

张清华,吴建成,刘蕾,等. 热带风暴莲花外围特大暴雨的成因分析[J]. 气象,2012,38(5):543-551.

热带风暴莲花外围特大暴雨的成因分析^{* 1}

张清华¹ 吴建成² 刘 蕾³ 黄 彬¹

1 广东省梅州市气象局,514021
2 福建省漳州市气象局,363000
3 广东省梅县气象局,514700

提 要: 利用 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的 NCEP 再分析资料计算螺旋度、湿位涡及各种基本物理量,并结合多普勒雷达资料,对 0903 号热带风暴莲花外围环流在粤东引发特大暴雨过程进行追踪和诊断分析,探讨此次特大暴雨天气发生、发展的热力学和动力学机制以及雷达回波特征。分析结果表明:台风低槽外围的西南急流为特大暴雨提供了充沛的水汽条件和热力条件;暴雨区上空中层 $\partial\theta_{se}/\partial p>0$,存在明显的等 θ_{se} 陡立面,同时该区上空低层 MPV 为高负值区,两者结合可见特大暴雨区上空存在强对流性不稳定层结;而低空强辐合、高空强辐散的高低空形势配置、中尺度次级环流以及强烈的旋转上升运动为此次特大暴雨提供了重要的动力机制。分析还表明:高 θ_{se} 舌和 MPV 低舌出现叠加的区域和时间与特大暴雨落区和发生时段有很好的 consistency;垂直螺旋度中低层正值中心和高层负值中心与特大暴雨中心区域对应较好;强降水最易发生在旋转上升运动迅速加强发展的时段里;天气雷达在暴雨预报中的运用,有利地追踪了暴雨系统的演变过程,回波特征显示此次特大暴雨是由高降水率配合较长降水持续时间产生。

关键词: 热带风暴, 特大暴雨, 成因分析, 湿位涡, 螺旋度, 雷达回波

Analysis of Tropical Storm (0903) Linfa Torrential Rain

ZHANG Qinhu¹ WU Jiancheng² LIU Lei³ HUANG Bing¹

1 Meizhou Meteorological Observatory of Guangdong, Meizhou 514021
2 Zhangzhou Meteorological Observatory of Fujian, Zhangzhou 363000
3 Meixian Meteorological Observatory of Guangdong, Meixian 514700

Abstract: Based on the high resolution NCEP reanalysis data the helicity, moist potential vorticity (MPV) and some other essential physical quantities were computed, and then combined with Doppler Radar products, the associated thermodynamic and dynamic mechanisms for the occurrence and evolution of an extremely heavy rain in eastern Guangdong caused by the tropical storm (0903) Linfa were analyzed. The results suggested that the southwesterly jet in the periphery of typhoon trough provided abundant moisture and thermodynamic conditions. At mid-low levels over the rainfall region, the equivalent potential temperature (θ_{se}) surfaces were steep and decreased with increasing altitudes, i. e. $\partial\theta_{se}/\partial p>0$. Meanwhile at low levels over the same area, the MPV was remarkably high negative. These two conditions indicated a strong convectional instability. Strong convergence at low levels and divergence at high levels, mesoscale circulation and intense rotational ascending motion provided the dynamic conditions. It was also shown that the location and time of high θ_{se} tongue and low MPV tongue overlapped agreed with those of the heavy rain, and the positive center at mid-low levels and negative center at high levels of the vertical helicity were coincided with the rainfall center. Additionally, heavy precipitation tended to take place during the period when the rotational ascending motion rapidly intensified; and the echo characteristics also showed that the

^{*} 2011 年 3 月 1 日收稿; 2012 年 1 月 24 日收修定稿
第一作者: 张清华,主要从事中短期天气预报工作. Email: smqh_mine@163.com

extremely heavy rain is produced by the high precipitation rate with long duration of precipitation.

Key words: tropical storm, torrential rain, causative analysis, vorticity, helicity, radar echo

引 言

0903 号热带风暴莲花于 2009 年 6 月 18 日 14 时在南海北部海面生成后,沿偏北方向移动,移动过程中曾一度加强为强热带风暴,其于 21 日 20:30 左右在福建晋江登陆,登陆时中心气压 985 hPa,中心最大风力 9 级,7 级大风风圈半径为 260 km。“莲花”登陆后一直沿东北偏北方向移动,强度逐渐减弱,其在福建沿海前进了 12 小时之后,在粤东多地引发强降水,其中梅州市平远县县城 8 小时内录到了 413.2 mm 的雨量大,突破历史极值。

特大暴雨发生时,位于粤东北的平远县距离“莲花”中心 260 km 以外,即处于“莲花”的 7 级风圈外围,属台风的远距离降水,预报技术难度大,容易被忽视而漏报。目前国内关于台风远距离降水的研究已有不少,在以往的研究中,台风远距离降水往往指在南方登陆的台风会给华北乃至东北带来的特大暴雨,其特大暴雨的发生多数情况是由南向北伸展的台风倒槽、中高纬西风槽,以及北方冷空气等多系统相互作用的结果^[1-8],本文讨论的特大暴雨是台风在福建登陆后往北走的过程中,给南部广东带来的远距离降水,由于台风登陆多时,且距离较远,此类强降水预报员往往难于把握,因此面对此类难遇的个例,有必要探讨其发生、发展的热力学和动力学机制,本文利用 NCEP 1°×1°的再分析资料和雷达资料,分析了此次特大暴雨过程的水汽条件、层结不稳定条件、动力条件及雷达回波特征^[9-15],以探究热带风暴外围引发特大暴雨的主要原因,有利于今后拓宽台风远距离降水的预报思路。

1 降水概况

热带风暴莲花于 2009 年 6 月 21 日夜晚在福建晋江登陆,登陆前梅州各县普遍只有小雨或中雨量级降水。由“莲花”外围引发的特大暴雨始于 22 日 06 时,而 22 日 08 时“莲花”沿福建沿海北上已经到达(25.9°N、119.4°E)位置,梅州市各县普遍距离其中心有 300 多 km(图 1)处。

