

降水性层状云系结构和降水过程的 观测个例与模拟研究

胡朝霞^{1,2} 雷恒池¹ 郭学良¹ 金德镇³ 齐彦斌³ 张晓庆¹

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100039

3 吉林省人工影响天气办公室, 长春 130062

摘 要 2004 年 7 月 4~6 日, 在我国东北地区有一次大范围的降雨过程。作者分析了此次层状云降雨的观测资料, 包括机载 PMS 资料、雷达资料以及地面雨强计资料等, 并用包含详细微物理过程的一维层状云模式进行了数值模拟, 用顾震潮的三层概念模型(把层状云垂直结构分为三层: 第一层为冰晶层, 第二层为过冷水层, 第三层为暖水层)分析了云的结构及降水形成过程。结果表明, 这个模型基本反映了降水性层状云的结构和降水产生的物理过程。在第一层中, 冰晶的凝华增长很重要, 也存在冰晶的碰并过程。在第二层中, 冰晶和雪的增长主要是通过凝华过程, Bergeron 过程作用很大, 但不同时刻 Bergeron 过程的作用程度不同。第三层中主要有云滴、雨滴和从第二层降落下来以后融化的雪和霰。云的第一层对第二层有播种作用, 冰晶层对降水的贡献为 7%, 过冷水层对降水的贡献为 54%, 暖水层对降水的贡献为 39%, 降水的产生中冷云过程作用稍大, 但暖云过程也起重要作用。

关键词 层状云 观测和数值模拟 三层模型 降水机制

文章编号 1006-9895(2007)03-0425-15

中图分类号 P426

文献标识码 A

Studies of the Structure of a Stratiform Cloud and the Physical Processes of Precipitation Formation

HU Zhao-Xia^{1,2}, LEI Heng-Chi¹, GUO Xue-Liang¹, JIN De-Zhen³,
QI Yan-Bin³, and ZHANG Xiao-Qing¹

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *Jilin Weather Modification Office, Changchun 130062*

Abstract The purpose of this paper is to analyze the structure of a stratiform cloud and physical processes of precipitation formation through the observational data of airborne particle measuring system (PMS), Doppler radar and rainfall in situ on 5 July 2004 in Changchun, Jilin Province. A numerical simulation is also conducted using one dimensional, time-dependent stratiform cloud model with detailed microphysical processes. The synoptic analysis shows that this stratiform precipitation process is induced by the typhoon, Mindulle, when it evolves into a low-pressure system. On the radar echo image, there is an obvious bright band. The observational PMS data indicate that the average number concentration of ice crystal is $2.6 \times 10^4 \text{ m}^{-3}$ and the supercooled water content is abundant above the 0°C level. Below the 0°C level, the water content is smaller. A one-dimensional cloud model is employed.

收稿日期 2005-12-05 收到, 2006-03-07 收到修改稿

资助项目 中国科学院创新项目 KZCX3-SW-225 和国家自然科学基金资助项目 40333033、40475005

作者简介 胡朝霞, 女, 1966 年出生, 副研究员, 主要从事云降水物理和人工影响天气研究。E-mail: huzx@mail.iap.ac.cn

The simulated results are well consistent with the observations. Koo Chen-Chao's three-layer cloud conceptual model can interpret the structure of the stratiform cloud well. In the first layer, namely ice crystal layer, the main water substance is ice crystal. The growth of ice crystals by deposition is very important. Besides this, the ice crystals grow also by collision-aggregation process that induces some snow crystals. The key parameter of this layer is the temperature of cloud top. In the second layer, namely supercooled water layer, there are composed by ice crystal, snow, graupel, cloud droplet and raindrop. The ice crystals grow by diffusion of water vapor to their surface due to the Bergeron process. The snow crystals grow by deposition. The snow crystals and graupels grow by collision and aggregation, collection and riming with snow crystals, graupel particles, and ice crystals. In addition, the cloud droplets transform to raindrops through autoconversion. The key parameters of the second layer are the content and thickness of supercooled water. In the third layer, namely warm water layer, the main water substances are cloud droplet, raindrop, and melting snow and graupel. The 50%–60% of raindrops below the melting level come from the melting snow crystals and graupel particles. The raindrops grow almost through gravitational collision. Therefore, the thickness and water content of the warm layer are the determinate factors.

The three layers, ice crystal layer, supercooled water layer and warm water layer, contribute 7%, 54% and 39% to the surface precipitation, respectively. The first layer seeds ice crystals and a little snow crystals to the feeder cloud (the second layer). And the second layer seeds snow crystals, graupel particles and raindrops to the feeder cloud (the third layer). The extent of Bergeron process is very different at different times and layers, and warm cloud process is crucial sometimes.

Key words stratiform cloud, observation and simulation, three-layer cloud conceptual model, precipitation mechanism

1 引言

层状云降水是自然界中一种重要的降水形式,大量的观测和分析表明^[1, 2]层状云结构和降水过程也是复杂的,不仅与云中冰晶浓度、云的厚度和过冷水含量有关,也与暖层特性有关,还与云内的微物理过程和动力过程有关^[3, 4]。1950年, Bergeron就提出了“播种云-供应云”的降水机制^[5], Hobbs等^[6]和 Herzegh等^[7]的观测也证实了暖锋雨带和宽冷锋雨带中存在着“播种云-供应云”的机制。层状云是我国北方的主要降水云系,也是人工增雨的主要作业对象。近年来,在我国北方地区开展过一些观测计划^[8, 9], 游来光等^[9]发现北方的层状云中也存在“播种云-供应云”的配置,中间还常夹有干层。胡志晋等还结合数值模拟研究^[10],探讨了层状云降水的机理和人工增雨的可能性^[11]。洪延超等^[12]用一维层状云模式研究了一次冷锋云系中的“催化-供给”云的微物理结构,分析了降水形成的过程。

顾震潮^[13]在20世纪60年代提出了一个层状云降水粒子形成的概念模型,概括为:在层状云云顶温度低于 $-20\sim-5^{\circ}\text{C}$ 左右时,层状云上部会生成冰晶,如果云底温度在 0°C 以上,那么冰晶在下

降过程中要经过三层或三个阶段。首先,要经过第一层即冰晶层。在冰晶层中起作用的是冰核,在冰核的作用下冰晶化。冰晶主要通过两个过程增长,即冰晶在饱和环境下凝华增长和在降落过程中相互碰撞并增长,这两个过程在这一阶段都比较缓慢。然后,冰晶在落入第二层即过冷水滴层后,进入生长的第二阶段。冰晶的凝华增长非常迅速,在过冷水滴层也能出现冰晶与过冷滴群之间的碰冻增长。最后,冰晶落入温度在 0°C 以上的第三层即暖水层。冰晶很快融化成水滴,融化的水滴主要靠与云滴碰并而增长。这个模型把层状云的垂直结构分成三层:冰晶层、过冷水层和暖水层。本文依据顾震潮的三层模型^[13]分析了2004年7月5日东北地区的一次降雨过程,利用机载PMS探测资料及雷达和地面观测资料,并结合数值模拟探讨了降水产生的可能机制。

2 天气背景分析

2004年6月23日下午,第七号热带风暴“蒲公英”(Mindulle)在西北太平洋洋面上生成,并于27日下午加强为台风,此后逐渐向台湾东南部沿海靠近,7月1日22:30(北京时间,下同)左右在台湾省花莲县附近沿海登陆。此后,风暴中心继

续向正北方向移动, 7月3日09:30在浙江乐清黄华镇登陆, 登陆时中心最大气压985 hPa, 中心附近最大风力10级。继而沿浙江沿海往东北偏北方向移动, 7月4日19:30前后在韩国瑞山一带沿海, 登陆时中心附近最大风力有8级, 图1为7月4日19:00的卫星云图。登陆后, 风暴中心继续向东北方向移动, 7月5日上午进入日本海海面, 演变为温带气旋。

在7月4日20时500 hPa高空图上(图略), 可以看到在内蒙古至华北北部有一西风槽, 在渤海湾和我国东北地区有一个气旋, 是为台风演变的低气压系统。在吉林、辽宁交界处有一伸向朝鲜半岛方向的相对湿区。此外, 在贝加尔湖以西有一气旋, 这有利于西风气流的维持。到7月5日08时, 气旋有明显发展, 在吉林、辽宁及内蒙古东北部形成中心为5640位势米的低涡系统(东北低涡), 周围湿区零散, 但辐合范围加大。在140°E附近有一个高压脊。7月5日20时, 环流变得紧凑, 西风槽南压, 同时由于副高西南侧的西北气流比较强盛, 使得台风演变的低气压北上形成一个低涡。

在7月4日20时700 hPa天气图上, 东北地区上空有一中心为3000位势米的闭合气旋, 两个湿区分别位于东北北部和朝鲜半岛及渤海湾地区, 同时也存在两个切变区, 位于北部的切变造成了冷暖气团的辐合, 产生强对流, 位于南部的切变使得暖性气团辐合加强。7月5日08时, 两个切变系统相互作用, 一个南压一个北抬, 演变成一个系统。20时彻底演变成一个中心为2960位势米的东北低涡, 中心在吉林与黑龙江的交界处。

