

台风榴莲(2001)在季风槽中生成的机制探讨^{*}

张文龙¹ 张大林² 王昂生³ 崔晓鹏³

ZHANG Wenlong¹ ZHANG Dalin² WANG Angsheng³ CUI Xiaopeng³

1. 中国气象局北京城市气象研究所,北京,100089

2. 美国马里兰大学大气与海洋科学系,College Park,Maryland 20742,USA

3. 中国科学院大气物理研究所,北京,100029

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

2. *Department of Atmospheric and Oceanic Science, University of Maryland, College Park, Maryland 20742, USA*

3. *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2008-01-22 收稿,2008-11-18 改回.

Zhang Wenlong, Zhang Dalin, Wang Angsheng, Cui Xiaopeng. 2009. An investigation of the genesis of typhoon Durian (2001) from a monsoon trough. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(5):811—827

Abstract The genesis of Typhoon Durian (2001) from a monsoon trough over the South China Sea is investigated using the NCEP analysis, the TMI sea surface temperature (SST) data and satellite imageries. The results reveal the important roles of larger-scale flows, warm SSTs, and convectively generated vortices in determining the TC genesis. Of importance is the timing of the TC genesis. Durian appeared as the vertical wind shear decreased to a critical value of 10 m/s as a result of changing larger-scale flow pattern in the upper troposphere. It is shown that the monsoon trough was conditionally unstable to deep convection and barotropically unstable to mesoscale disturbances. Low-level jets associated with a cross-equatorial flow and a westerly flow from Indo-China Peninsula provided favorable lifting of the high θ_e air in the boundary layer for the development of two major convective bands to the south of the trough axis. As the two convective bands, spaced meridionally about 300 km apart, moved toward the trough axis, the associated vortices were merged into the monsoon trough, leading to the generation of an MCV and its subsequent growth to typhoon intensity. It is also shown that surface heat fluxes from the underlying warm ocean played an important role in feeding convective available potential energy to deep convection during the TC genesis. We conclude that the genesis of Typhoon Durian involved multi-scale processes, including vortical hot towers, upscale growth to vorticity bands, their merging to an MCV, and the large-scale control of the timing and location within the monsoon trough.

Key words Tropical cyclogenesis, Monsoon trough, Barotropic instability, Mesoscale convective complex

摘 要 利用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 分析资料、TMI 海温资料、卫星云图资料对季风槽中南海台风榴莲(2001)生成机制进行了分析,揭示了大尺度环境流场、温暖洋面、中尺度对流活动对热带气旋(TC)生成的控制作用。结果表明,水平风速垂直切变的演变在一定程度上指示着 TC 在暖湿洋面上生成的时间,水平风速垂直切变由强向弱转变,在 TC 发生前 18 小时迅速减小到 10 m/s,随后在 10 m/s 以下维持少变,垂直切变的变化主要反映了对流层高层环流形势的演变;在对流层中低层,季风槽的形成和加强对 TC 的生成有重要作用,由于热带温暖洋面作用,季风槽首先表现出有利于单体对流和带状对流发生发展的条件性对流不稳定特征,随着季风槽的加强,季风槽进一步表现出有利于中尺度扰动发生发展的正压不稳定特征;季风槽槽线南侧的低空急流的经向分布很宽广,由 105°E 越赤道气流和中南半岛偏西气流(其源头是索马里越赤道低空急流)汇合而成,急流的加强活动具有经向差异,由于边界层高 θ_e 空气辐合抬升产生两条经向距离约 300 km 的显著带状对流云系,槽线南侧

^{*} 资助课题:世界银行第四期对华合作项目 A3,国家自然科学基金面上项目(40505012),公益性行业(气象)科研专项(GYHY200706004)。

作者简介:张文龙,主要从事台风、暴雨等灾害性天气机理研究。E-mail:wlzhang@ium.cn

风速分布的经向差异导致两条带状云系发生追赶,并逐步在季风槽底部槽线附近合并加强为 MCC,进而导致中尺度涡旋(MCV)的产生并最终发展成为 TC。分析结果还表明,为深对流供应丰富对流有效位能的主要是来自台风发生区域本地南海暖洋面的地面热通量,南海暖洋面对 TC 生成有重要贡献。台风榴莲的生成是一个多尺度相互作用过程,主要包括涡旋对流热塔、与带状对流云系伴随的涡度带的升尺度,涡度带合并成长为 MCV,以及大尺度条件对 TC 在季风槽中生成的时间及地点的控制作用等。

关键词 热带气旋生成,季风槽,正压不稳定,中尺度对流复合体

中图法分类号 P457.8 P458.1⁺24

1 引言

虽然海上观测资料稀缺给热带气旋研究带来很大困难,但热带气旋(以下简称 TC)生成问题一直受到气象学家的关注(李宪之,1956)。20 世纪 60 年代末,对 TC 生成的气候学研究得到了 TC 生成的一些必要的大尺度热力和动力条件(Gray, 1968)。其中热力条件在热带大部分地区常常得到满足,而低层涡度和垂直切变在时间上和空间上能够发生显著的变化,所以后两者受到更多重视。McBride 等(1981)指出垂直切变是区分扰动能否发展为 TC 的最重要因子。Briegel 等(1997)指出产生低层气旋性涡度的主要天气系统之一是季风槽。

随着融合了模式输出资料 and 观测资料的全球客观分析资料的出现(如 ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)分析资料和 NCEP 分析资料),研究人员开始对 TC 生成的大尺度环流特征的演变进行比较详细的分析。Molinari 等(2000)指出,在东太平洋地区,与 TC 生成相联系的大尺度系统主要是东风波,在 TC 生成过程中,正压不稳定机制发挥了关键作用。Ritchie 等(1999)依据 8 年的 TC 生成的观测研究指出,在西北太平洋 TC 生成与 5 种对流层低层的大尺度环流系统相联系:季风槽切变线、季风辐合区、季风涡旋对、罗斯贝波能量频散、东风波等。其中前两种类型与 71% 的 TC 生成相联系(42% 为季风槽切变线,29% 为季风辐合区)。另外,季风涡对和罗斯贝波能量频散属于季风辐合区的特殊情形,所以前 4 种类型占据了 TC 生成的 82%,剩余的 18% 为东风波类型。同时指出西北太平洋大多数 TC 的发生和中尺度对流系统(以下简称 MCS)或中尺度对流复合体(以下简称 MCC)的活动有着紧密的联系。观测统计研究表明(Bister, et al, 1997; Harr, et al,

1996a, 1996b),前期大尺度气旋性扰动的存在,能够使单体对流活动有组织地发展起来,进而在对流层低层产生位涡异常。

季风槽是对流层低层的辐合区,它是由伴随越赤道气流的偏西风急流、太平洋东风气流、反气旋涡共同构成的。其被视为一个具有强迫上升运动的广阔区域。Gray(1968)和 Ramage(1974)的研究指出,季风槽的存在,伴随有弱的风垂直切变和强的气旋性涡度,是非常有利于 TC 生成的。季风槽任一侧气流的加强能够增大低层相对涡度,从而有利于 TC 的生成。Love(1985)描述的偏西气流的“风涌”处于季风槽南侧并与来自南(冬)半球的冷空气爆发有关;低层风涌的典型表现是,季风槽南侧的偏西风在 TC 生成之前加速。通常季风槽向极一侧的副热带高压脊也同时加强(但原因不很明确),在季风槽的北侧产生强烈的东风,因此增强了气旋性涡度。季风槽能够捕获对流层中低层的热带波动(Holland, 1995);东风气流能够在季风偏西气流上方抬升(Harr, et al, 1996a)。这些过程都能够维持和调节季风辐合区中的湿对流过程,触发对流活动的增强,最终导致 TC 生成。

然而,到目前为止,对 TC 生成大尺度条件的讨论多属于气候统计分析或合成分析(Kevin, 2004; 孙颖等, 2002; 王慧等, 2006),得到的多是一些相对孤立的统计结果,很难考察促进 TC 形成过程中各种因子之间的重要的物理内在联系和相互作用。在已有的研究成果中,正压不稳定主要被用来解释和描述东太平洋的 TC 生成(主要是东风波类型),而在西太平洋 TC 生成(主要是季风槽类型)过程中,关于环境场正压不稳定特征的个例分析很少见到。Davis 等(2001)、徐亚梅等(2005)在成功模拟台风生成过程的基础上,对 TC 生成的中尺度条件和过程进行了研究,但是目前对 TC 生成的大尺度条件

与中尺度条件相互联系的深入讨论尚显不足。因此,本文选取西太平洋台风榴莲(2001)作为代表性个例,抓住大尺度条件和云系演变两条线索,利用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 分析资料、TMI 海温资料、卫星云图资料对台风榴莲的生成机制进行了分析。着重考察在其生成过程中,大尺度条件是怎样演变的? 哪些条件对 TC 的生成更有指示意义? 季风槽的热力不稳定、动力不稳定特征是怎样的? 为什么在 TC 生成之前季风槽中经常有 MCS 或 MCC 发生? 不同因子(条件)之间随时间演变的“协调”性以及各种因子之间的物理内在联系如何?

2 台风榴莲简介

台风榴莲的热带低压(TD)于 2001 年 6 月 29 日 06 时(世界时,下同)首先在南海中部生成(图 1);30 日 06 时,低压发展加强为热带风暴,热带风暴生成后强度继续加强,并向西北方向移动;7 月 1 日 12 时,加强成为台风,地面最大风速约 33 m/s,1 日 19 时 30 分在广东湛江市沿海地区登陆,登陆后移向转为偏西,随后进入广西北海市东部近海;2

日 06 时减弱为热带风暴,并在广西钦州市沿海地区再次登陆。登陆后稍向北移而后向偏西方向移动,强度继续减弱,3 日 00 时减弱为热带低压,3 日 12 时在越南北部地区消亡。受台风榴莲影响期间,广东湛江地区、海南大部分地区、广西大部分地区平均过程降水总量 100—200 mm,引发了广西一些江河 50 年以来的最大洪涝灾害。

台风榴莲是一个比较典型的以季风槽作为大尺度初始扰动的台风。TC 生成前期,热带地区对流层低层为一支大范围的较强偏西风气流,西起 55°E ,东至 125°E ,南北宽约 20 个纬度,这支西风气流的源头是索马里越赤道低空急流(图略);该偏西气流与太平洋地区副热带高压东南侧较强的偏东气流,在南海及菲律宾附近海域形成季风槽辐合区。26 日 12 时(图 2a),南海地区呈现出弱的季风槽形势,季风槽切变线附近为带状正涡度区;27 日 12 时(图 2b), 105°E 的越赤道气流也活跃起来,两支越赤道气流合并,使季风槽切变线以南的低空急流(对流层低层水平风速大于等于 12 m/s 的强风速带)强度增强,范围增大。到 28 日 12 时(图 2c),在南海地区的西南急流前锋到达 13°N 附近,另一方面,西太平洋副热带高压加强西伸, 14°N 以北的南海地区基本被东南气流控制,南海地区季风槽显著加强。到 29 日 12 时(图 2d),一个闭合的气旋性环流系统已经在南海地区建立起来,最大风速呈收缩态势,涡旋结构紧凑,并与涡度中心基本重合,表明台风榴莲初步形成。

