

新疆冬季降雪微结构及其增长过程的初步研究*

游 来 光 王 守 荣

(国家气象局气象科学研究所)

王 鼎 丰 迟 玉 明

(新疆自治区气象局)

提 要

1982 年冬季在新疆乌鲁木齐地区,利用飞机、雷达、雪晶观测等手段对降雪云的微结构及雪粒子的增长过程进行观测。三次个例的分析结果表明:70%以上的雪水量是在 2000 m 以下的低层产生的,云中存在高达 60 L^{-1} 的冰晶浓度高值区,云中已无液态水,据此推测凝华一聚并是雪增长的重要过程。文中还对高空锋面附近的雪带微结构及其做为引晶云的特征进行了阐述。

一、引 言

人工增水效果的某些统计检验结果表明当云顶温度处于某一定范围内时,播云引晶有较好效果。这说明人工增水的条件决定于降水系统中自然引晶强度与水份供应状态的配置情况。但至今对降水过程中引晶——供水相互作用的微物理过程的了解仍然很少,因此,利用云顶温度做为播云的参考条件,是否可以推广至不同季节和地区还缺少云物理依据。1982至 1984 年三个冬季,国家气象局气科院与新疆自治区气象局协作,在乌鲁木齐附近地区开展了有飞机、雷达、降雪微结构、降雪强度、大气核(CCN, IN)等协同观测的综合性外场试验。本文通过 1982 年 12 月 8 日(飞行编号 821208)和 1983 年 1 月 9 日(飞行编号 830109 A、830109 B)两次降雪过程中的三次探测资料,综合分析了云与降雪的微结构、雪的增长过程、高层降雪带微结构以及该区地形特点对云物理过程上的可能影响。

二、资 料 收 集

除常规气象资料外,进行云物理研究的探测装备有云物理观测飞机(装有 PMS-FSSP, 2D-C, 2D-P 探头)、711 型气象雷达、称重法测雪强、雪晶显微镜观测等^[1]。试验基地设在乌鲁木齐机场。雷达设在乌鲁木齐市气象台,距机场 20 km。在玛纳斯等 7 站设立降雪强度观测点,布局见图 1。飞机飞行方案均采取在机场上空 20 km 范围内盘旋上升进行垂直探测,至 4000 m 高度附近出航按预定航线进行水平探测。其他各项地面

* 本文于 1986 年 11 月 1 日收到,1987 年 12 月 1 日收到修改稿。

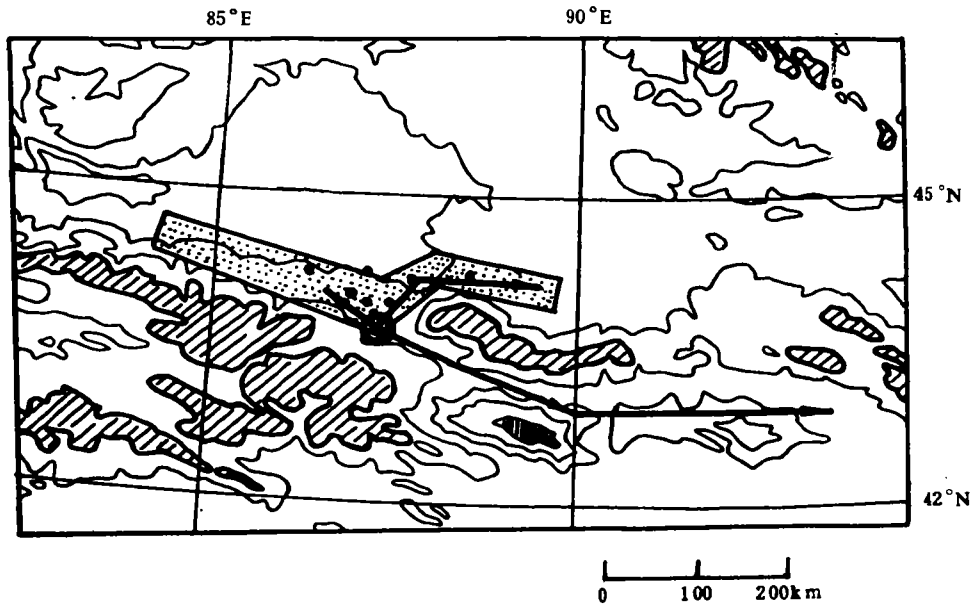


图 1 试验区的观测布局与主要飞行航线
(点区为试验区, 斜线区为 3000 m 以上山区, 粗矢量线为航线)

