大气科学
CHINESE JOURNAL OF ATMOSPHERIC SCIENCES

太行山东麓层状云微物理特征的飞机观测研究

杨洁帆 胡向峰 雷恒池 段英 吕峰 赵利伟

Airborne Observations of Microphysical Characteristics of Stratiform Cloud Over Eastern Side of Taihang Mountains

YANG Jiefan HU Xiangfeng LEI Hengchi DUAN Ying L Feng ZHAO Liwei

在线阅读 View online: https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2004.19202

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

华北太行山东麓一次稳定性积层混合云飞机观测研究：对流云对流泡和融化层结构特征

大气科学. 2019, 43(6): 1365 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18220

青藏高原那曲地区夏季一次对流云降水过程的云微物理及区域水分收支特征

Cloud Microphysics and Regional Water Budget of a Summer Precipitation Process at Naqu over the Tibetan Plateau

大气科学. 2018, 42(6): 1327 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17202

中国东部暖季对流云与层状云的比例及与降水的对应关系

The Ratio of Convective Clouds to Stratiform Clouds and Corresponding Precipitation during the Warm Season in Eastern China

大气科学. 2017, 41(3): 490 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1610.16138

基于机载Ka波段云雷达和粒子测量系统同步观测的积层混合云对流泡特征

The Properties of Convective Generating Cells Embedded in the Stratiform Cloud on Basis of Airborne Ka-Band Precipitation Cloud Radar and Droplet Measurement Technologies

大气科学. 2020, 44(5): 1023 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2004.19185

基于飞机观测的华北积层混合云降水微物理特征的数值模拟研究

Numerical Simulation Study on the Microphysical Characteristics of Stratiform Clouds with Embedded Convections in Northern China based on Aircraft Measurements

大气科学. 2020, 44(5): 899 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1908.19114

山东不同云系降水微物理参数特征

Characteristics of Rain Microphysical Parameters for Different Cloud Systems in Shandong Province

大气科学. 2020, 44(2): 315 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18243

关注微信公众号，获得更多资讯信息

杨洁帆, 胡向峰, 雷恒池, 等. 2021. 太行山东麓层状云微物理特征的飞机观测研究 [J]. 大气科学, 45(1): 88−106. YANG Jiefan, HU Xiangfeng, LEI Hengchi, et al. 2021. Airborne Observations of Microphysical Characteristics of Stratiform Cloud Over Eastern Side of Taihang Mountains [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(1): 88−106. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.19202

太行山东麓层状云微物理特征的飞机观测研究

杨洁帆[1] 胡向峰[2,3] 雷恒池[1] 段英[2] 吕峰[2,3] 赵利伟[2,3]

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室，北京 100029
2 河北省人工影响天气办公室，石家庄 050021
3 河北省气象与生态环境重点实验室，石家庄 050021

摘 要 本文利用“太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验”的飞机和地面雷达观测数据，重点研究分析了 2018 年 5 月 21 日一次典型西风槽天气系统影响下的层状云微物理特征。结果表明，−5°C 层的过冷水含量低于 0.05 g m^{-3}，冰粒子数浓度量级 10^1～10^2 L^{-1}。冰粒子数浓度高值区主要以针状和柱状冰晶为主。这可能低层是 Hallett-Mossop 机制和其他冰晶繁生机制共同作用下所产生的冰晶碎片在冰面过饱和条件下凝华增长所形成的。冰粒子数浓度低值区的冰晶形状基本以片状或枝状为主。−5°C 层的冰雪晶增长主要以凝华和聚并增长为主，凇附过程很弱。零度层附近云水含量峰值区的液态水占比达到 70% 以上。云水含量峰值区的粒子主要以直径 10～50 μm 的云滴为主，伴随着少量聚合状冰晶。零度层其他区域的过冷水含量维持在 0.05 g m^{-3} 左右，冰晶形态主要以聚合状、凇附状及霰粒子为主。液水层则主要以球形液滴及半融化状态的冰粒子为主。垂直探测表明：零度层以上的冰雪晶数浓度呈现随高度递增的趋势。在发展稳定的层状云内，混合层的过冷水含量很低，冰粒子主要通过凝华和聚并过程增长，云体冰晶化程度较高。而在发展较为旺盛的层状云区里过冷水含量也较高，大量液滴的存在也表明混合层冰-液相之间的转化不充分。不同温度层的粒子谱显示，冷水含量高值区的冰粒子平均浓度比过冷水低值区高，但平均直径比过冷水低值区小。

关键词 太行山东麓 层状云 云微物理 降水机制
文章编号 1006-9895(2021)01-0088-19 **中图分类号** X426 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.19202

Airborne Observations of Microphysical Characteristics of Stratiform Cloud Over Eastern Side of Taihang Mountains

YANG Jiefan[1], HU Xiangfeng[2,3], LEI Hengchi[1], DUAN Ying[2], LÜ Feng[2,3], and ZHAO Liwei[2,3]

1 *Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100081
2 *Hebei Provincial Weather Modification Office*, *Shijiazhuang* 050021
3 *Ecological Environment of Hebei Province*, *Shijiazhuang* 050021

Abstract Based on the observation data obtained by the “Rainfall Enhancement and Hail Suppression Project on the Eastern Side of Taihang Mountains” in this paper, we analyze the microphysical characteristics of the stratiform cloud

收稿日期 2019-08-15；**网络预出版日期** 2020-05-14
作者简介 杨洁帆，男，1981 年出生，博士，副研究员，主要从事云降水物理研究。E-mail: yjf@mail.iap.ac.cn
通讯作者 胡向峰，E-mail: huxf2009@163.com
资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFC1507902，河北省“十三五”气象重点工程——云水资源开发利用工程的示范项目“太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验” HBRYWCSY-2017，国家自然科学基金项目 41875172
Funded by National Key R&D Program of China (Grant 2018YFC1507902), The 13th Five-Year Project for Demonstration Experiment of Cloud Water Resources Exploitation, Precipitation Enhancement and Hail Suppression in Eastern Taihang Mountain, Hebei Province (Grant HBRYWCSY-2017), National Natural Science Foundation of China (Grant 41875172)

induced by the upper-level westerly trough on May 21, 2018. The results indicate that the supercooled liquid water content in the −5°C layer is less than 0.05 g m^{-3}, and the concentrations of supercooled cloud droplets range from 10–10^2 L^{-1}. Needle-like and columnar ice crystals are often observed in regions with high number concentrations of ice crystals, which may be related to ice crystal fragments produced by the Hallett–Mossop mechanism and other mechanisms, which are then deposited under super-saturated ice conditions. Ice crystal habits are predominantly planar and dendritic in regions with low ice-crystal number concentrations. Ice and snow crystals mainly grow via deposition and coalescence processes, with a weak rimming process. The liquid water content accounts for more than 70% in regions with a peak cloud water content near the 0°C layer. These particles are mainly cloud droplets with diameters ranging from 10 μm to 50 μm, accompanied by a few aggregates. The supercooled water content is about 0.05 g m^{-3} in other regions near the 0°C layer, with the ice crystal habits being predominantly aggregates, rimed snow, and graupel. Most of the particles are spherical droplets and melting ice crystals in the liquid water layer. Vertical observations indicate that the ice- and snow-crystal number concentrations increase with height above the 0°C layer. The supercooled-liquid-water content of the mixed layer is much lower in a stable stratiform cloud. Most particles mainly grow by deposition and coalescence, and the degree of ice crystallization is much higher. The existence of liquid droplets indicates that the transformation between the liquid and ice phases is not sufficient in strongly developed stratiform cloud regions where supercooled liquid water is relatively abundant. The particle size distributions at different temperature levels indicate that the average number concentration of ice particles in regions with an abundant supercooled-liquid-water content is higher than those with a low supercooled-liquid-water content. However, the average diameter of ice particles in regions with low supercooled-liquid-water content is larger.

Keywords　Eastern side of Taihang Mountain, Stratiform cloud, Cloud microphysics, Precipitation mechanism

1　引言

从上世纪 70 年代开始，国内外对层状云进行了大量的外场观测和数值模拟研究，主要包括苏联对冬季层状云的探测和人工影响试验、美国对温带气旋云系和地形云的探测和数值模拟、加拿大对混合相云的研究、美国 IMPROVE 研究计划及我国北方层状云人工降水试验研究，针对层状云及积层混合云的降水机制和云降水微物理特征的研究取得了一系列的成果。Houze et al.（1979）利用飞机探测研究气旋锋面云系中尺度雨带的云粒子的大小，相态及谱分布等垂直变化特征。Hobbs et al.（1980）指出冷锋引起的层状云降水由锋前冷区雨带、暖区雨带、窄冷锋雨带、宽冷锋雨带、波状雨带和锋后雨带 6 种雨带降水组成。在此基础上，研究了温带气旋中冷锋云系和暖锋云系不同部位的雨核特征。Parsons and Hobbs（1983）分析了 6 种雨带在降水过程中各自的形成、发展及雨带之间相互作用的特点。Heymsfield et al.（2002）对全球多地的降水性层状云垂直结构进行了分析与总结，发现粒子谱由云顶到云底发生拓宽，最大粒子的尺度由几毫米增长至几厘米，且 1 mm 以下的粒子浓度降低，这是由聚并增长过程导致的，粒子谱基本符合 gamma 分布和指数分布。Stith et al.（2002）对热带不同地区的数次飞机探测结果总结分析发现，强上升气流（大于 5 m s^{-1}）区内含有更多的小云滴和小冰粒子；在层状云区内过冷水含量低，聚合作用是主要的粒子增长机制。Jourdan et al.（2010）对挪威混合相态雨层云的飞机观测表明，−1～−12°C 存在有过冷水且冰晶形状复杂繁多，过冷雨滴最大直径可达 500 μm，针柱状冰晶分布在−3～−6°C，枝状与板状冰晶分布在−8°C 层以上。Patade et al.（2016）对混合相态云的观测研究发现在−3～−8°C 层冰粒子和云滴浓度都更高。Taylor et al.（2016）对英国西南部半岛的积云进行了地基与飞机观测，层状云在积云下风向产生，云滴雨滴的冻结是云中产生大冰粒子的主要过程，新生成的积云中小雨滴的浓度增长迅速，冰晶繁生与暖云过程决定了降水的时机与位置。McFarquhar and Black（2004）研究发现热带气旋的对流区以尺度较大的冰晶聚合体为主，层云区以板状冰晶、柱状冰晶及霰粒子为主。Stark et al.（2013）研究发现温带气旋系统中，云带前沿以针柱状冰晶为主，云带中后部以辐枝状冰晶为主，嵌入式对流区可以观测到子弹状、辐枝状和片状冰晶。Carey et al.（2008）发现−12～−26°C 温度范围的云中，云顶位置有板状冰晶出现，云中较低位置有辐枝状和聚合状冰晶出现。Hogan et

al.（2002）利用飞机和偏振雷达对暖锋混合相态云系的微物理特性进行研究发现，嵌入式对流区存在大量的小尺度冰晶，包括有效半径为 24 μm 的过冷水粒子以及淞附的冰晶粒子。Evans et al.（2005）对一次太平洋海岸锢囚气旋的云结构和降水过程研究发现，融化层以上水汽凝华是雨带的主要增长过程，冰粒子淞附增长作用较小，明显的冰粒子聚合过程发生在刚超过融化层高度的区域。融化层中粒子的增长靠与云滴的撞冻增长和凝结过程；融化层以下雨滴的碰并增长不明显。

近几十年来，国内对层状云及积层混合云也开展了大量的观测研究（汪学林和金德镇, 1987; Guo et al., 2015）。孙可富和游来光（1965）利用铝箔采样技术对吉林地区 15 次降水性层状云不同温度层的冰晶、雪晶浓度及频数分布特征研究发现，冰晶平均浓度 26.2 L^{-1}，雪晶 0.18 L^{-1}。冰雪晶浓度集中在小于平均值两倍的范围内。刘健等（2005）认为吉林 5～7 月降水性层状云对应的三种云型的过冷水含量、云滴数密度存在差异，但距零度层高度的分布基本一致。侯团结等（2011）对吉林一次层状云的宏微观物理结构和降水机制进行了分析，认为云系符合顾震潮三层概念模型。混合层包括冰雪晶的凝华增长、结淞、聚并及过冷水的直接撞冻。赵仕雄等（2002）通过对青海降水高层云微物理结构研究发现，降水高层云系垂直微结构配置分为四个发展分层。李照荣等（2003）指出逆温强弱对云滴的微物理结构特征分布和降水形成具有显著影响。庞朝云等（2016）对甘肃一次降水性层状云的微物理结构特征研究发现，小云粒子对含水量的贡献较大。低层云滴浓度和含水量大于上层，而平均直径小于上层。Zhu et al.（2015）对环北京地区积层混合云的冰晶形状和增长过程研究发现，嵌入式对流区以密淞附的辐枝状冰晶为主，层云区以六角板状冰晶为主。张佃国等（2007）对北京层积云和层状云的微物理特征研究发现，Sc 和 St 云的平均谱存在明显差异。张磊等（2013）通过对华北一次降水性层状云不同高度层的微物理过程研究发现，该次降水符合“播种—供给”机制。洪延超（2012）对层状云结构及降水机制进行了讨论，指出从微观结构可将降水性层状云分为三层，每一层对应着不同的物理过程。“供给—催化”云是降水性层状云的典型结构。

