

文章编号: 2096-1618(2019)04-0392-11

成都地区一次超级单体风暴的观测分析与数值模拟

高志博^{1,2}, 周筠珺^{1,3}, 尹舒悦¹, 于 灏^{1,4}, 胡 丹^{1,5}, 白 舸¹, 刘思畅^{1,5}

(1. 成都信息工程大学高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100081; 3. 南京信息工程大学气象灾害预警预报与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044; 4. 北京师范大学系统科学学院, 北京 100081; 5. 中国科学院大气物理研究所气候变化研究中心, 北京 100029)

摘要:为提高成都地区超级单体的预报质量,利用成都多普勒雷达资料、NCEP再分析资料以及WRF模式,对2015年7月27日成都地区一次超级单体过程进行观测分析与数值模拟。将模拟结果与观测资料进行对比,模式很好地模拟了此次超级单体过程。模拟结果表明:此次超级单体是由一个孤立单体发展而成的,在径向速度图上负速度区对应钩状回波中的弱回波区,表明弱回波区为超级单体的入流区。超级单体在爆发之前中低层存在一个显著的逆温层,之后发展为湿层,中高层有干冷空气侵入,低层有水汽流入。500 hPa层上成都地区东西方向出现一个涡度对,气流从成都地区的东部上升,西部下沉,成都地区东西两侧为辐合区,东部的辐合区对应涡度场的正涡度区。风暴中的上升气流有很强的旋转性。

关键词:天气学;中尺度气象;超级单体;成都地区;观测分析;数值模拟

中图分类号:P446

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2019.04.012

0 引言

近年来,超级单体风暴越来越受到人们的重视。超级单体是指直径达20~40 km,生命期达数小时,即比普通的成熟单体雷暴更巨大、更持久、天气更猛烈的单体强雷暴系统,是对流风暴中最为猛烈的一类风暴^[1]。从20世纪50年代至今,很多学者对其进行了多方面的研究^[2-9]。更为重要的是,超级单体具有很强的破坏力。James A. Smith^[10]通过对美国4个地区的超级单体风暴进行统计,发现每一次超级单体过程总会引起洪水灾害和极端降水天气,造成数十亿美元的经济损失。吴芳芳^[11]统计了中国江苏北部地区共计72次超级单体风暴,发现每一次过程都伴随强对流天气。因此,对超级单体结构以及发展机理的研究,对人类生产活动具有重要意义。

Browning^[12]最早提出超级单体的两个重要雷达回波特征,一个存在弱回波区,另一个则是低层存在钩状回波现象。随后Fujita^[13]指出超级单体的实质为伴随中气旋的强烈对流风暴。之后许多国外学者分析了若干个例,证实了以上结论。Peter L. Wolf^[14]利用WSR-88D雷达资料,分析了美国俄克拉荷马州东部的一次超级单体与其北部的弓形回波之间的相互作用机制,发现弓形回波产生的近地面冷池在超级单体风暴前散开,这会导致弓形回波减弱而超级单体继续加强。俞

小鼎等^[15]对安徽北部地区一次伴有龙卷的超级单体进行分析,指出中度的对流有效位能和强大的深层垂直风切变有利于该地区超级单体风暴产生,并将其发展归结为3个阶段。陈秋萍等^[16]分析了福建一次超级单体的能量条件,指出强垂直风切变、高层冷平流降温减湿、低层暖平流增温增湿有利于该地超级单体产生。而对超级单体的数值模拟研究,大多数学者采用了云尺度模式。三维积云数值模式首先由Steiner^[17]建立,之后不断发展成熟。在中国,孔凡铀等^[18-19]首先运用了三维冰雹云模式,该模式包括了冰相微物理过程,即核化、凝华、结凇以及冰雹干湿增长等,使用理想初始条件和环境场对模式进行了检验,其结果表明该模式是可靠和稳定的。刘术艳等^[20]利用IAP三维冰雹云模式,对北京东北地区一次超级单体过程进行了数值模拟,分析了风暴的流场结构、含水量场等宏观物理量的分布及演变。

2015年7月27日11:50,成都地区东南部、资阳西北部地区开始出现对流单体,该对流单体在几十分钟内发展为超级单体。这次超级单体过程局地性和突发性很强,生长和消亡的速度较快,在3 h内成都地区的降水就达到了暴雨级别。超级单体边发展边移动,结构和演变复杂,因此具有一定研究意义。但是目前对超级单体热动力结构的研究较少,并且很少利用中尺度模式对其加以研究,故以此为切入点,对成都地区2015年7月27日一次超级单体进行观测分析与中尺度数值模拟,深入研究其爆发条件与精细结构。

2 观测资料分析

2.1 天气实况

如图 1~2 所示,利用多普勒雷达风暴总降水量 STP 以及 3 h 累计降水 THP 产品,分析 2015 年 7 月 27 日发生在成都地区东南部的一次超级单体过程,此次超级单体过程从 11:50 开始形成,持续时间近 2 h,给成都当地带来了强烈的降水和大风天气。截至 14 时,成都东南部地区已经出现大于 50 mm 的风暴总降水,3 h 累计降水达到 50.80 mm。此外 27 日 08 时成都市温江站的探空资料显示 K 指数已经达到 40℃ 以上,表明对流层中低层的温湿分布有不稳定能量存在。沙氏指数也达到 -4℃,表明对流层中层也存在一定的热力不稳定层结。08 时的对流有效位能达到 1143 J/kg,表明整层大气储存了很大的不稳定能量。当 27 日上午地面冷空气作为触发机制席卷成都地区时,成都地区的对流单体开始形成,逐渐发展为超级单体,带来大量降水。

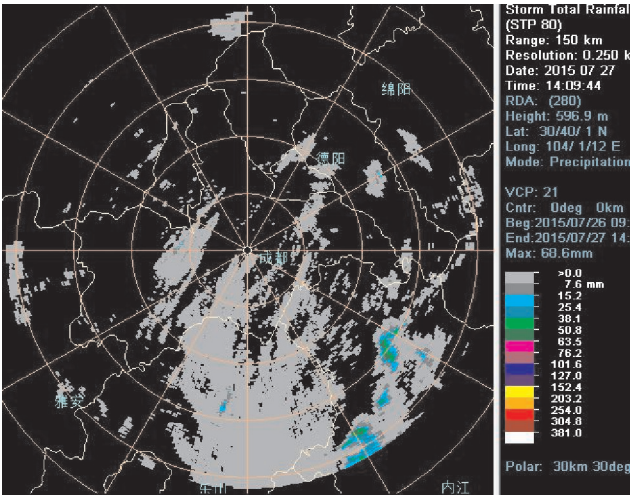


图 1 2015 年 7 月 27 日 14:00 时风暴总降水量(体扫模式:VCP21)

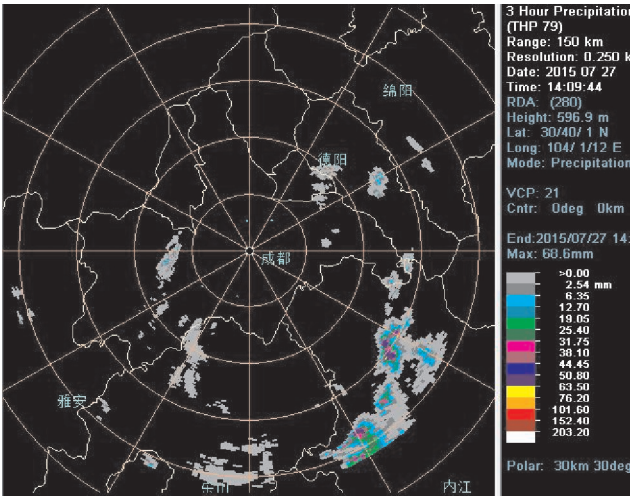
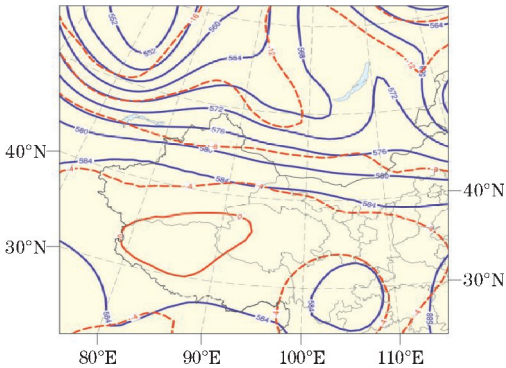


