

# 京津地区强冰雹环境场分析\*

陈 进 强

(国家气象局气象科学研究所)

本文主要分析 1964—1979 年 16 年期间具有特定形势的强冰雹天气环境场和发生条件,并给出了天气环境场模式图。

每年从春末至秋初(四月中旬—九月上旬),京津地区经常发生强的雷雨、冰雹,有时还发生龙卷风等强对流天气。根据 1964—1979 年冰雹灾情资料的统计,16 年期间京津地区发生 25 次强冰雹天气过程,其中有两次还出现了龙卷风。强冰雹发生的最多月份是 6 月(10 次),其次是 8 月(6 次),5 月 4 次,7 月 3 次,4 月和 9 月各 1 次。强冰雹发生的时间多数开始在 13—17 时,终止在 16—20 时。

所谓强冰雹天气是指:1) 降雹的影响范围在 4 个县、区以上;2) 冰雹的最大的降雹直径达 4—6 厘米,一般 1—3 厘米,最大的积雹厚度 5—15 厘米;3) 在降雹的同时,伴有雷雨和大风,对农作物和建筑物有很大破坏,对人畜的生命安全有很大的威胁。

本文目的是试图揭示具有相似形势(A 型定义见下节)强冰雹环境场的特点和发生的条件,给出天气环境场模式图,作为强冰雹落区预报的依据,然后结合雷达探测资料<sup>1)</sup>,探索警戒和预报强冰雹天气。

使用的资料有:一般天气图,北京每天四次探空和测风资料,1964—1979 年北京地区、天津和河北省部分地区的降雹灾情资料。

## 1. 强冰雹的天气环境场和天气条件

根据 25 次强冰雹过程天气图资料的分析,影响强冰雹天气过程的主要系统,在 500 毫巴图上有:低涡和高空槽(槽后有冷舌)。根据这些系统出现的大致位置,分两种类型。在 500 毫巴图上,当低值系统出现在北纬 37—57°、东经 100—120°范围内,在其东侧(东经 120—140°)有高压脊配合,这种类型称为 A 型。当低值系统出现在北纬 37—57°、东经 120—140°范围内时,称为 B 型。强冰雹天气 25 例中,A 型有 20 个,占总数的 80%。B 型只有 5 个,占总数 20%。为此,本文主要对 A 型的环境场和发生的条件进行分析。

