

冰雹与雷暴大风的云对地闪电特征*

陈哲彰

(天津市气象台,天津,300074)

摘 要

利用京津冀中尺度试验基地三站闪电定位资料,对 1989—1992 年 20 个冰雹大风实例进行了分析。发现云对地闪电(简称地闪)活动表现为一次冰雹大风天气过程。且正的云对地闪电(简称正闪)占绝对优势,而负的云对地闪电(简称负闪)则与强降水相关。其开始发生时间与雷雨同步,比冰雹平均提前 25min 左右,出现在雹云前进方向右侧(下风方)10—50km。当正闪发生在雹云后部时是冰雹发生与加强阶段,而闪电密集区与云体重叠时是冰雹过程强盛阶段,当位于云体的前方且散开时是冰雹减弱消亡阶段。这个特征对超短期预报具有指示意义。

关键词: 云对地闪电,冰雹,雷暴。

1 引 言

雷暴与闪电的研究,多年来已取得很大进展。国外许多文献通过闪电与降水关系,讨论雷电分布结构及起电机制。如 Rutledge 等(1990)^[1]发现线状 MCS 中的正闪来自对流云线并主要分布在与对流区(负闪活动区域)平行的线状区域内。MacGorman 和 Nielsen (1991)^[2]发现中气旋强度与地闪活动之间存在正相关。在美国 16 届气象学会讨论局地强风暴会上分析对 1990 年 8 月 26 日发生在伊利诺斯龙卷雷暴闪电特征^[3]时指出风暴前期正闪占优势,在这段时间里收到众多的大冰雹和有破坏风力报告。而在 5min 间隔正闪率的峰值之后大约 15—20min 龙卷发生,这与文献[4]所述纽约城南部的龙卷在整个(正闪加负闪)5min 地闪率显著峰值之后约 10—15min 发生比较相似。国内关于雷电的研究亦很多,但应用于气象预报仍较少。“七五”期间京津冀中尺度试验基地引进美国 LLP 公司的三站闪电定位系统(设于北京)对超短期预报进行应用试验取得较大进展。本文应用该系统在实验期间采集的资料,对冰雹大风实例进行统计及典型个例分析。因应用于预报实践研究刚起步,这里仅以揭示事实为主。

2 冰雹大风的闪电活动统计对比分析

从 1989—1992 年共收集到 20 个冰雹大风实例。由于雷达及地闪的原始资料短缺,仅对冰雹大风发生时段的该地域地闪进行统计分析,结果列于表 1,可见如下特点:

* 1993 年 12 月 18 日收到原稿,1994 年 3 月 12 日收到修改稿。

(1) 冰雹大风时地闪活动数明显少于暴雨时。从表 1 中可见冰雹大风过程平均地闪总数为 158 次,而暴雨(6 次过程平均)达 1108 次,其比值为 1:7,即暴雨时地闪数为冰雹大风的 7 倍,而对某个例来讲则更大。这是区别冰雹与暴雨地闪活动的重要特征。

(2) 冰雹大风过程中正闪占绝对优势。从表 1 中可见正闪比率平均为 65.8%,最高达 96.8%。而最低为 53.1%。仍比常见的比例(一般小于 20%)要大得多,正闪为负闪的 1.9 倍,最大可达 30.5 倍。这是冰雹大风地闪活动的主要特征,也是区别强降水(6 次暴雨平均负闪占 89.5%,而正闪仅占 10.5%)时负闪占绝对优势的主要标志。

