刘磊,费建芳,黄小刚,等. 2014. 海温及海浪对台风眼墙中尺度涡的影响 [J]. 大气科学, 38 (6): 1172-1184, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13282. Liu Lei, Fei Jianfang, Huang Xiaogang, et al. 2014. The influence of sea surface temperature and waves on mesoscale vortices in typhoon eyewalls [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (6): 1172-1184.

海温及海浪对台风眼墙中尺度涡的影响

刘磊 费建芳 黄小刚 程小平 马占宏

解放军理工大学气象海洋学院,南京211101

摘 要本文利用包括海气耦合、气浪耦合及浪流耦合的完全耦合系统,着重研究了2006年"格美"(Kaemi) 台风眼墙内的中尺度涡结构。中尺度涡作为影响台风眼墙非对称结构的内部因子,与风垂直切变密切相关,其发 展过程受台风下垫面海洋状况的影响。在顺切变右侧,垂直气流逐渐增强,在顺切变左侧达到最大后逐渐减弱。 当不考虑海表温度的冷涌反馈作用时,海气间的热通量输送较大,由此引起眼墙内的中尺度对流加强,但集中爆 发区仍然位于顺切变方向,不受热通量输送变化的影响。当不考虑海浪对海表粗糙度的影响时,在较小的海表粗 糙度条件下,眼墙非对称性减弱,使得中尺度对流涡在切向方向上的分布较为均匀。

关键词 耦合系统 台风 风垂直切变 中尺度涡 文章编号 1006-9895(2014)06-1172-13 中图分类号 P444 文献标识码 A doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13282

The Influence of Sea Surface Temperature and Waves on Mesoscale Vortices in Typhoon Eyewalls

LIU Lei, FEI Jianfang, HUANG Xiaogang, CHENG Xiaoping, and MA Zhanhong

Institute of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract A fully-coupled system including air-sea interaction, air-wave interaction and wave-current interaction has been developed to focus on the structure of mesoscale vortices in the eyewall of typhoon 'Kaemi' (2006). Mesoscale vortices are one type of interior factors influencing the asymmetry of typhoon eyewall; they are closely related to vertical wind shear (VWS) and are impacted by the underlying sea status. Updraught develops on the downshear right and gradually weakens after it reaches its strongest level on the downshear left. Excluding the response of sea surface temperature (SST), larger heat fluxes at the air-sea interface induce the intensification of convection in the typhoon eyewall; however, the region with the most convection still lies on the downshear of the VWS, which is not significantly influenced by the magnitude of heat fluxes at the air-sea interface. In the calculation of sea surface roughness without the effect of waves, the asymmetry of the eyewall weakens, and mesoscale vortices distribute uniformly in the azimuthal direction above a shorter sea surface roughness.

Keywords Coupled system, Typhoon, Vertical wind shear, Mesoscale vortex

1 引言

热带气旋(Tropical Cyclone, TC)的产生有两

种能量来源,一种是大尺度系统的能量转移到低压 系统中(Gray, 1968; DeMaria et al., 2001; Bracken and Bosart, 2000; McTaggart-Cowan et al., 2008;

收稿日期 2013-10-12, 2014-04-28 收修定稿

资助项目 国家公益性行业(气象)科研专项 GYHY201106004,国家自然科学基金项目 41005029、41105065、41305045,国家自然科学基金重点 项目 41230421

作者简介 刘磊,男,1982年出生,讲师,主要从事中尺度海气相互作用研究。E-mail: Liu541226@sina.com

雷小途等,2009),另一种是对流尺度系统将能量转移到气旋式扰动中(McTaggart-Cowan et al.,2008),后一种机制,即中小尺度对流系统的发生、发展对 TC 眼墙非对称结构具有显著影响(陈联寿和丁一汇,1979;陈联寿和孟智勇,2001;张庆红和郭春蕊,2008)。

小于10km空间尺度的中尺度涡结构主要出现 在台风眼墙内沿,是眼墙内沿偶尔出现多边形结构 的原因之一(Muramatsu, 1986)。当眼墙内出现涡 旋罗斯贝波后(Wang, 2002a, 2002b;李勋等, 2010), 波破碎引起螺旋云,4 波结构形成的中尺度涡导致 多边形眼区。Kossin and Eastin (2001)发现,中尺 度涡的合并不但造成多边形眼墙,同时,由于眼墙 内的中尺度涡可以将眼区内低层的高湿空气挟卷 至眼墙,使TC强度超过其最大潜在强度,因此,是 控制TC强度的关键因子(Persing and Montgomery, 2003; Montgomery et al., 2006; Cram et al., 2007; 翼春晓等, 2012)。

目前,由涡旋罗斯贝波(Vortex Rossby Waves, VRWs)引起椭圆形眼墙的现象受到较多关注,而 多边形眼墙附近的中尺度涡在包含完全物理过程 的三维模式中研究较少,它们的结构也很少有人关 注。Black and Marks (1991) 在飓风 Hugo (1989) 中观测到中尺度涡,此外, Kossin and Schubert (2004) 对飓风 Isabel (2003) 的研究中发现了 5 边形眼区外存在中尺度涡, 该涡能够引起强烈的阵 性降水及破坏性强风(Black and Marks, 1991)。 Hendricks and Montgomery (2006) 利用卫星资料, 观测到 2002 年 9~10 月的 Gustav 热带风暴中存在 多个中尺度涡,这些涡由深对流引起的涡旋力管延 伸而产生。在台风眼墙中尺度涡结构的研究中,大 多关注于中尺度涡的产生和加强机制以及中尺度 涡对台风强度和结构的影响(Schubert et al., 1999; 张文龙等, 2010), 而对于海气相互作用, 尤其是 海表状况与台风眼墙内中尺度涡结构的联系,还很 少有人研究。