台风榴莲是一个比较典型的以 MCC 作为“前兆”因子的台风,这与西北太平洋台风生成的气候统计特征相似(Ritchie, et al, 1999),同时表明个例具有代表性。从卫星云图上看到,26 日 12 时(图 3a),随着南海季风槽的逐步建立,热带西风带中孟加拉湾、中南半岛及南海北部上空不断有云系生消发展。到 27 日 12 时(图 3b),中南半岛上空季风云系有所合并加强,特别是南海中南部地区上空的对流云系开始发展加强;到 28 日 12 时(图 3c),中南半岛上空的季风云系变化不大,而南海中南部呈现出一个 MCC 系统(TBB 资料分析显示,符合 MCC 定义要求的条件(Maddox, 1980),图略),南海地区北部为晴空区;到 29 日 12 时(图 3d),台风榴莲的涡旋云系在南海中部形成,在涡旋云系的南侧为强的 MCS

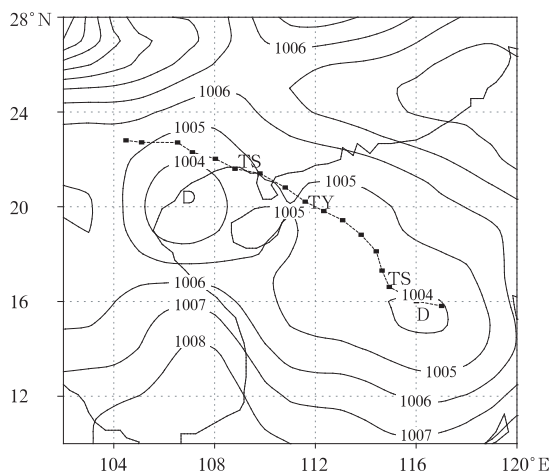


图 1 台风榴莲生命史(2001 年 6 月 29 日 06 时—7 月 3 日 12 时)最优观测路径及强度变化
(等值线为 2001 年 6 月 29 日 12 时地面气压)

Fig. 1 Track (squares; 6 h interval) and evolution of intensity during typhoon Dorian's life cycle from 06:00 UTC 29 June to 12:00 UTC 3 July 2001 based on the optimal observation and superposed with sea level pressure at 12:00 UTC 29 June (contour, unit: hPa). "TS" denotes tropical storm; "TY" denotes typhoon

系统,需要注意的是台风涡旋云系和 MCS 云系有明显的分界线,表明涡旋云系不是由 MCC 直接转化而来(其原因将在后续论文中讨论)。

台风榴莲是一个在正压环境下生成的台风。在生成前期,既没有明显的高空槽影响,也没有地面锋面系统活动,南海地区等温线稀疏,温度梯度较小

(约 $1^{\circ}\text{C}/500\text{ km}$),逐日变化不大(图略)。从图 4 看到,南海地区 27 日 12 时与 28 日 12 时的 850 hPa 的温度场基本相似, 19°C 等温线沿西南—东北的走向基本没有变化,南海地区西北略偏暖,东南略偏冷。Lee 等(2006)在气候统计分析中也同样把台风榴莲划定为正压环境下 TC 发生的个例。

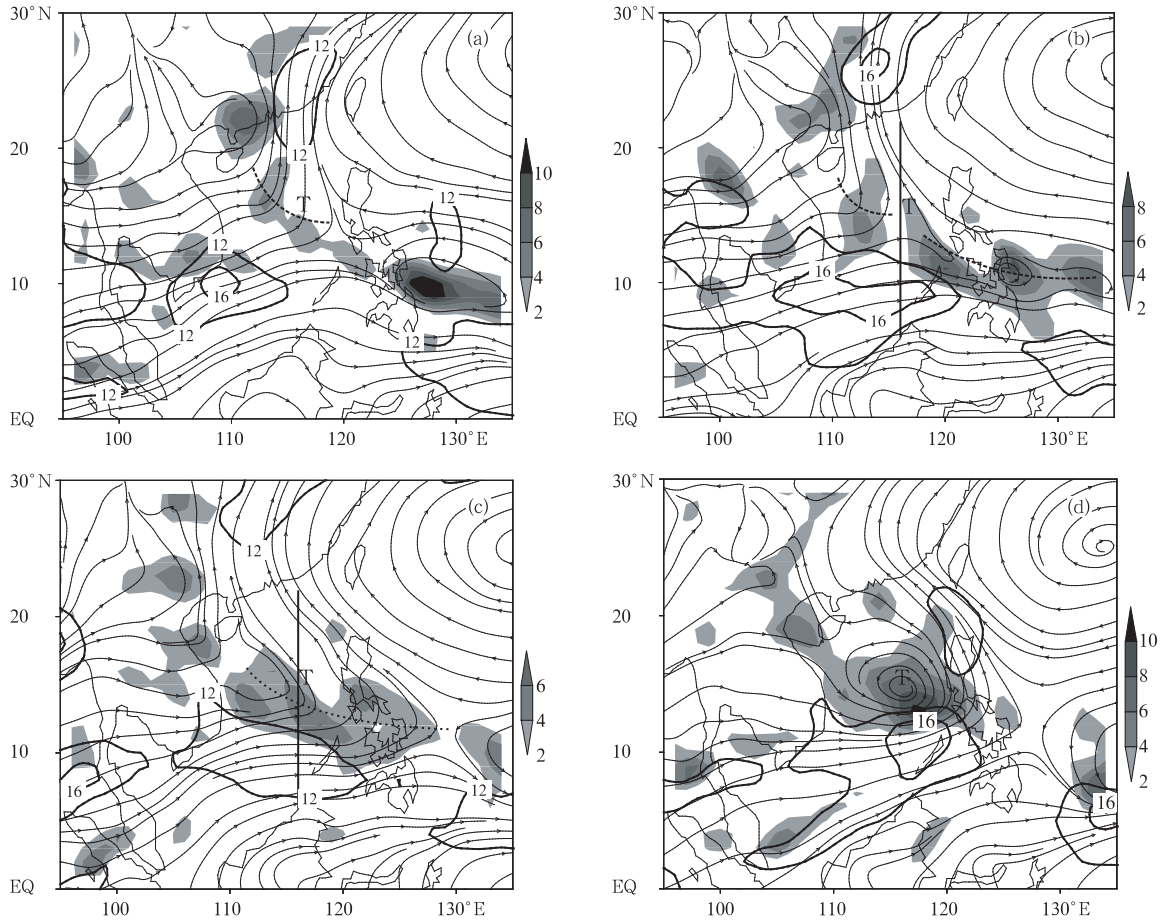


图 2 台风榴莲生成前期 850 hPa 绝对涡度(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1})和流线
(a. 26 日 12 时, b. 27 日 12 时, c. 28 日 12 时, d. 29 日 12 时;粗实线为等风速线(m/s),
点线代表季风槽切变线,直线指经向剖面的位置)

Fig. 2 Absolute vorticity (shaded; unit: 10^{-5} s^{-1}) and streamlines at 850 hPa, superposed with isotach
(thick solid line, unit: m/s) at 12:00 UTC (a) 26 June, (b) 27 June, (c) 28 June, and (d) 29 June
(The dotted line denotes the monsoon trough shear line. The straight line denotes the location of a cross section)

3 大尺度环境场特征

3.1 海温、中层湿度与垂直切变特征

因为高温的海面能造成低层高温高湿的大气,在热带洋面上,对流层低层的温度和水汽含量决定于海面的海水温度。海水温度越高,通过海气交换过程使低层空气温度越高,几乎接近海面温度,湿度

增大也很显著,这种条件会使局地的对流活跃,并有利于扰动生成,所以高海温有利于 TC 的生成。TC 也常常被看作一个卡诺热机,它从高温的海洋表面吸收热量,然后在对流层顶附近释放热量,海温大于 26°C 才可能为 TC 系统提供足够的以潜热通量为主的能量供应 (Rotunno, et al, 1987; Lighthill, 1998)。深对流活动则需要海面温度大于 27.5°C

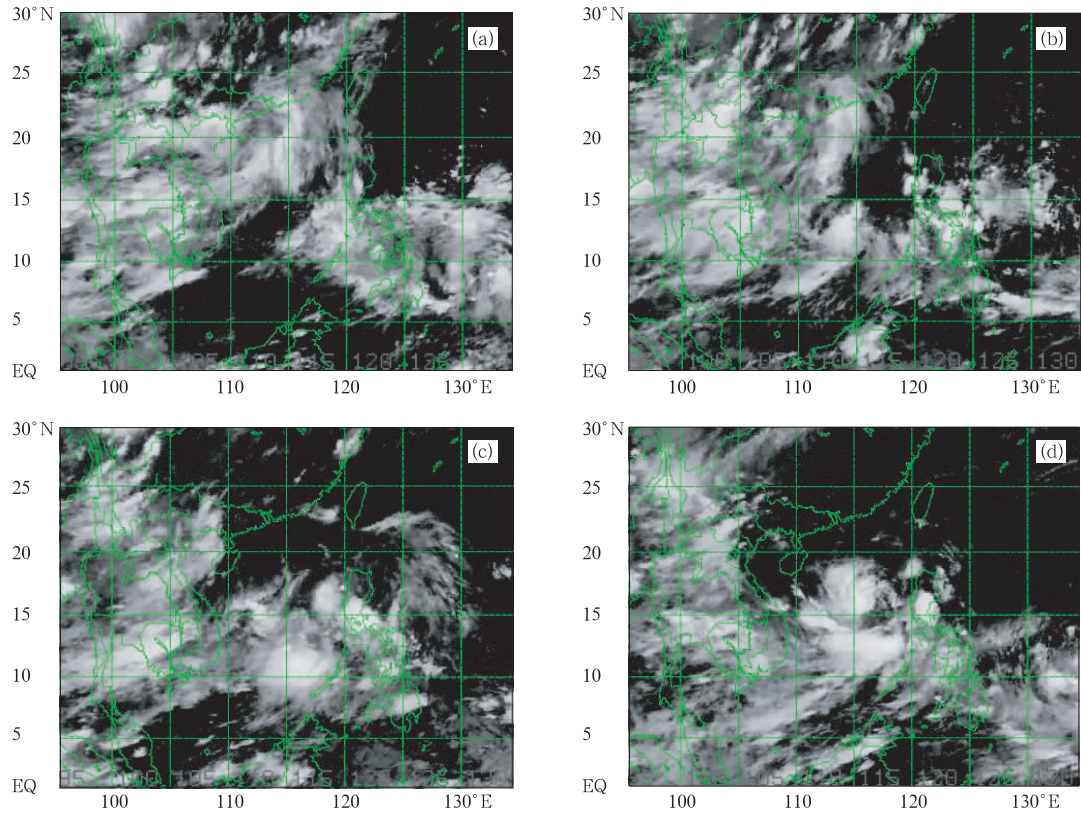


图 3 台风榴莲生成前期卫星云图

(a. 26 日 12 时, b. 27 日 12 时, c. 28 日 12 时, d. 29 日 12 时)

Fig. 3 The GMS satellite images of typhoon Durian during its pre-genesis stage at 12:00 UTC