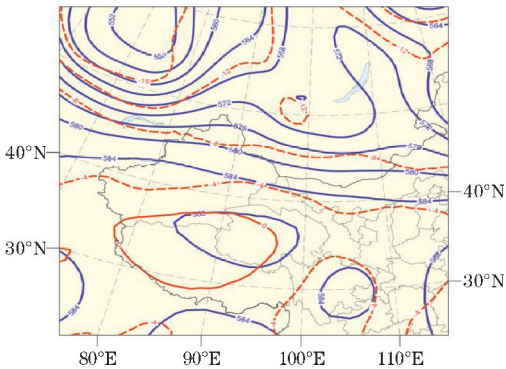
图 2 2015 年 7 月 27 日 14:00 时 3 h 累计降水量(体扫模式:VCP21)

1.2 大尺度背景场

利用 FNL 再分析资料,分析欧亚地区 7 月 27 日环流形势图。如图 3 所示,7 月 27 日 08 时,欧亚大陆整体呈现“两槽一脊”结构,一槽位于亚洲东部沿岸,另一个槽位于蒙古地区西部,高压脊位于蒙古地区中部,中国华北地区以纬向平直西风气流为主。副高脊线位于江西和安徽西部。四川盆地中东部、成都地区有一个分裂低压气旋性涡旋。14 时,青藏高原以东,四川盆地以西分裂出一个高压,与此同时四川盆地西南部也分裂出一个小高压,四川盆地处在 3 个高压之间的狭长地带处,并且在低压气旋性涡旋的影响下,有很强的动力不稳定。除此之外结合前一日的地面天气填图(图略),四川盆地受北方南下的冷空气影响,冷空气的南下为此次超级单体过程提供了触发机制。结合图 4,27 日海平面气压场可知,08 时四川盆地西部、青藏高原上空受高压控制,成都地区处在高压以东,地面受南风控制。蒙古西伯利亚的冷空气沿着青藏高原东部进入四川盆地,为此次超级单体爆发提供了触发机制。14 时,青藏高原和四川盆地西部的高压减弱西退,四川盆地以北形成一个低压中心,成都地区有明显的负变压,有利于对流的产生。



(a) 08 时



(b) 14 时

图 3 2015 年 7 月 27 日 500 hPa 大尺度背景场
(蓝色为等高线,红色为等温线)

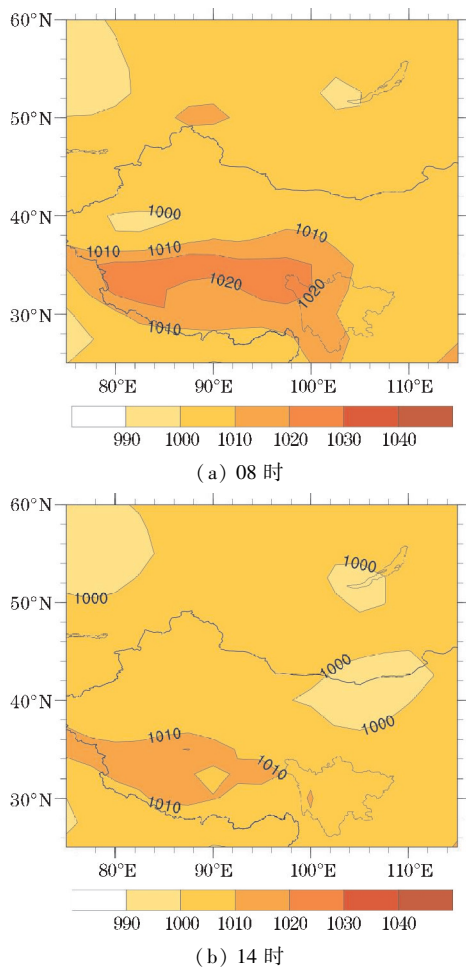


图4 2015年7月27日海平面气压场

1.3 多普勒雷达特征

1.3.1 雷达基本反射率因子演变特征

7月27日11:39,在成都地区东南部开始形成对流单体,对流单体在2 h以内发展为超级单体,随后消散。此次超级单体给成都地区带来了大风以及强降水,部分地区还有冰雹灾害。11:39 对流单体于成都地区东南部生成,在几十分钟之内对流单体迅速发展,到12:26,反射率因子的最大值已经超过55 dBz,开始出现三体散射长钉(TBSS)。随后的几分钟内单体发展为超级单体,在12:33,从图5可以看到此时超级单体进入鼎盛期。到13:02,超级单体强中心逐渐向东

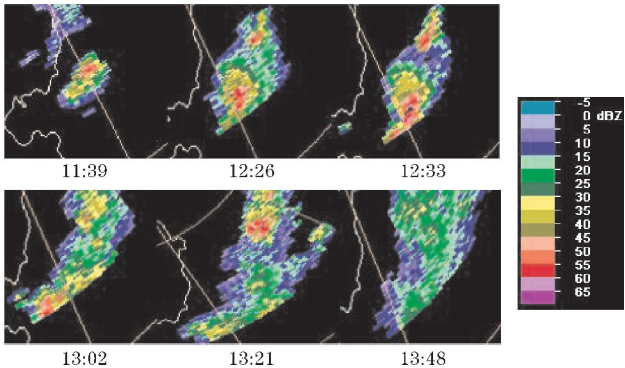


图5 2015年7月27日1.5°仰角雷达基本反射率因子演变图

北部移动,范围逐渐扩大,地面降水区域也在逐渐扩大。13:21 在之前强回波区的东北方向最大反射率因子也超过55 dBz。在此之后超级单体风暴开始减弱,到13:48 反射率因子明显减弱,到14时超级单体基本消散。

1.3.1 雷达径向速度演变特征

对流单体在11:39开始形成后,逐渐发展,12:26出现气旋性辐合,对比同一时刻反射率因子图像,在反射率因子图像中出现了钩状回波,1.5°仰角速度图如图6所示,图中的负速度区域正好对于钩状回波当中的弱回波区,这说明了弱回波区为此次超级单体风暴的入流区。12:33左右正负速度差进一步增大,气旋性辐合更加明显。降低仰角到0.5°(图略),可以看到超级单体后部有“V”形缺口,对比反射率图像可知此时产生“V”形缺口是由于超级单体已经发展成熟,云中有冰雹和大水滴产生,由于云中大冰雹、大水滴等大粒子对雷达波的强度衰减,雷达在探测时电磁波无法穿透主要的大粒子区域,故形成“V”形缺口。随后中气旋向东北方向发展,北部又出现一个负速度中心,而且正负速度相差40 m/s以上,具备典型的中气旋特征。此时2.5°仰角反射率图上(图略)也有三体散射现象,这时冰雹等大粒子出现,向前的雷达波被散射到地面,随后被地面反射回强降水区域,而后又被散射回雷达,雷达将所有回波显示在径向上,故此时形成了三体散射长钉。13:48 中气旋明显减弱,超级单体开始消散。

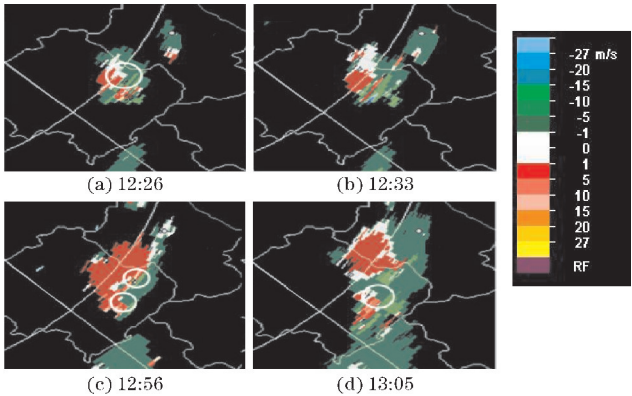


图6 2015年7月27日1.5°仰角雷达径向速度演变图(白色圆圈:中气旋所在位置)