近几十年来，国内外针对层状云微物理特征及降水机制进行了大量的飞机观测研究。但是，由于早期机载探头的外形结构存在设计缺陷，二维灰度图像像素低以及数据质控水平有限，先前研究使用的观测资料及其反映的云微物理特征及物理过程值得深入探讨。近些年来机载探测系统硬件及数据质控算法都进行了优化升级。基于改进的机载云微物理探测系统和地面雷达对云系有代表性的部位及层次进行细致的观测，对于了解层状云微物理特征及降水机制具有十分重要的意义。

本文利用太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验的飞机和地面雷达观测数据，详细分析了 2018 年 5 月 21 日一次低槽冷锋天气系统影响下太行山东麓地区降水性层状云不同部位的云降水微物理特征和降水机制。研究太行山东麓不同天气系统下降水性层状云系的云微物理结构及降水机制对提高华北地区人工影响天气水平均具有重要意义。

2 观测试验及仪器简介

2017 年 5 月河北省气象“十三五”重点工程——云水资源开发利用工程的重点子项目“太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验示范项目”正式启动。针对目前制约人工影响天气发展的关键科学问题，河北省人工影响天气办公室联合中国气象科学研究院、中国科学院大气物理研究所、南京大学大气科学学院等单位，开展了为期三年（2017～2019 年）的人工增雨防雹试验，选取太行山东麓作为试验区。太行山东麓西邻太行山，东接华北平原，覆盖石家庄、邢台、邯郸、衡水、沧州 5 个市，面积约 5 万平方公里。太行山东麓属于东亚暖温带大陆性季风气候。另外，受太行山复杂地形地貌的影响，该区域还具有山地气候的特点。受西风槽等主要降水系统以及地形影响，每年 5～9 月份太行山东麓地区经常出现大范围的降水性层状云系，因此，该地也是我国华北地区人工影响天气作业的重点区域。

本次试验位于图 1 所示的红色矩形框内。项目组利用高性能人工增雨飞机 King-air 350 搭载的机载云微物理探测系统并结合地基观测网对一次西风槽降水云系的微物理特征进行了观测研究。云微物理探测系统由多个探头组成（性能参数详见表 1），粒径测量范围基本覆盖了从气溶胶、云滴、雪花到雨滴的各个尺度段，可提供云降水物理研究所需的各种参数。地基观测网由布设在石家庄（38°21′7″N，114°42′43″E）、邯郸（36°27′47″N，

表 1　机载云微物理探测系统及主要参数

Table 1　Cloud microphysical detection system and main parameters

探头名称	设备厂家	测量范围	分辨率	用途
被动腔气溶胶分光仪PCASP-100X（Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe）	DMT	30通道，0.1～3 μm	0.1 μm	用于大气气溶胶粒子谱的监测。
快速云滴谱探头FCDP（Fast Cloud Droplet Probe）	SPEC	21通道，2～50 μm	3 μm	云粒子谱
云滴谱探头CDP（Cloud Droplet Probe）	DMT	30通道，2～50 μm		云粒子谱
二维冰晶粒子探头CIP（Cloud Imaging Probe）	DMT	62通道，25～1550 μm	25 μm	用于取得高清晰云冰雪晶粒子谱及粒子二维图像。
二维降水粒子探头PIP（Precipitation Imaging Probe）	DMT	62通道，100～6200 μm	100 μm	用于取得降水粒子谱及图像。
云粒子成像探头CPI（Cloud Particle Imager）	SPEC	10～2000 μm	2.3 μm	用于取得云滴、冰雪晶、雨滴图像
二维立体成像光列阵探头2DS（2D-SOptical）	SPEC	10～1280 μm	100 μm	用于取得云滴、冰雪晶、雨滴图像
高体积降雨分光仪HVPS（High Volume Precipitation Spectrometer）	SPEC	150～19200 μm	150 μm	用于取得清晰的降水粒子谱及其粒子二维图像。
液态水含量仪LWC	DMT	0～3 g m^{-3}		云水含量
总含水量传感器TWC	Nevzorov	0.005～3 g m^{-3}		液水含量、冰雪晶含水量
综合气象测量系统AIMMS-20	Aventech	温度：−50～50°C 垂直气流速度：0～50 m s^{-1} 海拔：0～13.7 km	温度：0.3°C 速度：0.75 m s^{-1} 海拔：18.3 m	用于测量大气温压湿风和飞机运动参数。

114°39′54″E）的两部 S 波段多普勒天气雷达以及邢台国家探空站（37°4′44″N，114°30′40″E）组成。

本次观测主要使用了 TWC、CDP、CIP、CPI 探头及 AIMMS-20。试验开始前对相关探测设备进行了标校。采用标准粒子对云滴谱探头 CDP 进行定期标定，防止激光器老化导致测量精度下降。采用机械臂经过锐化处理的 CIP 探头，能有效防止冰雪晶与探测臂撞击导致冰雪晶碎片飞溅的现象，有效降低测量误差（Korolev et al., 2013）。由于 CIP 探头景深问题，直径小于 100 μm 的粒子可信度较低（Korolev et al., 2007），数据处理过程中舍弃了 100 μm 以下的数据。

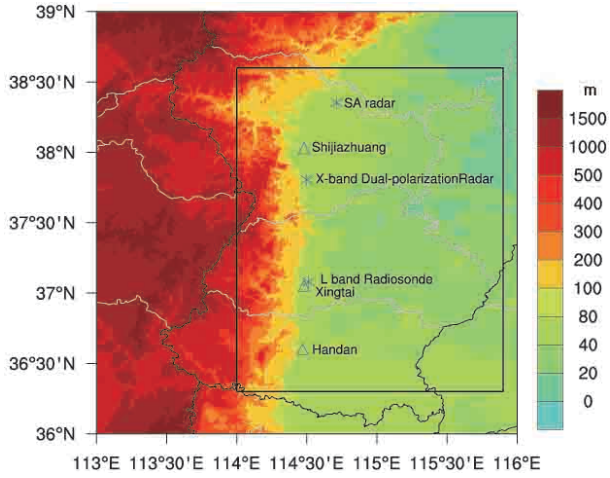

图 1　观测区域（黑色矩形）和设备分布（星号），阴影：地形高度（单位：m）

Fig. 1　Schematic of the observation region (black rectangle) and facility locations (asterisk), shading area: terrain height (units: m)

3　天气背景

受高空北涡南槽以及切变线的影响，2018 年 5 月 21 日河北省中南部出现了一次降水天气过程。从 21 日 20 时（北京时，下同）500 hPa 高度场、温度场和风场分布（图 2a）可看出，观测区位于高空槽前部，槽区内温度场落后于高度场，槽后有较强冷空气输送。850 hPa 形势场（图 2b）表明，观测区上空受一强切变线控制，同时温度场配合风场，观测区上空有冷空气输送。观测区地面位于高压后部，并逐渐转为鞍型场低压控制，低层有偏东风暖湿气流，提供了良好的水汽输送条件。河北省

中南部地区位于急流出口区右侧辐散区，配合 700、850 hPa 切变线，在观测区形成了高层辐散低层辐合的动力条件。同时伴随局地冷暖空气交汇，底层暖湿空气被大范围抬升形成层状降水云系。

20 时邢台（图 3）探空表明，850 hPa 以下偏东风，700 hPa 以上西风为主。中南部地区整层相对湿度较大，对流有效位能约 43 J kg^{-1}。大气层结处于弱不稳定状态，形成了弱的局地对流不稳定，

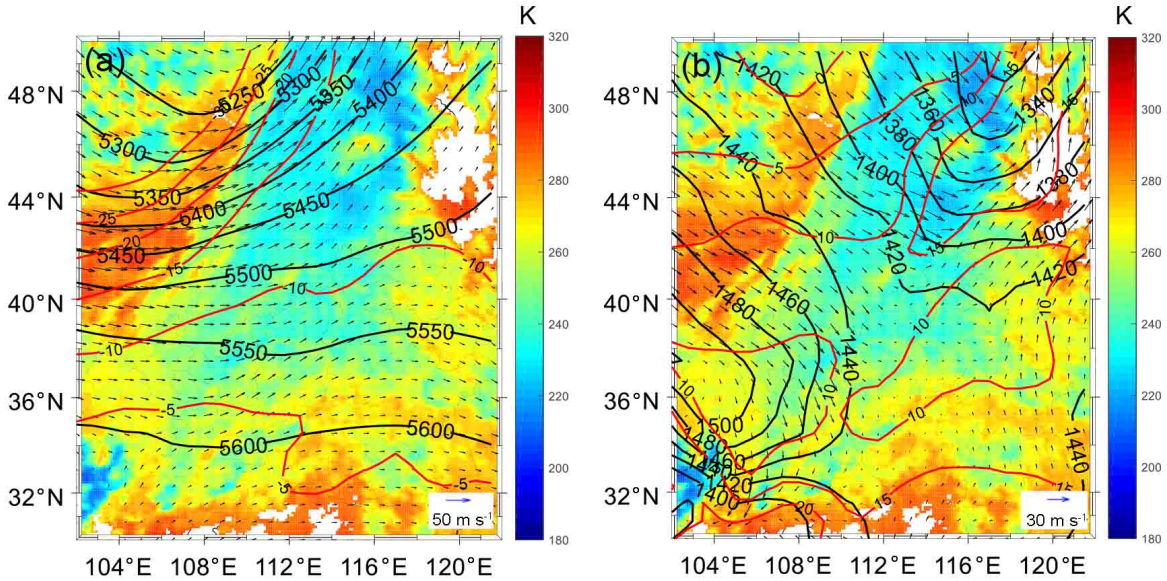

图 2 2018 年 5 月 21 日 20 时（北京时，下同）欧洲中期天气预报中心再分析资料（a）500 hPa 和（b）850 hPa 位势高度（黑色等值线）、温度（红色等值线，单位：°C）、风场（箭头）及风云 2F 卫星 VISSR 反演云顶亮温（阴影，单位：K，简称 CTT）分布

Fig. 2 Geopotential height (black contour line), temperature (red contour line), and wind field data reanalysed by the European Center for Medium-range Weather Forecasts ERA-interim and Cloud Top Temperature (CTT, units: K) retrieved by the FY2F satellite VISSR at 2000 BT 21 May 2018: (a) 500 hPa; (b) 850 hPa

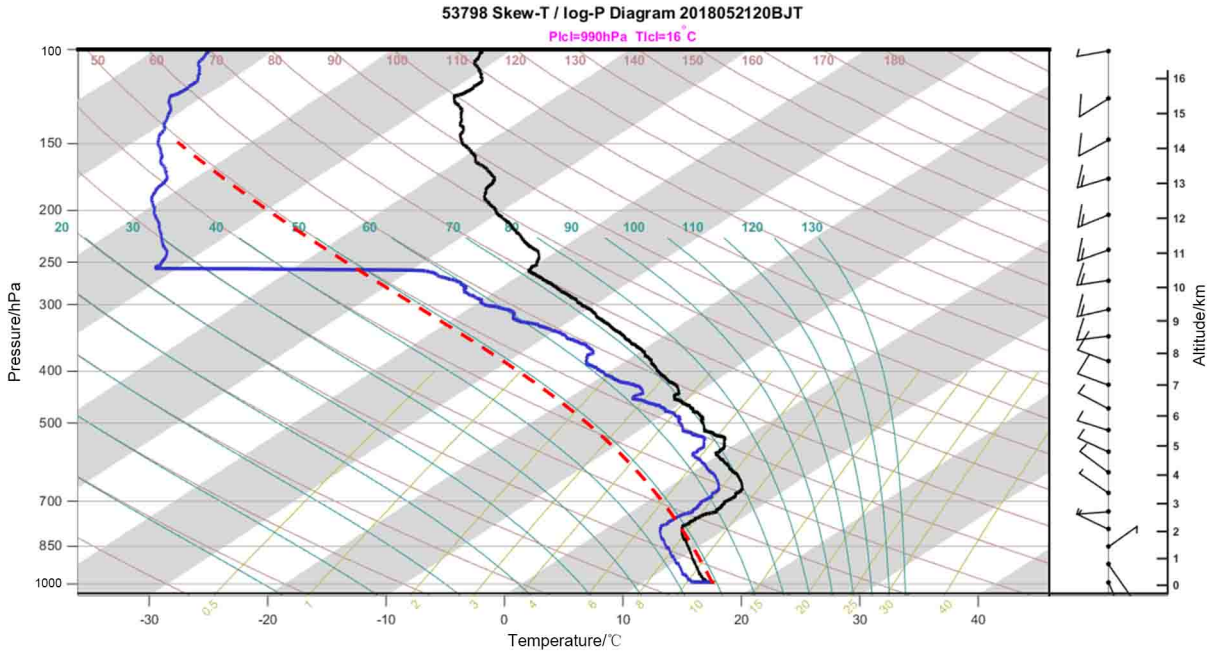

图 3 2018 年 5 月 21 日 20 时邢台探空曲线（蓝色实线代表露点廓线，黑色实线代表温度廓线，红色虚线代表状态曲线）

Fig. 3 Soundings at Xingtai station at 2000 BT 21 May 2018 (blue solid line indicates dewpoint profile; black solid line indicates temperature profile; red dashed line represents condition curve)

