

孙鸿娉, 李培仁, 闫世明, 等. 华北层状冷云降水微物理特征及人工增雨可播性研究[J]. 气象, 2011, 37(10): 1252-1261.

华北层状冷云降水微物理特征及 人工增雨可播性研究^{* 1}

孙鸿娉¹ 李培仁¹ 闫世明² 孙国德¹ 晋立军¹ 封秋娟¹

1 山西省人工降雨防雹办公室, 太原 030002

2 山西省气象科学研究所, 太原 030002

提 要: 利用 DMT 探测平台对 2009 年 3 月 11 日山西云降水观测外场试验区的一次云降水过程实施了综合探测, 综合分析了此次云降水过程的宏微观物理特征。计算了云中过冷水含量距 0℃ 层高度(1500 m)的垂直分布: 云中过冷水含量最大值出现在 0℃ 层高度以上 400 m 处, 其最大值为 $0.416 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, 之后随着距 0℃ 层高度的增加, 云中过冷水含量迅速减小, 到 0℃ 层高度以上 600 m 处基本为最低, 之后直到云顶, 云中过冷水含量维持低值。CDP 探头探测的云中粒子浓度以及 CIP 探头探测的云中大粒子浓度应作为判别云中可播度的两项主要指标, CDP 探测的粒子浓度不小于 $30 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的云区才具有一定的可播度, 其中 CIP 探测的大粒子浓度小于 $10 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 时, 可确定为强可播区。云滴浓度随高度变化呈多峰分布, 云中粒子谱型主要为双峰或多峰型。此探测过程中典型区域的粒子谱中均出现第二峰值的区段, 分析表明只有当云粒子浓度不小于 $30 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 时, 相应云区才具有一定的可播度。

关键词: 层状冷云降水, 微物理特征, 人工增雨, 可播性研究

A Study of Microphysical Characteristics and Seedability of Cold Stratiform Clouds in North China

SUN Hongping¹ LI Peiren¹ YAN Shiming² SUN Guode¹ JIN Lijun¹ FENG Qiujuan¹

1 Weather Modification Office of Shanxi Province, Taiyuan 030002

2 Shanxi Institute of Meteorological Sciences, Taiyuan 030002

Abstract: Based on the integrated analysis of the cloud data obtained by digital radar, and the particle measuring system made by DMT company, the main cloud physical parameters used to identify cloud seedability are proposed. The vertical distribution of cloud supercooled water content from 0℃ layer height (1500 m) is calculated as follows: the cloud water content has a maximum of $0.416 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ at 400 m height above the 0℃ layer, then as the distance from the 0℃ layer height increases, the supercooled water content in clouds decreases, rapidly reaches to the lowest at the 600 m height above the 0℃ layer, from this height to the cloud top, the cloud maintains low water content. Only when the relevant cloud particle concentration obtained by CDP probe of DMT is larger than 30 cm^{-3} , would the cloud area have certain seedability. Furthermore, when the particle concentration obtained by CIP probe of DMT is less than 10 cm^{-3} , the cloud would be highly seedable and otherwise it is generally seedable.

Key words: cold stratiform clouds, microphysical characteristics, artificial precipitation stimulation, seedability

* 2007 年山西省科技攻关项目(2007031106-2)和 2010 年中国气象局云雾物理环境重点开放实验室重点开放科研项目(2009Z0033)共同资助

2010 年 8 月 7 日收稿; 2011 年 6 月 13 日收修定稿

第一作者: 孙鸿娉, 主要从事云降水物理与人工影响天气的研究. Email: fengdichen@sohu.com

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^[5]就提出了“播种云-供应云”的降水机制, Hobbs等^[6]和 Herzegh等^[7]的观测也证实在暖锋雨带和宽冷锋雨带中存在着“播种云-供应云”的机制。层状云系,尤其是层状冷云,是我国北方冬半年的主要降水云系,是缓解北方春季干旱开展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^[8-11],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,有时中间还常夹有干层。胡志晋等^[12]还结合数值模拟研究,探讨了层状云降水的机理和人工增雨的可能性^[13]。洪延超等^[14]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^[15]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,把层状云的垂直结构分成三层:冰晶层、过冷水层和暖水层。

云中过冷水含量是云中重要的微物理要素之一,特别是在人工增雨工作中该物理量显得尤为重要。就层状冷云人工增雨潜力条件而言,云中的过冷水含量是最重要的参数之一^[16]。根据 Bergeron提出的关于冰晶水滴共存、水滴蒸发和冰晶凝华增长的降水理论可知,云中过冷水含量的多少及云体过冷却部分是否缺乏冰晶是衡量云中降水转化效率的主要指标。因此,对降水性层状云中过冷水含量分布特征进行研究,可以为人工增雨外场作业中寻找过冷水含量大值区提供理论依据,减少外场作业中存在的盲目性,进一步提高人工增雨效率。

山西省人工降雨防雹办公室利用引进的美国粒子测量技术(DMT)在山西云降水观测外场试验区对2009年3月11—12日的降水性层状云进行探测。针对云粒子探头(CDP)所取得的微观资料中的云含水量资料进行处理、分析,找出云中过冷水含量在云中的分布特征,同时采用顾震潮的三层概念模型分析云的结构、降水形成过程及降水性层状云的微物理特征,进一步了解降水云系的结构及自然降水形成机理,为人工增雨作业提供理论依据。

本次飞行采取边作业边取样的飞行方式。对云

水区和非云水区的判别采用游来光的方法^[17],当 CDP 探头观测到云中大于 $2 \mu\text{m}$ 的云粒子总浓度超过 $10 \text{个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 时看作是云水区,这一判据被 Vail、Hobbs 等人在工作中应用,并被应用于西班牙进行的增水计划(PEP)中。

