

雷达气象文集

中央气象局气象科学研究所 編

61

08

气象出版社

1981

雷 达 气 象 文 集

中央气象局气象科学研究院 編

气 象 出 版 社

1 9 8 1

内 容 简 介

本文集选编了 1978 年全国雷达气象技术经验交流会的 26 篇论文, 内容包括: 强对流天气、暴雨和台风的雷达警戒及其分析预报技术方法, 天气雷达的探测、标校和定量测量技术, 另外, 还有关于海浪和晴空湍流回波研究以及雷达的距离订正设备等。

本文集可供天气雷达站和气象台站有关科技人员及气象院校师生参考。

雷 达 气 象 文 集

中央气象局气象科学研究院编

气 象 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路 48 号)

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经售

北 京 印 刷 一 厂 印 刷

787×1092 1/16 印张: 10.5 字数: 220 千字

1981 年 3 月第一版

1981 年 3 月第一次印刷

印数: 1—2,500

定价: 1.45 元

统一书号: 13194.0023

科技新书目: 179—44

前 言

1978年11月3—12日在合肥召开了“全国雷达气象技术经验交流会”。本文集选编了会议论文26篇，内容包括：强对流天气、暴雨和台风的雷达警戒及其分析预报技术方法，天气雷达的探测、标校和定量测量技术，另外，还有关于海浪和晴空湍流回波研究以及雷达的距离订正设备等。这反映出近期我国雷达气象方面部份科技成果。

本文集由会议领导小组委托许梓秀、马振骅、陶善昌、陈良栋、葛润生、黄炎、薛偕旺和秦宏德等同志负责文稿的选审和编辑工作。限于水平，不当之处恳望指正。

编者

一九七九年十月

目 录

“人”字形回波实例探讨·····	白卢洋 (1)
中尺度流场系统与降雹回波系统相互作用的初步分析·····	杨培才、张琦娟、吴玉霞 (11)
中尺度雨带与京津冀边界层辐合区相互作用的分析·····	许梓秀 (17)
梅雨锋的回波结构及中小尺度系统的一种可能激发方式·····	陈良栋 (28)
雷暴强降水的回波分析与中尺度流场的关系·····	黄 炎、金关海等 (35)
一次强飑线的雷达回波浅析·····	福建建阳雷达站 (43)
汕头地区“77.5”特大暴雨两个例分析·····	周笃诚 (51)
宜昌地区一次特大暴雨的回波分析·····	湖北宜昌地区气象台 (57)
台风的雷达定位及风力强度估计·····	周笃诚 (63)
多因子综合相关判定台风强度·····	福建长乐雷达站 (70)
雷达回波综合图在天气分析预报中的应用·····	黄 炎、蔡绍元、金关海、王昌岳 (76)
降雹回波单体的特征分析·····	刘锦丽、郭裕福 (83)
新乡地区一次冰雹云的雷达观测·····	河南省气象台雷达组 (92)
用气-4 型雷达判别冰雹、雷暴及一般降水的强度指标探讨 ·····	张鹏辛 (96)
雷达测量雹云回波顶高的误差讨论·····	葛润生 (99)
降水对三公分雷达回波的一些衰减影响·····	·····葛润生、秦宏德、朱国森、林学范、蔡作金、金大进 (106)
雨对 5 厘米波长电磁波的散射和衰减·····	秦 瑜 (113)
雷达定量测量降水工作中几个问题的讨论·····	葛润生、秦宏德 (118)
利用功率传递法测量天线的有效增益·····	葛文忠、叶盘锡 (122)
利用太阳辐射校准天气雷达·····	葛润生等 (126)
利用 711 雷达观测海浪回波·····	福建厦门气象台天气雷达组 (133)
西宁地区的晴空层状回波·····	金林森 (136)
超折射回波分布与射线传播路径的关系·····	马振骅、沈桂忱 (139)
超折射与未来短期降水的关系·····	安徽池州地区气象局雷达组 (149)
阶梯式雷达距离订正装置·····	廖师敏 (153)
地面降水定量分布的微波遥感研究·····	吕达仁、林 海 (159)

“人”字形回波实例探讨

白 卢 洋

一、概 况

1978年6月9日16—18时左右，北京地区骤降冰雹，雹区（见图1）面积之广、灾情之重是历史上罕见的。这次降雹分为两路：一由延庆山区向东南东移至平谷山区后，又向东南东移动影响遵化南部地区；另一由妙峰山、猴山到北京城区（北至昌平、沙河，东及通县、顺义，南北宽约30公里，东西长50多公里），形成主要雹灾区。后者反映在雷达上是一个条状强回波（回波C）带扫过，雹块大的如鸡蛋、核桃，个别的象拳头，有的地方地面积雹一寸多，致使某些公社的蔬菜、果树遭受严重损失。这次冰雹天气是产生在蒙古低涡东南象限的一条带状云堤扰动上的。