表 1 1989—1992 年京津冀 20 次冰雹大风及 6 次暴雨过程地闪活动特征

| 天气类别 | 过程项目 | 地闪总数 | 正闪次数 | 正闪百分比 (%) | 负闪次数 | 负闪百分比 (%) | 正闪为负闪的倍数 | 出现的日期及天气简况 |
|------|------|------|------|-----------|------|-----------|----------|--|
| 冰雹 | 平均 | 158 | 104 | 65.8 | 54 | 34.2 | 1.9 | 1990 年 2 次,1991 年 4 次,1992 年 14 次 |
| | 最高 | 63 | 61 | 96.8 | 2 | 3.1 | 30.5 | 1992 年 7 月 21 日 18 时—23 时 河北省南部飚线大风局地冰雹 |
| | 最低 | 277 | 147 | 53.1 | 130 | 46.9 | 1.1 | 1992 年 6 月 28 日 14 时—17 时半 张家口到北京中一大雨局地冰雹 |
| 暴雨 | 平均 | 1108 | 116 | 10.5 | 992 | 89.5 | 0.10 | 1991—1992 年大暴雨 2 次,暴雨 3 次,中一大雨 1 次 |
| | 最高 | 837 | 15 | 1.8 | 822 | 98.2 | 0.02 | 1992 年 6 月 23—24 日 22:40—5:20 藁县局地暴雨 |
| | 最低 | 1062 | 202 | 19.0 | 860 | 81.0 | 0.24 | 1991 年 7 月 27—28 日 21:00—14:00 雄县(263mm)到黄骅大暴雨 |

3 冰雹大风地闪特征及分类

图 1 为天气过程降水量及逐时正、负地闪数(定位仪有效探测范围)时间曲线图,其中可分为干雹和水雹两大类,即天气过程以冰雹(图 1a)或雷暴大风(图 1b,因个例少未再单独分类)为主,降水量很小的简称为干雹。暴雨或强降水中夹着冰雹大风(图 1c,d)的简称为水雹。下面分别举例说明其地闪特点。

3.1 干雹类

图 1a 是 1990 年 6 月 21 日逐时正、负地闪数时间曲线。图中可见有 2 次地闪活动过程。午后过程是与京津唐冰雹大风对应,夜间是与沧州 22 时后冰雹相关。这里仅对午后过程进行讨论。

当时华北为东蒙冷涡控制,受东移小槽影响发生了以冰雹为主的天气过程。冰雹路径(图略)分别为丰宁(11:40)发生,后东移减弱;汤河口(12:15)经兴隆到迁安(17:36)伴有大风,后移出河北省消失;主要影响天津的大冰雹(详见后述),过程降水量很小,除丰宁 24mm 外均小于 5mm。在天津大冰雹中心(西郊)只有 11.5mm。地闪活动有以下特点:

(1) 地闪活动表现为一次冰雹大风天气过程。地闪分布(图略)沿着冰雹路径活动。其时间(11:26—18:17)与冰雹过程(11:40—17:36)基本吻合。

(2) 正闪占绝对优势。这次过程共有 168 次地闪,其中正闪 89 次占 53%,负闪 79 次,

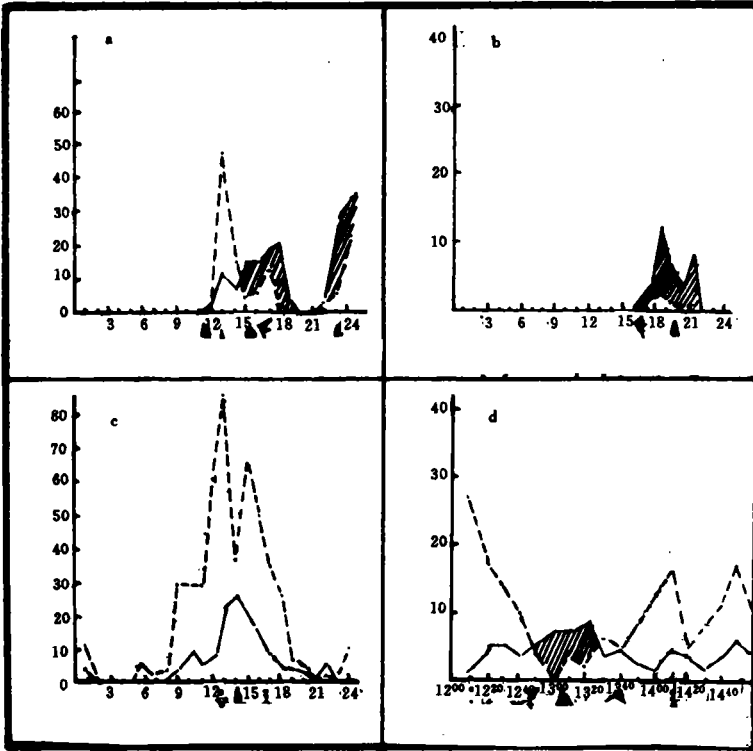


图 1 逐时正、负地闪电数时间曲线及对应天气实况

(a,1990年6月21日短波槽冰雹大风局地大雨;b,1992年5月19日雷暴大风局地冰雹;

c,1991年6月25日台风线大一暴雨及冰雹大风;d,1991年6月25日12—15时10min间隔地闪电曲线。

实线为正闪,虚线为负闪,阴影区为正闪大于负闪值。图中天气符号为常用意义。纵坐标单位为次/h)

