

# 爬线系统中的闪电辐射源分布特征及云内电荷结构讨论\*

刘冬霞<sup>1)†</sup> 郟秀书<sup>1)</sup> 王志超<sup>1)</sup> 吴学珂<sup>1)2)</sup> 潘伦湘<sup>1)</sup>

1) (中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测重点实验室, 北京 100029)

2) (兰州大学, 大气科学学院, 兰州 730000)

(2013年5月24日收到; 2013年7月21日收到修改稿)

本文利用 SAFIR3000 闪电定位资料和多普勒天气雷达资料分析了 2010 年 6 月 13 日发生于北京的爬线系统中的闪电活动特征并讨论了电荷结构, 发现闪电都集中分布在爬线的前部线状强回波区域内, 仅在消散阶段在层云降水回波内发生的闪电数目明显增加. 通过闪电分布与降水的关系研究发现, 总闪电与对流降水整体相关系数达到了 0.82, 云闪与对流降水的整体相关系数为 0.76, 表明闪电的发生与雷暴云内动力和微物理过程密切相关. 基于闪电的辐射源分布特征, 讨论了爬线内电荷分布特征. 研究结果表明在爬线成熟阶段, 闪电辐射源密度的分布呈现出双层结构的分布特征, 下部的闪电辐射源中心位于 4 km 高度处, 上部的辐射源中心位于 11 km 高度处, 根据闪电双向先导的传输方式, 闪电辐射源密度高值区对应于负先导在正电荷区的传播, 爬线对流云区内总体呈现出中间为负电荷区, 上部和下部分别为正电荷区的三极性的电荷结构: 上部正电荷区位于 10—12 km 高度处, 中部负电荷区位于 8—10 km 高度处, 下部正电荷区位于 4—7 km 高度处.

**关键词:** 爬线, 闪电辐射源, 电荷结构, SAFIR3000

**PACS:** 92.60.Pw, 92.60.Qx

**DOI:** 10.7498/aps.62.219201

## 1 引言

爬线系统除通常是由若干排列成行的雷暴单体或雷暴群所组成, 少则 4—5 个, 多则十几个或几十个, 生消此起彼伏. 所以爬线比个别雷暴单体带来的天气变化要剧烈得多. 爬线过境时, 常会出现风向突变、风速猛增、气温陡降、气压骤升等剧烈的天气变化<sup>[1]</sup>, 并带来强降水、大风和雷电等极端天气. 虽然目前对爬线内闪电活动特征的研究和预报已经有了一定的进展, 但是相比于单体雷暴和中尺度对流系统<sup>[2,3]</sup>, 针对爬线系统内闪电活动的研究还较少.

闪电资料可以用来确定对流过程及其发展趋势和强度, 而且闪电资料有可能用来预报对流活动的发生和发展<sup>[4,5]</sup>. 爬线的动力、微物理过程与闪

电活动特征的相关研究可以进一步认识其系统内部结构, 同时也为爬线系统的雷电预报提供一定理论参考. Cui 和 Li<sup>[6]</sup> 指出对流云区和层状云区区别主要在于降水率、上升气流和雷达反射率梯度的不同, 由此导致的两个区域内发生的闪电活动也存在明显差异. 爬线过程的强上升气流通常出现在对流云区, 而在对流云区和层状云区存在一个过渡区域<sup>[7]</sup>, 一部分冰相粒子从对流区域沿着过渡区移动到层状云区进而可以增强层状云区的起电机理. 由于地闪定位网的建立和资料积累, 通常关于爬线系统内闪电活动的研究主要使用地闪资料<sup>[8]</sup>. 但地闪仅是所发生闪电中很小的一部分, 绝大多数为云闪. 随着雷电辐射源探测定位技术的发展, 越来越多的研究趋向于强雷暴天气系统中总体闪电活动特征. Mazur 和 Rust<sup>[9]</sup> 首次利用总闪电资料分析了一次爬线过程中的闪电活动特征

\* 国家自然科学基金重点项目 (批准号: 40930949) 和国家自然科学基金青年基金 (批准号: 41105002) 资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: liudx@mail.iap.ac.cn

指出, 发生在对流云区中的闪电密度远大于层状云区中的闪电密度. Marshall 等<sup>[10]</sup> 利用探空分析了爬线层状云区系统内的电荷分布特征, 云内存在的两层正电荷区所在区域均高于  $0^\circ$ . Takahashi 和 Keenan<sup>[11]</sup> 利用雷达、水成物探测声纳对发生于澳大利亚的一次爬线过程进行分析, 获得了水成物粒子在爬线的对流云区、过渡区以及层状云区的分布同时得到了云内粒子的带电信息以及雷暴内的电荷结构分布. 近年来随着新探测技术的发展, 利用 LDAR (lightning array detection ranging)<sup>[12]</sup>, SAFIR3000<sup>[13]</sup>, LMA (lightning mapping array)<sup>[14]</sup> 等雷电探测网络对闪电的定位可以精细化到每一个辐射脉冲. Carey 等<sup>[7]</sup> 利用 LDAR II 探测网络对一次爬线系统的闪电活动进行了分析, 得出了爬线内精细的云闪延伸结构同时还发现雷暴内的闪电辐射源呈现出双层的结构分布且从对流云区向层状云区倾斜. Ely 等<sup>[15]</sup> 基于相同的探测网络以及闪电甚高频辐射源定位资料, 得出一次中尺度对流系统呈现三极性电荷结构分布. Dotzek 等<sup>[16]</sup> 利用卫星、雷达、NLDN (National Lightning Detection Network) 地闪定位资料以及 LADR II 闪电辐射源分析了爬线系统与闪电活动之间的关系, 分析发现在爬线的发展阶段正地闪多发生于 V 型云顶的周围以及龙卷风的北侧一带, 这种分布结构暗示了爬线系统内电荷结构呈偶极性.

