

王柳柳, 刘黎平, 余继周, 等, 2017. 毫米波云雷达冻雨-降雪微物理和动力特征分析[J]. 气象, 43(12): 1473-1486.

毫米波云雷达冻雨-降雪微物理和动力特征分析^{*}

王柳柳^{1,3} 刘黎平² 余继周¹ 王志锐¹ 郑佳锋² 王 瑾⁴

1 北京无线电测量研究所, 北京 100854

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

3 中国航天科工集团第二研究院, 北京 100854

4 贵州省气象局, 贵阳 550002

提 要: 目前冬季冻雨和降雪垂直结构的精细化研究十分缺乏, 为开展这方面的研究, 对垂直指向 Ka 波段毫米波云雷达冬季在贵州威宁观测的功率谱数据进行反射率因子、速度谱宽参数的提取, 且新颖地提取了可以反映粒子下落过程变化的偏度参数。通过反演空气垂直运动速度得到粒子的下落末速度, 进而得到垂直方向上的平均粒子半径, 随后分析了垂直方向上液态水含量和冰水含量的变化, 并结合探空数据及各参数在垂直结构上的变化分析了下落过程中粒子的发展变化过程。分析结果表明: 冻雨回波特征是片状不均匀结构, 而降雪的丝缕状结构明显; 冻雨和降雪过程初始形成的平均粒子半径分别在 40 和 120 μm 附近; 冻雨过程粒子从初始形成到迅速碰并形成大的粒子并开始下落大约要 0.2 km 左右; 云顶高度较云中液态水含量、冰水含量的高度高 0.1 km 左右, 高出范围内的云内含水量很小, 各参数在垂直结构上的变化相一致。

关键词: 毫米波云雷达, 冻雨, 降雪, 微物理, 动力特征

中图分类号: P41

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.12.003

Microphysics and Dynamic Characteristic Analysis of Freezing Rain and Snow Observed by Millimeter-Wave Radar

WANG Liuliu^{1,3} LIU Liping² YU Jizhou¹ WANG Zhirui¹ ZHENG Jiafeng² WANG Jin⁴

1 Beijing Institute of Radio Measurement, Beijing 100854

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 The Second Academy of China Aerospace Science and Industry Corporation, Beijing 100854

4 Guizhou Meteorological Service, Guiyang 550002

Abstract: The refinement research of the vertical structure of freezing rain and snow is very lacking. To carry out this kind of research, in this paper we extract reflectivity factor and velocity spectrum width as well as the skewness which can reflect phase state of precipitation particles originally from spectrum data observed by vertical point of Ka-band millimeter-wave radar. After obtaining the falling velocity of precipitation particles through rising air speed, and the mean particles radius in the vertical direction, we analyze the changes in the liquid water content and ice water content in the vertical structure as well as the changes of the particles combined with sounding data and several parameters in the falling process. The results show that echo characteristic of freezing rain is uneven lamellar structure, while the snow's filar detailed structure is obvious. The initial mean radius of precipitation particles of freezing rain and snow fall distributes separately near 40 and 120 mm. From the initial precipitation particles to quickly coagulating and forming big particles, freezing raindrops need to go through about 0.2 km in the process. The cloud top is 0.1 km higher than the top of liquid water content and ice water content. The water content within the

^{*} 国家自然科学基金项目(41675023)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306051)和黔省专合字[2011]11 号共同资助

2016 年 9 月 23 日收稿; 2017 年 5 月 9 日收修定稿

第一作者: 王柳柳, 主要从事气象雷达研究. Email: wangliuliu0815@163.com

higher range is small, and the parameters reflecting the change of particles in vertical structure are consistent.

Key words: millimeter-wave radar, freezing rain, snow, microphysics, dynamic characteristics

引 言

冻雨指温度低于 0°C 的过冷却雨滴降落到 0°C 以下的物体上而迅速冻结的雨。冻雨会对交通运输、电力设施及人民的生活造成十分严重的影响,致使公路受到不同程度的损坏、输电线路断线、农作物受冻,同等降水条件下冻雨对人民生活造成的影响要比降雪更为严重,因此对冻雨和降雪的微物理和动力特征进行分析和研究具有重要的意义。

对于我国南方地区的冰冻雨雪天气,目前主要的研究集中在环境场条件及预报方法(姚蓉等, 2014)、预报关键技术指标(杜小玲等, 2010)、分布特征及成因分析(张峻和王海军, 2013)、低空逆温层特征、大气层结特征(陶玥等, 2012)等方面。陶玥等(2012)研究指出了冰冻天气形成的大气层结及云系冻雨区云的宏微观结构特征,初步分析了冻雨形成的云微物理过程及云物理成因。刘朝茹(2015)对贵州地区地面观测、探空资料及外场实际观测的雨滴谱数据,分析云层厚度及大气层结的变化特征并结合冻雨与降雪的微物理特征,探讨了冻雨和降雪的形成机制。蒋瑛等(2016)对贵州地区冰雹云的形成发展机制,冰雹增长的微物理及发展机制进行了相关的数值模拟研究。周黎明等(2014a)对不同天气系统的层状云微物理特征个例进行了相关分析,分析了不同天气系统形成降水过程云系的宏微观结构特征。周黎明等(2014b)对 2009 年初冬山东一次暴雪过程的激光降水粒子谱仪获得的降水粒子谱资料进行了粒子谱及速度谱的特征分析。魏慧娟等(2010)和沈永生等(2010)分别对一次冻雨转暴雪天气及雨雪冰冻天气的多普勒雷达数据进行分析,通过反射率因子、径向速度及风廓线等产品的分析,探讨冻雨及降雪天气的发生条件及产生冻雨和降雪天气转变的条件。

目前来看,国内对冻雨和降雪的垂直结构精细化观测还十分缺乏,限制了对冻雨形成、发展的微物理和动力特征的理解。近年来毫米波云雷达在快速发展,其在精细化观测冻雨和降雪方面具有以下几个明显优势(仲凌志, 2009; 郑佳锋, 2016): (1)毫米

波云雷达具有较高的灵敏度(如本文云雷达灵敏度在 5 km 能达到 -38 dBZ),能够探测到冻雨形成和发展过程中微小的液相和冰相粒子; (2)垂直指向探测时,毫米波云雷达的功率谱数据与云的微物理和动力过程息息相关,十分有利于研究冻雨的微物理和动力特征; (3)毫米波云雷达具有非常高的时空分辨率(空间分辨率达到 30 m, 时间分辨率达到 3 s, 波束宽度仅为 0.3° , 在 5 km 高度上的雷达水平展宽仅为 13 m),能够精细探测到冻雨内部的回波变化和结构特征; (4)具有丰富的产品,毫米波云雷达除了能够连续观测云的强弱、运动速度、云厚、云高和云量等参数外,利用一定的反演方法还能进一步得到云的粒子半径、粒子浓度、液态水含量、大气垂直运动速度和粒子下落速度等微观物理和动力参数,为研究冻雨的微物理和动力特征提供了十分有效的资料。美国等发达国家的毫米波云雷达技术较为成熟,使用毫米波雷达开展了一系列的云及降水的观测,但国内毫米波云雷达的发展起步晚,仲凌志(2009)利用多普勒、极化功能的 35 GHz 的车载毫米波云雷达在华南观测的数据进行了云降水及产品反演上的研究; 郑佳锋(2016)对固态发射机的 Ka 波段毫米波云雷达在华南和青藏高原观测的数据进行了研究。

本文利用国内新型固态 Ka 波段毫米波云雷达冬季在贵州威宁观测的功率谱数据,对其提取了反射率因子、速度谱宽及反映相态变化的偏度参数,反演了空气垂直运动速度,得到了粒子的下落末速度,进而得到降水粒子的平均粒子半径,并反演了云中液态水含量和冰水含量,最后综合探空数据、反射率因子、速度谱宽、偏度、平均粒子半径等参数对冻雨和降雪的微物理和动力过程进行了联合分析。

1 试验、仪器和资料介绍

1.1 试验时间及地点

试验数据是 2014 年 12 月 10 日至 2015 年 1 月 6 日在贵州威宁观测场(站址: 26.87°N 、 104.28°E , 海拔高度 2237.5 m)观测的数据。选择 12 月至次

年 1 月在贵州威宁观测主要考虑到此时段正处于贵州冻雨多发时间段,且威宁被称为“冻雨之乡”,代表性好。观测期间主要降水过程及日期如表 1 所示。

表 1 2014 年冬季贵州威宁降水过程情况
Table 1 Precipitation process situation in Weining, Guizhou in winter of 2014