(a) 26 June, (b) 27 June, (c) 28 June, and (d) 29 June

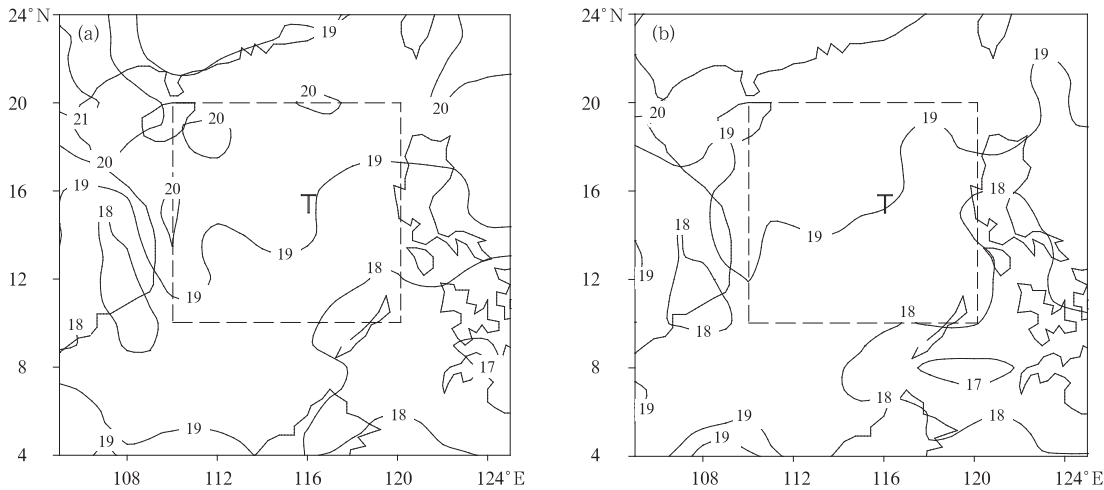


图 4 850 hPa 温度场

(单位: $^{\circ}\text{C}$; a. 27 日 12 时, b. 28 日 12 时; 方框表示南海平均区域, 字母 T 表示台风榴莲初生位置)

Fig. 4 850 hPa temperature at (unit: $^{\circ}\text{C}$) distributions at 12:00 UTC (a) 27 June and (b) 28 June

(The rectangle denotes the domain for area average. Character T denotes the gemesis location of typhoon Durian)

(Graham, et al, 1987)。对流层中层的相对湿度被认为是 TC 发生发展的必要条件, 如果 500 hPa 的相对湿度低于 40%, 则 TC 难以形成 (Gray, 1968)。对流层中层大的相对湿度是对流产生下沉运动的主要抑制因子, 而强的下沉运动, 会将低相当位温的空气贯穿到边界层, 因此阻碍对流的发生以及 TC 的生成。从 2001 年 6 月 26—29 日的海温和相对湿度演变可以看出 (图略), 南海地区 (10° — 20° N, 110° — 120° E) 平均海温为 29.2°C , 700—500 hPa 层的平均相对湿度为 85%, 逐日变化很小。因此在台风榴莲生成前期, 环境场已经具备了 TC 发生所需的海温条件和较厚的湿层, 但由于其变化很小, 因此对台风生成的指示意义并不大。

弱的水平风垂直切变是 TC 发生发展的关键条件之一。Gray (1968) 认为垂直切变是影响风暴发展的主要因子。如果垂直切变弱, 则对流层上下层空气相对运动很小, 它可以使积云单体群释放的凝结潜热集中在一个相当小的区域内, 加热同一气柱使其中上层增温, 从而有利于暖心结构的建立、中心气压下降和低层气旋性环流加强 (陈联寿等, 1979)。高、低层大气之间的垂直耦合是热带气旋发生的重要因素, 弱的风垂直切变也有利于垂直耦合 (Tuleya, et al, 1984)。垂直切变小, 从另一角度看, 就是基本气流的斜压性小, 而台风有在近于正压环境中发展的倾向 (陈联寿等, 1979)。从水平风垂直切变演变可以看到 (图 5), 从 26 日 12 时到 27 日 12 时, 水平风垂直切变大于等于 15 m/s, 为强垂直切变阶段 (Frank, et al, 2001); 从 27 日 12 时到 28 日 00 时, 南海地区的垂直切变迅速减小, 但仍然大于 Zehr (1992) 统计得出的西太平洋 TC 生成的垂直切变临界值 (10 m/s), 不利于台风的生成; 到 28 日 12 时, 垂直切变减小到 10 m/s, 达到了垂直切变的临界条件; 之后直到 29 日 12 时, 垂直切变维持在 10 m/s 以下, 而且变化不大。台风榴莲的最优观测报告时间是 29 日 06 时, 由此可见, TC 生成过程中, 确实会逐步满足垂直切变的临界条件, 而且时间比 TC 最优观测报告时间早 18 h。这一方面说明垂直切变可能对 TC 生成的早期预报有指示意义, 另一方面也指示了 TC 生成多尺度相互作用可能发生转折变化的时间背景。

进一步追踪表明, 造成垂直切变转折变化的主要原因是影响南海地区高层环流形势的变化, 28 日 12 时以前 (图 6a), 南海地区主要受南亚高压外

围的东北大风带控制, 与低层的偏西南大风产生强的垂直切变; 从 28 日 12 时开始, 如图 6b, 高层环流形势发生了显著变化, 南亚高压向东伸展, 向北收缩, 南海地区转为受弱的偏东风控制, 而此时对流层低层偏西风速变化相对较小 (图略), 因而垂直切变减弱。由此可见, 南亚高压对南海 TC 生成的影响因其与垂直切变的紧密联系而十分重要。统计分析同样表明 (张燕霞等, 2004), 西北太平洋 TC 数量的年际及年代际变化和南亚高压有密切关系。

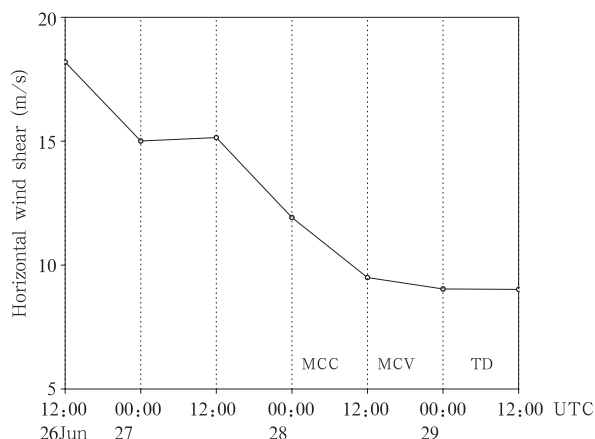


图 5 南海地区水平风垂直切变时间演变 (单位: m/s) 和不同尺度天气系统发生时间 (MCC: 中尺度对流复合体; MCV: 中尺度对流涡旋; TD: 热带低压)

Fig. 5 Time evolution of the area averaged vertical shear of horizontal wind (unit: m/s) and the occurring time of different scale systems ("MCC" denotes mesoscale convective complex; "MCV" denotes mesoscale convective vortex; "TD" denotes tropical depression)

通过南海地区平均风矢量的“hodograph”图来进一步考察风随高度的变化。“hodograph”图是对流层逐层的风矢量末端的连线图, 用以表征风向和风速大小随高度的变化, 连线的长度可以表示风速偏差的大小, 连线与中心坐标轴的夹角可以表示风切变矢量的方向。从图 7 可以看到, 在对流层 500 hPa 以下 27 日 12 时与 28 日 12 时平均风速随高度的变化基本相似; 在 500 hPa 以上, 两日发生了显著差异, 27 日 12 时风向随高度逆时针旋转, 风速增大, 表明对流层中高层有冷平流活动; 而 28 日 12 时风向风速随高度变化不大, 表明冷空气活动较弱。温度平流分析得到了与“hodograph”图分析一致的

结论,在 27 日 12 时(图 7a)南海区域 200 hPa 存在冷平流活动,冷空气源自菲律宾北部附近的深对流云顶的外流的辐散气流,而在 28 日 12 时(图 7b)南海地区没有明显的冷平流活动,表明南海地区在对流层整层均趋近于有利于 TC 生成的正压环境。

然而,垂直切变对 TC 生成的影响主要体现在有对流释放潜热时高层的通风作用方面,对流单体

群或对流云团的出现是弱垂直切变发挥作用的前提。而且分析中看到,垂直切变的演变主要反映了对流层高层大尺度环流的变化,所以在强调垂直切变的重要性的同时,需要进一步观察对流层低层环流和对流活动的变化,分析是否存在适合积云对流发生的不稳定机制,是否存在适合类似 MCC 的强对流云团发展的机制。

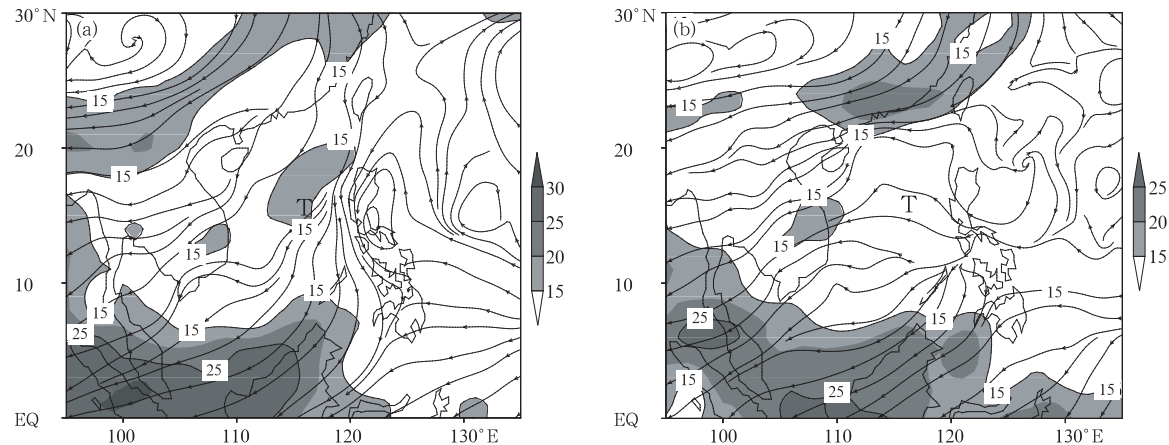


图 6 200 hPa 流场

(a. 27 日 12 时, b. 28 日 12 时; 等值线为风速(单位:m/s),阴影表示 ≥ 15 m/s; 字母“T”表示台风榴莲初生位置)

Fig. 6 Stream lines at 200 hPa at 12:00 UTC (a) 27 June and (b) 28 June

(The contour denotes wind speed (unit: m/s); Shading denotes wind speed ≥ 15 m/s;

Character “T” denotes the formation location of typhoon Durian)

