

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.

# 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

张文龙<sup>1</sup> 崔晓鹏<sup>2</sup> 董剑希<sup>3</sup>

1 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089

2 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

3 国家海洋环境预报中心, 北京 100081

**摘 要** 本文基于 PSU/NCAR MM5 中尺度模式对台风榴莲 (2001) 生成过程成功的数值模拟, 利用模式输出的较高时空分辨率资料, 对台风榴莲生成过程中对流层中层中尺度对流涡旋 (MCV) 的作用进行了诊断分析。结果表明, 中层 MCV 在台风榴莲生成中的作用有三个重要方面: 第一, 中尺度组织化作用: 伴随中层 MCV 的垂直次级环流圈, 使得区域内的积云对流热塔趋向于逐步在中心区域集中, 热塔相互之间容易发生相互作用, 通过合并过程有些热塔得到加强, 而有些趋于消亡。同时, 热塔聚集后的群体效应反馈作用又使得中层 MCV 加强或维持, 进一步促进热塔的合并以及向轴对称化发展; 第二, 存贮效应: 因为中层 MCV 的生命史比积云对流热塔长, 能够将消亡对流热塔所携带的热量、水汽、涡度加以存贮和保留, 使得中层 MCV 区域向有利于 TC 生成的方向发展, 最终成为 TC 环流的“胚胎”; 第三, 中层 MCV 与对流层低层的槽 (涡旋) 以及对流热塔之间通过相互作用, 共同实现中低层系统的垂直耦合。

**关键词** 台风生成 中尺度对流涡旋 对流热塔 诊断分析

**文章编号** 1006-9895 (2010) 01-0045-13

**中图分类号** P468

**文献标识码** A

## The Role of Middle Tropospheric Mesoscale Convective Vortex in the Genesis of Typhoon Durian (2001)—Diagnostic Analysis of Simulated Data

ZHANG Wenlong<sup>1</sup>, CUI Xiaopeng<sup>2</sup>, and DONG Jianxi<sup>3</sup>

1 *Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing* 100089

2 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029

3 *National Marine Environment Forecast Center, Beijing* 100081

**Abstract** Based on the successful numerical simulation of typhoon Durian (2001) with the PSU/NCAR nonhydrostatic mesoscale model (MM5), the authors diagnose the contributions of middle tropospheric mesoscale convective vortex (MCV) to the Durian's genesis using the high resolution data (6 km) produced by MM5. The results show that the MCV have three important performances. First, playing the role of mesoscale organization system, the second vertical cycle of MCV transports the convective hot towers to the central area of MCV, making the hot towers have the trend to contest or merge each other, so that some hot towers become stronger or died. The feedback of the

collective effect of hot towers makes the MCV intensify or maintain, and the MCV further pushes the assembling, merging and axisymmetrization of hot towers. Second, playing the role of memory system, because the MCV have the longer life time than individual hot tower, the MCV can reserve the heat, moisture, and vorticity left by the died hot towers, which will make the MCV area favorable to the TC genesis, and ultimately become the ‘embryo’ of Dorian. Third, the MCV, the low tropospheric trough (vortex), and the hot towers conduct together the vertical uniformization between the lower and middle tropospheric systems through their interaction.

**Key words** genesis of typhoon, middle tropospheric mesoscale convective vortex, convective hot tower, diagnostic analysis

## 1 引言

积云对流被认为是热带气旋(TC)生成过程中的最基本的元素,担当着将海表能量输送到高层大气的作用。但是积云对流如何通过“组织化”最后形成一个天气尺度涡旋的过程一直是研究 TC 生成面临的难以回答的问题。很长时期内,积云对流的作用被用 CISK(第二类条件性不稳定)机制(Charney and Eliassen, 1964; Ooyama, 1969)及 WISHE(风驱动的海气热量交换)机制(Emanuel, 1986, 1991)来解释。目前研究(Challa, 1998; 徐亚梅和伍荣生, 2005)认为,这两种机制可以解释 TC 加强(intensification)过程,然而他们都不是 TC 生成(genesis)过程的合理解释。因为他们都隐含假设:从热带扰动到一个有限振幅的地面涡度集中的气旋性环流系统已经存在。因此,在地面气旋性环流建立之前的积云对流组织化过程,仍然是一个需要深入探讨的难题,也是当前 TC 生成研究的热点。

观测研究表明,西北太平洋 TC 生成经常和中尺度对流系统(MCS)或中尺度对流复合体(MCC)联系在一起,这些 MCS 或 MCC 被认为是 TC 生成的“前兆(precursor)”因子。20 世纪 90 年代 TCM-93 等外场观测实验发现(Zehr, 1992; Mapes and House, 1995; Harr and Elsberry, 1996; Harr et al., 1998; Reasor and Elsberry, 2005), MCS 或 MCC 的层状云降水区经常会有对流层中层中尺度对流涡旋(MCV)产生,而且中层 MCV 与 TC 生成有更直接的关系,是热带地区 TC 生成的“胚胎(embryo)”。近年来对中层 MCV 影响 TC 生成的过程和机制等问题开展了比较深入的研究,提出了一些不同观点和看法,其中关键问题是中层 MCV 怎样引起对流层低层气旋性涡度的集中和增长。Bister and Emanuel (1997)提出一种

自上而下的发展过程:伴随 MCC 的层状云降水产生一个中层 MCV, MCV 涡度向下传递引起低层涡旋发展,进而导致 TC 的生成。Zhang and Bao (1996)则认为可能是自下而上的发展过程:中层 MCV 促进深对流活动组织化,深对流活动带动低层的气旋性辐合发展,产生足够强的低层涡度,低层涡度通过深对流向上输送,最终导致 TC 的形成。最近, Montgomery et al. (2006)通过理想试验,进一步细化了正压环境条件下中层 MCV 导致 TC 生成的物理图像,同时指出中层 MCV 的作用主要有两个方面,首先是为对流热塔的发生提供了有利的环境场,这样的环境场包括对流不稳定以及具有丰富的气旋性涡度;其次是中层 MCV 建立了一个局地保护环境,从而支持了较高效率的潜热加热向水平风旋转动能的转化。

中层 MCV 可能在积云对流组织化并导致 TC 生成中起到重要作用,是 TC 生成这一多尺度相互作用过程的重要环节之一。然而,因为目前常规观测资料的分辨率不足和海上资料稀缺,使得中层 MCV 现象的揭示十分困难。对中层 MCV 的分析主要借助于飞机观测和理想数值试验。在以往的理想试验中,模式初始场中的中层 MCV 多是为人为构造的。因此,不能比较完整地回答中层 MCV 与大尺度系统的联系问题、中层 MCV 与对流层低层扰动的相互作用问题、中层 MCV 与生命史 1 小时左右的对流热塔之间的相互作用问题以及为什么热塔会在有限区域聚集的问题,也不能给出对流热塔在中层 MCV 组织化过程中的真实图像。目前,仅 Zhang and Bao (1996)进行了北美地区由 MCS 产生的中层 MCV 移到海上导致 TC 生成的实例数值模拟,但其模拟的水平分辨率为 25 km,采用了积云参数化方案,不足以反映积云对流热塔组织化过程的细节。因此,在实例模拟中,中层 MCV 的具体作用是怎样的,仍然是一个需要回答的问题。本

文利用较高时空分辨率的实例数值模拟资料, 对中层 MCV 在台风榴莲 (2001) 生成中的作用作了探讨。

## 2 个例简介与数值模拟

台风榴莲 (中国气象局, 2002) 的热带低压 (TD) 于 2001 年 6 月 29 日 06 时 (国际协调时, 下同) 首先在南海中部 ( $16.0^{\circ}\text{N}$ ,  $117.0^{\circ}\text{E}$ ) 生成; 30 日 06 时, 低压发展加强为热带风暴 (TS), 并向西北方向移动; 7 月 1 日 12 时, 加强成为台风 (TY), 地面最大风速为  $33\text{ m/s}$ , 1 日 19:30 在广东湛江市沿海地区登陆, 随后进入广西北海市东部近海, 2 日 06 时以后在广西钦州市沿海地区再次登陆, 继续向偏西方向移动, 强度逐渐减弱至热带低压, 3 日 12 时在越南北部地区减弱消失。受榴莲影响期间, 广东湛江地区、海南大部、广西大部平均过程降水总量  $100\sim 200\text{ mm}$ , 引发了广西一些江河 50 多年以来的最大洪涝灾害。

