

黄钰, 郭学良, 毕凯, 等. 2020. 北京延庆山区降雪云物理特征的垂直观测和数值模拟研究 [J]. 大气科学, 44(2): 356–370. HUANG Yu, GUO Xueliang, BI Kai, et al. 2020. Vertical Observation and Numerical Simulation of the Clouds Physical Characteristics of Snow-Producing over Yanqing Mountain Area in Beijing [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(2): 356–370. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1903.18258

北京延庆山区降雪云物理特征的垂直观测和 数值模拟研究

黄钰^{1,2,3,4,5,6} 郭学良¹ 毕凯³ 周崑³ 贾星灿⁶ 陈云波³ 马新成³

¹ 中国气象局中国气象科学研究院, 北京 100081

² 中国科学院大学, 北京 100049

³ 北京市人工影响天气办公室, 北京 100089

⁴ 北京市气象局云降水物理研究和云水资源开发北京市重点实验室, 北京 100089

⁵ 中国气象局华北云降水野外科学试验基地, 北京 100089

⁶ 中国气象局北京城市气象研究院, 北京 100089

摘 要 基于风廓线雷达、云雷达、粒子谱仪、微波辐射计和自动站等垂直观测设备, 结合中尺度数值模式 WRF 对 2017 年 3 月 23~24 日北京延庆海坨山地区的一次降雪过程进行了观测和数值模拟研究。研究结果表明: 垂直探测仪器结合中尺度数值模式可以获得降雪的宏观结构和微物理信息, 有助于对降雪的深入研究。此次降雪过程由中高层西南及偏南暖湿气流与低层东南偏冷空气交汇造成动力和水汽辐合抬升形成, 4~5 km 高度处的风切变有利于降雪的增强。上升气流有助于水汽的输送、冰雪转化以及雪晶凝华、聚合, 冰晶数浓度中心对应着上升运动顶部。然而此次降雪云系低层过冷云水含量不足, 降雪回波<20 dBZ, 回波顶高<7 km, 雪花垂直下落速度<2 m s⁻¹, 地面降水量大值与低层强回波区对应。降雪粒子谱分布范围较窄, 以直径 1 mm 左右的小粒子为主, 相态主要为干雪, 基本不存在混合相态。

关键词 北京延庆山区 冬季降雪 垂直综合观测 WRF 模式

文章编号 1006-9895(2020)02-0356-15

中图分类号 P458.3

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1903.18258

Vertical Observation and Numerical Simulation of the Clouds Physical Characteristics of Snow-Producing over Yanqing Mountain Area in Beijing

HUANG Yu^{1,2,3,4,5,6}, GUO Xueliang¹, BI Kai³, ZHOU Wei³, JIA Xingcan⁶,
CHEN Yunbo³, and MA Xincheng³

¹ Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorological Administration, Beijing 100081

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

³ Beijing Weather Modification Office, Beijing 100089

⁴ Key Laboratory of Cloud, Precipitation and Atmospheric Water Resources, Beijing Meteorological Service, Beijing 100089

⁵ Field Experiment Base of Cloud and Precipitation Research in North China, China Meteorological Administration, Beijing 100089

⁶ Institute of Urban Meteorology, Chinese Meteorological Administration, Beijing 100089

收稿日期 2018-11-23; 网络预出版日期 2019-04-02

作者简介 黄钰, 女, 1985 年出生, 博士研究生、高级工程师, 主要从事人工影响天气和新资料应用研究。E-mail: yhuang1128@163.com

资助项目 国家重点研发计划项目 2017YFC1501405, 国家自然科学基金项目 41805112、41675138

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2017YFC1501405), National Natural Science Foundation of China (Grants 41805112, 41675138)

Abstract Snowfall was observed and analyzed by wind profiler radar, cloud radar, disdrometer, microwave radiometer, and automated meteorological readings on 23-24 March 2017 over Yanqing Mountain area in Beijing, combined with the mesoscale numerical model WRF. Results indicated that the vertically-scanning instruments in combination with the mesoscale numerical model obtained a snow macrostructure and microphysical information that can be applied to further snow studies. The snow process was triggered by the intersection of low-level southwesterly warm and moist flow and cold air formed by strong dynamics and moisture convergence, and attendant wind shear at 4-5-km height was conducive to the development and strengthening of the weather system. Updrafts aided in water vapor transmission, as well as ice-snow autoconversion, and deposition and aggregation between snow crystals, while a centered concentration of ice crystals corresponded with the upper boundary of the upward motion. However, in this case, supercooled cloud water at lower layers was insufficient, with an echo of < 20 dBZ, echo top < 7 km, snow vertical velocity $< 2 \text{ m s}^{-1}$, and the moment of maximum snowfall corresponding to the lower strong echo area. Snow particle spectrum was narrow, with the majority comprising small particles about 1 mm in diameter. The main phase was dry snow, with a negligible area of mixed precipitation.

Keywords Beijing Yanqing mountain area, Winter snow, Vertical comprehensive observation, WRF (Weather Research and Forecasting) Model

1 引言

冬季山区降雪云系是云和降水物理学的重要研究对象之一,早在 20 世纪 50 年代,科学家就针对冬季地形云降雪过程进行了研究。Ludlam (1955) 提出影响地形云的基本因素包括云中凝结核不充足,核化过程发生太晚,云中液态水无法转换成降水粒子。

随着数值模拟技术和遥感技术的发展和运用,针对降雪云系结构和微物理过程的研究取得了重要进展 (Deshler et al., 1990; Hashimoto et al., 2008; Geerts et al., 2010; Ishizaka et al., 2013; Boe et al., 2014; Jing et al., 2015),对于冬季降雪云的发生、发展机制及宏观、微观物理特征有了更加深入的认识。Battaglia and Delanoë (2013) 结合 94-GHz 星载云雷达和 532 nm 激光雷达对降雪云过冷水层进行了探测,认为降雪的过冷水层的空间和季节分布与云顶温度有关。Geerts et al. (2015) 利用机载双波段多普勒雷达对怀俄明州 16 次降雪过程进行了观测,分析了雪的形成、传输和沉降过程,表明,采样到的云呈混合态、浅薄,通常只在过山的时候会产生降雪。Schneebeli et al. (2013) 基于 X 波段偏振雷达结合 GPS 水汽资料对瑞士阿尔卑斯山的降雪过程进行了分析,表明,偏振雷达很好地捕捉降雪从 -30°C 左右的原始冰晶到 -15°C 的树枝状冰晶到 0°C 左右大型聚合体的整个变化过程,融化层以上主要以霰粒子为主。

我国对冬季降雪云也开展了一些观测研究。游

来光等 (1989) 在 20 世纪 80 年代冬季在乌鲁木齐附近开展了飞机、雷达、降雪微结构、降雪强度和大气核等综合性外场试验,获取了新疆冬季降雪微结构及其增长过程,认为凝华—聚并是雪增长的重要过程;李津等 (2017) 利用卫星、常规雷达及地面自动站等资料探讨了 2009 年 11 月华北的一次暴雪过程的形成原因,认为回流和倒槽背景下,中尺度云团发展引起了罕见暴雪,并建立了一类华北暴雪的物理模型。

针对山区降雪云系也有一些数值模拟方面的研究。Saleeby et al. (2013) 用概念模式模拟气溶胶对地形云降雪的微物理生成过程的影响,发现气溶胶引起的溢出效应主要由冰粒子在淞附过程的减少程度决定,在较重污染的环境下,雪的贝吉龙增长过程的加强会抵消淞附增长的损失。Hong et al. (2004) 对模式中的云微物理过程进行了修正,使之能更精确描述山区降雪云的液态水分布。Xue et al. (2014) 利用 100 m 格点的 WRF 大涡模式模拟了美国冬季地形云降雪机制及碘化银离子的扩散轨迹。Chu et al. (2014) 用嵌套的 WRF 大涡模式探讨了冷云静力催化对冬季地形云降水的影响,模拟结果与观测吻合,冷云静力催化能有效地提高降雪量。孙建华和黄翠银 (2011) 也利用 MM5 中尺度数值模式对山东一次持续性降雪个例进行模拟,分析海岸锋的三维结构特征及其对强降雪的影响。

最近几年一些研究者开始利用垂直观测设备,例如风廓线雷达、云雷达、粒子谱仪和微波辐射计等观测仪器,开展冬季降雪的研究。Kim and Lee

(2015) 基于风廓线雷达、微波辐射计和探空仪对韩国冬季降雪云系进行了分析,认为风廓线雷达和微波辐射计能较好地反映降雪结构和液水分布。陈羿辰等(2018)利用毫米波云雷达对北京三次降雪过程进行了观测,分析了降雪系统的宏观结构特征、微物理变化以及毫米波在降雪探测中的衰减和地面降雪量估测方面的初步应用。贾星灿等(2018)基于降雪粒子谱仪结合云雷达对比分析了北京海坨山地区冬季过冷水滴、霰粒、雪花、混合态降水的粒子谱和下落速度特征。杨成芳等(2015)利用风廓线雷达、多普勒雷达、自动站和探空仪等多种观测设备对山东一次局地暴雪过程的成因及动力机构演变特征进行了分析,揭示了典型渤海效应降雪的风场结构、雷达回波移向、降雪落区与风场的关系及降水相态等特征。

相对而言,针对北京冬季降雪云系的研究较少。2022 年冬奥会滑雪比赛将在北京延庆山区进行,了解北京冬季降雪结构和形成机理,为人工增雪作业提供科技支撑,对提高山区人工降雪量具有重要应用价值。由于风廓线雷达、云雷达、微波辐射计和粒子谱仪数据具有高精度、高时空分辨率的特点,可实现对降雪云系的连续观测。本文利用云雷达、风廓线雷达、自动站、微波辐射计和粒子谱仪等观测数据,对 2017 年 3 月 23~24 日北京延庆山区的一次降雪过程的动力和宏观、微观物理结构及降雪发展的垂直演变特征进行了分析研究。

