

文章编号: 2096-1618(2019)05-0532-11

一次四川盆地雷暴天气的数值模拟分析

钱鑫铭¹, 周筠珺^{1,2}, 赵鹏国¹, 刘恒³, 李思盟¹

(1. 成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044; 3. 济源市气象局, 河南 济源 454000)

摘要:为更好地利用 WRF 中尺度模式进行雷电活动数值预报,在 WRF 模式 Morrison 双参数微物理方案中引入起电放电参数化方案,基于此模式对 2010 年 8 月 18 日发生在四川地区的强雷暴天气过程进行模拟。模式输出的闪电空间分布与观测的闪电分布接近,结果表明:对流有效位能值与风暴相对螺旋度、位涡可以指示地闪频数随时间变化,且空间上均可指示地闪密度大值中心。电荷分离区域内,霰粒子质量混和比最大值与地闪频数随时间变化趋势基本保持一致。空间分布上,霰、冰晶及雪粒子最大值位置与地闪密度大值中心位置对应性较好,均能指示地闪发生区域,霰粒子、冰晶粒子和雪粒子的垂直分布达 16 km 以上。模拟研究表明针对该电耦合模式微物理及动力输出场分析可以有效预测地闪活动的发生时间和位置,具有一定的预警预报作用。

关键词:WRF 模式;雷暴云;闪电活动;水成物粒子;微物理特征

中图分类号:P427.32

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2019.05.015

0 引言

四川盆地由于复杂的地形和不同季风环流的交替影响,天气复杂多样^[1]。由于其复杂多变的地形及下垫面性质条件的影响,使电活动十分频繁。经济发达的成都地区及周边城市群由于受城市热岛的影响,雷电活动的发生也较密集^[2]。闪电活动的发生具有瞬时性、随机性,灾害性强对流天气过程的预警与预报研究成为研究难点和热点,准确有效的雷电活动预报显得尤为重要。

由于非感应起电机的主导性,对闪电活动的研究应该综合考虑动力作用及微物理过程作用。刘冬霞等^[3]利用闪电定位资料和多普勒天气雷达资料分析飏线系统中的闪电活动特征并讨论了电荷结构,结果表明闪电都集中分布在飏线的前部线状强回波区域内,且闪电的发生与雷暴云内动力和微物理过程密切相关。Wiens 等^[4]研究了强对流风暴的电场变化特征与云内起电微物理特性的关系,发现强对流天气中总闪电频率与霰粒子含量以及强上升气流相关。郑栋等^[5]针对一次冰雹过程的闪电活动和电荷结构演变特征进行综合分析,动力和微物理过程的结果表明,闪电活动和电荷结构的特征与雷暴云内动力、微物理过程紧密相关。冯桂力等^[6]对 6 km 高度处雷达回波与总闪电关系研究表明,总闪电主要出现在强回波区

(>30 dBZ)及其周围。

但相关研究缺乏直接获取雷暴云内微物理发展过程、雷暴云电荷结构演变等指标信息,因此借助 WRF (weather research and forecasting)中尺度数值模式,引入非感应起电参数化方案和整体放电参数化方案。Zepka 等^[7-9]用不同的微物理参数化方案对雷暴天气进行预报,发现不同的参数化方案预报结果不同,模式输出的各参数能够对闪电进行有效预警。利用具有不同垂直风切变值的环境条件,使用 WRF 模型模拟超级单体雷暴,不同环境条件对雷暴影响不同^[10-12]。陈功等^[13]发现在中尺度数值天气预报模式中,更加准确地描述云物理过程将能够很大程度上提高模式预报能力。综上,提取强对流天气转折性变化的先兆信息,有助于灾害性天气的潜势预报,但是这些预报参数仅从热力学角度出发,而闪电活动是多种因素共同作用的产物,只用热力学参数作为预报因子显然是片面的。

以上研究可以简单总结为云内微物理粒子碰撞是云内起电的主要形式,结合分析动力因素与微物理过程对强对流天气的预报是必要的,需要对雷暴内动力、微物理和电活动及其之间的相关性开展研究,加深对雷电发生发展特征的认识和理解。而只利用 WRF 模式输出热力学不稳定参数对强对流天气的研究,关于雷暴天气中微物理过程则不够清楚,对强对流天气的预报有一定的局限性。因而利用 WRF 模式对四川地区一次典型强地闪天气过程进行模拟,结合模式输出热力条件、动力因子及微物理过程的变化特征对地闪活动的发生时间和位置进行预警预报,为制定针对灾

收稿日期:2018-12-28

基金项目:国家自然科学基金资助项目(41875169);四川省教育厅科研资助项目(17ZB0087)

害性强对流天气过程预警和预报指标提供基础。

1 资料、模式及过程介绍

1.1 数据资料及模式介绍

所用资料:(1)中国气象局大气探测中心 ADTD 闪电定位系统监测的地闪数据,研究表明雷电流幅值小于10 kA时,闪电定位系统将云闪误认为正地闪,因此先将电流值小于10 kA的闪电剔除。(2)FNL(final operational global analysis)再分析资料,时间分辨率为6 h,空间分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 。(3)实况降水数据为每3 h 1次的 TRMM 卫星联合其他卫星(SSM/L, AMSR-E 及 AMSU-B 资料)的估值降水资料(3B42 产品),时间分辨率为3 h,覆盖范围为 $50^{\circ}\text{S}\sim 50^{\circ}\text{N}$,水平分辨率为 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$,该数据产品将结合 TRMM 卫星、日本地球静止气象卫星以及 NOAA 地球静止业务环境卫星数据。

模式为 WRF3.4.1 中尺度模式,模拟时段为2010年8月18日0600UTC-19日0600UTC。模拟采用三重嵌套,最外层格点数为 268×245 ,分辨率为27 km,中间层格点数为 565×310 ,分辨率为9 km,最内层格点数为 766×622 ,分辨率为3 km。该模拟区域垂直分层为28层,主要模拟参数选择见表1。其中微物理方案的选择为将非感应起电机制的 SP98 方案和一个整体放电参数化方案耦合到 WRF 中尺度模式中的 Morrison 双参数微物理方案^[19],该起电方案主要考虑的是由霰与冰晶及霰与雪粒子的碰撞分离引起的电荷分离,能够较好地模拟出液相和冰相水凝物的垂直分布以及随时间的演变特征,有助于对于强对流天气中微物理过程的模拟研究。

表1 模拟方案设计

	模拟区域1	模拟区域2	模拟区域3
分辨率/km	27	9	3
格点数	268×245	565×310	766×622
微物理方案	Morrison-two-mom	Morrison-two-mom	Morrison-two-mom
长波辐射方案	rrtm	rrtm	rrtm
短波辐射方案	Dudhia	Dudhia	Dudhia
近地表层方案	MM5	MM5	MM5
	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov
陆面过程方案	Noah	Noah	Noah
积云对流方案	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch

1.2 地闪实况介绍

8月18日1800UTC-19日0600UTC内四川地区共发生21096次地闪,主要分布于成都、雅安、绵阳等地,主要时间段为8月18日1800UTC-2100UTC,由该时间段3 h地闪强度定点图(图1)可知,此次强对流降水天气伴随强地闪活动,地闪分布与降水情况基本一致,地闪密度大,分布为东北-西南长条形,靠近雅安-汶川地震断裂带附近,其中成都至雅安交界处地闪强度最强,分布最密集。

