

新疆准噶尔盆地冬季系统性降水研究

II. 理论探讨

刘玉宝 胡志晋 游来光

(气象科学研究院人工影响天气研究所)

提 要

根据对北疆盆地冬季冷锋降水个例的观测分析^[1], 建立一个二维动力场给定、微物理时变的冷云模式。模式考虑了云水、云冰、雪、霰和水汽五种水元间 16 个微物理过程。本文用其研究了无扰动层状云、发生泡区和高空引晶自然播撒作用于层状云和飞机播撒层状云的降水发展过程, 并用一维模式作一些模拟补充。模拟表明, 无扰动层状云内液水丰富、冰粒子少, 降水不充分。高空引晶自然播撒能大大加强层状云降水。低层发生泡既产生更多的云水又提供大量冰晶, 对增加降水有双重作用。模拟得出各个过程中不同部位的各微物理过程相对重要性的时间演变, 清楚地解释了观测发现的一些主要降水特征。对层状云飞机播撒同样能加强降水形成, 播撒后主要增水区约 10 公里宽且有最大剂量限制。泡区人工播撒可进一步增加降水, 而在自然播撒区再作人工播撒效果不好。

一、引言

国内外近年来对层状云降水研究表明, 在锋面云系内多存在中、小尺度扰动结构^{[2]—[4]}。中高纬气旋的六个典型雨带中, 大多数存在发生泡加强降水的现象。我们通过分析北疆冬季降水过程, 得到了一个在锋面系统入侵时, 由小尺度扰动作用于低层层状云 (LS_c) 的“催化-供水”降水模型^[1]。为了进一步探讨这一模型形成降水的宏微观过程, 从理论上检验和解释这一降水机制以及评估北疆盆地人工增雪潜力, 我们进行了云数值模拟试验。

在降水层状云的模拟方面, 胡志晋等^{[5][6]}提出的模式, 虽然详细考虑了云中各个微物理过程, 但限于一维, 不适于模拟中小尺度扰动与大片层状云间相互作用及水平交换过程。Hobbs^[7]针对云中自然播撒现象作出二维动力定常微物理模式, 但其中微物理过程考虑较少, 特别是没有考虑冰粒子浓度参量和冰晶繁生过程等。为此, 本文建立了输入动力场包括有详细微物理过程的二维冷云模式。针对 1984 年 11 月 21 日北疆降水的观测分析, 重点研究了发生泡、高空引晶和人工播撒对 LS_c 降水的加强。

二、模式

1. 模拟区选取与背景场设计

根据天山北坡的降水特征,模拟区选为天山北坡上垂直于天山走向高度—水平剖面。模式区水平 20 公里 ($I=1-40$), 垂直 6.2 公里 ($J=1-31$)。大片 LS_c 是天气系统和地形共同作用而形成的。考虑到天山北坡抬升和系统与地形辐合,参考过去对层状云内上升气流的观测,取模式背景场垂直速度在 600 米高度最大,最大值取 0.23 米/秒。根据 1984 年 11 月 21 日降水持续时间和天山北坡有些地区降水很少的特点,调整背景场速度随时间变化。模式区垂直速度水平均匀:

$$W = \begin{cases} 0.25(J-4)/4 \times XK + 0.25XK & Z \leq 600 \text{米} \\ 0.25 \exp(-|J-4|/6) \times XK & Z > 600 \text{米} \end{cases}$$

其中 XK 取值为:模拟时间从 0—100 分钟为 0.9; 100—200 分钟为 0.7; 200—300 分钟为 0.5; 以后为 0.2。

取中心轴上 $u=0$, 再由 $\rho \partial u / \partial x + \partial \rho w / \partial z = 0$ 定 u 。

2. 基本方程

根据新疆冬季降水云特征,选取水汽 (v)、云水 (c)、冰晶 (i)、雪晶 (s) 和霰 (g) 五种水元,预报它们的比质量 (M) 和后三者的比浓度 (N)。共有 10 个方程:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{\partial u A}{\partial x} - \frac{\partial w A}{\partial z} - \frac{w A \partial \rho}{\rho \partial z} + K_x \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + K_z \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial V_A A \rho}{\partial z} + \delta_A$$

