

基于机载 Ka 波段云雷达和 DMT 粒子测量系统同步观测的积层混合云对流泡特征

张佃国¹ 王烁¹ 郭学良² 王洪¹ 樊明月¹

¹ 山东省人民政府人工影响天气办公室, 济南 250031

² 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘 要 利用机载 Ka 波段云雷达 (Airborne Ka-Band Precipitation Cloud Radar, KPR) 和粒子测量系统 (Droplet Measurement Technologies, DMT), 分析了 2018 年 4 月 22 日黄淮气旋背景系统下积层混合云中对流泡的动力和微物理特征。首先, 对 Ka 波段云雷达观测的山东地区春季 36 个对流泡样本按照回波强度、水平尺度、回波顶高三个参量进行统计, 结果表明平均回波强度为 20~30 dBz 的对流泡占 69 %。对流泡水平尺度为 15~30 km, 占 61 %。对流泡最大回波顶高集中在 6~8 km, 比周边层云高 2~4 km。之后, 对 4 月 22 日积层混合云中的对流泡个例微物理参数进行统计, 结果表明对流泡内部以上升气流为主, 最大上升气流速度达到 1.35m/s, 平均上升气流速度为 0.22m/s; 对流泡内过冷水含量比较高, 最大含水量为 0.34g/m³, 平均含水量为 0.15g/m³。对流泡内冰晶数浓度是泡外的 5.5 倍, 平均直径是泡外的 1.7 倍。结合云粒子图像探头, 发现对流泡前沿和尾部冰粒子以柱状和辐枝状为主, 而对流泡核心区域冰粒子以聚合体形式存在。冰粒子通过淞附过程和碰并过程增长, 过冷水含量不足时冰粒子的淞附增长形成柱状粒子, 含量充足时可迅速淞附成霰粒子。对流泡内降水形成的微物理机制不完全相同, 主要依赖过冷水含量。当云中有充足的过冷水分布时, 高层冰晶通过淞附增长形成霰粒子, 通过融化层后形成降水; 当云中缺少过冷水时, 降水的形成主要通过水汽凝华过程形成冰雪晶, 然后雪晶通过聚合过程实现增长。

关键词 对流泡 KPR DMT 降水机制

中图分类号 P423 **文献标识码** A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1900.16000

The Properties of Convections Embedded in the Stratiform Cloud on Basis of

收稿日期 2019-07-08 **网络预出版日期**

作者简介 张佃国, 男, 1977 年出生, 副研级高级工程师, 主要是从事人工影响天气和云物理研究。E-mail: zdg131415@sohu.com

通讯作者 郭学良, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

项目资助 山东省气象局面上项目 2016sdqxm09, 山东省气象局面上项目 2019sdqxm11, 山东省气象局青年基金 2019SDQN09

Funded by Shandong Meteorological Bureau Situation Project (Grant 2016sdqxm09), Shandong Meteorological Bureau Situation Project (Grant 2019sdqxm11), Shandong Meteorological Bureau Youth Fund (Grant 2019SDQN09)

Airborne Ka-band Precipitation Cloud Radar and DMT System

ZHANG Dianguo¹, WANG Shuo¹, GUO Xueliang², WANG Hong¹, FAN Mingyue¹

1 Shandong Weather Modification Office, Jinan, Shandong Province 250031

2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Based on an airborne Ka-band Precipitation cloud Radar (KPR) and the Droplet Measurement Technologies(DMT), the dynamic and microphysical characteristics of convective bubbles embedded in stratiform clouds initiated by the huanghuai cyclone on April 22, 2018 were analyzed. At first, a total of 36 convective bubbles were observed by KPR in spring in Shandong province. The results based on the echo intensity, horizontal scale and echo-top height of these bubbles show that the average echo intensity of convective bubbles is concentrated at 20 to 30 dBz, accounting for 69%. The horizontal scale of convective bubbles is concentrated at 15 to 30 km, accounting for 61%. The echo-top height of convective bubbles is at 6 to 8 km, which is 2 to 4 km higher than the surrounding stratiform cloud. Afterwards, the microphysical parameters of convective bubbles in the cumulus mixed cloud on April 22 were counted. The results show the inside of convective bubbles is dominated by updraft with maximum wind speed of 1.35m/s, the average updraft is 0.22m/s. There is high supercooled water content in the bubbles with maximum water content of 0.34g/m³, and the average is 0.15g/m³. The ice particle concentration in the convection bubbles is 5.5 times of that outside of bubbles, and their mean diameter is 1.7 times of that outside. The images sampled by cloud image probe show that the ice particles in the front and tail of convective bubbles were mainly columnar and radial, while the ice particles in the core of convective bubbles were polymers. The growth of ice crystals depended on the accretion and collision processes, they showed columnar form when the supercooled water was insufficient, otherwise, they could quickly form graupels. The microphysical formation mechanism of precipitation in the convective bubble is different, and strongly depends on the supercooled water content. When supercooled water content was sufficient in the cloud, graupels were quickly formed, and the surface precipitation was formed after they passed through the melting layer. When less supercooled water existed in the cloud, the formation of precipitation depended on water vapor deposition and aggregation processes.

Keywords Convection bubble, KPR, DMT, Precipitation mechanism

1 引言

对流泡是镶嵌在大范围层状云或积层混合云降水过程中的对流单体, 高空对流泡的形成对播撒—供给机制建立、雨核形成和雨区分布至关重要 (Hobbs and Locatelli, 1978; Hobbs et al., 1980; Matejka et al., 1980)。由于对流泡内含有大量

过冷水(Rutledge and Hobbs, 1983), 对飞机人工增雨过程中寻找最佳播撒区域有重要指示意义。目前国内外学者针对对流泡开展了一系列研究, 已取得一些成果。

早期气象学者关注气旋系统中的高空对流泡形成与发展机制。20 世纪 50 年代科学家采用垂直指向雷达进行观测 (Marshall, 1953; Boucher and Roland, 1959; Wexler and Raymond, 1955; Langleben, 1956; Douglas et al., 1957), 发现对流泡常活跃于云顶区域, 尺度约为千米量级, 可以在低层的层状云之间形成降水带或雨幡。70 年代引入了多普勒雷达, 针对对流泡进行了观测研究, Carbone and Bohne (1975)估算得到对流泡的最大多普勒径向速度约为 $\pm 1.5 \text{ m s}^{-1}$ 。Herzogh and Hobbs (1980)利用垂直指向多普勒雷达分析了对流泡内的气流分布, 结果表明对流泡内最强上升气流约 0.6 m s^{-1} 。Evans et al. (2005)研究表明, 对流泡内接近 -20°C 的区间内云滴数浓度出现极大值, 但该区间并没有产生大的冰晶粒子, 这是由于所选取的对流泡处于初生阶段, 冰晶还未大量生成。此外, 伴随着冰晶的下落, 环境温度不断升高, 聚合碰并效应逐渐增强。Ikeda et al. (2007)采样分析了两个气旋系统对流泡, 指出在 -15°C 区间内, 冰晶数浓度与过冷水含量达到极大值, 对流泡内部冰晶含量是对流泡外部的 3-4 倍。

近年来发展起来的毫米波测云雷达可以穿透含水量较高的厚云层, 具有探测小粒子、测速精度高、空间分辨力高的特点(Stokes and Schwartz, 1994; Illingworth et al., 2007), 可以连续观测云的水平、垂直结构变化, 获得准确的云内宏微观参数。黄毅梅等 (2017)利用 3 mm 云雷达资料分析了混合相云垂直结构及过冷水分布, 发现锋面混合相云存在“播撒-供给”的垂直结构, 过冷水分布不均匀。吴举秀等 (2014)利用毫米波云雷达反演层状云过冷水, 发现混合相云中冰晶主导回波强度, 就降水型层状云而言, 0°C 以上含有较多过冷水, 且发展较大。Stark et al. (2013)利用垂直指向的 Ku 波段雷达观测对流泡内雪晶变化, 并对不同高度层的雪晶粒子形态进行了归纳和总结。

上述均为地基雷达观测, 采用垂直对空观测的方式分析云的内部结构。这种遥感测量的方式无法得到云内的微物理参数的精确信息, 如粒子有效半径、粒子数浓度、过冷水含量, 需要借助算法进行反演(刘黎平等, 2012; 段艺萍等, 2013; 彭亮等, 2012), 而在研究对流泡结构及降水形成机制时, 对云内微物理参量精度有一定要求, 因此需要借助飞机探测资料。目前对于华北地区层状云降水及对流

区特征研究，已经开展了较多的飞机探测，张佃国等 (2007)对比北京地区层积云和层状云发现，层积云大粒子呈单峰分布，层状云不同层谱分布差异较大。范晔等 (2010)利用机载粒子测量数据分析了北京地区降水性层积云粒子参数特征，结果表明冷锋云系存在霰粒、针状冰晶，暖锋云系以霰粒、结凇粒子和冰雪晶聚合物为主。朱士超和郭学良 (2014)研究华北积层混合云发现，在嵌入对流区内有更多的凇附状冰晶，过冷水增多，凇附过程会相应增强。

雷达资料与飞机探测资料匹配时，要求飞机穿过雷达的体扫范围之内，这对资料的筛选提出了严格的要求。近年来探测设备不断发展，机载云雷达的应用满足了雷达资料与飞机探测资料一致性的需求。机载云雷达安装在飞机机翼位置，使用两个天线交替发射信号，测量飞机上下剖面的云信息，可以实时获取飞机在云内的位置及云的发展情况。Rosenow et al. (2014)利用机载云雷达分析了高空对流泡的垂直速度和降水机制，结果表明对流泡垂直厚度约 1-2 km，水平尺度约 0.5~2 km，垂直速度约 $\pm 1-2 \text{ m s}^{-1}$ ，同时认为上升气流在对流泡形成过程中起到了关键作用，可以用“播撒-供给”机制解释对流泡内降水成因，云顶高空对流泡可以播撒冰晶，增加降水量。Plummer (2014)利用云雷达对对流泡内微物理结构开展了研究，统计出对流泡内外冰晶尺度、数浓度、冰水含量等参数以及云层内不同温度区间的过冷水含量，分析了低温区柱状冰晶的特征及高温区聚合冰晶密凇附现象。