结合梅州市各县降水实况(图 2)和平远县降水逐时变化(图 3)可知,此次特大降水具有局地性、高



图 1 “莲花”路径图

Fig. 1 The track map of typhoon Linfa

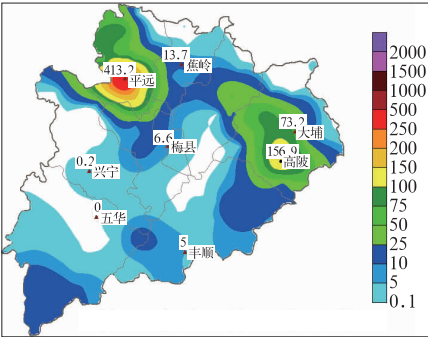


图 2 梅州市 2009 年 6 月 22 日 06—15 时降水实况

Fig. 2 The spatial distribution of precipitation in Meizhou during 06:00—15:00 BT 22 June 2009

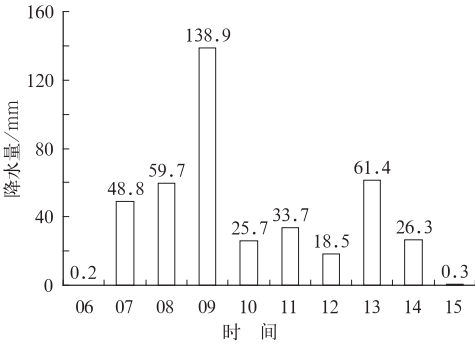


图 3 平远县 2009 年 6 月 22 日 06—15 时逐时降水

Fig. 3 Hourly rainfall time series at Pingyuan Station during 06:00—15:00 BT 22 July 2009

注:平远县日降水量极值:194.2 mm (1961年8月26日)
梅州市日降水量极值:302.2 mm (1986年7月12日,丰顺县)
梅州市小时雨量极值:85.2 mm (1978年7月21日21时)

强度和超历史特点。由图 2 看到,“莲花”外围在梅州市东北部形成了一条西北—东南向的雨带,雨带有两个大值中心,分别是平远县县城 413.2 mm 和大埔县高陂镇 156.9 mm,强降水主要集中在两个中心附近,而梅州市的北部边缘、中部及南部地区降水稀少,特别是梅州西南部几乎没有降水,可见,这次特大暴雨过程所涉及的范围较小,具有明显的局地性特点。

雨带最大值中心平远县城 8 小时录得 413.2 mm 的雨,结合图 3 可知,其每小时的雨强都很大,其中超过 $30\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的有 5 个小时,降水高强度特点十分显著。平远县站特大暴雨将平远气象局 1960 年建站以来的日雨量最大纪录 194.2 mm (1961 年 8 月 26 日)翻了 1 倍有余,超 50 年一遇,同时也打破了梅州市日雨量最大纪录 302.2 mm (1986 年 7 月 12 日出现在丰顺县),其中小时最大雨量 138.9 mm 也将历史小时雨量最大值 85.2 mm (1978 年 7 月 21 日 21 时)的纪录打破。集中强降雨造成 7 万多人受灾,平远县大柘、石正和大埔县桃源、光德等镇山洪暴发,城乡积涝严重,多处发生山体滑坡(崩塌),水利、交通等设施受损严重,平远县城 90%受浸,房屋大部分受淹,灾害造成直接经济

损失达 6.55 亿元。

2 水汽条件分析

“莲花”在福建晋江登陆后,位于其第三象限的台风低槽发展,往南伸至粤东闽西南沿海,低层的西南气流随着加强,2009 年 6 月 22 日 02 时粤东海面、闽南海面沿台湾海峡形成强劲的西南低空急流,急流中心最大风速 $>22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图略)。至 22 日 08 时,随着“莲花”的继续偏北行,低空急流加强并北抬, $\geq 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风速区包围了整个粤东地区(图 4a),为其产生特大暴雨的可能准备了充沛的水汽。分析 850 hPa 的水汽通量及其散度场发现,对应低空急流带,22 日 08 时粤东海面、闽南海面沿台湾海峡同样存在一条西南—东北向的较强的水汽通道,且此通道有条明显的高舌伸入粤东(图 4b),使得大量的水汽可以源源不断地输送到这一地区;同时,在保证充足的水汽源的情况下,由粤东闽西南地区出发至台湾地区,低层有较强的水汽辐合带存在,此辐合带呈西北—东南向,有两个大值中心,一个位于台湾地区,而另外一个就位于粤东闽西南地区(图 4c),与此次个例中的特大暴雨区有很好的对应。

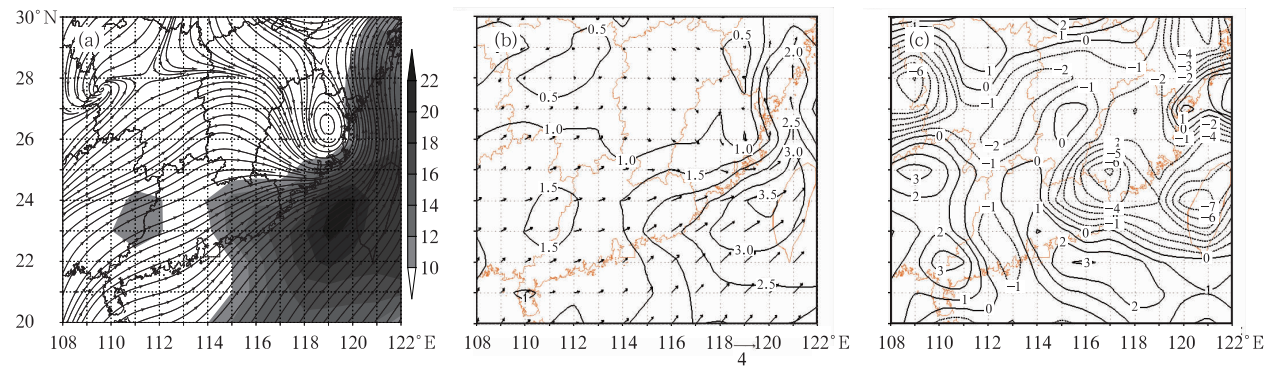


图 4 2009 年 6 月 22 日 08:00 时 850 hPa(a)流场和全风速场(阴影区为 $\geq 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 风速区),
(b) 水汽通量(单位: $\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$), (c) 水汽通量散度(单位: $10^{-6}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$)