为正闪占优势。从原始数据分析(表 2)中看到,在冰雹发生初期地闪频数很少,但正闪的比率很大(75%)。而在冰雹成灾阶段(13:30—18:17)即图中阴影区共有地闪 91 次,正闪 75 次占 82.4%,正闪为负闪的 4.7 倍。

表 2 1990年6月21日11—19时地闪活动与天气特征

| 地闪活 动时段 | 总 次 数 | 正 闪 次数 | 负 闪 次数 | 正负地闪 比例 | 主要天气特点 |
|-------------|-------------|-----------|-----------|------------------|--------------------|
| | | % | % | | |
| 11:26—12:21 | 8 | 6 | 2 | 正闪为负 闪 3 倍 | 冰雹发生初期 |
| 12:22—13:29 | 69 | 8 | 61 | 负闪为正 闪 7.6 倍 | 局地强降水,丰宁 24mm/h |
| 13:30—18:17 | 91 | 75 | 16 | 正闪为负 闪 4.7 倍 | 古北口雹灾开始到后 期伴有大风 |
| 总数 | 168 | 89 | 79 | 正闪为负 闪 1.12 倍 | |

(3) 强降水时负闪占绝对优势。在表 2 中看到 12:22—13:29 时段(图中虚线峰值)负闪的比率为 88.4%。负闪为正闪的 7.6 倍,恰与丰宁强降水(24mm · h⁻¹)对应。但这段时间里汤河口(12:50)出现冰雹。在图中正闪曲线表现为小峰值,在该地区共有三次正闪活动其

比率为 100%。

(4) 地闪活动由负闪到正闪占绝对优势的转折时间为 13 时 30 分,恰好是古北口南部 7 个乡雹灾开始时间(13:30)。这点与 Serafin R J^[4]新近指出正、负闪电转变时刻后会有严重天气发生相似。

(5) 首次正闪发生时刻与冰雹的关系。从上述冰雹三条路径初始站、雷达回波及地闪资料分析统计得表 3。从表中看到冰雹最早出现在丰宁(11:40)对应首次正闪为 11 时 26 分,发生在其东北方向 45km 处,位于雷达回波前沿(图略),比冰雹提前 14min。在汤河口首次正闪出现在雷达回波后部边沿比冰雹提前 35min。而永清的首次正闪(14:51)出现在回波后部边沿,比雷雨(14:52)提前 1min,比冰雹提前 26min。从三次平均可见首次正闪发生时间与雷雨同步,比冰雹提前 25min。总之,若首次正闪强度在 +150 以上,对应雷达回波中心强度在 45dBz 以上,在其前进方向约 35km 处,未来 25min 左右可能有冰雹发生。这点对超短期预报具有实际意义。

表 3 冰雹与首次正闪出现时刻、位置、强度统计表

| 序 号 | 冰雹 发生 地点 | 首次正闪特征 | | | 强天气与地闪时差 | | | | 多普勒 雷达 PPI (dBz) | |
|--------|----------------|--------------------|----------|----------------------|-----------------------------|-----------------------|-----------------------------|-----------------------|---------------------------|-------|
| | | 时 间 (h, min) | 位置 方位 | 强 度 距离 (km) | 雷 雨 出现 时间 (min) | 雷 雨 时差 (min) | 冰 雹 出现 时间 (min) | 冰 雹 时差 (min) | | |
| 1 | 丰宁 | 11:26 | NE | 45 | +152.6 | 11:33 | 7 | 11:40 | 14 | 40—45 |
| 2 | 汤河口 | 12:15 | W | 35 | +153.7 | / | / | 12:50 | 35 | 45 |
| 3 | 永清 | 14:51 | N—NE | 25 | +177.3 | 14:52 | 1 | 15:17 | 26 | 45 |
| | 合 计 | / | / | 105 | 483.6 | / | 8 | / | 75 | / |
| | 平 均 | / | / | 35 | +161.2 | / | 4 | / | 25 | 40—45 |

