

文章编号: 2096-1618(2018)03-0296-10

# 北京地区飊线天气雷电活动的数值模拟研究

刘恒<sup>1</sup>, 周筠珩<sup>1,2</sup>, 赵鹏国<sup>1</sup>, 成鹏伟<sup>1</sup>, 张鑫<sup>3</sup>

(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. 佳木斯市气象局, 黑龙江 佳木斯 154000)

**摘要:**为了利用 WRF 模式对闪电活动进行数值预报,在 WRF 中尺度模式的 Morrison 双参数化微物理方案中引入起电放电的物理过程。在此基础上模拟 2015 年 7 月 27 日北京一次飊线过程,分析了飊线的微物理特征和电荷结构特征,并将模式输出的闪电活动特征与雷电监测定位网探测得到的地闪数据进行对比。结果表明:飊线内各水成物粒子的含量从高到低分别为霰粒子、雨水、云水、冰晶粒子和雪粒子,空间分布上霰粒子垂直位置达 13 km,冰晶粒子和雪粒子的分布可达 14 km 以上,云滴粒子最高可达 11 km,雨水位置在 5 km 以下。在非感应起电机制下,霰粒子电荷极性为负,冰晶粒子和雪粒子电荷极性都为正。模拟的飊线电荷结构为上正下负的偶极性结构,模式输出的闪电频数与实测地闪频数随时间变化的趋势基本保持一致,模式输出的闪电分布位置与观测的闪电分布接近。

**关键词:**大气物理学与大气环境;雷电物理学;WRF 模式;起电放电;水成物粒子;微物理特征;电荷结构;闪电活动

中图分类号:P427.32

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2018.03.013

## 0 引言

雷电灾害是“联合国国际减灾十年”公布的最严重的自然灾害之一<sup>[1]</sup>,雷电产生于带电的雷暴云,云中有电荷积累,当云中上下电位差达到一定程度后就会产生放电。云中电荷分布较复杂,典型的雷暴云电荷结构是上正下负的偶极性结构<sup>[2]</sup>,Simpson 等<sup>[3-6]</sup>发现雷暴云中还存在三极性电荷结构和反极性电荷结构。随着观测设备不断改进和研发,越来越多研究表明雷暴云中的真实电荷分布情况十分复杂,Marshall 等<sup>[7]</sup>及 Stolzenburg 等<sup>[8-10]</sup>通过对美国不同地区垂直电场探空曲线的分析认为,雷暴云内的电荷为多层分布,并且雷暴云内不同区域电荷结构的分布也不同。此外,不同地域的雷暴电荷结构也存在差异<sup>[11-12]</sup>。雷暴云的闪电行为与微物理过程紧密相关,云内水成物粒子的含量与分布直接影响云内起电过程<sup>[13]</sup>,导致雷暴云空间电荷结构结构的表现形式有所差异,从而影响最终的放电过程<sup>[14]</sup>。实验室研究和数值试验<sup>[13,15-17]</sup>证实,冰相粒子碰撞分离引起的非感应起电在雷暴云起电过程中起主导作用,Mitzeva 等<sup>[18]</sup>指出,增加有效液态水含量会导致霰粒子带电极性由负转正。徐良韬等<sup>[19]</sup>利用 WRF 模式对华北一次飊线过程的模

拟表明,由于粒子碰撞的位置温度偏高,霰粒子带正电,冰晶粒子带负电,使部分单体的电荷结构呈现上负下正的反极性结构。谢屹然等<sup>[20]</sup>模拟了冰晶浓度和液态水含量与电活动之间的敏感性关系,结果表明液态水含量低时,雷暴发展较快,放电位置升高,闪电频数增大。谭涌波等<sup>[21]</sup>模拟揭示了产生各种类型闪电的云内电环境特征,分析了触发正负地闪的有利条件。

综上所述,雷暴云内有十分复杂的电荷结构分布,在不同地域有不同的表现形式。云内动力过程、微物理过程的差异会导致空间电荷结构的差异,并影响最终的放电过程,而放电过程会导致空间电位和电场剧烈下降,新生成云内更复杂的电荷分布。由于闪电的高危险性和不确定性,加之观测手段的限制,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信息还有相当的难度,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,对发生在北京地区的一次飊线过程进行模拟,分析此次过程中云内水成物粒子的含量与分布及雷暴云内的电荷结构特征与闪电活动特征,为利用 WRF 模式进行闪电活动的数值预报提供基础。

## 1 数据资料及模式介绍

文中所用的数据有:(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,该监测数据

收稿日期:2018-01-02

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973计划)资助项目(2014CB441401);国家科技支撑计划资助项目(2015BAC03B00);四川省教育厅资助项目(16CZ0021);四川省教育厅科研资助项目(17ZB0087)

包括地闪发生的经纬度信息、发生时间、极性和电流峰值强度等信息。研究表明<sup>[22]</sup>雷电流幅值小于10 kA时,监测系统会将小幅值的云闪误计为地闪,对整个地闪资料存在干扰,因此在使用 ADTD 地闪数据前先将电流值小于10 kA 的闪电剔除。(2)北京南郊(39.8 °N,116.47 °E)Z9010 多普勒雷达观测资料,观测半径230 km,波段为 S 波段。(3)时间分辨率6 h,空间分辨率1°×1°的 FNL(final operational global analysis)再分析资料,该资料同化了地面观测、无线电探空、探空气球等观测资料,可为模式提供初始场。

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(3.4.1)中尺度模式中的 Morrison 双参数微物理方案中<sup>[23]</sup>,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。Morrison 微物理方案中粒子谱为广义伽马分布,包含了云水、雨水、冰晶、雪和霰粒子/雹的混合比和数浓度,以及水汽的混合比,同时分别考虑了暖云和冷云过程。该微物理方案中不包含霰同冰晶和雪粒子碰撞分离的微物理过程,因此选用 Lin 等<sup>[24]</sup>研究中冰晶与霰粒子和雪与霰粒子的相互作用的物理过程加入到 Morrison 方案中<sup>[25]</sup>。

模式初始场选用 FNL 数据,模拟时间段为 2015 年 7 月 27 日0000 UTC至 2015 年 7 月 27 日1800 UTC,共18 h。模式使用三重网格嵌套,最外层格点数为 160×130,分辨率为27 km,中间层格点数为 286×241,分辨率为9 km,最内层格点数为 298×241,分辨率为3 km,垂直方向为 28 层,最外层每3 h,中间层每1 h,最内层每20 min输出一次结果,文中使用最内层的输出结果。模拟过程中的详细方案设置如表 1 所示。

表 1 模拟试验方案设计			
	外层	中间层	内层
格点数	160×130	286×241	298×241
分辨率/km	27	9	3
时间步长/s	90	30	10
输出间隔/min	180	60	20
微物理方案	Morrison-two -mom	Morrison-two -mom	Morrison-two -mom
边界层方案	YSU	YSU	YSU
长波辐射方案	RRTM	RRTM	RRTM
短波辐射方案	Dudhia	Dudhia	Dudhia
积云方案	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch

1.1 非感应起电参数化方案

非感应起电参数化方案为调整后的 SP98 方案<sup>[25]</sup>,

经 Mansell 等<sup>[17]</sup>简化后的粒子非感应起电速率为

$$\frac{\partial \rho_{xy}}{\partial t} = \beta \Delta Q (1 - E_{xy}) E_{xy}^{-1} (N_{CLxy})$$