Fig. 4 The 850 hPa wind field (a) (areas of wind speed greater than and equal to $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ are shaded),
moisture flux (b) (unit: $\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$), and its divergence (unit: $10^{-6}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$)
at 08:00 BT 22 June 2009

分析表明,热带风暴在福建登陆后,在其减弱变性的过程中,容易在第三象限形成台风低槽,低槽外围强劲的西南急流从南海携带丰沛的水汽东北上,从而在粤东海面、闽南海面沿台湾海峡区域开辟出一条西南—东北向的水汽输送通道,大量的水汽沿此通道北上,并在粤东、闽西南上空不断辐合抬升,

当辐合达到一定强度时,便有可能产生强降水。

3 湿位涡和 θ_{se} 分布特征分析

湿位涡是湿空气的位势涡度的简称,忽略 ω 的水平变化,在 p 坐标下的湿位涡(MPV)表达式为:

$$MPV \approx -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right)$$

(1)

式中, ζ 为垂直涡度, f 为地转参数, 考虑是湿空气, 因此用假相当位温 θ_{se} 代替 θ_e [16]。定义:

$$MPV1 = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \text{ 为湿正压项}$$

$$MPV2 = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right) \text{ 为湿斜压项}$$

在绝热无摩擦的饱和大气中湿位涡守恒[17], 即 $MPV = MPV1 + MPV2 = \text{常数}$ 。在湿位涡守恒的制约下, 唯有等 θ_{se} 面的倾斜能够导致垂直涡度的显著发展, θ_{se} 面越陡立, 气旋性涡度增长就越激烈, 将这种涡度增长称为倾斜性涡度发展[17]。图 5a 为特大暴雨发生时段 θ_{se} 沿 116°E 的经向剖面图。由图 5 可以看到, 对应特大暴雨发生时段, 暴雨区上空对流

层中低层的 $\partial \theta_{se} / \partial p > 0$, 即这里的层结是对流性不稳定的(上干冷下暖湿), 且在(24°~25°N)之间可以看到 θ_{se} 等值面的垂直倾斜度急剧增大, 根据倾斜性涡度发展理论[17], 在 p 坐标中, θ_{se} 等值面的坡度加大时, 即当 θ 密集陡剖面出现时, 容易使陡剖面附近暖湿气流倾斜上升, 导致气旋性涡度激烈发展, 有利于对流性暴雨发生[18-19]。

强对流天气分析预报的着眼点在于低层的湿位涡分析和倾斜涡度的发展判据[16], 图 5b 和 5c 为 6 月 22 日 08 时 850 hPa 上的湿位涡正压项和斜压项的分布情况, 由图可知, 在暴雨时段, 平远上空 $MPV1 < 0, MPV2 > 0$, 由此说明低层 MPV 的高负值区(图 6), 对应强对流不稳定区域, 易被激发对流。图 6 为 850 hPa 上的假相当位温和湿位涡分布图。由图可见, 在特大暴雨发生前 5 个小时, 粤东就

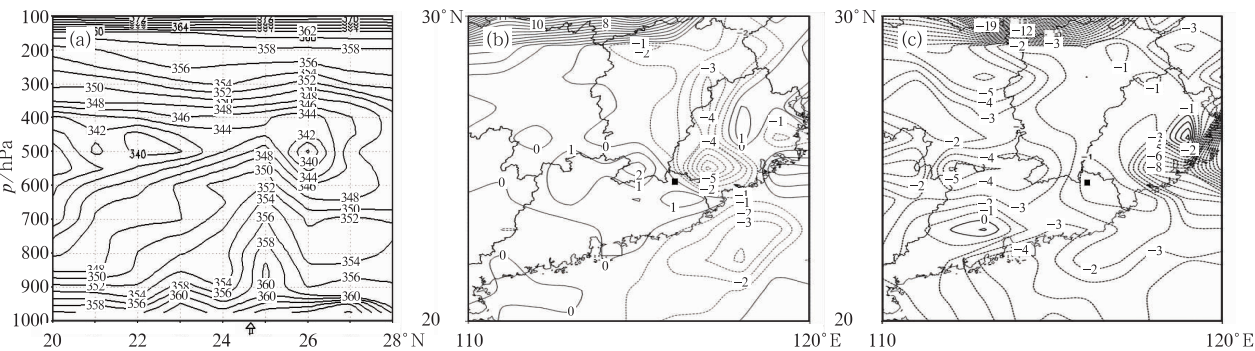


图 5 2009 年 6 月 22 日 08:00 (a) 假相当位温沿 116°E 经向剖面, (b) 850 hPa 的 MPV1 湿位涡分布, (c) 850 hPa 的 MPV2 湿位涡分布
(单位: θ_{se} 为 K; 湿位涡为 PVU; 图中黑方框处为平远县城)

Fig. 5 Latitude-pressure cross section of equivalent potential temperature (θ_{se} ; unit: K) along 116°E (a); and the spatial distributions of 850 hPa MPV1 (b) and 850 hPa MPV2 (c) (unit: PVU; black square stands for Pingyuan) at 08:00 BT 22 June 2009