式中 A 表示 $M_v, M_c, M_g, N_g, M_s, N_s, M_i, N_i$; 以及温度扰动 T' 和雪粘附度 F_s 。 V_A 为落速,对 T', M_s, M_c 均为 0。 δ_A 为源汇项。 K_x, K_z 分别为水平、垂直方向湍流交换系数,其值按 Tripoli 和 Cotton^[6] 的方法计算,即由变形度 DEF 和 R_i 确定:

$$K_x = \begin{cases} \frac{0.4}{\pi} DX^2 |DEF| (1-R_i)^{1/2} & R_i < 1.0 \\ 20 & R_i \geq 1.0 \end{cases}$$

K_x 最大取为 100 米²/秒,最小为 20 米²/秒。 $K_z = K_x (DZ/DX)^2$ 。

3. 微物理过程

在选取的五种水元间考虑 16 个微物理过程 (图 1)。其处理方法主要采用胡志晋等^{[5][6]} 研究结果。本文作如下几方面修正:

(1) 为区分冰晶和雪晶的不同作用和便于与观测 (2D-P, 2D-C 资料) 比较,划分霰冰粒子 $D \geq 300$ 微米为雪,否则为云冰。云冰与雪采用相似的谱分布和质量—尺度、落速—尺度关系式,但系数作了修正。

(2) 利用算得的结淞度 F ,修正结淞雪的质量—尺度、落速—尺度关系^[6]

$$M'_s = A'_{ms} D_s'^2 \quad \text{其中} \quad A'_{ms} = \frac{A_{ms}}{1 - F_s (1 - D_g/D_s)^2}$$

$$V'_s = A'_{vs} D_s'^{1/3} \quad \text{其中} \quad A'_{vs} = A_{vs} [F_s (V_g/V_s - 1) + 1]$$

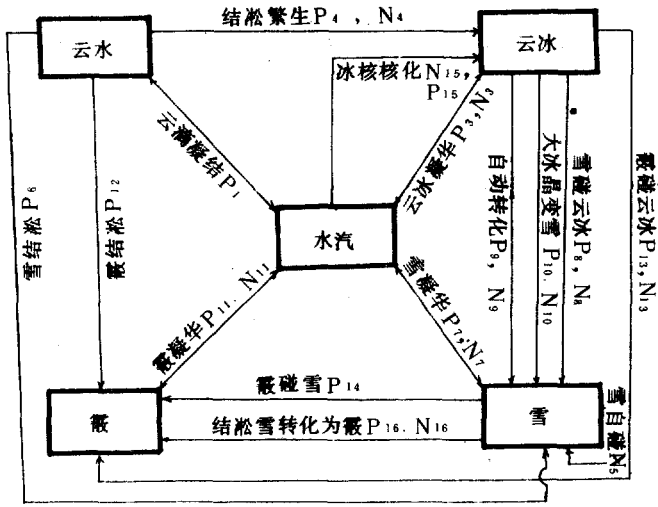


图1 五种水元间相互转换过程

考虑到层状云中霰为干增长,取霰的落速为:

$$V_g = A_{r2} D^{0.6}$$

(3) 云冰与其它水元间的相互转化

A. 云冰凝华与升华:(视冰晶为圆盘形)

$$P_3 = 4N_i K_D \rho (M_i - Q_m) \left[1 + \frac{L_e + L_v}{K_r T} K_D \rho Q_m \left(\frac{L_e + L_v}{RT} - 1 \right) \right]^{-1} \cdot \sqrt{\frac{M_c}{6A_m N_i}}$$

当云冰升华时浓度减少: $N_3 = \frac{P_3 N_i}{M_i}$

B. 云冰自动转化为雪,采用参数化方法^[10]:

$$P_9 = \begin{cases} \alpha_1 (M_i - M_{i0}) & M_i > M_{i0} \\ 0 & M_i \leq M_{i0} \end{cases}$$

$$N_9 = \frac{P_9 \cdot N_i}{2M_i}$$

C. 冰晶长大变为雪(参见附录^[9]):

$$N_{10} = N_i e^{-c} (1 + c) / 600$$

$$P_{10} = N_i A_m e^{-c} \left(\frac{24}{c_1^2} + \frac{18}{c_1} \cdot 3 \times 10^{-4} + 2.7 \times 10^{-7} + c_1 \cdot 2.7 \times 10^{-11} \right) / 600$$

