

施红蓉,李峰,吴蕾,等. 2014. 风廓线雷达对降水相态变化的观测分析. 气象, 40(10):1259-1265.

风廓线雷达对降水相态变化的观测分析^{* 1}

施红蓉^{1,2} 李峰² 吴蕾² 金莲姬¹

1 南京信息工程大学中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

2 中国气象局气象探测中心, 北京 100081

提 要: 利用北京延庆风廓线雷达资料对 2012 年 11 月 3 日地面由降雨转为降雪的过程进行宏观和微观结构分析。结果显示: 风廓线雷达的强度和速度产品能够很好地监测、诊断降雨到降雪相态变化的持续时间。降雨发生前, 风廓线雷达反射率、信噪比、谱宽等因子均表现为不连续特征; 地面降雨发生时, 800~1000 m 高度上出现明显的反射亮带; 随着亮带的消失, 地面降雨转变为降雪。地面降雨阶段, 回波功率密度谱图呈现分层结构, 1300 m 以上表现为固态粒子特征, 700 m 以下为液态粒子, 分层的高度与温度存在密切的关系, 一般在 274~275 K 的环境内为融化层, 融化层功率谱密度变化最为明显。另外, 北京近 3 年层状云降水条件下, 降雨和降雪阶段的垂直径向速度和信噪比数据统计表明, 降雨发生时径向速度的范围一般在 3~6 m·s⁻¹ 之间, 信噪比在 15~25 dB; 而降雪发生时垂直径向速度值较小, 在 0~1.5 m·s⁻¹, 信噪比在 3~15 dB 之间。

关键词: 降水相态, 风廓线雷达观测分析, 统计特征

中图分类号: P412

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.10.010

Analysis on Observations of Precipitation Phase Changes Using Wind Profile Radar Data

SHI Hongrong^{1,2} LI Feng² WU Lei² JIN Lianji¹

1 Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation, CMA, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Meteorological Observation Centre, CMA, Beijing 100081

Abstract: The macro and micro structures of the weather process in which surface rain turns into snow are analyzed in this paper by using the data obtained from wind profile radar on 3 November 2012 in Yanqing of Beijing. The results show that the products of intensity and velocity field of wind profile radar are good for diagnosing and distinguishing the evolution of precipitation phase change from rainfall into snowfall. Features of reflectivity, signal to noise ratio (SNR), spectral width and other factors are discontinuous before raining, bright band appears in the 800–1000 m height when surface rainfall is seen, but with bright band disappearing, rainfall turns into snow. In the surface rainfall stage, the figure of the echo intensity spectra has a clear hierarchical structure, showing solid particles above 1300 m height and liquid below 700 m height, respectively. So, close relations are found between stratification height and temperature. Generally, there is a melting layer with temperature of 274–275 K, and with the most significant change of echo intensity spectra. In addition, statistics of radial velocity and SNR of the stratus precipitation in the recent 3 years show that, radial velocity ranges within 3–6 m·s⁻¹ and SNR is in 15–25 dB when raining; but in the process of snowing they are 0–1.5 m·s⁻¹ and 3–15 dB respectively.

Key words: precipitation phase, analysis on observation of wind profile radar, statistic characters

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306076)资助

2013 年 11 月 14 日收稿; 2014 年 6 月 4 日收修定稿

第一作者: 施红蓉, 主要从事雷达资料的天气机理分析. Email: shihong@126.com

通信作者: 李峰, 主要从事灾害性天气机理、探测技术及试验方法研究. Email: lifif04@cma.gov.cn

引言

雷达探测是研究大气、云和降水的重要手段,利用气象雷达来判断粒子相态是研究降水的重点和难点,并且合理区分降水粒子的类型对于强天气预警和人工影响天气的作业指挥都有十分重要的意义。研究发现风廓线雷达相对于传统天气雷达,能够获取垂直分辨率更高的大气运动状态、云体结构以及降水粒子变化等信息,这使得风廓线雷达在识别降水粒子相态等方面应用有了进一步突破(吴志根, 2012;汪学渊等, 2013;王令等, 2014;李峰等, 2014)。

