

国外气象参考资料

第三辑

(人工影响天气专辑)

科学技术文献出版社重庆分社

国外气象参考资料 (第三辑)

中国科学院兰州高原大气物理研究所 编辑
中国科学技术情报研究所重庆分所
科学技术文献出版社重庆分社 出版
重庆市市中区胜利路91号

四川省新华书店重庆发行所 发行
科学技术文献出版社重庆分社印刷厂 印刷

开本: 787×1092毫米 1/16 印张: 10 字数: 25万
1978年9月 第一版 1978年9月 第一次印刷
印数: 3900

统一书号: 13176·36

定价: 1.05元

前 言

人工影响天气的科学实验已经进行了三十多年，总的来说，发展是迅速的。在播云原理，播云技术、探测仪器和设备、试验的设计以及取得的效果诸方面，进展都相当明显。我国开展人工影响天气工作已有近二十年的历史。二十年来，在毛主席、周总理、华主席和其他中央领导同志的亲切关怀和各级党委的领导下，广大群众和科技人员发扬了人定胜天、敢想敢干的革命精神，掀起了一个以群众科学试验和专业科学研究相结合为特点的人工影响天气的群众运动，在国民经济和国防建设，特别是农业抗灾夺丰收的斗争中取得了很大的成绩，发挥了日益显著的作用。

但是，我国的人工影响天气工作，与国外先进水平相比，还存在着相当大的差距。随着国民经济的迅速发展，尤其是在本世纪内把我国建设成为具有农业、工业、国防和科学技术现代化的伟大社会主义强国的宏伟目标，给人工影响天气工作提出了愈来愈高的要求，迫切要把我国的人工影响天气工作提高到一个新的水平。

本辑选编了联合国世界气象组织1976年召开的第二次国际人工影响天气科学会议发表的部份论文，计十五篇；还选编了人工影响天气仪器、雹暴生命史的数值模拟、自然和催化降雨量的经验预报因子等方面的资料，目的在于介绍外国人工影响天气的动态、水平及进展，根据“洋为中用”的方针，促进我国人工影响天气工作的高速度发展。

由于我们政治和业务水平低，可能没有全面而准确地反映国外人工影响天气工作的情况，在选编的内容上也可能有错误和不妥之处，请读者批评指正。

中国科学院兰州高原大气物理研究所
中国科学技术情报研究所重庆分所
一九七八年八月

目 录

防雹现状及展望·····	(1)
防雹·····	(9)
论当前防雹的可能性·····	(12)
阿根廷国家防雹计划概况·····	(15)
意大利防雹试验研究计划·····	(18)
雹暴的变异性·····	(20)
美国中部防雹试验的设计·····	(25)
根据双波长雷达的测量估算冰雹的累积质量和累积动能·····	(32)
不同类型风暴的冰雹生长区·····	(39)
播撒积雨云发展的实验研究·····	(46)
产生冰雹的对流风暴的精细结构·····	(51)
用碳粉吸收太阳能对天气进行人工影响·····	(58)
WMO人工降雨试验计划的目的是现状·····	(65)
卫星配合人工影响天气工作的展望·····	(71)
雷暴内部湍流的测量·····	(75)
人工影响天气仪器及其使用·····	(80)
雹暴生命史的数值模拟·····	(118)
在1970—1975年佛罗里达积云试验中用于自然和催化降雨量的 经验预报因子·····	(139)
可变轨迹赖曼- α 湿度表及其工作特性·····	(150)
获得冰晶全息图像的可能性·····	(157)

防 雹 现 状 及 展 望

D. Atlas (美国)

1、引 言

虽然大多数防雹试验尚不确切并有争论,但由于世界各地还不断有成功的防雹报导,某些计划已发现有负效果的证据(即雹量增加)。这种明显分歧的来源是什么呢?为什么那么难以得到较为明确的结果呢?正、负效果的不同是否如有些人所提出的那样,可能是因为播撒方法的不同,或者是因为风暴中有明显的物理上的不同造成的呢?本文要探讨上述问题。我们将指出,对播撒之所以有不同的反应,有实质性的物理原因。在某些条件下,或在世界某一地区有正效果,与在另一些条件下或在另一个气候区有负效果,其间并不一定是有矛盾的。另外,我们将讨论一种物理分类系统,这种分类能避免相互遮盖而造成不确切的统计结果,可以区分出正、负效果。假如我们要改进我们的方法,以尽可能得到有益效果,并尽可能减少或者去除有害的效果,也需要进行这样的分类。

2、防雹的一些结果

我们大部分人对成功的防雹结果是熟知的。因此,在此我们不作重复。虽然对苏联所用的效果检验方法已引起了问题(Federer, 1975),但苏联的报告仍认为平均减雹在70—90%之间(Burtsev等, 1974; Lominadze等, 1974)。然而,在最近的苏联文献中,值得注意的是承认对极强烈的风暴的防雹存在困难(Federer, 1975; Marwitz, 1973),

有时防雹失败,以及在某些条件下降雹增加(Burtsev等, 1974)。Marwitz (1973)注意到,在苏联北高加索的克拉斯诺迈尔防雹计划中,有一个风雹日就占据了1972年季节总降雹量的70%。这是因为对这一大风暴的防雹显然不成功造成的。显然,如果不能防止季节降雹量的70%,自然会对平均有70—90%的防雹效果的报告表示惊讶了。虽然我们不得不顾及苏联的看法,但还总是有对其所述效果打折扣的道理。

最近有正效果的其他一些报告,有Davis和Mielke (1974)在南非(阿扎尼亚)对新云塔作云顶播撒(也可见Schickedanz, 1975), Miller等人(1975)在北达科他州的云底撒播,和Schickedanz (1975)在得克萨斯州西南部的云底播撒。

指出在北达科他州和得克萨斯州进行云底播撒已发现有成功的迹象这一点是有趣的,因为苏联认为他们成功的要诀是直接把成核物射入“有成核作用和冰雹生长的冰雹中心区”(Bartishvili等, 1973)。指出下面的情况也是有益的,即Davis和Mielke (1974)也把其明显成功归因于用下投式烟弹从新发展起来的云塔顶上直接注入AgI和利尔公司播撒用喷气飞机在冲击早期阶段新云塔时反应的快速上。事实上,用较慢的涡轮飞机进行撒播的结果表明雹灾是增大了,虽然这些结果没有统计显著性。

另一方面是下面一些混杂的结果。Schmid (1967)根据在瑞士进行的七年地面AgI发生器进行播撒的结果(Grossversuch III)报告说,在播撒日中,下雹日数增加66%,差别的显著性水平为4%。Lovasich等人