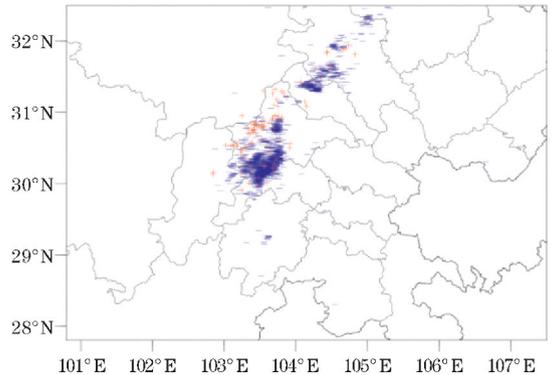


图1 2010年8月18日1800UTC-2100UTC地闪总频数空间分布图(红色+号代表一次正地闪,蓝色-号代表一次负地闪)

1.3 环流背景介绍

从高空、中低空、地面3个方面分析四川地区强对流天气发生时间段2010年8月18日1800UTC-2100UTC内的环流形势,以及导致本次强降水天气的触发和发展环境条件,归纳总结四川盆地强对流天气过程的规律和特征。

2010年8月18日1800UTC,500 hPa环流形势(图2a)在高纬度地区呈两脊一槽形势,低压中心位于贝加尔湖地区,该西风槽引导冷空气南下,为四川地区带来冷空气。在中纬度地区由强大的副热带高压控制,四川受副高西侧西南气流带来的暖湿气流影响,提供了高温高湿的环境条件。副高西南气流与西风槽引导冷空气在四川上空交汇,四川上空风场出现气旋性环流,有利于强对流天气发生。西南涡是发生在中国西南地区850 hPa或700 hPa上的气旋性或有闭合等高线的低涡,尺度约为300~500 km。2010年8月18日1800UTC四川地区850 hPa环流形势中(图2b)西南涡位于四川东部地区,强对流降水天气易发生于气旋性切变左侧位置。地面形势与850 hPa图相对应(图2c),四川东部受大范围低压气旋控制,风向呈逆时针且向低压中心辐合,该形势有利于上升气流。强对流降水过程发生在高层辐散、中低层低涡切变和地面辐合等高低空系统共同作用的背景下^[14],导致了四川地区的强对流降水天气。

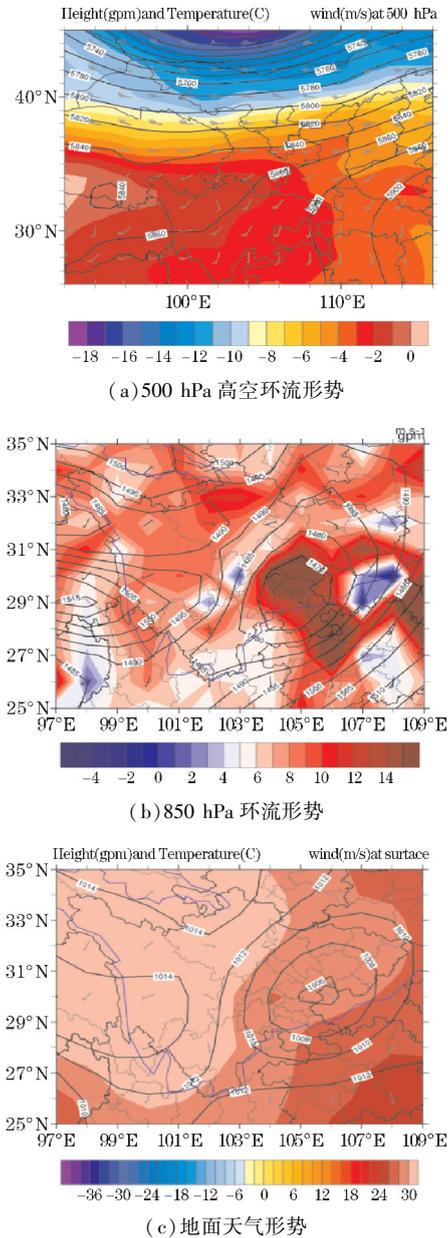


图2 2010年8月18日1800UTC

区的天气情况,且该时段成都-雅安地区出现强对流降水天气。

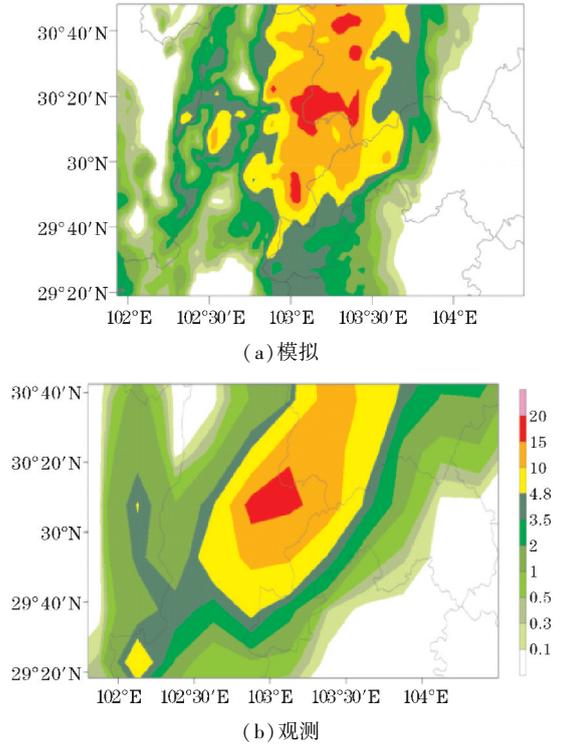


图3 2010年8月18日1800-2100UTC 累积降水量

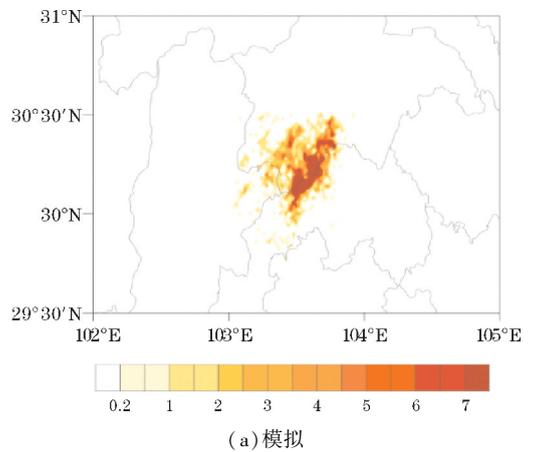


图4 2010年8月18日1800-2000UTC 模拟观测的2 h闪电密度分布

2 模拟结果检验及分析

2.1 模拟结果检验

对比模拟降水量与实况以检验模拟效果,从3 h 累计降水量对比(图3)来看,四川中部成都-雅安区域降水区域模拟与实际降水情况较符合,最大降水值主要出现在两地交界区偏雅安处,降水区域覆盖整个成都-雅安区域,由其交界处扩散至边界。实况区域主要呈现成都-雅安交界处片状降水区域,但模拟情况呈现碎片状。实况主要最大值区域在偏雅安区域,模拟情况在成都北部仍有较大值区,与实况有所区别。但整体模拟效果与实况降水区符合且降水量级一致,说明 WRF 模拟方案可行,可以很好地模拟成都-雅安地