观测日期/月.日	天气实况
12.10	冻雨
12.11	冻雨
12.12	冻雨
12.13	间歇性小雨
12.14	间歇性小雨
12.15	毛毛雨转小雨
12.16	间歇性小雨
12.17	阵雪
12.18	大雪
12.27	冻雨

1.2 仪器和资料

本文采用的资料包括威宁站的探空资料 and 同址的一部 Ka 波段毫米波云雷达资料。该毫米波云雷达由北京无线电测量研究所和中国气象科学研究院联合研制,是国内第一部固态体制的 Ka 波段云雷达。主要特点是采用脉冲多普勒全相参体制、固态发射机,具有多种观测模式和双极化功能。天线垂直定向探测,空间分辨率为 30 m,时间分辨率为 3 s,最大探测高度为 15.3 km。雷达直接探测资料包括反射率因子、平均多普勒速度、速度谱宽、退极化比和功率谱数据。反演资料包括空气垂直运动速度、粒子下落速度、粒子半径、液态水含量、冰水含量

等。雷达主要的技术指标和资料如表 2 所示。

由于自然界中云类繁多复杂,不同云类在高度和强度上有明显的差异,因此毫米波云雷达在设计时通常利用不同的雷达参数和信号处理技术形成多种观测模式来满足探测需求。本文这部云雷达设计了三种不同的观测模式包括边界层模式(boundary layer mode,BL)、卷云模式(cirrus mode,CI)以及降水模式(precipitation mode,PR),每种模式设计的雷达参数不同,用来探测特定的云和降水过程,三种探测模式的主要参数如表 3 所示。因降水模式主要用于对中空低降水的探测,针对该类目标反射率较强、垂直速度较大的特点,采用窄脉冲和长脉冲重复周期波形,多普勒速度探测范围大,低层盲区小,贵州威宁地区海拔 2237.5 m,海拔高且冷冻过程比较浅薄,云顶高度低,因此选取了降水模式的数据进行

表 2 Ka 波段固态毫米波雷达技术指标表
Table 2 Technique index table of Ka-band solid-state millimeter-wave radar

雷达指标	参数
雷达体制	脉冲多普勒、单发双收、线性极化、全固态
工作频率	33.44 GHz±10 MHz
探测方式	垂直探测
探测要素	反射率因子、径向速度、速度谱宽、退极化比、功率谱密度
探测范围	120~15300 m
FFT 谱点数	256
时间分辨率	8.8~8.9 s 完成三个模式扫描,每个模式约 3 s
距离分辨率	30 m
探测精度	回波强度≤1 dBz, 径向速度≤0.2 m·s ⁻¹ , 速度谱宽≤1 m·s ⁻¹

表 3 Ka 波段固态毫米波雷达三种探测模式的主要参数

Table 3 Main parameters of three kinds of detection patterns of Ka-band solid-state millimeter-wave radar

观测模式	BL	CI	PR
探测范围	120 m 至 7.5 km	2.04~15.3 km	120 m 至 7.5 km
距离分辨率/m	30	30	30
脉冲宽度/μm	0.2	12	0.2
脉冲周期/μm	120	120	120
主波功率/dB	66	76	66
相干积累数	4	2	1
FFT 点数	256	256	256
速度分辨率/m·s ⁻¹	0.0362	0.0724	0.1448
最大不模糊速度/m·s ⁻¹	4.635	9.27	18.54
探测盲区/m	120	2010	120
实际探测距离/m	120~7500	2010~15300	120~12000
最大不模糊距离/m	18000	18000	18000
非相干积累数	16	32	64
探测能力(5 km 处)	-24 dBz	-38 dBz	-18 dBz

数据处理。

2 研究方法

雷达返回的回波信号经频域变换处理后可以转化为功率谱数据,功率谱数据是回波功率随径向速度变化的函数,是雷达的初级数据,它的质量影响了雷达基本量的质量。本文对观测的功率谱数据进行数据分析,从中进行空气垂直运动速度、偏度值等参数的提取,所以对功率谱数据的研究对云和降水微物理和动力特征的研究具有重要意义。

2.1 云信号识别和谱矩量参数的提取

对功率谱数据进行如图 1 所示的时间平均、去噪声电平以及连续数据段的选取后可将云信号识别出来。

功率谱数据的时间平均是指对一定时间内同一高度上的功率谱数据进行时间平均,可以减少空气小尺度运动对功率谱数据的影响。观测所用毫米波云雷达的功率谱数据是 500 个径向,每个径向的时间为 8.9 s,为了尽可能去除空气中小尺度运动且不使功率谱失去本身的特征,本文选取 20 个径向数据(约 3 min)的时间平均。

噪声电平指的是功率谱中所有雷达噪声的平均功率,在研究功率谱数据中,噪声电平的确定非常重要,它影响功率谱密度的整体分布,本文中 choice 分段法(Petitdidier et al,1997)来确定噪声,文中将功率谱分成 8 段,统计了 8 段中每段的平均值,并将最小的平均值作为噪声电平。

计算出噪声电平后,以噪声电平为界,分别检测出功率谱中连续的数据段。当功率谱中有气象信号时具有一定的信噪比和连续的谱点数,而噪声的信噪比通常很低或是连续的谱点数较少,通过设定信噪比阈值 SNR_{min} 和谱点数阈值 N_{iv} 来判断每个连续数据是否为云信号。 SNR_{min} 指功率谱中最小可测的云信号信噪比,通常作为雷达判断是否有回波的

根据,对于 SNR_{min} 的确定,统计接收机的特征提出了一种经验关系式(Riddle et al,1989):

$$SNR_{min} = \frac{25\sqrt{N_n - 2.1325 + \frac{170}{N_p}}}{N_n N_p} \quad (1)$$

式中, N_n 为非相干积累数, N_p 是 FFT 采样点数。毫米波云雷达的三种观测模式(BL、CI 和 PR)的非相干积累数依次为 16、32 和 64, N_p 均是 256,谱点数阈值 N_{iv} 取值(Shupe et al,2004)为 5。当信号超过 SNR_{min} 时,认为有回波,反之则无回波,即当满足一定 SNR_{min} 的数据段若谱点数不少于 5,则认为是云信号,反之则是非气象信号,以此来进行云信号的识别。利用分段法进行去噪并判断出云信号后,把云信号两端与噪声电平的交点以外的谱点视为噪声,计算出噪声的最大值,并将最大值作为信号和噪声的分界线,将此分界线与云信号的交点作为云信号的左端点和右端点,并以两个端点间的最大值作为信号的谱峰(郑佳锋,2016),由峰值-左-右边界值图可以看到功率谱随高度的精细的垂直结构的变化。

识别出云信号后,采用局部积分法,对有用的云信号左右端点的多普勒速度积分即可计算出云信号的谱矩。其中功率谱的零阶矩为回波功率,一阶矩为平均多普勒速度,二阶矩为速度谱宽,三阶矩为偏度(郑佳锋,2016)。其中平均多普勒速度是雷达测得的速度,未进行空气垂直运动速度的去除,速度谱宽反映了有效照射体内不同大小的多普勒速度偏离其平均值的程度,实际上由散射粒子具有不同的径向速度所引起。Kollias et al(2011a;2011b)研究表明,毫米波云雷达功率谱的偏度对云内毛毛雨形成和发展十分敏感,具有很好的指示意义,谱的偏度是反映云粒子滴谱变化和相态变化非常实用的物理量,四个谱矩量的公式如下:

回波功率 P_R (dBm 零阶矩):

$$P_R = \sum_{i=V_l}^{V_r} (S_i - P_N) \quad (2)$$

平均多普勒速度 $\bar{V}$ ($m \cdot s^{-1}$ 一阶矩):

$$\bar{V} = \frac{\sum_{i=V_l}^{V_r} i (S_i - P_N)}{\sum_{i=V_l}^{V_r} (S_i - P_N)} \quad (3)$$

速度谱宽 S_w ($m \cdot s^{-1}$ 二阶矩):

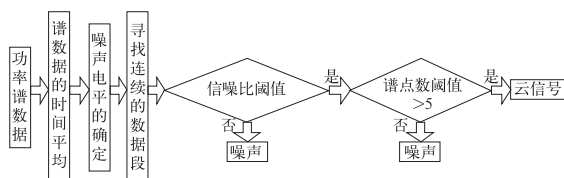


图 1 云信号识别流程

Fig. 1 Cloud signal recognition process

$$S_w = \sqrt{\frac{\sum_{i=V_l}^{V_r} (i - \bar{V})^2 (S_i - P_N)}{\sum_{i=V_l}^{V_r} (S_i - P_N)}} \quad (4)$$