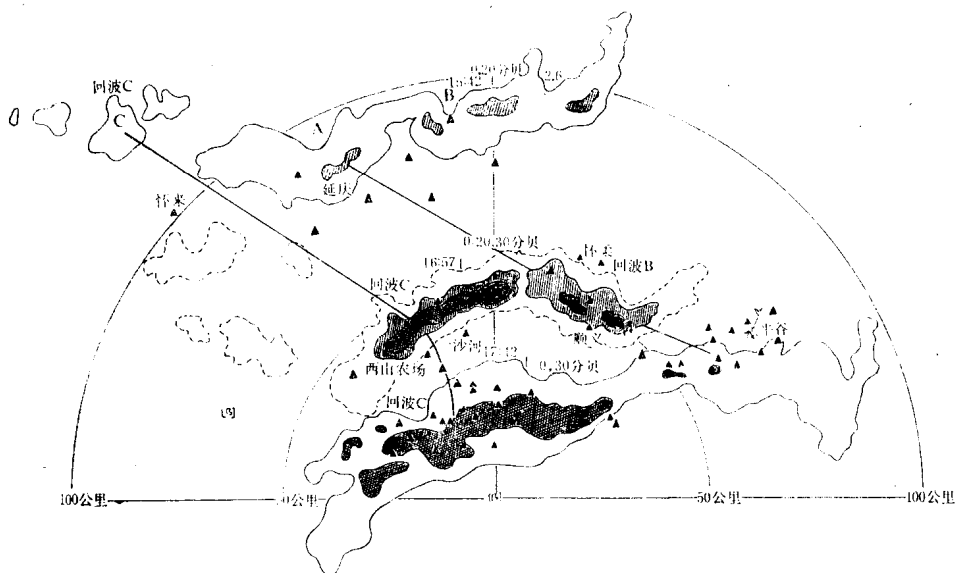


图 1 1978年6月9日降雹实况

二、天气形势背景

6月9日08时，500毫巴形势为冷低阻高型（见图2）。

8日20时500毫巴图上，乌兰巴托附近为一新生低涡，它以30公里/小时的速度东移，其中心距北京约600公里。因而，低涡引导一个南北向的主槽东移，08时到达北京以西250公里处。槽后有明显的冷中心，位于 40°N 附近。槽前为一近南北向的锋区（温度梯度超过 $1^{\circ}\text{C}/100$ 公里），等高线密集，有强的偏西南风（最大风速28—32米/秒）。北京位于这个强风区的左侧边缘。根据北京、呼和浩特、太原三站高空风计算，这一地区气旋性涡度很大：08时500毫巴涡度为 $+93.3 \times 10^{-6} \text{秒}^{-1}$ ，辐合量为 $-16.3 \times 10^{-6} \text{秒}^{-1}$ ；300毫巴涡度为

$+151.9 \times 10^{-6} \text{ 秒}^{-1}$, 辐合量为 $-172.4 \times 10^{-6} \text{ 秒}^{-1}$, 无辐合辐散层较高, 有利于垂直运动的发展。

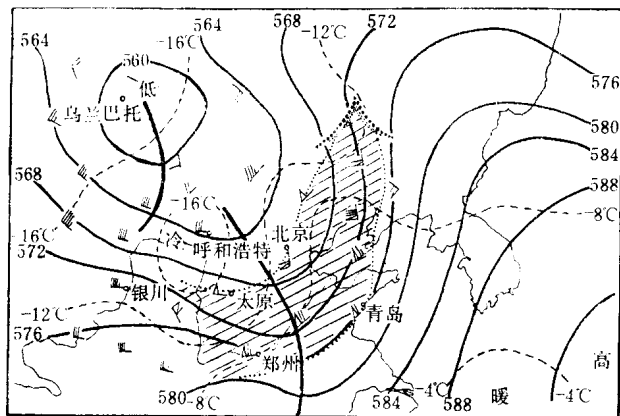


图 2 1978 年 6 月 9 日 08 时 500 毫巴形势图

在我国东部沿海, 太平洋高压甚强, 经向度很大, 中心在 $30-35^{\circ}\text{N}$ 地区, 其高脊北伸到黑龙江地区。由于沿海高压脊的阻挡, 使高空槽迟迟不能东移。在主槽前, 先有小股冷空气活动, 700 毫巴以下的暖湿空气迅速向北输送, 并积聚在 40°N 附近。其具体过程为: 8 日夜至 9 日晨, 在北京与五台山之间有一小低压生成并向东北移动, 后来并入蒙古低压。这个华北低压对能量的积聚不容忽视。雷达探测表明, 它先是一段暖湿切变线新生发展 (8 日傍

晚), 后来迅速向北推进并消亡于北部山区, 北京当夜爆发了一场自南向北的强雷雨。9 日晨, 又有一小槽迅速东移, 使暖区天气转晴, 有利于白天近地面层的日射增温。

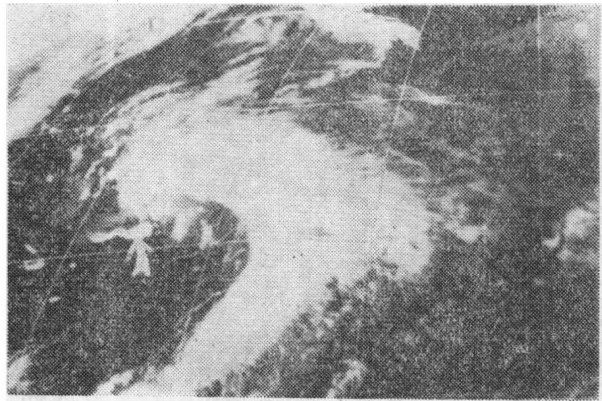
9 日小天气图上, 在北部山区 (延庆与丰宁之间) 停滞着一个近东西向的弱切变线; 亦即位于 8 日午夜暖湿切变线所推进到的地方, 储藏丰富的水汽和能量。它的北边是阴天, 南边则是少云, 等温线密集, 温度梯度达 $6^{\circ}\text{C}/100$ 公里。在张家口以西, 有一与高空主槽相对应的近南北向的切变线缓慢东移; 15 时过张家口, 张家口降雹。东西向切变线与南北向切变线相遇的地方, 锋区产生波动, 天气剧烈。

从单站热成风分析, 北京地区低层 (0—3000 米) 为一近东西向的锋区, 14 时的热成风为 291 度、19 米/秒, 风的垂直切变达 $6.33 \times 10^{-3} \text{ 秒}^{-1}$; 高层 (5500 米—9000 米) 已受到近南北向的锋区影响, 14 时热成风为 160 度、17 米/秒, 风的垂直切变为 $4.86 \times 10^{-3} \text{ 秒}^{-1}$ 。这样的配置, 在低层锋区的西、西南部位上冷下暖、很不稳定。事实表明, 回波带的发生源在西南部位, 在这里出现的小回波发展迅速, 天气表现最急剧。