其中: $c_1 = (6A_m N_i / M_i)$, $c = c_1 \cdot 3 \times 10^{-4}$

D. 雪碰云冰:

$$P_8 = \frac{\pi}{4} \Gamma \left(4 \frac{1}{3} \right) A'_{r8} \cdot \rho M_i \overline{E_{is}} \left(\frac{M_s}{6A'_m N_s} \right)^{\frac{1}{6}} \cdot N_s \cdot \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\alpha_2}$$

$$N_8 = P_8 N_i / M_i$$

E. 霰碰云冰:

$$P_{13} = \frac{\pi}{4} \Gamma(3.6) A_{13} \cdot \rho M_i \bar{E}_{i,1} \left(\frac{M_i}{6 A_{m,1} N_i} \right)^{\frac{2.6}{3}} \cdot N_i \cdot \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\alpha_2}$$

$$N_{13} = P_{13} N_i / M_i$$

(4) 考虑到大的雪粒比小的更易结凇, 取:

$$P_{16} = M_s e^{[18.0(F_s - 1)]} / 40$$

$$N_{16} = N_s e^{[22.0(F_s - 1)]} / 40$$

其余过程参见文献[5]。由这 16 个过程可确定 10 个方程中的源汇项 δ_A :

$$\delta_{T'} = \frac{L_c + L_v}{C_p} (P_3 + P_7 + P_{11} + P_{15}) + \frac{L_v}{C_p} P_1 + \frac{L_s}{C_p} (P_8 + P_{12}) - W \Gamma_s$$

$$\delta_{M_r} = -P_1 - P_3 - P_7 - P_{11} - P_{15}$$

$$\delta_{M_c} = P_1 - P_6 - P_{12}$$

$$\delta_{M_i} = P_3 + P_4 + P_{15} - P_8 - P_9 - P_{10} - P_{13}$$

$$\delta_{N_i} = N_3 + N_4 + N_{15} - N_8 - N_9 - N_{10} - N_{13}$$

$$\delta_{M_s} = P_6 + P_7 + P_8 + P_9 + P_{10} - P_{14} - P_{16}$$

$$\delta_{N_s} = N_7 + N_8 + N_9 + N_{10} - 0.5 N_s - N_{14} - N_{16}$$

$$\delta_{M_e} = P_{11} + P_{12} + P_{13} + P_{14} + P_{16}$$

$$\delta_{N_e} = N_{11} + N_{16}$$

$$\delta_{F_s} = \left[\frac{F_s M_s + P_6 \cdot \Delta t}{M_s + (P_6 + P_7 + P_8 + P_9 + P_{10}) \cdot \Delta t} - F_s \right] / \Delta t$$

4. 初边条件和差分格式

(1) 初值条件:

北疆 11 月 21 日降水始于 01 时左右, 模式初始层结采用降水前约 1 小时 (00 时 20 分) 机场实际探空。模拟开始时取天空无云。

(2) 边界条件:

大片云区水平均匀, 模拟区仅是其内一小区, 故取顶边界固定为初值, 底边界让粒子下落, 侧边界各量梯度为 0。

(3) 差分方法:

由空间步长 $DX = 500m$, $DZ = 200m$ 和一维稳定性判据 $Dt \leq \beta DZ / W$ 同时 $\leq \beta DX / u$, 取时步 10—30 秒。云滴凝结用小步长: $Dt' = 2$ 秒。采用时间向前、空间迎风的差分方法。用两次平流法, 每步均加入五点空间平滑, 平滑系数为 0.02。

