



申亿铭 著

云中 催化剂的扩散

气象出版社



云中催化剂的扩散

申亿铭 著

2017
1287.06

BA267/06

气象出版社

(京) 新登字 046 号

内 容 简 介

本书共分五章：第一章和第二章简要地提供了催化剂在云中扩散的宏观条件和有关数据；第三章较详细和系统地叙述了催化剂在云中扩散的基本理论和试验研究；第四章概要地综述了催化剂的活化机制、增长和晶化带的扩展；第五章比较全面地介绍了人工消云、影响降水和抑制冰雹的数值模式。

本书可作为大专院校大气物理专业参考教材，有益于扩展本科生和研究生的知识领域，可供科研人员、教学人员和从事人工影响天气工作的科学技术人员借鉴与参考。

云中催化剂的扩散

申亿铭 著

责任编辑：李太宇 终审：刘宏勋

封面设计：牛涛 责任技编：岳景增 责任校对：启科

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京市顺义燕华印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经销

开本：850×1168 1/32 印张：11.5 字数：292千字

1994年2月第一版 1994年2月第一次印刷

印数：1—1000 定价：10.80元

ISBN 7-5029-1439-0/P·0614

前 言

暴雨、冰雹和干旱是人们熟知的危害最大的几种自然灾害。一场暴雨和伴随而来的洪水泛滥成灾，会使万顷良田淹没，道路毁坏，通讯中断，房屋倒塌，夺走无数生命财产；严重持续的干旱会造成江河水库干枯，地下水位下降，农田龟裂，禾苗枯死，赤地千里；瞬间的大雹灾就会砸秃树木，毁掉庄稼，轻则减产，重则绝收。有史以来，气象灾害就是人类生产生活中的主要自然灾害之一。

千百年来人类为了自身的生存和发展，根据当时认识自然的能力、科学水平和技术手段不断探索减少气象灾害的方法和途径，在同自然灾害的斗争中创造和积累了丰富的经验。早在一百多年前我国劳动人民就用土火炮轰击雹云，进行人工影响天气的尝试。在人类对自然规律尚认识不清，处于朦胧的时期，敲鼓震云，以求天降喜雨的愿望无疑带有封建迷信色彩。然而，在某种意义上它也昭示着劳动人民对未来的美好憧憬，期望有一天人类能够影响天气，以减少自然灾害带来的损失。

像其它科学一样，人工影响天气这门新兴学科也有它发生、发展和提高的过程，甚至是经历了艰难曲折的道路。

早在1839年 Espy 就提出了关于用生火的方法在潮湿大气中促使积云发展，导至降雨的建议。但是他没有留下野外试验的文字记载^[1]。

1891年在美国 Gathmann 首次进行了人工降水的试验^[2]，他利用气球把致冷剂——固体二氧化碳（ CO_2 ）带到空中，从那里释入云中，引起降水。为此，Gathmann 本人获得了“生产降雨方法”的专利。按照作者的解释，这种方法可以造成强烈的冷却，因而引起云滴的增长。当然后来证明，由于部分云滴冷却和

它们的凝结增长仅能形成微雨，但云体的局部冷却却可以作为形成降水的“激发机制”。

1904年澳大利亚墨尔本大学提出了用液态空气影响云的方法^[3]。试验是在自然条件下进行的，但是由于飞机飞行高度有限，液态空气只能在低于云底的高度上施放，所以未获得任何有效结果。

1930年荷兰Veraart进行了一次大规模的成功试验^[4]，他把固态二氧化碳和通常的冰引入云内，造成局部云体冷却到 -70°C ，在8km的面积上获得了较大的降水。可是由于对观测到的降水效应没有足够清楚的物理解释，加之在试验中由于缺乏观测仪器和方法，没有记录下当时的环境条件和云的各种要素，以致在其它条件下重复试验时再没有出现第一次试验的同样效果，所以Veraart的试验遇到了同代人的怀疑和反对，尽管他揭示了大范围影响云和降水的可能性，但是其试验结果却没有得到公认。