2 数值模拟设计与验证

2.1 数值模拟设计

为深入研究此次超级单体的热动力结构和微物理过程,采用伴有二个文件的二重嵌套方案,模拟的中心点位于104.84°E,30.22°N,模拟从7月27日00:00开始,到12:00结束(均为世界时),模拟时间12 h。外层嵌套结果30 min输出1次,内层嵌套10 min输出1次。采用三阶 Runge-Kutta 时间积分方案,时间积分步长

392 s,选用欧拉质量坐标。全垂直 eta 层总层数为 28 层。母区域积分步长 65400 m,子区域积分步长 21800 m,嵌套时子网格向母网格得到反馈作用,子区域与母区域的嵌套比例为 1:3,初始场用 FNL 再分析资料驱动。模式区域选取如图 7 所示。

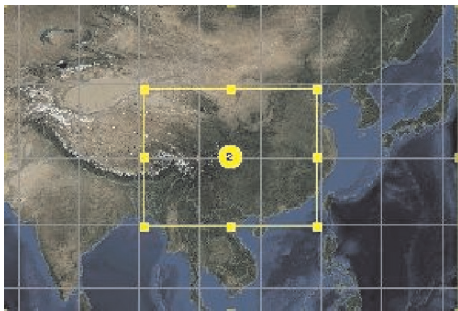


图 7 二重嵌套范围(整个大区域为外层嵌套,黄色方形内部为内层嵌套)

为了精细研究超级单体微物理过程,模式的微物理方案采用 Lin 方案,该方案包括水汽、云水、云冰、雨、雪、霰 6 种类型的水成物,所有的参数化处理都是基于 Lin 和 Hobbs 的参数化方案,并在一些地方做了修改。此方案是 WRF 中相对复杂的微物理方案。长波辐射方案采用 rrtm 方案,短波辐射采用 Dudhia 方

案,近地面层选用 Monin-Obukhov 方案,陆面过程采用热量扩散方案。另外 Kain-Fritsch 方案作为这次模拟的积云对流方案,该方案闭合假设基于对流有效位能,利用拉格朗日质点方法估算对流不稳定和对流云性质,能处理深对流和浅对流。模拟考虑地面热量和水汽通量,辐射光学厚度中考虑云的影响,没有雪盖输入场。湍流和混合作用选项选用老扩散方案,计算坐标面上二阶扩散项,湍涡系数采用水平 Smagorinsky 一阶闭合方法,不考虑顶层的抽吸作用。

2.2 模拟效果验证

为了确定数值模拟的可靠性,从累计降水以及环流形势两方面对数值模拟进行评估。图 8 为模式模拟的 4 个时次的累计降水量图,可以发现超级单体爆发之前成都地区有少量降水,降水量在 10 mm 以下。到了超级单体爆发之时,累计降水量突破 20 mm,到消散阶段,局部地区的累积降水已经突破 50 mm,达到暴雨级别。此时四川盆地其他地区也有分散性降水,降水量普遍偏小,四川盆地只有成都地区这一个强降水中心,而且模拟出的面积较观测值偏小。但是就累计降水的总体结果来看,数值模拟在降水量方面基本能够反映超级单体风暴的影响。

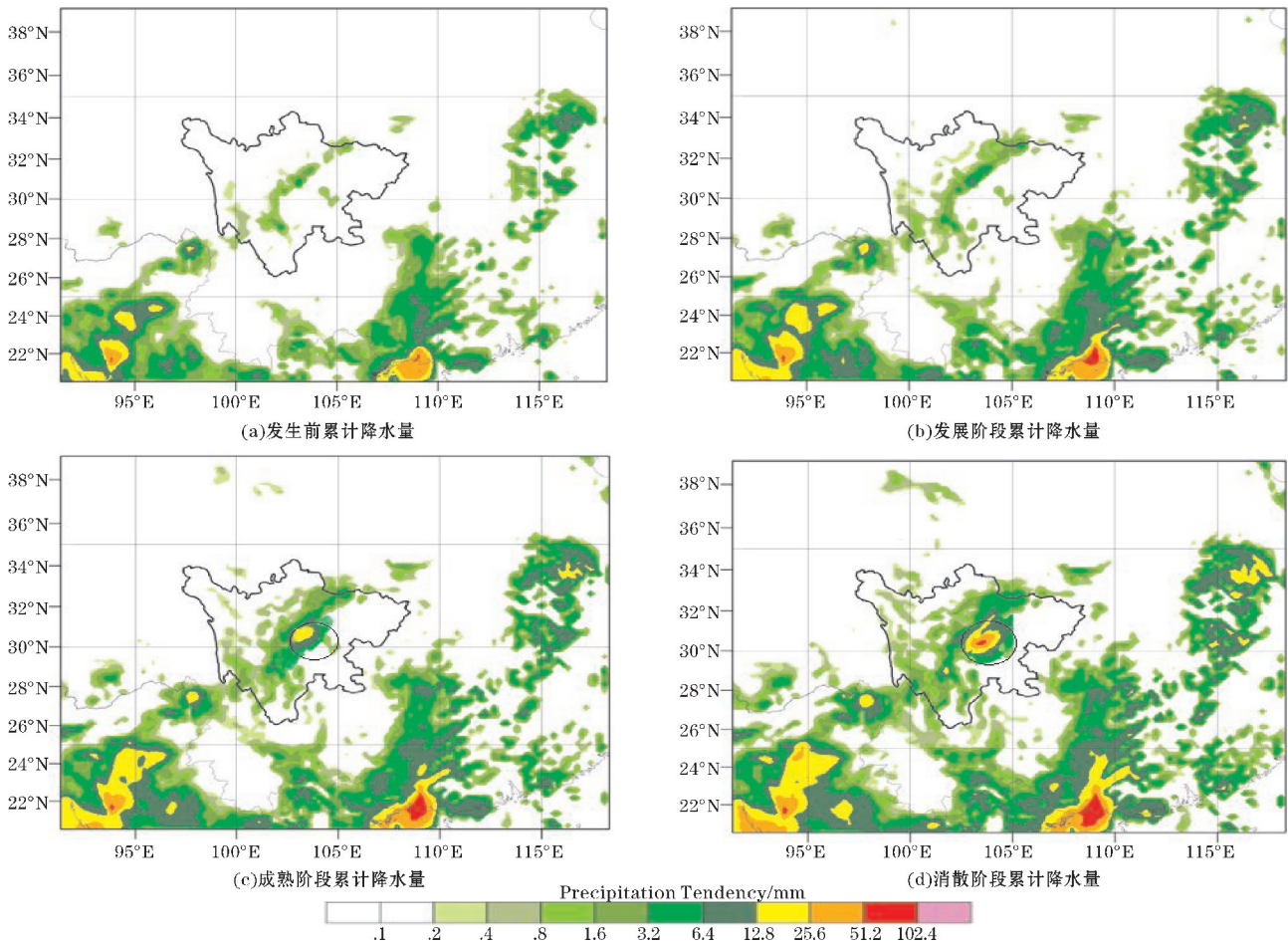


图 8 累计降水模拟结果

图9为模拟出的海平面气压场叠加降水趋势预报以及500 hPa环流形势的效果图。模拟得到的降水趋势预报与实况较为一致,主要雨带分布在成都地区及其东北、西南部地区,呈现东北-西南带状分布,雨带东西两侧为四川盆地的两个干区。成都地区超级单体爆发之前雨量偏小,在10 mm以下。从气压场上看,成都地区西北部有两个低压,成都地区以西为一个高压区域控制,成都地区以东为低压。成都地区处在高压与低压之间的过渡地带,等压线较密集,气压梯度较大。由上文对再分析资料的分析可知,27日上午成都地区受到北方强冷空气影响,风速较大。故此次地面气压场模拟结果与实况较为一致,但是降水量预报结果偏小。

