

黄蕾, 周筠珺, 谷娟, 等. 2015. 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, 39 (6): 1095–1110. Huang Lei, Zhou Yunjun, Gu Juan, et al. 2015. Comparative study on the lightning activities and microphysical and dynamical quantities in a thunderstorm simulated by the Weather Research and Forecasting model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (6): 1095–1110, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1412.14260.

## 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

黄蕾<sup>1</sup> 周筠珺<sup>1,2</sup> 谷娟<sup>1</sup> 柳臣中<sup>1</sup> 向钢<sup>1</sup>

1 成都信息工程学院大气科学学院高原大气与环境四川省重点实验室, 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, 南京 210044

**摘 要** 利用 WRF 模式模拟发生在成都地区的典型雷暴天气过程, 得到相应雷电活动过程中微物理和动力输出场, 将其与雷电监测定位网所探测到的地闪资料进行对比分析, 在电荷分离的微物理学基础上讨论了 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式输出的不同微物理及动力因子与地闪的相关性。结果表明:  $-10^{\circ}\text{C}$  到  $-20^{\circ}\text{C}$  之间的电荷分离区域内, 冰晶粒子与霰粒子质量混合比最大值与地闪频数随时间变化趋势基本保持一致。在雷电活动中后期, 霰、冰晶及雪晶粒子最大值位置与地闪密度大值中心位置对应性较好, 空间上均能指示地闪发生区域。最大上升速度与风暴相对螺旋度可以指示地闪频数变化, 风暴相对螺旋度空间上可指示地闪密度大值中心。模拟结果表明 WRF 模式微物理及动力输出场可以指示地闪活动的发生时间和位置, 表现了日益成熟 WRF 模式进行雷电数值预报与研究的潜能。

**关键词** WRF 模式 地闪 微物理 动力

文章编号 1006-9895(2015)06-1095-16

中图分类号 P446

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1412.14260

## Comparative Study on the Lightning Activities and Microphysical and Dynamical Quantities in a Thunderstorm Simulated by the Weather Research and Forecasting Model

HUANG Lei<sup>1</sup>, ZHOU Yunjun<sup>1,2</sup>, GU Juan<sup>1</sup>, LIU Chenzhong<sup>1</sup>, and XIANG Gang<sup>1</sup>

1 College of Atmospheric Science, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 Meteorological Disaster Warning and Evaluating the Collaborative Innovation Center, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

**Abstract** A typical severe convective weather system with cloud-to-ground (CG) lightning flashes over the Chengdu area was simulated using the WRF model. Comparative analysis of the simulated output fields in the electrification processes of the system from the WRF-simulated and observed CG flashes was performed. The correlations of CG flashes with different microphysical and dynamical factors based on the charge separation mechanisms of microphysics were also discussed. The results showed that the temporal evolution characteristics of the maximum mass mixing ratios of ice

收稿日期 2014-09-10; 网络预出版日期 2014-12-24

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2014CB441401, 北京市自然科学基金重点项目 8141002, 中科院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室 2013 年度开放基金项目 LPCC201305, 2012 年度四川省学术和技术带头人培养资金, 气象关键技术与应用重点项目 CMAGJ2015M51

作者简介 黄蕾, 女, 1991 年出生, 硕士研究生, 主要从事大气物理与环境的研究, E-mail: 313695096@qq.com

通讯作者 周筠珺, E-mail: zhoyuj@cuit.edu.cn

crystal, snow crystal and graupel between  $-10^{\circ}\text{C}$  and  $-20^{\circ}\text{C}$ , the region of charge separation, were nearly consistent with the maximum observed CG flashes rates. In the middle and late periods of lightning activity, the correspondence between the location of the maximum mass mixing ratios of the three kinds of hydrometeors and the locations of the maximum CG flash rates was better. They indicated the maximum areas of CG flashes. The maximum vertical velocity and the storm relative helicity (SRH) also revealed the temporal evolution trends of the CG flash rate. The SRH indicated the distribution of CG flashes. The simulated dynamic and microphysical outputs indicated the location and time of observed CG flashes, suggesting that the increasingly mature WRF model is potentially very useful for the research and forecasting of thundery weather.

**Keywords** Weather Research and Forecasting model, Cloud-to-ground lightning, Microphysics, Dynamics

## 1 引言

随着人类社会生活和生产活动日益现代化,大量电子、电器和通信设备的普及应用,由于雷击灾害造成的直接与间接经济损失显著增加(张义军和周秀骥, 2006)。我国地域辽阔,地形地貌形态多样,气候特征复杂多变,是全球雷电多发国家之一,其中我国华南、川渝及云贵地区雷电活动最为频繁(袁铁和鄯秀书, 2004)。而我国西南地区由于其复杂多变的地形及下垫面性质条件的影响,使得雷电活动十分频繁。经济发达的成都地区及周边城市群由于受城市热岛和大气重离子的影响,雷电活动的发生也较为密集(周筠珺等, 2009)。准确有效的雷电活动预报显得尤为重要。

很多实验室起电实验和观测研究表明,非感应起电机制在雷暴云形成强电场的过程中占主导作用,所以有关雷电活动的研究就要考虑到霰粒子和冰晶云粒子的含量及其互相的不断碰并过程(Mason and Dash, 2000; Mansell et al., 2005)。闪电的发生率和雷暴云上升气流混合相区内水成物粒子及冰相粒子之间也有很大的相关性(Cecil et al., 2005)。谢屹然等(2005)发现雷暴云内液态水含量不仅决定雷电频数的多少,其分布还影响着起电的空间位置。Petersen and Rutledge (1998)和 Sherwood et al. (2006)研究发现闪电率和冰相粒子浓度之间存在较好的相关关系。

言穆弘等(1996a)发现电活动很大程度上依赖于云底附近空气的热力和动力特性,该处进入云内空气的动能越大,其电活动也就越强。Deierling and Petersen (2008)研究发现,在起电区域(温度低于 $-5^{\circ}\text{C}$ ),上升气流的强度与总闪电活动高度相关。Wiens et al. (2005)总结了大量的相关研究并结合雷达和地面雷电观测资料研究了云内起电微物理特性以及强对流风暴的电场变化特征,发现强

对流天气中总雷电频率与霰粒子含量以及强上升气流密切相关。郑栋等(2005)研究表明强烈的上升气流是雷电形成和发展的基本条件。

近年来随着数值预报模式时空分辨率和预报准确率提高,许多数值模型能以足够高的分辨率来模拟对流风暴及其发展,天气数值模型的日益普及使得利用适当的动力学和微物理场模型模拟来预测闪电成为可能。言穆弘等(1996b)利用一个二维时变积云动力-电数值模式发现只有在强上升气流穿过 $-20^{\circ}\text{C}$ 高度层时才会产生强起电。王飞等(2009)利用三维云起电放电模式发现霰和冰晶是对云内闪电发生影响最大的两种粒子。MacGorman et al. (2008)的数值模拟实验表明,雨滴,冰晶体、霰粒子量与总雷电发生率之间的相关性显著( $>0.65$ )。郭凤霞等(2004)利用三维强风暴动力电耦合模式不断人为改变中层环境湿度和对流有效位能的初始值,发现CAPE(对流有效位能)不同,起电强度和云内电荷空间分布也会随之改变。

新一代中尺度预报模式WRF为雷暴等强对流天气的预报提供了很好的预报工具。McCaul et al. (2006)评估了WRF(Weather Research and Forecasting)模式对发生在田纳西河谷地区雷电活动短期预报的时效性和空间性,模式较好的模拟出了强风暴的时间、地点及影响范围。McCaul et al. (2009)发现在 $-15^{\circ}\text{C}$ 附近的霰通量的高峰值与闪电频率峰值有明显的线性关系。Zepka et al. (2011)利用WRF模式对比了各种云的参数化方案利用CAPE等热力学参数对雷电活动进行预报,发现不同的参数化方案的预报效果不同。Lynn and Yair (2008, 2010a)和Lynn et al. (2010b)利用前人的研究成果设计了雷暴云起电的雷电潜在发生指数(LPI),将WRF模式中动力及微物理的输出场应用到该算法中对发生在地中海地区的雷电活动进行预报,发现LPI的预报效果都要好于传统用

来预报雷电的 CAPE、KI (气团指数) 等指数。但是由于不同地域特征及气候条件下的雷电活动中微物理和动力特征不尽相同, 所以 LPI 指数普适性不强, 因而研究我国雷电多发区的雷电活动中微物理和动力特征是十分重要的。

以上研究工作表明, 地闪活动与雷暴云内起电放电过程中主要微物理和动力过程有关, 但是云模式只能模拟一个雷暴云单体内部的微物理和动力特征, 不利于较大范围雷电活动的预报研究。而只依靠 WRF 模式计算 CAPE 等热力学不稳定参数对雷电的研究和预测, 没有考虑建立在雷暴电荷分离基础上的微观物理学, 有一定的局限性。本文以非感应起电的电荷分离机制为基础, 利用 WRF 模式对西南地区核心区域发生的一次地闪活动中微物理和动力特征进行模拟研究, 尝试分析 WRF 输出的相关微物理和动力参量与地闪活动的相关关系, 为利用 WRF 模式进行地闪的预报提供研究基础, 以期利用已有复杂微物理过程的高分辨率中尺度模式 WRF 提供可业务化的雷电数值预报。

## 2 所用数据资料及模式介绍

本文所用的地闪数据是四川省雷电监测定位网 (LDNS, Lightning Detection Network in Sichuan) 所探测到的地闪资料, LDNS 从 2005 年开始运行, 共有 25 个子站和一个中心站, 理论定位误差为 500 m, 闪电发生的时间可以精确到秒, 而经度、纬度可以精确到小数点后四位有效数字, 本文所计算分析的范围内其探测效率大于 90% (靳小兵等, 2012)。考虑到闪电定位系统会将一部分云闪误判为正地闪, 而云闪的峰值电流通常小于地闪, 本文将小于 10 kA 的正地闪剔除掉, 认为其多数是云闪。雷达资料为四川成都多普勒雷达产品, 该雷达 CINSAR-SC (S 波段) 位于 (30°N, 104°E), 天线海拔高度为 596 m。

本文使用的中尺度模式 Weather Research and Forecasting Model (WRF3.4.1 版本) 为完全可压缩非静力模式, 水平方向采用 Arakawa C 网格, 垂直方向则采用地形跟随质量坐标。WRF 模式在时间积分方面采用三阶或四阶的 Runge-Kutta 算法。WRF 模式不仅可以用于真实天气的个案模拟, 也可以用其包含的模块组作为基本物理过程探讨的理论根据。

