



電暴的闪电活动特征与降水结构研究

冯桂力^{①②*} 郝秀书^{①③} 袁 铁^① 牛淑贞^④

(① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; ② 山东省气象科学研究所, 济南 250031; ③ 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; ④ 河南省气象台, 郑州 450003)

摘要 利用地面雷电探测网获取的地闪资料分析了 10 次電暴过程的闪电分布和演变特征, 并结合地面多普勒雷达和 TRMM 卫星的闪电成像仪(LIS)、测雨雷达(PR)、微波成像仪(TMI)分析了電暴的降水结构及其与闪电活动的关系. 研究表明: 降電天气过程的正地闪比例较高, 平均值为 45.5%; 在電云快速发展阶段, 地闪频数存在明显的“跃增”; 在整个降電阶段正地闪活动非常活跃, 在正地闪频数增加的过程中通常伴有负地闪频数的下降; 在電暴的减弱消散阶段, 地闪频数显著减少. 两次典型電暴的闪电活动非常活跃, 总闪电频数分别为 183 次/min 和 55 次/min; 其降水结构特征是, 大于 30 dBZ 的强回波单体多集中于系统的前缘, 系统后部伴有稳定性的层状云降水区, 回波顶高均超过 14 km; 其对流降水的贡献率分别为 85%和 97%. 对 6 km 高度处的雷达回波与总闪电关系的研究表明, 总闪电主要出现在强回波区(>30 dBZ)及其周围. 对流降水区发生闪电的几率约是层云降水区的 20 倍以上, 可以利用闪电与对流降水的相关性来有效地识别对流降水区. 初步结果还表明闪电频数和冰水含量之间呈线性关系, 即冰水含量越高, 相应的闪电活动也越频繁.

关键词 闪电 正地闪 電暴 对流降水 冰水含量

冰電云中既存在强盛的上升气流, 又有冰相粒子参与的复杂的微物理过程, 因此冰電云中的起电过程非常剧烈, 放电现象也非常活跃. 近几年来, 大量的观测发现在冰電、龙卷等强风暴中时常出现较高的正地闪比例^[1-3]. Reap和MacGorman^[4]通过对美国大平原区域的暖季雷暴的气候研究发现, 风暴产生强天气的可能性随着正地闪密度的增大而快速增大. MacGorman和Burgess^[5], Stolzenburg^[6]研究表明强天气通常发生在风暴中正地闪占优势的阶段. Seity等^[7]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、上升气流和電/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. 而

且正地闪的发生与冰電的产生和降落密切相关, 闪电均发生在含有冰相粒子的区域. Lopez和Aubagnac^[8]对一个具有超级单体结构的電暴进行研究, 发现冻结层以上霰粒的增长与总地闪数量的增多和减少有关, 这次雷暴曾出现的 3 到 4 次短时间地闪增加就是由霰粒区域下面的小冰電的下落所造成的. 然而Carey和Rutledge^[9]研究发现一些非常强的风暴并没有产生大量的正地闪, Qie等^[10]对中国内陆高原地区雷暴的地闪特征进行研究也发现, 弱雷暴过程通常存在较高的正地闪发生比例. 另外, 有些学者对强风暴的地闪活动特征进行分析发现, 一些强风暴产生非常低的地闪频数^[11,12], 而并非通常认为的对流越强, 雷暴云中的地闪活动也越强, 可见電暴中的

收稿日期: 2006-01-09; 接受日期: 2006-08-04

国家杰出青年科学基金项目(批准号: 40325013)和国家自然科学基金项目(批准号: 40505001, 40135010)资助

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

雷电活动与动力和云物理及降水等过程之间关系的复杂性.

然而目前为止, 由于探测手段及探测资料的制约, 人们对雹暴的闪电活动(云闪、地闪)与云物理和降水结构的关系了解还不多. 热带测雨卫星(TRMM)不仅能够提供云系的三维结构, 还能提供闪电发生的时间、经纬度和辐射能等信息, 为我们研究闪电活动特征及其与雷暴结构的关系提供了丰富的资料. 目前国内外众多研究者利用TRMM卫星的测雨雷达(PR)和微波成像仪(TMI)探测资料对降水的时空分布、暴雨系统的降水结构和性质作了大量的研究^[13-16], 利用闪电成像仪(LIS)提供的闪电资料分析了全球闪电活动及其地域差异^[17,18]. 国内研究者也利用卫星探测资料对中国及周边地区闪电密度的气候分布、青藏高原雷电活动特征进行了分析和研究^[19-21]. 尽管目前利用TRMM卫星资料进行了大量的研究工作, 但或偏重于降水, 或偏重于闪电. 实际上, 该卫星同时进行着闪电与降水结构的观测, 本文的目的就是利用地面雷电定位资料, 并结合TRMM卫星提供的闪电、雷达及微波产品分析冰雹云的闪电活动及其与云物理及降水结构之间的关系, 加深对强雷暴的雷电分布和演变特征的认识和理解, 为开展闪电定位资料在雷电预警和强对流天气预警及防灾减灾中的应用提供依据.

1 资料简介

本文所用的地闪资料由河南电网雷电监测定位系统提供, 该系统由 11 个探测仪和一个中心数据处理总站组成, 覆盖河南全省(见图 1). 整个雷电探测设备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. 该探测网的探测效率分布如图 1, 大于 90% 的闪电探测效率几乎覆盖整个河南省. 高压输电线路雷击故障点表明, 网内平均定位精度约为 500 m.

同时, 本文还使用了河南郑州多普勒雷达(波长为 5 cm)资料和 TRMM 卫星探测数据. TRMM 卫星是 1997 年 11 月 28 日由美国和日本联合发射的极轨卫星, 载有 5 个探测器: PR, TMI, LIS, 可见光、红外扫描仪(VIRS), 和云和地球辐射能量测量系统

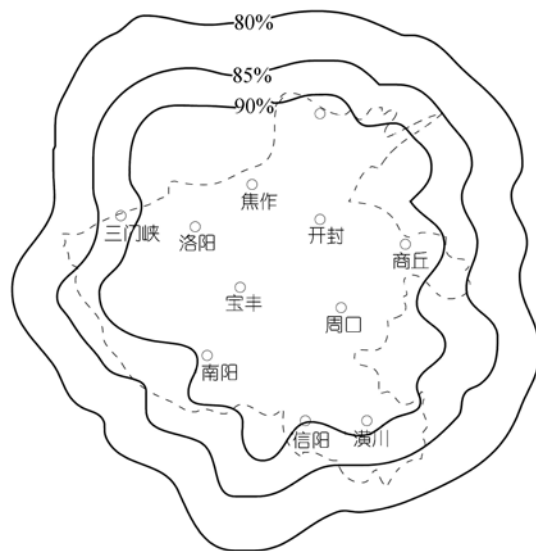


图 1 地面雷电探测系统和探测效率分布图
11 个单站以圆圈标识

(CERES)^[22].

