

一次雹暴的闪电特征和电荷结构演变研究^{* 1}

郑 栋^{1,2} 张义军^{1,3} 孟 青¹ 吕伟涛¹ 易笑园⁴
Zheng Dong^{1,2} Zhang Yijun^{1,3} Meng Qing¹ Lu Weitao¹ Yi Xiaoyuan⁴

1. 中国气象科学研究院雷电物理和防护工程实验室,北京,100081
2. 中国科学院研究生院,北京,100039
3. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京,100081
4. 天津市气象局,天津,300074

1. *Laboratory of Lightning Physics and Protection Engineering, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 10081, China*
2. *Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China*
3. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*
4. *Tianjin Meteorological Bureau, Tianjin 300074, China*

2007-11-19 收稿,2008-05-08 改回.

Zheng Dong, Zhang Yijun, Meng Qing, Lu Weitao, Yi Xiaoyuan. 2010. Total lightning characteristics and the electric structures evolution in a hailstorm. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(2):248-263

Abstract Total lightning data observed by the SAFIR3000 3-D lightning locating system were combined to the data of radar to analyze the characteristics of the lightning activities and electric structures of a hailstorm occurring in Beijing on 31 May 2005. The results indicated that there were two active periods for lightning activities during the hailstorm process. The hail shooting was found in the first period. After the end of the hail shooting, lightning frequency was decreased suddenly. However, more lightning activities occurred in the second period with lots of them appearing in the cloud anvil region. The peak time of lightning activities was prior to the hail shooting about 5 minutes. Only 6.16% of the total lightning discharges were cloud-to-ground (CG) lightning discharges. Among them, 20% were positive cloud-to-ground (PCG) lightning discharges. In addition, the PCG lightning discharges before the hail shooting were more than those after the hail shooting. In the stage of the hail shooting, the electric structure of the hailstorm was inverted, i. e., the main negative charge region lay around the $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ -level, and the main positive charge region lay around the $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -level. In addition, a weak negative charge region had existed below the positive charge region transitorily. With fast and persistent adjustment after the hail shooting, the electric structure changed to a pattern of usual tripole with the upper positive charge, the middle negative charge and the lower positive charge configured. However, the electric structure was tilted under the action of the west wind in the middle and upper levels. It was found that lightning activities and electric structures showed a close relationship with dynamic and microphysical processes in the hailstorm. The reason why the inverted electric structure formed was discussed in the article. It was believed that it was easier for severe storms with very strong updraft to form inverse tripolar electric structure than for usual storms and produce more PCG lightning under the effect of the lower two charge regions.

Key words Lightning activity, Electric structure, Non-inductive charging mechanism, Bidirectional leader transmission

摘 要 综合利用 SAFIR3000 三维闪电定位系统的全闪电定位资料与雷达结合对 2005 年 5 月 31 日发生于北京的一次冰雹过程的闪电活动和电荷结构演变特征进行了综合分析。结果表明:该雷暴的闪电活动有两次活跃期,第一个活跃期产生了降

* 资助课题:国家自然科学基金(40475002)和国家重点基础研究发展规划项目(2004CB418300)。

作者简介:郑栋,主要从事大气电学研究。Email: zhd@cams.cma.gov.cn

雹,降雹结束后,闪电活动突然减少,之后的活跃期产生了更多的闪电,其中一部分处于云砧区。闪电活动峰值超前降雹5 min左右,闪电活动中的地闪仅占6.16%,但正地闪占总地闪的比例达20%,且降雹前的正地闪比例较降雹后要高,降雹发生后,正地闪很少发生。降雹阶段,参与放电的主要电荷区表现为反极性结构,-40℃左右区域为参与放电的主负电荷区,-15℃左右区域为参与放电的主正电荷区,在正电荷区之下,短暂存在一个较弱的负电荷区。降雹结束后,电荷结构经历了持续的快速调整过程,在第2次闪电活跃期,参与放电的主要区域表现为正常的三极性结构,即上正-中负-下正,受西风气流的影响,此三极性结构出现倾斜。动力和微物理过程的分析表明,闪电活动和电荷结构的特征与雷暴云内的动力、微物理过程紧密相关。文中对反极性电荷结构形成的可能机理进行了讨论,并且认为,具有强烈上升气流的灾害性天气可能更易形成反极性的电荷结构,并在下部两个电荷区的作用下产生较多的正地闪。

关键词 闪电活动,电荷结构,非感应起电机,双向先导传输

中图分类号 P427.32

1 引言

目前被科学界认同和接受的非感应起电机机制(Takahashi, 1978; Jayaratne, et al, 1983; Saunders, et al, 1991; 1998)认为,不同粒子所携带的电荷极性主要依赖于环境温度和液态含水量,该机制能较合理地解释雷暴云内主要电荷区的形成和分布。Kasemir(1960)提出并发展了双向发展、整体不荷电的先导模式概念,认为正、负先导同时被激发,分别向正、负电荷区发展,其中正先导向负电荷区延伸,负先导向正电荷区延伸,从而形成一次闪电过程。该模型近来被科学家们重视并得到发展(Mazur, et al, 1993; 张义军等, 2002, 2005, 2006),一些观测也支持了双向先导的模型(张义军等, 2002, 2005, 2006; Mazur, et al, 1984; Mazur, 1989a, 1989b; Coleman, et al, 2003)。

雷暴的闪电特征较大程度依赖于雷暴的电荷结构,通过大量的观测,人们对雷暴云电荷结构的认识也逐步深入。早期,观测发现大多数雷暴的主体电荷结构是偶极性的,即上部为一正电荷区,下部为一负电荷区(Wilson, 1920)。随着认识的深入,人们发现深对流雷暴的电荷结构在垂直方向上可能是更加复杂的三极性(上正、中负、下正)结构(Williams, 1989; 张义军等, 2000; 郗秀书等, 2005),甚至有可能达到4个或5个主要的电荷层(Stolzenburg, et al, 1998)。Marshall等(1995)首次利用探空电场仪探测到1988年位于Texas的一个雷暴具有反极性的电荷结构,即在正常极性雷暴应该为负电荷的区域变为正电荷区,而正电荷的区域变为负电荷区。2000年美国开展的STEPS(Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study)实验中LMA(Lightning Mapping Array)对一些雷暴放电

的观测数据支持了反极性结构的存在(张义军等, 2002, 2005)。此后一些电场探空也观测到反极性的电荷结构(Rust, et al, 2002, 2005)。模式研究通过调整层结温湿配置同样也能模拟出雷暴反极性的结构(郭凤霞等, 2004)。这些研究和发现说明,除了通常的偶极性和三极性电荷结构,反极性的电荷结构也是自然界雷暴中存在的一种现象。由于闪电是发生在不同的电荷区,以及电荷区和地面之间的击穿过程,所以,闪电活动特征在一定程度上可以反映出雷暴的电荷结构特征。

以前对电荷结构的研究更多的借助地面电场的观测和模式模拟分析,最近,甚高频(VHF)三维闪电辐射源定位技术使人们能更有效的揭示出参与闪电放电的雷暴电荷结构特征。本文利用SAFIR3000系统(介绍见第2部分)的闪电辐射点三维观测数据,结合多普勒雷达资料对一次冰雹过程中的闪电特征和电荷结构演变特征进行分析,并对其动力、微物理机制进行探讨。

2 天气过程、观测和资料

2005年5月31日,一次雷暴过程从北京门头沟区发展,自西向东移动并穿过北京城区(图1),城区大部分地区出现了雷阵雨,14时25分(北京时,下同)左右地面观测到较强的降雹,冰雹直径2—3 cm,持续时间约15 min。该雷暴为一强单体,影响范围相对较小,但移动较快。本文分析中主要使用了SAFIR3000三维闪电定位系统的全闪资料和雷达回波资料,图1给出了这些观测设备的具体位置。

(1)SAFIR3000三维闪电定位系统对闪电活动的观测。SAFIR3000系统采用干涉法测量闪电产生的辐射信号,其工作频段VHF:110—118 MHz,

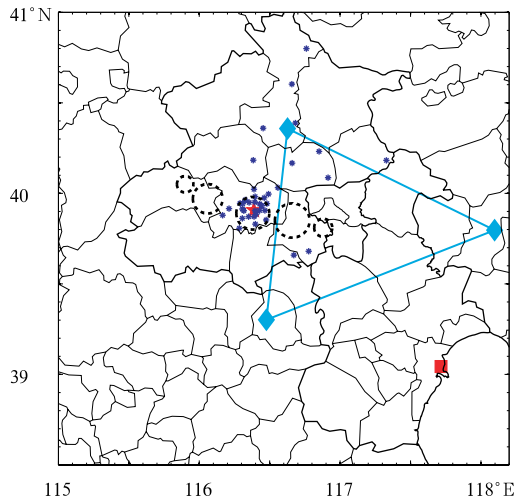


图1 2005年5月31日雷暴移动趋势和观测站点分布

(■: S波段雷达, ◆: SAFIR3000 三维闪电定位系统子站, * : 使用到的自动气象站, ★: 北京中心区; 虚线圆表示雷暴主体, 其移动方向自西向东)

Fig. 1 Hailstorm's moving trend and the distribution of the observational stations on 31 May 2005

■: S-band Doppler radar; ◆: The sub-stations of SAFIR3000; * : Automatic meteorological stations; ★: The center of Beijing; Dashed circles describe the main body of the hailstorm at different times and its moving from west to east)

LF:300 Hz—3 MHz,可以有效地探测到闪电辐射点的三维空间分布,并进一步得出云闪和地闪的相关信息。SAFIR3000 在站网内及附近的探测效率可以达到90%,200 km 内的位置误差小于2 km。SAFIR 系统目前已经在多个国家使用,利用该系统探测结果的相关研究(Kawasaki, et al, 1994; Mazur, et al, 1997; Lee, et al, 2000; Wang, et al, 2006; Pineda, et al, 2006; Richard, et al, 1996; Montanyà, et al, 2006a, 2006b; Chèze, et al, 1997)表明,SAFIR 系统具有较高的探测精度和探测效率,能够提供高质量的闪电探测信息,与其他资料的对比或结合分析,也验证了 SAFIR 系统的观测具有较高的可靠性和应用价值。从2004年开始,中国气象局先后在北京、上海和武汉安装了3套 SAFIR3000 三维闪电定位系统,在雷电观测和预警方面取得了很好的效果,但是对该系统观测资料在研究领域的应用开发尚属起步阶段。本文的闪电资料即为北京地区的 SAFIR3000 系统观测,包括3个探测子站和一个中心站,探测子站的位置可参考图1和图