其中, $\beta$ 为计算低温时电荷转移的强制系数, $E_{xy}$ 为冰粒子的碰撞收集系数, $N_{CLxy}$ 为冰粒子碰撞时的数浓度变化率, $\Delta Q$ 为单次碰撞的平均电荷分离量,计算方程为

$$\Delta Q = BD^a V^b \delta q_{\pm}$$

其中, $D$ 为冰晶/雪粒子的直径(单位:m), $V$ 为霰和冰晶/雪粒子的相对下落末速度, $B$ 、 $a$ 和 $b$ 为基于冰晶尺度的常数。 $\delta q_{\pm}$ 为霰粒子所带的电荷量,其极性由淞附增长率  $RAR$  和临界淞附增长率  $RAR_c$  的差值决定, $RAR$  为有效液态水含量和霰粒子的下落末速度乘积, $RAR_c$  为温度函数。

$$\delta q_{+} = 6.74 (RAR - RAR_c)$$

$$\delta q_{-} = 3.9 (RAR_c - 0.1) \times \left\{ 4 \left[ \frac{RAR - (RAR_c + 0.1) / 2}{(RAR_c - 0.1)} \right]^2 - 1 \right\}$$

Ziegler 等<sup>[26]</sup>为避免单次碰撞分离转移的电荷量出现过高情况,对  $\Delta Q$  极大值进行了限制,令霰粒子同冰晶和雪粒子碰撞分离的单次电荷转移量最大值分别限制为50 fC和20 fC。每种水成物粒子携带的电荷浓度  $\rho_x$  的变化为

$$\frac{\partial \rho_x}{\partial t} = A_{DVEC}(\rho_x) + T_{URB}(\rho_x) + S_{SOURCE}(\rho_x) + S_{EDIM}(\rho_x)$$

公式右端分别代表电荷的平流项、湍流项、源汇项、沉降项,即电荷的守恒主要是通过放电后沉积下来的感应电荷和原有的空间电荷经由云内平流输送、湍流交换和重力沉降等过程实现。

1.2 放电参数化方案

在计算出每个格点上的总电荷浓度  $\rho$  后,利用泊松方程求解该格点电势  $\Phi$ :

$$\nabla^2 \Phi = - \frac{\rho}{\varepsilon}$$

其中  $\varepsilon$  为介电常数。模式中采用超松弛迭代法求解泊松方程,电场  $E$  由计算电位的负差分而得:

$$E = - \nabla \Phi$$

当格点垂直方向上的电场超过放电阈值  $E_{init}$ ,则将该点视为闪电激发点,放电阈值随高度变化<sup>[27]</sup>:

$$E_{init} = 201.7 \exp(-z/8.4)$$

放电阈值限制在 30 ~ 125 kV · m<sup>-1</sup><sup>[28]</sup>。

2 天气背景及天气过程特征

2.1 环流背景



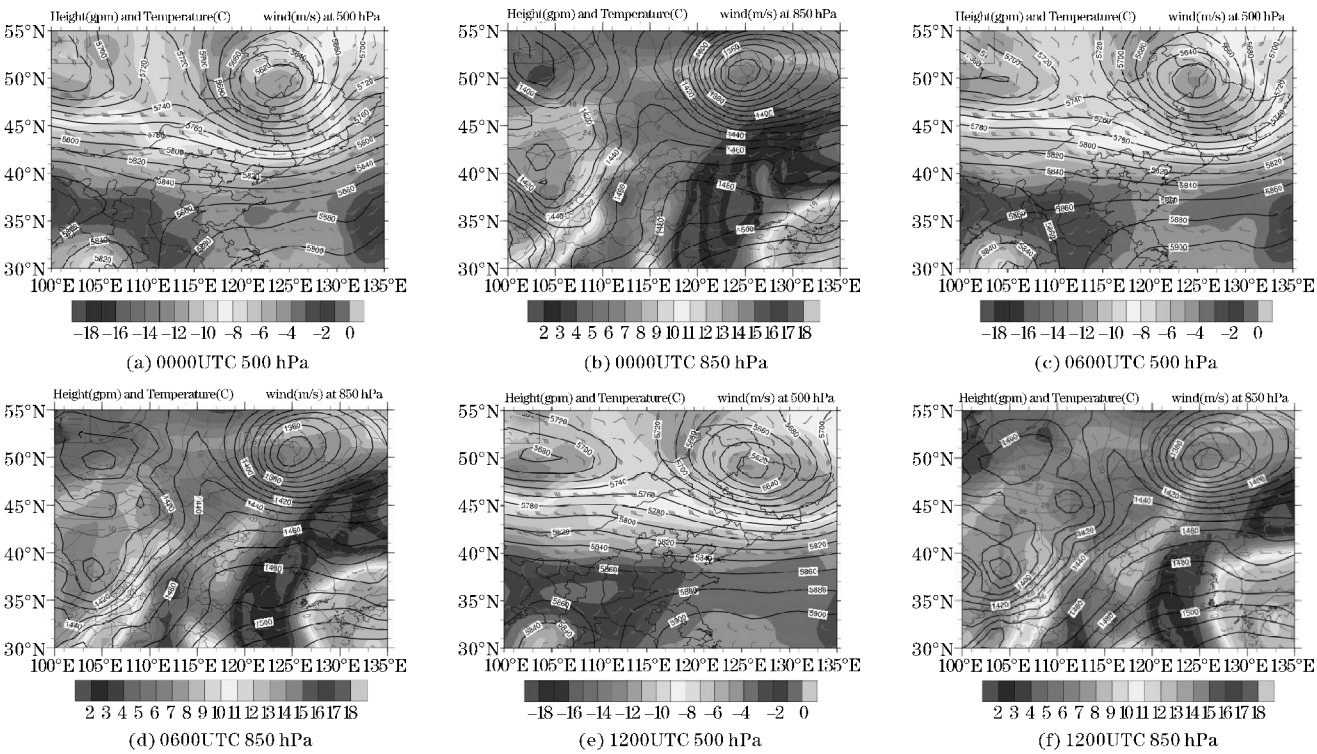


图1 2015年7月27日0000 UTC、0600 UTC、1200 UTC、500 hPa、850 hPa 天气形势分布(黑色线为等高线,红色线为等温线)

2015年7月27日北京地区发生了一次中尺度强对流天气过程,整个过程持续时间长、降水范围广,最大降水量超过100 mm,在产生暴雨的同时还伴随大风、闪电及冰雹等灾害性天气。图1是由分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的FNL再分析资料得到的2015年7月27日的500 hPa和850 hPa环流形势。从环流形势上看,0000 UTC 500 hPa上 $45^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 为低压带, $105^{\circ}\text{E}$ 和 $125^{\circ}\text{E}$ 附近有两个冷涡中心,温度在 $-12^{\circ}\text{C}$ 左右,上游冷涡东移较快,下游冷涡则移动较少,且强度增大,至0600 UTC其中心温度降低到 $-14^{\circ}\text{C}$ 左右。在大气低层850 hPa气压场上仍然存在闭合的环流,表明冷涡系统较为深厚, $45^{\circ}\text{N}$ 以南范围内西南气流活跃,沿着太行山形成一条湿舌覆盖北京。由FNL数据提取的北京站探空廓线(图2)表明0600 UTC西风带中的上游系统东移,上游云带内较多的水汽经平流至北京上空,高层大气湿度增大,而在低层西南气流增强,形成低空急流穿过北京,湿舌进一步北抬,北京地表水汽增加,地面比湿超过 $18\text{ g/kg}$ ,整层大气更加湿润,到了1200 UTC可以看到整层深厚的湿空气层。低层南风继续加强,比湿继续增大,抬升凝结高度在890 hPa处,平衡高度在150 hPa,对应高度为14 km左右,大气层结十分不稳定,产生深厚对流条件十分理想。