国外风廓线雷达在降水方面的研究始于 20 世纪 70 和 80 年代, Wakasugi 等(1985;1986;1987)最初通过对 VHF 风廓线雷达的功率谱信息观察发现,其不仅在晴空条件下能探测到湍流散射信号,而且在降水情况下能探测降水粒子信号。90 年代初, Gage 等(1994)、Ecklund 等(1995)研究表明频率更高的 UHF 风廓线雷达比 VHF 雷达对降水粒子更为敏感,返回信号的垂直分辨率更高(Gossard, 1990;1994;Rogers et al, 1991)。在这基础上, Ralph 等(1995)利用 UHF 雷达对不同类型的降水进行系统研究,给出了与降水相关的丰富信息,包括空气垂直运动速度,降水粒子下落速度以及降水强度等。近年来,研究者们根据风廓线雷达垂直方向上的径向速度反演出雨滴谱参数分布(Williams et al, 2007;Teshiba et al, 2009;Kim et al, 2011),这些精细的微物理特征为研究降水提供了更多更有效的信息。

国内近年来利用风廓线雷达开展了多方面的研究,包括中小尺度天气的云体结构、雨滴谱估计、冰核浓度估计等方面。20 世纪 90 年代初,陶祖钰(1991)、李晨光等(2003)分别用 UHF 风廓线雷达风场资料对局地暴雨、锋面等天气过程进行分析,很好地服务于短时天气预报。近年,阮征等(2002)和王晓蕾(2010)利用风廓线雷达的返回信号功率对云雨垂直结构及其演变进行了分析。黄伟等(2002)利用风廓线雷达垂直指向测得的回波强度、径向速度和多普勒谱宽来估测雨滴谱参数。古红萍等(2008)利用 3 个站的风廓线雷达资料分析了中小尺度对流系统的细微结构。黄钰等(2013)使用 L 波段风廓线雷达对零度层亮带进行了深入分析。

风廓线雷达对降水的研究已经广泛开展,但国

内外利用风廓线雷达对降水粒子相态的研究很少。利用我国风廓线雷达网已经部署建设的有利条件(董丽萍等, 2014),有必要利用风廓线资料开展对不同相态降水监测和预报的研究工作。基于上述,本文将利用北京延庆 UHF 风廓线雷达资料,着重对降水相态的连续变化过程、垂直方向上降水粒子相态的分布以及不同相态降水统计特征这 3 个方面进行研究分析。

1 观测仪器与资料处理

本文所用风廓线雷达位于北京延庆(40°N、115°E),为对流层 II 型风廓线雷达,于 2007 年建成并投入运行,布设于农田开阔区,地面海拔高度 488 m,雷达采用 445 MHz 工作频率,以偏东、南、西、北各 14°及垂直方向共 5 个波束观测,理想探测高度为 6~8 km,具体雷达参数见表 1。

表 1 风廓线雷达参数

Table 1 Parameters of wind profile radar

型号 Radar type	CFL-08(对流层 II 型)	
波长(radar wavelength)/mm	674	
采样频率(sampling frequency)/MHz	40	
探测模式(observational mode)	高	低
脉冲重复周期(interpulse periods)/ μ s	100	20
脉冲宽度(pulse width)/ μ s	4	0.8
发射功率(peak transmitter power)/kW	7.7	
天线增益(antenna gain)/dB	29	
相干积分次数(coherent integration)	50	200
谱平均数(incoherent integration)	12	6
谱变换数(number of FFT pronts)	512	216
距离库长(rang resolution)/m	240	120
噪声系数(noise factor)/dB	2	

对流层的风廓线雷达不仅能够探测晴空大气湍流信息,而且对降水很敏感,能够探测到降水粒子的信号。在降水天气下,风廓线雷达回波信号中既有湍流造成的回波,也有冰晶、云滴、雨滴等粒子散射产生的回波。风廓线雷达的波长远远大于粒子的尺度,所以降水粒子的散射满足瑞利散射原理。

本文主要用到风廓线雷达的功率谱、谱矩以及风场 3 类数据。通过对风廓线雷达返回信号经过 FFT 处理后,依次计算得到信噪比、径向速度、速度谱宽、雷达反射率因子以及回波强度谱密度等数据(黄钰等, 2013)。

具体的计算公式如下:

返回信号经过 FFT 转换后,雷达获得了信号的

功率谱密度分布 $S_i(v)$, $i=1, 2, 3, \dots, n$, n 是进行 FFT 转换时的取样数。回波的平均功率 P_r 为信号功率谱密度的零阶矩:

$$P_r = \sum_{i=-256}^{255} S_i(v) \Delta v \quad (1)$$

式中, $S_i(v)$ 为信号功率谱密度, Δv 为单位速度间隔。

由雷达气象方程, P_r 可导出降水返回信号的回波强度 Z :

$$Z = CR^2 \sum_{i=-256}^{255} S_i(v) \Delta v \quad (2)$$

降水返回信号的回波强度谱密度 Z_i :

$$Z_i = CR^2 S_i(v) \Delta v \quad (3)$$

式中, C 为雷达常数, 由雷达的主要参数确定, R 是返回信号所在位置距雷达的距离(或高度)。在对风廓线雷达主要参数定标后, 可对返回信号的回波强度 Z 准确测量。另外, 反演算得的回波强度与天气雷达存在一定误差, 前人做过相应的比对研究, 钟刘军等(2010)对北京延庆的风廓线雷达和天气雷达回波强度进行对比, 得到两者回波强度存在约 2 dB 的误差。误差的原因在于, 风廓线雷达测到的回波信息中包含了大气湍流回波、降水粒子回波和噪声信息。综上, 可以认为从风廓线雷达反演的回波强度能够反映回波强度变化的相对强弱。