由于冰面饱和水汽压的作用,大多数冰粒迅速长大到可分辨的尺度,混合态云中大于 $25 \mu\text{m}$ 的不结冰粒子存在时间不超过 1 分钟,所以冰粒子和云滴可由尺度来区分,因此云滴谱采用 CDP 资料,冰粒子谱采用二维云粒子图像探头(CIP)资料。冰晶与雪晶的区分主要根据粒子尺度,国内常把尺度大于 $300 \mu\text{m}$ 的晶体作为雪晶;根据 Ono 1969 年的研究结果^[18],直径大于 $300 \mu\text{m}$ 的片状雪晶具有较大的落速。并开始碰冻过冷云滴,这一结果可作为用 $300 \mu\text{m}$ 尺度为界区分冰、雪晶的物理依据,雪粒子采用二维降水粒子图像探头(PIP)资料。

1 天气背景分析

2009年3月11—12日山西省出现大面积稳定层状云降水过程。雨带基本呈东北—西南走向,与高空低槽的移向基本一致。

1.1 天气背景

3月11日08时,由图1可见,500 hPa 高空图山西受冷槽前西南气流影响,700 hPa 影响系统亦为中南切变线,地面有冷锋配合。从卫星云图资料来看,东北至华北地区主要受来自西伯利亚和中亚地区的冷锋影响,地面冷锋位置处于云带的前沿。由图2可见,3月11日20时锋面经山西时,此时境

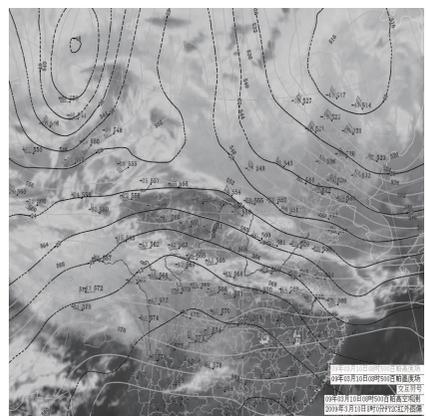


图 1 2009年3月10日08时500 hPa图

Fig. 1 The 500 hPa synoptic map at 08:00 BT 10 March 2009

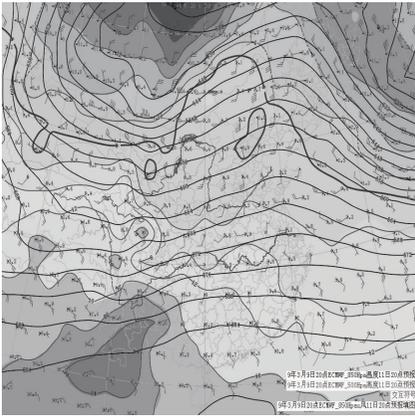


图 2 2009 年 3 月 11 日 20 时 500 hPa 图
Fig. 2 The 500 hPa synoptic map at
20:00 BT 11 March 2009

内云量明显增加、云层变厚。随着冷锋东移,云带边缘曲率减小,云带变宽。

2009 年 3 月 11 日 08 时至 3 月 12 日 08 时,全省出现雨雪天气,24 小时降水量在 0.3~13.7 mm 之间,曲沃最大。其中,大同市、朔州市、忻州市大部,晋中市、阳泉市、吕梁市、长治市部分县市降小雨转雨夹雪,太原市全区、临汾市大部、晋城市大部、运城市部分县市降小雨,运城市大部、临汾市部分及高平、兴县、柳林、交口等 17 个县市降中雨。

1.2 多普勒雷达回波特征

在这次过程中,多普勒雷达回波在强度图上表现出典型的层状云降水回波特征。在飞行区域内,回波呈片状分布,且移速较慢,几乎呈准静止状态。3 月 10 日 16:44,在平遥、介休一带出现弥散状的片状回波,回波边缘破碎,回波强度在 15 dBz 左右,1 小时后,回波面积增大,到了 18:16(图 3),发展成均匀连续的片状降水回波,20:20,回波强度增大到

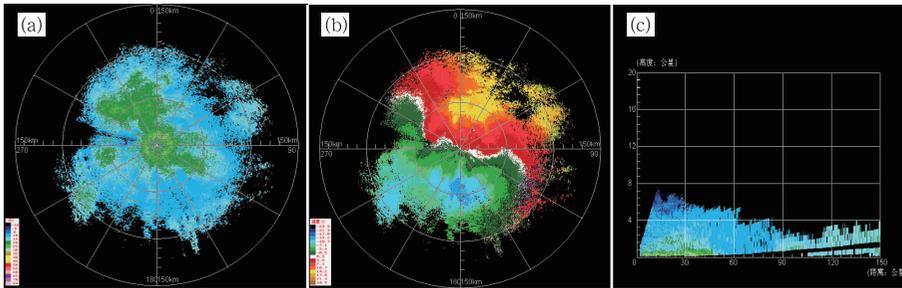


图 3 2009 年 3 月 10 日 18:16 多普勒雷达回波
(a) 强度回波图; (b) 速度回波图; (c) RHI 回波图
Fig. 3 Doppler fields at 18:16 BT 10 March 2009

(a) Doppler intensity display, (b) Doppler velocity display, (c) RHI display

20 dBz 左右,向 NE 偏 N 方向移动。之后,随着下层风向的顺转,回波于 3 月 12 日凌晨移出观测范围。

在 3 月 11 日 18—21 时的速度图上,在低层始终存在着由负速度中心指向正速度中心的西南气流,在 50 km 范围内,零速度线呈反 S 型分布,为冷平流。且零速度线弯向正速度区的逆转程度大于弯向负速度区的逆转程度,为冷平流加辐合;在 100 km 等距离圆上,负速度区面积大于正速度区面积,风向性辐合明显;从正、负速度中心最大值来看,负速度区最大值为 $-16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,正速度区最大值也为 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,但是负速度的大值区范围略大于正速度的大值区范围,即: $S_{v-\max} > S_{v+\max}$,具有风速性辐合的特征。总体来说,测站附近为冷平流和辐合相结合的形势,有利于降水系统的发生发展。

在飞机探测飞行区域 19:03 的 RHI 图上可以看到,回波结构均匀,顶部平整,高度在 4~7 km 左右,且回波的水平尺度远大于垂直尺度。这些均为典型的层状云降水回波的 RHI 特征。