2.2 地闪活动特征

根据此次飑线系统的发展范围,可粗略认为发生

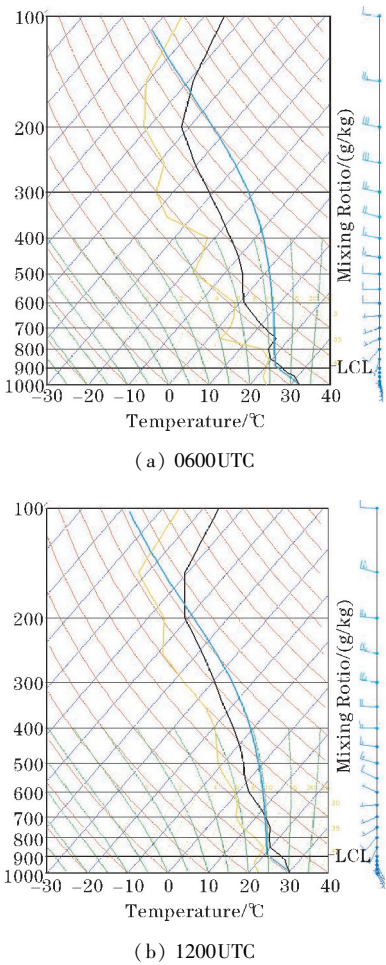


图2 北京2015年7月27日探空廓线  
(黑线为温度廓线,黄线为露点温度廓线,蓝线为状态曲线)

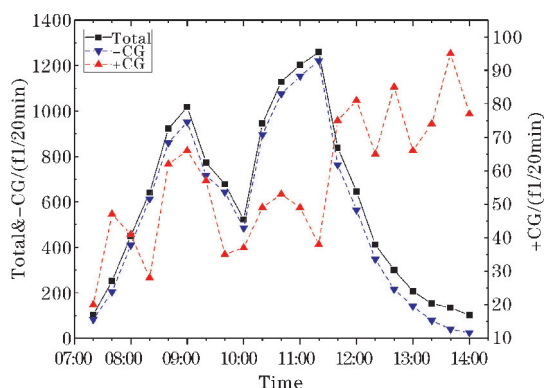


图3 2015年7月27日0700–1400 UTC时  
观测的每20 min地闪频数时间演变

在 $114^{\circ}\text{E} \sim 119^{\circ}\text{E}$ ,  $39^{\circ}\text{N} \sim 42^{\circ}\text{N}$ 的闪电为此次天气过程产生的地闪,在飊线生命史(27日0700–1400 UTC)内监测到地闪13159次,其中发生负地闪11804次,占总地闪的89.7%。图3为此次飊线过程中的20 min地闪累积量随飊线发展演变的趋势,可以看出,当天闪电活动在1000–1200 UTC时段内非常活跃,并于1120 UTC达到峰值,正地闪所占比例随着飊线的发展逐渐增大。闪电

活动沿着飊线移动方向的正交线排列分布,并与飊线对流系统一致沿西北向东南传播。

## 2.3 雷达回波特征

为了解此次天气过程雷暴系统的演变及移动过程,对此次过程的多普勒雷达组合反射率进行简单的分析。从图4可以看出,1000 UTC后原本位于张家口和承德境内的雷暴云逐渐向北京方向移动,在东北风和西北风的辐合作用下,新生单体逐渐发展、成熟,对流活动不断增强,45 dBZ回波面积扩大,至1100 UTC左右,北京东北部多个对流云团逐渐合并,前端形成带状强对流,最大回波强度达到55 dBZ左右,随后飊线系统稳定维持并向东南方向移动。至1130 UTC,北京中部地区的对流活动加强,云体合并,前端对流线后部伴随有大范围的层状云。1300 UTC以后,飊线开始断裂,东段回波不断东移减弱,而北京南部地面盛行偏南风,持续的暖湿气流使得断裂后的西段回波得以较长时间的维持,整体稳定少动,直到1500 UTC以后才减弱消失。

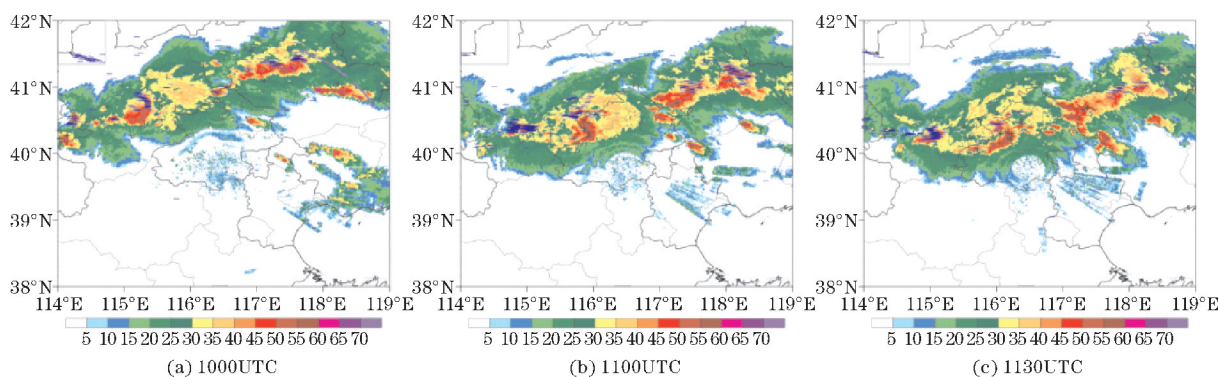


图4 2015年7月27日雷达组合反射率及闪电定位点

## 3 模拟结果

图5给出了2015年7月27日1040 UTC和1140 UTC雷达观测与模式输出的雷达回波对比,由图可见,北京西部模拟出了数个对流单体,强度在45 dBZ以上,范围较观测偏大,北京中部模拟的对流较弱,并未体现与邻近雷暴云合并的趋势。模拟的对流区后部的层状云回波范围较实况明显偏弱。而模式模拟的东段强对流回波区,中心位置较观测有一定的偏差,其量级均为55 dBZ左右,多个单体排列成线,与观测吻合较好。总体来看,模拟的飊线分布位置与观测较接近,雷达反射率极大值接近,模式能较好地再现此次飊线过程的宏观特性,为接下来的分析提供基础。

## 3.1 飊线的微物理特征

### 3.1.1 不同微物理粒子的时间演变特征

图6为此次飊线过程0700–1300 UTC时段内,对流云体中不同水成物粒子最大混合比的时间演变图。由图可知,冰相混合层中霰粒子含量最高,其次是雨水和云水,冰晶粒子和雪粒子含量最低,且二者含量较接近。在地闪活跃的1000–1200 UTC,霰粒子含量先上升,到1120 UTC达到峰值后开始下降,极大值约为11.8 g/kg。雨水和云水含量在此时段内总体呈下降趋势,极大值分别为6.7 g/kg和3.4 g/kg。冰晶粒子和雪粒子总体呈上升趋势,在1140 UTC极大值分别为1.08 g/kg和0.96 g/kg。