从图 1 中看到,在乌兰巴托、赤塔和伊尔库茨克附近有一闭合的冷性低压,京津地区

\* 本文于 1982 年 1 月 22 日收到,1984 年 3 月 28 日收到修改稿。

1) 本文 A 型的雷达探测资料的详细分析发表在“强对流天气会议文集”(1981 年 9 月)中。

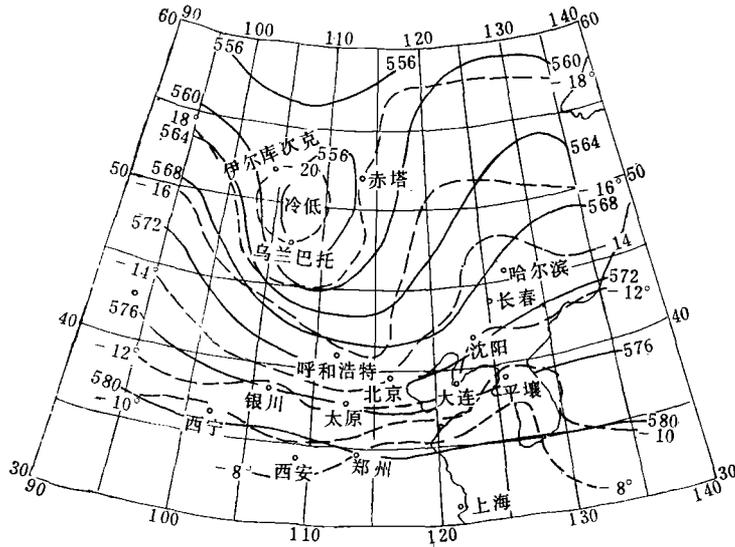


图 1 15 例 08 时 500 毫巴的平均高度场和平均温度场<sup>1)</sup>

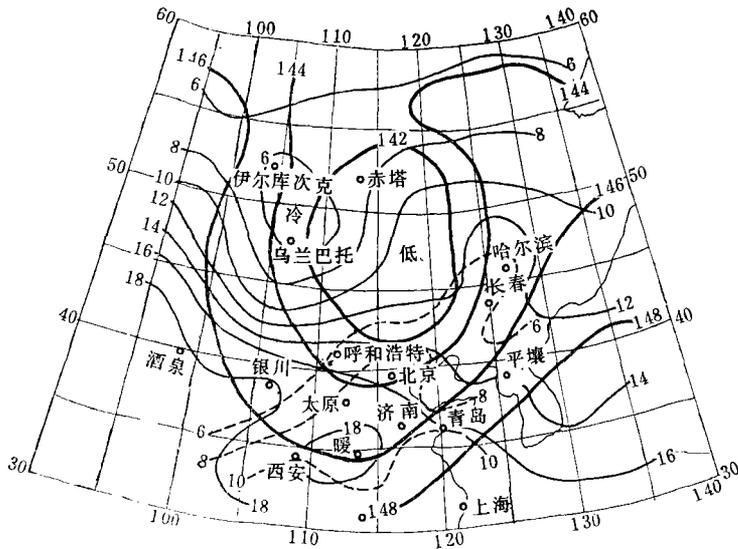


图 2 15 例 08 时 850 毫巴平均高度场、温度场和湿度场  
(图中粗实线为等高线, 细实线为等温线, 虚线为等露点线)

处在低压的东南边缘。从温压场的分布可以看出, 在北京及其西部地区上空, 08 时已有明显的冷平流。

图 2 看到 850 毫巴在 42°—54° 之间有一低压中心。温度槽的冷中心与 500 毫巴的冷中心基本对应。在京津地区及其西南部有十分明显的低层暖平流。湿舌由西南向东北伸延, 与暖区的位置和西南气流的流向比较一致, 其中 8°C 等露点线由太原向东北经张家口到承德、后折向东南经渤海到山东半岛, 京津地区正好位于这个湿舌的顶端。

1) 1964—1968 年的 5 例资料没有统计。

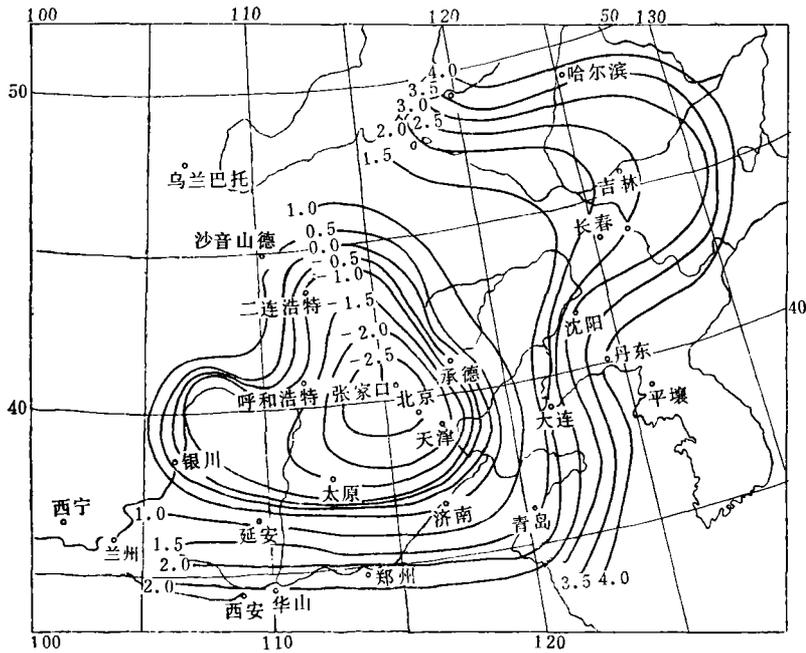


图 3 15 例 08 时平均沙氏指数(Si)分布图

比较图 1 和图 2, 京津地区的中空(500 毫巴)受冷平流影响, 低层(850 毫巴)受暖平流影响, 08 时开始形成上干冷下温暖的层结。图 3 此时层结不稳定中心出现在张家口附近, 京津地区处在该中心东南侧  $-2^{\circ}\text{C}$  等值线的范围内。由于低值系统是向东南偏东方向移动, 这个不稳定中心未来将影响到京津地区。