3.2 水雹类

图 1c, d 分别为 1991 年 6 月 25 日逐时及 12—15 时 10min 间隔的正、负地闪曲线。当日北京市出现暴雨伴冰雹大风天气(国家气象局大院内目测摘录)。13 时 18 分到 54 分倾盆大雨,刮东北大风伴有冰雹($\varphi=25\text{mm}$),持续 30min 左右。这次共有地闪 612 次,其中正闪 130 次,而负闪 482 次占 78.8%,为正闪的 3.7 倍。在逐时正、负地闪数时间曲线图(图 1c)中可见负闪占绝对优势,虚线的峰值区与暴雨有较好的对应。但在峰值区内突然出现一个低谷,形成二峰一谷型,这个谷点与正闪的主峰对应,恰好是冰雹发生时刻。12—15 时 10min 间隔的正、负地闪时间曲线图(图 1d)上出现阴影区(12:50—13:28)与冰雹发生时间吻合,但提前 30min 左右。最有趣的是负闪曲线在冰雹来临前突降(12:50—13:00)为零,正闪 10min 达 7 次比率为 100%之后约 18min 大冰雹发生。这一事实与美国伊利诺斯超级单体龙卷的地闪特征极为相似。

4 超级单体冰雹大风地闪特征及雹云结构

1990 年 6 月 21 日天津大冰雹是在短波槽南端,受干线、中尺度扰动及海风锋多级触发机制作用下形成的超级单体强风暴天气过程^[5]。该地区共有 41 次地闪,其中有 2 次负闪与雹云无关,故只有 39 次,结合雷达回波及天气实况(图 2)综合分析,其特点如下:

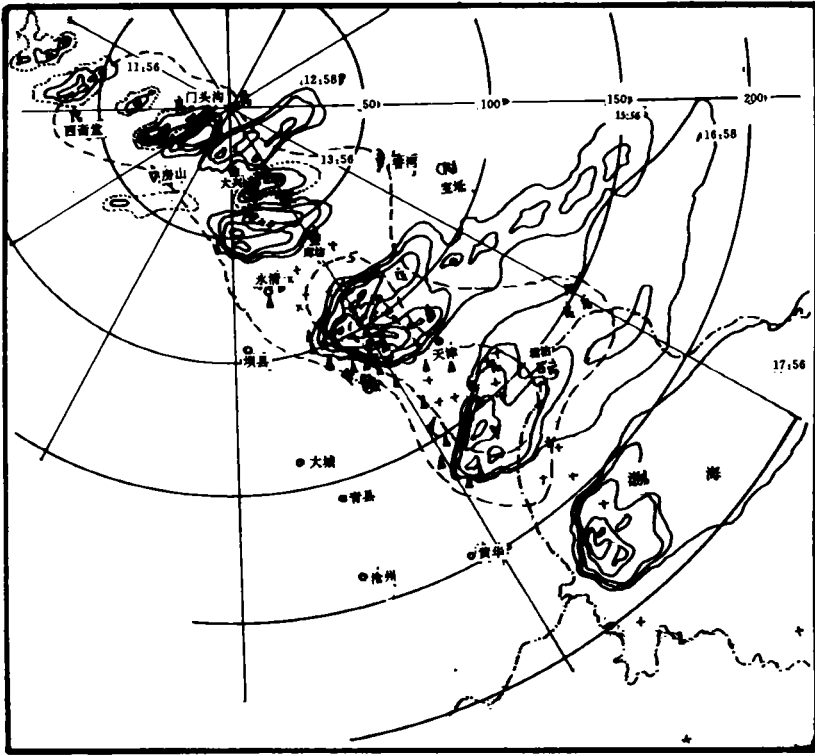


图2 1990年6月21日天津大冰雹路径上地闪活动及逐时雷达回波综合图
(实线为逐时雷达回波(11:56及13:56为短虚线),强度自外向内10,20,30,45,55,60dBz,长虚线为过程降水量(0,5,10mm),+表正闪,×表负闪;图中天气符号为常用意义)

(1) 地闪活动沿着超级单体干冰雹路径上分布。从图中长虚线可见过程降水量很小,大冰雹中心(天津西郊)为11.5mm属干雹类。冰雹从15时17分(永清)开始,16时移到天津,出现大冰雹及强飚风,17时后移入渤海消失。地闪活动分布在冰雹路径上,从14时51分开始至17时44分停止,并与雷达回波中心完全吻合。

