

伍志方, 庞古乾, 贺汉青, 等. 2014. 2012 年 4 月广东左移和飑线内超级单体的环境条件和结构对比分析. 气象, 40(6): 655-667.

2012 年 4 月广东左移和飑线内超级单体的环境条件和结构对比分析^{*}

伍志方¹ 庞古乾¹ 贺汉青² 叶爱芬¹ 刘运策¹

1 广州中心气象台, 广州 510080

2 广东梅州雷达站, 梅州 514021

提 要: 2012 年 4 月开汛后广东省接连出现强对流天气, 尤其是冰雹日数更是超过历史同期平均。本文利用常规天气观测资料和雷达、自动站等非常规资料对广东首次观测到的风暴分裂中左移超级单体风暴和飑线内超级单体风暴引发的两次强对流天气过程进行了对比分析。结果表明: “4·10”冰雹和雷雨大风天气是由局地强烈加热产生的“热雷暴”发展成超级单体风暴造成的; “4·12”冰雹、雷雨大风和短时强降水天气由飑线及飑线内超级单体风暴造成的, 其产生于切变线、较强冷空气南下过程中的低层暖平流和中层冷槽共同作用的环境条件下, 较强的平流过程使垂直风切变明显增大; 两次过程中 0℃层高度都低于 4 月当地 0℃层高度平均值。风切变矢量随高度的变化决定了左移和右移风暴的发展趋势, “4·10”风切变矢量随高度逆时针变化, 使风暴分裂后左移风暴得以发展成超级单体; “4·12”风切变矢量随高度顺时针变化, 有利于有组织风暴即飑线和飑线内超级单体的形成和发展, 超级单体向承载层平均风的右侧运动。左移超级单体回波具有中反气旋、弱回波区和旁瓣回波及强回波中心位于其移动方向左侧等特点; 飑线内超级单体的中气旋、弱回波区和强回波中心位于回波移动方向右侧, 三体散射长钉长度和中层辐合厚度都很大, 后侧下击暴流产生了 $31.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 地面强风。

关键词: 风暴分裂, 左移超级单体, 飑线, 冰雹

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.06.002

Comparative Analysis of Environmental Conditions and Structural Features for the Left-Moving Supercell and the Supercell in Squall Line in April 2012 Guangdong

WU Zhifang¹ PANG Guqian¹ HE Hanqing² YE Aifen¹ LIU Yunce¹

1 Guangzhou Central Meteorological Observatory, Guangzhou 510080

2 Meizhou Radar Station of Guangdong, Meizhou 514021

Abstract: In April 2012, a series of severe thunderstorms which produced more hails than normal were seen in the Guangdong Province. This paper analyses two severe convective weather events, which are one left-moving supercell in the splitting storm that was observed first time in Guangdong and one supercell in a squall line, by using conventional meteorological observations, Doppler radar data and surface automatic weather station observations. The results show that a “thermal thunderstorm” initiated by local intense heating developed into a supercell storm which produced hails and severe wind gusts on 10 April. On 12 April, one squall line and the supercell which brought hails, severe wind gusts and torrential rains in a very short time were developed by the role of low-level warm advection and middle-level cold trough in the process of a shear line and a strong cold front moving southeastward, while the vertical wind shears went

^{*} 广东省科技计划项目(2011A030200015)、中国气象局关键技术集成及应用项目(CMAGJ2014M39)、公益性行业(气象)科研专项(GY-HY201406002 和 GYHY201406009)及广东省气象局科技创新团队-2 共同资助

2013 年 5 月 15 日收稿; 2013 年 9 月 23 日收修定稿

第一作者: 伍志方, 主要从事雷达气象应用和强对流短临预报. Email: zhifang_wu@tom.com

up by the advection process. The 0°C layer heights for the two events were lower than the local mean value in April. It was found that the changing of wind shear vector with heights determined the development trend of left-moving and right-moving storm; The counterclockwise changing with heights of wind shear vector initiated a left-moving storm developed to a hailstorm after storms splitting on 10 April; and the clockwise changing was conducive for a squall line to be well organized and developed, and the supercell in the squall line moved to the right of the mean wind of the bearing layer. The left-moving supercell was characterized by a anti-mesocyclone, WER, side-lobe echoes and a strong echo center on the left side. The supercell in the squall line featured a mesocyclone, WER, side-lobe echoes and a strong echo center on the right side, the long TBSS and massive mid-level convergence, with $31.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ backside downburst.

Key words: splitting storm, left-moving supercell, squall line, hail

引言

超级单体风暴具有特殊结构,往往产生龙卷、冰雹、短时强降水或暴雨等十分激烈的天气,造成严重的气象灾害。飏线则是另一类引发更大范围强对流天气的中小尺度对流风暴,超级单体常常镶嵌在飏线中。国内外气象专家对超级单体风暴和飏线都十分重视,对其环境条件和回波结构特征进行了很多研究(Smith,1990;马中元等,2011;盛杰等,2012;伍志方等,2001;许新田等,2012;张涛等,2012)。干暖盖、强垂直风切变、中高层正涡度区及地面中尺度低压为产生强冰雹的超级单体风暴的形成提供了良好的环境场(冯晋勤等,2012;农孟松等,2011),有组织的飏线系统是由低层辐合抬升、高层干冷空气侵入和较强的风垂直切变产生次级环流动力作用下,不稳定能量释放而发展形成的(陈涛等,2013;曲晓波等,2010;袁子鹏等,2011);产生大暴雨的飏线超级单体的维持和发展通过补充合并新生对流单体或吸收合并其移动前方沿近地层辐合带新生单体完成的(伍志方等,2011),而引发灾害性大风伴暴雨、冰雹等强对流天气过程的 β 中尺度弓形飏线可由弧形阵风锋触发产生(刘娟等,2009)。Browning(1978)利用多普勒雷达观测,将超级单体定义为具有中气旋的对流单体,而沿用至今的超级单体概念模型则是由Lemon等(1979)提出的。大多数超级单体都是由多单体合并发展起来的,成熟后以右移为主(俞小鼎等,2006b;殷占福等,2006;郑媛媛等,2004;李向红等,2010)。具有中气旋的对流风暴与冰雹、雷雨大风及短时强降水等强对流天气的产生有很好的对应关系(吴芳芳等,2012),新一代天气雷达的冰雹指数(HI)、垂直积分液态含水量(VIL)、中气旋(M)

等产品和多普勒特征对冰雹有较好的识别和预报能力(段鹤等,2011;冯晋勤等,2011;朱君鉴等,2004;2008)。由于我国地处北半球,从气候统计来看多产生右移超级单体风暴(俞小鼎等,2006a),因此上述大多数都是针对右移超级单体进行分析研究的。针对左移超级单体的分析研究尽管比较少,也有少数涉及;有研究发现,北方产生冰雹的左移超级单体结构为反气旋式旋转,其低层钩状回波位于超级单体的左前侧(苗爱梅等,2007;王伏村等,2008)。

2012年4月5—6日广东省出现较大范围大到暴雨降水过程,根据开汛标准,广东省4月6日正式进入汛期。自此开始了频密的雷雨大风、冰雹、龙卷和短时强降水等强对流天气过程,其频数之高在历史上少有的,尤其是冰雹日数超过了历史同期平均水平。本文选取2012年4月10日广东首次观测到的十分罕见的风暴分裂后左移超级单体风暴产生冰雹、雷雨大风的强对流天气过程(以下简称“4·10”)和4月12日飏线超级单体风暴产生较大范围短时强降水、冰雹和雷雨大风(包括下击暴流)的强对流天气过程(以下简称“4.12”),对其环境条件和雷达回波结构进行了分析比较。

