

王婷波, 郑栋, 周康辉, 等. 暴雨和雹暴个例中闪电特征对比. 应用气象学报, 2017, 28(5): 568-578.

DOI: 10.11898/1001-7313.20170505

暴雨和雹暴个例中闪电特征对比

王婷波^{1)*} 郑 栋²⁾ 周康辉³⁾ 张义军²⁾ 徐良韬²⁾

¹⁾(中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081)

²⁾(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081) ³⁾(国家气象中心, 北京 100081)

摘 要

暴雨与雹暴过程中对应的闪电活动特征显著不同, 为了对比这两类对流过程中的闪电活动特征差异, 该文选取了两种比较有代表性的雷暴个例——暴雨过程和雹暴过程, 利用全闪(包括云闪与地闪)定位数据, 分析了两者闪电活动特征以及闪电活动与对流降水之间的关系。研究发现: 暴雨过程中地闪频次和正地闪比例均低于雹暴过程; 相对于暴雨过程, 雹暴过程的主正电荷区放电高度更高, 主正电荷区所处的温度偏低; 暴雨过程中, 总闪频次与对流降水量、总闪频次与对流降水强度的相关性均优于雹暴过程。总体而言, 雹暴过程中闪电活动特征及其与降水的关系更为复杂, 这可能与雹暴过程具有更为复杂的动力和冰相过程有关。

关键词: 闪电; 降水; 暴雨; 雹暴

引 言

闪电是强对流活动中的重要天气现象, 往往伴随对流云发生、发展与消亡。研究表明^[1-3]: 闪电可以作为强对流天气的重要指示因子, 对于暴雨、冰雹、龙卷等天气现象具有一定指示作用。冰雹过程与暴雨过程由于对流系统中的微物理与动力过程不同, 云内起电过程存在较大差异, 导致对应的闪电活动具有不同特征。

研究表明: 雹暴等较强雷暴过程, 往往具有较高的正地闪比例^[4-5]。MacGorman 等^[6]分析了 15 次雷暴过程, 观测到频繁产生正极性地闪的雷暴, 在正地闪占据主导地位时, 往往伴随着较大的冰雹, 持续时间可以达到 30 min 甚至几小时。冯桂力等^[7]发现降雹天气过程的正地闪比例较高, 平均值为 45.5%。在雹云快速发展阶段, 地闪频数存在明显的跃增^[8-11]。Seity 等^[12]利用多参数雷达观测的降水粒子分布结构, 分析发现闪电频数、上升气流和雹/霰回波体积之间存有很好的相关性, 云闪频数似乎是霰粒分布区垂直拓展的一个很好的指示因子,

即风暴强度的指示因子。

相对而言, 降水雷暴中闪电的活动特征具有显著差异。Branick 等^[13]发现, 低降水的超级单体雷暴产生以正极性为主的地闪, 高降水的超级单体雷暴产生以负极性为主的地闪。Rakov 等^[14]发现具有更强闪电活动的雷暴, 倾向于具有较小的降水值。Peterson 等^[15]与郑栋等^[16]也发现, 当雷暴的地闪数目增加时, 每个地闪对应的降水平均值倾向于减小。这可能是由于最强降水往往不是发生在对流最强的环境, 而是在对流活动相对适中的情况下^[17]。

不同类型雷暴中的闪电活动差异引起了人们的关注^[18-24]。Soula 等^[25]对强降雹过程与降水过程进行过对比, 发现降雹过程的地闪频次低于降水雷暴, 且冰雹云中产生正极性闪电比例更高, 负极性地闪峰值电流较小。降雹与降水雷暴中, 闪电变化特征的差异与对流云中的动力过程、起电过程等复杂的微物理过程密切相关。闪电活动差异, 也为利用闪电对各类强对流的预警提供了可能^[26-33]。

为进一步了解各类强对流系统中闪电活动特征, 本文选取北京及周边地区的暴雨和雹暴个例, 对比它们闪电活动特征以及闪电频次与降水之间的关系。

2017-01-03 收到, 2017-07-18 收到再改稿。

* email: wangtb@cma.gov.cn

1 数据与方法

1.1 闪电资料

文中使用经过闪电判别后得到的总闪数据,包括云闪与地闪,时间为2005年5月—2010年10月。闪电数据来自京津地区的SAFIR 3000(Surveillance et Alerte Foudre par Interferometric Radioelectrique)三维闪电定位系统。

该系统包括3个探测子站和1个中心站,探测子站的位置可参考图1,其采用干涉法定位闪电击穿过程中的辐射源位置,200 km 内的探测效率达

到90%,位置误差小于2 km。将SAFIR3000观测得到的辐射点数据判别为闪电数据的方式即SAFIR系统本身采用的判别标准:对云闪,相邻辐射点在100 ms和7 km以内将被判别为属于同一次闪电^[34];对地闪,相邻辐射点在500 ms和7 km以内将被判别为属于同一次地闪。同时,为避免云闪被错误判别为正地闪,按照通常做法^[35],认为正地闪的电流应该大于10 kA,低于10 kA的正极性数据则被判别为云闪。在雷暴过程选择中,要求雷暴的位置在距离SAFIR 3000站网中心100 km范围的区域,确保闪电探测效率。