(2) 正闪占绝对优势。这次过程共有地闪39次,其中正闪34次占87.2%为负闪的6.8倍。从半小时间隔的正、负地闪时间曲线图3可见,正闪频数在冰雹发生初期(两块回波合并加强)明显增加,16时雹云到达天津时受海风锋作用再次加强,正闪曲线直线上升到主峰值(16:30),即冰雹过程最强盛阶段,17时44分迅速降至零,过程结束。整个过程正闪的比例占绝对压倒的优势。

(3) 正闪位于负闪的右侧10—50km,处于下风方(图2)。这点与Orville等(1988)^[6]“典型的双极性闪电,距离为100km,其分布与高空风走向一致”的报导一致。但在云底有一部分正闪很可能类似文献^[7]指出的最佳三极结构模型。

(4) 负闪次数极少(5次),分布在雹云底部(见图2),其发生时间从图3中可见,分别在15时08—29分(共有3次)及16时03—12分(2次),恰好是雹云在廊坊合并加强及天津再度增强的时刻,说明负闪活动直接与上升运动相关。而且负闪强度在廊坊时平均为一

24.5, 降水量为 0.3mm, 到天津时平均为一 54.9, 最大降水量为 11.5mm, 可见降水量大小与负闪强度相关。这点与 1989 年国家气象局强风暴实验室^[8]的总结比较相似。同时发现 16 时 12 分正闪比率达 100%, 强度为 +200 以上, 最强(16:04)为 +313.4, 15min 后静海(16:19)出现 $17\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 飇风, 说明大风与正闪强度相关。

(5) 冰雹过程各阶段地闪特征及雹云结构。从图 2 中取雷达回波时刻前后 15min 地闪活动及对应时刻中尺度气压(3h 低通滤波值)系统做综合分析图(图 4), 该图可直接反映雹云不同阶段特征及地闪分布。

冰雹过程前期, 从图 2 中看到 11 时 56 分在北京西郊有 4 块雷达回波, 呈西北—东南走向, 先后发生小雷阵雨, 但无地闪活动, 可能是冰雹酝酿期, 在丰宁及汤河口冰雹发生前也有类似的特征。14 时 55 分冰雹发生并加强(见图 4a 中雷达回波), 共有 4 次地闪(正闪 3 次, 负闪 1 次)分布在其北部边沿, 位于永清中低压(-0.73hPa)后部到大兴中高压(+0.12hPa)之间偏向中高压。首次正闪 14 时 51 分发生(位于永清北部 25km), 与永清雷雨(14:52)同步, 比冰雹(15:17)提前 26min。因而雷达、地闪及永清雷雨基本上是同一时间观测到, 而分布向北倾斜, 即雹云垂直轴向后(前进方向)倾斜, 并在加强之中。图 4b 是 15 时 56 分雷达回波, 恰为天津西郊大冰雹(16:14)即将来临时刻, 雹云主体($\geq 45\text{dBz}$)与地闪活动基本重叠略偏后, 且比较集中(正闪 8 次, 负闪 1 次), 位于西郊中低压(-0.77hPa)中心附近, 说明雹云轴呈垂直状态, 是冰雹强盛阶段。16 时 20 分雹云发展到最强时刻, 雷达回波为 60dBz, 云顶高度 14000m, 这时地闪频数为 8 次/10min 的高峰值, 正闪比率为 100%, 强度平均为 +257.3, 16 时 50 分起连庄出现重雹灾, 伴有 $26\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 飇风。图 4c 是 16 时 58 分雷达回波, 其中心与中高压(大港 +1.1hPa)重叠, 共有 6 次正闪活动, 分布在回波区前沿 30km 内, 已散开, 说明雹云轴已向前倾斜。这时冰雹过程已处在迅速减弱消失阶段。图 4d 是 17 时 56 分雷达回波, 共有三次正闪, 分布在其前方 30—50km 处, 并已明显散开, 冰雹过程结束。

5 小结(讨论)