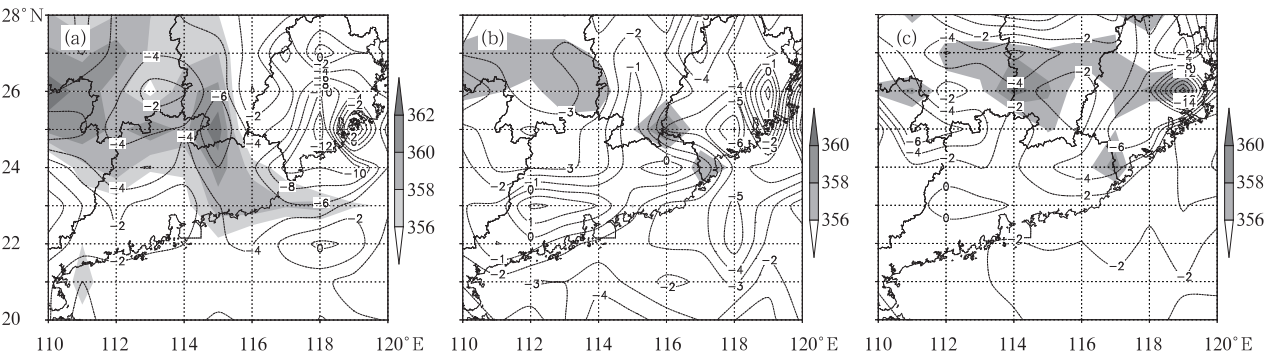


图 6 2009 年 6 月 22 日 850 hPa 假相当位温与湿位涡的分布图

(a) 02:00, (b) 08:00, (c) 14:00 (阴影区为 $\theta_{se} \geq 355$ K 区域, 虚线为等 MPV 线; 单位: θ_{se} 为 K; 湿位涡为 PVU)

Fig. 6 Spatial distributions of θ_{se} (areas of $\theta_{se} \geq 355$ K are shaded; unit: K) and moisture potential vorticity (MPV, dashed lines, unit: PVU) at (a) 02:00 BT, (b) 08:00 BT, and (c) 14:00 BT 22 June 2009

已经是 MPV 的负值区域,只是此时暖湿气流还没完全输送进来,高 θ_{se} 区域没有覆盖到粤东北地区(图 6a);至 22 日 08 时,暴雨区上空为 $\geq 355\text{ K}$ 的高 θ_{se} 舌,而 MPV 在热带风暴莲花中心附近也形成一个闭合的负值中心,此闭合的高负值区域有条明显的低舌($\geq -2\text{ PVU}$)伸入粤东,高 θ_{se} 舌和 MPV 低舌叠加的位置与特大暴雨的落区基本一致(图 6b),而接下来的 1 个小时里,是平远县城雨强最大的时段,时雨量达 138.9 mm (图 3)。可见,在特大暴雨发生时段,暴雨区上空的低层既是 θ_{se} 的高值区,又是 MPV 的高负值区域,是强对流不稳定的区域,当有合适的触发机制时,强对流天气极易在这样的区域中发生。

4 动力条件分析

4.1 辐合、辐散场特征

图 7 为高、低空散度场和垂直速度随高度和时间变化图。分析 850 和 300 hPa 散度场可以发现,2009 年 6 月 22 日 08 时,即平远最大小时雨量开始的时间,低层 850 hPa 在粤东有个较强辐合中心,中心值达 $-3.5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,而对应的高层 300 hPa 粤东是个强辐散中心,中心位置位于平远上空,中心值达 $5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。低层强辐合、高层强辐散的有利配置为暴雨提供了重要的动力机制(图 7a 和 7b)。结

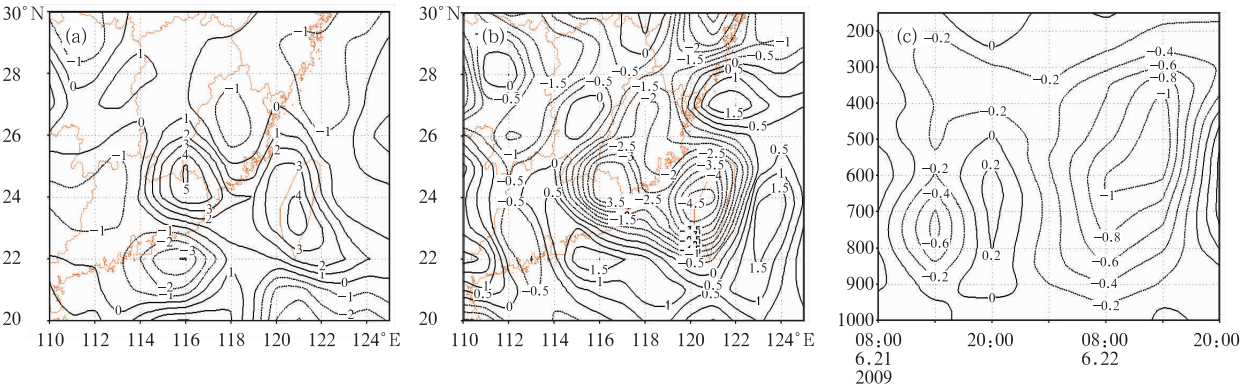


图 7 2009 年 6 月 22 日 08 时(a)300 hPa 散度, (b)850 hPa 散度, (c)平远县城垂直速度时间-高度剖面
(散度单位 10^{-5} s^{-1} ;垂直速度单位 $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 7 The 300 hPa (a) and 850 hPa (b) wind divergences (unit: 10^{-5} s^{-1}) at 08:00 BT 22 June 2009, and the time-pressure cross section of vertical velocity (c) (unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) at Pingyuan Station

合分析垂直速度场,对应强降水发生时段,平远县城从地面至 200 hPa 均为上升气流,上升运动深厚发展,强上升中心位于对流层中层 600~400 hPa 处,达 $-1.0\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 7c)。

4.2 垂直环流结构

图 8 是垂直速度和垂直流场沿特大暴雨中心(116°E)的经向剖面。由图 8a 可见,22 日 08 时在对流层中低层存在明显的气旋性垂直环流,此垂直升流水平尺度约 300~400 km,属于典型的中尺度次级环流。23°~26°N 之间为一上升气流,上升运动非常强盛,最强上升中心出现在对流层中部 600 hPa 附近,为 $-1.2\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,上升气流的强轴线在 24°~25°N 之间,暴雨区上空正好位于此上升气流强轴线范围,上升运动剧烈。21°~22°N 之间为下沉气