我们的前期工作表明 (张文龙等, 2009), 台风榴莲的生成与季风槽及 MCS 的活动有密切关系, 这为研究中层 MCV 在 TC 生成中的作用提供了一个典型实例。我们利用 PSU/NCAR MM5 (V3-7) 中尺度非静力模式对台风榴莲生成过程进行了较成功的数值模拟 (张文龙等, 2008)。以往对热带气旋生成的模拟都是从热带低压已经存在的情况下开始的, 我们的模拟从对流层中低层为季风槽的初始场开始, 尤其是成功模拟出了中层 MCV, 揭示了与 MCS 紧密联系的中层 MCV 现象的真实存在。具体方案采取双向、三重嵌套网格, 粗、细、最细网格的格距分别为  $54$ 、 $18$ 、 $6\text{ km}$ , 模拟的起始时间选定为 MCS 生成的时间, 即 2001 年 6 月 28 日 00 时, 模拟的结束时间选定为台风榴莲登陆前加强为台风的 7 月 1 日 12 时, 共积分  $84\text{ h}$ 。选用 NCEP  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$  再分析资料作为模式的第一猜测场, 用常规的高空、地面观测资料和船舶观测资料进行客观订正后形成模式的初始场。我们已经将模式输出结果与 NCEP 再分析资料、最优观测报告、卫星云图以及已有的观测和理论研究结果等进行了详细比较验证, 结果表明: 首先,  $54\text{ km}$  粗网格较好地抓住了大尺度环流特征, 对影响台风榴莲生成的大尺度系统季风槽、南亚高压和西太平洋副高都有较好的模拟, 因此为细网格的精细模拟提供了良

好的背景条件; 其次,  $6\text{ km}$  网格成功地模拟了台风榴莲的生成地点, 其与 MCS 的位置有同观测研究结果一致的对应关系; 模拟的台风移动路径、强度变化与最优观测报告比较接近; 对云系演变的模拟, 成功地再现了台风初生时的涡旋云系和季风槽中 MCS 云系的分离现象, 以及在台风登陆前达到成熟阶段时出现的台风眼和螺旋云系。对中层 MCV 的基本热动力特征的初步分析表明 (张文龙等, 2008), 中层 MCV 的水平尺度约  $200\text{ km}$ 、位于  $800\sim 400\text{ hPa}$ 、具有暖心结构和条件性不稳定特征, 与已有观测研究及数值模拟结果基本一致。

中层 MCV 的作用是和对流热塔的活动紧密联系在一起。虽然目前没有一个普遍接受的热塔定义, 但一般认为热塔是一个强烈的对流云塔, 具有强烈的垂直上升运动, 能达到或穿透对流层顶, 它远比环境空气热, 具有不被环境空气稀释特性, 具有强烈的涡度, 以及具有较小的水平尺度和时间尺度 (Gray, 1968; Hendricks et al., 2004; Anthes, 2003; Simpson et al., 1998; Zipser, 2003)。Montgomery 等 (2006) 新近提出了积云对流热塔的偶极涡度对概念模型, 进一步丰富了关于热塔的认识, 但是偶极涡度对概念模型的实例模拟以前尚未见到。我们对台风榴莲生成过程中积云对流热塔特征的分析表明 (张文龙等, 2008), 对流热塔不仅具备强烈的垂直上升速度等特征, 而且具备伴随有偶极涡度对的特征, 给出了热塔偶极涡度对概念模型的数值模拟图像。同时, 我们发现以  $600\text{ hPa}$  高度上, 垂直速度  $\geq 1\text{ m/s}$  的垂直速度中心可以有效反映成熟阶段的积云对流热塔的活动情况。下面将在上述工作的基础上进一步讨论中层 MCV 的作用。

## 3 中层中尺度对流涡旋作用表现

Montgomery 等 (2006) 通过在初始场中人工构造中层 MCV 的理想试验, 研究了中层 MCV 在 TC 生成中的作用, 对流的启动是通过人工“热泡”实现的, 模拟 20 分钟后开始分析热塔现象。其研究指出, 在中层 MCV 提供的有利环境条件下, TC 生成经历了积云对流热塔大量产生、合并及轴对称化直至台风初始环流 (热带低压) 建立的过程。相比较而言, 我们模拟的初始场中没有任何人为构造的因素, 而且初始场中包含了充分的 MCS 信息, 中层 MCV、积云对流热塔都是由通过模拟产生的,

我们分析热塔的时间是在模式积分 15 小时同时显式方案开始积分 3 小时之后开始的,这意味着模式输出的物理量之间更为协调一致。那么台风榴莲生成过程中是否也有在中层 MCV 区域内,热塔大量产生、合并以及轴对称化这样的现象?

首先,从台风榴莲生成前期 28 日 18 时开始,利用模式输出的间隔 20 分钟的 6 km 分辨率资料,统计了距离中层 MCV 中心半径 200 km 区域范围内对流热塔的发生数量(图 1)。由图可见,台风榴莲生成前期存在着对流热塔发生数量的显著变化,从 28 日 18:00 到 29 日 03:00 为热塔大量发生阶段;29 日 03:20 到 12:00,为对流热塔数量偏少阶段,与热塔的局部聚集、合并及轴对称化阶段相对应。这与飓风 Diana (1984) 的生成实例模拟 (Hendricks et al., 2004) 以及中层 MCV 导致 TC 生成的理想数值试验中所得到的 TC 生成前对流热塔发生状况的分析结果 (Montgomery et al., 2006) 是一致的。下面,我们将以热塔发生数量的这两个阶段为线索,考察台风榴莲生成前期的中层 MCV 对台风生成的贡献作用。

### 3.1 对流热塔大量发生阶段

图 2 给出了 6 月 28 日 21 时、29 日 00 时、29 日 03 时 600 hPa 水平流场和垂直速度以及 900 hPa 水平流场和垂直绝对涡度分布。在 600 hPa 层上,28 日 21 时(图 2a)中层 MCV 十分明显,具有一个独立的环流中心,位于 (14.4°N, 116.2°E),除去其东南部部分区域外,对流热塔在中层 MCV 附近分布比较均匀;到 29 日 00 时(图 2c),中层 MCV 环流分裂为两部分,分别位于 (14.9°N, 115.5°E)

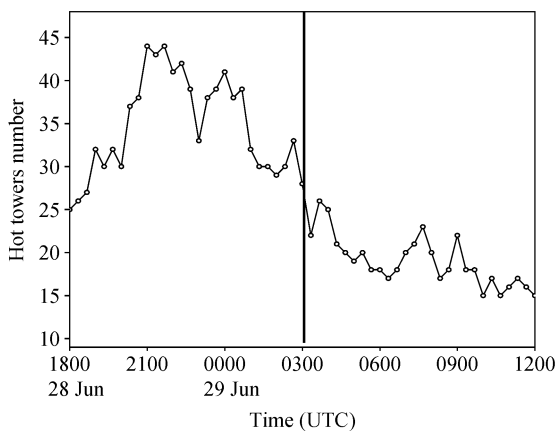


图 1 中层 MCV 区域对流热塔发生数量随时间演变

Fig. 1 Time series of the number of hot towers in the mesoscale convective vortex (MCV) region during the mature stage