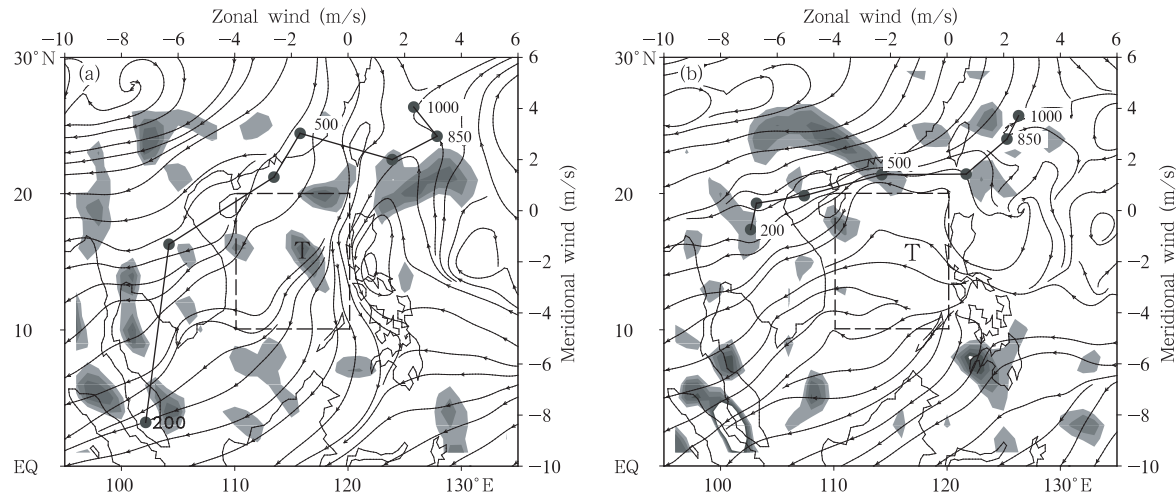


图 7 南海地区平均风矢量的“hodograph”图与 200hPa 冷平流(阴影 $\geq 2 \times 10^{-5}$,单位: $^{\circ}\text{C}/\text{s}$)和流场

(a. 27 日 12 时, b. 28 日 12 时; 字母“T”表示台风榴莲初生位置; 粗折线表示南海区域平均的“hodograph”图

(单位:m/s); 虚线方框表示风速平均区域)

Fig. 7 The hodograph, 200 hPa cold temperature advection (unit: $^{\circ}\text{C}/\text{s}$; $\geq 2 \times 10^{-5}$ shaded) and streamlines over the South China Sea at 12:00 UTC (a) 27 June and (b) 28 June (Character “T” denotes the formation location of typhoon Durian. The thick line denotes the “hodograph” averaged over the Southern China Sea (unit: m/s). The dashed rectangle denotes the domain for area average. The top coordinate is zonal wind; the right coordinate is meridional wind)

3.2 季风槽的热力与动力不稳定特征

3.2.1 对流不稳定特征

季风槽南侧较强的偏西气流将孟加拉湾暖湿空气不断向南海地区输送,同时也增强了南海地区洋面的水汽蒸发以及潜热通量供应。26日12时至29日12时(图略)南海地区对流层低层满足条件性对流不稳定,CAPE(对流有效位能)基本维持在1400 J/kg左右。能够满足积云对流发展的能量需求(Kevin, 2004)。条件性对流不稳定为季风槽中小尺度单体对流的发生发展提供了重要的不稳定机制。在不稳定条件满足的情况下,低层辐合就成为决定对流是否产生的关键性因子。低空急流的加强活动(或称“风涌”)可以强迫低层辐合增强(Briegel, et al, 1997)。由图2b、c看到,从27日12时—28日12时,季风槽南侧的低空急流经历了一次增强然后减

弱的振荡过程,提供了边界层暖湿空气的动力辐合抬升机制,触发了深对流的发生。

进一步以垂直切变转折变化时段(即27日12时与28日12时)作为代表时段,考察季风槽的热动力结构演变特征。通过图8看到,27日12时,季风槽的切变风场主要在700 hPa以下14°N附近,高度场还没有出现显著的负偏差;到28日12时,季风槽的切变风场达到500 hPa,仍然位于14°N附近,高度场呈现出显著的负偏差,并且负偏差随高度向南倾斜。季风槽南侧是比较宽广深厚的西风,在对流层700 hPa以下12°N以南表现出12 m/s的强风速带。从图9看到,在27日12时,季风槽中深对流发展尚不明显,到28日12时,深对流在季风槽中得到显著发展,饱和空气柱、垂直上升气流及正涡度中心位置接近于重合。

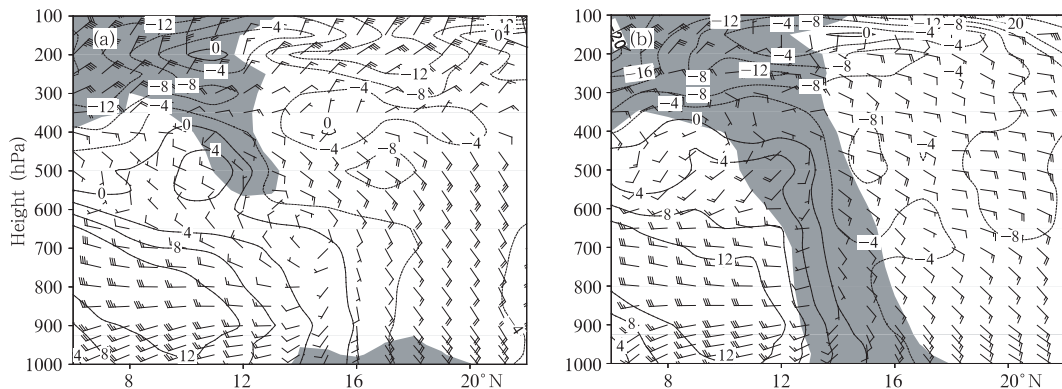


图8 沿经向(116°E)剖面纬向风速(单位:m/s)、位势高度的环境场偏差(≤ -1 dagpm,阴影)和水平风风向杆(一个风速杆为5 m/s)(a. 27日12时, b. 28日12时)

Fig. 8 Cross-sections of zonal wind (isotach; unit: m/s), deviation of geopotential height (≤ -1 dagpm shaded), superposed with horizontal wind bar (a full bar is 5 m/s) at 12:00 UTC (a) 27 June and (b) 28 June

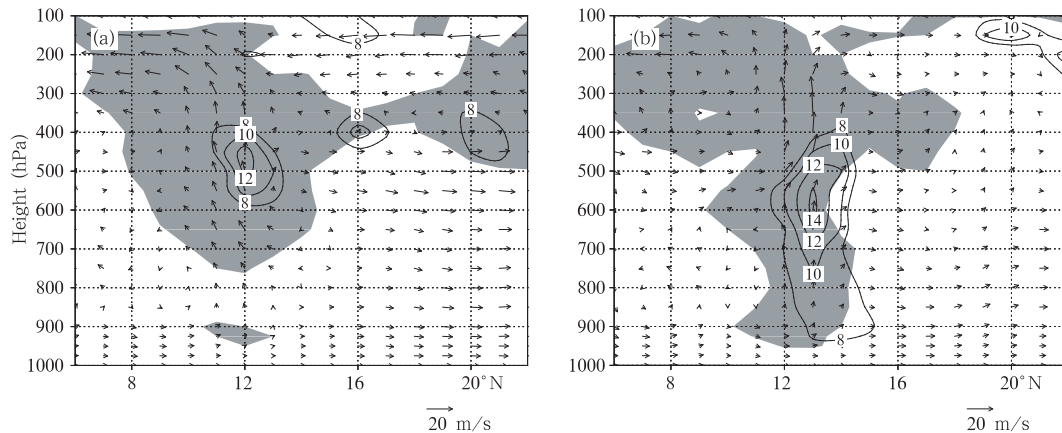


图9 沿经向(116°E)剖面风矢量(单位:m/s,垂直速度扩大了50倍)和相对湿度(阴影, $\geq 90\%$)及绝对涡度(实线, $\geq 8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)(a. 27日12时, b. 28日12时)

Fig. 9 Cross-sections of wind vector (unit: m/s) and relative humidity ($\geq 90\%$ shaded), superposed with absolute vorticity (thin line; $\geq 8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) at 12:00 UTC (a) 27 June and (b) 28 June

通过图 10a 看到,28 日 12 时,季风槽的切变风场主要在 700 hPa 以下 14°N 附近,为强烈的对流不稳定区,边界层的 θ_e 值达到 356 K,使得来自边界层的空气块具有上升达到对流层顶的能量;由于深对流运动已经发生,因此在 700—250 hPa 为对流中性区域。一个有趣的现象是,与南海地区的暖池特征相对应,南海地区对流层低层为暖湿空气,具有较高的能量值(图 10b),表现为一个高值中心,这说明台

风榴莲生成阶段深对流发展的能量主要是由局地的暖洋面的热通量提供的,仅中南半岛北部的偏西气流对 TC 生成区域有一定的能量输送趋势;来自 105°E 的越赤道气流主要向生成区域输送相对干冷的空气,有利于对流不稳定条件的维持,促进深对流发展。这与徐亚梅等(2003)对越赤道冷空气对 TC 生成的贡献分析结果基本一致。

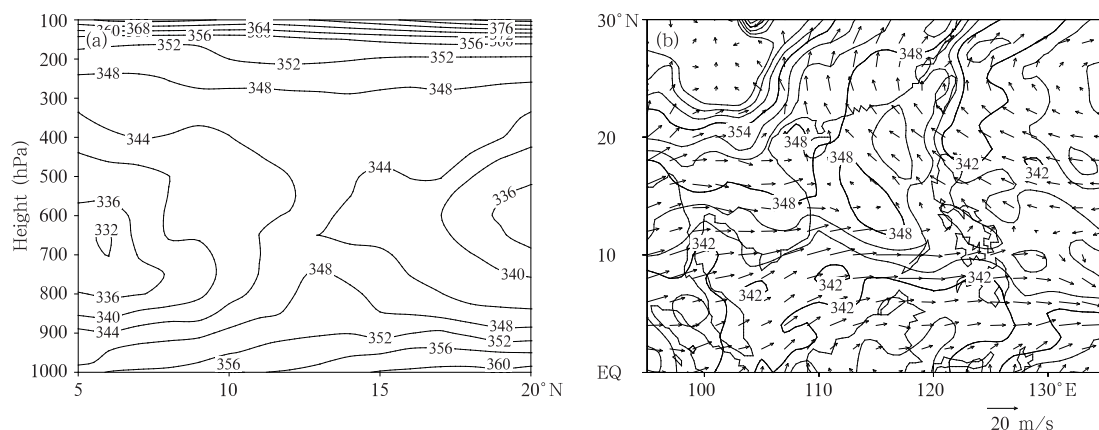


图 10 28 日 12 时相当位温(单位:K; a. 沿 116°E 的剖面, b. 850 hPa, 并且叠加水平风矢量)

Fig. 10 Equivalent potential temperature (unit: K) at 12:00 UTC 28 June along

(a) the cross-section across 116°E and (b) at 850 hPa (superposed with horizontal wind vector)

3.2.2 正压不稳定特征

正压不稳定被认为是热带辐合区扰动发展的一种机制(Lipps, 1970; 谢义炳等, 1964; 吕美仲等, 1990)。设基本纬向气流具有水平切变, 即 $\bar{u} = \bar{u}(y)$, 正压不稳定判据是:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(f - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) = 0 \quad (1)$$

即要求绝对涡度在切变气流的宽度区间内有极大值, 或绝对涡度梯度在区间内变号, 式中, $f = 2\Omega \sin \phi$ 。正压不稳定条件还指出, 基本气流越强, 切变区域越窄, 越容易发生正压不稳定(吕美仲等, 1990)。台风榴莲生成前期, 南海地区没有明显的冷空气活动, 属于正压环境条件。沿台风榴莲初生时所在经度(116°E)作 900 hPa 层的流场特征分析, 同时注意到季风槽附近纬向风分量是全风速的主要部分。由图 11a 看到, 台风榴莲生成前期, 槽线南侧西风风速在 27 日 00 时增强到约 12 m/s, 28 日 12 时接近 16 m/s, 西风不断增强导致纬向风切变不断增大, 并且切变区明显变窄, 低层绝对涡度相应不断增大, 绝对涡度大值带出现在强风速切变区以内。同