人们为了有意识地影响局部自然过程，首先必须认识自然过程的发生、发展和变化规律及其机制，但是在当时由于科学水平和技术条件的限制，人们关于云和降水物理的知识还是十分贫乏的，探测云中气象要素和云的微结构的仪器设备尚未问世，这些都意味着早期人工影响降水的试验缺乏必要的理论基础和必需的技术手段。直到1933年瑞典科学家Bergeron才明确地提出了冷云降水的冰水转化理论^[5]。其基础是根据物理学中已知的事实，即在同样的负温条件下冰面饱和水汽压小于水面饱和水汽压，而在 -12°C 时冰—水面的饱和水汽压差达到最大值。正是因为存在着这样的饱和水汽压差，所以过冷云中的冰晶才处于饱和状况，位于冰晶周围空间的水汽逐渐向冰晶汇集，促使冰晶不断增长，而相应的云滴却处于非饱和状态，开始蒸发，其结果就破坏了不稳定平衡。汇集过程一直继续到所有的水滴蒸发完为止。这样Bergeron建立的原理就形成了现代人工影响过冷云的理论基础。

1946年美国科学家Schaefer在实验室中将小干冰引入过冷

雾中，顷刻之间出现了大量冰晶^[6]。同年 Vonnegut 在碘蒸气中使银电极火花放电，再将烟气引入冷云室中，发现银和碘重新结合的碘化银（AgI）粒子也能使过冷雾产生大量冰晶^[7]。干冰和碘化银能使过冷雾晶化的发现，为人工影响天气提供了有效的催化剂，奠定了实验研究和人工影响天气作业的物质基础。至今，干冰和碘化银仍然是使用最广和冰晶效应最明显的两种催化剂。

对于云底温度高于0℃的暖云，其降水机制有别于温度低于0℃的冷云。1938年美国学者Langmuir根据水滴重力碰并和在下落中的变形、破碎过程，提出了暖云通过重力碰并增长和破碎的连锁反映模式^[8]。这又为人工影响暖云建立了物理基础。为了影响暖云降水，各国多采用吸湿性物质，也有的在云中直接播撒大水滴，这些都有一定效果。此外，美苏等国还利用表面活性物质影响云雾进行了许多研究。

60年代美国在对热带对流云的人工降水试验中提出了“动力催化”的原理。其方法是，在积云过冷部分播散大量的碘化银质点（温度在-10℃以下，引入冰核100—1000个/l）作为人工冰核，使过冷水冻结，从而释放大量融解潜热。这样就可以大大增加云体的浮力，加速云中垂直上升气流的发展，相应地也延长了云体的寿命，使雨量增大。但这种方法的实质仍然是引晶入云的结果。

我国开展有一定理论基础的近代人工影响天气试验始于1958年，首次在吉林用干冰播撒过冷云获得成功。以后人工降水、防雹、消云消雾、防霜等试验相继开展，范围不断扩大。虽曾几经起伏，但人工影响天气的试验研究工作适应国民经济建设，特别是农业生产的要求，还是不断发展和前进的，现在不仅在理论研究和科学水平上有提高，在催化技术、探测手段、效果检验以及运载工具等方面都有不同程度的进展。

多年来我国使用的催化剂有碘化银、干冰、尿素、食盐、氯化钙、樟脑、四聚乙醛、苯酐等等，但用得最多的还是碘化银和

干冰。

综上所述，人工影响冷云和降水的原理，是将催化剂引进自然云中，促使其核化、繁生、增长形成降水元而达到降水的目的。因此不仅要了解天气形势，云的宏观条件和微观特征，催化剂的性能，还必须研究催化剂在云中的扩散机制、扩散速度、扩散范围、浓度时空分布以及它们与气象条件的关系等等。上述内容正是本书的主要目的和任务。

书中如有错误和不当之处，恳请读者批评指正。

作者

1993年4月于北京

目 录

前言

第一章 催化剂在云中扩散的宏观条件	(1)
1.1 云中的温度	(1)
1.2 层状云中的风	(14)
1.3 锋面云和对流云中的垂直运动	(15)
第二章 云中和云体附近的湍流	(29)
2.1 层状云中的湍流	(31)
2.2 对流云中的湍流	(37)
第三章 云中催化剂的扩散	(42)
3.1 梯度输送理论	(44)
3.2 扩散的统计理论	(100)
3.3 地面源的扩散	(114)
3.4 地面降水样品分析	(120)
第四章 催化剂的活化和增长	(135)
4.1 大气中冰晶形成的机制和理论	(136)
4.2 催化剂的活化和性能	(141)
4.3 冰晶的增长	(190)
4.4 晶化区(带)的扩展	(204)
第五章 人工消云、影响降水和抑制冰雹的数值模拟	(228)
5.1 人工影响层状云降水的数值模式	(228)
5.2 人工影响积云降水的数值模式	(271)
5.3 人工抑制冰雹的数值模式	(308)
参考文献	(335)

