

人工控制云雨

L. 杜弗尔等著

科学出版社

人工控制云雨

上海科学技术出版社

上海科学技术出版社

人 工 控 制 云 雨

L. 杜弗尔等著

程 純 枢 等 译

顾 震 潮 校

科 学 出 版 社

1959

内 容 简 介

本书包括以下三篇文章: 1. L. 杜弗尔等“人工控制云雨”; 2. A. П. 楚伐也夫“用于冰催化法使对流云中引起降水的特征”; 3. F. H. 路特兰等“云的物理学”。这三篇文章主要叙述了有关人工降雨、消云等方面和云雾物理方面的一些基本知识, 对于我国从事于这方面的研究与业务工作者有参考价值, 同时亦可供大学有关专业的师生在教学上的参考。

人 工 控 制 云 雨

L. 杜弗尔等著

程纯枢等译

*

科学出版社出版 (北京朝阳门大街 117 号)

北京市书刊出版业营业许可登记证出字第 061 号

中国科学院印刷厂印刷 新华书店总经销

*

1959 年 8 月第一版

1959 年 8 月第一次印刷

(京) 0001—2,500

书号: 1851 字数: 123,000

开本: 850×1168 1/32

印张: 4 13/16 插页: 4

定价: 0.86 元

前 言

去年大跃进以来，我国开始了人工影响云雾的新工作。在这样的情况下，人工影响云雾方面的材料需要是很迫切的。虽然也内部油印过一些文献，但终嫌不够。因此，把一些比较简单扼要的技术文献汇集出版是很需要的。

本书中的第一篇“人工控制云雨”是世界气象组织的一个技术报告，内容比较精简。它的缺点是比較含糊，在这方面第二篇楚伐也夫的文章給了很好的評論。楚伐也夫的文章中所提出处理云块的方法，要按不同目的而有所不同这一点也是我們值得注意的。最后，第三篇“云的物理学”是这方面的一个简单总结，比希什金（Н. С. Шишкин）的“云、降水和雷电”要浅一些。但是正象希什金等所指出的，在这方面，资本主义国家的一些学者对冰晶作用以及碰撞合并的連鎖反应等在降水过程中所起的作用估計太高了一些。对人工降雨目前的工作估計和前途也有不少看法有問題，但我們應該象楚伐也夫那样，以独立思考的精神，批判地来接受，以使这些材料不是阻碍我們的工作而是帮助我們的工作。

顧震潮 1959 年 4 月

目 录

前言.....	i
人工控制云雨.....	1
引言.....	1
第一章 有关云雨知識的概要.....	2
§ 1. 物理問題.....	2
§ 2. 云与降水的种类.....	3
§ 3. 云粒的形成过程.....	7
§ 4. 云粒的长大过程.....	9
§ 5. 降水的形成.....	12
§ 6. 人工影响云雨.....	18
§ 7. 結語.....	24
第二章 影响云雾的小型实验介紹.....	25
§ 8. 地形云.....	25
§ 9. 简单的层伏云.....	26
§ 10. 雾.....	29
§ 11. 个体积云.....	32
第三章 大規模試驗的設計、进行和效果檢驗.....	42
§ 12. 背景.....	42
§ 13. 下种方法.....	43
§ 14. 物理学上的和实验上的考虑.....	45
§ 15. 檢驗的条件与限度.....	47
§ 16. 假設的設立.....	48
§ 17. 結果的測定.....	48
§ 18. 效果的尋找.....	50
§ 19. 評判方法.....	50
§ 20. 其他問題.....	54
§ 21. 統計学的設計.....	57
§ 22. 結果的解釋与衡量.....	59

用于冰催化法使对流云中引起降水的特征.....	61
-------------------------	----

云的物理学.....	71
------------	----

§ 1. 一般問題.....	71
§ 2. 云的形状.....	74
§ 3. 凝結的初始阶段——凝結核.....	80
§ 4. 云和雾中水滴的增长.....	88
§ 5. 冰形成的起始阶段——成冰核.....	98
§ 6. 冰晶的生长.....	115
§ 7. 降水的形成.....	120
§ 8. 降水的人工激发.....	134

人工控制云雨*

L. 杜弗尔等

引 言

有几种根本性的困难妨碍着我们在控制云雨方面的进展, 主要的一个困难是由于成云过程的尺度很大. 在实验室里, 使人造云变化、蒸发或产生降水, 都很容易做到; 而对于体积达几十至几千立方千米的自然云体的处理, 这一类问题便好象几乎是无法解决的. 而且, 由于涉及的能量很巨大, 对于决定云块生灭的气流运动, 似乎也没有希望直接加以影响.

