

一次冷涡天气系统中雹暴过程的地闪特征分析^{* 1}

冯桂力^{1,2} 郅秀书¹ 袁 铁¹ 周筠珺¹

1 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所雷电与雷暴实验室, 兰州, 730000

2 山东省气象科学研究所, 济南, 250031

摘 要

利用地面雷电定位系统、多普勒雷达和卫星观测资料,对 2002 年 6 月 1 日山东地区冷涡天气系统下的 3 个雹暴过程的地闪特征进行了详细分析,结果表明,在同样的天气条件下,产生冰雹的 3 个强雷暴在不同的发展阶段表现出明显不同的地闪分布特征。通过云图和地闪资料的综合分析发现,地闪主要出现在云顶亮温低于 -50°C 的云区内,其中负地闪分布比较集中,且偏向云顶亮温水平梯度大的一边,而正地闪则分布比较分散。地闪主要发生在大于 40 dBz 的区域内,负地闪通常簇集在强回波区(大于 50 dBz)或邻近区域,有时密集的正地闪也出现在强回波区或邻近区域,但稀疏的正地闪通常发生在强回波外围 10—30 dBz 的范围内,属于稳定性降水区。结合地面降雹观测资料发现降雹发生在正地闪比较活跃的阶段,正地闪频数峰值略微超前降雹时刻。比较密集的正地闪发生,通常预示着强对流天气(如冰雹、大风等)的发生。强雷暴在发展旺盛阶段通常表现的低地闪频数,可能是由“电荷抬升机制”造成的。

关键词: 雹暴, 闪电, 回波强度, 亮温, 分布特征。

1 引 言

强对流风暴天气系统不仅能带来大量的降水、破坏性大风和冰雹等灾害性天气,而且还伴有闪电,闪电作为强对流过程的“指示器”已被用于识别发展中的对流云。早期的观测发现闪电频数小于 10 次/min 的雷暴一般不产生降雹,而伴随降雹的雷暴中有 60% 闪电频数大于 100 次/min^[1]。近些年来,随着闪电探测技术的飞速发展,国内外利用闪电定位系统和多种雷达获取的资料对强对流天气过程进行了大量的观测,并取得了许多有意义的结果。Reap 和 MacGorman^[2]发现出现大冰雹的可能性随着正地闪次数的增加而增大,随后的研究也发现以正地闪为主的雷暴常常在正地闪发生阶段出现大冰雹^[3-5]。在风暴的消散阶段或者中尺度对流系统的层状云区也容易发生正地闪^[6],但其地闪密度和闪电频数明显偏低。Soula 等^[7]对欧洲南部雹暴的观

测发现,与仅产生降水的雷暴相比,所有产生降雹的雷暴其正地闪比例格外高,而总地闪频数则异常低,产生冰雹的雷暴的地闪频数不超过 2 次/min,而产生大雨的雷暴的地闪频数则可以超过 12 次/min。张义军等^[8]观测发现超级单体雷暴中主要以大量正地闪为主,正地闪的发生频数最大可达 6 次/min。在一些孤立的风暴中有时也会产生高的正地闪比例^[9-10],郅秀书等^[11-12]对中国内陆高原地区雷暴的地闪特征进行研究发现,弱雷暴过程通常也存在较高的正地闪发生比例,最近袁铁^[13]利用卫星观测的闪电资料研究了青藏高原闪电活动特征及其与气象要素之间的关系。

纵观国内外对强对流天气的闪电特征的大量研究发现,目前对雹暴闪电活动的时空分布特征的认识仍十分有限,对闪电与降雹的关系也了解不深,正如 Williams^[14]所指出的大量个例分析表明该关系具有很大的可变性,因为不同的地理位置、气象条

* 初稿时间:2005 年 3 月 7 日;修改稿时间:2005 年 6 月 10 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(40325013,40505001),中国科学院寒区旱区环境与工程研究所创新领域项目 2004108。

作者简介:冯桂力,男,山东莱阳人,1971 年生,高级工程师,在读博士,主要从事大气电学和人工影响天气方面的研究。

E-mail:fenggl@ns.lzb.ac.cn

件、海拔高度都可能引起雷暴放电特征的差异。本文将结合雷达和卫星云图资料对山东省发生的 3 次典型雹暴过程的闪电时空分布特征进行详细分析,探讨雹暴中的地闪活动和冰雹发生的关系,为闪电资料在强对流灾害性天气的监测和预警中的应用积累基础资料。

2 资料来源简介

本文所用的地闪资料由山东电网雷电监测定位系统提供,该系统由 10 个探测仪(分别在聊城、济宁、莱芜、临沂、潍坊、青岛、威海、龙口、滨州、德州)和一个中心数据处理总站(设在山东省电力调度中心)组成,覆盖山东全省(图 1)。整个雷电探测系统由中国科学院空间中心研制和布设,系统定位采用多站时差综合定位方法。每个单站都将测到的闪电发生时间、方位、强度和电磁辐射信号实时传输给中心站,进行实时定位处理。系统提供的每个闪电信息包括闪电发生的时间、位置、强度、极性等。

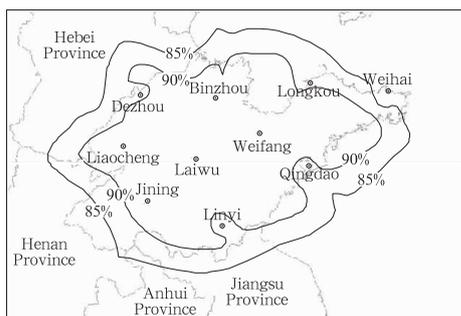


图 1 山东省电力雷电监测定位网分布情况
(圆圈表示雷电探头位置)