(1970)对GrossV-ersud I 资料作了进一步的分析,也说明当低层有稳定层时,播撒日的降雨增加;而对流不受阻碍时,降雨减少。刮偏南风的日子,降雨增加的情况有增强趋势。由于这些作用似与予期的相反,曾假设过低层逆温既把低层水汽又把 AgI 烟抽到阿尔卑斯山斜坡上,并在那里把它们馈入对流云里。

Gvandosio 和 Iribarne (1963) 报告了阿根廷门多萨地区为期三年的地面 AgI 播撒结果。对资料不进行分类时,发现总灾情(TD)降低34%,平均百分比灾情(APD)降低22%,但两者在可接受的水平上均无统计意义。另外,当他们按冷锋(CF)和非冷锋(NCF)对资料分类时,发现前者有79% (TD)及57% (APD)的降低,两者的统计显著性水平均是5%。然而,对NCF而言,TD、APD均有增加,虽均无统计意义。遗憾的是,在总共131天中,冷锋情况仅占33天。

上述结果说明:(1)地面播撒也可奏效,尽管有些研究工作者认为直接射入是成功的关键;(2)在某些情况下,播撒会增加降雪;(3)没有进行某种物理分类,净效果可能建立不起来。

Long、Crows 和 Haggins (1976) 报导了国家冰雹研究试验(NHRE)在科罗拉多州东北部进行的三年云底播撒结果,指出用雹雨分离器在播撒日测得的雹量,平均增加60% (16次播撒,16次没播撒,零值排除)。用一对数正态分布去密合资料,发现在播撒日雹量平均增加了82%。然而,他们也指出,对播撒日和未播撒日,按90%置信度,用 χ^2 分布密合资料,雹量从-21%变为+225%;用对数正态分布密合,则从-48%变为+531%。因此,这些结果可以在95%的置信度上,排除超过50%的防雹效果。虽然尚不能排除有较小效果之可能性,但上述情况显然说明 NHRE 在科罗拉多州东北部所用的方法进行撒播的结果趋于使雹量增加。

Ulbrich (1975, 私人通信)对雹块总数和撞击动能作过分析,雹块总数和撞击动能是根据NHRE目标区聚炔乙烯测雹板上凹痕测得的雹谱分布而计算出来的。他用了33天的资料(15次播撒,18次没播撒),在这33天中,测雹板都没有因连续几天下了雹而搞乱,发现在撒播日,撞击能量平均增加了90%,不过没有统计显著性;而雹块总数则增加了80%,显著性水平为5%。因此,我们至少可以认为播撒可增加雹块数。

与后面的结论有关的唯一说明,是雹块数资料用1974年的资料验证过,那一年,由于偶然的原因,播撒日的低层湿度明显地大于未播撒日。由于成雹几率随低层湿度增加而增加,播撒日冰雹之所以明显增加,可能是因为这种气象条件的不同,而不是因为播撒造成的。然而,由于根据有效竞争概念进行撒播的目的是增加雹胚数,故完全可以认为,播撒可以在初始阶段就起作用(即增加雹胚数),但在浓度上尚不足以有效地争夺水源。因此,人工产生的雹胚可以象天然雹胚那样长大,但对后者没有明显的影响。

3、冰雹增加的某些物理原因

为什么在某些情况下播撒会大大增加冰雹,当然有许多物理原因。实际上,只要供给冰雹生长的过冷水超过全部人工及天然雹胚所能有效耗尽的过冷水时,就会出现这种情况。过冷水源和雹胚浓度之间显然应该有某种组合,使得外加雹胚的引进会导致所有雹胚之间对水的争夺先达到全长不大的地步,随后由于它们降落并通过较暖的气层,而可以基本上融化掉。然而,只要没有达到这种临界组合,播撒就可能只是增加雹块数。在下面所述的各种情况下都可以出现这种情况。

3.1 超级单体风暴

Browning 和 Foote (1976) 曾指出,这种风暴在强上升气流、弱回波区或穹窿处,过冷水的供应是很充分的。变成最大雹

块的雹胚，是那些靠近重迭雷达回波底部被带到穹窿顶部的胚胎，在那里，它们首先碰到大量的过冷水，可以在较长的时间内与上升气流紧相平衡。在这种情况下，外加雹胚的引入多半会产生更多而不是更少的冰雹，特别是如果人工雹胚与天然雹胚轨迹相同，也在靠近重迭回波底部被带到穹窿上空。当然，为了达到有利竞争，人们希望人工雹胚与天然雹胚走同一路径，但由于最强的天然生长区中水的供应太多，这就只会产生有害的作用。

虽然可以播撒所谓“雹胚屏幕”(embryo curtain, 即前向雷达悬垂回波)，以便雹胚通过穹窿上空以前，在那里就得到有利竞争，但显然这是一件棘手的任务，因为实时区分雹胚屏幕，对之施行播撒都是很困难的。另一方面，用大量成核剂作大范围撒播，可保证某些物质到达正确的部位（即到达雹胚屏幕），但这可能只是降低超级单体风暴已经很低的降水效率(Browning, 1975)及减少降水量而已，这显然是美国丘陵少雨地区很不希望的效果。应该说，许多核可能仅产生小冰晶，小冰晶可以被带到消失于砧部的强上升气流中。此外，也可能是有些新的雹胚会进入穹窿边缘附近没有耗尽的水源中而长得很大。Browning (1975) 阐述过这些问题。

超级单体风暴出现的次数还不太十分清楚。然而，在科罗拉多州东北部，它们似占雹日的8%左右，但却占据了年降雪量的大约50%。因此，对少量的这类风暴进行播撒，有可能造成降雪明显增加。

3.2 冷云底、软雹胚胎的风暴

Nelson (1976) 用一个包含有许多微物理参数的一维时变模式对雨水和冰雹增长及播撒效果作过数值模拟。详情见他的文章，初步结果说明播撒有冷云底（如 $<8^{\circ}\text{C}$ 左右）的风暴，一般要增加降雪。这样的效果随上升气流的生命力和云的总厚度而变，但Nelson发现，对科罗拉多州东北部和蒙他那

州的探空特性而言，即使用比较快的播撒速率也会使降雪增加高达46%。另一方面，对夏季美国密苏里州圣路易地区常见的云底很暖的那类云而言，可以发现降雪（雨）减少。令人费解的是，苏联拉宾斯克云底相对较暖的云，和南非奈尔斯普鲁特云底稍稍冷一些的那类云，雹、雨对播撒的反应都几乎可以忽略。

Nelson把播撒这种冷云底风暴造成冰雹增多归因于雹胚为软雹（即雪粒）。此时，由于成晶作用主要在较高和较冷层的水汽中出现，因而造成小冰晶，故使用冰核无效。小冰晶不仅因吸入或吹出砧部而易损失掉，而且它们对于结淞增长的潜力又由于它们位于主要过冷水区之上而被大大削弱了。然而，其中“有幸的少数”可变得很大以成为有效的雹胚，但它们太少了，对水分没有显著的竞争作用。因此，它们也就象天然雹胚那样的长大，而增大了雹块总数。当然，较冷的环境，也使它们在向地面降落时，不会过份融化。