5. 模拟的物理过程设计

用二维模式主要模拟四个过程, 另外还用与二维过程相应的一维模式作灵敏度试验。

(1) 层状云过程: 模拟计算背景场作用下的水平均匀云场。

(2) 发生泡作用过程: 根据观测发现的实际泡区特点和以往对泡的认识^{[11][12]}, 在层状云中上部加入垂直速度扰动区, 泡内最大垂直速度为 1.0 米/秒; $W' = \{-1.0|\sin[(I - 20)\pi/12]| + 1.0\}e^{-14-J/3}e^{-|TIME-140|/40}$, 其中 $14 \leq I \leq 26$, $10 \leq J \leq 17$, $TIME > 90$ 分。水平扰动速度由连续性方程和取中心轴上 $w' = 0$ 得到。

(3) 自然播撒作用过程: 观测发现北疆 LS_c 与北美气旋云系不同, 云上为很干的层, 自然播撒区中冰晶主要在 LS_c 内长大。我们在云顶给出冰晶浓度模拟高空引晶或冰核预活化作用。取: $N_{it} = (-10.0|\sin(I - 20)\pi/40| + 10.0)e^{(-13-J/2)/2}e^{-|TIME-140|/40}$, 单位(千克·秒)。其中 $12 \leq J \leq 15$, $TIME \geq 140$ 分。

(4) 人工播撒作用过程: 在层状云顶附近加入瞬时点源冰晶, $N_s = 6 \cdot 10^6$ /千克($TIME = 160$ 分, $I = 20$, $J = 11$), 相当于飞机 0.5 千克/千米干冰播入量。

(5) 一维试验: 进行待定参数和假设条件的灵敏度试验及研究扰动系统强弱对降水的影响。

三、 模拟结果分析

模拟得到了云结构及演变的细节(各水元特征参量场), 揭示了降水形成机制(微物理转化率)。下面列出主要结果, 详见论文[9]。

1. 无扰动层状云的模拟

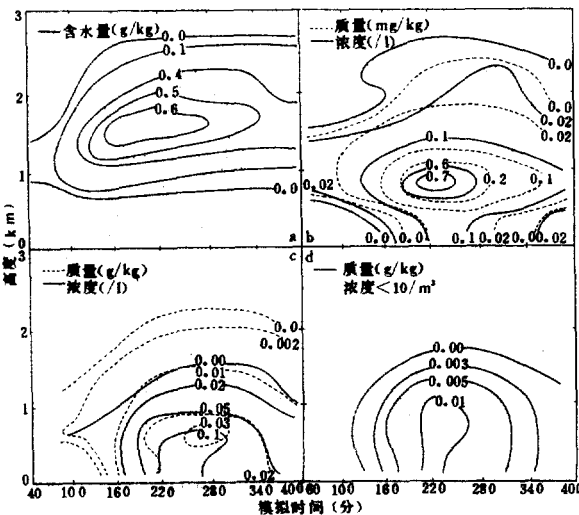


图2 无扰动层状云云水(a)、冰晶(b)、雪(c)、霰(d)的演变

无扰动层状云水平均匀, 其演变见图2。云厚约 1.9 公里, 云底高 800 米。云内液水丰富, 冰粒子较少, 最大液水含量达 0.6 克/千克左右, 而冰晶浓度最大仅 700/千克。最大雪浓度为 100/千克, 最大霰浓度小于 10/千克。地面降水形成于 100 分钟, 降水强度较小, 最大仅 0.191 毫米/小时。降水以强结淞雪和霰为主。这些特征与天山北坡上一些站地面降水形态和强度很一致。可见模拟得出的层状云与 11 月 21 日 LS_c 粗略一致。模拟分析得知 LS_c 的降水机制为:

(1) 背景场辐合上升导致云水生成, 云水凝结率为 $10^{-5} - 10^{-4}$ 克/[千克·秒]量级。

(2) 云中冰晶核化生成率为 $10^{-2} - 10^{-1}$ /[千克·秒]。云下部繁生明显, 速率高达 0.7/[千克·秒], 但它们边增长边下落, 对云的中、上层降水过程作用很小。