2 飞行探测方案设计

2.1 探测仪器介绍

这次探测使用的是运-12 飞机,采用的机载云粒子探头为从美国 DMT (Droplet Measurement Technologies) 公司引进的 CAPS (Cloud Aerosol and Precipitation Spectrometer)、CCN (Cloud Condensation Nuclei Counter) 等探头。相比而言,

DMT 的探头在 PMS 的基础上做了大量改进,如对云滴探头增加了后向散射的测量,对光阵粒子探头中以二极管激光器取代了原来的 He-Ne 激光器,且光电探测器阵列由 30 档增加到 62 档,因此可以对不同尺度的粒子进行更为精细准确的测量。飞机上装载的云粒子探头如表 1 所示。

表 1 探测飞机上装载的云粒子探头及其量程

Table 1 Airborne measuring equipments

名称	简称	量程/ μm	通道数量/bin
云粒子探头	CDP	3~50	30
二维云粒子图像探头	CIP	25~1550	62
二维降水粒子图像探头	PIP	100~6200	62

2.2 飞行方案设计

2009 年 3 月 11 日 08 时开始,降水云系开始进入山西省西部地区上空,为了解不同层次云的微物理结构,获得对华北地区特定层状云降水形成过程、

人工增雨机理及潜力分析的新认识,我们对云系进行了垂直分层探测(图 4)。以 600 m 为层间间隔,由云底开始,盘旋上升,每层水平飞行 5 分钟,到云顶后仍以 600 m 间隔垂直分层下降直到安全高度。此种飞行方式可以给出粒子谱相态、含水量等随高度的连续分布,通过对粒子谱垂直分布的分析,可以推知降水形成的主要物理过程。

3 月 11 日 18:38 飞机在太原武宿机场起飞,当时本场还没有降水,地面温度 5.2℃,探测高度与温度随时间的变化如图 5 所示,探测最高温度 6023 m,温度-17.7℃,18:49 升至 1400 m 高度(云底),云状以层积云(Sc)为主不连续分布,偶而可见地面,上升到 2100 m 后,机外云状为高层云(As op)为主,到平遥(3000 m)后,开始探测,在飞行至 3900 m 高度处发现机翼结冰,19:28 到达最高处(约 6023 m),此时可看见星空(云顶),然后飞机下降,下降过程中观测到机外云状仍为高层云(As op),共

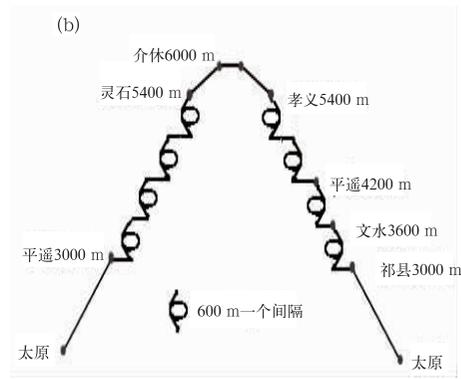
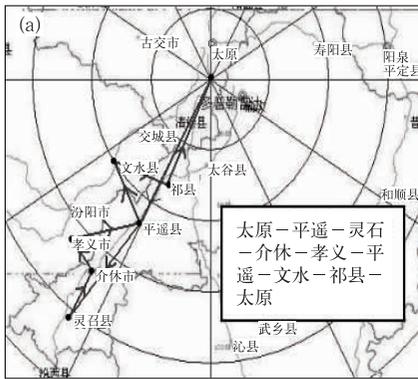


图 4 2009 年 3 月 11 日飞机探测区域及轨迹图

Fig. 4 The maps of (a) flight area and (b) spatial flight line on 11 March 2009

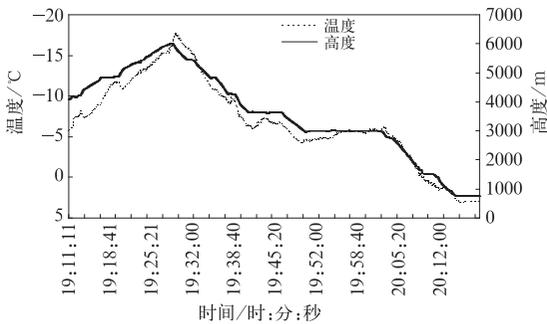


图 5 2009 年 3 月 11 日探测高度与温度随时间的变化曲线

Fig. 5 Variations of the aircraft altitude and temperature with time on 11 March 2009

层状降水云系,图 6 可见飞机探测的是层状云系主体的西南部分边缘。从飞机探测的结果可知:此次天气系统的降水云系主要由高层云(As)、层积云(Sc)组成,高层云云底高 2100 m,云的顶部平均高度约为 7000 m 左右;层积云云底高 1400 m,云顶高 2500 m,云系分布较均匀,0℃层高度 1500 m 附近。飞机探测云雷达观测结果完全一致。

从地面到高空,大气处于稳定状态,空气湿度大,0℃层高度位于 850 hPa (1500 m)附近,此次过程为冷云降水。

3 云微观结构特征与可播性条件分析

根据顾震潮三层模型,层状云系成熟阶段存在

穿云两次,20:15 飞机落地,整个探测区域均为稳定

三层结构,其中第一层为冰晶层,第二层为过冷水层,第三层暖层。本次飞机探测在降水过程的中后期,仅存在第二层和第三层,其中第二层(混合层)厚

度为 3~4 km,温度范围为 0~-17.7℃,第三层(暖层)厚度约为 0.6 km,探测方案的主要目标为混合层。

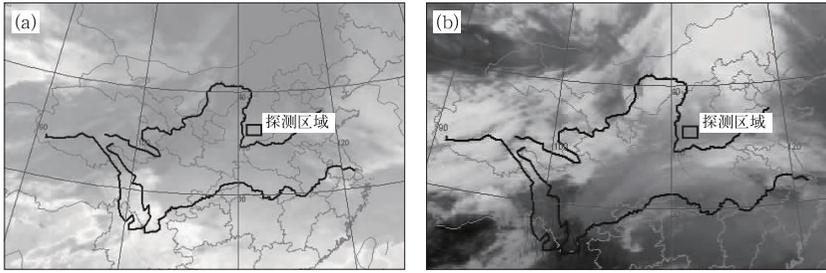


图 6 2009 年 3 月 11 日 19 时红外云图(a)和可见云图(b)