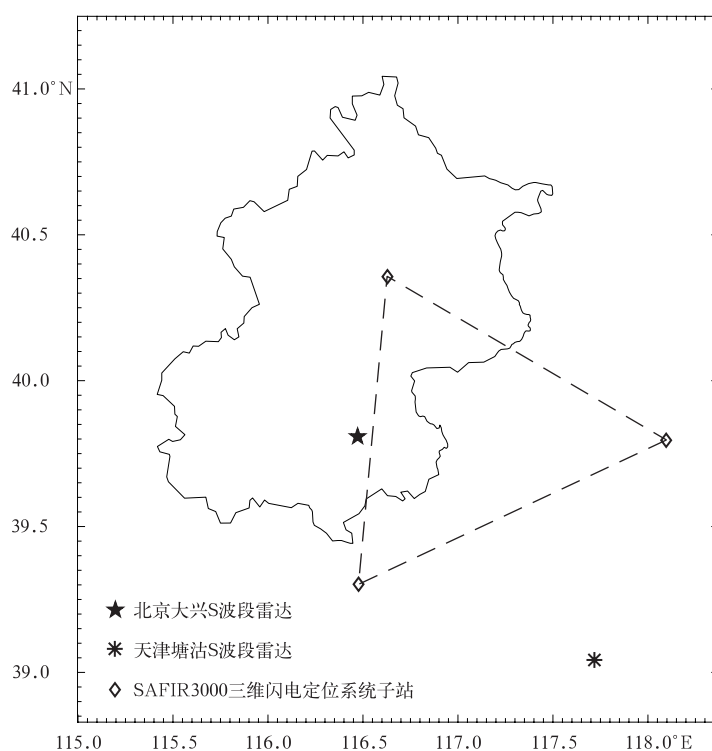


图1 SAFIR和雷达站点分布

Fig. 1 The distribution of SAFIR and radar stations

1.2 雷达数据与降水反演

文中所用雷达数据来自北京大兴S波段雷达和天津塘沽S波段雷达(位置可参考图1),时间为2005年5月—2010年10月。由于雷达数据在本分析中将被用来反演降水,所以选择的雷暴过程通常位于距离任何一部雷达100 km范围内,从而确保对雷暴底层有较完整的观测。若天气过程经过雷达上方圆锥观测盲区时,利用另一部雷达的观测数据进行补充。通过双线性插值,原始的反射率因子极

坐标数据被转换为CAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator)数据,水平格点 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$,共38个高度层,从500 m到20000 m高度,间隔为200 m至1000 m不等(底层间隔较小,高层间隔较大)。

雷达数据在本研究中主要发挥以下方面的作用:

①雷暴过程挑选和数据提取。使用组合反射率因子数据与SAFIR闪电数据(发生在相邻两次体扫

之间的闪电)叠加图帮助确定雷暴边界。当确定某一个雷暴过程及其位置符合前面提到的选择条件时,将通过一个环绕雷暴的多边形提取出其中的雷达数据和属于该雷暴的闪电数据。边界选择时,至少确保组合反射率因子大于 20 dBZ 的区域被选中,且在边界附近不存在连续的闪电活动。

②对流降水反演。考虑到雷暴起电、放电过程与对流运动的密切关系,以及对流降水在雷暴降水过程中的主导地位,本研究只关注在雷暴对流区产生的降水。雷暴对流区和层云区的判别采用 Steiner 等^[36]的方法。该方法在雷达 3 km 高度层上,以回波强度 42.43 dBZ 为分界,将大于 42.43 dBZ 的网格点定义为对流中心,计算对流中心周围(反射率因子小于 42.43 dBZ)11 km 范围内的平均背景回波强度(mean background reflectivity, MBR),即此范围内所有网格点的回波平均值。随后计算雷暴所有网格点的回波强度与平均背景回波强度相减的差值,若差值大于 ΔZ ,则此网格点被确定为对流中心。 ΔZ 的计算公式如下^[36]:

$$\Delta Z = \begin{cases} 10, & Z_{bg} < 0; \\ 10 - Z_{bg}^2/180, & 0 \leq Z_{bg} \leq 42.43; \\ 0, & Z_{bg} > 42.43. \end{cases} \quad (1)$$

式(1)中, Z_{bg} 为平均背景回波强度,单位: dBZ。确定对流中心的影响半径,如表 1 所示,其大小随平均背景回波强度而改变。

表 1 影响半径的计算方式

Table 1 The calculation of the influence radius

影响半径/km	平均背景回波强度
1	$Z_{bg} < 25$ dBZ
2	$25 \text{ dBZ} \leq Z_{bg} < 30$ dBZ
3	$30 \text{ dBZ} \leq Z_{bg} < 35$ dBZ
4	$35 \text{ dBZ} \leq Z_{bg} < 40$ dBZ
5	$Z_{bg} \geq 40$ dBZ

对流中心及其影响半径的范围被确定为对流区,其他则为层云区。用对流区格点数目乘每个格点面积,得到对流区面积。在其范围内的降水为对流云降水,在其范围外的降水则为层状云降水。

区分对流云降水区和层状云降水区后,同样参考 Steiner 等^[36]的做法,选择 3 km 高度的回波强度来计算降水率,这里采用经典的对流云反演降水公式:

$$Z = 300 \times I^{1.4}. \quad (2)$$

式(2)中, Z 是回波强度,单位: $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$; I 是降

水强度,单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。对流降水量是 6 min 内对流区域内所产生的地面降水总质量,单位: $\text{kg} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$ 。

2 雷暴个例选取

2.1 暴雨个例

2006 年 7 月 24 日北京地区经历了一次暴雨天气过程。当日 07:00(世界时,下同)左右,石景山区有强降水对流系统生成,并向东移动。该次过程最大降水量达到 87 mm,雨量整体分布呈现西北部地区偏大而南部地区较小的特征,包括了多个单体以及对流核的降雨云团由西北方向移入北京地区,几乎覆盖整个北京地区,伴随着多个单体的生消并东移,并从东南方向移出(图略)。

2.2 雹暴个例

2007 年 7 月 7 日北京平谷区发生了一次强雹暴天气过程。据观测,降雹时间大致为 12:18。雷达回波显示对流系统呈带状分布,弓形结构明显(图略)。雹暴过程由西北处移入北京地区,伴随着对流核的产生与消亡逐渐向东南方向移出北京地区。