TC 眼墙内中尺度涡的形成与海气间热焓输送 密切相关 (McTaggart-Cowan et al., 2008; Kossin and Schubert, 2004; Hendricks and Montgomery, 2006; Montgomery et al., 2002;黄立文等, 2005):眼区 低层海洋表面的潜热以及眼墙湿度通量的径向混 合导致低层眼区及眼墙的湿位温增加。Cram et al. (2007)认为湿位温的获得过程大约持续 40~60 min,最少15 min,眼区潜热经过很短时间改变内流场,眼区的热焓作为额外的能量,加强了眼墙的上升气流,引起更强的径向内流。眼区周围的高位涡呈圆形或环状分布,支持了斜压不稳定(Montgomery and Shapiro, 1995),导致中尺度涡的产生(Braun, 2002; Eastin et al., 2005; Smith et al., 2005)。

在真实 TC 中, 眼墙处摩擦辐合和湿对流聚集 而形成高涡度, 满足正压指数不稳定的条件。摩擦 引起的垂直运动在最大风速处形成了环状的高涡 度区,同时向内、外区域逐渐减小(明杰和舒守娟, 2010)。非对称对流结构提供扰动源,随后,高涡 度聚集受到切变的约束,最终被粘性离散为小尺 度,形成中尺度涡,剩余的高涡度被平流到中心区 域。

海洋作为大气的下垫面,不仅从热力方面,同时从动力方面影响 TC 的发生、发展。以上研究表明,海气相互作用对 TC 眼墙内的中尺度涡结构具有显著影响。针对目前的研究现状,本文利用耦合系统(刘磊等,2012b),分析了 2006 年发生的"格美"(Kaemi)台风中存在的中尺度涡结构,并通过敏感性试验,着重分析了海温和海浪对台风眼墙 内中尺度涡的影响。为进一步揭示中尺度涡在台风快速加强及台风眼墙非对称结构中的重要作用提供科学依据。

2 模式框架及模拟试验介绍

基于大气模式 WRF (Weather Research and Forecasting),海流模式 POM (Princeton Ocean Model)和海浪模式 WWIII (WaveWatch III)建立 起高分辨率的完全耦合系统。海洋通过海表温度 (Sea Surface Temperature, SST)影响大气边界层 内的感热、潜热输送,相反,海洋的状态演变需要 大气的热力和动力强迫。海洋表面的热力强迫包括 大气的长、短波辐射,海气间温差导致的感热通量 输送,海洋因水汽输送而损失的潜热通量。海洋表面的动力驱动包括,大气向海洋的风应力输送(Liu Lei et al., 2011; 刘磊等, 2011a)。

海浪作为海气界面重要的物理过程,不仅改变 了海表粗糙度,同时,对海洋混合层具有搅拌效应。 在海表粗糙度的计算中,采用经典的 Charnock 关系 (Charnock, 1955)表示: $z_0 = \beta u_*^2 / g$,其中 u_* 是 摩擦速度,在单独的 WRF 模式中 β 是 Charnock 常



图1 海—气—浪完全耦合系统

Fig. 1 Schematic diagram of the coupled system

数,而大量的观测和数值模拟表明,海面动力学粗 糙度不仅与海面风速有关,还是海洋状况的函数。 Smith et al.(1992)根据 HEXOS(Humidity Exchange over the Sea)数据的分析,认为 β 随波龄的增加而 减小,得到 $\beta = 0.48(C_p/u_*)^{-1}$, C_p 为相速, C_p/u_* 为 波龄参数。在耦合模式中引入 Smith et al.(1992) 建立的海表粗糙度 z_0 与波龄的关系,WWIII 模式向 WRF 模式提供波龄,考虑了模拟海浪对海表粗糙度 的改变,进而影响大气下垫面的 热力、动力过程 (刘磊等,2011b);通过引入浪致混合系数,考虑 海浪的搅拌效应,从而改变海洋 混合层的热力、 动力状态(Qiao et al., 2004;刘磊等,2012a),此 外,加入风应力对海浪的驱动以及海流对海浪状态 的影响(图1)。

2006 年第 5 号热带风暴"格美"于 7 月 19 日 在菲律宾中部以东大约 1600 km 的西北太平洋洋面 上生成后,7 月 20 日加强成为强热带风暴,21 日 加强成为台风。本文选取"格美"台风在海上快速 发展阶段为模拟窗口,即 2006 年 7 月 20 日 00:00 (协调世界时,下同)至 7 月 23 日 00:00,具体的 模式设置请参见(表 1、表 2)(刘磊等,2012b)。

表1 耦合系统中大气模式设置

 Table 1
 Atmospheric model design in the coupled system

大气模式				
(WRF)	区域1(D1)	区域2(D2)	区域3(D3)	
水平格点	143×142	112×112	151×151	
水平分辨率	15 km	5 km	1.67 km	
垂直分层	27	27	27	
积云参数化	Kain-Fritsch	无	无	
边界层方案	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov	
模拟时段	7月20日00:00~	7月20日12:00~	7月20日12:00~	
	23 日 00:00	23 日 00:00	23 日 00:00	
时间步长	90 s	30 s	10 s	
初始场	Bogus	由 D1 插值	由 D2 插值	

表 2 耦合系统中海洋、海浪模式设置

 Table 2
 Oceanic and wave model design in the coupled system

	POM	WWIII
水平分辨率/ (°)	1/6	1/6
区域	(5.75°~24.5°N,	120.75°~140.25°E)
风应力	Qui	kSCAT
海底地形	E	topo5
表面热强迫	AMSR	
第一频率/Hz		0.04118

为了研究海温及海浪对 TC 眼墙内中尺度涡结 构的影响,本文设计了三组试验: EXP1 方案考虑 海浪反馈效应对海表粗糙度的影响,引入 Smith et al. (1992)建立的海表粗糙度 z₀与波龄的关系,WWIII 模式向 WRF 模式提供波龄,在海温反馈中,EXP1 方案忽略了 POM 模式中 SST 对大气的反馈,SST 采用 NCEP 资料的平均海温,基本稳定在 29°C 左 右;EXP2 方案考虑 POM 模式中 SST 的反馈作 用,而忽略海浪反馈效应对海表粗糙度的影响,即 海表粗糙度计算中 β 采用 Charnock 常数;EXP3 为 控制试验,采用完全耦合系统对"格美"台风进 行模拟,描述"格美"台风中存在的中尺度涡结 构;利用 EXP1、EXP2 方案的试验结果,着重研究 了海温和海浪对台风眼墙内存在的中尺度涡的影 响(表 3)。

