

人工影响天气新进展

南方云物理和人工降水研究组

北方层状云人工降水研究组

气象科技情报研究所

编译

气象出版社

56.47

人工影响天气新进展

南方云物理和人工降水研究组

北方层状云人工降水研究组

气象科技情报研究所

编译

气象出版社

内 容 简 介

本文集介绍了人工影响天气，特别是人工增加降水试验研究的一些新进展。本书可供气象科研、气象院校师生以及有关学科的专业人员参考。

人 工 影 响 天 气 新 进 展

南方云物理和人工降水研究组

北方层状云人工降水研究组 编译

气象科技情报研究所

责任编辑：陶国庆 谷真真

气象出版社出版

（北京西郊白石桥路46号）

湖北省气候资料室印刷厂印刷 新华书店北京发行所发行

开本：787×1092 1/16 印张：20.125 字数：492千字

1985年11月第一版 1985年11月第一次印刷

印数：1—1400

统一书号：13194·0230 定价：4.70元

编 者 的 话

近年来,人工影响天气的研究不断改进,探测试验装备也越来越多地引用现代化技术,对各种形式的云和降水的发生、演变、以及动力过程和微物理过程的相互制约关系等方面的探索日益深入。研究成果散见于国外各种期刊、专业报告和会议文集中。

我国开展人工影响天气试验已有多年,在云物理观测、外场播云作业、室内实验、效果评价及数值模拟等领域取得了不少成绩,但与国外先进水平比较,还存在一定的差距,有必要广泛地借鉴国外的对我们有用的科研成果。为了便于国内从事这项试验研究的气象人员和有关的科研和教学工作者参考,我们从近年来国外刊物中选译了31篇云物理和人工影响天气的文章,其中包括我国台湾省的一篇编为一集。全部译文最后由汪永起同志校订。

由于我们水平有限,虽力求译文内容适合国内同行需要,但仍可能选材不当,顾此失彼。译校中的错漏更所难免,望读者不吝指正。

为了节省篇幅,译文大多作了适当删节,参考文献也都略去。

在编译出版过程中,承国家气象局科教司和气象出版社大力支持,谨此致谢。

1983年3月

目 录

云物理学和人工影响天气	(1)
1975 — 1978年期间人工影响天气的评述	(9)
为改善物理认识而设计播云试验	(26)
物理学家和统计学家在人工影响天气试验研究中的作用	(35)
增水计划的意义和目的	(39)
播云技术	(49)
气象雷达在人工影响天气中的应用	(60)
地面微物理观测	(68)
增水计划评价的降水测量方法	(80)
气象卫星资料在人工影响天气试验的设计、作业和评价中的应用	(90)
西班牙的云微物理研究 (PEP)	(97)
冬季地形云中使用飞机释放碘化银的扩散试验	(101)
播云烟火法成核剂的性能	(108)
雨滴铝箔取样器印痕与滴尺度的比率	(117)
夏威夷暖雨的研究——降雨的发生	(123)
蒙大拿东部夏季对流云的结构: I 自然云	(137)
蒙大拿东部夏季对流云的结构: II 人工催化的效果	(154)
对流云云街的观测和研究	(165)
浅薄对流云产生的暴雨	(170)
下沉气流和积云动力催化作用的联系	(177)
积云中降水发展的数值研究	(187)
积云吸湿催化的一个模式	(207)
中纬度气旋中云与降水的中尺度和微物理结构: I 冷锋个例研究	(219)
中纬度气旋中云与降水的中尺度和微物理结构: II 暖锋雨带中空气的运动 和降水增长	(242)

温带气旋的降水效率和人工影响的可能性.....	(252)
圣胡安山区的冬季风暴：Ⅰ 动力过程.....	(258)
圣胡安山区的冬季风暴：Ⅱ 微物理过程.....	(271)
圣胡安山区的冬季风暴：Ⅲ 催化潜力.....	(283)
雹暴动力学和有关防雹不确定性问题.....	(290)
1951—1978年台湾省人工影响天气活动.....	(305)
1981年各国人工影响天气计划登记表.....	(310)

云物理学和人工影响天气

Roland List

(加拿大多伦多大学物理系)

1. 引言

云物理学通常分为两部分：①云的动力学；②云的微物理学或从气溶胶质粒到降水粒子的演变过程。但连续体和粒子彼此不是孤立的，当考虑各种相互影响和反馈过程时，两者应该结合起来。以下各节将论述有关这方面的问题，并为全面地讨论人工影响云和降水的方法奠定基础。观察一下降水性雷暴就能清楚地知道，单个云体是复杂的。我们如何解释和改变它呢？

2. 云的动力学

云是水汽在气溶胶粒子（即云凝结核）上凝结而成的。凝结所需的轻度水汽过饱和是冷却的结果。冷却的原因是空气抬升或空气的定压膨胀或两者兼而有之。冷却过程起源于包括锋面系统在内的大尺度大气运动，也可以起源于局地形成的热力泡或卷流（导致积云和积云群的形成），或者起源于上坡风，导致地形云或云系。

云的动力学方程组：

(1) Navier-Stokes方程。该方程中气压扰动量用 $\hat{p}$ 表示，温度扰动量用 $\hat{T}$ 表示，密度扰动量用 $\hat{\rho}$ 表示，未扰动环境中对应的数值分别为 P_0 、 T_0 和 ρ_0 。(List和Lozowski, 1970),

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla \hat{p} - \left[\frac{\hat{p}}{P_0} - \frac{\hat{T}}{T_0} \right] g + d + f \quad (1)$$