LIS 包含一个光学凝视成像仪, 闪电放电时产生的云内亮度的瞬间变化是它识别闪电活动的依据, 因此它能同时给出雷暴中云闪和地闪发生的时间、位置、持续时间和闪电光辐射能等.

PR 的发射波长为 2.2 cm, 扫描宽度为 220 km, 其产品 2A23 和 2A25 包括回波强度和雨强、降水类型等, 水平分辨率约为 4 km×4 km, 垂直分辨率为 250 m, 其探测范围大, 垂直分辨率高, 能够很好地反映中小尺度云雨系统的三维结构, 具有传统地面单部雷达所没有的优点.

TMI 是一个多通道双极化被动微波辐射计, 其观测频率分别为 10.65, 19.35, 21.3, 37 和 85.5 GHz, 除了 21.3 GHz 只有垂直偏振外, 其余的都有垂直和水平偏振. 扫描宽度为 760 km, 其 2A12 产品(包括云水和雨水等量)水平分辨率约为 5 km, 垂直高度分为 14 层.

2 雹暴的地闪活动特征

2002~2004 年河南省雷电监测定位网共探测到 1574913 次地闪, 其中正地闪仅占 8.15%, 低于邻近的山东地区正地闪比例的气候特征值 13.48%^[23]. 我们对 2002~2004 年发生在河南省境内的 10 次强降水过程的地闪进行了统计分析, 结果列于表 1. 分析发现, 尽管由于产生冰雹的雷暴个体(单体数量和体积等)差异造成其地闪总数和频数具有较大的变化范围,

但是整个雷暴过程的正地闪比例却都较高, 最低为 23.6%, 最高为 100%, 平均值为 45.5%, 该值远高于当地 3 年的统计值(8.15%).

下面配合地面雷达和卫星云图资料, 对 2003 年 6 月 19 日降雹过程(简称为 H1)的地闪演变特征进行详细分析. 受高空辐合线和地面弱冷锋及午后低层空气受热增温的共同作用, 6 月 19 日 16:00~20:00, 许昌、焦作、洛阳、平顶山等市出现了强对流风暴, 瞬时最大风速 20.6 m/s, 冰雹最大直径 2 cm, 3 h 最大降水量 88 mm.

图 2 给出了雹暴 H1 每 10 min 地闪频数分布的演变情况, 可以看出, 在雹云快速发展阶段, 地闪频数存在明显的“跃增”, 地闪频数在 30 min 内由 6 次/10 min 跃增为 52 次/10 min. 降雹发生时段, 正地闪占绝对优势, 均在 20 次/10 min 以上, 最大为 67 次/10 min, 在降雹时段内(15:50~19:20)正地闪占 66%; 在减弱消散阶段, 地闪频数显著减少. 同时也可以发现,

在正地闪频数增加过程中, 负地闪频数呈现快速下降的趋势. 降雹结束后负地闪又表现得非常活跃, 对应的 GMS5 每小时红外云图发现, 系统尽管在向东南方向移动过程中开始减弱, 云顶最低亮温由 19:00 的 -65.0°C 增加到 20:00 的 -59.5°C , 但是受雷暴主体的外流强迫作用, 系统前部不断有新的弱对流单体生成并合并过来, 使系统的对流活动出现短暂的增强, 产生了大量的负地闪.

图 3 给出了雹暴 H1 两个时刻的雷达回波及其观测时间前后各 5 min 内的地闪分布, 可以看出地闪簇集在强回波区, 绝大多数正地闪发生在大于 30 dBZ 的回波区内, 零星的正地闪出现在小于 30 dBZ 的稳定性降水区. 地闪的分布特征明显不同于普通雷暴, 通常普通雷暴的负地闪聚集发生在大于 20~30 dBZ 回波区内, 非常稀疏的正地闪则发生在层状降水区^[4]. 从地闪演变情况来看, 雹暴的电荷结构可能不同于普通雷暴, 但由于缺乏 VHF 闪电辐射源定位资料以

表 1 2002~2004 河南 10 次冰雹天气过程的地闪活动特征^{a)}

日期	降雹地点	天气现象		总地闪数	正地闪比例/%
		$D_{\max}/\text{cm}$	$W_{\max}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$		
2002-07-19	郑州	5.0	19.0	1168	28.0
2003-05-18	开封	3.0	21.3	858	35.1
2003-06-05	焦作	1.2	22.0	672	23.6
2003-06-11	安阳北部	4.0	17.5	217	77.0
2003-06-19	许昌、焦作、洛阳、平顶山	2.0	20.6	1956	43.5
2003-06-20	新乡、开封、郑州、许昌	3.0	28.0	5114	25.3
2004-06-20	濮阳、安阳	1.0	24.0	496	34.3
2004-06-24	武陟	2.0	28.0	335	45.4
2004-06-25	辉县	3.0	20.0	65	100.0
2004-07-08	虞城、夏邑	2.0	18.0	793	42.9