在天气尺度的强迫抬升作用下有利于层状云内形成较弱的对流区。

4　观测方案

河北省人工影响天气办公室的人工增雨飞机 King-air 350（B-3523）19:37 从正定机场起飞。20:15 飞机到达试验区后，采用盘旋上升的方式先后在 AB 区（20:23～20:41，2100～5600 m）、CD 区（21:14～21:34，1800～5600 m）进行垂直探测。21:52 飞机开始南北向水平分层探测（5600 m/5100 m/4800 m/4300 m/3600 m/3000 m/2400 m/2100 m）。23:20 飞机返航，23:37 落地（图 4、5）。飞行探测期间，雷达采用 VCP21 模式进行连续体扫。从图 4 石家庄雷达回波强度（0.5°仰角）发现，河北中南部大部分地区的回波强度约 20～30 dB*Z*，局地存在回波强度约 35 dB*Z* 的发展旺盛区，整体上是比较稳定的降水性层状云系。

5　层状云水平和垂直微物理结构

5.1　层状云微物理特性的水平分布特征

本节重点研究分析了 DE 段（−5°C 层，5600 m）、FG 段（0°C 层，4300 m）、HI 段（5°C 层，3000 m）（图 5）等特性层的冰/液相含水量、粒子数浓度及粒子谱。从图 6 给出的沿飞行轨迹（DE 段）的雷达回波垂直剖面可以看出，云顶波动起伏不明显，回波顶高约 6～7.5 km。雷达回波水平分布很不均匀，4 km 以下存在明显的发展较为旺盛的区域。零度层以下具有明显的下挂强回波带，与梅雨锋层状云的垂直结构较为相似（洪延超等, 1984; 黄美元和洪延超, 1984）。这可能是由于高层冰相粒子融化所造成的。

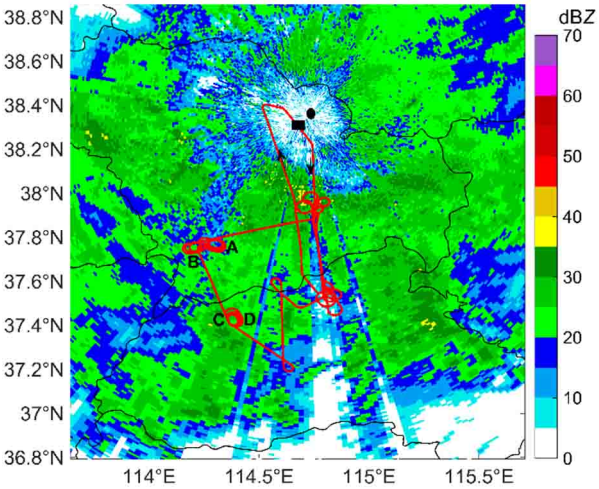

图 4　2018 年 5 月 21 日飞行轨迹（红色实线，AB 和 CD 代表垂直探测区域），石家庄 S 波段雷达 0.5°仰角反射率（阴影）分布以及 SA 雷达（黑色圆点）、机场位置（黑色矩形）

Fig. 4　Flight path (red lines, AB and CD indicate vertical observation areas) on 21 May 2018, radar reflectivity measured by Shijiazhuang S-band radar at an elevation of 0.5° (shading area), black dots indicates location of SA radar and black rectangle indicates airport

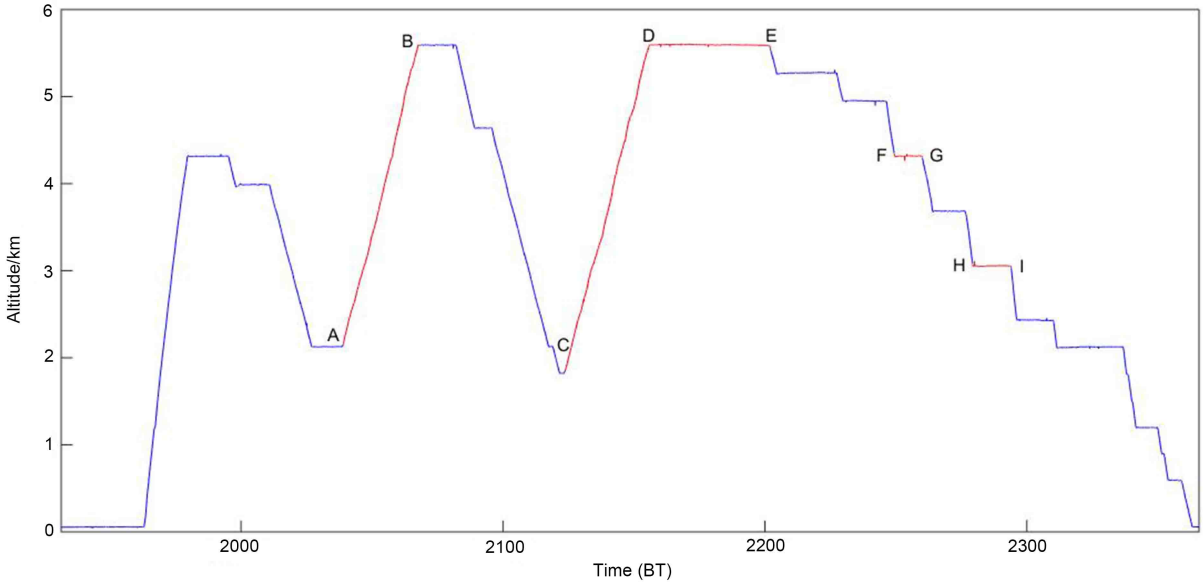

图 5　2018 年 5 月 21 日飞行高度随时间变化（AB、CD 代表垂直探测，DE、FG、HI 分别代表在不同高度层的水平探测），BT：北京时

Fig. 5　Flight height variations with time on 21 May 2018 (AB and CD represent vertical observations; DE, FG, and HI represent horizontal observations at different heights). BT: Beijing time

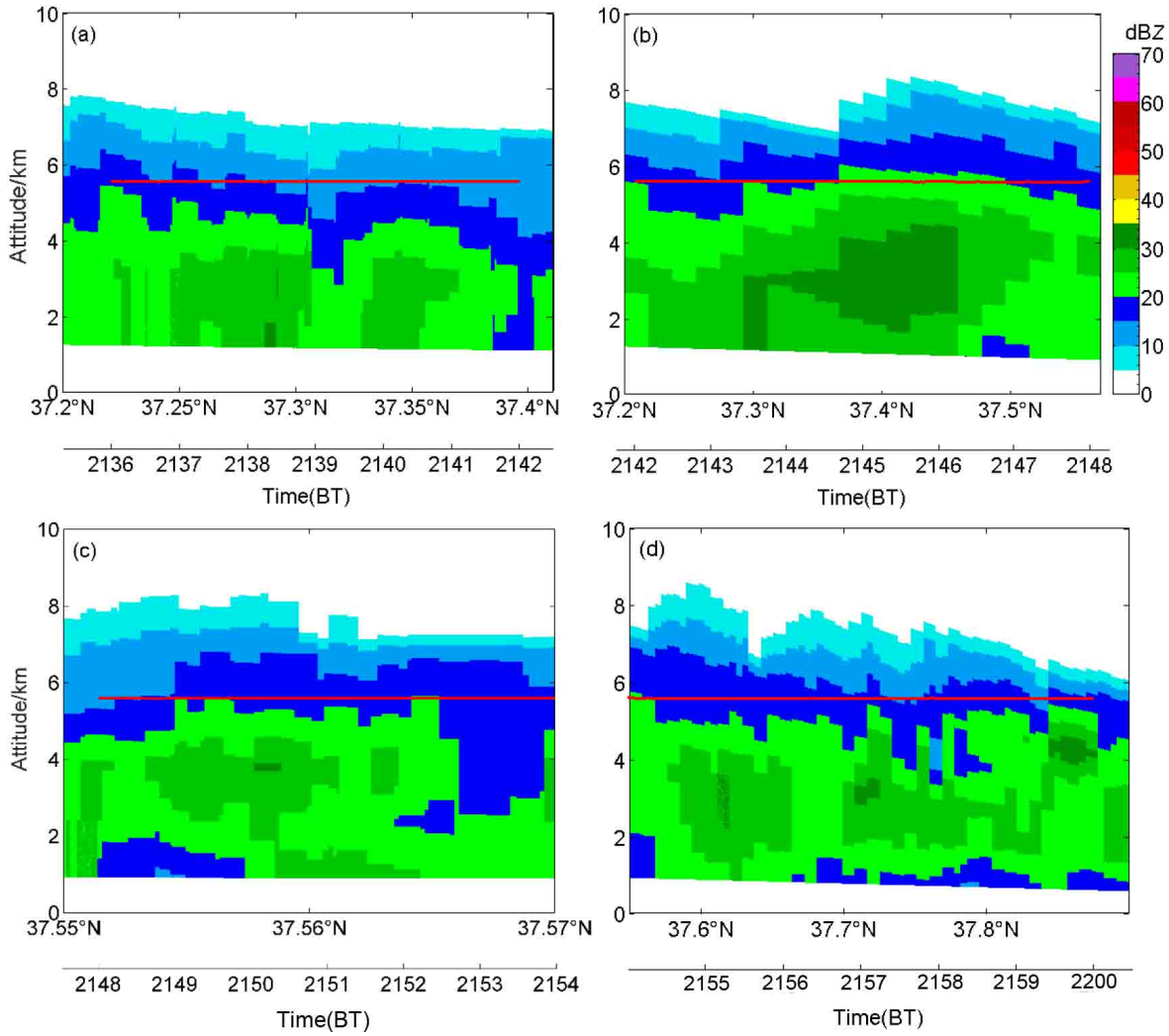

图 6 2018 年 5 月 21 日 5600 m 高度的飞行轨迹（红色实线，图 5 中 DE）对应的 S 波段雷达反射率剖面（观测时间：21:33～22:01；温度范围：−5.1°C～−4.9°C）

Fig. 6 Cross section of S band radar reflectivity overlapped by flight path (red line) with horizontal observations performed at 5600-m level (DE in Fig.5) on 21 May 2018 (Observation from 2133 BT to 2201 BT; temperature: −5.1°C– −4.9°C)

图 7 给出了 DE 段（5600 m）云微物理量的水平分布特征。飞机在 DE 段持续观测时间约 28 min（21:33～22:01）。利用飞机观测资料和 6 个体扫周期的雷达数据对−5°C 层的云微物理特征进行了研究分析。

从雷达反射率（图 7d）可看出，该高度层的反射率变化范围为 10.1～25.9 dB*Z*，波动幅度较大。结合雷达反射率垂直剖面（图 6）可知，飞机穿越了层云中上部的冰相层。从含水量水平分布（图 7a、b）可看出，5600 m 高度层的总水含量分布不均匀，过冷水含量非常低。Nevzorov 含水量仪测量的总水含量（TWC）均值约 0.12 g m^{-3}，部分区域跃增至 0.4 g m^{-3}，最大达到 0.6 g m^{-3}。通过对两个独立工作的热线含水量仪探测的云中过冷水含量进行对比发现，Nevzorov 测量的过冷水含量（LWC）在大部分区域均低于 0.05 g m^{-3}，峰值超过 0.1 g m^{-3}，LWC 峰值与 TWC 峰值不完全对应。Hotwire 含水量仪测量给出的过冷水含水量分布特征与 Nevzorov 类似，但是测量值与 Nevzorov 相比较小。云滴数浓度（图 7c）在云顶部位（21:35～21:37，21:39～21:45，21:49～21:51，21:57～22:01）出现多次跃增，数浓度从 10^2 L^{-1} 突然增大至 10^4 L^{-1} 左右，同时伴随着云滴谱（图 7e）显著拓宽，出现直径大于 20 μm 的大云滴。这可能主要是由于低层不同尺度的云滴受较强上升气流向上输送的影响，同时低层偏东暖湿气流抬升使得水汽凝结作用增强所致。

冰雪晶数浓度（D>100 μm）均值约 10 L^{-1}，部分区域的冰雪晶数浓度接近 10^2 L^{-1}。CIP 冰粒子数浓度在 21:33、21:44、21:49、21:58、22:01 出现峰值，峰值最大达到 10^3 L^{-1} 左右。从 CIP 粒子谱（图 7f）可看出，5600 m 高度主要以直径 300 μm 以下的冰粒子为主，这表明云顶部的冰粒子尺度主要集中在 100～300 μm。结合图 8 给出的飞行轨迹上的 CPI 粒子图像可以看出，高浓度冰晶区（21:34～21:46）的冰晶粒子形状主要以针柱状（100< D <400 μm）为主，伴随着少量尺度范围在 20～40 μm 的球形液滴。冰晶数浓度峰值的出现很可能是由于零度层以上垂直上升运动较强的区域内，冰晶在凇附过程中通过 Hallett-Mossop 繁生机制所生成的大量冰屑，在冰面过饱和条件下通过凝华增长成针柱状冰晶所导致。这与之前的观测研究结果基本一致（Hogan et al., 2002; Crosier et al., 2014; Yang et al., 2017）。值得注意的是，21:50 之后测量的冰雪晶粒子数浓度在 10～20 L^{-1}，粒子形态基本为片状或枝状。CIP 测量的粒子谱宽明显大于 21:50 之前的区域，同时 CPI 冰雪晶高清图片未发现有明显的凇附过程，表明在该区域内低层的液滴供应很可能并不充分，凝华过程是冰雪晶生长的主要机制。