模式的初始场资料为 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) /NCAR (National

Center for Atmospheric Research) 分辨率为  $1.0^\circ \times 1.0^\circ$  的再分析数据 fnl 资料, 每六小时一个数据。模拟的起始时间为 2010 年 7 月 24 日 08:00 (北京时, 下同), 终止时间为 2010 年 7 月 25 日 08:00, 共 24 小时模拟过程。模式使用三层网格嵌套, 水平分辨率分别为最外层 20 km, 中间层 6666.66 m, 最内层 2222.22 m, 模拟区域中心经纬度为 (30.0°N, 104.0°E)。三层嵌套的网格数从外到内分别为  $45 \times 49$ 、 $109 \times 109$ 、 $250 \times 250$ , 模拟区域垂直分层 31 层, 顶层气压为 50 hPa, 时间积分方案为三阶精度 Runge2Kutta 积分方案 (付伟基等, 2009), 时间步长为 120 s, 三层嵌套区域中: 最外层每 3 小时, 中间层每 1 小时, 最内层每 20 分钟输出一次模拟结果, 本文所使用的数据为最内层输出的。

模拟过程中选取的方案分别为: 微物理过程为新 Thompson 冰雹方案, 长波辐射采用 RRTM 方案, 短波辐射 Dudhia 方案 (赵鸣等, 2006), 近地面层采用 Monin-Obukhov 方案, 陆面过程为 Noah 方案, 边界层选取 YSU 方案 (蔡芎宁等, 2006), 积云参数化选取了浅对流 Kain-Fritsch (new Eta) 方案 (王洪利等, 2007)。考虑了地面通量和云的作用, 不考虑雪盖效应。

### 2.1 模拟效果检验

为了验证模拟效果的可行性, 对比了模式模拟的降水和实况降水空间分布。采用实况降水数据为每 3 小时一次的 TRMM 多卫星降水 3B42 产品, 水平分辨率为  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , 该数据产品将 TRMM 卫星, NOAA 地球静止业务环境卫星和日本地球静止气象卫星数据结合起来, 消除了各自不同传感器 (可见光和红外自旋扫描辐射计, 微波探测计及 TRMM 降水雷达) 的缺点和不足, 极大地提高了地面降水的探测精度, 更好地反映出降水的空间和时间变化特征。从累计降水量模拟与实况对比图 (图 1) 中可以看出 WRF 较好地降降水空间分布模拟了出来, 降水大值区域也有较好地体现, 但是最大值中心有一定的偏差, 模拟中心较实况中心稍偏北, 但整体模拟效果与实况降水区吻合且降水量级一致, 说明已选取的 WRF 模拟方案可行, 可以较准确地模拟该天气过程。

为了进一步验证 WRF 模式对这次雷暴天气过程模拟的可靠性, 本文选择了此次过程中地闪频数较高的两个时刻 25 日 00:00 (图 2a: 实况; 图 2c: 模拟)、25 日 05:00 (图 2b: 实况; 图 2d: 模拟)

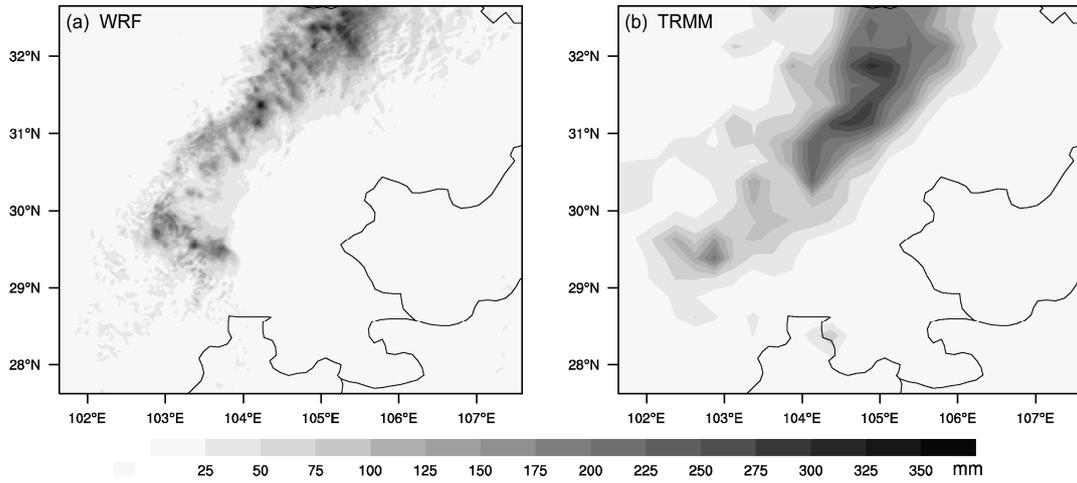


图1 2010年7月24日20:00到25日08:00(北京时,下同)累积降水量:(a)模拟;(b)观测

Fig. 1 (a) Simulated and (b) observed accumulative precipitation (mm) from 2000 BT (Beijing time), 24 to 0800 BT 25 July 2010

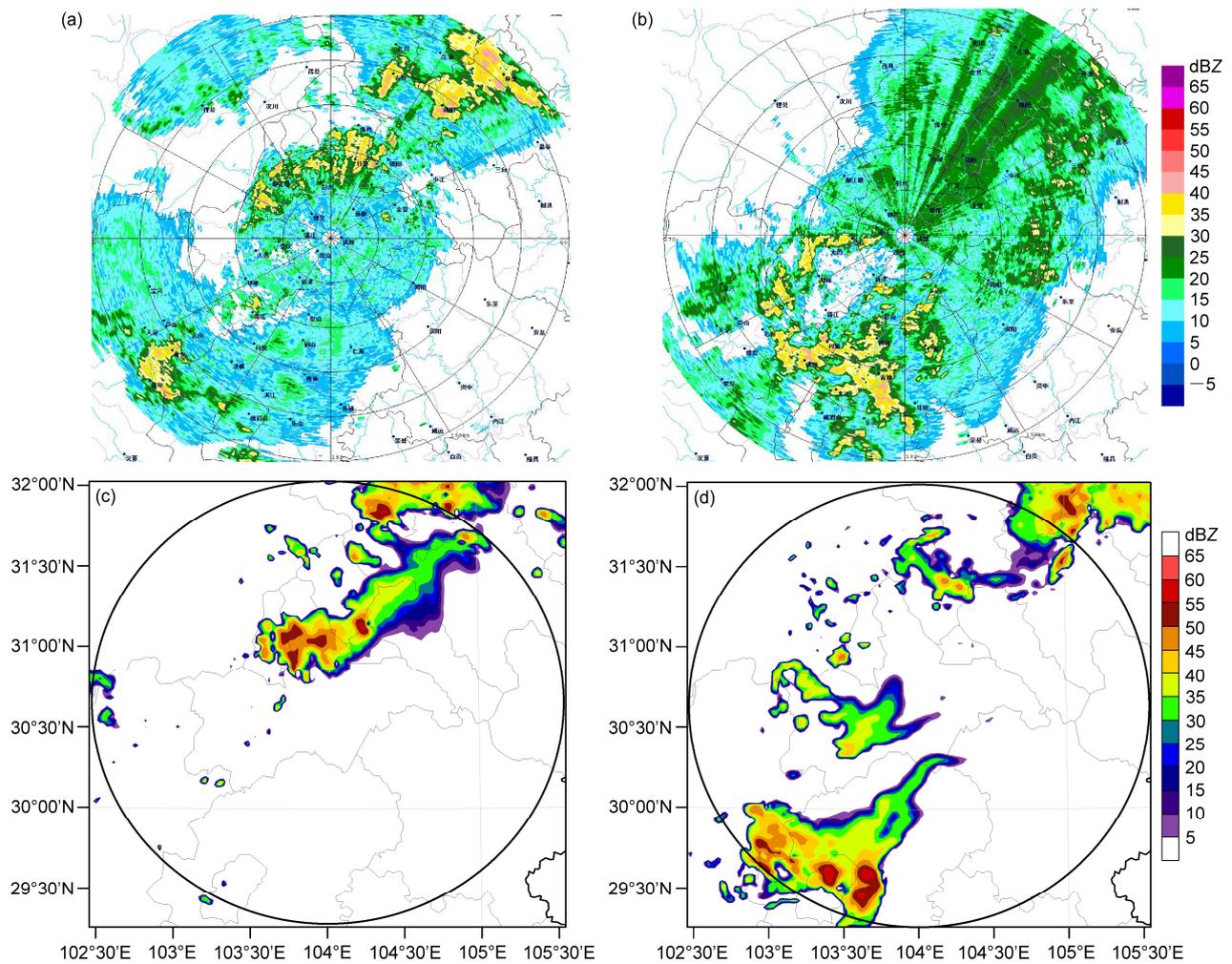


图2 2010年7月25日00:00(左列)与05:00(右列)雷达组合反射率实况与模拟对比图:(a、b)观测;(c、d)模拟

Fig. 2 (a, b) Observation and (c, d) simulation of radar combined reflectivity at (a, c) 0000 BT 25 July and (b, d) 0500 BT 25 July

的组合雷达反射率进行对比。

图 2 为雷达实况与模式输出的雷达反射率对比, 为了使对比更加明显, 模拟与实况图的经纬度区域设定一致。对比 25 日 00:00 雷达实况 (图 2a) 与模拟 (图 2c), 可以看出实际雷达回波范围分布较广, 但是模式能够大致地模拟出单体的回波位置 (绵阳西北部、成都北部), 而相对较弱的对流单体 (雅安地区) 没有模拟出来。而 25 日 05:00, 模式很好地模拟出了眉山及乐山地区的强对流回波以及雅安东部的弱对流回波, 但最大回波中心位置在空间上有一定的偏差。整体看来模式基本上能再现对流单体的回波位置及主体回波结构, 可以较好地模拟此次天气过程, 为接下来的分析研究提供了基础。

### 3 天气背景及闪电活动特征介绍

#### 3.1 环流背景

2010 年 7 月 21~25 日, 500 hPa (图略) 欧亚大陆中纬地带, 强大的西太平洋副热带高压、贝加尔湖高压和位于青藏高原东部的小高压形成稳定的“n”型高压坝。21 日 08:00 在青海西南部生成一高原低涡并一直稳定维持, 直到 24 日低涡中心在向南加强发展的贝加尔湖高压的作用下东移到甘肃定西平凉一带且发展强大, 低涡中心西部 38°N 附近有一弱横槽, 四川盆地西北部位于高原低涡低槽区。700 hPa 南海经广东、广西、贵州直到四川东部和重庆有一条气流带, 为强降水及雷电活动提供了充分的水汽条件。高原低涡暖湿气流带与高纬度南下的冷空气在盆地北部 (32°N 附近) 汇合, 提供了有力的动力和热力条件。24 日 08:00 以后, 高原低涡西部的弱横槽转竖, 在低层四川盆地西北部引发强雷暴天气。