2 仪器与数据

本文使用的垂直观测设备均位于北京延庆山区闫家坪站点(40.51°N, 115.73°E),海拔 1388 m。观测设备包括风廓线雷达、云雷达、粒子谱仪、微波辐射计、自动站等,本文所用的数据时间均为北

京时。

所用的风廓线雷达探测波长为 220 mm,采用周期 6 min,采用 5 波束进行探测(分别指向天顶、东、南、西、北方向,倾斜波束的天顶夹角为 15°)。可获取 150~10110 m 高度范围内的数据。表 1 为风廓线雷达典型参数表。

使用的 HMB-KST 型毫米波云雷达为 Ka 波段,速度分辨率可达 0.1 m s^{-1} ,回波强度精度小于 1 dB,采用垂直对空方式进行连续观测,其主要参数如表 2 所示。

地面降水粒子谱观测选用的 OTT Parsivel² 粒子谱仪,通过激光系统测量降水粒子的下降速度和直径。采样间隔:10 s;测量区域:180 mm×30 mm;粒子直径:0.2~5 mm(液态降水)、0.2~25 mm(固态降水);粒子速度 $0.2\sim20\text{ m s}^{-1}$;粒径分类:32 个粒径级别和 32 个速度级别;降水类型识别:8 种,包括毛毛雨、小雨、雨、雨加雪、雪、米雪、冻雨、冰雹;测雨强度:0.001~1200 mm h⁻¹;雨量精度:±5%(液态降水)、±20%(固态降水);雷达反射率 Z:9.9~99 dBZ(±20%)。本文采用(Battaglia et al, 2010)的方法进行仪器订正,除此之外还对观测数据进行的质量控制有:(1)剔除了仪器前两档(直径小于 0.3 mm)的观测数据;(2)选取原始数据粒子数目大于 10 个样本;(3)每 10 个样本进行速度平均,利用 3 倍方差法去除速度产生突变的数据;(4)当降雪粒子为固态时,选用粒子密度的订正公式 $\rho_s = 0.17D^{-1}$ (式中, ρ_s 为粒子密度, D 为粒子直径)。

微波辐射计数据来自美国 Radiometrics 公司生产的 12 通道(TP WVP-3000 型)微波辐射计,观测 22~30 GHz 的水汽波段和 51~59 GHz 的氧气波段,获得从地面到高空 10 km 内共 58 层高度的

表 1 风廓线雷达典型参数表

Table 1 Typical parameters of wind profile radar

采样频率/MHz	发射波长/mm	采样周期/min	波束宽度/(°)	距离库长/m	采样起始高度/m	采样终止高度/m
60	220	6	4°(水平) 4°(垂直)	240(高模)/120(中模)/120(低模)	3150(高模)/1110(中模)/150(低模)	10110(高模)/4590(中模)/3630(低模)

表 2 云雷达主要性能表

Table 2 Important performances of cloud radar

采样频率	发射波长/mm	采样周期/s	探测要素	距离库长/m	探测高度/m	雷达体制
33.44 GHz±65 MHz	8	0.5~8.8	回波强度、径向速度、谱宽、退偏正比	15/30/60(可调)	150~15000	单发双收线极化

温度、水汽、相对湿度以及液态水的垂直廓线, 时间分辨率为 3~4 min。

3 降雪观测结果分析

3.1 降雪天气基本情况及水平风场特征

2017 年 3 月 23 日夜间至 24 日凌晨, 受冷空气和偏南暖湿气流的共同影响, 北京北部山区出现降雪, 主要的降雪过程从 23 日 21 时开始, 24 日 06 时趋于结束。地面累计降雪在 24 日 00~04 时最大, 小时平均降水量约 2.4 mm, 降雪期间气温

从降雪前的-3 ℃ 降到-5 ℃ 左右, 相对湿度接近饱和。整个降雪期间, 由于地形云接地和降雪的影响, 能见度都在 0 m 附近 (图 1)。

从风廓线雷达观测的水平风羽图 (图 2) 上可以看出, 降雪开始 (23 日 22 时) 后, 底层 (500 m 以下) 东北风逐渐转成东南风, 中层 (1~3.5 km) 南风转成西南风, 高层 (5 km 以上) 西南风逐渐转成南风。在降雪强盛期 (24 日 00~04 时), 1~2 km (850 hPa) 偏南风力加大, 2~4 km (700 hPa) 高度西南风明显, 风随高度显著顺转, 此时

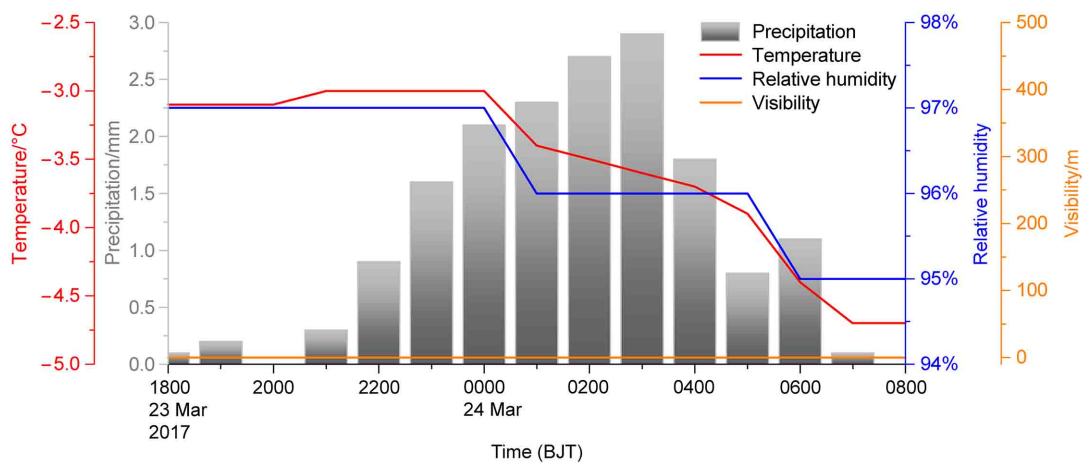


图 1 2017 年 3 月 23 日 18 时至 24 日 08 时闫家坪自动站各气象要素小时走势图
Fig. 1 Hourly variations of meteorological elements at Yanjiaping station from 1800 BJT (Beijing time) 23 March to 0800 BJT 24 March 2017

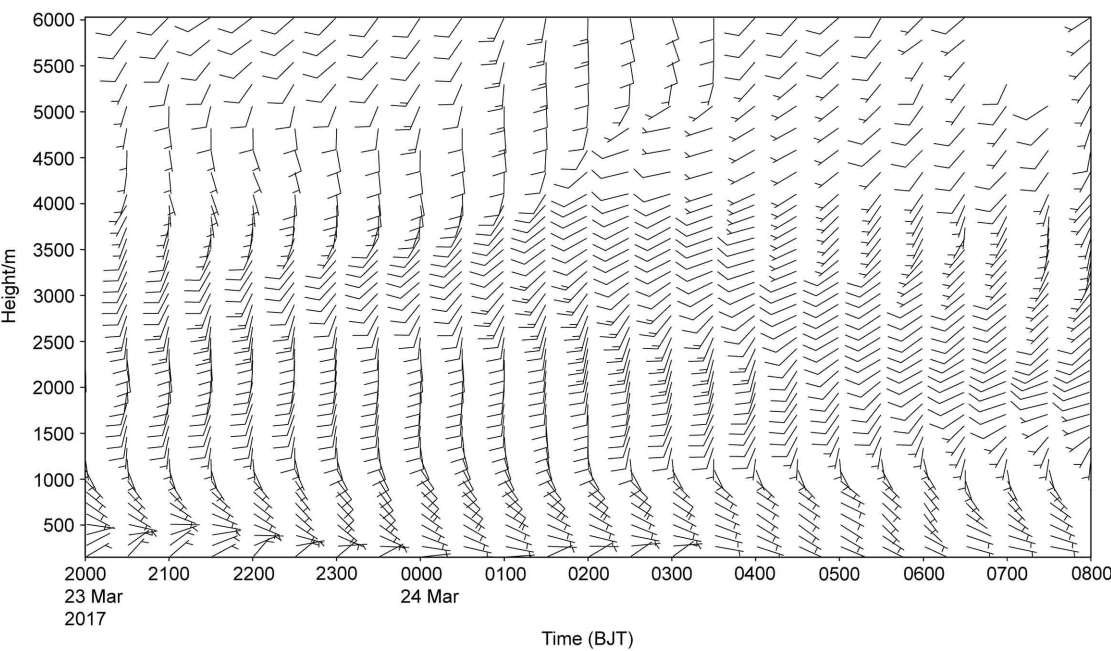


图 2 2017 年 3 月 23 日 20 时至 24 日 08 时风廓线雷达观测的风羽图
Fig. 2 Wind barbs observed by wind profiler radar from 2000 BJT 23 March to 0800 BJT 24 March 2017

整层大气呈弱暖平流, 中低层西南暖湿气流输送明显(提供水汽), 低层受偏东风气流影响, 表明抬升过程导致此次降雪形成; 4~5 km 出现的风切变, 5 km 以上高空风转为偏南风, 可能是降雪加强的原因。偏西风在降雪后期降到 1~2 km 之间, 控制了中低层, 切断了暖湿气流的供应, 降雪逐渐停止。

3.2 降雪回波演变特征

从云雷达回波时间序列图(图 3)上可以看出, 由于高空风明显大于低层风, 高层云先到达雷达站点, 受之影响降雪回波上方向前倾斜趋势明显。23 日 18 时, 5~7 km 上空出现层云, 强度在 -15 dBZ 至 -5 dBZ, 此时回波未接地, 未形成较大雪花降到地面。23 日 21 时, 降雪回波接地, 地面开始降雪, 回波顶高 7 km, 高空水汽凝华形成冰晶, 聚合下落继续增长, 3 km 以下降雪回波值达到最大。24 日 04 时回波消散, 降雪结束。此次降雪回波整体较弱, 回波最大值 < 20 dBZ, 地面降雪量大小与低层强回波区呈正相关, 降雪前期(23 日 21~24 时)低层回波较弱, 大值回波顶高 < 2.5 km, 地面降雪量小。降雪后期(24 日 00~04 时)低层回波较强, 大值回波顶高 > 3 km, 地面降雪量较大。