人们可能会以为Nelson的模式从物理上说是真实的，但这种情况的基本物理过程是合乎逻辑的，可以用于自然降水是通过软雹形成的任何风暴。值得注意的是，Knight等人(1974)报导过科罗拉多风暴中的雹胚占优势的是软雹，而在那里进行播撒似乎造成增雹。另一方面，Marwitz (1973) 引用过苏联U·霍尔吉阿尼博士的观点，认为苏联风暴主要是包含冻结水胚胎，可以使防雹发生明显的效力。

Dennis (1975)通过较为简单的物理论证曾得到与Nelson (1976)很相近的结论。他认为：“在一持续时间较长的云中，防雹可能性取决于该云是否通过中间的雨相或者是否直接冻结成增长着的雹块。”其关键论点是，一个大雨滴大约每秒钟扫过一升体积，因此当直径为几微米的冰晶，浓度超过每升一个时，雨滴会很快冻结。他从而把苏联防雹工作的明显成功归因于过冷水滴的冻结。

另一个需要强调的因素是,冰核在包含有过冷雨滴的云中起作用的效率比较高。当存在有冷雨滴时,不仅冲并率大大增加,而且一个雨滴的冻结使它变暖到 0°C ,因而在体积为几百厘米³的周围尾流中产生较大的过饱和(约0.5%)。这就在滴的尾流区中造成大量的核,从而大大增加其他雨滴的接触冻结机会,并以迅速的链式反应方式传播此种作用(Rosinski等,1971;Rosinski和Kerrigan,1972)。显然,在水相限于云滴和降水元是软雹的那种“冷”云中,不存在相应的作用过程。

3.3 导致冰雹增多的另外一些过程

毫无疑问,还有一些需要识别出来的、播撒时会导致增雹机制。其中有两种机制值得在此一提:(1)Dennis和Musil(1973)发现,在一个关于播撒效果的数值模式中,当在冻结层以上不远的地方达到其最大值的强上升气流中出现人工冰化过程时,冰雹要增大。在这种情况下,下落雹块在冰-水混合物中的生长,比它们只在过冷水中生长要快得多。(2)由于最大雹块的下落速度和最大上升气流速度有密切关系,能增大上升速度的任何一种过程,也能增加雹块的大小。如果上升气流廓线的峰值在 -20 — -30°C 温度区内变化,雹块也会变大。该温度区是这样一区域,在这个区域中,雹块引起的热量损耗速率及水的冲并速率可以使撞冻过的过冷水最迅速地冻结。在更低的温度下,液态水较少的环境中的增长比较缓慢;而在更高一些的温度下,冲并过的水不能完全冻结。虽然Dennis和Musil(1973)明确讨论过后一种现象,但他们显然没有认识到播撒能够增强上升气流的强度,或者通过由于人工冻结而产生的附加潜热的释放而改变上升气流峰值的位置这样一种可能性。

简而言之,虽然有坚实的物理依据来预期播撒在某些条件下会减少冰雹,但还有其它一些条件,在这些条件下播撒可以产生更多的冰雹。这样的条件至少有两个(即超级单体和冷云底)在科罗拉多州东北部占优势,

在那里,NHRE的资料似乎说明播撒一般导致冰雹增加。这些结果也对苏联(平均说)明显成功的结果以及对具有不同气象层结的瑞士(Schmid,1967)和阿根廷(Grandoso和Iribarne,1963)的正负效果的差异,都提供了可能的说明。

4、对未来防雹的一些推测

根据上面的讨论,可以对未来的人工影响天气,特别是对防雹作一些很重要的推测。其中有些推测在这个领域刚开始时就已经很明显了,实际上也是这种情况。然而,由于世界上某些地区初期取得的结果令人乐观,由于正效果隐含的压力,而且当其他人正要求要有这种令人印象深刻的正效果时,由于认识和认可某些计划产生的负效果有困难,使这些推测被部分掩盖住了。

许多人工影响天气工作确实都有这种两面性的特点。得到正效果时,即使是在统计显著性水平不充分的情况下,研究人员或作业人员都无意识地偏向于正效果结果是最可能的见解。另一方面,发现负效果时,普遍有两种反应:(1)广泛地探索产生负效果的物理原因或统计学上的原因,这是继如果不是完全真实也是似是而非的解释后经常发生的一个过程。或者(2)把负效果归因于播撒方法不适当或不合理。由于原则上说有说不完的方法,负效果也就差不多总可以去除了。因此最为重要的是在进行客观实验时,要预先区分可能会产生正效果或负效果的物理过程,并按现有物理条件可以区别出正负效果的这样一种方式来设计实验。

更确切地说,认识正负效果的可能性,意味着:(1)从一种风暴和世界上某一地区得到的结果和所用的方法未必能用到另一类风暴或另一种气象状态中去。

(2)随机播撒实验的统计结果可能因为正负效果的平衡作用而受到损害,所以真实效果可能被掩盖掉,除非按物理上合理

的体系把风暴条件进行分类。下面将进一步推敲这个问题。

(3) 没有这种物理分类，可能就无法改进我们的概念与作业方法，以适用于特定的条件，即发展出一种加强正效果、减少负效果的方法，或者至少是避免在可能有负（可能有害）效果的环境中进行作业。

(4) 除非我们能够识别出那些能避免负效果和有潜在危害效果出现的条件，并找出控制它们的方法，否则我们就必须提出继续进行这类试验是不是道德的问题。

总之，未来的防雹完全有可能受到法律的限制（即提出反对防雹活动的禁令或提出受害的诉讼），除非防雹活动伴随有受灾保险。

5、物理分类的初步途径

下面我们首先试图提出一种合理的物理分类方案。作为出发点，让我们先考察一下示意图 1，该图示出了风暴的降水效率和风暴产生冰雹的可能特征同从云底引进风暴上升气流的冰核（IN）浓度的关系。请注意冰核的尺度是任选的，因为我们对于这些变量与冰核的实际关系几乎不知道。然而，这两条曲线的一般特性已广泛为人们所接受。例如，降水效率（总降水输出与总水汽输入之比）应该随 CCN（云凝结核浓度）（图中没有明确标出）和冰核浓度增加而变大。然而，两种核的浓度一旦超过某一临界值后，由于有大量的云滴和冰晶都被活化，因此都长不大，而被上升气流带上去，在砧部发生蒸发而消失（Foote 和 Fankhauser, 1973），因此超过这一点后，降水效率就应该随输入核增加而降低。