24 日 20:00 到 25 日 20:00 盆地西部和中部有 9 个市出现了区域性暴雨或大暴雨天气, 其中最强降水中心位于广元市。全省的雷电过程从盆地西南部开始, 慢慢向盆地东北部移动, 主要集中在绵阳、广元, 从 24 日 20:00 到 23:10, 共发生地闪 12991 次, 同时段内, 成都地区也发生地闪 1617 次。

#### 3.2 天气过程雷达回波特征

具有较高时空分辨率的新一代多普勒雷达及其丰富的产品为中小尺度强对流天气过程中系统的结构及其演变的分析有很好的辅助作用。为了了解此次天气过程各对流单体的移动路径, 本文分析了此次过程中成都多普勒雷达 (30°N, 104°E) 的组合反射率 (图 3)。

充足的水汽条件、高原低涡的东移及高空低槽的过境触发了对流的发展, 在盆地西北部产生了大量的对流云系。24 日 22:00 (图 3a), 整个回波区域共有三处对流回波, 分别位于江油 (单体 A)、成都 (单体 B) 和眉山、雅安地区 (单体 C), 其中江油地区的对流回波较强, 结构密实, 回波强度达 50 dBZ 左右, 成都地区的对流回波范围较小, 强度也达到 45 dBZ 左右, 而雅安地区附近的对流回波比较分散。25 日 00:00 (图 3b), 单体 A 已向西南方向移动并发展旺盛, 绵阳, 梓潼已完全被大片的对流回波所覆盖, 成都东北部的对流回波也较强, 其强度维持在 35~45 dBZ, 而 C 对流单体没有加强甚至有部分零星回波已经消散。25 日 01:31 (图 3c), 单体 A 回波强度减弱并北移至绵阳和德阳北部, 而已移至成都南部的单体 B 对流回波较强, 达 45 dBZ。此后 2 小时, 强回波移动缓慢并稳定维持, 直到 20:00 成都及绵阳上空的强对流回波才逐渐消散。05:00 (图 3d) 雅安、眉山地区 (C 单体) 出现了成片密实的对流回波, 并在之后一个小时稳定维持并加强 (图 3e), 到 07:28 (图 3f) 开始逐渐消散。从以上演变分析可知, 强回波区域从东北向西南方向移动。对应相应时次天气实况, 可以发现出现雷电活动及强降水的地区与雷达反射率因子 40 dBZ 左右的区域相吻合。

#### 3.3 地闪活动特征

图 4 为 7 月 24 日 20:00 到 25 日 09:00 地闪空间分布图, 从图 4 中可以看到, 由于高原低涡的东移, 此次雷电过程影响范围呈东北—西南向带状分布, 与强雷达回波区域的演变一致, 主要影响了广元、绵阳、成都、眉山、乐山和宜宾西北部、资阳和遂宁西部等地区, 闪电频数最大值中心位于眉山和绵阳广元地区, 达到 60 flashes km<sup>-2</sup> 以上。

图 5 为 LDNS 得到的此次雷电活动期间整个模拟区域内 (28°N~32°N, 102°E~107°E) 的地闪频数随时间的演变。从图 5 来看, 此次雷电过程的地闪频数最大值出现在 25 日 00:40 (绵阳、广元地区) 和 03:20 (眉山、乐山地区), 地闪活动主要以负地闪为主, 统计得出模拟区域共发生地闪 47825 次, 其中发生负地闪 46372 次, 占总地闪的 96.96%。

## 4 模拟结果

#### 4.1 微物理过程分析

很多研究表明, 旺盛发展的雷暴云中的有效电

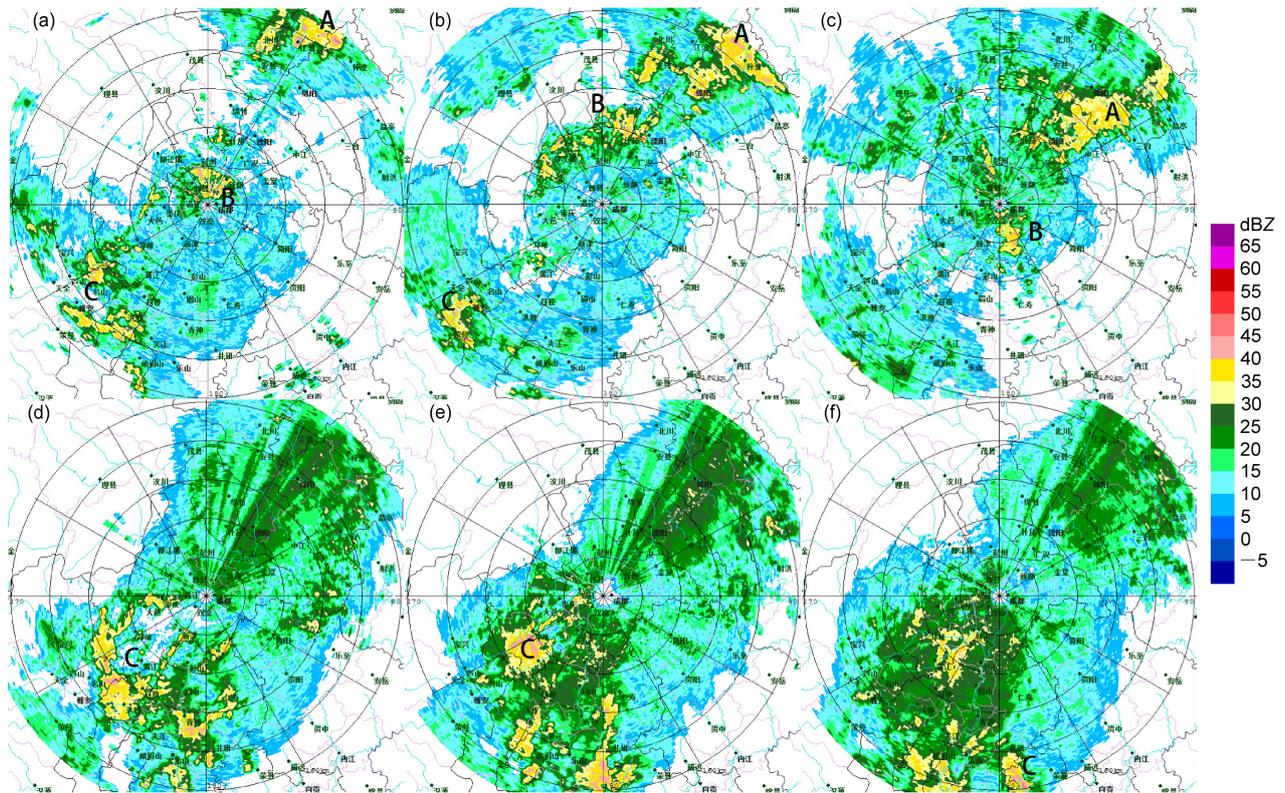


图3 2010年7月成都多普勒雷达组合反射率图: (a) 24日22:35; (b) 25日00:05; (c) 25日01:31; (d) 25日05:22; (e) 25日06:33; (f) 25日07:28

Fig. 3 Observed Doppler radar combined reflectivity in Chengdu at 2235 BT, 24 July 2010, and 0005 BT, 0131 BT, 0522 BT, 0633 BT, 0728 BT, 25 July 2010

荷分离区域存在于 $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  温度层之间, 因为在该区域中过冷液体水可以与冰晶云粒子、霰粒子以及雪晶同时存在, 这个区域是雷暴云的主要“起电区域”(Takahashi, 1978; Saunders and Peck, 1998)。

#### 4.1.1 不同微物理粒子与地闪活动的时间相关性

基于前人的观测及模拟研究, 即地闪活动的发生率与云内冰水混合相区域( $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$ )内水成物及冰相粒子密切相关, 本文设定四川盆地地区主要的起电区域在 $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  温度层之间, 对比分析了整个模拟区域内 $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  之间模式每 20 min 输出的冰晶、霰和雪晶粒子质量混合比( $\text{g kg}^{-1}$ )的最大值与模拟区域内每 20 min 地闪频数的相关性(图 6)。

从图 6 中可以发现,  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  等温层之间, 除雪晶粒子相关性较差外, 冰晶粒子与霰粒子质量混合比最大值均与地闪频数整体变化趋势基本保持一致, 其中霰粒子的变化趋势与地闪频数的相关性最好, 在霰粒子出现最大值之后或者同时,

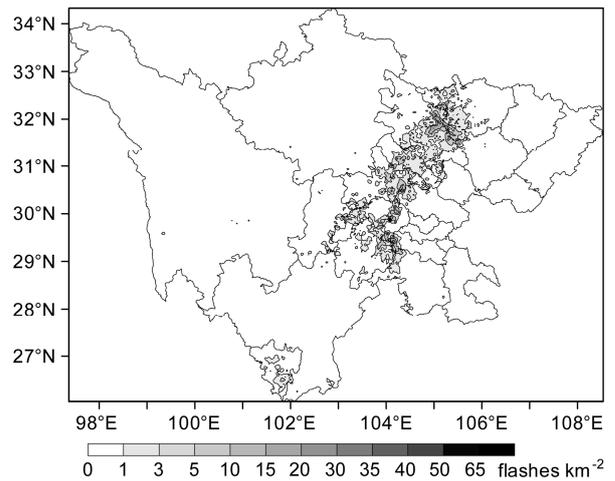


图4 2010年7月24日20:00到25日09:00地闪总频数空间分布图  
Fig. 4 Distribution of observed CG (cloud-to-ground) lightning density from 2000 BT 24 to 0900 BT 25 July 2010