图 4 为 1800-2000 UTC 模拟与观测的闪电密度分布,模拟的闪电密度利用内层 3 km 的网格计算,而观测的闪电密度是将 ADTD 闪电定位系统的地闪数据划分在 1 km×1 km 的网格中进行统计。从图中可以看出,模拟与观测的 2 h 闪电密度分布均呈块状,整体位置接近,主要位于成都以南区域,但模拟情况的大值区与观测的闪电密度大值区分布区有所偏移,模拟位置较偏北。

2.2 模拟结果分析

2.2.1 强对流天气活动不稳定参数特征及动力场因素特征

为检验整层大气层的对流潜势一般引用对流参数,如对流有效位能 CAPE 值与对流抑制能量 CIN 值,都是将水汽条件与大气静力稳定度相结合,且这两种对流参数物理意义最清晰^[15]。从空间分布上看,强对流天气发生前 5 h 左右 0900-1100UTC 的对流有效位能大值区(图 5a)与强降水区域较吻合,在成都-雅安交界区有小片 CAPE 大值区,中心最大值达到 2500 J·kg⁻¹。强降水区域偏东侧基本为成都-绵阳的东北-西南走向条状区域,CAPE 大值区随时间强度加大、范围变广,且条状大值区逐渐向强对流区域靠近(图 5b),说明 CAPE 值对强雷暴天气有很好的空间指示预警作用。

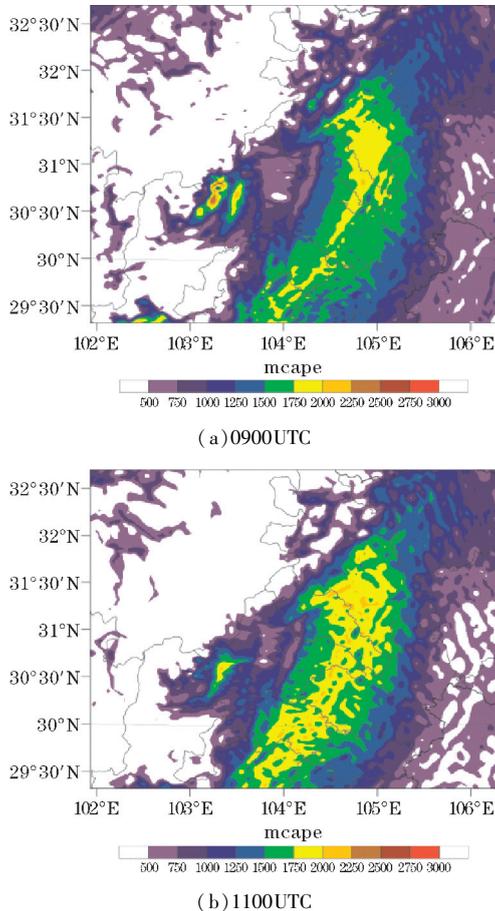


图 5 WRF 模拟的 8 月 18 日对流有效位能空间分布图

随着雷暴天气的发生,不稳定能量得以释放 CAPE 值有所减弱,研究表明强对流雷雨天气发生前后 CAPE 平均值相差一倍以上^[16]。对比分析了本次强对流天气区域平均对流参数值与强雷电活动的相关性,图 6 选取模拟区域内平均 CAPE 指数与 CIN 指数与每 1 h 地闪频数的演变关系:在强对流天气发生前(0700-1100UTC),CAPE 值逐渐增加,不稳定能量不断累积。在 1400UTC 时刻 CAPE 值达到峰值 1360 J·kg⁻¹,提前于强对流天气 5 h,在地闪频数陡增时段 CAPE 值随着雷暴天气发生而锐减。CIN 值则在 0800-1100UTC 持续低值,其最小值达到 0.72 J·kg⁻¹(1200UTC),较强对流天气发生时段提前 5 h 以上。

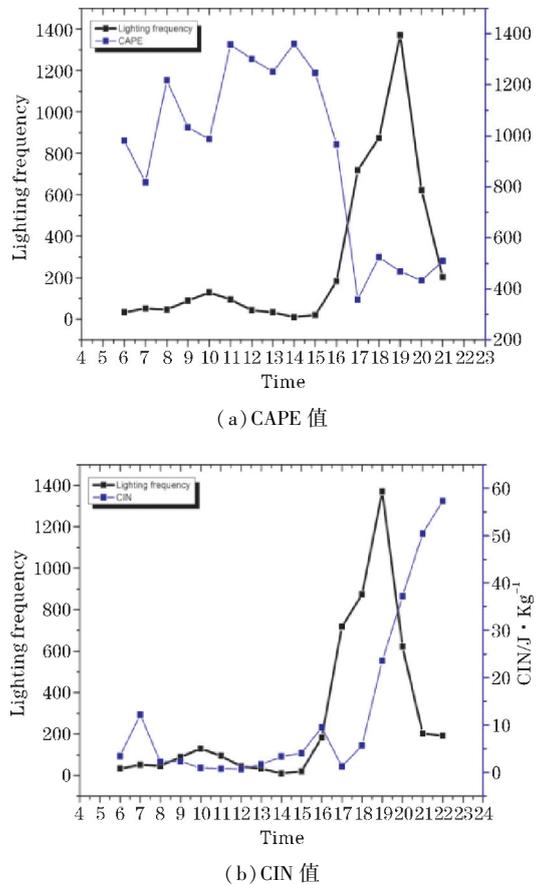
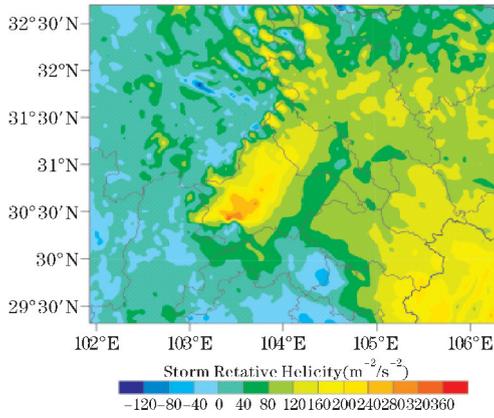
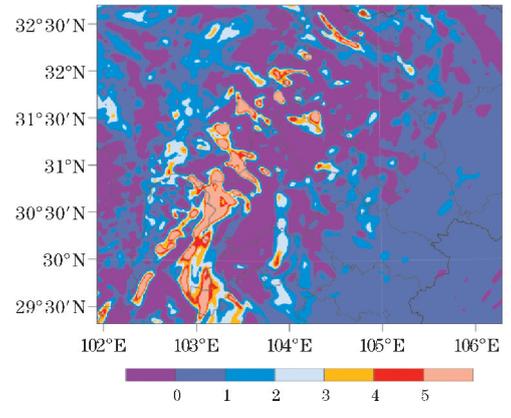


图 6 0600-2300UTC 对流参数值区域平均值与地闪频次随时间演变关系(黑色粗线为地闪累计频次)