和 (14.4°N, 116.5°E), 中层 MCV 中心半径 200 km 范围内的对流热塔存在明显合并现象(与“小圆点”状垂直速度中心对应的是新生的单个热塔,“逗号”状或“哑铃”状的垂直速度中心表示存在热塔的合并和加强);29 日 03 时(图 2e),中层 MCV 区域的东南象限对流热塔活动开始增多,而其它象限的对流热塔活动进入减弱期,中层 MCV 中心半径 200 km 范围内的对流热塔分布较均匀。在中层 MCV 区域内的对流热塔随着中层 MCV 的环流更易在区域内旋转,而不像中层 MCV 范围外的对流热塔更容易被季风槽的偏西或偏东气流影响而向远处输送,从而在中层 MCV 区域造成涡度、水汽、热量的聚集。通过对间隔 20 分钟输出的模拟结果的细致观察发现(图 3),尽管单个对流热塔生命期较短(约为 1 h 左右),但仍可看出,在中层 MCV 中心 200 km 半径范围内的对流热塔,都有随着中层 MCV 环流旋转,并向中心移动的趋势。

从图 2b 看到,在 28 日 21 时,对流层低层的季风槽切变流场不强,切变线处于中层 MCV 的东北象限,同时低层的气旋性涡度较均匀发生,与对流热塔的均匀发生相对应;到 29 日 00 时(图 2d),对流层低层的切变流场逐渐明显,位于中层 MCV 的北部,切变流场的加强可能与中层 MCV 范围内的对流热塔合并加强引起的低层辐合增强有关。29 日 03 时(图 2f),经过对流热塔的合并加强和潜热释放的作用,低层季风槽进一步加强,切变线更加清楚。通过图 2a、c、e 和图 2b、d、f 的对比看出,该阶段中层 MCV 相对于对流层低层的季风槽位置偏南,中层 MCV 中心与季风槽切变线水平位置相距约 100 km,中低层系统还没有进入垂直耦合阶段。

### 3.2 热塔局部集中、合并与轴对称化阶段

图 4 给出了 6 月 29 日 06 时、09 时和 12 时 600 hPa 水平流场和垂直速度以及 900 hPa 水平流场和垂直绝对涡度分布。在 600 hPa 高度上,29 日 06 时(图 4a)中层 MCV 环流有所减弱,此时值得注意的是,在中层 MCV 区域内有对流热塔在局地 (15°N~16°N, 115.5°E~116.5°E) 的明显聚集,而此时整个环境场内的对流热塔活动数量明显减少,这与第一阶段(图 2)对流热塔在空间上比较均匀和大量的分布形成明显差异;到 29 日 09 时(图 4c),中层 MCV 区域内 (15°N~16°N, 115.5°E~

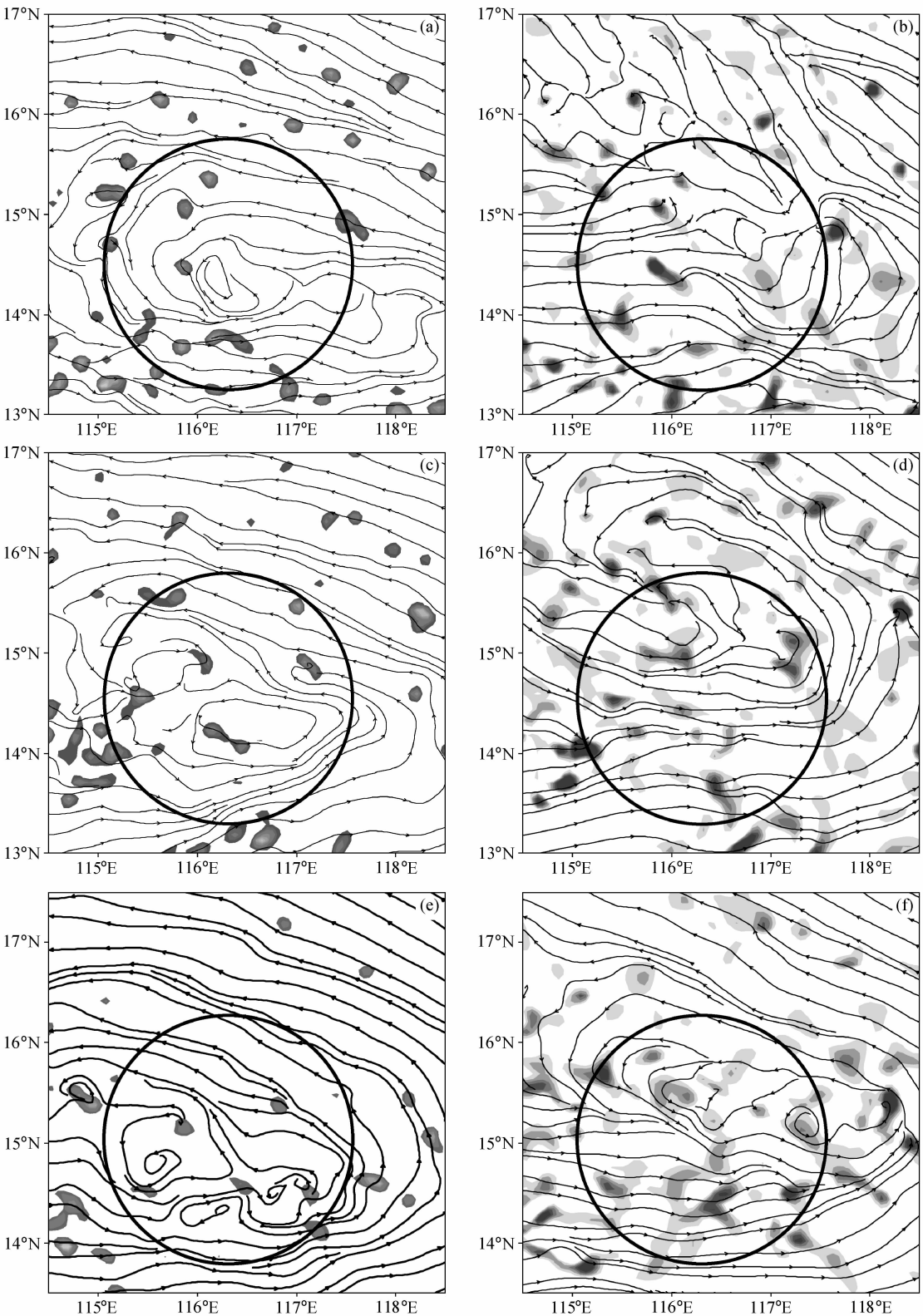


图2 6月 (a、c、e) 600 hPa 水平流场和垂直速度 ( $\geq 1$  m/s, 阴影) 以及 (b、d、f) 900 hPa 水平流场和垂直绝对涡度 (阴影,  $\geq 2 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ); (a、b) 28 日 21 时; (c、d) 29 日 00 时; (e、f) 29 日 03 时

Fig. 2 (a, c, e) Vertical velocity (shaded,  $\geq 1$  m/s) and wind streamline at 600 hPa, (b, d, f) vertical absolute vorticity (shaded,  $\geq 2 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ) and wind streamline at 900 hPa; (a, b) 2100 UTC 28 Jun; (c, d) 0000 UTC 29 Jun; (e, f) 0300 UTC 29 Jun