1 两次强对流天气实况特点

2012年4月10日17:18和17:24(北京时,下同)广东省梅州市梅县南口镇和城北镇分别出现了冰雹(图略),冰雹直径约2 cm,持续了2 min左右;同时梅县遥测站还录得 $17.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的阵风;在此之前,仅16—17时梅州地区兴宁市水口镇和坭坡自动站分别录得25.0和21.0 mm的短时强降水。

2012年4月12日傍晚前后,清远市和广州花都区和肇庆市等地出现了强对流天气,其中17:36

和18:05左右清远市清新县山坑镇、山塘镇和广州花都区梯面镇分别出现了2~3 cm直径的冰雹,分别持续了2 min左右;清远观测站17:38录得了 $31.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (11级)的阵风;同时17—18时清远市普遍出现了20 mm以上的短时强降水,其中清远市清城区录得最大的1 h降水量高达84.1 mm。半夜时分(即12日22时至13日01时)韶关和清远北部又出现了一次以冰雹和雷雨大风为主的强对流天气,22:15韶关北部的乐昌出现了5~6 cm直径的冰雹,同时还录得 $33.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (12级)阵风;23:30和13日01时清远北部的连山和连南分别出现了5~6和3 cm直径的冰雹,基本无降水,更无短时强降水。限于篇幅,本文重点分析讨论前者,下文简称的“4·12”特指傍晚前后发生的强对流天气。

“4·10”和“4·12”两次强对流天气过程都出现了冰雹、雷雨大风和短时强降水,但“4·10”强对流天气范围明显小于“4·12”,主要出现在梅州市区,以冰雹和雷雨大风为主。“4·12”强对流天气的范围涵盖了清远市、广州市花都区 and 肇庆市等地市,除冰雹和雷雨大风范围比“4·10”大以外,还有大片短时强降水;并且冰雹直径比“4·10”大,尤其是阵风和最大1 h降水量比“4·10”大得多。

2 环流形势对比分析

2.1 4月广东环流特点

入汛以来在华南上空,高空维持西风急流,低空西南气流强盛,地面冷空气频繁,中层多波动。从2012年4月中上旬风随高度时间的分布(图略)可以看到:高空200 hPa均为 $36 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的偏西急流,抽吸作用明显,一旦发生对流,强烈的高空辐散将十分有利于对流的发展;中层500 hPa西风带上波动(即小槽)频繁,平均隔2~3 d就有一次小槽东移;700 hPa西南气流在每次明显降水或强对流天气过程发生前都加大到急流,一方面有效保持水汽的输送,另一方面加大了中层垂直风切变,有利于有组织的超级单体或飊线的产生和发展;850 hPa切变线更与强天气过程密切相关,几乎每次切变线东移南下时都引发了一次强天气过程;同样地,几乎每次近地面层冷空气南下,都产生一次强天气过程;只有4月10日梅州出现的强对流天气除外,仅有弱的小槽东移,近地面无冷空气配合,其他各层也无明显

系统配合,因此局地日变化就显得十分重要。

2.2 两次强对流天气的环流形势

2.2.1 “4·10”风暴分裂左移超级单体强对流天气的环流形势

2013年4月10日08—20时,500 hPa亚洲中高纬地区多波动型(图略),乌拉尔山偏东地区存在阻塞高压,中纬地区从新疆到江南地区有接二连三的短波槽活动;副热带高压西脊点伸至中南半岛,南支波动活跃,不断有小波动向东传播。由08—20时500 hPa小槽及槽前24 h降温区的演变图(图1a)可见,08—20时500 hPa小槽自梧州与清远之间快速东移至河源与汕头之间;08和20时小槽前均有一 1°C 降温,表示小槽加深的可能性不大;20时处于槽后的河源本站24 h降温为0,说明在小槽移过河源与梅州时带来了弱冷空气;但由于冷空气比较浅薄,小槽过境河源时带来的弱冷空气很快被填塞,因此,20时处于500 hPa槽后的河源未出现降温。

850 hPa切变线位于长江中上游地区,西南急流轴始终位于南岭以北,华南受切变线南侧的西南气流控制;地面图上,华南处于脊后槽前,地面气压逐渐降低。

2.2.2 “4·12”飊线超级单体强对流天气的环流形势

2012年4月12日08—20时500 hPa中高纬环流调整为两槽一脊型(图略),不断分裂小槽快速东移南下,南支槽东移至黔桂中西部,其北侧基本上与高空小槽衔接,广东省处于槽前西南气流中;850 hPa切变线由长江中上游地区快速南下至南岭北部,13日08时继续南下到达广东中北部;850 hPa急流轴和急流区也随之向南扩展到达广东中北部,清远本站上空风速由08时的 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增加到20时的 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;地面较强冷空气从甘肃南部迅速南下,17时锋面到达湖南中部,在南岭北部短暂堆积后,12日23时到13日02时越过南岭迅速南下到沿海。因此12日傍晚前后的强对流天气主要发生在500 hPa高空槽前的西南气流和位于南岭附近的850 hPa切变线南侧以及地面冷锋的暖区一侧;而半夜时分(12日22时至13日01时)则是在850 hPa切变线和地面较强冷空气经过韶关和清远北部时产生的。

2.3 两次强对流天气环流形势对比

从上面分析可见,引发两次强对流天气的环流

形势截然不同。“4·10”强对流天气过程中仅有500 hPa小波动东传,850 hPa和地面无明显系统配合。“4·12”强对流天气过程中华南处于500 hPa高空槽前的西南气流中和南岭附近的850 hPa切变线南侧及地面冷锋的暖区一侧,符合典型的华南前汛期暴雨和强对流天气共存的环流形势特征;半夜时分的强对流天气发生在850 hPa切变线和地面冷锋过境时,是典型的华南前汛期强对流天气的环流形势特征。

3 环境条件分析

3.1 “4·10”强对流天气的三个基本环境条件分析

3.1.1 不稳定条件

从中尺度分析综合图(图1)可以看到,2012年4月10日14时梅州地面24 h气温升高 $10\sim 11^{\circ}\text{C}$,气压下降4.0 hPa,为广东省升温降压最大的区域,表明10日白天河源—梅州低层加热十分明显,尤其是梅州;14时地面暖脊自广州从化向东北方向伸展至梅州,因此当08—20时500 hPa小槽过境河源—梅州时,带来的弱冷空气叠加在低层经过明显加热的暖气团上,形成短暂强不稳定,有利于小范围短时间强对流的发生。从梅县单站温压湿三线图(图1b)也可见,10日17时气压急剧下降到999.2 hPa,24 h变压5.0 hPa,气温也急剧上升到 29.3°C ,24 h变温高达 9.1°C ,分别达到近几日降压和升温的最大值,呈明显喇叭口状,十分有利于强对流天气的发生。

从850和700 hPa与500 hPa的垂直温度递减率($dT_{850-500}$ 和 $dT_{700-500}$)08—20时的变化也证实这一点,08时 $dT_{850-500} \geq 25^{\circ}\text{C}$ 大值中心在清远附近(图略),河源却是 22°C 的低值中心,但 $dT_{700-500} \geq 16^{\circ}\text{C}$ 大值中心却是在河源和汕头(图1c),清远反而是 14°C 的低值中心,说明08时清远附近低层不稳定,但高层相对稳定;而河源—梅州—汕头则是高层已经不稳定,低层相对稳定,尤其是河源低层更稳定,因此08时清远—河源—梅州等地并不具备发生强对流的不稳定条件;由于白天加热升温,至20时 $dT_{850-500} \geq 25^{\circ}\text{C}$ 大值中心已经移至河源—梅州—汕头,表明傍晚时河源—梅州—汕头变得整层都十分不稳定,已具备发生强对流的不稳定条件。