在7月4日20时850 hPa上, 有一低气压中心位于朝鲜半岛, 与蒲公英台风位置一致。主要受西风槽的影响, 在内蒙古北部、华北北部、陕西和甘肃南部地区出现雷暴和阵性降水; 受气旋的影响, 吉林省东部及朝鲜半岛出现间歇性小到中雨。7月5日08时主要由于东北低涡的影响, 在吉林省中、东部地区及朝鲜半岛北部出现连续性小雨。此后, 随着低压系统的北移, 东北大部分地区都出现小到中雨。

3 云的宏微观结构特征

3.1 仪器设备和探测路线

在国产运-12飞机上装载了美国PMS公司生

产的前向散射粒子谱探头 FSSP-100(量程: 0.5~47 μm)、二维光阵粒子探头 OAP-2D-C(量程: 25~800 μm)和 OAP-2D-P(量程: 200~6400 μm)。2003年3月 FSSP-100、2D-C和2D-P三个探头均在美国PMS公司进行了标定。此外, 还有机载微波辐射计、GPS全球定位系统、温度湿度仪; 地面有5 cm多普勒天气雷达; 20个间距10 km站点组成的雨强计网以及3个雨滴谱测量点。

2004年7月5日, 吉林省人工影响天气办公室组织进行了飞机探测飞行。7月5日06:43飞机在长春机场起飞, 06:59升至1400 m高度(云底), 此时飞机外下雨, 云状以层积云(Sc)为主, 偶而可见地面。在云底水平飞行10分钟后继续上升, 在飞行至3900 m高度处发现机翼结冰, 07:43到达最高处(约6900 m), 此时可看见太阳(云顶), 然后飞机下降, 下降过程中观测到机外云状为高层云(Asop), 08:15降至1400 m高度, 再继续上升, 08:25至3600 m高度, 水平飞行探测约2分钟后仍继续上升, 08:38至5400 m高度, 水平飞行19分钟并进行播撒液态二氧化碳作业, 然后下降并进行飞机探测。飞机航线大体上是长春-伊通-长春。因此飞机探测的是气旋系统的西南部分边缘。

从飞机探测的结果可知: 云底高约1400 m, 零度层高度3900 m附近, 云顶高约6900 m。因此, 云的暖层厚度约2500 m, 冷层厚度约3000 m。

图2为7月5日08时长春站的环境温度廓线, 从地面到高空, 大气处于稳定状态, 空气湿度大, 0°C层高度位于570 hPa(4200 m)附近。

3.2 雷达回波特征

长春 Doppler 雷达位于吉林省气象局(天线经度: 125.25°E, 纬度: 45.90°N, 海拔高度291 m)。从7月5日00:25的PPI(平面位置显示器)回波图上可以看到, 在长春东南方向有一片东北-西南走向的云系, 强回波中心最大可达36 dBZ。此后, 云系向北、向西发展, 同时整个云系做逆时针方向运动, 与卫星云图上观测到的气旋型云系相一致。到06:15在长春周围100 km的范围内, 天空中布满云层, 且云的分布很不均匀。

在07:20至08:50飞机探测方向云的RHI(距离高度显示器)回波图上, 0°C层亮带非常明显。图3是2004年7月5日07:20时的雷达RHI回波, 方位角为179.9°(伊通方向), 可以看见云顶高

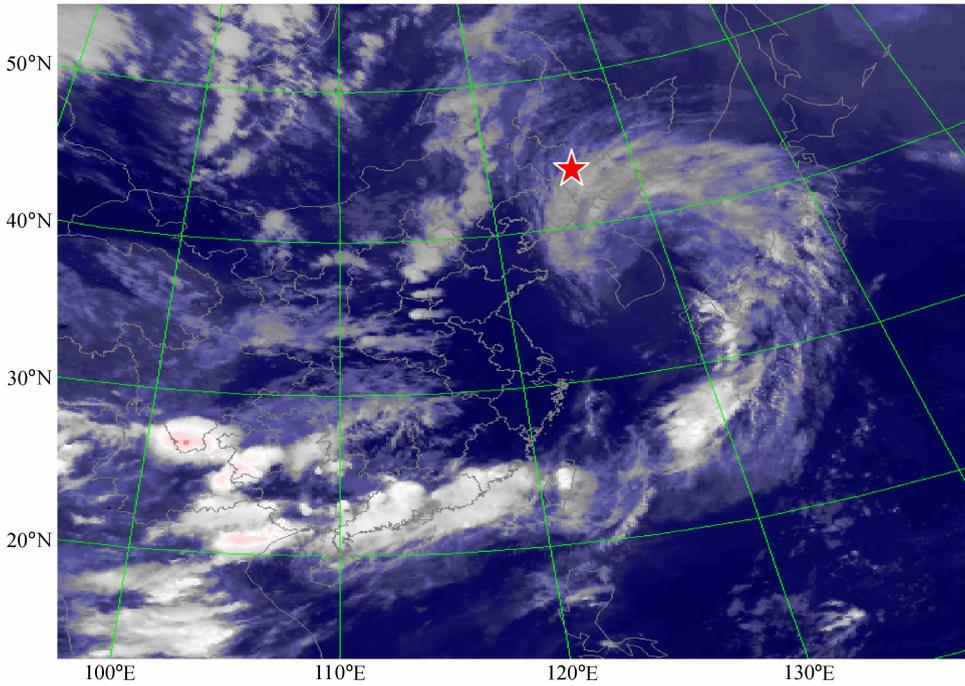


图1 2004年7月4日19时GOES-9卫星云图(五角星位置为吉林省长春地区)

Fig. 1 GOES-9 satellite infrared image at 1900 LST (Beijing time) 4 Jul 2004 (★ stands for Changchun, Jilin Province)

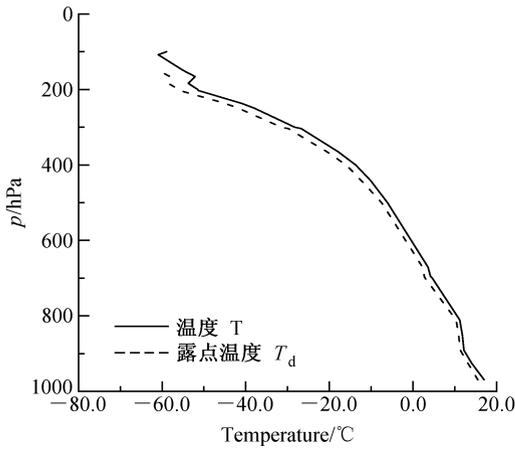


图2 2004年7月5日08时环境温度廓线

Fig. 2 Temperature (T) and dew-point temperature (T_d) sounding taken from Changchun, at 0800 LST 5 Jul 2004

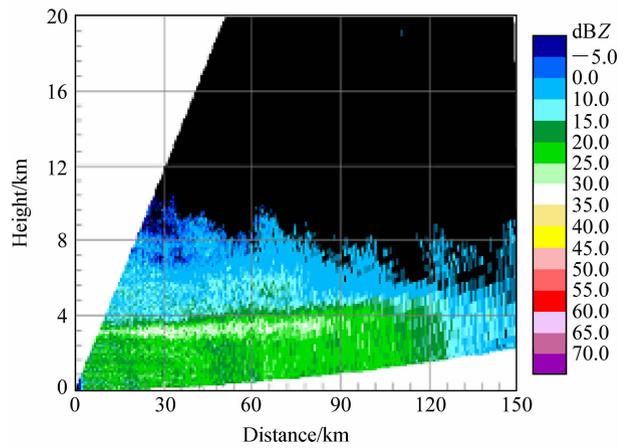


图3 2004年7月5日07:20时雷达RHI回波

Fig. 3 Radar RHI (Range-height indicator) echo at 179.9° azimuth at 0720 LST 5 Jul 2004

约7~8 km, 在3~4 km之间有一条明显的0°C层亮带, 最大回波强度可达30 dBZ。它反映了在层状云降水存在着明显的冰水转换区, 即亮带上面的降水粒子以冰粒和雪花为主, 通过亮带后全部转化为水滴。亮带的出现也表明了层状云中的气流稳定, 无明显的对流活动^[14]。

3.3 地面降水

从2004年7月5日02:00至08:00吉林省全境的6小时地面降水情况来看, 白山、通化地区的

降雨量最大, 分别为46.0 mm和20.0 mm, 长春的6小时雨量仅为3.0 mm。而从08:00~14:00长春的6小时雨量为13.0 mm, 最大雨量在农安、松原一带, 6小时雨量分别为16.0 mm和15.0 mm。从02:00~14:00, 白山的总雨量为47.0 mm, 通化为27.0 mm, 长春为16.0 mm, 农安为16.8 mm, 松原为15.5 mm。因此, 雨区是由南向北(偏西)方向逐渐移动的, 通化、白山的雨主要是08:00以前所降, 长春、农安一带的雨主要是08:00~14:00

时所降。

2004 年在吉林省长春市以南新立城水库至伊通地区以及长春西南至公主岭地区, 布设了 20 个地面雨强计, 雨强计之间的间隔为 10 km。7 月 5 日, 2、3、5、7、10 和 11 号 6 个站点的雨强计由于故障没有记录, 其余 14 个雨强计的记录见表 1。明显地, 地面雨量的分布不均匀, 位于长春东南方向的 4 号站雨量最大, 为 16.3 mm, 雨强也最强, 为 2.05 mm/h, 其次是 6 号、12 号和 1 号站, 降雨量分别为 12.0、12.0 和 10.5 mm, 雨强为 1.61、1.56 和 1.58 mm/h。最小为 17、18 号站, 雨强分别为 0.57 和 0.62 mm/h。14 个站的平均雨强为 1.33 mm/h。