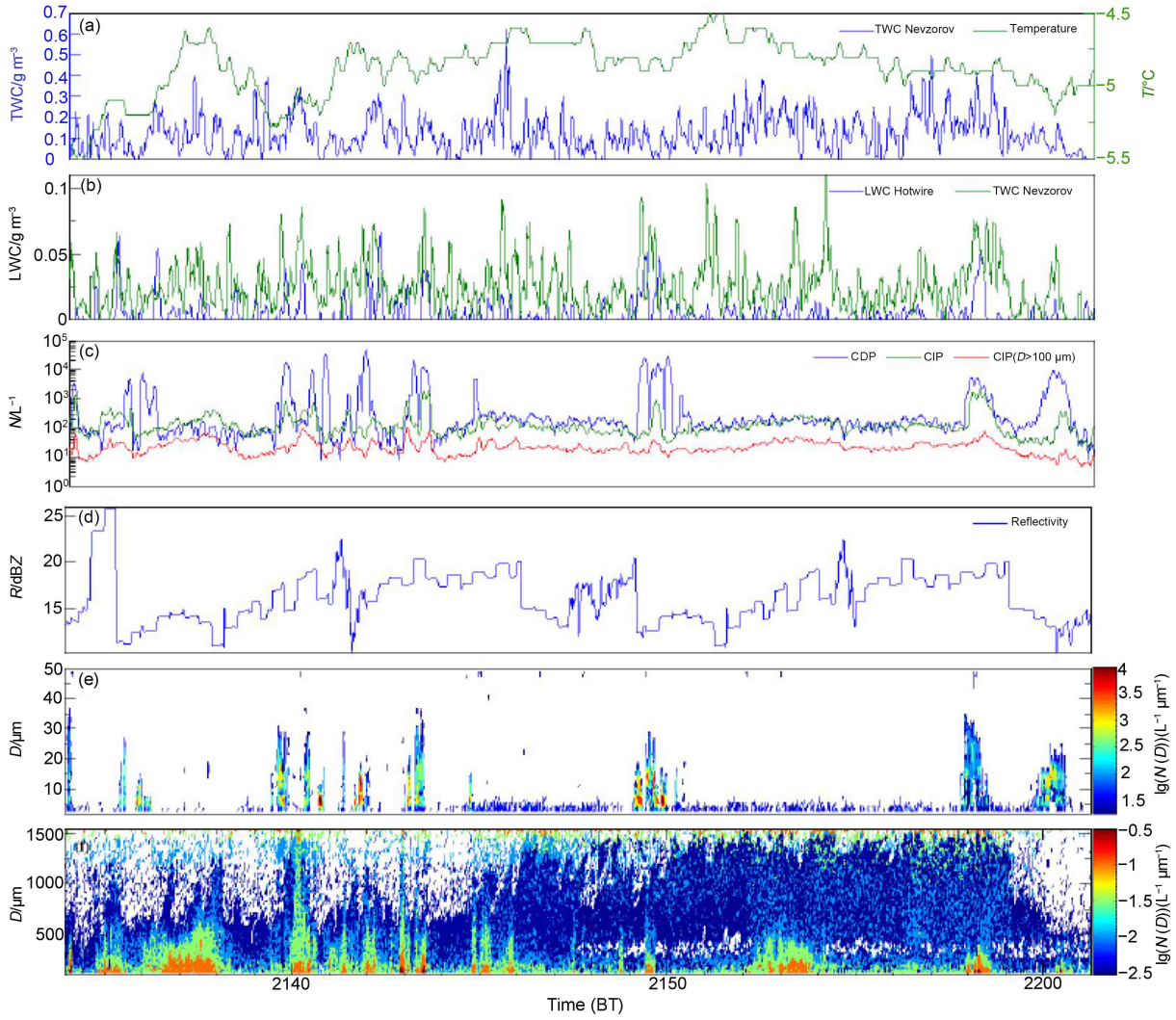

图 7　2018 年 5 月 21 日飞机 5600 m（图 5 中 DE）微物理量的水平分布特征：（a）总水含量及温度；（b）Hotwire、Nevzorov 含水量仪测量的液态水含量；（c）CDP、CIP 和 CIP（D>100 μm）粒子数浓度；（d）雷达反射率（R）；（e）CDP 粒子谱分布；（f）CIP 粒子谱分布（D >100 μm）

Fig. 7　Microphysical characteristics recorded by aircraft with horizontal observations at a height of 5600 m (DE in Fig.5) on 21 May 2018: (a) Total water content (TWC); (b) liquid water content (LWC) by Hotwire and Nevzorov sensor; (c) number concentrations by CDP (Cloud droplet probe), CIP (Cloud imaging probe), and CIP (D>100 μm); (d) radar reflectivity (R); (e) size distribution of CDP; (f) size distribution of CIP (D > 100 μm)

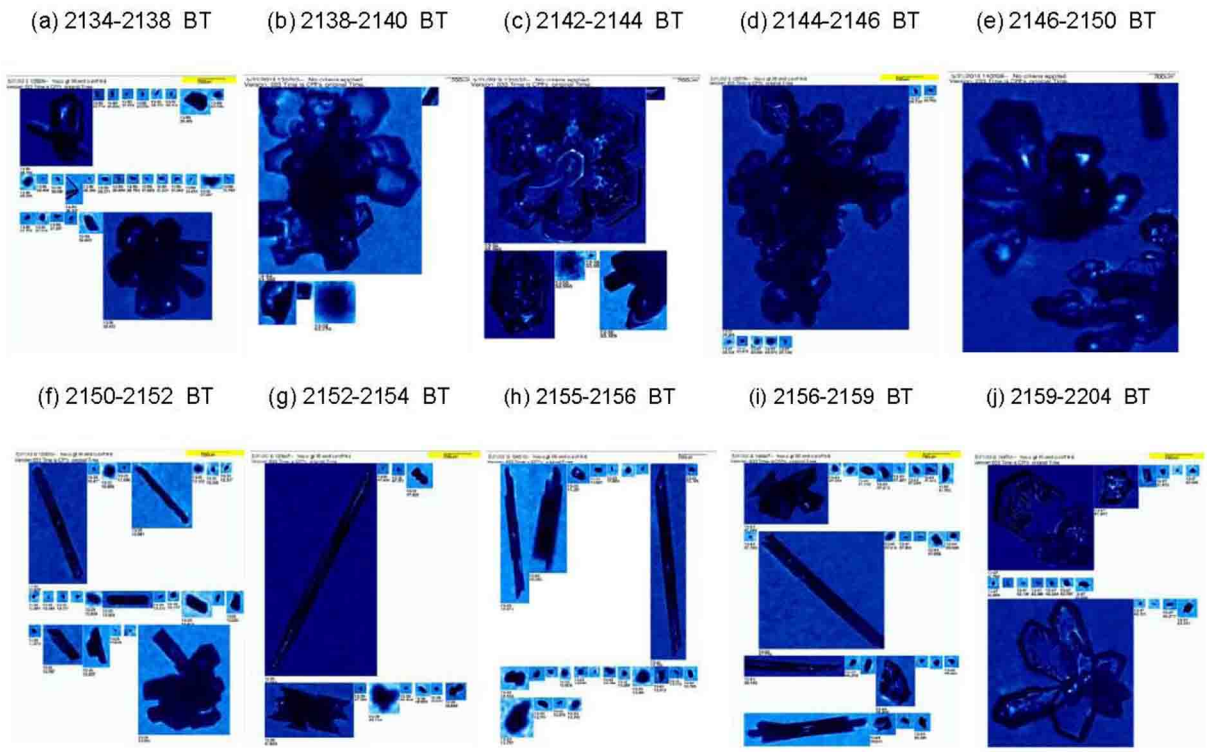

图 8 2018 年 5 月 21 日 5600 m 平飞阶段（图 5 中 DE）观测到的 CPI 粒子图像

Fig. 8 CPI images obtained while horizontal observations were performed at 5600-m level (DE in Fig.5) on May 21 2018

从 FG 段对应的雷达回波垂直剖面（图 9）看出，回波水平分布不均匀，零度层以下存在明显的强回波区。这可能是由于对应高层大片冰相粒子融化后造成的。从 CPI 粒子图像（图 11）可看到，存在未融化及正在融化的冰粒子，表明高层较大尺度冰粒子下落到融化层后，融化形成雨滴的过程。

从零度层附近的冰/液相含水量水平分布特征（图 10a、b）可以看出，22:29～22:34 LWC 出现了三个峰值，对应时刻的云滴及冰粒子数浓度（图 10c）均出现了明显的跃增，云滴谱（图 10e）也显著拓宽。零度层以上部分区域的（22:32～22:33、22:34）云滴数浓度峰值超过 10^4 L^{-1}（图 10c），对应区域的云滴直径（图 10e）集中在 15～30 μm，最大接近 50 μm。这表明小云粒子对丰水区的贡献较大。从图 10b 可以看出，Hotwire 和 Nevzorov 含水量仪观测到的液水含量最大值分别为 0.58 和 0.48 g m^{-3}，远高于 5600 m 的观测值。通过对比总水含量 TWC 与液水含量 LWC 发现，液态水跃增区域（22:30、22:32～22:33、22:34）的冰水含量较低，液水含量在总水含量的占比达到 70% 以上。其余大部分时段的冰水含量占据主导地位，液态含水量维持在 0.05 g m^{-3} 左右。CIP 冰粒子谱（图 10f）显示在 22:30～22:31、22:32～22:33 出现了高浓度

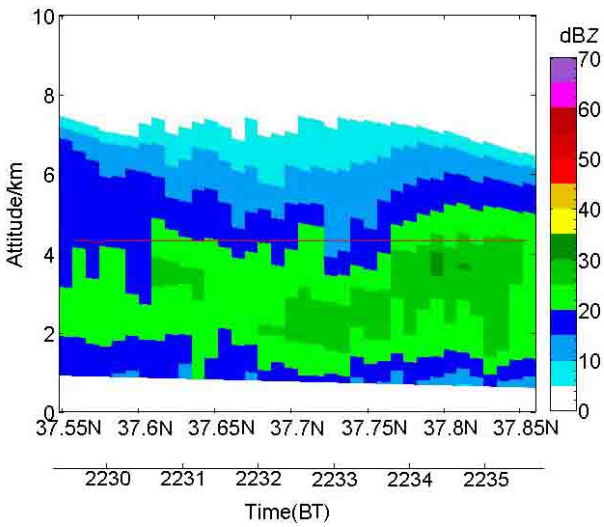

图 9 2018 年 5 月 21 日 4300 m 高度的飞行轨迹（红色实线，图 5 中 FG）对应的 S 波段雷达反射率剖面（观测时间：22:29～22:36；温度范围：−0.5°C～0.5°C）

Fig. 9 Cross section of S band radar reflectivity overlapped by flight path (red line) with horizontal observations performed at 4300 m (FG in Fig.5) on 21 May 2018 (Observation from 2229 to 2236 BT; temperature: −0.5°C–−05°C)

的小尺度冰晶，这可能是由于云内的部分大云滴冻结所形成的。

CPI 粒子图像（图 11）表明，22:30～22:36 主要以冰晶聚合体为主，伴有少量板状、柱状冰晶，可见到凇附状冰晶、霰粒子以及直径小于 50 μm 的近似球形的液滴粒子。层云发展旺盛区域，冰晶通过聚合过程迅速长成粒径比较大的雪花或聚合状冰晶，大部分聚合状冰晶的粒子尺度达到了毫米级。22:31～22:32 观测到了稀凇附的板状冰晶以及球形液滴，这表明该时段过冷水含量比较丰富。云内的冰粒子以凇附和聚并增长为主。液态水含量 22:31～22:32 没有出现峰值，这表明云中液态水可能被消耗。层云区的冰粒子以聚合增长为主。根据登机人员记载的飞行记录，22:32 飞机在云中受到轻度到中度颠簸。该区域云中部位置存在较强的上升气流。

22:32 飞机进入层云发展旺盛区的顶部，反射率波动幅度变大，峰值超过 30 dB*Z*。零度层的雷达反射率比−5°C 层整体偏高。从图 10 可发现，雷达反射率峰值与冰/液相含水量峰值以及粒子谱宽存在较强的相关性。零度层附近的雷达反射率分布特征除与粒子形状、尺度有关外，还与冰晶开始融

