

世界人工影响天气 新进展译文集

内蒙古自治区人工降雨防雹办公室

气象出版社

译者的话

世界气象组织第五次人工影响天气和应用物理科学会议于1989年5月8日—12日在北京召开。

前四次会议分别于1973、1976、1980、1985年在苏联、美国、法国、美国召开。第五次会议在中国召开，除我国代表外，尚有WMO27个国家的94名学者参加。

会议由“世界气象组织执行理事会人工影响天气和云物理专家组”组长R.G.Soulage（舒拉基）教授和中国国家气象局副局长章基嘉教授任会议联合主席。

这次学术会议所交流的内容，是按综合介绍、人工影响天气面临的紧迫问题、与人工影响天气有关的一些学术报告、就人工影响天气试验和作业所作的物理方面的研究报告和经济效益方面的研究报告、云物理在气象领域的其它应用等五个方面21个子专题安排的。

为使更多的科学工作者能够了解国外在这一领域研究的情况，我们从收进会议论文集的164篇论文中，选择了不同国家具有代表性的论文46篇（其中一篇不是选自此会议文集）。内容包括：世界人工影响天气发展趋势；人工影响天气计划、外场设计与试验研究所取得结果；大气微物理结构与变化；人工影响天气经济效益分析及评估方法；室内试验冰核与催化剂研究；催化工具与催化技术；数值模拟试验；雷达观测；综合研究等分类汇集成册。希望这本译文集能对我国人工影响天气和云物理的科研、教学的发展与提高有所裨益。

为了出版此译文集，内蒙古自治区气象局在经费上给予了大力资助。夏彭年、刘长友、孔燕燕等同志负责了此书的选稿、组织翻译、协调等有关工作。

为了保证此译文集的质量，并请夏彭年、易仕明、张纪淮、鄢大雄、胡志晋、郭恩铭、马培民、陈高远、陈万奎、王雨增等同志对译文进行了审阅。

《世界人工影响天气新进展译文集》编译组

一九九〇年、二月

在世界气象组织第五次人工影响天气和应用物理 科学会议上WMO秘书长G.O.P.Obasi的致词

世界气象组织的各个成员国对人工影响天气能否收益这个问题仍有浓厚的兴趣。委实说,人工影响天气在世界许多地区有反作用是不足为奇的。为了与这一工作相对应,世界气象组织支持云物理和人工影响天气的研究项目,努力去促进人工影响天气中探测科学的建立并使此方面的作业和研究情况交流起来更为方便。为此采用的主要办法是在会议上直接交流这方面的工作。

世界气象组织以前组织了四次人工影响天气会议(苏联,塔什干,1973;美国,科罗拉多,波尔德,1976;法国,克莱默特-菲瑞德,1980;美国,夏威夷,檀香山,1985)。从这次会议征集论文的情况来看,大家对人工影响天气的兴趣仍很强烈。一些有价值的论文为人工影响天气奠定了坚实的科学基础,同时天气观测和分析的新方法使人工影响天气的可能性得到进一步发展。有证据表明在什么地区、什么时候播云能够带来经济效益方面的知识在不断增加。遗憾的是这个证据同样说明有利于人工影响的时机比十年间或十年以前通常所确认的要少得多。

进一步的研究表明发展人工影响天气的科学基础是十分必要的。我希望在不久的将来,这样的工作会使世界气象组织告知其成员在什么条件下人工影响是可行的,有可能有效地影响他们的天气,增加降水或抑制冰雹等等。许多科学家在这次会议上介绍这一可能性,我赞赏提交的大量高水平论文。这项工作需要国际上的合作,我希望会议参加者们能利用这次会议提供的机会为建立新的国际合作做出安排,并能进一步发展现存的合作。

我很高兴代表世界气象组织对向这次会议提供论文的同志表示感谢,对国际计划委员会的工作,特别是联合主席R.G.Soulage教授和章基嘉教授,每个分会主席和会议所有论文的作者表示感谢。同时十分感谢中国组委会、美国气象学会、国际气象学和大气物理学协会。

我也对世界气象组织主席:世界气象组织的中国常驻代表邹竞蒙先生表示万分的感谢,邹先生邀请这次会议在中国召开,并为此创造了有利的条件。我也向中国国家气象局的工作人员表示感谢,他们为组织和召开这个重要的会议提供了必要的准备。

R.G.Soulage教授在世界气象组织 第五次人工影响天气和应用物理科学会议上的致词

科学性的人工影响天气正处于十字路口。一方面它好象不能回答四十年前提出的能否避免大的自然灾害如干旱、洪水和飓风这些问题。另一方面，在使用精湛技术和策略方面的研究逐渐取得成功，将使人们了解并检定在哪些云或云的哪些部位，人类的的活动可以获取某些效益。

面临这种情况，面临其它工作成为重点如气候变化，面临国家在此方面研究经费的减少，世界气象组织、国际科学联盟理事会和大气科学协会面临着选择，要么停止人工影响天气的科学研究，放弃在可能性上给人类一明确答案；要么用国家的、地区的、政府的或个人的主动精神继续寻找在哪里、什么时候和怎样作才能生效。

