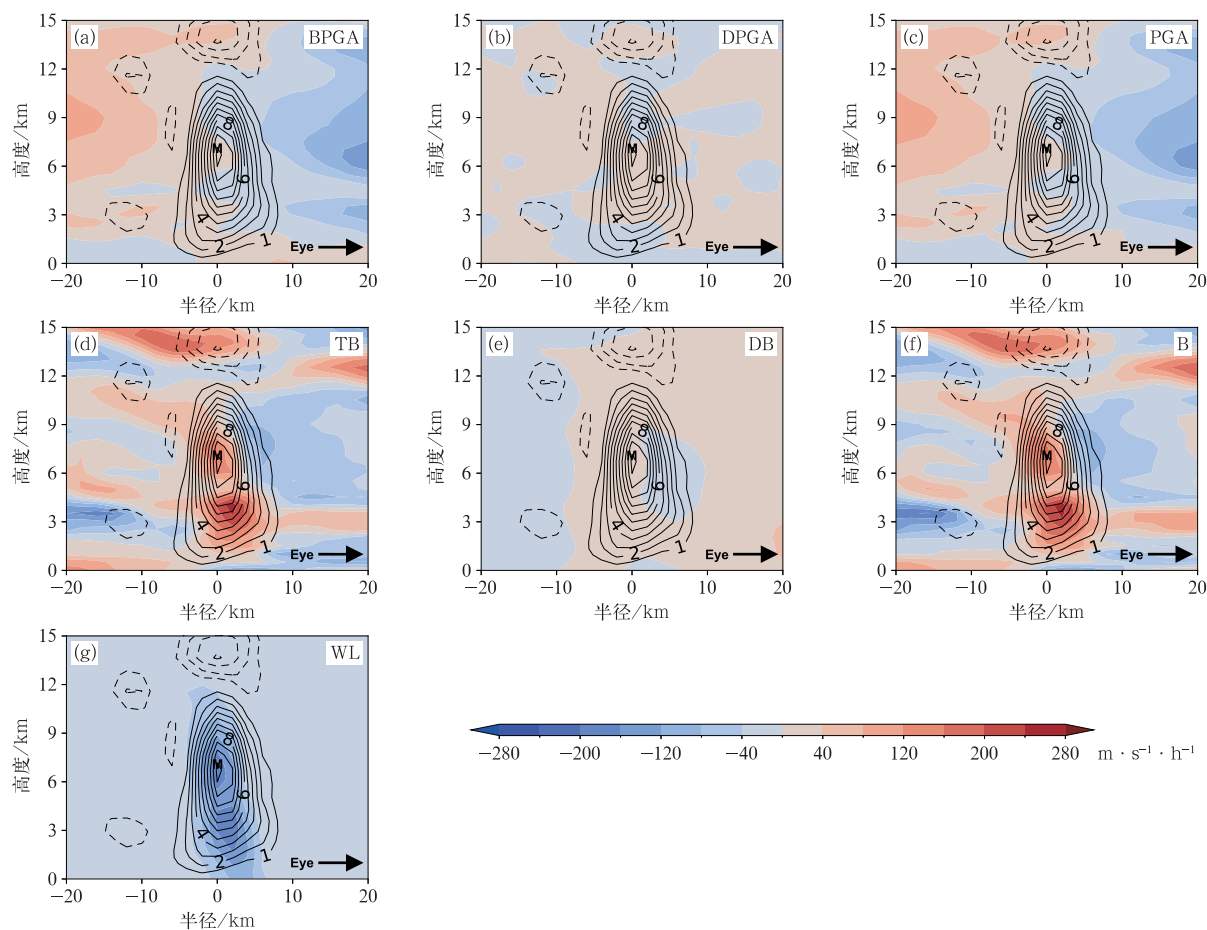
Fig. 7 Time-height variation of various mixing ratios and vertical velocity (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) around Updraft M during the lifespan

存在两个大值中心,分别位于上升运动 M 中下层 1~4 km 和中上层 6~11 km 高度,而中上层 6~11 km 高度的 TB 大值与雪粒子的二次增长有关(图 7d)。除了 4~9 km 高度小部分区域为负 DB 以外,上升运动区以正 DB 为主。因此,二次增强阶段上升运动区大部分区域为正浮力(图 6f),但相对首次增强阶段,TB 和总浮力较小。由于云水、冰晶和霰粒子含量明显减少(图 7),WL 也相对较小,主要集中在 1~4 km 和 5~8 km 高度(图 8g),与此处较多的雨水和雪粒子(图 7b,7d)有关。综上所述,二次增强阶段上升运动 M 也是受到正 TB 和正 BPGA 主导,但由于 TB 较小,此阶段上升运动 M 的垂直速度较小。