在 08 时地面图上, 北京地区的西部, 大多数个例都有一条冷锋, 京津地区处在锋前暖区内(图略)。冷锋在向东南或偏东方向移动过程中, 有的冷锋比较明显, 有的不明显, 强冰雹天气往往发生在冷锋前的暖区内或锋线上。

图 4 在 200 毫巴从北纬  $33^{\circ}$ — $45^{\circ}$  之间有一个急流区, 在急流区中有两支比较明显的急流轴, 其一急流轴大致沿着乌鲁木齐、呼和浩特, 经北京指向长春, 最大的平均风速 34 米/秒, 这支急流是极锋急流, 京津地区处在它的下游区内。在 500 毫巴, 从海流图、呼和浩特、北京到沈阳有一大风速区, 最大平均风速达 20 米/秒, 其两侧风速显著减小, 京津地区处在这个大风区的右侧 100 公里范围内。

用总能量温度分析方法  $\left[ T_{\sigma} - \frac{1}{2} (T_{\sigma}^{1000} + T_{\sigma}^{900}) \right]^{[1]}$  统计和分布 17 个个例<sup>1)</sup> 强降雹前一天 08 时到降雹后一天 08 时(共 9 次观测时刻)北京站湿空气静力稳定度(图略)。结果在降雹前一天的 14—20 时, 在北京站的上空出现微弱的潜在不稳定负值(日变化的影响), 在降雹的当天 08—20 时, 在 700—300 毫巴之间出现明显的潜在不稳定负值, 其中以 14 时 500 毫巴的潜在不稳定负值最大, 达  $-7.7^{\circ}\text{C}$ 。

表 1 表明, 影响潜在不稳定能量的各项温度中, 以低层(950 毫巴)潜热温度项

1) 有 3 个资料不完全, 没有统计。

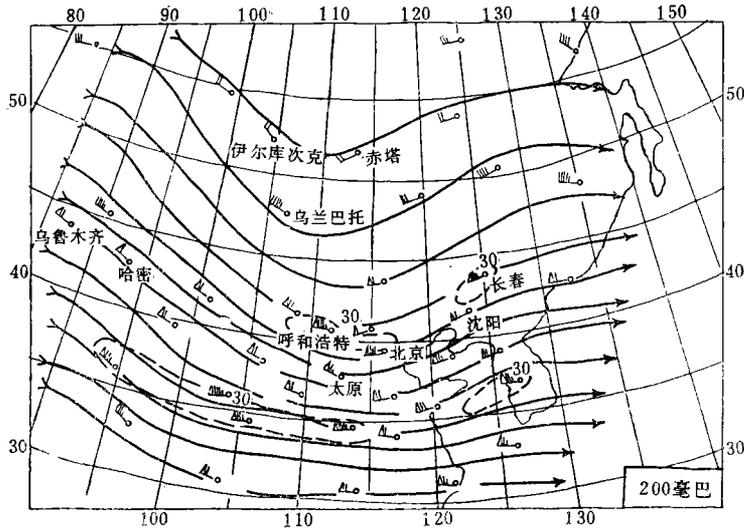


图 4a 15 例 08 时 200 毫巴的平均风场  
(虚线为风速值中心, 单位: 米/秒)