然而近年来, 大家已经认识到不用化很多能量, 只要能影响那些控制云粒生长的微观物理过程, 也可以使云的状态有所改变. 特别是现在已经证明可能, 在过冷却微滴组成的大块云体里, 加添大量的冰晶, 有时可以促使云块增大或者产生降水, 化钱也不多. 本文中只评介这一类的实验以及有关的理论; 不考虑另一些现在还是想象性质的建议, 例如, 通过改变地球表面反射度、或地势来改变气候.

本文先简要介绍成云致雨的有关重要过程, 以后所要讨论的种种人工影响实验都必须要以这些过程作为基础.

这里首先必须着重指出, 这些现象具有很大的复杂性. 一方面由于这个原因, 另一方面也由于我们深入的研究工作还正在迅速扩大, 我们对大气过程的认识, 在本文中所作的一些结论, 可能不久便会需要修改, 尤其是那些根据不够详细的、不够广泛的观测

* L. Dufour, F. H. Ludlam and E. J. Smith, Artificial Control of Clouds and Hydrometeors, W. M. O. Technical note No. 13, 1955.

所作的結論，——这是常有的事。

第一章 有关云雨知識的概要

§ 1. 物理問題

湿空气在同温度的液体水的平面上保持平衡时，这空气称为已饱和的。湿空气的相对湿度(常用百分数表示)是指实有的水汽压力与已饱和空气的水汽压力(在同一总压力和温度下)之比。因而，饱和空气的相对湿度是 100%。如果相对湿度超过 100%，称为过饱和。

饱和空气的水汽压力是随温度而增大的，因而湿空气如冷却，終会达到一个水汽到饱和的温度，即露点。如在液体水平面上，水汽繼續冷却，結果将在这平面上出現凝結現象。在湿空气内部，水汽也可以凝成水滴，但是不容易立即出現。这是因为曲水面上水汽压力要比饱和水汽压力大些，而且这差数是随着曲度而增大的。所以，在无尘的空气里，空气温度須降得比露点低到足够程度时，才有微滴凝結出，——露点須低到使水汽压力大于机会性分子冲击所造成的水相最大聚集态的平衡水汽压力值时。然而在大气里，水汽的凝結总在这一阶段达到之先便开始了——开始在大气的最大的一些可湿性外来物質上。大气里的这些外来物微粒多数含有吸水性物質，它即使在未饱和的空气里也就会成为溶液微粒，因为溶液上的水汽平衡压力比饱和水汽压力小。按照溶液微滴里所含的溶质多少，微滴的大小必有一个平衡值——曲度与吸水性这两个相反因子构成一个水汽压力值，它恰与实有水汽压力相等。这些吸水性微粒是有效的凝結核，便于使冷却的湿空气立即发生凝結。如果冷却再繼續到有少量的过饱和，核的平衡便不稳定起来，突然发生大量凝結，这时間便形成了看得見的云体。

大气里，冷却通常因空气上升时随气压的减低而膨胀所致，云气(带云的空气)上升过程中的体积与升速表示，这种膨胀通常是

很接近絕热的。絕热上升空气里凝結出来的水的浓度随两个因子增大：开始凝結时的温度和上升超过凝結层的高度。然而，云的水浓度也常有低于这个理論数值的情形，因为云与四周空气的混合，或者由于云粒的沉降。

温度低于 0°C 的云可以由冰晶或过冷水微滴組成，或者这两者同时存在（即混合云）。同一温度下，冰面上水汽压力小于（过冷却的）水面上的水汽压力。因而在对液体水來說未曾飽和的空气里（相对湿度小于 100%），冰晶可以存在。在 -20°C 时，相对湿度大于 82% 便有冰晶成长；在 -40°C 时，大于 68% 便有。