4.2 减弱阶段

减弱阶段 BPGA 变化不大,低层 0~2 km 高度

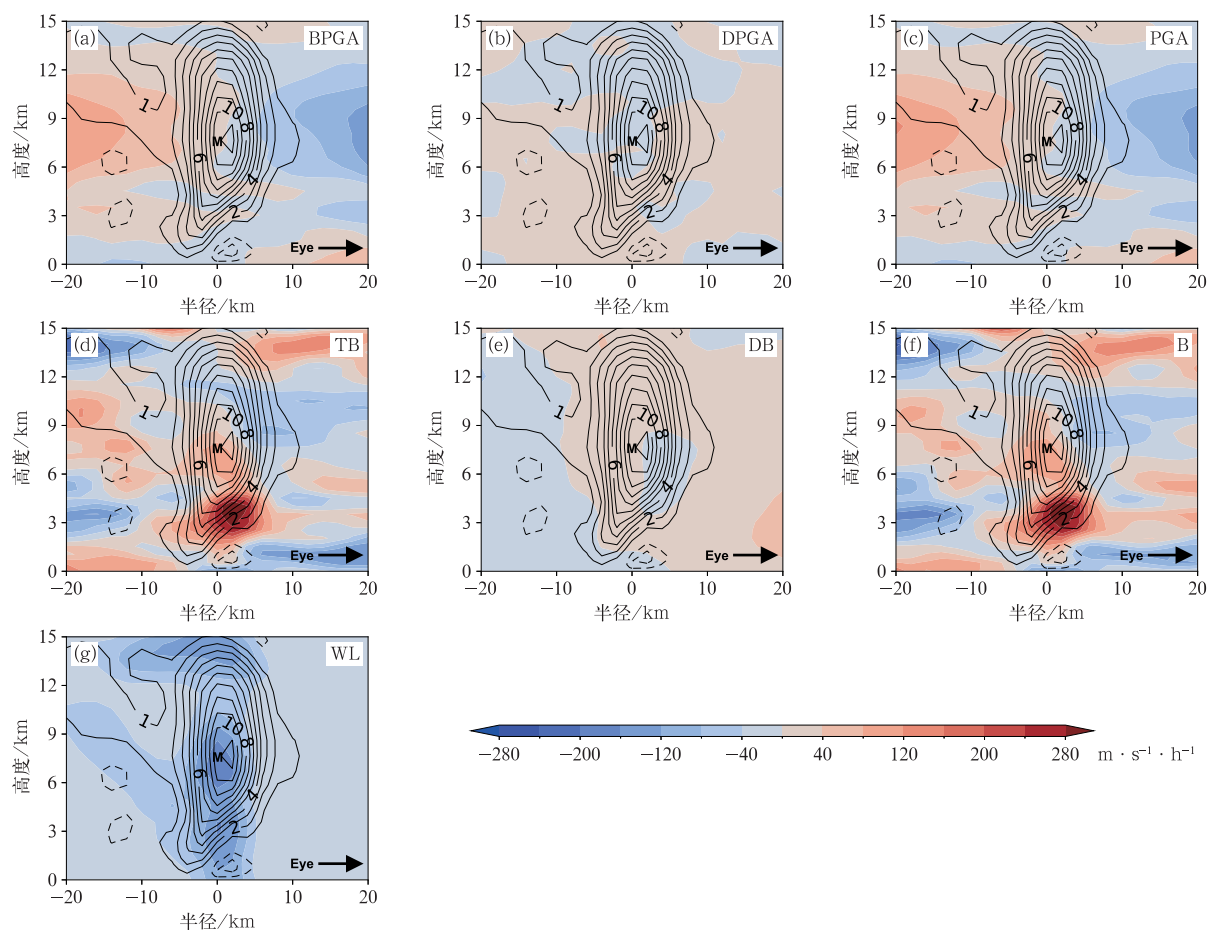
和径向内侧区域为负 BPGA,径向向外区域为正 BPGA(图 9a)。上升运动 M 中层 5~10 km DPGA 减小,由正值转为负值(图 9b)。因此,上升运动径向内侧区域受到负气压扰动垂直梯度力控制(图 9c)。同时,此阶段 TB 明显减小,尤其是首次增强阶段中高层 5~6 km 和 9~12 km 高度的两个 TB 大值由正值(图 6d)转为负值(图 9d),可能与中高层雪、霰的融化和升华(图 7d,7e)引起的非绝热冷却有关;但 2~4 km 高度的 TB 大值仍存在(图 9d)。减弱阶段 DB 增大,上升运动区主要分布为正 DB,但量级较小(图 9e)。由于在减弱阶段水凝物粒子明显增多(图 7),尤其是霰粒子(图 7e),WL 明显增强,存在三个大值区(图 9g),分别位于上升运动顶部(12~15 km)、中部(6~9 km)和底部(1~4 km),与冰晶、云水、霰和雨水(图 7a~7c,7e)明显增多有关。由于较小的正 TB 不足以弥补较大 WL 的负加