(3) 降水以结淞增长为主, 比凝华增长率高一个量级, 降水消耗云水速率比云水凝结供给率几乎小一个量级, 云中降水很不充分。

2. 发生泡作用于层状云的数值模拟

泡扰动在层状云内形成一降水发展中心。泡内凝结出较多云水,最大达 0.7 克/千克,同时核化产生大量冰晶,最大核化率达 $3/[\text{千克} \cdot \text{秒}]$ 。这些冰晶一面消耗泡区过冷水,另一方面向四周输送(平流和湍流),起到对泡区及其附近的层状云引晶作用。图 3 为模拟泡作用 190 分钟时云降水微结构。

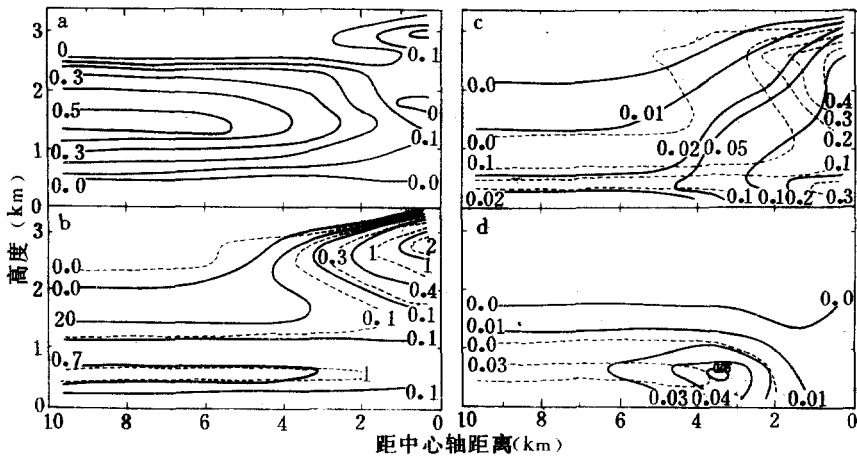


图 3 泡作用模拟至 190 分钟时云中云水(a)、云冰(b)、雪(c)、霰(d)分布
 实线为含水量(a. c. d 单位为, 克/千克, b. 单位为 10^{-3} 克/千克), 虚线为浓度(单位为 1/升)

泡作用下产生的地面降水, 泡区以降雪为主, 外区以降雪为主(图 4), 这是泡区冰晶浓度大, 消耗云水多所致。从地面降水强度, 雪强和霰强时间演变(图略), 可以看出泡区降水强度出现在霰强极大和雪强极大之间, 即在降雪为主变为降雪为主的时候, 与 11 月 21 日机场降水一致。模拟分析得知, 这是泡扰动冰晶源作用于含有丰富云水的供水云产生降水的基本特征。其产生原因是: 在霰、雪强峰值之间时段上, 云水丰富且冰晶较多, 结凇和凝华增长均占优势。

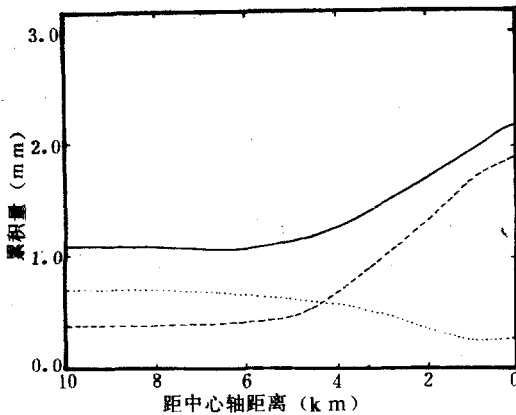


图 4 泡作用地面累积降水量(实线)、降霰量(点线)和降雪量(虚线)的水平分布

泡作用初期, 霰粒在云下部碰云滴造成冰晶繁生, 速率高达 $10^6/[\text{千克} \cdot \text{秒}]$, 它们多在云下部长大下落。模式没有考虑雪晶形状变化, 但从温度判断繁生冰晶应为针状。这与机场观测到的大量针状雪晶是一致的。观测和模拟均发现地面最大冰粒子浓度通量