表 3 试验方案对比 Table 3 List of experiment schemes

		海气耦合		气浪耦合		浪流耦合	
	方案	风应力	SST 反馈	风应力	波龄反馈	海流	浪致混合系数
1	EXP1	\checkmark	×	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark
2	EXP2	\checkmark	\checkmark	\checkmark	×	\checkmark	\checkmark
3	EXP3	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark	\checkmark

以中国台风网(http://www.typhoon.gov.cn [2013-08-11])"CMA-STI热带气旋最佳路径数据 集"作为实况,利用耦合系统区域1(D1)输出的 15 km分辨率资料,对模拟台风的中心最低气压、 10 m最大风速及路径进行检验。图 2a 所示,四组 模拟台风的中心最低气压(Sea Level Pressure, SLP) 在第 36 小时之前(7月21日12:00之前)差别不 大。与实况台风相比,模拟台风的SLP在前24小 时(7月21日00:00之前)小于实况,与模式初始 场的 spin-up 有关,随着模式积分的逐渐调整,模 拟台风的SLP在第24小时与实况之间的偏差达到 最小。此后,模拟台风的SLP变化趋势与实况较为 一致,呈快速下降趋势。第36小时后(7月21日



图 2 (a) 台风的中心最低气压和 (b) 10 m 最大风速随时间变化曲线; (c) 台风移动路径 (台风符号为实况, ○为 EXP1, ●为 EXP2, □为 EXP3) Fig. 2 Time series of (a) the central sea level pressures (hPa) and (b) 10-m maximum wind speed. (c) Tracks (6-h interval) of Kaemi from observation (typhoon symbol) and three model simulations (○ is for EXP1; • is for EXP2; □ is for EXP3)

12:00 之后),海洋对台风的反馈作用开始显著影响 SLP, 四个方案模拟得到的 SLP 差别逐渐增大。 EXP3 方案同时考虑了 SST 反馈及海浪效应,在 SST 反馈及海浪摩擦效应的共同作用下, SLP 随时间变 化趋势与实况最为接近,最低值为 954 hPa。图 2b 为台风 10 m 最大风速随时间变化曲线。前 24 小时 为模拟台风的调整阶段,10m风速出现了40ms⁻¹ 的突变,随着模式积分的进行,风速逐渐调整到实 况值附近。此后,四个试验方案基本保持了与实况 值随时间变化相似的趋势。EXP3 方案在海水冷涌 及海浪效应的共同影响下,模拟的 10 m 风速强度 弱于实况及其他三个方案。由三个试验的模拟风场 可以分析得出,海表粗糙度的改变对 10 m 风速的 减弱作用大于 SST, 主要原因是 10 m 风速直接受 摩擦效应影响。在台风模拟的后期(第60~72小 时, 22 日 12:00~23 日 00:00), SST 对台风 10 m 风速的减弱效应较为显著。从图 2c 可以看出,海 洋状况对台风路径影响不大。

3 眼墙内中尺度涡的结构

由于 EXP3 方案模拟的台风与实况最为接近 (刘磊等, 2012b),因此,本文在研究台风眼墙内

中尺度涡的结构时,主要分析了2006年7月21日 12:00~13:00 一个小时的输出结果,该时段为"格 美"台风快速加强阶段。图3为该时段台风眼墙附 近的垂直速度分布。850 hPa 高度处台风眼墙西南 侧的垂直速度呈明显的中尺度结构特征(填充图), 尤其在台风风垂直切变方向的垂直上升气流最为 强烈 (魏超时等, 2011)。沿着方位角方向, 四个 垂直上升流依次为 A、B、C、D (图 3 a); 500 hPa 高度处 (黑色实线), 四个垂直急流消失, 合并为 一个垂直速度极值区,同时,该区域相对 850 hPa 的垂直速度所在位置向台风外围扩张,与眼墙由下 向上逐渐扩大的趋势相一致(Jorgensen, 1984; Black et al., 1996); 在 200 hPa 高度处 (蓝色实线), 垂 直速度极值区进一步向外扩张,且切向方向的范围 相对低层逐渐拉长。15 min 后(图 3b), 850 hPa 的垂直上升气流 A 向逆时针方向移动, 对流强度呈 减小趋势,而垂直气流 B 在气旋式移动过程中由 21 日 12:00 的一个单体急流逐渐分离为两个,由于逐 渐远离顺切变方向,垂直上升速度呈减小趋势。随 着垂直气流 C、D 向顺切变方向移动,强度逐渐加 强,与此同时,台风眼墙西北侧出现了新的垂直上 升流 E。500 及 200 hPa 高度的垂直上升气流与低层



图 3 2006 年 7 月 21 日 (a) 12:00、(b) 12:15、(c) 12:30、(d) 12:45 眼区附近垂直速度分布(单位: m s⁻¹)。填充色为 850 hPa; 黑色等值线为 500 hPa; 红色等值线为 200 hPa (等值线取值范围为 5~13,间隔为 4),绿色实线为风垂直切变方向。

Fig. 3 Distribution of vertical velocity at (a) 1200 UTC, (b) 1215 UTC, (c) 1230 UTC, (d) 1245 UTC on 26 July 2006. Shadings in color are on 850 hPa, black contours are on 500 hPa and red contours are on 200 hPa, (minimum is 5, maximum is 13, interval is 4 m s^{-1}), and green solid line is the direction of vertical wind shear