3.1.2 水汽条件

4月10日08时850 hPa除雷州半岛外,广东大部处于 $T-T_d \leq 2^{\circ}\text{C}$ 的湿区中(图1c),梅州—河源850 hPa比湿为 $10\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,比清远的小 $2\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。并且700 hPa西南急流位于广东中北部,在梅州—河源附近形成风速辐合,即梅州—河源处于急流轴左前方水汽汇聚处;700 hPa比湿为 $6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,比清远的大 $4\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。500 hPa以上的比湿都近似于0,非常干燥。总体而言,梅州—河源中低层水汽相对较大,中高层干冷,有利于冰雹和雷雨大风的形成。

3.1.3 触发机制

4月10日08时华南处于地面脊后槽前,受回流的东南气流与地形的影响,在河源与梅州中西部之间出现了一条 β 中尺度辐合线(以下简称辐合线)(图1a),11—14时辐合线位置变化不大,略向东移动;14—17时在梅州中部出现了不强的对流性降水,其下沉气流与前方的东南气流形成辐合线。此外08时河源与清远间700 hPa露点差达 12°C (图1c),形成露点锋(或曰干线),为对流性大风的发生提供了有利的环境场。地面辐合线触发了对流单体,对流单体在700 hPa西南气流引导下自西南向东北移动至上述具备了一定的水汽、较深厚的层结不稳定和较强抬升作用等有利于单体发展充分条件的狭小区域时,对流单体将得到明显发展。事实上,15时左右在河源与梅州中西部之间,辐合线触发了几个小对流单体,沿西南引导气流向东北方向移至有利于对流发展的梅县附近时,这些对流单体迅速发展成超级单体。同时强烈的地面加热,除了加强层结不稳定外,强的热力抬升作用和负变压中心所产生的抬升作用也是触发对流和使对流加强的重要因素之一(朱乾根等,2007)。

3.2 “4·12”强对流天气的三个基本环境条件分析

3.2.1 不稳定条件

从图2a和2b中尺度分析综合图可见,2012年4月12日08时在广东省西部700与500 hPa的垂直温度递减率 $dT_{700-500}$ 已高达 16°C ,20时随着高空槽东移逼近,温度冷槽先于高空小槽南侵,使西北部的700和500 hPa温度递减率 $dT_{700-500}$ 上升至 18°C ;850 hPa上,整个中北部(包括粤西北)850与500 hPa的垂直温度递减率 $dT_{850-500}$ 也明显上升至 26°C ,表明粤西北属于强不稳定区域;另外低空西南

急流向南摆动,造成低层很强的暖湿空气的平流(朱乾根等,2007),加强了层结的不稳定度。此外由于 925 hPa 上沿广西中部至广东西北部存在暖脊,500 hPa 强降温区叠加其上,造成西北部强烈不稳定。

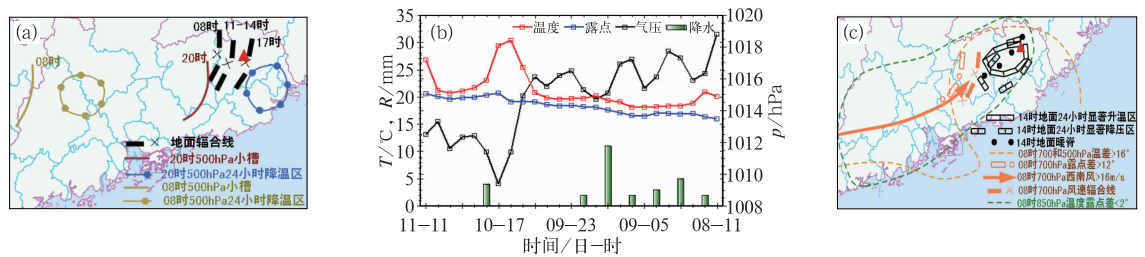


图 1 2012 年 4 月 10 日中尺度分析综合图(▲ 梅县)

(a) 08—20 时地面辐合线和 500 hPa 小槽及槽前降温区的演变, (b) 梅县单站三线图, (c) 08 时高空和 14 时地面中尺度分析综合图

Fig. 1 Composite schematic of mesoscale analysis on 10 April 2012 (▲ Meixian)

(a) evolution of surface convergent lines and 500 hPa short wave trough and area of temperature drop ahead during 08:00—20:00 BT, (b) three varying curves of pressure and temperature and humidity in Meixian Station from 8 to 11 April, (c) mesoscale composite schematics of the upper air at 08:00 BT and the surface at 14:00 BT

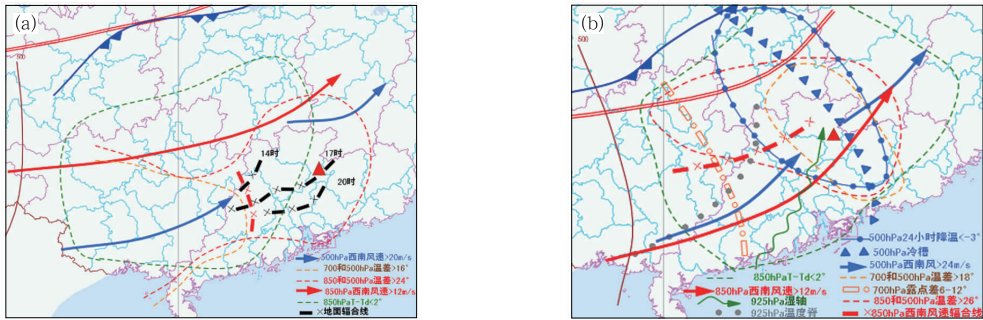


图 2 2012 年 4 月 12 日中尺度分析综合图(▲ 清远)

(a) 08 时, (b) 20 时

Fig. 2 Mesoscale composite chart on 12 April 2012 (▲ Qingyuan)

(a) 08:00 BT, (b) 20:00 BT

3.2.2 水汽条件

08 时,广东西部和东北部中低层(700 hPa)以下湿度大,温度露点差小于 2℃;850 hPa 比湿 12 g·kg⁻¹,且位于湿区的前沿,有利于水汽的积聚。20 时随着 700 hPa 西南急流南下,广东西北部 700 hPa 的湿度明显增加,比湿由 6 g·kg⁻¹增加到 8 g·kg⁻¹;同时 850 hPa 在清远附近形成了西南风速辐合,925 hPa 湿轴也向该区域伸展,表明低层大量水汽不断向清远附近输送并在此积聚,为“4·12”涵盖了短时强降水、冰雹和雷雨大风等多灾种的强对流天气提供了充足的水汽供应。

3.2.3 触发机制

根据广东省自动站降水和风场分布(图略),4

月 12 日 14 时左右广东西北部山区由于地形和日射加热影响出现了一些小对流云团,产生了分散雷阵雨和雷暴下沉气流,与其前方的偏南气流形成地面辐合线(图 2a),17—20 时的地面辐合线也主要是由此产生的;地面辐合线附近易触发新生单体,事实上傍晚和夜间新生单体正是从地面辐合线附近生成后,在 500~850 hPa 西南气流引导下向东北偏东方向移动,造成了包括冰雹、雷雨大风和短时强降水在内的强对流天气。