2,在北京及其周围区域的探测精度可参考图2。资料包括了辐射点数据和总闪(云闪、地闪)数据。

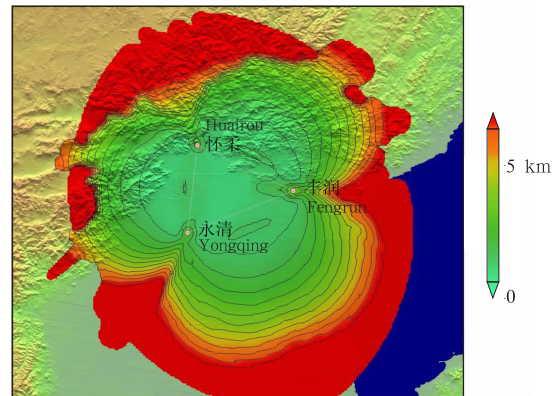


图2 北京地区 SAFIR3000 三维闪电定位系统的站点位置和定位精度分布

Fig. 2 The sub-station locations and the spatial distribution of the positioning accuracy of SAFIR3000 in the Beijing region

该雷暴的主要闪电活动出现在14时以后,16时以后,由于未知的原因,SAFIR 系统停止了工作,但此时雷暴已经处于消亡阶段,所以主要过程的分析没有受到明显影响。此外,分析中为防止云闪被错误地判别为正地闪,采用通常的处理方法,即只有电流强度大于10 kA 的地闪才被作为正地闪来考虑(Cummins, et al, 1998; Wacker, et al, 1999a, 1999b; Orville, 2001; Montanyà, et al, 2006b)。

(2) 多普勒雷达对雷暴的跟踪观测。由于北京雷达受到上方观测盲区限制,所以分析中使用的是位于天津塘沽(39°02'38"N,117°43'01"E)的 S 波段多普勒雷达(位置可参考图1)的观测资料。为分析方便,雷达反射率原始极坐标扫描数据被通过双线性插值的方法转换为垂直方向间隔1 km 共20层,水平分辨率1 km×1 km 的直角坐标数据。

(3) 地面自动气象站的风场观测资料。文中主要使用了自动站的风场观测对雷暴成长阶段和降雹阶段的地面风场进行分析,测站分布见图1。

3 大气层结

图3是北京时间2005年5月31日08时的探空和气块绝热曲线,表1列举了一些大气不稳定参数的计算结果。可以看到,大气层结相对干燥,600 hPa以下的平均相对湿度为56.97%,而中高层的600—200 hPa 的相对湿度只有3.95%。潜在-对

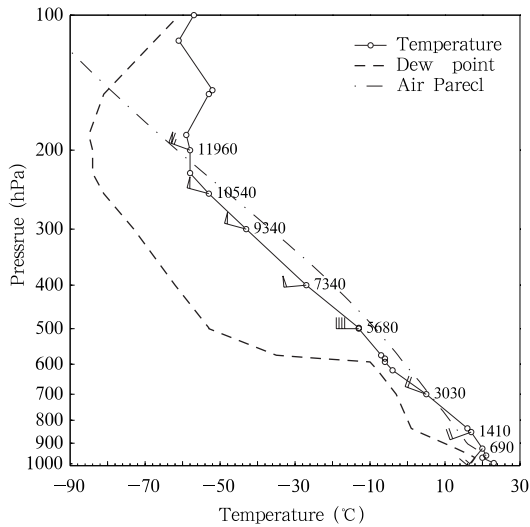


图3 北京时间 2005 年 5 月 31 日 08 时的探空曲线和状态曲线

(图中标注的数值为对应位置的高度,单位 m)

Fig.3 The soundings and state curves at 08:00 BST 31 May 2005 (The numerical values labeled in the Figure indicate the heights with the unit being meter)

流性稳定度指数(吴宝俊等,1987)表现为不稳定。从逆温层顶计算得到的对流不稳定能量(CAPE)为1920.65 J/kg。而且,从图3可以看到,不稳定能量的厚度约有8 km,较强的不稳定能量和较大的不稳定厚度有利于积云发展到较高的高度。此外,大气低层存在一定的对流抑制能量(CIN),值为97.22 J/kg,适当的CIN有利于不稳定能量的聚集,能量在突破对流抑制作用后,有利于上升气流获得较大的速度。抬升指数(LI,层结温度-气块温度)为-4.4°C,也属于较强的不稳定,说明浮力作用较强。风向和风速分析表明,700 hPa以下的低层,存在较为明显的风向切变,而低层和中层之间有较为明显的风速切变,此状况将有利于雷暴中的上升和下沉气流变成有组织的、两股对峙的倾斜上升和下沉气流,使积雨云获得发展和维持。表1中抬升凝结高度(LCL)为0.89 km,自由对流高度(LFC)为2.65 km。有研究发现(McCaul, et al, 2002),高的LFC和低的LCL,有利于获得更有效率的CAPE过程和较强的上升气流。

从相当位温随高度变化曲线(图4)可以看到,中低层(600 hPa以下)有明显的对流不稳定,表现为 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial Z} < 0$ 。低层 θ_{se} 最大值335 K出现在

表1 2005年5月31日08时层结特征参数
Tabal 1 The stratification parameters at 08:00 BST 31 May 2005

不稳定参数	数值
600—200 hPa 平均湿度	3.95%
地面至600 hPa 平均湿度	56.79%
潜在对流性稳定度指数	-6.35 °C
700 hPa 相当位温	323.18 K
对流有效位能(CAPE)	1920.65 J/kg
对流抑制能量(CIN)	97.22 J/kg
抬升指数(LI)	-4.40 °C
K 指数	25 °C
0°C 层高度	3.58 km
-10°C 层高度	5.15 km
-20°C 层高度	6.53 km
-30°C 层高度	7.72 km
-40°C 层高度	8.97 km
抬升凝结高度(LCL)	0.89 km
自由对流高度(LFC)	2.65 km

959 hPa, 573 hPa 处表现为一拐点, θ_{se} 值为313 K, 959—573 hPa 层 θ_{se} 的平均递减率达到了28.5 K/(500 hPa), 同时中层的 θ_{se} 普遍小于320 K, 这些条件都有利于强对流天气的发生, 从而产生较强的闪电活动。

综合层结特征分析, 可以看到, 当日的大气层结对于强雷暴和强闪电活动的发生提供了有利的热力条件。

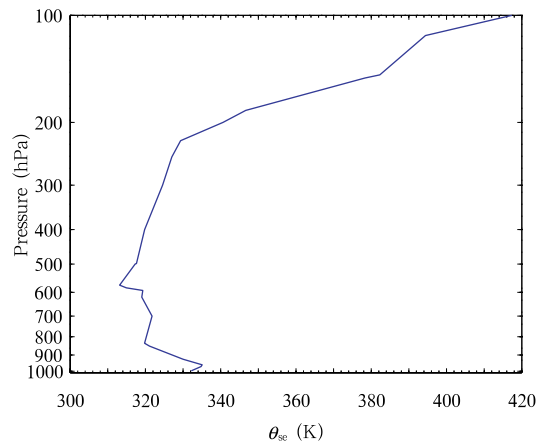


图4 北京时间 2005 年 5 月 31 日 08 时的相当位温随高度变化曲线

Fig.4 Changes in the equivalent potential temperature with height at 08:00 BST 31 May 2005

4 闪电活动特征

图5给出了这次冰雹过程的总闪、地闪、以及地

闪比例和正地闪比例随时间的变化,闪电频次以每5 min统计。16时以后,SAFIR3000系统由于未知的原因缺少闪电记录,所以,分析的截至时间选择在15时50分。从总闪电活动来看,在地面出现冰雹前(降雹开始和结束时间在图中“↓”标出),总闪电频次持续增加,最大值出现在14时20分(统计时段为14时15分—14时20分,下同),达到了79次/(5 min)。当降雹发生时,总闪电频次出现突降,实际上

说明在降雹前的几分钟,闪电活动已有所减弱,表明闪电频次的峰值要超前于降雹5 min左右,这个时间很可能是雹块从云内降落到地面的时间,降雹后由于云内的冰相粒子出现突然减少或减少速度加剧,从而造成闪电频次出现突降。地面降雹结束以后的14时40分,总闪电频次急剧减少,由前一时段的58次/(5 min),减为11次/(5 min),下一时刻闪电活动又快速增强到84次/(5 min),其后闪电活

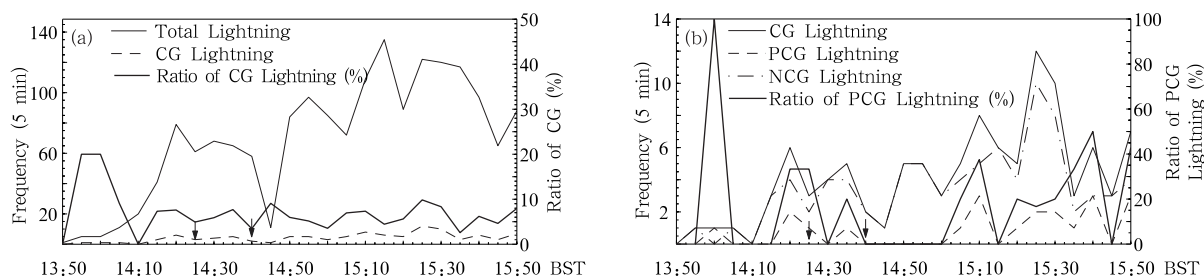


图5 冰雹过程闪电活动随时间变化

(a. 总闪、地闪以及地闪所占比例;b. 地闪、正地闪,负地闪以及正地闪比例;

图中 CG Lightning(Cloud-to-Ground Lightning)表示地闪、PCG(Positive Cloud-to-Ground Lightning)