三、雷达回波演变

雷达探测为一条迅速发展起来的带状回波, 即 14 时 10 分还只是零星回波, 到 15 时 15 分则已形成带状。它由多个具有明显雹云特征的强回波所组成, 边缘清晰, 强度和强度梯度较大。回波顶高甚高, 最盛时达 16,000 米左右。强回波柱超过万米, 而且中上部鼓胀, 累积区非常明显, 抬高仰角时平显图形明显地比低仰角时的宽大。回波带上多次出现“人”字形回波。在最盛时期, 回波带全长为 170 公里左右; 而反映在日本静止卫星 (GMS-1) 14 时云图上, 其全长则为 400 多公里, 20 时向东南东移并出现明显的“雷暴高压无回波区”和“尾流低压” (见图 3)。此时, 雷达只能看到回波带的东半段。

雷达从 15 时 15 分—18 时 48 分连续跟踪, 观测了带状回波的主要过程。在 15 时 30 分和 16 时 30 分左右分别出现了两次“八”字形扰动, 它由不同走向的 A, B, C 三个条状强回波所组成 (见图 4)。构成第一个“八”字的是 A, B 两回波, A 在西 (相当于波动的冷锋段), B 在东 (相当于暖锋段)。而构成第二个“八”字的则是 C, A 两回波, C 在西, A 在东。后者是在前一个基础上发展起来的, 因得到第一个扰动对它的“能量反馈”, 故明显地比前者



(a) 14 时



(b) 20 时

图 3 1978 年 6 月 9 日红外卫星云图

强。下面将着重对这两个扰动的演变作一些探讨。

(1) 这次“人”字形回波的发展变化具有“冷式锢囚”的特点，即东消西生，相当于波动冷锋段的回波最有生命力、起了主导作用。

15 时 38 分探测， A ， B 两回波构成“八”字形，开始东边（相当于暖锋段）的 B 回波比 A 强，但不到半小时则西边（相当于冷锋段）的 A 回波却猛烈发展，成为一个强大的条状回波。 ≥ 20 分贝的强回波区长达 20 公里，呈东北—西南走向，尾段迅速向西扩展拉长，它由若干小强点逐渐发展成为一整体（见图 4）。

16 时 00 分探测，在 A 回波的西边有一较大的小回波新生（即回波 C ），开始时它独自发展。16 时 40 分中空产生累积区（强回波区），这时回波 C 具有生命力并加速向第一个条状强回波（ A ）的尾段靠拢（时速平均 60 公里以上），彼此构成“人”字形，这就是第二个“八”字形波动。同时在翻越军都山脉（东北—西南向）过程中得到发展，移速加快。两回波靠近以后，出现了一个迅速突变过程。一是 C 回波迅速发展：在交点附近（即暖区里，也是 C 回波移向的正前方），迅速产生出一些小回波（见图 4 中的 16 时 46 分图形）。这可能是由于 C ， A 两个不同走向的回波相交，气旋性涡度大为集中，加强了偏南暖湿气流在这里辐合的缘故。在 17 时流线上，也反映出这一地区的辐合加强（见图 5c）。

二是强度大的 A 回波（暖锋段）对 C 回波（冷锋段）有明显的“能量反馈”作用。两回波靠近后， A 回波尾部分裂出来的小回波不见减弱，反而有所加强（见图 6）。比较各时次的 20 分贝图形，也可明显看到这一点。接着 C 回波与周围新生的小回波以及 A 回波的尾段合并，在短短二十多分钟内， C 回波也发展为强度很大的条状回波并向西南方伸展，其中 ≥ 30

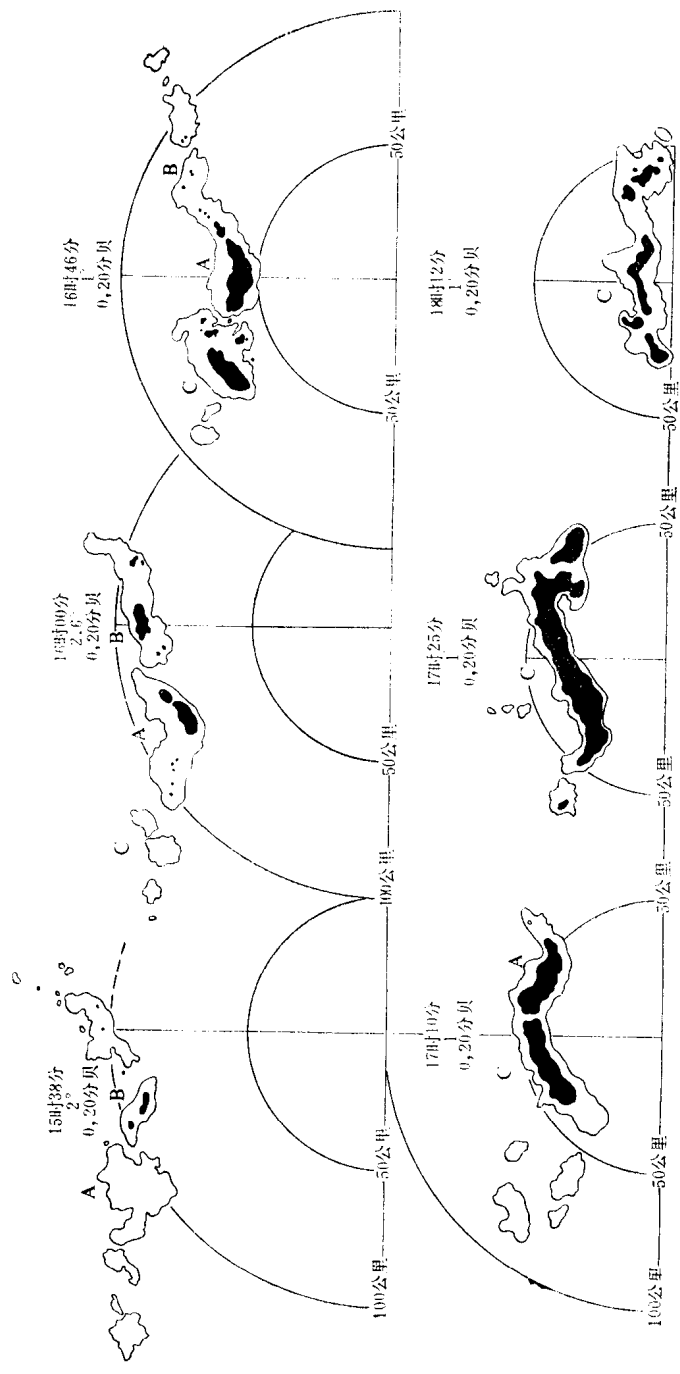
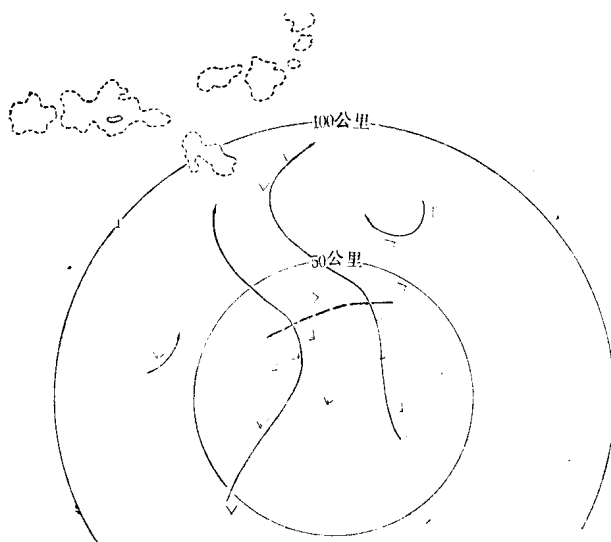
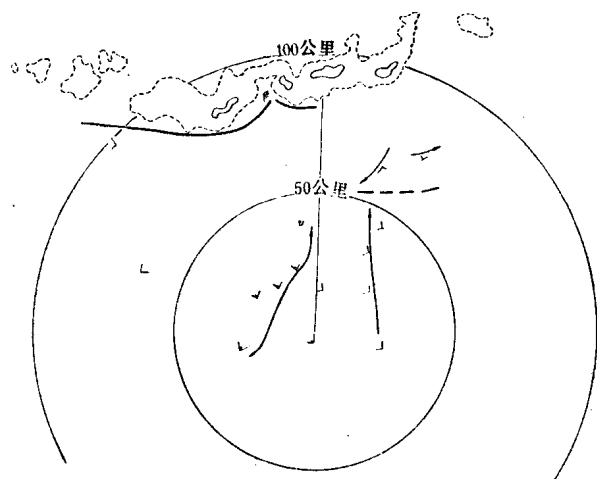