3.4 云微物理量的垂直分布

3.4.1 粒子浓度的分布

飞机在 06:47~07:44 做第一次上升飞行, 用过程 1 表示; 07:44~08:14 飞机第一次下降, 用过程 2 表示; 08:14~08:39 飞机第二次攀升, 用过程 3 来表示(下同)。PMS 在实际探测中的取样频率为 1 s^{-1} , 本文使用了一分钟的平均资料。图 4 是 FSSP-100、2D-C 和 2D-P 测量的粒子浓度随高度的分布。从图 4a 和 b 可以看出, 在 0°C 层以上粒子浓度变化不大, FSSP-100 测量的粒子平均浓度为 10^7

个/ m^3 量级, 2D-C 测得的粒子平均浓度为 3×10^4 个/ m^3 量级; 而在 0°C 层以下, 粒子浓度在 3400 m 附近有个极小值, 在 2500 m 附近有一个极大值, FSSP-100 测量的极小值为 7.5×10^6 个/ m^3 , 极大值为 1.7×10^8 个/ m^3 , 2D-C 测量的极小值为 1.2×10^3 个/ m^3 , 极大值为 1.1×10^5 个/ m^3 。另外, 在云中尤其是在冷层 (0°C 层以上) 中, FSSP-100 测量的粒子浓度比 2D-C 的结果高约 3 个量级, 说明云中小于 $25 \mu\text{m}$ 的粒子数较多。

图 4c 是 2D-P 测量的粒子浓度随高度的分布, 反映了云中降水粒子(雨滴、冰晶和雪花等)的情况。在 0°C 层以上, 降水粒子的浓度平均为 2.0×10^3 个/ m^3 , 而在 0°C 层以下的暖层中, 粒子浓度平均为 3.5×10^2 个/ m^3 。

图 4d 是冰晶(2D-C 测量的直径为 $50 < D \leq 300 \mu\text{m}$ 的粒子)^[9]浓度随高度的分布, 在 0°C 层以上的冰晶浓度平均为 2.6×10^4 个/ m^3 。

3.4.2 粒子大小的分布

图 5 为 FSSP-100、2D-C 和 2D-P 测量的粒子平均直径随高度的分布。可见, 在 0°C 层以上粒子的平均直径变化不大, 三个探头测量的平均直径分别为 $16.0 \mu\text{m}$ 、 $160 \mu\text{m}$ 和 $1100 \mu\text{m}$ 。说明云中过冷云粒子的平均直径不大, 而云中冰晶、雪花及其聚

表 1 2004 年 7 月 5 日地面雨强计记录

Table 1 Records of rainfall recorders on 5 Jul 2004

站号 Station No.	起始时间 Start time of precipitation	结束时间 End time of precipitation	持续时间 Duration/h	降雨量 Rainfall amount/mm	雨强 Rainfall intensity/mm · h ⁻¹
1	05:23:12	12:01:25	6.64	10.5	1.58
4	04:30:05	12:27:38	7.96	16.3	2.05
6	04:33:01	12:00:07	7.45	12.0	1.61
8	04:55:27	12:06:52	7.71	7.9	1.02
9	05:44:56	11:29:04	5.73	6.0	1.05
12	04:20:20	12:02:56	7.71	12.0	1.56
13	04:20:07	10:08:57	5.81	6.8	1.17
14	04:56:08	10:35:36	5.66	6.3	1.11
15	04:46:10	11:27:26	6.69	5.0	0.75
16	08:49:34	08:55:00	0.09	0.3	3.31
17	05:09:35	11:05:36	5.93	3.4	0.57
18	06:11:11	10:21:22	4.17	2.6	0.62
19	05:25:23	11:42:42	6.29	4.0	0.63
20	04:13:30	10:41:26	6.47	4.8	0.74

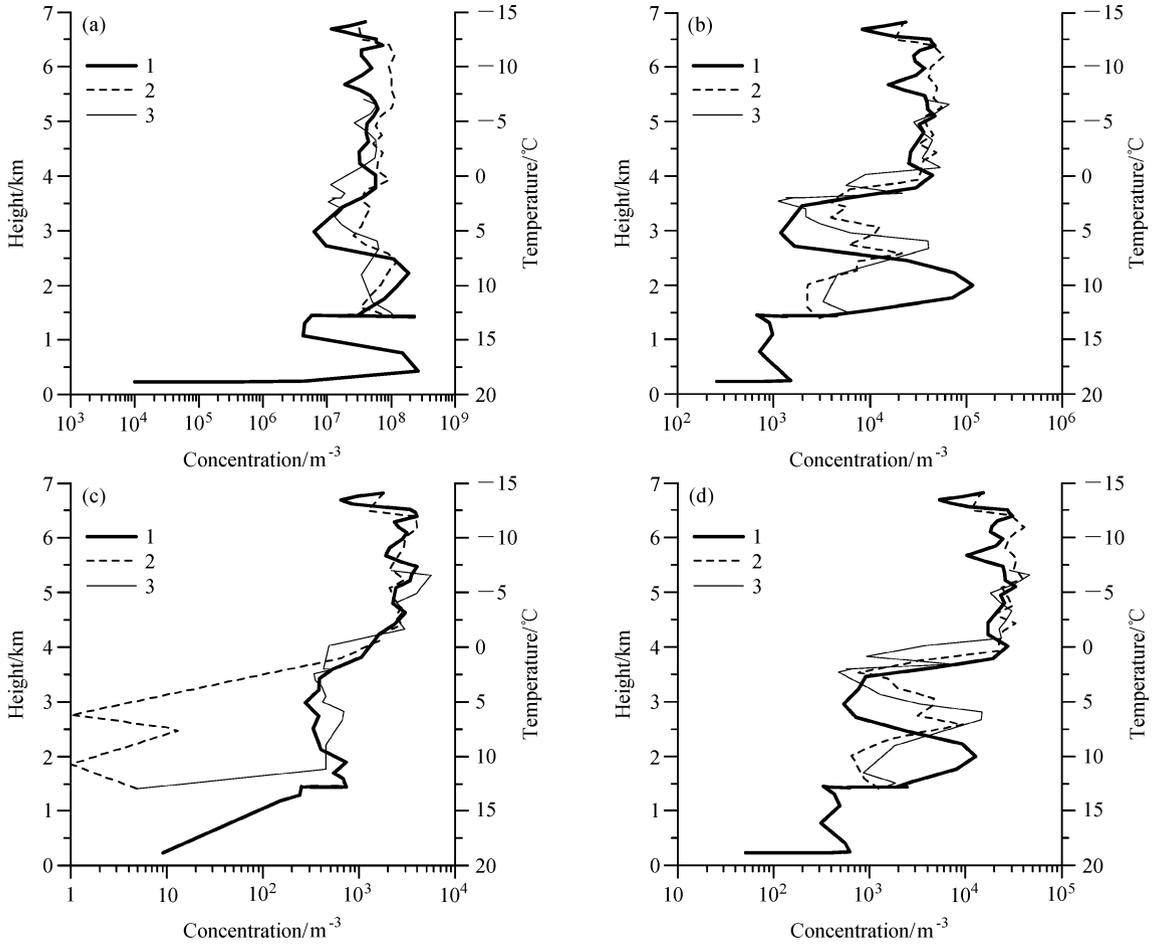


图4 测量的粒子浓度随高度的分布: (a) FSSP-100; (b) 2D-C; (c) 2D-P; (d) 冰晶

Fig. 4 Vertical distribution of the particle concentration; (a) FSSP-100; (b) 2D-C; (c) 2D-P; (d) ice crystal

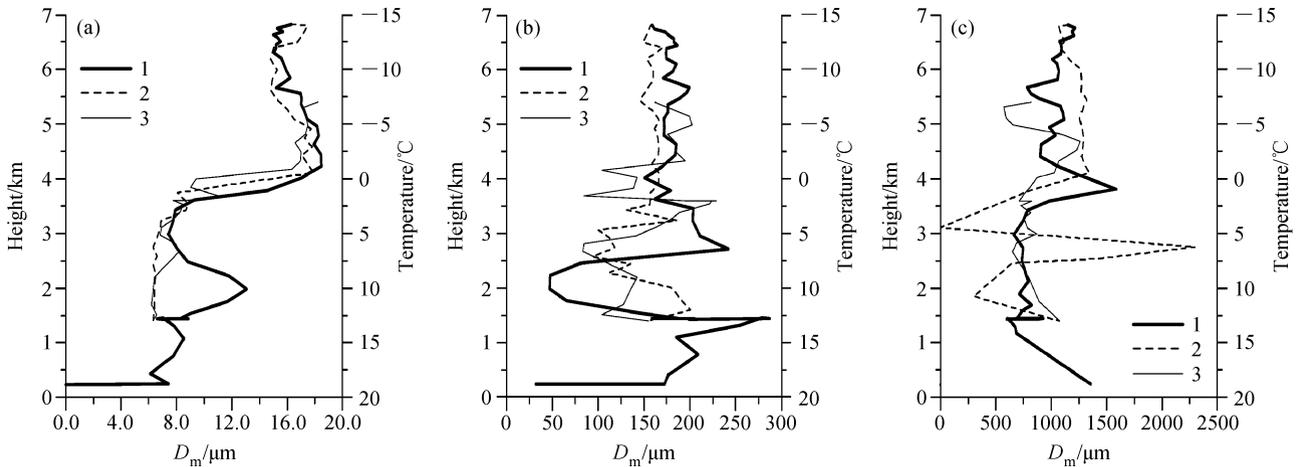


图5 粒子平均直径(D_m)随高度的分布: (a) FSSP-100; (b) 2D-C; (c) 2D-P

Fig. 5 Vertical distribution of the particle mean diameter (D_m); (a) FSSP-100; (b) 2D-C; (c) 2D-P