雷电活动强弱与云中水成物粒子的相互作用息息相关,在云内 $-40^{\circ}\text{C} \sim 0^{\circ}\text{C}$ 的冰水混合层中,以冰相粒子碰撞分离的非感应起电机是雷暴云起电的主要形



式。因此云内水成物粒子的空间分布及相互作用与雷暴云内的电荷积累以及电荷结构的形成关系密切。

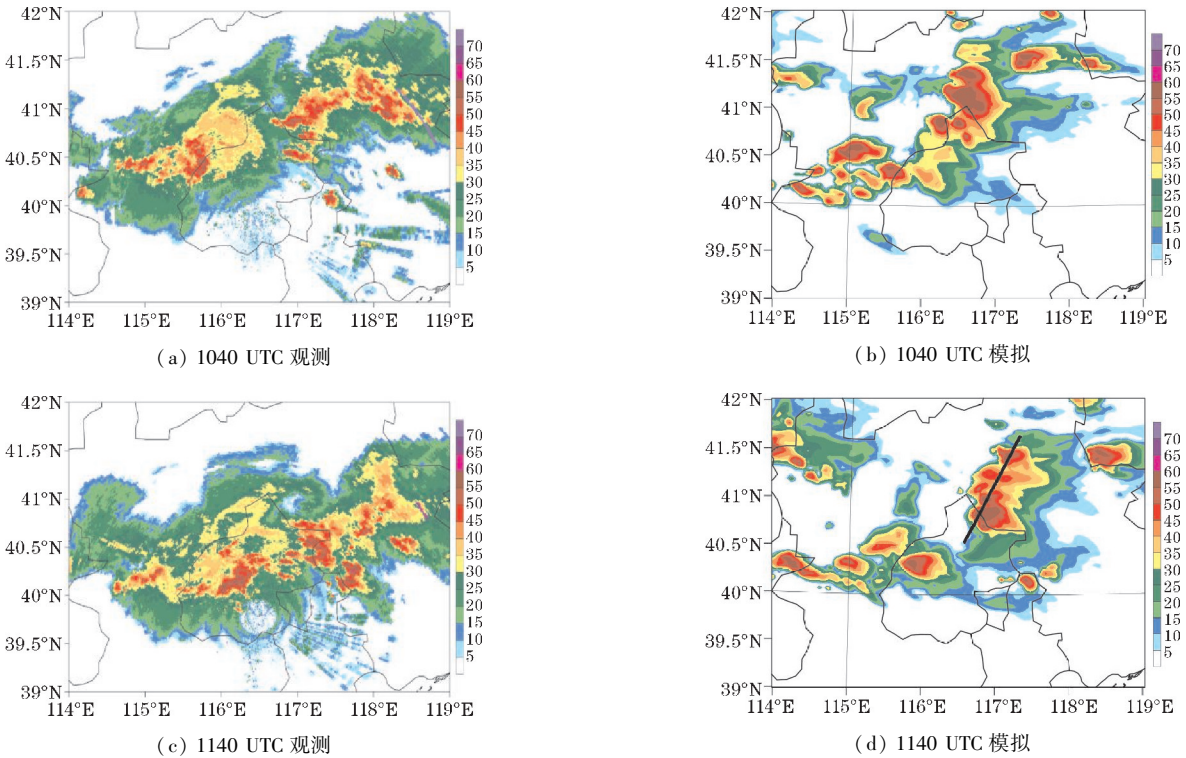


图 5 雷达组合反射率观测和模拟对比图

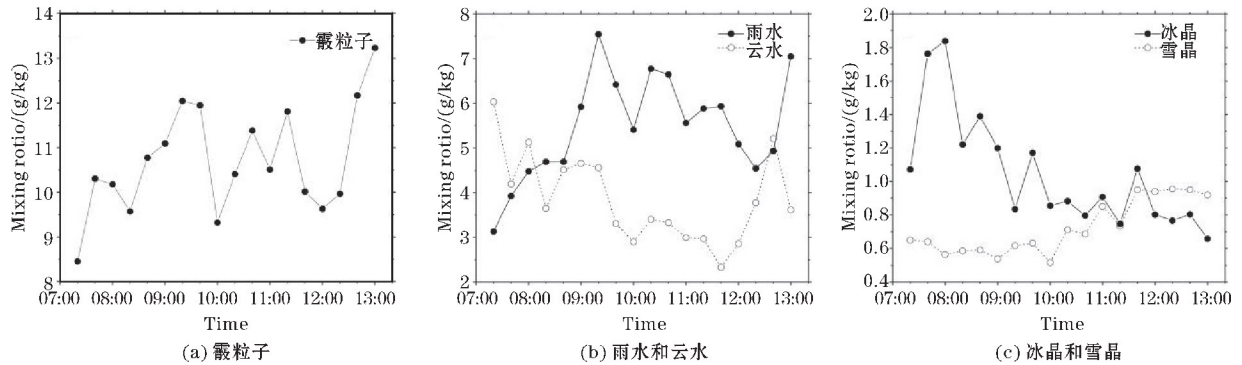


图 6 0700–1300 UTC,模式输出的微物理量最大混合比的时间演变特征

3.1.2 不同微物理粒子的空间分布特征

图 7 为 1140 UTC 沿图 5 模拟的组合反射率中黑线所做的垂直剖面,剖线起点为116.7 °E和40.6 °N,终点为117.35 °E和41.65 °N。由图 7(a) 可见,对流云体发展旺盛,云顶高度最高可达13 km,剖线上由 4 个雷暴单体组成,雷达反射率最大值在50 dBZ左右,第 1 个单体对流50 dBZ回波范围直达近地面层,第 2 到第 4 个单体回波极大值主要分布在 6 ~ 10 km。霰粒子(图 7b)主体分布与雷达反射率分布对应较好,主要分布在 5 ~ 12 km,最大值主要落于-40 °C ~ 0 °C。第一个单体中霰粒子含量最高,极大值约为9 g/kg以上;第 2 个和第 4 个单体霰粒子极大值分别为8 g/kg和 7 g/kg,第 3 个单体中霰粒子含量最少,极大值为

2.5 g/kg。冰晶粒子(图 7c)主要分布在对流单体上部,主体分布位于霰粒子之上,最高位置约为13 km,大值区主要落于-30 °C层以上区域,第 2 个对流单体中的冰晶粒子含量最高,极大值为0.6 g/kg,其次为第 4 个对流单体,极值为0.4 g/kg,第 3 个单体中的冰晶含量最少。雪粒子(图 7d)分布范围与霰粒子接近,在 5 ~ 13 km,主要落于-40 °C ~ -10 °C,4 个单体中的雪粒子含量整体较为接近,大值中心位置较霰粒子大值中心位置偏高,雪粒子含量极大值在0.26 g/kg左右。云水(图 7e)分布在约 3 ~ 10 km,大值区主要落于-20 °C ~ 0 °C,第 1 个和第 2 个雷暴单体中云水含量最高,极大值约为1.3 g/kg,其中第 2 个单体中的云水含量分布更广,云水大值中心位置较霰粒子大值中心