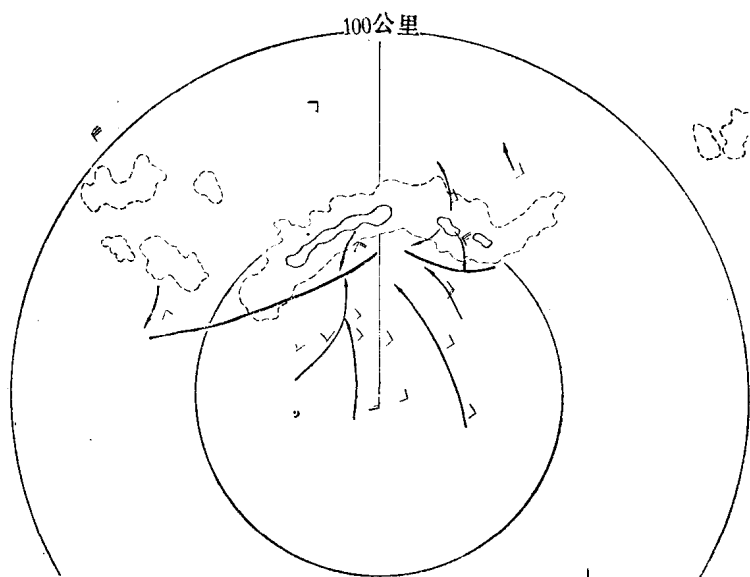
图 4 回波综合动态图



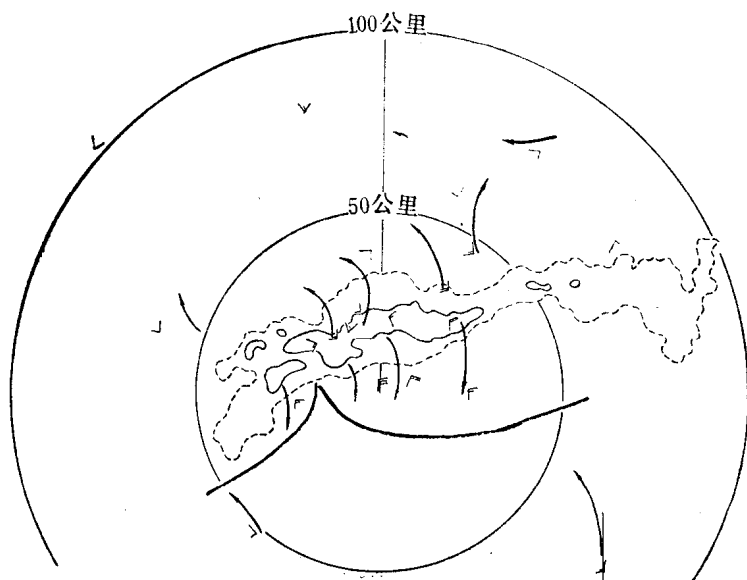
(a) 15 时



(b) 16 时



(c) 17 时



(d) 18 时

图 5 1978 年 6 月 9 日地面流场

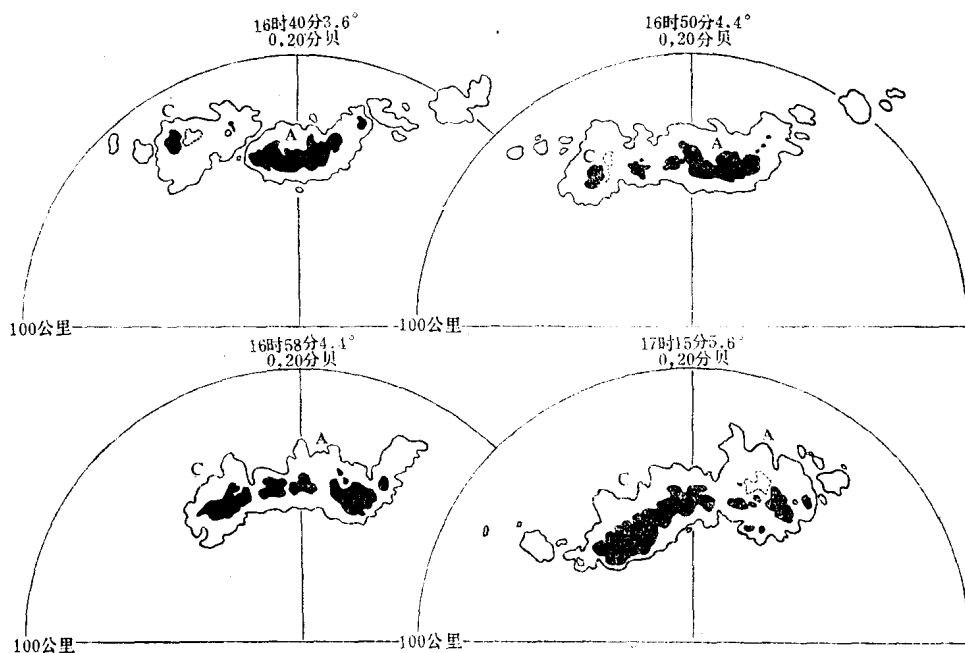


图 6 中空回波演变图

分贝的强回波区最盛时长达 50 公里。这一条状强回波（C 回波）是在前一条状（回波 A）的基础上发展起来的，其强度又大于前者。

三是“人”字形回波最后有一个“拉平”的趋势，即 C 回波由东北—西南向迅速变成近东西向。在拉平的过程中，天气表现最恶劣，猛烈雷击主要出现在这一时期，拉平后降雹就接近尾声。

(2) 在发展阶段，强回波明显地向右后移，这与回波带西端不断产生一些新生小回波并入带中有关。因此回波带西端是新生小回波的发生源，上述这种合并作用不可忽视。特别在条状强回波形成后，当西边小回波一并进去，它总是很快发展，并在其正上方产生累积区且迅速与原强回波区合并，造成强回波区向右后方（西南端）转移（见图 7）。也就是说，条状强回波迅速向西南端伸展，这时强度最强，回波十分鼓胀、呈半圆形，最急剧的天气和主要的强“入流区”均出现在这里。

在低仰角和高仰角图形中，都可看到条状强回波西南端十分鼓胀、呈半圆形。第一个鼓胀的西南端（图 4 中的 17 时 10 分、 1° 仰角），它的前沿正好抵达妙峯山东麓，17 时左右西山农场（方位 323 度，距离 43 公里）降雹，雹块一般如鸡蛋、核桃大，个别象拳头，降雹时间长达 20 分钟左右。图 8 是它的高显图形，回波顶高达 16 公里，衰减后强回波柱降低甚少。其中在 3—8 公里高度上前倾，明显向暖区突出，说明这里是强大的“入流区”。