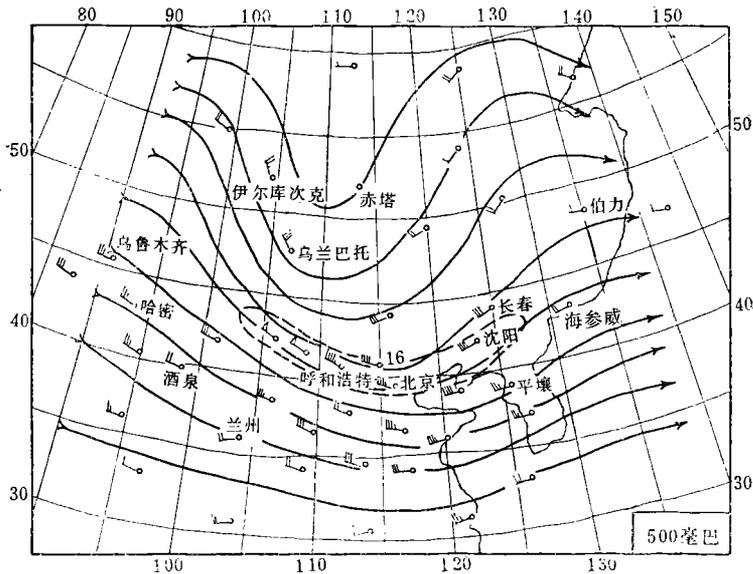


图 4b 15 例 08 时 500 毫巴的平均风场  
(说明同 4 a)

$\left(\frac{L}{C_p} q\right)$  贡献最大, 达  $5.0^{\circ}\text{C}$ , 其次是 500 毫巴的温度项, 其值为  $-3^{\circ}\text{C}$ 。

考虑到季节的影响, 把 6 月 10 日—8 月 20 日出现的 10 个强冰雹作为夏季发生的个例, 把其余时间出现的 7 个强冰雹作为春末和秋初发生的个例。在夏季, 影响潜在不稳定能量值的各项温度中, 以中层 500 毫巴温度项贡献最大 ( $-3^{\circ}\text{C}$ ), 其次是低层 (950 毫巴) 的潜热项温度 ( $2.8^{\circ}\text{C}$ )。而在春末和秋初, 是以低层 (950 毫巴) 的潜热项温度贡献最大

表 1 14 时 17 例平均总温度与(5—8)月平均总温度比较表

		$T$	$\frac{L}{C_p}q$	$\frac{g}{C_p}Z$	总 温 度
17 例 平 均	$T_{\sigma}^{500}$	-13.7	6.5	55.3	48.1
	$T_{\sigma}^{950} = \frac{1}{2}[T_{\sigma}^{1000} + T_{\sigma}^{900}]$	22.7	27.9	5.2	55.8
	$I_1 = T_{\sigma}^{500} - T_{\sigma}^{950}$	-36.4	-21.4	50.1	-7.7
月 平 均	$T_{\sigma}^{500}$	-10.7	8.2	56.4	53.9
	$T_{\sigma}^{950} = \frac{1}{2}[T_{\sigma}^{1000} + T_{\sigma}^{900}]$	20.5	22.9	4.9	48.3
	$I_2 = T_{\sigma}^{500} - T_{\sigma}^{950}$	-31.2	-14.7	51.5	5.6
		$T - T_{\text{月}}$	$q - q_{\text{月}}$	$Z - Z_{\text{月}}$	总 温 度 差
$T_{\sigma}^{500} - T_{\sigma}^{500\text{月}}$		-3.0	-1.7	-1.1	-5.8
$T_{\sigma}^{950} - T_{\sigma}^{950\text{月}}$		2.2	5.0	0.3	7.5
$I = I_1 - I_2$		-5.2	-6.7	-1.4	-13.3

表中的  $T_{\sigma}^{500}$  是 500 毫巴饱和空气具有的总温度； $\frac{1}{2}[T_{\sigma}^{1000} + T_{\sigma}^{900}]$  即 950 毫巴空气块的总温度； $I_1$  是 17 个个例平均的潜在不稳定指数； $I_2$  是月平均的潜在不稳定指数。

表 2 17 个强冰雹平均环境风速垂直切变值(秒<sup>-1</sup>)

时 间 高度(千米)	14	20	平 均
1.5—6.0	$2.9 \times 10^{-3}$	$3.3 \times 10^{-3}$	$3.1 \times 10^{-3}$
1.5—9.0	$3.0 \times 10^{-3}$	$2.9 \times 10^{-3}$	$3.0 \times 10^{-3}$
1.5—12.0	$2.7 \times 10^{-3}$	$2.6 \times 10^{-3}$	$2.7 \times 10^{-3}$