基本上都会出现地闪频数峰值。相比之下, 冰晶粒子质量混合比最大值与地闪频数峰值的相关性较差, 但其峰值仍可以很好的指示未来 20~40 min 内

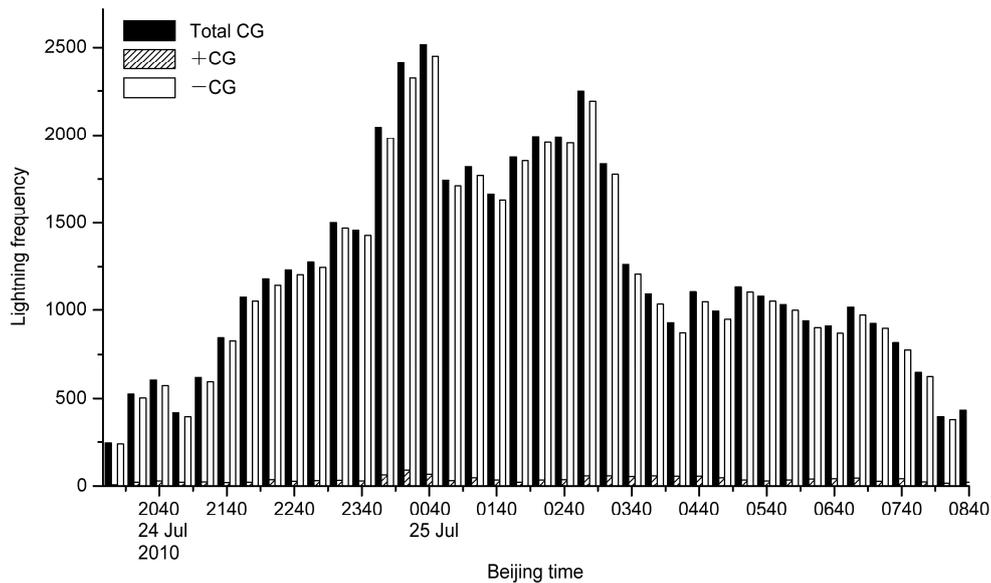
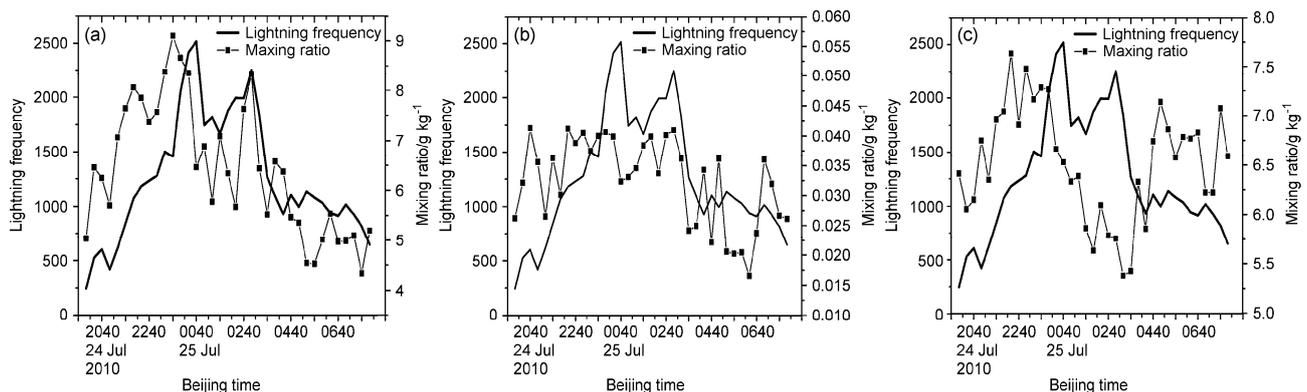


图5 2010年7月24日20时到25日09:00每20分钟地闪频数随时间演变

Fig. 5 Evolution of CG flash rate in 20 min intervals from 2000 BT 24 to 0800 BT 25 July 2010

图6 WRF 模式输出的每 20 min 地闪频数随时间演变与  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  等温层之间每 20 min (a) 霰、(b) 冰晶、(c) 雪晶质量混合比最大值Fig. 6 Evolution of observed CG flash rate and WRF-simulated maximum mass mixing ratios of (a) graupel, (b) ice and (c) snow between  $-10^{\circ}\text{C}$  and  $-20^{\circ}\text{C}$  at 20 min interval

地闪峰值的出现。从三种粒子浓度与地闪频数时序变化来看,当 $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$ 温度层之间霰粒子质量混合比浓度最大值大于 $4.5\text{ g kg}^{-1}$ ,冰晶浓度大于 $0.02\text{ g kg}^{-1}$ ,雪晶浓度大于 $6.0\text{ g kg}^{-1}$ 时,会出现较大频数的地闪活动,频数达到每20 min 500次以上,且随着三种粒子浓度的增加,地闪频数也随之增加。

从图6可知,在该模拟区域, $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$ 等温层之间的冰晶、霰和雪晶粒子质量混合比含量最大值与地闪频数的对应关系较好。这与Takahashi (1978)的研究结果一致,为接下来的分析研究提供了基础。

#### 4.1.2 不同微物理粒子与地闪活动的空间相关性

为了确定三种微物理粒子与地闪发生位置的空间相关性,本文分别统计了此次雷电过程中每个时次(每20 min一个时次)地闪密度大值中心位置经纬度与三种粒子 $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$ 等温层内的质量混合比最大值位置经纬度。其中,地闪密度大值中心的确定方法为:将整个模拟区域分成网格距为0.1个经纬距的正方形网格,统计位于每个格点周围 $\pm 0.05$ 个经纬距范围内的地闪数量,地闪数量最多网格所对应的格点即为地闪密度大值中心。分别计算了三种粒子最大值位置与地闪密度大值中心位置之间地球表面距离(如图7所示)并进行比较

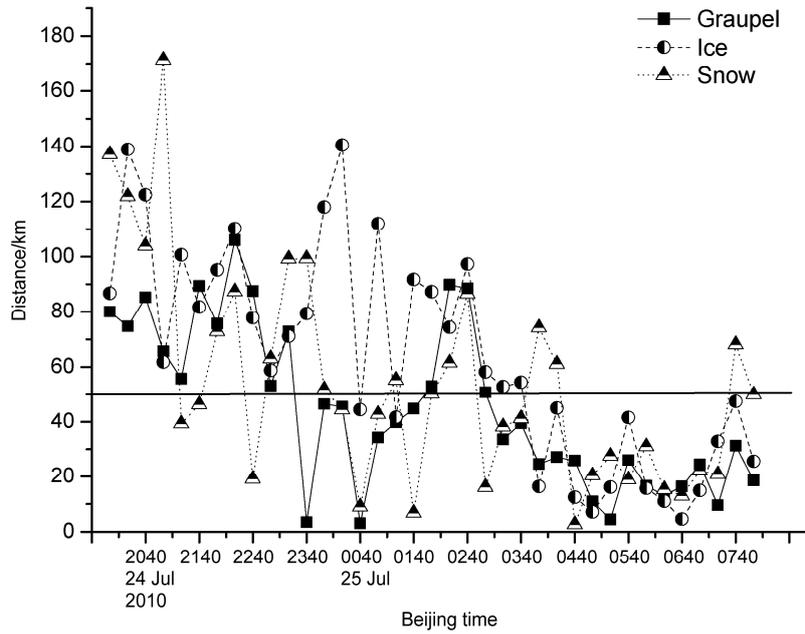


图 7 三种粒子最大值位置与地闪密度大值中心位置距离随时间变化图  
Fig. 7 Evolution of the distance between the maximum center of the three kinds of particles and the maximum center of CG lightning density

分析。其中，地球表面距离的计算假设地球为正球体，且其半径为 6371.004 km。

从图 7 中可以看出，在闪电活动前期（24 日 20:00~23:00），三种粒子最大值位置与地闪密度大值中心位置的对应性较差，基本上都大于 50 km，而在闪电活动中后期对应性相对较好，其中霰粒子最大值位置在 25 日 03:00 之后与地闪密度大值中心的距离基本上在 30 km 以内。综合分析三种粒子最大值位置与地闪密度大值中心位置的地球表面距离可以发现，在整个闪电活动中，霰粒子最大值位置与地闪密度大值中心位置距离小于 50 km 的时次占总时次的 64.86%，雪晶粒子与冰晶粒子则相对较差，分别为 59.46%和 51.35%。该数据说明这三种粒子质量混合比的大值空间分布对地闪发生的空间位置有一定指示作用，尤其是闪电活动的中后期。

整个雷电过程三种粒子的最大值位置与地闪密度大值中心始终有一定的偏差，这是由于：（1）雷暴云到地面的闪电通道（不管是初始击穿电流还是之后的回击电流通道）本身就是弯曲的；（2）由于地面上凸起导电物体（如高山，树木，较高建筑物等）的影响，云到地面的闪击位置与雷暴云强电场中心会有一定的偏差；（3）WRF 模式并不能完全真实地模拟实际的天气过程，会出现一定的误差。

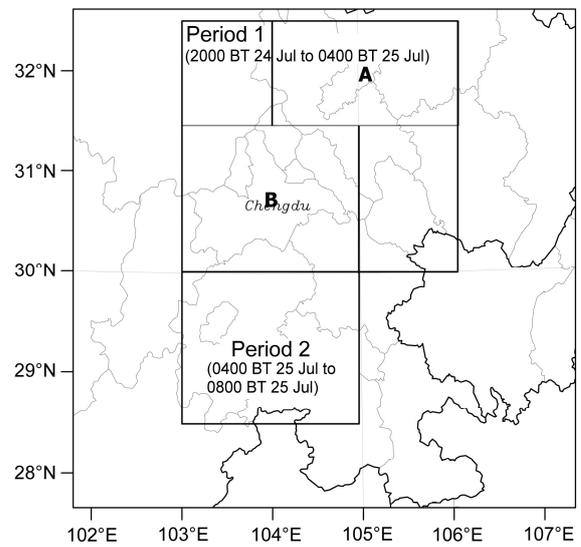


图 8 地闪发生示意图  
Fig. 8 Schematic diagram of the location of CG lightning

从实况雷达回波（图 2）及地闪密度大值中心位置变化特征可知，此次闪电活动可分为两个时间段（如图 8 所示），24 日 20:00 到 25 日 04:00 (Period 1)，闪电活动主要集中在 30°N 以北成都、绵阳一带，即图 7 中 Period 1 方形区域内，且有两个对流单体 (A、B) 放电，分别为图 8 中 A、B 方形区域；25 日 04:00 到 25 日 08:00 (Period 2) 闪电活动则主

要集中在 30°N 以南眉山、乐山地区, 且只有一个单体放电, 即图 8 中 Period 2 方形区域内。本文分别选取这两个时间段内闪电频数较大的时刻 25 日 00:00 (Time 1) 与 25 日 05:00 (Time 2) 来分析不同降水粒子与地闪频数的相关性。

以 Period 1 时间段中雷电活动较强的时间点 25 日 00:00 为 Time 1, Period 2 时间段中闪电频数较大的时间点 25 日 05:00 为 Time 2, 计算如表 1 所示各经纬度区域内  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  温度层之间冰晶、霰和雪晶粒子质量混合比含量最大值, 以及以 Time 1、Time 2 为中心时间点 5 min 内地闪频数, 如表 1 所示。

表 1 各时刻不同粒子浓度与地闪频数关系

Table 1 The relationship between observed flash rate of CG and particle mass mixing ratio at different times