Fig. 1 Locations of lightning detection network in Shandong Province

在考虑环境因素影响下,系统的理论探测效率见图 1,除了胶东半岛东部威海和鲁西南的菏泽地区外,全省绝大部分探测效率为 90%。发生在山东省境内(除半岛最东部和最西南部)的地闪,其电磁信号均可以同时被 4 个站接收到,4 站闪电定位理论计算误差值小于 500 m。尽管由于自然闪电难以进行人工观测,系统探测结果无法与实际资料进行对比分析,但是通过对山东境内高压输电线路雷击故障点分析^[15],发现该系统给出的地闪位置与雷击故障点的距离都在 2000 m 之内,说明该资料相对气象应用来说还是可靠的。另外,通过对多次雷暴

过程的闪电和多普勒雷达回波以及卫星云图的叠加分析,发现该系统给出的地闪资料还是令人满意的。

雷达资料来自山东省滨州市气象局 714SDN 多普勒天气雷达的观测,该雷达能提供强度、速度和谱宽等信息,是监测中小尺度对流系统最有效的工具。卫星云图资料为 GMS5 提供的 IR1 资料。

3 雷暴天气过程简述和地闪统计分析

在 2002 年 6 月 1 日 08 时 500 hPa 图上,山东省处在高压脊的前部,高空受西北气流控制,东北低涡较强(最低值为 544 dagpm),中心位于黑龙江东部;低层 850 hPa,在京津地区有横槽维持。同时,5 月 31 日鲁西和鲁北地面出现 36 °C 的高温天气,使不稳定能量得到积累,08 时济南站的 SI 指数为 -4.0 °C, K 指数为 29.0 °C,对流有效位能(CAPE)为 1602 J/kg。在这种低涡横槽天气形势下,是非常有利于强对流天气的发生发展,局部地区还会出现冰雹。

图 2 是山东省电力雷电监测网探测到的 2002 年 6 月 1 日全天内的地闪分布情况,从地闪的分布可发现,在鲁西、鲁中和半岛东部出现了 3 个明显的地闪聚集区。位于鲁西的雷暴地闪密度最大,且绝大多数为负地闪,正地闪仅占 2.6%,地面观测为小雨;位于鲁中北部的地闪密度次之,但正地闪的比例却最高(占 38%),甚至局地出现了均为正地闪的现象,而正地闪聚集的区域正是发生降雹的区域,地闪覆盖范围内出现小到中雨;位于半岛东部的地闪密度最低,正地闪约占 12.5%,地面出现小雨。同时,

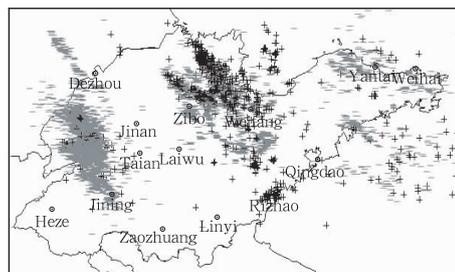


图 2 2002 年 6 月 1 日全天内
山东地区地闪分布情况
(负地闪用“-”表示,正地闪用“+”表示)

Fig. 2 Spatial distribution of total cloud-to-ground flashes on 1 June, 2002
(“-”: negative CG lightning;
“+”: positive CG lightning)

通过简单对比可以发现,即使在同样的天气形势下所发生的多个雷暴也表现出不同的地闪分布特征,说明雷暴的发生具有很强的局地性。

4 雹暴个例分析

对应地面观测资料,发现 6 月 1 日凌晨至上午在鲁中北部地区相继发生了 3 个明显的雹暴过程(分别表示为雹暴 A, B, C),均伴随有地面降雹,其统计特征见表 1。下面结合多普勒雷达和卫星资料对这 3 次雹暴过程的地闪特征进行细致分析。

表 1 不同雹暴的特征值一览表

Table 1 Comparison of characteristic values for individual hailstorms

	持续时间 (h)	云顶最低 温度(°C)	最大回波 强度(dBz)	总地 闪数	正地闪所 占比例(%)
雹暴 A	1.8	-59.4	65	38	7.9
雹暴 B	1.5	-59.4	68	19	100
雹暴 C	5.5	-64.8	71	491	50.3

4.1 雹暴 A

该雷暴单体发源于滨州雷达站西北 45 km 处,01:10 雷达没有观测到单体迹象。01:17 雷达突然观测到强度达到 35 dBz 的回波单体,东西长约 7 km,南北约为 2 km。该单体发展非常迅速,3 min 后回波强度已达到 50 dBz,随后出现了第一个地闪,极性为负。RHI 图显示云体直立发展,这时大于 40 dBz 的强回波已接近 12 km 高度,回波顶高应超过 13 km。到 01:30(图 3a)云体进一步发展,云中存在着较强上升运动,并出现了 5 个负地闪。01:42 大于 40 dBz 的强回波已超过 12 km,并且云上部开始向四周扩展,大于 50 dBz 的强回波依然位于云体中上部,说明云中上部仍为上升气流控制。01:50 回波中间向前突起,呈弓状,在该时段内仅出现了 1 个正地闪,且出现在大于 50 dBz 的回波区内(图 3b)。这时云体继续快速发展,云体顶高为 14 km,上部开始变得庞大,大于 60 dBz 的强回波在中上部出现,大于 50 dBz 的回波高度也超过 12 km(图 4a)。对照济南探空资料发现 -40°C 层回波强度达 60 dBz,说明云内存有大量的冰相粒子。对应的速度图表明云体中上部为强盛的上升气流,中层表现为明显的辐合,高层又表现为很强的辐散(靠近雷达一侧出现速度模糊)。但是受降水的拖曳和蒸发冷却影响,近地面速度图上表现为辐散气流特征。将