式中 v 为速度， g 为重力加速度， d 为液水物质的阻力或是以末速下落时的重量， f 为摩擦力。

(2) 连续方程。Ogura和Phillips (1962) 给出了非弹性介质连续方程的一般形式：

$$\nabla \cdot \rho \cdot v = 0 \quad (2)$$

(3) 适用于干空气和水汽的气体状态方程。

(4) 热力学第一定律。

(5) 有关如何处理涡动粘滞率的一个假定。

方程(1)、(2)和热力学第一定律是必需的，其中必须包含诸如小水滴（ $< 200 \mu m$ ）、水滴（ $> 200 \mu m$ ）或冰粒子之间可能的相互作用。具体地说，方程(1)中的浮力项必须包括由于云和降水粒子的存在引起的整个空气块密度的各种变化，因此 d 定义为云水 r_c 、雨水 r_p 和冰粒子含量 r_i 三者的混合比的总和，

$$d = (r_c + r_p + r_i) g = r_{tot} \cdot g \quad (3)$$

于是可把浮力项B写成:

$$B = - \left(\frac{\hat{p}}{\hat{p}_0} - \frac{\hat{T}}{\hat{T}_0} - r_{t,0,t} \right) g \quad (4)$$

式中 $r_{t,0,t}$ 为任一空气块中全部固态和液态水的总混合比。

气体定律不必改变形式,因为液态和固态粒子在总的空气体积内所占的份额的数量级仅约 10^{-6} 。

热力学第一定律需要改变形式,以便包括蒸发潜热和冻结潜热,以及温度与周围空气不同的粒子所造成的热源和热汇。

3. 云的微物理学

云微物理学的主要方程是所谓的动力方程,它表征云内液水粒子谱和冰粒子谱的演变。以数密度函数 $f(m_i, x, t)$ 表示空间位置为 x 、时间为 t 、质量为 m 的粒子谱, $i=1$ 为水, $i=2$ 为冰。动力方程具有如下形式:

$$\frac{\partial f_i}{\partial t} + \nabla \cdot f_i v_{m,i} + \frac{\partial}{\partial m} \left(f_i \frac{D_i m}{Dt} \right) = \sum_{j=1}^2 C_{ij} + B_i + F_i + N_i \delta(m - m_{0,i}) \quad (5)$$

等式左边第一项是粒子浓度的局地时间变化;第二项表示质量为 m 的粒子群的净平流, $v_{m,i}$ 是粒子的绝对速度;第三项是质量空间中质量为 m 的粒子群的净平流。等式右边分成四项:第一项表示质量为 m 的粒子群因水滴之间、冰粒之间或者水滴与冰粒之间碰撞引起的浓度变化;第二项是大水滴或冰粒子破碎所产生的结果;第三项表示冻结或融化引起的粒子的相变;第四项则表示核化作用所产生的 $m_{0,i}$ 尺度粒子的源(N 是核化率; δ 是Dirac的Delta函数)。

粒子数是不守恒的,因为较大的粒子可以捕获较小的粒子而增长,或在与较小的粒子碰撞的过程中破碎而尺度减小。但是水物质的总量是守恒的,因此有

$$\rho_i = \int_0^{\infty} f m dm \quad (6)$$

$$v_i = \frac{1}{\rho_i} \int_0^{\infty} f m v_m dm \quad (7)$$

可以认为

$$\frac{\partial \rho_i}{\partial t} + \nabla \cdot \rho_i v_i - \frac{\partial \rho_v}{\partial t} - \nabla \cdot \rho_v v = 0 \quad (8)$$

这里 ρ_i 是粒子的密度, ρ_v 是水汽密度, v 是空气速度。

方程(8)中核化作用和凝结作用相互抵消,因为两者使质量守恒。

动力方程中描述的对所有粒子质量的积分可给出它们的总质量。假定粒子以末速下落,则总质量产生的力相当于所有粒子的总阻力,即Navier-Stokes方程右边的第三项。

水分守恒方程将影响到状态方程中的水汽项。

云内小水滴、水滴和冰粒子分布谱的演变，其一级近似值决定于粒子增长方程，只要质粒小于 $10\mu\text{m}$ ，它们的下落速度就可忽略不计，并可假定质量和热量的分子扩散过程控制着水滴的汽相增长。上述质量和热量两个因子是密切相关的，因为水汽的凝结、凝华或蒸发等乘以相应的潜热，就代表着热源或热汇。对于水滴凝结增长和蒸发的准平衡情况，它们必须由朝向粒子或离开粒子的热传导来补偿。

这些过程控制着由云凝结核生成的云滴和由冰核生成的冰晶的增长。

对于较大的粒子分子迁移过程让位于其他一些取决于空气中下落速度的效应。明显的下落末速度不仅大大增加水汽和热量的交换，而且还引起云粒子的碰并增长，这可从下面的讨论看到。

令粒子重量和它的阻力相等，从而求得，粒子末速度，对于球形质粒可以得到：

$$\frac{4\pi}{3}R^3\rho_p g = c_w \frac{\rho v_t^2}{2} \pi R^2 \quad (9)$$

式中 R 是粒子半径， ρ_p 是粒子密度， c_w 是阻力系数， v_t 是下落末速度。

由此推导出自由落速或下落末速度：

$$v_t = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{\rho_p g}{\rho c_w} R} \quad (10)$$

不同的下落速度导致较大的粒子可能捕获下落较慢的较小的粒子，这就发生并合过程或聚合过程，它可用捕获系数来描述（较大粒子下落时捕获它所扫过的体积内的较小粒子的百分率）。如果是两个水滴相碰，还要用破碎概率来描述。