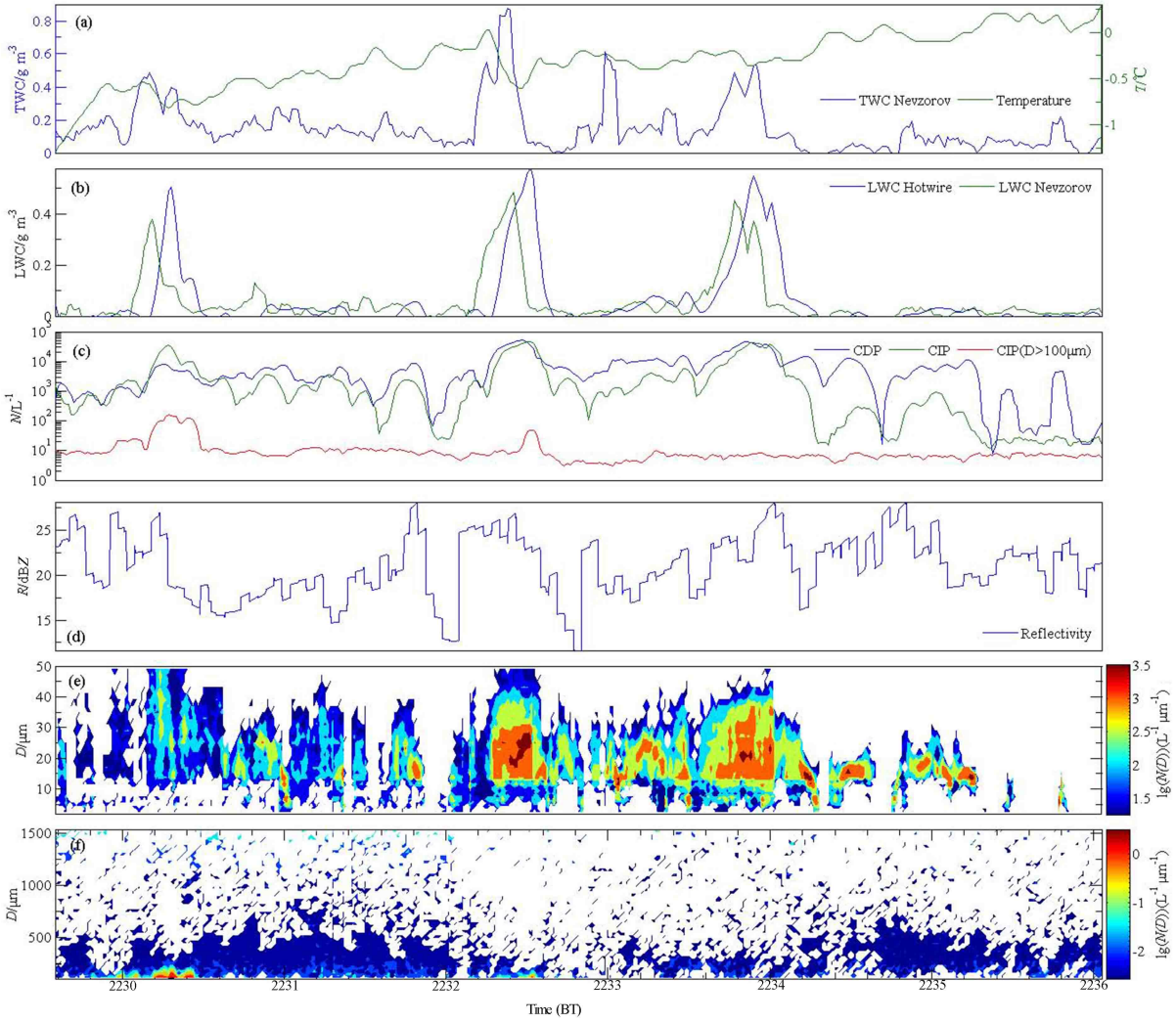

图 10　2018 年 5 月 21 日飞机 4300 m（图 5 中 FG）微物理量的水平分布特征：（a）总水含量及温度；（b）Hotwire、Nevzorov 含水量仪测量的液态水含量；（c）CDP、CIP 和 CIP（*D*>100 μm）粒子数浓度；（d）雷达反射率（*R*）；（e）CDP 粒子谱分布；（f）CIP 粒子谱分布（*D* >100 μm）

Fig. 10　Microphysical characteristics recorded by aircraft with horizontal observations at a height of 4300 m (FG in Fig.5) on 21 May 2018: (a) Total water content (TWC); (b) liquid water content (LWC) by Hotwire and Nevzorov sensor; (c) number concentrations of CDP (Cloud droplet probe), CIP (Cloud imaging probe) and CIP (*D*>100 μm); (d) radar reflectivity (*R*); (e) size distribution of CDP; (f) size distribution of CIP (*D*>100 μm)

化导致冰晶表面介电常数增大有关。

从 HI 段雷达回波垂直剖面（图 12）可以看出，22:47～22:56 飞机在层云中下部区域飞行。飞行轨迹上的雷达反射率 10.7～21.3 dB*Z*，平均值 14.2 dB*Z*。

22:49～22:50 含水量出现跃增，液态水占总水含量的比例高达 87.5% 以上。CPI 粒子图像（图 14）显示，3000 m 存在直径 200～500 μm 处于半融化状态的冰晶。这可能是导致雷达反射率出现峰值的重要原因。云滴谱（图 13e）显示，云滴直径主要集中在 10～30 μm。2250:30～2252:30 云滴谱不连续，LWC 低于 0.03 g m^{-3}。22:53～22:56 粒子谱宽显著拓宽，出现直径大于 40 μm 的大云滴。这可能是由于云滴下落过程中碰并增长所致。22:52～22:56 冰粒子数浓度增大，数浓度量级 10^{-1}～10^{2} L^{-1}。CIP 冰粒子谱（图 13f）显示，粒子直径主要集中在 100～180 μm。结合 CPI 图像，3000 m 主要以云滴和处于半融化状态的球形液滴为主。由此推断由于处于融化状态的冰晶进入 CIP 探头量程，导致冰晶数浓度增大。5°C 层 Hotwire 液水含量 0～0.17 g m^{-3}，平均值为 0.03 g m^{-3}。Nevzorov 液水含量 0～0.14 g m^{-3}，平均值为 0.038 g m^{-3}。两种含水量仪观测的含水量变化趋势基本一致。暖区液态水含量比融化层低，与−5°C 层接近。

5.2 层状云垂直微物理结构

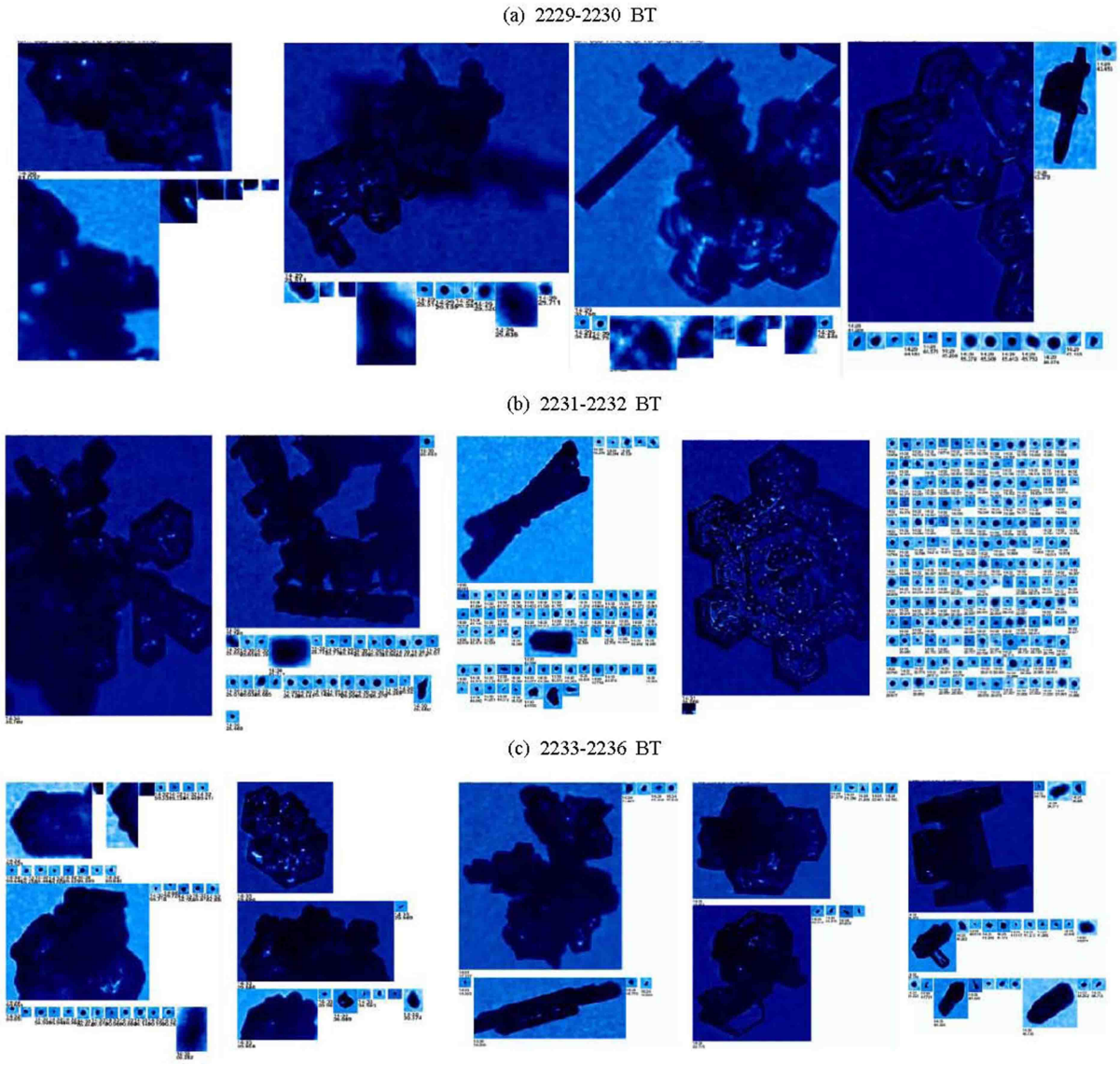

图 11 2018 年 5 月 21 日 4300 m（图 5 中 FG）平飞阶段观测到的 CPI 粒子图像

Fig. 11 CPI images with horizontal observations performed at 4300-m level (FG in Fig.5) on 21 May 2018

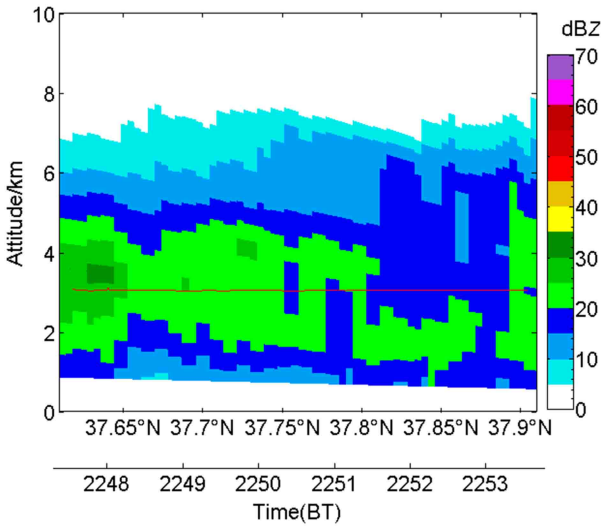

图 12　2018 年 5 月 21 日 3000 m 高度的飞行轨迹（红色实线，图 5 中 HI）对应的 S 波段雷达反射率剖面（观测时间：22:47～22:56；温度范围：5.4°C～5.6°C）

Fig. 12　Cross section of S band radar reflectivity overlapped by flight path (red line) with horizontal observations performed at 3000-m level(HI in Fig.5) on 21 May 2018 (Observations from 2247 to 2256, BT; temperature: 5.4°C–5.6°C)

为了解层状云微物理量的垂直分布特征，本节重点对两次垂直探测过程进行了研究分析。飞机在 AB 区采用盘旋上升的方式进行垂直探测（20:23～20:41），先后经过了液水层、冰水混合层及冰相层。高度 2100～5600 m，温度 6.7～−6.3°C，零度层高度约 4400 m。从飞机穿云探测期间对应的雷达回波反射率（20:30～20:36，方位角 209°）可看出存在明显的零度层亮带。这表明 AB 区的云中气流比较稳定，为发展稳定的层状云。

从含水量垂直廓线（图 16b）可以看出，冰/液相含水量在 4000～4300 m 出现极值，总水含量和液水含量分别达到 0.66 g m^{-3}、0.27 g m^{-3}。从图 15 融化层对应的冰粒子图像可以看出，零度层以下存在半融化状态的冰粒子。高层降落的冰晶经过融化层开始融化导致总水含量出现极值。3500～3700 m 液水含量峰值约 0.1～0.2 g m^{-3}。2300～3000 m（逆温层底部）液水含量存在峰值，低于 0.1 g m^{-3}。温度廓线（图 16a）表明，AB 区上空 2780～3080 m 存在逆温层。这可能是低层不稳定能量形成的弱对流未能有效的冲破逆温层所导致。零度层以上存在峰值约为 0.1 g m^{-3} 的过冷水，但 CDP 的云滴积分含水量表明该区域的过冷水含量普遍低于 0.01 g m^{-3}。从云滴谱（图 16e）可以看出，云滴粒子直径集中在 25 μm 以下。CPI 图像显示，零度层以上绝大部分的小粒子图像均为边缘不规则的形状。因此，推断 AB 区零度层以上云体冰晶化程度较高。另外，根据云滴数浓度和云滴谱（图 16c、d），结合登记人员记载的宏观记录，可知层状云在垂直方向上存在分层结构。

从图 16c 冰雪晶数浓度垂直廓线可以看出，零度层以上冰雪晶粒子数浓度（D>100 μm）随高度增加。零度层附近的冰粒子数浓度约 10 L^{-1}，云顶部位达到 50～60 L^{-1}。CIP 冰雪晶粒子谱（图 16e）也显示，冰雪晶主要集中在云体上部。冰粒子直径主要集中在 200 μm 以下，最大超过 1500 μm。从图 15 对应的冰粒子图像可以看出，尺度较大的冰雪类型以针状、柱状以及片状为主，伴随着大量不规则状的粒子出现。同时，由于过冷水含量很低，零度层以上很少出现凇附现象。从 CPI 粒子高清图像上推断冰雪晶基本以凝华和攀附增长为主，凇附过程仅仅发生在零度层附近液态含水量较高的区域。CPI 图像显示零度层附近存在一些凇附有少量过冷水的针状、柱状粒子以及数量很少的霰粒子。零度层以下的冰粒子谱显著变窄。这是由于冰雪晶开始融化，粒子体积减小，但下落速度增大使得大粒子浓度急剧降低所导致。