同样，雹块的数量和大小，从而其总质量，必然都先随冰核浓度增加而增加，直到浓度达到这样的大小，以致雹胚对水的竞争超过了水的供应，谁都长不大，降落到地面而融化。事实上，防雹的目的，在于用播撒的方法

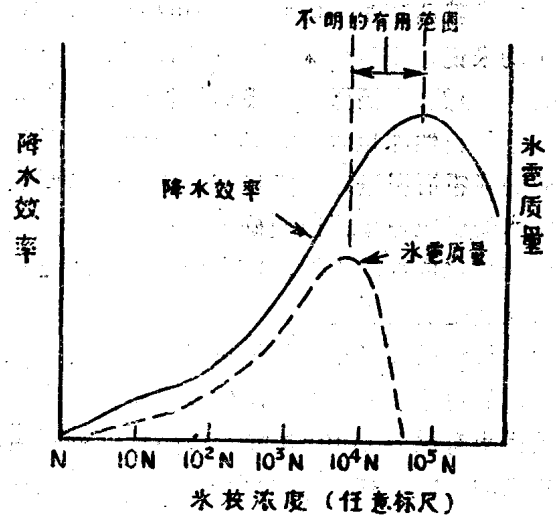


图 1 雹量和降水效率的一般特性同冰核浓度的关系的示意图。图中所有比例尺都是任意的

把天然和人工冰核一起都带到超过雹量曲线峰值以外的气层，因此降雹减少。然而，有两个关键性问题是显而易见的。

(1) 我们不知道两条曲线的峰值的相对位置，也不知道它们是否与上升气流和云水供应无关。然而，假如我们要播撒足以减少降雹，也可能搞到了降水效率曲线最大值的右边，因而降低了到达地面的总降水量。事实上，如果冰雹曲线的峰值在降水效率曲线的右侧，就可能一般是这种情况。显然，生长季节雨量的降低在美国丘陵地区和其它一些地方都是不允许的。例如，Borland和Snyder (1975) 曾经指出，降雨量减少 5%，就抵消了雹灾减少 20% 的经济效益。因此，大致在图 1 两条曲线的峰值之间，有一个不知道的、经济上有用的核浓度范围，在此范围内防雹有效。

(2) 由于我们对进入风暴的自然冰核的浓度一般都不清楚，特别是在由风吹起的灰尘可能在冰核谱中占优势的对流风暴（Rosinski 等, 1971）；我们对于风暴内核的扩散速率也了解得甚少，因此我们不清楚播撒造成的纯冰核浓度。如果结合峰值位置的可能变化，播撒后产生的冰雹比自然出现的多了还

是少了就清楚了。因此,在随机播撒试验中,平均来说,正负效果相互抵消掉是完全可能的*。显然,在播撒和未播撒风暴的云底进入风暴的自然冰核浓度有必要加以测定,对相应的降雪情况进行分类也有必要。还需要测定水的供应速率,以便确定雹量曲线峰值的可能变化位置。当然,播撒装置输出冰核的情况也是需要知道的。

根据前面对超级单体风暴中冰雹有可能增加的讨论和普通的单单体或多单体风暴对播撒更有反应(Browning, 1975)这种普遍接受的想法,我们还应该将资料按风暴类别进行分类。

根据Nelson(1976)和 Dennis(1975)把云底温度和雹胚类型与风暴对播撒的反应联系起来所得出的结论,这两点也是应该加以考虑的重要分类变量。但它们也许并不相互独立。

Dennis 和 Musil (1973) 的数值模拟研究结果和 Maxwell(1975)的经验结果,均有力地说明最大雹块同最大上升气流强度 W_m 和在此高度上的温度 $T(W_m)$ 有密切关系。Browning和Atlas(1976)曾建议把它们合起来组成一个参数,称为“动力冰雹潜势”(dynamic hail potential, DHP)。他们还指出, DHP 由可以测定空气实际水平运动和垂直运动的双多普勒雷达来确定。其它一些人指出,从数值模式和邻近地区的探空足以推导出上升气流。两种情况下 DHP 都是一个关键性的分类变量。

也许还有一些值得考虑的变量。例如,云中液态含水量就是明显重要的;然而,它在很大程度上取决于云底温度。Danielson (1975)提出了一张有九个变量的表,他相信这九个变量对产生冰雹有强烈影响。其中,大部分变量都与上述变量类似或有关。然而,

他对云底比湿和湍流的大小及尺度也作了适当的强调。也还有一些替代量,可以代替上述变量中的某一些,但更容易测定。例如,风暴第一个雷达回波的高度被认为与上升气流速度、冰核浓度和雹胚类型都有关系。同样,新云塔中第一个回波的垂直生长速率与上升气流强度也有关 (Atlas, 1966)。

总之,分类变量可以初步列为:(1)云底风暴入流区的自然冰核浓度;(2)冰核播撒率;(3)云底温度;(4)雹胚类型;(5)风暴类型;(6)动力冰雹潜势。

现在的问题是,把这一系列变量组合成一个与冰雹有关的单一分类变量。合乎逻辑的组合方法,是按 Danielson 等人(1972)、Dennis 和 Musil (1973) 或 Nelson (1976) 的办法,或者用比较符合实况的二维模式进行数值模拟。虽然现有的数值模式不能适当地模拟出超单体风暴的三维复杂性,但还是可以把那些按合乎逻辑的物理形式组织起来的风暴分类加以发展。

图 2 示意地给出了随机播撒试验的一个可能结果,在该试验中,总雹量(或者某些其他检验变数)是作为综合的风暴等级数的函

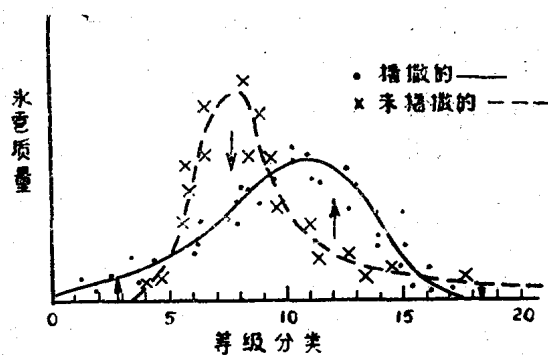


图 2 雹量按物理等级分类的随机播撒试验可能结果的示意图。虚线拟合未播撒情况;实线拟合播撒情况。

* 作者本人曾见到过科罗拉多州东北部的成熟雷暴,这些雷暴仅仅产生几乎探测不到的雷达回波,云底以下也没有降水的迹象,即降水效率为零。看来,在这类风暴中,自然冰核浓度相当大,足以阻止粒子长大到降水物的大小,即它们已自然过量播撒了。