表示正地闪, NCG(Negative Cloud-to-Ground Lightning)表示负地闪,下同。↓表示降雹开始和结束时间

Fig. 5 Temporal changes in the lightning activities in the hailstorm process

(a) Total Lightning, cloud-to-ground (CG) lightning and the ratio of CG lightning to total lightning;

(b) CG lightning, positive cloud-to-ground (PCG) lightning, negative cloud-to-ground (NCG) lightning

and the ratio of PCG lightning to CG lightning. “↓”: The start and end time of hail shooting

动虽有波动,但整体表现较为活跃。

表2给出了一些闪电特征的统计参数。统计时段内的总闪活动达到1705次,最大频次出现在15时10分—15时15分,为135次/(5 min)。

表2 闪电统计特征

Tabal 2 Statistical characteristics of lightning activities

统计量	数值
总闪	1705个
最大总闪频次	135/(5 min)
最大总闪频次出现时间	15时10分—15时15分
总地闪	105
地闪比例	6.16%
总正地闪	21
总负地闪	84
正地闪比例	20%

从地闪的比例来看,在雷暴初始发展阶段,地闪的比例较高,达到20%,14时05分—14时10分,没有地闪出现,其后地闪的比例相对平稳,整个分析时段内,地闪共105个,占总闪电的比例约为6.16%。由此可见,这次雷暴过程以云闪为主,地闪

活动相对较弱。冰雹过程中的地闪活动较弱,在其他的一些研究中也体现,比如Soula等(2004)发现产生冰雹的雷暴,其地闪频次比那些只产生降水的雷暴低5倍左右。Carey等(1998)在研究一个产生冰雹的强雷暴时,发现了云闪对地闪的比率达到了70。Lang等(2000)考察了两个冰雹雷暴,它们都表现出很低的地闪频次和很高的云闪频次。

从图5还可以看到,地闪的整体变化与总闪的变化一致。降雹前,地闪活动达到了一个峰值,降雹发生后,有突降,降雹进行中稍有增加。在14时40分—14时45分降雹结束后地闪急剧减少,而后再次增强。

但是从图5b可以看到,正地闪比例的变化较为剧烈,前期雷暴初始阶段13时55分—13时40分,正地闪占整个地闪的比例达到了100%,降雹前的正地闪比例也较高,达到了33%,降雹后下降为0,14时35分—14时40分达到20%,而后持续到15时(雷暴第2次增强时段)没有探测到正地闪发生。其后的时段,除了15时10分—15时15分和15时40分—15时45分两个时段没有正地闪外,其他时

段的正地闪比例大多时候都大于 20%，对整个过程中来说正地闪平均比例达到了 20%，超过 SAFIR 系统观测到的一般雷暴的正地闪比例值(低于 10%)。整体看，正地闪活动很不稳定，但比例较正常值偏高，这一点在其他的雹暴研究中也存在。比如 Carey 等(1998)研究的强冰雹雷暴，正地闪占地闪的比例达到 74%。Lang 等(2000)分析了 2 个冰雹雷暴，在它们的部分或整个生命期，冰雹的发生和大的负地闪频率之间存在反向关系。冯桂力等(2007)对 10 次雹暴过程的闪电分布分析发现，降雹阶段正地闪非常活跃。MacGorman 等(1994)发现，大冰雹(>2 cm)往往发生在当正地闪占据主导地位时，持续时间可以有 30 min 至几个小时，相反的负地闪占主导地位的雷暴，往往很少产生大冰雹。

由上述分析可见，该雷暴的闪电活动有两次活跃期，前一个活跃期从 14 时 10 分—14 时 40 分，主要特征是闪电频繁，并伴有降雹过程。后一个活跃期从 14 时 50 分至分析截至时间，主要特征是闪电活动活跃，并伴有起伏，此外该时段没有产生降雹。而两者之间的时段闪电活动较弱。此外整体闪电活动以云闪为主，地闪比例较低。正地闪活动不稳定，占地闪比例较一般雷暴偏高。

5 电荷结构特征

SAFIR3000 系统能够探测出闪电辐射点的三

维空间信息。其中的高度信息有助于了解雷暴中闪电发生的垂直位置。由于闪电起始于不同的电荷层之间，主要的闪电通道在不同的电荷区内发展，所以，由闪电辐射点的位置，可以反推雷暴的主要电荷区。但是 SAFIR 系统由于业务运行中阈值的选取，观测到的辐射点相对较少(平均约 2—3 个辐射点对应一次闪电)，难以像 LMA 等系统那样对单次闪电的通道进行完整描述(张义军等, 2002, 2005, 2006)，所以，文中以每 5 min 为间隔，把辐射点高度四舍五入调整到整数高度上，并统计每个高度上的辐射点个数，以及不同高度上辐射点占对应时刻所有辐射点的比例。通过统计长时段的辐射点空间分布，来推测主要的电荷区。Dotzek 等(2001)在分析 EULINOX(European Lightning Nitrogen Oxides)试验中的一次超级单体雷暴时，使用 ITF(Interferometric lightning mapper)的 VHF 定位数据，同样通过统计给出了可能的电荷结构分布，并在双偏振雷达的粒子分类分析中予以证实。

图 6 给出了辐射点比例的时间-高度统计结果，由于在雷暴初始阶段的闪电辐射点较少，为避免统计中的随机误差，此处统计时段从 14 时 10 分开始。图中都标明了从 0—-40 °C 间隔 10 °C 的温度线，还画出了最大辐射点比例高度随时间的变化曲线。

可以看到，辐射点的绝大多数都分布在 0 °C 层高度以上的混合相态区域，由于这些区域是过冷水、

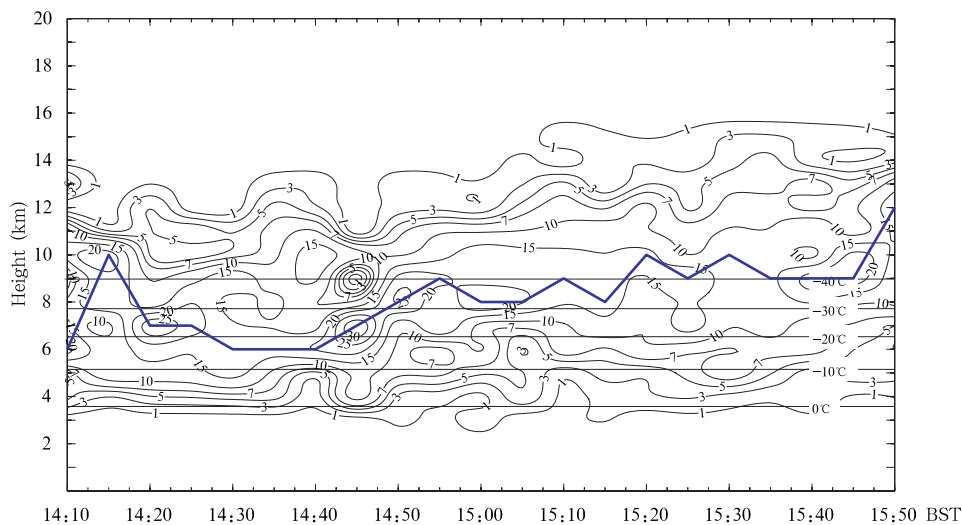


图 6 闪电辐射点比例时间-高度分布及最大辐射点位置(粗线)随时间变化

Fig. 6 Time-height distribution of the ratio of the lightning radiation dots and temporal changes in the height of the maximum ratio (shown with the thick fold line) (The temperature lines of 0 °C, -10 °C, -20 °C, -30 °C and -40 °C were labeled in the figure)

霰、雹以及冰晶等粒子的存在区域,由非感应起电(NIC)机制,混合相态区是主要的起电区域,也是主要的闪电活动区域,反过来可以说明 SAFIR 辐射点高度的数据统计结果是可靠的。从最大辐射点位置看,在雷暴的初始发展阶段(14时05分—14时20分),最大辐射点比例高度表现出较剧烈的变化,这可能说明在雷暴的初始发展过程中,云内的电荷区尚不稳定。在地面降雹前(14时20分—14时25分),最大辐射点比例高度位于7 km的 $-20\sim-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。地面出现降雹,并在降雹进行过程中,最大辐射点比例稳定在6 km高度 $-10\sim-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 区。从14时40分—14时55分,经历了闪电活动急剧减弱又快速增强的过程,最大辐射点比例高度在这个时段内持续上升到 $-30\sim-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 区。14时55分以后,最大辐射点位置稳定在 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 附近。

研究表明,闪电的负极性脉冲较强,容易被探测到,而正极性脉冲相对较弱,被探测到的也较少(Thomsa, et al, 2001)。根据双向先导传输的模型(Kasemir, 1960; Mazur, et al, 1993; 张义军等, 2002, 2005, 2006),闪电通道的负极性击穿脉冲主要发生在正电荷区,而正极性击穿脉冲主要发生在负极性电荷区。由此,可以推断,最多辐射点出现的区域,往往对应参与放电的主正电荷区,而第2个辐射点集中区域则往往对应参与放电的主负电荷区。结合图6及其分析,可以从辐射点的分布,来推测雷暴可能的电荷结构。在雷暴降雹阶段,最大辐射点的位置即其对应的主正电荷区位于 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右,而正常极性的雷暴,在该温度区一般对应为主负电荷区(Krider, 1989),可见,降雹阶段云内参与放电的主要电荷区的结构有可能为反极性,注意,这种反极性的形成和稳定持续出现在地面观测到降雹(14时25分)之后。冰雹结束后,电荷结构经历了快速的调整后,主正电荷区位于 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右的区域,这与正常极性的雷暴相一致。

为了对雷暴主体的电荷结构进行更加详细的讨论,我们对几次有代表性的雷达观测进行了垂直剖面分析,同时与闪电辐射点及其高度统计进行了叠加。为了对关心的区域进行讨论,此处沿雷达切线的垂直方向选择半宽为10 km的区域,统计区域内的雷达时间前2分钟到后10分钟之间的闪电辐射点状况。