表 3 不同类型风暴所具有的环境风速垂直切变值(秒<sup>-1</sup>)<sup>[2]</sup>

风 暴 类 型	云 底 到 云 顶 间 切 变 值
雨 暴	$< 2.0 \times 10^{-3}$
多 单 体	$1.5 - 2.5 \times 10^{-3}$
超 级 单 体	$2.5 - 4.5 \times 10^{-3}$
强 切 变 风 暴	$4.5 - 8.0 \times 10^{-3}$

(6.3°C)，其次是中层 500 毫巴温度项(-4°C)。

图 5 左边是 1979 年 6 月 14 日 20 时，北京环境风的垂直分布(距离降雹地点 40—50 公里)，右边是北京 14 时，地面、850、500 和 200 毫巴 17 个个例平均环境风的垂直分布。由

地面到 200 毫巴, 风速随高度基本上是线性增加。地面到 500 毫巴, 风向顺时针旋转, 由 500 到 200 毫巴风向随高度逆时针旋转。环境风向的这种垂直分布, 表明中高层有十分明显的干冷空气, 低层有十分明显的暖湿空气。根据温度和潜热能温度与相应的月平均进行分析比较(图略)可知: 在地面—850 毫巴层是暖湿区, 800—700 毫巴层是干暖区, 500—400 毫巴层是干冷区。这是强冰雹雷暴的典型特征。

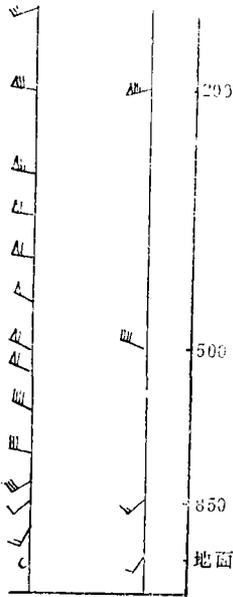


图 5 强冰雹的环境风垂直分布

表 2 是降雹当天 14 和 20 时 17 个个例强冰雹环境风速垂直切变的平均值。从表中可以看出, 以 1.5 千米为云底的不同高度环境风垂直切变的平均值在  $2.6-3.3 \times 10^{-3}$ /秒之间。14 和 20 时, 1.5—6.0 千米的平均值为  $3.1 \times 10^{-3}$ /秒, 1.5—9.0 千米的平均值为  $3.0 \times 10^{-3}$ /秒, 1.5—12.0 千米的平均值为  $2.7 \times 10^{-3}$ /秒。把表 3 的平均值与表 4 不同类型风暴所具有的环境风垂直切变值进行比较, 可以看出, 17 个强冰雹环境风速垂直切变值属于超级单体风暴环境风速垂直切变值的范围。

从个别的情况来看, 有些个例的风速垂直切变值比平均值要大得多。例如, 1972 年 4 月 14 日, 14 和 20 时, 1.5—6.0 千米的平均切变值为  $5.8 \times 10^{-3}$  秒<sup>-1</sup>, 1.5—9.0 千米为  $5.0 \times 10^{-3}$  秒<sup>-1</sup>, 1.5—12.0 千米为  $3.2 \times 10^{-3}$  秒<sup>-1</sup>。这天的风速垂直切变值基本上属于表 3 中的强切变风暴的切变值范围内。北京四月中旬出现这样强的降雹天气是很少见的。这除了地面出现的增温和增湿条件以外, 与当天出现这样强的风速垂直切变有密切相关。也有少数个例的风速垂直切变值比较小(低于平均值), 这说明较弱的环境风