在下降运动里，或在与未飽和的空气相混合的情况下，云体消散。云块往往成羣出現，它的存在時間比单独云块和云粒的存在時間都长。

§ 2. 云与降水的种类

云基本上可以分为两类。第一类是层状云，通常形成在稳定的空气里（递减率与湿絕热率相等或略小）。它的水平范围广大，大范围的上升气流（升速每秒若干厘米）所造成。第二种是积状云（对流云），垂直发展显著，形成于不稳定空气中，由局部而迅速的上升运动所造成（上升运动速度达每秒几米）。层状云再可以分成两种：一种是占对流层大部分的有規則的上升运动所造成的；一种限于比較浅的气层里，由不規則的攪动所造成。另外还有地形性的云，形成于气流經過山岭时的情况下。这些重要类别的特征将在以下各节中分別加以叙述，并且摘要列在表 1 中。必須承認，表 1 中所列的类别只包括比較重要的那些过程，势必只是全面物理分类的一个簡括而已；而且，云往往可以呈現复杂的系統，包括这些主要成云运动方式中的几种，甚至全部。还須指出，云的性质变化幅度很大，表里所列的数值只能代表通常的量。

a) 地形云

地形云形成于气流登山上升之处。云的水平方向寬度与山的寬度相似。它在对流层中任何高度上都可能出现，即使小山上也

表1 主要云类

运动类别	典型风速 (厘米/秒)	云的型类	典型的范围 (千米) 水平 垂直	云粒典型生命 (分)	典型的降水
层云状					
单纯的地形性升降	10^2	波状(荚状)	10 1	10	无
大范围的不规则搅动	10	低层云(雾, St 等)	10^2-10^3 1	10^2	毛毛雨, 米雪, 冰晶
大范围有规则的上升	10	多层云(Cs, As, Ac, Ns)	10^3 10	10^3	大范围雨、雪
积状云					
深厚对流	10^3	小积状云(Cu)	1 1	10	无
	10^3	大积状云; 阵雨、雷雨云(Cu, Cb)	10 10	30	阵雨, 阵雹, 阵雪

可以有, 偶而也可以出现在平流层中。在孤立易见的情况下, 地形云通常是薄的云片, 厚约 1 公里, 其形状能很好地表示出气流扰动的波状(荚状云和波状云)。但在湿的气团里, 地形云厚可达几公里, 不很容易辨别; 虽然一块地形云可以维持形状和位置不变达几小时之久, 而一个云粒生命只限于风带着它过云的这段较短时间而已(风强时只不过几分钟)。所以孤立的波状云里微滴很少有长大的可能; 波状云常有美丽的色彩, 只有大小近乎均匀的微滴构成的云才能造成这种色彩。

在变动的天气里, 地形云可以更厚些, 更广大些, 或可以在原有的层状云里局部出现几米/秒的地形性上升气流。这时地形性云可产生毛毛雨、雨或雪; 原来在下落的降水在穿经地形云时可以加强。

b) 由大范围不规则搅动形成的层状云

行经较冷地区上或因辐射失热的地面上, 气团底层冷却; 如果风力微弱, 地面冷却久了, 结果就产生逆温和雾; 如果风力中等或强, 地面上就有经过搅动后均匀的气层, 气温递减率近于绝热率,

而且它上面有显著的逆温层,逆温层底可以有层状云(St). 雾与 St 一經形成于原来是晴空的气层之下,云顶的輻射冷却作用,就加强了逆温的程度,使云层里有不稳定性的温度递减率和对流性的搅匀作用. 这种对流性不稳定的云层顶部常多峯或波状;云层不厚,偶有裂縫,或有晴隙出現于云条之間;另外还可能有其它的波动和不規則性渦流参予其中,造成更复杂的結構,那时已不是层云(St),而称之为层积云(Sc). 在海上冷气团增暖后的对流作用受到凝結层以上强逆温层限止的情况下,也有类似的云发生,起初形成积云(Cu),在逆温层下平展而成 Sc 云层,后来生成的 Cu 云便嵌生在 Sc 云里.