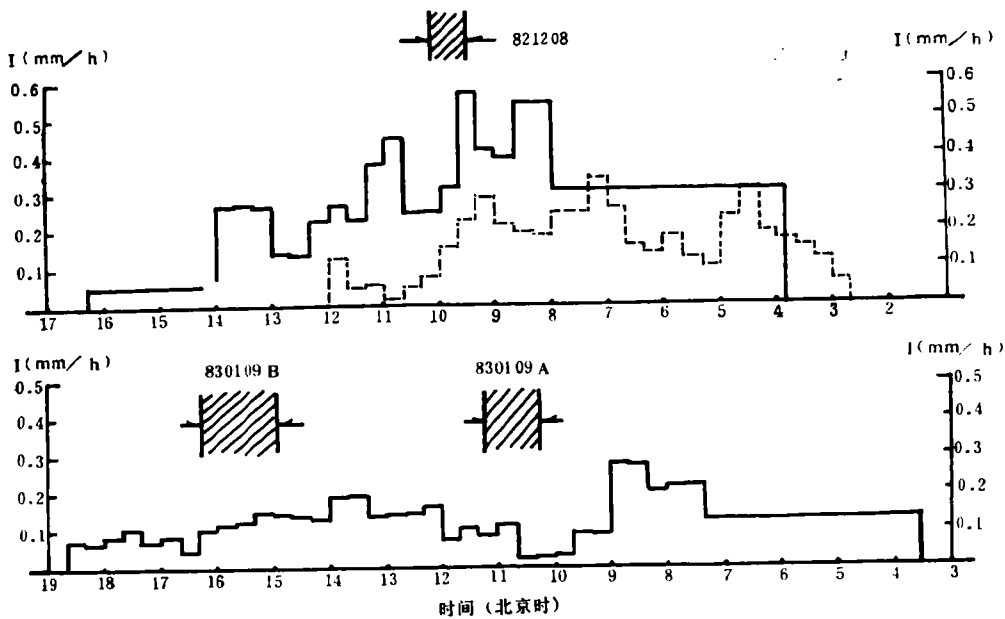


图 2 821208 与 830109 两次降雪强度演变(实线为机场、虚线为玛纳斯)
与飞行时段(斜线区)

观测自降雪开始后连续进行。

三、云与降雪微结构

这两次降雪过程都是冷空气入侵新疆北部, 在冷锋附近产生的, 主要降雪时段均出

现在地面冷锋后。乌鲁木齐机场观测的降雪强度演变见图 2。飞机探测时段已在降雪中后期。

据飞机观测，这两次降雪过程都存在锋上和锋下两个雪增长区。锋面逆温下界温度分别为 -20°C (821208)和 -15°C (830109)。在高层都有降雪云发展，根据飞机与地面雪晶形态推测，雪晶初生于 -25°C 至 -30°C 的温度环境，已是锋上云区。虽在降雪期间，