的配置基本保持不变。21 日 12:30 (图 3c), 850 hPa 的垂直气流 A、B 逐渐减弱、消散,而垂直气流 C 移至台风顺切变左侧,垂直上升速度达到最大。垂 直气流 D 及 E 向顺切变方向移动的过程中,对流逐 渐增强,台风眼墙西北侧出现新的垂直上升气流 F。 500 及 200 hPa 高度的垂直速度在顺切变方向保持 稳定。21 日 12:45 (图 3d), 垂直气流 A 完全消散, B、C 呈逆时针旋转远离顺切变方向后逐渐减弱,此 时, 气流 D 位于顺切变方向左侧, 垂直速度达到最 大,同时,位于其后部的气流 E、F 在顺切变旋转 过程中强度逐渐增大。四个时次的眼墙演变过程 中,垂直上升对流单体在顺切变右侧逐渐加强,在 顺切变左侧逐渐减弱消散,说明对流单体与风垂直 切变密切相关。在垂直结构上, Braun (2006)认 为垂直对流单体在顺切变方向生成时即布满整个 对流层,而不是先在低层生成,然后在旋转过程中 逐渐发展而布满整个对流层。本文结果表明,随着 高度的升高,垂直上升单体结构消失,仅在顺切变 方向及其左侧出现垂直速度极值,说明对流单体在 生成时没有布满整个对流层,而是在后续发展过程 中,向上扩展。

在 Braun (2006)等人的研究中发现,垂直对 流单体出现的时间及位置与眼墙内的中尺度对流 涡具有密切关系。图 4 为所选时段的相对涡度(垂 直分量,下同)及垂直速度的分布。四幅图中相对 涡度基本呈环状分布,与眼墙结构对应,在西南侧, 出现等值线闭合的中尺度涡环。在顺切变右侧,中 尺度涡环与垂直上升急流有较好的对应关系,当转 至顺切变左侧时,垂直上升气流消亡速度较快,而 中尺度涡结构仍能保持一段时间,说明在风垂直切 变的作用下,眼墙内的垂直上升急流通过涡旋力管 扭曲效应(Braun, 2006)加强中尺度涡,当中尺 度涡结构旋转至顺切变左侧后,能够继续保持,在 有利的流场条件下(旋转至顺切变右侧),中尺度 涡能够触发垂直上升对流单体的发展。

图 5 为所选时段的垂直上升气流及散度场分布。



图 4 2006 年 7 月 21 日 (a) 12:00、(b) 12:15、(c) 12:30、(d) 12:45 眼区附近 850 hPa 的垂直速度(填充图,单位: m s⁻¹)和相对涡度(黑色实 线为正,取值范围为 3~15,间隔为 6;黑色虚线为负,取值范围为-15~-3,间隔为 6;单位: 10⁻³ s⁻¹)

Fig. 4 Distribution of 850 hPa vertical velocity (shading) and relative vorticity (solid black contours are positive starting from 3 to 15 with an interval of 6, dashed black contours are negative starting from -15 to -3 with an interval of 6, units are 10^{-3} s⁻¹) at (a) 1200 UTC, (b) 1215 UTC, (c) 1230 UTC, (d) 1245 UTC on 26 July 2006

辐合、辐散场在台风眼墙西南侧较强,与中尺度垂直 上升对流单体对应。辐散场位于眼墙垂直对流带的 内沿,与眼区下沉气流相对应,辐合场位于眼墙外 侧,与眼区外径向内流有关。在眼墙内垂直对流单体 的切向方向上,两个对流单体之间间隔分布着辐合、 辐散场,说明垂直对流单体间的空隙是眼区与外部 环境进行交换的区域,同时,中尺度涡结构阻止了外 部气流对眼区的侵袭(McWilliams et al., 2003)。

由于中尺度涡是三维结构,为了更好对其进行 说明,进一步揭示垂直上升气流与相对涡度之间的 关系,主要对 850~500 hPa 层之间的水平风场及涡 度场进行了垂直方向上的平均,以台风中心为原点 转化为柱坐标,并剔除了水平风场中的切向平均风 场,得到非平衡风场(Braun, 2006)。图 6 所示, 经过 850~500 hPa 层面平均的涡度场与垂直上升 对流符合本文总结的配置规律,在顺切变一侧存在 极值环,在中尺度涡结构之间,存在流入、流出的 非平衡风场,进一步说明了垂直方向上,中尺度涡 在眼区内外空气交换中的作用。

顺切变方向是涡旋罗斯贝波1波结构振幅最为 强烈的区域,在中尺度涡的触发机制下,该区域出 现中尺度垂直上升对流单体,同时,该中尺度对流单 体通过涡管扭曲效应加强了中尺度涡。中尺度涡结 构阻止了眼墙外径向内流对眼区的侵袭,此外,中尺 度涡结构间的空隙是眼区内外气流交换的通道。

SST 及海表粗糙度影响海气界面的热量、动量 输送,从而对眼墙内垂直对流产生影响,但其具体 对中尺度涡旋结构的影响,是下一节讨论的重点。

4 海温及海表粗糙度对中尺度涡的影响

图 7 为三个方案距离台风中心 25 km 半径处垂 直速度沿切向方向随时间变化趋势。EXP3 方案中, 垂直速度沿着逆时针方向,随着切向旋转气流逐渐 移至顺切变一侧,垂直速度增大,顺切变方向出现



图 5 与图 4 对应的 850 hPa 垂直速度(填充图,单位: m s⁻¹)和散度(黑色实线为正,取值范围为 2~10,间隔为 4;黑色虚线为负,取值范围为 -10~-2,间隔为 4;单位:10⁻³ s⁻¹)

Fig. 5 As Fig. 4, but for 850-hPa vertical velocity (shading) and divergence (solid black contours are positive starting from 2 to 10 with an interval of 4, dashed black contours are negative starting from -10 to -2 with an interval of 4, units are 10^{-3} s⁻¹)