合体的大小还要结合二维粒子图像来看。

另外,图6还给出了2D-P测量的粒子的平均

直径、峰值直径和最大直径随高度的变化,粒子的最大直径和平均直径在3900 m高度处(0°C层下

300 m) 最大, 与实际观测到的雷达回波亮带位置一致, 这说明粒子尺度的增加可能是造成 0°C 层亮带的原因之一^[14]。

3.4.3 含水量随高度的分布

图 7 是含水量随高度的变化。在 0°C 层以上, FSSP-100 (图 7a) 测量的过冷水含量经订正后的最大值为 0.49 g/m³, 在暖层, 含水量最大值为 0.3 g/m³, 但多数只有 0.05 g/m³ 左右。2D-C (图 7b) 测量最大含水量为 2.5 g/m³, 平均含水量为 1.7 g/m³, 2D-P (图 7c) 测量的平均含水量为 2.3 g/m³。从

PMS 的测量结果还可看出, 在 0°C 层以上的含水量比较充沛, 而暖层的含水量较小。

以上观测资料的分析表明: 这是一次大范围的层状云降水, 地面降水很不均匀, 雷达回波亮带明显。由于飞行高度的限制, 飞行的最高高度为 6900 m, 温度约 -15°C。在 0°C 层以上, 即 0~ -15°C 范围内, 云中的小粒子数较多 (小于 25 μm 的粒子), 冰晶浓度为 10⁴ 个/m³ 的量级, 过冷水含量比较充沛。在 0°C 层以下的暖层中, 粒子的浓度、大小都变化很大, 含水量较小。

4 层状云的数值模拟

4.1 模式简介

由于层状云中要素场的水平分布比较均匀, 本文选用一维时变层状云模式模拟 2004 年 7 月 5 日的降水过程。该模式是洪延超^[15] 二维积层混合云模式的简化版本, 即忽略了动力学方程、热力学方程和水物质守恒方程中与水平速度有关的项, 只考虑物理量在垂直方向上随时间的变化。模式中考虑了详细的微物理过程, 将水物质分成六类: 水汽、云水、雨水、冰晶、雪和霰, 粒子谱采用双参数, 既能预报各种粒子的含水量, 又可预报粒子的浓度。一维模式中, 除了在冰晶的源项中增加了云水在 -40°C 的匀质核化过程外, 其余微物理过程与文献^[15] 相同。云中上升运动由大尺度天气系统决定, 上升气流的速度随高度呈抛物线分布。模式运行的时间步长为 Δt=5 s, 垂直分辨率为 Δz=200 m。

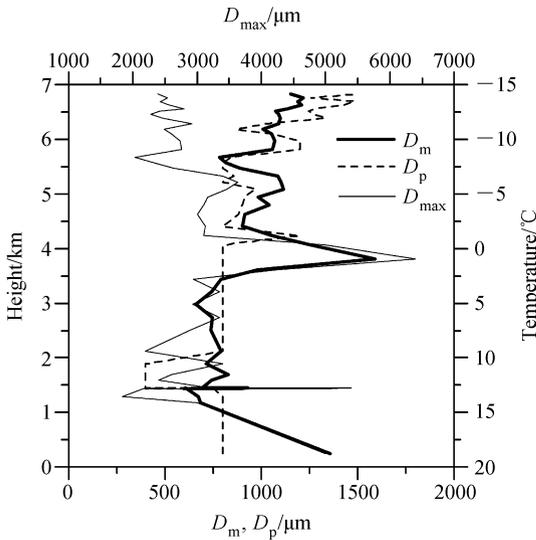


图 6 2D-P 测量的粒子平均直径 D_m 、峰值直径 D_p 和最大直径 D_{max} 随高度的分布

Fig. 6 Vertical distributions of the mean diameter D_m , the peak value diameter D_p and the maximum diameter D_{max} from 2D-P

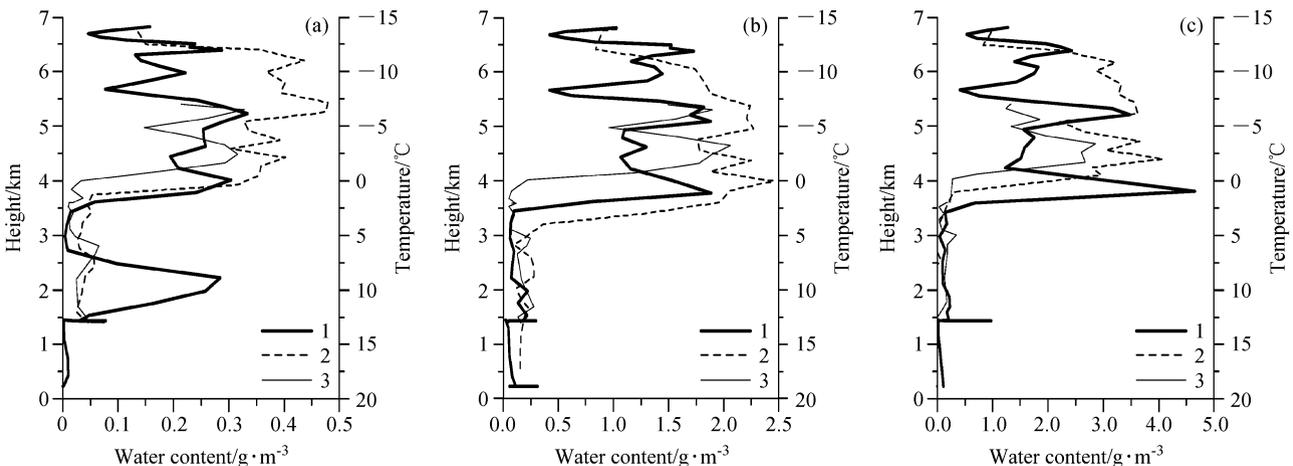


图 7 含水量随高度的变化: (a) FSSP-100; (b) 2D-C; (c) 2D-P

Fig. 7 Vertical distribution of the water content: (a) FSSP-100; (b) 2D-C; (c) 2D-P

4.2 模拟结果分析

4.2.1 模拟云的一般情况

模式使用2004年7月4日20:00时的探空,经数值试验,最大上升气流速度 w_0 取8.5 cm/s,高度位于云的中下部,模拟时间900 min(15 h)。模拟500 min以后,经过微物理过程的调整云的发展逐渐稳定,在大气层结和上升气流给定的情况下,云必然稳定发展。因此,稳定前的过程在一定程度上反映了云的发展过程,稳定以后代表了一些稳态特征。图8给出了模拟15小时的云水含量的时空分布。

云从产生到稳定(23:00~02:00)阶段称为形成阶段,在此阶段云逐渐发展,250分钟时冷云区中云水含量最大值为 0.44 g/m^3 ,高度4.8 km,温度 -5.7°C ;暖云区最大云水含量出现在220分,为

0.38 g/m^3 ,高度3.8 km,温度 0.1°C 。另外,在云发展到670分时,最大云水含量为 0.22 g/m^3 ,高度3.8 km,温度 1.4°C ;850分时最大云水含量为 0.32 g/m^3 ,高度3.8 km,温度 2.0°C 。这些与观测值相当符合。

稳定后云底高约1.0 km,云顶高7.6 km,云顶温度 -20°C , 0°C 层位于4.0 km附近,因此暖层厚度为3.0 km,冷层厚度3.6 km。这些宏观特征与观测值也很接近。模拟的云水含量大多在 $0.1\sim 0.2 \text{ g/m}^3$ 之间,最大为 0.32 g/m^3 ,与FSSP-100测量的过冷水含量相符。最大雷达回波为37 dBZ,回波亮带明显(图9)。模拟云在240分钟时地面开始出现降水(图10),平均雨强 1.32 mm/h ,与实际降雨接近。

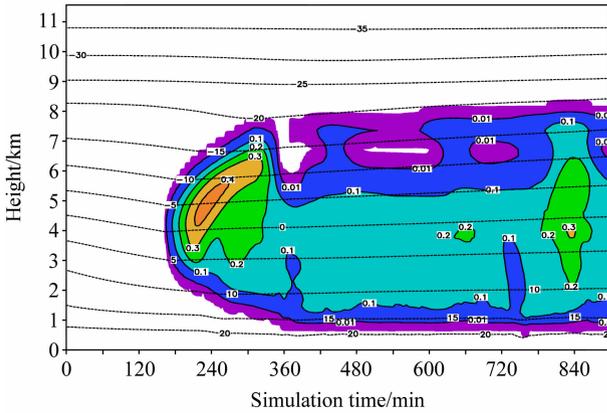


图8 模拟云水含量(单位: g/m^3)及温度(虚线,单位: $^\circ\text{C}$)的时空分布

Fig. 8 Time-height cross section of the cloud water content (g/m^3) and temperature (dashed lines, units: $^\circ\text{C}$)