水滴或冰粒子在捕获过程中的质量增大意味着焓的转移，因而也就影响到热量的转移，它与传导和对流而引起的热量转移以及分子质量转移的热当量一起控制着雹块撞冻增长的液水量。由此产生的环境空气的各种加热和冷却过程都需要包括在热力学方程内。

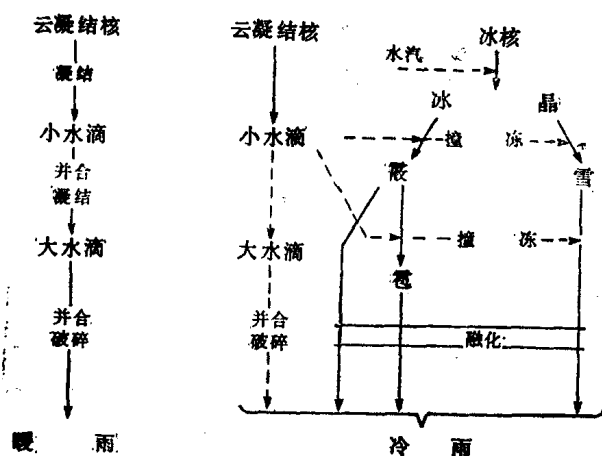


图1a 由云凝结核和冰核演变成暖雨和冷雨的示意图

暖雨形成过程中，这些小水滴靠凝结作用增长，当小水滴达到 $20-40\mu\text{m}$ 时，进一步

4. 降水形成的几个阶段

降水形成如图1所示，降水过程分为两类：一类是暖雨（图1a），另一类是冷雨——雹和雪（图1b）。形成暖雨全是水滴和水汽的过程，而冷雨过程还包含有冰粒子的存在。

这两类降水过程有共同的地方：首先，小水滴组成的云需要水汽在气溶胶粒子（云凝结核）上凝结（不考虑冰雾形成的可能性，因为世界上只有极少地区会产生冰雾）。海洋上每立方厘米的活化核约为50—200个，而大陆上每立方厘米的活化核约为500—1000个。

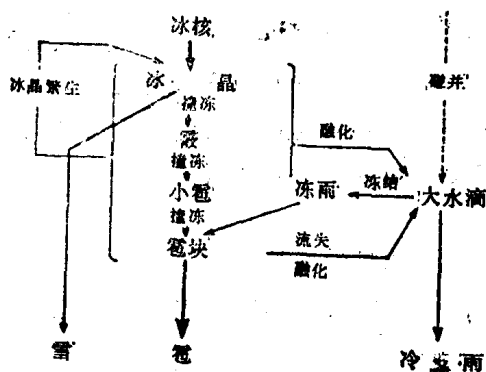


图1b 过冷却云内由冰核形成
雪、雹和冷雨的示意图

凝结增长的效率很低，而此时与其它小水滴的碰撞概率增加了。特别是有一些小水滴在短时间内增长很快（即与其它小水滴的碰并是显著的），而大多数小水滴却可能毫无增长。当与较小水滴碰并后，原来较大的小水滴的尺度明显地增大，它的降落速度和碰并截面积也相应增大，因此它进一步碰撞其他小水滴的机会就更多。

让我们再来考虑另一方面，在正常情况下，如果碰并过程发生在上升冷却的气块内，将不断地出现过饱和状态，过饱和度的减小将使所有的小水滴都由汽相得到增长。这对较大的小水滴的影响不是很大，但它们能增长得更快，因为它们能与较小的小水滴碰撞，而后者也因凝结而进一步长大。Kovetz和Olund(1969)、Leighton和Rogers(1974)得到的结果表明了这一点。

Reynolds (1876) 早就推测雨滴的增长是碰撞的结果，但是一直到 Telford (1955) 和 Twomey (1964)，他们运用随机碰并过程，推导出非常迅速演变形成雨的模式。Berry 和 Reinhardt (1974) 给出了碰并过程如何形成雨的最佳例子 (图2)。

Reynolds (1876) 早就推测雨滴的增长是碰撞的结果，但是一直到 Telford (1955) 和 Twomey (1964)，他们运用随机碰并过程，推导出非常迅速演变形成雨的模式。Berry 和 Reinhardt (1974) 给出了碰并过程如何形成雨的最佳例子 (图2)。

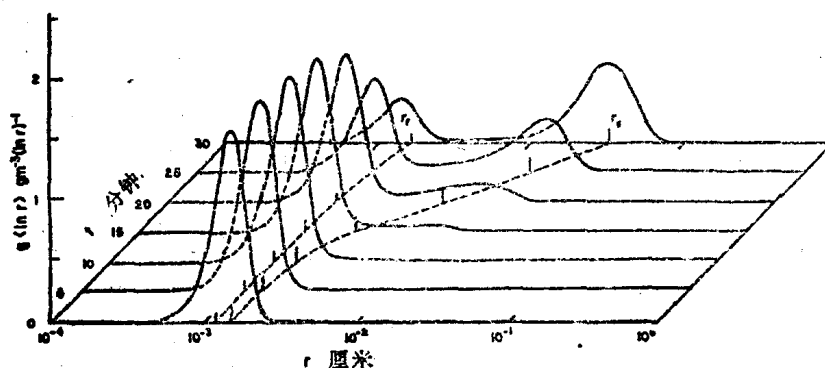


图2 由于随机碰撞、并合所造成的滴谱随时间的演变

一开始集中在 $r_f = 12 \mu\text{m}$ 处， $g(x)$ 是质量密度函数； r_f 是平均体积半径， r_g 是峰值半径，它正比于雷达反射率和液水含量之比。可看到，大雨滴碰并小水滴，在30分钟内它的直径增长到0.8mm。