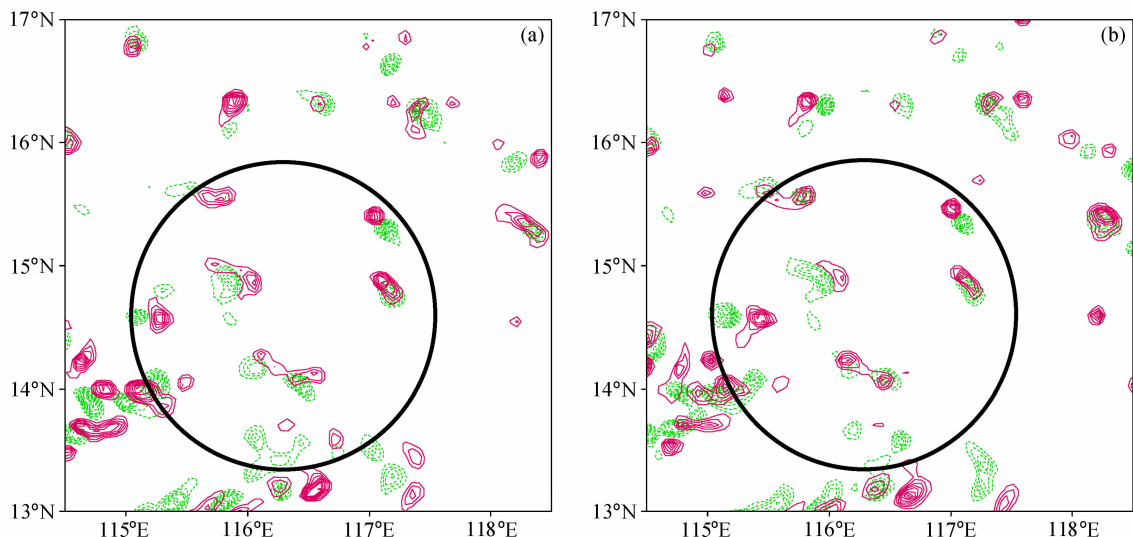


图3 6月600 hPa垂直速度( $\geq 1$  m/s, 等值线间隔: 1 m/s): (a) 28日23:00(虚线)与23:40(实线)对比; (b) 28日23:20(虚线)与29日00:00(实线)对比

Fig. 3 Vertical velocity ( $\geq 1$  m/s, isoline interval: 1 m/s) at 600 hPa: (a) 2300 UTC 28 Jun (dashed line) and 2340 UTC 28 Jun (solid line); (b) 2320 UTC 28 Jun (dashed line) and 0000 UTC 29 Jun (solid line)

116.5°E)的对流热塔合并为两个较强烈的热塔A、B, 中层MCV环流再度得到加强, 中心位于(15.9°N, 115.8°E); 29日12时(图4e), 中层MCV区域内强烈对流热塔A、C、D呈现出更为有趣的轴对称分布, 其中热塔A是热塔A、B合并后形成的, C、D为几个新生的热塔经过合并加强后形成的, 而此时整个环境场内的热塔活动数量明显减少。图5给出了热塔A、B相互作用的图像, 到08:40, 热塔A、B开始相互靠近, 同时由于两个热塔强度比较强烈, 热塔的低层涡度输送作用增强, 对环境场的反作用影响增大, 中层MCV环流得到加强和维持(图5a、c); 到09:20, 热塔A在相互作用中得到加强, 热塔B开始减弱(图5b、d)。20 min后, 热塔A、B被热塔A取代(图略)。

在对流层低层也发生着相应变化。29日06时, 对流层低层季风槽切变流场开始逐渐由偏西北东南走向的狭长结构(图2f)向椭圆形(图4b)乃至近圆形结构(图4d、f)涡旋流场转变; 在椭圆形涡旋的西部(图4b), 与600 hPa中层MCV相对应, 有正涡度的聚集和发展, 此时中低空系统在垂直方向上实现了初步耦合。到29日09时(图4d), 低层涡旋的轴对称化趋势显著, 整个低层环流向TC环流形态转变, 除了在环流西部有两个正涡度中心与中层MCV中的对流热塔相对应外, 在涡旋

东部的南北区域各发展起来一个明显的正涡度中心, 这三个涡度中心初步构成轴对称化态势。29日12时(图4f), 一个近于圆形的准TC环流已经在对流层低层形成, 正气旋性涡度在TC环流中心附近基本呈现轴对称分布, 并与600 hPa轴对称分布的对流热塔相对应。此阶段, 中层MCV与低层涡旋基本上进入了垂直耦合阶段。

#### 4 中层中尺度对流涡旋对台风榴莲生成的贡献

TC生成的关键标志是切向风速的加大和暖心结构的形成。为了进一步理解TC生成中的中层MCV的作用机制, 下面对中层MCV做沿方位角平均的物理量进行诊断分析, 以观察中层MCV影响下, 垂直方向的次级环流、非绝热加热率等特征。

对任一物理量 $A$ , 使用Marks and Gamache (1992)、Liu等(1997)的方法, 将其在柱坐标系 $(r, \theta, p)$ 中分解为沿方位角平均 $\bar{A}$ (或称轴对称)和扰动 $A'$ (或称非轴对称)两部分:

$$A = \bar{A} + A', \quad (1)$$

其中,

$$\bar{A}(r, p) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} A(r, \theta, p) d\theta, \quad (2)$$

$$A'(r, \theta, p) = A(r, \theta, p) - \bar{A}(r, p). \quad (3)$$

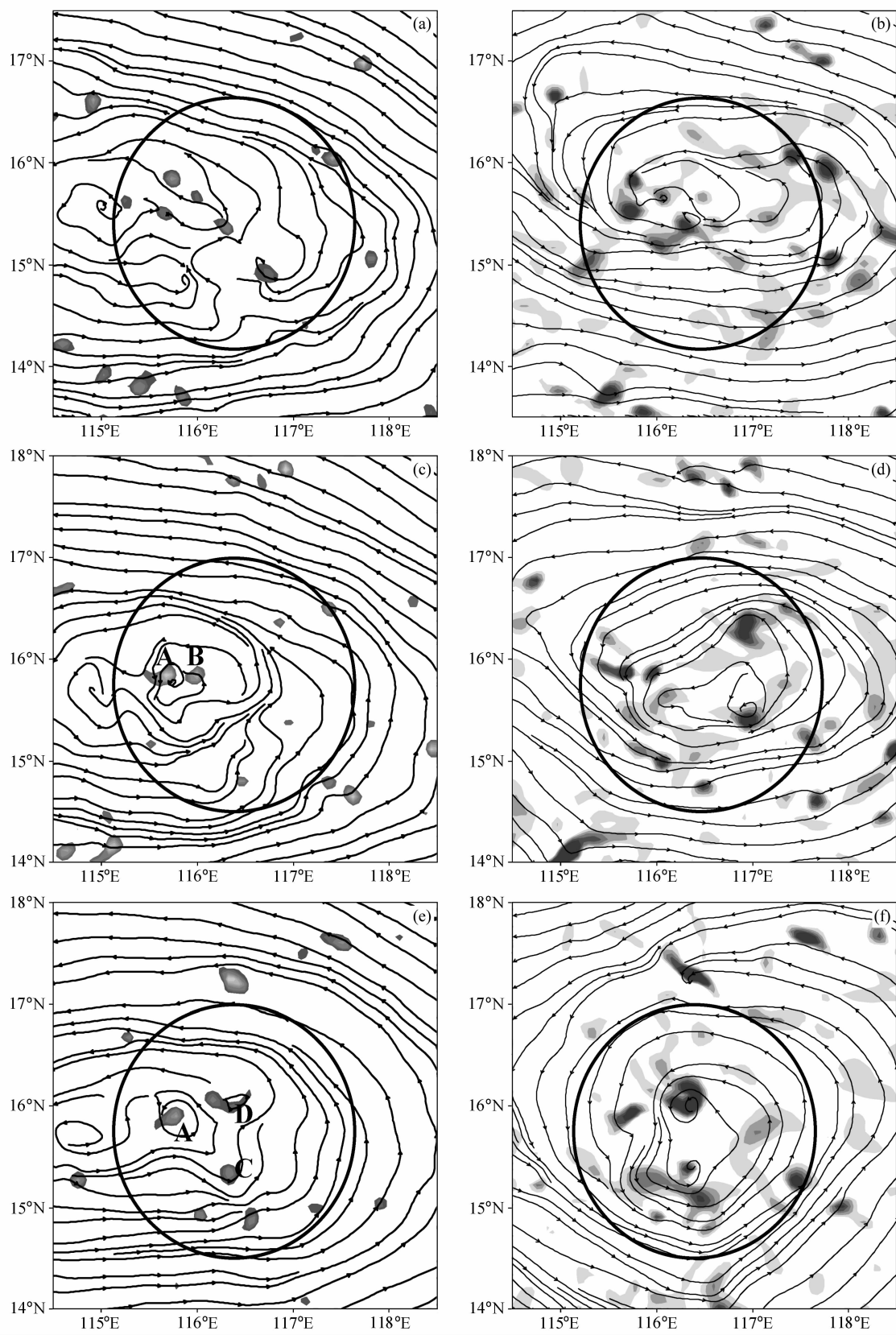


图4 同图2, 但为6月29日 (a、b) 06时、(c、d) 09时、(e、f) 12时  
Fig. 4 Same as Fig. 2, but at (a, b) 0600 UTC 29 Jun, (c, d) 0900 UTC 29 Jun, (e, f) 1200 UTC 29 Jun