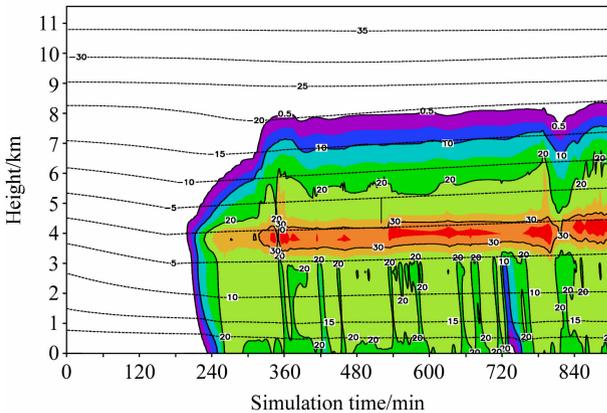


图9 雷达回波(单位: dBZ)的时空分布

Fig. 9 Time-height cross section of the radar reflectivity (dBZ)

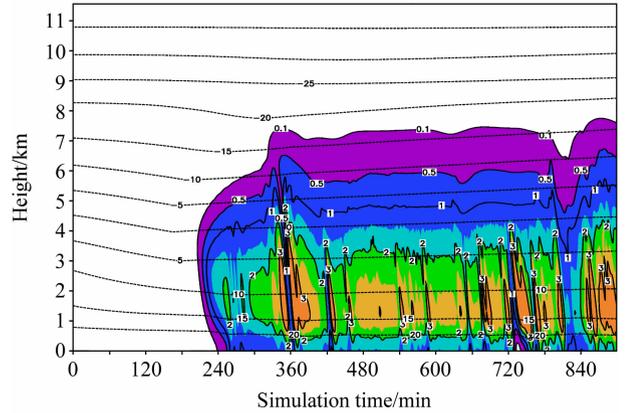


图10 雨强(单位: mm/h)的时空分布

Fig. 10 Time-height cross section of the rainfall intensity (mm/h)

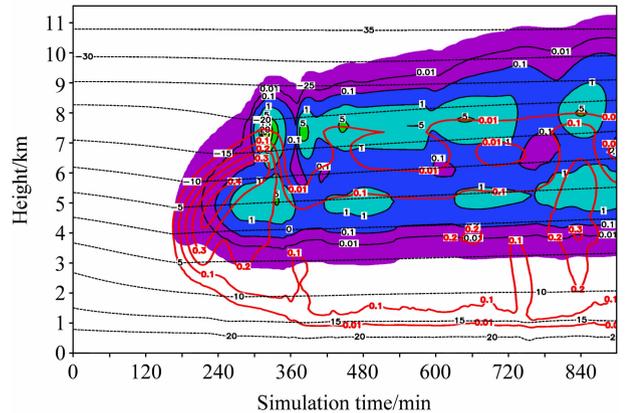


图11 云水含量(红色等值线,单位: g/m^3)和冰晶浓度(黑色等值线,单位: 个/L)的时空分布

Fig. 11 Time-height cross section of the cloud water content (red isolines, units: g/m^3) and ice concentration (black isolines, units: L^{-3})

4.2.2 云的垂直结构

首先分析云水和冰晶的演变, 图 11 是云水含量和冰晶浓度的时空分布, 可见冰晶主要产生在 $-15 \sim -20^\circ\text{C}$ 之间。因此, 按照顾震潮的三层概念模型^[13], 把 -15°C (高度约 6.6 km) 以上看做冰晶层 (第 I 层), $0 \sim -15^\circ\text{C}$ 之间 (4.0~6.6 km 高度) 为过冷水层 (第 II 层), 0°C 层 (4.0~1.0 km 高度) 以下为暖水层 (第 III 层)。

再来分析各水成物质的垂直分布, 图 12 是 240、360 和 480 分时的云水、雨水、冰晶、雪和霰含水量随高度的分布, 在 240 分时, 冰晶和雪都出现在第 II 层, 云水主要分布在第 II 和第 III 层, 雨水则主要分布在第 III 层, 霰的量极小。360 分时, 冰晶主要分布在第 I 和第 II 层, 雪和霰主要在第 II 层, 云水分布在第 II 和第 III 层, 雨水主要分布在第 III 层。模拟到 480 分时, 冰晶主要出现在第 I 层, 雪和霰与 360 分时一样主要在第 II 层, 云水和雨水的分布也与 360 分时一样。这说明, 冰晶可以在第 II 层先形成, 然后才在第 I 层产生, 第 I 层的冰晶对第 II 层有播种作用。

4.2.3 云水的产生和消耗

云水主要通过水汽凝结 (Cond) 和冰晶融化 (MLic) 两个过程产生, 云水的消耗主要有以下过程: 云雨的自动转化 (Acr)、冰晶繁生 (Pci)、雨滴与云滴的碰并增长 (CLcr)、冰晶与云滴的碰并增长 (CLci)、雪与云滴的碰并增长 (CLcs)、霰与云

滴的碰并增长 (CLcg)、云滴的蒸发 (VDev)、冰晶核化 (HNUci) 以及云滴冻结成冰晶 (NUcsi)。图 13 给出了不同时刻云水的产生与消耗情况, 图 13 a、c、e 均为云水的产生情况, Q_c 是云水含量, 加 R 表示产生率 (其余物理过程前的 R 含义相同), 图 13b、d、f 为云水的消耗情况, RQ_{cx} 是云水质量消耗率。

在不同时刻, 云水主要通过水汽凝结过程产生。180 分时, 云水的消耗主要是蒸发过程。240 分时, 第 II 层中云水的消耗主要是 CLcr (占第 II 层中云水消耗总量的 67.1%, 下同), 其次是 VDev (占 19.9%)、CLcg (占 7.9%) 和 Acr (占 5.1%) (在过冷层, 云水通过自动转化也可以产生雨滴, 值得注意); 在第 III 层中云水的消耗主要是 CLcr (占第 III 层中云水消耗总量的 85.2%, 下同), 其次是 VDev (占 12.2%)。360 分时, 在第 II 层中云水消耗主要是 CLcg (占 76.1%) 和 CLcs (占 23.7%); 在 0°C 层以下的第 III 层中云水的消耗主要是 CLcr (占 53.8%) 和云水的蒸发 VDev (占 35.2%)。480 分时, 在第 I 层云水的消耗主要是云水的蒸发 VDev (占第 I 层中云水消耗总量的 87.7%, 贝吉隆过程), 其次是 CLcs (占 8.2%); 第 II 层中云水的消耗主要是 CLcg (占 70.4%) 和 CLcs (占 27.9%), 而贝吉隆过程引起的液态水蒸发贡献较小; 在第 III 层主要是 CLcr (占 41.3%) 和 VDev (占 47.2%)。这些结果列于表 2。

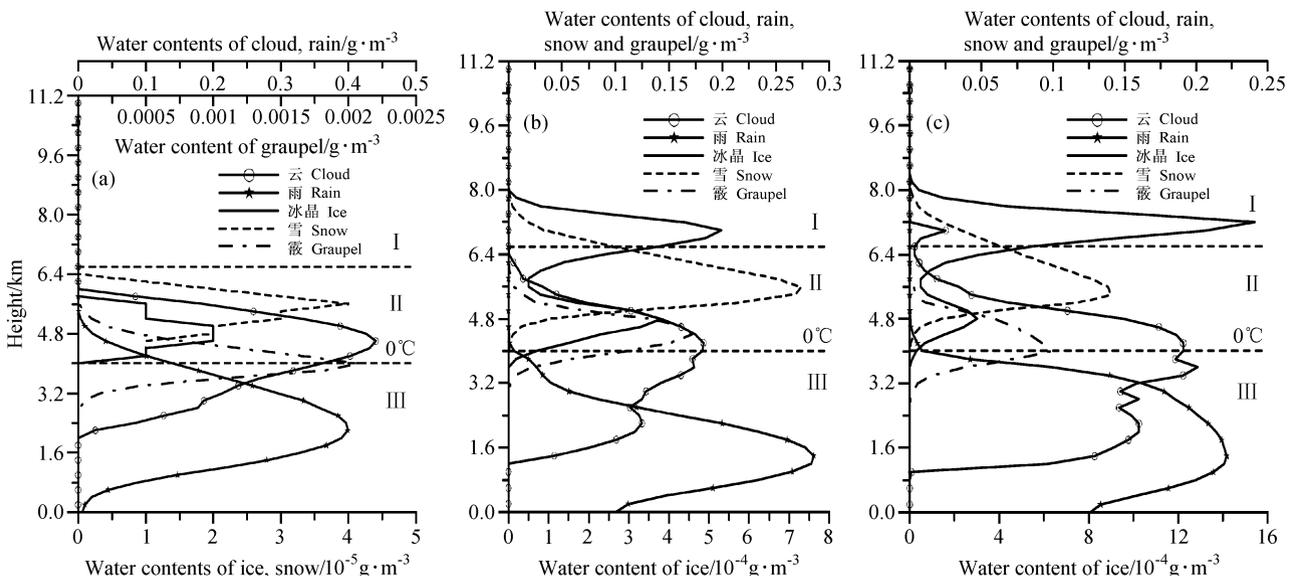


图 12 240 min (a)、360 min (b) 和 480 min (c) 时云水、雨水、冰晶、雪和霰含水量随高度的分布

Fig. 12 Vertical variations of the water contents of cloud, raindrop, ice, snow and graupel at 240 min (a), 360 min (b) and 480 min (c)