数进行测定的。点和拟合实线表示所有播撒风暴，叉和虚线则表示所有未播撒风暴。我们有意按大致相等的面积描绘曲线，以强调由于播撒而平均产生的冰雹可能没有差别。还有两个重要的区域，在这两个区域中，显示出有明显的效果：第五至第九级显示出防雹有重要效果；而第六至十六级则增雹。换句话说，如果不分类，研究人员就会认为播撒无效，或者认为任何效果在统计学上均无显著性。但进行分类后，我们至少有希望区分真正的正、负效果，不然的话它们可能相互抵消了。

遗憾的是，为使这类试验获得统计上结果明确所需的样品数不可能预先加以预测。这显然取决于播与未播情况下拟合曲线的大小与形状方面的区别。然而，我们晓得的是，如不进行分类，测出一真实效果所需要的年代是极长的。例如，Long等人(1976)指出，在科罗拉多州东北部，要在适当可信度上检测出25%的平均防雹效果，可能至少需要几十年。

显然，由于我们现在不仅在科罗拉多州东北部，而且在其他地方都有充分理由予以播撒可增雹，也可减雹，通过随机试验得到有意义的结论的唯一现实希望，是按上面建议的方式采用合理的物理分类。当然，假如我们找到了造成一大部分降雪量自然变化的好的预报因子变量或协变量，那就会大大改善这样一种试验，并缩短其周期。Brownling和Atlas(1976)为缩短试验周期提出了两种解决办法。最好的协变量之一似乎是前面讨论过的“动力冰雹潜势”。

归根结底，我们的目标是通过符合实际的数值模式来预测图2实线和虚线的特征，但在以后十年或二十年这也是难以达到的。然而，假如我们要能得到如图2那样的结果，我们也就应该弄清楚起作用的大量的物理机制，同时也要着手学会如何改变我们的播撒“处方”，以进一步增大有利的效果，减小有害的效果。

6、小结与结论

苏联与其他一些地方防雹成功的报告虽然还需要细细推敲一番，但这些报告是不能忽视的。我们甚至也不能忽视最近美国国家冰雹研究试验中所得到的负效果的结论。迄今仍有把这种明显的两面性归因于撒播方法与播撒速度不同的倾向。然而，正负效果已经用很多方法加以证实，这些方法包括地面和云底发生器、从云顶上面下投的烟弹、直接用火炮和火箭射入。不同的方法虽然有效性无疑不相同，本文只研究对播撒有不同反应的基本物理原因。

本文指出，播撒使冰雹增多的物理机制至少有四种。其中两种存在于过冷水的供应速度超过天然和人工雹胚合起来所能有效耗尽的速度的情况下。这种情况可以在超级单体风暴中出现，也可以在雹胚为软雹而不是冻结雨滴的冷云底风暴中出现。此外，现有的播撒方法在雹胚为冻结雨滴的暖云底风暴中要有效得多。当云已产生部分冰晶化，且冰雹在冰-水混合物中的生长比在单有过冷水中更有效时，增雹也是有可能的。同样，只要核化作用产生的附加潜热，以增大最大上升气流速度的方式，或者把最大上升气流速度移到撞冻水比较容易冻结的 $-20\text{---}30^{\circ}\text{C}$ 温度范围内的方式改变上升气流廓线，也会出现增雹。

播撒产生正、负效果的几率表明：(1)在某些条件下或世界某一地区所得到的结果未必能用到其他条件下或其他气象状况下；(2)对资料不作合理的物理分类，一个随机统计试验在统计学上可能是不确切的，因为正负效果相平衡；(3)没有这种分类，我们也许不能改进我们的播撒方法或者“处方”，以得到尽可能好的有利效果，减少或避免有害效果；(4)防雹计划可能会由于有潜在的有害性而遭到法律禁止，或者由于可能造成雹灾而受阻碍。

为了加强统计试验的成功机会,我们提出了一个初步的分类方法,该法能对导致增雹或减雹的条件进行物理区分。关键的分类变量是:(1)云底的自然冰核浓度;(2)冰核播撒率;(3)云底温度;(4)雹胚类型;(5)风暴类型;(6)动力冰雹潜势(即最大

上升气流速度及其相应的温度)。

需把这些变量组合成一个与产生冰雹有关联的单一复合分类变量。统计试验的强度也要加强,试验周期要用一个强协变量来加以缩短,动力冰雹潜势似乎是最佳的协变量。

参 考 文 献

- Atlas, D., 1966; *J. Atmos. Sci.*, **23**, 635—651.
- Bartishvili, I. T. I. I. Gaivoronskii, A. I. Kartsivadze & G. K. Sulakvelidze, 1973; *Trans. 5th All-Union Meteorological Congress, Vol. IV. Gidrometeoizdat, Moscow, 1973.*
- Browning, K. A., 1975; *The Structure & Mechanisms of Hailstorms. Preprints National Hail Research Experiment Symposium on Hail & Its Suppression, Estes, Park, Colo., Sept. 21—28, 1975. Paper VIIa, 106pp.*
- Browning, K. A. and G. B. Foote, 1976; *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**.
- Browning, K. A. and D. Atlas, 1976; *Some New Approaches in Hail Suppression Experiments. Submitted to Rev. of Geophysics and Space Physics.*
- Borland, S. W. and J. J. Snyder, 1975; *J. Appl. Meteor.*, **14**, 686—693.
- Burtsev, I.; I. I. Gaivoronskii and A. I. Kartsivadze, 1974; *WMO No. 399, 189—196.*
- Danielsen, E. F., 1975; *Inherent Difficulties in Hail Probability prediction. Preprints, National Hail Research Experiment Symposium on Hail and Its Suppression, Estes Park, Colo. Sept. 21—28, 1975. Paper IIIa, 24p.*
- Danielsen, E. F., R. Bleck and D. A. Morris, 1972; *J. Atmos. Sci.*, **29**, 135—155.
- Davis, L. G. and P. W. Mielke, Jr., 1974; *Annual Rep., Vol. II, 1973/74, to Lowveld Tobacco Cooperative, Nelspruit, South Africa. Colo. International Corp., Boulder, Colo., Oct. 1974, 49pp.*
- Dennis, A. S., 1975; *J. Wea. Mod. Assoc.*, **7**, 50—59.
- Dennis, A. S. and D. J. Musil, 1973; *J. Atmos. Sci.*, **30**, 278—288.
- Federer, B., 1975; *Methods and Results of Hail Suppression in the European Area and in the USSR. Preprint National Hail Experiment Symposium on Hail and Its Suppression, Estes Park, Colo., Sept. 21—28, 1975. Paper XIIb, 17p.*
- Foote, G. B. and J. C. Fankhauser, 1973; *J. Appl. Meteor.*, **12**, 1330—1353.
- Grandoso, H. N. and J. V. Iribarne, 1963; *J. Appl. Math. and Phys. (ZAMP)*, **14**, 549—553.
- Knight, C. A.; N. C. Knight; J. E. Dye and V. Toutenhoofd, 1974; *J. Atmos. Sci.*, **31**, 2143—2147.
- Lominadze, V. P., I. I. Bartishvili and S. L. Gudushavri, 1974; *WMO*

No. 399, 225—230.