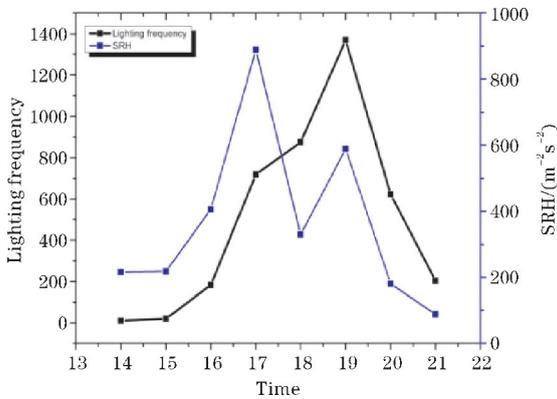
动力场因素影响强对流天气中的起电过程以及微物理过程,强对流天气(如强垂直风切变)将影响有利于起电粒子的生成,并且影响微物理粒子的碰撞起电。垂直风切变可以使上升气流倾斜,增强中层干冷空气的吸入,有利于强对流天气的维持发展。将讨论风暴相对螺旋度 SRH(storm relative helicity),以探讨动力场因素垂直风切变对于强对流天气的影响。SRH 定量反映环境垂直风场旋转性,即旋转沿运动方向运动的强弱,当风向顺转时 SRH 为正,风向逆转时为负。



(a) 1800UTC 的 SRH 空间分布图

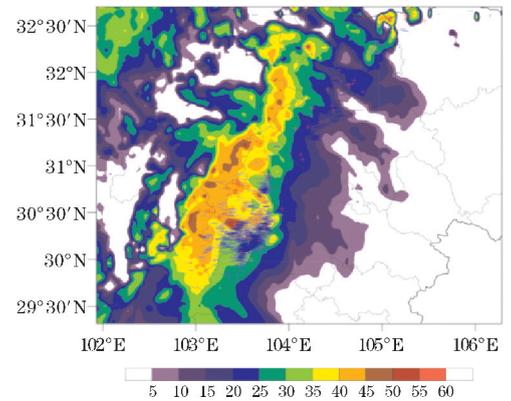


(a) 1800UTC 的位涡空间分布图

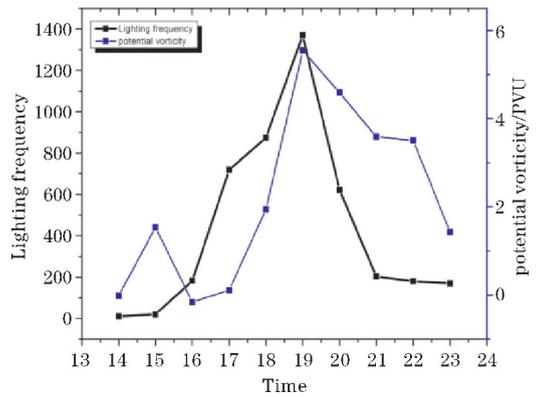


(b) 1300-2100UTC 时间段风暴相对螺旋度区域平均值与地闪频次随时间演变关系

图7 WRF 模拟的 8 月 18 日



(b) 1800UTC 组合反射率空间分布



(c) 1300-2300UTC 位涡区域平均值与地闪频次随时间演变关系

图8 WRF 模拟的 8 月 18 日空间分布及演变关系图

从空间分布上看, SRH 可以指示强地闪活动区域, 由图 7(a) 可知强对流天气发生区域 SRH 整体 >0 , 说明风向顺转, 而 SRH 大值区位于成都西南, 靠近雅安-成都交界一带, 该区域与强降水区域基本符合。SRH 大值区指示垂直风切变环境中旋转运动较强, 较强的旋转运动增强了底层暖湿空气的吸入, 暖湿空气在上升过程中凝结并与高空的霰、冰晶、雪晶等水成物粒子发生碰并增长, 增加起电粒子浓度且导致粒子之间不断碰撞并导致起电放电, 增加闪电频次, 因而 SRH 大值区可以很好地指示强对流天气的发生区域。

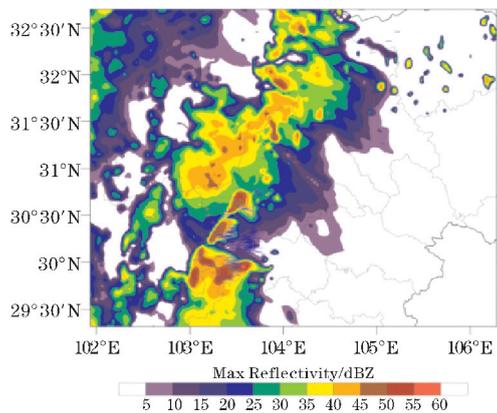
对比分析强对流天气区域内模式每 1 h 输出的 SRH 与每 1 h 地闪频数的时间演变关系, 由图 7(b) 可知 SRH 在强降水发生前约 1~2 h 时间 1500-1700UTC 陡增达到最大值 $889 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 在地闪频次峰值时刻 SRH 值仍达 $589 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 而在 1900UTC 后立刻减弱消散。可知 SRH 整体与地闪活动变化相对应, 可以作为强对流天气的预警预示的动力条件指数之一, 且 SRH 峰值提早于地闪峰值约 1~2 h, 对强雷暴天气有很好的提前指示作用。

强对流天气能量不断积累, 也是不稳定能量爆发的过程, 由位涡守恒性可知, 能量稳定度降低时, 涡度将加大, 即能量释放过程中, 风速加大, 大气气旋性随之增强^[17]。

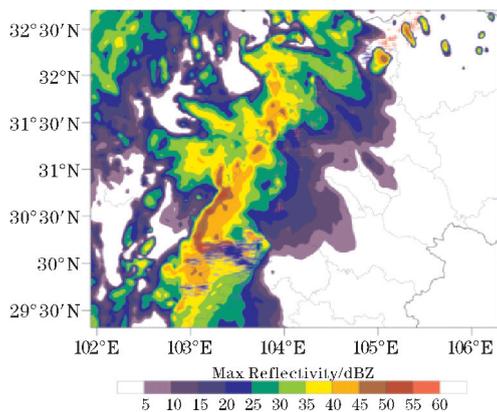
对比分析 300 hPa 位涡大值区与组合反射率空间分布(图 8a、b)可知: 高空位涡大值区很好地指示了强雷暴天气发生区域, 大值区主要位于成都、雅安至川北绵阳一带的带状正值区, 在空间指示性上比对流有效

位能和风暴相对螺旋度更好,高空位涡大值区预示能量不稳定区,有利于强对流天气的发生。位涡强度随时间演变趋势与地闪频数变化保持一致(图 8c),在地闪频数峰值时刻 1900UTC 能量释放,位涡开始减小。位涡随时间陡增后锐减的变化趋势是不稳定能量积累后释放的过程,因而可以对强雷暴天气提前做出预警预示。