时间	区域范围	冰晶 雪晶 地闪频			数/次
		霰粒子/ $\text{g kg}^{-1}$	粒子/ $\text{g kg}^{-1}$	粒子/ $\text{g kg}^{-1}$	
Time 1	单体 A	8.532	0.042	7.176	264
(25 日 00:00)	(31.4°N~32.5°N)				
	(104.0°~106.0°E)				
	单体 B	4.763	0.041	5.724	125
	(30.0°N~31.4°N)				
	(103.0°~105.0°E)				
Time 2	(28.5°N~30.0°N)	5.353	0.036	6.257	196
(25 日 05:00)	(103.0°E~105.0°E)				

分析表 1 可以看出, 三种粒子中霰粒子质量混合比最大值与地闪频数的对应性最好, 高比值对应大地闪频数, 低比值对应小地闪频数, 混合比的数值大小也与地闪频数成比例。冰晶粒子与雪晶粒子对应性较差, 但仍能看出这两种粒子混合比的大小与地闪频数的高低有较好的对应关系, 说明这三种粒子的浓度可以较好的指示地闪频数的多少, 接下来将分析这三种粒子与地闪的空间分布对应性。

非感应机制是指大小水成物粒子之间碰撞分离后, 由表面接触电位差导致不同极性电荷的转移, 与环境电场无关。所以雷暴云的起电需要冰晶云粒子、霰粒子以及雪晶所有这些成分在起电区域内不断碰撞起电放电, 因而这些粒子的空间分布可以用来指示地闪发生的位置。

本文选取了 Time 1 与 Time 2 这两个地闪频数较大的时刻, 对比分析了地闪发生位置与冰晶、霰及雪晶粒子空间分布。选取的两个时间段的地闪发生位置不同, 可以更清楚地显示出这三种粒子分布

与地闪发生位置的关系。

图 9 为模式输出的 25 日 00:00  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  温度层之间霰、冰晶和雪晶粒子质量混合比空间分布与以 25 日 00:00 为中心时间点 5 min 内地闪发生位置的对比图, 这段时间模拟区域内共发生地闪 521 次, 从地闪位置图 (图 9a) 中可以看到, 该时间段内地闪活动主要分布在绵阳和成都东北部, 对比其与三种粒子的质量混合比空间分布可以看出, 霰、冰晶和雪晶粒子的分布都可以指示地闪发生位置, 其中, 霰粒子与冰晶粒子的最大值中心与地闪密度高值区有很好的空间对应关系。相比之下, 雪晶粒子的对应关系较差, 地闪的发生位置对应了雪晶粒子大值区, 但其大值区域却不一定有地闪发生。

为了使对比结果更具有代表性, 另外选取了 25 日 05:00 地闪发生位置与三种粒子空间分布作对比。图 10 为 25 日 05:00 模式输出的  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  霰、冰晶和雪晶粒子质量混合比空间分布与以 05:00 为中心时间点 5 min 内地闪发生位置的对比图, 这段时间模拟区域内共发生地闪 263 次, 从图 10a 中可以看到, 该时间段内地闪活动主要分布在眉山和乐山北部。对比地闪与三种粒子的质量混合比空间分布得出与图 9 相同的结论: 三种粒子的大值中心与地闪的密度大值区有很好的空间对应关系, 霰粒子和冰晶粒子能指示出地闪活动的大值中心, 而雪晶粒子空间分布较大, 可以指示出霰和冰晶粒子“忽视”的地闪活动。综合分析图 9 与图 10 可发现, 在地闪密度大值区对应的霰、冰晶和雪晶粒子  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  整层浓度大值区中心浓度分别达到  $20\text{ g kg}^{-1}$ 、 $0.2\text{ g kg}^{-1}$  及  $25\text{ g kg}^{-1}$  以上, 且大部分地闪分布在三种粒子浓度大值中心  $\pm 1^{\circ}$  以内, 这对地闪位置有较好的预报意义, 可应用于实际地闪预报中。

综上所述: WRF 的相关的微物理模拟输出场与前人观测研究结果一致, 时间变化趋势上, WRF 输出  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  等温层之间霰粒子浓度变化与地闪频数的相关性最好。该等温层之间霰与冰晶粒子的最大值中心与地闪密度高值区的空间对应性较好, 但只能指出地闪频数最大的区域。雪晶粒子对地闪的时间指示性不强, 空间上却可以指示出地闪发生的区域。以上结论说明, WRF 对闪电天气过程模拟输出的相关微物理量可以对地闪发生的时间和地点起到一定的指示与预报作用。

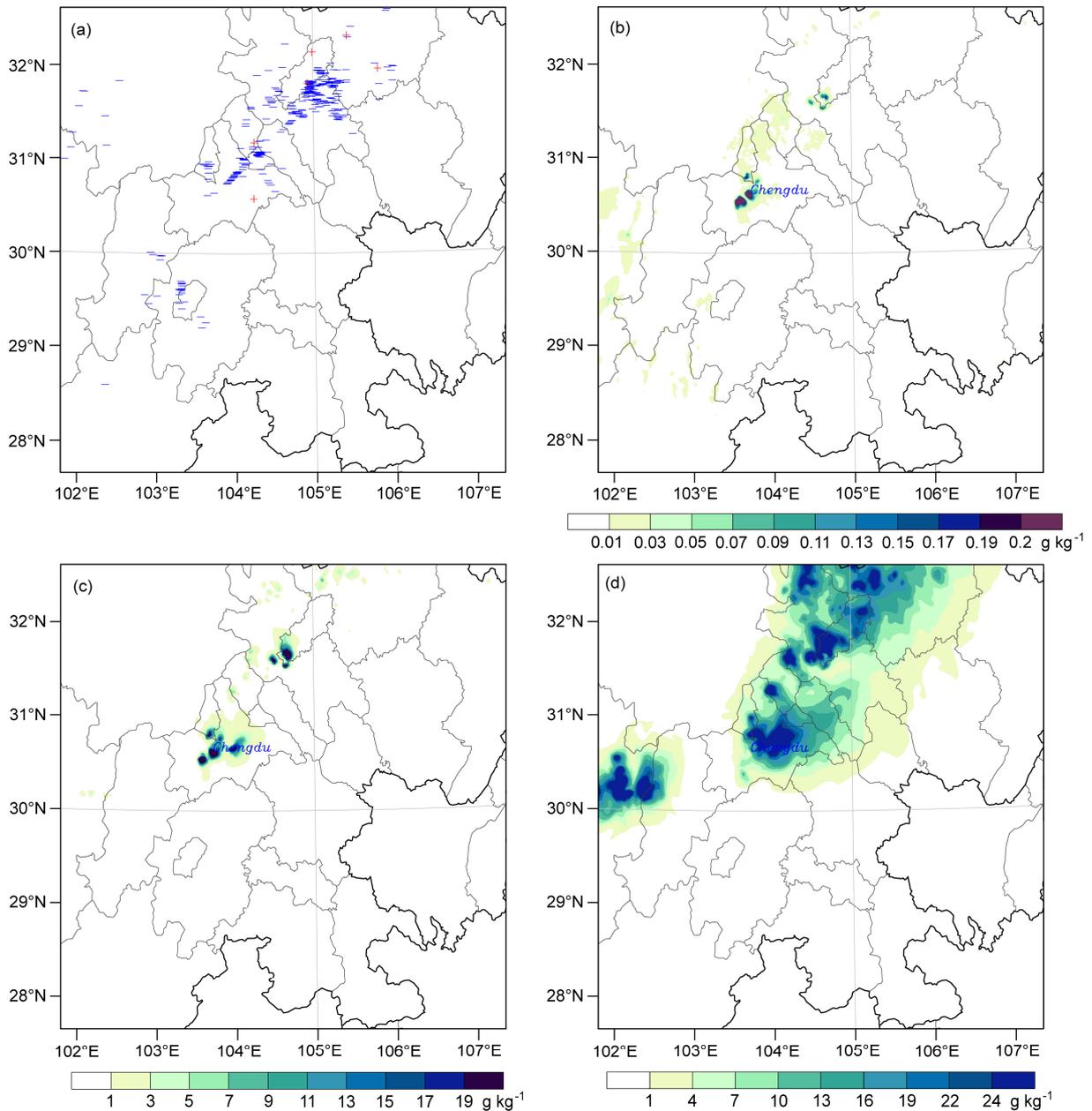


图9 2010年7月25日00:00±2.5分钟内 (a) 地闪发生位置与模式输出的-10°C~-20°C温度层之间 (b) 冰晶、(c) 霰和 (d) 雪晶粒子质量混合比分布。(a) 中蓝色“-”号代表负地闪, 红色“+”号代表正地闪  
Fig. 9 (a) Location of CG lightning occurring within ±2.5 min and the distributions of WRF-simulated particle mass mixing ratios of (b) ice, (c) graupel, (d) snow between -10°C and -20°C at 0000 BT 25 July. Blue minus signs indicate -CG and the red plus signs indicate +CG in (a)

### 4.1.3 不同微物理粒子的垂直分布特征

在云的起电放电过程中, 电荷分离主要取决于雷暴云垂直方向上的“起电区域”内水成物粒子不断地碰并, 积累电荷, 从而形成可以击穿大气**的**强电场。所以, 研究水成物粒子的垂直分布是必要的。

Vincent et al. (2005) 等研究发现雷达反射率因子与闪电活动高度相关, 其中 40 dBZ 回波范围可

以很好的指示闪电的发生区域。图 11 为地闪发生位置与模式输出的雷达反射率对比, 雷达回波的大值区与地闪位置有很好的对应, 40 dBZ 回波范围基本都对应着实际地闪发生位置, 模拟回波最大值为 65 dBZ 左右。图中, 有一部分地闪落在回波外围, 这是由于: (1) 雷暴云到地面的闪电通道本身就是弯曲的(不管是初始击穿电流还是之后的回击