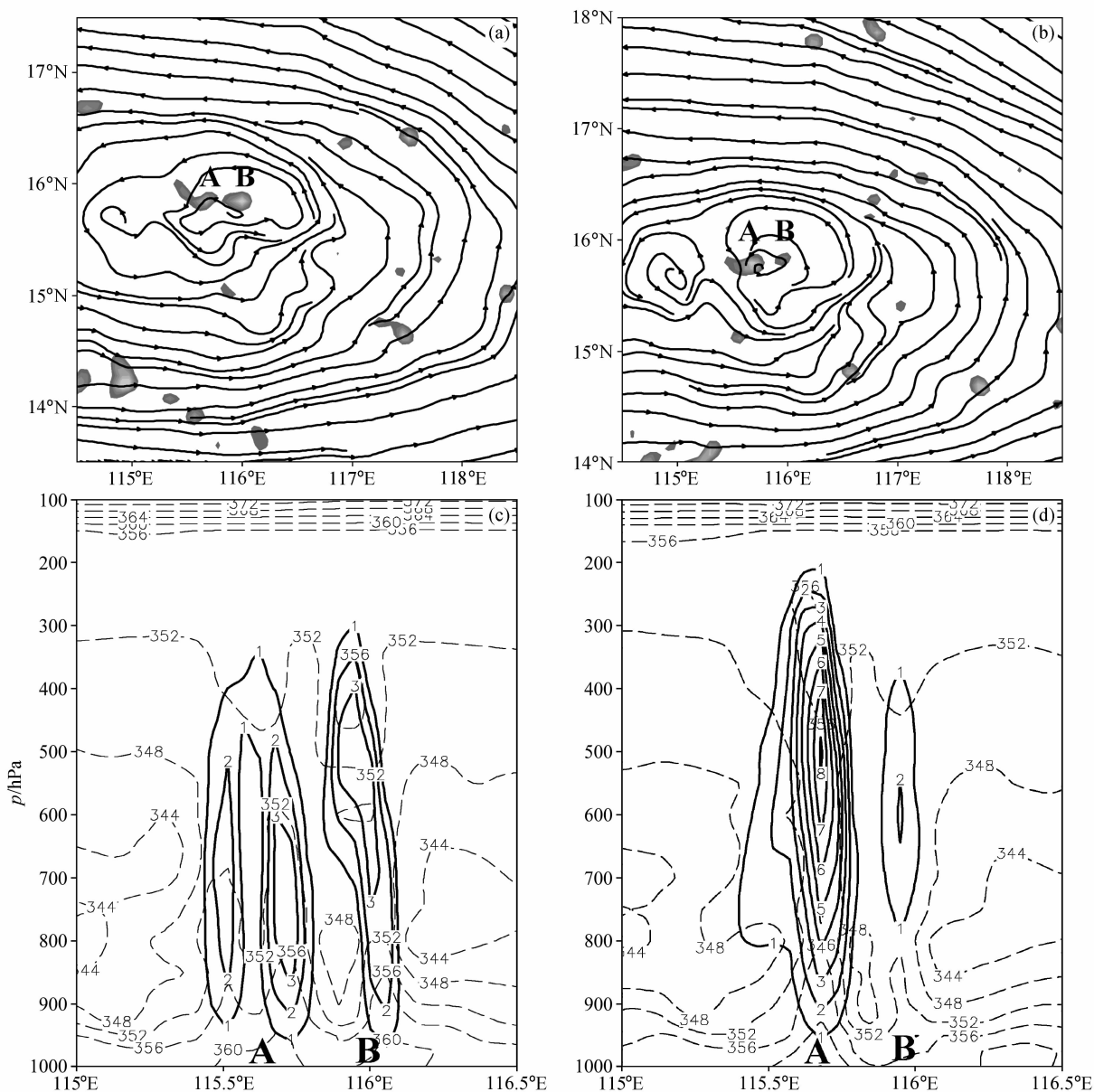


图5 6月29日600 hPa 流场和垂直速度(阴影,  $\geq 1$  m/s): (a) 08:40, (b) 09:20; 6月29日垂直速度(实线, 单位: m/s)和相当位温(虚线, 单位: K)剖面图: (c) 08:40 (沿  $15.9^\circ\text{N}$ ), (d) 09:20 (沿  $15.8^\circ\text{N}$ )

Fig. 5 Vertical velocity (shaded,  $\geq 1$  m/s) and wind streamline at 600 hPa at (a) 0840 UTC and (b) 0920 UTC 29 Jun, and cross sections of vertical velocity (solid line, units: m/s) and equivalent potential temperature (dashed line, units: K) at (c) 0840 UTC (along  $15.9^\circ\text{N}$ ) and (d) 0920 UTC (along  $15.8^\circ\text{N}$ ) 29 Jun

具体计算方法: 首先在 MM5 模式输出资料 (6 km 分辨率) 格点上计算物理量的值; 然后将其从模式坐标  $(x, y, \sigma)$  转换成柱坐标  $(r, \theta, p)$ ; 进一步在柱坐标系中用 (1) 式将其进行分解。

在这里, 以构成次级环流的沿方位角平均的切向风、径向风、垂直速度来对次级环流进行甄别, 同时通过沿方位角平均的非绝热加热率  $\dot{\theta}$  反映中层 MCV 范围内对流热塔加热的群体效果。

非绝热加热率  $\dot{\theta}$  在  $p$  坐标系中的计算公式为:

$$\dot{\theta} = \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta = \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (4)$$

其中,  $\dot{\theta}$  为非绝热加热率,  $u$  为直角坐标  $x$  方向风速,  $v$  为  $y$  方向风速,  $\omega$  为  $p$  坐标垂直速度,  $\mathbf{V}$  为三维风矢量。

以 28 日 18 时作为考察中层 MCV 影响 TC 生成的第一阶段, 这时对流层中层出现了 MCV, 但低层



尚无闭合的气旋性环流。取系统中心为 (14.5°N, 116.2°E)，并作相关物理量的沿方位角平均。通过图 6a 看到，在对流层中层存在一个显著的中层 MCV，最大切向风速位于 600~500 hPa，半径 60~80 km，最大切向风速 5 m/s；在对流层低层和高层，切向风速在 2 m/s 以下，相对较小。Montgomery et al. (2006) 在其理想试验中，将中层 MCV 的最大切向风速设计为 6 m/s，其最大切向风速所在高度和距离中心的距离也与我们的模拟结果相似。由图 6b 看到，径向风表现为从边界层和对流层顶部 200~100 hPa 流出，在对流层中层附近主要表现为流入，这与 Zhang and Bao (1996) 指出的典型中层 MCV 在对流层上部和底部为辐散，中层为辐合一致。由图 6c 看到，垂直速度在中层 MCV 半径 60~80 km 处比较强烈，最大平均上升速度 0.3 m/s，在中心到 60 km 半径范围内，中层 MCV 区域主要表现为下沉运动，最大下沉速度 -0.3 m/s，这与在此阶段对流热塔的活动状况是