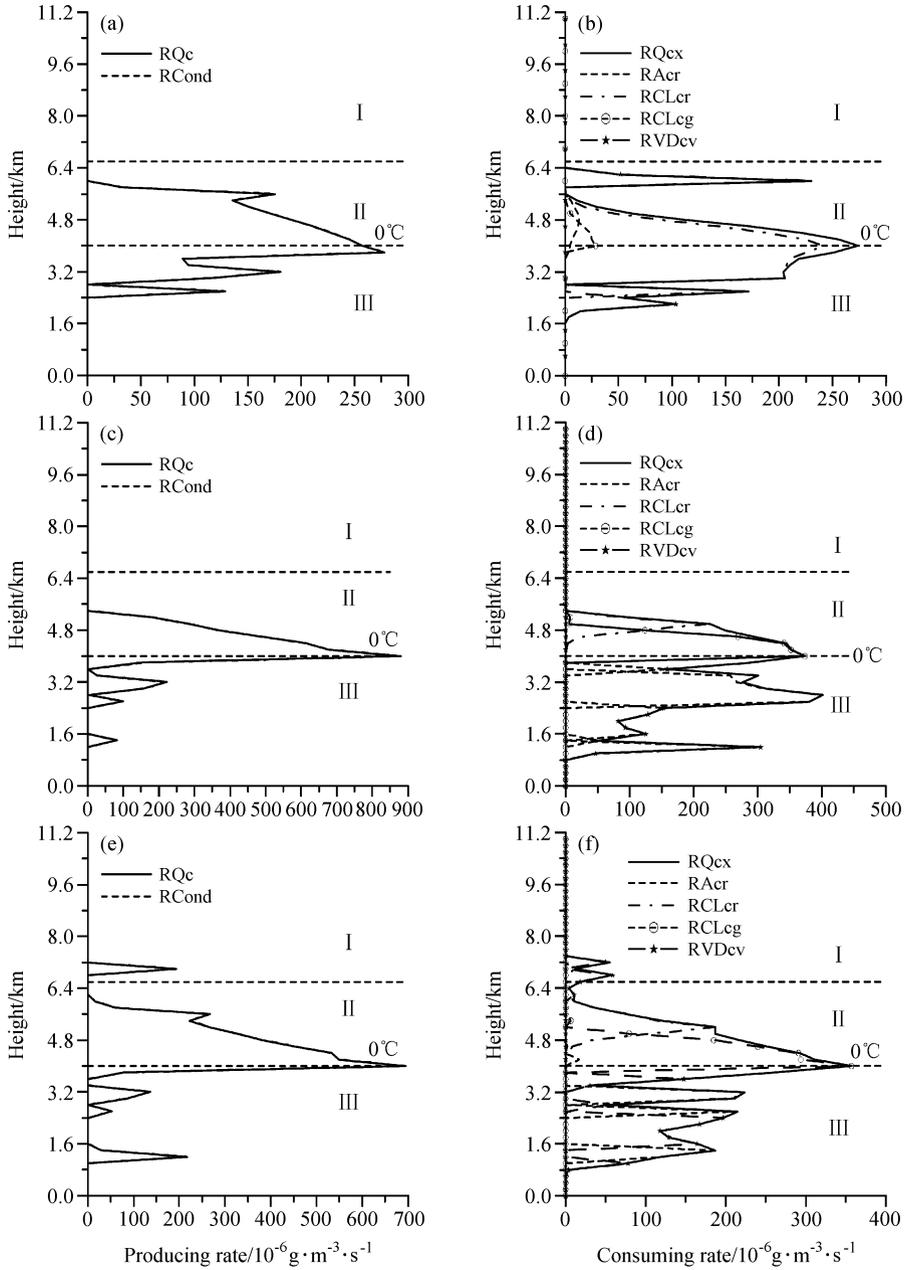


图 13 不同时刻云水质量产生率 (a, c, e) 和消耗率 (b, d, f) 随高度的分布: (a, b) 240 分; (c, d) 360 分; (e, f) 480 分

Fig. 13 Vertical variations of the cloud water producing rate (a, c, e) and consuming rate (b, d, f); (a, b) 240 min; (c, d) 360 min; (e, f) 480 min

表 2 云水的产生与消耗 (%)

Table 2 Percentages of cloud water producing and consuming (%)

时间/分 Time/min	云水产生 Produce of cloud water		云水消耗 Consume of cloud water															
	Cond	MLic	Acr			CLcr			CLcs			CLeg			VDcv			
			I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	
180	99.99	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.99	99.99
240	99.99	0.00	0.0	5.1	0.2	0.0	67.1	85.2	0.0	0.0	0.0	0.0	7.9	0.0	0.0	0.0	19.9	12.2
360	99.99	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	53.8	0.0	23.7	0.0	0.0	76.1	0.0	0.0	0.0	0.0	35.2
480	99.99	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	41.3	8.2	27.9	0.0	0.0	70.4	0.0	87.7	0.7	47.2	

4.2.4 降水形成的物理过程

冰晶的产生和增长主要有以下五个过程：自然冰核化 (NUvi)、冰晶繁生 (Pci)、云水的均质核化 (HNUci)、冰晶与云滴的碰并增长 (CLci) 以及冰晶的凝华增长 (VDvi)。雪的形成和增长过程主要有：冰晶自动转化 (Ais)、冰晶的聚并 (CLii)、雪花与云滴的碰并增长 (CLcs)、雪花与冰晶的碰并增长 (CLis) 以及雪花的凝华增长 (VDvs)。霰的形成和增长主要有以下过程：雪晶向霰的自动转化 (CNig)、雪撞冻过冷云水后转化成霰 (CNsg)、雨

滴的异质核化冻结 (NUrg)、霰与云滴的撞冻增长 (CLcg)、霰与冰晶的撞冻增长 (CLig)、霰与雪的撞冻增长 (CLsg)、霰与过冷雨滴的撞冻增长 (CLrg) 以及霰的凝华增长 (VDvg)。雨滴的形成和增长过程有：云雨的自动转化 (Acr)、雨滴与云滴的碰并增长 (CLcr)、云滴与其他水成物的碰并增长 (CLcxr)、以及冰晶、雪和霰的融化 (MLxr (MLir、MLsr、MLgr))。图 14 给出了 360 分时冰晶、雪、霰和雨水质量产生率随高度的变化，表 3 中还给出了其他时间质量产生率百分比的情况。

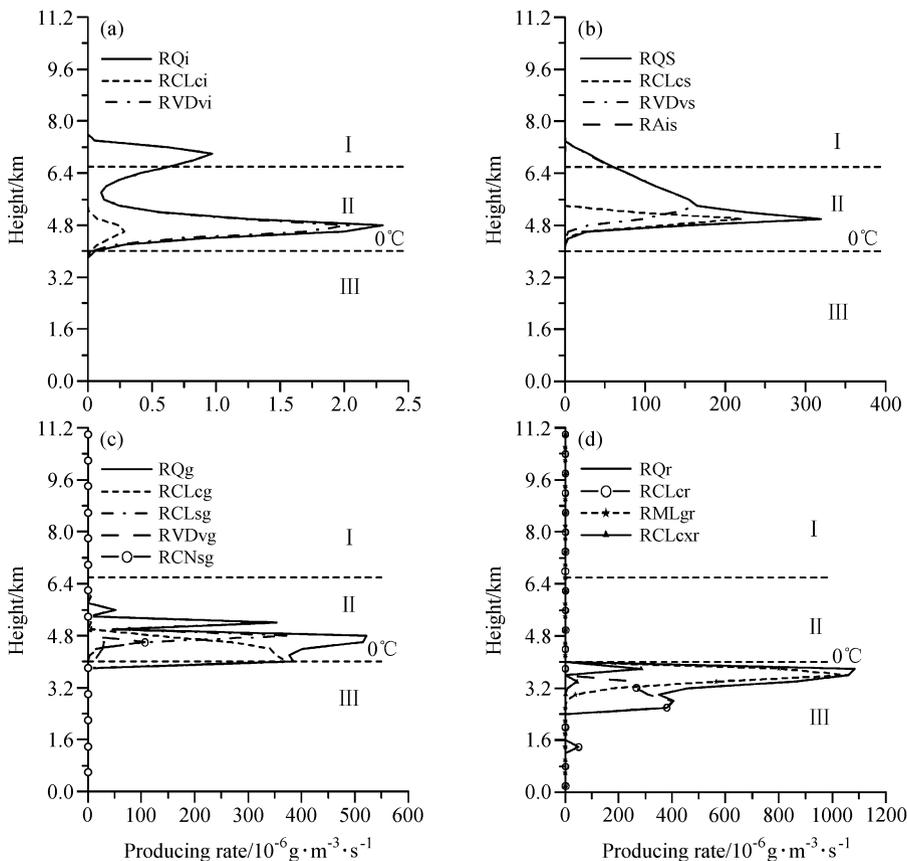


图 14 360 分冰晶 (a)、雪 (b)、霰 (c) 和雨水 (d) 质量产生率随高度的分布

Fig. 14 Vertical variations of the producing rates of ice (a), snow (b), graupel (c) and raindrop (d) at 360 min