我国极端天气事件频发<sup>[17]</sup>, 而关于爬线系统内闪电活动特征研究较少, 已有的分析结果的闪电信息多采用地闪定位资料<sup>[18,19]</sup>. 袁铁等<sup>[20]</sup> 利用 TRMM 卫星上搭载的 LIS 闪电探测器对一次华南爬线的闪电活动及其与降水结构的关系进行了研究, 发现在 6 km 高度上闪电发生附近的最大雷达反射率因子主要集中在 35—50 dBZ, 在单体尺度上, 总闪电频数和冰相降水含量之间表现出非常密切而稳定的关系. TRMM 卫星虽然可以弥补缺乏总闪电信息的不足, 但受探测时间和空间范围的限制不能完整的观测爬线过程的整体演变过程. 随着闪电探测技术的发展, 目前国内已经有了高分辨率探测闪电的技术, Zhang 等<sup>[21]</sup> 利用自行研制的具有高时空分辨率的闪电甚高频 VHF 辐射源三维定位系统, 观测分析了雷暴的地闪和云闪放电的三维时空演变过程、发展特征和闪电 VHF 辐射, 初步揭示了闪电放电通道及云中电荷区分布的三维时空结构, 但这种高精度的探测系统还处于研究阶段, 未形成大规模的观测网络. 在电荷结构的探测方面, 赵中阔等<sup>[22]</sup> 曾利用电场探空对一次高原雷暴进行

了观测, 发现高原雷暴呈现出三极性的电荷结构. 这种探测手段可以直接得到云内的电荷结构分布, 但受环境影响的因素很大, 不适合应用于对强对流天气的整体观测.

利用高分辨率的闪电探测可以得到闪电辐射源整体分布, 进而可以得出爬线系统内电荷结构的分布. 本文将基于 SAFIR3000 三维雷电定位系统, 分析发生于北京的一次爬线过程. 主要是基于定位系统中的三维闪电辐射源信息对这次爬线过程的闪电活动特征进行分析, 并根据辐射源的分布特征探讨爬线系统内的电荷结构分布.

## 2 资料简介

本文所用雷达资料为北京市多普勒 S 波段天气雷达资料, 该雷达位于北京市南郊 ( $39.814^\circ\text{N}$ ,  $116.472^\circ\text{E}$ ), 用于获得雷暴的回波结构. 雷达可以监视半径为 400 km 范围内的强对流天气系统, 每 6 min 进行一次体扫并包含 7 层仰角的扫描从  $0.5^\circ$ — $3.4^\circ$ , 雷达回波的径向分辨率为 1 km, 方位角分辨率为  $1^\circ$ , 本文中使用的回波信息为雷达组合反射率, 即为不同仰角下回波基本反射率最大值的组合.

闪电资料为 SAFIR3000 三维雷电定位网探测得到的闪电资料. 图 1 为北京 SAFIR 3000 探测系统和精度的分布. SAFIR 3000 探测网络由 3 个探测子站和一个中央接收处理系统组成, 各个探测站相距为 120 km, 每个探测站包含一个频段在 110—118 MHz 的甚高频处理器和一个 300—3 MHz 的低频处理器, 用来对闪电活动进行探测和定位. 每个探测器包括若干天线阵列, 通过测量闪电电磁波的不同位相来完成长距离闪电探测. 相干阵列天线测量闪电电磁波的相位差, 实现对闪电活动的远距离方向测量, 甚高频段可以提供高定位精度和高探测效率的闪电探测资料, 宽频段低频电天线可以辨别地闪特征 (峰值电流、极性、陡度、上升、下降时间). 所有探测数据资料都由 GPS 时间同步, 通过广域网实时发送到中央处理系统, 在此通过交汇技术计算闪电放电的位置, 形成次级数据, 并进行闪电分析. 从 SAFIR3000 的网内探测精度分布 (图 1) 可以看出, 200 km 的范围内定位精度可以达到 1 km, 探测效率可以达到 90%, 雷暴距离探测网络越远, 定位的精度也随之降低.

在计算闪电频数时, 将闪电高度为零的判断为地闪, 高度大于零的判断为云闪, 同时根据电流的

极性将电流为正的地闪判定为正地闪, 而电流为负则判定为负地闪. SAFIR3000 探测到的数据是闪电所产生的辐射源, 由于一次闪电可以产生多个辐射源, 因此在计算闪电频数作了如下考虑: 第一, 仅保留飊线发生、发展区域内的闪电辐射源, 滤除由其他天气系统引起的辐射源. 第二, 将时间在 1 s 内距离在 7 km 内发生的闪电辐射源认为是同一个闪电且初始位置判定为闪电发生的位置, 在判断地闪时考虑其极性是否相同. 第三, Cummins 等<sup>[23]</sup> 在对比地闪探测网效率时认为强烈的云闪会被误认为是正地闪, 考虑到通常正地闪的电流值较强, 因此在处理资料时将电流值小于 10 kA 的正地闪滤除.

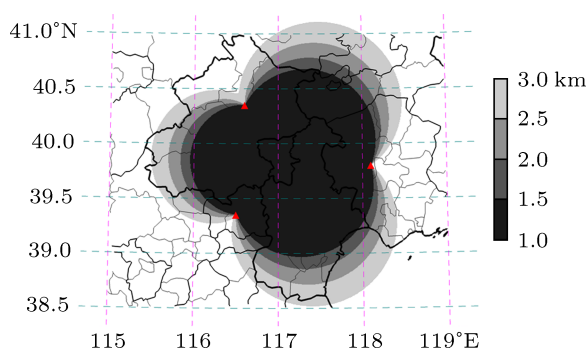


图1 SAFIR 3000 雷电探测网天线分布以及探测效率(▲表示三个探测子站的分布位置)

### 3 资料分析结果及讨论

#### 3.1 飊线内闪电活动与雷达反射率的关系

这次飊线过程发生于 2010 年 6 月 13 日, 自北京的西北方向东南方向移动, 持续时间达 10 h. 主要是受冷锋的影响, 形成了大尺度的线状系统影响范围达 500 km, 带来强降水和雷电活动.