图7a是14时29分雷暴主体部分的组合反射

率与SAFIR观测到的闪电辐射点的叠加,此时冰雹已经发生。图7b给出了沿切线方向的雷达垂直剖面图和闪电辐射点在该高度面上的投影以及随高度分布的统计曲线,从雷达剖面上看,最大反射率此时超过了65 dBz,并且65 dBz反射率的高度达到了近 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层,60 dBz反射率高度超过了 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层,达到了近10 km高度,55 dBz反射率高度超过了11 km,50 dBz的反射率高度超过了13 km。从强反射率的深厚程度可以看到,此时,雷暴云内的大粒子较为丰富,特别是在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层以上的混合相态区域。从辐射点的高度分布上可以看到, $-10\text{ }^{\circ}\text{C}\sim-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的6 km高度左右是辐射点最集中的区域,说明此处存在一个参与放电的主正电荷区,而在9 km高度左右是第2个辐射点的集中区,对应主负电荷区,放电主要发生在这两个电荷区之间。可见降雹时,雷暴主体的电荷结构是反极性的。至于在主正电荷区之下,是否仍存在一个小的负电荷区,从而形成一个反三极性的电荷结构,受SAFIR对辐射点的观测效率限制,在此只能做出一些推测。根据闪电双向先导传输的模型,闪电的起始点在两层电荷区之间,之后,负极性的先导向正电荷区发展,正极性的先导向负电荷区发展,这支负极性的先导如果能穿透正电荷区最终到达地面产生回击,就形成负地闪,而如果正极性先导能穿过负电荷区到达地面,就形成了正地闪。下部的电荷区虽然不参与对地放电,但对其上部电荷区的对地放电具有重要作用(张义军等, 2005)。从图5b的地闪活动情况看,降雹前的10分钟,有大量的正地闪,降雹后主要的地闪活动都为负地闪,只有14时30分—14时35分有正地闪发生。这说明了主正电荷区下可能短暂存在一个小负电荷区,在14时35分以后,可能减弱、消失,也可能没有再参与放电。

图8给出了14时47分的雷达组合反射率以及雷达垂直剖面图和闪电辐射点的叠加图。由前面的闪电特征分析知道,该时刻处在闪电活动衰退后的再发展阶段。从图8a可以看到,闪电活动,主要分布在两个区域,首先是主对流区反射率在30 dBz以上的区域,其次是在南部的云砧区域,有一长条形的闪电活动区,对应的组合反射率在20—25 dBz。雷暴形成较大的云砧区并有相当数量的闪电活动出现在云砧区域,是第2次闪电活跃期闪电活动的一个重要特征。从主对流区的垂直剖面(图8b)上可以看到,最大垂直反射率在60—65 dBz,其中,50—55 dBz的

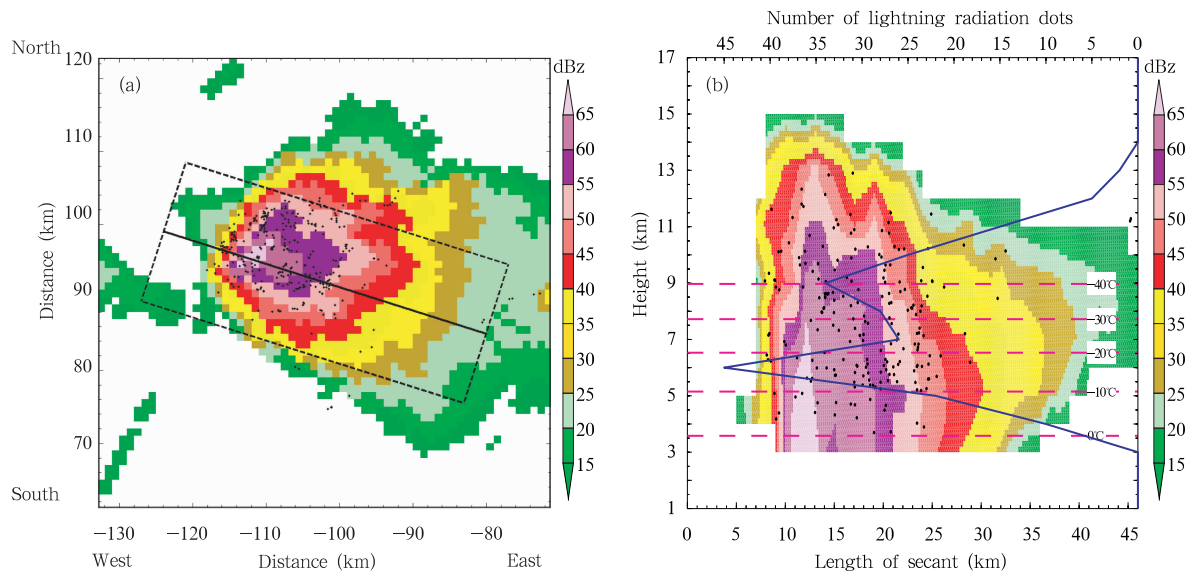


图 7 14 时 29 分雷达探测到的雷暴水平组合反射率以及垂直剖面 and 闪电辐射点分布

(a. 雷暴主要区域的组合反射率与闪电辐射点叠加;b. 雷达垂直剖面 and 闪电辐射点的高度信息叠加以及辐射点高度分布统计(实线)。

图 a 中黑色实线是图 b 中雷达剖面的割线位置,黑色虚线矩形框是图 b 中统计闪电辐射点的范围,纵横轴表示距离雷暴观测点的象限位置。图 b 下部横轴表示剖面距割线左边起点的距离,上部横轴表示辐射点的高度统计数值(个)

Fig. 7 Horizontal combination reflectivity, the vertical profile and distribution of the lightning radiation dots at 14:29 BST (a) The overlapping display of the combination reflectivity and lightning radiation dots in the main body of the hailstorm; (b) The overlapping display of the vertical profile of radar with the lightning radiation dots and the height distribution of the lightning radiation dots (the solid line). The black solid line in (a) was the secant line of the vertical profile in (b). The rectangle with black dashed line boundaries in (a) described the space range of the chosen lightning radiation dots. The longitudinal axis and latitudinal axis in (a) indicate the quadrant location relative to the radar station

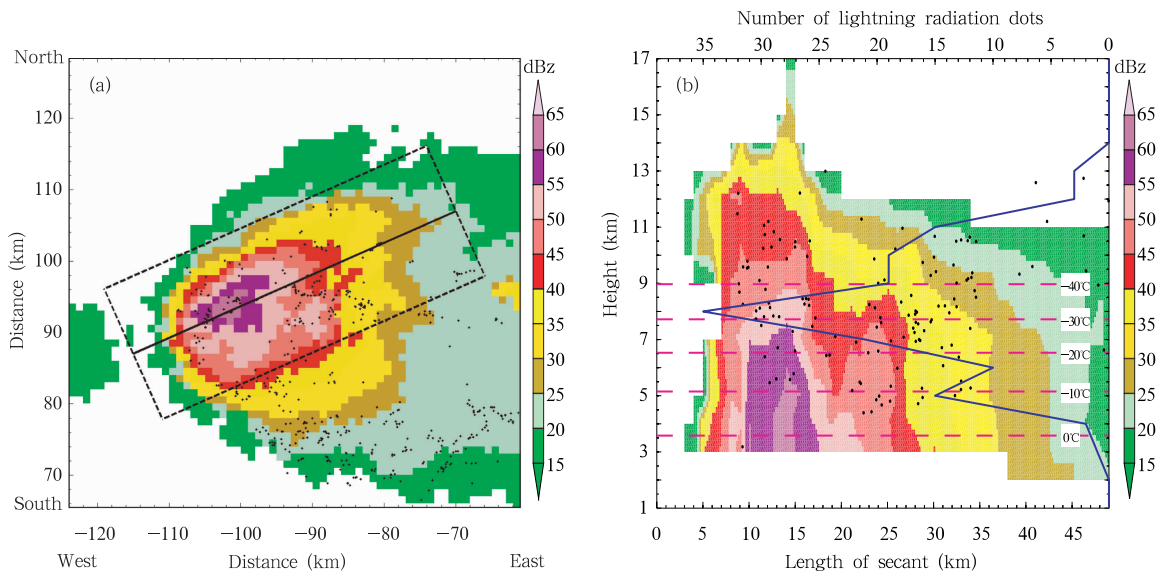


图 8 14:47 雷达探测到的雷暴水平组合反射率以及垂直剖面 and 闪电辐射点分布(说明同图 7)

Fig. 8 As in Fig. 7 but for 14:42 BST

廓线高度接近 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层,55—60 dBz 的廓线高度接近 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$,而 60—65 dBz 的廓线最大高度在

$-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ — $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。与 14 时 29 分的雷达垂直剖面比较,可以发现,各反射率的最大高度降低。从闪电辐

射点随高度的分布,可以看到,参与放电的主正电荷区相对降雹时段有明显提高,高度在 $-30\text{--}-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。而在低层的 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右出现了第2个辐射点峰值区,对应位置为参与放电的主负电荷区,这样的电荷区分布与经典的电荷结构较为接近。至于在主负电荷区之下,是否仍存在一个小的正电荷区,在此仍做出推测。从图5b的地闪活动情况看,该时段主要的地闪活动都为负地闪,没有观测到正地闪,如果负地闪的负电荷来源于主负电荷区,则根据双向先导传输模型,其下部应该存在一个正电荷区,也即此时的主要电荷结构为上正-中负-下正的三极性。

图9是15时23分雷暴主体的雷达组合反射率以及垂直剖面与闪电辐射点的叠加图像。15时23分处于第2次闪电活跃期闪电活动的最强时段,从图9a可以看到,闪电活动出现的区域较前两个分析时段都更广,20 dBz 反射率以上区域都有闪电发生(东边的云砧区域,有较多的闪电活动,图中没有画出)。从图9b可以看到,在对应的剖面图上,最大反射率强度在60—65 dBz,该反射率的高度在 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层以上,基本上与14时29分的对应反射率高度相当,而55 dBz 的高度超过了10 km,50 dBz 的反射率高度超过11 km。比较图7b和图9b,15时23分的50 dBz 和55 dBz 最大高度要低于14时29分降雹时段的对应反射率高度,说明此时云内的上升速