a) $D_{\max}$, $W_{\max}$ 分别为最大冰雹直径和最大瞬时风速

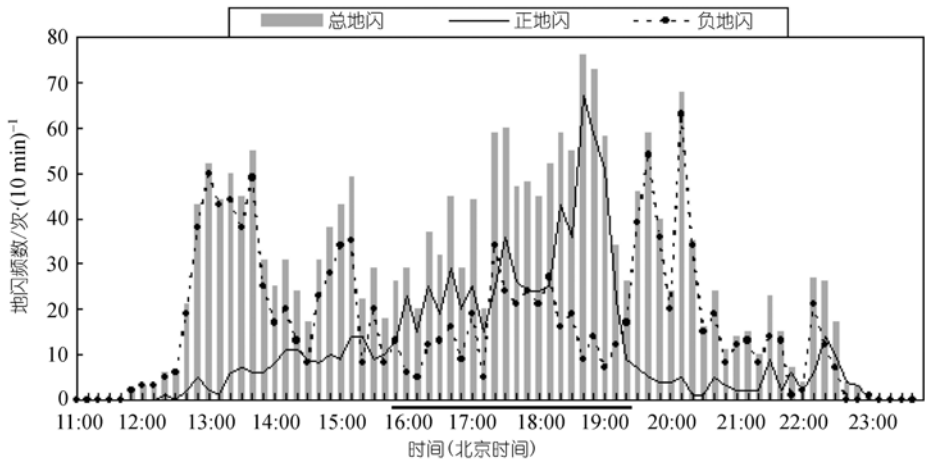


图 2 2003 年 6 月 19 日雹暴每 10 min 地闪频数分布图
横坐标轴下的线段表示降雹发生时段

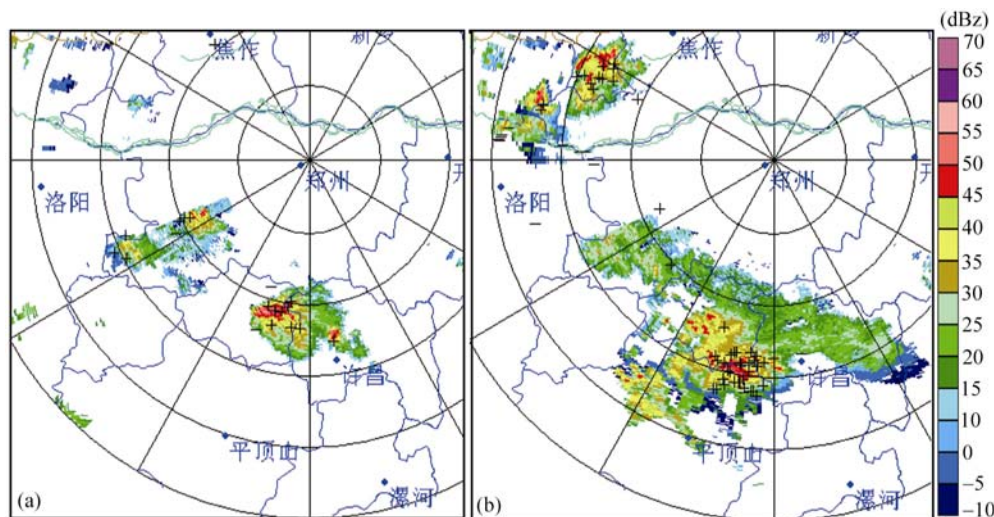


图3 2003年6月19日雹暴16:21(a)和18:30(b)2.5 km的CAPPI回波强度和闪电分布图
“+”和“-”分别表示10 min内出现的正、负地闪,雷达每圈30 km

及地面和高空电场资料,很难判断这些活跃的正地闪的电荷来源。另外,根据地面降雹和对应的地闪资料进行分析发现,地面降雹区基本出现在正地闪密集(活跃)区域或邻近区域,与正地闪的空间分布对应较好。从正、负地闪的空间分布可以发现,负地闪密集的区域,正地闪很不活跃,反之,正地闪密集的区域,负地闪则表现的不活跃(见图4)。

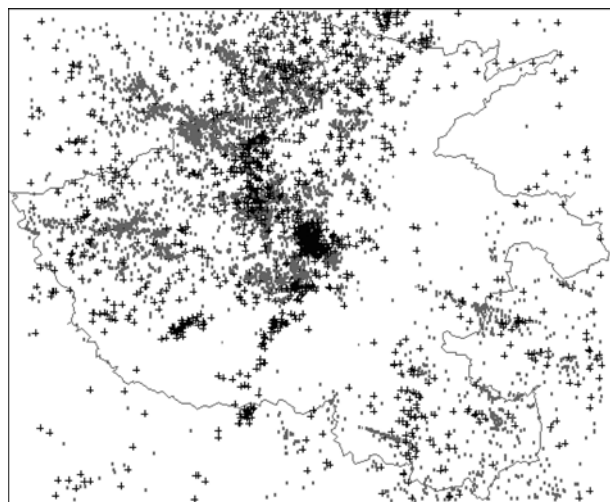


图4 2003年6月19日河南省大范围强雹暴过程的地闪分布

灰色方块表示负地闪,“+”表示正地闪。河南省中部出现冰雹

3 雹暴的降水结构及其与闪电活动的关系

上述10次冰雹过程中有2次在降雹时段有TRMM卫星扫过,且LIS、PR和TMI正好扫过雷暴主

体。这两次雹暴分别发生在2003年6月19日和2002年7月19日(简称为H2)。2002年7月19日19:00~21:00,受高空冷涡和地面冷锋的共同影响,河南省郑州地区出现了大到暴雨和冰雹天气,其中冰雹最大直径5 cm,2 h最大降水量57 mm。本次强对流天气过程的特点是:突发性强,影响范围大,大风、雷雨同时伴有降雹,冰雹直径大且降雹持续时间长,成灾严重。下面结合这两次典型的强雹暴过程来具体分析雹暴的降水结构及其与闪电活动的关系。

3.1 降水的水平和垂直结构

2002年7月19日TRMM卫星于19:11:36.7(北京时间,且以34.897°N, 113.473°E为准)扫过雹云,此时地面正在降雹,轨道号为26660;2003年6月19日TRMM卫星的31880号轨道于17:03:26.1(以34.233°N, 113.461°E为准)扫过雹云,此时雷暴系统也正发生地面降雹。在分析TRMM卫星资料之前,我们通过空基和地基雷达的简单对比来检验PR雷达的探测性能。图5(a)和(b)分别是PR和地面雷达给出了H1雹暴2.5 km等高的雷达回波,地面雷达的体扫时间晚约5 min。可以发现两者分布趋势和位置对应非常好(地面雷达在255°附近出现地物遮挡),所有单体都能识别出来,但是PR的水平分辨率要明显低于地面雷达。另外,两者反演的雨强分布也基本一致(图略)。由于地面雷达体扫次数太少,且每次体扫仅包含4个仰角,无法得到整个系统的三维结构,再加上PR的垂直分辨率高于地面雷达,因此下面降水结