图 2 为飊线系统内发生的闪电与雷达回波的叠加对比图, 07:00—12:00 为飊线系统的发展阶段, 此阶段前部的线状对流区还没有形成, 多为零星的单体, 闪电多分布在回波强度大于 30 dBZ 的区域内. 随着雷达回波不断的移动发展, 发生的闪电数目也逐渐增多, 并且多数集中在前部的对流线状区域内. 当系统发展到 10:24, 飊线前部的线状强回波已经开始形成, 但对流区域内大于 50 dBZ 的回波区面积很小, 而闪电集中分布在对流云区内, 后部层云降水区内也有零星的闪电分布. 此时飊线整体在东北 - 西南方向上所占的范围较大达到了 500 km, 而西北-东南方向上影响范围仅有 300 km. 飊线发展到 11:42 前部对流线回波强度增大, 闪电的数目也明显增多, 大多数发生在飊线系统的强对

流区域内, 而后部层状云区内基本无闪电发生.

当飊线进入成熟阶段后 (12:00—14:30), 飊线系统的范围扩大到最大, 前部对流线内大于 40 dBZ 的回波强度逐渐增大, 在此阶段内发生的闪电数目最多, 并且集中分布在前部对流云区内, 在后部层状云区内仅有零星的闪电发生. 13:36 强回波区 (> 45 dBZ) 呈现出弓状回波分布, 弓状回波的出现预示着在其前缘出现了强烈的阵性大风, 闪电在弓状回波的后部呈现出密集状态分布. 这主要是受飊线系统内强上升气流的影响, 带电粒子被气流携带运动到了线状强回波区的后部产生放电. 到了 14:30 飊线前部对流线区域的强回波开始断裂扩散, 相比于上一个时刻闪电的频数逐渐减少且分布较分散. 当飊线进入消散阶段, 前部对流线后部的层状云降水结构和强回波区 (> 45 dBZ) 已经基本消失, 闪电稀疏的分布在层状云降水回波系统内. 这次飊线过程的闪电分布发现, 此次飊线过程中发生的闪电数量明显较低.

#### 3.2 飊线过程中闪电活动的特征演变

图 3 为飊线系统内闪电频数随时间的演变, 在飊线的初始阶段, 闪电的活动并不活跃, 处于“安静期”, 闪电频数的变化随着飊线的发展并不明显. 飊线系统发展到 12:00 时, 闪电频数达到了次峰值 250 次/5 min, 此时雷达回波已较强. 随后闪电频数的变化经历了急剧降低又快速升高的状态, 到了 14:00 时闪电达到了峰值 550 次/5 min. 闪电频数的这种急剧增高或降低的分布方式通常预示着地面产生了阵性大风或者强降水等极端天气<sup>[24]</sup>. 在强对流天气发生时, 飊线系统内动力和微物理过程变化剧烈, 水成物粒子碰撞概率增大或以降水方式落地, 进而产生了闪电频数的急剧降低或增加. 此时飊线系统内强回波区开始断裂, 闪电频数的峰值并不是出现在回波最强的时候, 而是滞后约 30 min. 成熟阶段后, 飊线系统很快进入了消散阶段, 闪电频数在很短的时间内达到了低值并趋于消亡. 云闪频数与地闪频数在发展阶段的各个时刻内相互交替变化, 云闪增大时地闪降低, 地闪频数增加时则云闪降低. Williams 等<sup>[25]</sup> 注意到, 在云内闪电活动增加时, 有地闪活动受到抑制的趋势, 说明不同闪电类型之间对同一电荷源存在着竞争. 整个飊线过程中, 闪电频数整体呈现出先增加后降低的趋势.