这本文集中收集的论著都是在第二种想法下完成的。所取得的成绩也许不十分吸引人，但它是真实的结果。有人开始研究在什么条件下人工影响效果可能是有收益的；什么条件下不行。

为了证实一下这个进步，我们把收集上来的详细的有关人工影响天气的文章摘要分成四部分：

第一部分：引言：不同国家人工影响天气现状。

第二部分：需要解决的有关人工影响天气方面的紧要问题和由此引起的一些问题的答案，即：

- (a) 厚的“暖”云的粒子谱在没有自然拓宽情况下，该云的范围、持续时间和发生频率；
- (b) 含有未充分利用的过冷水的厚“冷”云的范围、持续时间和发生频率；
- (c) 播撒的云或部分云的探测；
- (d) 云的播撒（催化剂、催化剂的释放、播撒的控制）；
- (e) 播撒云和未播撒云的数值和物理模式。

第三部分：有关人工影响天气的其它问题，包括成核作用、气溶胶、云凝结核、冰核、降水测量、蒸发、聚合、雹块、云的气候学、降雨和降雹。

第四部分：人工影响天气实验或作业的物理和经济效果。

- (a) 消雾；
- (b) 增加降水；
- (c) 防雹。

文集的第五部分是除了人工影响天气之外，云物理在其它领域的应用。与以往世界气象组织召开的人工影响天气会议相比，这次在北京召开的会议是第一次介绍有关云物理的应用。它表明从今以后云物理在世界气象组织许多应用领域中起着作用：全球辐射平衡、大气的净化、酸雨、飞机结冰及结构，这些都是世界气象组织让我们关注的主题。

我们共收到272篇论文。这表明人工影响天气还具有很强的生命力。如果我们把每一篇文章都用15分钟来宣读，每一篇文章4页，这次会议就要开10天，文集有1088页。考虑到会议的日程和安排，我们要求相关相近题目，同样实验室的研究者把他们的文章结合起来或在其中选择，以便有一篇口头发言和若干篇大字报。这样我们选出110篇口头发言文章、60篇大字报和25篇待发言文章。

在结束之前我要感谢世界气象组织的秘书长。我也感谢中华人民共和国对我们的热烈欢迎，感谢这里的组织委员会主席章基嘉教授，各个分会的主席以及他们的同事们，国际计划委员会成员，L.R.Koenig博士以及他的同事和我的同事，他们都做了卓有成效的工作。

目 录

译者的话

在世界气象组织第五次人工影响天气和应用物理科学会议上WMO秘书长
G.O.P. Obasi的致词

R.G. Soulage教授在世界气象组织第五次人工影响天气和应用物理科学会
议上的致词

1	在取得人工影响天气潜力和效果的物理证据方面的进展和挑战	(1)
2	夏威夷雨带中的雨水累积	(5)
3	在对流单体和云冰化演变中因碎裂导致冰繁生的部位	(9)
4	大气中次生冰晶的生成: 云催化效应所起作用的评价	(13)
5	利用降水影像探空仪 (HYVIS) 观测日本海上空冬季季风下雪云的微结构	(15)
6	为增加城市供水量进行的墨尔本冬季风暴云的播撒试验	(19)
7	“诺阿” (NOAA) 机载气象实验室研究能力的详述	(23)
8	人工影响天气中异质核化理论的进展	(28)
9	在云室进行冰晶核化的数值模拟	(30)
10	自然条件下消雹火箭和炮弹成冰率	(34)
11	不同云播撒方法的人工气溶胶成核率	(36)
12	塞拉合作试验计划中的浅层地形云的播撒	(40)
13	一个使用液体丙烷增加地面积雪方案的设计	(44)
14	艾伯塔积云云底播撒试验的飞机与雷达观测	(48)
15	美国西部多山地区AgI的分散	(52)
16	关于对林火引起的对流云进行播撒可能性的评论	(56)
17	确定消雹试验中播撒效果的试验方案	(58)
18	一种同时应用成冰核和非成冰核气溶胶来评价播云降水效果的新的科学方法	(61)
19	用示踪法研究对流云	(66)
20	对有冰晶带的暖云进行播撒产生效应的数值模拟的初步结果	(68)
21	用于作物试验中增加降水的物理模式	(74)
22	抑制冰雹云微结构形成的数值模式	(78)
23	自然的和经过影响的云中冰雹过程的数值模拟	(82)
24	在蒙大拿观测到的一个准稳定雹暴中冰雹增长的特征	(84)
25	1987年夏季上法芬霍芬地区用先进的偏振多普勒雷达进行冰雹形成过程 的观测	(88)
26	冰雹形成的机制和物理特征	(92)
27	冰雹的动力特征及农作物损失	(93)