3.3 两次强对流天气三个基本环境条件的对比分析

从上述分析,可以看到“4·10”和“4·12”两次

强对流过程的三个基本环境条件的异同:

不稳定条件:“4·10”强对流天气中由于 500 hPa 小槽过境时,带来的弱冷空气叠加在近地层强烈加热的暖气团上,形成短暂强不稳定条件;“4·12”低层有明显暖平流和暖脊,500 hPa 温度冷槽和降温中心叠加其上,造成的强烈不稳定;在两次强对流天气中,500 hPa 都有冷空气,但“4·10”的中层冷空气明显弱于“4·12”。

水汽条件:“4·12”强对流天气中 925 hPa 湿轴伸展至清远附近,随着切变线南下,850 hPa 西南急流向清远附近输送大量水汽并在此积聚,显然“4·12”的水汽比“4·10”充足得多,因而产生短时强降水的强度和范围也比“4·10”大得多。

触发条件:两次强对流过程都是由地面辐合线触发产生的;两次强对流天气都发生在粤北山区,山地迎风坡的抬升作用对触发对流和使对流加强具有一定的影响。此外“4·10”因地面强烈加热而产生的强热力抬升作用和负变压中心所产生的抬升作用也是触发对流和使对流加强的重要因素之一。

总之,“4·10”强对流天气是由局地强烈加热产生的“热雷暴”造成的,“4·12”强对流天气则是在切变线和较强冷空气南下过程中由低层暖湿平流和中层冷槽共同作用造成的。

3.4 两次强对流天气单站探空要素和垂直风切变的对比分析

将“4·10”和“4·12”两次强对流天气过程用邻近探空站资料计算得到的物理量要素和垂直风切变分别列于表 1 和表 2,由于强对流天气出现在午后,用当天 14 时的地面温度和露点进行了订正,将订正前后的一些与温度有关的物理量也列于表 1 中。订正后主要影响与地面温度和露点有关的物理量,如抬升凝结高度(LCL)、平衡高度(EL)、对流有效位

能(CAPE),普遍呈增大或高度升高的趋势。“4·10”抬升凝结高度比“4·12”升高 1 倍,说明地面强烈加热对抬升凝结高度的影响很大;由于“4·10”08 时低层存在逆温,平衡高度可能不正确,故删去;“4·12”的平衡高度变化不大。变化最大的是对流有效位能,“4·10”的 CAPE 由 0.8 飏升到 758 J·kg⁻¹,“4·12”的 CAPE 也翻了 1 倍,说明白天由于日射加热,使得热力不稳定明显增大,上升气流强度也明显增强,更有利于对流风暴的生成和发展。由于 K 指数与地面温度无关,因此订正前后变化不大。

分析表 1 可以看到,14 时“4·12”抬升凝结高度(LCL)比“4·10”的低,表明“4·12”所需的外力抬升作用比“4·10”弱,就能形成对流泡,而实际上“4·12”的抬升机制比“4·10”强,因而可形成更大范围的强对流天气。“4·12”的对流有效位能(CAPE)比“4·10”大得多,平衡高度(EL)也比“4·10”高,表明一旦形成对流泡后,在强热力作用下,上升速度将会迅速增大,对流泡将会发展十分旺盛。另外 3 个表征稳定度的物理量指数也表明对“4·12”强对流天气更有利,K 指数比“4·10”大得多,潜在下冲指数(MDPI)(Andrew et al,2006)和瑞士雷暴指数(SWISS)(刘建文等,2005)比“4·10”小,说明“4·12”发生大范围对流及对流强度更强的概率更大。其中潜在下冲指数(MDPI)是对流层中低层假相当位温(θ_{se})最大值与最小值之差,具有守恒性;SWISS 指数用于确定是否有雷暴发生。这两个物理量都可在 MICAPS 中直接输出,我们对其与强对流出现概率的相关性做了一些统计工作,发现有较好的指示意义。所以在日常工作中常综合使用上述物理量和 K 指数等做强对流天气潜势预测。“4·12”的可降水量(PW)比“4·10”大,表明“4·12”更易产生更强更大范围短时强降水。

表 1 霪日单站探空要素
Table 1 The sounding elements on days with hail at individual station

时间	探空站	物理量									
		LCL	EL	CAPE	K	PW	MDPI	SWISS	ZH	-20℃H	
		/hPa	/hPa	/J·kg ⁻¹	/℃	/cm		/℃	/m	/m	
4月10日	河源站	08时	977		0.8	29	3.89	1.3	3.5	4495	7679
		14时	852	242	758	29.6				4523(平均)	
4月12日	清远站	08时	971	231	1059	34	4.73	1	0	4273	7649
		14时	909	234	2122	34				4553(平均)	

注:表中“(平均)”指的是4月0℃层高度的历年平均值。
Note: In table,“(平均)” means average height of 0℃ layer over the years in April.

表 2 雹日单站垂直风切变

Table 2 The wind vertical shear on days
with hail at individual station

探空站	时间/BT	物理量	
		0~6 km 切变	0~2 km 切变
		/m·s ⁻¹	/m·s ⁻¹
河源站	4 月 10 日	08 时	16.24
		20 时	14.13
清远站	4 月 12 日	08 时	11.20
		20 时	16.51
郴州站	08 时	18.55	7.92
梧州站	08 时	18.33	7.23

由表 2 可见,08 时“4·10”高低层垂直风切变均比“4·12”大得多,相对广东大多数强对流的垂直风切变而言,也属于较低的,一般来说不利于冰雹、雷雨大风的形成;但由于“4·12”受平流过程影响比较明显,可从其上游的湖南郴州和广西梧州的垂直风切变推算傍晚前后清远附近的垂直风切变的变化。08 时郴州和梧州 0~6 km 的垂直风切变分别为 18.55 和 18.33 m·s⁻¹,0~2 km 的垂直风切变分别为 7.92 和 7.23 m·s⁻¹,按照平流过程,推测傍晚前后清远的高层和低层垂直风切变将增大。此外从图 2a 和 2b 中也可以推测,随着中低层西南急流的南下,12 日傍晚至 20 时清远上空的西南风增大,低层 0~2 km 垂直风切变也将增大,表 2 证实了清远站 0~2 km 垂直风切变由 08 时的 2.78 m·s⁻¹迅速增大到 20 时的 14.52 m·s⁻¹;中层随着高空槽的逼近,风速有所增加,0~6 km 垂直风切变由 11.2 m·s⁻¹增大到 16.51 m·s⁻¹,使有组织对流系统如飊线和超级单体的形成和发展变为有利,同

时也证实了平流过程对垂直风切变的影响。

4 月 10 和 12 日的 0℃层高度都较低,均低于河源和清远 4 月历年平均的 0℃层高度(黄秀媚,2011),尤其是 4 月 12 日的 0℃层高度比平均值低近 300 m;过冷水所在的负温区厚度分别为 3184 和 3376 m,都超过广东大多数冰雹天气负温区厚度,“4·12”的负温区比“4·10”的深厚,表明在强上升气流作用下,小冰粒子可在较深厚的、丰富的过冷水中长成较大冰粒子,而较低的 0℃层使得冰粒子在下落融化过程中损失较小,地面可见较大冰雹粒子;由于“4·12”的 0℃层高度更低,比平均 0℃层高度低得多,负温区厚度更厚,因而“4·12”的冰雹直径和冰雹范围也比“4·10”大得多;同时由于“4·12”超级单体风暴中冰粒子直径更大更多,下沉时拖曳气流也更强,因而在地面产生下击暴流的阵风风速也大得多,事实也证明“4·12”清远花都出现大冰雹的同时,清远观测站还录得 31.1 m·s⁻¹(11 级)的阵风,而梅州冰雹出现的同时梅州观测站仅录得 17.3 m·s⁻¹的阵风。