3 两个个例的闪电变化特征

统计时间间隔采用雷达体扫的时间间隔一般情况下为 6 min。考虑到北京雷达的监测范围,以及计算降水时选用的 3 km 高度反射率因子观测情况,暴雨过程分析的起止时间选为 07:00—13:37,雹暴过程分析的起止时间选为 08:42—13:18。分析时间的选取是以雷达观测时间内有闪电被观测开始持续到不再有闪电观测的前一个时间结束。闪电频次的统计以雷达时间为基准,每次雷达体扫对应的闪电为本次雷达体扫开始时间与下次雷达体扫开始时间之内的闪电探测数据。

分析时段内,暴雨过程包含有 55 个雷达体扫,雹暴过程包含有 40 个雷达体扫,虽然这两个过程的起止时间长度有差距,但文中分析的是单个体扫时间(6 min)内的降水和闪电特征,具有一定可比性。表 2 描述了总闪频次的数值分布,可以看到,雹暴过程的总闪频次无论从平均值还是范围都明显高于暴雨过程,表明雹暴过程的闪电活动更为剧烈。

图 2 为雷暴过程中地闪与总闪频次随时间的变化。雹暴个例的总闪频次远高于暴雨个例。在暴雨

表 2 总闪频次的数值分布
Table 2 The numerical distribution of total flash frequency

项目	总闪频次	
	暴雨个例	雹暴个例
体扫数	55	40
最小值	34	2
最大值	847	7209
算术平均值	346	1270
中值	317	837
数据累积 5% 处的值	66	56
数据累积 95% 处的值	770	3372
数据累积 25% 处的值	235	295
数据累积 75% 处的值	438	1777

过程分析的初始阶段地闪频次出现了两个高峰,对应时刻的总闪频次也有小幅度增加。地闪频次的最大峰值提前总闪频次的最大峰值 10 min 左右。由于暴雨过程含有多个旺盛的对流过程,包含了数个单体的生消,使得总闪与地闪的频次变化都较复杂。在雹暴过程中地闪出现了数个峰值,第 1 个峰值出现在降雹(12:18)之前,降雹期间也出现了一次峰值,此时总闪频次也出现了峰值,降雹之后地闪和总闪都开始快速减少。

表 3 和表 4 给出了暴雨和雹暴个例中地闪频次、正地闪频次、正地闪比例等参数统计特征。由

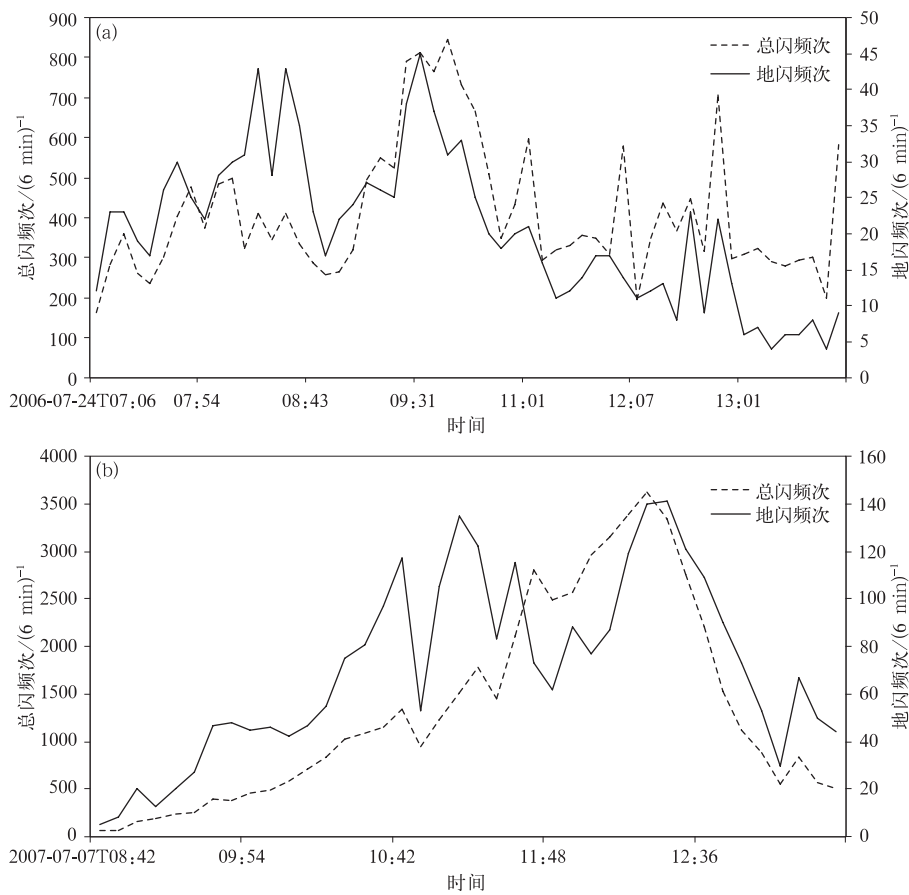


图 2 总闪和地闪频次随时间分布

(a)暴雨个例,(b)雹暴个例

Fig. 2 Frequencies of total flash and cloud-to-ground flash

(a)rainstorm case,(b)hailstorm case

表 3 和表 4 可以看到,雹暴过程的正地闪频次(平均值 19 次)远远大于暴雨过程(平均值 3 次);雹暴中正地闪占总地闪的平均比例达到 0.311,暴雨的比例为 0.191,表明冰雹过程对应较强的正极性放电过程。雹暴中地闪占总闪的平均比例达到 0.117,

暴雨雷暴的比例为 0.052。

图 3 是正地闪占总地闪比例的时间变化趋势,进一步说明了在雹暴中正地闪占总地闪的比例较高,可以看到,暴雨过程中正地闪所占比例(图 3a)变化较为复杂。在分析的初始阶段(2006 年 7 月 24