28	保加利亚强雹暴的结构和演变.....	(95)
29	播撒雹暴闪电活动的研究.....	(98)
30	增雨活动对水资源的影响.....	(100)
31	美国北达科他州云的人工影响试验计划的评定研究.....	(103)
32	评价消雹播撒作业经济效益的新方法.....	(109)
33	山谷日照计划.....	(112)
34	印度人工影响暖云研究综述.....	(117)
35	泰国应用大气资源研究计划的初步设计和统计检验方案.....	(121)
36	AL Ghait计划: 摩洛哥人工影响天气计划的设计和评价.....	(126)
37	云的催化对西班牙东南部一地区降水的影响.....	(130)
38	澳大利亚东南部雪山区一次新的播云计划的预备工作.....	(132)
39	沿秘鲁海岸荒漠带的洛马斯中雾是一种水源.....	(135)
40	综合冰雹实验: 目标、技术装备配置的初步结果.....	(139)
41	从雷达资料分析看防雹效果.....	(141)
42	希腊国家防雹计划: 实验计划及实施.....	(145)
43	西德斯图加特地区十年(1980—1989)防雹计划的一些结果.....	(150)
44	保加利亚防雹效益探索.....	(155)
45	希腊国家防雹计划: 探索性统计结果的总结.....	(159)
46	飞机积冰预报的一种新方法.....	(164)

在取得人工影响天气潜力和效果的物理 证据方面的进展和挑战

ROGER F. REINKING〔美〕

〔NOAA环境研究实验室, 人工影响天气计划〕

REBECCA J. MEITIN〔美〕

〔科罗拉多大学, 环境科学协作研究所 (CIRES)〕

一、引言

早期云播撒实验表明能够模拟简单云中降水的形成和降落。使用先进的测量技术的新实验证实了这些早期的结果并使其定量化。这些简单云的实验为一些观点提供了依据, 但产生的降水对水源的贡献通常是不重要的。其主要目标是: ①去显示在一水域上空净降水能够从更大的、更复杂的云系中有益地增加, 以满足使用者和科学家们的需要; ②证明是否可以充分地并且可预测地改变复杂热对流雷暴的微物理学或动力学去抑制冰雹, 以便证实不仅可增加降水而且可抑制冰雹的模拟方法和统计实验的可能性。

国家大气海洋局 (NOAA) 在人工影响天气研究方面的联邦政府合作计划对这些目标的研究主要集中在四个关键问题中: ①测定过冷液态水的出现时间、持续时间和自然消耗情况; ②测定对过冷液态水播撒物质有效释放的方法和潜力; ③鉴定播撒的效果; ④任何增加降水或防雹效果的定量测量。我们在这些方面的假设只有在提供直接物理证据的测量结果时才能得到满意的证据。为此, 一些历史的和一些杰出的新进展, 包括一些来自国家大气海洋局/国家计划都在这篇文章中检验。

二、简单云中的成功

这里考虑的简单云是小的、孤立的或浅的, 通常没有自然冰晶, 具有相对来说并不复杂的内部运动。这些云中的研究成果为人工影响天气奠定了基础。

实验中和实际工作中对过冷雾的播撒不仅能说明播撒具有驱散雾的能力, 而且表明从有效液态水中生长的冰晶的确可以产生降水 (Steele和Reinking, 1966)。V.J. Schaefer 1946年播撒的过冷层积云也很快产生了降雪 (Dennis, 1980)。

(Bethwaite等, 1966) 对孤立的非降水性积云在云底部进行播撒, 并用雨滴碰撞器在云底部测量了随后的降雨。对初始云顶温度在 -10°C ~ -14°C 的云播撒大量 (20g) 的碘化银, 其降雨量比那些未播撒的平均多13倍。实际上, 播撒较少的催化物质观测不到什么效果。(Kraus和Squires, 1947) 用干冰播撒了一个看起来尺度不变的云群中的两块积云。他们用飞机播撒了100英里, 发现只有这两块积云爆发性生长到高于其它云顶的一般水平, 并产生

雷达回波和降雨。其中一块云在130多平方公里范围内产生了12mm降雨，这些为解释播撒的动力效果提供了一个很好的依据。

许多物理解释都没说明“随着尺度增加和降水增加确实存在着与人工冰化相对应的对流云”这一观点（Dennis, 1980）。Dennis所做的和在（Braham, 1986）中阐明的详细的历史回顾表明对于其它类型的简单云体结论都是相同的。

在近来更多的实验中，特别是那些使用装有先进的粒子测量探头和航空“指针”的飞机进行的实验，经常定量证明在对流云和地形云中，通过播撒冰晶浓度增加到超过本底浓度（Cooper和Lawson, 1984; Marwitz和Stewart, 1981; Stith和Benner, 1987）。Stith和Benner识别出了播撒产生的冰晶，并通过示踪气体尾随播撒的气团把它与自然冰晶区别开来。Kochtubajda（1985）和Kochtubajda与English（1989）一起所做的著名的Alberta积云实验中，从核化高度到靠近云或低于云底的融化高度追踪和测量通过播撒产生的生长晶和降水性冰晶的尺度—浓度分布，雨水被追踪到近地面。而且，在播撒后持续20~40分钟的云中，用于冰催化的云有71%飞机在云底探测到降水，用碘化银播撒的云中有74%，未播撒的云只有15%；37%的催化云出现S型带状雷达回波，未催化的云却不出现。由于成核机制不同，正如我们所期待的那样，我们观测到碘化银起作用的时间比干冰要长。