2.2.2 强对流天气中尺度动力结构回波特征分析



(a) 1600UTC

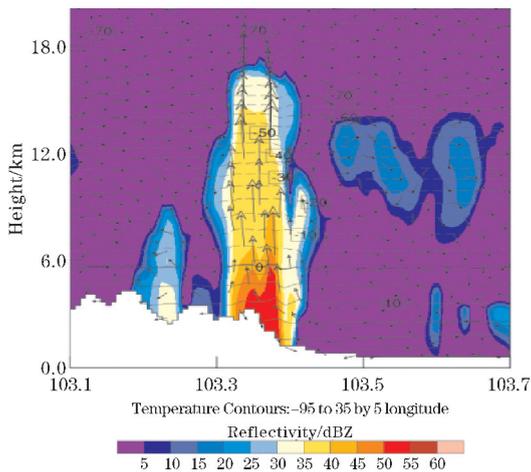


(b) 1700UTC

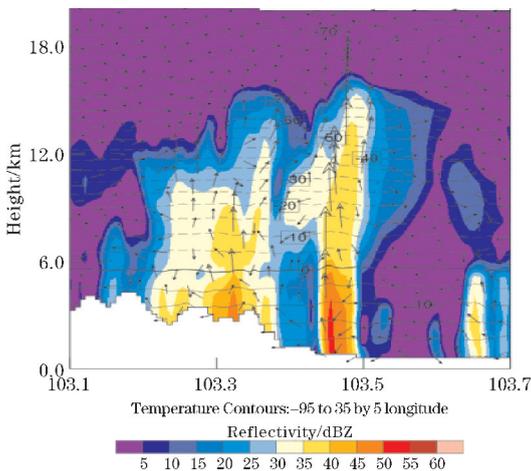
图 9 WRF 模拟的 2010 年 8 月 18 日组合反射率、实况地闪叠加 (地闪叠加为前后 5 min 总闪,红+为+CG,蓝-为-CG)

1600-1900UTC 时间段模拟的组合反射率与实况闪电叠加的效果(图 9)显示,回波图整体为沿成都-汶川的东北-西南走向带状回波,1600UTC(图 9a)雷达回波最大值主要出现于成都南部,呈分裂的单体单独分布,在成都以北-绵阳沿线呈带状回波大值区分布,强度弱于成都南部-雅安地区。该时次强回波分布与地闪发生区域较对应,在强回波大值区成都雅安交界一带的位置以及强回波外围有地闪发生。而于 1700UTC(图 9b)单体则合并为线状分布,此时雷达回波达到最强,大值区

沿成都雅安分界线分布,在成都南部部分地区回波达到 55~60 dBZ。随着对流单体的合并,闪电也随之增加,总体与闪电对应效果较好。组合反射率大于 45 dBZ 的回波能够指示地闪落区,部分地闪发生超前于回波,多分布在强回波移动方向的前方。



(a) 1400UTC



(b) 1600UTC

图 10 剖面线反射率、风场、等温线叠加剖面图

为了研究该系统动力结构特征,沿图 9 中回波大值区作剖面线得剖面,剖面起点为 29.8°N, 103.1°E, 终点为 31.75°N, 103.7°E。由图 10 可知,对流云顶发展旺盛,20 dBZ 回波顶发展至 14 km,云顶高度最高达到 16 km。强对流天气发生前的时间段 1400UTC 对流单体为发展阶段(图 10a),对流单体发展旺盛,单体中部上升气流极强,直达云顶,雷达回波反射率最大值达到 50~55 dBZ 左右,回波大值区分布地面层附近。该单体前部产生强而冷向外的冷流,其前沿气流与气流辐合极易产生新单体,垂直气流强能指示地闪活动的跃增。

8月18日1600UTC-1700UTC时刻(图10b)发展为两个强对流单体排列而成风暴系统,系统中部上升气流强,1700UTC时刻云顶边界有向外气流,整体对流发展旺盛,地面层附近雷达回波高达55~60 dBZ。

在该多单体风暴强雷电活跃期,1400UTC时刻40 dBZ雷达回波高度达到-10℃,地闪频次也随之增加(图10a),而1700UTC时刻50 dBZ回波顶接近0℃,40 dBZ回波高度则直达-20℃,此时对闪电频次增大的指示效果明显。1800UTC雷达回波则逐渐减弱高度降低,而地闪频次也随上升气流的减弱而开始减少。

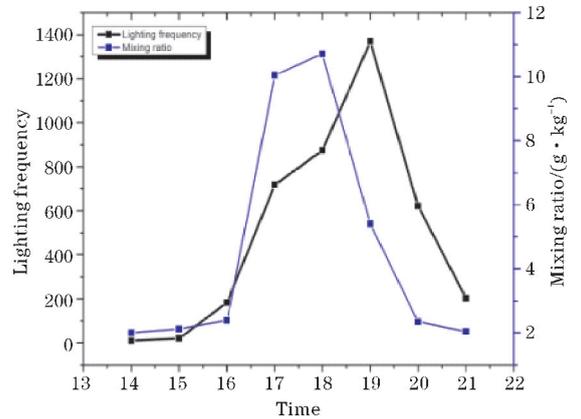
2.2.3 强对流天气云微物理过程分析

强对流天气闪电活动与云中水成物粒子的分布以及相互作用有很大的关系,旺盛发展的雷暴云中的有效电荷分离区域存在于云内冰水混合相区域-10℃~-20℃,这个区域是雷暴云的主要起电区域,因而设定本次强对流天气主要的起电区域在-10℃~-20℃,雷暴云内霰粒子、冰晶粒子与雪晶粒子的分布及相互作用与电荷积累以及电荷结构的形成关系密切^[18]。

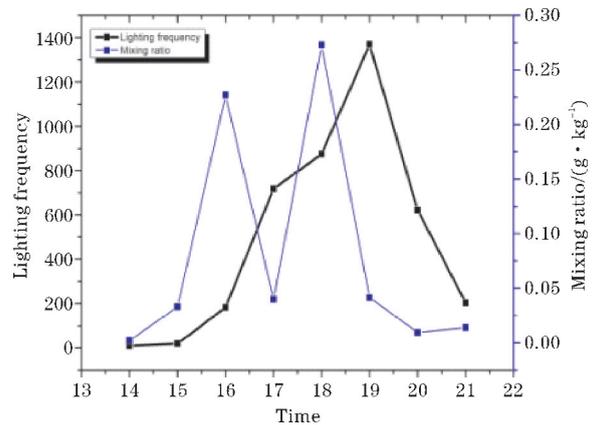
对比分析了整个模拟区域霰粒子、冰晶粒子、雪晶粒子质量混合比最大值与模拟区域内每1h地闪频数随时间的演变趋势(图11),由图可知三种粒子均与地闪频数变化相符合,提前于强对流天气发生时刻有陡增的趋势。其中霰粒子与地闪频数变化对应最好,在逐渐增加至1800UTC达到峰值10.71 g/kg后地闪频数也达到峰值,冰晶粒子与雪晶粒子变化起伏较大,冰晶粒子在强对流天气前1600-1800UTC,先达到极大值0.227 g/kg,锐减后陡增至最大值0.273 g/kg,而雪晶粒子则在1700UTC达到最大值4.76 g/kg,1700-1900UTC均出现强度较大的地闪活动,说明3种粒子的最大值均可指示预警地闪天气的发生发展。

从空间分布来看,霰粒子、冰晶粒子的最大值中心与闪电大值区有很好的空间对应关系(图12)。图12(a)为8月18日1700UTC为中心时间点1h内地闪定位图,由地闪图可知该时间段内地闪主要发生于成都西南方向-雅安交界处,以及成都-德阳-绵阳一带,成都西南方向地闪较强。而在1700UTC霰粒子质量混合比大值区(图12b)分布于成都-雅安交界处,与地闪位置相对应较为准确,很好地预示该强对流天气的发生,与强降水区域也相对应。霰粒子的质量混合比作为理想的预警预示指标,可以通过模式中对霰粒子的跟踪观察对强对流天气进行预测预报工作,在强对流天气前4