3.5 风切变矢量与左移和右移风暴的发展趋势

利用梅州雷达风廓线资料(VAD),绘制了 17:12 风切变矢端图(图 3a),可见 0~4 km 以下风切变矢量随高度逆时针旋转,超级单体的移动方向(绿色箭头)位于风暴承载层平均气流方向(红色箭头)的左侧,也就是说“4·10”有风暴沿着风暴承载层平均气流的左侧移动。对于左移或右移风暴而言,哪个能发展主要取决于风切变矢量随高度变化的方向。Klemp(1987)模式研究结果表明当风切变

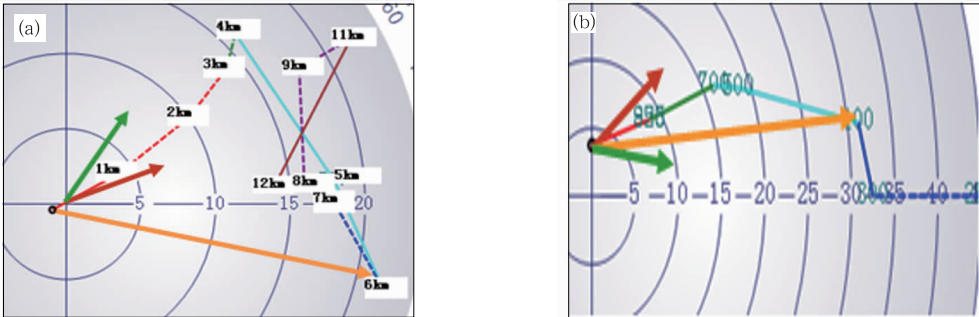


图 3 2012 年 4 月 10 日 17:12(a)和 12 日 08 时(b)风切变矢端图

(橘黄色箭头为 0~6 km 风切变矢,红色箭头为风暴承载层平均气流方向,绿色箭头为超级单体移向)

Fig. 3 The hodograph associated with supercell and squall line environments

(a) 17:12 BT 10 April 2012, (b) 08:00 BT 12 April 2012

(Orange arrow is 0—6 km shear vector, red arrow is 0—6 km mean wind and green arrow is direction of supercell motion)

矢量随高度逆时针变化时,动力作用诱发的非静力平衡垂直气压梯度力能使得由分裂产生的唯一主上升气流左侧的上升气流得以加强。根据 Rotunno 等(1982)的理论分析,垂直气压梯度力是由低层到中层的风切变矢量方向发生变化而产生的。因此当风切变矢量随高度逆时针变化时,垂直气压梯度力使得分裂风暴中左移风暴的上升气流得以加强,左移风暴进一步发展;而分裂风暴中右移风暴的上升气流减弱,抑制右移风暴的进一步发展。事实也是如此,回波演变图(图 4a)中当单体 A 分裂成单体 B 与单体 C 后,左移的单体 C 继续发展成为完全独立的超级单体,产生了冰雹;而右移的单体 B 则很快减弱。

图 3b 是利用清远 2012 年 4 月 12 日 08 时探空资料制作的风切变矢端图,从 08 时(图 3b)和 20 时以及 17 时前后雷达 VAD 资料制作的风切变矢端图(图略)可见,“4·12”的风切变矢量随高度都是顺时针旋转的,飢线内超级单体向风暴承载层平均风的右侧移动。广东省大多数有组织风暴的风切变矢量随高度变化都是如此,与上述“4·10”风暴分裂中左移超级单体的完全相反。

4 两次强对流风暴的演变和结构特征

4.1 “4·10”左移超级单体风暴的演变和结构特征

梅州冰雹和雷雨大风是由左移超级单体风暴产生的,这在广东省内首次发现,在国内也比较罕见。左移超级单体风暴则是由局地热雷暴发展而成的强对流风暴分裂出来的(图 4a),强对流风暴经历了风暴初生、风暴分裂和分裂后独立三个主要阶段(图 4b~4g)。由于超级单体风暴经过梅州雷达站,在梅州雷达反射率图上无法完整展示超级单体风暴结构的演变过程,因此使用了距梅州雷达站约 150 km 的河源雷达反射率图(图 4b~4g),但仍使用梅州雷达径向速度图识别左移超级单体中的中反气旋(图 4h)。

4.1.1 风暴初生阶段

15:30—16:18(图 4b 和 4c),沿地面辐合线新生两个弱对流泡,迅速发展成积雨云单体;在 700 hPa 西南气流引导下向东北方向移动,同时这两个对流单体合并成一个单体 A,继续随引导气流向东北方向移动,强度逐渐加强至 63 dBz。

4.1.2 风暴分裂阶段

16:24 起(图 4d 和 4e),单体 A 内部开始分裂,形成两个强中心,南侧强中心 B(简称单体 B)强度继续加强至 70 dBz,北侧强中心 C(简称单体 C)维持在 63 dBz,两者仍然在引导气流作用下向东北方向移动。16:24,强中心 C 开始明显向初始移动方向的左侧偏移(图 4d),强度开始明显增强,逐渐成为左移单体风暴。单体 B 则沿着初始移动方向的右侧移动,强度也继续增强,最强达到 73 dBz 后,右移单体风暴 B 强度开始减弱。分裂后期单体 C 发展更加旺盛,垂直累积含水量和回波顶高(图略)前者大于后者,因此前者分别于 17:18 和 17:24 左右产生了冰雹;两者在强度高于 65 dBz 时都出现了旁瓣回波和三体散射长钉,三体散射长钉均位于穿过雷达和强回波中心沿径向向外的延长线上(图 4e~4h 的反射率因子图);但旁瓣回波的位置则完全不同,分别在右移单体风暴 B 的右侧和左移单体风暴 C 的左侧。

4.1.3 风暴分裂后独立演变阶段

17:12 后单体 B 和 C 完全分离,成为两个完全独立的风暴单体(图 4f 和 4g)。在右移风暴单体 B 西侧,东移的地面辐合线不断触发新生对流泡,但未合并入单体 B,而是几个新生单体发展成熟后再合并,形成一个相对较强较大的单体,分食单体 B 的水汽和能量,使得单体 B 迅速减弱至几近消散。

左移风暴单体 C 由于风切变矢量随高度逆转使风暴左侧上升气流加强而得到进一步发展,成为超级单体。从反射率因子图可见,左移超级单体风暴 C 的弱回波区位于其移动方向的左侧;从风暴相对径向图(图 4h)可见,左移单体风暴内部的中气旋为中反气旋。

4.2 “4·12”飢线和飢线内超级单体的演变和结构特征

4.2.1 回波演变过程

2012 年 4 月 12 日午后,在图 2b 所示的地面辐合线附近不断有小对流单体新生,在 500~850 hPa (包括 700 hPa)西南气流引导下向东北方向移动,逐渐形成飢线(图 5a)。飢线形成后,飢线上的对流单体仍然随西南气流引导向东北方向移动,同时飢线西端不断有新生东移的小对流单体,即风暴的传播方向为由北向南,因此整个飢线的移动方向是由西北向东南偏东方向移动;同时飢线还受到切变线

东移南压的影响,也有向东南方向移动的分量,因此在飚线形成前期移动速度较快(约 $40\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$)。