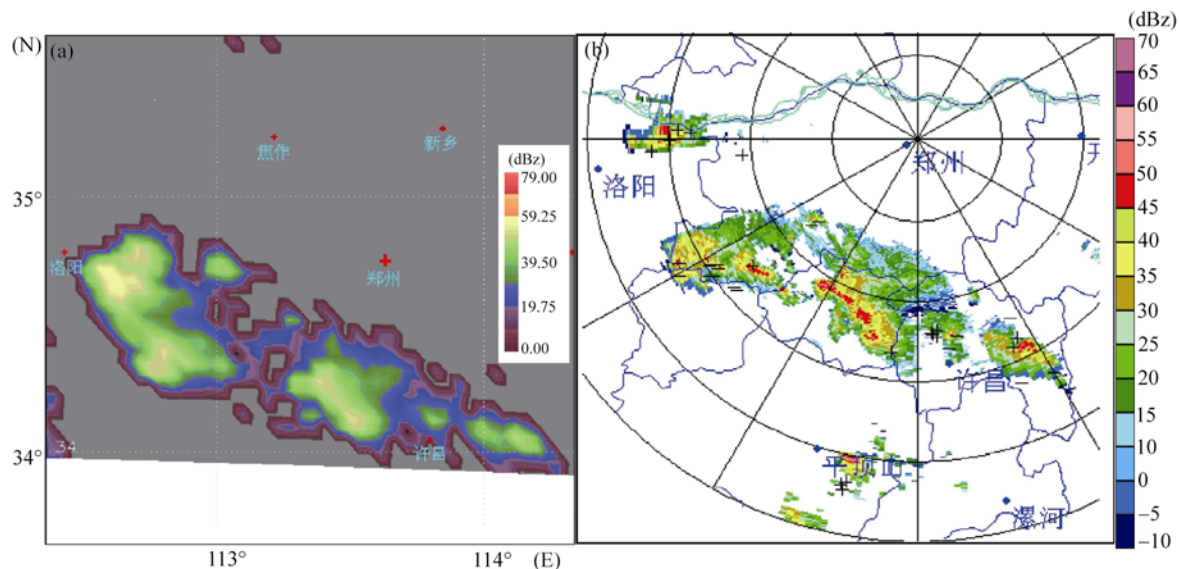


图 5 PR 和郑州雷达探测的 2.5 km 高度处的反射率
(a) PR 在 17:03 的探测结果; (b) 郑州雷达在 17:08 的探测结果. 雷达每圈 30 km

构的分析采用 PR 雷达资料.

图 6 是 TRMM 卫星扫过这两次雹暴时的 PR 雷达提供的数据图, 两次雹暴 6 km 等高平面位置显示 (CAPPI) 分别见图 6(a) 和 (b). 由图 6 可以看出, 这两次雹暴过程都是由多单体组成, 大于 30 dBZ 强回波多集中于系统的前缘. 对照地面降水率 (图 6(c), (d)) 和 6 km 的 CAPPI 图发现, 两者相当一致, 表明 6 km 高度处的回波强度可以很好地指示地面降水的强度, 也说明这两次降水过程中冷云降水机制占支配地位. H2 雹暴强回波的水平尺度较小, 其后部有大片的小于 30 dBZ 的弱回波区域. H1 雹暴降水回波成带状, 大于 30 dBZ 的回波区和小于 30 dBZ 的回波区基本相当.

图 6(e) 和 (f) 是分别沿图 6(a) 和 (b) 中线段 AB 和 A'B' 作的雷达回波垂直剖面图. 可以看出这两次降水过程对流强烈, 回波顶高均超过 14 km, 强对流降水回波呈柱状, 且由小于 30 dBZ 的弱降水回波连在一起. 图 6(e) 右边的强对流单体中 30 dBZ 回波高达 11.25 km, 大于 50 dBZ 的强回波高达 8 km, 呈现出明显的悬垂, 具有明显的冰雹云特征. 图 6(f) 左右两个强单体回波顶高达 14.5 km, 从回波结构可以发现两个单体处于不同的阶段, 左面单体处于成熟阶段, 大于 50 dBZ 强回波已完全接地, 最大降水强度为 130 mm/h; 而右面单体最强回波为 45 dBZ, 单体直立发展, 在 4.5~8 km 之间有大于 40 dBZ 强回波区, 地面最大降水强度为 40 mm/h, 单体处于发展阶段.

另外, 从图 6(g) 雷达回波垂直剖面图可以清楚地看出, 在 4.5 km 左右出现了零度层亮带. 从对流降水回波区至层云降水回波区回波顶高下降比较平缓, 说明对流降水正逐渐向层云降水转化, 这也是雷暴处于成熟阶段的典型特征. 从图 6(h) 中可以看出该单体地面有较大范围的降水, 云体明显向前倾斜, 其后部尾随的层状云降水区要远小于 H2 雹暴.

TRMM 卫星 PR-2A23 提供了降水类型信息, 并将降水分为对流降水、层云降水和其他类型降水. 如果 PR 回波在冻结层出现亮带, 则该降水垂直廓线定义为层云降水廓线; 如果 PR 回波无亮带, 但回波中一旦出现超过 39 dBZ 的信号, 该廓线则定义为对流降水廓线; 非上述两种情况的降水定义为其降水类型. 表 2 给出了 PR 探测的 H1 和 H2 两次降雹个例降水类型和降水率特征. 可以发现这两次天气过程中对流降水的贡献占绝对优势, 分别占 97% 和 85%, 经过像素点平均后发现, 对流降水雨强是层云降水的 10~30 倍, 在一定程度上说明了雹暴中对流活动的强盛. 其次, H1 和 H2 雹暴的层云降水区面积分别是其对流降水区的 0.84 和 1.66 倍, 前者约是后者的 1/2, 图 6 也清楚地表明雹暴 H2 尾随的稳定性降水区远大于 H1.