RHI 观测方位角 $\pm 5^\circ$ 范围内、雷达观测前后各 5 min 的地闪资料叠加在 RHI 回波图上,也可以看出正地闪位于强回波中心。到 02:02 雷暴发展至成熟阶段,降水回波范围进一步扩大,该时段内出现的 1 个正地闪也发生在大于 50 dBz 的强回波区内(图略)。到 02:18 系统处于强降水阶段,雷暴中上部的大于 40 dBz 的强回波区域显著减小,大于 50 dBz 的强回波位于底部(图 4b),云顶高度下降为 13.1 km,6 次负地闪也均发生在大于 40 dBz 的回波区内。从图 4b 上可以看出云体中上部依然为上升气流所控制。从 02:32 雷暴已进入减弱消散阶段,回波顶高下降,强度减弱,到 03:04 在雷达上完全消失。

该超级单体从 01:17 出现,到 03:04 消失,历时约 110 min。在超级单体整个生命史中共出现地闪 38 次,其中正地闪 3 次。其时间分布见图 5。在首次出现正地闪后 7 min 地面出现降雹,降雹持续时间为 3 min,说明降雹时段对应为正地闪活跃阶段。

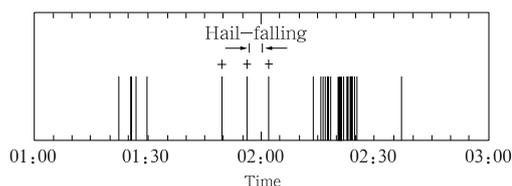


图 5 雹暴 A 的地闪时间分布

(顶端带“+”每条直线段表示 1 次正地闪,没有标记的每条直线段表示 1 次负地闪)

Fig. 5 Temporal distribution of CG flashes in hailstorm A

(each short line stands for a negative CG; each one with a symbol '+' stands for a positive CG)

4.2 雹暴 B

08—09 时在雷达站东南约 45 km 处(广饶县境内)发生了一次强雷暴过程,并且地面出现了降雹,冰雹直径约 1—2 cm。08:07 雷达观测到东南 35 km 处有弱对流回波生成,到 08:13 回波范围明显扩大,最大回波为 44 dBz,没有地闪出现。08:23 单体继续迅猛发展,最强回波达 68 dBz(图 6a),近地面出现如此强的回波表明云上部大的降水粒子(霰粒和冰雹)开始下落到低层^[16]。10 min 内出现的 6 次地闪全为正,且主要分布在大于 45 dBz 的区域内,第一次地闪出现时间为 08:21:10(强度为 30.1 kA),比地面观测的降雹时间提前 5 min。08:33 因其北部单体的并入,系统继续快速增长,这

时地闪也极为活跃(12次/10 min),均为正地闪,在云体合并部位地闪比较密集(图 6b),另外在强回波外围 10—30 dBz 的范围内也出现了几次正地闪,这时系统移动前部出现一片稳定性降水区。08:43 系统北部的单体又合并过来,大于 45 dBz 的强回波明显增大,系统前部的稳定性降水区范围也进一步扩大,出现的 2 次地闪也位于强回波的周围。随后系统逐渐减弱,再没有出现地闪。

总之,整个过程共出现 19 次地闪,且全部为正地闪。地面降雹出现在地闪频数峰值前的跃增阶段。在系统发展旺盛阶段地闪主要分布在大于 45 dBz 的区域内,在成熟至消散阶段正地闪分布于强回波中心周围,但范围有所扩大,配合卫星观测发现地闪均出现在低于 $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷云区内。Seimon^[17]也发现在超级单体中正地闪集中发生在强回波中心,有时遍及整个强回波区。从整个雷暴生命史内发生的地闪全为正极性来看,似乎更符合反偶极性的电荷结构。由于缺乏有效的雷达体扫资料以及地面大气电场观测或电场探空资料,目前对少数雷暴产生的地闪全为正极性的现象至今还没有令人信服的解释。

4.3 雹暴 C

09—13 时在雷达测站东部出现一次强烈雷暴,使多处遭受风、雹袭击。09 时 GMS5 卫星观测到滨州东北部有一个新单体产生,云顶温度最低为 $-27.6\text{ }^{\circ}\text{C}$,云团为初生发展阶段,对应时段没有出现地闪,雷达反射率小于 38 dBz。雷暴在向东南方向移动(40 km/h)过程中迅猛发展,10 时出现了 16 次地闪且全为正地闪,大多数聚集在云体的前方且

低于 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的云盖内。从雷达 PPI 图上也能看出地闪主要发生在系统前部的弱回波区(图 7a)。11 时发展为飚线过程,此时整个云体周围的温度梯度很大,最冷云区位于云团中央,说明云体基本上是直立发展,云顶最低温度为 $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$,云顶高度达 14 km。30 min 内共出现了 70 次地闪(正地闪为 39 次),全部出现低于 $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围内,地闪的分布与低于 $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷云盖并不一致(图 8a)。在云体低于 $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的云盖前部出现了密集的负地闪,而密集的负地闪通常对应着很强的对流活动,雷达观测发现在强回波体的前方 13 km 处有一块弱回波(图 7b),负地闪均由该单体产生,并且在随后的 15 min 回波也跟预计的一样明显变强。该单体发展动力可能来源于其后部主雷暴的外流强迫作用,仅从卫星云图难以识别出该单体。

到 12 时云团与其南部正在减弱的云体合并,出现膨胀发展,小于 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的云盖面积达 50000 km^2 ,出现了两个低于 $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的区域中心,最低温度为 $-64.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 8b)。69 个地闪绝大多数出现在低于 $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的云盖内,后面 $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的云盖内出现的全为正地闪,且比较集中;而前面 $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的云盖内出现的地闪有正有负,且比较分散,负地闪的散布范围大于正地闪。结合雷达观测发现,系统后部回波成飚线结构,地面相应出现正地闪,而前部为较大范围的稳定性降水区则主要出现负地闪。

从雷达观测可以清楚发现雹暴 C 是典型的多单体雷暴,其生命史长达 5.5 h。从雹暴 C 的每 10 min 地闪频数分布(图 9)可以看出,地闪频数出现的波动,