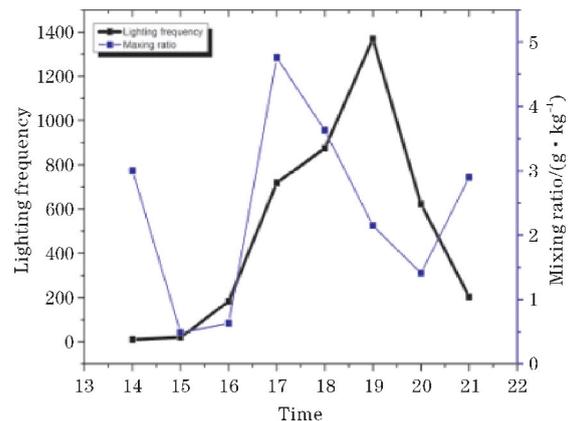
~5h前霰粒子质量混合比逐渐增强并扩散,预示强对流天气的发生,而在前1~2h的分布位置则相对更关键,将指示地闪密度高值区。冰晶粒子的指示性相比于霰粒子较差(图12c、d),冰晶粒子主要分布于成都中部以及北部至绵阳一带,雅安地区也有部分小值地区,与地闪分布有部分偏差。



(a) 霰粒子



(b) 冰晶粒子



(c) 雪晶粒子

图11 2010年8月18日每1h地闪频数随时间演变与WRF模式输出的-10℃~-20℃温度层

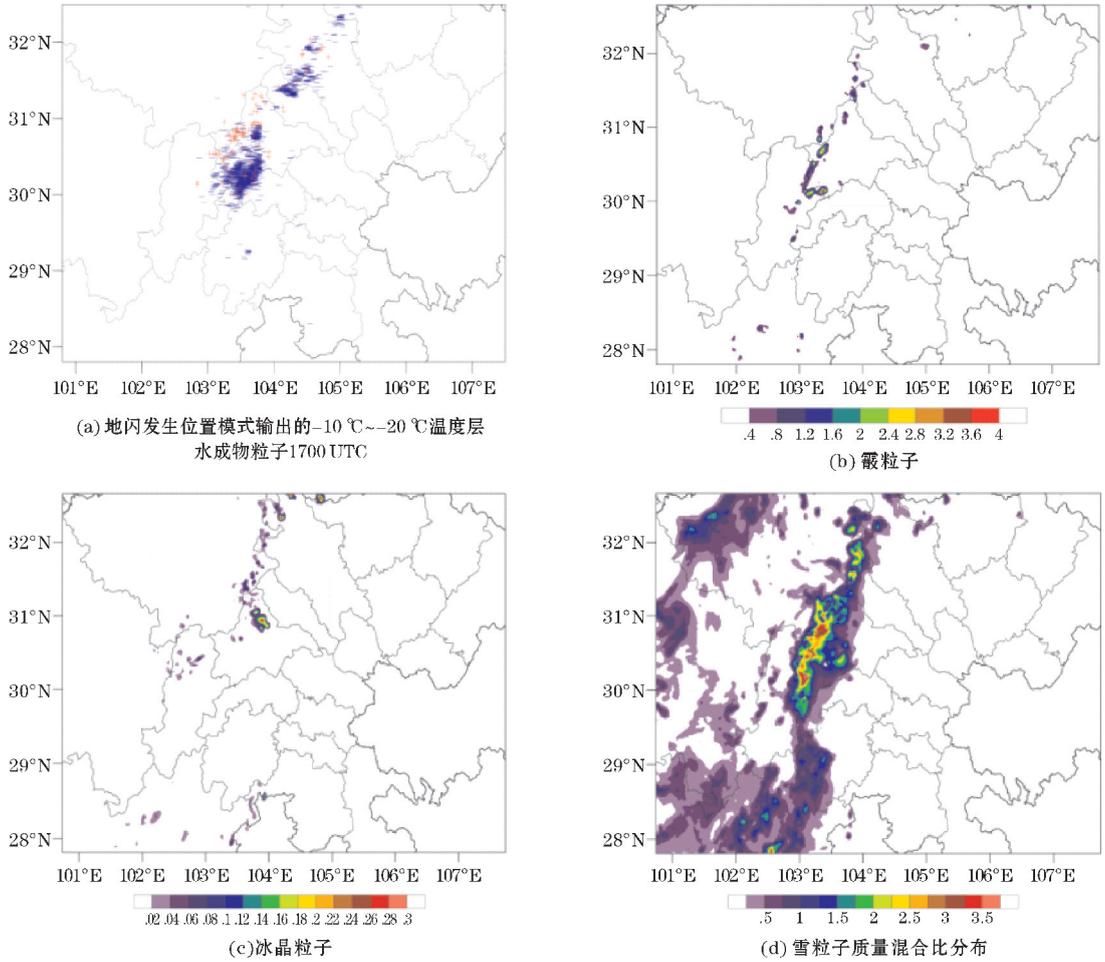


图 12 2010 年 8 月 18 日质量混合比分布

针对水成物粒子的垂直分布,分析雷暴云垂直方向上起电区域内水成物粒子的碰并形成可以击穿大气的强电场。由霰粒子、冰晶粒子和雪粒子的垂直分布图(图 13)可知,地闪活动密集发生区域、雷达回波大值区与 3 种微物理粒子大值区分布位置一致,从图中可以看出,地闪频数最大值区域 103.45°E 附近霰粒子

的浓度也达到最大,验证了水成物粒子与地闪频数的相关性。图 15 中可以看出,霰粒子主要分布于 6 ~ 12 km,最大值则集中于 6 ~ 9 km 左右,大值区域主要分布与 0℃ ~ -20℃,而在主要的起电区域即 -10℃ ~ -20℃ 温度层,霰粒子浓度大、分布广、因而可知霰粒子与地闪相关性较大,指示性较强。