时从图 2b、c 看到, 27 日 12 时南海地区季风槽切变线南侧西南气流和北侧的偏南气流约成 90°角, 28 日 12 时变为 45°左右, 同样反映出切变区域变窄, 切变气流增强的特征。从图 11b 看到, 从 28 日 00 时开始, 在 12°—15°N 切变气流区间内, 绝对涡度经向梯度增大, 并且在 14°N 附近经向梯度由正变负, 这说明季风槽在发展过程中逐步满足了正压不稳定条件, 而且正压不稳定发生的时间与垂直切变发生转折变化的时间相吻合。

Lipps(1970)根据假设的热带辐合带流场模型得到正压不稳定波长是 2000 km, 和实际观测中的东风波类型比较一致。谢义炳等(1964)通过简化流场模型进行理论分析认为, 正压不稳定的出现与基本气流切变的大小、纬度、及扰动的波长有关, 当基本气流特征速度为 5—15 m/s, 纬度处于 10°—20°N 时, 不稳定波长在 1000 km 以下。吕美仲等(1990)指出在东风急流风速廓线模型中, 正压不稳定的最不稳定波长是 2000 km, 然而如果设纬向基本气流的风速廓线有如下函数形式:

$$U = -U_0 \operatorname{th}\left(\frac{y-y_0}{d}\right) \quad (2)$$

其中, y 为气流的经向位置, $y=y_0$ 可视为热带辐合带的中心位置, U_0 为纬向气流的速度特征量, d 为纬向切变气流的经向宽度。研究表明, 上述风场的最不稳定波长可以是几百千米。由此可见, 由于切变气流的风速廓线不同, 正压不稳定既可以造成 2000 km 尺度扰动的发展, 同样也可以为几百千

米尺度扰动的发展提供不稳定机制。台风榴莲生成前期, 28 日 12 时当季风槽显著加强后, 绝对涡度在 14°N 附近有极大值, 最大值两侧绝对涡度急剧减小(图 12a), 尤其是南侧因为低空急流的活动, 在 8°N 以南变为负值; 同时季风槽东端(底部)能够呈现出与式(2)很相似的纬向风速分布特征, 如图 12b, 纬向风强切变区主要在 $12^\circ\text{--}15^\circ\text{N}$, 基本气流的平均速度约为 8 m/s。这样的特征速度及相应的

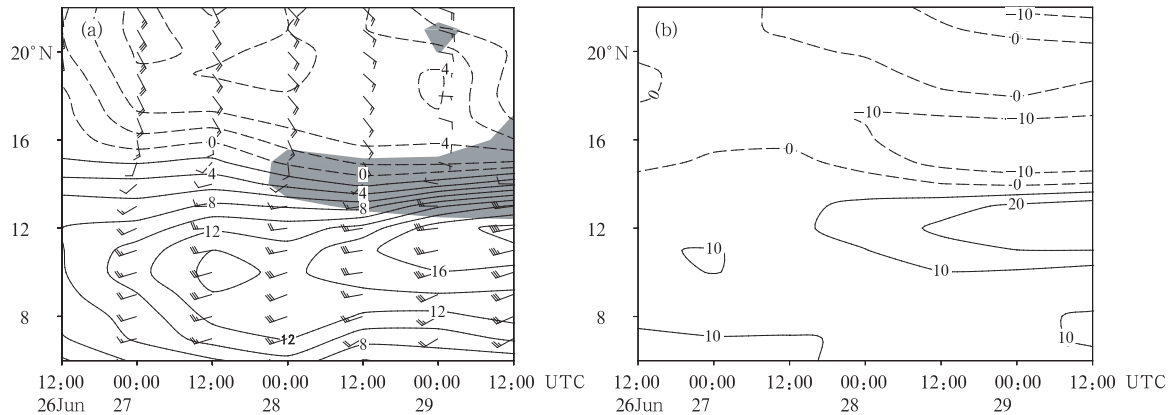


图 11 900 hPa 沿 116°E 剖面 (a) 纬向风速 (实线: 西风; 虚线: 东风; 单位: m/s) 及水平风 (风向杆, 一个风速杆为 5 m/s) 随时间演变 (阴影表示绝对涡度 $\geq 8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) 和 (b) 绝对涡度经向梯度随时间演变 (虚线: 负值; 实线: 正值。单位: $10^{-11} \text{s}^{-1}/\text{m}$)

Fig. 11 Time evolution of (a) zonal wind speed

(solid line, west wind; dashed line, east wind; unit: m/s) and horizontal wind bar (a full bar is 5 m/s), superposed with absolute vorticity ($\geq 8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ shaded); (b) the meridional gradient of absolute vorticity (dashed line: negative; solid line: positive), along 116°E at 900 hPa

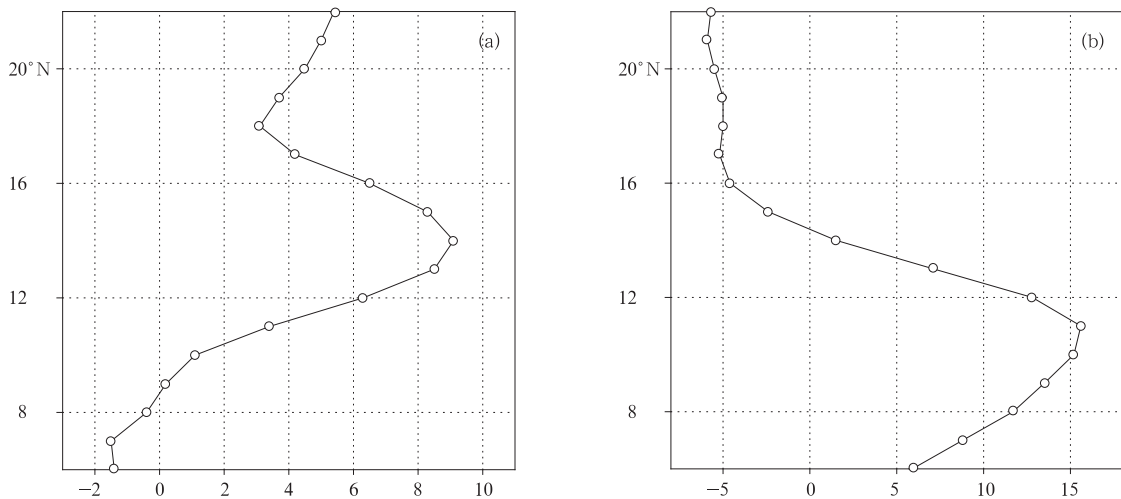


图 12 28 日 12 时 (UTC) 900 hPa 沿 116°E 剖面

(a. 绝对涡度, 单位: 10^{-5}s^{-1} ; b. 纬向风速, 单位: m/s)

Fig. 12 Cross-sections along 116°E at 12:00 UTC 28 June of

(a) absolute vorticity (unit: 10^{-5}s^{-1}) and (b) zonal wind speed (unit: m/s)

纬度分布在谢义炳等(1964)的理论分析中与400 km的不稳定波长基本对应。由此推断,季风槽的正压不稳定特征可以为中尺度扰动的发展提供动力不稳定机制。

图13分别给出了28日12时700和900 hPa的经向绝对涡度梯度。700 hPa,在南海14°N附近环境场满足正压不稳定条件,即经向绝对涡度梯度改变符号;900 hPa,梯度符号改变的区域更广,而且季风槽底部槽线附近梯度最大。Molinari等(2000)指出,正压不稳定有助于通过不稳定区域的扰动来维持或加强,Molinari等(1997)用位涡的经

向梯度讨论东风波的正压不稳定特征,并指出深对流是产生位涡经向梯度变号的主要原因。从28日12时的位涡垂直剖面图看到(图14a),与深对流对应在对流层700—400 hPa存在一个位涡高值中心;从位涡经向梯度的垂直剖面图看到(图14b),在950—350 hPa、12°—14°N存在经向位涡梯度变号区,经向位涡梯度最大值出现在700—400 hPa并且与位涡中心相对应。但是从季风槽的风场结构特征以及正压不稳定强调的纬向风水水平切变考虑,对流层低层(950—700 hPa)由于纬向风速切变造成的正压不稳定特征对台风榴莲的生成更有实际意义。

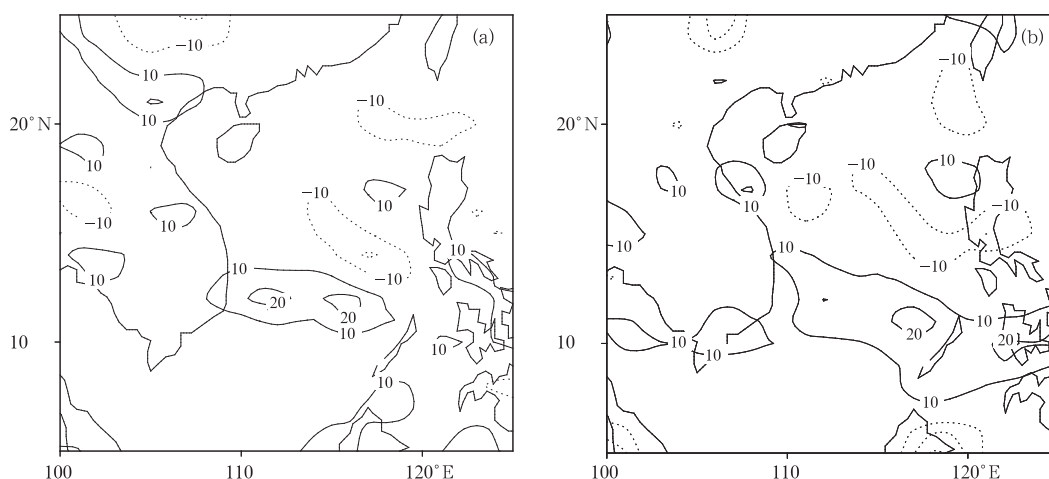


图13 28日12时(UTC)绝对涡度的经向梯度(单位: $10^{-11} \text{ s}^{-1}/\text{m}$)

(a. 700 hPa, b. 900 hPa; 虚线表示负值。图中省略了0线)

Fig. 13 The meridional gradient of absolute vorticity ($10^{-11} \text{ s}^{-1}/\text{m}$) at (a) 700 hPa and (b) 900 hPa

(Dashed line denotes negative values; the zero line is omitted)