偏度 S_k (三阶矩):

$$S_k = \frac{\sum_{i=V_l}^{V_r} (i - \bar{V})^3 (S_i - P_N)}{S_w^3 \sum_{i=V_l}^{V_r} (S_i - P_N)} \quad (5)$$

式中, V_l 、 V_r 分别为信号左右端点的多普勒速度(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); S_i 为云信号功率(单位: dBm); P_N 为噪声电平(单位: dBm)。

2.2 空气垂直运动速度的计算

雷达垂直探测时,返回的运动信息同时包括粒子的下落末速度和空气的垂直运动速度,如何将二者分离并反演一直是雷达气象学中的一个难点。功率谱数据左侧第一个谱点信号代表了雷达能够探测的最小粒子的信号,如果这个粒子足够小,则它自身的下落末速度和空气垂直运动速度相比是可以忽略的,因此可以作为示踪物来反演空气的垂直运动速度,即小粒子示踪法(郑佳锋,2016),文中采用小粒子示踪的方法进行空气垂直运动速度的计算。小粒子示踪法要解决的问题首先是多小的云粒子可以被拿来作为空气垂直运动的示踪物,可以认为下落末速度小于雷达速度分辨率内的小粒子可被作为示踪物;其次是雷达探测体积内这种小粒子是否存在,存在的话是否能被雷达探测到,而对于该问题需要从理论上计算这些小粒子在第一个谱点上造成的回波强度,并考察其是否在雷达的探测能力之内。

2.3 平均粒子半径的确定

解决了空气垂直运动速度后,去除空气垂直运动速度的影响后可以得到粒子的下落末速度(V_t),利用单个云粒子的下落末速度与粒子横截面等效球形半径的关系式(Zhao and Garrett, 2008; Girard and Blanchet, 2001),式(6)和式(7)便可得到降水粒子的平均粒子半径。

$$V_t = \frac{K_1 r^2}{f}, K_1 = 1.19 \times 10^6 \text{ cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}, \quad r < 40 \text{ } \mu\text{m} \quad (6)$$

$$V_t = \frac{K_2 r}{f}, K_2 = 8 \times 10^3 \text{ s}^{-1},$$

$$40 \text{ } \mu\text{m} < r < 0.6 \text{ mm} \quad (7)$$

式中, r 为粒子半径, K_1 和 K_2 为 Stokes 和非 Stokes 区域的经验系数, f 为粒子形状因子,对于冰晶 $f = \frac{\text{冰晶的下落阻力}}{\text{等效横截面球形粒子的下落阻力}}$ 。Zhao and Garrett(2008)研究表明,对于液态球形粒子和不同形状的冰晶, f 与粒子半径有如下的关系:

液态球形粒子:

$$f = 1 \quad (8)$$

柱状冰晶:

$$f = 3.3r^{0.28}, r < 100 \text{ } \mu\text{m} \quad (9)$$

$$f = 2.3r^{0.12}, r \geq 100 \text{ } \mu\text{m} \quad (10)$$

板状冰晶:

$$f = 3.4r^{0.25} \quad (11)$$

2.4 云中液态水含量、冰水含量的计算

2.4.1 云中液态水含量

云中液态水含量、冰水含量对人工影响天气和飞机的飞行安全等方面有很大的影响,因此研究云的液态水含量、冰水含量非常必要(仲凌志,2009)。最早由 Atlas(1954)提出的雷达反射率(Z)与液态水含量(liquid water content, LWC)之间存在简单的二次方程式关系。当云内数浓度和粒子半径大小相差不太大的情况下,这个关系可以写为:

$$LWC = \left(\frac{Z}{a}\right)^{\frac{1}{b}} \quad (12)$$

式中, Z 是雷达测得的反射率因子; a 、 b 为拟合系数。LWC 的单位为 $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, Z 的单位为 $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ 。此后 Sauvageot and Omar(1987), Fox and Illingworth(1997)和 Baedi et al(2000)进行大量数据的统计拟合得出测云雷达反演液态水的经验关系。表 4 给出了前人总结的经典的 a 、 b 系数。

表 4 经典的 a 、 b 系数

Table 4 Classic coefficients of a and b

	a	b
Atlas(1954)	0.048	2.00
Sauvageot and Omar(1987)	0.030	1.31
Fox and Illingworth(1997)	0.031	1.56
Baedi et al (2000) for cloud with drizzle	57.544	5.17

其中 Atlas, Sauvageot 和 Fox 统计的均是强度很弱的非降水云的 Z -LWC 关系, Baedi 统计得出一套用于毛毛雨以及小雨的关系式。本文选用的观测数据由反射率因子知冻雨的强度较弱,因此选取 Baedi 的经典系数来反演降水过程云内液态水含量。

2.4.2 云中冰水含量

8 mm 毫米波雷达反演云中冰水含量(ice water coutent,IWC)的关系式(Sassen and Liao,1996)如

表 5 所示,因观测数据对应天气情况为地面有降水的情况,文中选用 Sassen and Liao(1996)关系式进行反演。

表 5 云中冰水含量关系式
Table 5 Ice water content (IWC) formula of clouds

	平台	雷达波长	粒子分布及地面降水情况	Z-IWC 关系
Sassen (1987)	地基	8 mm	地面无降水的冰晶粒子	$IWC=0.12Z^{0.696}$
Schneider and Stephens (1995)	地基	8 mm	模式设定的粒子分布	$IWC=0.097Z^{0.696}$
Sassen and Liao (1996)	地基	8 mm	地面降水的冰晶粒子	$IWC=0.086Z^{0.83}$

3 冻雨和降雪的大气层结特征分析

探空数据能够获取观测时段测站上空的温度和水汽分布情况等信息,对于从垂直方向的温度及空气相对湿度等层面分析其对降水粒子的发展变化具有十分重要的作用。

毫米波云雷达观测期间释放 08 和 20 时探空气球,获取观测期间每日两次的探空数据。根据四次天气过程的降水时间,选取与之接近的 08 时数据作为对比资料。利用 MICAPS 的 $T\text{-}\log p$ 分析工具对该资料进行对比分析(图 2),图中蓝线表示温压曲线(T),反映测站上空温度的垂直分布状况;绿线表示露压曲线(T_d),反映测站上空水汽的垂直分布状况。

2014 年 12 月 10 日冻雨过程的探空数据(图 2a),在 700 hPa(3 km)至 500 hPa(5.5 km)范围内,温度的垂直递减率小,气温基本维持在 -5°C 左右,从 650 hPa(3.5 km)开始温压曲线与露压曲线接近,空气相对湿度趋于饱和,冰晶粒子开始形成,但由于气温从 500 hPa(5.5 km)开始就维持在 -5°C 左右,故粒子的液态混合比大于固态混合比,且近地面温度在 -2°C 左右,下落至地面时以冻雨的形式存在。2014 年 12 月 12 日冻雨过程的探空数据(图 2b),在 550 hPa(6 km)附近探空数据的温度接近 0°C 且存在一个明显的逆温层,在 650 hPa(3.5 km)附近温度下降至 -10°C 左右,温压曲线与露压曲线接近,空气相对湿度趋于饱和,且此时近地面时温度又上升至 -5°C 左右,故降水粒子一直维持过冷雨滴的状态至下落到地面,降落至地面时因地表温度低于 0°C 而形成冻雨。2014 年 12 月 27 日冻雨过程的探空数据(图 2c),在 600 hPa(4 km)时温

压曲线与露压曲线接近,空气相对湿度趋于饱和,且此时的温度在 -10°C 左右,形成冰晶,但在降落过程中温度升高,在 680 hPa(3.2 km)时有一个小的逆温层,温度由 $-5\sim-3^{\circ}\text{C}$ 再至地面的一 2°C ,形成过冷雨滴降落。2014 年 12 月 18 日的大雪过程的探空数据(图 2d),从 400 hPa(7 km)开始温压曲线与露压曲线接近,空气相对湿度趋于饱和,对应的温度在 -30°C 左右,形成大的冰晶粒子,到 700 hPa(3 km)附近时出现逆温层,温度由 $-5\sim-3^{\circ}\text{C}$ 再到近地面的一 2°C ,因固态混合比很大,一直到降落至地面是雪花。