Langmuir (1948) 曾推测雨滴不可能无限制地增长，根据对自然降水的观测，他提出雨滴最大直径是6mm，这意味着这个尺度的空气动力的不稳定性，会导致雨滴破碎。

Magarvey和Geldart (1962) 的实验指出，碰撞过程是水滴破碎的决定因素。但是一直到McTaggart-Cowan和List (1975)，Low (1977) 以及List和Gillespie (1976) 才被证实，设想的暖雨中的最大雨滴尺寸由于破碎要比以前设想的小得多。根据水滴破碎实验做的数值模式得出，在定常状态下和大范围的降水中雨滴要增长到大于 2.5 mm是十分困难。这些与观测结果是相一致的 (Fujiwara 1967)。

冷雨 (图1b) 也是在主要由云滴组成的云体内形成的，在 0°C 层以上的云体部分，云滴是过冷却水滴。象暖雨形成过程那样，有可能通过凝结、碰并和云滴破碎使云滴增长。但是

如果一部分气溶胶粒子起着冰核的作用,那么就形成冰晶,并且以消耗水滴为代价而得到增长,这是因为水滴表面有较高的水汽压(在 -12°C 时约比冰面水汽压高出12.5%)。冰晶质量的迅速增长将导致它的下落速度加快,降落扫过的体积也增大,如果云滴小于 $10\mu\text{m}$,则捕获过程就不太可能产生,但是冰晶之间的聚集将导致雪的形成。雪能直接下落到地面,或者当 0°C 层位于地面以上,雪在下降过程中就要融化。当雪花下落到地面时,一般要破碎,在残存的冰晶中经常能发现冻滴聚集的米雪。

对流云的含水量一般要比层状云高,冰晶经常与直径约为 $20\mu\text{m}$ 的大云滴撞冻而增长。这种冻结过程形成的粒子较坚实,表面有起伏,常常是圆锥形,一般称为霰。它们是由松散的冰晶骨架和许多空气气泡组成的。迅速结冰和下落到不太冷的云体内,导致形成小雹,降落到地面时会融化形成雨。如果它们进一步增长形成冰雹,冰雹是直径大于5毫米的凹凸不平的冰粒子,它们的形状类似于沿短轴有缺口的椭圆柱体。

List的实验(1977)指出,淞附在雹块的水滴并不全部停留在其表面,根据雹块转动的状态,已经淞附其上的水滴可能会脱落下来。雹块转动时(象陀螺那样既自转又向前转动),脱落下来的水滴能形成直径约2mm的大水滴。因此许多撞到冰雹上的小水滴立刻成为降水尺度的粒子,它们将按照暖雨过程继续增长,如果在云内上升到一定高度时,它们立即冻结,或者被雹块捕获。对于不转动的雹块,脱落下来的水滴将是另外一种形式,即形成小水滴,它们与云内的小水滴在尺度上无很大差别。当雹块下落经过高于 0°C 的暖区,也发现有大水滴脱落下来。在此暖区小的冰粒子甚至能全部融化。

5. 参数化

研究冰粒子的形状可揭示自由下落的许多可能方式。因此可以预料,冰粒子的下落状态将大大影响到它们的增长,首先通过撞冻的不均匀性,其次是通过热量和质量的分子传输的差异来影响它们的增长。总的热量交换是一个更复杂的因子,因为对给定的自由下落方式,该因子决定着粒子表面的特征,它通过可能的撞冻作用或各种类型的脱落现象控制着被碰并的小水滴的变化。

现在必须指出,至今对冰粒子的增长方程并未充分了解,每一个新的实验揭示出一些新的概念,将把它们考虑到某些适当的模式中去。将单个粒子增长的处理方法应用于粒子群体的增长是不适当的,因为粒子群体中的相互作用会改变群体特性,支配下落时间、扩散范围、降水率等。

参数化是指用解析方法描述物理过程,希望既简单又合理。本文作者认为,Kessler(1969)在五十年代后期提出的雨形成过程的参数化至今还是有用的方法。他假定雨云中有三类水成物:水汽、云水和雨水,它们相互转换,并且保持守恒。根据物理定律,他大胆地认为,在大多数情况下云水一旦超过阈值($0.5\text{g}/\text{m}^3$ 或更大),依靠云水转换成雨水的作用,雨就开始生成,并且能继续下去。雨滴一旦产生,它将继续与云滴碰并增长。他还作了另一个重要的假定,虽然雨滴的进一步增长决定于它们的尺度和下落速度,但对于雨滴群体来说,它们还是以平均速度一起下落的。这一假定基本上仍应用在所有的云模式中,因为不采用这一假定需要用拉格朗日处理方法,这种方法非常复杂(Girard和List,1976)。

参数化未来的进展不大可能来自对降水过程微物理的深入了解,而要依靠对降水过程基本问题的严密而且直观的观察,或是依靠把雷达、飞机观测和地面观测以及其它遥感工具的观测结果拟合成的经验公式。

6. 云的模式

云的模式是根据动力学和热力学方程以某些说明粒子增长和反馈过程的动力方程（如2、3节所述）建立起来的。由于电动计算器、早期计算机的限制以及数学计算技术发展不足，使云模式开始时局限于Weinstein类型的一维模式或者没有降水的二维模式（Ogura和Phillips, 1962）。一维模式的最大缺点是不能恰当地处理气压梯度项（它与液水阻力项大小相当，而符号相反），这样会导致不太可靠的结论。如果不要求考虑精确的物理过程，又能建立比较好的经验方程，这些模式的应用，特别是在制定人工影响天气的播云判据方面，是颇为引人注目的。