流支,最大速度在 700 hPa 附近,为 $0.2\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。次级环流提供了持续强劲的上升气流,有利于中尺度对流天气的维持,导致暴雨发生。

22 日 14 时,随着强降水的发生及其产生的正反馈作用,暴雨区上空的上升运动进一步加强,最大上升速度达 $-1.6\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,且下沉气流也随着加强,为 $0.4\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,中尺度气旋性垂直环流维持并加强,同时在 28°~29°N 之间出现了一个比较弱的反气旋性垂直环流(图 8b),这两支垂直环流对于暴雨区的低空入流和高空流出具有非常重要的作用,结合降水实况来看,此时平远县城的降水出现第二次高峰,13—14 时录到小时降水量达 61.4 mm (图 3);至 22 日 20 时次级环流圈减弱消失,暴雨区上空 400 hPa 以下已转为下沉气流控制(图 8c),此时各地虽仍有不同程度的降水,但量级都不大,特大

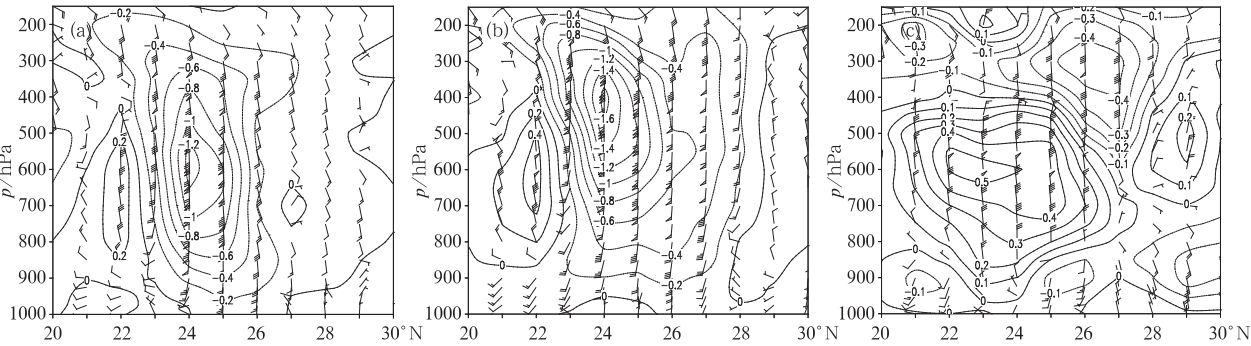


图 8 2009 年 6 月 22 日垂直速度和垂直场沿 116°E 的经向剖面(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a) 08:00, (b) 14:00, (c) 20:00

Fig. 8 Latitude-pressure cross sections of vertical velocity (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and $\omega-u$ wind
at (a) 08:00 BT; (b) 14:00 BT; and (c) 20:00 BT 22 June 2009

暴雨降水过程基本结束。

以上分析可见,此次特大暴雨中心出现在上升运动强轴线附近[平远县城地理位置为(24.5°N、115.9°E)],其南北两侧的动力补偿性下沉气流,与上升气柱在垂直结构上形成的中尺度次级环流圈,特别是南侧的气旋性垂直环流为此次特大暴雨系统的发展和维持提供了必需的动力条件。

4.3 垂直螺旋度分析

在 p 坐标中,垂直方向上的螺旋度为:

$$H_p = -\omega \int \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = -\zeta \omega \quad (2)$$

垂直螺旋度是涡度 ζ 和垂直速度 ω 的积,它能反映大气在垂直方向上的旋转上升和运动特征。根据公式(2),由于暴雨区上空有深厚上升运动($\omega < 0$),若有正涡度($\zeta > 0$),则对应 H_p 为正;若 $\zeta < 0$,

则对应 H_p 为负。为了突出暴雨区垂直螺旋度的这一分布特点,计算时规定,若有 $\omega > 0$,则 $H_p = 0$,即只计算有上升运动时的垂直螺旋度^[1]。

图 9 和 10 为特大暴雨发生时段高、低层垂直螺旋度分布及其随高度和时间变化图。由图 9c 可知,对应特大暴雨发生时段(22 日 06:00—15:00),暴雨区上空的垂直螺旋度值由低层往高层依次出现一个正、负中心。再具体分析各层的垂直螺旋度分布发现,22 日 08 时 850 hPa 层上,除了对应“莲花”中心有个强正 H_p 大值中心出现外,在暴雨区上空也存在一明显的闭合中心,中心值达 $10 \times 10^{-8} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$ (图 9a)。同时,在 500 hPa 层上相应低层的两个正值中心位置为两个垂直螺旋度负值中心(图 9b),可见,22 日 08 时对应特大暴雨中心区上空,上升气流在对流层低层旋转辐合,至对流层中层旋转辐散。

至 22 日 14 时暴雨区上空的旋转上升运动明显

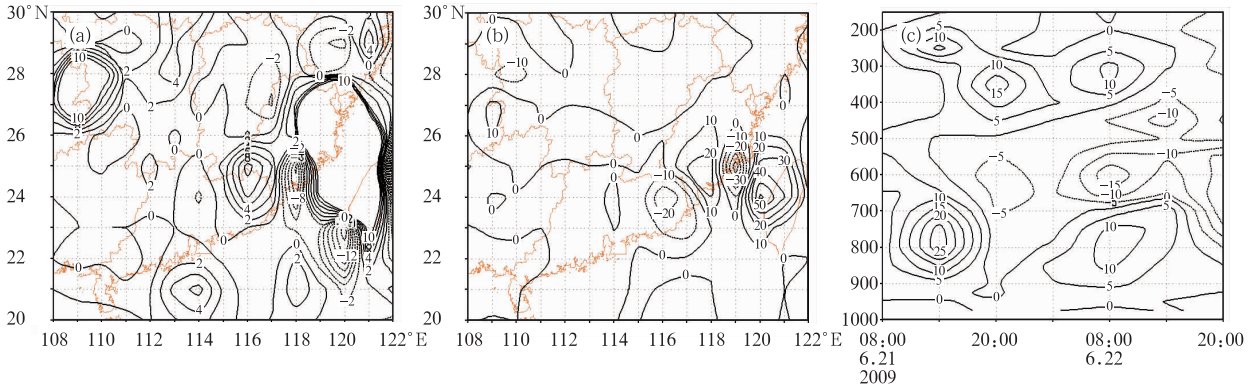


图 9 2009 年 6 月 22 日 08:00 时(a)850 hPa 垂直螺旋度, (b) 500 hPa 垂直螺旋度,和
(c)平远县城垂直螺旋度高度-时间变化图 (单位: $10^{-8} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$)