强烈的中尺度对流单体,同时,中尺度涡出现闭合 单体结构,与垂直对流单体相对应。 气流继续转 至顺切变左侧后,垂直对流速度开始快速减弱,由 垂直对流加强的中尺度涡结构仍然能维持一段时 间。随着模式积分的进行,中尺度对流单体的集中 爆发区域基本稳定在顺切变方向。当不考虑 SST 的反馈作用时(图 7a), EXP1 方案中海气间的热 通量输送显著增大,由此引起眼墙内的中尺度对流 加强,集中爆发区仍然位于顺切变方向,不受热通 量输送变化的影响。此外,在时间变化上,由于较 强的垂直对流,中尺度涡的持续时间明显长于 EXP3 方案。EXP2 方案(图 7b) 没有考虑海浪对 海表粗糙度的影响,在 SST 冷涌反馈的作用下,海 气间的热通量输送为三个试验方案中最小,中尺度 对流涡相对 EXP1 偏弱, 但海表粗糙度的减小引起 低层风场加速,相对 EXP3 方案偏强。在较小的海 表粗糙度条件下,较弱的摩擦辐合效应导致眼墙非 对称性减弱, 使得 EXP2 方案中的中尺度对流涡在

切向方向上的分布相对 EXP1、EXP3 方案较为均 匀。

在径向分布上(图 8), EXP3 方案中的中尺度 涡主要在半径 32 km 附近,向外逐渐减弱,眼区内 存在零散的中尺度涡结构,与眼墙外非对称风场将 涡度向内混合有关。EXP1 方案中的中尺度涡主要 在半径 26 km 附近,与较强的台风强度对应。EXP2 方案中的中尺度涡位于半径 30 km 附近,与台风中 心距离介于 EXP1 与 EXP3 方案之间,和台风眼墙 所在位置密切相关。

SST 及海表粗糙度对眼墙内涡度结构具有显著 影响,通过分析涡度变化来研究眼墙内中尺度涡结 构的改变。*p*坐标系下相对涡度的诊断方程为

$$\frac{\partial \zeta_{p}}{\partial t} = -u(\frac{\partial \zeta_{p}}{\partial x})_{p} - v(\frac{\partial \zeta_{p}}{\partial y})_{p} - \omega \frac{\partial \zeta_{p}}{\partial p} - (\zeta_{p} + f)[(\frac{\partial u}{\partial x})_{p} + (\frac{\partial v}{\partial y})_{p}] - v(\frac{\partial f}{\partial y})_{p} + [(\frac{\partial \omega}{\partial y})_{p} \frac{\partial u}{\partial p} - (\frac{\partial \omega}{\partial x})_{p} \frac{\partial v}{\partial p}], \quad (1)$$

$$5\pi = 5\pi = 5\pi = -\sqrt{2} - \sqrt{2} + \sqrt{2}$$



图 6 2006 年 7 月 21 日 (a) 12:00、(b) 12:15、(c) 12:30、(d) 12:45,850~500 hPa 层面平均的垂直速度(填充图,单位:ms⁻¹)、相对涡度(黑 色实线,起始值为 3,间隔为 2,单位:10⁻³ s⁻¹)及非平衡风场(矢量箭头)

Fig. 6 Distribution of vertical velocity (shading), relative vorticity (solid black contours starting from 3 with an interval of 2, units are 10^{-3} s⁻¹), and asymmetric wind (vector arrow) averaged for 850–500 hPa at (a) 1200 UTC, (b) 1215 UTC, (c) 1230 UTC, (d) 1245 UTC on 26 July 2006

项为相对涡度的铅直输送项, 第四项为散度作用 项,第五项为β效应项,第六项为扭转项。其中, 第一、二项与第五项可以合并为水平平流项 $-V_h \cdot \nabla_h (\zeta_p + f)$,同时,由于次网格项较小,(1) 式中没有列出次网格项。图 9 为 21 日 12:00~22 日 00:00, 半径 26~39 km 范围内, 850~500 hPa 层之 间涡度的水平平流变化。EXP1 方案中水平平流项 对涡度变化的正贡献主要集中于 740 hPa 以下,由 气旋的水平运动引起涡度的局地变化。740 hPa 层 面以上存在水平平流项对涡度变化的负贡献,但在 21日 21:00 左右,水平平流项对涡度变化的正贡献 显著增强,说明随着气旋强度的增强,水平平流项 对中层涡度的正贡献逐渐增大。当考虑 SST 的响应 时,EXP3 方案中水平平流项对涡度变化的正贡献 减弱,同时所在层面降低。中层水平平流项对涡度 变化的负贡献显著增强,由以上分析可知,SST 降 低引起非绝热过程减弱, 气旋流场速率降低, 从而 导致水平平流对涡度的贡献减小。当不考虑海浪效 应时, EXP2 与 EXP3 方案相比, 水平平流项对涡 度的正贡献所在高度较为一致, 但强度明显强于 EXP3 方案, 说明海表粗糙度的减小引起低层风场 加速, 是眼墙内涡度增加的主要原因。

图 10 为 21 日 12:00~22 日 00:00,半径 26~ 39 km 范围内,850~500 hPa 层之间垂直输送对相 对涡度的贡献。EXP1 方案中,垂直输送项在低层 对涡度变化的贡献为负,在中层为正,说明在气旋 增强阶段,眼墙内低层涡度向高层输送,引起低层 涡度减小而高层增大。随着气旋不断增强,垂直输 送项对低层涡度的负贡献向上扩展,但对中层的正 贡献不断减小,说明随着气旋不断增强,垂直输送 气流向高层扩展,涡度在中低层垂直方向的分布逐 渐均匀,由低层向上输送涡度的层面不断升高。当 考虑 SST 的反馈作用后,EXP3 方案中垂直输送对 低层涡度的负贡献减小,中层的正贡献向低层扩 展,由于非绝热过程减弱使得涡度的铅直分布不均 匀,低层涡度向上输出区域的层级降低,导致整个



图 7 850~500 hPa 层面平均的垂直速度(填充图,单位: m s⁻¹)及相对涡度(黑色实线,起始值为 4,间隔为 2,单位: 10⁻³ s⁻¹)在半径 25 km 处 沿方位角方向分布随时间变化: (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