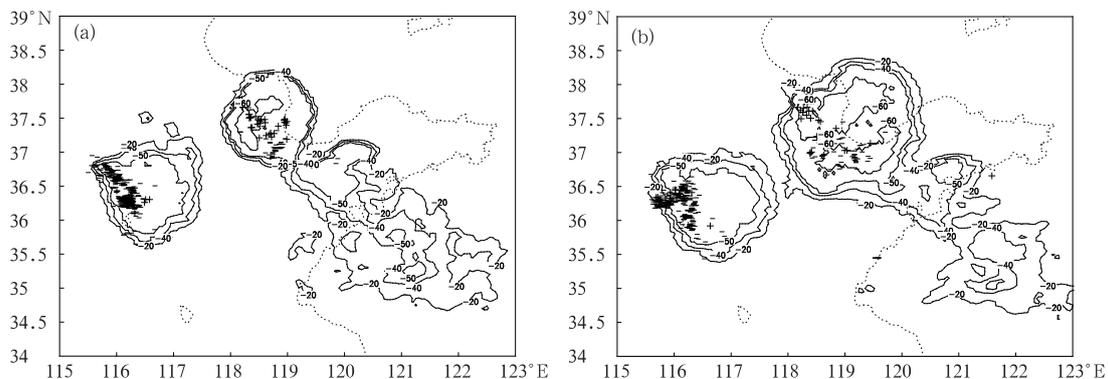


图 8 雹暴 C 在 11:00(a)与 12:00(b)云图和 10:30—11:00 (a)与 11:30—12:00(b)30 min 内地闪分布

Fig. 8 Distribution of CG flashes with in 30 minutes superposed on cloud top brightness temperature contour at 11:00 (a) and 12:00 (b) in hailstorm C

(“+” and “-” stands for positive and negative CG respectively)

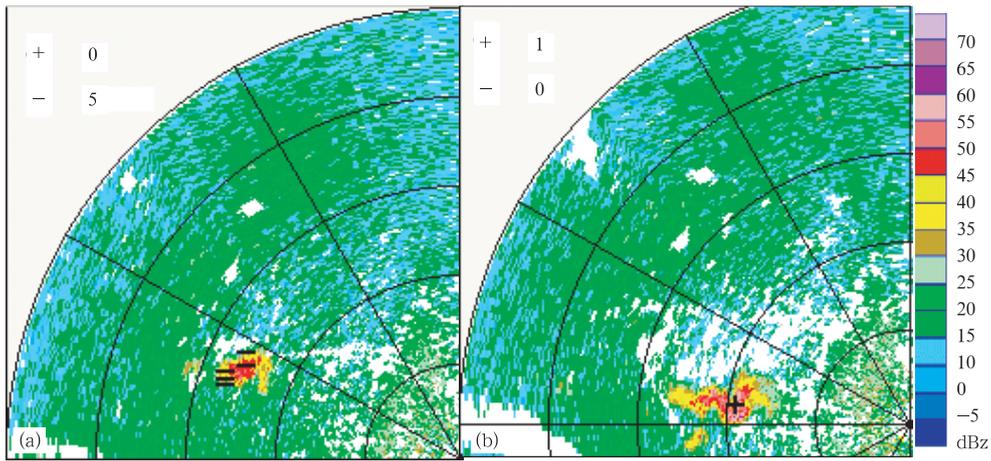


图3 雹暴A在01:30 (a) 和01:50 (b) 的多普勒雷达回波强度和闪电分布 (“+”、“-”分别表示10 min内出现的正、负地闪, 雷达每圈15 km, 均为0.5°仰角)

Fig. 3 Distribution of CG flashes superposed on PPI at 01:30 (a) and 01:50 (b) in hailstorm A (“+” and “-” stands for the positive and negative CG lightning within 10 minutes centered the radar scan time, respectively. Elevation angle is 0.5° and the interval of every circle is 15 km)