Fig. 9 The 850 hPa (a) and 500 hPa (b) vertical helicity at 08:00 BT 22 June 2009, and
the time-pressure cross section of vertical helicity (c) (unit: $10^{-8} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$) at Pingyuan Station

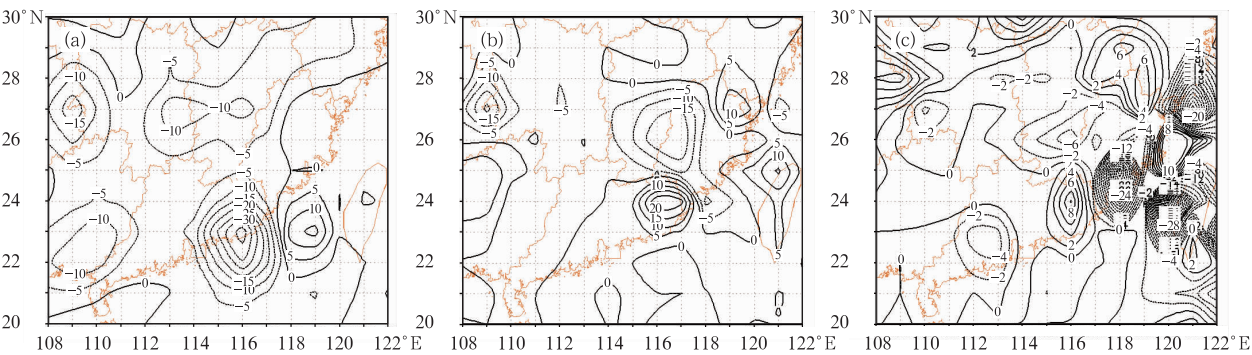


图 10 2009 年 6 月 22 日 14:00 垂直螺旋度

(a) 200 hPa, (b) 500 hPa, (c) 850 hPa (单位: $10^{-8} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$)

Fig. 10 Horizontal distributions of vertical helicity (unit: $10^{-8} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$) at 14:00 BT 22 June 2009 for (a) 200 hPa, (b) 500 hPa, and (c) 850 hPa

加强,分析高、中、低各层的 H_p 值分布可以发现,正的垂直螺旋度层发展深厚。由图 10b 和 10c 可知,在 500 和 850 hPa 层上,对应特大暴雨区都有正值闭合中心出现,其中 500 hPa 层上的正值中心达 $20 \times 10^{-8} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$;而相应的垂直螺旋度负值中心出现在对流层高层 200 hPa 处,虽然其负中心跟特大暴雨中心没有很好的对应,但是在暴雨区上空仍有 $-10 \times 10^{-8} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-2}$ 的负值出现(图 10a)。可见,与 08 时相比,14 时的正垂直螺旋度层明显加厚,而负层也相应的抬高,显然,14 时的旋转上升运动比 08 时发展更加深厚。至 22 日 20 时,除了低层还有小的负 H_p 值出现外,暴雨区上空中高层 H_p 均为 0 (图略),这与特大暴雨过程基本结束,暴雨区上空转受下沉气流控制有很好的对应。

以上分析表明,此次特大暴雨的发生存在强烈的旋转上升运动的动力机制,垂直螺旋度分布呈低层为正,高层为负的配置特点,且 H_p 中低层正值中心和高层负值中心与特大暴雨中心区域有较好的一致性。结合降水实况还发现,特大暴雨的强降水主要集中在 08:00—14:00 之间出现(图 3),这与旋转上升运动明显加强的时段相吻合,可见,强降水最易发生在旋转上升运动迅速加强和发展的时间段里,即与垂直螺旋度正值中心在中低层迅速增大或加厚发展的时段,及负值出现层次相应抬高或负中心在高层迅速减小的时段一致。

5 雷达资料分析

5.1 雨强估计

图 11 为暴雨发生时梅州雷达站监测到的反射

率因子产品。图 11a 为仰角 1.5° 的反射率因子图。由图可见,雷达回波呈带状分布,强弱很不均匀,图中白色圆圈所示为此次特大暴雨区平远县城,对应是大块的强回波区,其中最大反射率因子达 57 dBz。一般来说,反射率因子越大,雨强就越大,但这个关系会受到零度层亮带和冰雹的很大影响。因此必须能够判断大的反射率因子是主要由液态雨滴产生的,而不是冰雹和亮带的贡献^[20]。图 11b 是暴雨区回波反射率因子的垂直剖面。由于梅州没有探空站,因此本文用 22 日 08 时次的 NCEP 温度资料来确定 0°C 和 -20°C 等温线的高度(图略),分别为 6 和 8 km。图 11b 中最大反射率因子超过 55 dBz,反射率因子大值基本位于 0°C 等温线以下, -20°C 等温线以上最大反射率因子不超过 35 dBz,因此降大冰雹的潜势很小,这就说明图中 0°C 以下超过 45 dBz 的强回波区在很大程度上是由于液态雨滴散射的结果,冰雹影响不大,因此由图容易判断出此时对流雨区的雨强(降水率)应该较大。