飚线西端的对流单体因不断并入新的小对流单体,强度迅速增大而成为强风暴单体。由于如前所述的西南急流东移南下,清远上空低层和高层垂直

风切变都增大,使得强风暴单体的强中心向入流方向倾斜,上升气流得以进一步增强,17:12 强风暴单体增强为超级单体,出现倒“V”形缺口,也是超级单体风暴的常见特征之一;17:24 弱回波区(Weak Echo Region, WER)更加明显,倒“V”形缺口转为钩

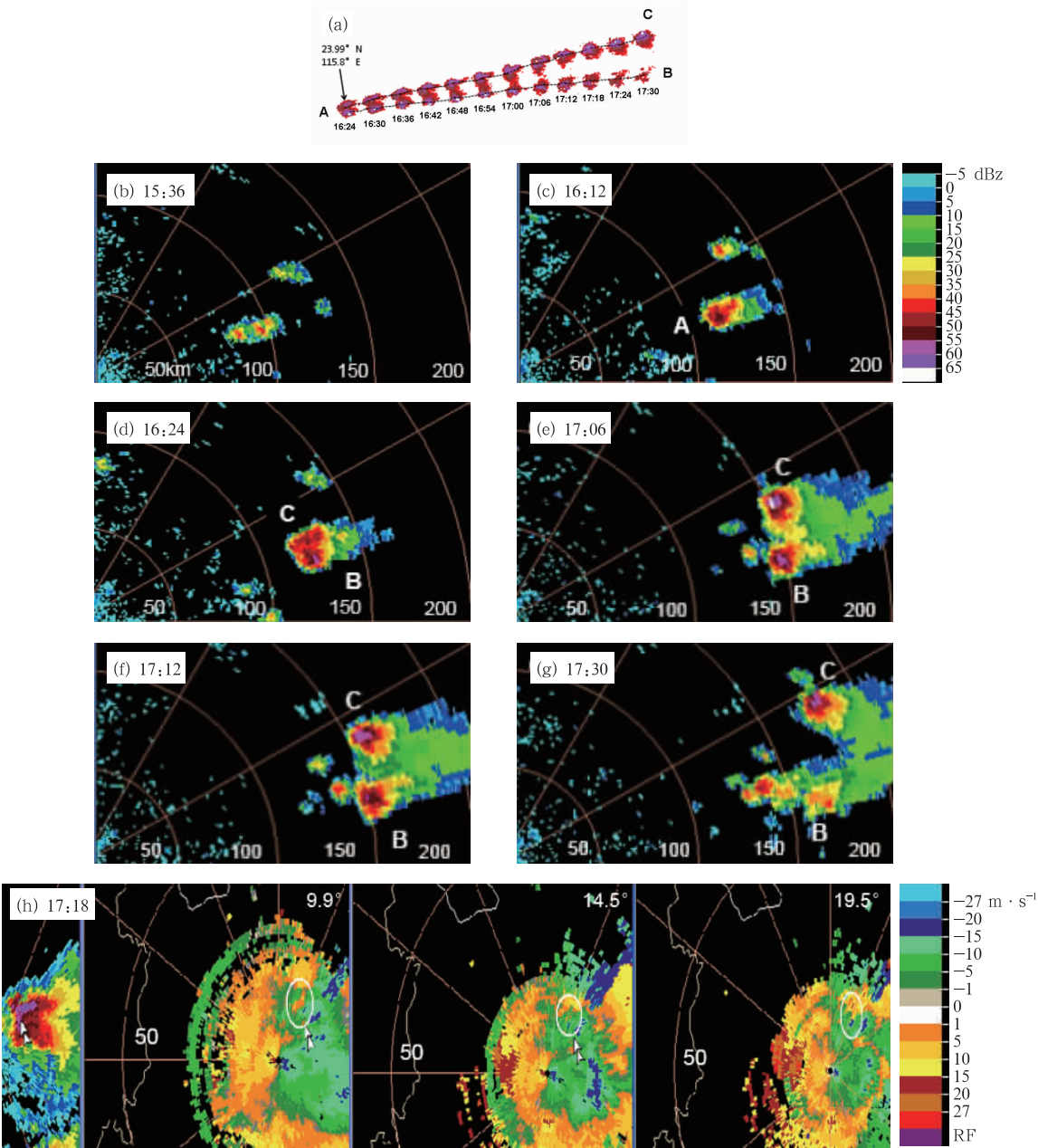


图 4 2012 年 4 月 10 日左移超级单体反射率因子演变和径向速度随高度分布图
(a) 风暴路径和分裂演变过程图, (b~g) 河源雷达 0.5° 仰角反射率因子, 时间依次为: 15:36、17:06、17:12、17:30, (h) 17:18 梅州雷达反射率因子(仰角 14.5°)和径向速度随高度分布图
Fig. 4 Reflectivity evolution of supercells and distribution of radial velocity along with height on 10 April 2012
(a) path and echo evolution for storm splitting, (b~g) Heyuan radar 0.5° elevation reflectivity images at 15:36, 16:12, 16:24, 17:06, 17:12, 17:30 BT, (h) Meizhou radar 14.5° elevation reflectivity and radial velocity images at 17:18 BT

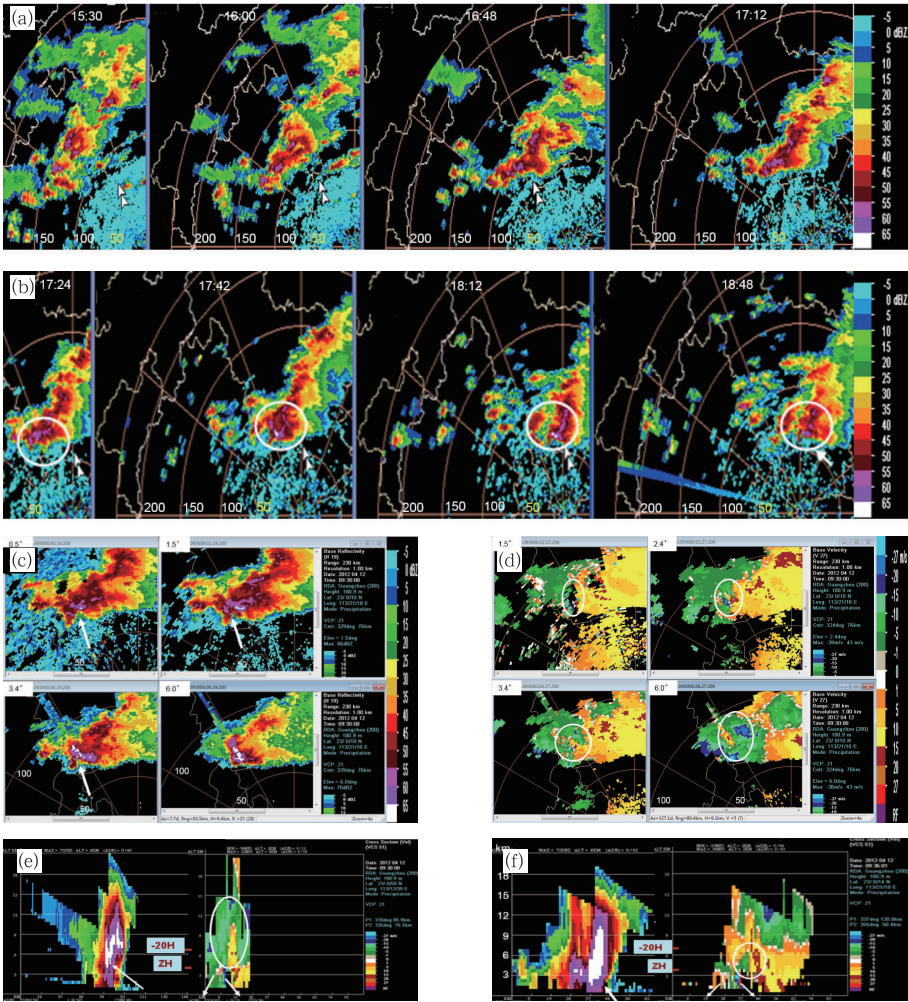


图 5 2012 年 4 月 12 日广州雷达探测飑线及其中超级单体的演变和结构图

(a) 飑线的形成及演变, (b) 飑线中超级单体的移动和演变, (c) 飑线中超级单体反射率因子结构, (d) 飑线中超级单体径向速度结构, (e, f) 17:30 和 17:36 飑线中超级单体垂直结构图
(c, e 和 f 左图白色箭头所指为有界弱回波区)