21:14～21:34 飞机沿 CD 段采用盘旋爬升的方式进行垂直探测，高度 1800～5600 m，温度 8.0～−5.4°C。图 17 给出了飞机在 CD 探测期间对应的 SA 雷达反射率（21:14～21:24，方位角 197°）以及不同高度层的典型 CPI 粒子图像。与 AB 区相比，两区的云顶高度、零度层高度接近。CD 区低层云的雷达回波明显高于 AB 段，并且 2400～3200 m 之间存在一个雷达反射率约 35 dBZ 的区域。

从图 16 给出的飞行轨迹和回波剖面叠加图可以看出，飞机穿越了弱对流泡的边缘。对流泡边缘的弱上升气流将低层不同尺度的云滴携卷至高空，导致 CD 区 5°C 层以上的云滴数浓度明显高于 AB 区。CDP 和 CIP 粒子谱垂直分布（图 18d、e）显示，零度层以上的过冷云滴尺度主要集中在 4.5～15 μm，冰粒子集中在 100 μm 以下。零度层以上的过冷水含量平均值约 0.08 g m^{-3}，总水含量平均值约 0.26 g m^{-3}，过冷水占总水含量的比例仅 31%。这表明 CD 区零度层以上主要以小尺度的冰粒子为主，伴随着少量的过冷云滴。从图 17 对应的 CPI 图像可以看出，零度层以上的粒子主要以针

柱状及聚合状为主。这表明 CD 区过冷层的冰粒子主要通过凝华和聚并过程增长。

零度层附近的液态水含量达到 0.29 g m^{-3}，总水含量 0.5 g m^{-3}，液态水占总水含量的比例约 58%。云滴数浓度廓线（图 16c）显示，零度层附近云滴数浓度存在峰值，约 1.23×10^4 L^{-1}。CPI 图像表明，零度层附近的粒子形态主要以聚合状和过冷云滴为主，冰雪晶粒子表面凇附过有冷云滴。这表明零度层附近冰雪晶增长机制主要以稀凇附和聚并为主。3～4°C 的液态水含量存在极值，液态水含量约 0.04 g m^{-3}，总水含量约 0.08 g m^{-3}。该高度层的云滴数浓度量级为 10^4 L^{-1}。6°C（2500 m）附近液态水瞬时峰值达到 0.13 g m^{-3}，总水含量约 0.29 g m^{-3}。从 CIP 粒子谱可以看出，CD 区 2500 m 高度粒子谱拓宽。CPI 图像表明该高度层主要以球形液滴和处于半融化状态的冰粒子为主。因此，2500 m 附近的含水量峰值可能是由于从高空降落的未完全融化的冰雪晶所致。

CD 区的总水含量比 AB 区低，但 AB 和 CD 区的液水含量比较接近。对比 AB、CD 的 CIP 粒子谱（图 16f、图 18f）发现，CD 区融化层以上的冰粒子谱比 AB 区窄，对应高度上的过冷水含量远低于 0.1 g m^{-3}。从 CPI 图像可以看出以单个柱状、聚合状冰晶，这表明 CD 区零度层以上冰雪晶增长

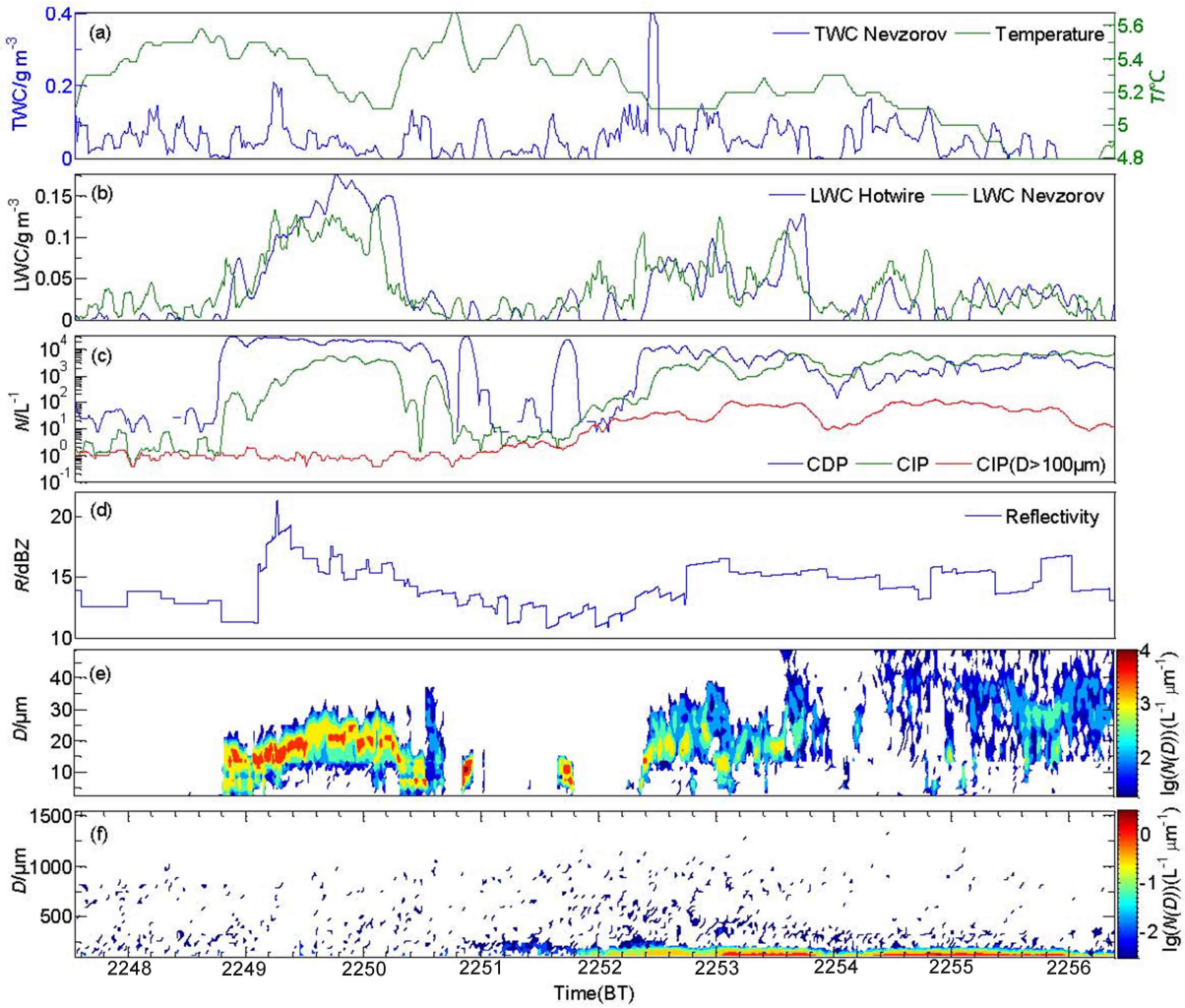

图 13 2018 年 5 月 21 日飞机 3000 m（图 5 中 HI）微物理量的水平分布特征：（a）总含水量及温度；（b）Hotwire、Nevzorov 含水量仪测量的液态水含量；（c）CDP、CIP 和 CIP（D>100 μm）粒子数浓度；（d）雷达反射率（R）；（e）CDP 粒子谱分布；（f）CIP 粒子谱分布（D>100 μm）

Fig. 13 Microphysical characteristics recorded by aircraft with horizontal observations at a height of 3000 m (HI in Fig.5) on 21 May 2018: (a) Total water content (TWC); (b) liquid water content (LWC) by Hotwire and Nevzorov sensor; (c) number concentrations of CDP (Cloud droplet probe), CIP (Cloud imaging probe) and CIP(D>100 μm); (d) radar reflectivity (R); (e) size distribution of CDP; (f) size distribution of CIP (D> 100 μm)

机制主要以凝华和聚并为主。

通过 AB、CD 对比发现，冰晶形态与其在云中所处的位置有很大关系。冰相层（−5°C 层）的冰雪晶主要通过凝华和聚并过程增长。随着高度降低，混合层存在过冷水峰值。由于混合层存在较为充沛的过冷水，冰晶的凇附增长也相应增强，观测到了大量稀凇附的冰雪晶以及少量的霰粒子。这与随着高度降低云中过冷水增多，冰晶的凇附增长也相应增强的研究结论基本一致（朱士超和郭学良，2014）。混合层冰雪晶增长机制主要以凇附增长为主。

5.3　不同温度范围的粒子平均谱

为进一步了解不同温度层的特征，对不同区域云的特征云微物理量进行了对比。表 2 给出了两次垂直探测阶段不同温度层云微物理量的平均值。

从表 2 可以看出，CD 区−5～0°C 的冰雪晶浓度比 AB 区低。孙可富和游来光（1965）观测表明，吉林省降水性层状冷云中冰晶（100～300 μm）和雪晶（平均直径 1000 μm）的平均浓度分别为 26.2 L^{-1} 和 0.18 L^{-1}，与本次观测到的冰雪晶浓度基本相当。CD 区−5～0°C 的云滴数浓度和过冷水含量比 AB 区高，冰雪晶粒子平均直径比 AB 区大。结合 CPI 图像，CD 区冰相层存在直径大于 300 μm 的片状冰晶，云滴平均浓度量级达到 10^3 L^{-1}。CD 区的板状冰晶碰冻过冷云滴产生了大量小尺度的次生冰晶。0～5°C 层 AB 区的云滴浓度比 CD 区高，云暖层较厚，暖层碰并增长作用比 CD 区显著，使得 AB 区的粒子尺度比 CD 区大。

从图 19a 给出的粒子平均谱可看出，AB、CD 区的 CDP 云滴谱在 0～5°C 之间均呈双峰分布，峰值位于 7.5、13.5 μm 处。云滴主要集中在 4.5～30 μm。AB、CD 区的云滴谱及冰粒子谱的谱型相似。这表明 AB、CD 两区 0°C 层以下的云微物理特征比较接近。从−5～0°C 的粒子平均谱（图 19b）可看出，AB 和 CD 的云滴谱型相差较大。CD 区−5～0°C 的云滴谱呈双峰分布，分别在 6.5、13.5 μm 处出现峰值。CD 区的云滴数浓度比 AB 高一个量级，并且在 10～20 μm 的尺度区出现一个明显的峰值，这表明 CD 区零度层以上含有一定量的过冷水，冰相过程还未能充分消耗云内的过冷水。不同温度层内，AB、CD 的 CIP 冰粒子谱型均呈单峰分布。但值得注意的是，由于 AB 区云体已经基本冰晶化，冰

表 2　两次垂直探测过程中各温度层云物理量平均值

Table 2　Average microphysical properties in different temperature layers in two vertical observations

	AB区域				CD区域			
T/°C	Nevzorov LWC/g m^{-3}	N_{CIP}/L^{-1} (D>100 μm)	N_{CDP}/L^{-1}	D_{CIP}/μm (D>100 μm)	Nevzorov LWC/g m^{-3}	N_{CIP}/L^{-1} (D>100 μm)	N_{CDP}/L^{-1}	D_{CIP}/μm (D>100 μm)
−5～0	0.01	0.03	637.2	4123.5	19.5	12.6	646.8	741.0
0～5	0.05	0.04	7734.0	2704.5	4.1	4.2	519.5	435.8

注：N_{CIP}表示CIP探头测量的直径100 μm以上的冰粒子数浓度；N_{CDP}表示CDP探头测量的云滴数浓度；D_{CIP}表示直径100 μm以上的冰粒子平均直径。

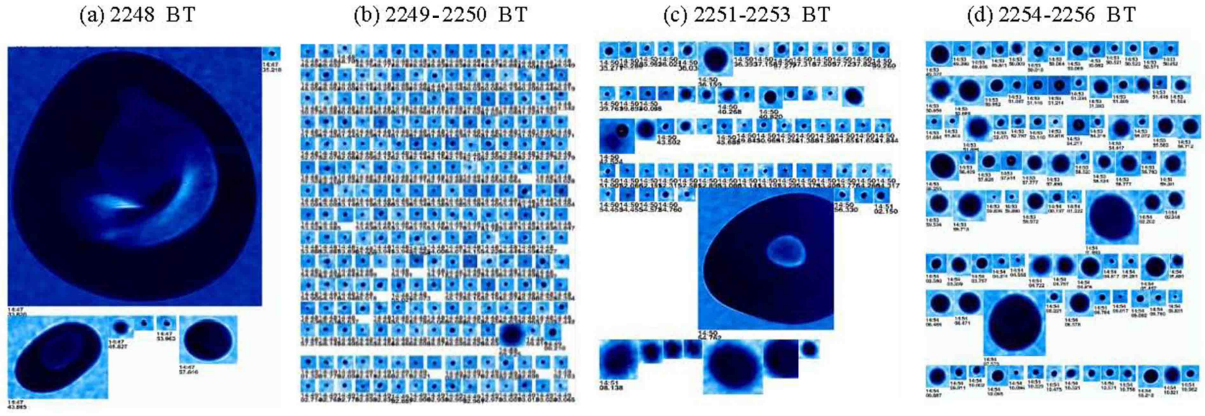

图 14　2018 年 5 月 21 日 3000 m（图 5 中 HI）平飞阶段观测到的 CPI 粒子图像

Fig. 14　CPI images with horizontal observations performed at 3000-m level (HI in Fig.5) on 21 May 2018