第二个鼓胀的西南端出现在猴山上空，这里 17 时 30 分以后降雹一刻钟左右，雹块一般如鸡蛋大，地上积雹较厚。这个鼓胀部分所在高度为 6 公里左右，14 时这一高度的气温为 -18°C ，说明它是一个强度很大的累积区。将同时间的低仰角（ 1° ）图形和它叠加在一起，可看出其正下方是一个明显的“入流区”（见图 9 箭头指处）。它的特征是低层回波向北凹进，凹进部分的等回波线密集（强度梯度大），其上空具有一个强度很大的累积区。

以后，西端的发生源消失，这是由于冷空气堆已楔入暖空气后方以及锋区加压所致。这

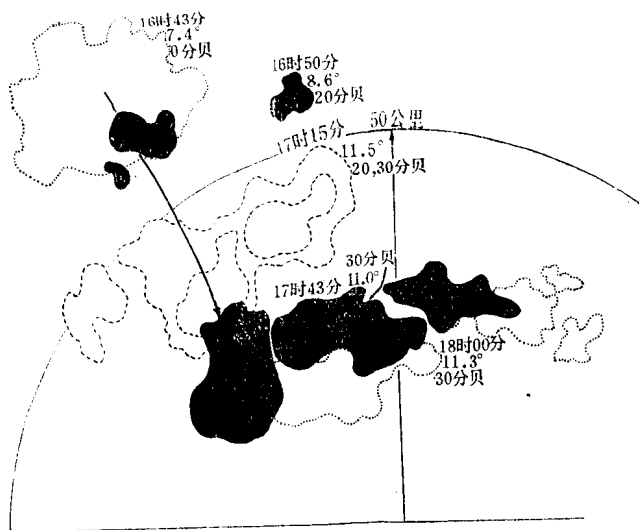


图 7 向右后移的强回波区

时回波带西边的小回波得不到发展反而消失，而强回波区也停止向右后移，两者都随高空风向东南偏东方向移去。同时还出现超折射回波，这说明冷空气堆已楔入并铺平，降雹很快停止。

(3) 东段回波的“倒向”与雷雨大风。在今年和以往的探测例子中，常见到北边下来的条状回波移过东北部云雾山等山区后，其东段突然顺转倒向并随后即趋消亡，或者在移近测站时突然顺转倒向并绕过本站从东边南下。通过温度场分析表明，这主要是回波与锋区等温线走向相适应的过程。亦即开始时冷空气主力从西边南下，地面温度场上冷舌在西、暖舌在东，锋区和回波走向呈东北—西南向。

随着冷空气的铺平，锋区逐渐变成近东—西向，冷空气从低层楔入东部回波的前方，并从东边向南突进。这时，西段回波迅速拉平、移速减慢且向准静止锋转化，而东段回波则迅速顺转倒向。这时温度场的配置变成冷舌在东、暖舌在西，东段锋区等温线变成西北西—东南东走向。这一过程共出现两次回波顺转倒向。一是在 16 时 33 分—16 时 57 分这一时段内，由原 40° — 220° 走向倒转呈 300° — 120° 走向，整个云堤很快瓦解，大量冷空气从中高空猛烈下沉。怀柔 16 时 44 分出现大风（瞬时最大风速为 20 米/秒），顺义 16 时 52 分出现雹，造成两地夏粮作物大面积的严重倒伏、掉粒。另一是 17 时左右，回波由 70° — 250° 倒向成 280° — 100° ，平谷 17 时 02 分出现大风，致使 80% 夏粮作物倒伏。