Fig. 5 Evolution of squall line and structure of supercell in squall line by Guangzhou radar on 12 April 2012

(a) formation and evolution of squall line, (b) movement and evolution of supercell in squall line, (c) structure of reflectivity of supercell in squall line, (d) structure of radial velocity, (e, f) vertical structures of supercells in squall line at 17:30, 17:36 BT
(White arrows indicate BWER in the image on the left of c, e and f)

状结构。同时清楚可见弱回波区即低层强入流区靠近超级单体移动方向的右后侧,反射率因子强中心及其梯度最大区也位于右后侧。但新生单体不再并入,而是在超级单体后面自身发展;17:42 超级单体强度继续增强到 65 dBz 以上,强回波面积扩大,并出现明显指状回波特征;18:12 超级单体与其后面单体完全分离,且恢复到钩状回波,直至 18:42。

超级单体形成后(图 5b),飑线西端不再有新的小对流单体并入,即风暴传播分量消失,飑线仅随切

变线系统的东移南下而向东南方向移动,且移速减慢(约 $30 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$)。飑线西端的超级单体一方面受到切变线前西南气流引导的东北移动分量的影响,另一方面受到飑线东南移动分量的影响,因此使得超级单体向东偏南方向移动。雷达风暴追踪产品(STI 56)也证实了这一点(图略)。因此超级单体的移向是在风暴承载层平均气流(西南气流)的右侧(图 3b),属于右移超级单体。该超级单体在形成后 24 min 就在清远境内移动时接连产生了大冰雹、下

击暴流和高达 $84 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的短时强降水,约 50 min 后又在清远东偏南方向的花都产生了大冰雹,但直径略小于清远冰雹。

4.2.2 超级单体回波结构特征

超级单体成熟阶段(图 5c),三体散射(“钉状”回波)在中高层清晰可见,强回波后的三体散射长钉延伸了 30 km 以上,从另一侧面反映超级单体回波强度很强;低层反射率因子在入流一侧出现很大梯度,中高层反射率比低层更强,风暴顶位于低层有界弱回波区(Bounded Weak Echo Region, BWER)之上,也就是说,超级单体反射率因子自低到高向低层入流一侧倾斜;有界弱回波区位于超级单体移动方向的右后侧,也是自低向高向低层入流一侧倾斜。从图 5e 和 5f 的反射率因子垂直剖面图上也呈现出这一点,超级单体穹窿结构清晰,自下而上强回波中心向右倾斜,即高层的强回波中心位于有界弱回波区的顶上;回波发展十分旺盛,回波顶高达 21 km, 50 dBz 强回波高度和 65 dBz 以上强回波中心高度分别达到 14 和 11 km,远远高出一 20°C 层高度(分别高出 6.4 和 3.4 km),表明上升气流十分强盛,能够维持冰粒子在过冷水中反复生长。

径向速度图(图 5d)上,与钩状回波的弱回波区相对应处, 1.5° 仰角(2.3 km 高度)已出现很强的气旋式切变速度对,其转动速度为 $17.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,按照美国国家天气局中气旋判据属于中等强度中气旋; $2.4^\circ \sim 3.4^\circ$ 仰角(3.4~4.8 km 高度)转动速度均为 $20.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,接近强中气旋标准,且正负中心相距很近; 6.0° 仰角(8.2 km)出现了气旋式辐散,辐散强度约 $4.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。从径向速度垂直结构图(图 5e 和 5f)也可以看出中层辐合深厚,17:30 厚度达约 6 km,辐合强度高,尽管其后侧已出现较强下击暴流,造成地面 11 级阵风,但由于深厚而强的中层辐合,使得上升气流得以维持或略减弱。17:36 回波顶高和强回波高度以及强回波中心高度分别为 19、13.5 和 10.2 km,都有不同程度的下降,但仍然远远高于一 20°C 层高度;中层辐合的厚度为 3 km,下降较明显,但辐合强度基本维持,变化不大,表明上升气流仍然旺盛,能够维持超级单体的强度或使其强度略有减弱,仍然能够造成较强冰雹等强对流天气。结果约 50 min 后移动到花都梯面时又一次产生了 2 cm 直径的冰雹。

4.3 两次强对流风暴演变和结构的对比分析

两次强对流天气都产生了冰雹和雷雨大风、短

时强降水,但引发两次强对流天气的对流风暴却不完全相同,其中超级单体的生成、移动和结构差异很大。

相同点:(1)两次强对流天气中,新生单体都产生于地面辐合线,并在 700 hPa 西南气流引导下向东北方向移动;(2)在风暴初始发展阶段,都是通过吸收、合并小单体发展起来的;(3)两次过程中的超级单体的低层反射率因子都有弱回波区;(4)对应低层反射率因子弱回波区,二者在径向速度图上都有 γ 中尺度速度对;(5)两次过程中的三体散射长钉都位于穿过雷达和强回波中心沿径向向外的延长线上,且产生三体散射长钉的反射率因子都超过 65 dBz。

不同点:(1)“4·10”强对流天气仅由一个独立的超级单体风暴产生,“4·12”强对流天气是由飊线和飊线内超级单体共同产生的;(2)“4·10”新生单体组合成一个强风暴单体,随后分裂形成两个强中心,其中左移的强风暴单体发展成超级单体;“4·12”新生单体组合成飊线,飊线西端的对流单体因不断并入新的小对流单体迅速增强为超级单体;(3)“4·10”超级单体向风暴承载层平均风的左侧移动,“4·12”飊线内超级单体则是向风暴承载层平均风的右侧移动;(4)“4·10”左移超级单体的强回波中心、弱回波区和旁瓣回波位于其移动方向的左侧,“4·12”飊线内超级单体的强回波中心、弱回波区位于其移动方向的右侧;(5)“4·10”左移超级单体风暴内部存在中反气旋,“4·12”飊线中超级单体内部存在中等强度的中气旋。

5 讨论

综上所述,两次强对流天气过程在环境条件、对流风暴结构等方面都有较大差异,尤其是“4·10”强对流天气过程是由比较罕见的左移超级单体风暴造成的。因此在实际预报中,以下几点值得关注:

(1)在北半球,右移强风暴占多数,往往认为左移风暴受到抑制,易误导预报员在做短临预报时对强风暴落区和强度以及所产生天气的种类得出错误的判断。因此应充分重视应用风切变矢端图,根据风切变矢量随高度变化的方向,判断短时间内是左移还是右移风暴加强,以免漏掉强天气。