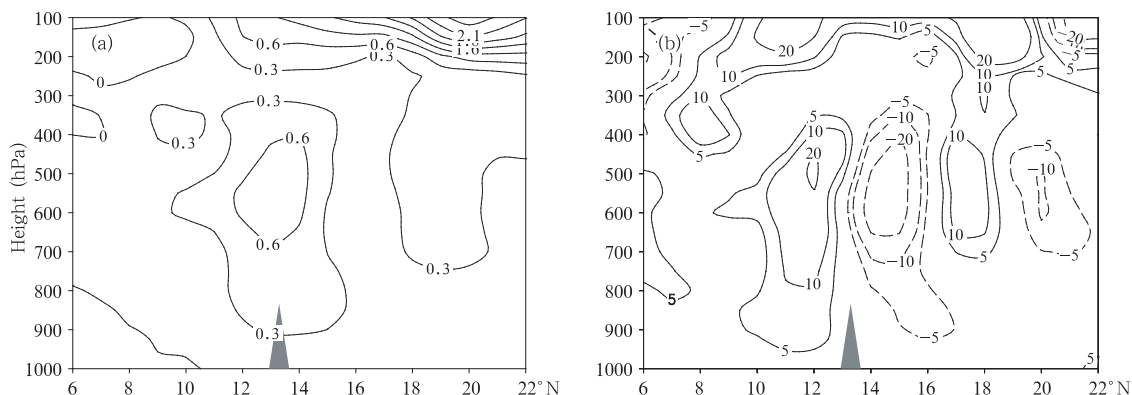


图14 28日12时900 hPa层沿116°E(a)位涡(单位:PUV)和(b)位涡经向梯度

(单位: $10^{-13} \text{ s}^{-1}/\text{m}$)(图中三角形表示MCC发生位置)

Fig. 14 Cross-sections along 116°E at 900 hPa at 12:00 UTC 28 June of (a) potential vorticity (unit: PUV); (b) meridional gradient of potential vorticity (unit: $10^{-13} \text{ s}^{-1}/\text{m}$)

(The triangle denotes the formation location of MCC)

以上分析表明正压不稳定可能是 28 日 00 时之后中尺度扰动维持或发展的一种重要的动力不稳定机制,而且最不稳定波长与 MCC 的尺度相当。

总之,季风槽的条件性对流不稳定特征和低层辐合为单体对流和带状对流的发生提供了条件;而在季风槽显著增强后,正压不稳定可能为 MCC 的发展或维持提供不稳定机制。那么小尺度对流或带状对流是怎样发生发展的? 又怎样演变成尺度更大的 MCC 扰动? 将是下面细致讨论的问题。

4 对流的中尺度组织化

如前所述,台风榴莲生成前期,季风槽中存在的正压和对流不稳定加上局地洋面上的水汽通量有利于单体、带状对流以及中尺度扰动的发展。那么小尺度对流或带状对流是怎样演变成尺度更大的中尺度系统的呢?

从连续的卫星云图上看到(图略),榴莲台风生成前期,随着南海季风槽的逐步建立,热带西风带中孟加拉湾、中南半岛及南海中南部上空积云对流不

断生消演变。到 27 日 12 时,在(7° — 10° N、 108° — 114° E),有一条西南—东北走向的弱的带状云系(图 15a),称其为云系 A,其北部是一东移衰亡的块状云系。需要说明的是,云系 A 是本地生成的,而不是周边云系的移入。3 小时后该云带发展加强并东移到 116° E(图 15b),同时其北侧(11° — 14° N、 115° — 118° E)的西南—东北带状地区有单体对流发展;27 日 18 时(图 15c),带状云系 A 东端发展东移到 117.5° E,并向北移动到 11° N,同时其北侧的单体对流群发展加强为另一带状云系,其长约 400 km,宽约 200 km,称其为云系 B,两条云系中心的经向距离约为 300 km。3 h 后(图 15d),云系 B 向东北移动约 80 km,移动速度约 8 m/s,并有所加强,同时云系 A 向东移约 160 km,向北移动约 100 km,移动速度约 16 m/s,不断加强的两条云系相遇,构成一个多边形对流云团。到 28 日 00 时(图 15e),两条云系合并而且对流明显加强,同时注意到两条带状云系的尺度相近,其长度为宽度的 2—3 倍,合并后的云团在形状上正好接近椭圆形,这样在台风榴莲

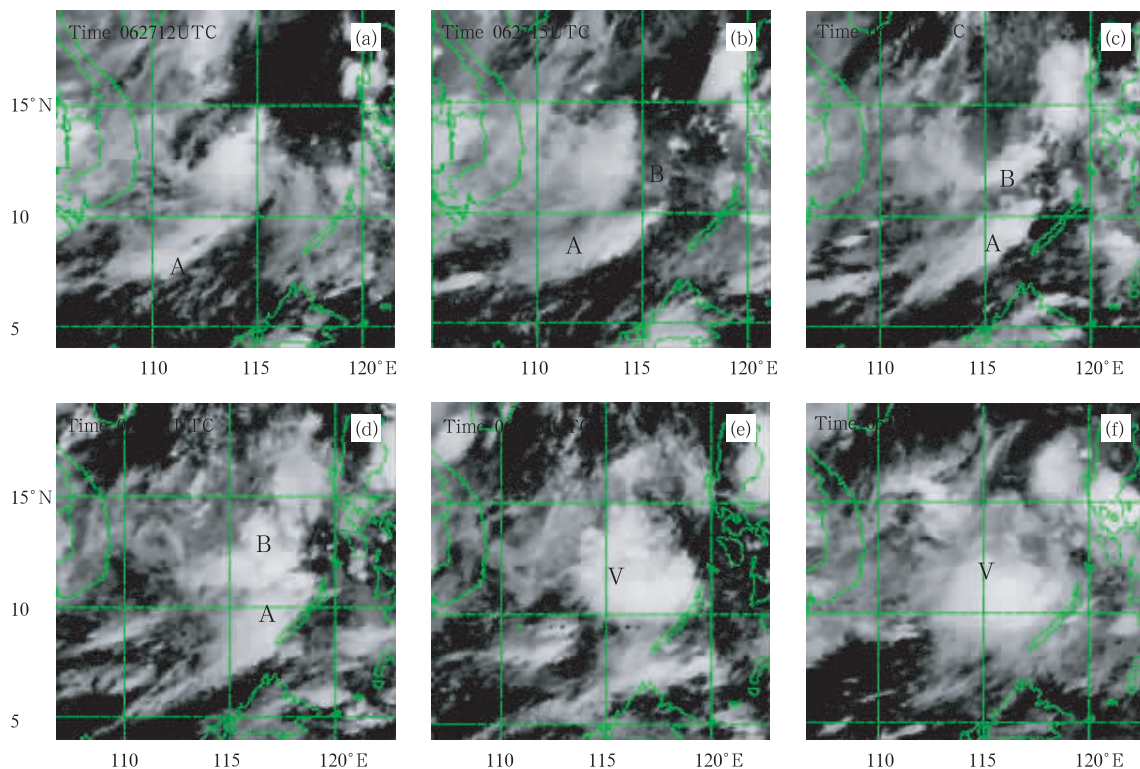


图 15 MCC 演变过程云图

(a. 27 日 12 时, b. 27 日 15 时, c. 27 日 18 时, d. 27 日 21 时, e. 28 日 00 时, f. 28 日 12 时;
字母“A”、“B”代表带状对流云系,“V”代表 MCC)

Fig. 15 GMS satellite images about the MCC formation at (a) 12:00 UTC 27 June; (b) 15:00 UTC 27 June; (c) 18:00 UTC 27 June; (d) 21:00 UTC 27 June; (e) 00:00 UTC 28 June and (f) 12:00 UTC 28 June
(Characters “A” and “B” denote convective cloud bands; Character “V” denotes MCC)

最优观测第一个天气报告的前 36 h, 在 TC 发生地点南侧附近, 以(12.5°N, 117.0°E)为中心形成了一个直径约 500 km 的强对流云团, 即 MCC。到 28 日 12 时(图 15f), MCC 边缘变得不清晰, 表明 MCC 经过旺盛发展阶段后开始进入成熟或逐渐减弱阶段, 尤其是北部边缘出现明显扰动, 数值模拟证实有中层 MCV 生成(张文龙等, 2008), 形成 TC 环流的“胚胎”。在 MCV 环流区域中有许多点状对流, 它们可被认为如 Hendricks 等(2004)所描述的涡旋热塔, 这些涡旋热塔之间通过竞争、合并等相互作用及轴对称组织化发展过程, 源源不断将对流层低层环

境场丰富的气旋性涡度向上输送, 最终在 MCV 区域发展形成 TC。

已有文献(Lee, et al, 2006; 张庆红等, 1998)对陆地上空 MCC 的特征及成因进行了研究, 得到了 MCC 发生的一些条件, 但是没能较好地解释 MCC 的椭圆形形状是怎样形成的, 对热带海洋地区与 TC 生成相关的 MCC 形成原因讨论也较少。由上面云图分析可见, 两条尺度相近带状云系的合并加强可能是 MCC 发生的关键。季风槽的主要特征之一是有大尺度的西南低空急流相伴随。由图 16a—16d 看到, 从 27 日 12 时—28 日 12 时, 季风槽南侧的

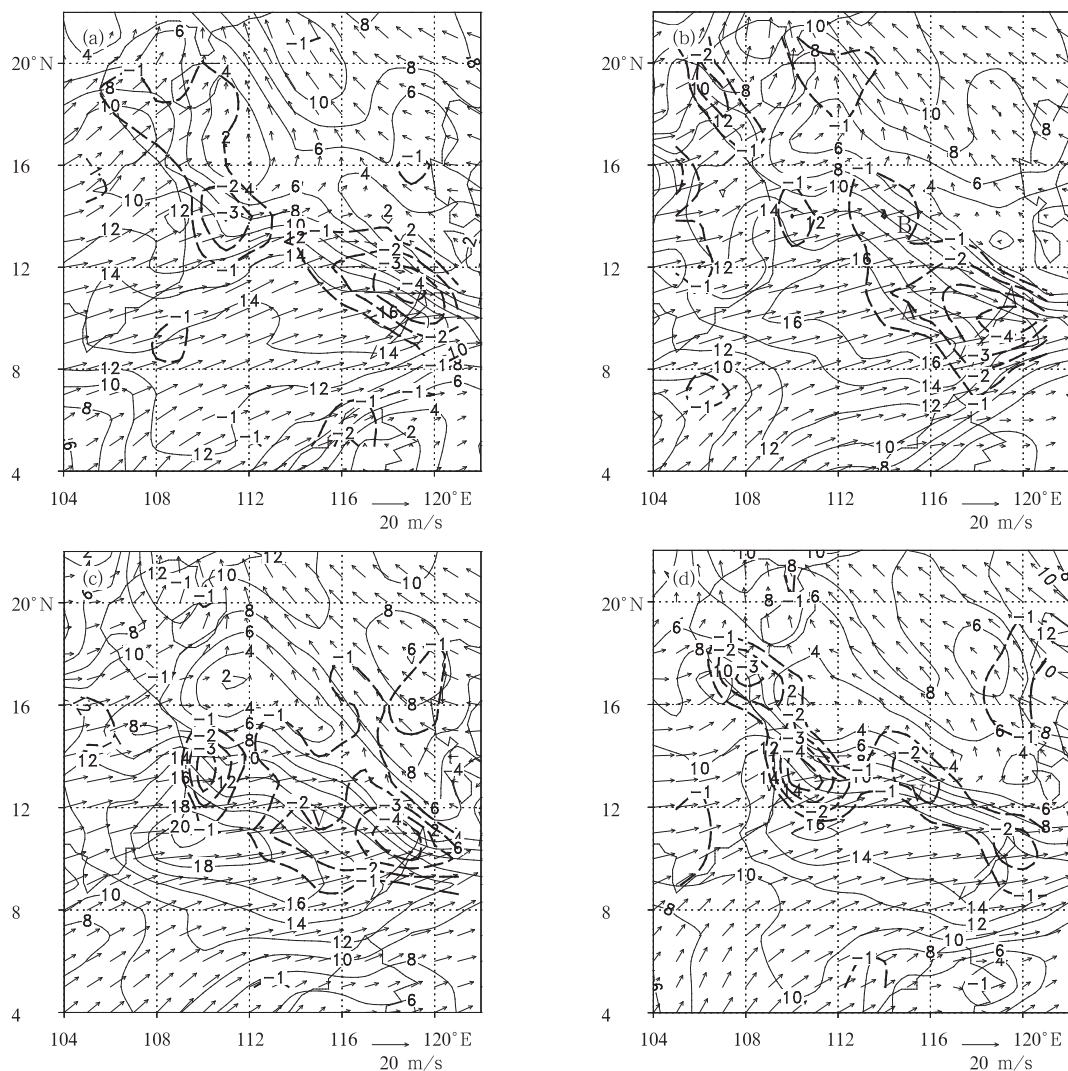


图 16 900 hPa 层散度和风

(a. 27 日 12 时, b. 27 日 18 时, c. 28 日 00 时, d. 28 日 12 时; 细实线表示等风速线(unit: m/s), 虚线表示散度(unit: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$) 字母“A”、“B”分别表示与云系 A 及云系 B 对应的辐合区, “V”代表 MCC)