综上四次天气过程对比分析表明,冻雨和降雪在 $T\text{-}\log p$ 图上的共同点都是存在明显的逆温层。不同之处在于:降雪过程中的 500 hPa 附近高空气温较低(低于 -10°C),固态混合比较大,且近地面温度不足以使其部分融化;而冻雨过程中的 500 hPa 附近高空气温并不低(介于 $-10^{\circ}\text{C}\sim 0^{\circ}\text{C}$),液态混合比较大,且近地面温度不足以使其冻结。另外,冻雨过程之间对比分析表明,冻雨 $T\text{-}\log p$ 图上一一般逆温层位于 700 hPa 附近(如图 2a 和 2b),层顶气温一般 -3°C 左右,层底(近地面)气温一般在 -7°C 左右,是冻雨形成过程的典型探空结构;而有时逆温层较高,可达 550 hPa(图 2b),层顶气温逼近 0°C ,几近成为水滴,但是由于底层(近地面)气温小于 -10°C ,水滴在降落到地面前转为过冷却状态,进而造成冻雨,且冻雨过程在整个下落过程中没有高于 0°C 的温度层。因此,判断是否能够造成冻雨的 $T\text{-}\log p$ 图关键指标:一是分析是否有逆温层;二是分析降水粒子在落地之前是否处于过冷却状态。

冻雨和降雪过程的云顶高度及对应的温度如表 6 所示。

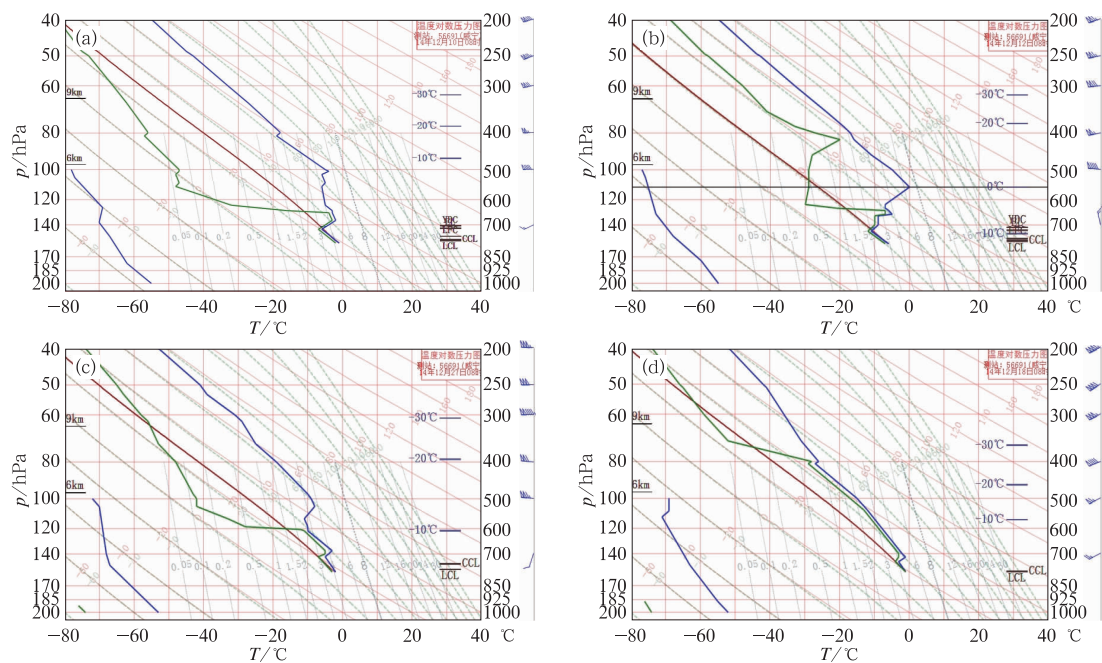


图 2 2014 年 12 月 10 日(a)、12 日(b)、27 日(c)冻雨和 18 日(d)大雪过程探空数据 $T\text{-log } p$ 图
Fig. 2 Sounding data $T\text{-log } p$ pressure picture of freezing rain on 10 (a), 12 (b), 27 (c) December and snow on 18 December 2014

表 6 冻雨和降雪的回波顶高及对应的温度
Table 6 Echo top and corresponding temperature of freezing rain and snow

观测日期及对应的天气情况	12 月 10 日(冻雨)	12 月 12 日(冻雨)	12 月 27 日(冻雨)	12 月 18 日(大雪)
云顶高度(相对雷达高度)/m	1246	1329	1267	5557
云顶温度/°C	-3.8	-5.1	-6.1	-31.3

4 冻雨和降雪的回波特征分析

首先对冻雨和降雪的回波特征进行分析,依据式(2)和式(4)从功率谱数据中计算雷达的反射率因子、速度谱宽,其强度-时间剖面及对应的概率分布和时间平均的垂直廓线如图 3 所示(概率分布图中的黑色曲线为时间平均的垂直廓线,文章后面出现的概率分布图中的黑色曲线都代表时间平均的垂直廓线)。从图 3 的反射率因子图中可以发现冻雨的回波特征主要是片状不均匀结构,反射率因子主要集中在 $-20\sim 0$ dBz,而降雪的丝缕状结构明显,反射率因子主要集中在 $0\sim 20$ dBz;冻雨过程因空气相对湿度饱和的高度发展位置低,云顶高度在 $1.2\sim 1.3$ km 左右,降雪过程的云顶高度较冻雨过程高出很多,在 $4.5\sim 6.5$ km 左右。

为更直观地比较冻雨和降雪在回波强度上的分布特征,对冻雨和降雪过程的反射率因子概率分布进行了统计分析(图 4),从图 4 中可以发现冻雨的

反射率因子主要分布在 $-20\sim 5$ dBz,降雪反射率因子主要分布在 $-5\sim 20$ dBz。此次观测的冻雨发展较弱但持续时间较长,而降雪强度较大但大雪持续时间短,持续了 1 h 左右。其中由图 4a 统计得到的冻雨的反射率因子均值为 -10 dBz,由图 4b 统计得到的降雪反射率因子均值为 10 dBz。

5 冻雨和降雪的微物理和动力特征分析

5.1 功率谱数据峰值-左-右边界值

功率谱的谱宽、峰值点、左端点、右端点随下落高度的变化能够反映不同下落高度上粒子状态的变化,因此对功率谱数据提取谱宽、峰值点、左端点、右端点进行如图 5 的绘制并进行相关的分析,对于研究降水粒子在下落过程中的变化有重要的意义。