这些重点测量为证明云播撒的基本理论是可靠的补充了直接的和定量的物理证据。尽管如此，从Schaefer层积云里产生的降水进入干空气后下降600米就升华了，在播撒的Alberta积云里最大的降水只有在1km²内降1.6cm。在有更多自然冰晶的更复杂的云中，这样也许能更多地增加降水量。Cooper（1986）评论说，当冰晶浓度是依赖于温度的核化的结果而不是其它过程时，才具备成云条件。这些浓度是可以根据液水的流动、云的生命史和降水机制预测的，并可以证明有些云中缺少冰晶这一假说。就目前水平来说，了解复杂云的播撒潜力还存在着一定的困难。例如冰雹，现在还没有一个与播撒对减少冰雹的数量或尺度直接相联系的测量结果，尽管理论上、模式中和一些可靠的统计试验都表明播撒可以抑制冰雹的生长（Dennis, 1980; Steering委员会, 1988; Farley, 1987; Flueck等, 1987; Smith等, 1987）。

三、云中物理过程和含水量的估算

双通道无源微波辐射仪的发明（Hogg等, 1983）提供了连续测量液态水和水蒸气含量的工具。预示着集中在遥感技术方面的突出的物理研究风潮即将出现，许多辐射仪测量结果表明，过冷液态水含量非常易变，一般较小，但通常在过山风暴中保持一定值。（Reynolds, 1988）。最巨大的进步是使用了机载和地面测量支持的复杂的遥感传感器系统和组网，（例如：Long, 1986; Long等, 1986; Sassen等, 1986; Snider等, 1986; Meitin和Reinking, 1989; Uttal等, 1989）和其他人结合使用多普勒雷达和偏振雷达，偏振激光雷达和辐射仪以便了解他的地形风暴。这些个例和综合的研究从时间上和空间上描述了云和锋面的结构；中尺度运动学；地形抬升的条件，转向或筑坝引起的阻塞、重力流等等；水释放率；降水产生过程；水通量和风暴过境时冰的形成。现在正在使用以前未曾使用过的综合测量，但仍然只能部分了解风暴环流以及降水效率。这些研究表明，对于锋面或地形风暴，可观测到的和有

可能预测的“液态水”良机出现其间,但并不在整个风暴期间出现,因此,要使催化剂合时、地释放,正好充满液态水区,必须十分小心,要有创新的方法。使用一个辐射仪不能提供足够的空间资料来完全监测背风面有可能减少的蒸发损失,辐射仪的组网和遍布山脉的风廓线仪提供了很好的机会。背风面非降水性冰的升华可以表征山地风暴中最大的水分损失,尽管现有的K—带多普勒雷达可以有效地用于粗略估测大的冰粒子的通量,但仍然需要遥感仪器去测量云、冰的质量。同时也需要用传感器去测定对流云和地形云中温度和液态水廓线。用电—声探测系统(RASS)和风廓线雷达的新结合(Strauch等,1989)提供了一个解决地形和对流系统中温度剖面测定的方法。

云水的利用依赖于各种雨滴和冰相过程的作用。(List等,1986)分析了具有主要优势的实验室实验,在这当中有冰晶聚合和大粒子的相互作用(包括静电充电)、次生冰晶的产生。(Finnegan和Pitter,1986)指出冰晶中可电离分子(盐)的溶解怎样才能引起聚集,推测起来,可能是电的多极感应,我们可以播撒具有一定吸湿成份的成核剂来产生聚合并增加降水。这对于减少背风坡升华的损失或在转变对流雨幡成降水中也也许是很重要的。

Pitter和Finnegan(1988)也假设了一个次生冰晶核化机制,它仅随聚合出现而发生并与溶解物高冻结电位有关。Czys(1988)提出震动引起的冻结(主要的核化过程)也许可以从过冷雨滴的碰撞过程中发生;碰撞可以产生压力场,这样可导致水滴中气泡的局部膨胀和冷却;局部冷却可以在邻近浸入的核上引起核化。这些新看法都是很受欢迎的,因为在复杂云中不管是主要的还是次要的冰都不好预测。这些物理依据和了解上的不足限制了超过了支持观测结果的云数值模式应用的发展。

给出冰的缺额,通过使用 SF_6 气体、氧化钨、氧的同位素和银(来自 AgI)监测云的运动和一些微物理过程可以有效地解决传送和检验的问题。这项工作(Reinking,1987)表明播撒催化剂不仅可以从一些复杂云中产生降雪,而且用催化剂去充塞地形云或对流云都十分困难,因此,其它方法也许更适用。

高度局地化的动力学,大的雨滴和湿的冰块使我们测量和了解对对流云的工作变得更为复杂。确定影响对流云降水效率因子之和远远落后于地形云的那些因子之和。我们没有办法遥测并定量表示第一个冰晶,特别是在出现大滴的情况下,这仍然是个主要的困难。不过,多参数雷达测量技术使区别混合云中的各种大冰粒子和测定水滴尺度分布有了可能(Bringi等,1989)。