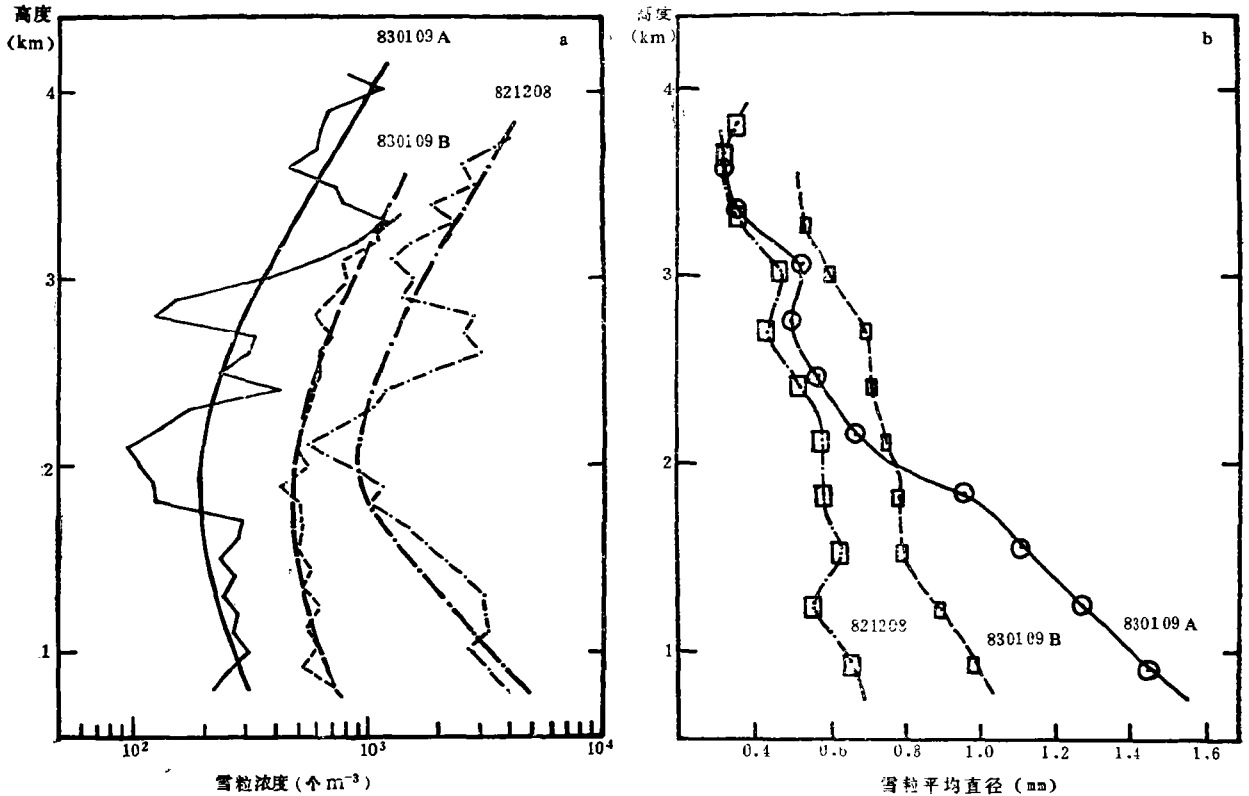


图 3 雪粒浓度与平均直径的高度分布

地面一直观测到有低云存在，但飞机实测，云中基本已无液态水，由粒子浓度分析仅 821208 例中在 900 m 高度有粒子浓度超过 10 个/ cm^3 的一薄层水云存在，厚度不超过 100 m，三例均已是纯冰云结构。根据粒子浓度变化情况判断，锋下云层顶在 2000 m，即锋区下界高度附近。对应锋区，有一干层，粒子浓度有明显起伏，很象是高层下拖的幡带，锋上主体云带有对流泡的特征，其主体在更高层内。

1. 雪的微结构

图 3 为各例中雪粒子浓度与平均直径(200—6400 μm 粒子)的高度分布。在 2000 m 以下高度，雪粒子浓度及平均直径都随高度降低而增加；以上高度有个别突出的高值(或低值)，结合水平飞行观测分析，这些高值与降雪的水平分布不均匀性有关。各例降雪微结构的平均特征量综合在表 1 中。

2. 雪、冰晶的粒子谱特征

图 4 为 821208 及 830109 A 两例中 2 至 6400 μm 直径范围内的雪云中粒子谱特征。

表 1 雪微结构的平均特征量(200 m以下层)

飞行编号	821208	830109 A	830109 B
雪晶浓度(个 m^{-3})	2584	207	557
冰晶浓度(个 m^{-3})	22982	6039	7809
雪晶直径(mm)	0.625	1.25	0.88
雪晶直径增长率($mm \cdot km^{-1}$)	0.111	0.64	0.078
雪晶质量增长率($mg \cdot km^{-1}$)	0.026	0.16	0.031

比较两例,可看出 830109 A 例中雪粒子段有一明显的第二峰值,峰值直径从 3000 m 的 400 μm 增长至 700 m 层的 1200 μm , 821208 例中则没有明显的第二峰值。另外在 30 μm 直径处,各例和各层都存在一个浓度峰值,比通常水云峰值直径(10 μm 左右)处的浓度低 2 至 3 个数量级,初步看来这种尺度的粒子很像是云中最小的冰粒子。综合 25—800 μm (2D—C)与 200—6400 μm (2D—p)两组资料分析,在三例中都在直径 300 μm 附近有谱线斜率的不连续变化,即大于这一直径,谱线有较小的斜率。表 2 为按指数谱拟合的 No , A 值。图 4 则表明在更宽的粒子尺度范围内,粒子浓度随直径增加是近似按幂律递减的。