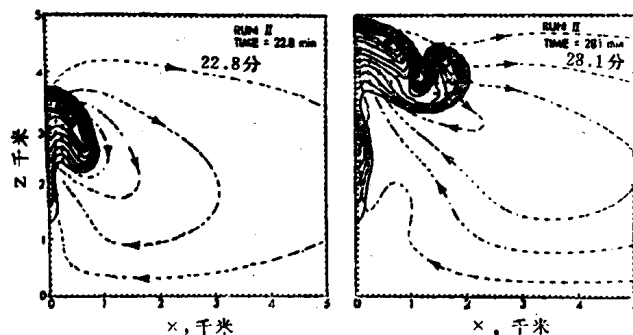


图3 二维云模式的云水混合比等值线和流函数等值线

分别是22.8分和28.1分时的情况。等值线区间为0.5g/kg (Clark, 1973)。

二维模式（例如Orville和Kopp 1977; Clark 1973; Schlesinger 1973）能改进对云物理的认识。根据1973年Clark的工作，可以对流场图型和云水混合比进行计算（图3），甚至还能计算云中不同部位粒子谱随时间的演变（图4）。然而二维模式也有一个不足之处，它们只能描述片状或圆柱状的云，不能考虑云中复杂的气流方向。三维模式（Klemp和Wilhelmson 1978; Cotton和Tripoli 1978）在这方面要好得多。模式工作者很快发现，云的边界条件及其随时间的变化支配着云的演变，因此为了检验模式，需要在外场组织大范围的探测，以便了解边界条件如何变化及最后的结果。

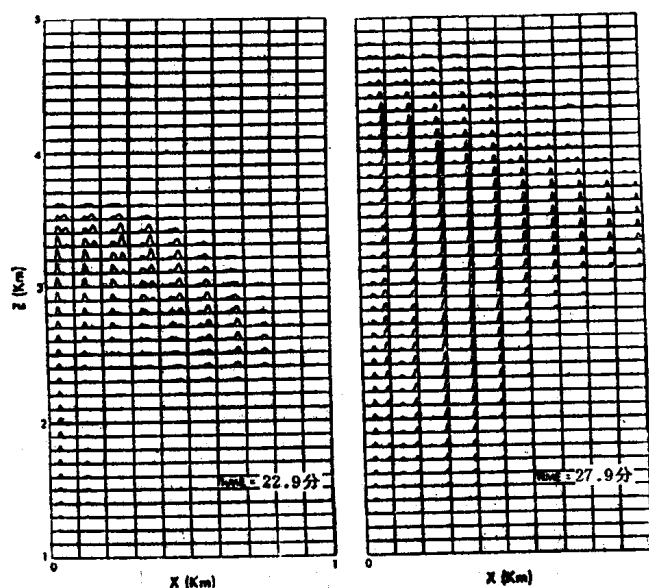


图4 云中不同部位的云滴谱和雨滴谱的演变情况

在22.9分时出现双峰，表明降水尺度的粒子的增长。云体高度还在增加。在27.9分时云体达到4.8 km高，大滴主要分布在3.6 km高度以下离云轴0.2—0.5 km的区域。大滴区域里小滴很少。降水时伴有下沉气流，蒸发使大滴降到接近地面时消失。

此外, 还需要指出, 为了处理单一云体的复杂状况需要庞大的计算机。例如: 如果从云中凝结核长成云滴和云滴的碰撞增长问题开始考虑, 则空间尺度起码应取 10^{-6} 厘米, 时间尺度取 10^{-7} 秒。

然而客观现实已经说明, 云的动力学和数值模拟使云物理学大为改观, 并在降水形成的各种重要机制及其相互影响方面, 给了我们有益的启示。

7. 人工影响天气的概念

历史上人工影响天气可能是从与强雷暴的灾害作斗争开始的 (Pausanias指出大约在公元前1400年在小亚细亚就曾使用弓箭进行过这种斗争)。此后, 人们用迫击炮或火炮轰击雹云以便驱散它, 直到1930年阿尔卑斯山附近地区还是使用这种方法。三十年代中期, 瑞士工程师Zimmermann使用William Tell的传统方法, 从敞开的飞机座舱里用弩将炸药发射到雷暴云中。随着战争武器技术的发展, 火箭携带爆炸物代替了撞击发射系统, 然而长期以来, 没有一种方法的结果能令人满意。

1946年Langmuir和Schaefer用播撒干冰 (固体二氧化碳, 其温度约为 -70°C) 的办法消云, 从此人工影响天气有了一个重大突破。一年后, 美国通用电气公司的Vonnegut发现了碘化银 (AgI)。这是一种起冰核作用的物质, 它能使过冷却水滴在 -4°C 以下冻结。从此, 在缺少冰相粒子不能激发降水的云中, 也能够产生冰相粒子了。

为了讨论现代人工影响天气的工作, 我们将根据本文第一节中的概述将其分成两类。

人工影响云内粒子的演变过程要比试图直接干扰云或云系的能量更有吸引力; 使用催化剂或者其它触发物质对人工影响天气会更加有利。

从图1a的暖云降水过程, 可以预料在云中播撒象 NaCl 粒子等大的云凝结核 (CCN) 或用飞机直接喷撒小水滴, 会使较大的云滴得到增长。这两种方法都曾试用过, 但是用今天的标准来看, 并没有得出有效性的证据。此外, 使用表面活性物质 (Morachevsky和Kirinkhin 1968) 能产生一系列的水滴破碎。云内早期生成大的碎滴, 能加速雨的形成。