注:PGA 为 BPGA 与 DPGA 之和,B 为 TB 与 DB 之和;实线为上升运动,虚线为下沉运动。

图 8 二次增强阶段垂直动量方程各动力项(填色)和垂直速度(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)经上升运动 M 中心的径向剖面

Fig. 8 The radial cross-section of each items in vertical momentum equation (colored) and vertical velocity (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) along the center of Updraft M at the second strenthening stage



注:PGA 为 BPGA 与 DPGA 之和,B 为 TB 与 DB 之和;实线为上升运动,虚线为下沉运动。

图 9 减弱阶段垂直动量方程各动力项(填色)和垂直速度(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
经上升运动 M 中心的径向剖面

Fig. 9 The radial cross-section of each items in vertical momentum equation (colored) and vertical velocity (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) along the center of Updraft M at the weakening stage

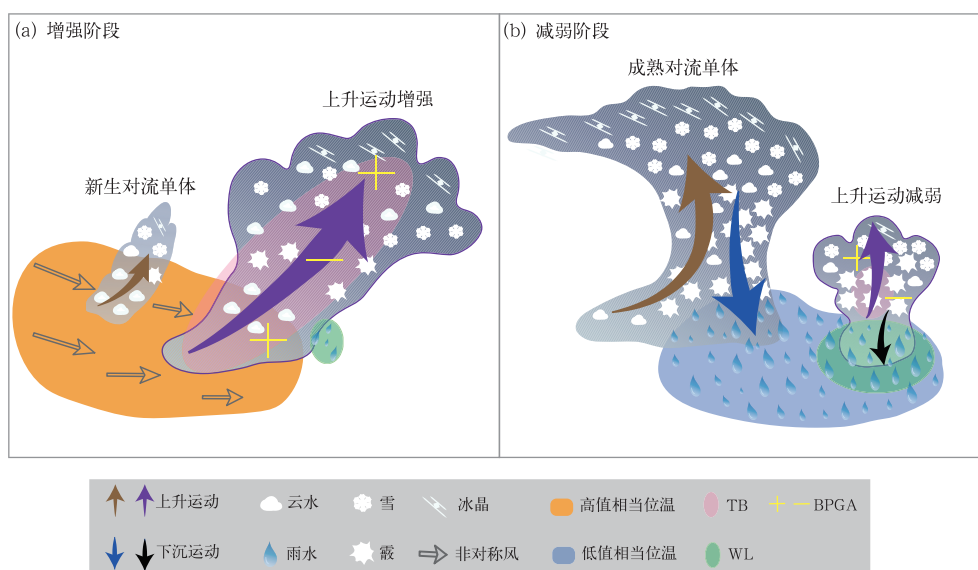
速度,上升运动的发展受到抑制。此外,上升运动 M 的倾斜减小(图 2c),降水粒子垂直降落产生的拖曳作用削弱了上升运动 M 底部的上升速度,使得 5 km 以下高度的垂直速度减小,甚至在上升运动 M 底部出现下沉运动(图 9),进一步削弱上升运动,使得上升运动 M 的底高抬升至 4 km(图 2d),具有中纬度地区弱垂直风切变环境下直立的孤立对流单体的“自消亡”机制。在负 TB 和负 WL 共同作用下,上升运动 M 明显减弱,但由于 2~4 km 的 TB 大值仍存在,上升运动 M 得以维持,未直接减弱消亡。