一致的，此时对流热塔主要活动在中层 MCV 区域距离中心较远的地方，而在中心附近很少有对流热塔存在。由图 6d 非绝热加热率分布看到，中层 MCV 区域内的非绝热加热主要是由于垂直运动造成的潜热释放所引起，非绝热加热的正负中心基本与垂直速度的正负值中心相对应，最大加热区域位于 900~200 hPa 半径 60~80 km 处，中心位于 600~500 hPa 之间。从中心到 60 km 半径区域内，对流层中低层的非绝热加热率基本为负值，可见此时尚不利于 TC 生成所需的暖心结构的形成。综合分析图 6b、c 看到，在中层 MCV 区域内，存在两个明显的垂直次级环流圈，环流圈结构为从对流层中层流入，分别从边界层和对流层高层流出。次级环流圈的存在对中层 MCV 区域内对流热塔维持不移出 MCV 区域范围以及对流热塔的聚集和合并有重要意义，这初步解释了中层 MCV 区域内对流热塔的集中现象。正是中层 MCV 的存在，使得区域内的对流热塔逐步集中在中心区域，使得热塔之间相互

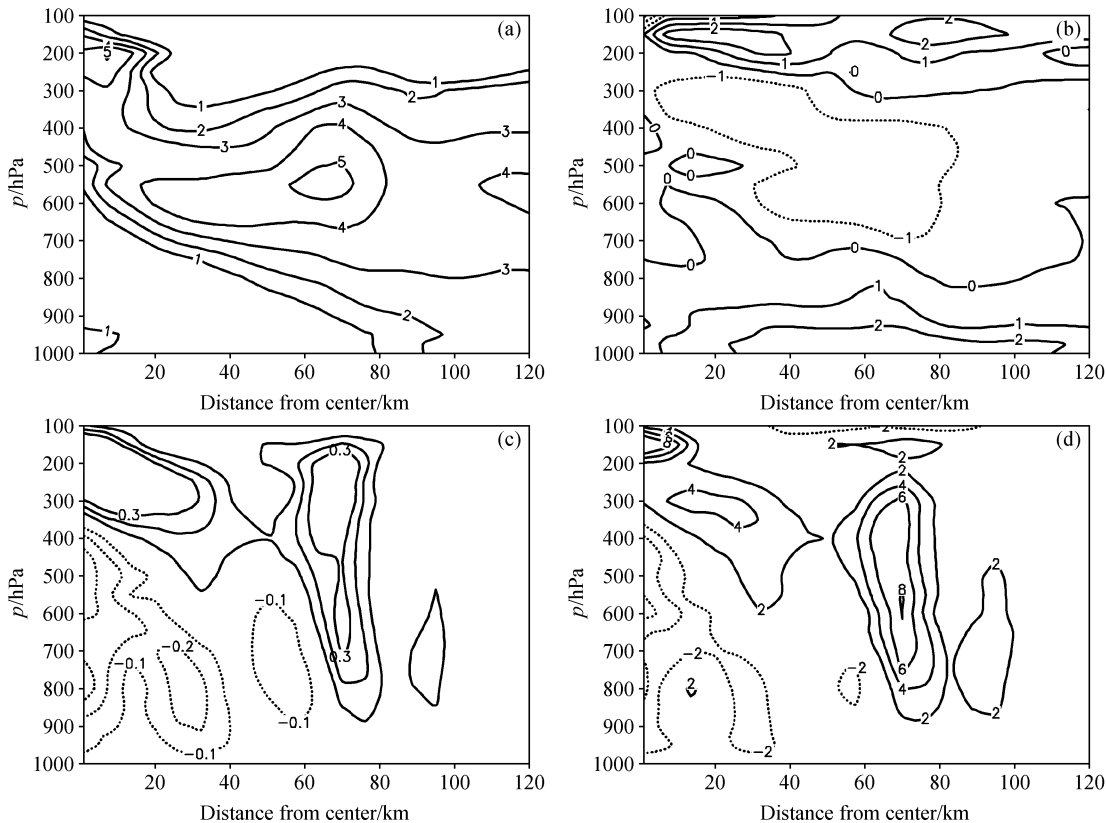


图 6 6 月 28 日 18 时沿方位角平均的 (a) 切向风速、(b) 径向风速、(c) 垂直速度 (单位: m/s) 以及 (d) 非绝热加热率 (单位: K/h)。虚线: 负值

Fig. 6 Azimuthal averages of (a) tangential velocity (m/s), (b) radial velocity (m/s), (c) vertical velocity (m/s), and (d) diabatic heat rate (K/h) at 1800 UTC 28 Jun. Negative contours are dashed

竞争、合并、加强或消亡,热塔群体效应的反作用又使得中层 MCV 加强,进一步促进热塔的合并及轴对称化。

以 29 日 12 时作为考察中层 MCV 影响 TC 生成的第二阶段,这时对流层出现了地面气旋性涡度集中,中层 MCV 与地面的涡旋系统已经基本实现垂直耦合(图 4e、f)。取系统中心为 ( $15.8^{\circ}\text{N}$ ,  $116.5^{\circ}\text{E}$ ),进行方位角平均。通过图 7a 看到,虽然此时对流层低层的气旋性环流已经成为中层 MCV 区域内的主要部分,但仍然可以在对流层中层看到中层 MCV 的环流痕迹,在 600~400 hPa,半径 70~90 km 附近,切向风速等值线存在一个没有闭合的次大值中心,最大切向风速 5~6 m/s;此时,在对流层整层已经发展起来深厚的切向风,最大平均切向风速达到 9 m/s,位于 900~800 hPa,距中心 100~120 km 附近。此时环流中心附近 20~40 km 半径区域内从对流层低层到高层,切向风速很弱,切向风风场结构已经与典型的 TC 生成时刻的结构十分相似。由图 7b 看到,径向风表现为从边界层流入,流入最大风速约 2 m/s,对流层上部 500~

100 hPa 流出,流出风速为 1 m/s,在对流层中层附近中层 MCV 对径向风的影响仍然存在,在中层 800~600 hPa 有弱的 ( $<1$  m/s) 径向流入,在 900~800 hPa 有弱的 ( $<1$  m/s) 径向流出。由图 7c 看到,此时垂直速度存在两个主要的正值中心,第一个中心出现在对流层中层和低层,在 925~400 hPa、距中心半径 20~50 km 范围内,最大平均上升速度 0.4 m/s;第二个中心出现在对流层中高层,600~200 hPa,距中心 70~100 km 半径范围内,最大平均上升速度为 0.2 m/s;距中心 20 km 半径范围内为弱的下沉运动,最大下沉速度 -0.1 m/s。这与此阶段积云对流热塔的活动状况是一致的,此时热塔向 TC 环流中心收缩,沿 TC 环流中心呈轴对称分布。由图 7d 的非绝热加热率分布看到,与垂直上升运动相对应非绝热加热呈现出两个主要加热中心,最大加热中心位于 650~500 hPa,距中心 40~50 km 半径处,最大加热率为 8 K/h。值得注意的是,此时在 TC 环流区域内,仅在环流中心附近 150 hPa、距中心 20 km 半径范围内存在明显的负的非绝热加热(与 0.1 m/s 的下沉运动相对应)。与