四、问题讨论

(1) 这次“人”字形回波的演变，与 1974 年 6 月 17 日南京地区一次历史上罕见的强飚线有许多类似之处。其形成阶段都是两条不同走向的切变线相交，而后迅速形成“人”字形回波。本例是以西边冷空气为主动，类似冷式锢囚锋，冷锋起主导作用，西生东消，最急剧的

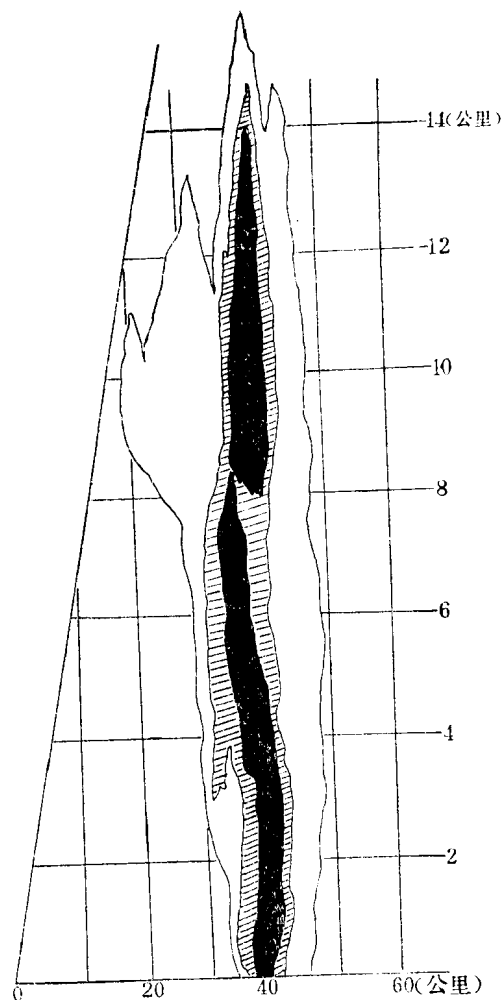


图 8 1978 年 6 月 9 日 17 时 08 分回波图
(RHI, 方位 330° , 衰减 0, 20, 30 分贝)

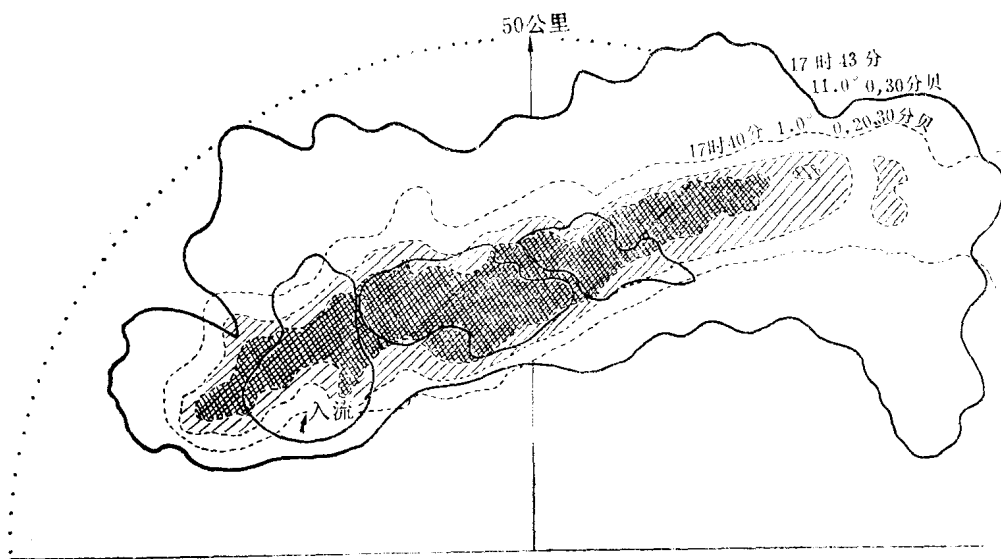


图 9 叠加后的中、低空回波

天气产生在“人”字形回波的西南端（也可以说是锢囚点的西南方）。南京一例则以东边的冷空气为主动（见图 10），东—西向切变线起主导作用，最急剧的天气发生在“人”字形回波的东南方（也可以说是锢囚点的东南方）。强大的条状回波在发展过程中都有一个“拉平”的趋势，拉平过程中的天气表现最恶劣而后就较快消亡。消亡时出现雷暴高压和尾流低压，地面切变线则远远脱离回波带移到适宜的地方，尽管在这个过程中还会再次出现雷雨天气但已是尾声了。这两次回波，最盛时都具有中空回波比低空宽大的特点，这反映了低层能量锋区比

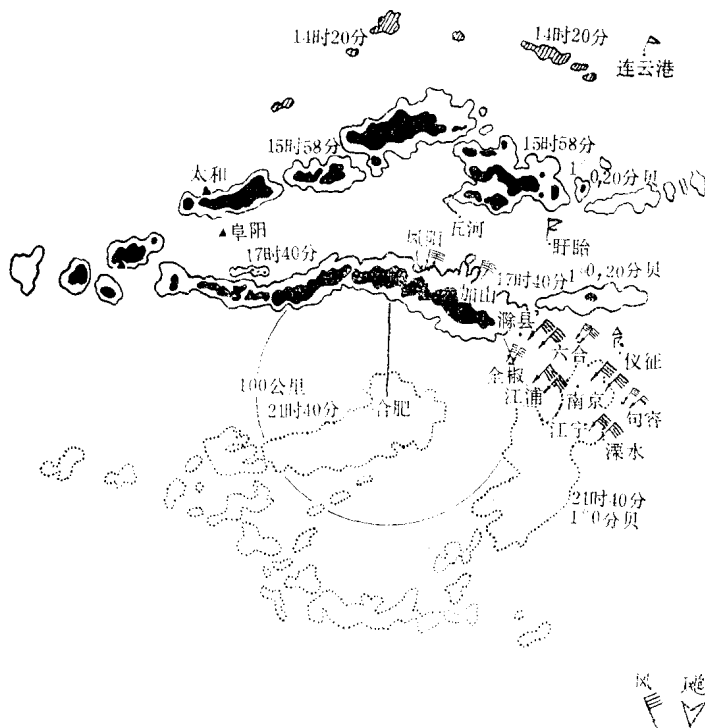


图 10 1974 年 6 月 17 日“人”字形回波演变
(根据安徽省气象局雷达回波资料绘制)