图 4 为这次飊线过程中地面降水随时间的演变, 初始阶段飊线处于逐步发展阶段, 强回波区域多为零星的单体组成尚未形成线状结构, 雷暴云内



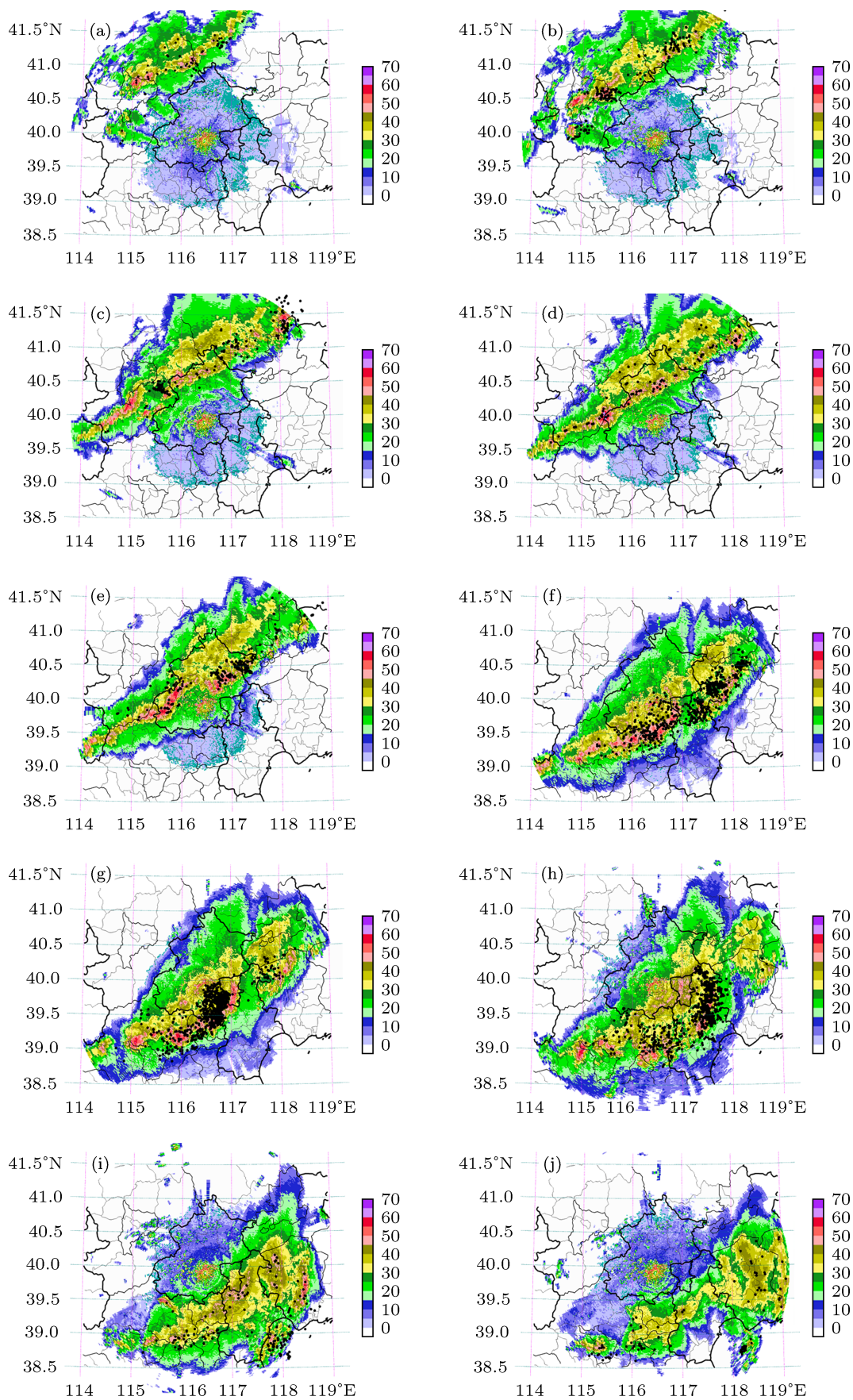


图2 飊线不同时刻的雷达组合反射率及前后3 min 内的闪电分布叠加(黑色圆点代表闪电) (a) 07:24; (b) 08:36; (c) 09:30; (d) 10:24; (e) 11:42; (f) 12:48; (g) 13:36; (h) 14:30; (i) 15:12; (j) 16:06 北京时



气流还比较弱,水成物粒子数目和大小均较小,该阶段内并未产生大范围的降水,只有零星的飘雨,恰好对应着较少的闪电频数(图3).当飑线系统发展到12:00时,观测得到的地面降水和闪电频数都进入了一个快速增长的阶段,相比于闪电频数的不断波动,降水的变化滞后于闪电大约10 min,主要是由于上升气流使云内粒子相互碰并发生电荷转移,随后碰撞增大的水成物粒子作为可降水粒子在下沉气流的作用下降落到地面,因此闪电幅值的变化一般超前于降水.随着飑线系统发展进入到成熟阶段,降水达到了峰值1.2 mm/5 min,与闪电的峰值相对应,二者变化趋势基本对应一致.飑线系统逐渐减弱消散后,地面降水和闪电均逐渐减少至消亡.

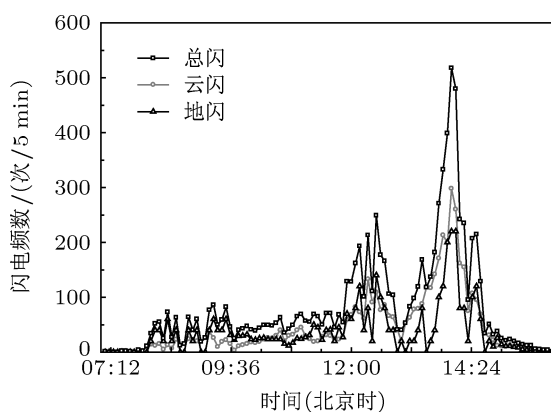


图3 飑线过程内5 min内闪电频数随时间的变化

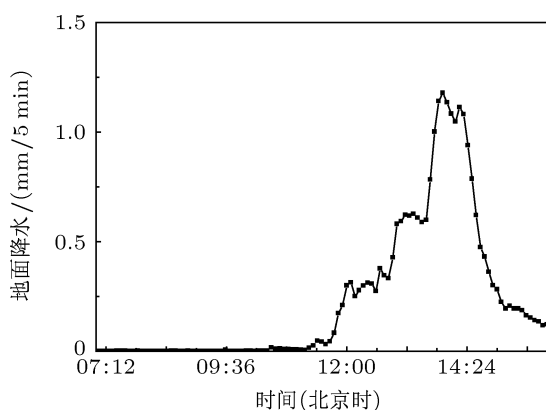


图4 飑线系统内对流降水随时间演变

通常飑线前部的线状强对流云区产生强降水,而发生于后部的层状云区的降水则较弱.图5给出的是总闪电与对流降水、云闪与对流降水之间的分布以及线性拟合公式,结果显示:总闪与对流降水的相关系数达到了0.82,云闪与对流降水的相关系数为0.76.将闪电和对流降水进行T检验的结果显示,在 $p < 0.05$ 的条件下,二者存在着显著性差

异并通过了信度检验.以上结果表明,这次飑线过程中闪电和对流降水之间的相关性较好,但相关系数并未达到0.9以上,二者的相关性表现的并不强烈.可能的原因是由于闪电探测网络的局限性,并不能避免闪电的遗漏.在整个飑线过程中,云闪发生数目远远大于地闪,闪电密集时通常对应着雷暴的成熟阶段,上升气流较强同时云内粒子含量增多.在强上升气流和充足水成物粒子含量下,各种相态的粒子碰撞概率增大,粒子间发生电荷转移,最终形成稳定的电荷层进而产生放电.闪电的发生和可降水粒子和不可降水粒子都存在密切的关系,在形成雷暴云内起电和放电的同时,各种水成物粒子不断增大、相互碰撞形成地面降水.地闪与地面降水的相关系数为0.65,与郑栋等<sup>[26]</sup>统计得出北京区域内日平均地闪与降水的相关系数(0.56)较接近.地闪密集的发生代表着飑线进入到了非常活跃的阶段,飑线内电荷范围和电荷密度均增大,同时下部正电荷区加强了闪电的发生概率.因此闪电活动是雷暴中动力、微物理和电过程共同作用的结果.