Fig. 16 The divergence and wind fields at 900 hPa at (a) 12:00 UTC 27 June;

(b) 18:00 UTC 27 June; (c) 00:00 UTC 28 June and (d) 12:00 UTC 28 June

(The arrows denote wind vector. Thin lines denote isotach (unit: m/s); dashed lines denote divergence (unit: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$). Character “A” and “B” denote convective cloud bands; character V denotes MCC)

低空急流轴最大风速由 16 m/s 增大到 20 m/s, 然后又减小到 16 m/s, 这次低空急流加强活动(风涌)导致了南海中南部对流活动的增强。如前所述, 南北宽度约 600 km 的低空急流是由两支气流汇合而成, 由于两支气流分别受到更大尺度环流控制, 因而低空急流南北部分气流加速的时间可以不同步, 因而低空急流有在不同时段、不同纬度产生辐合带云系的潜在能力。由图 16a 看到, 27 日 12 时, 12 m/s 等风速线向南伸展到 5°N , 表明 105°E 的越赤道气流加强, 但辐合区不明显, 与之相应的云系 A 也比较弱; 到 27 日 18 时, 由图 16b 看到, 急流中心在 112°E 附近分别向南和向北伸展, 表明 105°E 越赤道气流和中南半岛的偏西气流都出现加强, 从散度场看, (9° — 16°N , 113° — 118°E) 的辐合区经向度较大, 在 9° — 12°N 和 12° — 15°N 形成了两个较强辐合区, 分别对应云系 A 和云系 B, 可见云系 B 的生成加强, 是由中南半岛偏西气流的增强引起的。这样在不同的时间、不同的纬度先后产生了云系 A 和云系 B, 而且两条云系的尺度大致相当。急流加强引起的低层辐合主要发生在槽线以南, 所以对流首先在槽线以南发展。

由图 16b、16c 看到, 由于季风槽南部以 12°N 为界的南北部分有明显风速差异, 产生不一致的引导气流, 使得云系 B 移动相对缓慢, 而云系 A 向东北相对快速移动, 出现两条云带追赶, 直到合并。低空急流主要活动在 950—700 hPa, 12°N 以南深厚的西风急流的速度约为 16 m/s(图略), 12°N 以北的风速约 6—8 m/s, 与通过云图分析得到的云系 A 及云系 B 的移动速度相当。由图 16c 看到, 与合并后的云团相对应的辐合区范围略大于 MCC 尺度, 位于 (9° — 16°N , 112° — 119°E), 表明两条云系合并后有一个低层辐合强度增强的过程。由图 16d 看到, 到 28 日 12 时, 与云团对应的辐合区处于槽的东端(底部), 正压不稳定可能为 MCC 的进一步发展提供了动力不稳定机制, MCC 进入成熟阶段, 同时由于槽底部引导气流的旋转性加强, MCC 移动不明显。

积云对流云系通常与较强的涡度中心相对应

(Zhang, et al, 1996)。通过沿榴莲初生地点的绝对涡度经向垂直剖面图, 可以进一步考察 MCC 发生过程中对流云带的合并加强过程。27 日 18 时(图 17a), 在 8°N 、 12°N 分别有一个涡度中心, 此时季风槽的风场切变比较零乱; 28 日 00 时(图 17b), 8°N 处的涡度增强, 同时 12°N 处的涡度中心减弱消亡, 14°N 处有涡度中心发展建立起来; 28 日 06 时(图 17c), 8°N 处的涡度中心北移到 9°N , 同时 14°N 处涡度中心南移到 13°N , 两个涡度中心呈现出合并趋势; 28 日 12 时(图 17d), 与 MCC 的形成发展相对应, 先前的两个涡度中心合并为一个涡度中心, 强度进一步加强, 此时与涡度中心对应的季风槽的风场切变显著加强; 到 29 日 12 时(图 17e), 一个从地面到对流层中高层的强烈的绝对涡度柱建立起来, 表明以 MCC 为“前兆”因子的台风初始涡旋环流已经生成, 同时在 29 日 12 时的卫星云图(图 3d)上可以清晰地看到台风涡旋云系已经形成, 此时也正是台风榴莲最优观测报告的第一个天气报告时次, 台风榴莲开始进入热带低压阶段。需要说明的是由于资料的时间和空间分辨率不足, 云图上的云系与再分析资料的散度场、涡度场的对应关系还是粗略的。

综合以上所述可以看到, 台风榴莲的生成包含了多尺度相互作用过程, 包括涡旋对流热塔、与带状对流云系伴随的涡度带的升尺度过程, 涡度带合并成长为 MCV, 以及大尺度条件对 TC 在季风槽中生成的时间和地点的控制作用等。另外将本例季风槽中的 MCC 形成过程概述如下: 首先季风槽切变线南侧存在南北宽度约 600 km 的低空急流, 低空急流是由中南半岛的偏西气流与 105°E 越赤道气流汇合而成。如图 18 所示, 第 1 阶段, 由于 105°E 越赤道气流加强, 产生辐合线云系 A; 第 2 阶段, 中南半岛的偏西气流加强, 产生辐合线云系 B, 两条云系的长度约为 200—300 km, 宽约 100—200 km; 第 3 阶段, 由于季风槽切变线南部偏西引导气流的经向分布不均匀, 导致两条云系“追赶合并”, 形成椭圆形的 MCC。其后由于槽底部引导气流的旋转性加强, MCC 稳定少动, 并逐渐成熟。

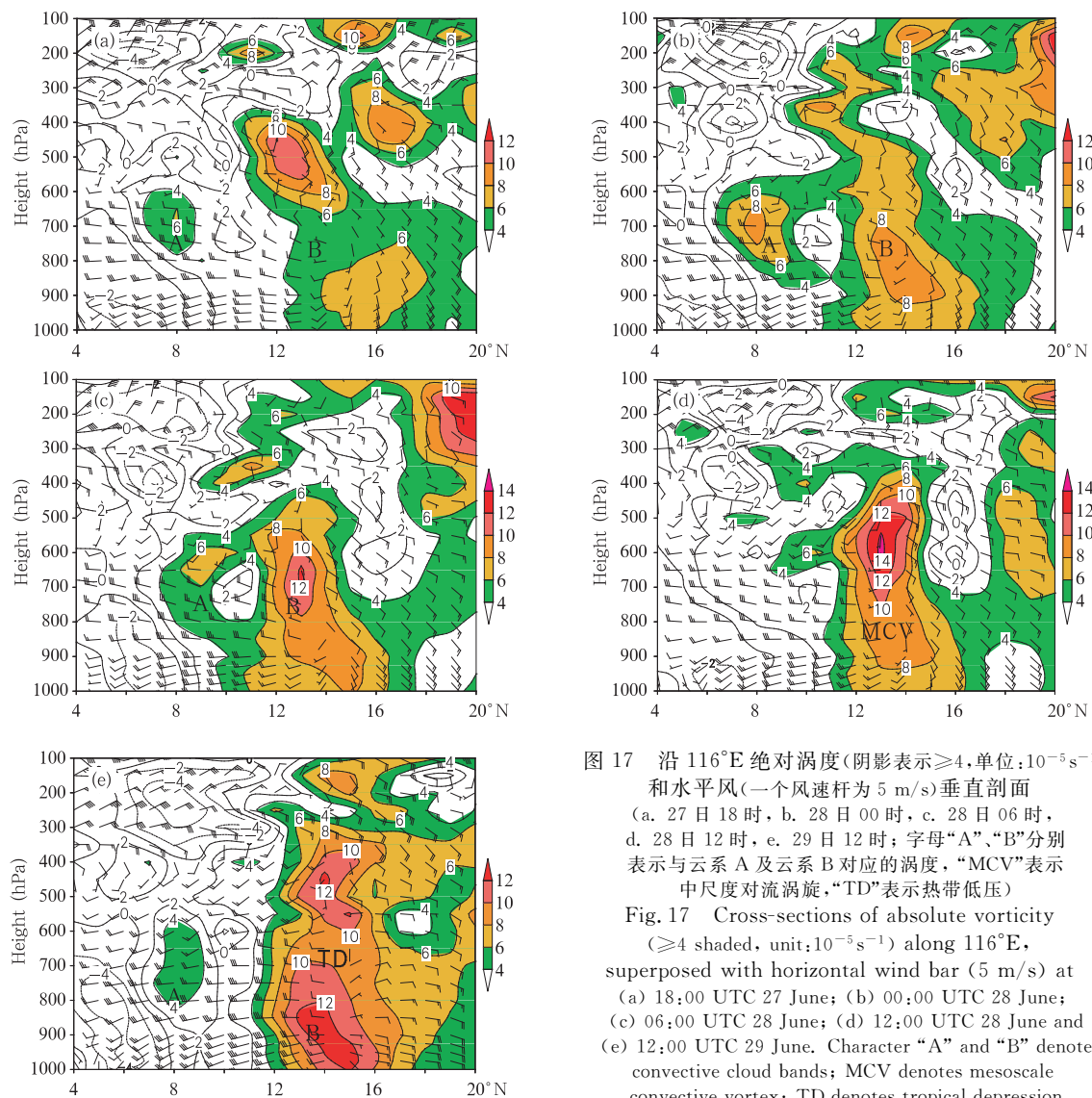


图 17 沿 116°E 绝对涡度(阴影表示 ≥ 4 ,单位: 10^{-5} s^{-1})和水平风(一个风速杆为 5 m/s)垂直剖面
(a. 27 日 18 时, b. 28 日 00 时, c. 28 日 06 时, d. 28 日 12 时, e. 29 日 12 时;字母“A”、“B”分别表示与云系 A 及云系 B 对应的涡度,“MCV”表示中尺度对流涡旋,“TD”表示热带低压)
Fig. 17 Cross-sections of absolute vorticity (≥ 4 shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) along 116°E, superposed with horizontal wind bar (5 m/s) at (a) 18:00 UTC 27 June; (b) 00:00 UTC 28 June; (c) 06:00 UTC 28 June; (d) 12:00 UTC 28 June and (e) 12:00 UTC 29 June. Character “A” and “B” denote convective cloud bands; MCV denotes mesoscale convective vortex; TD denotes tropical depression