度可能比降雹时要弱。从闪电辐射点的高度分布(图9b)看,参与放电的主正电荷区的中心在9 km 高度 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层附近,而在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层,为一负电荷中心区,相对于14时47分极性调整过程的电荷结构,雷暴的主正电荷区和主负电荷区表现的更为深厚。大量存在的负地闪同样也说明了在主负地闪区下部可能存在一小正电荷区。而这一时段的正地闪活动可能来源于上部的正电荷区,因为中高层的西风会导致电荷结构出现倾斜,使得上部的正电荷区和中部的负电荷区从下部正电荷区暴露出来,从而上部正电荷区在中部负电荷区作用下对地放电。从15时23分重点区域放大的地闪与组合反射率的叠加图(图10)可以看到,在雷暴大于30 dBz 以上的区域,叠加时段(15时21分—15时29分)内共有3个正地闪,11个负地闪,负地闪和正地闪之间有较为明显的空间分离,负地闪主要位于西边,而正地闪的相对位置偏东,这在一定程度上可以支持上述雷暴主体为倾斜三极性电荷结构的推测。

综合以上分析,闪电辐射点的高度分布在雷暴过程中发生了显著的变化,依据已有的一些研究成果,可以推测该雷暴在发展过程中,参与放电的主要电荷区所形成的电荷结构从初始阶段的不稳定到降雹发生前后的反极性,并在降雹结束后的较短时间内经历了极性的快速调整,并形成正常极性的电荷

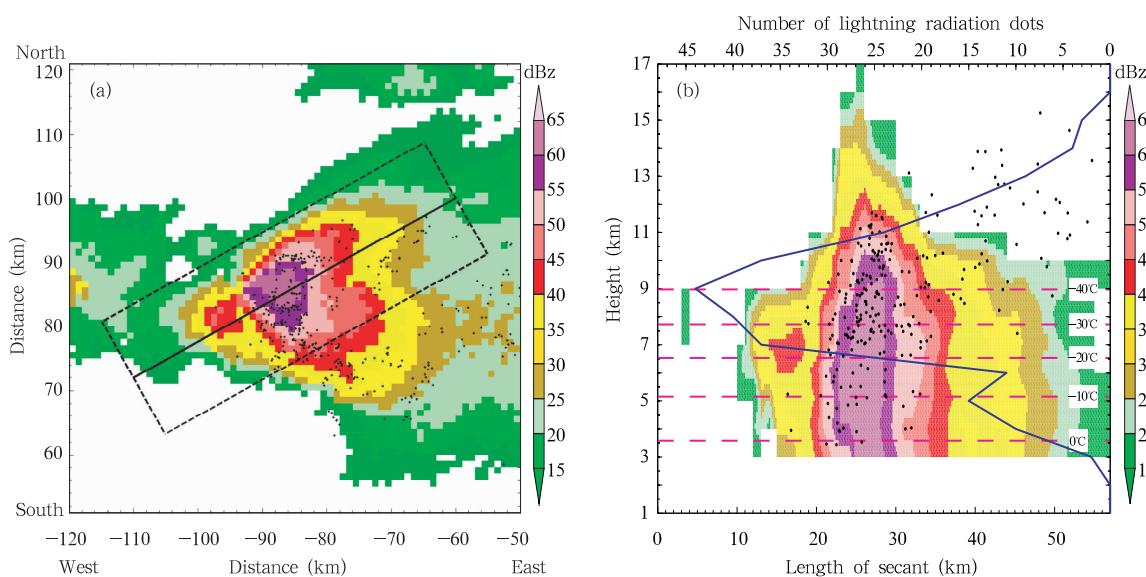


图9 15时23分雷达探测到的雷暴水平组合反射率以及垂直剖面和闪电辐射点分布(说明同图7)

Fig.9 As in Fig.7 but for 15:23 BST

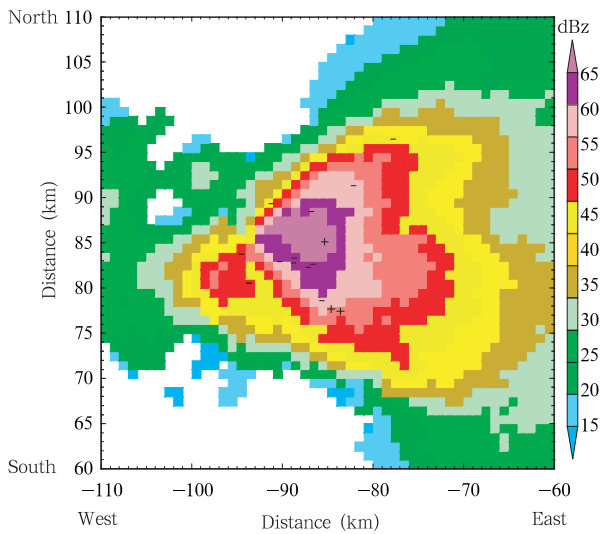


图 10 15 时 23 分主对流区雷达组合反射率与地闪叠加 (“+”表示正地闪,“-”表示负地闪。)

Fig. 10 Overlapping of CG lightning with combination reflectivity in the main body of the hailstorm at 15:23 BST (“+”: PCG lightning; “-”: NCG lightning)

结构。结合对地闪的分析以及双向先导传输的模型,推测在 14 时 29 分、14 时 47 分和 15 时 23 分的雷暴电荷结构分别是上负-中正-短暂较弱的下负、上正-中负-下正和倾斜的上正-中负-下正结构(图 11)。图中没有给出云砧区域的电荷情况,因为云砧区较薄,SAFIR 系统的观测精度难以对其进行精确描述,暂不做分析。

6 电荷结构形成的动力物理过程探讨

图 12 给出分析时段内雷暴中层 8 km 和高层 12 km 高度上雷达不同反射率面积随时间的变化。注意,这里统计的反射率面积指大于等于某阈值的反射率面积,在下面分析中,仍采用各反射率面积的提法,在此说明。图中下方横轴表示雷达扫描开始时间,左边纵轴表示雷达反射率的面积,上方横轴表示闪电时间,右边的纵轴表示闪电(包含总闪、地闪、正地闪和负地闪)的频次。由于雷达时间为扫描开

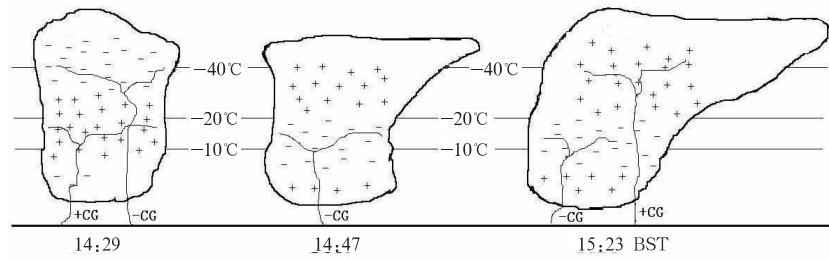


图 11 不同阶段的电荷结构和地闪

Fig. 11 The schematic diagram for the charge structures and CG lightning at different times

始时间,闪电统计时间为统计时段结束时间,雷达扫描一般为 6 min 一次,对应闪电统计从雷达扫描开始,到下一次雷达扫描结束,所以上下横轴标注的时间相差 6 min,但表示的时段是一致的,图 13 同此约定。

从图 12a 可见,8 km 的各反射率的回波面积变化与闪电活动变化有较好的对应关系。回波面积的增长对应闪电活动的增强,第 1 次回波面积的峰值也对应第 1 次闪电活动的峰值,回波面积的衰减也对应闪电活动的衰减。这是因为云内的主要电荷区集中在中层,中层反射率面积的变化,一定程度反应了中层带电的霰和雹的数量变化,说明霰和雹的数量与闪电活动的强弱有较好的对应。图中也看到,

第 2 次活跃期的闪电活动起伏较大,与回波面积的关系没有第 1 次闪电活跃期强,这是由于此时段较大数量的闪电活动出现在云砧区域所致。图中可见,第 1 次闪电活跃期的较强的反射率峰值面积大于第 2 次闪电活跃期,显示前一次活跃期的冰相粒子更加丰富。

从图 12b 可见,12 km 的各反射率面积统计中,第 1 次闪电活跃期对应的峰值面积明显大于第 2 次闪电活跃期。12 km 是雷暴云的高层,强反射率面积的大小能够体现上升气流的强弱,因为只有强的上升气流才能把冰相粒子带到更高的高度,形成高层较强和较大面积的反射率。图 12b 说明,形成第 1 次的闪电活跃期的云内的上升气流要强于第 2 次