### 3.3 飑线的闪电辐射源分布与电荷结构特征

为了进一步分析闪电分布特征与飑线结构的关系,将闪电辐射源的水平分布与雷达回波廓线进行叠加.由于这次飑线过程整体从发生到消亡基本在探测网络内,因此闪电辐射源的探测效率在90%以上.这里仅选择飑线达到成熟阶段的时刻内前后30 min内发生的闪电辐射源密度的水平分布与雷达回波廓线的叠加(图6).该时刻飑线系统的雷达回波等值线呈东北—西南向分布,覆盖的水平范围最大达到了500 km,雷达回波强度的最大值达到了60 dBZ.闪电辐射源的水平分布呈现出在雷暴前部的强回波区域内为密集分布、后部弱回波区域内呈现出较低闪电辐射源密度的分布形态,闪电辐射源密度的最大值达到了 $100 \text{ km}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}$ ,闪电高值区集中分布在强回波区域内( $> 40 \text{ dBZ}$ ),但并不正好对应雷达回波最强的中心.飑线系统发展的其他时刻闪电辐射源的空间分布和雷达回波也呈现出类似的特征,总体而言,闪电辐射源密度的最大值在对流云区是层状云区的5倍以上.整个闪电辐射源密度分布为前部呈现出高值区的线状分布,然后逐渐向后部扩散并减小,其空间分布与雷达回

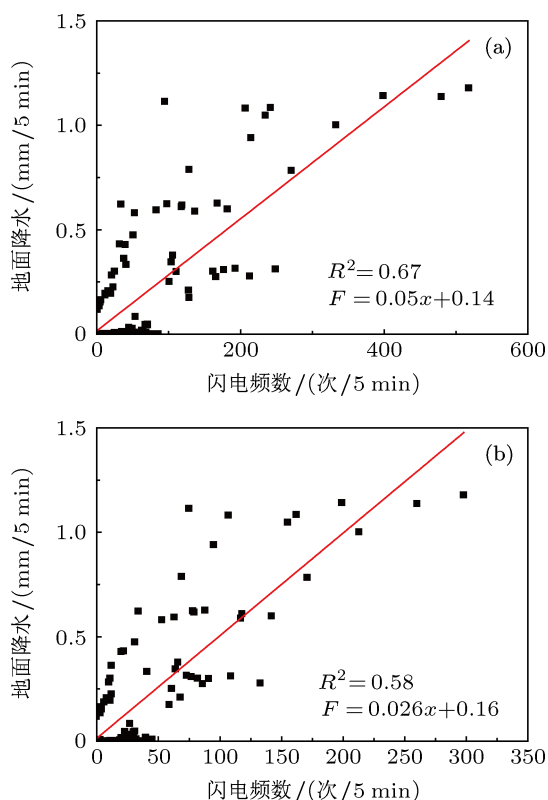


图5 总闪与对流降水 (a) 以及云闪与对流降水; (b) 之间的相关性分布

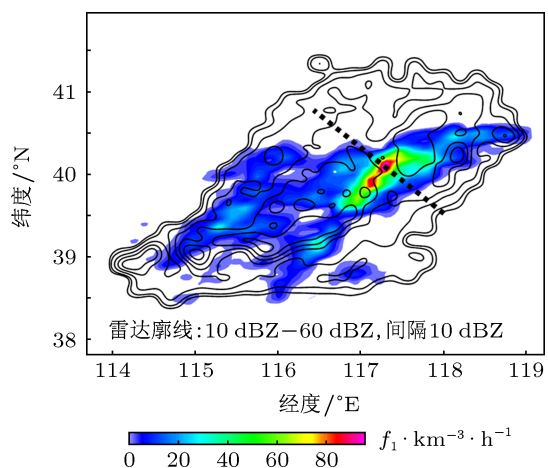


图6 30 min 内闪电辐射源分布与雷达回波在 13:06 时的叠加, 实线为雷达回波的等值线从 10 dBZ 到 60 dBZ 相隔 10 dBZ, 彩色为闪电辐射源的空间分布, 虚线为在前部对流线峰值区域从对流区到层状云区所做的切面

波的强度分布基本一致, 闪电辐射源的高值区主要位于强回波区域内, 并逐渐向层状云区内递减, 这种分布特征与 Carey 等 [7] 和 Dotzek 等 [16] 的结果一致. Carey 等 [7] 针对此现象提出一个假定: 对流云区内水成物粒子在强气流作用下呈现出活跃状态, 粒子间的相互转换和碰撞概率均增大, 对流云区内的上升气流到达雷暴顶部后向雷暴后部层状

云区内移动, 携带电荷的粒子在系统内气流的作用下, 从前部对流云区域输送到后部层状云区.