速垂直切变值也有出现强冰雹的可能。

从以上分析可以看出, 天气环境场和条件对于潜在不稳定能量的建立和积蓄是十分有利的, 而中尺度切变线或地面冷锋是京津地区强对流的主要促发条件。由 500 毫巴平均高度场和温度场(见图 1)可以看出, 在贝加尔湖至乌兰巴托之间的冷性低压中心, 是一个深厚的准稳定系统。在它缓慢地向偏东方向移动过程中, 其后部分裂出短波槽并携带冷空气南下, 在 850 或 700 毫巴图上反映出一条中尺度切变线(或中尺度扰动)<sup>[3]</sup>, 地面图往往有冷锋配合(有的不十分明显)。这些中尺度切变线或冷锋, 移向潜在不稳定区域, 把对流层中下部的稳定层或逆温层破坏掉, 积蓄在对流层下部的大量不稳定能量得以释放, 造成强烈的对流天气。从很多个例的雷达观测中, 还可看到, 初期的雷暴单体多沿着地面冷锋前沿产生, 由回波单体组成的带状回波与锋面的走向基本一致。这种观测事实, 在一定程度上说明, 这些中尺度切变线或地面冷锋, 是雷暴的促发条件, 又是强雷暴的“组织者”。有些个例的雷达观测表明, 当移近测站或移到测站东部的雹云回波行将减弱或消亡时, 在原来回波的西南或南部出现新生的回波单体或新生的带状回波, 这种不连续的传播现象是值得进一步研究的问题。

## 2. 强冰雹的天气环境场模式图

从春末到秋初, 当贝加尔湖至乌兰巴托之间出现冷性低压中心时, 中高层的干冷西北

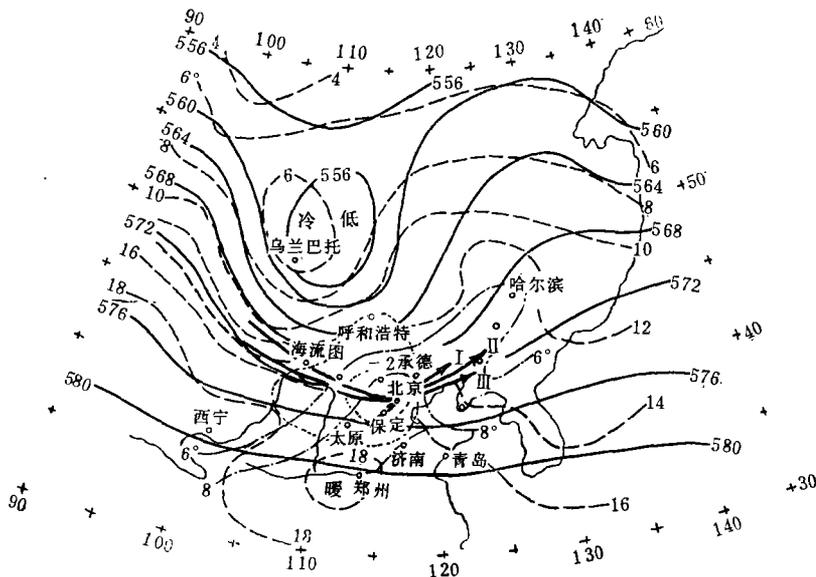


图 6 强冰雹环境场模式图

(实线是 500 毫巴等高线,虚线是 850 毫巴等温线,点横线是 850 毫巴等露点线,圆点线是  $S_i$  表示的层结不稳定区,粗箭头 I 是 850 毫巴西南气流,II 是 200 毫巴急流轴,III 是 500 毫巴大风区。)

气流与低层的偏南暖湿空气在京津地区附近交绥,形成潜在不稳定层结。地面为偏南风,地面至 500 毫巴,风矢量随高度作顺时针旋转。平均风速垂直切变值为  $2.9 \times 10^{-3}$ /秒。强冰雹发生在 200 毫巴极锋急流轴、500 毫巴大风区以及 850 毫巴的西南气流交点附近的高能区内。

这个环境场模式图,可作为强冰雹落区预报时的参考,应当指出只有结合雷达探测,才能对强冰雹作出较正确的预报。

### 参 考 文 献

- [1] 雷雨顺、吴宝俊等,用不稳定能量理论分析和预报夏季强风暴的一种方法,大气科学,第 2 卷,第 4 期,1978。
- [2] 丁一汇等,中尺度对流系统的发生发展,暴雨文集,吉林人民出版社,1978。
- [3] 许梓秀,中尺度雨带与京津冀边界层辐合区相互作用的分析,雷达气象文集,气象出版社,1981。