5.2 低空急流及降水持续时间估计

充分的水汽供应是暴雨产生的重要条件之一,而低空急流是为暴雨输送水汽的通道。图 12a 给出了 22 日暴雨开始时梅州雷达 1.5° 仰角的径向速度图,图中显示在 30~50 km 等距离圈的高度上(约高 1.5 km)存在一个西南风急流,强度约为 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。根据文献[10],低空急流还在强降水单元的移动判断方面有很好的应用,根据经验单体的移动方向基本与平均风一致,但其传播方向大约与低空急流的方向相反,大小相等,因此,当单体运动与传播相互

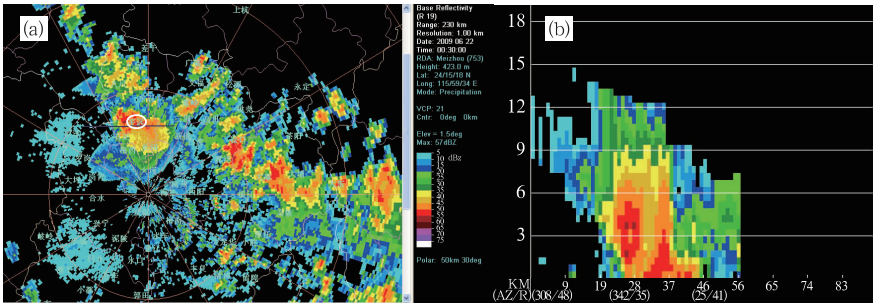


图 11 2009 年 06 月 22 日 08:30 梅州 WSR-98D 雷达观测到的反射率因子产品
(a) 1.5°仰角的基本反射率因子图, (b) 对应于图(a)蓝线位置的垂直剖面
(注:(a)中白圈为特大暴雨区平远县城位置)

Fig. 11 The reflectivity products of Meizhou WSR-98D Radar at 08:30 BT 22 June 2009
(a) Base Reflectivity (Elev=1.5°); (b) the vertical profile along the blue line in (a)
(PS: the white circle in (a) for the location of heavy rainfall area of Pingyuan County)

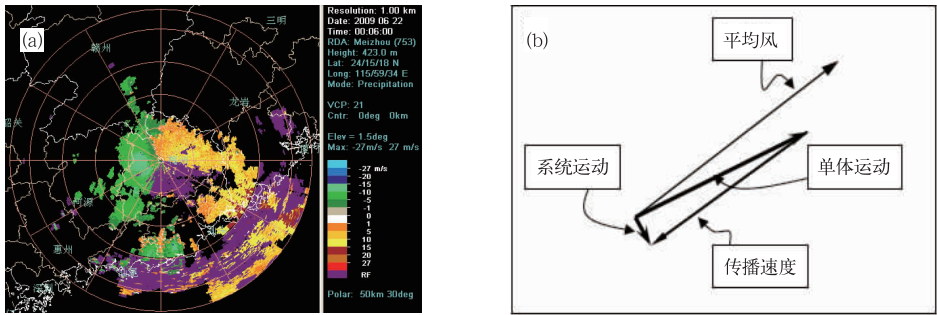


图 12 (a) 2009 年 6 月 22 日 08:06 梅州 WSR-98D 雷达 1.5°仰角径向速度图; (b) 对流系统中
单体运动与传播速度几乎相互抵消,导致系统移动缓慢示意图(引自 Davis 2001)^[20]

Fig. 12 The radial velocity image of Meizhou WSR-98D Radar at 08:00 BT 22 June 2009 (a) (Elev=1.5°);
and (b) the schematic diagram showing that single movement and propagation velocity nearly offset each other,
causing the convection system to move slowly (Quote from: Davis 2001)^[20]

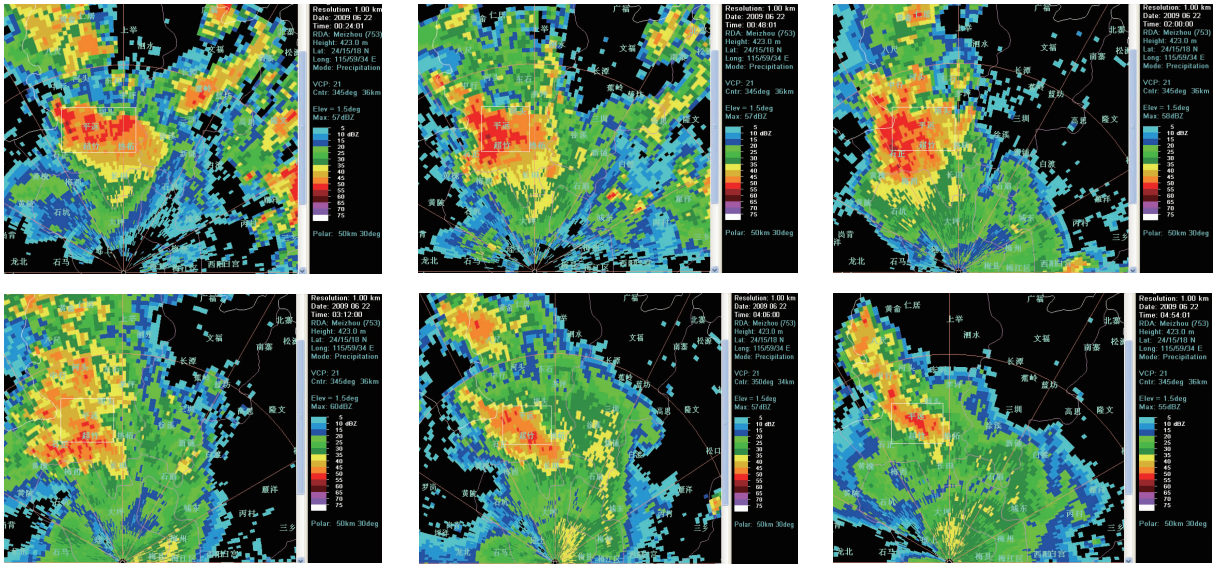


图 13 特大暴雨发生时段梅州 WSR-98D 雷达 1.5°仰角的反射率因子随时间变化图(图中时间为世界时)
Fig. 13 The time evolution of the reflectivity at Meizhou WSR-98D Radar (Elev=1.5°) in the time
period of extremely heavy rainfall (the time shown in UTC)