表 2 按 $dN/dD = No \exp[-AD]$ 式拟合粒子谱的 $No(m^{-3} \mu m^{-1})$, $A(mm^{-1})$ 值(D 为 μm)

821208			830109 A		
高度(m)	No/A		高度 (m)	No/A	
	D<300	D>400		D<300	D>400
1100	764/18.7	27.2/3.78	800	2384/21.8	4.43/1.99
2400	539/19.8	21.7/4.22	1400	172/21.8	16.2/3.40
3000	288/17.5	18.6/5.12	2000	82/24.6	4.8/3.69

3. 雪含水量及降雪强度的高度演变

根据各层雪粒子谱资料,按下式计算雪态含水量(IWC)及降雪强度(I),式中 D_i 为雪粒直径, N_i 为对应之浓度, A_m 、 B_m , A_v 、 B_v 分别为质量、落速与雪粒直径间的经验回归系数, C 为单位转换系数。

$$IWC = \sum_{i=1}^n N_i A_m D_i^{B_m}$$

$$I = C \sum_{i=1}^n N_i A_m D_i^{B_m} A_v D_i^{B_v}$$

按所观测的雪晶形态取 $A_m = 0.044$, $B_m = 3.0$, $A_v = 1.349$, $B_v = 0.637^{[2]}$, 计算结果如图 5。三例中的降雪都主要增长于 2000 m 以下的低层, 占总降雪量的 70% 以上, 2000 m 以上仅占 3% 至 34%, 详见表 3。

4. 降雪强度的水平变化与强降雪带

821208 例中, 在 3700 m 高度飞机以近垂直于锋区的航向穿越锋区, 该高度层锋区水平宽度约为 80 km, 锋区内平均水平温度梯度 $0.114^{\circ}C km^{-1}$ 。在锋后锋区下界附近观测