较窄而高层则较宽些，也就是说高层有一个稍宽的锋区地带有利于对流性天气的发展。

(2) 从地面小天气图分析，回波带移动方向上出现的“辐合区”很值得注意。从这两次过程来看，地面“最大辐合区”出现过的地方就是主灾区将发生的地方。1974年6月17日那次，当灾害性天气到来之前的两小时，在“人”字形回波的东南方就出现了一个范围不小的闭合小低压（见图11），可画出“996”，“997”两根闭合等压线。后来，当回波迅猛进入这一地区时，天气表现最急剧，普遍出现强雷雨和11—12级大风。而1978年6月9日这次，从流场分析看出：13—15时在沙河与西郊之间存在一南、东南风与东北或东南风的切变线，它的西端气旋性弯曲明显，主灾区与先期的这一辐合区相配合。

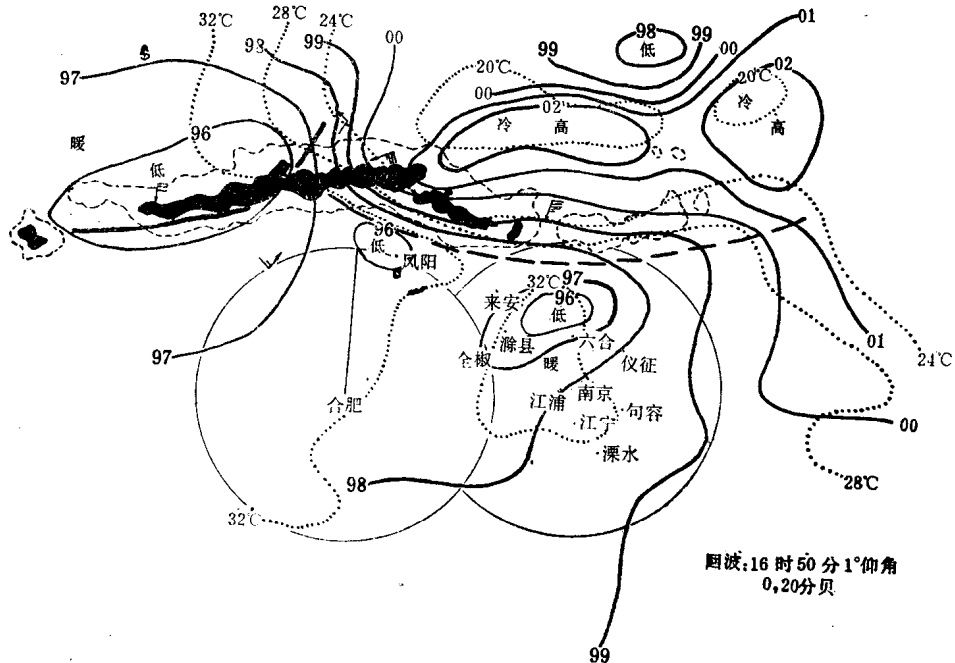


图 11 17时地面小天气图

(3) 两次高空槽都是“前倾”结构。这样的配置均由于低层有小系统活动造成的，因此前期的不稳定性条件是不足为据的（当日08时单站探空的层结都很稳定）。这时，要十分注意上下层“差动平流”的作用。因为高空槽过境前后的几小时里，就可由原来的稳定（或中性）层结转为强对流型不稳定。1978年6月9日高空降温主要出现在高空槽过境前后，集中在9日08—14时这一时段里。500—200毫巴6小时降温分别达3—4°C，700毫巴以下则增温，近地面却增温7°C。

(4) “人”字形回波生、消变化甚快，短时预报中要掌握以下两点：一是注意回波带发生源上新生小回波的发展变化。例如，当东部回波尾段分裂，位于它南边的测站看到的实况是“雨过天晴”、黑云偏东而去、似乎不会受到影响，但要注意当它西边上游方向出现迅速发展（包括移速快）的新生小回波时，则能在短短的20分钟左右达到极盛并取代老的回波而影响本站。二要注意发展阶段中强回波向右后方伸展转移的问题。这时，位于回波西南方的测站就不能单纯用外推法，否则可能误判为“不影响”，而强回波向右后方伸展的地方亦即降雹最强烈的地方。

强大雹云，沿途都可降雹，何时停止？这要注意中空累积区及其移向、强度的变化，有

否超折射出现以及回波带与地面风场的关系等。本例有以下一些征兆：一是中空累积区明显缩小、减弱并停止右后移，移向由原来的 145° 转成 110° 。二是西南方出现超折射，发生源上的小回波减弱消失，低层切变线脱离回波带移去，回波带上不再是“入流”；相反，整条回波带的外围都是辐散气流，其下方为一辐散中心(见图 5 d)。整个条状回波很快分崩离析，降雹只影响到北京城区的前门—陶然亭一带。

中尺度流场系统与降雹回波系统 相互作用的初步分析

楊培才 張琦娟 吳玉霞

(中国科学院大气物理研究所)