Fig. 6 Satellite IR (a) and visible (b) cloud images at 19:00 BT 11 March 2009

3.1 云中过冷水含量特征

云中液态水含量(LWC)采用云粒子探头(CDP)探测资料,CDP为前向散射探头,探测范围为:2~50 μm,分为30档,CDP-LWC通过粒子谱计算得到,单位为 $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$

$$LWC = N \times 10^{-6}$$

根据 CDP 所探测到的微观资料,在探测时间序列内,云中过冷水含量平均为 $0.012 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。计算了云中过冷水含量距 0℃层高度的变化情况,为了便于对比分析,对云中过冷水含量按距 0℃层高度每百米间隔进行计算,通过计算得到,云中过冷水含量距 0℃层高度的分布情况见图 7。

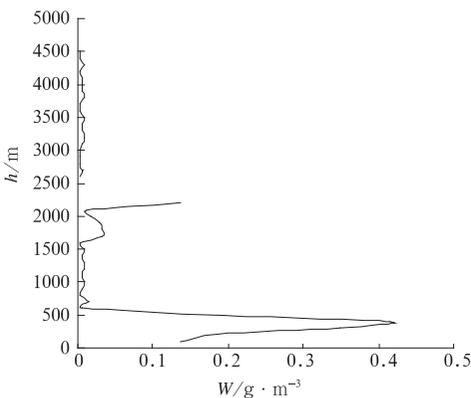


图 7 2009 年 3 月 11 日探测时段云中过冷水含量距 0℃层高度的分布

Fig. 7 Vertical distribution of the supercooled water content in cloud in relation to the 0℃ layer height during detecting on 11 March 2009 (unit: m)

从图 7 中可以看出云中过冷水含量距 0℃层高度的垂直分布:在距 0℃层高度以上 100 m 处过冷水含量较小,随着距 0℃层高度的增加,过冷水含量增大。此次探测过程云中过冷水含量最大值出现在距 0℃层高度以上 400 m 处,其最大值为 $0.416 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$;之后随着距 0℃层高度的增加,云中过冷水含量迅速减小,到 0℃层高度以上 600 m 处基本为最低,之后直到云顶,云中过冷水含量维持低值。这种分布特征的产生与山西省的天气结构有关,据历史探测资料统计^[2],在山西省降水性层状云中,0℃层以上 300~500 m 处云中的上升气流速度最大,所托附的液滴最多,因此,在此高度范围内产生了过冷水含量大值区。

可见此次降水过程在距 0℃层高度 100~600 m (海拔 1500~2000 m)过冷水丰富。

3.2 云微物理量的垂直分布

3.2.1 过冷水丰富层(海拔 1500~2000 m)云微物理量垂直分布特征

DMT 机载云物理探头在实际探测中的取样频率为 1 s^{-1} ,需要说明的是,云中物理量的剧烈起伏变化给定量分析造成不便,为此我们对其作了平滑处理,图中给出的即是经 5 s 滑动平均后得到的曲线。图 8~10 给出了过冷水丰富层(海拔 1500~2000 m) CDP, CIP 和 PIP 探测到粒子的浓度(N)、平均直径(D)、液态含水量(LWC)随高度的垂直分布。

由云粒子浓度随高度分布图 8 可见,云滴浓度随高度变化呈多峰分布,且起伏较大,LWC 与 N 具有较好的正相关性,相关系数 0.84。0℃层附近,云

滴、云粒子谱、冰晶粒子谱、降水尺度粒子浓度均变化较大,图像凌乱,这说明在 0℃层存在粒子相态的迅速变化。之后维持低值,在 1650 m 高度附近增大后迅速降低为 0,之后随高度增加,云滴浓度在 1800 m 高度附近达到最大值 452 个·cm⁻³,LWC 也随之升高达最大。在过冷水丰富高度附近(海拔 1500~2000 m),云滴平均直径与浓度也呈正相关,但 2000 m 以上随着云滴浓度迅速减小,云滴平均直径出现了明显的跃增,呈反相关。

图 9 和 10 是 CIP 与 PIP 测量的粒子浓度、平均直径随高度的分布。在过冷水丰富层上粒子浓度变化不大,较一致,且 CIP 和 PIP 测量的粒子浓度与平均直径均呈较为明显的反相关,大的云滴直径对应小的云滴浓度,CIP 测量的粒子平均浓度为 10⁻² 个·cm⁻³量级,PIP 测得的粒子平均浓度为 10⁻³ 个·cm⁻³量级,在云中尤其是在冷层(0℃层以上)中,CDP 测量的粒子浓度比 CIP 的结果高约 4 个量级,说明云中小于 25 μm 的粒子数较多。

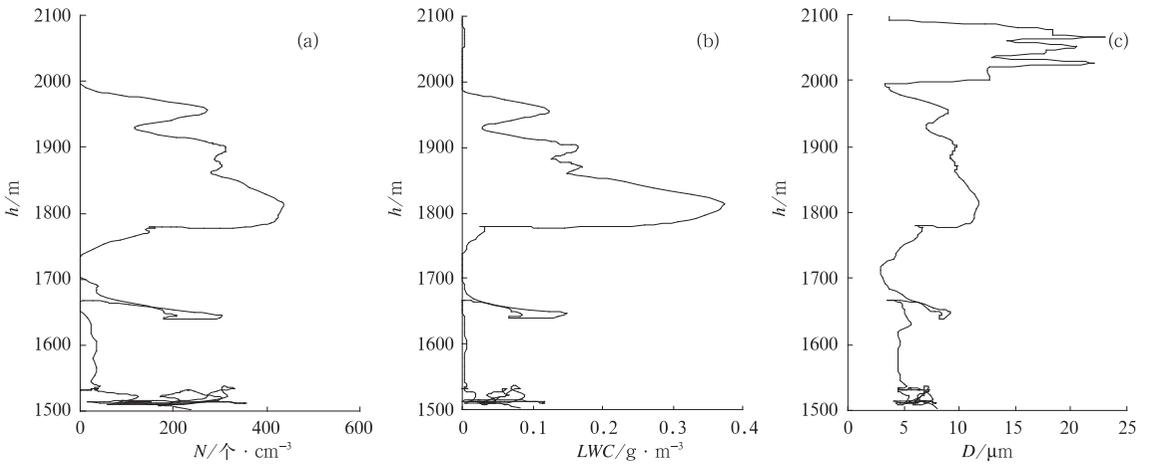


图 8 CDP 探测到粒子的 N(a)、D(b)和 LWC(c)随高度的垂直分布图

Fig. 8 The number concentration (a), average diameter (b) and LWC (c) of cloud particles sampled with CDP probe