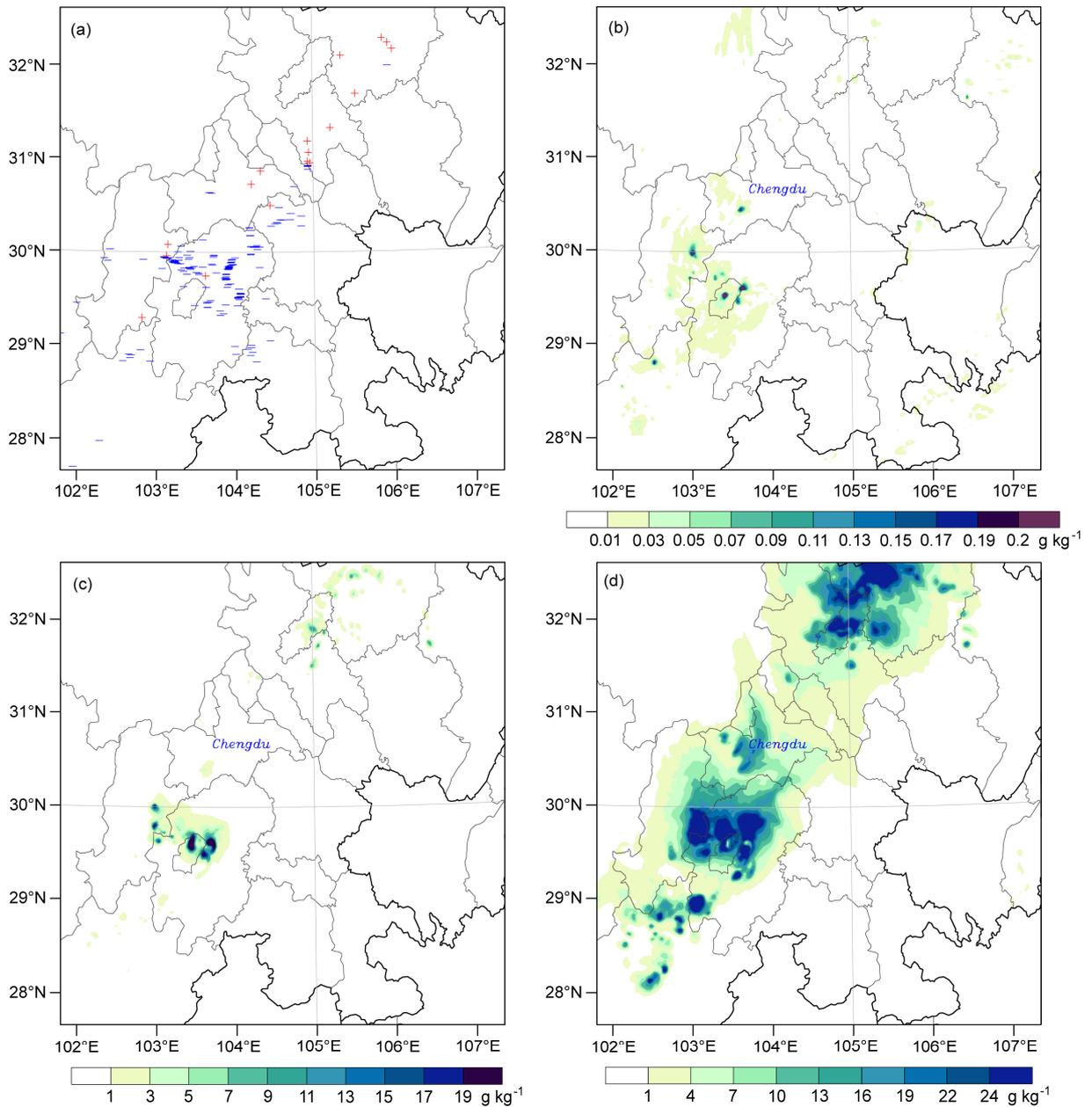


图 10 同图 9，但为 2010 年 7 月 25 日 05:00  
 Fig. 10 Same as Fig. 9, but for 0500 BT 25 July 2010

电流通路)，而雷达回波是对该区域内强对流单体及雷暴云的垂直投影；(2) 由于地面上凸起导电物体（如高山，树木，较高建筑物等）的影响，地面回击落在地面的位置与雷暴云强电场中心（即雷达回波区域）会有一定的偏差；(3) 图中雷达回波区域是利用模式输出的雷达反射率绘制的，与真实的天气情况还是有一定差距。

图 12 为沿图 11 红色线作垂直剖面霰、冰晶和雪晶粒子质量混合比分布图，从图中可以看到，地

闪密度大值中心和雷达回波中心上空均对应着三种粒子的大值区，验证了三种粒子和地闪位置空间分布的对应性，而且可以从剖面图中看出单体 A 上空的霰粒子与冰晶粒子浓度明显高于单体 B，对应着单体 A 区域的地闪频数也更高，这也说明了粒子浓度大小与地闪活动密度的大小有一定的相关性。

图中可看出，霰粒子（图 12a）主要分布在 5~13 km 之间，最大值位于 7~8 km 左右，主要落于 0°C~-30°C 之间，而冰晶粒子与雪晶粒子主体位

置较霰粒子更高，冰晶粒子主要分布在 10~14 km 之间，最大值位于 11 km 左右，主要落于-30°C 温度层以上区域，雪晶粒子主要分布在 8~15 km 之间，最大值位于 11 km 左右，主要落于-30°C 温度层以上区域。

在主要的起电区域(-10°C~-20°C 温度层)，三种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，霰粒子含量最高，这也是霰粒子浓度的变化趋势与地闪频数的相关性最好的原因之一。

#### 4.2 动力过程分析

即使有了大量的微物理起电粒子，要使得电场强度足以击穿大气形成闪电，还需要雷暴云内强烈的对流帮助生成更多的起电粒子并使这些起电粒子不断碰并起电。强垂直风切变可以使雷暴云中已形成的位于不同高度的正负电荷中心发生偏离，有利于雷电的发生，而且在切变环境中，上升气流倾斜，中层干冷空气的吸入增加，下沉气流和低层冷空气外流加强，形成散度分布，有助于更旺盛的上升气流的发展，从而使起电放电过程更加剧烈。

本文分别就上升气流、垂直风切变和地闪活动的关系进行分析，垂直风切变对地闪活动的影响本文引入风暴相对螺旋度 SRH (Storm Relative Helicity, 以下简称 SRH)，因为强垂直风切变常伴随着强水平涡度，而水平涡度可通过雷暴云中的强上升气流倾斜，形成垂直方向上的涡度，从而加强了雷暴云的发展。SRH 就是定量反映环境垂直风场旋转性的参数，即旋转沿运动方向运动的强弱。SRH 的计算公式为

$$SRH = \int_0^Z (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot \boldsymbol{\Omega}_{xy} dz, \quad (1)$$

其中， $\mathbf{V} \equiv (u(z), v(z))$  为环境风， $\mathbf{C} \equiv (c_x, c_y)$  为风暴移动速度， $\boldsymbol{\Omega}_{xy} \equiv -(\partial v / \partial z)\mathbf{i} + (\partial u / \partial z)\mathbf{j}$  为水平涡度矢量， $Z$  为风暴入流厚度，本文取  $Z=3$  km，SRH 单位为  $m^2 s^{-2}$ 。当风向顺转时，SRH 为正，反之为负。

本文对比分析了整个模拟区域内每 20 min 输出的最大上升速度及最大 SRH 与模拟区域内每 20

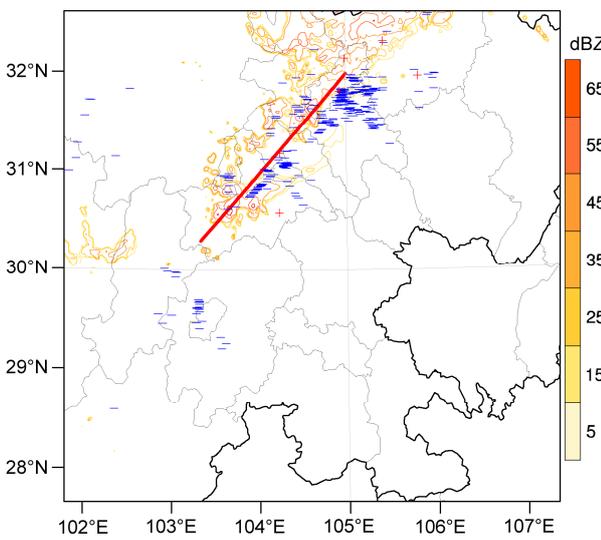


图 11 2010 年 7 月 25 日 00:00 时刻±2.5 分钟内地闪发生位置与模式输出的雷达反射率(等值线)对比图

Fig. 11 Location of CG lightning occurring within ±2.5 min and the simulation of radar reflectivity (contours) at 0000 BT 25 July 2010

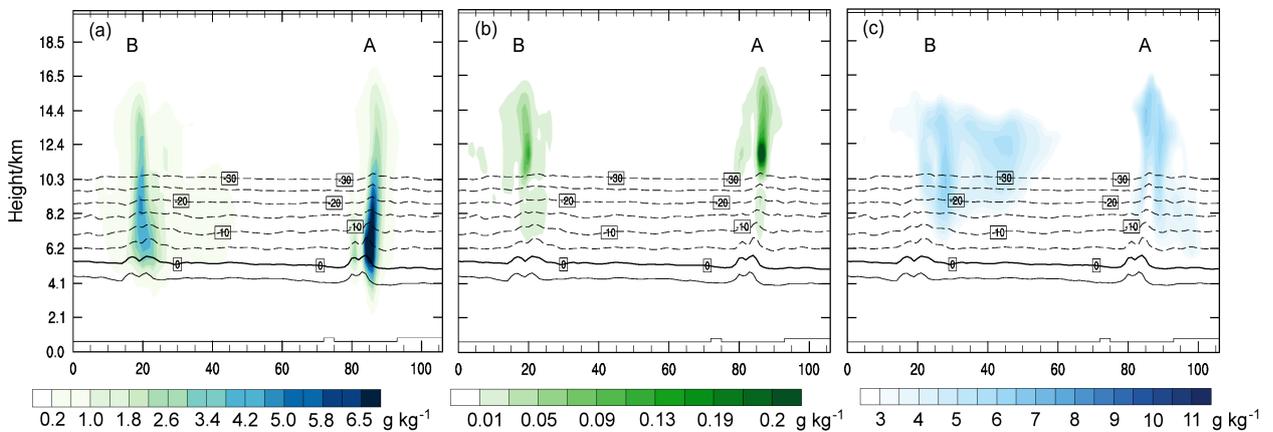


图 12 2010 年 7 月 25 日 00:00 沿图 11 红色实线作垂直剖面的 (a) 霰、(b) 冰晶和 (c) 雪晶粒子质量混合比分布

Fig. 12 Distributions of particle mixing ratio in a vertical cross section along the red solid line in Fig. 11 at 0000 BT 25 July 2010: (a) Graupel; (b) ice; (c) snow