在开展飞机云物理观测时，地基雷达观测云回波很难与飞机云物理观测实现时空的完全匹配，造成较大的误差。通过机载云雷达与云物理探测系统的同步观测对于准确揭示云微物理结构特征十分重要，但我国因缺少机载云雷达，相关研究很少。2018 年 4 月 22 日受黄淮气旋的影响，山东南部有较强的西南暖湿气流流入，北部有冷空气侵入，自西向东形成了大范围的降水云系。本文利用机载 Ka 波段云雷达和 DMT 云物理探测系统，针对本次黄淮气旋天气系统背景下的积层混合云中的对流泡特征进行了详细分析，目的在于总结对流泡内外云粒子含量、谱分布情况及垂直风速、过冷水含量等特征，进一步揭示对流泡内外微物理和动力结构及降水形成机制。本文利用了两种机载设备同步观测云内微物理参量

的研究在以前国内的观测研究中很少涉及。

2 观测仪器及数据分析

研究采用的是机载 Ka 波段云雷达 (KPR) 和 DMT 粒子测量系统 (见图 1) 同步观测资料,该仪器分别挂载于飞机机翼两侧下方,且云雷达由美国 Prosensing 公司生产,是国内外比较先进探测装备。图 1(a)为 KPR 示意图,工作波段为 Ka 波段,工作频率 35 GHz,发射脉冲宽度为 20 μs 。两根天线垂直上下指向,采用线性极化平板阵列,同时向上和向下发生脉冲对,得到飞机上下剖面的云信息,可以连续观测云厚、云高、云量等宏观参数,还可反演云内微物理参量,如云粒子大小、数浓度、滴谱分布、冰与液态水含量、云内部湍流特性等。该雷达的主要组件是任意脉冲波形发生器、一个 10 W 的脉冲固态功率放大器、一个低损耗的封闭循环器交换网络、一副平板状波导阵列天线、一个完整的噪声源和一个微波辐射计模式使用的暖校准负载,具体参数如表 1 所示。

图 1(b)为机载 DMT 粒子测量设备,包括云凝结核计数器 CCN (Cloud Condensation Nuclei Counter)、被动腔气溶胶探头 PCASP (Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe)、云粒子组合探头 CCP (Cloud Combination Probe) (包括云粒子探头 (CDP,Cloud Droplet Probe) 和云粒子图像探头 (CIP,Cloud Imaging Probe))、降水粒子探头 PIP (Precipitation Imaging Probe)、综合气象要素测量系统 AIMMS (Aircraft-Integrated Meteorological Measurement System)、热线含水量仪和积冰探测仪器,可观测气溶胶粒子、云降水粒子、过冷水等云微物理参数及相关宏观信息 (详细见表 2)。

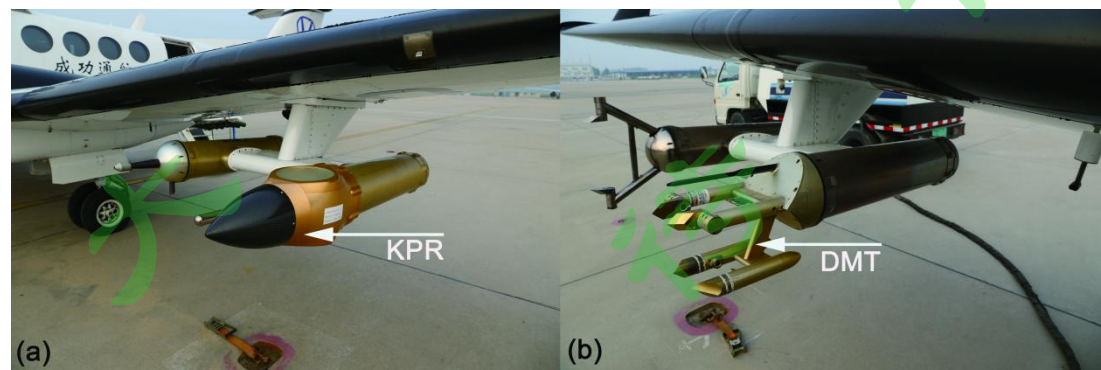


图 1 机载探测设备示意图 (a)Ka 波段云雷达、(b)DMT 粒子测量系统

Fig.1 Schematic diagram of airborne detection equipment:(a) n Airborne Ka-Band Precipitation Cloud Radar,

表 1 KPR 核心参数

Table 1 KPR key parameters

参数名称	参数值范围
工作频率	35.64GHz±30MHz
发射功率	峰值功率 10W，~5% 占空比
发射功率损耗	~1dB
脉冲宽度	0.1—20us
发射波形	交替长脉冲/短脉冲
传输偏振	线性偏振
脉冲重复频率	20kHz
天线原理	上下指向的线性极化平板阵列
天线带宽	35.5—35.9GHz
天线罩材料	聚苯乙烯（单向损耗 0.1 dB）
天线外形	直径 14 厘米，4.2° 半功率波束宽度
天线增益	32.5dB
第一旁瓣电平	-23dB
接收器类型	单宽带射频
接收机噪声系数	~4dB
雷达中频频率	90/150 MHz
数字接收机	双通道，16 位 ADC
动态范围	90dB@1MHz 带宽

表 2 DMT 设备功能及参数

Table 2 DMT Equipment function and parameters

仪器名称	设备功能	测量量程	分辨率及精度
云凝结核计数器 CCN-200	测量不同过饱和度下云凝结核的浓度，并可在同一时刻测量两个不同的过饱和度下的云凝结核的浓度。	量程：0.1%~2% 尺度：0.75~10 μ m 通道数量：20	—
被动腔气溶胶探头 PCASP	测量固定档范围的大气气溶胶粒子个数、尺度及气溶胶粒子谱等。	尺度：0.1~3.0 μ m 通道数量：30	分辨率：0.01 μ m， 0.02 μ m，0.1 μ m， 0.2 μ m
云粒子组合探头 CCP	测量云和降水粒子的谱分布及数浓度，并给出降水粒子的二维图像。	尺度：2~50 μ m， 25~1550 μ m LWC: 0.01~3g/m ³	测量粒子分辨率： 2 μ m，25 μ m LWC 分辨率： 0.01g/m ³
降水粒子探头 PIP	测量降水粒子的谱分布及数浓度，并给出降水粒子的二维图像。	尺度：100~6400 μ m 通道数：62	分辨率：100 μ m
综合气象要素测量系统 AIMMS	测量飞行高度、经纬度、温度、气压、湿度、风速、风向、垂直风速、飞行、动压和飞机姿态等参数。	高度：0~15 Km；温 度：-20~+40℃， -40~+40℃ (特殊要求)；	测温精度：0.05℃； 风速精度：0.5m/s。 行测温精度：0.3℃； 相对湿度精度：2%

		静压：0~110KPa； 动压：0~14KPa； 侧分压：-7~7KPa； 相对湿度：0~100%； 加速度：-5~5g； 倾斜度： -60~60deg/sec	
热线含水量仪 LWC	测量液态水含量	0~3g/m ³	—
积冰探测仪器	测量云中积冰厚度、速度等。	标准冰厚跳变点： 0.5mm±25% 温度：-54℃—54℃	—
等速进样系统	实现在增压舱飞机中对机外晴天干空气环境观测，进气采样采用尖罩进气口，可从50~150m/s气流中等速采样，适合1英寸外径管，仪器硬件为阳极氧化纯铝。	流速：50~150m/s	—

在利用 KPR 和 DMT 资料分析对流泡参数时，一部分参数可以直接从设备的探测结果中读取，另一部分参数需要进行进一步的计算获得。在研究对流泡的微生物特征时，主要参数包括雷达反射率、液态水含量、垂直风速、CDP 探测粒子数浓度及平均直径、CIP 探测粒子数浓度及平均直径。其中雷达反射率可以从 KPR 产品中直接读取，CDP 粒子数浓度和 CIP 粒子数浓度可以 CCP 探头中读取。垂直风速利用综合气象要素测量系统 AIMMS 读取，在 AIMMS 中包括了大气数据探测和惯性测量模块，探测数据经中央处理模块处理后得到大气的真实风速。垂直风速的测量分辨率为 0.75 m s^{-1} 。液态水含量及粒子平均直径需要通过计算获取。

CDP 粒子平均直径计算如公式(1)所示，式中 C_i 为云滴各档粒子数浓度，可以从 CCP 探头的观测结果中读取。 d_i 为云滴各档直径，CDP 前 12 档的直径间隔为 $1 \mu\text{m}$ ，13-30 档为 $2 \mu\text{m}$ 。 N 表示各档粒子数浓度(C_i)的和。

$$\overline{D}_{\text{cdp}} = \frac{\sum_{i=1}^{30} C_i d_i}{N} \quad (1)$$

CIP 粒子的平均直径计算方法与 CDP 粒子相似，计算方法如公式(2)所示，式中 C_i 为冰晶各档粒子数浓度，可以从 CCP 探头的观测结果中读取。 d_i 为冰晶各