位置偏低。雨水(图7f)分布对流单体底部,主体在5 km以下,落于0℃层以下区域,4个雷暴单体中的雨

水含量依次减少,第1个单体中雨水混合比极大值在2.2 g/kg以上。

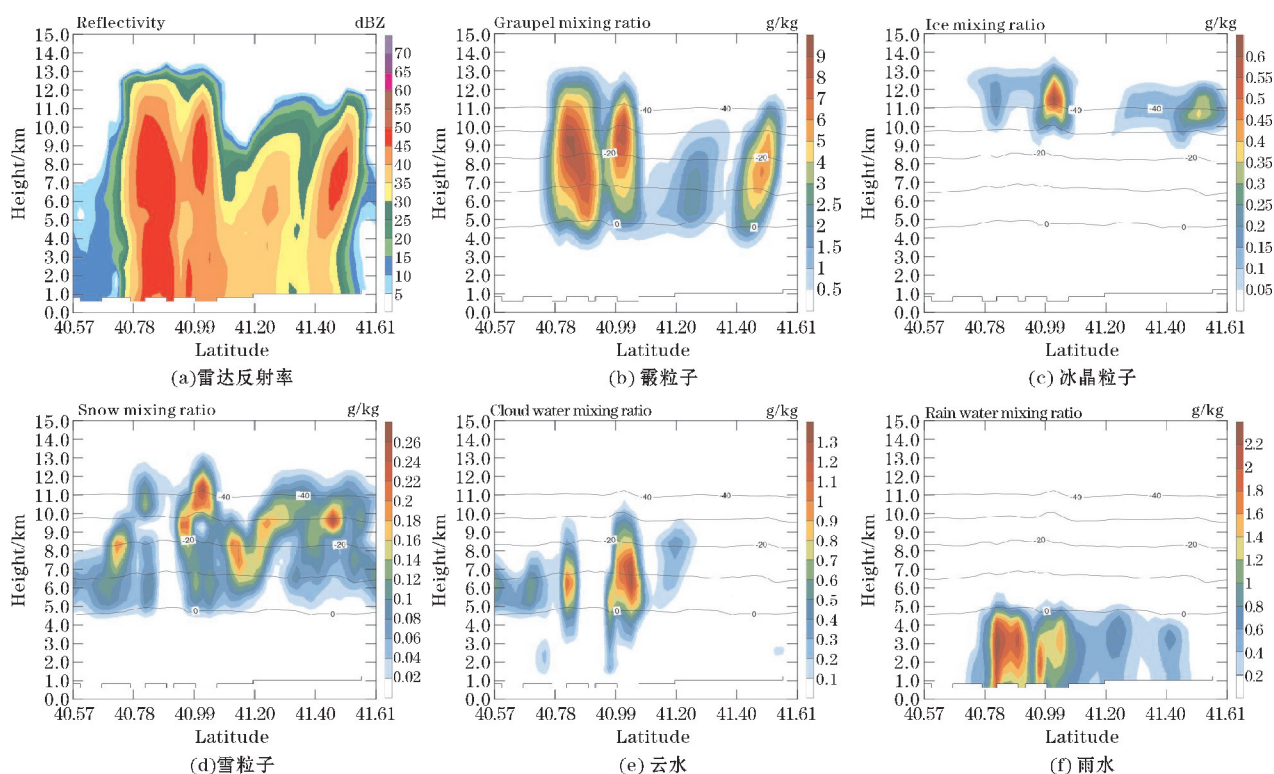


图7 1140 UTC沿图5中黑线所做的垂直剖面混合比单位

图8为1140 UTC沿图5中黑线所做的粒子数浓度垂直剖面图。从霰粒子数浓度垂直分布(图8a)可知,霰粒子主体分布在6~12 km,最高可达13 km。数浓度极大值出现在第2个对流单体中,极值达到 $52\text{ g}^{-1}$ ,其次是在第4个单体和第1个单体中,极值分别为 $36\text{ g}^{-1}$ 和 $28\text{ g}^{-1}$ ,第3个单体霰粒子数浓度最低,极值为 $16\text{ g}^{-1}$ 。从冰晶粒子数浓度垂直分布(图8b)可知,冰晶粒子数浓度远远大于霰粒子数浓度,极大值达 $17500\text{ g}^{-1}$ 以上,冰晶粒子数浓度大值区位于霰粒子数浓度大值区之上,主体分布在10 km以上,最高可达14 km以上,10 km高度以下的冰晶粒子数浓度明显低于10 km以上,数浓度为 $100\sim 500\text{ g}^{-1}$ 。从雪粒子数浓度垂直分布(图8c)可知,雪粒子数浓度比冰晶粒子数浓度小两个量级,极大值约为 $180\text{ g}^{-1}$ ,雪粒子数浓度的大值中心区位于冰晶粒子大值中心区之下,霰粒子大值中心区之上。3种冰相粒子数浓度含量皆在第二个单体中最高,其次是在第四和第一个单体中。从云滴粒子数浓度垂直分布(图8d)可知,云滴主体范围在1~11 km,云滴数浓度的极大值约为 $3250\text{ mg}^{-1}$ ,出现在10 km高度附近。综合图8可知,4个对流单体中,由于第1第2和第4个单体对流强度较大(图7a),因此含有浓度较高的冰相粒子和云水粒子,并且包含3种冰相粒子和云水的混合相态区域主要在6~11 km,

SP98非感应起电方案考虑的是在冰水共存区的冰相粒子碰撞分离引起的起电,因此主要的起电区域应为6~11 km。

### 3.2 飊线的电荷结构特征

图9为1140 UTC沿图5中黑线所做的各冰相粒子携带的电荷密度的垂直剖面,由图可见,霰粒子与冰晶粒子和雪粒子碰撞分离后携带负电荷(图9a),电荷主体大致分布在5~11 km,第二个单体中的霰粒子所携带的负电荷密度最大,极大值达到 $-3.75\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ 。11 km以上区域霰粒子几乎没有携带负电荷,而11 km以上区域冰晶粒子、雪粒子数浓度含量丰富,但此区域内并无云水分布。因此此区域内的霰粒子没有与冰晶粒子和雪粒子发生碰撞分离而引起霰粒子带电。冰晶粒子与霰粒子碰撞分离后携带正电荷(图9b),第二个单体中的正电荷密度最大,极大值约为 $3.25\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ ,电荷主要分布在6~11 km,而在此区域范围内的冰晶粒子数浓度并不高,但该区域为冰相粒子主要的碰撞分离区,此区域内的霰粒子和冰晶粒子数浓度对冰晶粒子所携带的电荷密度起到决定性作用,11 km以上数浓度大值区的冰晶粒子同样未与霰粒子碰撞分离而使冰晶粒子带电。雪粒子与霰粒子碰撞分离后携带正电荷(图9c),且电荷空间分布状况与冰晶粒子携带的



正电荷分布较为接近,第1个单体中的正电荷密度最大,极大值约为 $0.1\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ ,主要分布在 $5\sim 11\text{ km}$ ,密度比冰晶粒子携带的电荷密度小一个量级,主要是因为雪粒子数浓度要远远小于冰晶数浓度。带电的雪粒子同样是数浓度低值区的雪粒子,上层数浓度大值

区的雪粒子未携带电荷。综合图9可知,高层不是主要的混合相态区,3种冰相粒子虽然含量丰富,但均未能携带电荷,证明了有效液态水对起电过程的重要性,即只有在有效液态水存在的混合相态区,冰相粒子碰撞分离才会引起起电。