第一章 催化剂在云中 扩散的宏观条件

无论使用哪种方法将催化剂输送入云都会在云的局部体积中形成大量的冰晶，这对人工影响降水、防雹、消云消雾完全是必要的，但并非足够的条件。为了达到人们所预期的目的和理想的效果，必须使人工冰核能够在云中扩散，以便与云滴一起形成胶状不稳定的混合物。因此人工影响云和降水的实际结果，不仅取决于催化剂本身的性质和它们的核化、增长过程，也取决于制约催化剂扩散的那些气象因子，诸如风速、温度、垂直速度等等。为了阐述催化剂在云中的扩散规律和特点，必须了解上述气象因子在云中的分布和变化，所以本章重点介绍催化剂在云中扩散的宏观条件。

1.1 云中的温度

云中的温度状况是确定使用冷云还是暖云催化剂的重要特征量之一。它与季节、时间、天气形势和地区等多种因素有关。即使是同一种云，在不同地区、不同季节和时间以及不同天气形势下其温度也是有差别的。一般地说，无论在云内，还是在云的上下边界，温度都是随时间和空间变化的（见表1.1）。因此，不能用某一次的具体的温度探测来代表某类云的温度状况，但可用平均值来表征云中、云的上下边界的温度变化。

1.1.1 层状云中的温度

地处中纬度的我国广大地区不仅在春夏两季、甚至在冬季都不时受到干旱威胁，在这些地区，除了范围较小、生消很快的局地性云以外，常常形成覆盖气旋和部分反气旋区域的范围相当广

表1.1 层状云上下边界的温度^[9]

日期	地区	云状	云 底		云 顶		云厚	云的水平尺度	
			高度(m)	温度(℃)	高度(m)	温度(℃)		长(km)	宽(km)
1月9日	伊 犁	As	2850	-12	4500	-21	1650	400	400
1月10日	伊 犁	Ns	1300	-5	3050*	-17	>1750	600	400
1月12日	乌鲁木齐	Sc	900	-11	1400	-6	500	450	200
1月16日	乌鲁木齐	Sc	1100	-8	3550	-20	2440	750	600

阔的中低云场，有时还会出现雨层云。为了解除大面积干旱，北方层状云就成了人工催化降水的主要对象。

根据新疆1980—1981年人工降雪中获得的11月—1月间的统计资料^[10]，低云云底平均高度为1300m，云底平均温度为-11℃，最低温度达-15℃，低云云顶平均高度为2400m，云顶平均温度为-13℃，最低温度达-18℃；而中云云底高度为2900m，云底平均温度为-14℃，最低达-22.6℃，中云云顶平均高度为3600m，云顶平均温度为-17℃，最低达-24.3℃；11—12月份中0℃层的平均高度为1156m，最低可达650m，温度-20℃层的平均高度为2200m，最低同样达到过650m。

在表1.2中给出了吉林地区1973—1977年5—7月份层状云云底云顶高度和温度的观测结果^[11]。

表1.2 层状云云顶和云底的温度

月份	高 层 云				层 积 云				碎层云
	云 底		云 顶		云 底		云 顶		碎雨云 碎积云 底 高 (m)
	高度 (m)	温度 (℃)	高度 (m)	温度 (℃)	高度 (m)	温度 (℃)	高度 (m)	温度 (℃)	
5	3000	-1	5000	-10	1600	9	2600	3	800
6	3200	-1	>5000	-10	1800	10	2600	2	700
7	3490	3	>4600	-2	1300	16	2800	4	600

显然，由于季节和地区的不同，云底云顶高度和其相对应的温度是有差异的。但无论任何地区，从季节的变化趋势上看，都是夏季的云底温度值大于冬季云底的温度值^[12]。

云底云顶的温度不仅随季节和地区而变，而且在气压形势的不同部位上也是有差别的。从表1.3和表1.4^[13]中可以看出，无论是低云还是中云，无论是冬季还是夏季，无论是云底还是云顶，都是气旋后部反气旋前部的温度低于气旋前部和反气旋后部的温度。

表1.3 气压形势不同部位中云 (St和Sc) 上下边界上的日平均温度值

季节	边界	气旋后部反气旋前部		气旋前部反气旋后部		$T_2 - T_1$ (°C)
		T_1 °C	样本数	T_2 °C	样本数	
冬季	云底	-21	33	-19	83	2
	云顶	-23	28	-22	69	1
春季	云底	-16	26	-14	60	2
	云顶	-18	27	-15	45	3
夏季	云底	-8	39	-4	45	4
	云顶	-9	35	-7	36	2
秋季	云底	-12	45	-13	71	-1
	云顶	-16	44	-14	63	2