档直径，CIP 直径间隔为 25 μm 。N 表示各档粒子数浓度(C_i)的和。

$$\overline{D_{\text{cip}}} = \frac{\sum_1^{62} C_i d_i}{N} \quad (2)$$

云内液态水含量与云滴数浓度密切相关。利用热线含水仪可以测量含水量，但在穿入对流泡前需要进行清零操作，由于在飞行过程中存在滞后操作，且不能保证每个对流泡内的液水含量均经过了清零后再记录，因此利用 CDP 观测的云滴数浓度进行计算更为有效。计算方法如公式(3)所示，式中 ρ_w 表示水的密度， C_i 为云滴各档粒子数浓度， d_i 为云滴各档直径。

$$W = \frac{\pi \rho_w}{6} \sum_1^{30} C_i d_i^3 \quad (3)$$

3 对流泡特征分析

3.1 对流泡观测统计特征

关于对流泡的相关研究，汪学林等（2001）已取得一定结论，主要是利用机载云雨和卫星探测资料。本文参照其研究方法，使用新引进的机载 Ka 波段云雷达的观测结果，对山东地区春季对流泡特征进行识别并统计分析。对流泡最显著的特征是镶嵌在稳定的层状云内，回波强度高于周边区域 10 dBz 以上。其次对流泡所在云层发展旺盛，云顶高度高于周边层云，云厚超过 2 km。此外对流泡所对应的回波纹理从低向高呈现狭长的带状，处在零度层亮带之上。依据以上特征，本文识别出 36 个对流泡样本，按照回波强度、水平尺度、回波顶高三个参量分类统计，根据统计结果(见表 3)，可以看出对流泡的平均回波强度集中在在 20~30 dBz，发生在该回波强度范围内的对流泡平均比例为 69.5 %，说明对流泡内具有一定直径的大粒子，对云雷达的回波有较强的后向散射能力。对流泡的水平尺度集中在 15~30 km，平均比例为 61.1 %，说明对流泡往往是小区域内产生了较强的对流，这种小范围的扰动更易引起的冰晶生成和增长。对流泡的最大回波顶高集中在 6~8 km，比周边层云高 2~4 km，可见对流活动的抬升作用非常显著。综上所述，本文将对流泡定义为回波强度在 20~30 dBz、水平尺度小于 30 km、回波顶高小于 10 km 的区域。

表 3 对流泡特征统计表

Table 3 Statistical table of convective generating cells characteristics

参量	回波强度(dBz)			水平尺度(km)			回波顶高(km)		
日期	10~20	20~30	30~40	1~15	15~30	30~45	6~8	8~10	10~12
4.22 am	14.3%	71.4%	14.3%	57.1%	28.6%	14.3%	85.7%	14.3%	0%
4.22 pm	37.5%	62.5%	0%	25%	50%	25%	37.5%	62.5%	0%
5.05	12.5%	81.25%	6.25%	12.5%	87.5%	0%	100%	0%	0%
5.21	20%	40%	40%	20%	40%	40%	0%	80%	20%
总计	19.4%	69.5%	11.1%	25%	61.1%	13.9%	69.4%	27.8%	2.8%

3.2 对流泡雷达回波及动力特征

图 2(a)是 2018 年 4 月 22 日机载云雷达回波示意图, 图中在 5 km 附近的水平红线为飞机的探测轨迹。可以看出, 雷达回波水平分布不均匀, 出现了超过 20 dBz 的强回波区, 这些强回波区即为镶嵌在层云内部的中小尺度对流泡。图中雷达回波图上有明显的 0 °C 亮带, 分别出现在 9:50、10:55 和 11:05 以后。图 3 为此次飞行过程中沿飞行轨迹的温度变化情况, 可以看出 0 °C 层位置在 4000 m 高度附近, 与雷达回波图的 0 °C 亮带的高度一致(绿色框范围内)。亮带不连续, 说明云内有较强的上升气流。图中在 9:38 和 11:20 时刻轨迹上标记了两个黑点, 分别表示飞机入云(高度 660 m)和出云(高度 510 m)。

图 2(b)为 4 月 22 日云雷达速度谱宽, 在 0 °C 亮带以下, 多普勒速度谱宽显著增强, 均值超过 3 m s⁻¹。多普勒速度谱宽表征有效照射体积内不同大小的多普勒速度偏离其平均值的程度, 谱宽增大说明过冷水含量增多或存在湍流(吴举秀, 2017)。0 °C 亮带谱宽的增大是由于垂直风速的增强带来了充足的水汽, 使冰粒子在到达 0 °C 层前不断聚合发展, 同时雨滴碰撞效率变大, 发生碰并, 下落速度增大, 而未被碰并的小冰晶受湍流影响, 速度不断变化, 从而增大了谱宽。而在 3 km 以下以及近地面谱宽增大(最大值超过 4 m s⁻¹), 是粒子下落速度不均匀分布造成的。

综上所述, 在飞机穿云探测过程中, 当 KPR 回波强度超过 20 dBz 且持续 1 min 以上时, 将飞机穿过的区域定义为对流泡内。在一片积层混合云中, 往往镶

嵌了多个对流泡，当多个对流泡连在一起时，可以形成对流区；当对流泡以单体形式发展时，对流泡之间会存在一定的间隙，间隙区域回波强度不超过 10 dBz，本文将其定义为对流泡外。下一节将重点讨论用飞机观测数据得到的对流泡内外典型特征。

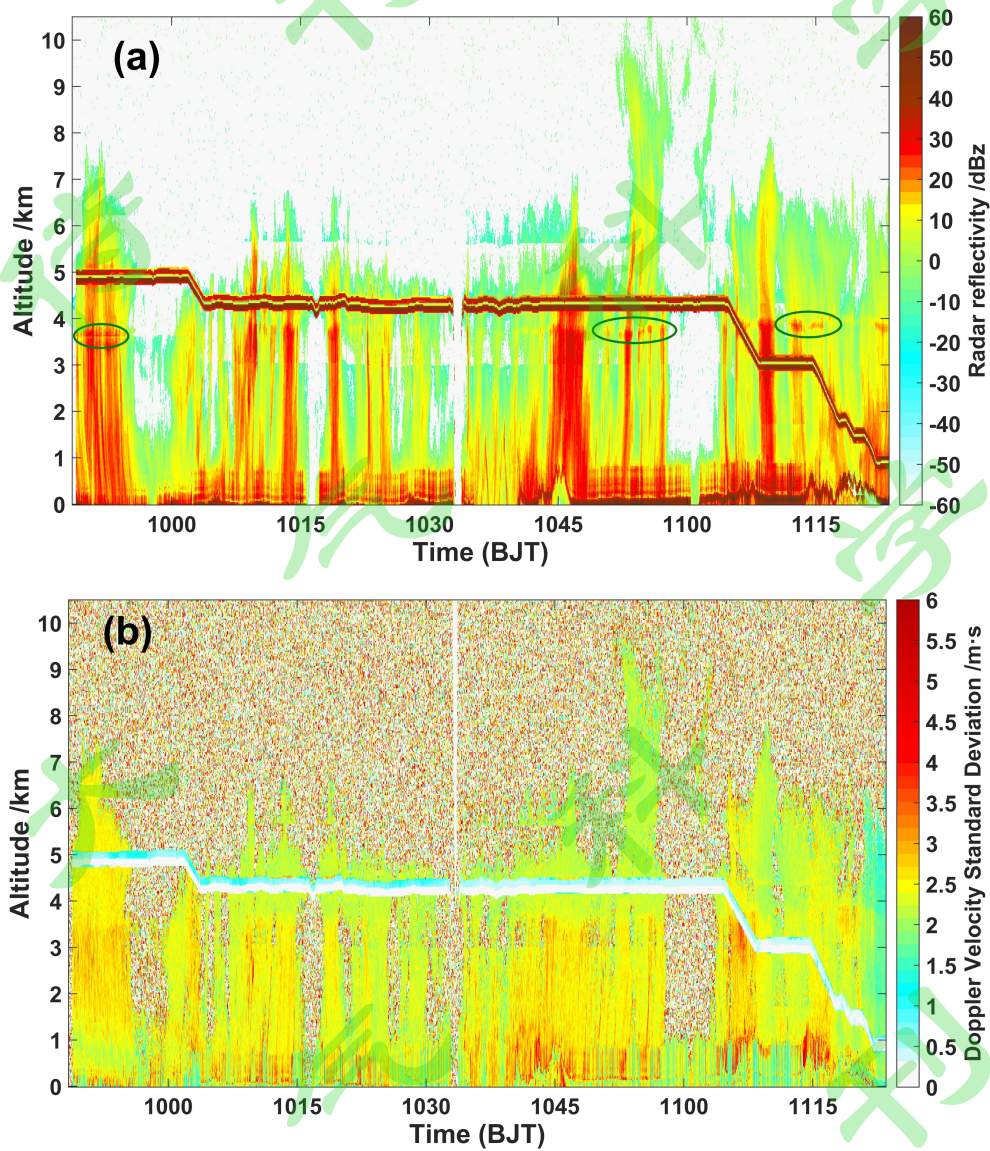


图2 4月22日云雷达反射率及多普勒速度谱宽图 (a)雷达反射率、(b)多普勒速度谱宽

Fig.2 Cloud radar reflectivity and Doppler velocity spectral width on 22 April (a) radar reflectivity, (b) Doppler velocity spectral width