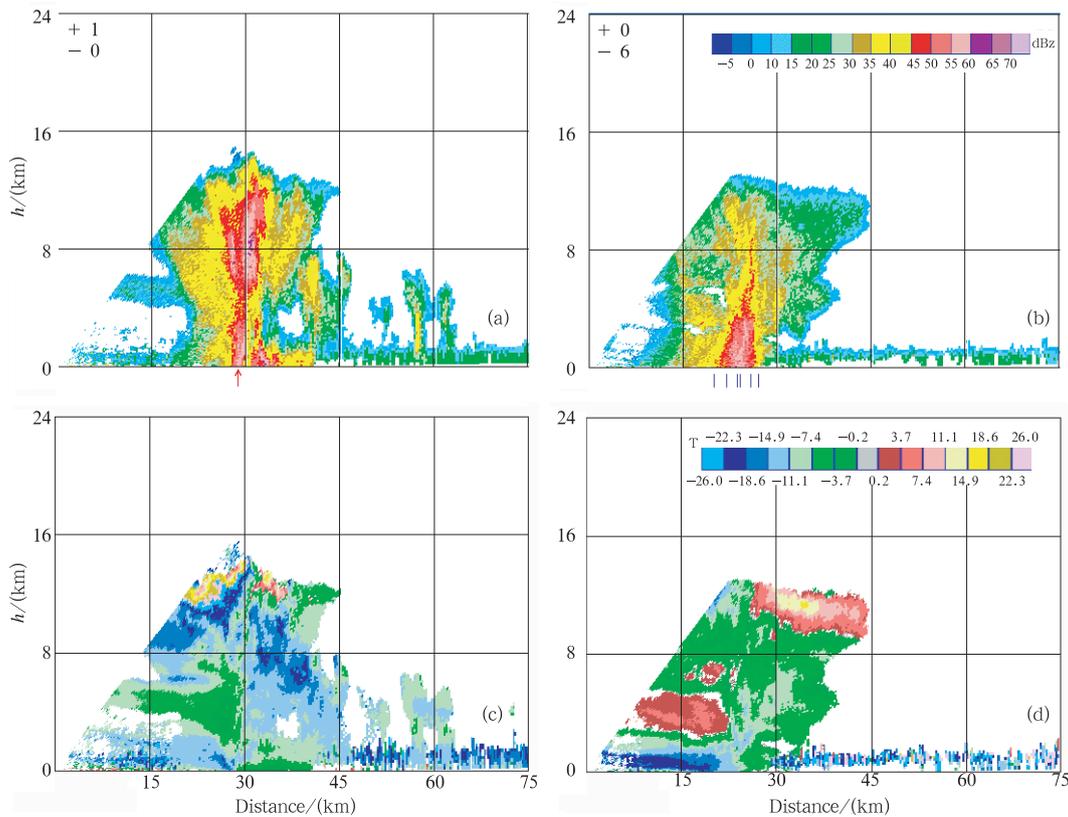


图4 雹暴A在01:52方位角275° (a,c) 和02:18方位角232° (b,d) 的雷达RHI的强度 (a,b) 和速度 (c,d) 图 (RHI观测方位角±5° 范围内、雷达观测前后各5 min内发生的地闪以竖线的形式表示在强度图下方, 其中带箭头竖线为正地闪)

Fig. 4 The reflectivity and radial velocity RHI with the azimuth angle 275° at 01:52 (a,c) and 232° at 02:18 (b,d) respectively (The short line and arrow under reflectivity RHI stands for negative and positive CG flash within 5 minutes around radar scan time and ±5° azimuth angles respectively)

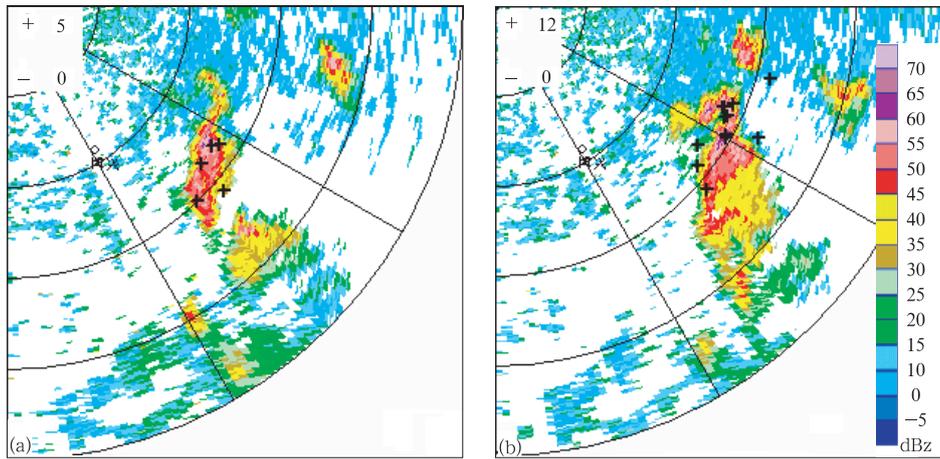


图6 雹暴B在08:23 (a) 和08:33 (b) 的雷达PPI强度图和地闪分布(其他说明同图3)
Fig.6 Same as Fig.3 but for at 08:23 (a) and 08:33 (b) in hailstorm B

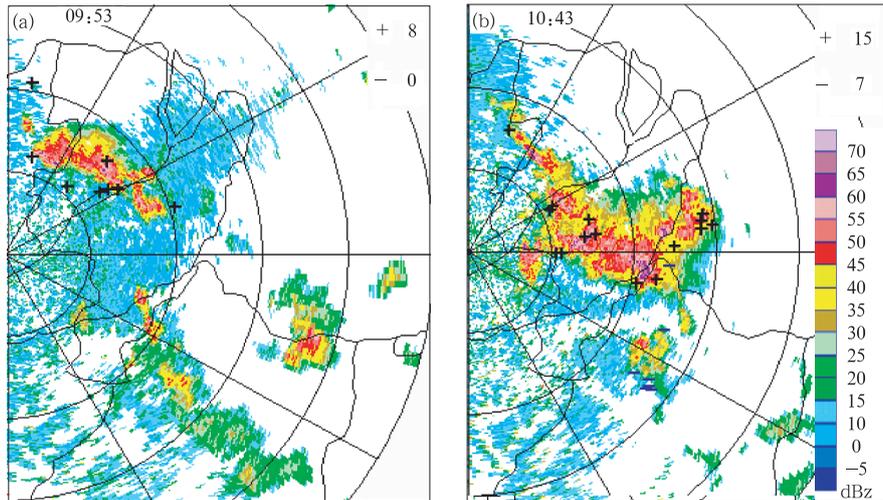


图7 雹暴C在09:53 (a) 和10:43 (b) 的雷达PPI强度图和地闪分布(其他说明同图3)
Fig.7 Same as Fig.3 but for at 09:53 (a) and 10:43 (b) in hailstorm C

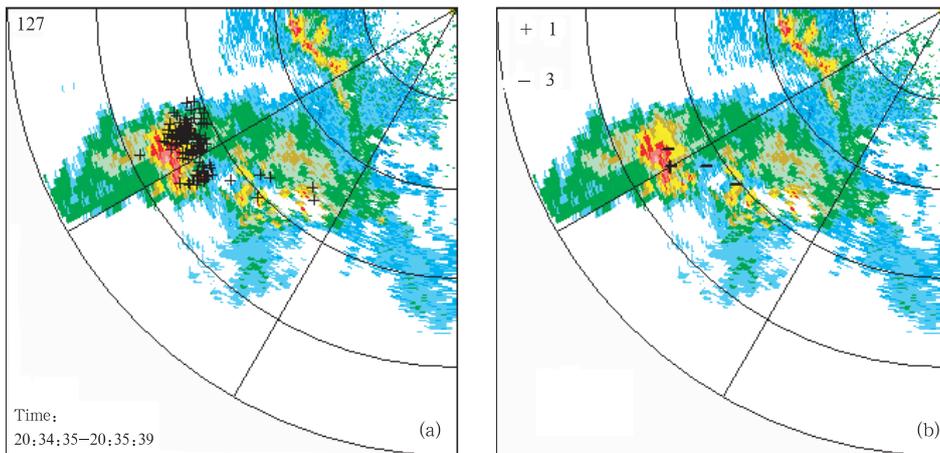


图10 2002年5月29日20:30多普勒雷达PPI图及闪电分布 (a. TRMM卫星观测的总闪电(包括云闪和地闪),
b. 相应时间段内雷电定位网探测观测的地闪; 雷达观测仰角为0°, 每圈为40 km)