对应于图 6 虚线所示做剖面, 闪电辐射源垂直分布取切线  $0.1^\circ$  左右范围内的辐射源密度, 得到了爬线成熟阶段内辐射源密度垂直结构分布. 从图 7 中可以看出闪电的辐射源在位于 9—12 km 高度处呈密集状态分布, 而在 11 km 高度处其峰值达到了  $28 \text{ km}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}$ . 低层的闪电辐射源分布的较分散, 最低可以延伸至 5 km 高度处. 闪电的放电和传输是一个复杂的过程 [27,28], MacGorman 等 [29] 指出闪电的放电通常发生在两个电荷区域之间, 以双向先导的形式发展 [30], 负先导以梯级传播并且在整个发展过程中产生大量的闪电辐射源, 相反的正先导则表现的相对“安静”, 伴随很少的辐射源. 因此假定闪电甚高频辐射源的高值区对应着正电荷区 [7], 观测得到的闪电的辐射源密度分布显示上部闪电辐射源中心位于 11 km 高度处对应着上部正电荷区, 下部闪电辐射源中心位于 6 km 高度处对应着下部的正电荷区. 根据假定推断两层闪电辐射源的连接部分则对应着中间的负电荷区, 那么爬线系统内主体的对流云区主要呈现出三极性电荷结构, 其中中部为负电荷区, 上部、下部分别为正电荷区. Carey 等 [7] 对伴有对流线和尾随层状云的中尺度对流系统 (LLTS-MCS) 中的闪电 VHF 辐射源的分布研究表明, 主要的放电过程发生在 10 km 左右, 低层放电发生在 4 km 附近, 清楚的表明 MCS 的对流区呈现出三极性电荷结构. 本文所得出的闪电辐射源密度分布以及爬线内电荷结构呈现三极性电荷结构与 Carey 等 [7] 给出的闪电辐射源分布和电荷结构的结果一致. Krehbiel 等 [31] 利用 LMA 的观测以及对雷暴电荷结构的电场探空 [32–34] 都证实了雷暴内三极性极性的电荷结构分布.

图 8 给出的是爬线系统的电荷垂直结构分布示意图, 初始阶段爬线的主要电荷结构分布为上部为正电荷区、下部为负电荷区的偶极性电荷结构 (图 8(a)), 随着雷暴云的不断发展和电荷区域的抬升, 水成物粒子在非感应起电和感应起电机理的共同作用下 [35], 爬线下部形成了稳定的一个正电荷区域, 此时爬线对流区总体呈现出三极性的电荷结构 (图 7(b)). 通常到了爬线系统内对流云区最成熟的阶段, 电荷区域的范围和电荷密度都达到最大, 在此阶段闪电发生的数目很多. 到了消散阶段闪电辐射源发生数目减少, 相应的电荷区域内的强度和范围也减小. 李万莉 [36] 通过耦合电过程的数值模拟研究发现, 雷暴在初始阶段电荷发生分离形成了

偶极性的电荷分布,到了成熟阶段雷暴内形成了三极性的电荷结构.值得注意的是,依据闪电辐射源结构推断得出雷暴云的电荷结构符合实际情况,但一般来说,雷暴云内电荷结构比较复杂,Stolzenburg等<sup>[34]</sup>通过电场探空发现在主电荷区的上部通常存在一个类似屏蔽层的负电荷区,这个区域一般位于雷暴的顶层且电荷区很弱.因此对爬线系统中闪电活动和电荷结构分布的分析还需更加细致的研究.

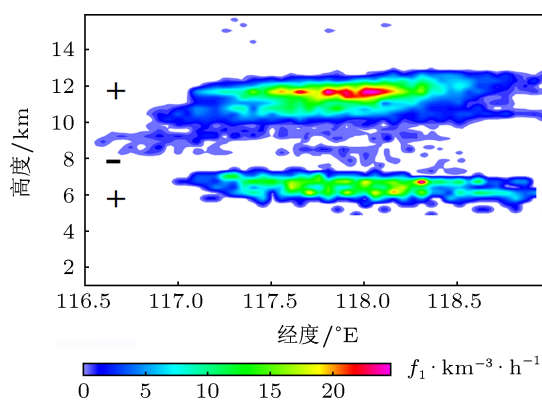


图7 图6虚线所示的剖面附近闪电辐射源的空间分布,闪电分布为沿切线前后0.1°范围内的辐射源,“+”代表正电荷区,“-”代表负电荷区

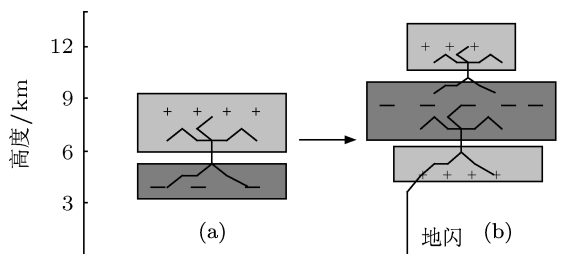


图8 爬线过程内的电荷结构分布示意图(“+”代表正电荷区,“-”代表负电荷区) (a), (b)爬线系统内电荷结构分布

#### 4 结论与讨论

利用 SAFIR3000 闪电定位资料、多普勒天气雷达以及地面降水资料分析了 2010 年 6 月 13 日发生于北京的一次爬线系统中的闪电活动特征,并对其电荷结构进行了讨论.这次爬线过程自西北向东南方向移动,前部为线状强对流回波区、后部为层状云降水回波的分布结构.空间分布范围最大达到了 500 km,闪电辐射源的垂直高度达到了 14 km,通过分析这次爬线过程中的闪电活动特征和电荷结构发现:

1) 爬线中闪电辐射源的分布多集中在强对流回波区域内,尤其在前部线状对流线区域内集中分

布.在爬线的发展阶段和成熟阶段,仅有少数的闪电出现在后部层状云降水回波内,当爬线进入了消散阶段,出现在后部层状云降水回波区域内的闪电数目明显增多.

2) 爬线系统内闪电和降水演变呈现出较好的一致性.总闪与对流降水的整体相关系数以及云闪与对流降水的整体相关系数分别达到了 0.82 和 0.76,表明爬线内总闪电与对流降水的存在较好的相关,进而也表明闪电的发生与云内的动力过程以及微物理活动密切相关.