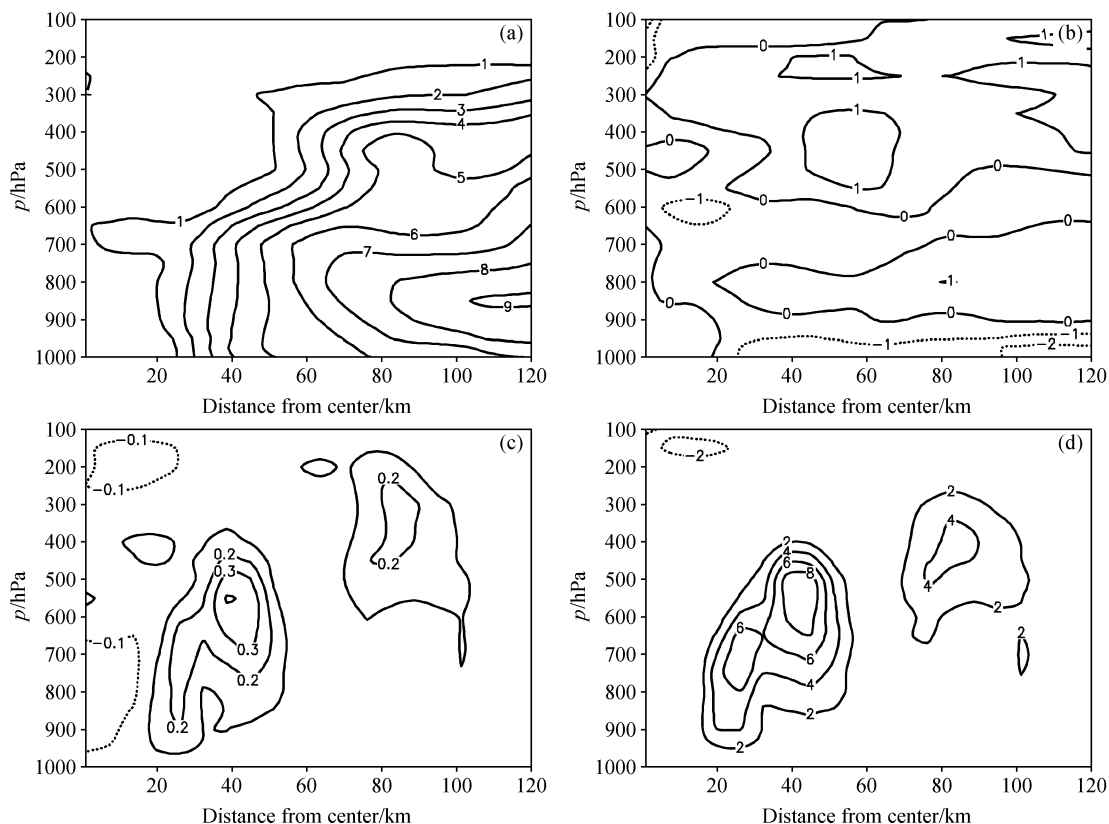


图 7 同图 6, 但为 6 月 29 日 12 时

Fig. 7 Same as Fig. 6, but at 1200 UTC 29 Jun

图 6d 相比, 虽然在 TC 环流中心附近同样存在弱的下沉运动 [同样为  $-0.1 \text{ m/s}$  的下沉速度 (图 6c)], 但却没有明显负的非绝热加热中心相对应, 可见此时非绝热加热有利于 TC 生成所需暖心结构的形成。综合分析图 7b、c 看到, 在中层 MCV 区域内, 存在一个较明显的垂直次级环流圈, 环流圈结构为从对流层边界层流入, 从对流层中上层流出。如果通过流场加密分析, 垂直环流也可细化为: 从边界层流入, 到距中心  $20 \text{ km}$  处与从中心流出的环流汇合上升, 到对流层中层向中心流入和向外为流出; 在中心附近  $20 \text{ km}$  范围内, 仍表现出与中层 MCV “主导” 时相似的中层流入上下层流出特征, 但此时中层 MCV 的垂直环流叠加在更强盛的垂直环流之中, 总体上垂直环流已渐渐趋于 TC 特征。

近年来, 对中层 MCV 影响 TC 生成的过程和机制等问题开展的一些研究提出了一些不同观点, 其中关键问题是中层 MCV 怎样引起对流层低层气旋性涡度的集中和增长。Bister and Emanuel (1997) 提出自上而下的发展过程; Zhang and Bao (1996) 则认为可能是自下而上的发展过程。那么在台风榴莲生成前期, 对流层中、低层气旋性涡度的发展是怎样演变的? 通过相关物理量距离中层 MCV 中心半径  $200 \text{ km}$  区域平均分析, 在 6 月 28 日 18 时 (图 8a), 中层 MCV 区域内最大涡度中心出现在对流层中低层  $700 \text{ hPa}$  附近, 最大涡度值为  $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 29 日 00 时, 中低层涡度基本相等, 达到  $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 随后对流层低层涡度进一步增加, 到 29 日 12 时, 气旋性涡度中心位于对流层低层。由此可见, 在伴随有中层 MCV 的 TC 生成过程中, 存在一个最大涡度中心从对流层中层向对流层低层的转移。但是, 这并不意味着中层 MCV 直接向对流层低层输送气旋性涡度。由图 8b 看到, 从 28 日 18 时到 29 日 12 时, 中、低层相对涡度都在增长, 但是对流层低层的涡度增长更快, 这说明低层涡度主要不是依赖中层下传的。中层 MCV 促使区域内积云对流热塔不断发生和向中层 MCV 中心区域集中, 通过积云对流热塔的竞争、合并、消亡过程, 逐步实现轴对称化, 同时深对流活动带动对流层低层气旋性辐合发展, 使得低层涡度迅速增强, 然后低层涡度通过深对流向上输送, 又促使中层的涡度有所增强。中层 MCV 系统作为中尺度系统, 不仅

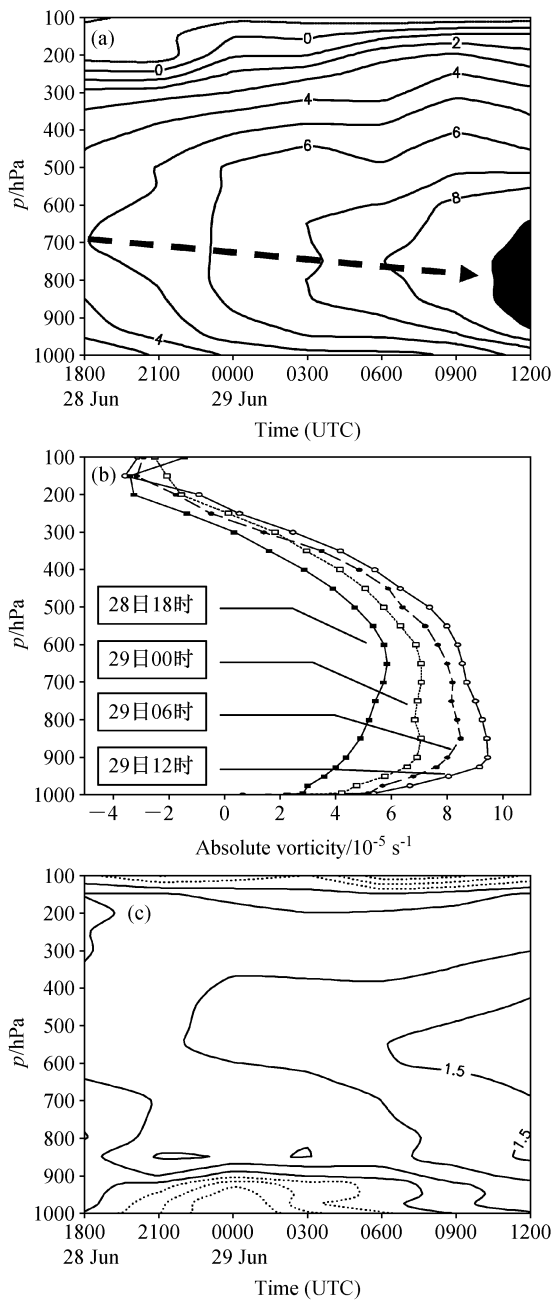


图 8 中层 MCV 区域平均的 (a) 垂直绝对涡度随时间的演变 (单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )、(b) 垂直绝对涡度垂直分布廓线以及 (c) 位温和环境位温偏差随时间的变化 (等值线间隔:  $0.5 \text{ K}$ ; 虚线: 负值)

Fig. 8 (a) Time series of vertical absolute vorticity ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) averaged over the MCV area; (b) profiles of vertical absolute vorticity averaged over the MCV area; (c) time series of potential temperature anomaly from ambient (contour interval is  $0.5 \text{ K}$ , negative contours are dashed) averaged over the MCV area