23 日 19~21 时, 回波图 2 km 高度以下出现一层薄薄的弱回波, 厚度约 500 m, 强度在 -5 dBZ 至 5 dBZ, 且随着时间增强并最终与降雪回波合并, 一方面可能是由于底层温度降低, 水汽反射率因子增强, 另一方面可能是由于降雪系统的临近,

近地面水汽增大, 地形云爬升接地形成雾造成的。

注意到, 3.8 km 高度上出现了明显的分层现象, 这是由于毫米波云雷达在探测较弱回波时, 既要满足探测距离又要保证探测能力所采用的脉冲互补技术造成的。雷达采用宽脉冲确保对弱回波有足够探测能力, 但是底层会出现探测盲区, 这部分盲区则用窄脉冲来填补, 但窄脉冲对弱回波探测能力有限, 所以当底层回波很弱的时候就会有如图所示的回波不连续现象生成。本次个例由于回波较弱, 分层现象较严重。

3.3 降雪水汽演变特征

微波辐射计观测的温度廓线演变(图 4a)显示整层大气温度层结较稳定, 整体 < 0 °C; 相对湿度(图 4b)显示, 降雪期间整层水汽接近饱和, 7 km (与图 3 云雷达回波顶高度一致)以下相对湿度 > 95%, 降雪过程消耗水汽, 降雪结束以后低层相对湿度有所下降。降雪之前, 随着系统临近低层西南气流向站点输送水汽, 底层液水含量值较大, 如, 23 日 21 时 2 km 以下高度液水含量 > 0.2 g m⁻³(图 4c); 降雪开始之后, 水汽凝华变成雪花下落, 液水含量值减小, 最大值 < 0.1 g m⁻³。与相对湿度趋势一致, 水汽密度(图 4d)在低层(< 1 km)水汽密度丰富, 最大水汽密度 > 4.2 g m⁻³, 由于降雪消耗, 降雪结束后低层水汽密度值下降。

3.4 降雪垂直径向速度和速度谱宽演变特征

从云雷达垂直径向速度(图 5a)可以看出, 降雪前(23 日 19~21 时)低层(2 km)和高层(7~10 km)存在明显上升气流, 此时图 3 云雷达

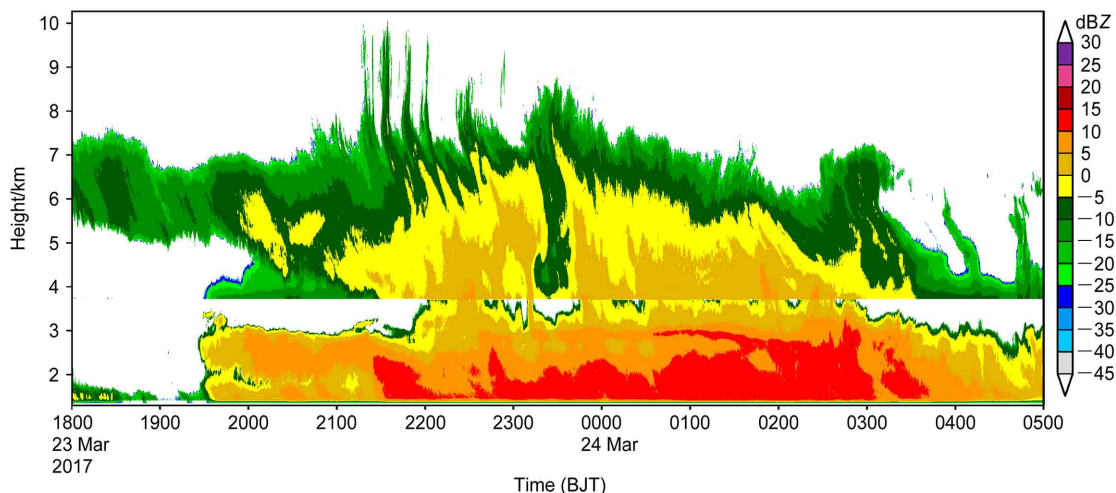


图 3 2017 年 3 月 23 日 18 时至 24 日 05 时云雷达观测的回波(单位: dBZ)演变

Fig. 3 Evolution of echo (units: dBZ) observed by cloud radar from 1800 BJT 23 March to 0500 BJT 24 March 2017

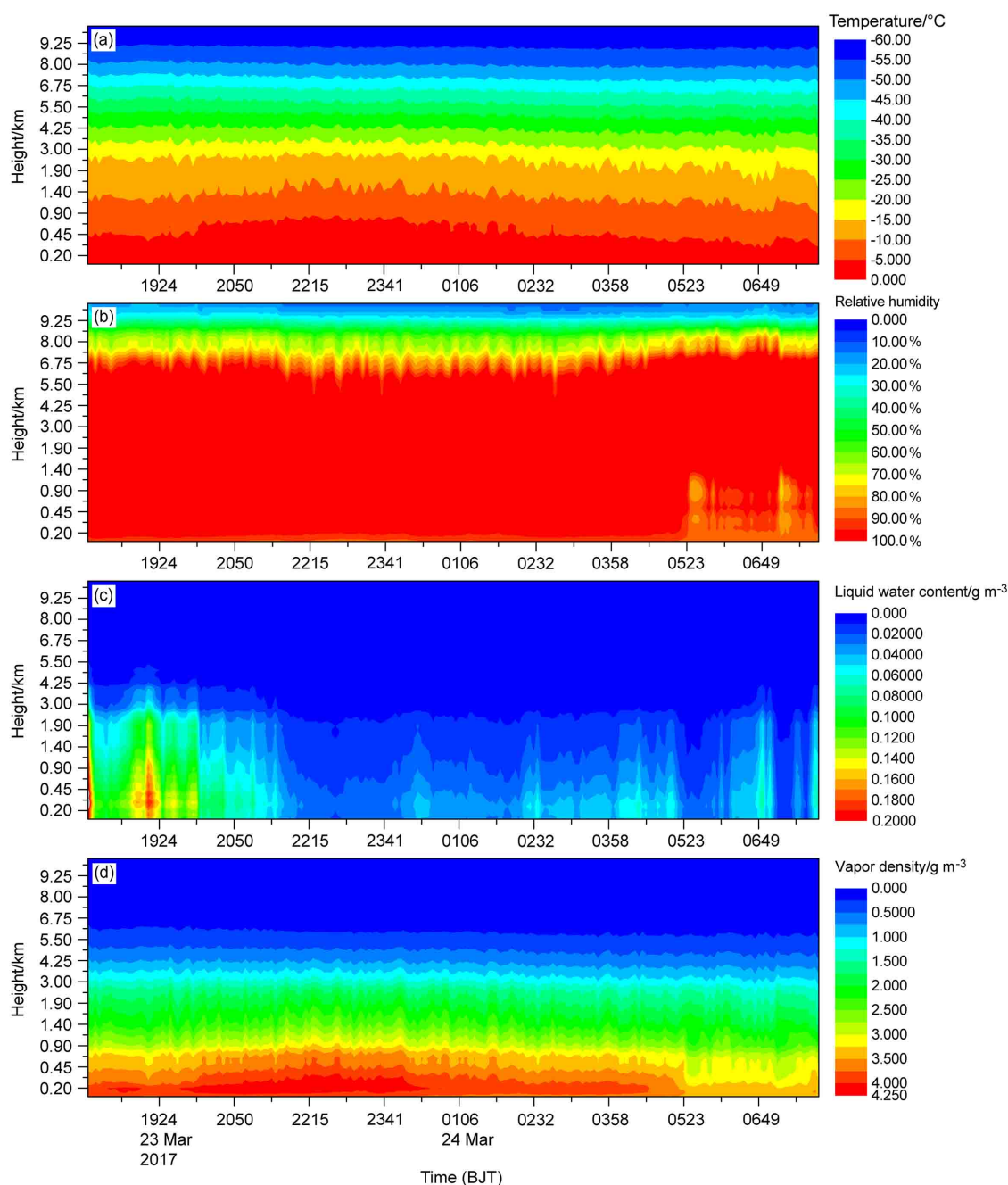


图4 2017年3月23日18时至24日08时微波辐射计观测的(a)温度(单位: $^{\circ}\text{C}$)、(b)相对湿度(单位: %)、(c)液态水含量(单位: g m^{-3})、(d)水汽密度(单位: g m^{-3})时间序列

Fig. 4 Time evolution of (a) temperature (units: $^{\circ}\text{C}$), (b) relative humidity (units: %), (c) liquid water content (units: g m^{-3}), (d) vapor density (units: g m^{-3}) observed by microwave radiometer from 1800 BJT 23 March to 0800 BJT 24 March 2017

回波顶向上发展接近 9 km。云雷达速度谱宽 (图 5b) 显示低层 (<3 km) 速度谱宽值较大 (接近 0.5 m s^{-1}), 随着系统的靠近, 水汽输送增强、垂直速度变化剧烈、谱宽增大, 低层和顶层的上升气流利于冰晶转化、凝华产生雪花, 落到地下形成降雪, 降雪开始。

降雪开始后, 受雪花的影响低层上升气流逐渐消失, 中低层 (<5 km) 逐渐出现较大下沉气流 (约 2.5 m s^{-1}), 谱宽整体值较小, 表明此次降雪过程粒子相态和大小较单一, 各种粒子的下落末速度较统一, 只在低层靠近地表受地形影响谱宽值稍有增大, 也均小于 0.4 m s^{-1} 。