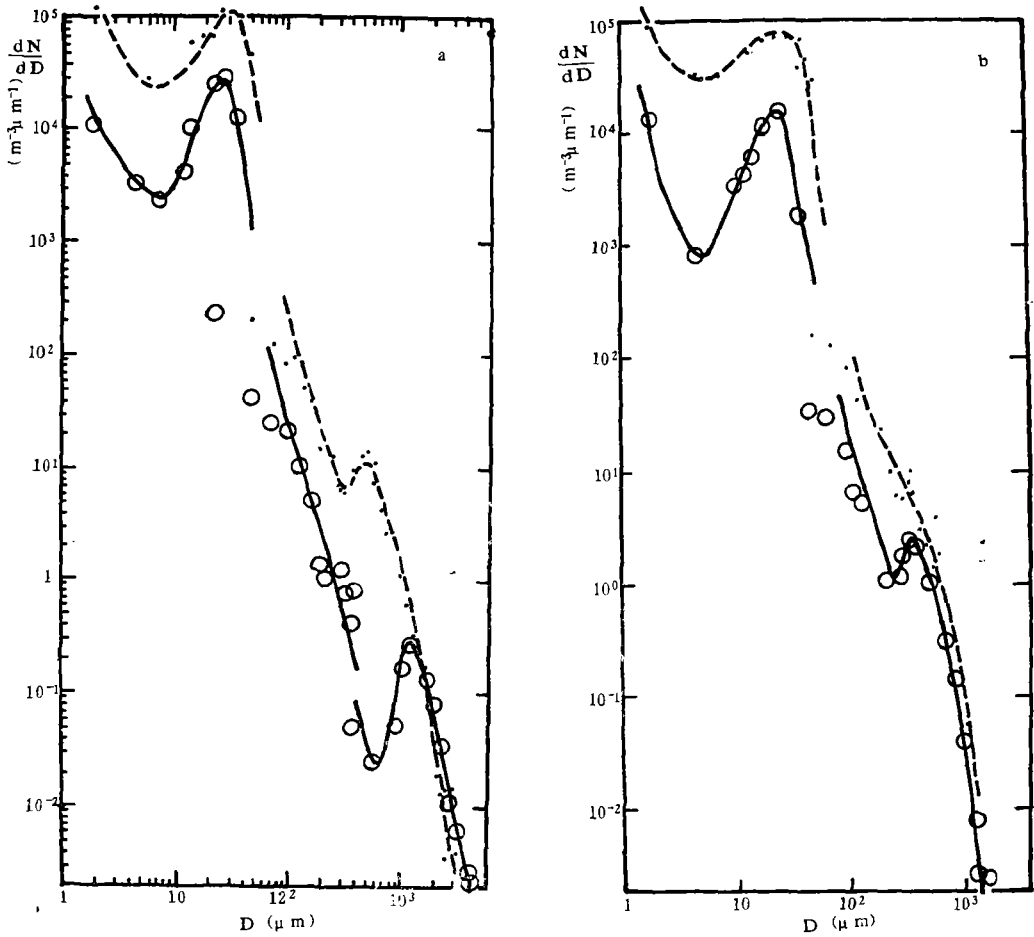


图 4 2—6000 μm 直径范围内的粒子谱
(a 为 700—1100 m 层, b 为 3000—4000 m 层, 虚线为 821208 例, 实线为 830109A 例)

表 3 降雪强度的变化特征

飞行编号	821208	830109A	830109B
I 2000 m (mm h^{-1})	0.033	0.010	0.072
I 700 m (mm h^{-1})	0.58	0.33	0.21
地面实测 (mm h^{-1})	~0.50	~0.10	~0.15

到一个 30 km 宽的降雪带, 地处天山北坡, 降雪强度有 4 次明显的升降, 其中强降雪核心区的水平尺度为 1—2 km, 即具有对流泡体的尺度, 雪带中的最大降雪强度值, 粗估为 1.8 mm h^{-1} ; 雪粒子的平均沉降数通量为 $1770 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$, 最大值为 $2668 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ 。

对应锋区上边界附近, 另有一水平宽度约 45 km 的强降雪带, 其中最强的区域约 20 km 宽, 温度为 -15°C , 降雪强度最大值超过 2.5 mm h^{-1} , 其中心地理位置在天山南麓吐鲁番上空附近。该日 08 时 500 hPa 层风向 250° , 风速 35 m s^{-1} ; 过吐鲁番南北向

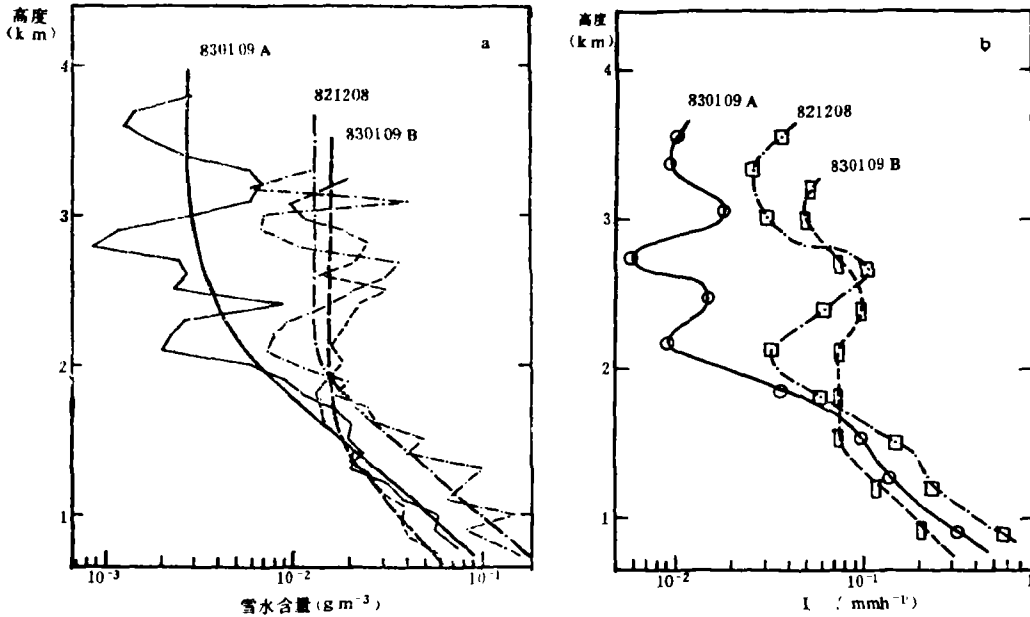


图 5 雪水含量(IWC)(a)与降雪强度(b)随高度的变化

地形坡度约为 1/12; 因此, 该处强降雪云的发展与地形的抬升作用有关。该雪带中雪晶的平均沉降数通量为 $5300 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 最大值为 $10479 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。吐鲁番地面观测有中云, 但由于低层湿度低, 降雪并未达地, 根据高空风向及降雪高度考虑, 这类雪带的降雪对高山积雪可能起重要的补给作用。