此处选取 20 个径向(约 3 min)的时间平均,时间段均选在回波强度较强的时间段(具体时间段在

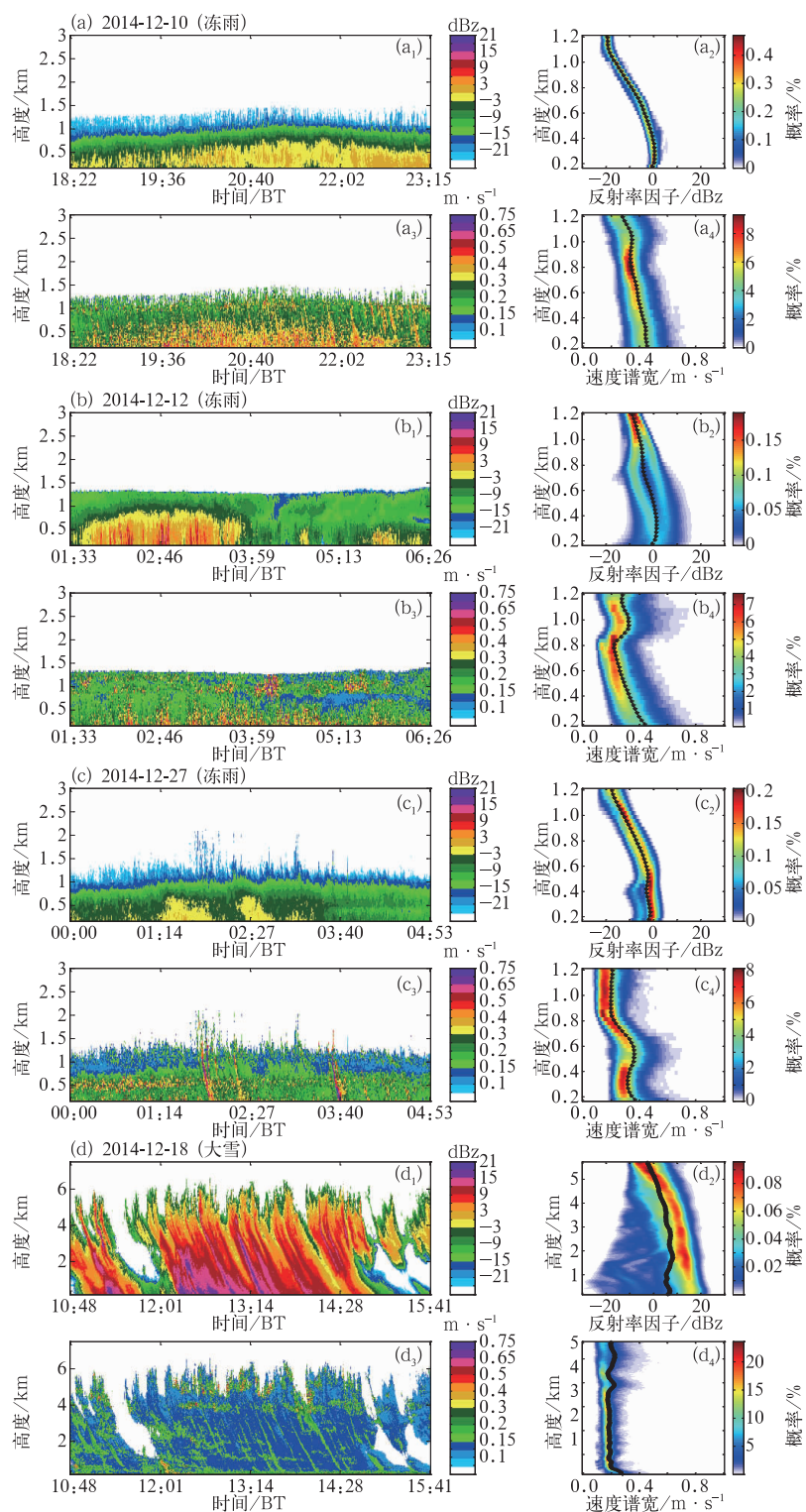


图 3 2014 年 12 月 10 日(冻雨,a),12 日(冻雨,b),27 日(冻雨,c),18 日(大雪,d)

反射率因子时间-高度剖面(a₁,b₁,c₁,d₁)和速度谱宽时间-高度剖面(a₃,b₃,c₃,d₃),

及其对应的概率分布及时间平均的垂直廓线(a₂,b₂,c₂,d₂;a₄,b₄,c₄,d₄)

Fig. 3 Time-height distribution (a₁, a₃, b₁, b₃, c₁, c₃, d₁, d₃), time-averaged vertical profile and probability

distribution (a₂, a₄, b₂, b₄, c₂, c₄, d₂, d₄) of reflectivity factor (a₁, a₂, b₁, b₂, c₁, c₂, d₁, d₂)

and spectrum width (a₃, a₄, b₃, b₄, c₃, c₄, d₃, d₄) of freezing rain on 10 (a), 12 (b),

27 (c) December and snow on 18 December (d) 2014

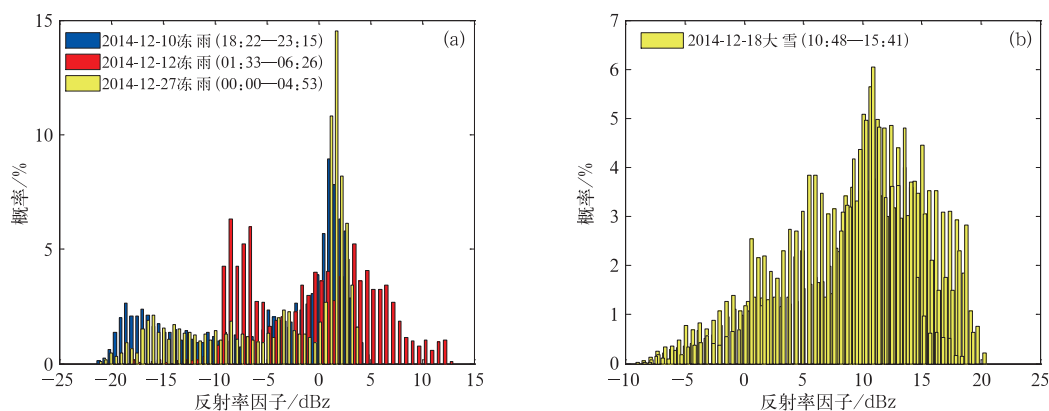


图 4 冻雨(a)和降雪(b)过程的反射率因子概率分布

Fig. 4 Reflectivity factor probability distribution of freezing rain (a) and snow (b)

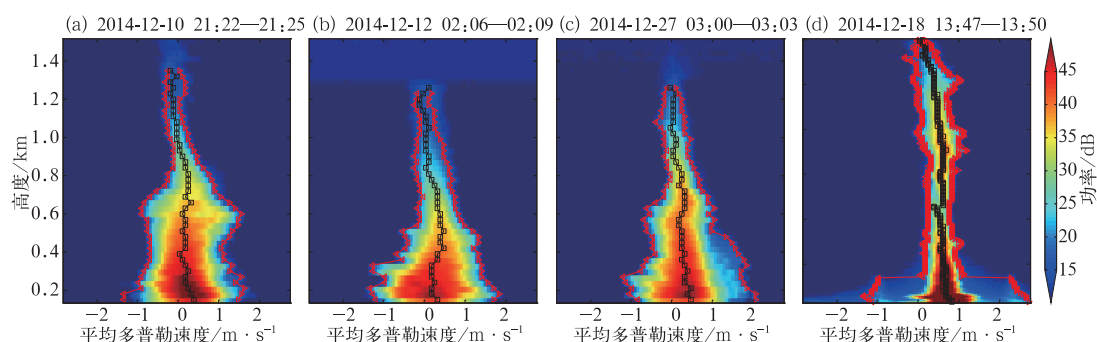


图 5 功率谱数据时间平均的峰值-左-右边界值

Fig. 5 Time-averaged peak left and right boundary value of spectrum data

图下方标明),绘制的峰值-左-右边界值如图 5 所示(此处设定速度向下为正);从功率谱数据峰值-左-右边界值图中发现冻雨过程因降水粒子在下落过程中速度变大,下落过程中峰值点整体向右偏移;降水粒子在下落过程中碰并融合使粒子增长并形成不同大小的粒子,下落速度的差异导致谱宽逐渐展宽;而降雪过程因冰晶粒子在下落过程中发生碰并融合的概率小,在相同下落高度情况下谱宽的变化较冻雨过程小,但降雪过程云顶高度高,故下落至地面时谱宽也发生了变化,但变化量不大,在 0.8 km 以下受空气垂直运动速度的影响谱宽发生展宽。

5.2 冻雨和降雪的偏度

偏度对云内毛毛雨的形成和发展十分敏感,是反映云粒子滴谱变化和相态变化非常实用的物理量,根据式(5)从功率谱数据中提取偏度参数,通过分析偏度值随高度的变化来分析粒子下落过程中相态的变化。

对提取的偏度值取 500 个径向的数据进行概率

分布及时间平均的垂直廓线的绘制如图 6 所示:冻雨过程偏度值在粒子下落过程中有较明显的变化,降雪过程在整个下落过程中偏度值的变化不明显。

5.3 冻雨和降雪的空气垂直运动速度

因毫米波云雷达测得的速度信息同时包含了粒子的下落末速度和空气垂直运动速度,因此空气垂直运动速度的确定对得到粒子的下落末速度至关重要。

按 2.2 节中的方法进行空气垂直运动速度的计算,对雷达测得的速度进行空气垂直运动速度的去除。取 500 个径向的数据得到的时间平均的垂直廓线如图 7 所示。分析发现冻雨过程的空气垂直运动速度分布较为一致,随高度的下降空气垂直运动速度从 $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右逐渐增大至 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,且冻雨过程在 0.8 km 附近空气垂直运动速度开始增大, $0 \sim 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 空气垂直运动速度有利于冻雨过程的维持。降雪过程的空气垂直运动速度随高度的下降维持在 $-0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 附近,在 0.8 km 附近开始增大至 $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 附近。