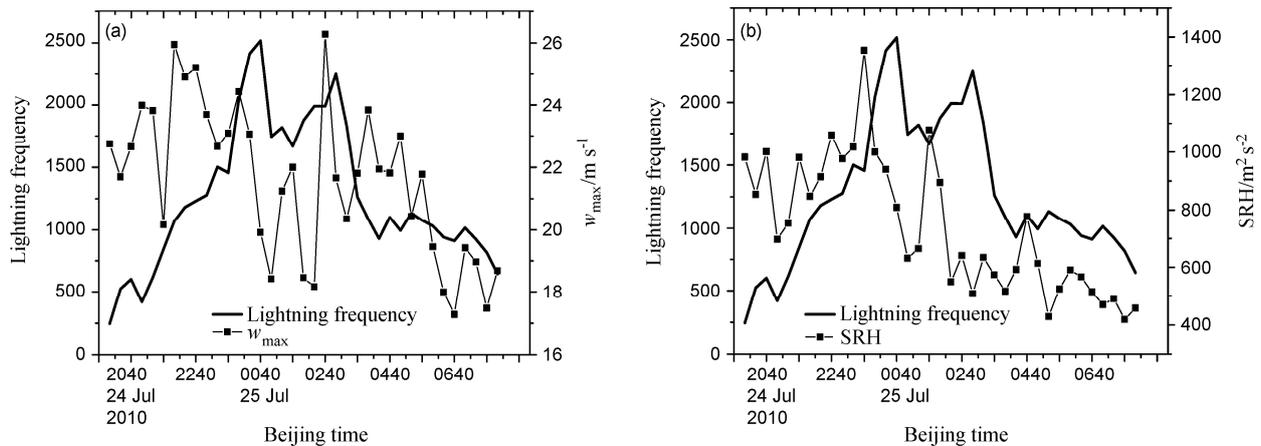


图 13 WRF 模式输出的 (a) 最大上升速度及 (b) SRH 与地闪频数随时间变化

Fig. 13 Evolution of the observed flash rate of CG at 20 min interval and WRF-simulated (a) maximum vertical velocity ( $w_{\max}$ ) and (b) SRH

min 地闪频数的相关性 (图 13)。图中, 最大上升速度和 SRH 整体变化与地闪变化相符, 两者极值之后 20~40 min 均会有地闪频数极值出现。但相比之下, 最大上升速度与地闪活动的相关性较 SRH 差。SRH 极值与最大上升速度整体变化趋势都与地闪活动有很好的对应关系, 经计算, SRH 与其 40 min 之后的地闪频数相关系数达到了 0.716。这说明 SRH 对其后 40 min 发生的地闪峰值有很好的指示作用, 可应用于地闪预报中。

为了更好地分析各单体雷暴云中动力因子 (上升气流及 SRH) 与地闪活动的关系, 本文又分别分析了此次雷电活动中 Period 1 时间段内单体 A 与 B 方形区域内 (如图 8 所示) 模式每 20min 输出的最大上升速度及 SRH 与该区域内每 20 分钟地闪频数随时间变化趋势。

从图 14 可以看出, 对各单体而言, 最大上升速度和 SRH 与地闪频数随时间的变化均保持一致。相比之下, 强放电单体 A 区域, 最大上升速度及 SRH 与地闪频数的相关性 (图 14a、b) 要好于较弱的单体 B (图 14c、d)。从图 12 及图 13 可以看出, 无论是对于整个模拟区域 (图 13), 还是各单体 (图 14) 而言, 当最大上升速度达到  $15 \text{ m s}^{-1}$ , SRH 达到  $500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  以上时, 就会出现频数较高的地闪活动, 且随着最大上升速度及 SRH 的增大和降低, 地闪频数也会相应的增加和减少。两单体区域 SRH 极值与地闪频数极值对应关系较好且有 40~60 min 的提前指示性, 对地闪活动有很好的预报意义。

SRH 的空间分布也可以指示地闪密度大值中

心, 图 15 为 25 日 00:00 模式模拟的 SRH 叠加地闪分布图, 可以看出图中的 SRH 正负中心对与以该时刻为中心时间点 5 min 内发生的地闪密度大值区也有很好的对应。

闪电活动为中小尺度天气系统, 空间尺度较小但对流却十分旺盛, 图中 SRH 大值区表明垂直风切变环境中旋转运动较强, 而由于风切变使上升气流柱发生倾斜, 这种倾斜可以在发展的雷暴云前后形成散度分布, 加强对流并在其前方促使新的对流形成并增长。较强的旋转运动增强了底层暖湿空气的吸入, 这些被吸入的湿空气在上升过程中凝结并与高空的冰晶、霰、雪晶等粒子发生碰并增长, 增加起电粒子浓度和它们不断碰撞起电的几率, 使得电场增强, 闪电活动也更剧烈。

综上所述, 最大上升速度与 SRH 均能指示地闪频数的变化, 其中 SRH 可以指示地闪密度大值中心, 而其极值与其 40 min 之后的地闪频数相关系数达到了 0.716。上升气流强度与地闪活动呈正相关, 强烈的上升气流不仅可以增加起电粒子浓度, 还大大地提高了这些起电粒子相互碰撞起电的几率, 从而有助于加强起电放电过程, 闪电活动也就相应增强。

## 5 结论与讨论

利用 WRF 模式对四川地区 2010 年 7 月 24 日发生的一次强对流天气过程中微物理和动力特征进行模拟研究并与实际观测到的地闪活动进行对比, 尝试分析了相关微物理和动力参量对雷电活动

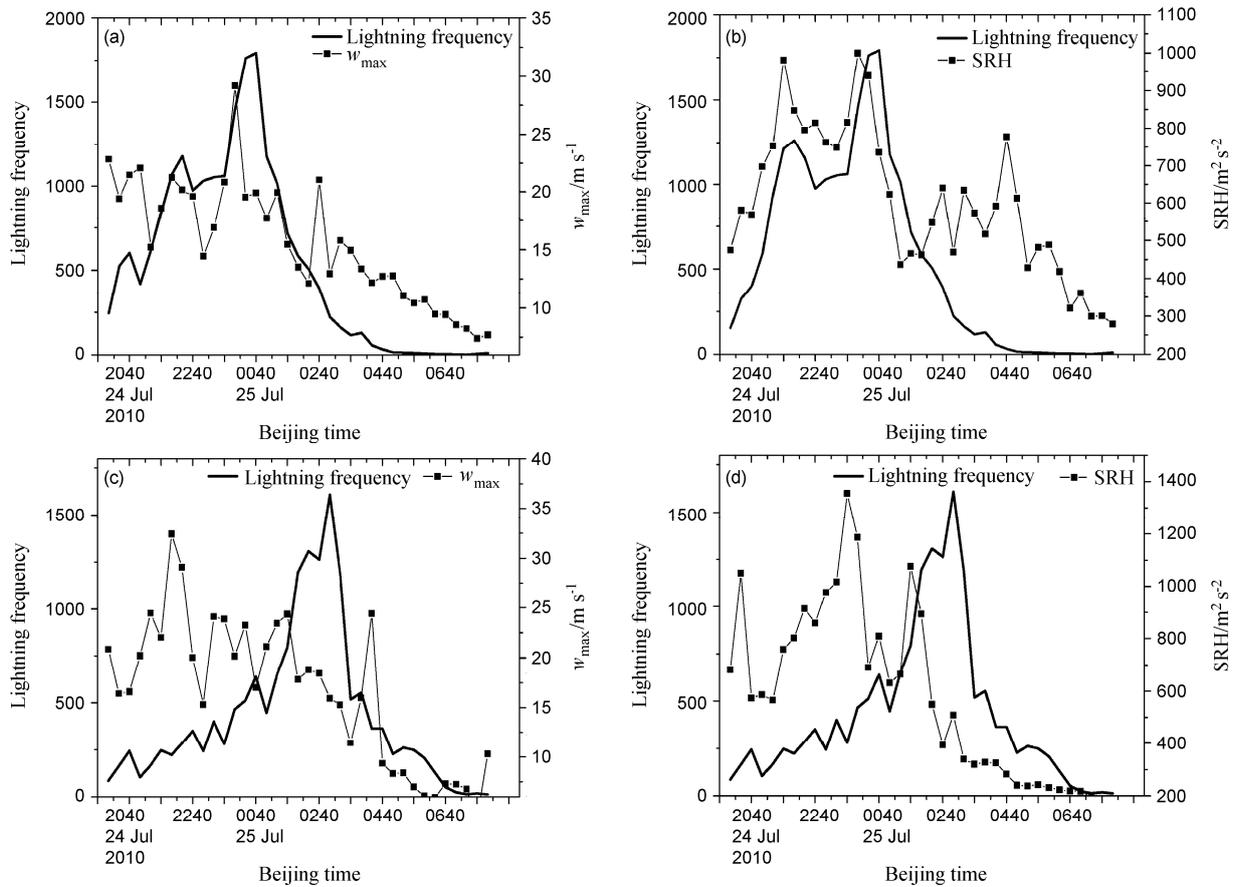


图 14 WRF 模式输出 (a、b) A、(c、d) B 单体区域内最大上升速度及 SRH 与每 20 分钟地闪频数随时间变化: (a、c) 上升速度; (b、d) 风暴相对螺旋度

Fig. 14 Evolution of the observed flash rate of CG at 20 min interval and WRF-simulated (a, c) maximum vertical velocity and (b, d) SRH of (a, b) cell A and (b, c) cell B

的预报效果。

(1)  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  等温层之间的冰晶粒子与霰粒子质量混合比最大值与地闪频数整体随时间变化趋势基本保持一致, 其中霰粒子的时间变化趋势与地闪频数的相关性最好, 这与 Mason and Dash (2000)、Mansell et al. (2005) 及 Wiens et al.