較厚的(厚約 1 千米)云里,升降运动局部可到达 1 米/秒的速度. 云底以上近絕热率或略小的部分,液体水含量大致上是随高度增大的;在上部最大处約达 1 克/米³.

这种积云层每每可以在几百公里方圓的地区上維持几日之久. 这种云里,微滴单体不断地被搅动帶到云边而蒸发,但在厚云里大部分的微滴大概生命可达 1 小时或最长些. 厚达 600 米以上的云里,有些云滴点常可以达到毛毛雨的大小($100\mu < \text{半径} < 250\mu$). 云高如果比云厚小,水滴可以降到地面而未蒸发完;更厚些的云(厚于 1200 米)里可以降雨(半径大于 250μ),尤其是局部地在海岸上和丘陵地区(上升运动更强些).

雨旂,就是到达地面前蒸发了的降水,常見于厚度只几百米的过冷却云的下面;如在很冷的情况下,可以成微雪降到地面. 这些雪晶可以完全是由凝結作用而长成;但是从較厚的过冷却云里降落的晶体往往多少是凝結于已凍結的微滴.

✓ c) 大范围規則上升运动所形成的层状云

这类云形成于气旋和气压槽的附近,在鋒区里,以及在大小达几百千米的系統里. 上升运动的垂直速度最大在中部对流层,达 10—30 厘米/秒. 在弱的系統里,以及在强系統的边緣,云在中上部对流层成为几个薄层. 愈往系統的内部,有連續性雨雪降达地面的部位,云层加厚. 各层間的空隙也終充塞着云体或雪,云层看

起来自底至很高层已連成一块。在雪层里也偶有飞机积冰現象，这类云至少是局部地有水滴云，具有对液体水已饱和的状态。有时候，云块的主体限于对流层下部（甚至在最低的2—3千米层），明确的云顶系由过冷却微滴所組成，然而它下部的雪区可以很广大。

特别是在冷鋒和閉合冷气涡区域里的云系里，层状云里也包含着对流性云，或者层状云因为下部所起的对流性混和作用而显然变了形。

d). 积状云

这类云认为是由于超絕热气层里形成的浮升大“气泡”穿透对流上升穿过比較未受扰动的稳定气层而形成。气泡通常形成在日晒增热的地表上几百米的气层里，或是流入暖地区的气层里。上升气流上升达到凝結层后，形成了积云(Cu)。云的下部可以成为气泡再生的生长区域；如果在不稳定气层($\gamma > \gamma_m$)里，有另一类云形成时，有些Cu的形成与地表无关。例如，山地上的波状云上也可以生出一些积云状的突出。

大Cu云是由一系列的云泡不規則地繼續聚集而成；云泡升經云体而在它上部出現塔状体。气泡的单体大致上是頂部呈半球状；而后部則与无云空气相混和或則与相邻的气泡的后部相混和。气泡升經无云空气时，因蒸发而受到冷却并且减少浮力。所以Cu云云边的小結構有下沉和消失的現象，而頂部則因内部新生的云出現而表现出在上升的形态。这种开花式的翻升运动推动着云体内部与云外空气的混合；塔云实际上消失的高度，比从云顶饱和空气作絕热上升能达到的理論計算高度，可以低得多。但是从云主体里上升的新生云塔的内部部分，上升高度很接近絕热上升高度，結果大的Cu結構很不規則，它包括少数的芯部气泡有高值的升速和液水量。这些芯部之間又穿插着一些緩緩下沉的部分，液水量小。

云里升騰气流的速度是与浮力成正比的(也就是与虛温差——經液水量訂正过的温度差——成正比)。如虛温差达 3°C 以上，厚

达一公里的云,内部升速常达1米/秒,大云里则可以达10米/秒。

Cu 云的生命多是短促的,小 Cu 云生命只20分钟而已,而大云整体上看可达一小时或多些。然而,大云是由一系列云塔陆续组成,而大部分的云粒生长时段大概只限于空气自云底升到云顶这小段时间(云顶部的蒸发通常很快),只不过半小时。偶见的情形,Cu 云附生在层状云上,这时云粒的生命可以长些,虽然在它的上升气流强的部分和液水量大的部分云粒生命还是不会长的。