模拟同样在 500 hPa 层上取得了很好的效果。结

果显示,亚欧大陆中高纬整体呈现“两槽一脊”环流形势,一个槽位于亚洲东部沿岸,另一个槽位于西西伯利亚地区,两个槽之间为一脊,脊线位于蒙古地区中部。温度场相位与高度场相位趋于重合。中国华北地区以纬向平直西风气流为主。副高脊线位于浙江、福建西部地区。四川盆地中东部地区有一个气旋性涡旋,四川盆地西部受一个高压控制。此外受西太平洋副热带高压影响,成都地区东部有较强的东南风急流,给成都地区带来了一定量的水汽。成都地区西南部也受一个高压控制,成都地区处在两个高压之间的狭长地带处,风切变明显,并且500 hPa层上的低涡更加剧了这种不稳定,有利于超级单体发展。综合来看,此次模拟较准确地反映了500 hPa层上的天气实况,具备一定的可靠性。

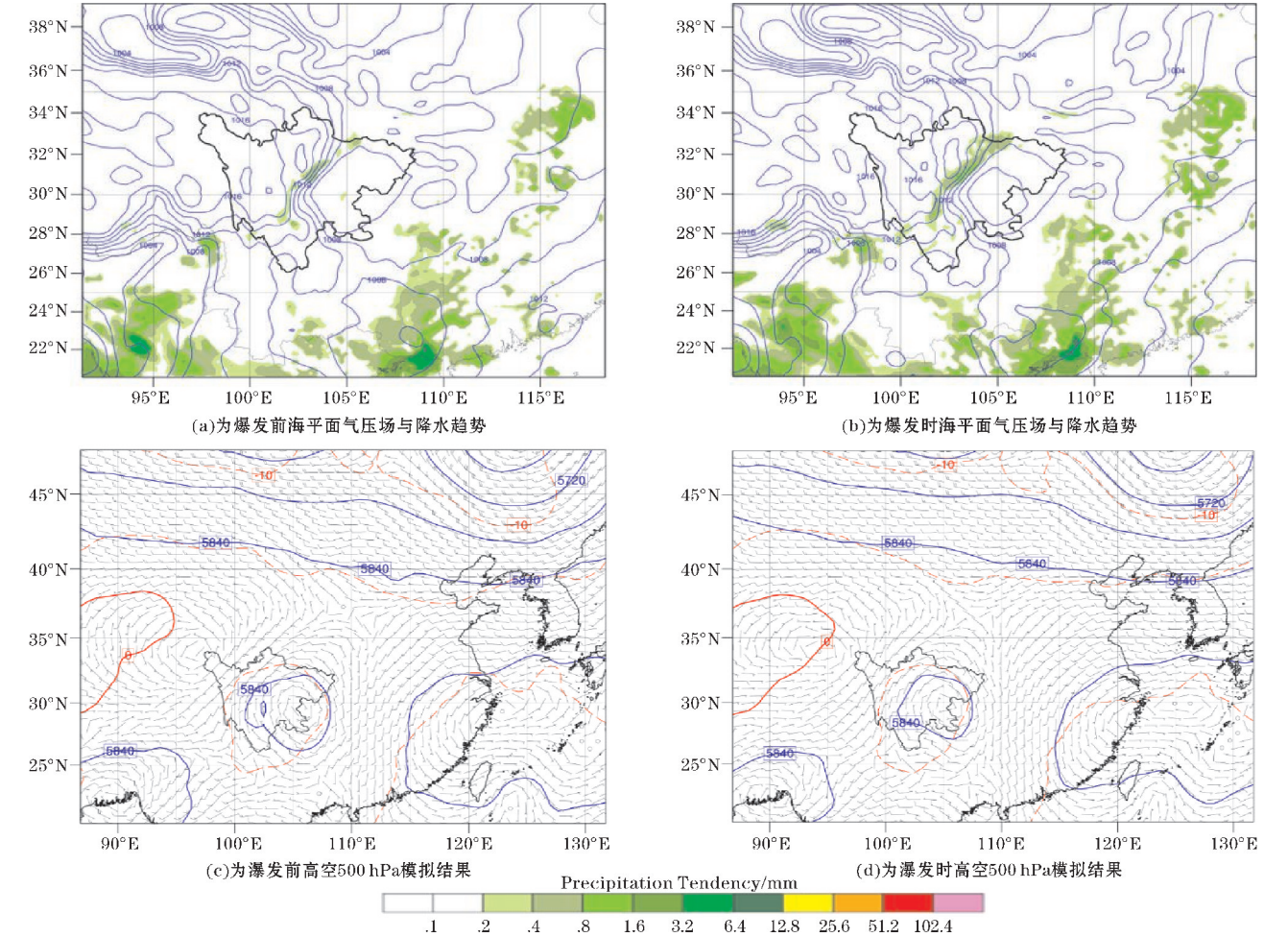


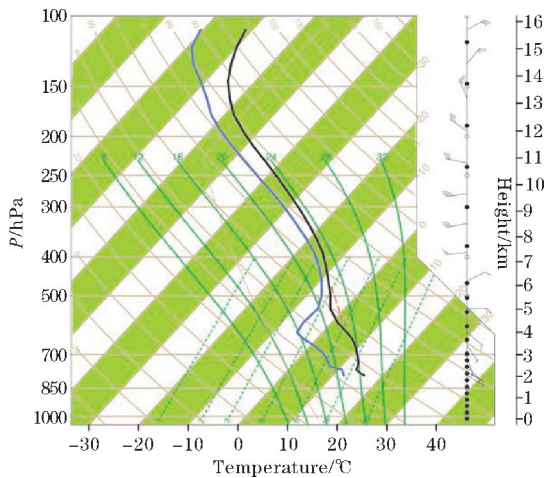
图9 环流形势模拟结果(蓝色线为等高线,红色线为等温线)

2.3 不稳定能量分析

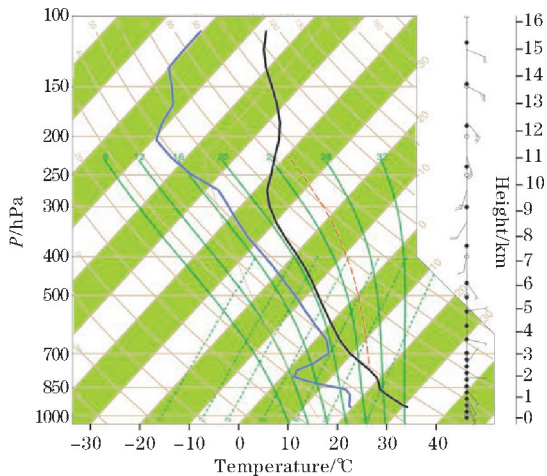
超级单体的发生发展离不开不稳定能量。俞小鼎^[2]指出,不稳定能量主要包括动力不稳定和热力不稳定。其中动力不稳定也叫切变不稳定,目前中国常用0~1 km以及0~6 km风矢量的差值来表示不稳定,即低层风切变值和高层风切变值。Doswell^[4]指出对于一般超级单体而言,0~6 km的垂直风切变值需要达到

15 m/s。图10为超级单体爆发之前和成熟阶段的Skew-T图,可以看出,超级单体在爆发之前,低层由东南风转为东风,地转风随高度顺转,低层有暖平流。在500~400 hPa的区域内风向出现突变,由东风转为西风。在中低层有一个显著的逆温层,此时温度露点差也很大,气层较干,是典型的干暖盖现象,为之后超级单体的爆发积累了很强的不稳定能量。此时成都地区上空也存在高空急流。到超级单体爆发时,中低层的干暖盖消

失,温度和露点温度的差值趋近于零,中低层为一显著湿气层,在湿气层之上,温度露点差逐渐增大,气层也逐渐变干,尤其到中高层的这种干冷空气对于超级单体结构的维持起到重要作用。此时 0 ~ 6 km 风向风速均出现切变,有很强的切变不稳定,对流有效位能也有显著增加,达到2294 J/kg。这为超级单体提供了强大的热力不稳定能量。与此同时模拟结果表明0℃层和-20℃层的高度相对于其他冰雹过程而言偏高,这不利于大冰雹粒子的增长,这次超级单体主要以暴雨为主。