(2005) 等人的观测结果一致, 当  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  等温层霰、冰晶、雪晶粒子质量混合比浓度最大值分别达到  $4.5\text{ g kg}^{-1}$ 、 $0.02\text{ g kg}^{-1}$ 、 $6.0\text{ g kg}^{-1}$  时, 会出现频数较高的地闪活动, 可作为 WRF 预报地闪的参考量。最大上升速度及 SRH 均能指示地闪活动强度的时间变化, 当最大上升速度达到  $15\text{ m s}^{-1}$ , SRH 达到  $500\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$  以上时, 就会出现频数较高的地闪活动, 且随着最大上升速度和 SRH 的增大和降低, 地闪频数也会相应的增加和减少, 对地闪活动有很好的预报意义。说明 WRF 模式对闪电活动模拟的微物理和动力输出量是可以作为闪电活动

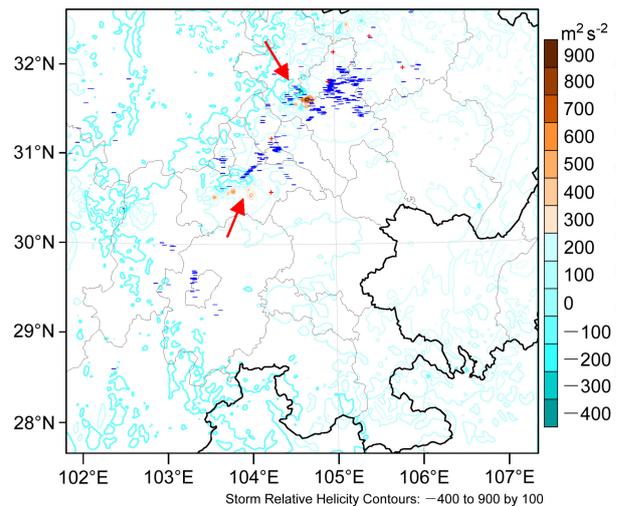


图 15 2010 年 7 月 25 日 00:00 时刻  $\pm 2.5$  分钟内地闪发生位置与模式输出 SRH 空间分布。图中蓝色“-”号代表负地闪, 红色“+”号代表正地闪  
Fig. 15 Location of CG lightning occurring within  $\pm 2.5$  min and the distributions of WRF-simulated SRH at 0000 BT 25 July 2010. Blue minus signs indicate -CG and the red plus signs indicate +CG

研究和预报参考的。

(2)  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  等温层之间三种粒子的最大值中心在空间上对应地闪密度大值区, 这种对应性在雷电活动中后期较好, 且大部分地闪分布在三种粒子浓度大值中心  $\pm 1^{\circ}$  以内, 这对地闪位置有较好的预报意义。SRH 也可以指示地闪密度大值中心, 且其极值与其 40 min 之后的地闪频数随时间变化相关系数达到了 0.716, 对地闪活动的时间变化有很好的指示意义。对于强地闪活动, 最大上升速度对地闪活动的时间指示性要好于弱地闪活动。

(3) 地闪密度大值中心、强雷达回波中心上空均对应着霰、冰晶和雪晶三种粒子的大值区, 进一步验证了三种粒子和地闪位置空间分布的对应性。霰粒子最大值位于  $7\sim 8\text{ km}$  左右, 落于  $0^{\circ}\text{C}\sim-30^{\circ}\text{C}$  之间, 而冰晶粒子与雪晶粒子主体位置较霰粒子更高, 主要落于  $-30^{\circ}\text{C}$  温度层以上区域。SRH 大值中心上空也与三种粒子的大值区对应, 这是由于 SRH 大值区表明该区域垂直风切变较强, 而风切变使得对流加强从而增强了底层暖湿空气的吸入, 当对流发展旺盛时, 三种粒子可以在起电区域 ( $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$ ) 内共存并在旺盛的对流中互相碰撞, 在放电和起电机制下, 不断积累电荷从而增加闪电频数。

综上所述, WRF 模式输出的  $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$  等温层之间的冰晶、霰粒子及雪晶粒子, 上升气流速度及风暴相对螺旋度都对我国西南地区的地闪活动有很好的指示作用。数值模拟的结果与前人的观测研究结果一致, 这说明 WRF 的动力及微物理输出场对雷电活动可以起到指示和预报的作用。本文只对一次成都地区的地闪活动进行了分析讨论, 分析结果的普适性还需要更多的个例分析去验证, 而且 WRF 模拟结果与真实天气系统的移动变化还有一定空间位置上的偏差, 但是随着计算机性能的不不断提高, 数值模式物理方案的日益成熟, 通过 WRF 模式的微物理和动力输出场计算相应参量对雷电活动进行预报预警可以作为未来雷电预报的一个发展方向。

### 参考文献 (References)

Cecil D J, Goodman S J, Boccippio D J. et al. 2005. Three years of TRMM precipitation features. Part I: Radar, radiometric, and lightning characteristics [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (3): 543–566.

蔡芴宁, 寿绍文, 钟青. 2006. 边界层参数化方案对暴雨数值模拟的影响 [J]. *南京气象学院学报*, 29 (3), 364–370. Cai Xiangning, Shou

Shaowen, Zhong Qing. 2006. Impact of different boundary layer parameterization schemes on the numerical simulation for a rainstorm [J]. *Journal of nanjing institute meteorology (in Chinese)*, 29 (3), 364–370.

Deierling W, Petersen W A. 2008. Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics [J]. *J Geophys. Res.*, 113 (D16): D16210, doi:10.1029/2007JD009598.

付伟基, 陆汉城, 王亮, 等. 2009. WRF 模式对弱强迫系统中雷暴预报个例研究 [J]. *气象科学*, 29 (3): 323–329. Fu Weiji, Lu Hancheng, Wang Liang, et al. 2009. A case study of forecasting thunderstorm in the weakly forced system with WRF model [J]. *Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese)*, 29 (3): 323–329.

Goodman S J, Blakeslee R, Christian H, et al. 2005. The North Alabama lightning mapping array: Recent severe storm observations and future prospects [J]. *Atmos. Res.*, 76 (1–4): 423–437.

Lynn B H, Yair Y Y. 2008. Lightning power index: A new tool for predicting the lightning density and the potential for extreme rainfall [J]. *Weather*, 972: 9–13.

Lynn B H, Yair Y Y. 2010a. Prediction of lightning flash density with the WRF model [J]. *Adv. Geosci.*, 23: 11–16.

MacGorman D R, Cohen A, Mansell T, et al. 2008. Flash rate, electrical, microphysical, and dynamical relationships across a simulated storm spectrum [C]//AGU Fall Meeting Abstracts. 6.

Mansell E R, MacGorman D R, Ziegler C L, et al. 2005. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm [J]. *J Geophys. Res.*, 107 (D12): D12101, doi:10.1029/2004JD005287.

Mason B L, Dash J G. 2000. Charge and mass transfer in ice-ice collisions: Experimental observations of a mechanism in thunderstorm electrification [J]. *J Geophys. Res.*, 105 (D8): 10185–10192.

McCaul Jr E W, LaCasse K, Goodman S J, et al. 2006. Use of high resolution WRF simulations to forecast lightning threat [C]// Preprints of the 23rd Conference on Severe Local Storms. St. Missouri, CD-ROM, AMS.

McCaul Jr E W, Goodman S J, LaCasse K M, et al. 2009. Forecasting lightning threat using cloud-resolving model simulations [J]. *Wea. Forecasting*, 24 (3): 709–729.

Petersen W A, Rutledge S A. 1998. On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (D12): 14025–14040.

Saunders C P R, Peck S L. 1998. Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (D12): 13949–13956.

Sherwood S C, Phillips V T J, Wettlaufer J S. 2006. Small ice crystals and the climatology of lightning [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (5): L05804, doi:10.1029/2005GL025242.

Takahashi T. 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35 (8): 1536–1548.

Vincent B R, Carey L D, Schneider D, et al. 2005. Using WSR-88D reflectivity data for the prediction of cloud-to-ground lightning: A central North Carolina study [J]. *Natl. Wea. Dig.*, 27: 35–44.

王飞, 董万胜, 张义军, 等. 2009. 云内大粒子对闪电活动影响的个例模拟 [J]. *应用气象学报*, 20 (5): 564–570. Wang Fei, Dong Wansheng,

- Zhang Yijun, et al. 2009. Case study of big particles effect on lightning initiation in clouds using model [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 20 (5): 564–570.
- 王洪利, 张曼, 杜钦. 2007. 不同显式方案模拟对流风暴的不确定性[J]. 南京气象学院学报, 30 (2): 253–259. Wang Hongli, Zhang Man, Du Qin. 2007. Influence of explicit schemes on the uncertainties of numerically simulated idealized convective storm [J]. Journal of Nanjing Institute Meteorology (in Chinese), 30 (2): 253–259.
- Wiens K C, Rutledge S A, Tessoroff S A. 2005. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure [J]. J. Atmos. Sci., 62 (12): 4151–4177.
- 谢屹然, 郗秀书, 郭凤霞, 等. 2005. 液态水含量和冰晶浓度对闪电频数影响的数值模拟研究 [J]. 高原气象, 24 (4): 598–603. Xie Yiran, Qie Xiushu, Guo Fengxia, et al. 2005. Numerical simulation of the effect of liquid water content and ice crystal concentration on lightning flash frequency [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (4): 598–603.
- Yair Y, Lynn B, Price C, et al. 2010b. Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model dynamic and microphysical fields [J]. J. Geophys. Res., 115 (D4): D04205.
- 言穆弘, 刘欣生, 安学敏, 等. 1996a. 雷暴非感应起电机制的模拟研究 I. 云内因子影响 [J]. 高原气象, 15 (4): 425–437. Yan Muhong, Liu Xinsheng, An Xuemin, et al. 1996. A simulation study of non-inductive charging mechanism in thunderstorm. I. Affect of cloud factor [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 15 (4): 425–437.
- 言穆弘, 刘欣生, 安学敏, 等. 1996b. 雷暴非感应起电机制的模拟研究 II. 环境因子影响 [J]. 高原气象, 15 (4): 438–447. Yan Muhong, Liu Xinsheng, An Xuemin, et al. 1996. A simulation study of non-inductive charging mechanism in thunderstorm. II. Affect of environmental factor [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 15 (4): 438–447.
- 袁铁, 郗秀书. 2004. 卫星观测到的我国闪电活动的时空分布特征 [J]. 高原气象, 23 (4): 488–494. Yuan Tie, Qie Xiushu. 2004. Spatial and temporal distributions of lightning activities in China from satellite observation [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23 (4): 488–494.
- Zepka G S, Pinto Jr O, Saraiva A C V. 2014. Lightning forecasting in southeastern Brazil using the WRF model [J]. Atmos. Res., 135–136: 344–362.
- 赵鸣, 周炜丹, 陈潜等. 2006. 中尺度模式中辐射作用的敏感性试验 [J]. 气象科学, 26 (1): 1–9. Zhao Ming, Zhou Weidan, Chen Qian, et al. 2006. A sensitivity experiment of meso-scale model to radiation [J]. Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese), 26 (1): 1–9.
- 郑栋, 张义军, 吕伟涛, 等. 2005. 大气不稳定性参数与闪电活动的预报 [J]. 高原气象, 24 (2): 196–203. Zheng Dong, Zhang Yijun, Lü Weitao, et al. 2005. Atmospheric instability parameters and forecasting of lightning activity [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (2): 196–203.
- 周筠珺, 孙凌, 杨静, 等. 2009. 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, 35 (6): 1309–1315. Zhou Yunjun, Sun Ling, Yang Jing, et al. 2009. Characteristics of lightning activities over southwest and its circumjacent areas in China [J]. High Voltage Engineering (in Chinese), 35 (6): 1309–1315.