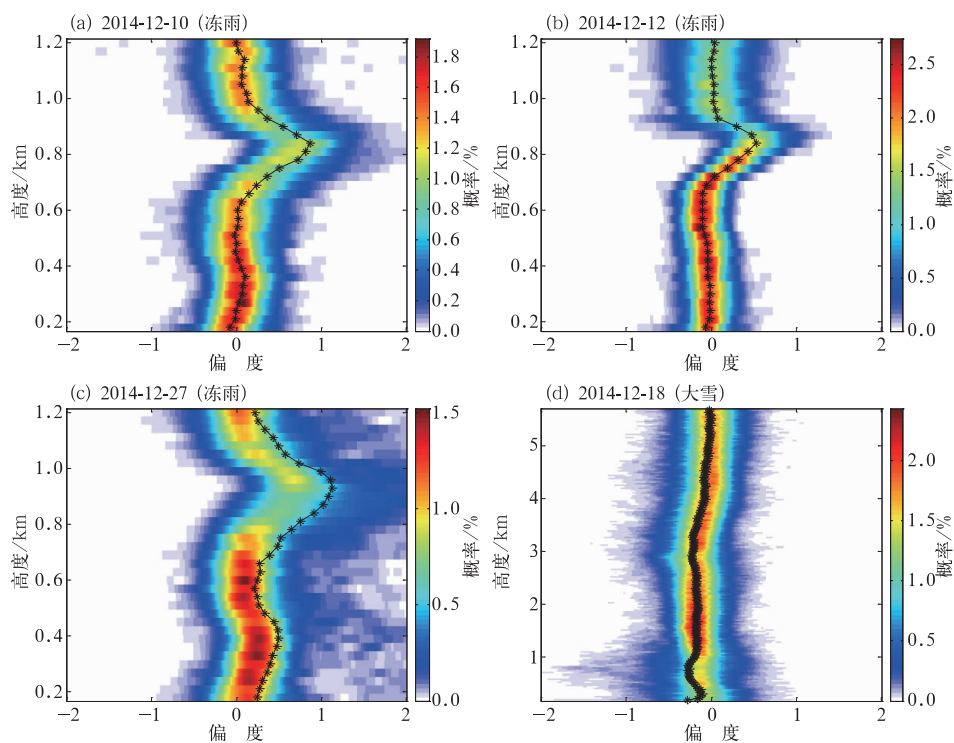


图 6 2014 年 12 月 10 日(a)、12 日(b)、27 日(c)和 18 日(d)的偏度概率分布及时间平均的垂直廓线

Fig. 6 Probability distribution and time-averaged vertical profile of skewness on 10 (a), 12 (b), 27 (c) and 18 (d) December 2014

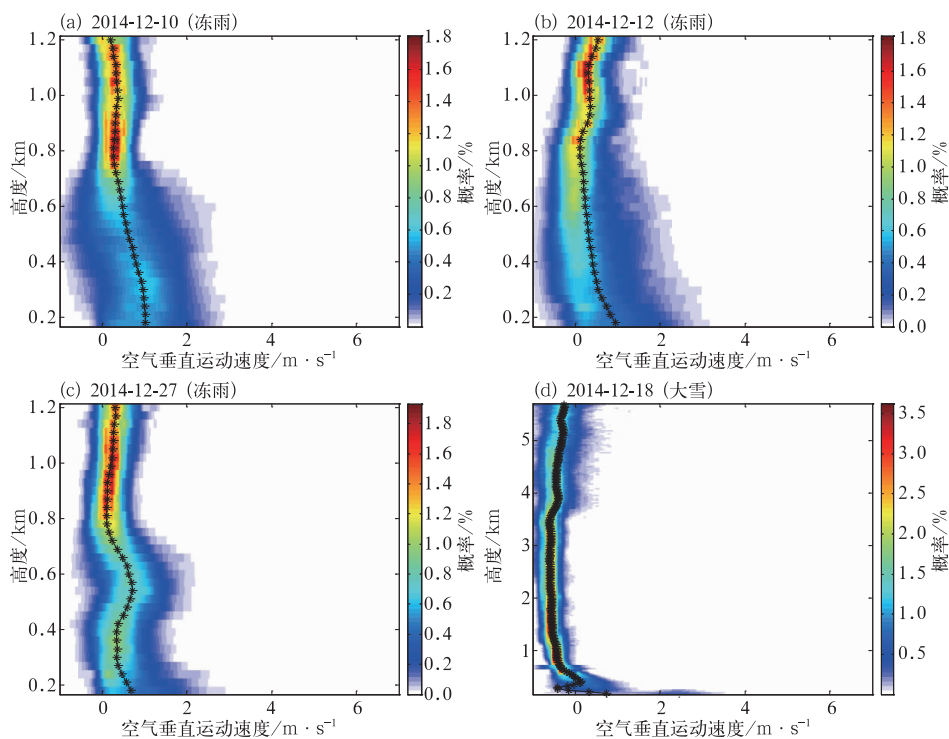


图 7 同图 6, 但为空气垂直运动速度

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for vertical profile of rising air speed

5.4 冻雨和降雪粒子下落末速度及平均粒子半径

根据计算得到的空气垂直运动速度,对测得的平均多普勒速度进行空气垂直运动速度的去除得到粒子的下落末速度,取 500 个径向的数据分别进行未去除空气垂直运动速度的平均多普勒速度、去除空气垂直运动速度的粒子下落末速度及以上两者的时间平均的垂直廓线对比分布如图 8 所示,确定出粒子下落末速度后可开展后续平均粒子半径的确定。

定。

冻雨过程的雨滴粒子下落末速度由于正的空气垂直运动速度的影响,实际粒子下落末速度较平均多普勒速度偏大(向下为负),降雪过程的冰晶粒子下落末速度由于负的空气垂直运动速度的影响,实际粒子下落速度较平均多普勒速度偏小(向下为负)。