5 结论和讨论

基于 TCM4 的理想数值模拟资料,开展了垂直

风切变影响下热带气旋外雨带对流尺度上升运动的演变机制的个例研究,该上升运动个例形成于顺垂直风切变右侧的热带气旋外雨带,不同于中纬度对流单体通常经历新生、成熟和消亡的生命史特征,该个例经历了初生、首次增强、减弱、二次增强和消亡五个阶段,其垂直质量输送具有双峰时间演变特征,生命史长达 2.5 h。通过进一步分析不同阶段上升运动周围环境的动力和热力特征,并对上升运动垂直动量收支进行诊断分析,得到热带气旋外雨带长生命史对流尺度上升运动发展演变的主要物理机制概念示意图,如图 10 所示。主要结论如下:

(1)区别于中纬度短生命史对流单体的弱垂直风切变环境,强垂直风切变和高值相当位温为热带气旋外雨带上升运动的长时间维持和发展提供了有利环境,邻近对流单体的发生发展通过调节周围相



注:紫色箭头为文中所关注的上升运动。

图 10 热带气旋外雨带对流尺度上升运动发展演变的主要物理机制概念示意图

Fig. 10 Schematic illustration of the main physical processes governing the (a) strengthening and (b) weakening of a convective-scale updraft in outer rainband of sheared TC

当位温的局地变化造成上升运动强度的不同响应,可能存在两种情形:一是邻近新生对流单体(图 10a 棕色箭头)的发展引起低层相当位温升高,增强低层入流(图 10a 空心箭头)辐合,高值相当位温(图 10a 黄色阴影区)增加,静力不稳定性增大,促进上升运动(图 10a 紫色箭头)发展;二是邻近成熟对流单体的下沉运动(图 10b 蓝色箭头)将低值相当位温输送至低层形成近地面冷池(图 10b 蓝色阴影区),静力不稳定性减小,抑制上升运动(图 10b 紫色箭头)发展。

(2) 上升运动的两次增强阶段均是正热力浮力(图 10a 粉色阴影区)和正浮力扰动气压垂直梯度力(图 10a 黄色十—符号)主导,但两次增强机制存在区别:首次增强阶段邻近新生对流单体的持续发展,引起低层相当位温升高,上升运动倾斜增大,水凝物粒子持续增长释放潜热引起热力浮力显著增大,因而垂直速度较大;二次增强阶段前期不断有新的对流单体形成和发展,造成低层局地相当位温升高,随后这些邻近对流单体发展成熟及消亡,引起下沉运动增强和局地相当位温降低,造成热力浮力减小,因此垂直速度较小。

(3) 与中纬度普通对流单体的减弱机制类似,减弱阶段上升运动(图 10b 紫色箭头)倾斜减小,下沉运动(图 10b 黑色箭头)在上升运动下方形成并发

展,该下沉运动和其他邻近成熟对流单体的下沉运动(图 10b 蓝色箭头)共同导致低层相当位温降低形成近地面冷池(图 10b 蓝色阴影区),热力浮力明显减小(图 10b 粉色阴影区),上升运动中高层部分区域热力浮力出现负值,负热力浮力和降水拖曳作用(图 10b 绿色阴影区)共同导致上升运动减弱。上述结果表明,热力浮力、浮力扰动气压垂直梯度力和降水拖曳作用的不平衡过程是上升运动长时间演变的主要机制,但上升运动的倾斜大小也不能忽视。

本研究利用热带气旋理想数值模拟结果分析了 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 东风切变条件下热带气旋外雨带长生命史对流尺度上升运动个例的演变特征和长时间维持的物理机制。该上升运动发展深厚,顶高可达对流层顶,上升运动减弱时倾斜较小,下沉运动位于上升运动下方,因此上升运动减弱时从底部开始消散,具有中纬度地区普通对流单体的典型特征。该上升运动长时间维持与周围强的垂直风切变和低层高值相当位温有关,邻近对流单体的发生发展引起低层相当位温的变化直接影响了上升运动的强度变化。Peters(2016)和 Morrison and Peters(2018)的研究指出中纬度对流单体最大垂直速度主要来自于总浮力和浮力气压强迫,并提到不可忽略动力气压强迫的影响。本文的垂直动量收支诊断分别讨论了热力浮力和动力浮力的作用,同时考虑了降水拖曳作用,

诊断结果表明动力浮力对上升运动的发展影响较小,热力浮力是热带气旋外雨带上升运动长时间发展和维持的主要贡献项,浮力扰动气压垂直梯度力和降水拖曳作用以及上升运动的倾斜大小对上升运动的发展也有重要影响。本研究讨论了邻近新生和成熟对流单体发展通过调节低层相当位温的变化可以导致上升运动强度的不同响应,并通过动力诊断特别揭示了热带气旋外雨带对流尺度上升运动长时间演变的物理机制,但仍存在一定的局限性和不足之处:①垂直动量的诊断分析未区分邻近对流单体和层云产生的降水拖曳作用的影响,后续研究将通过敏感性试验进行探讨;②由于选用的是理想数值模式资料,模拟结果与实际的热带气旋外雨带环境存在一定偏差,且受到模式时空分辨率的限制,可能不足以揭示热带气旋外雨带上升运动的精细化发展演变这一复杂的物理过程,还需要开展更多的精细化观测和数值模拟研究。