表 3 质量产生率的百分比 (%)

Table 3 Percentage of mass producing rate (%)

时间/分 Time/min	冰晶 Ice crystal				雪 Snow flake				霰 Graupel				雨水 Rain drops				
	VDvi	CLci	HNUci	Pci	Ais	VDvs	CLcs	CLis	CLcg	CLsg	CLrg	CNsg	VDvg	CLcr	MLxr	CLcxr	Acr
180	86.4	13.6	0.0	0.0	82.2	9.9	7.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
240	52.5	47.4	0.0	0.1	39.1	16.5	44.4	0.0	89.1	0.0	6.1	1.3	2.8	92.0	3.4	1.5	3.1
360	92.1	7.5	0.0	0.4	0.3	71.2	28.4	0.0	55.3	35.6	0.0	4.8	2.8	35.8	56.9	7.3	0.0
480	84.7	4.1	11.1	0.1	2.2	55.3	42.2	0.3	54.2	17.1	0.0	25.1	3.0	31.9	59.4	8.6	0.0
600	87.5	3.4	9.0	0.1	0.7	55.2	44.0	0.1	45.9	29.9	0.0	21.2	2.9	31.2	53.9	14.8	0.0

360 分时, 第 I 和第 II 层中冰晶的增长主要以凝华增长 (VDvi) 为主, 占 92.1%, 碰并增长 (CLci) 和冰晶繁生增长 (Pci) 分别占 7.5% 和 0.4%。第 II 层中雪的凝华增长 (VDvs) 占 71.2%, 雪碰并云水增长 (CLcs) 占 28.4%, 冰晶自动长大成雪花 (Ais) 占 0.3%。第 II 层中霰碰并云水增长 (CLcg) 占 55.3%, 碰并雪花增长 (CLsg) 占 35.6%, 雪自动转化成霰 (CNsg) 占 4.8%, 霰的凝华增长 (VDvg) 占 4.1%。第 III 层中雪和霰的融化增长 (MLxr) 占 56.9%, 雨水收集云水增长 (CLcr) 占 35.8%, 雨水碰并增长 (CLcxr) 占 7.3%。

由表 3 可知, 冰晶主要以凝华增长和撞冻云滴增长为主, 雪的产生在开始时主要是冰晶的自动转化, 然后靠凝华增长和撞冻过冷云水增长, 霰靠撞冻过冷云滴和收集雪长大。雨水的形成主要是云水向雨水的转化以及雪和霰的融化, 雨滴的长大主要靠碰并云水。结合图 15 和表 2 来看, 240 分时 (图 15a) 在第 II 层中过冷水的蒸发远大于冰晶的凝华, 而此时冰晶的凝华增长占冰晶增长的 52.5%。因此, 240 分时在第 II 层有 Bergeron 过程发生。360 分时 (图 15b), 云水的蒸发都在第 III 层, 而此时冰晶的凝华增长占冰晶增长的 92.1%。因此, 冰晶凝华增长均来自空气中的水汽, 没有 Bergeron 过程发生。480 分时 (图 15c), 云水的蒸发主要发生在第 I 和第 III 层, 第 I 层中冰晶的凝华增长主要是由于过冷水的蒸发, Bergeron 过程明显。第 II 层中云水的蒸发较少, Bergeron 过程不明显。

不同时刻三层对降水的贡献见表 4, 三层对降水的总贡献为第 I 层 7%, 第 II 层 54%, 第 III 层 39%。因此, 冷层对降水的总贡献为 61%, 冷云过程作用大一些, 但暖层中雨的增长作用也很重要。

表 4 三层在不同时刻对降水的贡献 (%)

Table 4 Percentage of contributions of different layers to precipitation (%)

时间 Time/min	第 I 层 First layer	第 II 层 Second layer	第 III 层 Third layer
240	0.0	72.0	28.0
300	0.2	52.7	47.1
360	10.9	66.8	22.3
480	8.0	49.9	42.1
600	8.9	51.3	39.8

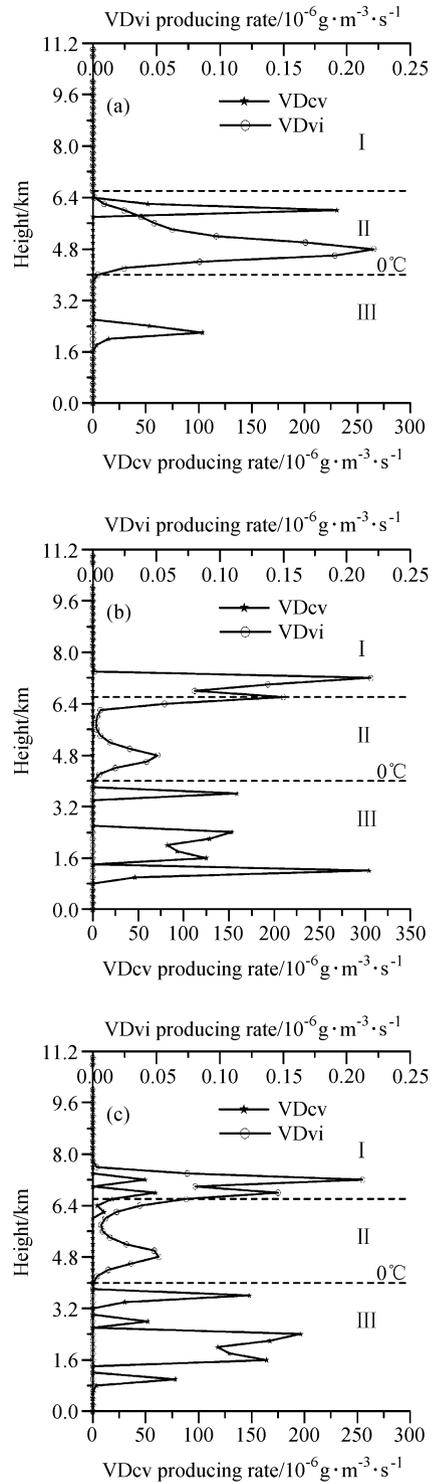


图 15 不同时刻云水蒸发 (VDdev) 和冰晶凝华 (VDvi) 的质量产生率 (单位: $10^{-6} \text{g} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) 240 分; (b) 360 分; (c) 480 分

Fig. 15 Vertical variations of the producing rates of cloud water evaporation (VDdev) and ice deposition (VDvi) at (a) 240 min, (b) 360 min and (c) 480 min

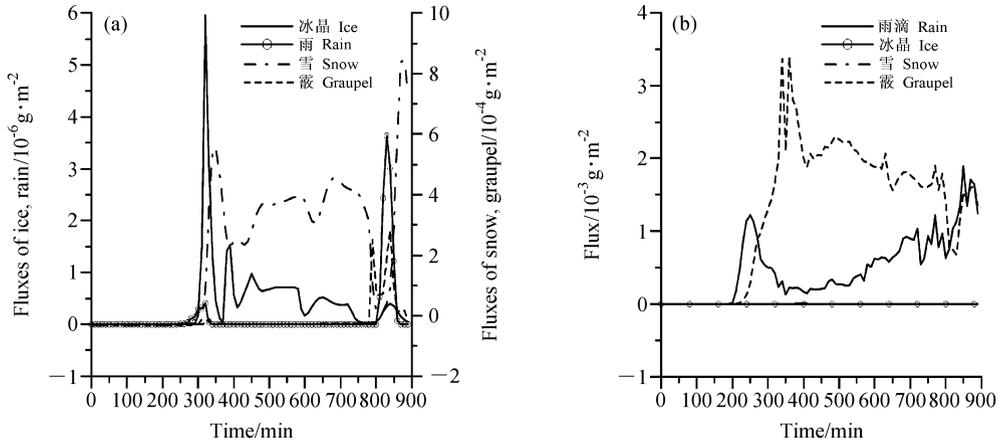


图 16 粒子通量随时间的变化：(a) 第一层降落到第二层的粒子通量；(b) 第二层降落到第三层的粒子通量

Fig. 16 Time variation of the particle flux: (a) Flux from the first layer down to the second layer; (b) Flux from the second layer down to the third layer

4.2.5 云的播种作用和降雨波动的原因

为了分析云的第一层对第二层的播种作用，计算了冰晶、雪、霰和过冷雨滴在通过第一层时的通量。定义：

$$f_x = Q_x(v_x - w)\Delta t$$

f_x 代表通量，下标 x 代表冰晶 (ice)、雪 (snow)、霰 (graupel) 和过冷雨滴 (raindrop)， Q_x 是粒子的含量 (g/m^3)， v_x 是粒子的下落末速度 (m/s)， w 是垂直上升气流速度， Δt 是时间步长 (5 s)。