Fig. 7 Azimuth-time Hovmöller of vertical velocity (shading) and relative vorticity (black solid contours, minimum is 4, interval is 2, units are 10^{-3} s⁻¹) at radius of 25 km, averaged for 850–500 hPa: (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3



图 8 850~500 hPa 层面平均的垂直速度(填充图,单位: m s⁻¹)及相对涡度(黑色实线,起始值为 4,间隔为 2,单位: 10⁻³ s⁻¹)在方位角 225° 处沿径向方向分布随时间变化: (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

Fig. 8 Radial-time Hovmöller of vertical velocity (shading) and relative vorticity (black solid contours, minimum is 4, interval is 2, units are 10^{-3} s⁻¹) at azimuth of 225°, averaged for 850–500 hPa: (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

层面的正涡度、负涡度贡献区域都向低层下降。当 不考虑海浪效应时, EXP2 方案相对 EXP3 方案的 垂直输送对中层涡度的正贡献向上收缩,说明减小 的海表粗糙度由于径向辐合、垂直输送作用减弱, 从而引起垂直输送的涡度负贡献的在低层减弱,正 贡献向上收缩。

图 11 为 21 日 12:00~22 日 00:00,半径 26~ 39 km 范围内,850~500 hPa 层之间水平散度场对



图 9 半径 26~39 km 范围内 850~500 hPa 层面的相对涡度的水平平 流变化诊断分析(时间: 21 日 12:00~22 日 00:00; 单位: 10⁻⁶ s⁻²): (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

Fig. 9 Horizontal advection of relative vorticity averaged from 26 to 39 km radius between 850–500 hPa (1200 UTC 21 July–0000 UTC 22 July, units are 10^{-6} s⁻²): (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

涡度变化的贡献。EXP1 方案中, 辐合辐散场对涡 度的贡献主要集中于低层, 在整个层面上呈正负交 替, 体现了眼墙内中尺度涡之间辐合辐散对涡度变 化的影响。当考虑 SST 的反馈作用后, EXP3 方案



图 10 半径 26~39 km 范围内 850~500 hPa 层面的相对涡度的铅直输 送变化诊断分析(时间: 21 日 12:00~22 日 00:00; 单位: 10⁻⁶ s⁻²): (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

Fig. 10 Vertical advection of relative vorticity averaged from 26 to 39 km radius between 850–500 hPa (1200 UTC 21 July-0000 UTC 22 July, units are 10^{-6} s⁻²): (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

中辐合辐散场对低层涡度的贡献与 EXP1 方案较为 一致,但在中层,正贡献明显增强,说明 SST 降低 引起中层流场辐散减弱,增加了中层涡度。当不考 虑海浪效应时, EXP2 方案相对 EXP3 方案最大的



图 11 半径 26~39 km 范围内 850~500 hPa 层面的相对涡度的散度变 化诊断分析(时间: 21 日 12:00~22 日 00:00; 单位: 10⁻⁶ s⁻²): (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

Fig. 11 Divergence term of relative vorticity averaged from 26 to 39 km radius between 850–500 hPa (1200 UTC 21 July–0000 UTC 22 July, units are 10^{-6} s⁻²): (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

改变是水平散度项使中层涡度正贡献增大,说明海 表粗糙度减低,进一步引起中层辐散减弱,从而增 加了中层涡度。

图 12 为 21 日 12:00~22 日 00:00,半径 26~ 39 km 范围内,850~500 hPa 层之间涡度的扭转项



图 12 半径 26~39 km 范围内 850~500 hPa 层面的相对涡度的扭转项 变化诊断分析(时间: 21 日 12:00~22 日 00:00; 单位: 10⁻⁶ s⁻²): (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

Fig. 12 Distortion term of relative vorticity averaged from 26 to 39 km radius between 850–500 hPa (1200 UTC 21 July–0000 UTC 22 July, units are 10^{-6} s⁻²): (a) EXP1; (b) EXP2; (c) EXP3

对涡度变化的贡献。由于中尺度涡在眼墙内的存 在,造成垂直速度在水平方向分布不均匀,将水平 涡度扭转为垂直涡度,从而引起涡度变化。EXP1 方案中,扭转项在 780 hPa 层附近对涡度存在正贡 献,随着气旋加强,正贡献逐渐减弱,可能与气旋 加强后眼墙内中尺度涡结构轴对称化有关。当考虑 SST 的反馈作用后,EXP3 方案中由于 SST 分布不 均匀导致眼墙内存在较强的非对称结构,从而扭转 项造成眼墙内涡度变化的正贡献。由于 EXP2 方案 没有考虑海浪效应,较小的海表粗糙度使得眼墙内 垂直速度分布较为均匀,扭转项引起涡度变化的正 贡献较小。

5 小结

本文利用海—气—浪完全耦合系统对 2006 年 "格美"(Kaemi)台风的模拟结果,着重分析了 眼墙内存在的中尺度涡结构。在此基础上,通过进 行敏感性试验,研究了台风条件下 SST 反馈及海浪 效应对眼墙内中尺度涡结构的影响。

眼墙内存在的中尺度垂直气流与风垂直切变 密切相关,在顺切变右侧,中尺度垂直气流逐渐增 强,在顺切变左侧达到最大后逐渐减弱。眼墙内涡 度呈环状分布,在顺切变右侧,随着垂直气流逐渐 增强,眼墙内涡度出现闭合的涡环结构,与中尺度垂 直气流相对应。在切向气流的作用下,中尺度涡移动 到顺切变左侧并达到最强后,中尺度垂直气流强度 逐渐减弱,但涡环结构仍然能够保持。沿着逆时针 方向运动到顺切变右侧后,在合适的垂直流场作用 下,涡环结构触发中尺度垂直气流。同时,眼墙内 中尺度涡结构之间存在辐合辐散的非平衡风场,是 眼墙内外气流的交换通道,而中尺度涡结构存在较 强的涡度及垂直速度,是眼墙内外气流的阻断器。