3.2 闪电活动与降水结构的关系

为了研究闪电活动与雷达回波之间的关系, 我们将 LIS 观测的总闪电叠加在等高回波图上, 经过对

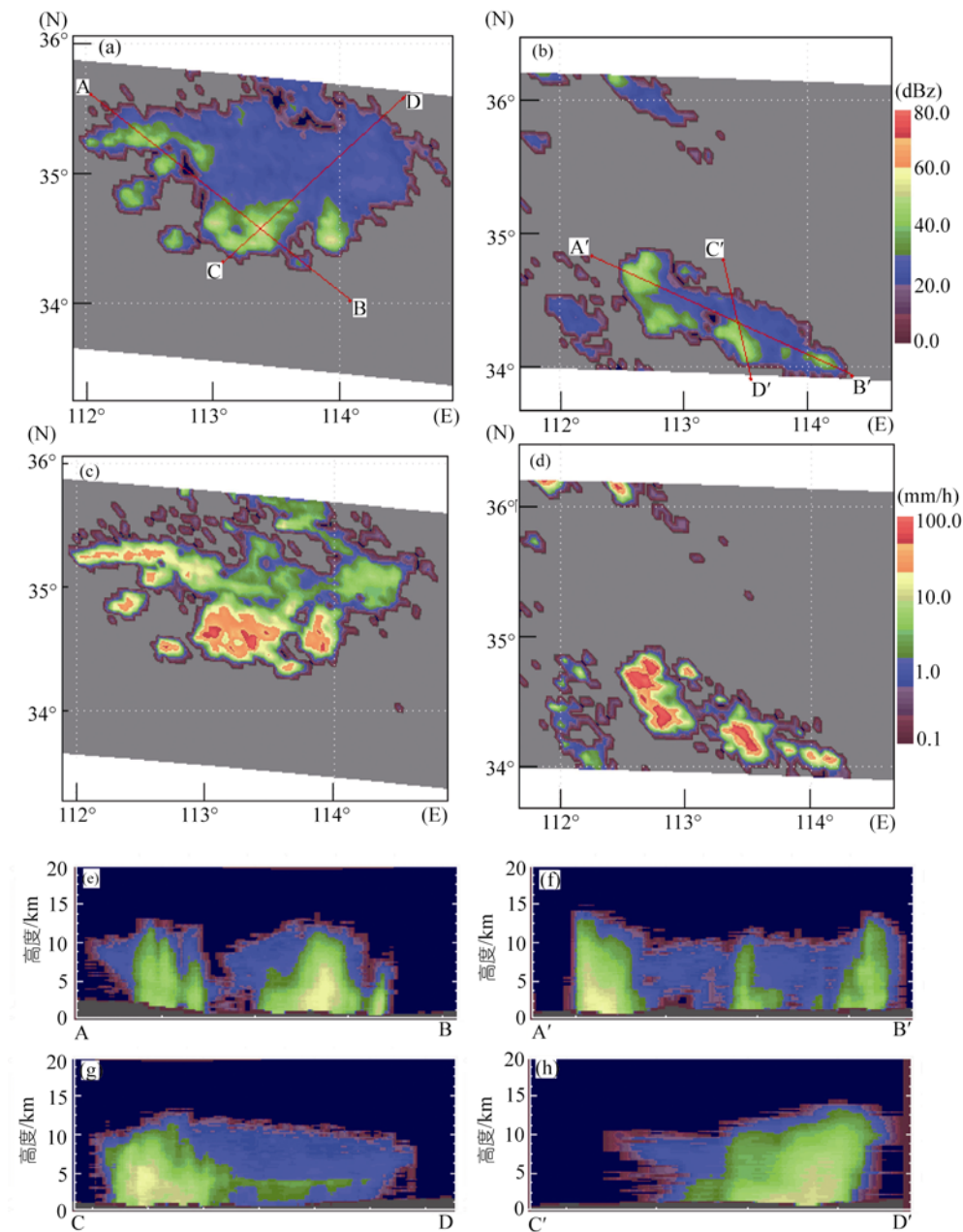


图 6 PR 雷达回波的水平和垂直结构分布图

(a), (b): TRMM PR 探测的 6 km CAPPI; (c), (d): 地面降水率; (e)~(h): 回波垂直剖面. (a), (c), (e), (g)对应于 H2; (b), (d), (f), (h)对应于 H1; (e), (g)分别为沿(a)中 AB 和 CD 线段所作的垂直剖面; (f), (h)分别为沿(b)中 A'B'和 C'D'线段所作的垂直剖面

多条轨道多个层次回波与闪电的叠加发现, 6 km高度处的雷达回波结构与闪电活动的对应关系最好, Keighton等^[24]利用多普勒雷达资料对一次强中尺度对流系统的地闪位置和风暴结构进行分析也曾发现, 地闪和 6 km高度处对流云的面积有很好的正相关. 对照这两次降雹过程的探空资料发现, 6 km高处的温度约为-10℃. 图 7 是在图 6 的基础上叠加了闪电数

表 2 两次降雹个例 PR 探测的降水特征一览表

日期 (轨道号)	类型	像素数量	像素点最大降水率	总降水率 /mm·h ⁻¹	像素点平均降水率 /mm·h ⁻¹
2003-06-19 (31880)	层云降水	166	8.8	122.1	0.7
	对流降水	197	130.3	4665.1	23.8
2002-07-19 (26660)	层云降水	649	9.0	1037.1	1.6
	对流降水	391	109.5	6026.7	15.4