Long, A. B., E. L. Crow and A. W. Huggins, 1976; WMO-No.448, 265—272.

Lovasich, J. L., J. Neyman, E. L. Scott and J. A. Smith, 1970; Rev. of the Intern. Statistical Institute, 38 155—169.

Marwitz, J. D., 1973; Bull. Amer. Meteor. Soc., 54, 317—325.

Maxwell, B., 1975; Meteorological Section, Alberta Hail Project Field Program, 1974. Rep. No. 1, Interim Wea. Mod. Board, Alberta Agriculture Three Hills, Alberta, (Editors, R. J. Deibert and J. H. Renick) 20—21.

Miller, J. R., E. I. Boyd, R. A. Schleusner and A. S. Dennis, 1975; J. Appl. Meteor., 14, 755—762.

Nelson, L. D., 1976; WMO-NO.443, 335—340.

Rosinski, J., G. Langer, C. T. Nagamoto and T. C. Kerrigan, 1971; J. Atmos. Sci., 28, 391—401.

Rosinski, J. and T. C. Kerrigan, 1972; J. Appl. Math. and Phys. (ZAMP), 23, 277—300.

Schickedanz, P. T., 1975; Evaluation of Hail Suppression. Preprints, National Hail Research Experiment Symposium on Hail and Its Suppression, Estes Park, Colo. Sept. 21—28, 1975. Paper Xlb, 1, 24pp.

Schmid, P., 1967; Proc. 5th Berkeley Symposium on Mathematical statistics and probability, Vol. 5, 141—160. Univ. of Calif. Press, Berkeley, Calif.

原载《WMO-No.443》207—216页

郭昌明 译 刘欣生 校

防 雹

И. И. Бурцев (苏联)

在苏联，防雷工作已进行了十年以上。这些工作产生的巨大经济效益和农民、农业单位对防雷工作的兴趣，促使它的规模大大增加。

一九七五年，总保护面积已超过四百万公顷。在八个加盟共和国中建立了47个防雷队。表1给出了1971—75年间防雷的结果。对这些结果进行的分析表明，平均来说，保护区的受灾面积对比比区减小了3/4—4/5。当没有对比区可供使用时，保护区的资料是和该区保护前的资料作比较的（用多年平均资料或气象条件相似的一年资料）。

然而，如表1所示，还是有相当大的农作物区域受了雹灾。而且在许多情况下，即使是在防雷作业按所用方法的全部要求进行的那些日子里，也降了雹。这种情况也许是由于我们对人工影响冰雹过程的物理基础的了解不完善的缘故。因此，苏联的研究人员与防雷作业人员一起继续进行冰雹形成过程的实验研究与理论研究。自从在塔什干举行了人工影响天气的国际会议以来，苏联已在这个领域完成了许多有兴趣的工作。下面将谈及其中的一些：

在人工影响冰雹的过程中得到的经验表

明, 不仅有必要预报冰雹, 还需要预报其强度, 特别在山区和山麓小丘地带更为需要。目前, 已有一些基于这一现象的物理本质的冰雹预报方法。进行预报时, 特别注意定量地确定造成该地区天气的气块的潜在不稳定性。然而, 大家知道, 不稳定能量的数值不仅取决于大气的层结, 也取决于表征该过程强度的湿绝热的确定精度。湿绝热位置由凝结开始发生的高度来决定。因此, 冰雹预报的质量主要取决于对凝结高度的预报。为了确定这个参数, 根据实验资料点出图 (Belentsova, Goral, Fedchenko)。主要特征量如下: 平均温度露点差、平均风速、假位温梯度, 后者由于其守恒性, 在预报冰雹过程时减小了个人误差的影响。

对防雷队取得的上述结果进行检验表明他们明显地改善了冰雹预报的质量。

近几年来研究, 揭示了气流型对积雨云的热力学过程和能量情况有很大的影响。因此, 当前的主要问题之一是研究中尺度垂直运动的结构。解决了这个问题将改善我们对于冰雹形成机制、云中冰雹产生区的数目及位置的认识。

Bibilashvili 等人用有源靶子进行的实验研究证明, 在发展情况一般的成熟积雨云的初始阶段, 在前方云层四周的云底高度上, 有一个稳定的暖湿空气流入区。入流速度为 4—5 米/秒。在云层下部(一公里处), 水平气流的方向和速度与云下层是一样的。在云层中, 那些水平气流改变其方向的地方 (1.2—1.5 公里), 观测到气流沿垂直方向有明显的 irregularity。个别阵风可达 20—25 米/秒。这个很窄的层就在云的右前方高反射率区附近。

在较强湍流区以上 ($H_z t = 2.5—3$ 公里) 有一很强的、有规则的上升气流区 (即所谓“漏斗”), 它延伸到雷达回波的顶部。个例分析表明, 漏斗中的速度向上逐渐增大, 从 4.5—5 公里高度起, 达到 10—15 米/秒左右的最大值, 直到上边界差不多都保持不变。漏斗的轴向云的正前方倾斜。漏斗从云的高反射率

区前部的右方开始, 长度为 8—10 公里。

藉助无源反射器, 对云附近的气流进行雷达观测表明, 高于 4 公里的云内, 实际上没有气流。对对流云发生、发展及其运动的雷达资料与地面气象要素的同步测量, 可以确定出单个对流单体发展特征及单体的发展要比母单体更强些。能得到的这些结果使我们有可能预报子单体相对母单体产生的地点与时间, 有可能估计出可能的强度。所有这一切对防雷均可能是有用的。

有关雹谱的知识, 对于冰雹形成与增长的理论、云中冰雹区的雷达探测和决定冰雹区的尺度都很重要。

Khorgani 和 Tlisov 根据在北高加索取得的样品雹块大小的测定结果, 以及其他人在美国、加拿大、法国和南非(阿扎尼亚)得到的类似资料指出, 雹谱完全可以用对数正态律来描绘。在此, 必须注意的是, 下落到地面的雹块的谱, 同经过融化订正的云中雹块谱有明显不同。用其他一些大家熟悉的分布函数误差较大。

对于防雷而言, 雹胚的类型极为重要。Ekba 等人对 1972—74 年北高加索 15 次冰雹过程中收集到的 20000 个雹块切片作了分析, 表明雹胚既有软雹粒子, 也有大的 (毫米大小) 冻滴。其中 65% 是软雹粒子。在雹谱的大雹区, 该比例数还要大。

在防雷工作中, 及时确定冰雹的开始形成时间, 确定雹块长到比较大的时刻, 都是十分重要的。后者是云变成雹云的一个标志。拖延几分钟再播撒, 就不太可能或者根本就不能缩小冰雹的大小。