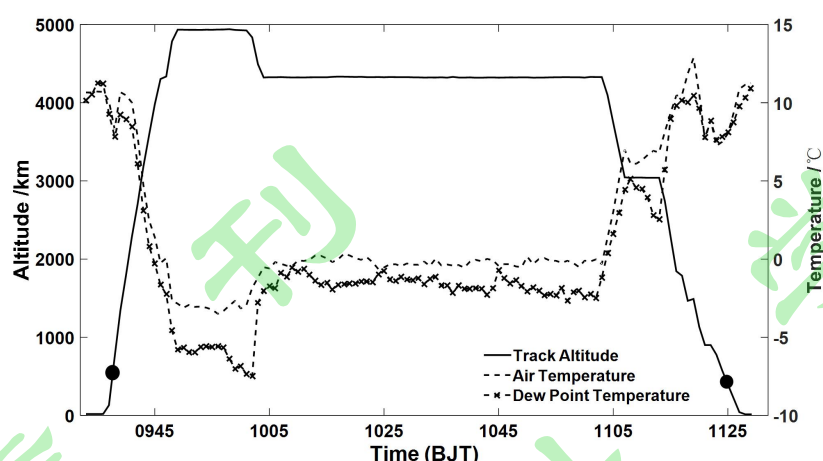


图3 飞行轨迹及环境温度和露点温度示意图

Fig.3 Diagram of flight path and air temperature and dew point temperature

3.3 对流泡的微物理特征

为了进一步了解对流泡内部与外部各粒子参数特征及垂直风速、液态水含量分布，更好地揭示对流内部结构及降水机制，文中选取了2018年4月22日10:37~10:51和15:20前后三个不同大小对流泡进行分析讨论。

图4是4月22日10:37~10:51机载云雷达回波图及沿飞行轨迹探测到的粒子信息。图4(a)为雷达回波图，图中显示云内有一片强回波区，时间从10:44持续到10:49，尺度约为30 km，本文将其定义为对流泡，顶高约7 km，内部回波强度超过20 dBz。飞机进入对流泡前后，雷达反射率增大了约25 dBz。飞机飞行高度4200 m，位于对流泡的中上部，在飞行轨迹下方有清晰的0 °C层亮带。图4(b)为沿飞行轨迹的液态水含量和垂直风速的变化情况，蓝色实线表示垂直风速，上升气流在垂直风速中表征为正值，下沉气流为负值，蓝色虚线将上升气流和下沉气流划分开。在飞机进入对流泡前，云内以下沉气流为主，最大风速达1 m s⁻¹，同时下沉气流的速度不断变化，变化值较大，说明云内气流分布不均匀。在进入对流泡后，垂直风速转变为正值，说明气流受到了抬升作用的影响。黑色实线为液态水含量值，在10:46时刻达到峰值，此时液水含量为0.34 g m⁻³。根据统计，对流泡内（10:45~10:49）的液态水含量平均值为0.15 g m⁻³，对流泡外（10:39~10:43）的液态水含量平均值为0.04 g m⁻³，对流泡内液水含量约为对流泡外的4倍。还有一点值得注意，垂直风速的峰值与液态水含量的峰值在时刻上有较好的对应，说明对流泡内液态水可能是由上升气流从云底携带上来，充足的

液态水含量有利于对流泡内粒子的增长。

图 4(c)为 CDP 测量的沿飞行轨迹的云滴数浓度与平均直径变化情况，在进入对流泡前，云滴数浓度与尺度变化一致，数浓度平均值为 28.4 cm^{-3} ，尺度平均值为 $11.7 \text{ }\mu\text{m}$ 。进入对流泡后，云滴数浓度明显下降，平均值变成了 17.8 cm^{-3} ，尺度得到了增长，平均值为 $19.84 \text{ }\mu\text{m}$ 。造成这一变化的主要原因是对流泡内液态水含量发生了变化，由于对流泡内液态水含量高，云滴得以迅速增长，增大后的云滴惯性随之增大，提高了云滴间的碰撞效率。当两个云滴尺度大到一定程度时，因尾流捕获效应也会提升碰撞效率。云滴不断碰并增长使平均直径变大，数浓度减小。

图 4(d)为 CIP 测量的沿飞行轨迹的冰晶数浓度与平均直径变化情况，为了减小冰晶破碎效应对统计结果的影响，更好地归纳出对流泡内外冰晶的变化特征 (Korolev et al., 2013; Jackson and Mcfarquhar, 2014)，本文只统计了直径大于 $400 \text{ }\mu\text{m}$ 的冰晶进行研究。与 CDP 的测量结果特征不同，冰晶在对流泡内的尺度与数浓度均高于泡外。对流泡内冰晶数浓度均值为 4.71 L^{-1} ，直径均值为 $1136 \text{ }\mu\text{m}$ ；泡外数浓度均值为 0.83 L^{-1} ，直径均值 $667 \text{ }\mu\text{m}$ 。对于直径大于 $400 \text{ }\mu\text{m}$ 的冰晶，其对流泡内数浓度是泡外的 5.5 倍，尺度是泡外的 1.7 倍，统计值与 Plummer 的结果相似（其结果分别为 1.9 倍和 1.1 倍）。对流泡内冰晶数浓度激增，一方面是由于对流泡所在层云的回波顶高高(回波顶高为 7 km)，而周围层云回波顶高为 5 km ，回波顶高越高，云顶高度越高，环境温度越低，上升气流在输送水汽过程中，水汽在对流泡云顶区域更易发生凝华形成冰粒子，起到了引晶催化的作用。另一方面由于对流泡内液态水含量充足，云顶冰晶降至下面的层状云内后，可迅速凇附和攀附增长，促进尺度增大，同时水滴凇附到冰晶上时发生冻结，释放潜热，加剧了上升气流的发展，使云底水汽源源不断地被输送到对流泡内。

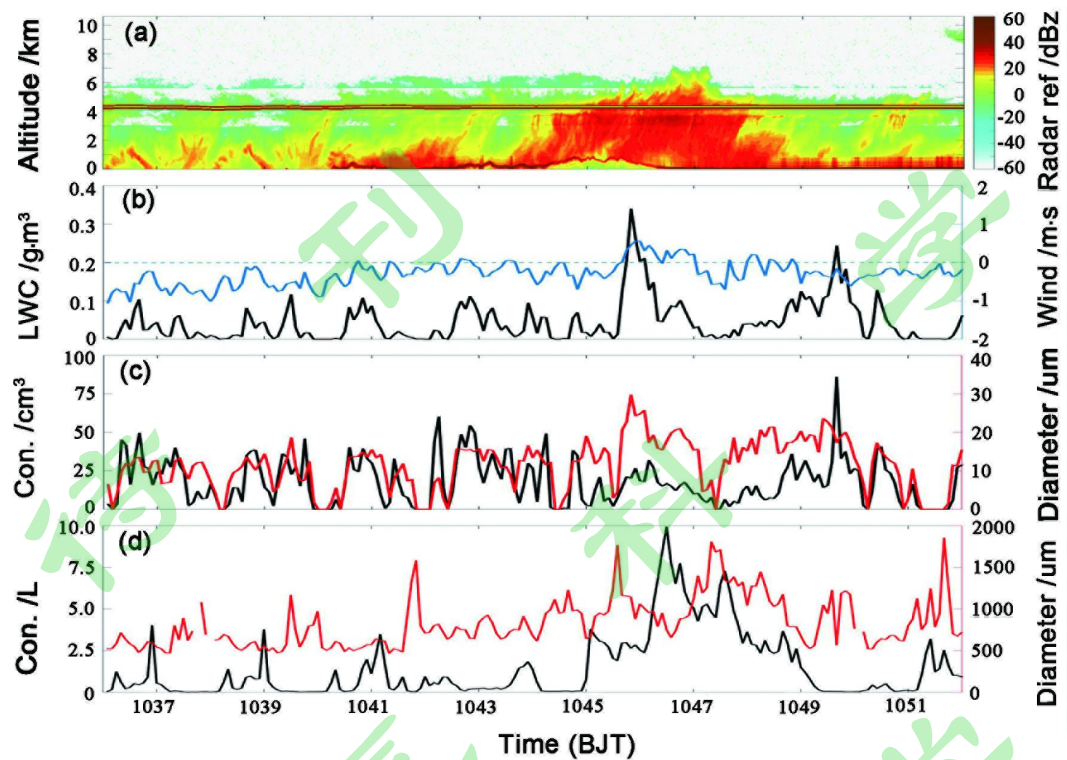


图4 4月22日10:37~10:51各物理量随时间分布 (a)雷达反射率因子、(b)液态水含量及垂直风速(黑色:液态水含量,蓝色:垂直风速)、(c)CDP观测结果(黑色:粒子数浓度;红色:粒子平均直径)、(d)CIP观测结果(黑色:粒子数浓度;红色:粒子平均直径)

Fig.4 April 22, 1037-1051 (a) radar reflectivity, (b)Liquid water content and vertical wind speed(black:Liquid water content, blue:vertical wind speed), (c)CDP observations(black:particles number concentration; red:mean particles diameter), (d)CIP observations(black:particles number concentration; red:mean particles diameter)

图5为对流泡内外云滴及冰晶的组合谱分布,虚线将CDP测量的谱分布与CIP测量的谱分布区分开,组合谱型可以反应出云内粒子从小尺度云滴到大尺度冰晶的整体变化。从图5中可以看出,在云滴谱型部分,对流泡内外均为双峰分布,对流泡外部谱型峰值对应尺度分别为 $10\text{ }\mu\text{m}$ 和 $16\text{ }\mu\text{m}$,对流泡内部的双峰值分别为 $10\text{ }\mu\text{m}$ 和 $21\text{ }\mu\text{m}$ 。对流泡内部的谱宽要大于外部,但在云滴尺度小于 $20\text{ }\mu\text{m}$ 的范围内,对流泡外部的云滴数密度高于对流泡内部。与前文的分析结果一致,对流泡外部云滴以小粒子形态存在,密度大,但由于条件不足,不易成长为大云滴。在冰晶的谱型部分,对于直径在 $400\text{ }\mu\text{m}$ 以下的冰晶,对流泡内外的谱型相似,外部冰晶数密度略低于内部。当冰晶直径超过 $400\text{ }\mu\text{m}$ 后,谱线差异增大,当直径超过 $1300\text{ }\mu\text{m}$ 时,对流泡外部谱线出现中断,说明对流泡外部大粒子冰晶