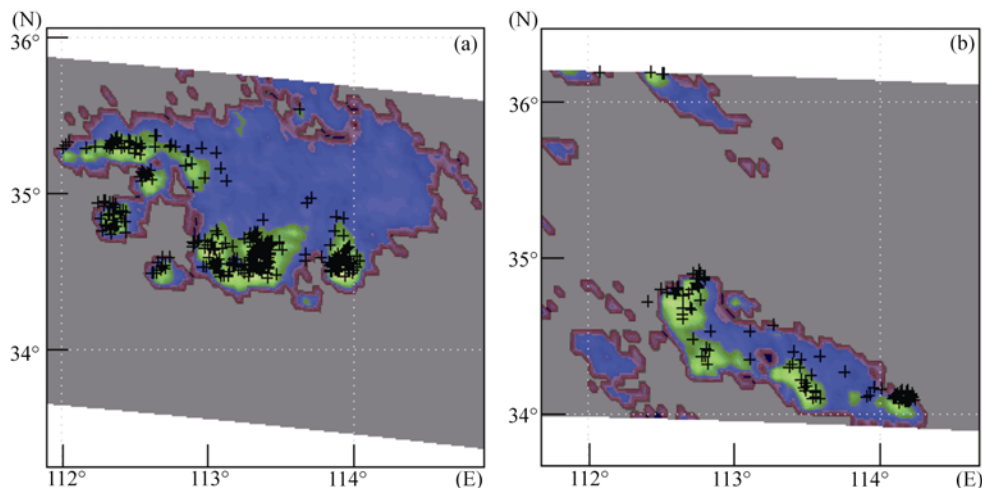


图 7 6 kmCAPPI 和总闪电分布图

(a)为 H2; (b)为 H1. “+”为 LIS 观测的总闪电. 色标同图 6

据, 可以清楚地看到闪电主要出现在强回波区(>30 dBZ)及其周围, 在大片连续的弱回波区(小于 30 dBZ)内仅有零星闪电发生. 同时我们也注意到闪电密集处略微偏离 6 kmCAPPI 回波极大值中心, 且均偏向系统后方, 这可能是因为高空水平风场的作用使带有大量电荷的冰晶粒子吹离强回波中心(主要向后输送)所致. 同时配合其他各高度层的雷达回波发现, 所有闪电均发生在回波区域. LIS 测到 H1 和 H2 两次雹暴的闪电数分别为 97 和 350, 对应闪电频率分别为 55 次/min 和 183 次/min, 可见雹暴中闪电活动非常活跃.

为了进一步说明雷达回波与闪电的关系, 本文综合两次雹暴资料, 给出了闪电发生次数与 6 km 高度处雷达回波的关系图(如图 8). 从图 8 可以清楚地看出最高的闪电次数并不对应最强的回波区域, 而是出现在 35~40 dBZ 的范围内(占 23%), 90% 闪电集中发生在 15~50 dBZ 回波区间, 与曹治强和李万彪^[25]对两次中尺度对流系统的研究结果基本一致.

前文已经提到 TRMM 卫星 2A23 产品仅利用 PR 探测资料区分出对流降水和层云降水. 为了解闪电活动与 TRMM 定义的对流降水的关系, 分析了每个对流降水和层云降水像元的闪电发生情况, 结果发现 H2 个例中对流降水元中有 83% 出现了闪电, 而在层云降水元中发生闪电的概率仅为 3%. 对流降水区发生闪电的几率是层云降水区的 20 倍以上, 不仅进一步证实了闪电与对流降水的相关性, 闪电信息可以有效地识别对流降水区, 而且也在一定程度上反

映了这里所用对流降水和层云降水定义的合理性.

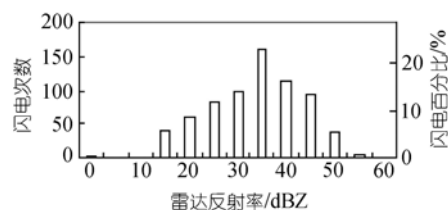


图 8 不同雷达反射率强度的闪电分布直方图

3.3 闪电活动与云微物理结构的关系

由于 LIS 无法区分云闪和地闪, 将 LIS 观测的总闪电资料和地面观测网获取的地闪资料结合起来, 以研究云闪、地闪活动与云微物理特征的相关性. 以 H1 为例, 图 9(a)是将总闪和地闪同时叠加在 6 km 高处的冰相降水粒子含量分布图上所得的结果. 在 LIS 注视雹暴时段内, 共观测到总闪电 97 次, 而地面仅观测到 3 次正地闪, 云闪与地闪约为 31:1, 可见雹云系统中云闪非常活跃. 由于地闪发生次数太少, 因此在图 9(a)中叠加了中心注视时刻 ± 5 min(总计 10 min)内发生的地闪. 从云、地闪的空间分布可以发现地闪活动中心和云闪活动中心并非完全重合, 当云闪发生很频繁时, 相应地闪则不是很活跃. Williams 等^[26]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.

在 H1 雹暴系统右边单体中闪电非常密集, 在 LIS 同一注视时间段内没有地闪发生, 但在 10 min 时间内出现了 4 次负地闪, 活跃的云闪和密集的负地闪

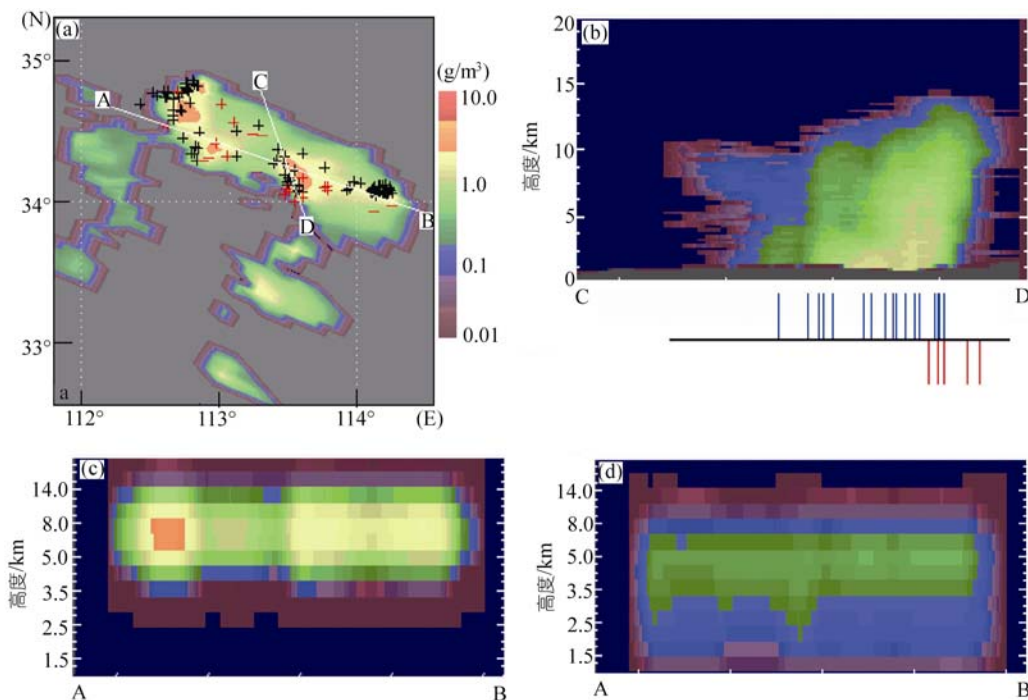


图9 雹暴中冰相降水粒子含量和液态云水含量与闪电活动的综合图

(a) 6 km 冰相降水粒子含水量的水平分布与闪电活动, 其中黑色“+”表示 LIS 观测的总闪电, 红色“+”和“-”分别表示地面观测的正、负地闪; (b) 同图 6(h), 图下方的蓝色和红色短竖线分别为 LIS 观测的总闪电和地面观测的正地闪(± 10 km 内)在 CD 线段上的投影; (c) 冰相降水粒子含水量沿(a)中 AB 线段的垂直剖面; (d) 云滴含水量沿(a)中 AB 线段的垂直剖面. (b)的色标同图 6(b); (c)和(d)的色标同(a)