表 3 2006 年 7 月 24 日暴雨个例中地闪频次的数值分布

Table 3 The numerical distribution of cloud-to-ground flash frequency during rainstorm on 24 Jul 2006

暴雨个例	地闪频次	正地闪频次	正地闪比例	地闪占总闪的比例
最小值	1	0	0	0.014
最大值	49	13	0.75	0.105
算术平均值	17	3	0.191	0.052
中值	14	3	0.163	0.049
数据累积 5% 处的值	3	0	0	0.020
数据累积 95% 处的值	39	8	0.5	0.098
数据累积 25% 处的值	7	1	0.094	0.034
数据累积 75% 处的值	25	4	0.265	0.068

表 4 2007 年 7 月 7 日雹暴个例中地闪频次的数值分布

Table 4 The numerical distribution of cloud-to-ground flash frequency during hailstorm on 7 Jul 2007

雹暴个例	地闪频次	正地闪频次	正地闪比例	地闪占总闪的比例
最小值	2	1	0.145	0.004
最大值	253	57	0.600	0.737
算术平均值	67	19	0.311	0.117
中值	55	21	0.286	0.079
数据累积 5% 处的值	5	2	0.176	0.006
数据累积 95% 处的值	138	36	0.523	0.394
数据累积 25% 处的值	29	10	0.232	0.028
数据累积 75% 处的值	92	25	0.357	0.124

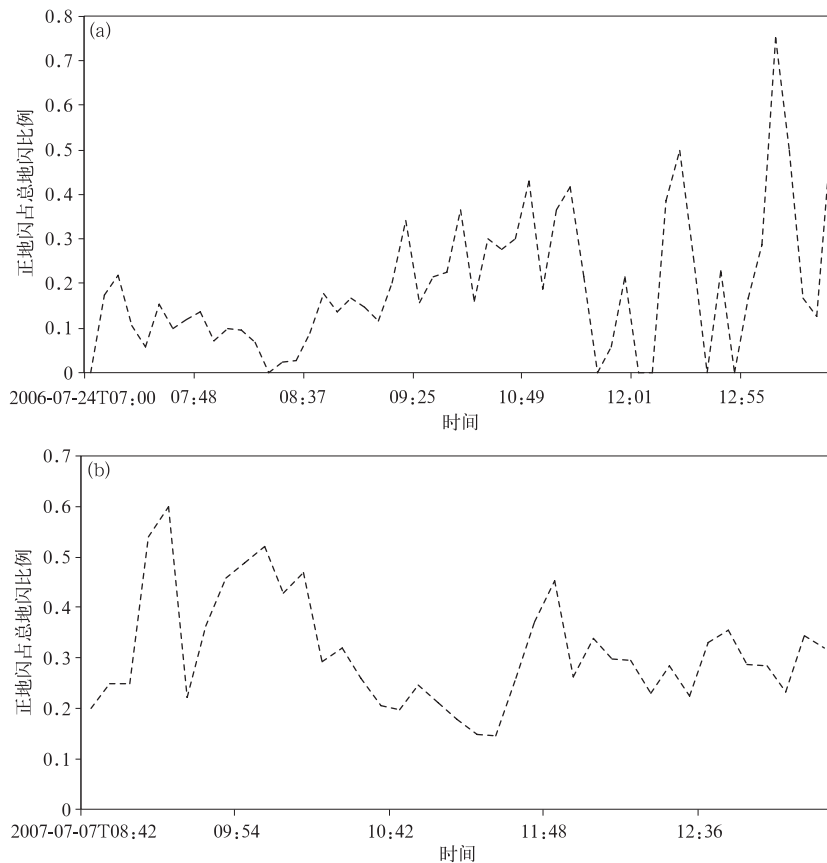


图 3 正地闪占总地闪比例随时间变化

(a) 暴雨个例, (b) 雹暴个例

Fig. 3 The ratio of positive cloud-to-ground flash to total cloud-to-ground flash
(a) rainstorm case, (b) hailstorm case

日 07:00—09:13),正地闪占总地闪的比例基本没有超过 20%,07:00 和 08:19 正地闪数甚至为 0,在 09:00 开始大幅度降雨之后,正地闪的比例开始明显上升,12:01 后正地闪比例非常不稳定,12:49 正地闪数为 0,13:07 正地闪比例突增至 75%。由于暴雨过程中存在单体的生消和多个对流核的存在,使正地闪所占比例的变化也更加复杂。

在雹暴过程中,正地闪比例的变化较为剧烈(图 3b),雷暴初始分析阶段(2007 年 7 月 7 日 09:24—09:30),正地闪占总地闪的比例超过了 50%,10:54—11:18 开始下降到 20%以下,其他时段的正地闪比例大多时候都大于 20%,对整个过程来说,

总正地闪平均比例达到 31%,远超过 SAFIR 系统观测到的一般雷暴的正地闪比例值(约 10%)。整体看,正地闪变化很不稳定,但比例基本偏高,这一点在其他的雹暴研究中也存在。

图 4 给出了正地闪与总地闪频次随时间变化。暴雨过程中正地闪频次在 09:00 左右出现了一个高峰,在分析的后期有几个体扫时间内都没有正地闪的存在。而雹暴过程中正地闪频次在分析的前期有一个缓慢上升的过程,然后一直处在一个较平缓的情况。雹暴过程的正地闪无论从频次还是比例均高于暴雨过程。