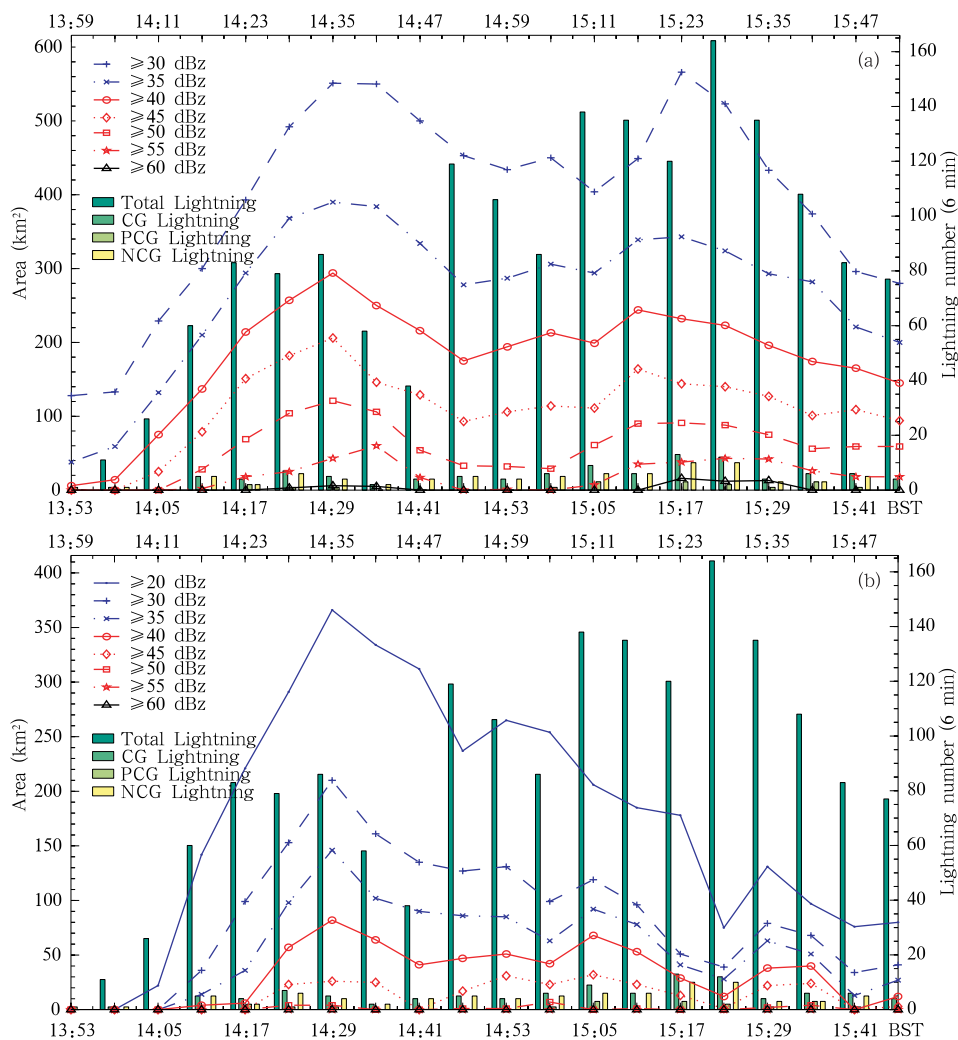


图 12 不同高度上的不同反射率的面积随时间变化与闪电随时间变化叠加(a. 8 km, b. 12 km)

Fig. 12 Changes in the areas of different reflectivity at 8 km (a) and 12 km (b) with the temporal changes in the lightning frequency overlapped

闪电活跃期。

图 13 给出了不同反射率体积随时间的变化,为了较明显的区分不同反射率体积之间的差异,图 13a 给出的是 ≥ 20 dBz 和 ≥ 25 dBz 两个反射率范围的体积,图 13b 给出的是 ≥ 30 dBz— ≥ 60 dBz 间隔 5 dBz 统计的反射率体积与闪电活动的关系。统计范围为整个雷暴云 3 km 及其以上区域,包括了云砧区。可以看到,对于 ≥ 20 dBz 的反射率体积来说,在第 1 次雷暴的发展阶段,随闪电活动的增长而快速的增长,一直持续到闪电达到第 2 次活跃期并出现下降时,其体积才出现下降。在第 2 次闪电活跃期的 ≥ 20 dBz 的雷暴体积远远大于第 1 次闪电

活跃期,这主要因为,随着雷暴的发展,在中层风的作用下,云砧区域越来越大,这个区域在该反射率范围内的体积占了大部分。 ≥ 25 dBz 的反射率体积的峰值落后于闪电峰值约 6 min,两次闪电活跃期的体积相当。从图 13b 可以看到对于强的反射率来说,其体积峰值基本与闪电活动的峰值相一致,特别是第 1 次闪电活动的峰值,而闪电活动的上升和下降与反射率体积的上升和下降也一致。这说明,闪电活动的强弱与粒子,特别是导致强反射率的大粒子数量有对应关系。第 2 次闪电活跃期的强反射率体积要明显小于第 1 次闪电活跃期,说明在雷暴的主对流区,第 2 次闪电活跃期云内大粒子特别是冰

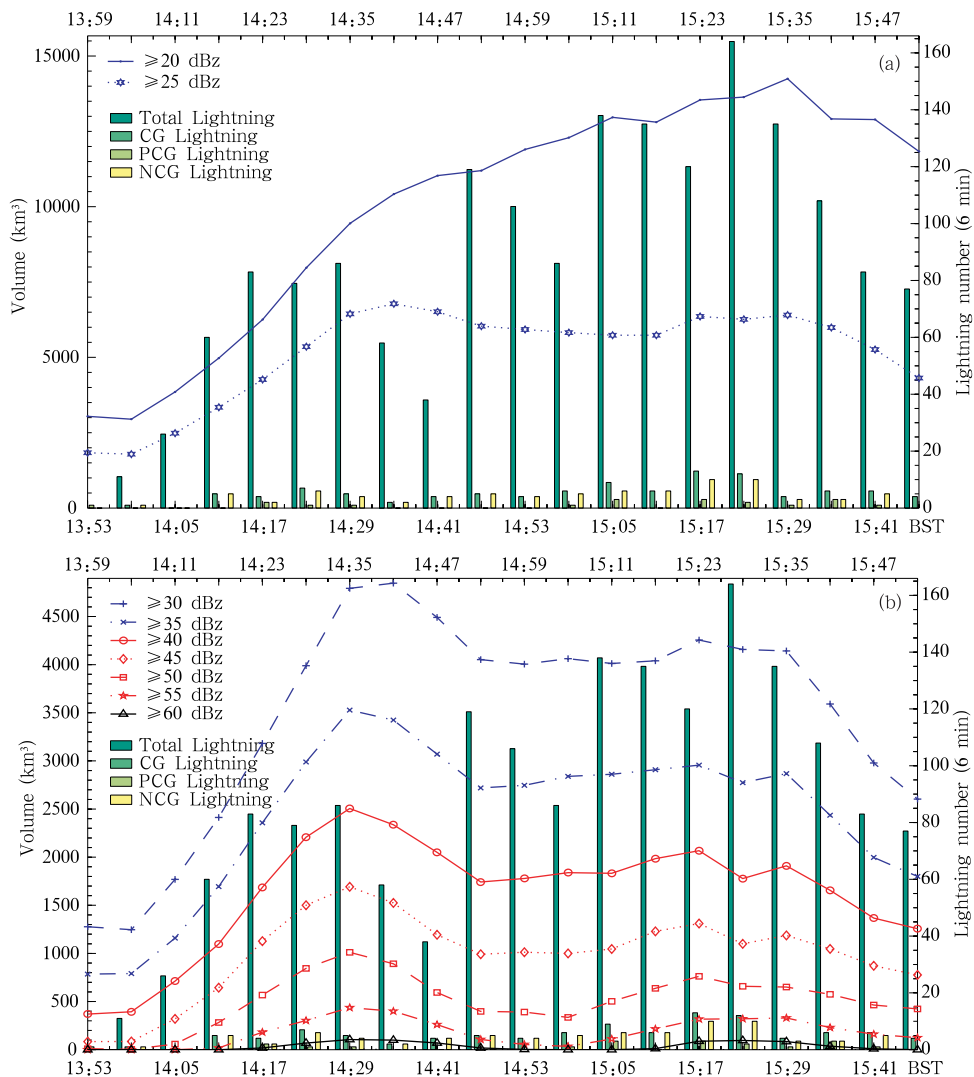


图 13 各反射率体积随时间变化与闪电活动时间变化叠加

(a. ≥ 20 和 ≥ 25 dBz 回波体积, b. $\geq 30 - \geq 60$ dBz 间隔 5 dBz 的雷达反射率体积)

Fig. 13 Temporal changes in the various reflectivity volume with the lightning frequency overlapped for the different volumes (a) for the volume with the reflectivity larger than 20 dBz and 25 dBz, and (b) for the volume with the reflectivity larger than the values changing from 30 dBz to 60 dBz in the interval of 5 dBz

相粒子的数量要少于第 1 次闪电活跃期。

图 14 通过结合自动气象站的风向和风速观测,分析了在雹暴发展阶段(14 时 10 分)和降雹开始后(14 时 30 分)的地面风场。分析发现,雹暴发展阶段,前部地表为辐合区,后部地表为辐散区,说明了雷暴的前部为入流,上升运动为主,后部为出流,下沉运动为主,属于较为典型的雷暴内部风场结构。同时发现,在降雹开始后,地面的风场没有明显的辐合区,相反的,在雷暴的中部偏后有明显的辐散区存在,这说明降雹时,雷暴内部以下沉气流为主,这可

能是由于降雹的拖曳作用引起,并最终导致 10—15 分钟后,雹暴的明显减弱过程。

由上述分析可以看到,对应第 1 次闪电活跃期的形成,雷暴具有更强的上升气流,正是强上升气流的作用,使得冰相粒子和过冷液态水的碰并加剧,在结淞机制作用下,冰相粒子快速增大,表现出云内具有更丰富的冰相粒子,这也是该时段能产生降雹的一个重要原因。而第 2 次闪电活跃期,上升速度相对较小,冰相物含量也相对较少。在降雹时段,雷暴内形成了下沉气流为主的情况。