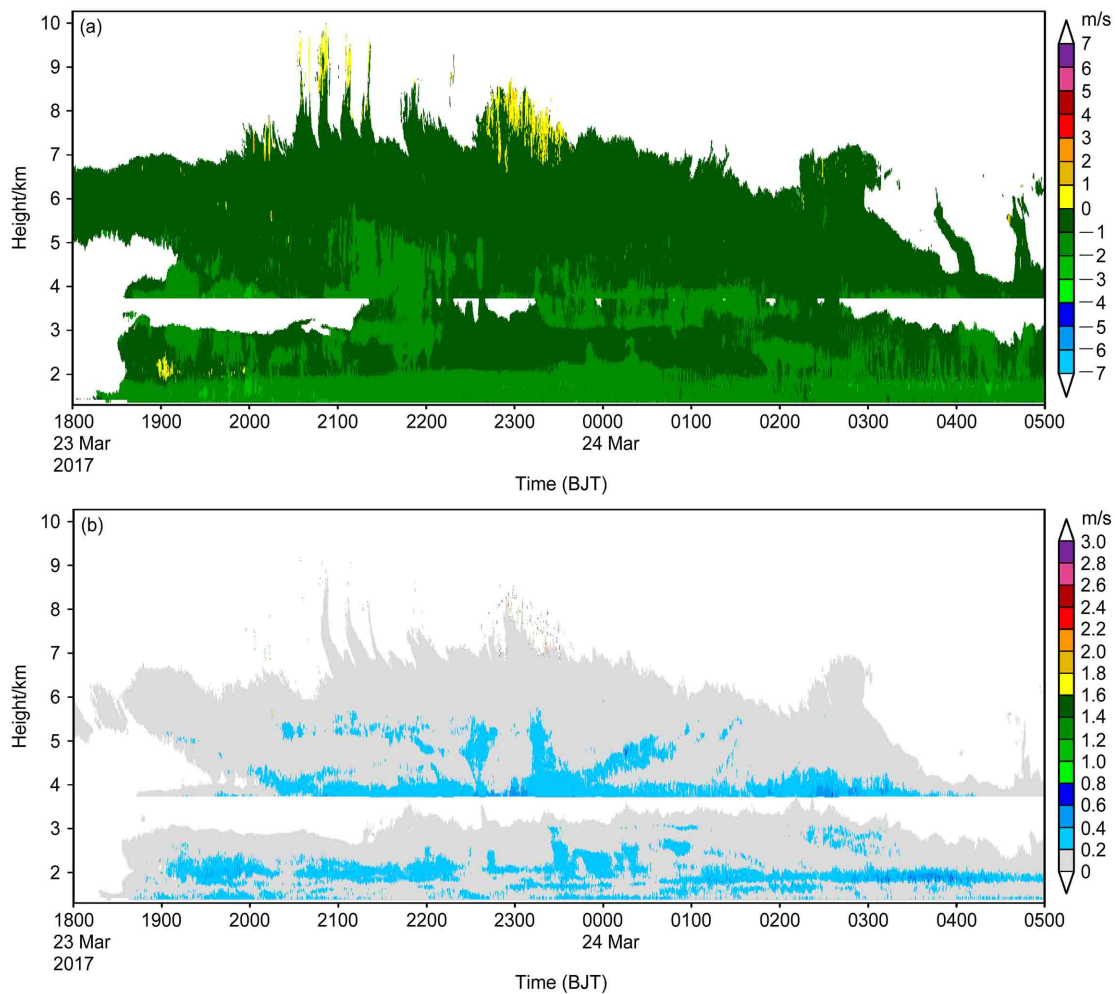


图5 2017年3月23日18时至24日05时云雷达的(a)垂直径向速度(单位: m s^{-1})、(b)速度谱宽(单位: m s^{-1})的时间序列

Fig. 5 Time evolution of (a) vertical radial velocity (units: m s^{-1}), (b) velocity spectral width (units: m s^{-1}) observed by cloud radar from 1800 BJT 23 March to 0500 BJT 24 2017

在降雪刚开始阶段(23日23~24时)高层(7~9 km)出现较强上升气流,与图2流场中层(3~5 km)出现的风切变,图3回波底层开始出现较强回波且高层回波顶发展接近9 km相对应,此时为降雪强烈发展的时刻,高层的冰晶自动转化为雪晶,随着系统发展小粒子冰雪晶进一步凝华、攀附变成大雪花下落,24日00~02时观测到3~5 km有较大下落速度(主要由雪花下落造成,接近 2 m s^{-1}),24日02~04时较大下落速度区域下降到2.5 km至地面。

3.5 降雪云系退偏正比演变特征

云雷达观测的退偏正比(LDR)反映非球形粒子后向散射中散射平行偏振分量与散射垂直偏振分量在散射能力之间的差异,反映这种差异值大小的LDR由粒子形状、大小和空间取向以及粒子相

态等因素决定,如雷达采样体积内相同空间取向(水平排列)的片状雪花直径越大则LDR越大。如果云中出現混合相态,则LDR也会出现跳跃增长。

云雷达观测的LDR(图6)显示,降雪前(23日19~21时)底层LDR极大值为-22 dB,表明此时系统临近,水汽丰富,地形云接地,站点底层湿度大,可能存在湿霰等粒子;降雪开始后(23日21时至24日04时)底层(<2 km)LDR值变小至-24 dB以下,且范围小,较高层(>3 km)值更小(基本<-32 dB),表明此次降雪水汽较少、湿度低,相态较单一,底层主要为大密度雪,中高层以上为干雪,基本不存在混合相态,这与图5b整体谱宽值较小吻合。

3.6 降雪云粒子谱演变特征

选取降雪前(23日18~20时平均)、降雪时

(23 日 21~23 时平均、24 日 01~03 时平均、总降雪时段平均) 以及降雪后 (24 日 06~08 时平均) 这五个典型时段的平均粒子谱数密度分布形式进行分析 (图 7)。有、无降雪的粒子谱型有着明显的区别, 降雪前、后粒子谱数密度分布窄, 谱峰位于直径 0.5 mm 处, 峰值数密度 $< 300 \text{ L}^{-1} \text{ mm}^{-1}$; 降雪期间粒子谱分布基本一致, 都呈 gamma 分布趋势, 不同时间段的谱宽增宽都明显, 峰值所在的粒

径范围区别不大, 其值出现在 0.8 mm 附近。

结合雷达和自动站观测结果还可看出, 降雪量和反射率因子大值时段 (24 日 01~03 时) 的粒子谱数密度 $N(D)$ 大于降雪量和反射率因子小值时段 (23 日 21~23 时) 的粒子谱数密度; 降雪最强时段 (24 日 01~03 时) 粒子峰值平均数密度接近 $700 \text{ L}^{-1} \text{ mm}^{-1}$, 但平均粒子数密度值随粒径的增大迅速减小, 粒子直径 $D > 5 \text{ mm}$ 的粒子谱数密度 < 1

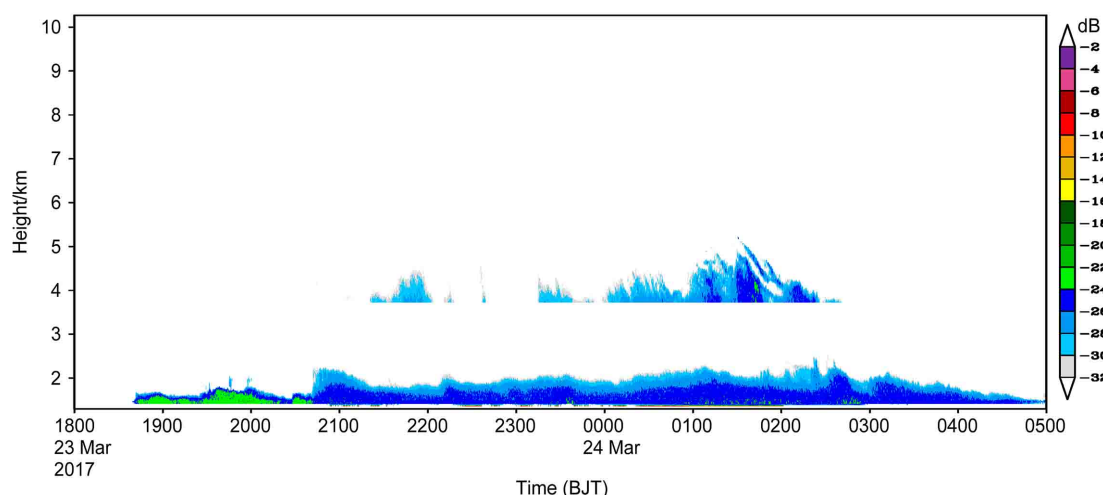


图 6 2017 年 3 月 23 日 18 时至 24 日 05 时云雷达观测的线性退偏正比 (单位: dB) 的时间序列

Fig. 6 Time evolution of linear depolarization ratio (units: dB) observed by cloud radar from 1800 BJT 23 March to 0500 BJT 24 March 2017

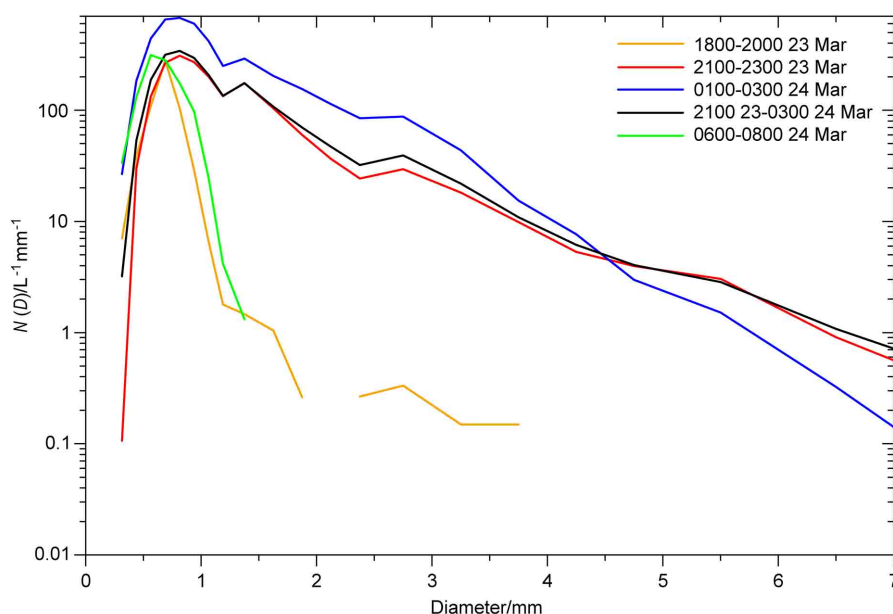


图 7 2017 年 3 月 23 日 18 时至 24 日 08 时平均粒子谱。黄色线: 降雪前 (23 日 18~20 时); 红色线: 降雪时 (23 日 21~23 时); 蓝色线: 降雪时 (24 日 01~03 时); 黑色线: 总降雪时段; 绿色线: 降雪后 (24 日 06~08 时)