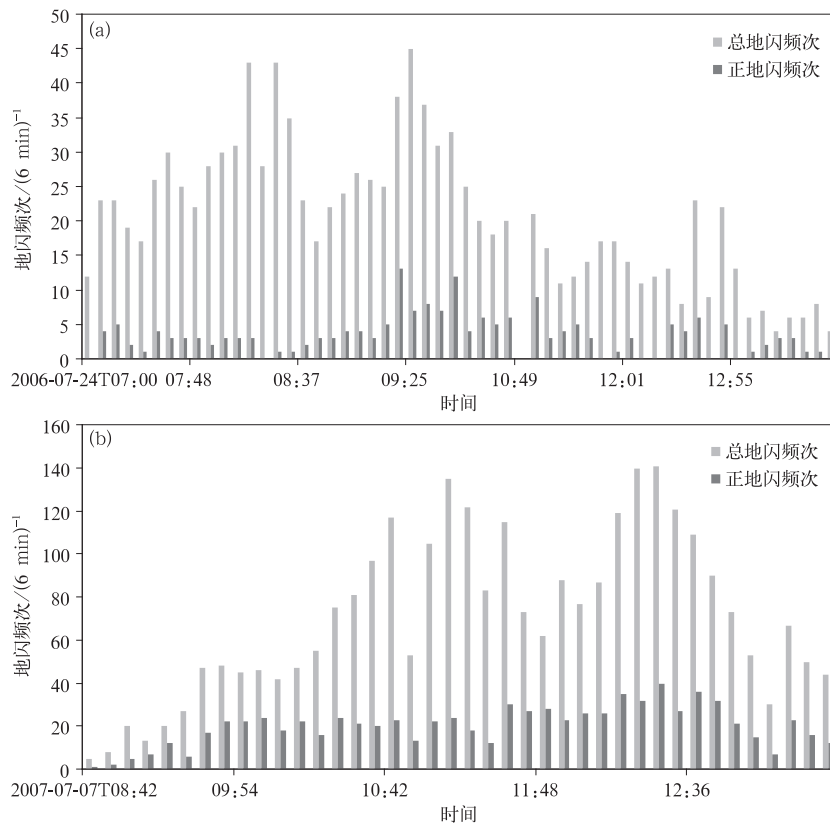


图 4 正地闪与总地闪频次随时间变化
(a)暴雨个例,(b)雹暴个例

Fig. 4 Frequencies of positive cloud-to-ground flash and total cloud-to-ground flash evolving by time
(a)rainstorm case,(b)hailstorm case

4 两个个例中闪电与降水的关系

4.1 闪电活动与降水强度的关系

在气象业务中,人们经常关注降水强度。闪电频次与降水强度在时间序列上的关系在某些个例研

究中有较好的表现^[37]。

图 5 与图 6 是 SAFIR 总闪频次与降水强度(对流降水强度平均值、对流降水强度最大值)的时间演变图。计算对流降水强度最大值时,为了避免奇异点的影响,选择对流降水强度最大的 10 个值,以这 10 个值的平均值作为该时刻的对流降水强度最大值。

由图5、图6可以看出,暴雨过程中平均对流降水强度的峰值提前于闪电频次的峰值约一个雷达体扫时间(6 min),在闪电频次达到最高值时,对流降

水强度正处于急剧减少的时刻。雹暴过程中,闪电频次的峰值与对流降水强度的峰值时间相差较大,最大对流降水强度出现在雹暴过程分析前期,随后

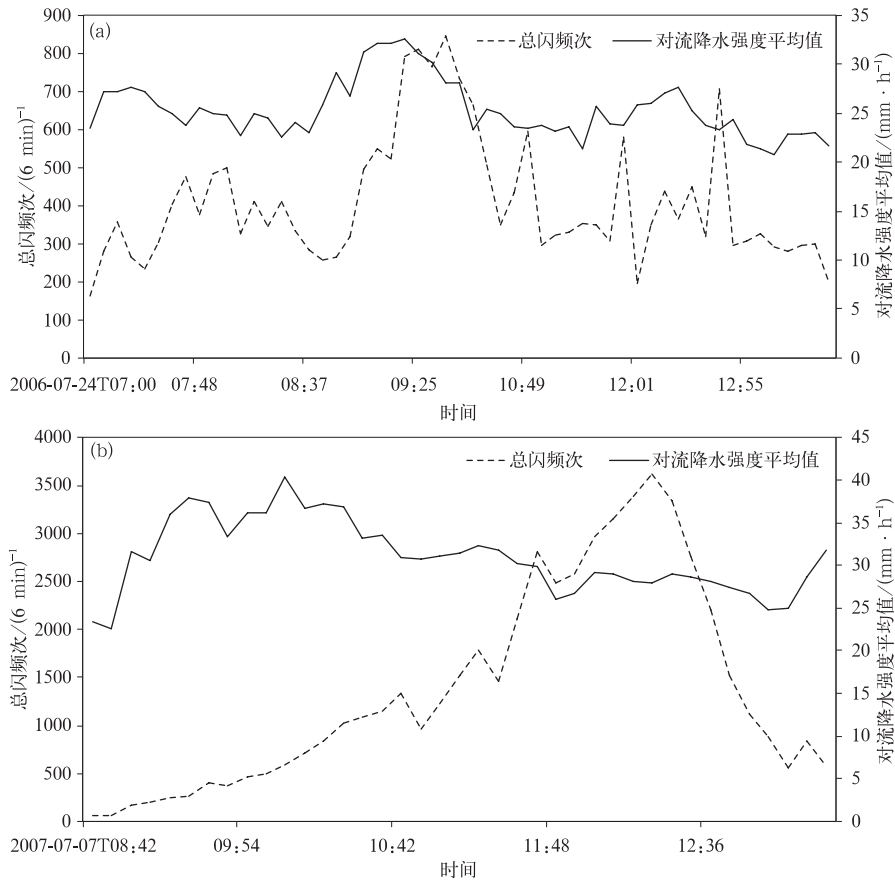


图5 总闪电频次与对流降水强度平均值随时间变化

(a)暴雨个例,(b)雹暴个例

Fig. 5 Total flash frequency and mean value of convective precipitation intensity
(a) rainstorm case, (b) hailstorm case