目前还没有获得复杂云内释放的催化剂与地面降雨直接相联系的物理依据。众所周知的TRACIR技术(用圆偏振雷达跟踪空气)是把金属箔纤维释放到云中来测定退偏振信号的后向散射。这种金属箔以小降水粒子的下落速度降落,因此可用作示踪物(Moninger和Kropfli 1987; Martner和Kropfli, 1989)去模拟或紧随由播撒产生的第一个回波和产生降水的轨迹。除了从复杂的多普勒雷达研究中分析风暴中的轨迹外,这些不同种类的示踪物技术也为通过供水元与主元相比来测定冰雹胚胎的来源和输送提供了机会。

四、潜在的效益

新的研究焦点集中在增加降雨和防止雹灾对作物的潜在的益处。Garcia等(1987)发现

中西部谷物产量增加的绝对变率伴随着平均产量连续增加的趋势,因此增加降水(和减轻作物因高温所受的损失)也许能减少各年间产量的剧烈变化,从而减少损失。Knapp等(1988)模拟了在中西部地区增加7月到8月降水对土壤水分、作物对水的利用以及河流流动的影响。模式模拟的基础在于测量植物和土壤的变化过程,它表明直接在作物上较大地增加降雨(10~25%),则需要大大影响作物应力以利于生长。因为在作物应力期间任何降雨通常都较小,而且作物应力期间较小的降雨实际增加的雨量也较小。尽管如此,实际增雨量在雨季要更大些,而且夏季大多数增加的降水都将增加地下水流。这将在干旱阶段改善水的性质,并由增加的地面水进行适当的定时灌溉能够缓解作物应力并加速作物生长。

实际上我们应该做有关估算增加降雨对作物产量影响的外场实验。Changnon和Hollinger(1988)做的唯一的实验用9m×48m的机动的塑料大棚,这个大棚有一个喷水器排除自然降雨,另外能把农田作物暴露在主导天气下。将夏季降水历史记录,按干旱、潮湿和一般三种情况进行定量和定时灌溉,用增加灌溉去模拟人工降水的影响。最初的一些结果表明在伊利诺斯降雨量低于或接近平均值时增加降雨量10~40%,谷物和豆类产量可以增加4~20%。根据Schaffner等(1983)的观点,在北达科他地区作物生长季节增加降雨3cm,每年期望增加的作物产量和相关的经济效益将增加7亿美元。

北达科他州西南地区有美国最高的冰雹灾害补偿率(9—11%),这些补偿用于支付作物收获的保险金。1961年冰雹减少率探测统计分析得出:在10年防雹期间,作物受的雹灾减少43.5%。这个结论不能用气候变化来说明。这些损失的减少如果归因于播撒,就可以证实防雹工作收益与花费比为8:1(Smith等,1987)。只有直接测量的云物理量能证实这些分析。

五、结 论

迄今为止,得到的有关物理证据证实了在云中适当的地方,掌握适当的时机,播撒适当数量和种类物质能增大降水。决定什么是“适当的”是一项十分困难的工作。现在新的和将出现的技术也许能为我们提供测量是否、什么时候复杂云系统是“适当的”;是否和怎样播撒物质能被有效地传送;是否在某一地区能或不能有效地增加净降水或能减少冰雹的机会。这个问题的中心是查明云素生命史中实际的液态水是决定播撒潜力必要的,但不是充分的条件。复杂云系统中的自然降水效率是不为人知的并且需要去测量,象测量雹胚和雹块间潜在的可变的联系一样。

参考文献(略)

蔡庆梅译

解永红校

夏威夷雨带中的雨水累积

TSUTOMU TAKAHASHI[日]

(九州大学物理系)

一、简介

在与日本梅雨锋有关的暴雨观测期间,在云体低层,雷达回波有时突然增加。在这样低的高度上增大到这么强,仅凭经典的雨滴碰并增长过程,是无法加以解释的,其中一定还含有导致这一高雨水增量的其它机制。

1985年的夏威夷暖雨项目中, Wyoming空军飞机在一些雨带的低层,也观测到高雨水含量。通过飞机观测资料与云模式结果的比较,得出在复合云体内,有一个附加的雨水累积过程(参见Takahashi, 1988年7月19日的个例)。在这里,雨滴产生的拖曳力所形成的下沉气流使得低层辐合增强。下沉气流的压力迫使入流区域降低和云底高度降低。低层极其湿润的气团也加厚了云体,同时较大云滴的循环增长也促进了云滴的迅速增长。由此,自上落下的雨滴碰并所形成的毛毛雨滴,就对观测到的雨水在云的低层的增加,有着重要贡献。