由单个云粒子的下落末速度与粒子横截面等效球形半径的关系式(7)和式(8)得到冻雨过程雨滴粒

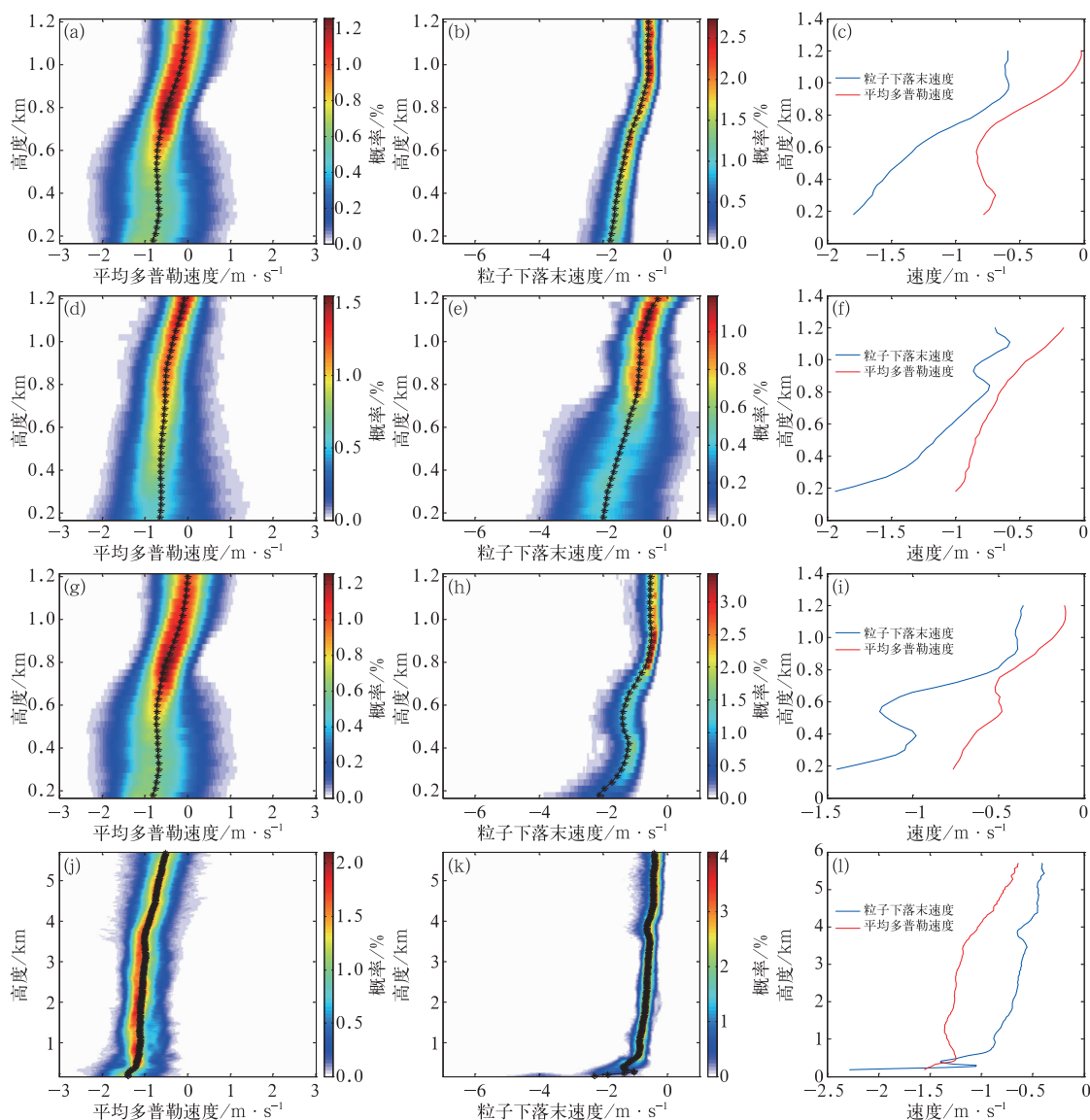


图 8 2014 年 12 月 10 日(冻雨,a, b, c),12 日(冻雨,d, e, f),27 日(冻雨,g, h, i),18 日(大雪,j, k, l) 平均多普勒速度概率分布及时间平均的垂直廓线(a, d, g, j),粒子下落末速度概率分布 及时间平均的垂直廓线(b, e, h, k)及两速度对比图(c, f, i, l)

Fig. 8 Probability distribution and time-averaged vertical profile of mean Doppler velocity (a, d, g, i) and particle falling velocity (b, e, h, k) and two velocity contrast diagram (c, f, i, l) of freezing rain on 10 (a, b, c), 12 (d, e, f), 27 (g, h, i) December and snow on 18 December (j, k, l) 2014

子平均粒子半径数据,由式(7)和式(10)得到降雪过程冰晶粒子平均粒子半径数据,取500个径向数据的平均粒子半径的概率分布及时间平均的垂直廓线的分布如图9所示;冻雨过程初始的平均粒子半径集中分布在 $40\text{ }\mu\text{m}$ 左右,而直径大于 $40\text{ }\mu\text{m}$ 的云滴是形成过冷暖雨的关键,与探空数据冻雨过程均没有大于 0°C 的温度层综合分析可知此次观测的冻雨均为过冷暖雨过程。降雪过程冰晶粒子的大小从初始形成时就比雨滴粒子大,因云顶高度较冻雨云顶高出很多,致下落到地面时平均粒子半径也明显增大。

5.5 反射率因子、速度谱宽、偏度值和粒子半径的综合分析

反射率因子、速度谱宽、偏度值和粒子半径的综合分析对于研究粒子下落过程的细微变化十分重要。

12月10日冻雨在 $1.2\sim 0.9\text{ km}$ 下落过程中图6a的偏度值、图3a的速度谱宽均增大,因不同粒子的下落速度产生差异,云粒子开始形成小的雨滴粒子而产生,与图9a对应高度的粒子半径发生细微的增长相一致,说明在此过程中云粒子发生增长,形成小雨滴但还未下落; $0.9\sim 0.8\text{ km}$ 过程偏度值又减小至0附近,图3a中的速度谱宽减小,图9a对应高

度的粒子半径发生细微增长,在该范围内实现云滴到雨滴的转换, 0.8 km 以下形成雨滴粒子下落,且下落过程中的碰并融合使粒子的下落速度差异增大,致图3a的速度谱宽在 0.8 km 以下增大,粒子半径在 0.8 km 至下落地面前一直增大,整个过程与图3a反射率因子图中 $1.2\sim 0.9\text{ km}$ 、 $0.9\sim 0.8\text{ km}$ 、 0.8 km 至地面的反射率因子随高度的降低逐渐增强的变化相一致。12月12日冻雨过程和27日冻雨过程各参数随高度的变化和10日冻雨过程一致,只是在下落高度上有所差异,12月12、27与10日各参数随高度变化相一致的区间分别为 $1.2\sim 0.9\text{ km}$ 、 $0.9\sim 0.8\text{ km}$ 、 0.8 km 至地面、 $1.2\sim 0.9\text{ km}$ 、 $0.9\sim 0.6\text{ km}$ 、 0.6 km 至地面。12月18日降雪过程图3d的速度谱宽值在 $4.1\sim 3.8\text{ km}$ 范围有一个变化量,反射率因子随高度的降低逐渐增强,图9d的粒子半径在该范围内增长很快,表明云中冰晶粒子形成较大的冰晶粒子,在 3.2 km 附近反射率因子增大到 15 dBz ,形成的大冰晶粒子开始下落,与图9d中 3.2 km 以下粒子半径逐渐增大相一致。

以上联合反射率因子、速度谱宽、偏度以及粒子半径对下落过程中粒子的发展变化做出了合理的分析。

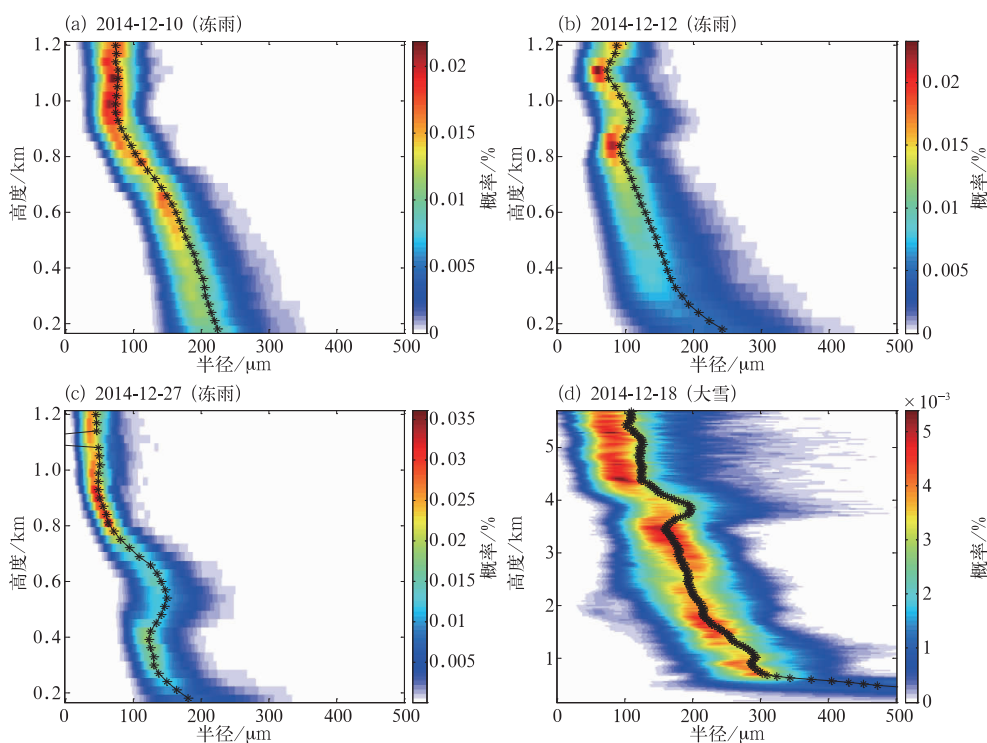


图9 同图6,但为平均粒子半径

Fig. 9 Same as Fig. 6, but for mean particle radius

5.6 云中液态水含量、冰水含量

分析冻雨和降雪过程的云中 LWC 和 IWC 对于了解下落过程降水粒子状态的变化具有重要的意义,根据云中 LWC 和 IWC 随高度的变化能够体现云到降水或冰晶到降雪的转变过程。根据观测期间记录的天气实况,对特定的天气过程选用与之匹配的公式进行云中 LWC 和 IWC 的反演。

对比图 3 和图 10 发现反射率因子中的云顶高度较云中 LWC、IWC 的高度高出 0.1 km 左右,在高出的这个范围内云内的含水量很小,表明该高度范围内云中是未完全形成的或是十分微小的雨滴粒子、冰晶粒子,与图 9 对应高度的粒子半径相一致。12 月 10、12 及 27 日的冻雨过程云内平均液态水含量在 $0.25 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,最大值不超过 $0.75 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,降雪过程 12:10—13:30 的含冰量在 3~5 km 范围内为 $0.25 \sim 0.75 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,在 3 km 以下的范围含冰量为 $0.75 \sim 3.75 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,这与观测期间该时间段为大雪过程相一致。