(2)在天气系统不明显时,容易漏掉强对流天气,尤其是“热雷暴”多出现在夏秋季,春季相对较

少,因此市、县台站的预报员应重视本站要素的突变。

(3) 垂直风切变是强对流天气发生的重要条件之一,决定了风暴的组织结构。平流过程对垂直风切变影响很大。如“4·12”强对流过程,初时(08时)高低层垂直风切变均小,但由于平流过程,垂直风切变变为有利于有组织强对流的产生。关于平流过程对垂直风切变的影响,一方面可利用上游探空站的资料,推算本地区垂直风切变的变化;另一方面也可利用风廓线雷达或雷达风廓线产品(VWP),估算垂直风切变。

(4) 使用08时探空资料对午后强对流天气潜势进行预报时,应充分考虑日变化的影响。可利用14时地面温度和露点订正08时探空曲线。订正后主要影响与地面温度和露点有关的物理量,如对流有效位能(CAPE)、抬升凝结高度(LCL)、平衡高度(EL),一般呈增大或高度升高的趋势,其中对流有效位能(CAPE)变化最大。

6 结 论

本文利用常规天气观测资料和雷达、自动站等非非常规资料对广东首次观测到的左移超级单体风暴和飑线及飑线内超级单体造成的强对流天气过程进行了详细对比分析。

(1) “4·12”强对流天气过程是由飑线和飑线内超级单体风暴造成的,产生于切变线和较强冷空气南下过程中暖平流和冷槽共同作用的环境条件下;“4·10”强对流天气却是在没有很明显的天气系统影响下,由局地强烈加热生成的“热雷暴”发展成超级单体风暴造成的;两者都是由地面辐合线触发新生单体的。

(2) 两次强对流天气都出现了冰雹,当天的0℃层高度约4.2~4.5 km,都低于4月当地0℃层高度平均值;过冷水层厚度超过3.0 km,有利于冰雹的生成。

(3) “4·12”强对流天气过程中,由于较强的平流过程,高低空垂直风切变明显增大,由08时不利于强风暴形成的弱垂直风切变转变为有利于飑线和超级单体生成的较强垂直风切变环境。

(4) 风切变矢量随高度的变化决定了风暴的发展趋势,“4·10”风切变矢量随高度逆时针变化,使得风暴分裂后,左移风暴得以发展成超级单体产生

冰雹;“4·12”风切变矢量随高度顺时针变化,有利于有组织风暴即飑线和飑线内超级单体的形成和发展,其中超级单体向承载层平均风的右侧运动,产生了冰雹、雷雨大风和短时强降水。

(5) 风暴单体分裂出的左移超级单体风暴,具有中反气旋、弱回波区和旁瓣回波及强回波中心位于超级单体移动方向左侧等特点;而飑线内超级单体的中气旋、弱回波区和强回波中心位于超级单体移动方向的右侧,三体散射长钉长度和中层辐合厚度都很大,后侧下击暴流产生了 $31.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 地面强风;二者强回波顶高均超过-20℃层高度,是判断强冰雹的重要指标之一。

参考文献

- 陈涛,代刊,张芳华,2013.一次华北飑线天气过程中环境条件与对流发展机制研究.气象,39(8):945-954.
- 段鹤,严华生,王晓君,等.2011.滇南中小尺度灾害天气的多普勒统计特征及识别研究.气象,37(10):1216-1227.
- 冯晋勤,汤达章,俞小鼎,等.2012.基于新一代天气雷达产品闽西南强对流天气临近预报方法研究.气象,38(2):197-213.
- 冯晋勤,俞小鼎,傅伟辉,等.2012.2010年福建一次早春强降雹超级单体风暴对比分析.高原气象,31(1):239-250.
- 黄秀娟.2011.广东省0℃层高度变化分析.广东气象,33(3):56-61.
- 刘建文,郭虎,李耀东,等.2005.天气分析预报物理量计算基础.北京:气象出版社,187-188.
- 刘娟,朱君鉴,魏德斌,等.2009.070703天长超级单体龙卷的多普勒雷达典型特征.气象,35(10):32-39.
- 李向红,唐熠,郑传新,等.2010.一次多种强强对流天气过程的雷达回波的雷达回波特征分析.气象,36(08):61-71.
- 马中元,叶小峰,张瑛,等.2011.江西三类致灾大风天气活动与回波特征分析.气象,37(9):1108-1117.
- 苗爱梅,贾利冬,李清华.2007.解析一次超级单体风暴过程的维持机理.自然灾害学报,16(5):74-78.
- 农孟松,祁丽燕,黄海洪.2011.桂西北一次超级单体风暴过程的分析.气象,37(12):1519-1525.
- 曲晓波,王捷建,杨晓霞,等.2010.2009年6月淮河中下游三次飑线过程的对比分析.气象,36(7):151-159.
- 盛杰,张小雯,孙军,等.2012.三种不同天气系统强降水过程中分钟雨量的对比分析.气象,38(10):1161-1169.
- 王伏村,李耀辉,牛金龙.2008.甘肃河西走廊两次强对流天气对比分析.气象,34(1):48-54.
- 吴芳芳,俞小鼎,张志刚,等.2012.对流风暴内中气旋特征与强烈天气.气象,38(11):1330-1338.
- 伍志方,曾沁,吴乃庚,等.2011.广州“5.7”高空槽后和“5.14”槽前大暴雨过程对比分析.气象,37(7):838-846.
- 伍志方,张春良,张沛源.2001.一次强对流天气的多普勒特征分析.高原气象,20(2):202-207.
- 许新田,刘瑞芳,郭大梅,等.2012.陕西一次持续性强对流天气过程

的成因分析. 气象,38(5):533-542.

殷占福,郑国光. 2006. 一次强风暴三维结构的观测分析. 气象,(9): 9-16.

俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等. 2006a. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京:气象出版社,120-176.

俞小鼎,郑媛媛,张爱民,等. 2006b. 安徽一次强烈龙卷的多普勒天气雷达分析. 高原气象,25(5):914-924.

袁子鹏,王瀛,崔胜权,等. 2011. 一次中纬度飏线的阵风锋发展特征分析. 气象,37(7):814-820.

张涛,方翀,朱文剑,等. 2012. 2011 年 4 月 17 日广东强对流天气过程分析. 气象,38(7):814-818.

郑媛媛,俞小鼎,方翀. 2004. 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析. 气象学报,62(3):317-328.

朱君鉴,刁秀广,黄秀韶. 2004. 一次冰雹风暴的 CINRAD/SA 产品分析. 应用气象学报,15(5):579-589.

朱君鉴,刁秀广,曲军,等. 2008. 4. 28 临沂强对流灾害性大风多普勒天气雷达产品分析. 气象,34(12):21-26.

朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2007. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社,424-434.

Andrew N L, James P K. 2006. An updated warm-season convective wind climatology for CAPE Canaveral Air Force Station/ Kennedy Space Center. 12th Conference on Aviation Range and Aerospace Meteorology.

Browning K A. 1978. The structure and mechanisms of hailstorms. Amer Meteor Soc Monog,38:1-36.

Klemp J B. 1987. Dynamics of Tornadic Thunderstorms. Ann Rev Fluid Mech,19:369-402.

Rotunno R, Klemp J B. 1982. The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. Mon Wea Rev,110(2):136-151.

Lemon L R, Doswell III C A. 1979. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structures as related to tornadogenesis. Mon Wea Rev,107:1184-1197.

Smith B E. 1990. Mesoscale Structure of a derecho-producing convective system: The southern Great Plains storms of May 4, 1989. Preprints, 16th Conf. Severe Local Storms, Kananaskis Park, Alberta, Canada, Amer Meteor Soc, 455-460.