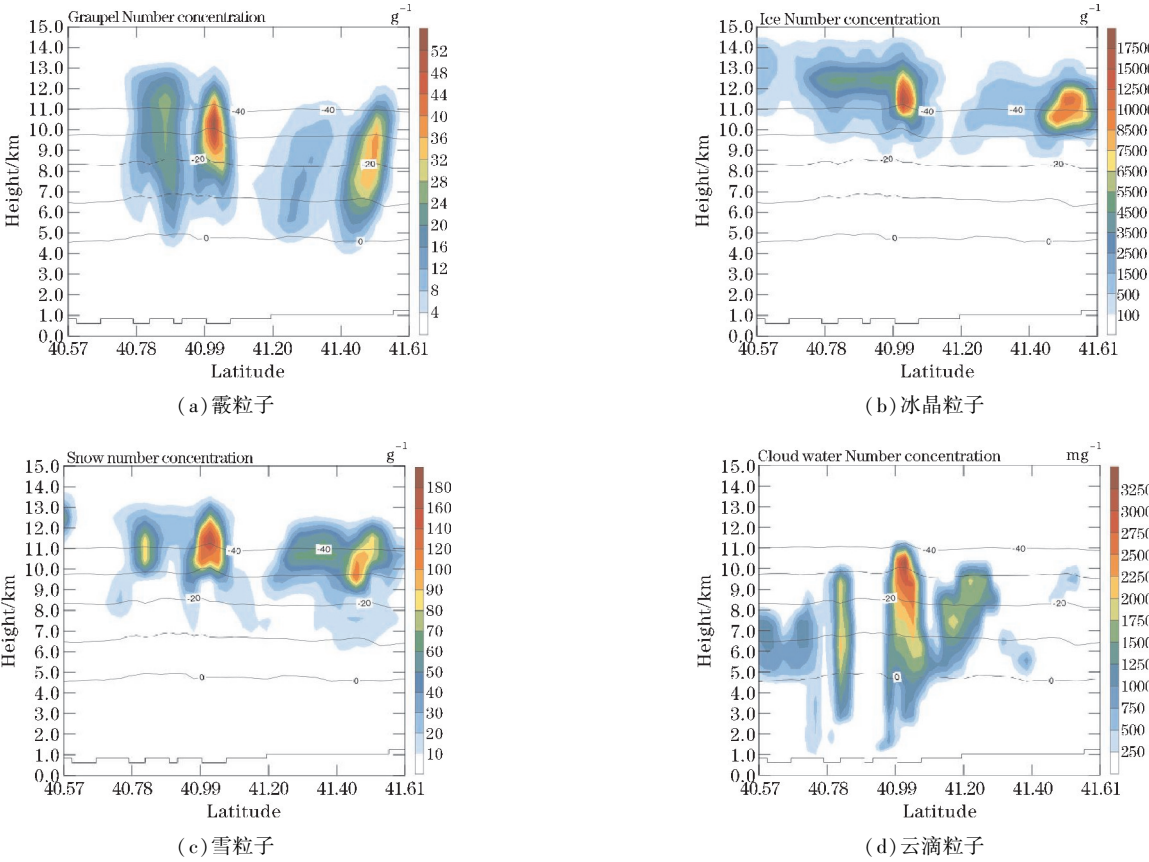


图8 1140 UTC 沿图5中黑线所做的粒子数浓度垂直剖面

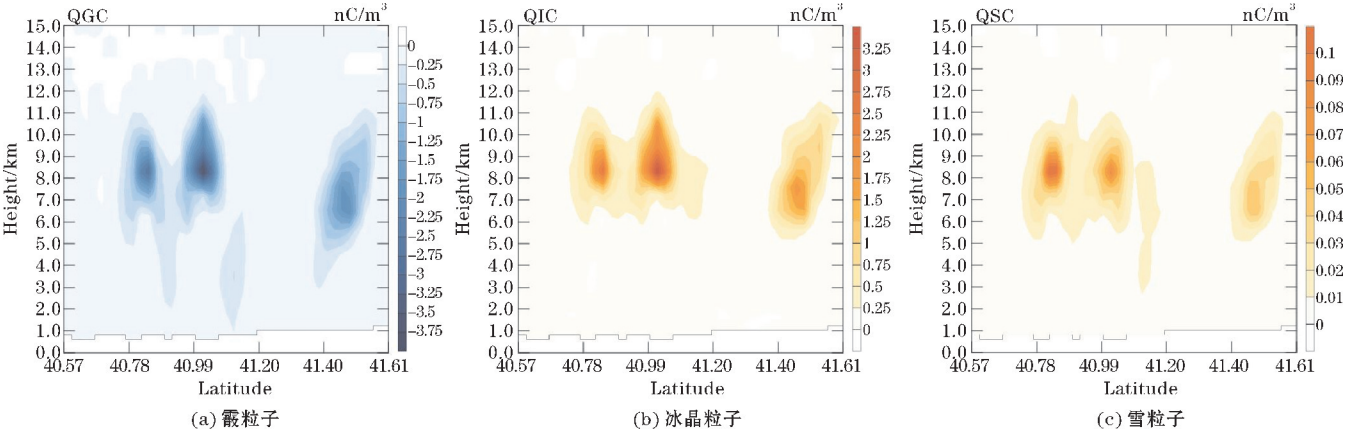


图9 1140 UTC 沿图5中黑线所做的粒子电荷密度垂直剖面

图10为1140 UTC 沿图5中黑线所做的净电荷密度垂直剖面图,由图可见飊线的电荷结构为上部正电荷区,下部负电荷区的偶极型结构,与赵鹏国等<sup>[29]</sup>对华北一次飊线过程的模拟结果一致。上部正电荷主体分布在 $7\sim 12\text{ km}$ ,极大值为 $0.25\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ 。下部负电

荷主体分布在 $1\sim 7\text{ km}$ ,极大值约为 $-0.5\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ 。由最大净电荷浓度随时间的变化图(图11)可知,最大正净电荷浓度随时间变化较为平稳,极大值约为 $0.9\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ ,最大负净电荷浓度随时间变化相对较为剧烈,极大值约为 $-1.2\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ 。雷暴云的电荷结构与起电参数化方案的选取有关,上部正电荷区主要由