数量不足。当直径超过 1400 μm 时，对流泡内冰晶数密度有一定上升，大尺度冰晶数密度增大。

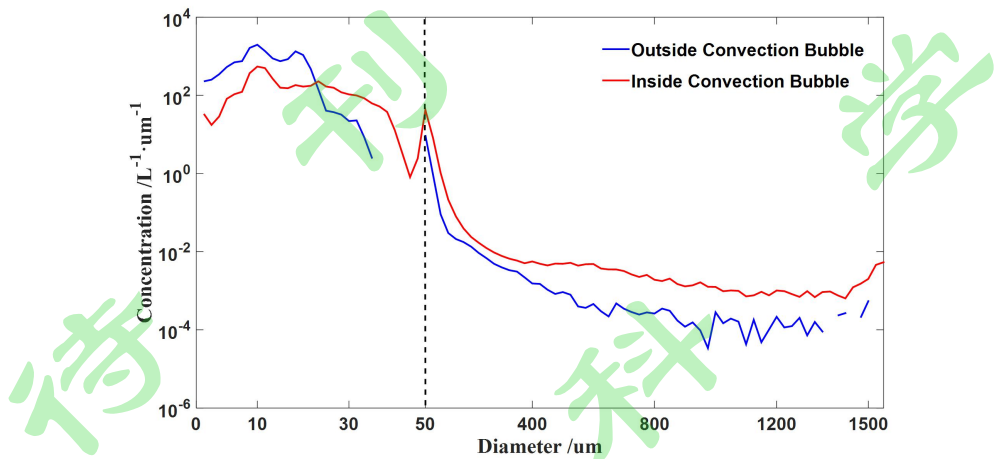


图 5 4 月 22 日 10:37~10:51 粒子组合谱分布

Fig.5 April 22, 1037-1051 particle combination spectrum distribution

为了进一步揭示对流泡参数特征，本文选取 2018 年 4 月 22 日 15:20 前后的两个对流泡进行分析讨论。图 6(a)为云雷达回波图，可以看出云内共镶嵌有两个对流泡，尺度约为 6 km，在 4 km 高度以下存在较为明显的 0 °C 亮带。与图 4(a)中的对流泡形状不同，图 6(a)中对流泡云顶区域形成了倾斜下拖的雪幡。雪幡的形成是由于云顶高度在 7~10 km，温度达到 -15 °C 以下，高层中形成了大量冰晶粒子。雪幡发生倾斜是因为对流泡尺度小，易受到风切变的影响。

在 15:18 时刻，飞机从对流泡顶部穿过，4.2 km 高度存在较弱的下沉气流，液态水含量低，说明此处的云条件较为稳定。结合云雷达回波图，该高度是高空中的雪幡与下面的层状云连接部分，在此处存在大量高层掉落的冰晶粒子，且粒子具有一定的尺度，图 6(d)中冰晶粒子尺度与数浓度的变化可以说明这一现象。图 6(d)中在 15:18 时刻以后出现了一个冰晶数浓度和尺度的峰值，对于直径大于 400 μm 的冰晶，其数浓度在此刻之后的 30 秒内均值为 2.1 L^{-1} ，直径均值为 2500 μm ，而在该时刻前后，数浓度和直径均值分别为 1 L^{-1} 和 850 μm 。通过 4 km 的融化层后，回波强度显著增强，强回波一直延续到地面。这反映出大尺度冰晶粒子通过 0 °C 层后，表层发生了一定程度的融化，一方面水膜存在使冰晶易碰并粘连，另一方面水表面的后向散射能力比冰表面强，从而使回波强度增大。

在 15:20 时刻，飞机穿入对流泡，此时液态水含量达到峰值，为 0.18 g m^{-3} ，

同时上升气流也达到最大，为 0.5 m s^{-1} ，云内的条件有利于冰晶粒子发生贝吉隆过程增长，结合图 6(d)可以看出，该时间段内冰晶粒子的尺度和数浓度均达到了峰值。图 6(c)内云滴数浓度达到了 80 cm^{-3} ，平均直径也超过了 $15 \mu\text{m}$ ，与前文分析一致，在这种云条件下，云滴碰撞效率得到了提升，云滴得以不断发展。

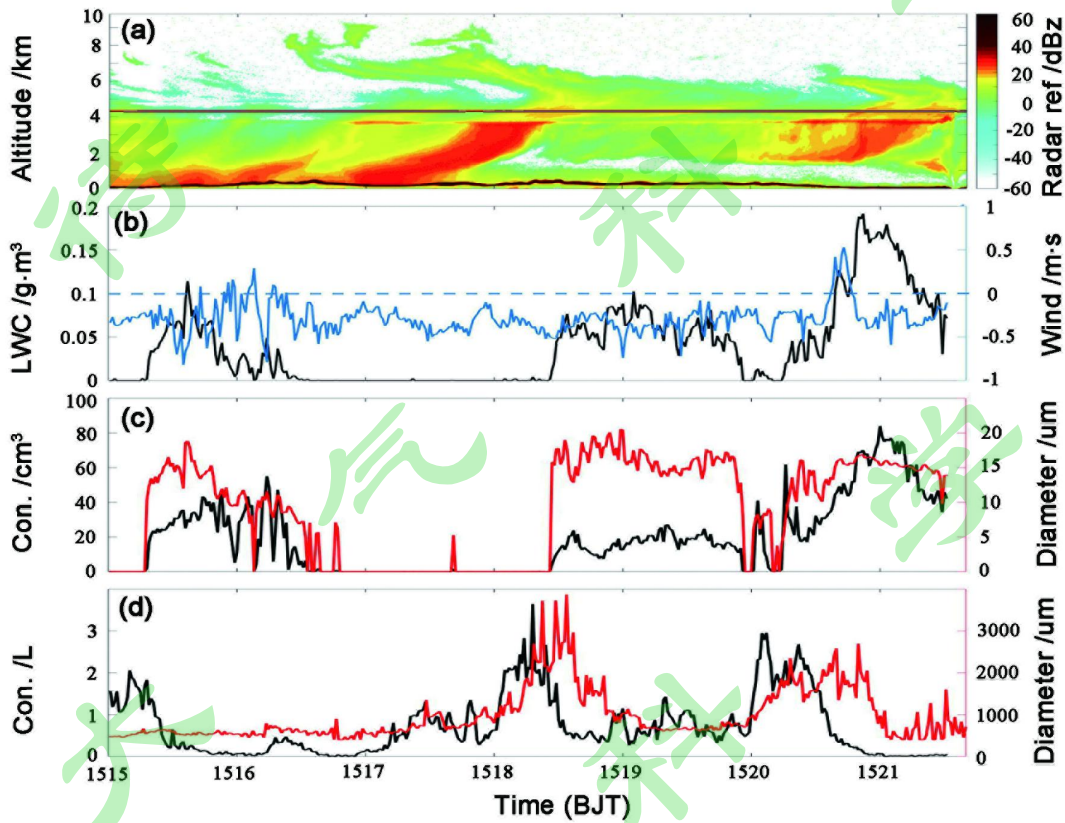


图 6 4 月 22 日 15:15~15:22 各物理量随时间分布 (a)雷达反射率因子、(b)液态水含量及垂直风速(黑色：液态水含量，蓝色：垂直风速)、(c)CDP 观测结果(黑色：粒子数浓度；红色：粒子平均直径)、(d)CIP 观测结果(黑色：粒子数浓度；红色：粒子平均直径)

Fig.6 April 22, 1515-1522 (a) radar reflectivity, (b)Liquid water content and vertical wind speed(black:Liquid water content. blue:vertical wind speed), (c)CDP observations(black:particles number concentration; red:mean particles diameter), (d)CIP observations(black:particles number concentration; red:mean particles diameter)

据图 6(b)内的云条件，15:21 时刻的对流泡（以下简称对流泡 b）内液态水含量高，有较强的上升气流，内部冰晶理应发展旺盛，而 15:18 时刻的对流泡（以下简称对流泡 a）内液水含量较低（仅为对流泡 b 内液水含量的三分之一），且存在一定的下沉气流，不利于冰晶的增长。根据图 6(d)的结果，对流泡 a 内的冰晶平均直径要高于对流泡 b。图 7 为两个对流泡的冰晶谱分布，在 $100 \sim 300 \mu\text{m}$

范围内对流泡 b 的冰晶数浓度要高于对流泡 a，超过 300 μm 后两个对流泡的冰晶数浓度相当，整体来看对流泡 a 的冰晶数浓度略高于对流泡 b。造成这一现象的原因可能是由于对流泡 a 的回波顶高度高，温度低，水汽更易直接凝华成雪晶，雪晶的增长主要通过攀附粘连过程，形成雪片，从而增大了尺度，而不是利用贝吉隆过程增长或直接与过冷云滴发生碰并。为了更好地揭示两个对流泡内粒子形态差异，了解降水粒子的增长机制，需要结合粒子探头拍摄的图像进行进一步分析。