(a) 爆发前



(b) 成熟阶段

图 10 超级单体 Skew-T 图(黑色曲线代表温度曲线,蓝色曲线代表露点曲线)

2.4 水汽条件分析

图 11 为成都地区超级单体爆发之时低层700 hPa的水汽通量散度叠加风场的图像。低层700 hPa可以看到明显的西南低空急流,西南低空急流的出现为超级单体提供了丰富的水汽。此外在成都地区上空有弱的风切变,这为超级单体爆发提供了切变不稳定。此时成都地区上空水汽通量均为负值,表明有外来水汽辐合进入成都地区。图中白色区域为地形高度低于1500 m的区域。随着高度升高,气旋性涡旋更加明显,此外成都地

区此时的水汽通量散度均有所增加,很多区域由负值变化为正值,这说明低层水汽辐合进入成都地区之后,到中层有了水汽的流出。这种低层水汽辐合、高层水汽辐散的流场结构有利于超级单体维持和发展。

图 12 为 300 hPa 和 600 hPa 水汽混合比的时间序列变化示意图。超级单体在发展阶段时,300 hPa 层上水汽混合比呈现明显减少趋势,表明中高层是由湿层逐渐转干层,高层有干空气侵入。而在600 hPa水汽混合比时间序列图中,虽然水汽混合比仍然有很大的数值,但是在爆发之后的 0 ~ 40 min,其数值也在逐渐减少,爆发后40 min时超级单体达到成熟阶段,在这之后水汽混合比在6.10 g/kg附近波动,超级单体不再发展。

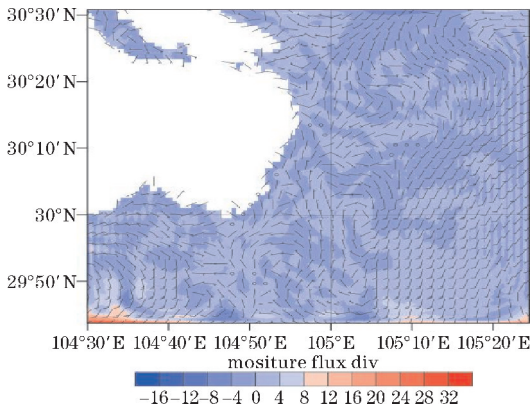
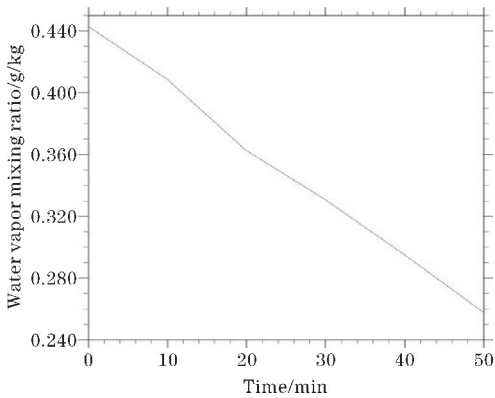
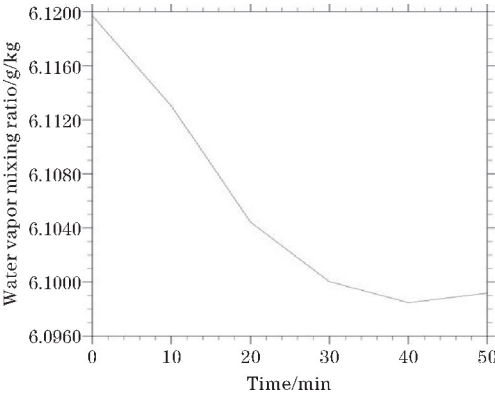


图 11 超级单体爆发时 700 hPa 水汽通量散度图



(a) 300 hPa



(b) 600 hPa

图 12 超级单体成熟阶段水汽混合比时间序列分布示意图

3 热动力结构分析

3.1 动力结构分析

3.2.1 涡度与散度

由于超级单体是一个具有深厚持久的中气旋,故涡度图像可以准确反映其动力结构特征。图 13 为 500 hPa 层上超级单体爆发各个时段的涡度变化图像。可以看出,超级单体爆发之前,成都地区处在正涡度的控制下,但是强度较弱,范围较小。成都地区西部以及北部涡度为负值。随着超级单体发展,正涡度

区域不断扩大,强度不断增强,与此同时负涡度区域的强度也在增强,成都地区东西方向出现一对涡度对,这正是超级单体中气旋特征的本质体现。气流从成都地区的东南部上升,西部下沉。到成熟阶段正涡度区域的强度持续变大,上升气流持续增强,云顶高度逐渐变高,此时地面有冰雹产生,正负涡度对更加明显。成熟阶段持续了几十分钟之后超级单体开始消散,正负涡度区域的强度开始减少,在四川盆地西部又出现正负涡度对,但此时成都地区暴雨结束。在 700 hPa 层上(图略),西负东正的涡度对仍然在成都上空存在,只是强度有所减弱。这表明中低层的环流结构对超级单体的发展和维持也具有重要作用。