超前于最大降水强度出现, 繁生过程对此有一定作用。

3. 自然播撒加强层状云降水的模拟

层状云顶持续的小冰晶供给, 加强了下部云水向降水的转化。从图 5 可形象地看到这一降水发展过程特征。受播撒强的区域冰晶浓度大, 云水量被消耗较多。下掉冰晶激发了云水向降水的转化。播撒初期, 结冻增长为主, 增长率为 10^{-4} 克/[千克·秒]量级, 比凝华增长率大 2 个量级, 形成降雪。以后云水被消耗变少, 冰水转化以贝吉龙过程为主。最后部分区域云水耗尽, 冰晶处在水面不饱和环境下凝华增长。雪晶浓度较大, 雪与雪和雪与云冰碰并过程明显。地面上降水以雪为主, 播撒量少的区域降水也少, 但降雪的比例大些。总的来说, 降雪量比发生泡作用下的少。地面降水强度、霰强和雪强的时间演变与泡作用相似。降雪量虽小, 但瞬时霰强最大值较大, 为 0.953 毫米/小时。与泡作用不同, 地面降水强度极大值落后于冰粒子浓度通量极大值约 1 小时。

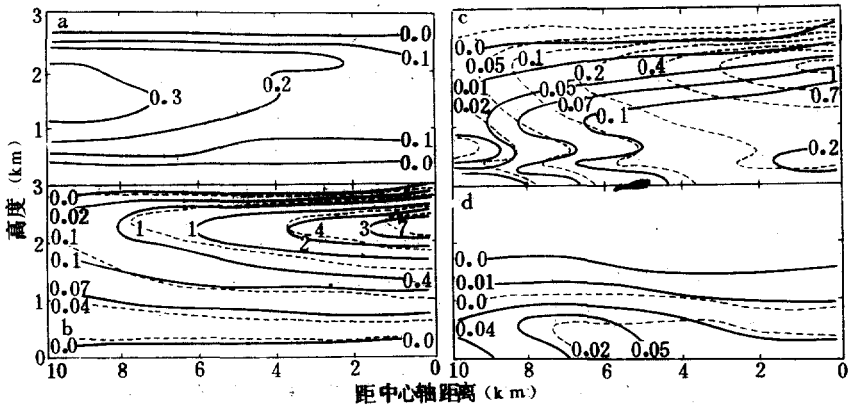


图 5 自然播撒模拟至 280 分钟时云发展状况(说明同图 3)

模拟发现, 不同播撒量对降水加强程度不同, 播撒粒子在层状云顶附近增长很快。这就解释了自然播撒区回波顶高少变、回波边缘模糊的特征。模式区边缘(引晶量较小)的降水与 11 月 21 日呼图壁后一阶段降水一致。另外, 本文模拟结果与 Hobbs^[7]的结果相近, 即自然引晶导致云内冰晶浓度增加, 主要通过贝吉龙过程转化云水为降水。他得出自然播撒使降水强度增 4 倍, 本文是降水强度增 2 倍, 降水量增 4 倍。

然而在泡模拟和自然播撒模拟中得到的冰晶浓度比实测偏小, 可能是模式中考虑的过程尚不全面(如破碎繁生等)和机载 2D-C 探头的精度不够所致。

4. 飞机播撒层状云的数值模拟

在已形成的层状云顶处加上冰晶瞬时点源后, 小冰晶在水面饱和和环境迅速增长, 同时向四周扩散。播撒后 40 分钟, 冰晶扩展宽度为 10 公里。在中心轴附近 3 公里范围内云水已被耗尽; 霰仅在云低层存在。随冰晶进一步增长, 霰变得更少, 冰晶和雪的高浓度中心不断下移且最大浓度减小(图 6)。至播撒后 260 分钟, 播撒冰晶大多转化为降水落出云体。