至于层状云中温度随高度的变化则是复杂形式。就大多数情况来说，在云下云中和云上都可能出现逆温。文献[14,15]中的探测资料表明，在层状云的上部或云顶以上存在着阻抑云层垂直发展的温度随高度递增的现象。

1964年Половина将层状云中温度随高度的分布总结为六种基本类型和七个亚型^[16]，但更为详细的还是1988年Заболоцкая, Крочак和Рудько等人的工作^[17]，他们利用多年的飞机探测资

表1.4 气压形势不同部位低云上下边界上日平均温度值

季节	边界	气旋后部反气旋前部		气旋前部反气旋后部		$T_2 - T_1$ (°C)
		T_1 °C	样本数	T_2 °C	样本数	
冬季	云底	-9	134	-7	158	2
	云顶	-11	138	-9	157	2
春季	云底	-5	66	-4	62	1
	云顶	-8	68	-7	55	1
夏季	云底	6	64	10	30	4
	云顶	2	64	6	30	4
秋季	云底	-2	146	-1	94	1
	云顶	-5	154	-3	92	2

料，分析了乌克兰地区9000多块层状云 (St , Ns , $Ns-As$, As) 和波状云 (Sc , Ac) 中温度的分布，依据逆温层相对云层的位置将云中温度随高度的分布分为20种类型（见图1.1）。如果将相近类型合并，则粗略地可分为五种基本类型：

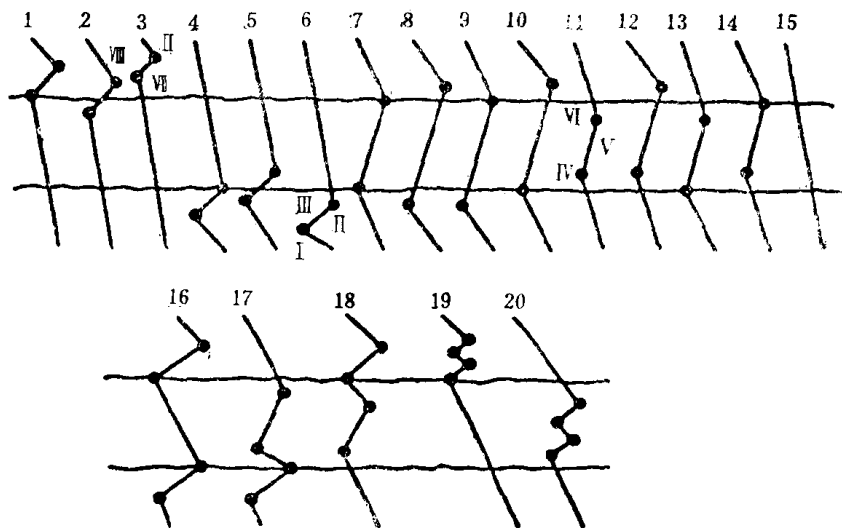


图1.1 层状云和波状云内温度随高度的分布

I 型（曲线1—3）表示在云上和云顶附近有逆温层存在；

II 型（曲线4—6）表示逆温层位于云下；

III 型（曲线7—14）表示逆温层占据整个云层或其中的大部分区域；

IV 型（曲线15）表示云内外均无逆温存在；

V 型（曲线16—20）表示云内或云底、云顶附近存在着两个逆温层。

从表1.5中可以看出，对所有形状的云来说1和15都是基本类

表1.5 不同形状云中温度分布类型的频率

温度分布类型	St	Sc	Ac	Ns	Ns-As	As
1	46.6	48.7	32.9	14.2	1.1	17.3
2	2.9	1.8	1.0	1.0	—	0.8
3	2.8	4.1	6.5	3.0	1.1	2.6
4	0.5	0.9	1.2	4.2	4.0	3.5
5	0.2	0.1	0.1	1.8	1.1	0.5
6	0.6	1.3	2.8	4.6	4.6	4.8
7	2.4	1.8	1.2	0.5	—	1.4
8	0.5	0.3	0.1	—	—	—
9	0.2	0.2	0.1	0.2	—	0.1
10	2.5	1.0	0.2	0.1	—	0.2
11	2.1	0.7	1.9	9.8	20.5	3.6
12	0.9	0.4	0.1	0.4	—	—
13	0.8	1.0	1.2	3.1	4.0	2.4
14	3.3	2.0	3.4	3.2	0.6	2.3
15	10.6	18.3	39.2	33.4	39.2	55.2
16	5.8	7.6	3.1	4.2	0.6	1.8
17	0.9	0.9	0.5	5.0	11.9	1.1
18	10.4	3.7	1.5	5.8	2.8	1.2
19	5.7	4.9	2.5	0.9	—	0.7
20	0.3	0.3	0.5	4.6	8.5	0.5
云的总数	1262	2803	1455	809	176	2040
分布基本类型	1, 15, 18	1, 15	1, 15	1, 11, 15	11, 15, 17	1, 15
分布基本类型频率	67, 6	67, 0	72, 1	57, 4	71, 6	72, 5