Fig.10 Total flashes observed by LIS on TRMM (a) and CG flashes (b) between 20:34:35 to 20:35:39 superposed on the PPI with an elevation angle of 0° at 20:30 on 29 May 2002 (The distance between two adjacent circles is 40 km)

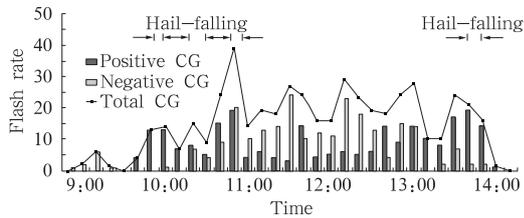


图9 雹暴 C 的每 10 min 地闪频数分布
Fig. 9 Temporal variation of flash rate per 10 minutes in hailstorm C

就是多单体雷暴所表现出的整个风暴强度的脉动特征。在雹暴 C 的初始发展阶段,全为负地闪,且分布比较密集,接着进入地闪寂静阶段,甚至在 10 min 内没有发生一次地闪,而卫星观测表明 9:00—10:00 内雷暴发展非常迅速。9:30—10:00 几乎全为正地闪,频数达到了 13 次/(10 min)。11:00—12:30 负地闪占主导地位,说明这段时间对流活动表现活跃,因为负地闪频数一定程度上反映了云中上升气流的强度^[18]。14:00 以后系统进入消散阶段,地闪频数显著下降,且正地闪占绝大多数。结合地面降雹观测资料,可以发现降雹都发生在正地闪活跃阶段,正地闪频数峰值略微超前降雹时刻,这跟 Carey 等^[19]发现正地闪频数在降雹前 5—10 min 是增加的结果类似。

5 结论和讨论

对 2002 年 6 月 1 日发生的 3 次雹暴进行了对比分析,主要结论如下:

(1) 在同样的天气形势下,所发生的雷暴表现出不同的地闪分布特征,说明雷暴的发生具有很强的局地性。即使距雷达站 60 km 范围内所发生的 3 次雹暴过程,也表现出不同的地闪分布特征,这主要是由低层中小尺度强迫以及造成的对流强度差异所致。3 个强雷暴的地闪分布特征分别为:雹暴 A 的发展和消散阶段均为负地闪,在旺盛阶段全为正地闪,整个生命史内正地闪占 7.9%;雹暴 B 的整个生命史内发生的全是正地闪;雹暴 C 在初始阶段全是负地闪,在成熟阶段正、负地闪交替占据主导地位,在消散阶段正地闪占绝对优势。

(2) 地闪主要出现在云顶亮温低于 $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的云区内,其中负地闪分布比较集中,且偏向云顶亮温水平梯度大的一边;而正地闪分布比较分散。利用云图并结合闪电资料很容易识别出对流区和降水

区。

(3) 地闪主要发生在大于 40 dBz 的区域内,负地闪通常簇集在强回波区(大于 50 dBz)或邻近区域,密集的正地闪也可出现在强回波区或邻近区域,但稀疏的正地闪通常发生在强回波外围 10—30 dBz 的范围内,属于稳定性降水区。

(4) 结合地面降雹观测资料,可以发现降雹都发生在正地闪活跃阶段,正地闪频数峰值略微超前降雹时刻。正地闪比较密集,通常预示了强对流灾害天气(如冰雹、大风等)的发生。

通过上面的分析可以看出,产生冰雹的雷暴正地闪比例较高,甚至整个雷暴生命史内均为正地闪,但是雹暴的地闪频数通常较低,如雹暴 A 共出现地闪 38 次,雹暴 B 出现 19 次地闪,雹暴 C 的最大频数值也小于 4 次/min,其中在雹暴 A 中超过 20 min 的时段内没有地闪发生。国外很多学者也发现了类似的情况^[20-22]。下面对强暴地闪频数较低的成因讨论如下:

云层的起电过程和闪电与垂直上升气流密切相关,首先垂直上升气流可调节过冷却水的供给,而过冷却水又是冰粒(冰晶、霰粒、冰雹)增长的基础,冰粒又被认为是电荷转移所必需的;第二,强的垂直上升气流有利于电荷分离形成云中上下不同极性的电荷区。因此闪电活动与强对流天气的发展存在着密切的相关性。

以雹暴 A 为例,01:52 大于 60 dBz 的强回波中心位于 8—10 km,温度范围为 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ — $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$,这么高的强回波显然是由霰粒、雹粒以及尺度较大的冰粒子造成的。由于云上部具有丰富的霰粒、雹粒,说明云中大量霰(雹)粒-冰晶的碰撞过程,云中的起电过程相应也很剧烈。在过冷云水较丰富的条件下,霰-冰碰撞导致霰粒带负电荷。强上升气流抬高了雷暴中主负电荷区的高度,相当于拉大了负电荷区离地面的距离,而减少与其上部的主正电荷区的距离。这就是所谓“电荷抬升机制”^[23],即强的上升气流把主负电荷区抬升到比通常情况下更高的高度上。当主负电荷区和地面距离拉大时,地闪频数(尤其是负地闪频数)就会减小。然而,由于强上升气流使起电过程加强,再加上主负电荷层和高层正电荷区间距的缩小,云闪频数可能会大大增加,这样一来,总闪电(包括地闪和云闪)频数也会增大^[21]。到 02:18 因降水物(雨滴、冰雹)下沉拖曳作用,雷暴