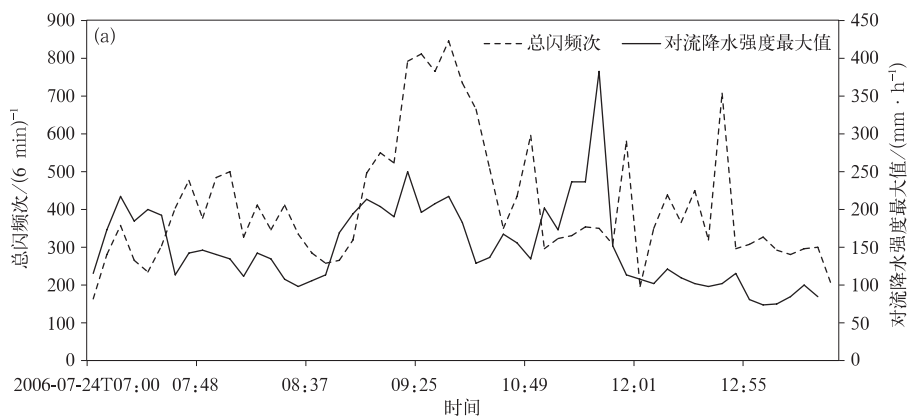
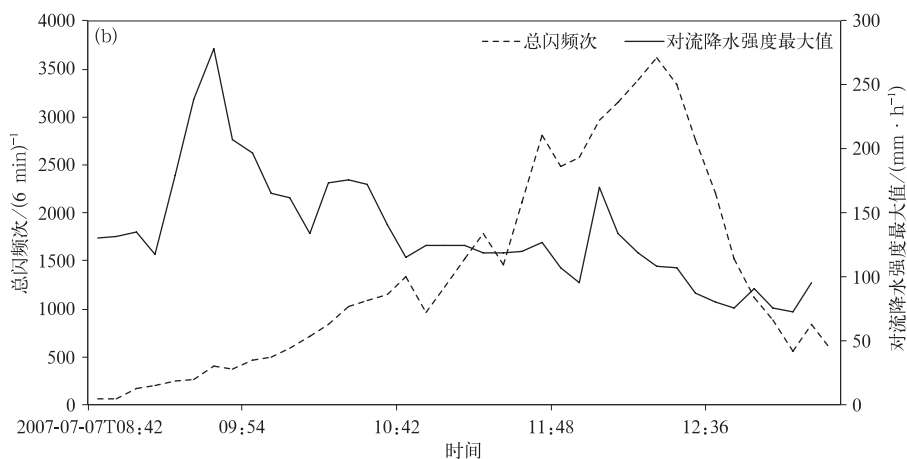


图6 总闪电频次与对流降水强度最大值随时间变化

(a)暴雨个例,(b)雹暴个例

Fig. 6 Total flash frequency and maximum value of convective precipitation intensity
(a) rainstorm case, (b) hailstorm case



续图 6

快速减小;降雹前降水强度有一定的维持,降雹后再一次快速下降。整体来看,暴雨过程闪电与降水强度时间变化的一致性要好于雹暴过程。

4.2 闪电活动与对流降水量的关系

图 7 描述了总闪频次和对流降水量在时间上的演变。可以看到,暴雨过程中总闪出现峰值的时候,

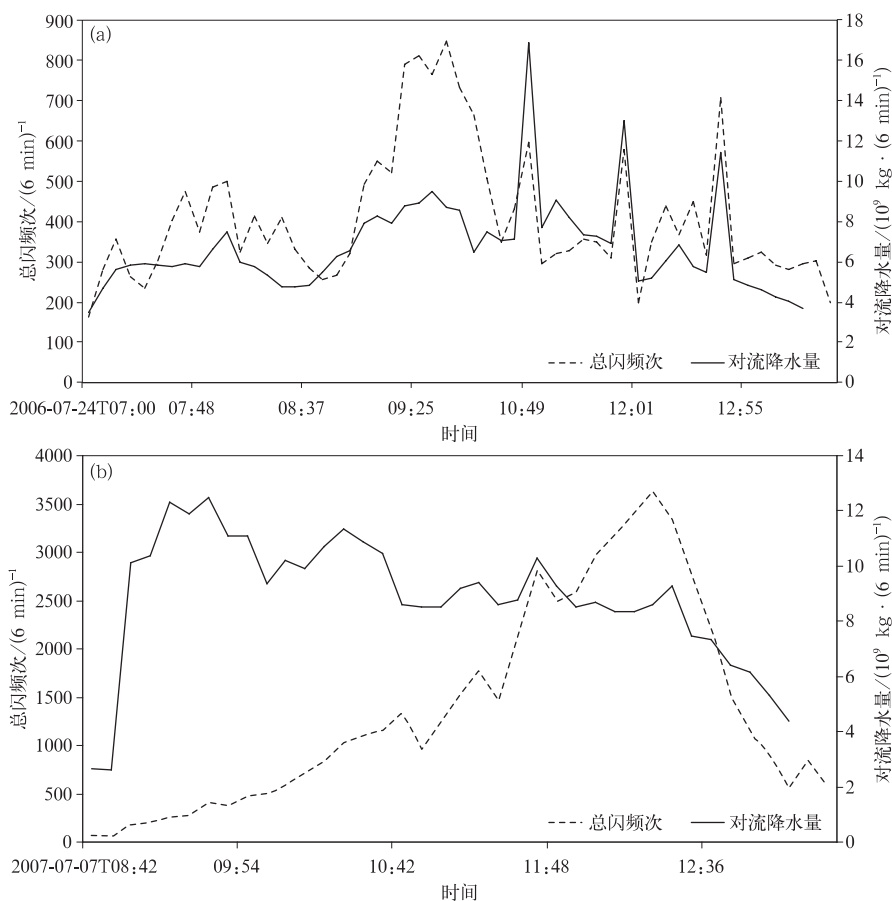


图 7 总闪频次和对流降水量随时间变化

(a)暴雨个例,(b)雹暴个例

Fig. 7 Total flash frequency and convective precipitation evolving by time

(a)rainstorm case.(b)hailstorm case

对流降水量也出现了明显上升。雹暴过程中,对流降水量的峰值出现在分析的初始阶段,而总闪频次的峰值出现在分析的中后期,总闪频次的变化与对流降水量的变化存在一定的反相变化关系。整体看,暴雨过程总闪频次与对流降水量时间变化的一致性要好于雹暴过程。