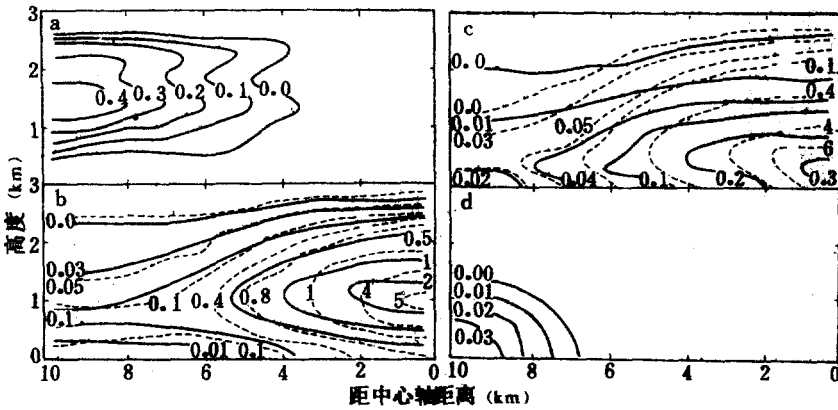


图 6 飞机播撒模拟至 280 分钟(播撒后 160 分钟)云结构(说明同图 3)

与泡和自然播撒相比,飞机播撒是集中、快速的作用。播撒作用区的降水主要为降雪,即凝华增长对总降水贡献比结冻增长大得多。冰粒子浓度较大,攀连较多,由此造成的冰粒子浓度减少率高达 $10^{\circ}/[\text{千克/秒}]$ 。从降到地面上的不同形态冰粒子的累积降水量,降水强度和浓度通量的时间演变(图略)可见,降水在中心轴最大,离轴愈远愈小,降雪量反之。播撒加强降水的区域约 16 公里宽,离中心轴 5 公里范围内加强更明显。播撒产生的高浓度冰晶不断向周围扩散并加强外区降水的生成。雪强演变与总降水强度演变很一致,中心轴附近最大霰强比泡和自然播撒小得多。比较地面降水强度和地面冰粒子浓度通量,可见最大浓度通量出现时刻与最强降水时刻几乎相同。

泡作用、自然播撒和飞机播撒对层状云降水都有明显加强。表 1 综合展示了这三种扰动产生的效果。

表 1 模拟各过程得到的最大降水强度和累积降水量及与实际观测比较

| 参 数 位 置 量 值 类 别 | 最大降水强度[毫米/小时] | | | 累积降水量[毫米] | | |
|--------------------------|---------------|---------|----------|-----------|---------|----------|
| | 中心轴 | 离轴 5 公里 | 离轴 10 公里 | 中心轴 | 离轴 5 公里 | 离轴 10 公里 |
| 无扰动层状云 | 0.19 | 0.19 | 0.19 | 0.58 | 0.58 | 0.58 |
| 泡作用 | 1.15 | 0.67 | 0.34 | 2.19 | 1.16 | 1.10 |
| 自然播撒作用 | 1.05 | 0.89 | 0.78 | 2.57 | 2.14 | 1.76 |
| 飞机播撒作用 | 1.10 | 0.30 | 0.12 | 2.48 | 1.00 | 0.53 |
| 实际观测(机场) | 1.47 | / | / | 3.1 | / | / |

5. 一维微物理模式试验研究

一维灵敏度试验主要是对动力假设条件(速度取值)和某些微物理参数试验。结果表明动力参数决定了总的可降水量,而微物理参数决定了降水以何种速率,何种方式发展。因此,模式得出的精确量值不一定与实际吻合,但模式能反映出物理图象和降水机制。这部分研究详见论文[9]。

模拟扰动强弱对降水的影响是通过改变泡区上升气流,变化自然播撒和人工播撒剂

量来实现的。另外还在泡区和自然播撒区进行人工播撒的模拟试验。结果表明:

(1) 泡扰动加强,降水增加明显,最大降水强度大幅度增加,但降雪、降雪量比值不变。随泡强度增大,最大霰强、最大雪强及其最大浓度通量出现时间提早。

(2) 改变自然播撒强度,各地面降水特征量最大值出现时间不变。播撒弱,则降水量与最大降水强度变小,但降雪增多。

(3) 飞机播撒剂量增加,降雪减少,最大雪强显著增加。总降水亦有增加。但当剂量大于 0.5 千克/公里时,再增加剂量则降水增加甚微。可见存在剂量极限。

(4) 泡作用区再施行人工播撒仍能进一步增加降水,而在强的高空引晶自然播撒区再播撒,增水不显著,且会减少最大降水强度,延缓降水时间。

值得注意的是,二维和一维模拟均发现在扰动作用后期,云中液水有恢复,这与天山北坡持续地形抬升和 11 月 21 日降水观测结果是一致的。因此在人工作业时可考虑降水后期再播撒。