目前人工影响天气的主要手段是用 AgI 或象 CuS 一类其它物质来进行催化, 这些物质具有类似冰的晶体结构, 因而它们能捕获水分子, 并在表面上形成冰。另一种增加冰晶数目的途径是播撒干冰粒, 使空气变得非常冷, 很多气溶胶粒子活化为冰核。因此当自然界缺乏冰粒时, 播撒冰核能激发冷雨机制。实验表明 (Gagin和Neumann 1976), 云顶温度在 -12°C 到 -20°C 时播撒最为有效。

在自然界, 有少许冰核, 就能产生冰晶。正如Hallet和Mossop在1974年描述的那样, 自然界的冰晶繁生机制使一个冰核能造成1000个以上的冰晶。繁生的本质还没有研究清楚, 所以只有缺乏冰核和自然界不存在冰晶繁生过程的情况下, 播云才是有效的。

播云可用来增加雨量或减少雨量, 也可以增加冰雹或减少冰雹。因为原则上, 对降水过程的任何干预, 都可能产生有益的效果, 也可能产生有害的效果。为了说明这一点, 我们来看看防雹过程。防雹的两个最为有效的途径是通过争食过冷水滴和使云体冰化。争食过冷水滴的想法是基于云内有效的过冷水量不变, 以更多的冰晶粒子来争食这些过冷水, 从而限制这些冰晶粒子的增长, 并且它们在降落中甚至还会融化成雨。图5是一个圆柱状的上升气流, 且 $\rho V_z = \text{常数}$ 的一维云模式, 其中 ρ 是空气密度, V_z 是上升气流速度, 它们具有美国科罗拉多州雷暴的特征。较小冰晶粒子的浓度 (约等于零) 不足以使过冷却水含量发生变化, 而供较大粒子消耗。如果增加小雹粒子的数目, 但不足以保证充分的争食, 则会招致更多更大的

冰雹灾害。只有超过一定的数密度,才会使冰雹的尺度和数目减少,从而降低灾害程度。

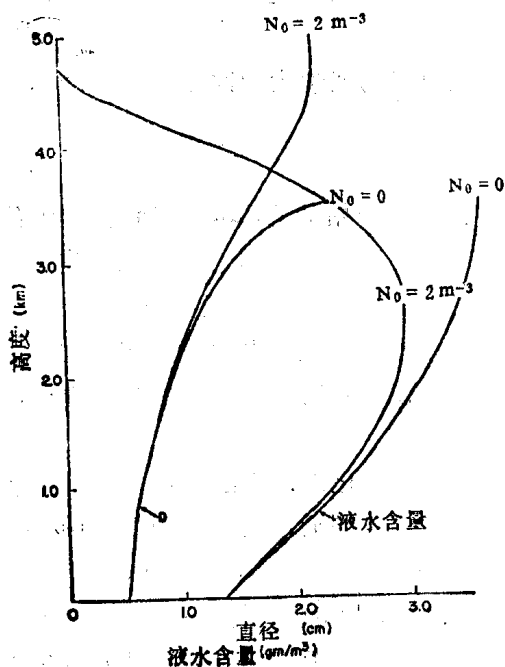


图5 $D=0.5\text{cm}$ 的雹块在 $V_z=22\text{m/s}$ 的上升气流中($\rho V_z=\text{常数}$)的增长

雹块数密度可忽略时,不会耗尽液态水含量,雹块在 0°C 层以上约为 3.6km 的平均高度上大于 2cm 。若起始雹块数密度为每立方米2个,在水凝物达到 4.7km 以前,就会耗尽所有的云水,在此高度以上不会有明显的再增长。若 N_0 为每立方米10个,则最大直径限于 1.2cm 。

在云体已经伸展到云的低温高度时,潜热的释放可能不那么重要,然而云顶通过热反馈过程会被抬升,并使云的状况有利于降水,这种概念叫做动力催化。

播云的动力-热力结果已被考虑用于削弱台风,即在台风的第一个眼壁外边产生第二个眼壁(由很活跃的对流云组成),它能减弱台风的最大风速,减少台风灾害。法国奥利机场用燃烧器加热法消暖雾,是另一种强制方法(Sauvalle 1976)。因为利用大量的能量使雾滴蒸发,这比播撒大凝结核(如 NaCl)使雾滴变为酸雨下落,严重腐蚀飞机要合算。

使用大型通风机搅动果园上空覆盖的冷空气,可以得到非常满意的效果。这些冷空气主要由直接或间接辐射冷却引起。另一方面,用加热或连续结冰的方法(释放融解潜热),也是非常有效的。但是防霜并不是人工影响天气通常所考虑的内容。

8. 结论

最近三十年期间,我们在云动力学和云微物理学方面的认识有了很大的进展,然而还未能了解包括复杂的反馈作用在内的一切降水形成的详细过程,这就使得人工影响天气的工作受到限制。虽然人们认识了一些原则性的概念,除此之外,可能还有其它方面的知识,但是为了能恰当地适时地运用这些概念得到人工影响天气最有效的结果,我们还要走很长的路。