对飞机探测资料的进一步分析,揭示了还有一个毛毛雨滴沿云体边缘下落,通过平流作用再次进入云体的另一累积过程。本文的目的也是为了说明这一新过程。

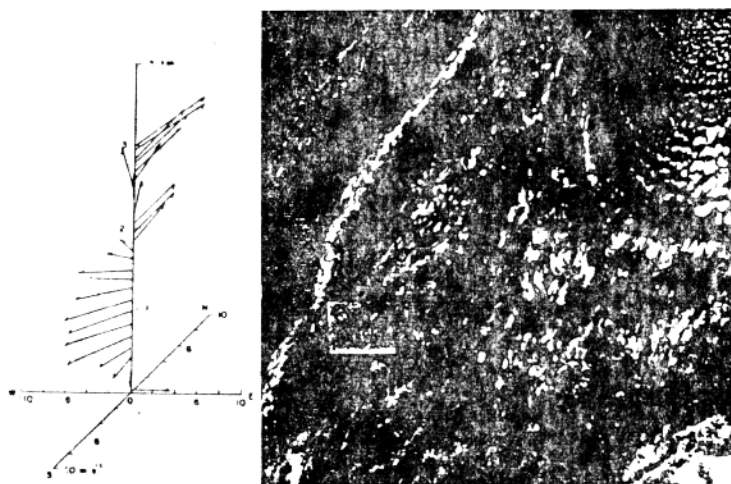


图2.1 7月12日的云带(右)及环境风(左)。左图:纵轴:高度km南、北、东、西;风速为m/s。

二、观测分析

作为夏威夷暖雨联合计划特别侧重于雨带分析的一部分, 1985年7月1日—8月15日夏季, 进行了一系列观测。分析了16个雨带。这里选出其中的7月12日个例作一介绍, 这一天沿着雨带和横穿雨带都进行了观测飞行。这个持续了很长时间的雨带(最强回波维持了2个小时), 大致沿由北向南的直线发展, 并向北缓慢移动。这一云带出现在来自西面锋面云系和东面飓风产生的云系结合形成的云区内。当一个新生锋出现在这一云区时很快形成一条云带。

飞机观测是在Hilo北部边缘洋面, 距夏威夷东海岸约 $3/4$ 距离处进行。飞机在从云顶到近海面上的一些不连续层上作了二次横穿云带和一次沿着云带的飞行。

三、结 果

通过对云带区域大范围的探测, 发现一个相当强的上升气流(最大值约为7米/秒)倾斜地沿着云带的上风方一侧爬升。在云体东、西边缘发现了缓慢下沉气流。

相当位温廓线说明, 云体西侧很低的层面上有空气的抬升, 在抬升运动中伴有相当强的混和。云体东侧相当低的位温表示了在这一区域下沉运动占优势, 且这一区域空气干燥。在

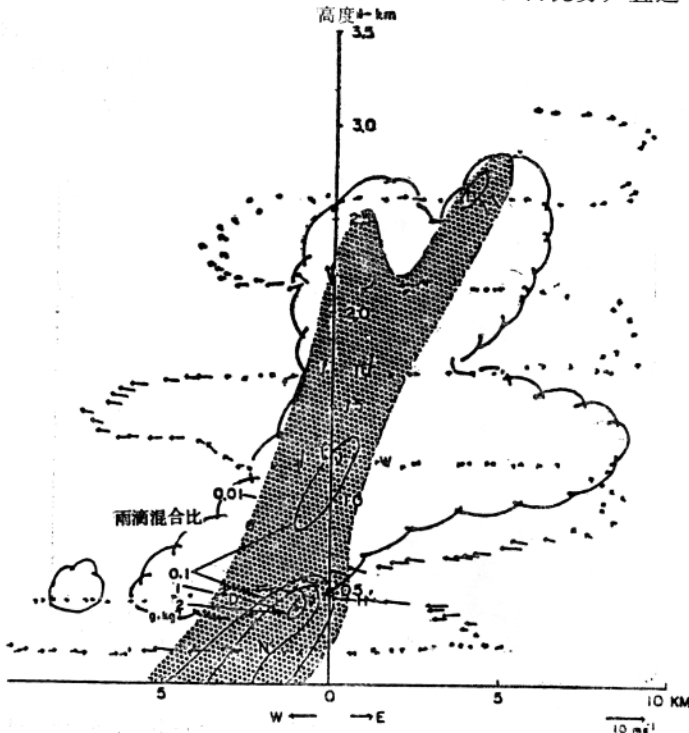


图2.2 环境风及穿过云带的雨水混合比。

靠近海面处，云体西部边缘的空气要比云体东部边缘的空气暖。

参看图2,在云体西侧单体中，靠近云顶顶处发现最大的云滴含水量（2.3公里高度处为1克/公斤）。在云体东侧单体中靠近云顶处，发现了最大的毛毛雨滴含水量（2.6公里高度处）。雨滴可以在那里长大，然后下落。在云体低层观测到很高的雨水含量。

为了检验云带垂直平面中雨滴运动轨迹上的可能性偏差，也进行了平行于云带的飞行。在25公里的飞行区域上确定了5个云单体。在云体低层再次观测到高的雨水含量。

在穿过云带的截面上，云底西侧边缘空气抬升处，滴尺度谱陡峭（见图3中的D）。云滴众数尺度也随高度的增加而增加（见图3中的v和n）。直径为1.5毫米的雨滴在靠近云顶处形成（见图3中的b），并沿着云体东部边缘下落（见图3中的W和H'）。靠近云底处的雨滴的增长率较高（见图3中的N'）。