四、结 论

根据北疆冬季降水观测分析,建立了二维微物理模式,重点模拟了扰动系统对层状云的降水加强作用和降水发展机制。得出结论:

1. 模拟表明 LS_c 内液水充分,冰粒稀少,主要通过结凝过程产生少量降水。
2. LS_c 内嵌入发生泡扰动后,可产生较大降水。泡不仅产生大量冰晶,还加强了水汽凝结。泡内冰晶传输到外区后加强了外区的降水。
3. 高空引晶自然播撒同样大大增强了层状云降水。自然播撒区冰晶多以凝华方式长大。
4. 在 LS_c 内施行飞机播撒,效果显著。飞机播撒能在短时间内“清扫”局地云水。在泡区进行播撒能进一步加强降水,而在自然播撒区再播撒,效果较差。
5. 飞机播撒影响范围约 20 公里宽,在 10 公里范围内降水增加显著。在一定条件下云中液水能恢复,必要时可以施行时、空的间隔播撒。播入剂量不宜过大,最好使其在云顶附近核化。

参 考 文 献

- [1] 刘玉宝、游来光、胡志晋,新疆准噶尔盆地冬季系统性降水研究 I. 降水模型,气象科学研究所院刊,3,1,1988。
- [2] Matejka, T. J., R. A. Houze, Jr. and P. V. Hobbs, Microphysics and dynamics of cloud associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 106, P29, 1980.
- [3] Browning, K. A. . and T. W. Harrold, Air motion and precipitation growth at a coldfront. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 96, P369, 1970.
- [4] Ggunn, K. L. S., M. P. Langleben, and A. S. Dennis, Radar evidence of a generating level for snow, *J. Met.*, 11, P20, 1954.
- [5] 胡志晋、严彩繁,层状云微物理过程的数值模拟(一)微物理模式,气象科学研究所院刊,1,1,1986。
- [6] 胡志晋、秦瑜、王玉彬,层状云的数值模式,气象学报,41,P194,1983。
- [7] Rutledge, S. A. . and P. V. Hobbs, The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitations in mid-latitude cyclones VIII. *J. A. S.*, 40, P1185, 1983.
- [8] Tripoli, G. J. . and W. R. Cotton, The cororade state university three-dimensional cloud/mesoscale model-1982. Part I:

General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. De. Rech. Atmos.* , **16**, P185, 1982.

- [9] 刘玉宝,新疆准噶尔盆地冬季系统性降水研究——一个例分析,气象科学研究所硕士研究生毕业论文,1986。
- [10] Lin, Y-L. et al. Bulk parameterization of snow field in a cloud model. *J. Clim. Appl. Met.* , **22**, P1065, 1983.
- [11] Wexler, R. and D. Atlas, Precipitation generating cells. *J. Met.* , **16**, P327, 1959.
- [12] Hobbs, P. V. and K. R. Bisaks, The cellular structure of narrow cold-frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* , **105**, P723, 1979.

A STUDY OF THE FRONTAL SNOWFALL IN ZHUNGEER BASIN OF XINJIANG IN WINTER PART II; THEORETICAL DISCUSSION

Liu Yubao Hu Zhijin You Laiguang

(Institute of weather Modification, AMS)

Abstract

A two-dimensional cloud model including detail microphysics is presented. The precipitation processes of stratiform clouds with or without small-mesoscale disturbances (such as generated cells and natural seeding et al.) and artificial seeding are simulated. The results are compared with observations. Calculations indicate that in the undisturbant stratiform clouds there exists plentiful supercooled liquid water which can not transform to snowfall due to lack of sufficient ice crystals, but when the disturbances act on the stratiform clouds, there will be a great deal of precipitation. Artificial seeding in the stratiform clouds or the disturbant regions of generated cells can increase snowfall in a large amounts. Mechanisms of the precipitation and artificial enhancement is discussed.