Fig. 7 Average size spectra of snowfall from 1800 BJT 23 March to 0800 BJT 24 March 2017. Yellow line: before snowfall (1800-2000 BJT 23 March); red line: snowfall (2100-2300 BJT 23 March); blue line: snowfall (0100-0300 BJT 24 March); black line: whole snowfall period (from 2100 BJT 23 March to 0300 BJT 24 March); green line: after snowfall (0600-0800 BJT 24 March)

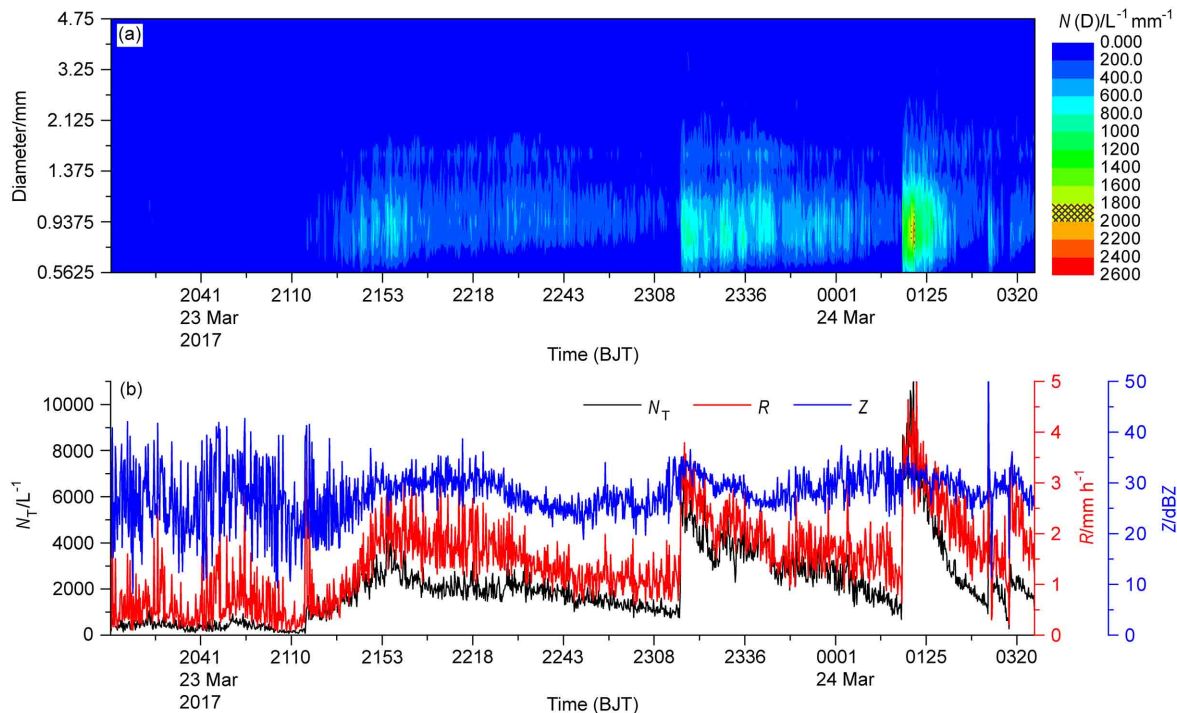


图8 2017年3月23日20时至24日03:25降雪参量时间序列:(a)粒子谱数密度 $N(D)$;(b)总数浓度(N_T)、降雪率(R)、反射率因子(Z)

Fig. 8 Time series of snowfall parameters from 2000 BJT 23 March to 0325 BJT 24 March 2017: (a) Particle spectrum number density ($N(D)$); (b) total number concentration (N_T), snowfall rate (R), reflectivity factor (Z)

$L^{-1} mm^{-1}$ 。表明此次过程主要以1 mm左右的小粒子为主,基本没有大片雪花。

图8为降雪期间粒子数密度和谱参数(粒子总数浓度 N_T 、降雪率 R 和反射率因子 Z)的时间序列变化。从粒子数密度(图8a)图中可以看出,中等尺度(粒径1~2 mm)的粒子谱数密度较高,对应的较大的雨强和反射率因子,较小数密度值的粒子(粒径1.2 mm)呈现出了较宽的谱宽,这也印证了冰晶粒子聚合的存在。

23日21时之前粒子谱数密度低,各谱参数变化大,这个阶段地形云未接地,降雪还未形成。23日21时之后降雪开始,冰晶自动转化形成雪晶,凝华、攀附进一步生长,粒子总数浓度、降雪率和反射率因子随着数密度的增大而增大, R 逐渐增大到 $2 mm h^{-1}$, Z 随之增大,粒子谱开始展宽,粒子较小(0.5~2 mm),数密度最大值达到 $1400 L^{-1} mm^{-1}$,总数浓度增大到 $3000 L^{-1}$ 。降雪最强的23日23:15和24日01:15,图3回波顶高发展至最高高度,且图5a回波顶出现明显上升气流,利于冰晶的凝华、聚合,降雪达到最强,与之对应粒子谱上显现出明显的 N_T 和 R 同时跃增, $N_T > 11000$

L^{-1} 、 $R > 5 mm h^{-1}$, Z 略有起伏增大,直径小于1 mm的数密度 $> 2600 L^{-1} mm^{-1}$,1~3 mm中等尺度的粒子数密度为 $50 \sim 1400 L^{-1} mm^{-1}$ 且有增大趋势,而大于3 mm的大粒子基本没有。降雪期间总数浓度平均值 $2394 L^{-1}$,最大值超过 $11000 L^{-1}$,粒径普遍偏小,基本小于3 mm,降雪率 R 最大值达到 $5.71 mm h^{-1}$ 。

4 降雪数值模拟分析

4.1 模拟方案设计

本文利用中尺度数值模式WRF进行模拟,采用分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 、时间间隔为6 h的NCEP再分析资料作为模式初始场和侧边界条件。模拟选用Thompson冬季降水云微物理显示方案,包括了水汽、云水、雨水、云冰、雪、霰等比含水量以及雨水、云冰、雪、霰等的比数浓度量。模式采用三层嵌套,格距分别为9 km、3 km和1 km,中心位置是(41.12°N, 113.31°E),垂直方向分35层,水平格点数分别为 100×100 、 151×148 和 253×262 ,开始时间为2017年3月23日08时,共模拟24小时。

4.2 模拟结果对比分析

图 9 为观测和模拟的降雪回波强度对比, 数值模拟的和雷达观测的降雪时间吻合, 23 日 14 时空 9 km 处开始出现降雪回波, 云体逐渐接地, 21 时地面降雪开始, 24 日 06 时降雪基本结束。模拟和观测的降雪云顶高度都接近 9 km, 回波大值中心都在 4 km 以下。但模拟的回波大值量级比雷达观测的值大, 出现大值的时间较早且持续时间较长。

由此可见, 模拟的结果能较好地反映实况, 基本再现了降雪的发展演变过程, 可用于对降雪的进一步研究。

4.3 降雪云结构随地形变化分析

沿着闫家坪站点做降雪最强时刻 (24 日 02 时) 回波强度和垂直速度经向一垂直剖面 (图 10), 图中圆点位置为闫家坪站点位置。站点位于山顶, 由于低层风主要为偏南气流, 因此天气系统沿着图左至右经过站点。

地形云沿着山脉爬升, 水汽凝华、聚合, 回波在迎风坡开始增强、形成降雪, 越过山顶后随着系

统继续向前发展, 背风坡的后上方低空也出现了较强回波。从垂直速度场上看, 山脉起伏导致了近地面气流的变化, 近地面水平流场较密集、垂直速度多变; 迎风坡主要为上升气流, 上升气流速度较大, 达到 0.6 m s^{-1} , 到达山顶时转为下沉气流, 下沉气流速度超过 0.2 m s^{-1} , 但此次降雪系统性较强, 受地形影响较不明显, 系统越过山顶后垂直速度转为较强上升速度继续向前发展。

图 11 为 24 日 02 时的水成物含量经向一垂直剖面, 绿点处为闫家坪站点。前文模拟结果显示此次降雪云顶高度 9 km, 对应温度 -50°C , 云底接地, 温度在 -5°C 左右。降雪云系主要以冰、雪晶为主, 还存在非常少量的云水、霰和雨水。云体分为三层: 高层 ($5\sim 9 \text{ km}$), 温度 $< -25^\circ\text{C}$, 主要包括冰晶和少许的雪晶; 中层 ($2\sim 5 \text{ km}$), 温度为 $-25^\circ\text{C}\sim -5^\circ\text{C}$, 主要包括雪晶和少量云水等; 低层位于 2 km 以下, 温度为 $-5^\circ\text{C}\sim 0^\circ\text{C}$, 主要包括雪晶、非常少量的霰、云水和雨水等, 是最易受地形影响的一层。