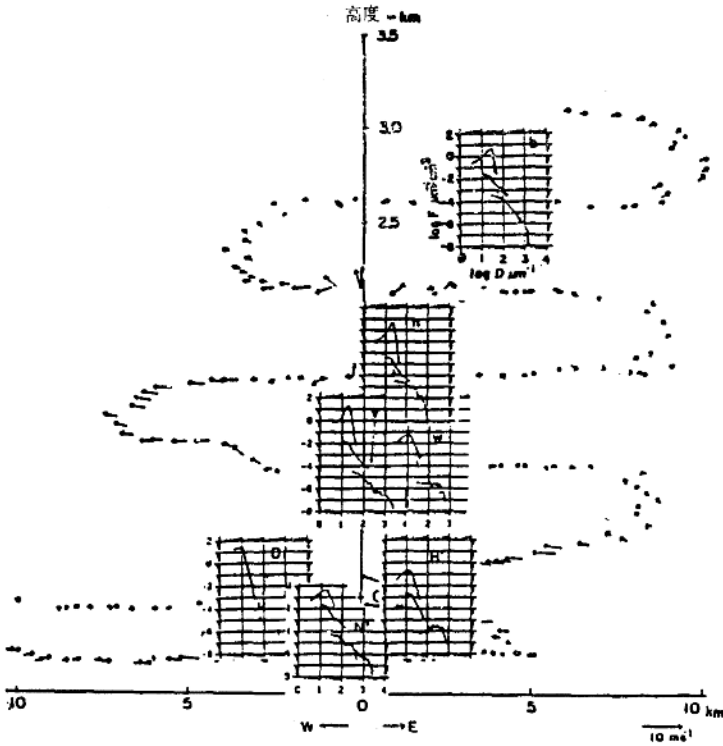


图2.3 在穿过雨带截面上分选出的滴尺度谱。

四、雨水累积假说

当在云体低层测到最大雨水含量时，也在那里观测到最大毛毛雨滴含水量。然而，根据云模式，尽管随着降水的时间发展，最大雨水含量的位置愈来愈低，但最大毛毛雨滴含水量仍应处于云体高层，因此，为了解释这一观测事实，我们假设在近云底处有一个附加的雨水

累积过程。

由于云底的入流气流使得云滴分布相当陡（见图3中的D），因此高的雨滴累积不能用以前提出的重复进入入流区的大云滴来实现，而是由强的东风和云体东部颇高的毛毛雨滴浓度来实现。靠近云底图3中的W和H'，说明了有一个自云体东部边界进入主降水区的强毛毛雨滴平流。上面落下的雨滴汇合了这些毛毛雨滴，从而得到迅速增长（图4），导致了在云内低层观测到的雨水量有所增加。

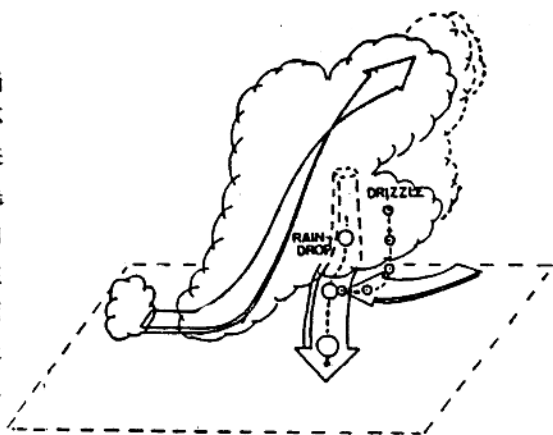


图2.4 由细滴流入形成的雨水收集模式。

五、结 论

除以前Takahaahi (1988) 讨论的毛毛雨滴场形成雨水收集机制外，图4还解释了云体低层的高雨水含量问题。分析结果说明，云底附近有一个强毛毛雨滴平流进入主要降水区，这样这些毛毛雨滴被落下的雨滴收集，从而导致了在含水量低的云体内其含水量的普遍增加。与其它机制共同作用的这一机制，有助于解释在暴雨期间，在云体低层偶尔观测到的雷达回波强度的剧增。

汪晓滨译

张云荣校

在对流单体和云冰化演变中 因碎裂导致冰繁生的部位

J.F.GAYET R.G.SOULAGE[法]

(L.A.M.P大学)

一、引言

根据飞机观测云和降水粒子的结果,对气温接近 -6°C 的对流云的个例分析表明,冰晶体浓度明显比预期的原生冰晶浓度大得多。1974年Hallett—Mossop首先提出,碎裂过程导致高浓度冰晶体,开始产生于新生长单体的上升气流区的边缘。同时还观测到由于冰晶体的混合或再循环,单体核心迅速自动催化,而且突然产生通常伴随上升气流的衰减。根据上述观测结果,以及对结凇和水汽凝华过程释放热量的估算,我们认为快速冰化趋向对于增加单体浮力无甚影响。据此可以得出如下结论:上述结果在所研究的这种云的情况下能奏效。