3) 从闪电辐射源的空间分布来看,爬线过程中闪电辐射源中心分布在前部的对流云区内,并逐渐向层状云区递减,爬线对流云区内闪电辐射源的最大值是层状云区内的 2 倍.爬线系统中主要呈现出上、下两层的辐射源分布,上层闪电辐射源主要集中在 11 km 高度处,低层的辐射源高值中心则分布在 6 km 处.通常雷暴云内的电荷结构一般认为是偶极性(上部为正电荷区,下部为负电荷区)或三极性(中间是负电荷区,上下各自存在一个正电荷区).根据这次爬线系统中闪电辐射源的分布推断出爬线主要呈现出三极性电荷结构——中间为负电荷区,上部和下部各自为正电荷区<sup>[37]</sup>.

雷暴云内电荷结构的形成主要是由于系统内起电和放电机理的共同作用,而这种电过程的产生始终依赖于雷暴动力和微物理过程的相互作用.爬线系统中所表现出来电荷结构的差异表明系统内的动力、微物理过程以及起电、放电机理均可以影响云内电荷结构的分布.通常认为非感应起电机理是雷暴系统内最重要的起电机理(云中过冷水环境下的冰晶和软雹碰撞起电)<sup>[33,38]</sup>,当雷暴内环境温度低于反转温度(一般为  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ — $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ )时,过高或过低的液态水含量条件下,下落的软雹与冰晶在碰撞过程中携带正电荷,冰晶带负电荷;而在适中的液态水含量条件下,软雹则会获得负电荷,冰晶带正电荷.当环境温度高于反转温度时,软雹在任何液态水含量条件下获得的都是正电荷.在雷暴内气流的作用下,粒子间相互碰撞产生电荷分离,主要由带正电的冰晶、雪形成上部负电荷区,中间的负电荷区则主要由带负电的冰晶和软雹共同作用组成,下部的正电荷区由带负电的冰晶或软雹融化所形成.

本文利用闪电辐射源的分布特征分析得出爬线系统呈现出三极性的电荷结构.在非感应起电机理下,软雹与冰晶的电荷碰撞转移形成稳定的电荷层,成熟阶段后感应机理起了重要作用,爬线总体



呈现三极性的电荷结构. 目前由于探测技术的限制还不能明确爬线系统内动力、微物理过程的信息以及是哪种起电机理起主导作用, 从而影响了爬线内电荷结构的分布, 下一步工作将利用更多的个例

对爬线系统内闪电特征以及与动力和微物理过程的联系进行更深入的研究.

感谢北京市气象局提供的多普勒天气雷达以及 SAFIR 3000 雷电探测网络的资料.