一、引言

许多观测和分析表明,较强的降雹天气常常同时具有两种尺度特性。一方面它表现出很强的局地性,亦即降雹范围并不大,维持的时间也不长,其比较连续的雹击带通常只有10—20公里左右,有时也可达50—60公里,甚至更多一些。前后降雹的时间一般为一个小时候左右,有时也可达2—3小时。另一方面它又表现出明显的广泛性,也就是大的降雹天气常可延续2—3天、波及几个省。例如,在华北地区由蒙古低涡系统所产生的降雹过程,常常具有这种特性。从上述两方面来看,比较强的降雹天气大多包含着大的和中小两种尺度的运动。

但是,在任何一种运动形式中,其所包含的一些矛盾又不是并列的、均等的。许多分析说明,在大多数较强的降雹过程中,都有明显的大、中两种天气系统与之配合,特别是在高空有较强冷空气活动时,经常发生十分猛烈的降雹。然而,在相同的大尺度天气系统影响下,并非所有受影响的地区都会发生降雹。在一些不利于中尺度系统活动的地区,有时连对流都不会发生。这些又说明,降雹天气在本质上是一种中小尺度的大气运动。

从上述分析可以看出,降雹过程与中尺度天气系统的关系很密切,弄清楚它们之间的相互作用对认识降雹回波系统发生、发展的条件是很有意义的。

在使用常规天气资料进行中尺度分析时,地面风场具有较好的和较现实的使用价值。这是因为在非地转过程中,流场的变化比气压场来得更灵敏,动力学的意义也更直观,所以它能更清楚地反映天气系统的活动。但是地面风场的变化,有时也容易产生一些随机性的起伏并造成一些干扰,因此在使用资料时必须注意建立一些必要的和合理的原则。分析时首先要注意整个流场空间结构的总态势,其次是系统活动在时间上的连续性。在这样的考虑下,允许对个别的小风速资料进行必要的光滑。我们在分析中采用连续流线分析方法,亦即在整个流场中,除在静稳区(暂定为有四个以上的相邻测站皆为静风的区域)、汇点(源点)以及分析范围的边界上之外,流线不能任意中止(引出)。这样,有利于保持流场结构的连贯性和分析的客观性。另外,为使分析的结果更趋合理,对于流场系统的位置或结构,允许参照实况或回波资料,在合理的范围内进行订正。最好在进行流场分析的同时,也进行气压场的分析,以便对反映在这两种不同要素场中的天气系统互相进行印证。

本文根据近几年在北京地区观测到的雷达回波资料,配合地面流场资料,对降雹回波系统和中小尺度流场系统之间的相互作用进行了初步分析,给出了下面一些结果。

二、中尺度流场系统

在有利于产生冰雹天气的中尺度地面流场系统中，最重要、最常见的有涡旋和切变线（辐合线）两类。

涡旋系统的尺度一般为 30—50 公里，在站网较密集的地区，有时还发现 10 公里左右的小尺度涡旋，它通常产生在地面冷锋或切变线（辐合线）上并随这些系统一起活动。如果把诸如切变线一类的系统看作是流场中的一条辐合带，那么涡旋中心就可看成是辐合区中的一个“汇”；如果把切变线当作一个正涡度区，则涡旋中心就是一个涡度的极值点。涡旋系统有时也独立地产生和活动，但与尺度同样大小的其它系统相比却具有更大的稳定性，亦即它可维持较长时间。这说明尽管在地面附近，由于摩擦的存在，涡度守恒规律不再成立，然而一个旋转的流场系统毕竟还是比其它形式的流场系统更具有保守性。

对于切变线系统，这里没有把它和冷锋以及辐合线作更仔细的划分，而基本视作同一类的流场系统。它们的尺度一般为 200 公里左右，维持时间大多超过五个小时。有时也发现小于 100 公里尺度的切变线系统，它维持的时间一般不超过两个小时。在有较强降雹风暴配合的切变线系统中，绝大多数是由西北和西南两支气流，或由东北和东南两支气流交汇构成的。其移动方向或东、或东南，这说明它们是在冷空气推动下移进的。有时也可发现一些处于准静止状态的切变线系统，这时会持续出现降雹和其它灾害性天气。1974 年 7 月 14 日，在北京地区发生了一次极其强烈的降雹和暴雨天气过程。这一天，从早晨到傍晚辐合线一直维持在北京地区（见图 1），其尺度大约在 200 公里左右，在长达十多个小时里稳定少动。强烈对流天气从早晨一直持续到傍晚，最强的降雹过程发生在上午接近 11 时，受灾面积超过五万亩。

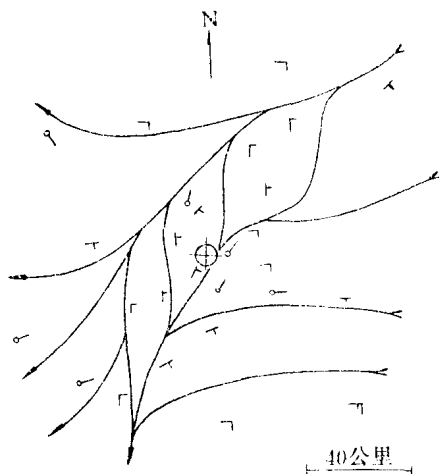


图 1 1974 年 7 月 14 日 10 时地面流场形势

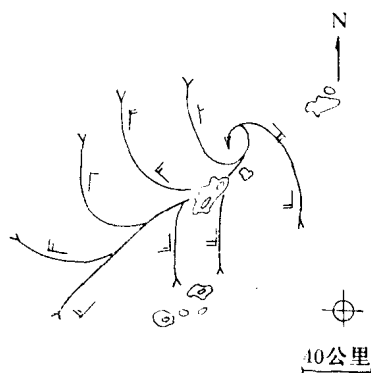


图 2 1976 年 6 月 29 日 14 时地面流场与回波系统
(回波观测时间 13 时 44 分, PPI, 1°)

三、流场系统对回波系统发生、发展的影响

我们分析了中尺度流场系统对降雹回波系统发生、发展的影响，发现可以分为“触发”和“促发”两种作用。

所谓触发是指流场系统往往作为一个扰动因子，引起大气中不稳定能量的释放，而爆发强烈的对流性天气。在观测中经常可以发现，许多对流回波单体是出现在切变线或涡旋系统