二、云系描述

本文是根据1984年6月6日在法国西南部所作的“荒原锋84”试验收集到的资料进行的(Chalon,1986),资料来自Transall飞机上的仪器装备和一个地面气象雷达系统。飞机上装有一整套微物理探测器(FSSP及1D和2D探头),(Laroche等,1985)。1984年6月6日的气象状况Gayet等(1988)曾予以描述。云系特征为若干对流单体,其平均雷达反射率约为35 dbz(最大值45dbz),云底高1000米($+3^{\circ}\text{C}$)云顶高5000米(-20°C)。在5000—7000米处观测到卷云。飞机连续两次穿越同一云块,我们现在来讨论在2700米(-6°C)高度处所得的飞机探测结果。

三、首先碎裂的区域和云冰化演变的证据

3.1 首次穿云所获结果

图1为微物理参数(液态含水量、大于 $40\mu\text{m}$ 的冰晶浓度、大于 $250\mu\text{m}$ 的降水粒子浓度)和垂直速度的时间序列(空间分辨率为100m)。另外两个参数(QD和QR)将在下节予以讨论。在主要气流上升区(5m/s)A,水平范围1000米左右,单体没有冰粒出现,且不与周围空气相混合(实测液态含水量近似绝热值 2g/m^3)。B区测到小冰晶($\sim 40\mu\text{m}$)的高浓度为100—600/l。根据2D—C探头(图2),以及1974年由Hallett—Mossop提出的碎裂过程的结果,(Gayet,1988)可以判定这些小粒子是柱状的。在B区也发现了直至2.5毫米的大软雹(见图2)。

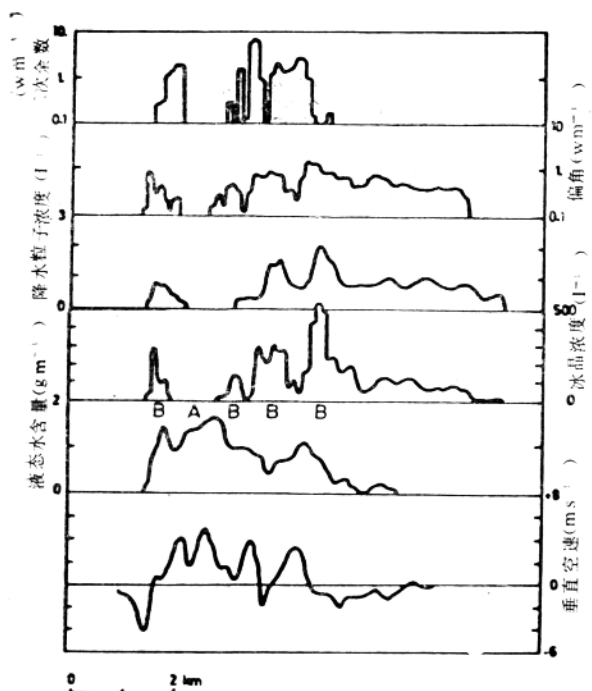


图3.1 微物理参数、容积式热率和垂直空速的时间序列(首次穿云, 2700米/ -6°C 层)。

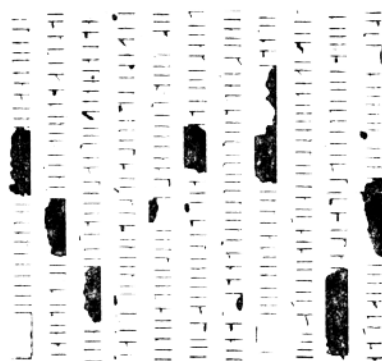


图3.2 图1中3个区的2级C样图。

图2关于时间序列的小尺度分析表明, 高浓度冰先在几百米范围内, 尔后再与单体的动力活动相结合。为进一步举例说明这一观测的精确性, 图3给出冰晶浓度的平均值, 它是上述限定云区中经计算得出的平均垂直气流速度的一个函数。图3明显表明小晶体($\sim 40\mu\text{m}$)的最大浓度首先出现在上升气流的边缘外侧, 那里同时也有大软雹。这就是说, 碎裂过程导出的小晶体源地接近探测点, 亦即在上升气流的边缘。相反, 在气流上升区(图3WA >0)的特征为大冰晶($80-200\mu\text{m}$)的浓度甚低。

3.2 第二次穿云所获结果

首次穿云6分钟后, 飞机再次进入同一云块的同一高度, 且与前一次的轨迹极为相似(视为云的拉格朗日参数)。排除微物理参数的固有小尺度扰动, 我们对两次穿云结果作一比较, 以描述云的冰化演变。图4为第二次穿云情况, 其参数同图1。图4展现出以前A区中无冰的云区, 在6分钟后则出现明显的冰晶浓度($\sim 200/\text{l}$), 主要由直至1毫米大小的柱状晶体组成(图5)。同时也测得比首次穿云时尺度小的若干霰(~ 1.5 毫米)。与图1相比, 液态水含量减至 $0.8\text{克}/\text{米}^3$, 动力活动也大大减弱。图4也展现出高浓度冰仍与动力活动相关连。图6表示小晶体的最大浓度经常出现在上升气流区外部和边缘, 同时也出现了软雹的区域。这表明云生命史的这一时期, 碎裂活动导致的冰增殖仍然很活跃, 这应归结于结淞软雹和过冷却微滴的存在(Gayet等, 1988)。另一方面, 气流上升区有大量柱状冰晶自动催化。事实上,