图 6 为飞机穿越锋区时段观测的温度、降雪强度的水平分布与航线所经地区的地形高度。

四、讨 论

1. 边界层内供水云中垂直气流估算

上述几例中, 雪的增长过程包括锋上雪带的引晶作用及锋下云系中进一步增长两个阶段; 降雪在低层的迅速增强, 应与该层存在较强的垂直气流有关。利用降雪强度观测值, 结合大气温、湿层结资料, 在一定假设条件下, 可以估算大气中的垂直气流速度^[2-3]。本文所分析的几例中降水云均已为纯冰云结构, 无液态水积存, 因而在假定探测范围内低层降水水平向分布均匀, 降水转化充分的条件下, 利用各层的降水质量通量(I)、冰态含水量(IWC), 利用下式计算各层垂直速度值(W)。

$$\bar{W}_{i,j} = \frac{K(I_i - I_j)}{[\bar{F}_{i,j}(Z_i - Z_j) - (IWC_i - IWC_j)]}$$

上式中 $\bar{F}_{i,j}$ 为 i, j 层间的平均凝结函数, K 为单位转换系数, I_i, I_j 分别为 Z_i, Z_j 高度处的降水通量, 层距取 300 m 平均。表 4 为各例的计算结果。

表 4 的结果表明, 各例的低层都存在有较强烈的上升气流, 且随高度增加迅速减小, 与气流爬坡风造成的上升速度的随高度递减情况相似^[4]。各例的降雪时段中低层都有较