用双波长方法测雹有一个明显的局限性, 这就是在小粒子范围内(云滴、小雹块), 反射率比不是由云中水的相态决定, 就是说这种方法只能用在云中直径大于 1 厘米的雹块的时候。这一局限性由于冰雹形成及增长过程迅速而加剧。在用小于三厘米的波长探测较小的固态粒子时, 会由于云与降水对无线电波的吸收增强而碰到巨大的困难。

被动微波定位法（即作者后面说的被动雷达——译者），可以大大补足用主动定位法得到的云中水相态的信息。特别是在冰雹形成的早期阶段，这是很重要的。用被动定位时，信息是从无线电热发射取得的。发射强度与介质的吸收能力和介质的温度有很大关系。

在微波段，当其它所有情况相同时，水滴的吸收系数明显地大于干雹块的吸收系数。湿雹块的吸收系数大于干雹块的吸收系数，对于比较大的湿雹块，接近于水滴的吸收系数。吸收系数之不同，使含有水、干冰粒和湿冰粒的介质的发射能力有很大的不同。当水滴冻结时，发射强度明显下降，特别是如果有干冰粒形成时。这个事实，从原理上讲，可用被动定位来鉴别云中冰雹和水的相态，也可以检测处于早期发展阶段的冰雹。

被动雷达接收机的灵敏度很高时，从原理上说，根据含有小冰粒和水滴的介质的发射能力上的差别，可以使人们观测到云播撒的结果，评定播撒效果。

1974—75年，Chernyak 和 Kompanov-sky 在 3.2 厘米波长处测定了雨云和雹云的无线电发射情况，表明雹云的无线电亮度温度随高度的变化不同于雨云。雹云的特点是无线电亮度温度随高度有明显的变化。雨云和降雨区则以发射强度随高度逐渐变化为特点。

Kachurin 和 Medaliev 研究了对流云的无线电热发射情况，揭示出积雨云中冰晶化过程的发展和云从一个阶段向另一个阶段的转变，都伴随有无线电热发射的变化。发射变化的特点，主要由冰晶化过程的强度决定。当云发展成雷暴时，发射脉冲群的持续时间和幅度都要增大。

因此，可以用无线电发射的结构来识别雷暴和冰雹过程的发展阶段与发展趋势。

把催化剂引进积雨云，会造成无线电发射强度的明显变化。另一方面，无线电发射的改变又能使人们可以判定播撒的效果。解

决最重要的云物理学方面的问题，解决与危险天气现象（雹、雷暴）的形成有关的人工影响问题，研制人工影响的有效方法与装置，都需要广泛应用数学模拟。在这一方面，比较重要的有把自然条件下和播撒时云的热流体动力学和微结构特征结合起来计算的对流云的物理数学模式（高山地球物理研究所、实验气象研究所、外高加索水文气象研究所、列宁格勒水文气象学院）。

防雷工作在范围和费用上的增大，有必要用数学手段对复杂的防雷作业进行科学分析，其目标是改善作业的结构与组织。Kalashkov（高山地球物理所）建立了初步的防雷作业数学模式。可用这些模式来估价防雷作业的效果。

把地面和飞机这两种播撒方法作一对比是很有意思的。这两种方法的物理基础都是大大增加云中的冰晶浓度。

在苏联，播撒物是靠地面发射的大炮弹或火箭引进云内和云附近的空间的。其效果，因地区不同从 50% 到 90% 不等。

在美国，用的是飞机。是在云下上升气流进行播撒而影响雹云。最佳播撒位置由雷达和飞机穿过速度等于 2—2.5 米/秒的上升气流区的颠簸情况来决定。由于上升气流的水平截面小于雷达回波的截面，用飞机可以进行播撒作业。重要的是，飞行员本人要测定上升气流，并对地面雷达取得的资料进行校正。然而，需要指出，在有許多雹云时，飞机法对作业来说就显得不够了。根据美国的资料，此法的有效性是 30—40%。

在苏联，用飞机进行防雷存在一些严重的困难。首先，民航飞行规定，飞机不准飞到处于雷暴发展阶段的云下面去；其次，使用高空飞机（10 公里或更高）尚需一些新技术。

为比较地面和飞机进行防雷工作的利弊，有必要考虑一些综合性的资料，即具体地区冰雹过程发展的特殊性、在这些地区使用飞机的可能性、机场是否在附近、冰雹过程的持续时间等。

表 1

1971—75年苏联防雷计划的结果 (千公顷计)

计 划 区	1971			1972			1973			1974			1975		
	TAP	TA	CA	TAP	TA	CA	TAP	TA	CA	TAP	TA	CA	TAP	TA	CA
1. 高加索	1107	22.5	61.9	986	28.3	77.5	97.5	16.5	95.5	981	14.6	71.3	1215	31.5	92.5
2. 阿尔美尼亚	700	6.7	—	721	20.1	—	720	5.6	14.6	750	8.0	29.1	890	6.4	—
3. 阿塞拜疆	254	—	—	320	—	10.0	447	1.4	8.8	500	0.5	6.0	597	—	—
4. 塔吉克斯坦	300	0.2	—	320	0.7	—	370	3.4	—	380	0.4	—	420	1.1	—
5. 乌兹别克斯坦	243	—	—	243	2.4	—	282	2.0	—	382	4.2	—	300	—	—
6. 格鲁吉亚	210	—	4.2	250	0.3	6.0	250	0.01	3.7	250	1.5	11.5	300	0.2	19.2
7. 摩尔达维亚	300	-1.0	18.5	360	1.6	36.6	430	4.7	69.7	500	5.1	37.5	600	4.1	124.4
8. 乌克兰	100	—	—	110	—	4.6	210	0.3	2.8	210	0.9	5.2	210	1.6	13.6
9. 格鲁吉亚 (SBG) (MSH)	460	3.9	21.6	600	6.1	25.3	600	—	—	600	—	—	700	—	—
总 计	3674	34.3	106.2	3910	59.5	160.0	4284	33.9	195.1	4453	35.2	160.6	5232	44.9	249.7

TAP: 总作业面积 TA: 作业区受灾面积 CA: 对比区受灾面积

为了增进我们对冰雹过程物理学方面的了解,有必要进行一次综合性的试验,该实验要考虑不同科学团体的技能和仪器的适

用性。

原载《WMO-№.443》217—222页
郭昌明 译 刘欣生 校

论 当 前 防 雹 的 可 能 性

Л. Г. Кагурин А. Л. карцивадзе (苏联)