携带正电荷的冰晶粒子和雪粒子构成,下部负电荷区由携带负电荷的霰粒子构成。

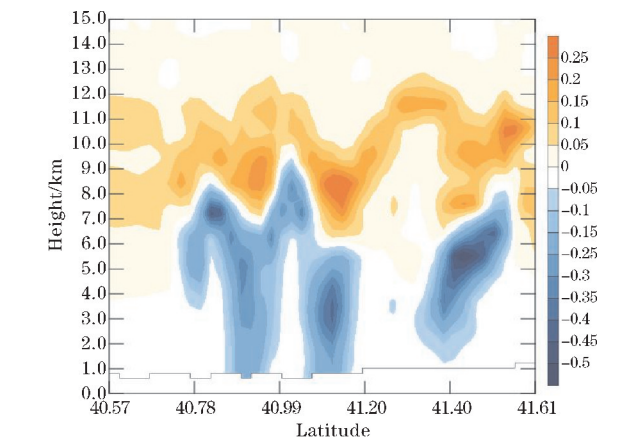


图10 1140 UTC 沿图5中黑线所做的净电荷密度垂直剖面

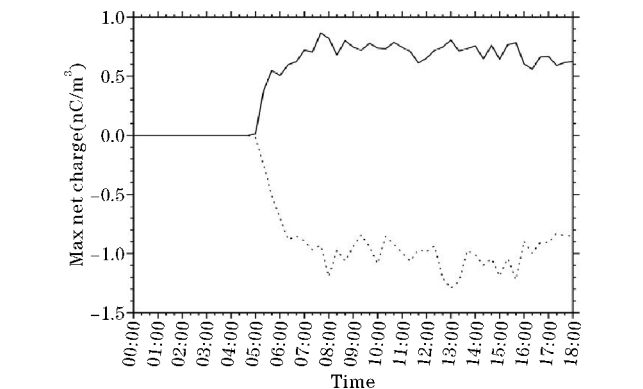


图11 最大净电荷浓度的时间演变特征

3.3 模式输出的闪电活动特征

图12为飊线活动过程中(0700–1300 UTC)实测的每20 min地闪频数随时间的变化与模式输出的每20 min闪电频数变化对比,由图可见模式输出的闪电频数随时间的变化趋势与实测的闪电频数变化趋势基本保持一致。在飊线发展阶段,模拟和实测的闪电频数随时间快速增加,在0900 UTC达到一个峰值后略有下降,成熟阶段模拟的闪电频数变化幅度较小,整体略有下降,而实测的闪电频数先上升后下降。1200 UTC

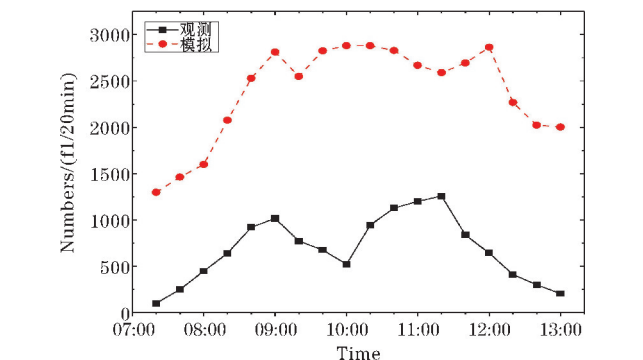


图12 模拟与观测的每20 min 闪电频数累积量随时间演变对比

以后模拟和实测的闪电频数快速减少。模拟的闪电数目要明显高于实测的闪电数目,主要是由于放电参数化方案中没有对云闪和地闪进行区分,模拟的闪电数目为总闪电数目,而实测的闪电数目仅为地闪,许多观测研究指出地闪占总闪的比例较低。

图13为1000–1200 UTC 飊线成熟阶段的地闪累积密度和模拟的闪电密度分布,其中图13(a)为观测结果,图13(b)为模拟结果,单位为 Flashes/(km²·2h)。观测的闪电密度计算方法是将ADTD闪电定位系统监测到的此次飊线过程的地闪数据划分在1 km×1 km的网格中进行统计,模拟的闪电密度利用内层3 km的网格进行计算。从图中可以看出,模拟的2 h闪电活动分布同观测的闪电活动分布接近,模拟的闪电活动基本能落在实际闪电活动范围内,模拟出的两个闪电密度大值区与观测的闪电密度大值区分布区域接近,北京东北部的大值区偏差较大,模拟的密度大值区比观测更偏东北。而在(40°N,117°E)附近,模拟出现了实测数据没有的密度大值区,首先是由于模拟的偏差造成的,其次一方面可能是由于ADTD闪电定位系统并不能探测到所有的地闪,另一方面则是模拟的闪电不区分云闪和地闪,模拟出的闪电大值区有可能是实况中云闪集中的区域。模拟的闪电区域同放电参数化方案的选择有关,特别是放电阈值的选取。

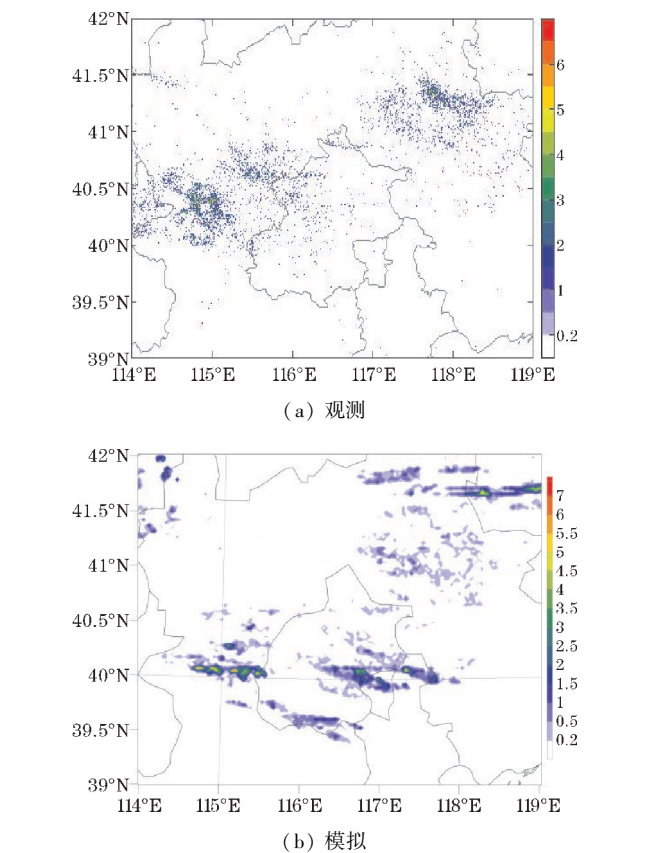


图13 1000–1200 UTC 观测模拟的2 h 闪电密度分布



## 4 总结与讨论

利用引入起电放电过程的中尺度 WRF 模式,模拟 2015 年 7 月 27 日北京的一次飊线过程,分析飊线系统中微物理量的时间演变及空间分布特征,在此基础上讨论粒子的荷电特征及飊线系统的电荷结构。最后将模式输出的闪电活动和实际观测的闪电活动进行对比,具体结论如下:

(1)耦合了起点放电过程的 WRF 中尺度模式模拟的雷达组合反射率大值区较实测分布范围较大,中心位置略有偏移,但总体上能较好再现飊线的宏观特性。飊线对流云中的水成物粒子含量霰粒子最高,其次是雨水和云水,冰晶粒子和雪粒子含量最低,且二者混合比较接近。飊线的对流活动旺盛,霰粒子分布位置达 13 km,主要落于  $-40\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。冰晶粒子和雪粒子的分布可达 14 km 以上,大值区在  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  以上。云滴粒子最高可达 11 km,主要落于  $-20\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,主要的冰水共存区为 6 ~ 11 km。

(2)主要的起电区域为 6 ~ 11 km 的  $-40\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  层,冰相粒子碰撞分离后,霰粒子携带负电荷,冰晶粒子和雪粒子携带正电荷,且冰晶粒子的电荷密度比雪粒子大一个量级。分布在高层的霰粒子和冰晶粒子没有参与起电过程。飊线整体为上部正电荷区下部负电荷区的偶极型结构,正电荷区主要分布在 7 ~ 12 km,由携带正电荷的冰晶粒子和雪粒子构成,负电荷区主要分布在 1 ~ 7 km,由携带负电荷的霰粒子构成。

(3)模式输出的闪电频数随时间变化趋势与实测闪电频数变化趋势基本保持一致。模拟的闪电数目不区分云闪和地闪,所以明显高于观测的地闪数目。飊线成熟阶段,模拟的闪电空间分布上与观测的地闪分布接近,模式能够模拟实际闪电活动密度大值区。