都表示对流活动的强盛, 相应的过冷水含量也非常丰富, 最大值为 0.21 g/m^3 (在 5 km). 左边和中间的单体中 LIS 观测的闪电密度略低于右边单体, 出现的地闪绝大多数为正地闪, 最大雨滴含水量在最低层(图略), 说明这两个单体处于成熟阶段. 分析正地闪的空间分布发现, 左边单体稀疏的正地闪分布在雨水含量高值区的外围, 基本对应于层状云降水区, 但中间单体的正地闪较密集, 且紧靠在强回波中心附近, 基本对应于强对流区. 正地闪分布特征与 Carey 等^[27]和 Dotzek 等^[28]的观测结果一致, 他们利用 LDARII 提供的三维闪电通道和多参数雷达资料研究发现, 从对流区上部到层状云区的倾斜闪电通道与雪粒子的运动轨迹完全一致, 说明了雪粒子是层状云区正地闪发生的主要贡献者, 正电荷来自两个方面, 一是来自对流区上部携带正电荷的雪粒子的平流输送, 考虑到雪粒子的下落末速, 其运行轨迹是向后(方)向下倾斜的; 二是层状上升区存在冰-冰碰撞的非感应起电机导致反转的偶极电荷结构(下部为正, 上部为负). 紧靠对流区附近的正地闪则可能是由高空风垂直切变导致的倾斜偶极电荷结构造成的, 这从图

9(b)中正地闪对应于回波的前倾可以清楚地发现, 因为高空风切变的作用使雷暴上部的正电荷区暴露出来, 导致正地闪容易发生. 同时注意到, 云闪主要发生在深厚的对流区内.

图 9(c)和(d)分别是固态降水含量和液态云水的垂直剖面图, 可以清晰看出云水分布充满整个云系, 而冰相降水粒子主要分布在 4~8 km 内. 6 km 处, 左边单体的冰相降水粒子含水量最大值 2.4 g/m^3 明显高于右边单体的 1.4 g/m^3 , 但是其云水含量最大值 0.19 g/m^3 却小于右边单体的 0.28 g/m^3 , 右边单体中丰富的过冷却云水十分有利于冰相粒子的扩散和淞附增长, 同时释放的大量潜热又将为云的进一步发展提供动力. 云微物理量的垂直分布表明, 左边单体处于成熟阶段, 云上部依然保持较强的上升气流, 地面伴有强降水; 右边单体云中上升气流盛行, 云处于旺盛的发展阶段, 逐小时的 GMS5 红外云图清楚表明该单体随后继续发展, 并成为系统发展的强中心. 因此, 从液相、冰相雨水、云水含量的垂直分布也可以判断系统前、后部单体处于不同的发展阶段.

起电理论和实验室研究表明闪电发生率和深对

流云中冰相降水粒子的存在密切相关. Deierling 等^[29]利用STERAO(Statospheric-Tropospheric Experiment: Radiation, Aerosols, and Ozone)野外实验期间获取的总闪电和偏振雷达资料, 分析发现总闪电频数和固态降水粒子的向下通量和云冰粒子向上通量之间存在较好的正相关. 由于TRMM卫星同时提供了闪电频数和冰水含量, 为定量探讨闪电活动与云微物理两之间的关系提供了条件. 首先计算出每 $15\text{ km} \times 15\text{ km}$ 单元内的总闪电次数, 再除以观测时间得到闪电频数 F (单位: 次/ km^2/min), 其次是计算 0°C 层以上的冰相粒子积分含水量 (IWC), 再计算出 $15\text{ km} \times 15\text{ km}$ 内的平均值 IWC (单位: kg/m^3), 最后统计分析两者之间的关系. 图 10 是这两次雹暴的观测的点聚图, 仅对闪电次数 ≥ 1 的单元进行了统计分析. 可以看出, 尽管分布比较分散, 但是 F 和 IWC 还是呈现出正相关, IWC 越高, 相应的闪电活动也越频繁, 两者相关系数为 0.69, 拟合式为: $F=0.0164IWC+0.00335$.

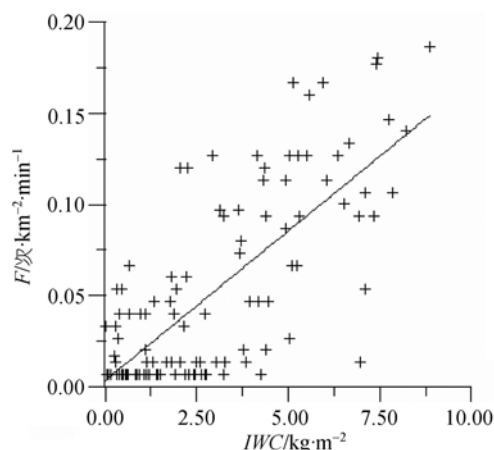


图 10 总闪电频数 F 和冰相粒子积分含水量 IWC 的点聚图
实线为拟合曲线

4 结论与讨论

本文利用地面雷电探测网获取的地闪资料分析了 10 次强雹暴的闪电分布和演变特征, 并结合 TRMM 卫星的 LIS, PR 和 TMI 产品分析了雹暴的降水结构及其与闪电活动的关系, 研究结果如下:

(1) 降雹天气过程的正地闪比例较高, 平均值为 45.5% (分布范围为 23.6%~100%), 远高于当地 3 年的平均值 (8.15%). 在雹云快速发展阶段, 地闪频数存在明显的“跃增”; 在整个降雹阶段正地闪活动非常活跃, 在正地闪频数增加的过程中通常伴有负地闪频数的下降; 在减弱消散阶段, 地闪频数显著减少.