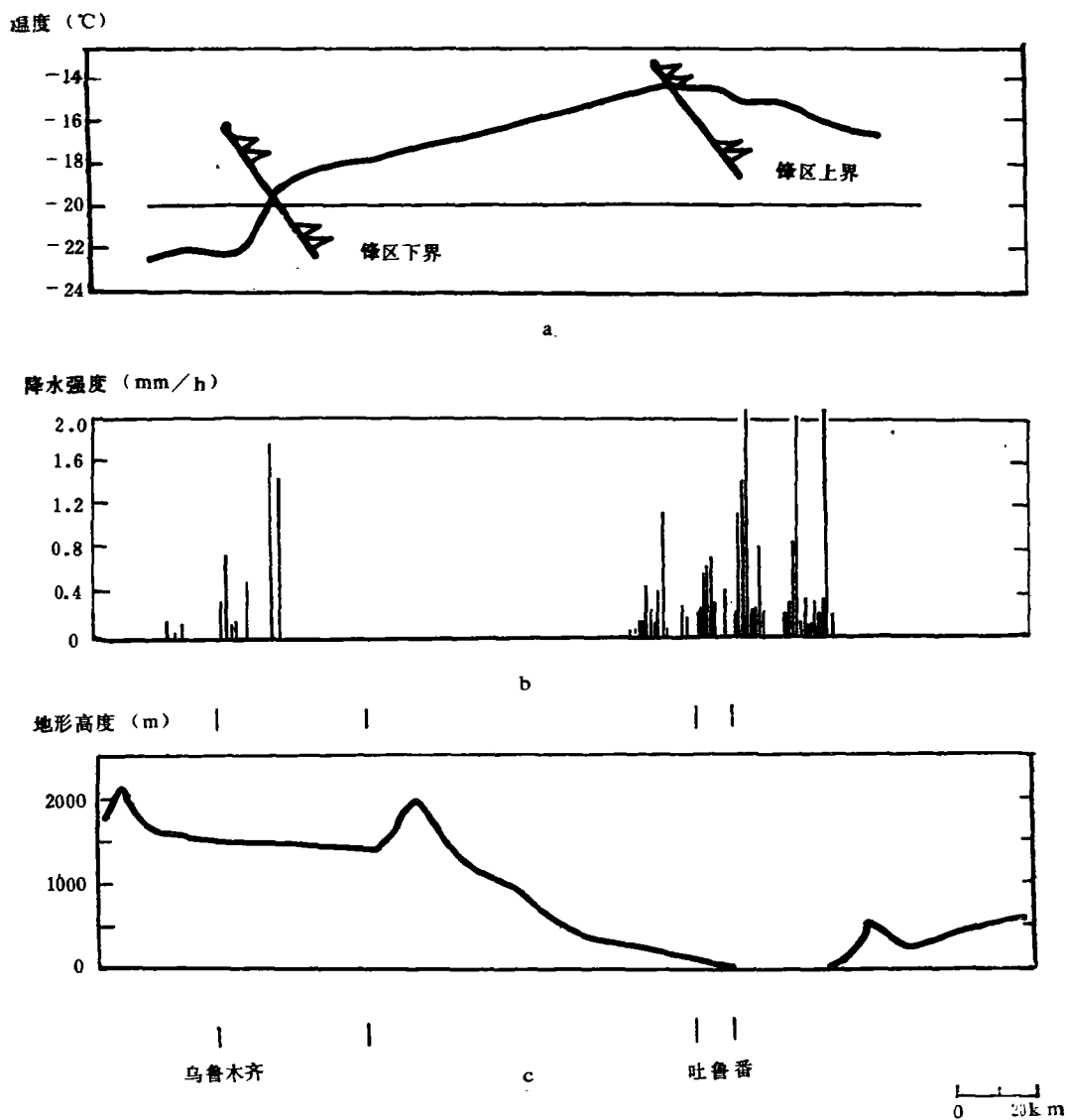


图 6 锋区两侧的温度(a)、降雪强度(b)与航线地形高度(c)的水平变化

表 4 2000 m 以下各层垂直气流速度值(单位为 cm s^{-1})

高度层 (m)	821208	830109 A	830109 B
900—1200	26.9	10.6	5.94
1200—1500	5.79	2.97	3.30
1500—1800	8.67	5.19	<0
1800—2100	2.66	2.71	0.42
2100—2400	<0	<0	<0

强的北或西北风,如 821208 例中地面到 2000 m 层为强北风 14 ms^{-1} ,该地区南北向地形坡度为 15%至 4%;低层的强上升气流,可以用地形抬升给以解释。因此,地形影响是降雪主要增长于低层的动力学原因。从降水物理过程分析,地形作用于低层大气主要是增强了供水云。

2. 雪的增长微物理过程

根据表 3,在这三例中锋上云系对降雪贡献甚小,只起引晶作用。降雪主要在低层增长,该层液态水已不存在,地面测的雪晶也无凇附撞冻痕迹,说明雪晶只通过凝华和攀附增长。为估计这两者的相对重要性,据观测的粒子谱,按 $\sum ND$ 与 $\sum ND^2$ 两式分别估算凝华、攀附增长因子。结果表明,在 821208 例中约有 60%的水汽将凝华在直径小于 $300 \mu\text{m}$ 的冰晶上,由于冰晶浓度高,每个冰晶的增长速度很慢。按平均 10 cm s^{-1} 的上升气流速度供应水汽,每秒凝结水量是 $9.36 \times 10^{-11} \text{ g cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$;则在每个冰晶上的平均凝华率约为 $2.44 \times 10^{-9} \text{ g s}^{-1}$,因此,在低层的大量冰晶很难长大至可沉降大小,并在云中累积,这可能是造成该层高冰晶浓度的重要原因。

在每个雪晶上的凝华率约为 $1.4 \times 10^{-8} \text{ g s}^{-1}$,取雪晶落速 1 ms^{-1} ,下落 1 km 后质量增长为 $1.4 \times 10^{-5} \text{ g km}^{-1}$,与表 1 所列资料比较,低于实测值($2.6 \times 10^{-5} \text{ g km}^{-1}$)。造成这种差异的最大可能是雪粒还通过碰并攀附过程增长,冰晶凝华增长的重要作用可能是使被雪晶碰并沉降的冰晶、雪晶得到补充;因此,在本例中雪的增长,凝华与碰并攀附过程具有同等的重要性。