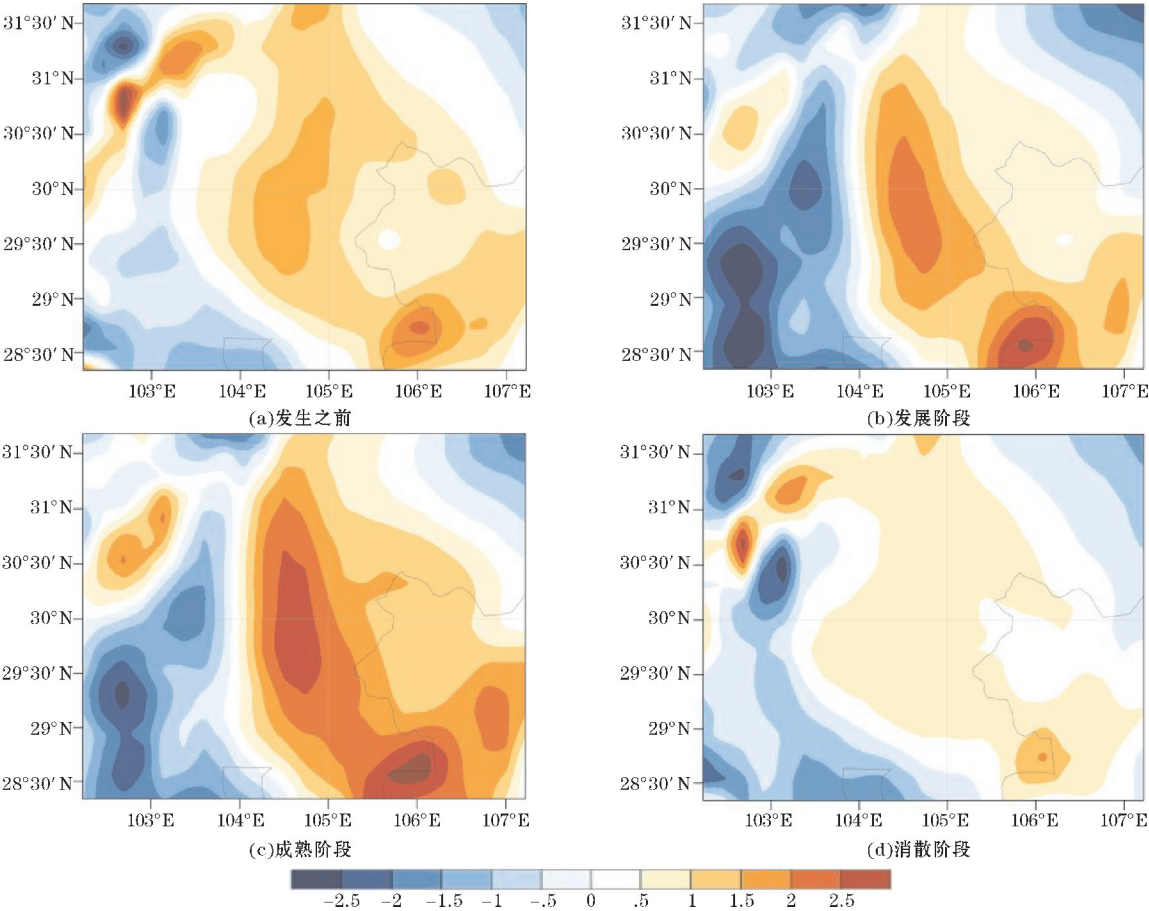


图 13 超级单体 500 hPa 涡度变化图

从 500 hPa 层上的散度变化特征也可更细致地分析此次超级单体的结构,如图 14 所示。超级单体爆发以前,成都地区处在一个弱的辐合区当中,成都地区南部为一个辐散区,随着时间推移,辐合区逐渐向南发展,成都地区以东也为辐合区控制,成都地区东部的辐合区对应涡度场中的正涡度区,表明此处有上升气流存在。在成熟阶段时,东部的辐合区强度明显增强。在成熟阶段过后,辐合区极大值中心减弱,辐散区开始向东部地区扩展。而涡度图中正涡度区域的范围和强度都有所减小,说明此时雷暴云

中上升气流逐渐减弱,超级单体逐渐消散。3.1.2 风暴相对螺旋度 风暴相对螺旋度(SRH)这一概念在美国已经得到广泛应用,而目前在中国应用较少。螺旋度与风暴相对螺旋度均表示入流气流的强弱与沿着入流方向的涡度大小,区别在于风暴相对螺旋度中的水平风速为相对于风暴的风速。风暴相对螺旋度的计算公式为

$$H = \int_0^h (\vec{v} - \vec{c}) \cdot \omega_h dz$$

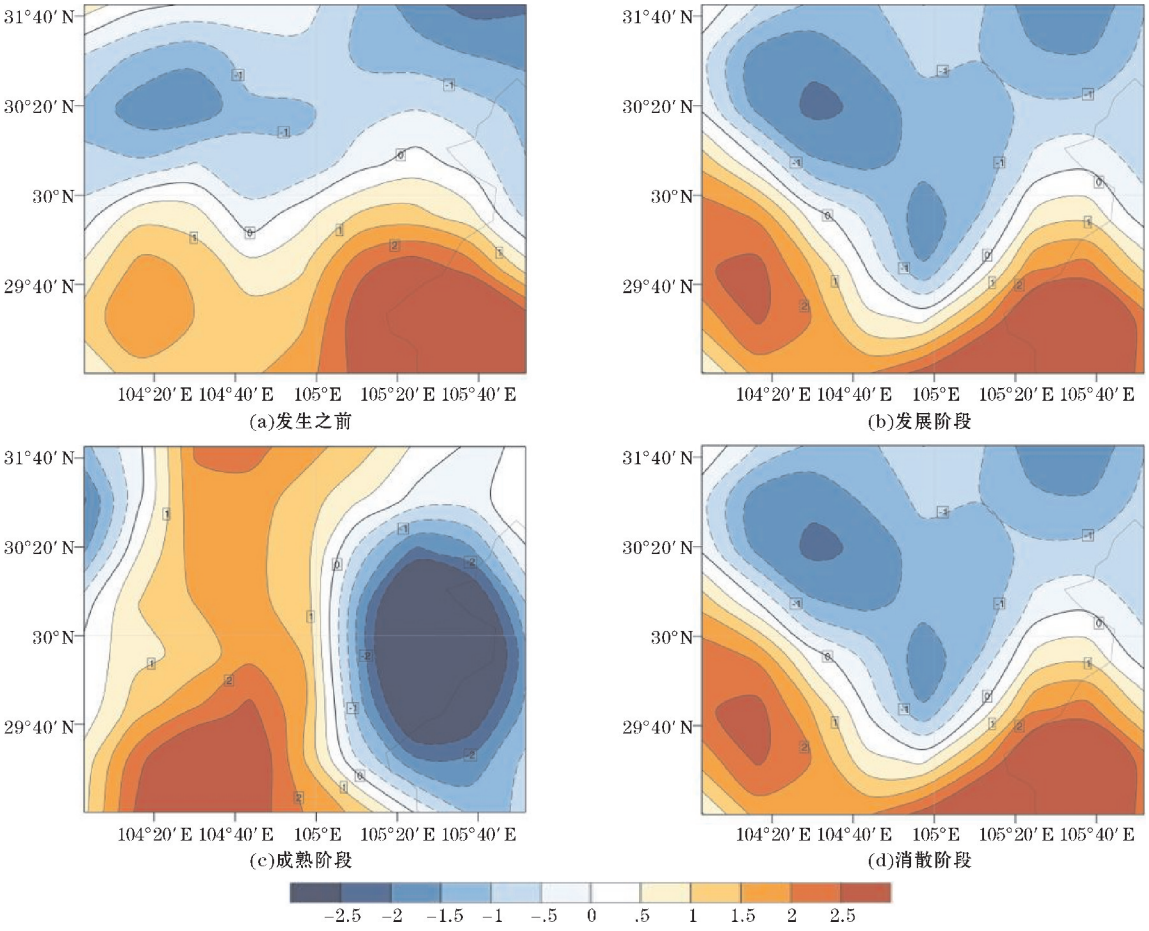


图 14 超级单体 500 hPa 散度变化图

其中 $\vec{v} = (u(z), v(z))$ 为水平环境风场, $\vec{c} = (C_x, C_y)$ 为水平风向风暴传播速度。两者的差值为风暴的相对速度。 ω_h 为 h 高度的水平涡度。SRH 可以准确反映风暴的相对入流强弱、环境场的旋转程度以及沿着旋转轴方向运动的强弱。当 SRH 越大时表示风暴旋转性越大、强度越大。当低层风暴相对螺旋度大于零时表示地转风随高度顺转,有暖平流;反之当其小于零时地转风随高度逆转,有冷平流。文中将重点关注 3 km 的风暴相对螺旋度。超级单体过程的 SRH 在各个阶段的演变如图 15 所示。

在超级单体爆发之前,成都地区的 SRH 普遍在 $100 \sim 200 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$,高值区域范围较小,雅安地区有一个 SRH 大值区,这一个大值区在之前模式输出的降水图中也有所体现,但是对成都地区的超级单体影响不大。随着超级单体发展,SRH 逐渐增大,最大值达到 $300 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 以上,另外 $100 \sim 200 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 的区域也有明显扩大,基本覆盖了整个四川盆地中部地区。超级单体消散时,SRH 极大值区域在明显减少,极大值很快降落到 $300 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 以下,但是四川盆地中部地区

基本仍然在 $100 \sim 200 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$,范围也没有减少。分析 1 km 高度上风暴相对螺旋度的变化(图略),在超级单体爆发之前成都地区 SRH 均为负值,随着超级单体的发展,SRH 由负值缓慢的变为正值,但数值均在 $40 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 以下,这表明超级单体在发展是低层有很强的垂直风切变,这也是这次超级单体发生的动力不稳定条件。

3.2 热力结构分析

相当位温可以详细反映大气的综合热力状况,文中利用相当位温的变化来分析本次超级单体过程。图 16 反映了低层 700 hPa 层上相当位温的变化情况。超级单体爆发之前成都地区东南部有少部分区域相当位温达到 346 K 以上,成都地区西南部雅安地区达到 354 K 以上。随着超级单体的发展,成都地区的高温高湿区域逐渐扩大,部分地区达到 350 K 以上,与此同时西南低空急流加强,给成都地区输送了足够多的水汽。水汽条件与高温高湿的能量积聚,使得不稳定能量逐渐加强,促进了超级单体的爆发。