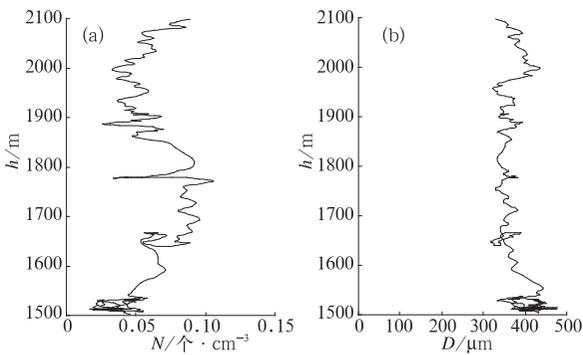


图 9 CIP 探测到粒子的 N(a)和 D(b) 随高度的垂直分布图

Fig. 9 The number concentration (a) and average diameter (b) of cloud particles sampled with CIP probe

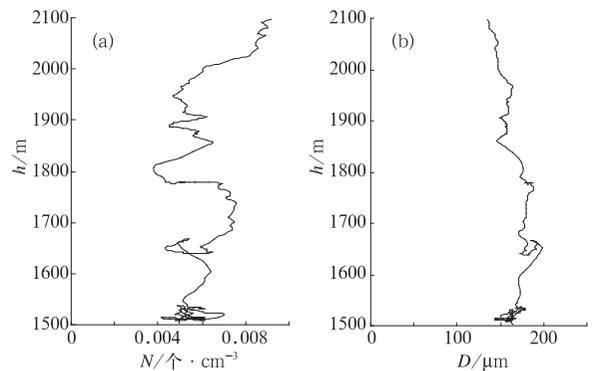


图 10 PIP 探测到粒子的 N(a)和 D(b) 随高度的垂直分布图

Fig. 10 The number concentration (a) and average diameter (b) of cloud particles sampled with PIP probe

图 8~10 可见,在过冷水丰富层(海拔 1500~2000 m)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 8.01、385.18 和 165.28 μm。说明云中过冷云粒子的平均直径不大。从图 11 可以看出探测的粒子在过冷水丰富区下降的过程中,直径增大,可知该区域是雨滴的碰并增长和云滴凝

结增长区。

Hobbs 曾经提出,当利用 FSSP-100 探头观测到云中大于 2 μm 的粒子总浓度超过 10⁷ 个·m⁻³ 或 10 个·cm⁻³ 时,看作是云水区。游来光^[17]指出,这一判据的确定依据可以理解为,经验和理论都表明,由于冰核化的自抑制过程,在自然云中的冰晶浓

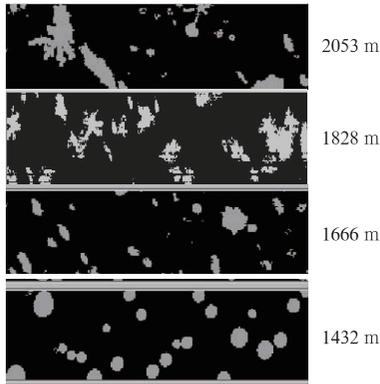


图 11 某些高度的二维粒子图像
Fig. 11 Two-dimensional particle images at some heights

度不可能超过 10^7 个 $\cdot \text{m}^{-3}$ 或 10 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$ 。根据这一判据,似乎当水滴浓度超过 10 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$ 时,云中就有过冷水存在,引入适量的人工冰核即有可能使其转化为降水。此阶段水滴浓度最大达 451 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$,平均 163.6 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$,而冰晶浓度只有 10^{-2} 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$ 量级,过冷水丰富,具有较大的人工增雨潜力。

3.2.2 云内粒子随时间的变化

为了解云系不同部位微物理结构及降水分布等特征、降水形成机制及人工增雨的可播性,将探测路线叠加到了图 3 给出的雷达回波图上,图 12 给出了探测过程中 CDP 探测的云中的粒子数浓度 N_1 和 LWC ,CIP 探头探测的云中大粒子数浓度 N_2 , T 为探测温度,参照这 4 个物理量的配置情况,将探测时间分为如图所示的不同段,各段的云中参量平均值列于表 4,下面分别对各段进行人工增雨可播性分析。

从图 12 可以看出,云内水滴数浓度 N 最大为 432 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$,最小仅为 0.11 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$,两者相差 4 个量级。 C_1 段飞机为下降探测,各探头探测到微物理量值变化较大, LWC 最大为 $0.42 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,最小几乎为 0, C_1 段水滴数浓度、液态水含量和冰晶数浓度均出现一峰值,该段为降水粒子的活跃增长层。 C_2 段飞机继续下降,微物理量变化减小, C_3 段 20:08:34 到达 0°C 层后水平飞行。从雷达 RHI 回波图(图略)可以看出, 0°C 层有明显的融化层亮带,融化层亮带附近回波强度有所增强,是云层中雪花、冰晶融化、降水粒子碰并等造成的,反映了在层状云降水存在明显的冰水转换层。 C_4 段基本在 0°C 层附近探测,探测到微物理量值变化仍较大。