人工影响天气的另一个问题是对人工影响天气的效果进行检验。鉴于云物理学和人工影

云体冰化的想法是要求全部的云滴转化为冰晶,这样雹胚就不能增长成得更大。但必须几乎所有的云滴都冻结,否则反而会形成更多的冰雹,这是与动力效应和热力效应密切相关的。

任一降水过程取决于进入云中或云系的水汽通量和水汽转化为降水的效率,而水汽通量又和云的动力、热力状态有关。从物理原因上看是很清楚的,在云中任何凝结过程或凝结的增加都会由于凝结潜热释放而导致云体产生附加浮力。这正是上升气流最主要的动力。浮力增加,上升气流也增强,因而水汽输入通量将增加,有更多的水分会转化为某种类型的降水。当云水转化为冰晶,冻结潜热释放也会产生同样的效果。有时上升气流甚至能使云顶与云的下部断开,因而切断云顶部的的水汽通量,使之不再增加降雨。如果不注意控制雹胚数量,而使争食起作用,防雹也可能产生相反的效果,因为当上升气流增加时,会增加冰雹形成的潜力。因此,定时、定位和定量地将催化剂播撒到云体中去,这是极为重要的,但是到目前为止,还没有充分了解这方面的人工影响的最佳方案。

1975—1978年期间人工影响天气的评述

Lewis O. Grant William R. Cotton

(科罗拉多州立大学大气科学系)

1. 引言

1975—1978年期间有几个大的人工影响天气实验业已完成,并作了公开报导。它们是由一些比较大的科学家小组实施的实验,包括农垦局的科罗拉多河流域实验计划(以下简称CRBPP), NOAA的佛罗里达地区积云实验(FACE),国家大气研究中心(NCAR)的国家冰雹研究实验(NHRE)和都市气象学实验(METROMEX)。还分析和报导了另外一些虽小但重要的播云实验:以色列的验证性的播云实验(Israel II),北达科他实验计划,塔斯马尼亚实验和与统计实验不同的只强调物理研究的喀斯喀特实验(Cascade Experiment)。此期间还发表了三个考虑周到的人工影响天气评价,这就是美国国家科学院的报告《气候和粮食》的有关部分,伊利诺斯水文局指导的冰雹技术评价(TASH)和为作出国会所要求的国家评价而设立的国家人工影响天气咨询委员会(WMAB)的报告I、II卷。国家人工影响天气咨询委员会根据1976年第94届国会制定的94—490号法案设在NOAA。这个委员会的报告是1978年7月完成的。由商业部准备提交国会的主要以这个报告为基础的最后报告至1979年1月份还搁置着。从新近完成的人工影响天气外场实验和评价的结果来看,有益的人工影响天气的潜力及其复杂性更加清楚了。很有意义的一点是,根据一项并非专门设计对天气产生人工影响的外场研究METROMEX,却得出了人的活动对天气的影响的肯定迹象。

围绕近期对各类云系:大陆性地形云、大陆和海洋性对流云以及强对流云系进行的人工影响的大型实验,可以很好地写一篇关于人工影响天气的评述文章。然而准备一篇沿着人工影响云过程各技术发展阶段,并插入各个实验的发表的评论,看来更有意义。许多技术问题在这四年期间的一开始就认识到了,这包括对云的微物理过程和动力过程的描述很不理想,

响天气的目前的认识水平,任何检验都要求在统计上是合理的,物理概念上是清晰的。近几年来,检验效果的验收标准有了很大提高,而这些标准是较难满足的。因此,虽然人们认为人工影响天气是可以成功的,但是,尚未得出明确的判据。

译自WMO PEP REPORT NO.13

周文贤译 周克铭校

云（特别是对于大气核和水汽凝结体）测量系统不充分以及预报与评价系统的薄弱。由于大多数的播云是增加云中冰粒浓度，因此人们特别关心的是与观测到的冰核浓度有关的云中冰晶浓度的描述。

为了人工影响天气技术的各方面，如它的进展、局限性和进一步的研究要求，能很好地予以判明，本评论考虑：①不同类型云系的云过程的人工影响概念；②人工催化剂和发生系统；③向适合的云和云系投放催化剂的技术；④人工影响天气试验的设计和评价技术；⑤最近报导的人工影响天气实验的结果；⑥人工影响天气的社会影响；⑦人工影响天气研究的未来方向。重点是评述文献，至于会议论文和报告在与作者讨论的课题密切有关时也加以讨论。因为本期对“云物理”和“无意识人工影响天气”另有专题评论，本评论只限于讨论有意识人工影响天气的部分。

2. 云过程和人工影响天气概念

过去四年期间出现了发生于云内的物理过程的新见解和可考虑作为人工影响天气基础的别概念，然而此期间云系的描述或可播性判据都不能认为有重大进展。广泛报导的结果是与冰雹过程有关的。这些结果大大改进了关于美国高原地区的以前叙述的情况。已经获得关于太平洋风暴当其进入喀斯喀特区域后的特征和催化效果，及其伸展到很远距离的微物理变化方面的重要的新的云过程资料。无意识的人工影响给出的非常重要的过程描述，虽然不是直接涉及有意识的人工影响天气，但从长远看来对有意识的人工影响天气有极大的重要性。

2.1 雾

人工消雾的理论研究的主要努力是计算机研究。Johnson等人（1975）报告过一个二维轴对称数值模式，模拟直升飞机下冲（气流）消雾的能力。其结果表明象预期的那样，达到消雾的主要因子是直升飞机的大小、功率和下冲气流的浮力。在某些条件下，一开始消雾的面积可能比直升飞机下冲气流的本来尺寸要大，这是通过地面引起的辐散和干空气混合到雾里去所造成的。这两个过程对薄雾最起作用。发动机加热下冲气流增加了下冲气流的干燥能力，但是由于补充加热的向上的浮力减小了向下的穿透能力。在深厚的雾里或具有高液态水含量的雾中，由下冲气流造成初始空洞是不易成功的。但是在高液态水含量情况下，蒸发冷却却有助于气流下冲，从而增加穿透性。遗憾的是这些数值模拟没有与观测进行比较。