参考文献

- 陈涛,董林,罗玲,等,2021.台风利奇马登陆期间的对流结构特征及对强降雨影响[J].气象,47(12):1433-1443. Chen T, Dong L, Luo L, et al, 2021. Convection structure and impact on severe precipitation during landing of Typhoon Lekima[J]. Meteor Mon, 47(12):1433-1443(in Chinese).
- 程晶晶,李青青,陈锦鹏,2023.不同强度环境垂直风切变影响下热带气旋外核区冷池特征[J].大气科学,47(5):1510-1524. Cheng J J, Li Q Q, Chen J P, 2023. Characteristics of cold pools in the outer core of tropical cyclones under different vertical wind shear magnitudes[J]. Chin J Atmos Sci, 47(5):1510-1524(in Chinese).
- 罗辉,苟阿宁,康岚,等,2020.四川盆地一次中反气旋超级单体的雷达回波特征研究[J].气象,46(10):1362-1374. Luo H, Gou A N, Kang L, et al, 2020. Radar echo characteristics of an meso-anticyclonic supercell of Sichuan in August 2016[J]. Meteor Mon, 46(10):1362-1374(in Chinese).
- 寿绍文,励申申,寿亦萱,等,2003.中尺度气象学[M].北京:气象出版社:70-73. Shou S W, Li S S, Shou Y X, et al, 2003. Mesoscale Meteorology[M]. Beijing: China Meteorological Press: 70-73(in Chinese).
- 王科,陈光华,吕欣宇,等,2021.1521号台风“杜鹃”生成阶段中尺度对流系统和降水演变特征[J].大气科学,45(1):73-87. Wang K, Chen G H, Lü X Y, et al, 2021. Evolution characteristics of mesoscale convective system during the formation of Tropical Cyclone Dujuan (1521)[J]. Chin J Atmos Sci, 45(1):73-87(in Chinese).
- 王珍,黄泓,赵军,等,2023.热带气旋近海加强机制的研究进展[J].气象,49(5):525-541. Wang Z, Huang H, Zhao J, et al, 2023. Research progress on the intensifying mechanism of coastal tropical cyclones[J]. Meteor Mon, 49(5):525-541(in Chinese).
- 翁之梅,李渊,范敏霜,等,2024.三次台风登陆后雨带列车效应特征对比[J].气象,50(8):997-1011. Weng Z M, Li Y, Fan M S, et al, 2024. Comparison of the train effect characteristics of rainbands after the landfall of three typhoons[J]. Meteor Mon, 50(8):997-1011(in Chinese).
- 向纯怡,董林,刘达,等,2024.2023年台风杜苏芮登陆后残涡维持的热力和动力机制研究[J].气象,50(11):1289-1305. Xiang C Y, Dong L, Liu D, et al, 2024. Thermodynamic and dynamic mechanism of maintenance of Typhoon Doksuri remnant vortex after its landfall in 2023[J]. Meteor Mon, 50(11):1289-1305(in Chinese).
- 周海光,2010.罗莎(0716)台风外围螺旋雨带中尺度结构的双多普勒雷达试验研究[J].气象,36(3):54-61. Zhou H G, 2010. Structure of Typhoon Krosa (0716) outer rainband observed by dual-Doppler radars[J]. Meteor Mon, 36(3):54-61(in Chinese).
- 周毅,1987.积雨云的发生发展[J].气象科技,(6):57-64. Zhou Y, 1987. The occurrence and development of cumulonimbus clouds [J]. Meteor Sci Technol, (6):57-64(in Chinese).
- Barnes G M, Gamache J F, LeMone M A, et al, 1991. A convective cell in a hurricane rainband[J]. Mon Wea Rev, 119(3):776-794.
- Barnes G M, Zipser E J, Jorgensen D, et al, 1983. Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband[J]. J Atmos Sci, 40(9):2125-2137.
- Cheng J J, Li Q Q, 2020. A numerical study of convective-scale downdrafts in the outer core of tropical cyclones in vertically varying environmental flows[J]. Trop Cyclone Res Rev, 9(3):143-161.
- Chisholm A J, Renick J H, 1972. The kinematics of multi-cell and supercell Alberta hailstorms[J]. Res Coun Alta, Hail Stud Rep, 72(2):24-31.
- Doswell III C A, 1984. Mesoscale aspects of a marginal severe weather event[C] // Preprints Tenth Conf. Weather Forecasting and Analysis. Clearwater Beach: American Meteorological Society: 131-137.
- Dunion J P, 2011. Rewriting the climatology of the tropical North Atlantic and Caribbean Sea atmosphere[J]. J Climate, 24(3):893-908.
- Eastin M D, Gardner T L, Christopher Link M, et al, 2012. Surface cold pools in the outer rainbands of Tropical Storm Hanna (2008) near landfall[J]. Mon Wea Rev, 140(2):471-491.
- Hence D A, Houze Jr R A, 2008. Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of hurricanes Katrina and Rita (2005)[J]. J Geophys Res Atmos, 113(D15):D15108.
- Houze R A Jr, 1993. Cloud Dynamics[M]. Waltham: Academic Press.
- Langland R H, Liou C S, 1996. Implementation of an $E-\epsilon$ parameterization of vertical subgrid-scale mixing in a regional model[J]. Mon Wea Rev, 124(5):905-918.
- Li Q Q, Fang Q X, 2018. A numerical study of convective-scale structures in the outer cores of sheared tropical cyclones: 1. updraft