从所分析的探测资料来看,当温度低于 -4°C 时,CIP 探测到的均为冰相粒子,在其量程范围内没有过冷水滴存在,因此,当 N_1 不小于 10 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$ 时(具有一定可播度),还可以根据 CIP 探测的大粒子浓度进一步判断云中可播度的大小,大粒子浓度反映了自然云中降水(或其胚胎)粒子的多少,如果人工冰晶浓度比自然冰晶浓度小得多,显然不会有作用,如果自然冰晶浓度太大,引入人工冰晶后,可能使降水粒子过多过小,导致云下蒸发加强而减少降水。所以,大粒子浓度大,可播度就小,反之亦然,从这次探测过程看,在较大的空间范围内没有大的起伏,而相应的 N_2 均小于 10 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$,这样的云区对于人工增雨是最为有利的,因此,在 N_1 不小于 10 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$ 的前提下,可以将 N_2 小于 10 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$ 的云区称为强可播区,否则为可播区。

参照这 4 个物理量的配置情况,给出各层各探头粒子谱如图所示。从图 13 云粒子谱分布可以看出,在过冷水较丰富 2000、1800、1500 m 水滴粒子谱呈双峰分布,且谱宽明显大于过冷水含量较低的 1700 m 高度, 0°C 层 1500 m 峰值直径为 $29 \mu\text{m}$,1700 m 峰值直径 $24 \mu\text{m}$,可见冷云中 LWC 含量主要由较大尺度水滴贡献。图 13 所示四个高度水滴谱型均呈双峰分布,这与高层大粒子沉降有关,云中粒子浓度在 LWC 较高时段均大于 LWC 较低时段值。可见在 LWC 较低时段存在冰雪晶聚集体以及比较多的冰晶和少量的较小尺度过冷云滴,而 LWC 较高时段可以明显地发现以过冷云滴的存在为主,这说明冰雪晶粒子对云中过冷水云滴产生了消耗,使得过冷水含量降低,云滴各档粒子数浓度降低且谱变宽而降水尺度粒子数浓度增加且谱变宽。

表 2 20:06—20:11 DMT 探测的物理量值及各区段的可播度

Table 2 Cloud microphysical values sampled with DMT probe and cloud seedability

区段号	$N_1/\text{个} \cdot \text{cm}^{-3}$	$L/\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$	$N_2/\text{个} \cdot \text{cm}^{-3}$	$T/^\circ\text{C}$
C_1	181.15	0.1	0.06	-1.47
C_2	150.38	0.06	0.07	-0.35
C_3	40.37	0.005	0.05	0.09
C_4	209.8	0.005	0.04	0.63

游来光^[17]曾经讨论过云中粒子的相态区分问题,认为当冰晶与水滴同时存在时,粒子谱出现不连续变化并出现第二峰值,从而提出根据云粒子的尺度谱分布判断云粒子相态的方法。图 13 给出了此探测过程中典型区域的粒子谱,可以看出,探测到粒子谱出现第二峰值的区段,而且在这种区段上的 N_1 都不超过 30 个 $\cdot \text{cm}^{-3}$,但常常给出很可观的含水量,但是,粒子谱中第二峰值的出现标志着相应区段上可能有冰粒子存在,因而给出的含水量实际上是

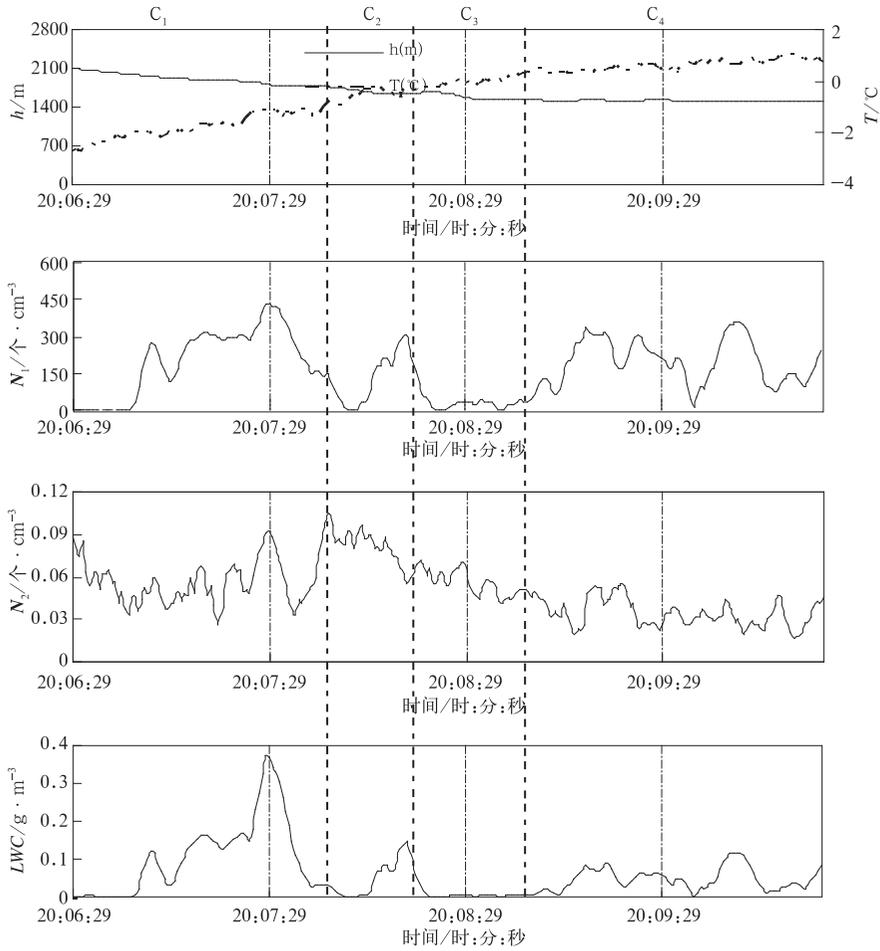


图 12 CDP 探测的云中物理量随时间变化(C₁C₂C₃C₄ 区段号)

Fig. 12 Temporal variations of the cloud microphysical values sampled with CDP probe