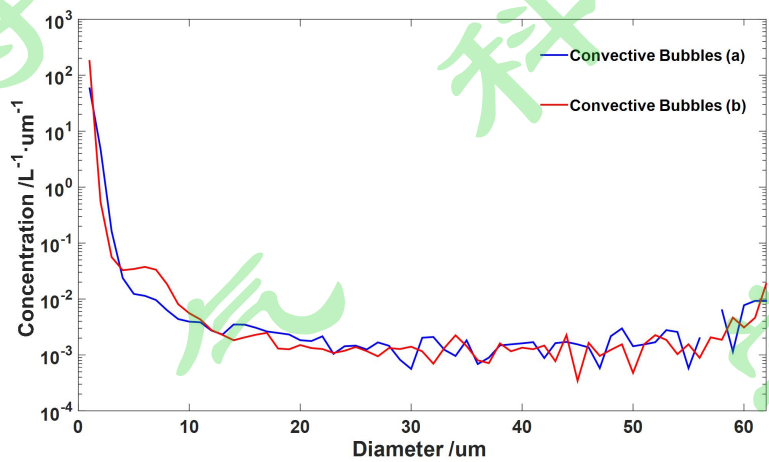


图7 CIP 谱分布对比图

Fig.7 CIP spectrum distribution comparison diagram

4 对流泡内粒子增长及降水形成机制

为研究对流泡内部粒子增长过程及降水形成机制，将机载云雷达与 DMT 设备中的粒子图像探头结合起来，重点分析对流泡内部和外部粒子的形态差异。首先针对 4 月 22 日 10:44 到 10:49 的对流泡进行分析。图 8 为粒子探头拍摄的对流泡不同位置的粒子图像，由图中可以看出，在对流泡前沿和尾部，降水粒子主要以两种形态存在：一种是相互碰并形成辐枝状冰晶，另一种是柱状单体形式。在对流泡内部，降水粒子已经发展为聚合体为主。降水粒子的增长主要通过淞附过程和碰并过程，下面将对这两个过程展开分析讨论。

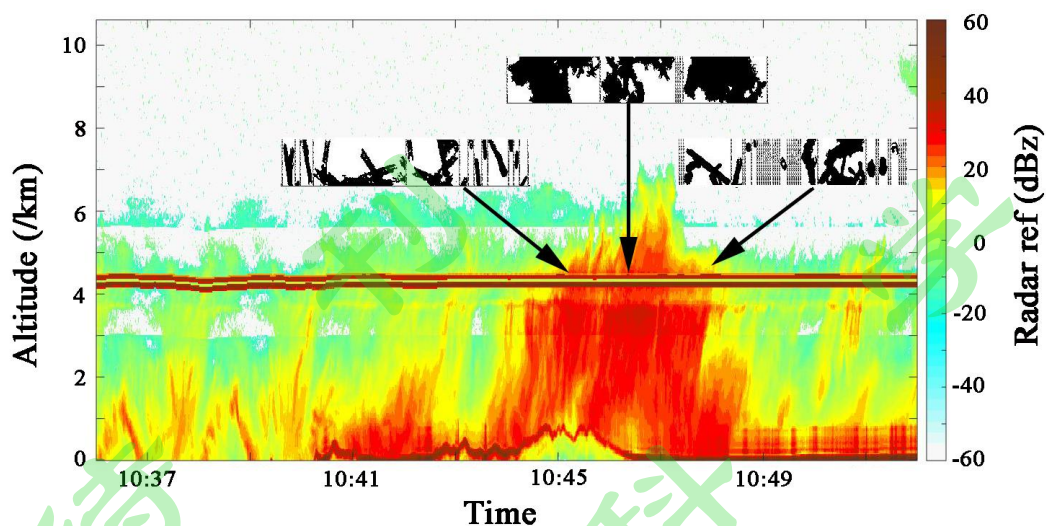


图 8 4 月 22 日 10:44~10:49 飞行轨迹上 CIP 探头拍摄的典型粒子图像

Fig.8 April 22, 1044-1049 typical particle images taken by the CIP probe on the flight path

4.1 淞附增长

淞附增长是指过冷却云滴在冰晶表面不断冻结沉积的过程，此过程与过冷水含量密切相关，云中过冷水含量越多，淞附过程越明显。同时淞附过程对冰晶的尺度也有一定的要求，如果冰晶的几何尺度太小，将不会与水滴发生碰撞，即碰撞效率为 0。表 4 给出了不同形状的冰晶发生淞附所需要的最小尺度(Wang, 2002)，可以看出柱状冰晶发生淞附时对尺度的要求最低，当直径超过 $70\ \mu\text{m}$ 即可与过冷水发生碰撞。根据统计，对流泡前后区域冰晶的平均直径约为 $65\ \mu\text{m}$ ，这说明冰晶通过淞附过程先形成柱状和针状的形式。

表 4 不同形状冰晶淞附过程所需最小直径

Table 4 Minimum diameter required for riming of ice crystals of different shapes

柱状冰晶	片状冰晶	辐射状冰晶
$70\ \mu\text{m}$	$220\ \mu\text{m}$	$400\ \mu\text{m}$

在对流泡内部，冰晶以聚合的霰粒子形态存在。根据飞机 AIMMS 探头的结果，参照图 4(b)，对流泡内部垂直风速最大可达 $1.4\ \text{m s}^{-1}$ ，而对流泡前最大风速仅为 $0.3\ \text{m s}^{-1}$ ，对流泡后最大风速为 $0.5\ \text{m s}^{-1}$ ，较强的上升气流可以将云底的水汽源源不断的补充上来，当水汽被抬升凝结而形成的液水含量足够高时，淞附增长能使冰晶迅速发展成霰。图 9 中是 AIMMS 探头记录的飞行过程中温度的变化情况，可以看出 10:46 时刻之后露点温度与空气温度基本重合，说明对流泡内部空气湿度达到饱和，而在 10:45 和 10:49 前后，空气饱和度不高，结合图 4(b)，

液态水含量也低于对流泡内。这两个时刻由于液态水含量不足，高层的冰相粒子在下落过程中只能凇附成柱状冰晶形态，无法进一步发展。对流泡内部区域空气饱和度高，充足的液态水可以确保冰晶发展成霰，图 8 中部分霰粒子密实程度高，已看不出冰晶原来的形状，还有一部分柱状冰晶正在发生密凇附，直径不断增大。

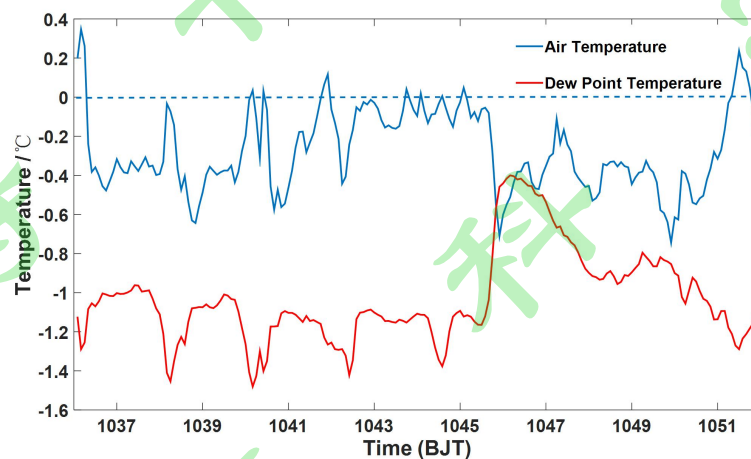


图 9 4 月 22 日 10:44~10:49 飞行轨迹上空气温度和露点温度变化曲线

Fig.9 April 22, 1044-1049 air temperature and dew point temperature change curve on flight trajectory

过冷却云滴在冰晶粒子表面发生凇附时，会冻结释放潜热，使空气温度升高，促进上升气流进一步增强，将云层下部的水汽输送上来，水汽凝结形成充足的液态水，使凇附过程的不断发展。凇附过程中不同尺度云滴碰撞效率不同，当冰晶尺度确定后，在其下落过程中，非常小的云滴不会与之发生碰撞，由于小云滴自身惯性小，会随气流作绕流运动，难以被冰晶捕捉到。同时，大云滴也很难被下落的冰晶捕捉，这是由于大云滴自身具有一定的下落末速度，当大到一定程度后，下落速度会与冰晶相当，难以碰并。图 5 中对流泡内云滴谱呈现双峰分布，而并非标准的伽马谱，云滴数密度在 $10\text{ }\mu\text{m}$ 达到峰值，根据 Wang (2002)统计的冰晶与过冷水滴理论碰撞效率，当云滴直径超过 $10\text{ }\mu\text{m}$ 后，冰晶与之碰撞的效率迅速提升，这可能是导致数密度下降的原因之一。

4.2 碰并增长

降水粒子除了通过凇附增长外，相互碰并也是一种增长机制。图 10 中可以看出，飞机飞行过程中温度基本在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 上下浮动，这一温度为冰晶的融化层，在该温度下，冰表面会融化形成准液膜，该液膜具备类似潮湿表面的特性，当两冰晶相互碰撞时，液膜会被夹于两层冰晶之间发生固化，使冰晶粘合在一起。图 8

中对流泡前后区域有一些辐枝状冰晶，是由多根柱状相互碰并形成的，对流泡内部也存在霰粒子与密淞附的柱状冰晶发生碰并的现象。

对流泡内的上升气流也可以促进冰晶粒子相互碰撞。上升气流会带来湍流的扰动效应，能够影响了粒子的碰并效率。Sasyo (1971)认为，在由大小和形状都相似的冰晶聚合引起冰晶谱拓宽过程中，水平风和垂直风的扰动起到了一定的作用。根据 AIMMS 探头测量的结果，在对流泡内南北方向风速平均值为 4.3 m s^{-1} ，东西方向平均风速为 3.8 m s^{-1} ，垂直方向风速最大超过 1 m s^{-1} ，较强的风力扰动是对流泡内冰晶谱增宽、数密度增大的原因之一。

降水形成机制不同的对流泡内云条件不同，其内部的降水机制也会有差异，本文对 4 月 22 日 15 时以后的两个对流泡内降水机制进行讨论。图 10 为沿飞行轨迹上 CIP 探头和 PIP 探头拍摄的两个对流泡内的典型粒子图片，从 CIP 探头拍摄的图像可以看出，对流泡 a 内的冰晶多为规则的片状或辐枝状。结合前文分析，对流泡 a 云顶高度高，温度低，水汽直接凝华成雪晶。在云底区域缺少过冷水，因此雪晶只是发生了稀淞附，冻附的粒子并没有完全遮盖雪晶表面。PIP 探头拍摄的图片显示，雪晶之间利用攀附过程相互碰并增长，形成的大尺度聚合物整体蓬松，此外还有一些形状规则的雪晶单体，由于未与过冷水滴发生碰并，雪晶保持原本辐枝状和六角形片状。