Tag（1976, 1977）研究了由外界施加电场，或者通过改变雾滴的大小和滴的电荷造成并合加强，以改进能见度。这些研究分别应用一维微物理模式和多层微物理模式的数值模拟。Tag（1976）表明，为了显著地改进能见度，需要把极大的电场强度与特殊的雾滴谱结合起来。他1977的论文表明能见度的改进与雾滴的大小密切相关。对于催化来说，催化滴的平均半径在 $10\mu\text{m}$ 和 $15\mu\text{m}$ 之间是理想的。还发现能见度的改善随催化滴电荷增加而加大。但是通过与外场试验比较表明，他的模拟研究中的电荷（雷利极限的15%）和所处理的浓度（ $0.05-0.10\text{g}/\text{m}^3$ ）对消雾来说是不够的。

2.2 地形云

此期间地形云过程和其人工影响的重点系西海岸加斯加特和塞拉山区的复合云系。此期间华盛顿州加斯加特云过程和催化判据的描述是对人工影响天气认识的最重要的扩充之一。在华盛顿大学气象系发表的三篇论文中的第一篇中，Hobbs（1975）叙述了这些冬季云的自然状况和降水特征。他指出“自然状况”是：①在锋前情况下，温度在 -10°C 以上时冰粒超过水滴而居主要地位，在锋后冰与水的差率较小；②当锢囚锋或暖锋经过时引起冰晶扩散

增长区的高度急剧下降,以致到达地面的粒子从低温下增长的未结凇的冰晶变成在较高温度下形成的结凇的冰晶;③会出现云内最大冰粒浓度比冰核浓度测量值大几个量级的情况;④到达地面的降水粒子的增长开始于上风方10—100km的地方;⑤在喀斯喀特山的西坡,结凇度和降水强度随3km高度上的风速和水汽含量增加而增加,但是这种关系在喀斯喀特东坡并不适用。Hobbs和Radke(1975)、Hobbs(1975)指出,根据云和降水的物理变化的观测,事实上能证实催化判据。约20个个例研究的观测表明,催化后有些云冰晶化了,出现新型冰晶,对流活动增强,催化前的轨迹分析被证实。在相应位置的地面上出现了新型冰晶,云中结凇减少,雪中冻结核增加和碘化银含量增加并且在特定地区西部的预报影响期中的降水强度减小,与此同时在东部降水继续增加。这些研究在描述对人工催化响应的云过程和证实对其实人工影响的判据方面有重要意义。

在提供了关于西海岸地形云催化判据认识的另一个研究中,Reinking(1975)谈了发生在加利福尼亚塞拉内华达地区的经过播云的和未作业的冬季风暴中的软雹形成问题。他对地面观测到的软雹的叙述,提供了认识可能影响人工播云效果的云中某些微物理过程的基础。他表明在塞拉雪暴的各个阶段,软雹的形成和降落是常见的,这证明了在这些云系中过冷却水是丰富的。他也指出含有各类雪晶的软雹都观测到过,但是与软雹降落时的严重结凇相伴随,最常出现的是枝板状和针状冰晶。当软雹以规则(形状)的冰晶作为其核形成时,它主要成了较小的冰晶,这些冰晶以较快的速率撞冻微滴。Reinking指出,软雹和强结凇冰晶表明即使进行人工催化,撞冻仍然是重要的。但是观测不能有效地证实催化剂在软雹形成的时候和地点进入云内的假设,也不能确定冰核和冰晶存在的浓度。因此人工催化对这些风暴中软雹形成的影响需要进一步用资料来证实。

在六十年代和七十年代初,对落基山地地形云催化效果的研究是较广泛的,而1975—1978年期间则相当有限,因为研究重点转移到了更复杂的西海岸地形云系。一些早期研究和计划的报告对大陆性特征很明显的落基山地地形云确实提出了新的见解。Plooster和Fukuta(1975)报告了关于这类地形云冰相降水的一个数值模式结果。他们用正交于山脊的垂直平面中的二维常定气流模式确定发生微物理过程的气流场。人造核的施放是根据在地面高度上的一个局地源作模拟,采用简单的费克扩散过程描述冰核向云内冷区的垂直输送。自然降水效率较低的云由于模拟中的催化,降水大大增加。为使降水强度达到给定的增加值,所需要的播撒率大大依赖于云温。降水依赖于云顶温度,这与Grant和Mielke(1967),Mielke等人(1971),以及Grant和Elliott等人(1974)报告的科罗拉多州克里麦克斯的外场观测结果相当一致。Elliott等人(1978)在他们的关于科罗拉多圣胡安山地的农垦局实验计划的分析中指出了云温的重要性,还说明了垂直于山脉的风速和气团稳定度的重要性。

2.3 对流云

为了确定各种催化过程,这四年期间积云过程研究的重点集中在与产生冰雹的强对流有关的对流云上。大量的外场研究是从不太强的积云系开始的,但是这些结果仍然没有在公开的文献中大量报导。这些研究包括农垦局的高原实验(HIPLEX)、与佛罗里达地区积云实验(FACE)有关的NOAA的部分研究工作、科罗拉多州立大学南方公园地区积云实验(SPACE)以及伊利诺斯水资源研究所的提高农作物产量的增加降水(PACE)实验。

Chen和Orville(1977)曾用二维时变云模式研究使用碳黑激发积云的形成或发展的可能性,他们的初始条件是根据西印度群岛平均“飓风季节”的探空取得的。碳黑的持续