3. 高空降雪带的监测

观测表明上述几例中的降雪都与上层降雪带的发展状况有关。中层(-25° 至 -30°C 层)自然引晶降雪带是否存在,以及其强度如何是判断自然降水转化与人工增雪条件的重要指标。为利用雷达定量监测高层降雪带,据空中雪带雪粒子谱计算了雷达反射因子(Z), $Z [\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}] = \sum n_i D_i^6$,式中 D_i 为雪粒子的当量融滴直径, n_i 为相应大小粒子的浓度。计算结果如表 5,表 5 中最下一组数据为 821208 例中高空降雪带中雪粒子浓度 N_s [个 m^{-3}] 与对应的降雪强度 I [mm h^{-1}] 值的相关,这种相关表明有可能根据雷达监测判断高层降雪带对下面云层的引晶强度。

表 5 Z [$\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$]、 I [mm h^{-1}]、 N_s [个 m^{-3}] 间的相关式

飞行编号	相关式	相关系数	样本数 n	I 的范围
821208	$Z = 142 I^{1.036}$	0.962	36	0.001—2.52
830109A	$Z = 240 I^{1.042}$	0.976	48	0.003—0.50
821208	$N_s = 7465 \lg(41 I)$	0.889	21	0.02—2.52

根据乌鲁木齐市气象台 711 型雷达的标定结果,按上述相关式估计,仅对较强的降雪雷达才能观测到降雪回波。在 821208 例中,飞行时段观测的机场上空回波顶高为 2000 m 左右,对应的降雪强度为 0.06 mm h^{-1} ,这与飞机实测结果基本一致。因此,利用 711 型雷达不易测到高空弱降雪带。

五、结 语

通过上述分析，对新疆冬季降雪云物理特征的初步认识是：

1. 受地形影响，该地区的降雪主要增长于冷锋后距地 1500m 以下的低层，该层对雪质量增长的贡献超过 70%。锋上云系对降雪的贡献低于 30%，但起重要的引晶作用，高空降雪带向下层的引晶率为 10^3 至 10^4 个 $m^{-2}s^{-1}$ 。

2. 高空强降雪带的宽度为 20 至 40 km。位于天山两侧的高空降雪带，可能受天山地形影响而加强，山南侧的降雪带中 3700 m 高度层的降雪强度可达 $2.5 mmh^{-1}$ ，降雪虽未及地，但对高山积雪可能起重要的补给作用。

3. 受地形抬升，天山北侧低层大气有较强的上升气流；冰晶增长下落到冰面欠饱和条件下蒸发与再上升至冰过饱和条件下增长的交替进行而造成的冰晶积累，可能是产生低层高冰晶浓度的原因。由于低层冰晶浓度高，冰晶粒子很难直接增长为雪晶下落，因此，冰、雪晶的碰并攀附可能是降雪增长的重要过程。

新疆冬季降雪系统都伴随冷空气侵入发生，但各例间的微物理过程特征有很大差异。本文分析的个例仅是其中一种类型，且是降雪过程中的某一时段，还不能就此得出一般性的结论，仍需做更多的个例分析。

参 考 文 献

- [1] 游来光、马培民，我国人工降水资源研究进展，气象科学技术集刊，第 9 期，气象出版社，1985。
- [2] Heymsfield, A. J., Precipitation development in stratiform ice clouds: A microphysical and dynamical study, *J. Atmos. Sci.*, 34, 367-381, 1977.
- [3] Bannon, J. K., The estimation of large-scale vertical currents from the rate of rainfall, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 74, 319, 1948.
- [4] 朱乾根等，天气学原理和方法，230，气象出版社，1981。

THE MICROPHYSICAL STRUCTURE OF SNOW CLOUD AND THE GROWTH PROCESS OF SNOW IN WINTER IN XINJIANG

You Laiguang Wang Shourong
(Academy of Meteorological Sciences, SMA)

Wang Dingfeng Chi Yuming
(Xinjiang Meteorological Bureau)

Abstract

The microphysical structure and growth process of snow was observed by means of instrumented aircraft, weather radar, snow crystal observation and others during the winter in 1982 in Ürümqi region. Some preliminary results was obtained, it shows that more than 70% of snow mass growth is produced in the lower cloud under the cold front. In the lower cloud, the ice crystal concentration is as high as 60 per litre, and the supercooled water is absent, so that the diffusional growth of ice crystals and the aggregation of snow crystals are important process for the snow development. The microphysical structure and the function as a seeder cloud of snow band aloft near the aerofront are also described.