海坨山站点上空高层 ($>5 \text{ km}$) 有显著的冰晶

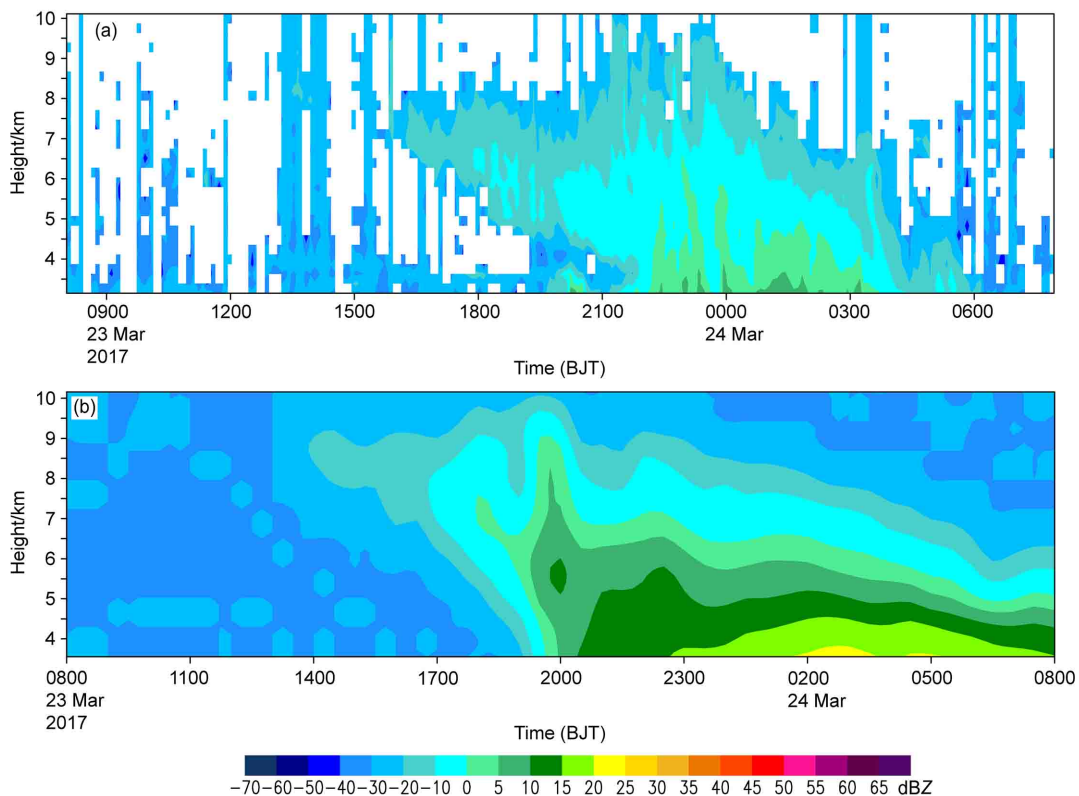


图 9 2017 年 3 月 23 日 08 时至 24 日 08 时 (a) 观测和 (b) 模拟的回波强度时间序列

Fig. 9 Time series of echo from 0800 BJT 23 March to 0800 BJT 24 March 2017: (a) Observations; (b) WRF (Weather Research and Forecasting) simulation

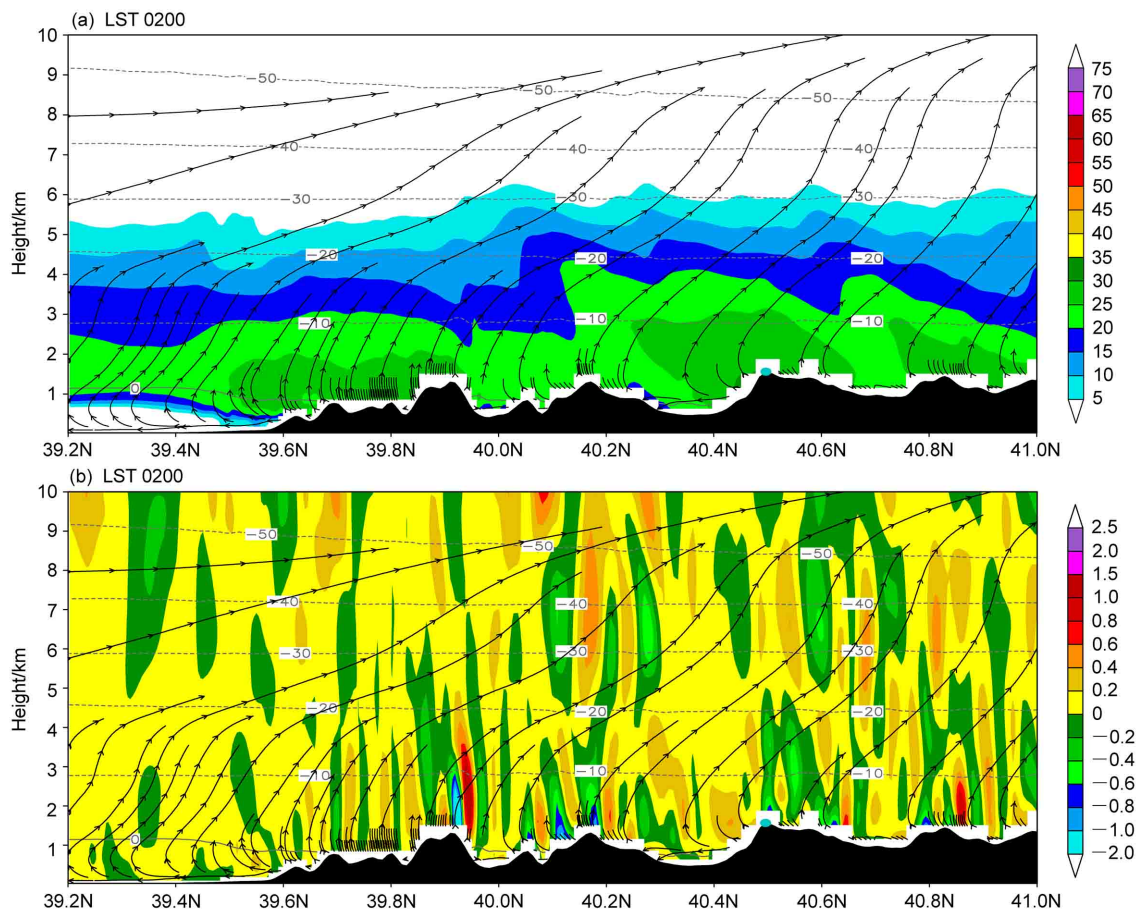


图 10 2017 年 3 月 24 日 02 时模拟的 (a) 回波强度 (单位: dBZ) 和 (b) 垂直速度 (单位: m s^{-1}) 经向—垂直剖面。绿点为闫家坪站点位置, 黑线为水平流场

Fig. 10 Meridional-vertical cross sections of simulated (a) echo (units: dBZ) and (b) vertical velocity (units: m s^{-1}) at 0200 BJT on 24 March 2017. Green dot is the location of Yanjiaping station, and the black lines indicate the horizontal flow field

存在, 冰晶大值中心 (冰晶混合比 $q_i=0.005 \text{ g kg}^{-1}$) 位于站点迎风坡正上方, 降雪系统沿着山体爬升, 冰晶自动转化为雪晶, 随着凝华、聚合作用加强, 形成大量雪, 雪混合比在迎风坡开始增大, 由原先的 0.05 g kg^{-1} 增大到 0.4 g kg^{-1} 。到达站点山顶后, 雪混合比增大明显并随着系统继续向前发展, 在山的后方上空 ($2\sim 5 \text{ km}$) 形成雪混合比的大值区, 中心值为 0.4 g kg^{-1} 。低层 ($1\sim 3 \text{ km}$) 降雪受地形影响, 云体抬升, 在云水比含量 (q_c) 较大值 ($q_c=0.04 \text{ g kg}^{-1}$) 区冰晶和雪撞冻过冷云水增长转化形成了霰, 而霰又靠撞冻云水增长, 由于此次过程云水含量小、湿度低, 在山的背风坡形成霰和雨水很少, 基本没有。

4.4 降雪云微物理量演变分析

图 12 为 24 日 02 时各水成物与其有关的微物理过程质量产生的源项及其变化趋势。从图 12a 看

出, 降雪最强时刻中高层主要受雪过程, 低层受雪和云水过程变化的影响, 变化量最大值为雪的质量增大率 ($1.9\times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)。雪源项各分过程 (图 12b) 显示此次整个雪变化过程主要是由凝华过程主导, $4\sim 8 \text{ km}$ 高度雪的产生主要是冰雪的自动转化率 ($1.8\times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 和雪的凝华率 ($4\times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), 产生率极大值高度约为 5 km , 其他产生过程很小, 雪收集冰晶率仅 $8\times 10^{-8} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 、雪—冰凝华率仅 $2.8\times 10^{-8} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。4 km 以下雪的增长则主要为雪的凝华、聚合过程, 雪增长变化率的极大值 ($2\times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 出现在约 2.5 km 高度上。图 12a、c 表明此次过程云水的变化率小, 在 2.5 km 高度极值为 $1\times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$; 霰的产生比例很小, 产生率最大值为 $3\times 10^{-6} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 主要由霰撞冻云水形成; 雨水形成过程则基本没有。