抵消的情况出现时(如图12b),会导致降水系统移动缓慢。图13给出了此次特大暴雨过程的雷达回波,图中可见在长达近5个小时的时间里,暴雨区上空的回波除了强弱略有变化外,几乎静止不动,降水系统移动相当缓慢,导致在平远县城降水的持续时间较长,累积出8小时413.2 mm的大雨量。

6 结 论

与台风环流直接造成的大范围暴雨不同,台风外围强降水的局地性特征尤为明显,台风外围的气旋性区域或台风槽更多时候需要与西风带系统或热带其他系统共同作用才能在台风的远距离形成另一个暴雨区,如北方冷空气的侵入、西南季风爆发或热带云团的卷入等,通过本文的分析发现,此次热带风暴外围特大暴雨具有明显的中尺度特征,具体诊断分析结论如下:

(1) 热带风暴在福建登陆后,在变性减弱的过程中,容易在其第三象限形成台风低槽,低槽外围强劲的西南急流为粤东闽西南带来充沛的水汽,并在这一带上空不断辐合抬升,当水汽辐合达到一定强度时,便可能产生强降水。

(2) 在特大暴雨发生时段,暴雨区上空的中低层 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$,有明显的等 θ_{se} 陡立面;该区上空中低层 $MPV < 0$ 主要由 $MPV1$ 项贡献,同时该区既是 θ_{se} 的高值区,又是 MPV 的高负值区域,是强对流不稳定区,当有合适的触发机制时,强对流天气极易在这样的区域中发生。

(3) 低层强辐合、高层强辐散的有利配置为暴雨提供了重要的动力机制;中尺度次级环流为暴雨区的低空入流和高空出流起到了重要作用,其为特大暴雨的发生提供了持续强劲的上升气流。

(4) 强烈的旋转上升运动是此次特大暴雨发展的重要动力机制,垂直螺旋度分布呈低层为正,高层为负的配置特点,且 H_p 的正(负)大值中心与特大暴雨中心区域有较好的一致性,对暴雨落区有较好的指示意义。

(5) 特大暴雨发生的时段与垂直螺旋度正值中心在中低层迅速增大或加厚发展的时段,及负值出现层次相应抬高或负中心在高层迅速减小的时段相对应,即强降水发生在旋转上升运动迅速加强发展

的时间段里,这对示踪暴雨发生时段有一定帮助。

(6) 天气雷达在暴雨预报中的运用,有利地追踪了暴雨系统的演变过程。通过分析可以了解,此次特大暴雨是由高降水率配合较长降水持续时间产生,西南低空急流为强降水提供充足水汽,并对降水系统的移动缓慢有重要贡献。

参考文献

- [1] 范学锋,吴蓁,席世平. AERE台风远距离降水形成机制分析[J]. 气象,2007,33(8):12-16.
- [2] 郑峰. 一次热带风暴外围特大暴雨分析[J]. 气象,2005,31(4):77-80.
- [3] 井喜,贺文彬,毕旭,等. 远距离台风影响陕北突发性暴雨成因分析[J]. 应用气象学报,2005,16(5):654-662.
- [4] 吴婷婷,周顺武,王传辉,等. 2005年10月平阳一次台风特大暴雨天气过程分析[J]. 暴雨灾害,2009,28(2):147-151.
- [5] 杜惠良,黄新晴,冯晓伟,等. 弱冷空气与台风残留低压相互作用对一次大暴雨过程的影响[J]. 气象,2011,37(7):847-856.
- [6] 刘学刚,李庆宝,张金艳,等. 近年来引发青岛暴雨的台风特征分析[J]. 气象,2011,37(9):1091-1099.
- [7] 黄亿,寿绍文,傅灵艳. 对一次台风暴雨的位涡与湿位涡诊断分析[J]. 气象,2009,35(1):65-73.
- [8] 梁卫芳,耿敏,李庆宝. 台风韦帕全区性大暴雨过程分析[J]. 气象,2009,35(1):74-79.
- [9] 王晓芳,黄华丽,黄治勇. 2010年5—6月南方持续性暴雨的成因分析[J]. 气象,2011,37(10):1206-1215.
- [10] 尹洁,郑婧,张瑛,等. 一次梅雨锋特大暴雨过程分析及数值模拟[J]. 气象,2011,37(7):827-837.
- [11] 孙军,代刊,樊利强. 2010年7—8月东北地区强降雨过程分析和预报技术探讨[J]. 气象,2011,37(7):785-794.
- [12] 陈翔,彭丽霞,高文亮,等. 洪泽湖地区强雷暴天气气候特征与雷达回波分析[J]. 气象,2011,37(9):1118-1125.
- [13] 孙婧,王建捷. 北京地区一次引发强降水的中尺度对流系统的组织发展特征及成因探讨[J]. 气象,2010,36(12):19-27.
- [14] 张家国,岳阳,牛淑贞,等. 一次长历时特大暴雨多普勒雷达中尺度分析[J]. 气象,2010,36(4):21-26.
- [15] 顾清源,肖递祥,黄楚惠,等. 低空急流在副高西北侧连续性暴雨中的触发作用[J]. 气象,2009,35(4):59-67.
- [16] 邓华军,唐陶昌,张欣,等. 三次强对流天气过程的湿位涡分析[J]. 气象科学,1999,19(2):150-157.
- [17] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报,1995,53(4):387-404.
- [18] 吴国雄,蔡雅萍. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展[J]. 大气科学,1997,21(3):273-281.
- [19] 李英,段旭. 湿位涡在云南冰雹天气分析中的应用[J]. 应用气象学报,2000,11(2):242-248.
- [20] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京:气象出版社,2006:170-176.