相过程发展的较为充分，过冷水基本上被消耗殆尽。因此，过冷层内 AB 区尺度大于 100 μm 的粒子数浓度要明显高于 CD 区。融化层内（图 19a，0～5°C）粒子谱形的差别要远小于冷层。

6 结果及讨论

此次降水过程主要受低槽冷锋系统影响。雨区中存在多个强降水中心，降水分布不均匀。试验区内石

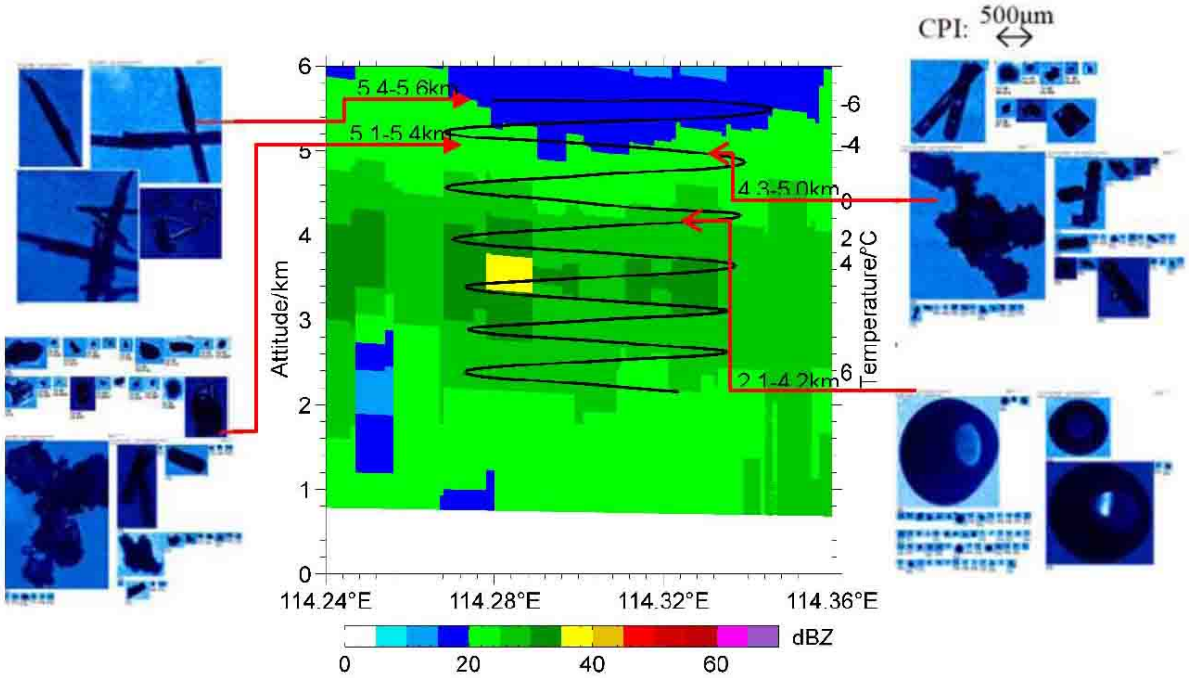

图 15 2018 年 5 月 21 日 20:30～20:36 飞机在 AB 区（图 5 中 AB）盘旋上升飞行轨迹（黑色实线）与雷达回波分布（阴影区域）以及典型 CPI 粒子图像

Fig. 15 Cross sections of radar reflectivity (shading area) overlapped by flight path (black line) during spiral ascent in AB area from 2030 BT to 2036 BT on 21 May 2018 and typical particle images collected by CPI(Cloud particle imager)

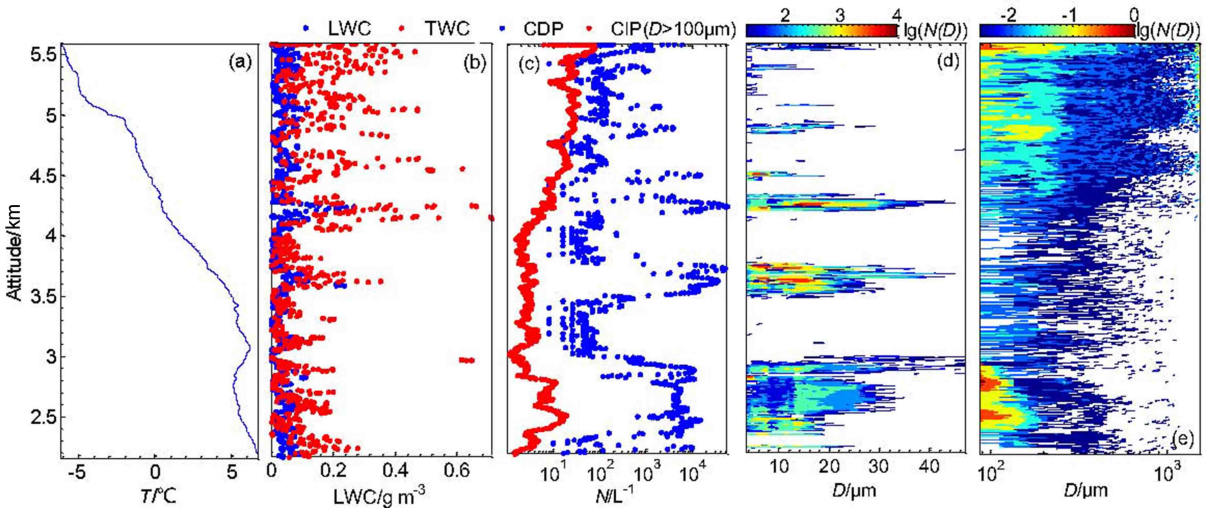

图 16 2018 年 5 月 21 日 2023～20:41 飞机在 AB 区盘旋上升探测：（a）环境温度；（b）液态水含量；（c）云滴及冰雪晶数浓度（蓝色点代表 CDP，红色点代表 CIP）；（d）云滴谱；（e）冰雪晶粒子谱（前 3 档数据剔除）

Fig. 16 Data from airborne instruments during spiral ascent in AB area from 2023 BT to 2041 BT on 21 May 2018: (a) Temperature; (b) LWC; (c) particle number concentrations (blue points are from CDP, red points from CIP); (d) size distribution of cloud droplets measured by CDP; (e) size distributions of large particles measured by CIP (the data of first three bins removed)

家庄、邢台地面平均降水量约 4.5～4.7 mm，邢台中东部地区大于 10 mm。通过搭载云微物理探测系统的飞机观测平台采用水平分层及垂直盘旋上升的探测方式，结合天气雷达、卫星、地面自动站等资料，重点研究分析了太行山东麓地区层状云的微物理特征、云微物理过程及降水机制。主要结论如下：

（1）飞机水平探测表明：太行山东麓地区的层状云水平结构是不均匀的。层状云云顶附近（−5°C 层）的过冷水含量很低，基本维持在 0.05 g m^{-3} 以下。云滴及冰雪晶数浓度存在跃迁现象。冰雪晶

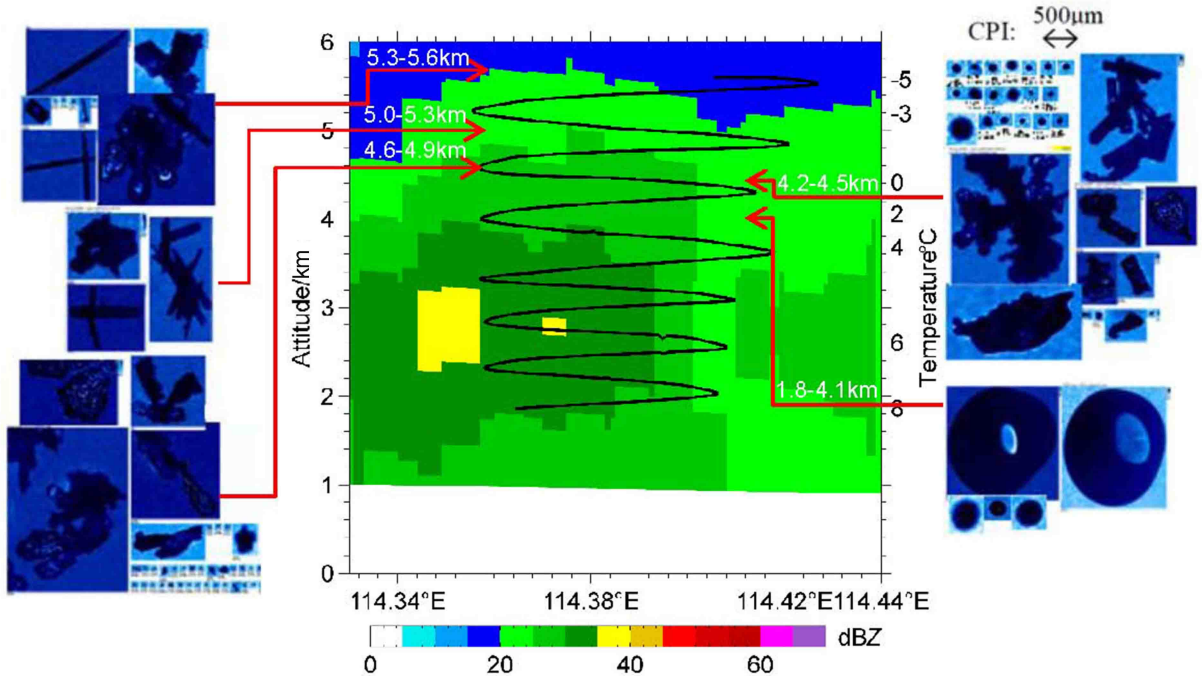

图 17　2018 年 5 月 21 日 21:18～21:24 飞机在 CD 区（图 5 中 CD）盘旋上升飞行轨迹（黑色实线）与雷达回波分布（阴影区域）以及典型 CPI 粒子图像

Fig. 17　Cross sections of radar reflectivity (shading area) overlapped by flight path (black line) during spiral ascent in CD area (CD in Fig.5) from 2118 BT to 2124 BT on 21 May 2018 and typical particle images collected by CPI(Cloud particle imager)

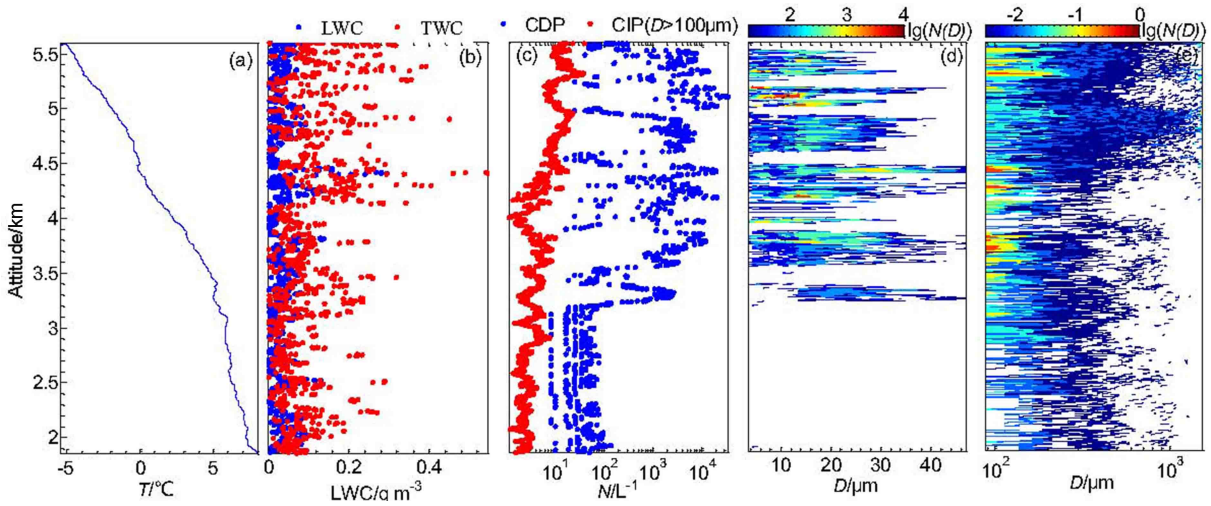

图 18　2018 年 5 月 21 日 21:13～2133 飞机在 CD 区盘旋上升探测：（a）环境温度；（b）液态水含量；（c）云滴及冰雪晶数浓度（蓝色点代表 CDP，红色点代表 CIP）；（d）云滴谱；（e）冰雪晶粒子谱（前 3 档数据剔除）

Fig. 18　Data from airborne instruments during spiral ascent in CD area from 2113 BT to 2133 BT on 21 May 2018: (a) Temperature, (b) LWC, (c) particle number concentrations (blue points from CDP, red from CIP), (d) size distribution of cloud droplets measured by CDP, and (e) size distributions of large particles measured by CIP (the data of first three bins removed)