低层出现下沉气流,大于 45 dBz 的强回波主体位于 0 °C 层以下,即单体的重心开始下降,主负电荷区的高度也随之降低,增加了对地放电的几率。观测资料表明该时段地闪比较活跃,出现了 28 次/(10 min)的峰值。

热带测雨卫星 (TRMM) 上所携带的闪电成像器 (LIS) 可以探测发生于其视野内对流层的总闪电活动,包括云闪和地闪^[24],它可以给出闪电发生的时间、位置、持续时间和闪电光辐射能等。傅云飞等^[25]、郑媛媛等^[26]利用 TRMM 资料对中尺度对流系统和暴雨过程的降水结构及其与闪电活动的关系进行了研究。为了解雹暴的云闪和地闪分布情况,我们查看了 2002 年 6 月 1 日 TRMM 卫星的运行轨道,很遗憾在雷暴发生过程中没有卫星扫过。不过 2002 年 5 月 29 日 TRMM 卫星 (25866 轨道) 扫过山东省的一块雹云。由于 LIS 以 >7 km/s 的速度围绕地球运转,可以监视一个孤立雷暴或雷暴系统所发生的闪电约 90 s。从图 10 可以看出在 64 s 的时间内卫星观测到雷达测站西南的雷暴云团共发生总闪电 127 次,而在相同时间段内地面观测系统共观测到地闪 4 次,其中正地闪 1 次负地闪 3 次,云闪跟地闪比例约为 31:1, Carey 和 Rutledge^[10] 观测到一次强降雹过程中云闪跟地闪比例高达 70:1。由此可见,强雷暴产生的地闪可能较少,但云内放电非常活跃。Williams^[27] 等也注意到,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。

本文分析了 3 个雹暴过程的闪电分布特征,进一步反映出雷电参量在强对流灾害性天气的预警和预报中具有一定的参考作用。然而,对强雷暴中闪电活动的全面认识仍然有待于进一步深入研究,尤其应该增加云闪的探测和分析,结合卫星、雷达和天气资料详细分析若干个例,获得更多有代表性的雷暴的闪电分布特征,这对于充分发挥雷电参量在强对流天气的监测和预报作用是十分重要的。

致谢:感谢山东省电力调度中心房光华主任提供的地闪观测资料,滨州市气象局吴书君高级工程师提供的 714SDN 资料,日本高知大学提供的 GMS5 的 IR1 云图资料。

参考文献

[1] Shackford C R. Radar indications of a precipitation-lightning relationship in New England thunderstorms. *J Meteor*, 1960,

- 17:15-19
- [2] Reap R M, MacGorman D R. Cloud-to-ground lightning: Climatological characteristics and relationships to model fields, radar observations, and severe local storms. *Mon Wea Rev*, 1989, 117: 518-535
- [3] MacGorman D R, Burgess D W. Positive cloud-to-ground lightning in tornadic storms and hailstorms. *Mon Wea Rev*, 1994, 122:1671-1697
- [4] Stolzenburg M. Observations of high ground flash densities of positive lightning in summertime thunderstorms. *Mon Wea Rev*, 1994, 122:1740-1750
- [5] 陈哲彰. 冰雹与雷暴大风的云对地闪电特征. *气象学报*, 1995, 53(3):367-374
Chen Zhezhang. The characteristics of lightning from clouds to ground accompanying with hailstones, thunderstorms and gusts. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 1995, 53(3):367-374
- [6] Rutledge S A, MacGorman D R. Cloud-to-ground lightning in the 10-11 June 1985 mesoscale convective system observed during PRE-STORM. *Mon Wea Rev*, 1988, 116: 1393-1408
- [7] Soula S, Seity Y, Feral L, et al. Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. *J Geophys Res*, 2004, 109, D02101, doi:10.1029/2003JD003669
- [8] 张义军, 孟青, Krehbiel P R 等. 超级单体雷暴中闪电 VHF 辐射源的时空分布特征. *科学通报*, 2004, 49(5):499-505
Zhang Yijun, Meng Qing, Krehbiel P R, et al. Temporal and spatial distribution characteristics of VHF lightning radiant sources in supercell thunderstorm. *Chinese Sci Bull (in Chinese)*, 2004, 49(5):499-505
- [9] Engholm C D, Williams E R, Dole R M. Meteorological and electrical conditions associated with positive cloud-to-ground lightning. *Mon Wea Rev*, 1990, 118:470-487
- [10] Carey L D, Rutledge S A. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. *J Geophys Res*, 1998, 103:13979-14000
- [11] 鄒秀书, 刘欣生, 张广庶等. 甘肃中川地区雷暴的地闪特征. *气象学报*, 1998, 56(3):312-322
Qie Xiushu, Liu Xincheng, Zhang Guangshu, et al. Characteristics of lightning discharge to ground in Zhongchuan area. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 1998, 56(3):312-322
- [12] 鄒秀书, 余晔, 王怀斌等. 中国内陆高原地区地闪特征分析. *高原气象*, 2001, 20(4):395-401
Qie Xiushu, Yu Ye, Wang Huaibin, et al. Analyses on some features of ground flashes in Chinese inland plateau. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 2001, 20(4):395-401
- [13] 袁铁, 鄒秀书. 青藏高原中部闪电活动与相关气象要素季节变化的相关分析. *气象学报*, 2005, 63(1):123-127
Yuan Tie, Qie Xiushu. Seasonal variation of lightning activities and related meteorological factors over the central Qinghai-Xizang plateau. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2005,