综上所述,引入电过程的 WRF 模式能较好再现此次飊线天气的雷电活动,模式模拟的闪电空间分布上与观测的闪电分布接近。考虑放电过程较简单,即在固定格点上的电场超过一定阈值后发生放电,然后对净电荷密度进行中和,不区分云闪和地闪,但实际闪电具有很强的空间随意性,实际雷达数据和地闪定位数据并不能真实地反映一次飊线过程的电荷结构分布和总闪活动情况,如果结合更多精细的探测资料与模拟的闪电活动进行对比,将有利于进一步判断模式对

于闪电活动的模拟效果

如何更好地实现利用中尺度模式真实地模拟雷暴中的电过程还需要大量的研究工作,文中只针对北京一次飊线个例进行模拟分析,模拟效果与实际天气过程的演变在时间和空间上都存在一定的偏差。下一步工作中将对新的雷暴个例进行模拟分析以验证电耦合 WRF 模式对于闪电活动预报的适用性,为了更加接近更真实的放电情况,未来工作中可以尝试引入能够模拟闪电通道发展过程的随机放电方案。

致谢:感谢成都市科技惠民技术研发资助项目(2016-HM01-00038-SF);成都信息工程大学气象科普基地示范资助项目(2017KZ0015)对本文的资助

## 参考文献:

- [1] 翟园,洪超,乔娟,等. 湖南地区多普勒天气雷达回波与云地闪关系研究[J]. 中国农学通报, 2016,32(11):115-120.
- [2] C T R Wilson. Investigations on Lightning Discharges and on the Electric Field of Thunderstorms[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character, 1921, 221(330):73-115.
- [3] Simpson S G, Scrase F J. The distribution of electricity in thunderclouds[J]. Proc Roy Soc Lond. 1937, 161:309-352.
- [4] Simpson S G, Robinson G D. The Distribution of Electricity in Thunderclouds, II[J]. Proceedings of the Royal Society of London, 1941, 177(970):281-329.
- [5] 邵选民,刘欣生. 云中闪电及云下部正电荷的初步分析[J]. 高原气象, 1987, 6(4):317-325.
- [6] Marshall T C, David R W, Maribeth S. Electrical structure and updraft speeds in thunderstorms over the southern Great Plains[J]. Journal of Geophysical Research, 1995, 100(D1):1001-1015.
- [7] Marshall T C, Rust W D. Electric field soundings through thunderstorms[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1991, 96(D12):22297-22306.
- [8] Maribeth Stolzenburg, W David Rust, Bradley F Smull, et al. Electrical structure in thunderstorm convective regions:1. Mesoscale convective systems

- [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1998, 103(D12): 14059–14078.
- [9] Maribeth Stolzenburg, W David Rust, Bradley F Smull, et al. Electrical structure in thunderstorm convective regions 2. Isolated storms[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1998, 103(D12): 14079–14096.
- [10] Maribeth Stolzenburg, W David Rust, Bradley F. Smull, et al. Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1998, 103(D12): 14097–14108.
- [11] 张义军, 刘欣生, 肖庆复. 中国南北方雷暴及人工触发闪电电特性对比分析[J]. *高原气象*, 1997, 16(2): 113–121.
- [12] Williams E R. The Electrification of Severe Storms[J]. *Meteorological Monographs*, 2001, 28: 527–528.
- [13] Takahashi T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms[J]. *J. atmos. sci*, 1978, 35(8): 1536–1548.
- [14] Carey L D, Rutledge S A. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1998, 103(D12): 13979–14000.
- [15] Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P. The effect of liquid water on thunderstorm charging[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1991, 96(D6): 11007–11017.
- [16] Helsdon J H Jr, Wojcik W A, Farley R D. An examination of thunderstorm-charging mechanisms using a two-dimensional storm electrification model[J]. *J. Geophys. Res.*, 2001, 106(D1): 1165–1192.
- [17] Mansell E R, Macgorman D R, Ziegler C L, et al. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2005, 110(D12).
- [18] Mitzeva R P, Saunders C P R, Tsenova B. A modeling study of the effect of cloud saturation and particle growth rates on charge transfer in thunderstorm electrification[J]. *Atmospheric Research*, 2005, 76(1): 206–221.
- [19] 徐良韬, 张义军, 王飞, 等. 雷暴起电和放电物理过程在 WRF 模式中的耦合及初步检验[J]. *大气科学*, 2012, 36(5): 1041–1052.
- [20] 谢屹然, 郅秀书, 郭凤霞, 等. 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*, 2005, 43(4): 598–603.
- [21] 谭涌波. 闪电放电与雷暴云电荷、电位分布相互关系的数值模拟[D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2006.
- [22] 李家启, 栾健, 王鹏, 等. 闪电定位资料质量控制中小幅值地闪范围的研究[J]. *高电压技术*, 2014, 40(3): 727–731.
- [23] Zhao P, Yin Y, Xiao H. The effects of aerosol on development of thunderstorm electrification: A numerical study[J]. *Atmospheric Research*, 2015, 153: 376–391.
- [24] Lin, Yuh Lang, Farley R D, et al. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1983, 22(6): 1065–1092.
- [25] Saunders C P R, Peck S L. Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1998, 103(D12): 13949–13956.
- [26] Ziegler C L, Macgorman D R, Dye J E, et al. A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 96(D7): 12833–12855.
- [27] Marshall T C, McCarthy M P, Rust W D. Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1995, 100(D4): 7097–7103.
- [28] Mansell E R, Macgorman D R, Ziegler C L, et al. Simulated three-dimensional branched lightning in a numerical thunderstorm model[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(D9).
- [29] 赵鹏国, 银燕, 周筠珺, 等. 基于 WRF 模式对华北一次飏线过程中雷电活动的间接和直接模拟研究[J]. *气象科学*, 2017, 37(3): 293–303.



## Numerical Simulation Study on Electrical Activity of a Squall Line in Beijing

LIU Heng<sup>1</sup>, ZHOU Yun-jun<sup>1,2</sup>, ZHAO Peng-guo<sup>1</sup>, CHENG Peng-wei<sup>1</sup>, ZHANG Xin<sup>3</sup>

(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. Jiamusi Meteorological Bureau, Jiamusi 154000, China)

**Abstract:** In order to predict the lightning activity by WRF model, the non-inductive charging mechanism and a bulk lightning parameterization scheme were coupled to Morrison two-moment micro physics scheme in WRF model. On these bases, a squall line occurred in Beijing on July 27 of 2015 was simulated. The microphysical characteristics and charge structure characteristics were analyzed in detail, moreover, comparative analysis of the lightning activity from the WRF-simulated and observed CG flashes by ADTD was also performed. The results show that the content of each hydrometeor from high to low is graupel, cloud water, rain water, ice and snow. The distribution of graupel in the vertical direction can reach more than 13 km while ice and snow can reach more than 14 km, and cloud water can reach up to 11 km and rain water is below 5 km. Under the non-inductive charging mechanism, graupel takes a negative charge, ice and snow both take a positive charge. On the other hand, the simulation of squall line produces a normal dipole charge structure, consisting of a main positive charge region with an upper main negative charge region. Moreover, the temporal evolution characteristics of lightning frequency from WRF model were nearly consistent with the observed cloud-to-ground (CG) lightning flashes rates, and the simulated distribution of lightning density is similar to the observed CG lightning density in the mature stage of the squall line.

**Keywords:** atmospheric physics and environment; lightning physics; WRF model; charging and discharging; hydrometeors; microphysics; charging structure; lightning activity