为了验证雷暴总闪频次和对流降水量在暴雨和雹暴过程中的相关性,对暴雨和雹暴过程所有体扫对应的雷暴总闪频次和对流降水量进行了线性拟合。暴雨过程中两者的线性相关系数为0.689,一元线性回归方程为

$$R = 3.130 \times 10^9 + 8.049 \times 10^6 S. \quad (3)$$

式(3)中, R 为对流降水量,单位: $\text{kg} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$; S 为SAFIR总闪频次,单位: $(6 \text{ min})^{-1}$; F 检验值为47.898。雹暴过程中两者的线性相关系数为0.399,一元线性回归方程为

$$R = 6.648 \times 10^9 + 8.244 \times 10^5 S. \quad (4)$$

式(4)中, R 为对流降水量,单位: $\text{kg} \cdot (6 \text{ min})^{-1}$; S 为SAFIR总闪频次,单位: $(6 \text{ min})^{-1}$; F 检验值为5.66。降水和闪电在时间序列上的巨大差异是导致这种弱相关性的原因。

5 结论与讨论

本研究选取了两种比较有代表性的雷暴个例——暴雨过程和雹暴过程,利用全闪(包括云闪与地闪)定位数据,对比分析了二者的闪电活动特征以及闪电频次与对流降水之间的关系。研究发现:

1) 暴雨过程的总闪频次无论是平均值(346)、中值(317)还是变化范围(34~847)均明显低于雹暴过程的平均值(1270)、中值(837)、范围(2~7209),表明雹暴过程相比暴雨过程具有更加剧烈的闪电活动;暴雨过程正地闪占总地闪的平均比例达到0.191,雹暴过程的平均比例为0.311,表明雹暴过程中具有更高的正地闪比例。

2) 暴雨过程中,在闪电频次达到最高值时,对流降水强度正在急剧减少。雹暴过程中,前段出现持续时间较短的强降水,转为雹暴过程后闪电频次达到高峰,降雹持续下降。

雹暴过程闪电和降水的关系更为复杂,这可能与雹暴过程具有更为复杂的动力和冰相过程有关。是否所有的雹暴过程都有类似该雹暴个例所展现出的闪电和降水关系(即雹暴前期降水达到最大,而在

降雹阶段,总闪达到最大),由于本文个例较少,分析具有一定局限性,这是后期相关研究需要关注的问题。由本文分析可以看到,在不同分类情况和不同的雷暴过程中,闪电和降水的关系存在明显差异,这说明闪电和降水关系的复杂性。本研究通过分类,细化闪电和降水关系研究,为实际应用中基于不同情况灵活使用不同闪电和降水对应关系提供了参考。

参考文献

- [1] Price C, Federmesser B. Lightning-rainfall relationships in Mediterranean winter thunderstorms. *Geophys Res Lett*, 2006, 33(7): L07813.
- [2] Chang D E, Weinman J A, Morales C A, et al. The effect of spaceborne microwave and ground-based continuous lightning measurements on forecasts of the 1998 Groundhog Day storm. *Mon Wea Rev*, 2001, 129(8): 1809-1833.
- [3] Schultz C J, Petersen W A, Carey L D. Lightning and severe weather: A comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. *Wea Forecasting*, 2011, 26(5): 744-755.
- [4] Reap R M, MacGorman D M. Cloud-to-ground lightning: Climatological characteristics and relationships to model fields, radar observations and severe local storms. *Mon Wea Rev*, 1989, 117: 518-535.
- [5] Rakov V A, Uman M A. *The Lightning Physics and Effects*. New York: Cambridge University Press, 2003: 24-52.
- [6] MacGorman D R, Burgess D W. Positive cloud-to-ground lightning in tornadic storms and hailstorms. *Mon Wea Rev*, 1994, 122: 1671-1697.
- [7] 冯桂力, 郗秀书, 袁铁, 等. 雹暴的闪电活动特征与降水结构研究. *中国科学(地球科学)*, 2007, 37(1): 123-132.
- [8] Rison W, Thomas R J, Krehbiel P R, et al. AGPS-based three dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 3573-3576.
- [9] Thomsa R J, Krehbiel P R, Rison W, et al. Observation of VHF source powers radiated by lightning. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 143-146.
- [10] 李亚珺, 张广庶, 文军, 等. 沿海地区一次多单体雷暴电荷结构时空演变. *地球物理学报*, 2012, 55(10): 3203-3212.
- [11] Gallin L J, Farges T, Marchiano R, et al. Statistical analysis of storm electrical discharges reconstituted from a lightning mapping system, a lightning location system, and an acoustic array. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(8): 3929-3953.
- [12] Seity Y, Soula S, Tabary P, et al. The convective storm system during IOP 2a of MAP: Cloud-to-ground lightning flash production in relation to dynamics and microphysics. *Q J R Meteorol Soc*, 2003, 129: 523-542.
- [13] Branick M L, Doswell III C A. An observation of the relation-