- [1] Lu H C 2000 *The principle and forecasting of mesoscale system* (Beijing: Meteorological Press) p80 (in Chinese) [陆汉城 2000 中尺度天气原理与预报北京气象出版社第 80 页]
- [2] Feng G L, Qie X S, Wang J, Gong D L 2009 *Atmos. Res.* **91** 466
- [3] Zhang Y J, Meng Q, Lu W T, Krehbiel P R, Liu X S, Zhou X J 2004 *Chinese Sci Bull.* **49** 499 (in Chinese) [张义军, 孟青, 吕伟涛, Paul R. Krehbiel, 刘欣生, 周秀骥 2004 科学通报 **49** 499]
- [4] Qie X S, Yan M H, Guo C M, Zhang G S 1993 *Acta. Meteor. Sin.* **7** 244
- [5] Fierro A O, Mansell E R, Zigler C, MacGorman D R 2012 *Mon. Wea. Rev.* **140** 2609
- [6] Cui X P, Li X F 2011 *Chin. Phys. B* **20** 109201
- [7] Carey L D, Murphy M J, McCormick T L, Demetruades N W S 2005 *J. Geophys. Res.* **110** D03105 doi: 10.1029/2003JD004371
- [8] Nielsen K E, Maddox R A, Vasiloff S A 1994 *Mon. Wea. Rev.* **122** 1809
- [9] Mazur V, Rust W D 1983 *J. Geophys. Res.* **88** 1495
- [10] Marshall T C, Rust W D 1993 *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **74** 2159
- [11] Takahashi T, Keenan T D 2004 *J. Geophys. Res.* **109** D16208 doi: 10.1029/2004JD004667
- [12] Rison W, Thomas R J, Krehbiel P R, Hamlin T, Harlin J. 1999 *Geophys. Res. Lett.* **26** 3573
- [13] Boccippio D J, Heckman S, Goodman S J 2001 *J. Geophys. Res.* **106**(D5) 4769
- [14] Chèze J L, Sauvageot H 1997 *J. Geophys. Res.* **102** 1707
- [15] Ely B L, Orville R E, Carey L D, Hodapp C L 2008 *J. Geophys. Res.* **113** D08114 <http://dx.doi.org/10.1029/2007JD008445>
- [16] Dotzek N, Rabin R M, Carey L D, MacGorman D R, McCormick T L, Demetriades N W, Murphy M J, Holle R L 2005 *Atmos. Res.* **76** 127
- [17] Yang P, Hou W, Feng G L 2012 *Chin. Phys. B* **21** 019201
- [18] Feng G L, Qie X S, Yuan T, Niu S Z 2007 *Sci. China Earth Sci.* **37** 123 [冯桂力, 郗秀书, 袁铁, 牛淑贞 2007 中国科学 D 辑 **37** 123]
- [19] Liu D X, Qie X S, Feng G L 2010 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences.* (in Chinese) **34** 95 [刘冬霞, 郗秀书, 冯桂力 2010 大气科学 **34** 95]
- [20] Yuan T, Qie X S 2010 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences.* (in Chinese) **34** 58 [袁铁, 郗秀书 2010 大气科学 **34** 58]
- [21] Zhang G S, Wang Y H, Qie X S, Zhang T, Zhao Y X, Li Y J, Cao D J 2010 *Sci. China Earth Sci.* **53** doi: 10.1007/s11430-009-0116-x [张广庶, 王彦辉, 郗秀书, 张彤, 赵玉祥, 李亚君, 曹冬杰 2010 中国科学 D 辑 **53** doi: 10.1007/s11430-009-0116-x]
- [22] Zhao Z K, Qie X S, Zhang T L, Zhang T, Zhang H F, Wang Y, She Y, Sun B L, Wang H B 2009 *Chinese Sci. Bull.* **54** 3532 (in Chinese) [赵中阔, 郗秀书, 张廷龙, 张彤, 张鸿发, 王勇, 余勇, 孙宝来, 王怀斌 2009 科学通报 **54** 3532]
- [23] Cummins K L, Murphy M J, Bardo E A, Hiscox W L, Pyle R B, Pifer A E 1998 *J. Geophys. Res.* **103** 9035
- [24] Goodman S J, Buechler D E, Wright P D, Rust W D 1988 *Geophys. Res. Lett.* **15** 1185
- [25] Williams E R, Weber M E, Orville R E 1989 *J. Geophys. Res.* **94** 13213
- [26] Zheng D, Dan J R, Zhang Y J, Wu C, Zeng C J 2012 *J. Trop. Meteor.* **28** 4 (in Chinese) [郑栋, 但建如, 张义军, 吴超, 曾昌军 2012 热带气象学报 **28** 4]
- [27] Zhao Y, Qie X S, Kong X Z, Zhang G S, Zhang T, Yang J, Feng G L, Zhang Q L, Wang D F 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 6616 (in Chinese) [赵阳, 郗秀书, 孔祥贞, 张广庶, 张彤, 杨静, 冯桂力, 张其林, 王东方 2009 物理学报 **58** 6616]
- [28] Yang J, Qie X S, Wang J G, Zhao Y, Zhang Q L, Yuan T, Zhou Y J, Feng G L 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 1968 (in Chinese) [杨静, 郗秀书, 王建国, 赵阳, 张其林, 袁铁, 周筠珺, 冯桂力 2008 物理学报 **57** 1968]
- [29] MacGorman D R, Straka J M, Ziegler C L 2002 *J. Appl. Meteor.* **40** 459
- [30] Jiang R B, Qie X S, Wang C X, Yang J, Zhang Q L, Wang J F, Liu D X 2011 *Acta. Phys. Sin.* **60** 079201 [蒋如斌, 郗秀书, 王彩霞, 杨静, 张其林, 刘明远, 王俊芳, 刘冬霞, 潘伦湘 2011 物理学报 **60** 079201]
- [31] Krehbiel P R, Thoms R J, Rison W, Hamlin T, Hardlin J, Davis M 2000 *Eos. Trans. Amer. Geophys. Union.* **81** 21
- [32] Marshall T C, Stolzenburg M, Rust W D 1996 *J. Geophys. Res.* **101** 6979
- [33] Marshall T C, Rust W D 1993 *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **74** 2159
- [34] Stolzenburg M, Rust W D, Marshall T C 1998 *J. Geophys. Res.* **103** 14059
- [35] Takahashi T 1978 *J. Atmos. Sci.* **35** 1536
- [36] Li W L, Liu D X, Qie X S, Fu S M, Duan S, Chen Y C 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 059202 (in Chinese) [李万莉, 刘冬霞, 郗秀书, 傅慎明, 段树, 陈羿辰 2012 物理学报 **61** 059202]
- [37] Williams E R 1989 *J. Geophys. Res.* **94** 13151
- [38] Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P 1991 *J. Geophys. Res.* **96** 11007

# Characteristics of lightning radiation source distribution and charge structure of squall line\*

Liu Dong-Xia<sup>1)†</sup> Qie Xiu-Shu<sup>1)</sup> Wang Zhi-Chao<sup>1)</sup>  
Wu Xue-Ke<sup>1)2)</sup> Pan Lun-Xiang<sup>1)</sup>

1) ( Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China )

2) ( College of Atmosphere Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China )

( Received 24 May 2013; revised manuscript received 21 July 2013 )

## Abstract

Lightning information indicates the intensity and the development of severe convection. The characteristics of lightning activity and charge structure of a squall line over Beijing on 13 June 2010 are analyzed by using the SAFIR3000 lightning detection data, Doppler weather radar and precipitation data. Results show that the lightning radiation sources are the major part in the convective leading region with a high reflectivity in front of the squall line, and the number of lightning radiation sources gradually increases in the back of stratiform region only at the dissipating stage. The correlation coefficient between the total lightning and convective precipitation is found to be 0.82, and that of intra-cloud lightning and convective precipitation is 0.76. It is inferred that the lightning is closely related to dynamical and microphysical processes of the squall line. According to the lightning radiation distribution, the charge structure of squall line is also discussed. At the mature stage of the squall line, the lightning radiation sources have two layers with the upper level centered at 11 km and the lower level at 6 km. Based on the bidirectional leader of lightning propagation and by assuming VHF source density maxima being most likely associated with the positive charge region, it is concluded that the squall line is characterized by a tripole charge structure with a middle charge region between the levels of 8 km and 10 km, and the two positive charge regions at the levels of 10 to 12 km and 4 to 7 km above the ground, respectively.

**Keywords:** squall line, lightning radiation source, charge structure, SAFIR3000

**PACS:** 92.60.Pw, 92.60.Qx

**DOI:** 10.7498/aps.62.219201

\* Project supported by the Key Program of the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 40930949), and the National Natural Science Youth Foundation of China (Grant No. 41105002).

† Corresponding author. E-mail: liudx@mail.iap.ac.cn