型^[17]。但对不同形状的云各种分型所占比率是不一样的。层状云和层积云以1型为主，分别占46.6%和48.7%，而其它形状的云则以15型为主，各占39.2%、33.4%，39.2%和55.2%，并且除St、Rc和Ac外，其它形状的云并不具有全部的温度分布类型，其中以Ns—As占有类型最少。

在从云下层向云内过渡时，温度的垂直梯度变化是不同的。从表1.6中可以看出，在大多数情况下，入云后温度垂直梯度值(γ)减小，约有三分之一的情况 γ 是增大的，而不变的情况极少^[15]。

表1.6 从云下向云中过渡时温度垂直梯度(γ)的变化

云状	γ 的变化			样本数
	减 小	增 大	不 变	
St	67.8	26.3	5.9	488
Sc	61.2	35.5	3.3	1183
St-Sc	63.1	32.8	4.1	1671

层状云中平均温度的垂直梯度(γ)应当接近于湿绝热梯度(γ_{ad})。但由于上升或下沉气流和湍流的存在以及吸引周围较干的

表1.7 不同云中的 γ 值 ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)

云状	样本数	云 高 (m)		γ 值		
		下 界	上 界	云 下	云 中	云 上
Fn	2	350	550	0.46	0.46	0.45
St	14	420	900	0.47	0.44	-0.58
Sc	16	1400	1800	0.70	0.68	-1.20
Ns	12	850	1900	0.51	0.49	0.03
As-Ac	10	3100	3700	0.73	0.71	0.18
As	16	3050	3750	0.59	0.67	0.54

空气，通常温度的垂直梯度都偏离 γ_{a} （见表1.7）^[18]。

层状云中温度的平均水平梯度大概不超过每公里十分之几度。

1.1.2 对流云中的温度

由于对流云内垂直运动场和湍流运动的空间不均匀性，造成了云内与周围大气的热力不平衡状态，结果就产生了对流云内与其周围大气温度的差异，促使了对流云的发展。对流云多生成于暖季，一般垂直发展旺盛，其中浓积云和积雨云顶部的温度有时很低。一般说，对流云整个生命的生消过程可分为发展、成熟和消散三个阶段。显然，各个阶段的云内温度应有所不同，但由于缺乏详细的探测资料，只能就现有数据加以介绍。

图1.2和表1.8给出了我国九江地区对流云各类云状的云顶温度累计频率图 and 云顶温度^[19]。从图上和表中数据可以看到，以积雨云顶温度最低，处于 -17 — -72°C 的范围，最高可达 -12°C ，最低可到 -76°C 以下；浓积云的云顶温度为 8 — -17°C ，个别可达 -24°C ；最高的是淡积云云顶的温度，多数情况在 12 — 17°C 之间，最大可达 20°C 。中积云云顶温度也比较高，所以这两块积云均为暖云。

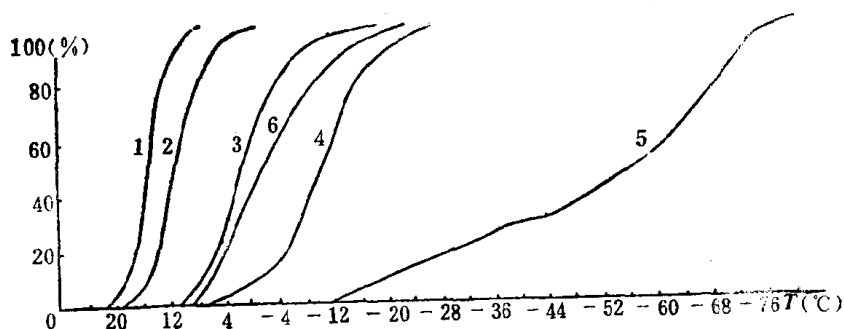


图1.2 对流云各类云顶温度累计频率图

- 1 淡积云 (72), 2 中积云 (129), 3 无降水浓积云 (188),
4 降水浓积云 (74), 5 积雨云 (206), 6 浓积云 (262)。