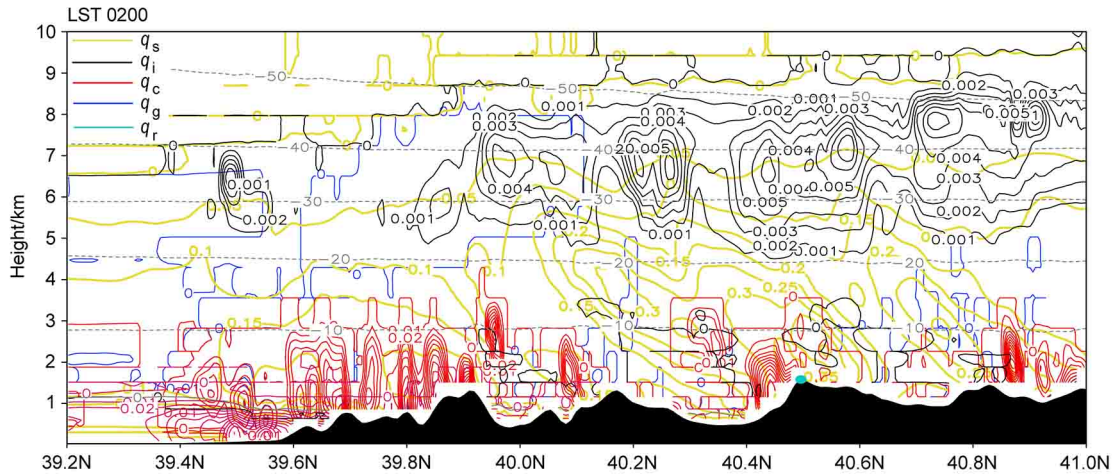


图 11 2017 年 3 月 24 日 02 时模拟水成物含量经向—垂直剖面。 q_s : 雪晶; q_i : 冰晶; q_c : 云水; q_g : 霰; q_r : 雨水。绿点为闫家坪站点位置, 灰色虚线为等温线 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 11 Meridional-vertical cross sections of simulated hydrometeor content at 0200 BJT on 24 March 2017. q_s : snow; q_i : ice; q_c : cloud; q_g : graupel; q_r : rain. Green dot is the location of Yanjiaping station; gray dashed lines are isotherms (units: $^{\circ}\text{C}$)

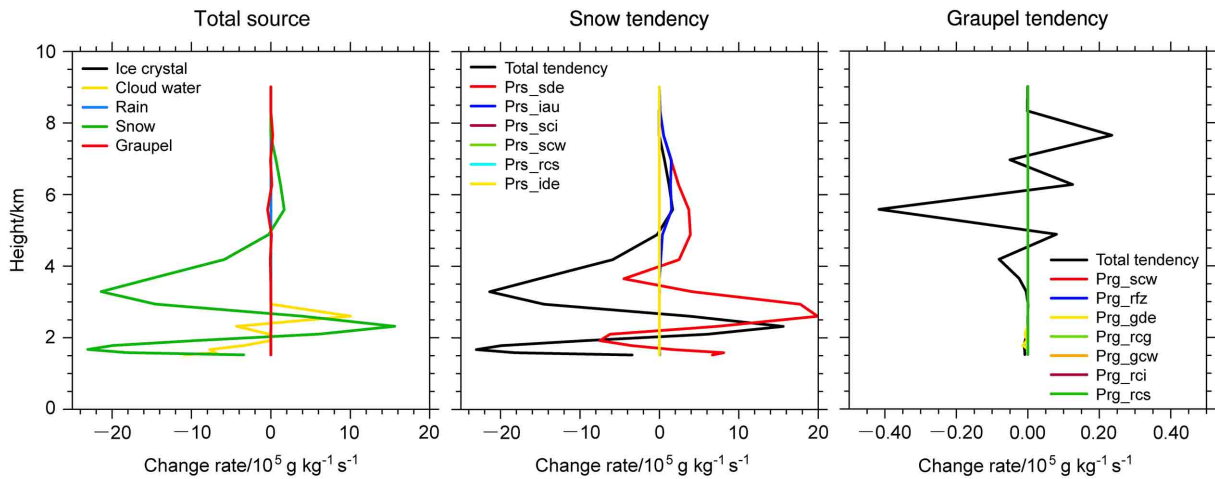


图 12 2017 年 3 月 24 日 02 时模拟水成物及其有关微物理过程的质量源项及其变化趋势: (a) 各水成物总源项; (b) 雪的变化趋势 (total tendency: 雪的变化总趋势; prs_sde: 雪凝华; prs_iau: 冰—雪自动转化; prs_sci: 雪收集冰; prs_scw: 雪收集云水; prs_rcs: 雨—雪收集雪; prs_ide: 雪冰凝华); (c) 霰的变化趋势 (total tendency: 霰的变化总趋势; prg_scw: 霰—雪收集云水; prg_rfz: 霰冻结雨; prg_gde: 霰凝华; prg_rcg: 霰收集霰; prg_gcw: 霰收集云水; prg_rci: 霰收集冰; prg_rcs: 霰收集雪)

Fig. 12 Mass source and its tendency of simulated hydrometeor and related microphysical processes at 0200 BJT on 24 March 2017: (a) Total sources of various hydrometeors; (b) snow tendency (total tendency: total tendency of snow change; prs_sde: snow deposition; prs_iau: snow-ice autoconversion; prs_sci: snow collection ice; prs_scw: snow collection cloud water; prs_rcs: snow-rain collection snow; prs_ide: snow-ice deposition); (c) graupel tendency (total tendency: total tendency of graupel change; prg_scw: graupel-snow collection cloud water; prg_rfz: graupel-rain freezing; prg_gde: graupel deposition; prg_rcg: graupel collection graupel; prg_gcw: graupel collection cloud water; prg_rci: graupel collection ice; prg_rcs: graupel collection snow)

由模拟的闫家坪站的云内各种粒子微物理量随时间变化 (图 13) 可以看出, 此次降雪过程主要以冰、雪晶为主, 还存在非常少量的云水、霰和雨水。降雪前 (23 日 20~21 时) 高空为下沉气流, 8 km 以上高度下沉气流为 0.15 m s^{-1} , 临近降雪时

(23 日 21~22 时) 高空转为上升气流, 且速度值较大, 中心值 0.3 m s^{-1} 位于 8 km (-45°C) 高度上。冰晶核化产生, 经过上升气流输送的水汽凝华增长, 主要分布于 5 km (-20°C) 以上高度, 冰晶混合比 q_i 最大值为 0.007 g kg^{-1} , 其位置位于 8 km

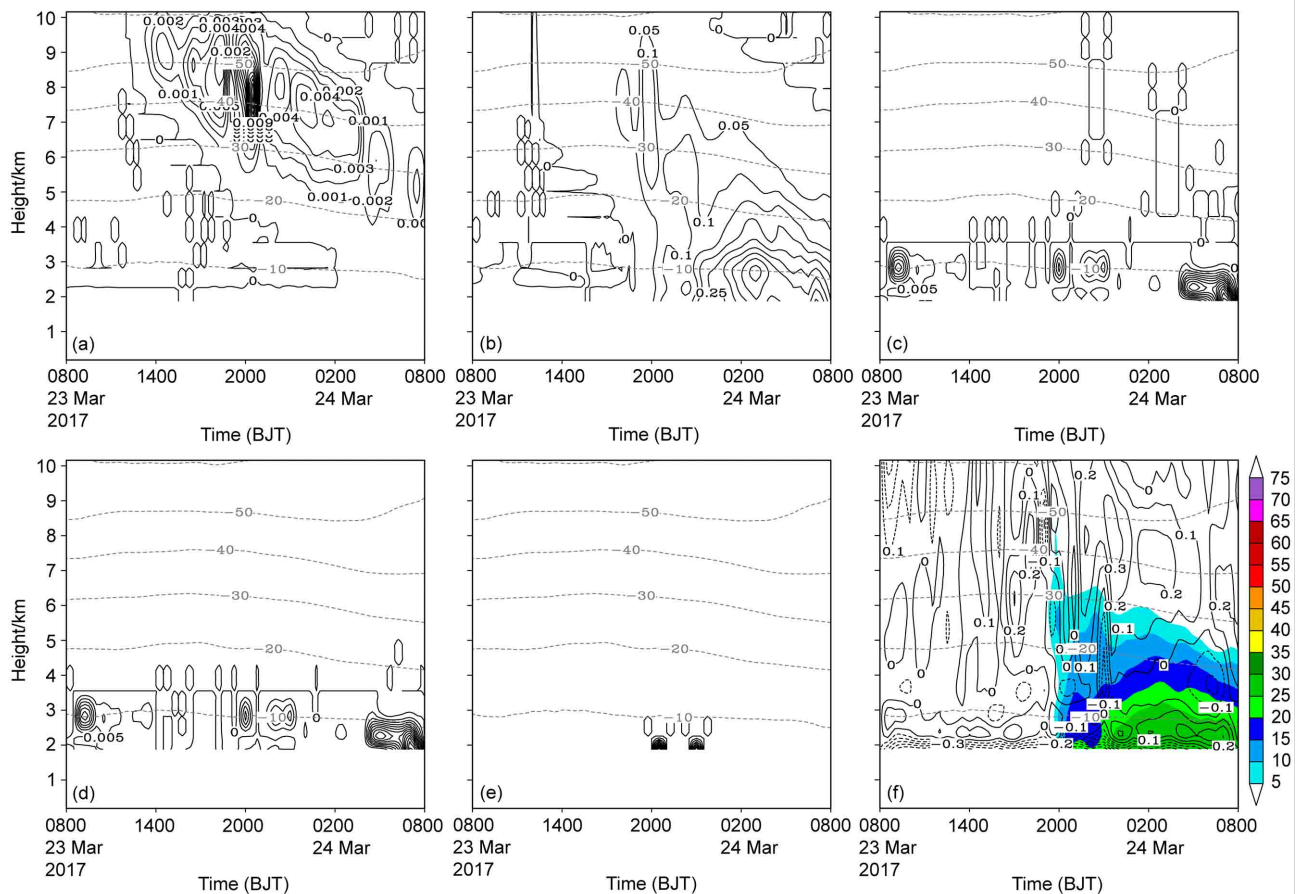


图 13 2017 年 3 月 23 日 08 时至 24 日 08 时模拟的闫家坪站点 (a) 冰晶混合比 (单位: g kg^{-1})、(b) 雪晶混合比 (单位: g kg^{-1})、(c) 霰混合比 (单位: g kg^{-1})、(d) 云水混合比 (单位: g kg^{-1})、(e) 雨水混合比 (单位: g kg^{-1}) 和 (f) 上升速度 (等值线, 单位: m s^{-1}) 和回波强度 (阴影, 单位: dBZ) 时间序列

Fig. 13 Time series of (a) ice mixing ratio (units: g kg^{-1}), (b) snow mixing ratio (units: g kg^{-1}), (c) graupel mixing ratio (units: g kg^{-1}), (d) cloudwater mixing ratio (units: g kg^{-1}), (e) rainwater mixing ratio (units: g kg^{-1}), (f) vertical velocity (contours, units: m s^{-1}) and echo (shadings, units: dBZ) at Yanjiaping station from 0800 BJT 23 March to 0800 BJT 24 March 2017