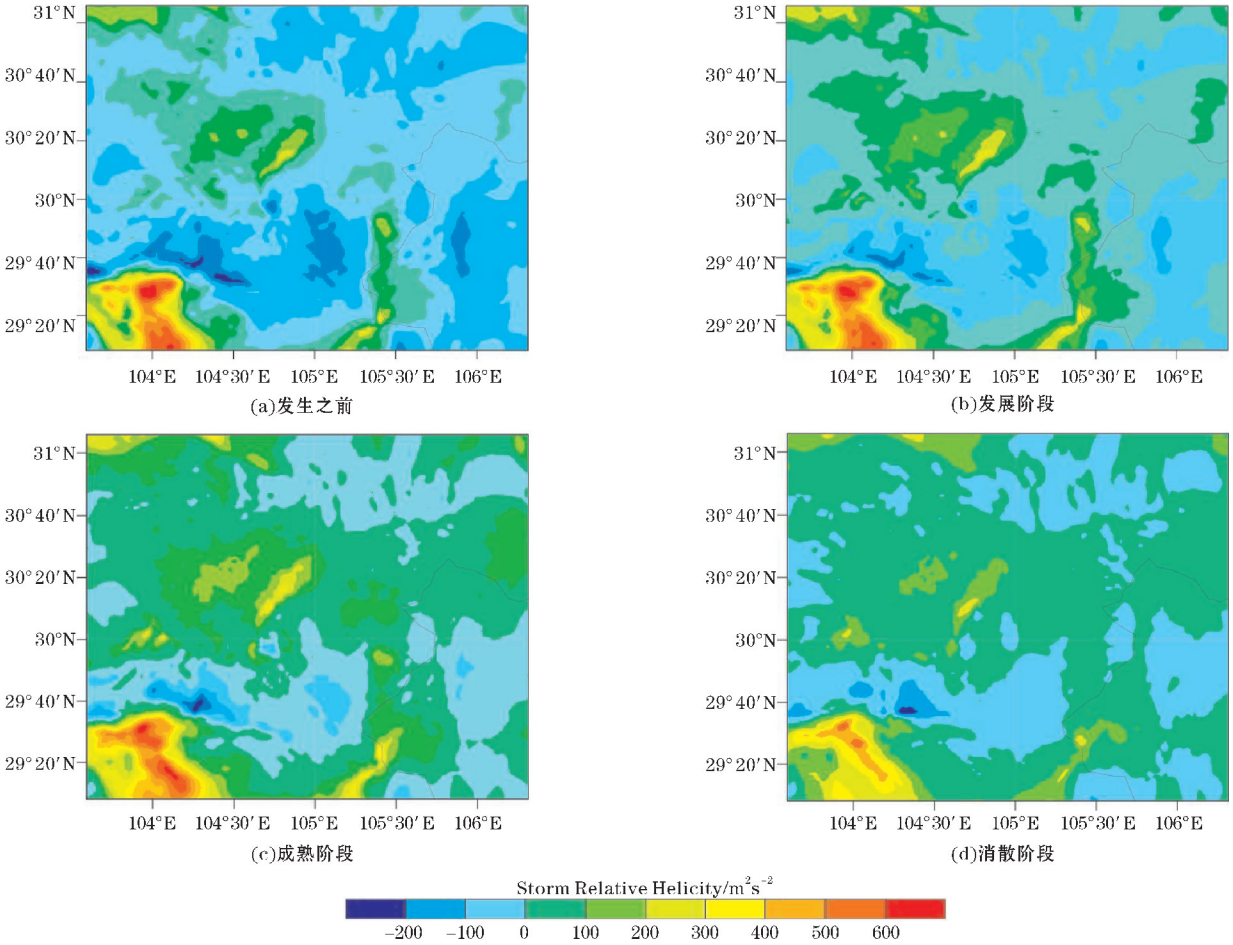


图 15 超级单体 3 km 风暴相对螺旋度变化图

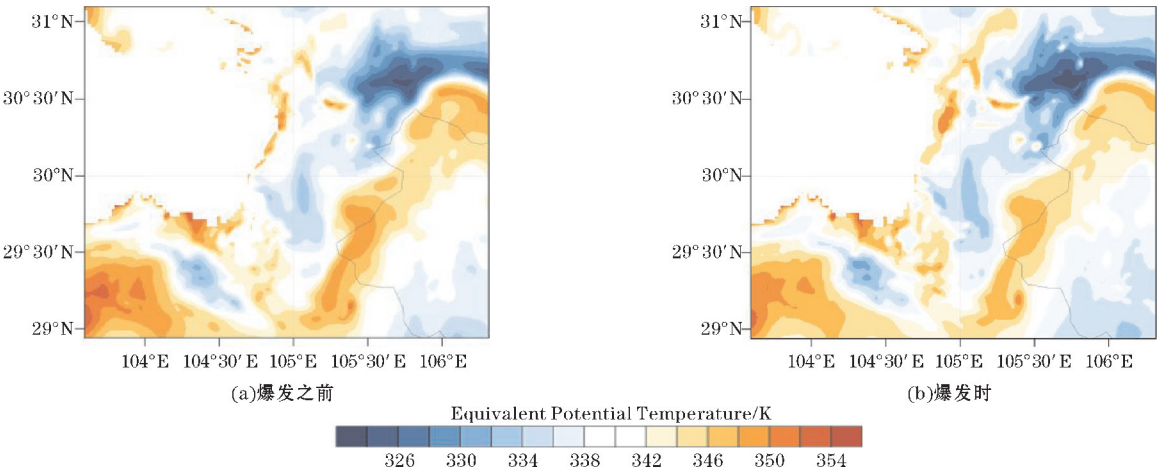


图 16 超级单体 700 hPa 相当位温分布示意图

为了更清晰的表现超级单体的热力结构,分别绘制了超级单体发生发展时的经向和纬向剖面图,见图 17~18,可以看出,超级单体爆发之时,中低层有一个显著湿区,相对湿度达到了 60% 以上,相当位温也达到了 350 K 以上。在其之上 2 km 左右有一个浅薄的干区,而在高空 3~4 km 处又出现了一个显著湿区,相对

湿度已经超过了 70%,这使得整层大气有明显的湿度梯度。而在高空 6~7 km 处、高湿区域的东部再次出现一个干区,这表明中高层有明显的干冷空气侵入,干冷空气是超级单体发展的重要因子,加剧了整层气层的位势不稳定,有利于超级单体发展。

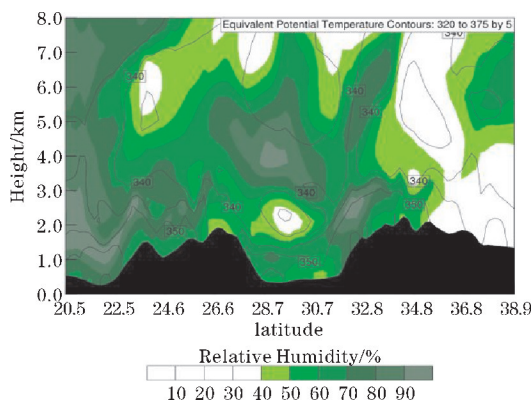


图 17 超级单体爆发时相当温度沿纬度剖面图(绿色填色代表相对湿度,黑色填色代表地形高度)

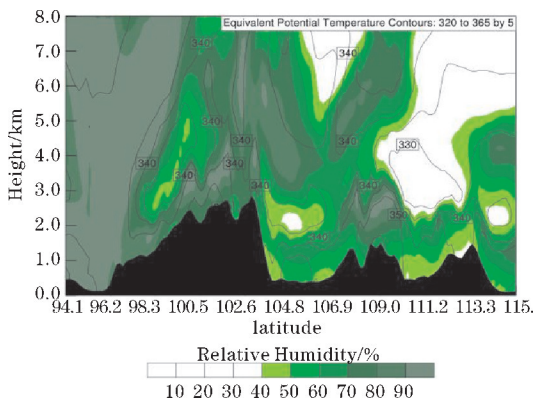


图 18 超级单体爆发时相当温度沿经度剖面图(绿色填色代表相对湿度,黑色填色代表地形高度)

4 结论

利用成都多普勒雷达资料、NCEP 再分析资料以及中尺度 WRF 模式对 2015 年 7 月 27 日发生在成都地区东南部的一次超级单体过程进行数值模拟,研究了此次超级单体过程的大尺度背景场、不稳定能量、水汽条件、热动力结构以及微物理过程,得到以下结论:

(1) 超级单体爆发之时,西太平洋副热带高压脊线位于江西和安徽西部,四川盆地以西存在 1 个小高压,与此同时四川盆地西南部也分裂出 1 个小高压,四川盆地处在 3 个高压之间的狭长地带处,并且在低压气旋性涡旋的影响下,有很强的动力不稳定,这有利于对流单体加强发展。

(2) 成都多普勒雷达资料显示,这是一次由成都东南部的 1 个孤立对流单体加强发展为超级单体的风暴过程,在成熟阶段超级单体向成都东北部移动,范围也逐渐扩大,在反射率图上出现三体散射长钉和钩状回波,在径向速度图上负速度区对应钩状回波中的弱回波区,正负速度相差 40 m/s 以上,具备典型的中气旋特征。

(3) 此次超级单体在爆发之前中低层存在 1 个显著的逆温层,温度露点差较大,是典型的干暖盖。爆发时中低层的干暖盖消失,发展为 1 个显著的湿层,中高

层有干冷空气侵入,加剧了位势不稳定,对流有效位能达到 2500 J/kg 以上,有很强不稳定能量。此外 700 hPa 上有明显的西南低空急流存在,为成都地区输送了大量水汽。低层水汽通量散度为负值,有水汽流入;中高层水汽通量散度逐渐转为正值,有水气流出。这种低层辐合、高层辐散的流场结构有利于不稳定能量的发展。

(4) 雷达回波强反射率区域与中低层辐合区以及涡度对应关系明显。超级单体发展到成熟阶段时,在 500 hPa 层上成都地区东西方向出现 1 个明显涡度对,气流从成都地区的东南部上升,西部下沉。500 hPa 散度图上成都地区东西两侧为辐合区,东部的辐合区对应涡度场的正涡度区。另外 3 km 风暴相对螺旋度(SRH)在超级单体成熟阶段达到了 $300 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 以上,表明此时超级单体有很强的旋转性。到消散阶段辐合区面积明显减少,上升气流减弱,风暴相对螺旋度也减弱到 $200 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 以下。

(5) 超级单体在成熟阶段,低层为高湿高能区,相当位温超过 350 K,相对湿度超过 60%,而高层为干区,湿度梯度明显。此次过程 0 °C 层和 -20 °C 层的高度偏高,暖层较厚,这不利于冰雹的循环增长。故超级单体主要以降水天气为主。600 hPa 和 300 hPa 层上水汽混合比逐渐减少,表示中高层在爆发阶段由湿逐渐转干,而低层仍然较湿,加剧了位势不稳定层结。

致谢:感谢成都市科技惠民技术研发项目(2016-HM01-00038-SF)、成都市科技专项(2018-ZM01-00038-SN)对本文的资助

参考文献:

- [1] 寿绍文. 中尺度气象学[M]. 北京:气象出版社, 2016:74-75.
- [2] 俞小鼎. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. 暴雨灾害, 2013, 32(3):202-209.
- [3] Marwitz J D. The structure and motion of severe hailstorms. Part I: Supercell storms[J]. Journal of Applied Meteorology, 1972, 11(1):166-179.
- [4] Doswell C A, Burgess D W. Tornadoes and toraadie storms: A review of conceptual models[J]. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards, 1993, 79:161-172.
- [5] Moller A R, Doswell C A, Foster M P, et al. The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures[J]. Weather and Forecasting, 1994, 9(3):327-347.
- [6] Bruning E C, Rust W D, MacGorman D R, et al. Formation of Charge Structures in a Supercell[J]. Monthly Weather Review, 2010, 138(10):3740-3761.
- [7] Rasmussen E N, Straka J M, Gilmore M S, et al. A

- Preliminary Survey of Rear-Flank Descending Reflectivity Cores in Supercell Storms [J]. *Weather and Forecasting*, 2006, 21(6): 923–938.
- [8] Betten D P, Biggerstaff M I, Wicker L J. A Trajectory Mapping Technique for the Visualization and Analysis of Three-Dimensional Flow in Supercell Storms [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2017, 34(1): 33–49.
- [9] Mecikalski R M, Bain A L, Carey L D. Radar and Lightning Observations of Deep Moist Convection across Northern Alabama during DC3: 21 May 2012 [J]. *Monthly Weather Review*, 2015, 143(7): 2774–2794.
- [10] Smith J A, Baeck M L, Yu Zhang, et al. Extreme Rainfall and Flooding from Supercell Thunderstorms [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2001, 2(5): 469–489.
- [11] 吴芳芳, 俞小鼎, 张志刚, 等. 苏北地区超级单体风暴环境条件与雷达回波特征[J]. *气象学报*, 2013, 71(2): 209–227.
- [12] Browning K A, Ludlam F H. Airflow in convective storms [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1962, 88(376): 117–135.
- [13] Fujita T, Grandoso H. Split of a Thunderstorm into Anticyclonic and Cyclonic Storms and Their Motion as Determined from Numerical Model Experiments [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1968, 25(3): 416–439.
- [14] Wolf P L. WSR-88D Radar Depiction of Supercell-Bow Echo Interaction: Unexpected Evolution of a Large, Tornadic, “Comma-Shaped” Supercell over Eastern Oklahoma [J]. *Weather and Forecasting*, 1998, 13(2): 492–504.
- [15] 俞小鼎, 郑媛媛, 廖玉芳, 等. 一次伴随强烈龙卷的强降水超级单体风暴研究 [J]. *大气科学*, 2008(3): 508–522.
- [16] 陈秋萍, 陈齐川, 冯晋勤, 等. “2012.4.11”两个强降水超级单体特征分析 [J]. *气象*, 2015, 41(1): 25–33.
- [17] Steiner J. A three-dimensional model of cumulus cloud development [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1973, 30(3): 414–435.
- [18] 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 对流云中冰相过程的三维数值模拟 I: 模式建立及冷云参数化 [J]. *大气科学*, 1990, 14(4): 441–453.
- [19] 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 对流云中冰相过程的三维数值模拟 II. 繁生过程作用 [J]. *大气科学*, 1991, 15(6): 78–88.
- [20] 刘术艳. 北京一次强单体雷暴的三维数值模拟 [J]. *大气科学*, 2004, 28(3): 455–470.

A Mesoscale Numerical Simulation of a Supercell Storm in Chengdu Area

GAO Zhibo^{1,2}, ZHOU Yunjun^{1,3}, YIN Shuyue¹, YU Hao^{1,4}, HU Dan^{1,5}, BAI Ge¹, Liu Sichang^{1,5}

(1. The Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology Chengdu 610225, China; 2. State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Beijing Normal University, Beijing 10081, China; 3. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; 4. College of System Science, Beijing Normal University, Beijing 100081, China; 5. Climate Change Research Center, The Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: In order to improve the forecast quality of supercells in Chengdu area, a numerical simulation of a heavy supercell storm in Chengdu on July 27, 2015 is implemented by using Doppler radar data, NCEP reanalysis data and the mesoscale WRF model. Comparing the simulation results with the observed data, the model simulates this supercell process very well. The results show that the supercell is developed from an isolated monomer. In the radial velocity diagram, the negative velocity region corresponds to the weak echo region in the hook echo, indicating that the weak echo region is the inflow region of the supercell. Before the outbreak of the supercell, there was a significant inversion in the middle and lower layers. When the supercell broke out, the inversion layer at the middle and lower layers disappeared and developed into a significant wet layer. Dry and cold air intruded into the upper and middle layers. Low-level water vapor flows into Chengdu area. A significant vorticity pair appears in the east-west direction of Chengdu area on the 500 hPa layer. The air flow rises from the east of the Chengdu area and sinks in the west. The east and west sides of the Chengdu area are convergence areas and the convergence zone in the east corresponds to the positive vorticity zone of the vorticity field. The updraft has a strong rotation.

Keywords: weather science; mesometeorology; Chengdu area; supercell; observation analysis; numerical simulation