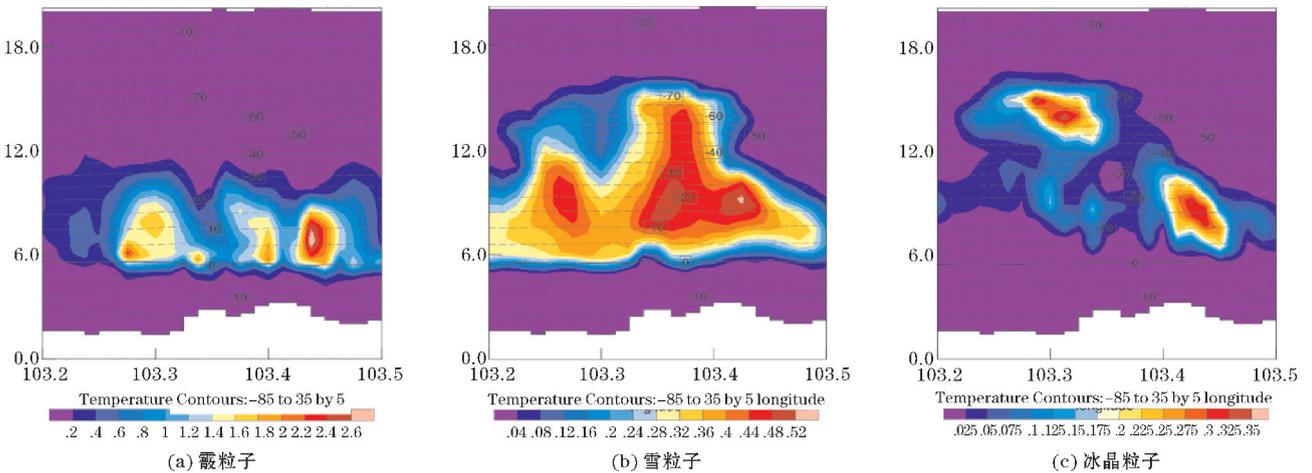


图 13 1700UTC 水成物粒子空间分布垂直剖面图

冰晶粒子的垂直分布对比霰粒子整体分布较高, 在强对流天气发生前时间段冰晶主要分布于 10 ~

16 km,集中于 $-40\text{ }^{\circ}\text{C} \sim -70\text{ }^{\circ}\text{C}$,一般情况下冰晶主要落于 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层以上。而于8月18日1800UTC强对流天气发生时(图13b)在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C} \sim -20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层间冰晶浓度较高,主要位于 $103.4\text{ }^{\circ}\text{E} \sim 103.5\text{ }^{\circ}\text{E}$ 即地闪频数大值区。说明在主要的起电区域,水成物粒子可以共存并充分碰撞起电,积累电荷形成电场,因而粒子浓度的时间变化和空间分布可以指示地闪发生的时间及位置。由于在该区域相对冰、雪粒子来说温度较高,所以冰晶和雪晶粒子含量较少,本次天气在起电区域也存在大量冰晶粒子,更加有利于起电区域内强大电场的形成。

雪晶粒子的垂直分布与冰晶粒子相似,在强对流天气发生前主要位于 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层以上,而在强对流发生时间段1800UTC起电区域雪晶粒子浓度增大(图13c),雪晶粒子大值区集中于 $-10\text{ }^{\circ}\text{C} \sim -30\text{ }^{\circ}\text{C}$,水成物粒子在起电区域将有利于电荷碰撞。

2.2.4 电荷结构特征分析

图14为各微物理粒子所携带的电荷密度垂直剖面图,可以看出霰粒子分布高度较低(图14a),霰粒子与冰晶粒子、雪粒子的碰撞主要发生于 $6 \sim 8\text{ km}$ 并分离产生负电荷,霰粒子碰撞分离后所携带负电荷密度

最大值为 $-3\text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 。冰晶粒子碰撞分离带正电荷(图14b),整体分布于 $6 \sim 10\text{ km}$,相比于冰晶粒子分布高度偏低且位于有效电荷分离区域,说明霰粒子高度位置对于冰晶粒子与霰粒子碰撞分离起关键作用, 12 km 以上的冰晶粒子并未与霰粒子发生碰撞产生正电荷。雪粒子所携带正电荷分布高度较冰晶粒子偏低,位于 $6 \sim 9\text{ km}$ (图14c),由净电荷密度垂直剖面图(图14d)可知电荷结构为上部由冰晶粒子、雪粒子携带的正电荷区,下部为霰粒子携带的负电荷区的偶极型结构,正电荷区主要位于 $6 \sim 11\text{ km}$,下部负电荷区位于 $3 \sim 6\text{ km}$ 。可知水成物粒子的垂直分布对雷暴云内电荷结构的形成有关键影响,粒子含量的峰值演变趋势对地闪有一定的指示作用。

3 结论与讨论

利用中尺度WRF模式模拟四川地区2010年8月18日发生的一次强对流天气过程,并与实际观测到的地闪活动进行对比,尝试分析了相关动力及微物理参量对雷电活动的预报预警效果。并通过对模拟结果方面动力、水汽以及微物理条件的分析,得出以下结论:

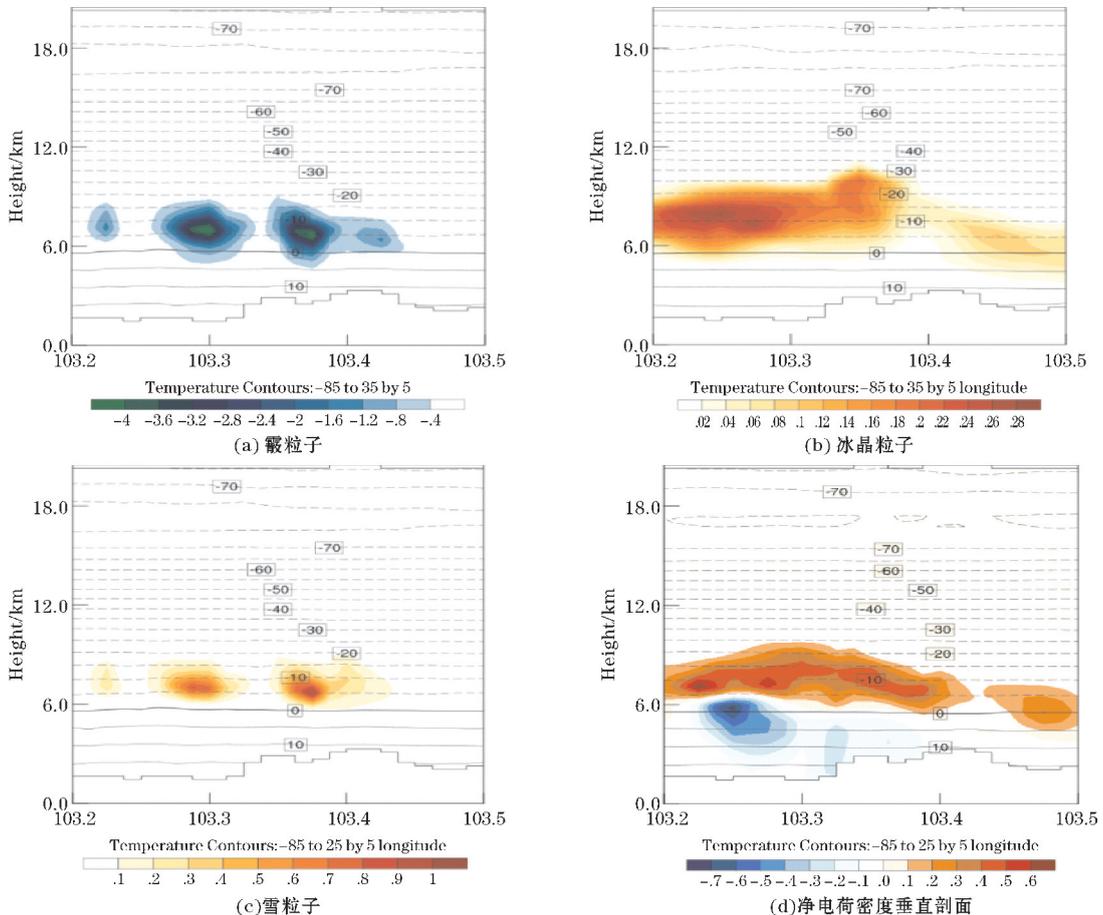


图14 1800UTC 粒子电荷密度垂直剖面图

(1)在 WRF 模式 Morrison 双参数微物理方案中引入起电放电物理过程,以更好地利用 WRF 中尺度模式进行雷电活动数值预报。WRF 中尺度模式对本次强对流天气的模拟效果整体上与实况降水区符合且降水量级一致,模拟回波单体合并时雷达回波达到最强,对闪电频数跃增的指示效果明显;组合反射率大于 45 dBZ 的回波大值区能够指示地闪落区,部分地闪发生超前于回波,多分布在强回波移动方向的前方;垂直上升气流强能指示地闪活动的增加,在多单体风暴强雷电话跃期,地闪频次也随之开始增加,可作为预警指示闪电活动的陡增。