($-50\text{ }^{\circ}\text{C}$) 高度层附近, 这与上升运动大值区位置一致, 且冰晶数浓度中心对应着上升运动的顶部, 由于此时高空基本无云水, 雪是由冰晶转化、凝华增长形成, 雪的大值区出现在 6 km ($-25\text{ }^{\circ}\text{C}$) 高度上, 雪混合比中心值为 0.15 g kg^{-1} 。

随着降雪过程的发展, 冰晶凝华、聚合下落, 分布范围有向下移动的趋势, 冰晶混合比 q_i 最大值为 0.007 g kg^{-1} , 其所在位置下落到 6 km ($-30\text{ }^{\circ}\text{C}$) 高度上, 冰雪转化产生雪, 且随着凝华、聚合进一步增长, 在 2.5 km ($-8\text{ }^{\circ}\text{C}$) 高度形成雪的大值区, 雪混合比的最大值为 0.5 g kg^{-1} 。霰是由雪碰撞过冷云水产生, 此次过程过冷云水含量低, 4 km ($-15\text{ }^{\circ}\text{C}$) 高度上云水混合比基本为 0 g kg^{-1} , 仅在 2 km 高度出现小范围的小值区, 云水混合比的

最大值为 0.05 g kg^{-1} , 因此产生的霰值小, 3 km 以上高度霰混合比的值基本为 0 g kg^{-1} , 2 km 高度左右出现了小范围的霰混合比大值中心, 其值仅 0.005 g kg^{-1} 。此次过程霰和云水值都很小, 产生的雨水也很小, 雨水混合比值基本在 0 g kg^{-1} 附近, 高度基本位于 3 km 以下。

此次降雪过程基本以凝华过程为主, 低层有少量非常弱的淞附过程, 低层水汽不足可能是此次降雪不强的主要原因之一。

5 结论与讨论

本文利用风廓线雷达、云雷达、粒子谱仪、微波辐射计和自动站等垂直观测数据结合中尺度数值模式 WRF 对 2017 年 3 月 23~24 日北京延庆山区

一次降雪过程进行了研究, 分析了此次降雪的动力结构和宏、微观物理特征, 研究表明:

(1) 垂直观测数据结合中尺度模式可获得降雪的详细结构和宏观、微观物理信息, 揭示了一定动力条件下北京延庆海坨山地区降雪发生前、中、后期云的垂直演变特征, 可用于降雪的深入研究。

(2) 水平风场显示, 中高层较强暖湿气流在低层冷空气上爬升导致降雪形成, 4~5 km 处的风切变有利于降雪的增强。

(3) 上升气流在冰云形成过程中起重要作用, 此次个例上升气流为分米每秒量级, 位于云系中上部, 有助于水汽的输送、冰—雪自动转化和雪晶粒子之间的凝华与聚合, 冰含量大值区与上升速度大值区一致, 且冰晶数浓度中心对应着上升运动的顶部。

(4) 此次降雪过程主要由抬升运动导致, 高层冰晶在下落过程中转化为雪, 经过凝华、聚合增长, 为降雪发展提供了有利条件。然而低层过冷云水含量不足, 液态水含量 $<0.2 \text{ g m}^{-3}$, 水汽密度 $<4.2 \text{ g m}^{-3}$, 降雪回波 $<20 \text{ dBZ}$, 回波顶高 $<7 \text{ km}$, 雪花垂直下落速度 $<2 \text{ m s}^{-1}$, 地面降水量大值的 24 日 00~04 时与低层强回波区对应。降雪粒子谱分布范围较窄, 主要以直径 1 mm 左右的小粒子为主, 相态较单一, 以干雪为主, 基本不存在混合相态。

本文仅针对一次降雪过程进行了分析, 下一步计划针对更多降雪个例样本进行分析, 获取海坨山地区典型降雪结构的特征。

参考文献 (References)

- Battaglia A, Delanoë J. 2013. Synergies and complementarities of CloudSat-CALIPSO snow observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 118(2): 721–731. doi:10.1029/2012JD018092
- Battaglia A, Rustemeier E, Tokay A, et al. 2010. PARSIVEL snow observation: A critical assessment [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 27(2): 333–344. doi:10.1175/2009JTECHA1332.1
- Boe B A, Heimbach J A, Krauss T W, et al. 2014. The dispersion of silver iodide particles from ground-based generators over complex terrain. Part I: Observations with acoustic ice nucleus counters [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53(6): 1325–1341. doi:10.1175/JAMC-D-13-0240.1
- 陈羿辰, 金永利, 丁德平, 等. 2018. 毫米波测云雷达在降雪观测中的应用初步分析 [J]. *大气科学*, 42(1): 134–149. Chen Yichen, Jin Yongli, Ding Deping, et al. 2018. Preliminary analysis on the application of millimeter wave cloud radar in snow observation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 42(1): 134–149. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.17121
- Chu X, Xue L L, Geerts B, et al. 2014. A case study of radar observations and WRF LES simulations of the impact of ground-based glaciogenic seeding on orographic clouds and precipitation. Part I: Observations and model validations [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53(10): 2264–2286. doi:10.1175/JAMC-D-14-0017.1
- Deshler T, Reynolds D W, Huggins A W. 1990. Physical response of winter orographic clouds over the sierra Nevada to airborne seeding using dry ice or silver iodide [J]. *J. Appl. Meteor.*, 29(4): 288–300. doi:10.1175/1520-0450(1990)029<0288:PROWOC>2.0.CO;2
- Geerts B, Miao Q, Yang Y, et al. 2010. An airborne profiling radar study of the impact of glaciogenic cloud seeding on snowfall from winter orographic clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67(10): 3286–3302. doi:10.1175/2010JAS3496.1
- Geerts B, Yang Y, Rasmussen R, et al. 2015. Snow growth and transport patterns in orographic storms as estimated from airborne vertical-plane dual-Doppler radar data [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 143(2): 644–665. doi:10.1175/MWR-D-14-00199.1
- Hashimoto A, Kato T, Hayashi S, et al. 2008. Seedability assessment for winter orographic snow clouds over the Echigo mountains [J]. *SOLA*, 4: 69–72. doi:10.2151/sola.2008-018
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132(1): 103–120. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2
- Ishizaka M, Motoyoshi H, Nakai S. 2013. A new method for identifying the main type of solid hydrometeors contributing to snowfall from measured size-fall speed relationship [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 91(6): 747–762. doi:10.2151/jmsj.2013-602
- 贾星灿, 马新成, 毕凯, 等. 2018. 北京冬季降水粒子谱及其下落速度的分布特征 [J]. *气象学报*, 76(1): 148–159. Jia Xingcan, Ma Xincheng, Bi Kai, et al. 2018. Distributions of particle size and fall velocities of winter precipitation in Beijing [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 76(1): 148–159. doi:10.11676/qxxb2017.076
- Jing X Q, Geerts B, Friedrich K, et al. 2015. Dual-polarization radar data analysis of the impact of ground-based glaciogenic seeding on winter orographic clouds. Part I: Mostly stratiform clouds [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 54(9): 1944–1969. doi:10.1175/JAMC-D-14-0257.1
- Kim D K, Lee D I. 2015. Atmospheric thickness and vertical structure properties in winter time precipitation events from microwave radiometer, radiosonde and wind profiler observations [J]. *Meteor. Appl.*, 22(3): 599–609. doi:10.1002/met.1494
- 李津, 赵思华, 孙建华. 2017. 一次华北破纪录暴雪成因的分析研究 [J]. *气候与环境研究*, 22(6): 683–698. Li Jin, Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2017. Analysis of a record heavy snowfall event in North China [J]. *Climatic and Environmental Research*, 22(6): 683–698. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16121
- Ludlam F H. 1955. Artificial snowfall from mountain clouds [J]. *Tellus*, 7(3): 277–290. doi:10.1111/j.2153-3490.1955.tb01164.x
- Saléeby S M, Cotton W R, Lowenthal D, et al. 2013. Aerosol impacts

- on the microphysical growth processes of orographic snowfall [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 52(4): 834–852. doi:10.1175/JAMC-D-12-0193.1
- Schneebeli M, Dawes N, Lehning M, et al. 2013. High-resolution vertical profiles of X-band polarimetric radar observables during snowfall in the Swiss Alps [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 52(2): 378–394. doi:10.1175/JAMC-D-12-015.1
- 孙建华, 黄翠银. 2011. 山东半岛一次暴雪过程的海岸锋三维结构特征 [J]. *大气科学*, 35(1): 1–15. Sun Jianhua, Huang Cuiyin. 2011. The three-dimensional structure of coastal front producing heavy snow over the Shandong Peninsula [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 35(1): 1–15. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.01.01
- Xue L L, Chu X, Rasmussen R, et al. 2014. The dispersion of silver iodide particles from ground-based generators over complex terrain. Part II: WRF large-eddy simulations versus observations [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53(6): 1342–1361. doi:10.1175/JAMC-D-13-0241.1
- 杨成芳, 周淑玲, 刘畅, 等. 2015. 一次入海气旋局地暴雪的结构演变及成因观测分析 [J]. *气象学报*, 73(6): 1039–1051. Yang Chengfang, Zhou Shuling, Liu Chang, et al. 2015. Case study of the cause and the dynamic structure for a small-scale snowstorm event associated with a cyclone [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 73(6): 1039–1051. doi:10.11676/qxxb2015.082
- 游来光, 王守荣, 王鼎丰, 等. 1989. 新疆冬季降雪微结构及其增长过程的初步研究 [J]. *气象学报*, 47(1): 73–81. You Laiguang, Wang Shourong, Wang Dingfeng, et al. 1989. The microphysical structure of snow cloud and the growth process of snow in winter in Xinjiang [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 47(1): 73–81. doi:10.11676/qxxb1989.009