对流泡 b 内的冰晶形态相较于对流泡 a，有了较大的变化，从 CIP 探头拍摄的典型粒子图像来看，对流泡 b 内以柱状冰晶为主，根据 DMT 探测的信息，对流泡 b 内液态水含量的峰值为 0.19 g m^{-3} ，平均值为 0.15 g m^{-3} ，相较于图 8 内聚合粒子对应的液态水峰值 0.35 g m^{-3} ，对流泡 b 内冰晶在此数浓度下发生淞附的过程较为缓慢，无法迅速增长为大型霰粒子。PIP 图像中已出现了一些小的霰粒子，其特征是聚合体内部密实，周边由于密淞附，凸出的枝状部分不明显，整体呈现出圆球形。

通过上述分析可以看出，两个对流泡内的降水粒子增长机制不同，对流泡 a 内的冰晶是在云顶直接凝华形成，在下落过程中冰晶间发生攀附增长，最后穿过融化形成降水，整个过程不符合“播撒-供应”机制。对流泡 b 内的冰晶由于云顶高度有限，初始形成的冰晶尺度不大，但低层的“供应云”内含有较为丰富的过冷水，冰晶可以利用贝吉隆过程使自身尺度增大，同时对流泡 b 内有较强的

上升风速，湍流的扰动可以提高冰晶与过冷水滴的碰撞效率，加快冰晶的凇附增长。

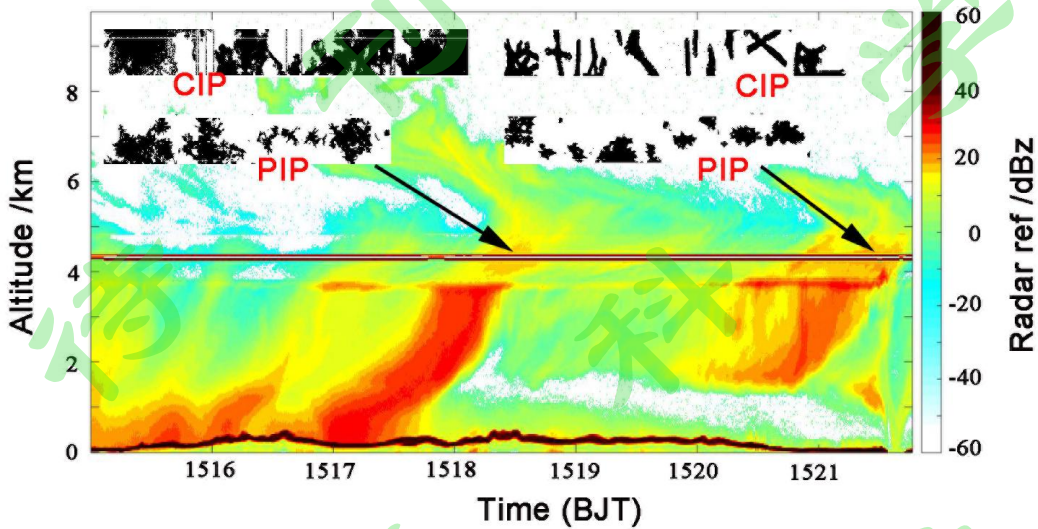


图 10 4 月 22 日 15:15~15:22 飞行轨迹上 CIP 和 PIP 探头拍摄的典型粒子图像
Fig.10 April 22, 1515-1522 typical particle images taken by CIP and PIP probes on the flight path

为了进一步了解两个对流泡内降水粒子的发展过程，选取 1 min 内的平均值，绘制了云雷达的反射率因子、多普勒速度和谱宽的垂直廓线，对降水粒子下落过程的变化进行分析。参照图 10 的云雷达图像，选取时间段为 15:17:30~15:18:30 和 15:20:30~15:21:30。

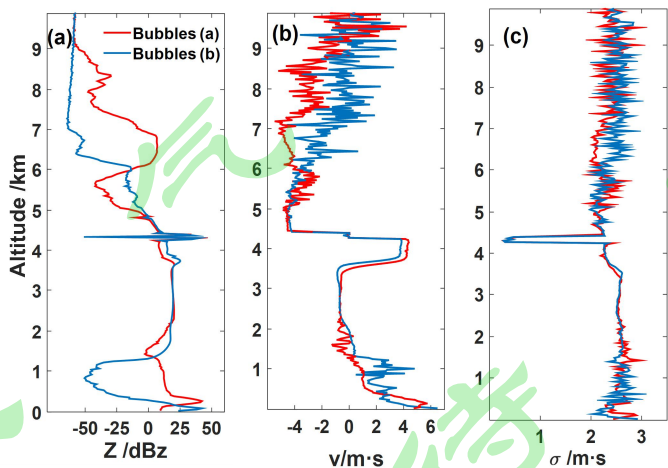


图 11 机载云雷达垂直廓线 (a)雷达反射率因子、(b)多普勒速度、(c)多普勒速度谱宽
Figure.11 Vertical profile of airborne cloud radar (a) radar reflectivity factor, (b) Doppler velocity, (c) Doppler velocity spectral width

在 6~7 km 高度, 对流泡 a 的雷达反射率有一个极值, 大小为 6.9 dBz, 随着高度降低, 反射率值没有发生改变。这是由于对流泡 a 所对应的云顶含有一定数浓度的冰晶, 由水汽直接凝华形成, 直径较大, 因此云雷达的反射率因子较大。可以发现高空云粒子的雷达反射率与 4~5 km 范围内的反射率相近, 这说明云内大冰晶在掉落过程中增长不显著, 尺度变化不大。而对流泡 b 的雷达反射率廓线有着不断增大的趋势, 反应出云内降水粒子在不断增长。

在 4~6 km 高度, 对流泡 b 的雷达反射率先随着高度降低而略微减小(廓线高度在 6 km 到 5.8 km), 随后再增大, 其特征类似于 0 °C 暗带(Kollias and Albrecht., 2005)。在该高度范围内, 冰晶粒子已经开始边下落边增长, 当尺度超过毫米量级后, 造成的衰减增强。同时冰晶的后向散射能力会随直径增大出现震荡, 因此雷达反射率先减小后增大。结合机载 DMT 资料, 在对流泡 b 内含有一定的过冷水, 过冷水滴在冰晶表面冻结, 使冰晶凇附增长为聚合体, 当冰晶聚合体增长超过一定尺度后, 会形成暗带, 这与 Lhermitte and Higdon (2002) 观测得到的暗带形成机制相同。

4 km 高度以下, 0 °C 层亮带(反射率因子突然增大)特征明显, 这是因为高层冰晶在下落到 0 °C 等温线以下后发生融化, 水的后向散射能力比冰大, 从而造成雷达反射率因子增大。两个对流泡雷达反射率极值的高度不同, 对流泡 b 的反射率极值高度比对流泡 a 约高 100 m, 这是因为两个对流泡所在云层的 0 °C 层高度不同。0 °C 亮带对应的多普勒速度和多普勒速度谱宽都有显著增强, 反应了融化的雨滴在下落过程中增长。由 4 km 以下多普勒速度廓线的变化可以看出, 对流泡 a 内粒子的多普勒速度始终高于 b, 多普勒速度垂直向下为正, 因此可以判断出对流泡 a 内降水粒子下落速度快于 b。结合图 6 (d)和图 10 粒子探头拍摄的图片可以看出, 对流泡 a 内的粒子平均尺度要高于 b, 所以在通过冰水转换区后, 对流泡 a 内的冰晶融化成的雨滴要更大, 降落速度更快。

在 2~3 km 高度, 雷达反射率随高度不再变化, 高层冰晶基本已融化成雨滴, 在该高度处发生米散射。此时多普勒速度变为负值, 出现了速度模糊。多普勒速度谱宽随高度变化不大, 表明下落的雨滴尺度相当, 没有下降速度差。在 1 km 高度以下, 对流泡 b 的雷达回波出现了中断, 这是由于对流泡 b 所在层云区降水已处于消散阶段, 降水粒子在下落过程中不断蒸发, 没有到达地面。

5 结论

本文利用机载 DMT 和 Ka 波段云雷达探测仪器, 分析了 2018 年 4 月 22 日黄淮气旋背景系统下对流泡特征, 针对 10:37~10:51 和 15:15~15:22 三个不同尺度对流泡进行了参数统计, 总结对流泡内外参量分布特征。又结合云雷达对探头拍摄的典型粒子图像进行分析, 归纳对流泡内云粒子的增长模式及对流泡内降水机制, 结论如下:

(1) 根据对山东地区春季对流泡宏观特征的统计, 本文将对流泡定义为回波强度在 20~30 dBz、水平尺度小于 30 km、回波顶高小于 10 km 的区域。对流泡内部和外部的气象要素及粒子参数有较大差异, 对流泡内部上升气流强烈, 液态水含量充足, 有利于云粒子的增长。对流泡内 CDP 探测的云滴粒子平均直径要高于对流泡外, 中尺度对流泡内云滴数浓度低于外部。对流泡内 CIP 探测的冰晶粒子数浓度和平均直径均高于对流泡外, 冰晶数浓度是泡外的 5.5 倍, 尺度是泡外的 1.7 倍。

(2) 对流泡内外粒子形态有较大差异, 在飞机进入对流泡前和刚穿出对流泡期间, CIP 探头探测的粒子以柱状冰晶和辐枝状冰晶为主, 而在对流泡内部, 粒子以聚合的霰粒子为主。对流泡内的降水粒子的增长主要通过淞附和碰并的方式进行, 过冷水含量不足时, 冰晶淞附增长为柱状形式, 过冷水含量充足时, 冰晶可以迅速淞附增长成霰。在 0 °C 层附近, 冰晶表面融化为液态水膜, 有利于冰晶间相互碰并。此外, 湍流效应也可以促进冰晶碰并增长。