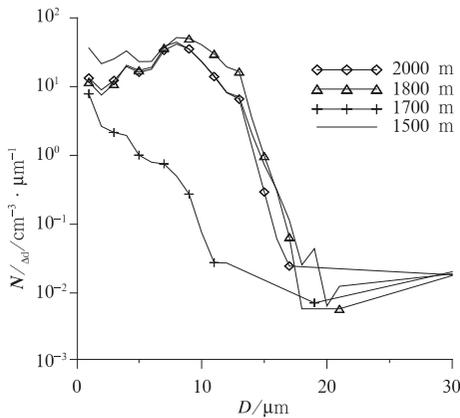


图 13 不同高度云中粒子谱分布

Fig. 13 The particle spectrum distribution in relation to heights

样的,因此,可以认为,只有当 N_1 不小于 $30 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 时,相应云区才具有一定的可播度。

3.3 混合层上层云系的云物理结构

此次探测过程对整层云系进行了探测,图 14 和 15 给出了在过冷水丰富层以上上升和下降过程中 CDP、CIP 探测分别观测到粒子的浓度(N)、平均直径(D)、液态含水量(LWC)随高度的垂直分布。

3.3.1 粒子浓度的垂直分布

图 14 和 15 是 CDP 和 CIP 在探测上升和下降阶段测量的粒子浓度随高度的分布。可以看出,云滴浓度较过冷水丰富层明显减小,平均减少 10^4 量级,随高度变化呈多峰分布,但粒子浓度变化不大,CDP 测量的粒子平均浓度为 $0.12 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$,CIP 测得的粒子平均浓度为 $0.02 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$;CDP 和 CIP 测量的粒子浓度在 4600 m 附近均出现极小值,

虚假的,对人工增雨来说,并没有意义,反过来看,凡是 N_1 在 $30 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 以下的区段,粒子谱形都是这

但 CDP 测量的粒子浓度在 5800 m 附近出现极大值 $0.35 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$, CIP 测量的粒子浓度在 4150 和 5300 m 附近出现两次峰值。CDP 测量的粒子浓度比 CIP 的结果高约 1 个量级,说明云中小于 $25 \mu\text{m}$ 的粒子数仍较多。

3.3.2 粒子大小的垂直分布

图 16 和 17 为 CDP 和 CIP 测量的粒子平均直径随高度的分布,云粒子直径随高度变化也表现为多峰分布,云滴直径与云滴浓度在呈现正相关性,粒

子的平均直径变化不大。CDP、CIP、PIP 探头测量的平均直径分别为 8.32 、 320 和 $99 \mu\text{m}$ 说明云中过冷云粒子的平均直径较大。

从 CIP 资料可以看出,粒子浓度较大,平均直径变化较小,下降阶段粒子浓度较上升阶段明显减少,上升和下降的资料对比显示粒子直径有增大趋势,说明大云粒子在下降过程中有增大趋势,在云的上部探测的冰相粒子以柱状粒子为主。

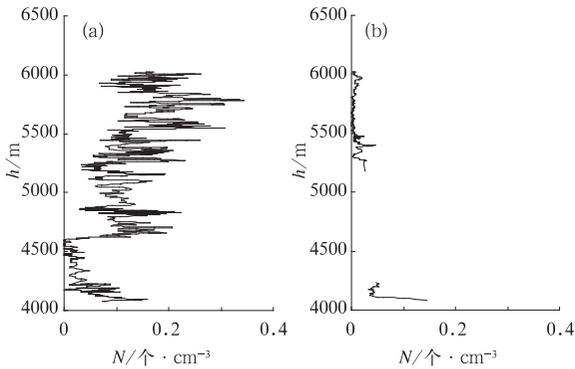


图 14 CDP 测量的粒子浓度随高度的分布
(a) 上升测量; (b) 下降测量

Fig. 14 Vertical distribution of the number concentration sampled with CDP probe in ascending flight (a) and descending flight (b)

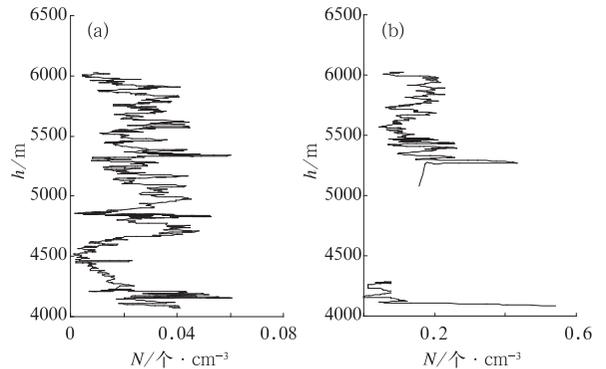


图 15 CIP 测量的粒子浓度随高度的分布
(a) 上升测量; (b) 下降测量

Fig. 15 Vertical distribution of the number concentration sampled with CIP probe in ascending flight (a) and descending flight (b)

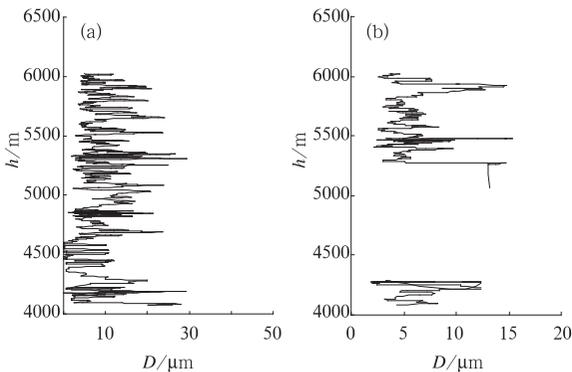


图 16 CDP 测量的粒子平均直径随高度的分布
(a) 上升测量; (b) 下降测量

Fig. 16 Vertical distribution of the average diameter of cloud particles sampled with CDP probe in ascending flight (a) and descending flight (b)

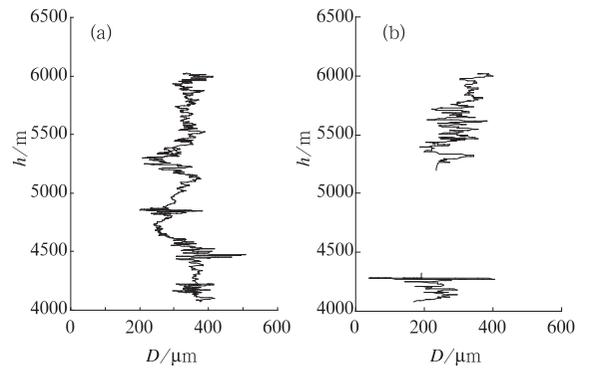


图 17 CIP 测量的粒子平均直径随高度的分布
(a) 上升测量; (b) 下降测量

Fig. 17 Vertical distribution of the average diameter of cloud particles sampled with CIP probe in ascending flight (a) and descending flight (b)