防雹的成败,一方面取决于冰雹过程本身的参数,另一方面也与下列因素有关:防雹的理论、实现该理论的程度、所用催化剂的效率、防雹作业的技术装备以及工作人员的熟练程度。

下面,我们将讨论目前广泛采用的成晶物防雹法。

让我们看一下冰雹过程数值模式的一些实例,特别注意云在自然发展期间和播撒后参数随时间的变化。

把1972年6月6日阿拉扎尼山谷的冰雹情况作为基本实例。

图1给出了云半径的计算结果、沿云半径方向的垂直气流和含水量的平均值。图2给出了0°C等温线层沿云半径方向雹块动量

的分布,雷达反射率的径向分布见图3。图2和图3的曲线都是对冰雹自然形成过程和成晶物引入云内的三个固定时刻画出来的。

我们将对我们以前文章中(Kachurin等, 1974)没有得到适当反映的那些过程的特点给予特别注意。

在这一典型实例(1972年6月6日)中,播撒导致云的含水量剧烈下降(图1),按图2,也导致降雹强度剧烈下降。实际情况是:靠少量的成晶物,成功地使有害的成雹区变成无害的了。如图所示,如果我们曾设法确定云轴附近成雹区的位移,那就可以大大降低播撒量。这在原理上是可能的,不过需要对播撒技术作根本的改进。

如图所示,特别是图4,在自然过程中,

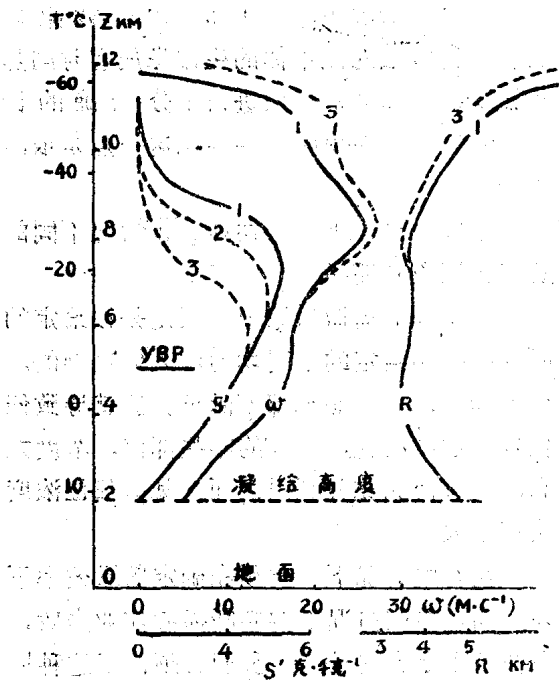


图1 云半径 R 、垂直速度的平均径向值 W 与比含水量 S' 随高度的变化下列名称用于本图及以后各图：
 1 —— 自然发展中的云
 2、3 —— 在催化剂喷入层冰粒浓度分别为 $n_2 = 5 \times 10^3$ /克 $n_3 = 10^4$ /克的人工冰晶化云

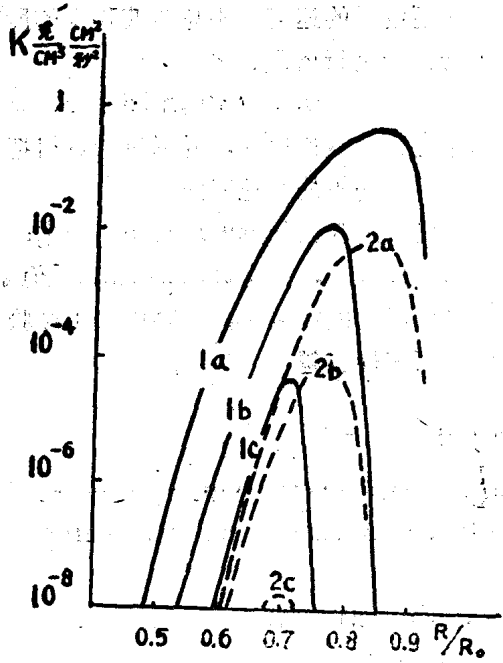


图2 在 0°C 等温线层冰雹发展不同时间雹块流量动量 K 的径向分布
 a, $\tau = 1$ 小时 b, $\tau = 30$ 分钟
 c, $\tau = 15$ 分钟

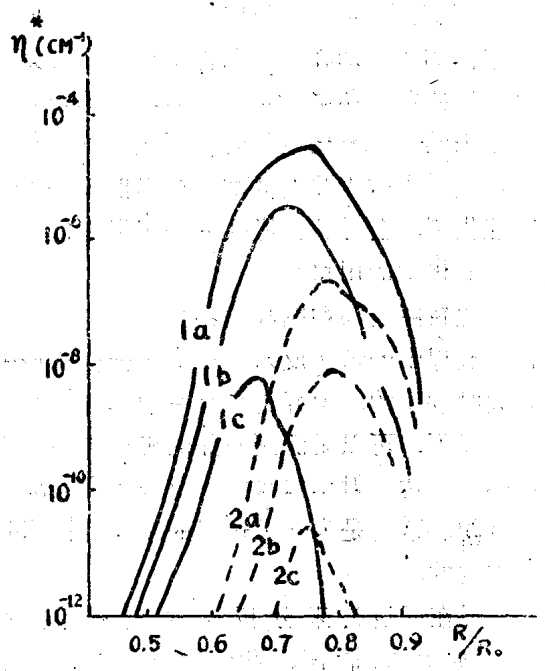


图3 冰雹发展过程不同时间7公里高度处云雷达反射率 η^* 的径向分布
 a, $\tau = 1$ 小时 b, $\tau = 30$ 分钟
 c, $\tau = 15$ 分钟

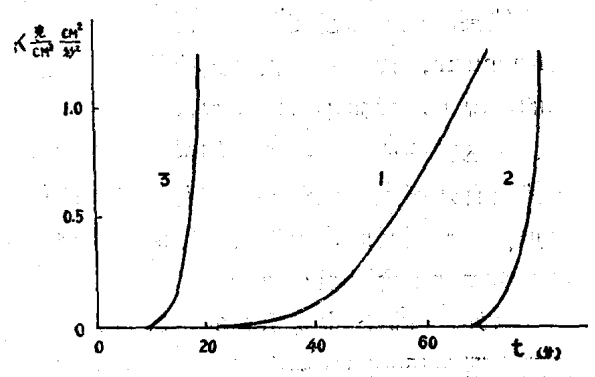


图4 三种不同冰雹状况在 0°C 等温线层单位时间内雹块流量的最大动量随时间的变化
 1, 平均典型情况
 2, 持续期长的冰雹情况
 3, 成群的冰雹形成过程

单位时间内雹块流量的动量（可以认为该值代表降雪强度）在本例中有一个约25分钟的明显潜伏期。此后，在很短的一段时间内，降雪强度就变成有害的了（对农作物有明显危害的值为 $1 \text{ 克/厘米}^3 \cdot \text{厘米}^2/\text{秒}^2$ ）。