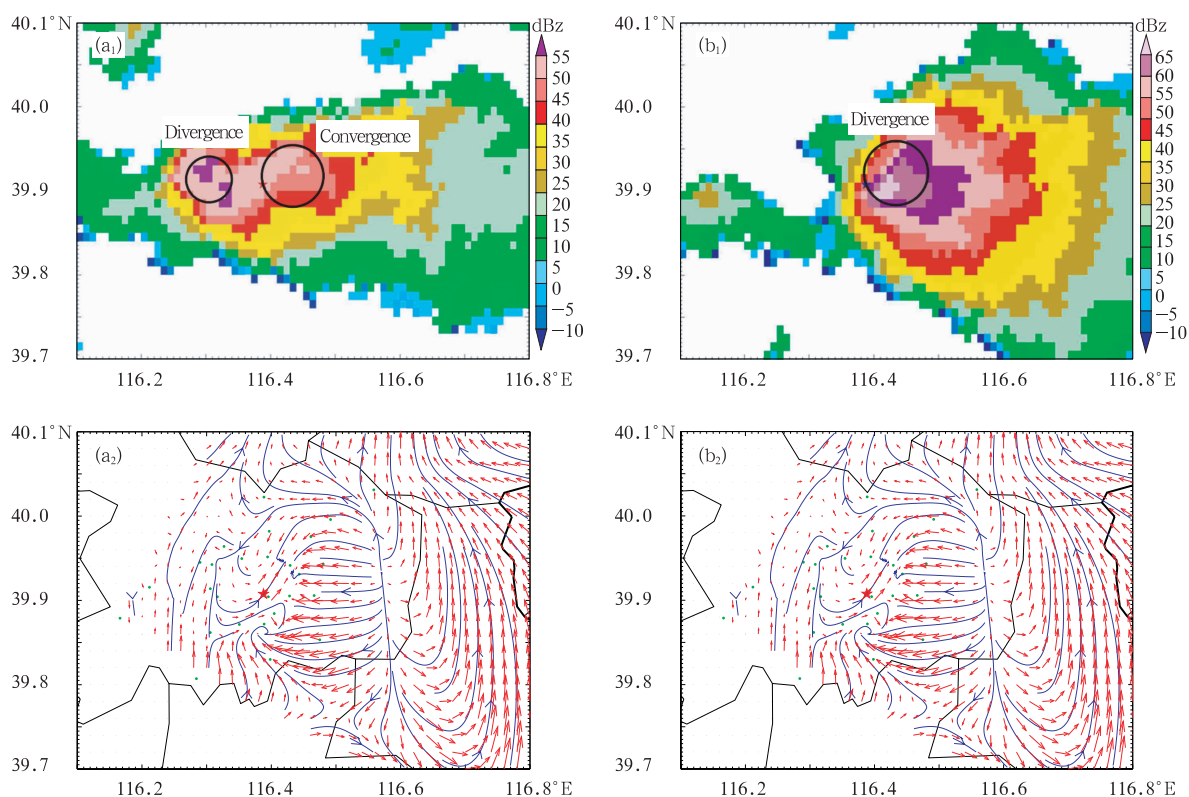


图 14 14 时 10 分 (a_2) 和 14 时 30 分 (b_2) 时刻地面风场及辐合或辐散区的位置

(a_1 . 14 时 11 分雷达组合反射率, b_1 . 14 时 29 分雷达组合反射率; a_1 和 b_1 , a_2 和 b_2 的空间区域分别是相同的)

Fig. 14 Wind fields on the ground at 14:10 BST (a_2) and 14:30 BST (b_2) as well as the location of the convergence or the divergence (a_1); combination reflectivity at 14:11 BST; (a_2); combination reflectivity at 14:29 BST. The spatial regions for (a_1), (b_1), (a_2) and (b_2) are all the same as each other

7 电荷结构演变机理探讨

非感应起电机机制认为,当温度低于某一值(一般为 -10°C 或 -15°C ,称为翻转温度),如果液态含水量过高(比如 $>4\text{ g/m}^3$ (Takahashi, 1978)),或者过低(比如 $<0.1\text{ g/m}^3$ (Takahashi, 1978)),霰将携带正电荷,冰晶将携带负电荷,而液态水含量适中时,霰将携带负电荷,冰晶携带正电荷。受冰粒子自身重力和上升气流的作用,两者产生分离,冰晶被带到更高的高度,而霰和雹等较大的粒子高度较低,从而形成了不同的电荷聚集区。可以看到,在温度确定的情况下,电荷区的极性受到了过冷液态水含量的控制。

分析表明,该雹暴过程参与放电的主要电荷区所形成的电荷结构由降雹阶段的反极性,经历了降雹结束后的快速调整,转变为第 2 次闪电活跃期的正常极性,结合非感应起电机机制就可能存在两种解释:(1)在这个过程中可能经历了由过高的液态含

水量转变为适中的液态含水量,(2)由过低的液态含水量转变为过高的液态含水量。对于第 1 种可能性的解释是:由于要产生冰雹必须具备丰富的含水量和强烈的上升气流,雹暴中上升速度从层结特征和雷达特征看是非常强的,但雹暴内的含水量情况则缺少观测资料,但从云内大量冰雹粒子产生的必要性看,大的液态含水量至少在一定阶段是存在的。Lang 等 (2002)、Carey 等 (2003) 和 Wiens 等 (2005) 在解释他们的研究中所观测到的反极性结构时,也认为中部的霰在丰富的过冷液态水含量下带正电是可能的原因。这可能是由于灾害性天气的强上升气流可以输送大量的水汽,但是,有必要说明的是这些学者也并没有真实的云内降水粒子观测来支持这种说法。而在第 2 次闪电活跃期上升气流变弱,导致液水含量输送降低,形成适中的液水含量。然而,第 2 种解释也值得探讨:在旺盛上升气流的作用下,冰粒子的迅速增长将对液态水形成较大的消耗,前面的分析已经提到,稳定的反极性结构出现在

地面观测到降雹之后。一方面,此时冰雹的形成已经对液态水有较大消耗。另一方面,前面的分析也表明,在降雹发生后,由于其拖曳作用,云内以下沉气流为主,并导致 10 min 后雷暴的明显减弱,也即,此时强烈的水汽输送条件已不存在。上述两个方面的结合可以推测,霰带正电可能与过低的液态含水量相关联。鉴于第 2 种解释与实际观测结合的更为紧密,文中倾向于这种原因分析。当然,缺乏真实的云内观测来支持某一个推论,这也是目前在该方面的研究中,面临的共同问题,但这种探讨是有益的。不管哪种原因,都可以看到,上升速度实际上是决定液态含水量的最为关键的因素,首先它影响着水汽的输送,比如冰雹过程的中层湿度只有 3.95%,但上升速度的输送作用却可以保证冰雹形成所需要的大量液态水,同时也说明,层结湿度对云内液态水含量的影响远没有上升速度重要。其次上升速度也影响着水汽的消耗,强烈的上升速度把液态水输送到更冷的区域,并且增强不同粒子之间的碰并,冻结增长,加速其消耗。所以,通过控制过冷液态水含量影响霰的带电极性,上升速度成为影响电荷结构的最为关键的因素。

8 结论和讨论

本文着重分析了 5 月 31 日发生在北京的一次雹暴的闪电活动特征、电荷结构特征以及电荷结构形成的动力物理机制,主要有如下结论:

(1) 当日的大气层结表现出较强的热力不稳定,中、高层较为干燥,CAPE 达到 1920.65 J/kg,不稳定能量深厚,具有适当的对流抑制能量,值为 97.22 J/kg,中、低层存在风向和风速切变。相当位温的递减率接近 30 K/(500 hPa)。较强的热力不稳定为强雷暴和强闪电活动的发生提供了条件。

(2) 该雷暴的闪电活动特征表现在:(1) 有两次明显的活跃期,前一个活跃期 14 时 10 分—14 时 40 分,主要特点是闪电活动活跃,并伴有降雹。后一个活跃期从 14 时 50 分至分析结束时段(15 时 50 分),主要特征是闪电活动活跃并有起伏,没有降雹,而在两次活跃期之间,即冰雹过程结束后,有一次闪电活动突然减弱的时段,约 10 min,主要原因是降雹导致云内冰相粒子减少,同时降雹的拖曳作用减弱了上升气流。(2) 初次闪电峰值超前地面观测降雹 5 min 左右,超前时间可能是雹块下落所需的时

间。地面观测到降雹后,云内的冰相粒子出现了突降,造成降雹发生后闪电频次有突然的下降。(3) 雷暴闪电活动以云闪为主,地闪比例较低,平均地闪比例为 6.16%。雷暴正地闪比例较正常值偏高,约占总地闪比例的 20%,但是,降雹前的正地闪比例较降雹后高,降雹后正地闪很少发生。

(3) 电荷结构特征表现在:降雹阶段,闪电辐射点主要集中在 -15°C 左右的区域,我们推测该区域对应参与放电的主正电荷区,而雹暴上部 -40°C 左右区域为参与放电的主负电荷区,正电荷区之下可能短暂地存在一个较弱的负电荷区,冰雹发生后不久,该电荷区可能消失或者没有再参与放电,该阶段主要参与放电的电荷区表现出反极性特征。冰雹结束后,雷暴的电荷结构经历了一次快速调整的过程,14 时 47 分参与放电的主要电荷区表现为上正—中负—下正的三极性结构,但上部的正电荷区仍相对较低。电荷结构完成调整后,受中高层偏西气流的影响,雷暴的电荷结构为倾斜的三极性。

(4) 上升速度是影响电荷结构特征的关键性因素。上升速度强烈地影响着雷暴的水汽输送和水汽消耗,通过控制云内的液态含水量的大小,决定着低于反转温度区域的霰的带电极性特征,从而影响着电荷结构的形成。

研究表明,伴随强上升气流的灾害性天气,其正极性地闪普遍偏高(冯桂力等,2007; Carey, et al, 1998; Lang, et al, 2000; MacGorman, 1994; MacGorman, et al, 1998),反过来,产生高比例正极性地闪的雷暴往往具有产生强烈上升气流的层结条件(Carey, et al, 2007)。关于正极性地闪产生的原因,以前存在 3 种假说:(1) 倾斜偶极子假说(Brook, 1982);认为雷暴的主体部分为典型的偶极性或三极性的电荷结构,中上部存在的较强的风切变使得上部的正电荷区沿顺风向发生偏移,下部负电荷区对其的屏蔽作用减弱或消失,正电荷区暴露给地面,对地产生正极性放电。(2) 降水去屏蔽假说;雷暴的主体是正常的偶极性或三极性电荷结构,主要的负电荷区被降水带走,使得上部的正电荷区暴露给地面,从而发生较多的正地闪。Carey 等(1998)使用该假说解释所分析的雷暴过程中正地闪活动峰值出现在最大降雹之后 10 min 的现象。(3) 底部增强正电荷区的三极性结构:三极性电荷结构底部正电荷区增强,成为一个主要的电荷区,使得正