6 结 论

本文对垂直指向的 Ka 波段毫米波雷达冬季在贵州威宁地区观测期间的三次冻雨过程及一次降雪过程的谱数据提取的参数进行了对比分析,并利用所得参数进行了降水粒子半径和云中 LWC 和 IWC 的反演,得到了能够反映冻雨和降雪过程十分有意义的微物理和动力垂直结构的相关研究成果,主要

结论如下:

(1) 冻雨云顶温度处在 $-10^{\circ}\text{C} \sim 0^{\circ}\text{C}$,且均为过冷暖雨过程,回波强度平均值为 -10 dBz ,反射率因子主要集中在 $-20 \sim 0 \text{ dBz}$,回波特征主要是片状不均匀结构,降雪回波强度平均值为 10 dBz ,反射率因子主要集中在 $0 \sim 20 \text{ dBz}$,回波特征丝缕状结构明显。冻雨过程云顶高度在 1.2~1.3 km,发展位置低,降雪过程云顶高度发展的位置高,在 4.5~6.5 km(降雪过程的云顶高度普遍在 4.5~6.5 km,12 月 17 日也是降雪过程,云顶高度也在 4.5~6.5 km,但该日的降雪过程持续时间短,没有作为个例进行分析)。

(2) 从谱数据峰值-左-右边界值、偏度值以及空气垂直运动速度的分析中得到的粒子下落过程的垂直结构的变化相一致,冻雨过程的雨滴粒子从初始形成到下落 0.2 km 过程中小粒子都在迅速地增长,随后形成大的雨滴粒子降落。降雪过程从初始形成冰晶粒子至下落 1 km 的高度范围内冰晶粒子碰并增长,随后形成大的雪花下落。

(3) 冻雨过程初始形成的平均粒子半径在 $40 \mu\text{m}$ 左右,平均粒子半径主要分布在 $50 \sim 200 \mu\text{m}$,而降雪过程初始形成的平均粒子半径明显大于冻雨过程主要分布在 $120 \mu\text{m}$ 附近,整个降雪过程的平均粒子半径分布在 $200 \sim 600 \mu\text{m}$ 。云顶的高度较云中 LWC、IWC 的高度高 0.1 km 左右,在高出的这个范围内云内的含水量很小,表明该高度范围内云中是未完全形成的或是十分微小的雨滴粒子、冰晶粒子。

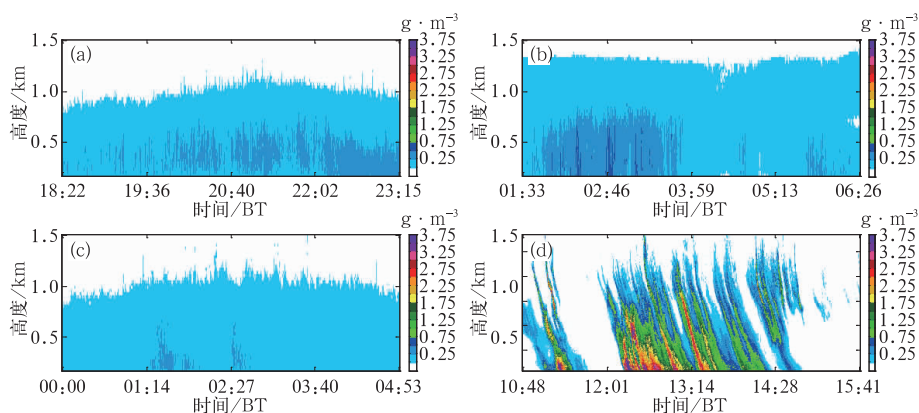


图 10 2014 年 12 月 10 日(a)、12 日(b)、27 日(c)和 18 日(d)的云中 LWC(a, b, c)和 IWC(d)

Fig. 10 Liquid water content (LWC, a, b, c) and ice water content (IWC, d) of clouds on 10 (a), 12 (b), 27 (c) and 18 (d) December 2014

参考文献

- 杜小玲,彭芳,武文辉,2010. 贵州冻雨频发地带分布特征及成因分析[J]. 气象,36(5):92-97.
- 蒋瑛,朱克云,张杰,2016. 贵州地区冰雹云微物理过程及发展机制数值模拟研究[J]. 气象,42(8):920-933.
- 刘朝茹,2015. 中国南方冻雨、降雪的层结特征统计分析[D]. 南京:南京信息工程大学.
- 沈永生,杨远航,章达华,等,2010. 雨雪冰冻天气多普勒雷达产品特征[J]. 气象科技,38(2):189-192.
- 陶珣,史月琴,刘卫国,2012. 2008 年 1 月南方一次冰冻天气中冻雨区的层结和云物理特征[J]. 大气科学,36(3):507-522.
- 魏慧娟,陈松,赵龙,2010. 一次冻雨转暴雪天气的多普勒天气雷达探测分析[J]. 大气科学研究与应用,(1):97-103.
- 姚蓉,黎祖贤,许霖,等,2014. 湖南冻雨预报关键技术指标及应用[J]. 干旱气象,32(3):366-372.
- 张峻,王海军,2013. 我国南方冰冻天气过程低空逆温层特征[J]. 气象科技,41(1):103-107,145.
- 郑佳锋,2016. Ka 波段-多模式毫米波雷达功率谱数据处理方法及云内大气垂直速度反演研究[D]. 南京,北京:南京信息工程大学,中国气象科学研究院.
- 仲凌志,2009. 毫米波测云雷达系统的定标和探测能力分析及其在反演云微物理参数中的初步研究[D]. 南京,北京:南京信息工程大学,中国气象科学研究院.
- 周黎明,牛生杰,王俊,2014a. 不同天气系统层状云微物理特征个例分析[J]. 气象,40(3):327-335.
- 周黎明,王俊,龚佃利,等,2014b. 2009 年初冬山东一次暴雪过程粒子谱特征分析[J]. 气象,40(1):59-65.
- Atlas D, 1954. The estimation of cloud parameters by radar[J]. J Meteor,11(4):309-317.
- Baedi R J P, de Wit J J M, Russchenberg H W J, et al, 2000. Estimating effective radius and liquid water content from radar and Lidar based on the CLARE98 data-set[J]. Phys Chem Earth B, 25(10/11/12):1057-1062.
- Fox N I, Illingworth A J, 1997. The retrieval of stratocumulus cloud properties by ground-based cloud radar[J]. J Appl Meteor,36(5):485-492.
- Girard E, Blanchet J P, 2001. Simulation of Arctic diamond dust, ice fog, and thin stratus using an explicit aerosol-cloud-radiation model[J]. J Atmos Sci,58(10):1199-1221.
- Kollias P, Rémillard J, Luke E, et al, 2011a. Cloud radar Doppler spectra in drizzling stratiform clouds: 1. Forward modeling and remote sensing applications[J]. J Geophys Res, 116 (D13): D13201.
- Kollias P, Szyrmer W, Rémillard J, et al, 2011b. Cloud radar Doppler spectra in drizzling stratiform clouds: 2. Observations and microphysical modeling of drizzle evolution[J]. J Geophys Res,116(D13):D13203.
- Petitdidier M, Sy A, Garrouste A, et al, 1997. Statistical characteristics of the noise power spectral density in UHF and VHF wind profilers[J]. Radio Sci,32(3):1229-1247.
- Riddle A C, Gage K S, Balsley B B, et al, 1989. Poker flat MST radar data bases[R]. NOAA Technology Memorandum ERL AL-11.
- Sassen K, 1987. Ice cloud content from radar reflectivity[J]. J Clim Appl Meteorol,26:1050-1053.
- Sassen K, Liao Liang, 1996. Estimation of cloud content by W-band radar[J]. J Appl Meteor,35(6):932-938.
- Sauvageot H, Omar J, 1987. Radar reflectivity of cumulus clouds [J]. J Atmos Oceanic Technol,4(2):264-272.
- Schneider T L, Stephens G L,1995. Theoretical aspects of modeling backscattering by cirrus ice particles at millimeter wavelengths [J]. J Atmos Sci,52(23):4367-4385.
- Shupe M D, Kollias P, Matrosov S Y, et al, 2004. Deriving mixed-phase cloud properties from Doppler radar spectra[J]. J Atmos Oceanic Technol,21(4):660-670.
- Zhao C, Garrett T J, 2008. Ground-based remote sensing of precipitation in the Arctic[J]. J Geophys Res,113(D14):D14204.