当不考虑 SST 的反馈作用时,海气间的热通量 输送显著增大,由此引起眼墙内的中尺度对流加 强,集中爆发区仍然位于顺切变方向,不受热通量 输送变化的影响。此外,在时间变化上,由于较强的 垂直对流,中尺度涡的持续时间明显较长。当不考虑 海浪对海表粗糙度的影响,在较小的海表粗糙度条 件下,眼墙非对称性减弱,使得中尺度对流涡在切 向方向上的分布较为均匀。在径向方向上,中尺度 涡所在结构受 SST 的反馈作用及海浪效应影响较 小,其相对台风中心的位置主要与台风强度有关。

SST 降低引起非绝热过程减弱,水平流场速度 减慢,使得水平平流对涡度的贡献减小。由于非绝 热过程减弱使得涡度的铅直分布不均匀,低层涡度 向上输送受到抑制,垂直输送对低层的负贡献减 弱,而对中层涡度的正贡献增大。辐合辐散场对涡 度的正贡献在中层明显增强。由于 SST 分布不均匀 导致眼墙内存在较强的非对称结构,从而扭转项造成眼墙内涡度变化的正贡献。当不考虑海浪效应时,水平平流项对涡度的正贡献明显增大,说明海表粗糙度的减小引起低层风场加速,是眼墙内涡度增加的主要原因。垂直输送对中层涡度的正贡献减弱,减小的海表粗糙度使得径向辐合作用减弱,从 而引起涡度的向上输送减小。水平散度项使中层涡度出现正贡献,说明海表粗糙度减低,引起中层辐散场减弱,从而增加眼墙内涡度。较小的海表粗糙度使得眼墙内垂直速度分布较为均匀,扭转项引起 涡度变化的正贡献较小。

参考文献(References)

- Black M L, Burpee R W, Marks F D Jr. 1996. Vertical motion characteristics of tropical cyclones determined with airborne Doppler radial velocities [J]. J. Atmos. Sci., 53: 1887–1909.
- Black P G, Marks F D. 1991. The structure of an eyewall meso-vortex in Hurricane Hugo (1989) [C]// Preprints, 19th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology. Miami, FL: Amer. Meteor. Soc., 579–582.
- Bracken W E, Bosart L F. 2000. The role of synoptic-scale flow during tropical cyclogenesis over the North Atlantic Ocean [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 353–376.
- Braun S A. 2002. A cloud-resolving simulation of Hurricane Bob (1991): Storm structure and eyewall buoyancy [J]. Mon. Wea. Rev., 130: 1573–1592.
- Braun S A. 2006. High-resolution simulation of Hurricane Bonnie (1998). Part II: Water budget [J]. J. Atmos. Sci., 63: 43–64.
- Charnock H. 1955. Wind stress on a water surface [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 81: 639–640.
- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论 [M]. 北京: 科学出版社, 491pp. Chen Lianshou, Ding Yihui. 1979. An Introduction to the Western Pacific Typhoon (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 491 pp.
- 陈联寿, 孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展 [J]. 大气科学, 25 (3): 420–432. Chen Lianshou, Meng Zhiyong. 2001. An overview on tropical cyclone research progress in China during the past ten years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (3): 420–432.
- Cram T A, Persing J, Montgomery M T, et al. 2007. A Lagrangian trajectory view on transport and mixing processes between the eye, eyewall, and environment using a high-resolution simulation of Hurricane Bonnie (1998) [J]. J. Atmos. Sci., 64: 1835–1856.
- DeMaria M, Knaff J A, Connell B H. 2001. A tropical cyclone genesis parameter for the tropical Atlantic [J]. Wea. Forecasting, 16: 219–233.
- Eastin M D, Gray W M, Black P G. 2005. Buoyancy of convective vertical motions in the inner core of intense hurricanes. Part II: Case studies [J]. Mon. Wea. Rev., 133: 209–227.
- Gray W M. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms [J]. Mon. Wea. Rev., 96: 669–700.
- Hendricks E A, Montgomery M T. 2006. Rapid scan views of convectively generated mesovortices in sheared tropical cyclone Gustav (2002) [J].

Wea. Forecasting, 21: 1041-1050.