地闪增加,而且负电荷区被屏蔽导致负地闪减少。以上的这些假说存在两个共同点,首先认为暴露地面的电荷区直接对地放电,其次,没有给出闪电通道发展的模型。对于前者,近年的一些研究发现,暴露于地面的电荷区并不直接对地放电,地闪是由该电荷区之上与其极性相反的电荷区通过其对地放电产生。比如 Wiens 等(2005)的分析发现负地闪起源于底部正电荷区之上的负电荷区,而在反极性结构下,底部负电荷区的存在虽然不能确保必定发生正地闪,但是如果没有该底部负电荷区的存在,则没有正地闪发生。张义军等(2005)在分析超级单体雷暴时,发现大量的正地闪发生在雷暴主体部分为反三极性(底部为负电荷区,其上为正电荷区)的对流区,随着雷暴的发展,由于电荷结构的倾斜,云砧部分电荷结构为底部正电荷区,上部负电荷区,此时有大量的负地闪产生;表明放电来自于底部电荷区之上的电荷区。相同的结论还可以参考郑栋(2008)对暴雨过程的电荷结构分析。对于闪电的产生,如果闪电在最强的电场处激发,则其始发位置不可能位于一电荷区之内,而应该处于不同的电荷区之间。所以,以上3种假说的合理性值得商酌。而双向先导的概念却可以和观测发现的地闪极性与暴露于地面电荷区之上与其极性相反的电荷区极性相一致的现象统一起来。所以,灾害性天气伴随的高比例正极性地闪可能与反三极性电荷结构相关,闪电在中部正电荷区和下部负电荷区之间激发,向下发展的正先导穿过下部负电荷区到达地面,形成正地闪。当然,由于电荷分布精细结构、空间分布特征的复杂性,地闪极性往往并不唯一。前面的分析已经知道,强烈的上升气流易导致反极性电荷结构,所以,灾害性天气往往产生以正极性为主的地闪可能是由于灾害性天气具有强烈的上升气流,使其形成反三极性电荷结构,进而在下部两个电荷区作用下产生了更多的正极性对地放电。

参考文献

- 冯桂力, 郗秀书, 袁铁等. 2007. 雹暴的闪电活动特征与降水结构研究. 中国科学(D辑), 37(1): 123-132
- 郭凤霞, 张义军, 言穆弘等. 2004. 环境温湿层结对雷暴云空间电荷结构的影响. 高原气象, 23(5): 678-683
- 郗秀书, 张义军, 张其林等. 2005. 闪电放电特征和雷暴电荷结构研究. 气象学报, 63(5): 646-658
- 吴宝俊, 汪文修. 1987. 海洋、气象基层台站用物理量计算方法. 北京: 海洋出版社, 146pp
- 张义军, 刘欣生, Krehbiel P R. 2002. 雷暴中的反极性放电和电荷结构. 科学通报, 47(15): 1192-1195
- 张义军, 孟青, 吕伟涛等. 2005. 两次超级单体雷暴的电荷结构及其地闪特征. 科学通报, 50(23): 2663-2675
- 张义军, 孟青, Krehbiel P R 等. 2006. 正地闪发展的时空结构特征与闪电双向先导. 中国科学(D辑), 36(1): 98-108
- 张义军, 言穆弘, 张翠华等. 2000. 不同地区雷暴电荷结构的模式计算. 气象学报, 58(5): 617-627
- 郑栋. 2008. 闪电活动与降水的相关关系研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院
- Brook M, Nakano M, Krehbiel P, et al. 1982. The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms. J Geophys Res, 87(C2): 1207-1215
- Carey L D, Buffalo K M. 2007. Environmental control of cloud-to-ground lightning polarity in severe storms. Mon Wea Rev, 135(4): 1327-1353
- Carey L D, Petersen W A, Rutledge S A. 2003. Evolution of cloud-to-ground lightning and storm structure in the Spencer, South Dakota, tornadic supercell of 30 May 1998. Mon Wea Rev, 131(8): 1811-1831
- Carey L D, Rutledge S A. 1998. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. J Geophys Res, 103(D12): 13979-14000
- Chêze J, Sauvageot H. 1997. Area-average rainfall and lightning activity. J Geophys Res, 102(D2): 1707-1715
- Coleman L M, Marshall T C, Stolzenburg M, et al. 2003. Effects of charge and electrostatic potential on lightning propagation. J Geophys Res, 108(D9): 4298, doi:10.1029/2002JD002718
- Cummins K L, Murphy M J, Bardo E A, et al. 1998. A combined TOA/MDF technology upgrade of the U. S. National Lightning Detection Network. J Geophys Res, 103(D8): 9035-9044
- Dotzek N H, Holler H, Thery C, et al. 2001. Lightning evolution related to radar-derived microphysics in the 21 July 1998 EULINOX supercell storm. Atmospheric Research, 56(1): 335-354
- Jayarathne E R, Saunders C P, Hallett J. 1983. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. Quart J Roy Meteorol Soc, 109(461): 609-630
- Kasemir H W. 1960. A contribution to the electrostatic theory of lightning discharges. J Geophys Res, 65(2): 1873-1878
- Kawasaki Z I, Yamamoto K, Matsuura K, et al. 1994. SAFIR operation and evaluation of its performance. Geophys Res Lett, 21(12): 1133-1136
- Krider E P. 1989. Electric field changes and cloud electric structure. J Geophys Res, 94(D11): 13145-13149
- Lang T J, Rutledge S A, Dye J E, et al. 2000. Anomalously low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A. Mon Wea Rev, 128(1): 160-173
- Lang T J, Rutledge S A. 2002. Relationships between convective

- storm kinematics, precipitation, and lightning. *Mon Wea Rev.* 130(10): 2492-2506
- Lee J, Wada M, Kawasaki Z-I, et al. 2000. Lightning activity during winter thunderstorm season observed by SAFIR. *Electr. Eng Jpn*, 132(1): 30-37
- MacGorman D R, Burgess D W. 1994. Positive cloud-to-ground lightning in tornadic storms and hailstorms. *Mon Wea Rev.* 122(8): 1671-1697
- MacGorman D R, Rust W D. 1998. *The Electrical Nature of Storms*. New York: Oxford University Press, 49-75
- Marshall T C, Rust W D, Stolzenburg M. 1995. Electrical structure and updraft speeds in thunderstorms over the southern Great Plains. *J Geophys Res.* 100(D1): 1001-1016
- Mazur V. 1989a. Triggered lightning strikes to aircraft and natural intracloud discharges. *J Geophys Res.* 94(D3): 3311-3325
- Mazur V. 1989b. Physical model of lightning initiation on aircraft in thunderstorms. *J Geophys Res.* 94(D3): 3326-3340
- Mazur V, Fisher B D, Gerlach J C. 1984. Lightning strikes to an airplane in a thunderstorm. *J Aircraft.* 21(8): 607-611
- Mazur V, Ruhnke L H. 1993. Common physical processes in natural and artificially triggered lightning. *J Geophys Res.* 98(D7): 12913-12930
- Mazur V, Williams E, Boldi R, et al. 1997. Initial comparison of lightning mapping with operational time-of-arrival and interferometric systems. *J Geophys Res.* 102(D10): 11071-11085
- McCaul E W Jr, Cohen C. 2002. The impact on simulated storm structure and intensity of variations in the mixed layer and moist layer depths. *Mon Wea Rev.* 130(7): 1722-1748
- Montanyà J, Pineda N, March V, et al. 2006a. Experimental evaluation of the Catalan Lightning Location Network // 19th Int Lightning Detection Conf, Tucson, Arizona, USA, 24-25 April, 2006
- Montanyà J, Pineda N, Soula S, et al, 2006b. Total lightning activity and electrostatic field in a hail-bearing thunderstorm in catalonia // 19th International Lightning Detection Conference, Tucson, Arizona, USA, 24-25 April, 2006
- Orville R E, Huffines G R. 2001. Clout-to-ground lightning in the United States; NLDN results in the first decade, 1989-98. *Mon Wea Rev.* 129(5): 1179-1193
- Pineda N, Bech J, Rigo T, et al. 2006. Comparison of radar precipitation fields with lightning observations // Proceedings on the 4th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Barcelona (Spain), 18-22 September, 2006
- Richard P, Lojou J Y. 1996. Assessment of application of storm cell electrical activity monitoring to intense precipitation forecast // 10th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Osaka, Japan, 284-287
- Rust W D, MacGorman D R. 2002. Possibly inverted-polarity electrical structures in thunderstorms during Steps. *Geophys Res Lett.* 29(12): 1571, doi:10.1029/2001GL014303
- Rust W D, MacGorman D R, Bruning E C, et al. 2005. Inverted-polarity electrical structures in thunderstorms in the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS), *Atmospheric Research.* 76(1-4): 247-271
- Saunders C P R, Keith W D, Mitzeva R P. 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging. *J Geophys Res.* 96(D6): 11007-11017
- 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 Geophys Res.* 103(D12): 13949-13956
- Soula S, Seity Y, Feral L, et al. 2004. Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. *J Geophys Res.* 109: D02101, doi:10.1029/2003JD003669
- Stolzenburg M, Rust W D, Marshall T C. 1998. Electrical structure in thunderstorm convective regions; 3. Synthesis. *J Geophys Res.* 103(D12): 14097-14108
- Takahashi T. 1978. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J Atmos Sci.* 35(8): 1536-1548
- Thomsa R J, Krehbiel P R, Rison W, et al. 2001. Observation of VHF source powers radiated by lightning. *Geophys Res Lett.* 28(1): 143-146
- Wacker R S, Orville R E. 1999a. Changes in measured lightning flash count and return stroke peak current after the 1994 U. S. National Lightning Detection Network upgrade, 1: Observations. *J Geophys Res.* 104(D2): 2151-2158
- Wacker R S, Orville R E. 1999b. Change in measured lightning flash count and return stroke peak current after the 1994 U. S. National Lightning Detection Network upgrade, 2: Theory. *J Geophys Res.* 104(D2): 2159-2162
- Wang K Y, Liao S A. 2006. Lightning, radar reflectivity, infrared brightness temperature, and surface rainfall during the 2-4 July 2004 severe convective system over Taiwan area. *J Geophys Res.* 111: D05206, doi:10.1029/2005JD006411
- Wiens K C, Rutledge S A, Tessendorf S A. 2005. The 29 June 2000 Supercell Observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. *J Atmos Sci.* 62(12): 4151-4177
- Williams E R. 1989. The tripole structure of thunderstorms. *J Geophys Res.* 94(D11): 13151-13167
- Wilson C T R. 1920. Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms. *Philos Trans A.* 221: 73-115