(2) 较典型的两次雹暴的闪电活动非常活跃, 降雹期间总闪电频数分别为 183 次/min 和 55 次/min, 且具有很高的云闪/地闪比例. 两者都是由多单体组成, 大于 30 dBZ 强回波多集中于系统的前缘. 回波顶高均超过 14 km, 大于 50 dBZ 的强回波高达 8 km, 出现回波悬垂, 呈现出明显的冰雹云特征. 这两次雹暴的对流降水贡献占绝对优势, 分别为 85% 和 97%.

(3) 通过对雷达回波和地闪发生位置的分析表明, 正地闪密集发生在强回波区 (大于 40 dBZ) 内, 通常会伴有强天气 (冰雹和大风) 的发生. 对 6 km 高度处的雷达回波与总闪电关系的研究表明, 闪电主要出现在强回波区及其周围, 90% 闪电集中发生在 15~50 dBZ 回波区间. 对流降水区发生闪电的几率一般是层云降水区的 20 倍以上, 可以利用闪电与对流降水的相关性来有效地识别对流降水区.

(4) 闪电频数和冰相粒子含水量呈正相关, 冰水含量越高, 相应的闪电活动也越频繁, 两者相关系数为 0.69, 其线性关系式为 $F=0.0164IWC+0.00335$.

这一关系进一步证实了冰相降水粒子在起电中的重要作用. 但由于仅使用了两次雹暴的观测结果, 且这两次雹暴又均处于成熟阶段, 再加上冰相含水量在由辐射亮温反演过程中存在一定的误差, 因此这一定量关系还仅是初步结果, 要想获得更加可靠的定量关系, 还应进行更多雷暴个例的统计分析.

致谢 感谢中国科学院空间科学与应用研究中心提供的地闪资料、美国戈达德航天中心 (GSFC NASA) 资料分发中心 (Distributed Active Archive Center) 提供的 TRMM LIS, PR 和 TMI 资料.

参 考 文 献

- 1 MacGorman D R, Rust W D. The Electrical Nature Of Storms. New York: Oxford University Press, 1998. 163—303
- 2 Rakov V A, Uman M A. The Lightning Physics and Effects. New York: Cambridge University Press, 2003. 24—52
- 3 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
- 4 Reap R M, MacGorman D R. Cloud-to-ground lightning: Climatological characteristics and relationships to model fields, radar observations, and severe local storms. Mon Weather Rev, 1989, 117(3): 518—535 [\[DOI\]](#)
- 5 MacGorman D R, Burgess D W. Positive cloud-to-ground lightning in tornadic storms and hailstorms. Mon Weather Rev, 1994, 122(8): 1671—1697 [\[DOI\]](#)
- 6 Stolzenburg M. Observations of high ground flash densities of positive lightning in summertime thunderstorms. Mon Weather

- Rev, 1994, 122(8): 1740—1750[DOI]
- 7 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[DOI]
- 8 Lopez R E, Aubagnac J P. The lightning activity of a hailstorm as a function of changes in its microphysical characteristics inferred from polarimetric radar observations. *J Geophys Res*, 1997, 102(D14): 16799—16813[DOI]
- 9 Carey L D, Rutledge S A. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. *J Geophys Res*, 1998, 103(D12): 13979—14000[DOI]
- 10 Qie X, Yu Y, Wang D, et al. Characteristics of cloud-to-ground lightning in Chinese Inland Plateau. *J Meteorol Soc Jpn*, 2002, 80(4): 745—754[DOI]
- 11 Lang T J, Rutledge S A, Dye J E, et al. Anomalous low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A. *Mon Weather Rev*, 2000, 128: 160—173[DOI]
- 12 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
- 13 Adler R F, Huffman G J, Bolvin D T, et al. Tropical rainfall distribution determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information. *J Appl Meteorol*, 2000, 39(12): 2007—2023[DOI]
- 14 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
- 15 Cheng M, He H, Mao D, et al. Study of 1998 heavy rainfall over the Yangtze River Basin using TRMM data. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(3): 387—396
- 16 Liu G, Fu Y. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. *J Meteorol Soc Jpn*, 2001, 79: 131—143[DOI]
- 17 Boccippio D J, Goodman S J, Heckman S. Regional differences in tropical lightning distributions. *J Appl Meteorol*, 2000, 39(12): 2231—2248 [DOI]
- 18 Petersen W A, Rutledge S A. Regional variability in tropical convection: observations from TRMM. *J Clim*, 2001, 14(7): 3566—3586[DOI]
- 19 Qie X, Toumi R, Yuan T. Lightning activities on the Tibetan Plateau observed by the lightning imaging sensor. *J Geophys Res*, 2003, 108(D17), 4551, doi: 10.1029/2002 JD003304
- 20 马明, 陶善昌, 祝宝友, 等. 卫星观测的中国及周边地区闪电密度的气候分布. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(4): 298—306
- 21 袁铁, 郗秀书. 青藏高原中部闪电活动与相关气象因素季节变化的相关分析. *气象学报*, 2005, 63(1): 123—127
- 22 Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J Atmos Ocean Technol*, 1998, 15(3): 809—817[DOI]
- 23 冯桂力, 陈文选, 刘诗军, 等. 山东地区闪电的特征分析. *应用气象学报*, 2002, 13(3): 347—355
- 24 Keighton S J, Bluestein H B, MacGorman D R. The evolution of a severe mesoscale convective system: cloud-to-ground lightning location and storm structure. *Mon Weather Rev*, 1991, 119(7): 1533—1556 [DOI]
- 25 曹治强, 李万彪. 两个中尺度对流系统的降水结构和闪电特征. *气象学报*, 2005, 63(2): 243—249
- 26 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[DOI]
- 27 Carey L D, Murphy M J, McCormick T L, et al. Lightning location relative to storm structure in a leading-line, trailing-stratiform mesoscale convective system. *J Geophys Res*, 2005, 110, D03105, doi: 10.1029/2003JD004371
- 28 Dotzek N, Rabin R M, Carey L D, et al. Lightning activity related to satellite and radar observations of a mesoscale convective system over Texas on 7–8 April 2002. *Atmos Res*, 2005, 76: 127—166[DOI]
- 29 Deierling W, Latham J, Peterson W A, et al. On the relationship of thunderstorm ice hydrometeor characteristics and total lightning measurements. *Atmos Res*, 2005, 76: 114—126[DOI]