- 黄立文, 吴国雄, 宇如聪. 2005. 中尺度海—气相互作用对台风暴雨过 程的影响 [J]. 气象学报, 63 (4): 455–467. Huang Liwen, Wu Guoxiong, Yu Rucong. 2005. The effects of mesoscale air–sea interaction on heavy rain in two typhoon processes [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (4): 455–467.
- 翼春晓, 赵放, 高守亭, 等. 2012. 登陆台风 Matsa (麦莎) 中尺度扰动特 征分析 [J]. 大气科学, 36 (3): 551–563. Ji Chunxiao, Zhao Fang, Gao Shouting, et al. 2012. Analysis of the characteristics of mesoscale disturbance for landfalling typhoon Matsa [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (3): 551–563.
- Jorgensen D P. 1984. Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes. Part II: Inner core structure of Hurricane Allen (1980) [J]. J. Atmos. Sci., 41: 1287–1311.
- Kossin J P, Eastin M D. 2001. Two distinct regimes in the kinematic and thermodynamic structure of the hurricane eye and eyewall [J]. J. Atmos. Sci., 58: 1079–1090.
- Kossin J P, Schubert W H. 2004. Mesovortices in Hurricane Isabel [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 85: 151–153.
- 雷小途,徐明,任福明. 2009. 全球变暖对台风活动影响的研究进展 [J].
 气象学报, 67 (5): 679–688. Lei Xiaotu, Xu Ming, Ren Fuming. 2009.
 A review on the impacts of global warming on tropical cyclone activities
 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (5): 679–688.
- 李勋, 李泽椿, 赵声蓉, 等. 2010. 强合风 Chanchu (0601) 的数值研究: 转向前后内核结构和强度变化 [J]. 气象学报, 68 (5): 598-611. Li Xun, Li Zechun, Zhao Shengrong, et al. 2010. A numerical study of Typhoon Chanchu (0601): The inner core structure evolution and intensity changes around its northward turn [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 68 (5): 598-611.
- Liu L, Fei J F, Lin X P, et al. 2011. Study of the air-sea interaction during typhoon Kaemi (2006) [J]. Acta Meteor. Sinica, 25 (5): 625–638.
- 刘磊,费建芳,林霄沛,等. 2011a. 海气相互作用对"格美"台风发展的 影响研究 [J]. 大气科学, 35 (3): 444–456. Liu Lei, Fei Jianfang, Lin Xiaopei, et al. 2011a. Effect of air–sea interaction on typhoon Kaemi [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (3): 444–456.
- 刘磊, 费建芳, 郑静, 等. 2011b. 海浪和海洋飞沫对"珊珊"台风影响的数 值研究 [J]. 气象学报, 69 (4): 693–705. Liu Lei, Fei Jianfang, Zheng Jing, et al. 2011b. Numerical study of the effects of ocean waves and sprays on typhoon "Shan Shan" [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 69 (4): 693–705.
- 刘磊,费建芳,章立标,等. 2012a. 台风条件下一种新的浪流相互作用 参数化方法在耦合模式中的应用 [J]. 物理学报, 61 (5): 059201. Liu Lei, Fei Jianfang, Zhang Libiao, et al. 2012a. New parameterization of wave-current interaction used in a two-way coupled model under typhoon conditions [J]. Acta Phys. Sin. (in Chinese), 61 (5): 059201.
- 刘磊,费建芳,黄小刚,等. 2012b. 大气-海浪-海流耦合模式的建立和一次台风过程的初步试验 [J]. 物理学报, 61 (14): 149201. Liu Lei, Fei Jianfang, Huang Xiaogang, et al. 2012b. The development of atmosphere-current-wave fully coupled model and its application during a typhoon process [J]. Acta Phys. Sin. (in Chinese), 61 (14): 149201.
- McTaggart-Cowan R, Deane G D, Bosart L F, et al. 2008. Climatology of tropical cyclogenesis in the North Atlantic (1948–2004) [J]. Mon. Wea. Rev., 136: 1284–1304.

- McWilliams J C, Graves L P, Montgomery M T. 2003. A formal theory for vortex Rossby waves and vortex evolution [J]. Geophys. Astrophys. Fluid Dyn., 97: 275–309.
- 明杰, 舒守娟. 2010. 台风云娜 (2004) 的敏感性数值试验及其对涡旋罗 斯贝波的影响 [J]. 南京大学学报 (自然科学版), 46: 296–304. Ming Jie, Shu Shoujuan. 2010. The sensitivity numerical test of typhoon Rananim (2004) and its impact on the vortex Rossby waves [J]. Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese), 46: 296–304.
- Montgomery M T, Shapiro L J. 1995. Generalized Charney-Stern and Fjortoft theorems for rapidly rotating vortices [J]. J. Atmos. Sci., 52: 1829–1833.
- Montgomery M T, Vladimirov V A, Denissenko P V. 2002. An experimental study on hurricane mesovortices [J]. J. Fluid Mech., 471: 1–32.
- Montgomery M T, Nicholls M E, Cram T A, et al. 2006. A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis [J]. J. Atmos. Sci., 63: 355–386.
- Muramatsu T. 1986. The structure of polygonal eye of a typhoon [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 64: 913–921.
- Persing J, Montgomery M T. 2003. Hurricane superintensity [J]. J. Atmos. Sci., 60: 2349–2371.
- Qiao F L, Yuan Y, Yang Y Z, et al. 2004. Wave-induced mixing in the upper ocean: Distribution and application to a global ocean circulation model [J]. J. Geophys. Res., 31: L11303, doi:10.1029/2004GL019824.
- Schubert W H, Montgomery M T, Taft R K, et al. 1999. Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes [J]. J. Atmos. Sci., 56: 1197–1223.
- Smith S D, Anderson R J, Oost W A, et al. 1992. Sea surface wind stress and drag coefficients: The HEXOS results [J]. Bound.-Layer Meteor., 60(1-2): 109–142.
- Smith R K, Montgomery M T, Zhu H Y. 2005. Buoyancy in tropical cyclones and other rapidly rotating atmospheric vortices [J]. Dyn. Atmos. Oceans, 40: 189–208.
- Wang Y Q. 2002a. Vortex Rossby waves in a numerically simulated tropical cyclone. Part I: Overall structure, potential vorticity, and kinetic energy budgets [J]. J. Atmos. Sci., 59: 1213–1238.
- Wang Y Q. 2002b. Vortex Rossby waves in a numerically simulated tropical cyclone. Part II: The role in tropical cyclone structure and intensity changes [J]. J. Atmos. Sci., 59: 1239–1262.
- 魏超时,赵坤,余晖,等. 2011. 登陆台风卡努(0515)内核区环流结构 特征分析 [J]. 大气科学, 35 (1): 68–80. Wei Chaoshi, Zhao Kun, Yu Hui, et al. 2011. Mesoscale structure of landfall typhoon Khanun (0515) by single Doppler radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (1): 68–80.
- 张庆红, 郭春蕊. 2008. 热带气旋生成机制的研究进展 [J]. 海洋学报, 30 (4): 1–11. Zhang Qinghong, Guo Chunrui. 2008. Overview of the studies on tropical cyclone genesis [J]. Acta Oceanologica Sinica (in Chinese), 30 (4): 1–11.
- 张文龙,崔晓鹏,董剑希. 2010. 对流层中层中尺度对流涡旋在台风榴 莲(2001)生成中的作用——模拟诊断分析 [J]. 大气科学, 34 (1): 45-57. Zhang Wenlong, Cui Xiaopeng, Dong Jianxi. 2010. The role of middle tropospheric mesoscale convective vortex in the genesis of typhoon Durian (2001)—Diagnostic analysis of simulated data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 45-57.