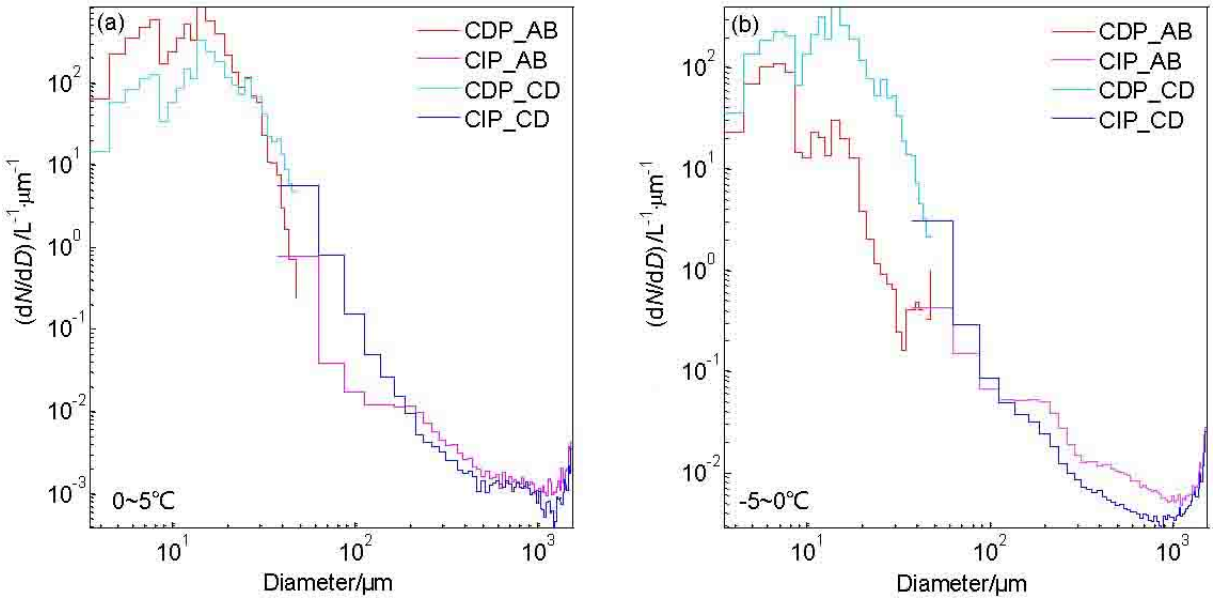

图 19 2018 年 5 月 21 日 AB 和 CD 区不同温度层的粒子平均谱：（a）0°C～5°C；（b）−5°C～0°C

Fig. 19 Average spectra of particles in different temperature layers within AB and CD regions on 21 May 2018: (a) 0°C–5°C; and (b) −5°C–0°C

数浓度的高值区（量级 10^2 L^{-1}）往往对应着大量针状和柱状冰晶，这可能是 Hallett-Mossop 机制和其他冰晶繁生机制共同作用下产生的大量冰晶碎屑在冰面过饱和条件下通过凝华增长所形成的。冰雪晶数浓度较低的区域，主要以片状、枝状为主，伴有极少量的冰晶聚合体。5600 m 几乎没有观测到凇附状的冰粒子，表明−5°C 层的凇附过程很弱。

（2）低槽冷锋层状云降水云系在垂直方向上具有分层结构。冰相层以凝华以及聚并增长为主。过冷水含量和总水含量极值出现在零度层附近。零度层充沛的过冷水使得冰雪晶凇附增长过程比较明显，形成密度较大的粒子，并诱发冰雪晶的繁生。

（3）两次层状云区的垂直探测表明，由于两个区域的云顶温度接近，AB 区和 CD 区内冰雪晶粒子的形态基本一致。AB 区零度层以上过冷水的含量非常低，大部分小粒子（D<50 μm）呈现不规则状，因此可以判断其冰晶化程度较高。冰相粒子在该区域的增长主要依靠凝华和聚并过程。冰粒子进入暖层（>0°C）后继续融化的同时，碰并收集暖区的云水转化为雨滴粒子。CD 区过冷水含量略高于 AB 区，CPI 高清粒子图像显示该区域内部分小粒子呈球形，但同时也存在形状不规则的小尺度冰晶（D<50 μm），这表明该区域内的冰–液相之间的转化可能并不充分。总的来看，因过冷水含量较低，AB 和 CD 区内大尺度冰相粒子（冰雪晶）的形成均主要依靠凝华和聚合过程，Bergeron 过程和凇附过程在两个区域内均较弱，仅在零度层附近发现有少量的稀凇附粒子，但 CD 区内粒子的凇附程度略高于 AB 区。两个区域内零度层下液态降水粒子主要由零度层上方的冰雪晶粒子融化形成。

参考文献（References）

Carey L D, Niu J G, Yang P, et al. 2008. The vertical profile of liquid and ice water content in midlatitude mixed-phase altocumulus clouds [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 47(9): 2487−2495. doi:10.1175/2008jamc1885.1

Crosier J, Choularton T W, Westbrook C D, et al. 2014. Microphysical properties of cold frontal rainbands [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 140(681): 1257−1268. doi:10.1002/qj.2206

Evans A G, Locatelli J D, Stoelinga M T, et al. 2005. The IMPROVE-1 storm of 1–2 February 2001. Part II: Cloud structures and the growth of precipitation [J]. J. Atmos. Sci., 62(10): 3456−3473. doi:10.1175/JAS3547.1

Guo X L, Fu D H, Li X Y, et al. 2015. Advances in cloud physics and weather modification in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 32(2): 230−249. doi:10.1007/s00376-014-0006-9

Heymsfield A J, Bansemer A, Field P R, et al. 2002. Observations and parameterizations of particle size distributions in deep tropical cirrus and stratiform precipitating clouds: Results from in situ observations in TRMM Field campaigns [J]. J. Atmos. Sci., 59(24): 3457−3491. doi:10.1175/1520-0469(2002)059<3457:OAPOPS>2.0.CO;2

Hobbs P V, Matejka T J, Herzegh 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. doi:10.1175/1520-0469(1980)037<0568:TMAMSA>2.0.CO;2

Hogan R J, Field P R, Illingworth A J, et al. 2002. Properties of embedded convection in warm-frontal mixed-phase cloud from aircraft and polarimetric radar [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128(580): 451−476. doi:10.1256/003590002321042054

洪延超. 2012. 层状云结构和降水机制研究及人工增雨问题讨论 [J]. 气候与环境研究, 17(6): 937−950. Hong Yanchao. 2012. Research progress of stratiform cloud structure and precipitation mechanism and discussion on artificial precipitation problems [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17(6): 937−950. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.31

洪延超, 黄美元, 王首平. 1984. 梅雨云系中亮带不均匀性的理论探讨 [J]. 大气科学, 8(2): 197−204. Hong Yanchao, Huang Meiyuan, Wang Shouping. 1984. A theoretical study on inhomogeneity of bright band in Mei–Yu frontal cloud system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 8(2): 197−204. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1984.02.10

侯团结, 胡朝霞, 雷恒池. 2011. 吉林一次降水层状云的结构和物理过程研究 [J]. 气象学报, 69(3): 508−520. Hou Tuanjie, Hu Zhaoxia, Lei Hengchi. 2011. A study of the structure and microphysical processes of a precipitating stratiform cloud in Jilin [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 69(3): 508−520. doi:10.11676/qxxb2011.044

Houze Jr R A, Hobbs P V, Herzegh P H, et al. 1979. Size distributions of precipitation particles in frontal clouds [J]. J. Atmos. Sci., 36(1): 156−162. doi:10.1175/1520-0469(1979)036<0156:SDOPPI>2.0.CO;2

黄美元, 洪延超. 1984. 在梅雨锋云系内层状云回波结构及其降水的不均匀性 [J]. 气象学报, 42(1): 80−87. Huang Meiyuan, Hong Yanchao. 1984. The Inhomogeneous features of the precipitation and the echo structure of stratiform cloud in Mei-Yu frontal cloud system [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 42(1): 80−87. doi:10.11676/qxxb1984.008

Jourdan O, Mioche G, Garrett T J, et al. 2010. Coupling of the microphysical and optical properties of an arctic nimbostratus cloud during the ASTAR 2004 experiment: Implications for light-scattering modeling [J]. J. Geophys. Res., 115(D23): D23206. doi:10.1029/2010jd014016

Korolev A. 2007. Reconstruction of the sizes of spherical particles from their shadow images. Part I: Theoretical considerations [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 24(3): 376−389. doi:10.1175/jtech1980.1

Korolev A, Emery E, Creelman K. 2013. Modification and tests of particle probe tips to mitigate effects of ice shattering [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 30(4): 690−708. doi:10.1175/jtech-d-12-00142.1

李照荣, 李荣庆, 李宝梓. 2003. 兰州地区秋季层状云垂直微物理特征分析 [J]. 高原气象, 22(6): 583−589. Li Zhaorong, Li Rongqing, Li Baozi. 2003. Analyses on vertical microphysical Characteristics of autumn stratiform cloud in Lanzhou region [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 22(6): 583−589. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2003.06.008

刘健, 李茂仑, 蒋彤, 等. 2005. 吉林省春季降水性层状云基本结构及降水潜力的初步研究 [J]. 气象科学, 25(6): 609−616. Liu Jian, Li Maolun, Jiang Tong, et al. 2005. The preliminary study of the basic structure of precipitating stratus and precipitation potential in spring in Jilin Province [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 25(6): 609−616. doi:10.3969/j.issn.1009-0827.2005.06.007

McFarquhar G M, Black R A. 2004. Observations of particle size and phase in tropical cyclones: Implications for mesoscale modeling of microphysical processes [J]. J. Atmos. Sci., 61(4): 422−439. doi:10.1175/1520-0469(2004)061<0422:oopsap>2.0.co;2

庞朝云, 张丰伟, 张建辉, 等. 2016. 甘肃夏季不同天气系统层状云的微物理结构特征 [J]. 兰州大学学报 (自然科学版), 52(2): 227−234. Pang Zhaoyun, Zhang Fengwei, Zhang Jianhui, et al. 2016. The microphysical structure of stratiform cloud in different weather systems in Gansu in summer [J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences) (in Chinese), 52(2): 227−234. doi:10.13885/j.issn.0455-2059.2016.02.011

Parsons D B, Hobbs P V. 1983. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VII: Formation, development, interaction and dissipation of rainbands [J]. J. Atmos. Sci., 40(3): 559−579. doi:10.1175/1520-0469(1983)040<0559:TMAMSA>2.0.CO;2

Patade S, Shete S, Malap N, et al. 2016. Observational and simulated cloud microphysical features of rain formation in the mixed phase clouds observed during CAIPEEX [J]. Atmospheric Research, 169: 32−45. doi:10.1016/j.atmosres.2015.09.018

Stark D, Colle B A, Yuter S E. 2013. Observed microphysical evolution for two east coast winter storms and the associated snow bands [J]. Mon. Wea. Rev., 141(6): 2037−2057. doi:10.1175/mwr-d-12-00276.1

Stith J L, Dye J E, Bansemer A, et al. 2002. Microphysical observations of tropical clouds [J]. J. Appl. Meteor., 41(2): 97−117. doi:10.1175/1520-0450(2002)041<0097:MOOTC>2.0.CO;2

孙可富, 游来光. 1965. 1963 年 4～6 月吉林地区降水性层状冷云中的冰晶与雪晶 [J]. 气象学报, 35(3): 265−272. Sun Kefu, You Laiguang. 1965. Ice and snow crystals observations in cold layer cloud in Jilin Province during April–June 1963 [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 35(3): 265−272. doi:10.11676/qxxb1965.030

Taylor J W, Choularton T W, Blyth A M, et al. 2016. Observations of cloud microphysics and ice formation during COPE [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 16(2): 799−826. doi:10.5194/acp-16-799-2016

汪学林, 金德镇. 1987. 云雨物理论文 [M]. 北京: 中国科学技术出版社, 38. Wang Xuelin, Jin Dezhen. 1987. Collected Works of Cloud and Precipitation Physics (in Chinese) [M]. Beijing: Science and Technology of China Press, 38.

Yang J F, Lei H C, Hou T J, et al. 2017. Observational evidence of high ice concentration in a shallow convective cloud embedded in stratiform cloud over North China [J]. Adv. Atmos. Sci., 34(4): 509−520. doi:10.1007/s00376-016-6079-x

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(4): 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 (in Chinese), 31(4): 596−610. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.04.05

张磊, 何晖, 黄梦宇, 等. 2013. 一次降水性层状云微物理过程分析 [J]. 气象科技, 41(4): 742−747. Zhang Lei, He Hui, Huang Mengyu, et al. 2013. Analysis of microphysical processes in a stratus cloud precipitation event [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 41(4): 742−747. doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2013.04.024

赵仕雄, 陈文辉, 杭洪宗. 2002. 青海东北部春季系统性降水高层云系微物理结构分析 [J]. 高原气象, 21(3): 281−287. Zhao Shixiong, Chen Wenhui, Hang Hongzong. 2002. Analysis on precipitation Altostratus microphysical structure in spring over North–East Qinghai [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21(3): 281−287. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2002.03.009

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(2): 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 Meteor. Sinica (in Chinese), 72(2): 366−389. doi:10.11676/qxxb2014.013

Zhu S C, Guo X L, Lu G X, et al. 2015. Ice crystal habits and growth processes in stratiform clouds with embedded convection examined through aircraft observation in Northern China [J]. J. Atmos. Sci., 72(5): 2011−2032. doi:10.1175/JAS-D-14-0194.1