(1) 地闪活动是中尺度强风暴过程的反映, 其中正闪直接与超级单体发生发展密切相关。对冰雹大风可提前 25min 左右指示。从而结合雷达回波及时捉住中小尺度天气系统, 跟踪其活动规律, 提高中小尺度天气系统的认识及预报水平。

(2) 正负地闪活动能较清晰区分暴雨(强降水)与冰雹大风不同性质的天气。暴雨时地闪活动比冰雹大风时频数多且集中, 平均比值为 7:1, 对个例则更大。暴雨时以负闪占绝对优势而冰雹大风时则正闪占绝对优势。这个显著特征对雹云的认识和预报水平会有

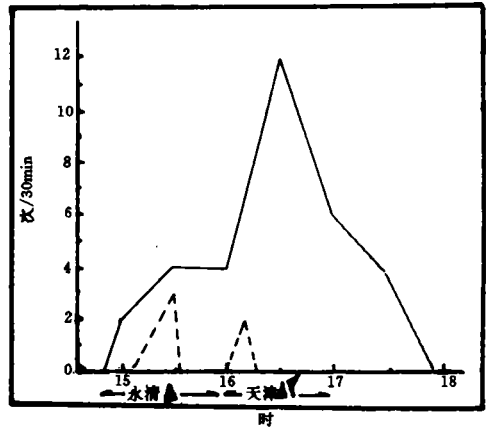


图 3 21 日天津大冰雹地闪数时间曲线及对应天气

(实线为正闪, 虚线为负闪; 天气符号为常用意义)

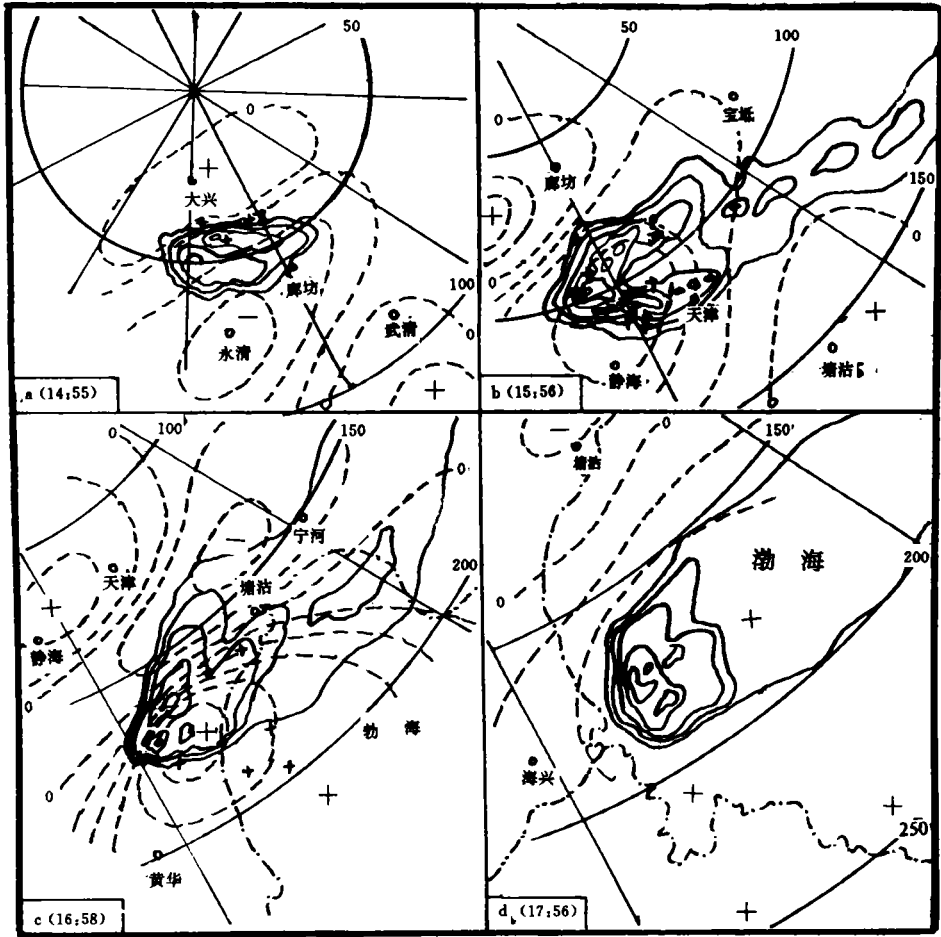


图 4 1990 年 6 月 21 日雷达回波时刻前后 15min 地闪活动及中尺度气压场
 (粗+、-分别为中高、低压,虚线为中尺度气压场,等值线间隔为 0.2hPa;其它说明同图 2)