说明：括弧内的数据为观测资料份数

表1.8 各类积云云顶温度 (°C)

温度 \ 云状	淡积云	中积云	无降水 浓积云	降水 浓积云	积雨云
特征值					
极大值 (累计3%)	20.0	18.0	8.8	4.0	-15.0
极小值 (累计3%)	8.8	2.4	-12.0	-24.0	-74.4
中频温度 (累计50%)	14.8	11.2	0.8	-10.8	-58.0
资料份数	72	129	188	74	206

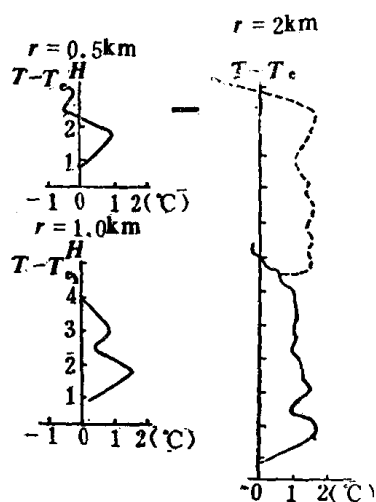


图1.3 不同高度上积云云内外的温差

1 实线为自然发展曲线, 虚线代表动力
催化曲线; 2 r 为云泡半径

在绝大多数情况下积云
云底温度都处于正值, 并且
随着纬度南移, 云底高度也
相应升高, 但未发现云底温
度有很大的降低。这是因为
纬度南移, 地面附近, 或者
说云层底下温度的升高补偿
了云底高度升高而引起的温
度降低。

对流云内的温度场具有
很大的空间不均匀性, 同一
高度上云内云外的温度差
($\Delta T = T_c - T_e$, T_c 为云
内温度, T_e 为云外环境温
度)

是随高度变化的, 但我国缺乏实测资料。1982年胡志晋等对积云内外的温差进行了理论计算, 其结果分别绘制成图1.3和表1.9^[20]。

从图1.3和表1.9中可以看到, 总的趋势是, 在积云发展阶段云内温度比云外高, 从云底向上云内外温差逐渐增大。大约在云底以上 0.8—2.0 km 间的云的下部达到最大的正温差, 而且云体愈大, 正温区也愈大。但是在最大正温差区以上, 高度继续升高

表1.9 积云云内外温差

r (m)	云内外正温差极大值	
	正温差 (°C)	云底以上高度 (km)
500	0.6—2.0	0.8—1.8
1000	1.2—2.7	1.0—2.0
2000	1.8—3.4	1.0—2.0

时正温差逐渐减小, 及至到云的顶部已发生了相反的变化, 云内外温差已变为负值, 即云内温度已低于云外温度。根据计算最大负温差出现在云顶附近, 一般为 -0.7 — -2.5°C 。当云泡升速较大, 云顶附近大气层结稳定时, 云顶负温差可达 -3.3 — -4.2°C 。这种情况往往发生在变性冷高形势下。当云中出現冰晶化现象时, 在冰晶化高度以上可以产生第二个正温差极大值。这是在冰晶化过程中释放的凝华潜热所造成的云内增温的结果。从整体来看, 在积云发展阶段正温差值区远大于负温差值区。这表明在积云顶部以下的大部分区域内, 云内温度高于云外温度, 积云得以发展。

1978年 Мазин 和 IIIметер 测量了积云的内外温度的脉动值^[21]。他们把积云分为上、中、下三部分, 并且将水平穿云区分为五个相等的区段。从图1.4上可以看出, 在大部分云区内温度脉动值均为负值, 这意味着积云内温度低于云外温度, 显然同有关作者的计算结果是相矛盾的, 其原因在于积云处于不同的发展阶段, 也可能已发展为积雨云。根据 Мазин 和 IIIметер 的测量结果得出的一般规律是: 在发展阶段, 积云的大部分厚度层内云内外温差为正, 而在成熟(稳定)阶段, 特别是消散阶段, 积云的主要部分云内外温差则为负, 并且在靠近云体边缘的区域和积云的顶部附近, 云内外温差几乎永为负值。

不过 Мазин 和 IIIметер 指出, 在积云云内外温差的负值区空气的对流抬升仍然是可能的。这是因为浮升力(阿吉米德力)在这种情况下已不是由通常的温度 T , 而是由虚温 T_v 来决定, 并且