Cu 云的发展程度对于轻微的大规模垂直运动也很敏感。在下沉气团里,Cu 云常小块而疏落;而在大范围的缓缓上升的不稳定气团里,Cu 云有发展强盛广大。Cu 云有专找某些有特点的地区上屡屡出现的情形,特别是在小山上和海岸上,以及接近阵雨区边缘上。

大云有强的阵雨、阵雹或阵雪。有阵性降水的云云体大小不一定,差别很大。偶有厚只1500米的云也出现中度阵性降水,特别是在海洋气团里;而在内地,有时云塔厚达10公里也没有降水。在热带以外的地区,云厚在十公里以上的云顶部常有纤维状结构发展,现在认为这是冰化(glaciation)的证据,——冰化指冰晶的大批形成。这种云常造成阵性降水;有些地方(如美国西南部)而且有这样的情形:下部消失而上部完全冰化成卷云状云继续生存;虽然冰化之后就可以看见有雪旖,但没有到达地面的降水。

§ 3. 云粒的形成过程

a) 微滴的形成

前面已提到,纯净无杂质的空气在凝结之前可以冷却到露点以下若干度,然而在大气里,在降温未到达露点时,在有些悬浮粒子上就有凝结出现。这些粒子可以是不溶解的固体,它的裂隙和洞眼有利于发生毛细管式的凝结;也可以是可溶解的、吸水性的盐类,在高湿度时成为溶液微滴。有不少的不溶解的粒子只可以部份地包着溶盐的水状薄膜。

这些粒子浓度不一,大小也多样。浓度最大的(在下部对流层約 10^2 至 10^6 个/厘米³)是所謂爱根(Aitken)核,半径小于 0.1μ 。大凝結核,半径 0.1 至 1μ , 浓度較小些。巨凝結核,半径大于 1μ , 主要成份是海盐,浓度可达 1 个/厘米³。

上升气流于相对湿度接近 100% 时,多数的凝結核上都有輕微的凝結;当湿度稍超过 100% 时,若干較大的迅速长大,变成一批可見的云微滴。微滴浓度和大小的分布主要决定于供作凝結核的粒子浓度和性質,并决定于临界选择时期 (critical period of selection) 里的冷却率:冷却速率愈快,成微滴的数量所占粒子数的比例愈大。在对流层下部的粒子数量和冷却率情况下,初形成的云里的微滴浓度是每厘米³ 少数的几百个;在对流层上部,粒子的总浓度常常可以小于 1 个/厘米³,因而云微滴的浓度也不过如此。

b) 晶体的形成

冰晶可以在当冰面呈輕度的过饱和时由水汽直接凝結于固体粒子上而成;但这些粒子必須有特殊的結構,現在对这些粒子只有在實驗室了解;而在大气里,这种凝結似乎是出現在冰的表面上。現在只认为大气里的冰晶是由过冷却水滴附着在凝結核上,当液体水面的饱和已到达或接近时所形成的。

液水的凝結可能自然的出現,也更可能是借凍結核的帮助而形成。實驗室里很清洁的水样(但未必就絲毫无杂物)的凍結似乎是服从統計規律的,它看液体水的体积、过冷却的程度和已冷却時間长短而定。如果这些規律也可以应用到大气里的微滴的話,自然云体里在温度 -10°C 时,所产生的冰晶,浓度不見得能达到 10 个/米³,但是在温度低到 -35°C 时,就該使云的全部微滴在形成后几分钟內便变成冰晶。

如有更粗大的杂质存在,凍結現象比較容易出現。对凍結有促进作用的已溶解的物質粒子,被認為是起到凍結核的作用的。現在还不了解在凝結核里存在的物質是不是对微滴的凍結也起到重要的作用。在較高温条件下,預料在其它方式下可能造成的冰晶浓度似乎是不大的;可是也許可能借濺散过程 (splintering pro-

cesses) 而提高十倍, 这样便不会和 10^3 个/米³ 之数很矛盾了 (10^3 个/米³ 这浓度认为是温度 -10° 至 -20°C 的云里出现的密度). 溅散过程有两种: 一种是一微粒突然冻结时射出一些微小的冰碎片; 另一种是直径大于几百个 μ 的树枝状冰晶下落途中破碎溅出来的冰片. 冰质粒子碎散的产生一般宜于在生长率高的情况下, 对以上两种过程都如此.