较大的提高,尤其在防雷减灾工作中可减少盲目作业。

(3) 正闪占绝对优势不但与冰雹、大风、龙卷有较好关系,而且与雪暴密切相关。1992 年 12 月山东半岛阵雪有相似特征。

(4) 地闪活动在正、负闪电突变(转折)之后 20min 左右将有严重天气发生。一般由负转正闪电多为冰雹大风,而由正转负闪电常有强降水。其负闪强度与降水量大小成正相关。而正闪强度则多与强天气的严重性关联。这种强烈天气发生前的正闪峰值特征,可能是由于强烈的上升气流,使得云底带负电荷水汽无法聚积放电,而上层带正电荷冰粒随着降雹及下击气流带到云下放电所致。

(5) 正闪多发生在云砧部位,从而间接可知雹云的柱状云体演变与冰雹大风的的关系。当正闪分布在云体后部,即云轴呈后倾时是冰雹发生加强阶段;在地闪与雷达强回波区重叠且密集时云轴呈垂直状态,为雹云已发展到强盛阶段,在雹云减弱消失时,云轴呈前倾,正闪分布在其前方且散开,根据这个特点可推测出雹云未来演变趋势及路径,从而正确判

别冰雹落点及强度。

(6) 在应用美国 LLP 公司三站闪电定位系统探测资料时,应注意系统的误差订正,特别是该系统基线上及强度归一化法计算误差值,必须加以修正。

参考文献

- [1] Rutledge A. 中尺度对流系统和闪电. 郭亚田译. 气象科技, 1992, 5: 70—71.
- [2] 一个中尺度对流系统演变: 云地闪电位置和风暴结构. 林佩云编译自 *Mon Wea Rev.* 1991, 119 (7): 1533—1555.
- [3] Kane R J. Lapenth K D. 1990 年 8 月 28 日在伊利诺斯北部超级单体龙卷闪电特征. 陈哲彰等译. 天津气象, 1994, 9 (3), 34—36.
- [4] Serafin R J. 大连第三次中美中尺度气象学研讨会交流材料. 气象科技动态, 1992 年 10 月.
- [5] 陈哲彰. “90. 6. 21” 天津强冰雹中分析. 华北中尺度暴雨试验文集. 北京: 气象出版社, 1992 年.
- [6] Orville et al. Bipole patterns revealed by lightning locations in mesoscale storm. *Systems Geophy Res Lett.* Is. 129—132.
- [7] Holzworth R H. 美国 1987—1990 年的大气电动力学. 张菊生译. 气象科技, 1992, 2: 26—28.
- [8] 顾映欣. 闪电定位资料与对流降水关系的初步分析. 京津冀中尺度试验文集. 气科院中尺度所, 1989, 132—138.

THE CHARACTERISTICS OF LIGHTNING FROM CLOUDS TO GROUND ACCOMPANYING WITH HAILSTONES, THUNDERSTORMS AND GUSTS

Chen Zhezhang

(*Meteorological Observatory of Tianjin, Tianjin, 300074*)

Abstract

According to the data from 3 stations of mesoscale weather system experimental base in Beijing, Tianjing and Hebei, 20 cases of hailstones with gusts weather process from 1989 to 1992 were analyzed. The results showed that the activity of lightning from cloud to ground was a process with gusts. The positive charge of lightning from clouds to ground was dominant. The negative charge of lightning from clouds to ground correlated to heavy rainfall. The occurrence of lightning coincided with the thunderstorms twenty five minutes earlier than hailstones on an average. It appeared 10—50km righthand in front of hailstone clouds. When positive charge lightning occurred at the rear part of hailstone clouds, it was the occurring and strengthening stage of hailstones; when the concentrating area of lightning overlapped with the body of clouds, it was the strongest stage of the hailstone process; when the lightning was at the frontal part of the clouds and separating it was the weakening and disappearing stage of the hailstone clouds. These characteristics were suggestions for nowcasting.

Key words: Lightning from clouds to ground, Hailstone, Thunderstorm.