相对积云对流热塔有比较大的空间尺度, 而且具有比较长的生命期 ( $12 \sim 24$  小时), 而对流热塔 (包

括合并重新得到加强的热塔)具有相对短暂的生命期(1~3小时),因此,中层 MCV 能够在对流热塔由成熟进入消亡之后,将其携带的热量、水汽、涡度等存贮和保留在中层 MCV 区域内,使得 MCV 区域总体平均湿度不断增大,涡度不断增强。同时,通过中层 MCV 区域平均位温与环境(距中层 MCV 中心 500 km 区域平均)位温偏差分析看到(图 8c),中层 MCV 区域近地面层冷心结构逐渐消失,中上层逐渐向暖心结构演变,最终成为 TC 环流的“胚胎”。

对流热塔大量发生阶段以中层 MCV 的作用为主,同时也有热塔、对流低层槽的反馈作用。在热塔局部集中、合并与轴对称化阶段则是中层 MCV、对流热塔以及对流层低层涡旋相互作用阶段,此时中层 MCV 的主导性下降,而与对流热塔以及低层涡旋的发展演变紧密联系在一起,中层 MCV 通过与对流热塔和低层涡旋的相互作用,得以维持或加强。同时,中层 MCV 与对流层低层的槽(涡旋)以及对流热塔通过复杂的相互作用,共同实现了中低层系统的垂直耦合。

## 5 结论和讨论

前人研究已经指出中层 MCV 在 TC 生成中的作用主要有两个方面:为积云对流热塔的发生提供具有丰富对流不稳定能量和气旋性涡度的环境场;建立一个由对流潜热加热向水平风转动动能转化效率比较高的局地保护环境。体现了中层 MCV 有利于单体对流的发生,有利于区域的气旋性旋转加强的作用。我们在分析工作中注意到,这两方面的作用在台风发生区域更大尺度的背景系统(季风槽)中也是存在的(张文龙等,2009),因而还不是中层 MCV 的独特作用。而且,这两个方面的作用不足以解释积云对流热塔在中层 MCV 区域集中的观测事实,不足以细致理解中层 MCV 对积云对流热塔的组织化作用,以及热量、水汽、涡度为什么会在中层 MCV 区域内不断积累和增长,最后发展成为 TC 环流的“胚胎”等问题。

本文基于 PSU/NCAR MM5 中尺度模式对台风榴莲生成过程的较成功的数值模拟,利用较高时空分辨率的模拟资料探讨了中层中尺度对流涡旋在台风榴莲生成中的作用。分析结果指出,中层 MCV 的重要作用主要有以下三个方面:第一,中

尺度组织化作用:伴随中层 MCV 的垂直环流圈,使得区域内的积云对流热塔趋向于逐步在中心区域集中,热塔之间容易发生相互作用,热塔通过相互作用有些得到加强,而有些趋于消亡,同时热塔聚集后的群体效应反馈作用又使得中层 MCV 加强或维持,进一步促进热塔的合并以及向轴对称化发展。第二,“存贮”效应:因为中层 MCV 的生命史比积云对流热塔长,尺度比热带气旋内核大,能够将消亡对流热塔所携带的热量、水汽、涡度加以存贮和保留,使得中层 MCV 区域向有利于 TC 生成的方向发展,最终成为 TC 环流的“胚胎”。第三,中层 MCV 与对流层低层的槽(涡旋)以及对流热塔之间通过相互作用,共同实现中低层系统的垂直耦合。

本文利用一个台风生成(榴莲)个例的数值模拟初步探讨了中层中尺度对流涡旋的作用,今后有必要对已有个例进行深入细致剖析,并争取找到更多个例进行必要的验证。有关台风生成是当前国际学术热点,对台风生成的研究与海洋预测预报关系重大,具有重要的理论与应用价值,然而这方面的研究,由于资料的缺乏以及我们目前对其认知的有限,前面的路还很长。

## 参考文献 (References)

- Anthes R A. 2003. Hot towers and hurricanes: Early observations theories and models [J]. *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, Meteor. Monogr., Amer. Meteor. Soc., 51: 139–148.
- Bister M, Emanuel K A. 1997. The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125: 2662–2662.
- Challa M, Pferrer R L, Zhao Q, et al. 1998. Can eddy fluxes serve as a catalyst for hurricane and typhoon formation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55: 2201–2219.
- Charney J G, Eliassen A. 1964. On the growth of the hurricane depression [J]. *J. Atmos. Sci.*, 21: 68–75.
- Emanuel K A. 1986. An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43: 585–605.
- Emanuel K A. 1991. The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 3431–3456.
- Gray W M. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 96: 669–700.
- Harr P A, Elsberry R L. 1996. Structure of a mesoscale convective system embedded in Typhoon Robyn during TCM-93 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124: 634–652.

- Harr P A, Kalafsky M S, Elsberry R L. 1998. Environmental conditions prior to formation of a midget tropical storm during TCM-93 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124: 1693–1710.
- Hendricks E A, Montgomery M T, Davis C A. 2004. The role of “vortical” hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984) [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61: 1209–1232.
- Jipser E J. 2003. Some views on “hot towers” after 50 years of tropical field programs and two years of TRMM data [J]. *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, Meteor. Monogr., Amer. Meteor. Soc., 51: 49–58.
- Liu Y, D L Zhang, M K Yau. 1997. A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125: 3073–3093.
- Mapes B E, House R A Jr. 1995. Diabatic divergence profiles in western Pacific mesoscale convective systems [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52: 1807–1828.
- Marks F D Jr, Houze R A Jr, Gamache J F. 1992. Dual-aircraft investigation of the inner core of the Hurricane Norbert. Part I: Kinematic structure [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49: 919–942.
- 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.
- Ooyama K. 1969. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones [J]. *J. Atmos. Sci.*, 26: 3–40.
- Reasor P D, Montgomery M T, Bosart L F. 2005. Mesoscale observations of the genesis of Hurricane Dolly (1996) [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62: 3151–3171.
- Simpson J, Halverson J B, Ferrier B S, et al. 1998. On the role of “hot towers” in tropical cyclone formation [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 67: 15–35.
- 徐亚梅, 伍荣生. 2005. 热带气旋碧丽斯(2000)发生的数值模拟: 非对称流的发展及转换 [J]. *大气科学*, 29 (1): 79–90. Xu Yamei, Wu Rongsheng. 2005. The numerical simulation of the genesis of tropical cyclone Bilis (2000): The evolution and transformation of asymmetric momentum [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (1): 79–90.
- Zehr R M. 1992. Tropical cyclogenesis in the western North Pacific [R]. NOAA Tech. Rep. NESDIS 61, 181pp.
- Zhang D L, Bao N. 1996. Oceanic cyclogenesis as induced by a mesoscale convective system moving offshore. Part II: Genesis and thermodynamic transformation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124: 2206–2225.
- 张文龙, 崔晓鹏, 王昂生, 等. 2008. 台风榴莲(2001)生成前期对流“热塔”的数值模拟 [J]. *热带气象学报*, 24 (6): 619–630.
- Zhang Wenlong, Cui Xiaopeng, Wang Angsheng, et al. 2008. Numerical simulation of hot towers during pre-genesis stage of typhoon Durian (2001) [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 24 (6): 619–630.
- 张文龙, 王昂生, 崔晓鹏. 2008. 对流层中层中尺度涡旋在台风榴莲(2001)生成中的作用——数值模拟及验证 [J]. *大气科学*, 32 (5): 1197–1209. Zhang Wenlong, Wang Angsheng, Cui Xiaopeng. 2008. The role of the middle tropospheric mesoscale convective vortex in the genesis of typhoon Durian (2001)—Simulation and verification [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (5): 1197–1209.
- 张文龙, 张大林, 王昂生, 等. 2009. 季风槽中台风榴莲(2001)生成机制探讨. *气象学报(待刊)*. Zhang Wenlong, Zhang Dalin, Wang Angsheng, et al. 2009. An investigation of mechanism of typhoon Durian (2001) genesis associated with monsoon trough (in press).
- 中国气象局. 2002. 热带气旋年鉴(2001) [M]. 北京: 气象出版社. China Meteorological Administration. 2002. Yearbook of Tropical Cyclone (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.