- traits in different vertical wind shear magnitudes[J]. *J Geophys Res Atmos*, 123(21):12097-12116.
- Li Q Q, Wang Y Q, 2012. A comparison of inner and outer spiral rainbands in a numerically simulated tropical cyclone[J]. *Mon Wea Rev*, 140(9):2782-2805.
- Moon Y, Nolan D S, 2015. Spiral rainbands in a numerical simulation of Hurricane Bill (2009). Part I: structures and comparisons to observations[J]. *J Atmos Sci*, 72(1):164-190.
- Morrison H, Peters J M, 2018. Theoretical expressions for the ascent rate of moist deep convective thermals[J]. *J Atmos Sci*, 75(5):1699-1719.
- Nowotarski C J, Markowski P M, 2016. Modifications to the near-storm environment induced by simulated supercell thunderstorms[J]. *Mon Wea Rev*, 144(1):273-293.
- Parker M D, 2014. Composite VORTEX2 supercell environments from near-storm soundings[J]. *Mon Wea Rev*, 142(2):508-529.
- Peters J M, 2016. The impact of effective buoyancy and dynamic pressure forcing on vertical velocities within two-dimensional updrafts[J]. *J Atmos Sci*, 73(11):4531-4551.
- Prein A F, Liu C H, Ikeda K, et al, 2020. Simulating North American mesoscale convective systems with a convection-permitting climate model[J]. *Climate Dyn*, 55(1):95-110.
- Rios-Berrios R, Torn R D, 2017. Climatological analysis of tropical cyclone intensity changes under moderate vertical wind shear [J]. *Mon Wea Rev*, 145(5):1717-1738.
- Schlemmer L, Hohenegger C, 2014. The formation of wider and deeper clouds as a result of cold-pool dynamics[J]. *J Atmos Sci*, 71(8):2842-2858.
- Terwey W D, Rozoff C M, 2014. Objective convective updraft identification and tracking: Part 1. Structure and thermodynamics of convection in the rainband regions of two hurricane simulations [J]. *J Geophys Res Atmos*, 119(11):6470-6496.
- Wang Y, 2007. A multiply nested, movable mesh, fully compressible, nonhydrostatic tropical cyclone model-TCM4: model description and development of asymmetries without explicit asymmetric forcing[J]. *Meteor Atmos Phys*, 97(1/2/3/4):93-116.
- Wang Y Q, 2001. An explicit simulation of tropical cyclones with a triply nested movable mesh primitive equation model: TCM3. Part I: model description and control experiment[J]. *Mon Wea Rev*, 129(6):1370-1394.
- Wang Y Q, 2008. Rapid filamentation zone in a numerically simulated tropical cyclone[J]. *J Atmos Sci*, 65(4):1158-1181.
- Wang Y Q, 2009. How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? [J]. *J Atmos Sci*, 66(5):1250-1273.
- Zhang D L, Liu Y B, Yau M K, 2000. A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part III: dynamically induced vertical motion[J]. *Mon Wea Rev*, 128(11):3772-3788.

(本文责编:何晓欢)