下文通过对上述变量的诊断分析, 可以反映不同相态降水粒子之间的差异, 得到固态降水和液态

降水的特征参数, 对降水相态变化监测预报提供依据。

2 降水相态变化的诊断分析

2.1 天气背景

2012 年 11 月 3 日北京地区出现了大范围的降水天气。根据地面观测资料显示, 降水从 09 时开始, 到 13 时断断续续发生, 雨量不明显, 4 h 降水量还不足 1 mm; 13—15 时, 降雨增强, 该时段降水量达到 4.5 mm, 主要以液态水形式出现。随后, 地面气温下降, 降雨从 15—16 时逐渐转为降雪, 16 时至次日 18 时均为稳定的降雪过程并出现积雪。

从图 1 上看, 这是一次典型的冷锋降水过程, 降水形态的变化也主要取决于冷空气入侵的程度。前期冷空气堆积, 高空槽建立, 形成西南急流, 水汽条件建立; 中期在河套地区形成气旋, 产生辐合上升运动, 并且缓慢东移南下, 伴随着高空槽的继续加深发展, 动力条件也非常好, 同时由于京津地区的暖脊较为强盛稳定, 所以冷空气东移的速度一直比较缓慢, 以至于冷暖空气长时间共同影响北京地区; 后期冷空气加强渗透, 北京地区的浅层和下垫面的温度降到 0°C 以下, 这样降水形态就产生了变化, 由雨变为雪; 最后高空 3 层完全转为西北气流控制, 地面转为冷高压控制, 北京降水停止。

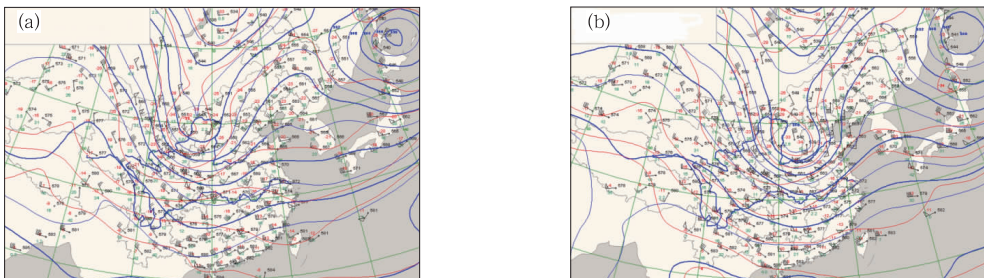


图 1 2012 年 11 月 3 日 500 hPa 高度位势高度场和温度场分布(北京时间)

(a)08 时, (b)20 时

Fig. 1 Geopotential height and temperature at 500 hPa on 3 November 2012

(a) 08:00 BT, (b) 20:00 BT

2.2 风廓线降水监测特征

2.2.1 宏观结构特征

根据天气实况演变, 结合风廓线探测可以将 11 月 3 日的降水过程分为 4 个阶段。I 阶段(08:00—

13:00): 从图 2 上可看到, 该时段风廓线雷达的雷达反射率因子、信噪比、谱宽和径向速度 4 个量均表现出时间范围内的不连续的特征, 且数值比较小, 在 09—10 和 13—14 时地面观测有降水, 降水率分别为 0.1 和 $0.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 降雨量少。上述说明, 风