5 结论和讨论

以往有关 TC 生成的气候统计分析或合成分析研究,得到的多是一些相对孤立的统计结果,很难考察促进 TC 形成过程中各种因子之间重要的物理内在联系和相互作用。本文选取台风榴莲作为季风槽中 TC 生成的典型个例,利用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 分析资料、TMI 海温资料和卫星云图资料,沿着大尺度条件与对流云系演变两条线索,细致分析了 TC 生成前期大尺度环境场、中尺度对流系统对热带气旋生成的作用。重点通过各种因子的时间演变分析,突显了一些因子的转折性变化特征,及其对台风生成预报的指示意义,揭示了不同因子(条件)之间随时

间演变的“协调”性以及各种因子之间的物理内在联系;特别是揭示了季风槽的正压不稳定特征,而以往文献将正压不稳定主要应用在东风波类型的 TC 生成研究中;另外,初步解释了季风槽中 MCC 作为 TC 生成“前兆”因子的多发性原因,展现了从热带扰动到 TC 生成(热带低压)的完整物理图像。主要结论如下:

(1) 台风榴莲生成前期水平风速垂直切变由强向弱转变,在 TC 发生前 18 h 减小到 10 m/s,随后在 10 m/s 以下维持少变;垂直切变主要反映了对流层高层的环流演变,南亚高压通过和垂直切变的紧密联系而对南海 TC 生成有重要影响。

(2) 在对流层中低层,季风槽的形成和加强对

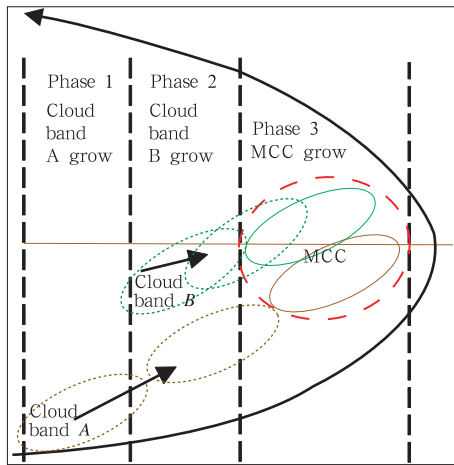


图 18 季风槽中 MCC 形成过程示意图
(棕色椭圆表示带状云系 A, 长箭头表示云系 A 的移动速度; 绿色椭圆表示带状云系 B, 短箭头表示云系 B 的移动速度; 红色椭圆表示 MCC 云系; 黑色曲线表示季风槽; 棕色直线表示季风槽槽线)
Fig. 18 A schematic diagram showing the formation of MCC in the monsoon trough
(The brown ellipse denotes the cloud band A with the long arrow implying its fast movement. The green ellipse denotes the cloud band B with the short arrow implying its slow movement. The red ellipse denotes the MCC. The black curve denotes the monsoon trough. The brown line denotes the shear line of the monsoon trough)

TC 的生成有重要作用, 由于热带温暖洋面作用, 季风槽首先表现出有利于单体对流和带状对流发生发展的条件性对流不稳定特征, 随着季风槽的加强, 季风槽进一步表现出有利于中尺度扰动发生发展的正压不稳定特征。

(3) 季风槽切变线南侧的低空急流活动造成切变线南侧先有带状对流发生; 与季风槽相伴的低空急流的经向分布宽广, 其南侧与 105°E 越赤道气流相联系, 北侧部分与中南半岛偏西气流(其源头是索马里低空急流)相联系, 因此急流活动加强有经向差异, 能够在不同时间、不同纬度通过边界层高 θ_e 空气辐合抬升产生带状对流云系; 季风槽切变线南侧的风速分布经向差异导致了两条带状云系的追赶现象, 逐步在季风槽底部槽线附近合并增强为 MCC, 进而导致中尺度涡旋(MCV)的产生并最终发展成为 TC。

(4) 台风榴莲的生成包含了多尺度相互作用过程, 包括涡旋对流热塔、与带状对流云系伴随的涡度

带的升尺度过程, 涡度带合并成长为 MCV, 以及大尺度条件对 TC 在季风槽中生成的时间和地点的控制作用等。MCC 的发生是季风槽组织化作用的结果, 以季风槽作为低层大尺度扰动的西太平洋 TC 生成类型中, MCC 作为前兆因子容易发生有其必然性。

(5) 分析结果还表明, 为深对流供应丰富对流有效位能的主要是来自台风发生区域本地的南海暖洋面的地面热通量, 南海暖洋面对 TC 生成有重要贡献。

MCC 被视为台风生成的“前兆”因子, 与其伴随的中层 MCV 在 TC 生成中也有重要作用, 并被认为是热带地区 TC 生成的“胚胎”。本文主要借助了 NCEP 资料进行了相关分析, 因此由于资料分辨率的限制, 不能具体讨论对流层中层 MCV、涡旋热塔对台风榴莲生成的贡献, 后续工作里我们将通过高分辨率的数值模拟, 来继续深入研究这些问题。

References

- Bister M, Emanuel K A. 1997. The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Mon Wea Rev*, 125: 2662-2682
- Briegel L M, Frank W M. 1997. Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the Western North Pacific. *Mon Wea Rev*, 125: 1397-1413
- Chen Lianshou, Ding Yihui. 1979. The Conspectus of Western Pacific Typhoon (in Chinese). Beijing: Science Press, 109pp
- Davis, C A, Bosart L F. 2001. Numerical simulations of the genesis of hurricane Diana (1984). Part I: Control simulation. *Mon Wea Rev*, 129: 1859-1881
- Frank W M, Ritchie E A. 2001. Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Mon Wea Rev*, 129: 2249-2269
- Graham N E, Barnett T P. 1987. Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, 238: 657-659
- Gray W M. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon Wea Rev*, 96: 669-700
- Harr P A, Elsberry R L, Chan J C L. 1996a. Transformation of a large monsoon depression to a tropical storm during TCM-93. *Mon Wea Rev*, 124: 2625-2643
- Harr P A, Kalafsky M S, Elsberry R L. 1996b. Environmental conditions prior to formation of a midget tropical cyclone during TCM-93. *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 Atmos Sci*, 61:1209-1232
- Holland G J. 1995. Scale interaction in the western Pacific monsoon. *Meteor Atmos Phys*, 56: 57-79
- Kevin K C C. 2004. Large-scale environmental parameters associated with tropical cyclone formation in the Western North Pacific. *J Clim*, 17: 466-484
- Lee C S, Lin Y L, Cheung K K W. 2006. Tropical cyclone formations in the South China Sea associated with the Mei-Yu front. *Mon Wea Rev*, 134: 2670-2687
- Li Xianzhi. 1956. The integrated theory for formation of typhoon. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 27(2): 87-100
- Lighthill J. 1998. Fluid mechanics of tropical cyclones. *Theoret Comput Fluid Dynamics*, 10:3-21
- Lipps F B. 1970. Barotropic stability and tropical disturbances. *Mon Wea Rev*, 98: 122-131
- Love G. 1985. Cross-equatorial influence of winter hemisphere subtropical cold surges. *Mon Wea Rev*, 113: 1487-1498
- Lü Meizhong, Peng Yongqing. 1990. *Dynamic Meteorology (in Chinese)*. Beijing: China Meteorological Press. 390pp
- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes. *Bull Amer Meteor Soc*, 61(11):1374-1387
- McBride J L, Zehr R. 1981. Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of nondeveloping versus developing systems. *J Atmos Sci*, 38: 1132-1151
- Molinari J, Knight D, Dickinson M, et al. 1997. Potential vorticity, easterly waves, and tropical cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 125: 2699-2708
- Molinari J, Vollaro D, Skubis S, et al. 2000. Origins and mechanisms of eastern Pacific tropical cyclogenesis: A case study. *Mon Wea Rev*, 128: 125-139
- Ramage C S. 1974. Monsoonal influences on the annual variation of tropical cyclone development over the Indian and Pacific Oceans. *Mon Wea Rev*, 102: 745-753
- Ritchie E A, Holland G J. 1999. Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western pacific. *Mon Wea Rev*, 127: 2027-2043
- Rotunno R, Emanuel K A. 1987. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J Atmos Sci*, 44: 542-561
- Sun Ying, Ding Yihui. 2002. Anomalous activity of tropical cyclone over Western North Pacific and the related large-scale circulation features during 1998 and 1999. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 60(5):527-537
- Tuleya R E, Kurihara Y. 1984. A numerical study on the effects of environmental flow on tropical storm genesis. *Mon Wea Rev*, 109:2487-2506
- Wang Hui, Ding Yihui, He Jinhai. 2006. Influence of Western North Pacific summer monsoon changes on typhoon genesis. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 64(3):345-355
- Xie Yibing, Huang Yinliang. 1964. A preliminary theoretical study about the instability of the waves along the intertropical convergence zone. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 34(2):198-210
- Xu Yamei, Wu Rongsheng. 2003. The effects of cold surges from southern hemisphere on tropical cyclone formation. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 61(5):540-547
- Xu Yamei, Wu Rongsheng. 2005. The numerical simulation of tropical cyclone Bilis (2000): The evolution and transformation of asymmetric momentum. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 29(1): 79-90
- Zehr R M. 1992. Tropical cyclogenesis in the western north Pacific. 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. *Mon Wea Rev*, 124: 2206-2225
- Zhang Qinrong, Liu Yan, Zhang Yulin. 1998. A diagnostic analysis of mesoscale convective complex. *Progress Natural Sci (in Chinese)*, 8(2):213-219
- 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. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 32(5): 1197-1209
- Zhang Yanxia, Qian Yongfu, Wang Qianqian. 2004. The interannual and interdecadal variations of tropical cyclones in the north-west Pacific and its relationship with the South Asia High. *J Appl Meteor Sci (in Chinese)*, 15(1):74-80

附中文参考文献

- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 北京, 科学出版社, 109pp
- 李宪之. 1956. 台风生成的综合学说. *气象学报*, 27(2): 87-100
- 吕美仲, 彭永清. 1990. *动力气象学教程*. 北京: 气象出版社, 390pp
- 孙颖, 丁一汇. 2002. 1998 和 1999 年西北太平洋热带气旋的异常特征及其大尺度条件. *气象学报*, 60(5):527-537
- 王慧, 丁一汇, 何金海. 2006. 西北太平洋夏季风的变化对台风生成的影响. *气象学报*, 64(3):345-355
- 谢义炳, 黄寅亮. 1964. 赤道辐合带上扰动不稳定性的简单理论分析. *气象学报*, 34(2): 198-210
- 徐亚梅, 伍荣生. 2003. 南半球冷空气入侵与热带气旋的形成. *气象学报*, 61(5):540-547
- 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. *大气科学*, 29(1):79-90
- 张庆红, 刘彦, 张玉玲. 1998. 中尺度对流复合体的诊断分析. *自然科学进展*, 8(2):213-219
- 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. *大气科学*, 32(5): 1197-1209
- 张燕霞, 钱永甫, 王谦谦. 2004. 西北太平洋热带气旋的年际和年代际变化及其与南亚高压的关系. *应用气象学报*, 15(1):74-80