- 63(1):123-127
- [14] Williams E R. The electrification of severe storms. *Meteorol Monogr*, 2001, 28:527-561
- [15] 刘方兴,李学勇,曹志东等. 山东雷电监测定位系统数据分析与应用. *山东电力技术*, 1997, 96(4):1-8
Liu Fangxing, Li Xueyong, Cao Zhidong, et al. The application and analysis of data of lightning location system in Shandong province. *Shanong Electric Technology (in Chinese)*, 1997, 96(4):1-8
- [16] 郑媛媛,余小鼎,方翀等. 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析. *气象学报*, 2004, 62(3):317-328
Zheng Yuanyuan, Yu Xiaoding, Fang Chong, et al. Analysis of a strong classic supercell storm with Doppler weather radar data. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2004, 62(3):317-328
- [17] Seimon A. Anomalous cloud-to-ground lightning in an F5-tornado-producing supercell thunderstorm on 28 August 1990. *Bull Amer Meteor Soc*, 1993, 74:189-203
- [18] Zajac B A, Weaver J F. Lightning meteorology I: An introduction course on forecasting with lightning data. Preprints, Symposium on Advanced Weather Interactive Processing System (AWIPS), 2002 AMS Annual Meeting, Orlando, FL, AMS
- [19] Carey L D, Rutledge S A. Positive cloud-to-ground lightning in severe hailstorms: A multiparameter radar study. In: Preprints, 27th Conference on Radar Meteorology, October 9-13, Vail, Colorado, American Meteor Soc, Boston, 1995. 629-632
- [20] Maddox R A, Howard K W, Dempsey C L. Intense convective storms with little or no lightning over central Arizona: A case of inadvertent weather modification. *J Appl Meteor*, 1997, 36:302-314
- [21] Lang T J, Rutledge S A, Dye J E, et al. Anomalously low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A. *Mon Wea Rev*, 2000, 128:160-173
- [22] McCaul E W, Buechler D E, Hodanish S, et al. The Almena, Kansas, Tornadoic storm of 3 June 1999: A long-lived supercell with very little cloud-to-ground lightning. *Mon Wea Rev*, 2002, 130:407-415
- [23] MacGorman D R, Burgess D W, Mazur V, et al. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 221-250
- [24] Qie X, Toumi R, Yuan T. Lightning activities on the Tibetan plateau as observed by the lightning imaging sensor. *J Geophys Res*, 2003, 103 (D17), doi: 10. 1029/2002JD003304
- [25] 傅云飞,宇如聪,徐幼平等. TRMM 测雨雷达和微波成像仪对两个中尺度特大暴雨降水结构的观测分析研究. *气象学报*, 2003, 61(4):421-435
Fu Yunfei, Yu Ruchong, Xu Youping, et al. Analysis on precipitation structures of two heavy rain cases by using TRMM PR and TMI. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2003, 61(4):421-435
- [26] 郑媛媛,傅云飞,刘勇等. 热带测雨卫星对淮河一次暴雨降水结构与闪电活动的研究. *气象学报*, 2004, 62(6):790-802
Zheng Yuanyuan, Fu Yunfei, Liu Yong, et al. Heavy rainfall structures and lightning activities in a cold-front cyclone happened in Huai river derived from TRMM PR and LIS observations. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2004, 62(6):790-802
- [27] Williams E R, Boldi B, Matlin A, et al. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. *Atmos Res*, 1999, 51:245-265

A CASE STUDY OF CLOUD-TO-GROUND LIGHTNING ACTIVITIES IN HAILSTORMS UNDER COLD EDDY SYNOPTIC SITUATION

Feng Guili^{1,2} Qie Xiushu¹ Yuan Tie¹ Zhou Yunjun¹

1 Laboratory of Lightning and Thunderstorm, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Science, Lanzhou 730000

2 Shandong Research Institute of Meteorology, Jinan 250031

Abstract

There are usually intensive electrification and active discharges in severe hailstorms because of strong updraft and complex microphysical processes with participation of ice particles. Although a lot of researchers have analyzed the lightning activities in hailstorms and many useful results have been achieved, the evolution of lightning activities and its relations with hail-falling in hailstorms are not quite clear up to now. In order to help the understanding of lightning characteristics in hailstorms and the application of lightning information to the warning of severe convective weather, we studied the cloud-to-ground(CG) lightning activities in one severe convective weather occurred in Shandong Province, caused by Northeast cold eddy situation on 1 June 2002. CG flashes occurred in the weather event were observed by Shandong Lightning Detection Network (SLDN), which consists of 10 sensors covering all over the Shandong Province. The temporal and spatial distribution of CG lightning is investigated for the three hailstorms under a same synoptic situation by using the data from SLDN, Doppler radar and satellite. The results show that different thunderstorms presented different lightning features even if under the same synoptic situation. The percentage of positive CG lightning was very high during the period of hail falling. CG flashes mainly occurred in the region with a cloud top brightness temperature lower than $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Negative CG flashes usually clustered in the lower temperature region and tended to occur in the region with maximum temperature gradient, while the positive ones usually spread discretely. Negative CG flashes usually occurred in intense echo regions with reflectivity greater than 50 dBz, while the positive CG flashes often occurred in weak and stable echo regions (10–30 dBz) or cloud anvils, although they can be observed in strong convective regions sometimes. Almost all hail falling events took place in the stage with active positive flashes, and the peak positive flash rate was a little prior to the hail events. The thunderstorm could lead to disastrous weather when positive CG lightning activities occurs in cluster. Severe thunderstorms sometimes present a low flash rate at its vigorous stage, which are probably caused by the mechanism of charge region lift through investigating the reflectivity involution. Combined with the total lightning (intracloud and CG) data obtained by LIS on TRMM, the phenomenon of high ratio of intracloud to CG flash in severe hailstorm has been discussed. The competition of same charge resources between different lightning types can also be helpful to explaining the cause of low CG lightning activities in severe storms.

Key words: Hailstorm, Cloud-to-ground lightning, Echo intensity, Brightness temperature, Distribution characteristics