在实验室的云室里将小量地面空气样品予以急骤冷却时造成的冰晶浓度, 在各次试样里结果差别很大. 但是这些浓度测定的结果还不能应用来推测同样的空气在自然云体里形成的冰晶浓度: 在冷却得慢的情况下另一套凝结核起了作用, 产生另一群微滴, 大小分布、成分和久暂都另一个样子了.

§ 4. 云粒的长大过程

a) 微滴

云存在多时, 凝结过程和合并过程导致产生愈来愈大的云粒. 一旦有些云粒长大到某一大小, 可以克服造云的上升气流的顶托, 而且在经过云下气层的蒸发而有余时, 便降落到地面, 成为降水物. 半径 100μ 以上的云粒有这种条件, 落速超过 1 米/秒, 可落经过几百米厚的湿而未饱和的气层且不蒸发无余.

凝结所能造成的微粒, 平均大小决定于浓度和云气上升可供给的水量多少. 在低层绝热上升的情况下, 升到超出凝结层以上 200 米可以凝结出 0.4 克/米³ 的水量; 如果微滴浓度达 100 个/厘米³, 平均半径便会小于 10μ , 气流源源上升, 凝结的增多也决不会到 30 倍, 所以微滴很难依靠凝结作用而长大到 30μ 半径. 在高空, 成云初始时的微粒浓度也许更小些, 但是以后凝结的水汽量也是小的, 所以靠凝结来加大微滴, 这种过程的可能性也是很有限的.

巨粒的吸水性核 (占总浓度的个数不多) 上, 更快些的凝结是可能出现的. 由于其余的微滴数量多, 所控制水汽压力比较大, 那为数很少的吸水性大的微滴可以在成云后几分钟之内就达到 30μ

的半径。可是后来愈增大而愈稀淡，增长的速度又变慢了——如要再长大到 100μ ，便需要時間繼續到一天左右。

因为 100μ 的云滴或雨滴在有些云里成云之后不到一小时便有了，显然还有别的生长过程存在。現在我們所知道的唯一的一个过程，在半径只少数几个 μ 的云滴羣里有效的，是由于落速不一致而出現的相撞与合併的掠过过程。因为，一个半径 1 毫米的雨滴表示有 10^6 个云滴的合併，又因为最先达到雨滴大的多半是原先是最大的云滴，所以應該了解云初成之时最大的云滴的大小（例如，在一立升云气里的最大云滴），这也許是一件关系重要的事。巨粒吸水性核尤其重要，因为一出現凝結便可以比一般云滴大两三倍，而且后来因合併而繼續长大，在浓的云里約 20 分钟便可以造成雨滴。

也可能，即使在巨粒核不够多的情况下，在成云之后便可以产生有利于掠过过程的种种大小的微滴——产生是由于气流里的小乱流所造成的冲击，也由于微滴羣里电荷分布得宜，或由于与已存在較久的云体相混合。而且，在一切云里，都有些合併現象存在（虽然未必能产生降水），云的繼續不断地形成又蒸发是供給較大粒核的一种机构。这种作用可能由于許多不活跃的核降落在由凝結所长大的微滴的表面上而大大加強了（这种核的降落与一般出現的上升气流有关联，但是是由許多水汽分子向微滴扩散时形成冲击而引起的）。所以，云可以自己供应大核，不依靠云外的来源。这些过程的重要性現在还没有——都得到肯定。

✓b) 雨滴的繁生

大的雨滴在降落途中因阻力而大大变形，而到半径达到三毫米时，也就是落速达 10 米/秒时，它会破碎成一些小滴，其中的几十个半径达到 1 毫米。在高耸强盛的积状云里，上升气流很强，因此周而复始的用这种过程来維持雨滴的繁生——每三分钟雨滴数目可以增多十倍；差不多三分钟就可以使 1 毫米水滴借合併作用而长大到呈不稳定性。在这一类云里这种过程具有很大的重要性，不須多依賴微觀物理性質就可以造成降水。此外还可以有其