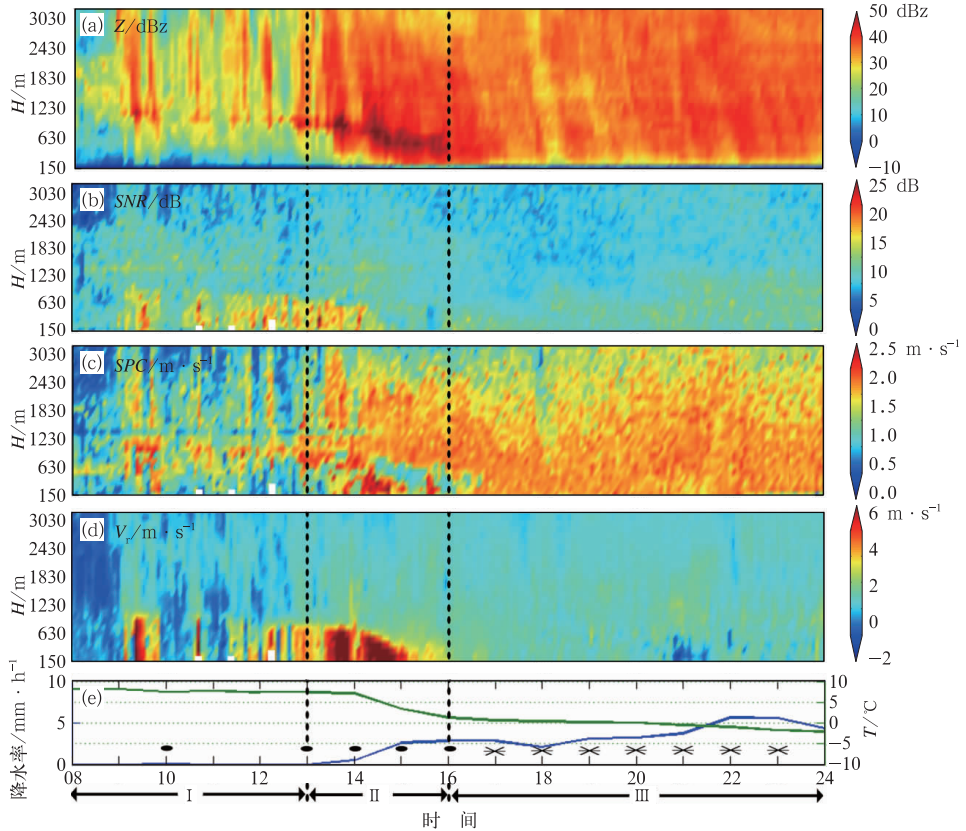


图2 2012年11月3日08—24时风廓线雷达监测产品随时间的演变情况
(a)雷达反射率因子,(b)信噪比,(c)谱宽,(d)垂直径向速度,
(e)地面观测降水率和温度

Fig. 2 Evolution of products of wind profile radar with time
from 08:00 BT to 24:00 BT 3 November 2012

(a) reflectivity, (b) SNR, (c) spectral width, (d) vertical radial
velocity, (e) surface rainfall rate and temperature

廓线雷达探测到的不连续特征能很好地反映出该时段降水强度微弱以及时空分布的不均匀性。

II阶段(13:00—16:00):从图2a看,雷达反射率因子强度明显增强,平均达到30 dBz以上,且时间范围内连续,从13时开始在1200 m高度出现一个明显的亮带,最大强度达到约50 dBz,且随着时间推移逐渐下降到600 m高度,16时亮带消失。与其对应,信噪比、谱宽和径向速度值以1000 m高度为界,1000 m以下的值相比I阶段明显增大,尤其径向速度增大到 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。径向速度值是下降粒子与空气运动速度的合成,在层状云降水条件下,空气运动速度可忽略不计时,因此,此时测得的径向速度可以认为是降水粒子造成的。从图2e上也对应地面有降雨发生,小时平均降水量为2 mm。综上所述,从风廓线雷达的雷达反射率上能够给出

亮带的信息,对于层状云降水径向速度能直观判断是否有降水。

III阶段(16:00—24:00)内,从图2a~2d得到雷达反射率因子为25 dBz左右,信噪比为10 dB,谱宽平均为 $1.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,径向速度在 $0 \sim 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。结合图2e看到,此阶段是一个地面降雪过程。II阶段到III阶段,图2a中的亮带高度越来越低,最后消失,与之对应地面降雨逐渐转为降雪。这个时间段内,风廓线雷达显示出稳定均匀的降雪特征。

综上3个阶段,风廓线雷达因为其突出的垂直探测能力、高时空分辨率,使得它不仅能够监测到不同相态的降水,还能给出降水的时空分布以及亮带信息。

2.2.2 精细结构特征

2.2.1中提到,在II阶段中观察到反射亮带,下

面利用风廓线雷达的回波强度谱密度信息进一步分析亮带的精细结构,包括降水质点相态和分布等信息。

回波强度谱密度表示回波强度随速度的变化,由降水质点的散射特性和下降特性共同决定。回波强度谱密度图间接反映了回波强度、速度谱宽以及径向速度等丰富信息。

图 3a 给出了 14 时风廓线雷达上空降水云体的垂直结构。图中 0°C 层高度为 1300 m;回波强度谱密度最大值出现在 950 m,即亮带(融化层)中心高度;融化层的厚度约为 500 m,融化层顶高为 1200 m,底的高度为 700 m。