图 16a 是第 I 层降落到第 II 层的粒子通量 (g/m^2) 随时间的变化。可见，320 分时冰晶通量最大，350 分时雪的通量较大，过冷雨滴在 320 分时也有一个正的通量。因此，在云的形成和发展阶段第 I 层对第 II 层播种的是冰晶、雪和少量的过冷雨滴。云稳定后的相当一段时间内，第 I 层对第 II 层播种的是冰晶和雪。750 分之后，才出现霰和雨滴的正通量。图 16b 是第 II 层降落到第 III 层的粒子通量。可见，第 II 层对第 III 层播种的主要是霰和雨滴。

在图 10 中，地面降雨不均匀，出现时大时小的现象，降雨出现波动。由图 11 可看出，第 II 层中冰晶和过冷云水一直随时间有一些波动，在图 17 中给出了冰晶浓度和过冷水总量随时间的变化，当液态水增大时，由于过冷水的冻结引起冰晶浓度增大，Bergeron 过程的作用又消耗液态水。由于上升气流仍维持一定强度，所以慢慢地过冷水又由于水汽凝结而增加，这样又使冰晶浓度加大，所以雪及

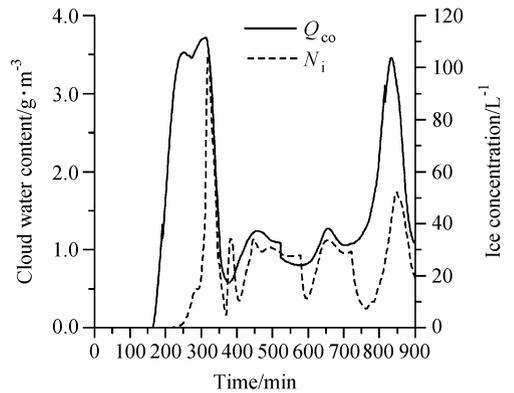


图 17 冰晶浓度 (N_i) 和过冷云水总量 (Q_{co}) 随时间的变化

Fig. 17 Time variations of the ice concentration (N_i) and supercooled cloud water content (Q_{co})

降雨在时间上也有一阵大一阵小的现象。即上升气流→过冷云水增加→冰晶浓度加大→过冷液态水减小，另一方面，上升气流又增加液态水→冰晶浓度加大→过冷液态水减小，从而雪加大→雪减小→雪加大，降雨加大→降雨减小→降雨加大。

5 结语

从以上对观测资料和数值模拟结果的分析可以看到，模拟的地面雨强、雷达回波强度和回波亮带的位置、以及云厚、云中含水量等都与实际接近，数值模拟的结果基本上反映了实际云的一些特征，因而可以用观测资料和模拟结果进行深入讨论，得出的主要结论如下：

(1) 顾震潮的三层概念模型^[13]反映了降水性

层状云的结构和在不同层中降水产生的物理过程, 概括得相当完整、全面, 总体上与实际情况相当吻合。

(2) 通过对 2004 年 7 月 4~6 日这次层状云降水过程的观测和数值模拟分析, 对三层模式中降水粒子的组成、降水形成的微物理过程有了进一步的认识。

① 第 I 层中主要是冰晶。冰晶的凝华增长过程很重要, 也存在冰晶的碰并增长, 产生一小部分雪晶。所以从第 I 层降落到第 II 层中的粒子, 除冰晶外, 还有少量的雪晶。当上升气流达到第 I 层时, 在那里也可以发生凝结, 产生一些过冷云滴, 但是, 在对冰面饱和而对水面不饱和的环境下, 这些云滴会很快蒸发。这层的关键参量是云顶温度。

② 在第 II 层中粒子品种最丰富, 有冰晶、雪、霰、云滴和雨滴。在这一层, 冰晶和雪的增长主要靠凝华过程, 冰晶凝华增长所需的水汽一部分来自过冷云滴的蒸发, Bergeron (贝吉龙) 过程的作用甚大, 但凝华所需的水汽还有很大一部分来自空气。雪和霰在这层的产生和长大, 很重要的是雪、霰、冰晶之间, 以及与过冷水滴的碰并、粘连和依附。还有, 在这层中通过自动转换, 从云滴也可以产生一部分雨滴, 所以从第 II 层降落到第 III 层的粒子有雪、霰和雨滴。这层的关键参量是过冷水含量和厚度。

③ 在第 III 层中主要有云滴、雨滴及从上面降下来以后会融化的雪和霰。在这层中雨滴来源的 50%~60% 是从第 II 层降下来的雪和霰的融化, 雷达回波亮带及其强度反映了过冷层产生的降水效果。云滴的自我碰并不占主要部分。另外, 从第 II 层中也可降下雨滴, 雨滴的长大完全靠对云滴的重力碰并, 所以暖层的厚度和含水量是决定因素。

④ 第 I 层和第 II 层的界限应以过冷水的顶高为界。在云发展过程中, 此高度是有变化的。层状云发展初期, 此过冷层顶较低; 当云发展旺盛时, 此顶高上升; 云消衰时又明显降低。整个层状云的云顶和云底高度也会有变化。

(3) 这个个例还有一些值得注意的特点:

云的形成阶段, 第 I 层中的冰晶浓度极小。冰晶主要在第 II 层先形成, 然后又在第 I 层产生, 但第 I 层的冰晶对第 II 层仍有播种作用。在云发展的整个过程中, 三层对降水的贡献分别为 7%、54%

和 39%, 冷云过程的作用稍大 (61%), 暖云过程也起重要作用。在第 II 层中的过冷云水量先是很大, 但冰晶浓度出现较大时, 过冷液态水很快减小, 以后在 800 分钟之前一直维持在较小含量, 所以雪、雨都不大。地面降雨随时间出现时大时小的振动现象。层状云中可以产生霰, 霰的融化对降水有一定的影响。

由于模式是一维的, 没有考虑水平输送和水平风场的作用, 云中的垂直上升气流目前也是一个难以直接测量的量, 在模式中只给定了一个抛物线分布, 与实际有误差。今后, 还应用三维中尺度模式进行模拟研究。

致谢 本文在完成过程中得到黄美元研究员的指导 and 帮助, 在此表示感谢!

参考文献 (References)

- [1] Rutledge S A, Hobbs P V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones. VIII: A model for the "seeder - feeder" process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**: 1185~1206
- [2] Rangno A L, Hobbs P V. Ice particles in stratiform clouds in the Arctic and possible mechanisms for the production of high ice concentrations. *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**: 15065~15075
- [3] Heymsfield A J. Precipitation development in stratiform ice clouds: A microphysical and dynamical study. *J. Atmos. Sci.*, 1977, **34**: 367~381
- [4] Orville H D, Farley R D, Hirsch J H. Some surprising results from simulated seeding of stratiform-type clouds. *J. Appl. Meteor.*, 1984, **23**: 1585~1600
- [5] Bergeron T. Über den Mechanismus der Ausgiebigen Niederschläge. *Ber. Deut. Wetterd.*, 1950, **12**: 225~232
- [6] Hobbs P V, Matejka T J, Herzegh P H, et al. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**: 568~596
- [7] Herzegh P H, Hobbs P V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones. II: Warm-frontal clouds. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**: 597~611
- [8] 汪学林, 金德镇. 云雨物理论文. 北京: 中国科学技术出版社, 1987. 28~38, 269~280
Wang Xuelin, Jin Dezhen. *Collected Works of Cloud and Precipitation Physics* (in Chinese). Beijing: China Science and Technology Press, 1987. 28~38, 269~280

- [9] 游来光, 马培民, 胡志晋. 北方层状云人工降水试验研究. 气象科技. 2002, **30** (增刊): 19~56
You Laiguang, Ma Peimin, Hu Zhijin. Researches on precipitation enhancement of stratiform cloud in northern China. *Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 2002, **30** (Suppl.): 19~56
- [10] 胡志晋, 秦瑜, 王玉彬. 层状冷云数值模式. 气象学报. 1983, **41** (2): 194~202
Hu Zhijin, Qin Yu, Wang Yubin. A numerical model of the cold stratified clouds. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1983, **41** (2): 194~202
- [11] 胡志晋. 层状云人工增雨机制、条件和方法的探讨. 应用气象学报. 2001, **12** (增刊): 10~13
Hu Zhijin. Discussion on mechanisms, conditions and methods of precipitation enhancement in stratiform clouds. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 2001, **12** (Suppl.): 10~13
- [12] 洪延超, 周非非. “催化-供给”云降水形成机理的数值模拟研究. 大气科学. 2005, **29** (6): 885~896
Hong Yanchao, Zhou Feifei. A numerical simulation study of precipitation formation mechanism of “seeding-feeding” cloud system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (6): 885~896
- [13] 顾震潮. 云雾降水物理基础. 北京: 科学出版社, 1980. 173~179
Koo Chen-Chao. *Bases of Cloud and Mist Precipitation Physics* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 173~179
- [14] 张培昌, 戴铁丕, 杜秉玉, 等. 雷达气象学. 北京: 气象出版社. 1992. 194~197
Zhang Peichang, Dai Tiepi, Du Bingyu, et al. *Radar Meteorology* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1992. 194~197
- [15] Hong Y C. A numerical model of mixed convective - stratiform cloud. *Acta Meteorologica Sinica*, 1997, **11** (4): 489~502