- ship between supercell structure and lightning ground strike polarity. *Wea Forecasting*, 1992, 7: 143-149.
- [14] Rakov V A, Uman M A. *Lightning Physics and Effects*. New York: Cambridge University Press, 2003, 1: 81-82.
- [15] Petersen W A, Rutledge S A. On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. *J Geophys Res*, 1998, 103(D12): 14025-14040.
- [16] 郑栋, 但建茹, 张义军, 等. 我国地闪活动和降水关系的区域差异. *热带气象学报*, 2012, 28(4): 569-576.
- [17] 王婷波, 郑栋, 张义军, 等. 基于大气层结和雷暴演变的闪电和降水关系. *应用气象学报*, 2014, 25(1): 33-41.
- [18] 王艳, 郑栋, 张义军. 2000—2007年登陆台风中闪电活动与降水特征. *应用气象学报*, 2011, 22(3): 321-328.
- [19] Webb J D, Blackshaw J K. Notable Scottish thunderstorms in summer 2011. *Weather*, 2012, 67(8): 199-203.
- [20] Xu Shuang, Zheng Dong, et al. Characteristics of the two active stages of lightning activity in two hailstorms. *J Meteor Res*, 2016, 30: 265-281.
- [21] 郑栋, 张义军, 孟青, 等. 北京地区雷暴过程闪电与地面降水的相关关系. *应用气象学报*, 2010, 21(3): 287-297.
- [22] Lang T J, Lyons W A, Cummer S A, et al. Observations of two sprite-producing storms in Colorado. *J Geophys Res*, 2016, 121, DOI: 10. 1002/2016JD025299.
- [23] 葛润生, 姜海燕, 彭红. 北京地区雹暴气流结构的研究. *应用气象学报*, 1998, 9(1): 1-7.
- [24] 周志敏, 郭学良, 崔春光, 等. 强风暴个例电荷结构及云闪电电差异的数值模拟. *高原气象*, 2012, 31(3): 427.
- [25] Soula S, Seity Y, Feral L, et al. Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2004, 109 (D2), DOI: 10. 1029/2003JD003669.
- [26] Schultz C J, Petersen W A, Carey L D. Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2009, 48(12): 2543-2563.
- [27] Nishihashi M, Arai K, Fujiwara C, et al. Characteristics of lightning jumps associated with a tornadic supercell on 2 September 2013. *SOLA*, 2015, 11(0): 18-22.
- [28] Takahashi T, Tajiri T, Sonoi Y. Charges on Graupel and snow crystals and the electrical structure of winter thunderstorms. *J Atmos Sci*, 1999, 56: 1561-1578.
- [29] Zipser E J. Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning. *Mon Wea Rev*, 1994, 122: 1837-1851.
- [30] 张义军, 徐良韬, 郑栋, 等. 强风暴中反极性电荷结构研究进展. *应用气象学报*, 2014, 25(5): 513-526.
- [31] 蒙伟光, 易燕明, 杨兆礼, 等. 广州地区雷暴过程云-地闪特征及其环境条件. *应用气象学报*, 2008, 19(5): 611-619.
- [32] 张腾飞, 尹丽云, 张杰, 等. 云南两次中尺度对流雷暴系统演变和地闪特征. *应用气象学报*, 2013, 24(2): 207-218.
- [33] 周康辉, 郑永光, 蓝渝. 基于闪电数据的雷暴识别、追踪与外推方法. *应用气象学报*, 2016, 27(2): 173-181.
- [34] Pineda N, Rigo T, Bech J, et al. Lightning and precipitation relationship in summer thunderstorms: Case studies in the North Western Mediterranean region. *Atmos Res*, 2007, 85: 159-170.
- [35] 吴量, 冯桂力, 杨仲江, 等. 雷达资料在雷暴临近预警中的应用研究. *成都信息工程学院学报*, 2011, 26(6): 672-673.
- [36] Steiner M, Houze R A, Yuter S E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J Appl Meteor*, 1995, 34: 1978-2007.
- [37] 周筠君, 郗秀书, 张义军, 等. 地闪与对流性天气系统中降水关系的分析. *气象学报*, 1999, 7(1): 103-111.

Contrastive Analysis of Lightning Characteristics Between Rainstorm Case and Hailstorm Case

Wang Tingbo¹⁾ Zheng Dong²⁾ Zhou Kanghui³⁾ Zhang Yijun²⁾ Xu Liangtao²⁾

¹⁾ (China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081)

²⁾ (State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

³⁾ (National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

Two kinds of classic convective systems in and around Beijing are picked to investigate the lightning activities (observed by SAFIR3000) and the relationship between lightning and precipitation (retrieved from radar) during different thunderstorms. Lightning activity characteristics of a rainstorm and a hailstorm are analyzed and compared. Due to different microphysics and dynamic processes, there are significant differences in the discharge process within clouds, resulting in significant differences in corresponding lightning activities. The hailstorm has larger ratio of CG (cloud-to-ground) lightning, and the ratio of positive CG lightning is 0.311, comparing to 0.191 of the rainstorm. During the rainstorm, the intensity of convective precipitation is decreasing sharply when the lightning frequency reaches the highest value. The lightning frequency in this region can provide about 5–15 min warning time for the maximum rainfall intensity. In the early stage of hailstorm, rainstorm with short duration occurs, and the frequency of lightning reaches the peak when the hailstorm occurs, and then it declines as the hailstorm maintains. The hailstorm has larger ratio of CG lightning than the rainstorm. The main discharge area in hailstorm is higher than that in rainstorm, the temperature layer corresponded to the main charge region in hailstorm is lower than that in rainstorm. The total lightning frequency between convective precipitation's linear correlation coefficient is better in rainstorm than that in hailstorm.

The linear correlation between lightning and precipitation in hailstorm is more complicated, because hailstorm has more complex dynamic and ice phase microphysics. These quantificational results can provide reference for applications of lightning data in severe weather warning and precipitation estimation.

However, it's not certain whether all hailstorms have the similar lightning and precipitation relationships (the highest precipitation in the early stage of the hailstorms, and the total flash to reach the maximum in the hail stage). These results can be improved through further analysis when there are more observation cases.

Key words: lightning; precipitation; rainstorm; hailstorm