(3) 不同对流泡由于云条件差异, 内部降水机制并不完全相同。当云底有充足的过冷水时, 高层冰晶在下降过程中发生贝吉隆过程, 使自身尺度不断增大, 同时与过冷水滴碰并, 利用淞附的方式增长, 符合“播撒-供应”机制。如果云底过冷水不足, 冰晶的增长就会受限, 如果对流泡所镶嵌的云层有较高的云顶高度, 水汽可以直接凝华形成雪晶, 大片雪晶在下落过程中相互攀附, 尺度不断增大, 形成的粒子形态蓬松, 在穿过融化层后, 雪晶聚合物融化形成雨滴掉落, 这种过程不符合“播撒-供应”机制, 但同样是一种重要的降水形成机制。

参考文献 (References)

- Boucher, Roland J. 1959. Synoptic-Physical implications of 1.25-cm vertical-beam radar echos [J]. *Journal of Meteorology*, 16(3): 312-326.
- Carbone R E, Bohne A R. 1975. Cellular snow generation--a doppler radar study [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32(7): 1384-1394.
- 段艺萍,刘寿东,刘黎平等. 2013. 利用云雷达反演层状云空气垂直速度及微物理参数的个例研究 [J]. *科学技术与工程*, 13(27): 7933-7940. Duan Yiping, Liu Shoudong, Liu Liping, et al. 2013. A case test of retrieving stratus vertical velocity & microphysical parameters from millimeter-wave cloud radar [J]. *Science Technology and Engineering*, 13(27): 7933-7940. doi:10.3969/j.issn.1671-1815.2013.27.003
- Douglas R H, Gunn K L S, Marshall J S. 1957. Pattern in the vertical of snow generation [J]. *Journal of Meteorology*, 14(2): 95-114. doi:10.1175/1520-0469(1957)014<0095:pivos>2.0.CO; 2
- 范烨,郭学良,张佃国,等. 2010. 北京及周边地区 2004 年 8、9 月层积云结构及谱分析飞机探测研究 [J]. *大气科学*, 34(06): 1187-1200. Fan Ye, Guo Xueliang, Zhang Dianguo, et al. 2010. Airborne particle measuring system measurement on structure and size distribution of stratocumulus during August to September in 2004 over Beijing and its surrounding areas [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 34(06): 1187--1200
- Evans A G, J D Locatelli, M T Stoelinga, et al. 2005. The IMPROVE-1 storm of 1-2 February 2001. Part II: Cloud structures and the growth of precipitation [J]. *Atmos. Sci.* 62, 3456-3473. doi:10.1175/JAS3547.1.
- Herzogh P H, Hobbs P V. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. II: Warm-frontal clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37(3): 597-611.
- Hobbs P V, Locatelli J D. 1978. Rainbands, precipitation cores and generating cells in a cyclonic storm [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35(2): 230-241.
- Hobbs P V, Matejka T J, Herzogh P H, et al. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37(3): 568-596
- 黄毅梅,周毓莹,杨敏. 2016. 利用 3mm 云雷达资料分析混合相云垂直结构及过冷水分布 [J]. *高原气象*, 36(1): 219-228. Huang Yimei, Zhou Yuquan, Yang Min. 2016. Using 3 mm cloud radar data to analyze frontal mixed cloud vertical structure and supercooled water [J]. *Plateau Meteorology*, 36(1): 219-228. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2015.00119
- Ikeda K, R M Rasmussen, W D Hall, et al. 2007. Observations of freezing drizzle in extratropical cyclonic storms during IMPROVE-2 [J]. *Atmos. Sci.* 64: 3016-3043, doi:10.1175/JAS3999.1
- Illingworth A J, Hogan R J, O'Connor E J, et al. 2007. Cloudnet-continuous evaluation of cloud profiles in seven operational models using ground based observations. *Bull Amer Meteor Soc*, 88(6): 883-898. doi: 10.1175/BAMS-88-6-883.

- Jackson R C, Mcfarquhar G M. 2014. An assessment of the impact of antishattering tips and artifact removal techniques on bulk cloud ice microphysical and optical properties measured by the 2D cloud probe [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(10): 2131-2144.
- Kollias P, Albrecht B. 2005. Why the melting layer radar reflectivity is not bright at 94 GHz [J]. *Geophysical Research Letters*, 32(24): L24818. doi:10.1029/2005gl024074.
- Korolev A V, Emery E F, Strapp J W, et al. 2013. Quantification of the effects of shattering on airborne ice particle measurements [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(11): 2527-2553. doi:10.1175/JTECH-D-13-00115.1.
- Langabein M P. 1956. The plan pattern of snow echoes at the generating level [J]. *Journal of Meteorology*, 13(6): 554-560. doi:10.1175/1520-0469(1956)013<0554:tpose>2.0.CO; 2.
- Lehtinen K, Higdon J L. 2003. Centimeter wavelength continuum observations of young stellar objects in the dark cloud DC 303.8-14.2 [J]. *Astronomy & Astrophysics*, 398(2): 583-587.
- 刘黎平,宗蓉,齐彦斌,等. 2102. 云雷达反演层状云微物理参数及其与飞机观测数据的对比 [J]. *中国工程科学*,14(9):64-71. Liu Liping, Zong Rong, Qi Yanbin, et al. 2012. Microphysical parameters retrieval by cloud radar and comparing with aircraft observation in stratiform cloud [J]. *Engineering Science*,14(9):64-71. doi:10.3969/j.issn.1009-1742.2012.09.008
- Marshall J S. 2010. Precipitation trajectories and patterns [J]. *J Meteor*, 10(4):262-269. doi:10.1175/1520-0469(1953)0102.0.CO;2.
- Matejka T J, R A Houze Jr, P V Hobbs. 1980. Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 106: 29-56.
- 彭亮,陈洪滨,李柏. 2012. 3mm 多普勒云雷达测量反演云内空气垂直速度的研究 [J]. *大气科学*, 36(1):1-10. Peng Liang, Chen Hongbin, Li Bai. A case study of deriving vertical air velocity from 3-mm cloud radar [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*,36(1): 1-10
- Plummer D M, Mcfarquhar G M, Rauber R M, et al. 2014. Structure and Statistical Analysis of the Microphysical Properties of Generating Cells in the Comma Head Region of Continental Winter Cyclones [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(11): 4181-4203.
- Rosenow A A, Plummer D M, Rauber R M, et al. 2014. Vertical velocity and physical structure of generating cells and convection in the comma head region of continental winter cyclones [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(5): 1538-1558. doi:10.1175/JAS-D-13-0249.1
- Rutledge S A and P V Hobbs. 1983. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the “seeder-feeder” process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. sci.*,71.
- Sasyo Y, 1971. Study of the formation of precipitation by the aggregation of snow particles and the accretion of cloud droplets on snowflakes [J]. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 22(2): 69-142.
- Stark D, B A Colle and S E Yuter. 2013. Observed microphysical evolution for two east coast winter st-

- orms and the associated snow bands [J]. Mon Wea Rev. 141: 2037-2057, doi:10.1175/MWR-D-12-00276.1.
- Stokes G M, Schwartz S E. 1994. The atmospheric radiation measurement (ARM) program: Programmatic background and design of the cloud and radiation test bed [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 75(7): 1201 - 1221. doi:10.1175/1520-0477(1994)075<1201:TARMPP>2.0.CO; 2.
- Wang P K. 2002. Ice microdynamics [M]. Academic Press, 273pp.
- 汪学林,秦元明,吴宪君,等. 2001. 层状云中对流泡特征及其在降水场中的作用 [J]. 应用气象学报, (z1): 146-150. Wang Xuelin, Qin Yuanming, Wu Xianjun. 2001. The characteristics of convective bubble of its role in precipitation field [J]. Quarterly Journal Of Applied Meteorology.(z1): 146-150. doi:10.3969/j.issn.1000-1731.2001.z1.019
- Wexler, Raymond. 1955. Radar analysis of precipitation streamers observed 25 February 1954 [J]. Journal of Meteorology, 12(4): 391-393. doi:10.1175/1520-0469(1955)012<0391:raopso>2.0.CO; 2.
- 吴举秀,魏鸣,周杰. 2014. 94 GHz 云雷达回波及测云能力分析 [J]. 气象学报, 72(2): 402-416. Wu Juxiu, Wei Ming, Zhou Jie. Echo and capability analysis of 94 GHz cloud radars [J]. Acta Meteorologica Sinica. 72(2):402-416. doi:10.11676/qxxb2014.001
- 吴举秀,魏鸣,苏涛,等. 2017. W 波段和 Ka 波段云雷达探测回波对比分析 [J]. 山东气象, 2017(2). Wu Juxiu, Wei Ming, Su Tao. 2017. Comparison of the echoes detected by W-band and Ka-band cloud radars [J]. Journal of Shandong Meteorology 2017(2). doi:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2017.02.007
- 张佃国,郭学良,付丹红,等. 2007. 2003 年 8~9 月北京及周边地区云系微物理飞机探测研究 [J]. 大气科学, 31(04):596-610. Zhang Dianguo, Guo Xueliang, Fu Danhong, et al. 2007. Aircraft observation on cloud microphysics in Beijing and its surrounding regions during August-September 2003 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 31(04): 596-610
- 朱士超,郭学良. 2014. 华北积层混合云中冰晶形状、分布与增长过程的飞机探测研究 [J]. 气象学报, 72(02): 366-389. Zhu Shichao, Guo Xueliang. 2014. Ice crystal habits, distribution and growth process in stratiform clouds with embedded convection in North China: Aircraft measurements [J]. Acta Meteorologica Sinica, 72(02): 366-389. doi:10.11676/qxxb2014.013