3.3.3 过冷水含量随高度的变化

图 18 是含水量随高度的变化,上层云系的明显小于下层过冷水丰富区,绝大多数位置含水量值为 0,说明该高度为云顶以上,随高度升高液态含水量仍然呈多峰分布,基本小于 $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

4 结论与讨论

云降水的宏微观物理特征的观测和研究,有助于建立典型的云降水多尺度结构模型,为确定科学

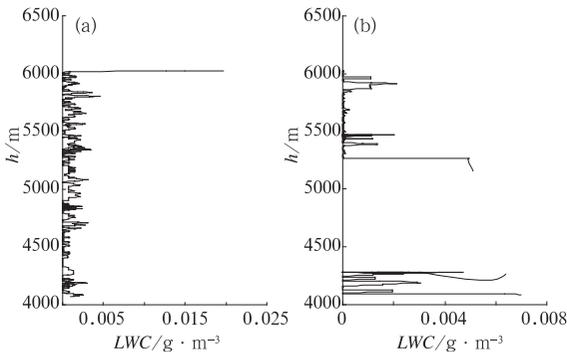


图 18 CDP 测量的 LWC 随高度的分布
(a) 上升测量; (b) 下降测量

Fig. 18 Vertical distributions of the liquid water content (LWC) of cloud particles sampled with CDP probe in ascending flight (a) and descending flight (b)

的人工增雨催化方案提供重要依据,借助于雷达、卫星等多种遥感探测手段,结合飞机的云中观测,对 2009 年 3 月 11 日山西云降水观测外场试验区的一次云降水过程实施了综合探测,分析了此次云降水过程的宏微观物理特征,此次云降水系统属于比较典型的低槽、冷锋活动所造成的一次小至中雨过程。雷达 PPI 回波显示为大面积的回波带,强度不大, RHI 显示回波云顶高度平均在 6 km 左右,除存在一些 20~30 dBz 的回波团外,回波强度比较均匀,回波中存在明显的融化层亮带,这次降水为锋上高积云(As)和其下部的层积云(Sc)结合而成。

计算了云中过冷水含量距 0℃层高度的垂直分布:云中过冷水含量最大值出现在距 0℃层高度以上 400 m 处,其最大值分别为 $0.416 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$;之后随着距 0℃层高度的增加,云中过冷水含量迅速减小,到 0℃层高度以上 600 m 处基本为最低,之后直到云顶,云中过冷水含量维持低值。总的来说,人工增雨要在有过冷水存在的云区引入适量的人工冰核,促使其转化为降水,但由于 DMT 的 CDP 探头探测的含水量常常失真,将其作为可播度的判别指标是不可靠的,CDP 探头探测的云中粒子浓度以及 CIP 探头探测的云中大粒子浓度应作为判别云中可播度的两项主要指标,CDP 探测的粒子浓度不小于 $30 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的云区才具有一定的可播度,其中 CIP 探测的大粒子浓度小于 $10 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 时,可确定为强可播区。

云滴浓度随高度变化呈多峰分布,且起伏较大, LWC 与 N 具有较好的正相关性,相关系数 0.84。0℃层附近,云滴、云粒子谱、冰晶粒子谱、降水尺度粒子浓度的均变化较大,在过冷水丰富高度附近(海拔 1500~2000 m),云滴平均直径与浓度也呈正相关,但 2000 m 以上随着云滴浓度迅速减小,云滴平均直径出现了明显的跃增,与浓度呈反相关。

云中粒子谱型主要为双峰或多峰型,粒子直径大部分小于 $25 \mu\text{m}$,大粒子浓度很低,且呈不连续分布,随着云中微物理过程的发展和降水的形成,粒子浓度明显增高,粒子直径逐渐增大。此探测过程中典型区域的粒子谱中均出现第二峰值的区段,分析表明只有当云粒子浓度不小于 $30 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 时,相应云区才具有一定的可播度。

参考文献

- [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]. 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 stratiformic clouds: A microphysical and dynamical study[J]. 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]. J Appl Meteor, 1984, 23:1585-1600.
- [5] Bergeron T. Ueber den Mechanismus der Ausgiebigen Niederschlage [J]. 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 cloud and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of cold front[J]. 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]. J Atmos Sci, 1980, 37:597-611.
- [8] 汪学林,金德镇. 云雨物理论文[M]. 北京:中国科学技术出版社, 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[J]. 气象科技, 2002, 30(增刊):19-56.
- [10] 赵增亮,毛节秦,魏强,等. 西北地区春季云系的垂直结构特征飞机观测统计分析[J]. 气象, 2010, 35(6):71-77.
- [11] 苏正军,黄世鸿,刘卫国. 一次华北冷涡降水的云物理飞机探测特征[J]. 气象, 2000, 25(06):16-20.
- [12] 胡志晋,秦瑜,王玉彬. 层状冷云数值模式[J]. 气象学报, 1983, 41(2):194-202.
- [13] 胡志晋. 层状云人工增雨机制、条件和方法的探讨[J]. 应用气象学报, 2001, 12(增刊):10-13.
- [14] 洪延超,周非非. "催化供给"云降水形成机理的数值模拟研究[J]. 大气科学, 2005, 29(6):885-896.
- [15] 顾震潮. 云雾降水物理基础[M]. 北京:科学出版社, 1980: 173-179.
- [16] 李大山. 人工影响天气现状与展望[M]. 北京:气象出版社, 2002.
- [17] 游来光. 利用粒子测量系统研究云物理过程和人工增雨条件[M]//云降水物理和人工增雨技术研究. 北京:气象出版社, 1994:236-249.
- [18] 黄美元,徐华英. 云和降水物理[M]. 北京:气象出版社, 1999:218-232.