(2)CAPE 值能够直观地指示强对流天气发生区域,其值的突减对于地闪活动预报预警作用显著;动力方面,SRH 也可以指示强对流天气中心,在强对流天气发展过程中,SRH 扩散并加强在强降水时段高达 $400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$,此时出现较高地闪频数的强对流活动。在强对流天气发生前的时间段,位涡增强,不稳定能量逐渐增强,有利于雷暴大风等强对流天气的发生,在强对流天气发生的时刻能量释放。CAPE 值、SRH 值、位涡值的峰值及 CIN 值的谷值都早于地闪峰值 1~2 h,可以反映强雷暴天气的热动力条件。

(3)从空间分布来看,-10℃~-20℃等温层霰粒子、冰晶粒子及雪粒子的最大值中心与闪电大值区有很好的空间对应关系。霰粒子大值区分布高度为 6~9 km,主要分布与 0℃~-20℃,冰晶与雪晶粒子一般分布高度较高,集中于-40℃~-70℃,对流发展旺盛时起电区域内冰晶、雪晶粒子浓度增加,水成物粒子在起电区域内共存并互相碰撞,积累电荷从而增加闪电频数,因而水成物粒子对闪电的跃增与落区有很好的指示预警作用。从时间演变来看,3种粒子均与地闪频数变化相符合,提前于强对流天气发生时刻有陡增的趋势。起电区域内霰粒子带负电荷,冰晶粒子、雪粒子带正电荷,电荷结构为上正下负的偶极性。

致谢:感谢成都市科技惠民项目(2016-HM01-00038-SF);成都市科技治霾新技术新产品应用示范项目(2018-ZM01-00038-SN);成都信息工程大学气象科普基地科普作品创作项目(19KPPX0152);大学生创新创业训练计划项目(201810621044)对本文的资助

参考文献:

- [1] 周春花,青泉,师锐. 21世纪以来四川强对流天气特征分析[J]. 高原山地气象研究,2009,29(4):40-44.
- [2] 周筠珺,孙凌,杨静,等. 中国西南及其周边地区雷电活动的特征分析[J]. 高电压技术,2009,35(6):1309-1315.
- [3] 刘冬霞,郝秀书,冯桂力. 华北一次中尺度对流系统中的闪电活动特征及其与雷暴动力过程的关系研究[J]. 大气科学,2010(1):1006-9895.
- [4] Wiens K C, Rutledge S A, Tessendorf S A. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure [J]. Atmos. Sci., 2005, 62(12):4151-4177.
- [5] 郑栋,张义军,孟青,等. 一次雷暴的闪电特征和电荷结构演变研究[J]. 气象学报,2010,68(2):248-263.
- [6] 冯桂力,郝秀书,袁铁,等. 雷暴的闪电活动特征与降水结构研究[J]. 中国科学(D辑:地球科学),2007(1):1006-9267.
- [7] Zepka G S, OP into Jr, SaraivaACV. Lightning Forecasting Using the HighResolution WRF Model, Proceeding of XIV International Conference on Atmospheric Electricity [J]. Rio de Janeiro, Brazil, 2011:8-12.
- [8] Zepka G S. Lightning forecasting in southeastern Brazil using the WRFmodel, Atmos [J]. Res, 2013.
- [9] Smith M H, H D Orville. Electrical effects for a numerical cloud model [J]. ProjectThemis, 1970.
- [10] Kalina E A, Friedrich K, Morrison H, et al. Aerosol Effects on Idealized Supercell Thunderstorms in Different Environments [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2014, 71(12):4558-4580.
- [11] Pringle J E. Atmospheric electricity in a numerical cloud model [J]. M. S. thesisSD School of Mines and Technology, Rapid City, 1971.
- [12] Lim K S, Hong S, Yum S S, et al. Aerosol effects on the development of a supercell storm in a double-moment bulk-cloud microphysics scheme [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2011, 116(D2).
- [13] 陈功,廖捷,孙凌. WRF 微物理方案对四川一次强降水模拟的影响 [J]. 高原山地气象研究, 2012, 32(1):43-50.
- [14] 湛芸,孙军,徐珺,等. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考 [J]. 气象, 2012, 38(10):1255-1266.
- [15] 俞小鼎,张爱民,郑媛媛,等. 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析 [J]. 应用气象学报, 2006(4):385-393.

- [16] 张建春,王海霞,陶祖钊. 对流有效位能预报能力的统计分析[J]. 暴雨灾害,2014,33(3):290-296.
- [17] 魏鸣,雷欢欢,程周杰,等. 能量位涡在雷雨大风天气诊断分析中的应用[J]. 大气科学学报,2013,36(2):158-164.
- [18] 黄蕾,周筠珺,谷娟,等. 雷暴中雷电活动与WRF模式微物理和动力模拟量的对比研究[J]. 大气科学,2015,39(6):1095-1110.
- [19] Zhao P, Yin Y, Xiao H. The effects of aerosol on development of thunderstorm electrification: A simulation study in Weather Research and Forecasting (WRF) model [J]. Atmospheric Research,2015,153:376-391.

Numerical Simulation Study of Thunderstorms in Sichuan based on WRF Model

QIAN Xinming¹, ZHOU Yunjun^{1,2}, ZHAO Pengguo¹, LIU Heng³, LI Simeng¹

(1. College of Atmosphere Sciences, Plateau Atmosphere and Environment, Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Meteorological Disaster Warning and Evaluating the Collaborative Innovation Center, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China; 3. Jiyuan Meteorological Bureau, jiyuan 154000, China)

Abstract: In order to use the WRF mesoscale model for numerical prediction of lightning activity, the processes of cloud electrification and lightning parameterization are introduced into the Morrison cloud-scale double-moment microphysical scheme in the WRF model. The strong thunderstorm weather process that occurred in Sichuan on August 18 of 2010 was simulated. The results show that the lightning distribution of the mode output is close to the observed lightning distribution. The CAPE value, Storm Relative Helicity, potential vorticity of the storm and the potential vortex can indicate that the ground flash frequency changes with time, and the center of the large flash density. In the charge separation region, the mixing ratio of hydrometeor and the frequency of stroboscopic flash are basically consistent with time. In the spatial distribution, the maximum position of graupel, ice and snow have a good correspondence with the center position of large flash density, which can indicate the area where observed CG flashes by ADTD occurs. The vertical distribution of graupel particles, ice and snow is more than 16 km. The simulation results show that the mode microphysical and power output fields can indicate the occurrence time and location of the ground flash activity.

Keywords: WRF model; thunderstorm; hydrometeors; microphysics; lightning activity