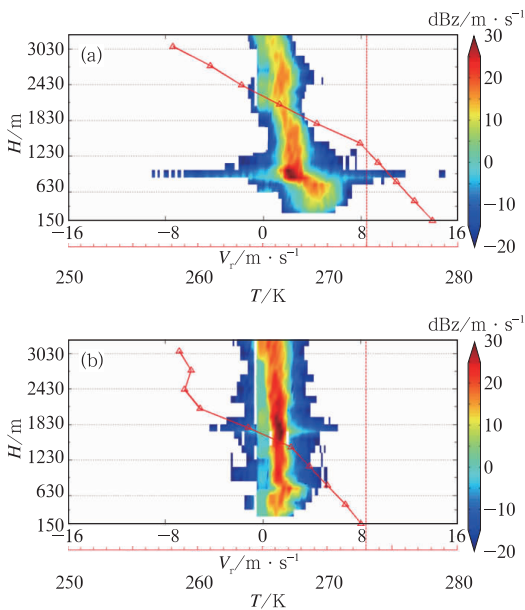


图 3 2012 年 11 月 3 日风廓线
雷达回波功率密度图
(a)14 时, (b)20 时

Fig. 3 Echo spectral density of wind profile
radar on 3 November 2012
(a) 14:00 BT, (b) 20:00 BT

图 3b 中融化层顶(1200 m)以上,大气环境温度低于 0°C ($<274\text{ K}$),回波强度谱密度强中心对应的径向速度平均约为 $2.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,谱密度的宽度一般为 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。融化层底(700 m)以下,大气环境温度则高于 0°C ($>275\text{ K}$),回波强度谱密度强中心对应的径向速度平均值增大到 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,谱密度明显增宽,增大到 $7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。对比融化层上下特征发现,图 3a 中上下层径向速度值和谱密度的宽度差异特别大,能够很好地区分固态和液态降水粒子。这

主要表现在,融化层以上为固态降水层,降水粒子的相态为冰雪粒子,对应的下落速度也比较小;在融化层以下为液态降水层,冰雪粒子在下落过程中融化,变为下落速度大的液水粒子,径向速度和谱宽明显增大、增宽。液态降水层的谱密度较宽,一方面是由于来自上层较大的冰雪粒子融化成了大液滴,速度较大,一般在 $6\sim 7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;另一方面是融化层内大量云滴的增长碰并生成了小液滴,速度在 $4\sim 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,两方面的因素使得融化层以下的谱密度变宽,该结果与前人的研究基本一致(Gossard, 1994; Duvernoy et al, 1996; Peter et al, 2002)。

另外,从图 3a 可见,在降水过程中大气内部冰水融化层一般处于 $274\sim 275\text{ K}$ 环境温度内。以此为界,从高到低,可看到回波强度谱密度先增强后减弱,这主要是由于冰晶表面刚刚开始融化时,反射能力比同样大小的冰晶大 5 倍,因此会造成回波强度陡然增加。冰晶继续下落至完全融化后,体积变小,水滴降落速度大于同质量的冰晶,因而会形成一个降水粒子数密度的辐散区,对应于图中的强度减弱。同时,还可看到融化层的谱密度的宽度远远大于上层固态降水层和下层液态降水层,为 $-8\sim 14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,Williams 等(2007)认为融化层内有微弱的上升气流和下沉气流,微弱的上升下沉气流使得粒子的径向速度的变化范围变宽。

图 3b 是 20 时,地面已经转变成降雪。从图上看,地面上空的温度已经均 $<273\text{ K}$,融化层消失,地面到 3000 m 高度,速度均匀且比较小,一般在 $1.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,谱密度的宽度较窄,一般为 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,这种特征反映了整个高度层内粒子相态单一,分布均匀,由于此时整个气柱温度都低于 0°C ,因此,可判断该阶段从高空到地面均为冰雪粒子。

对比图 3a 和 3b,可以看出在降雨和降雪两个不同阶段,大气垂直谱密度结构发生了明显变化,降雨阶段在环境温度 $274\sim 275\text{ K}$ 的高度一般存在较明显的回波亮带,回波亮带上下两层粒子径向速度、谱密度的宽度都有明显差异,高层为冰雪粒子,径向速度小,谱密度的宽度窄;低层为液水粒子,径向速度大,谱密度的宽度较宽;而在降雪阶段回波亮带消失,回波谱密度自上向下均匀,谱密度的宽度较窄。

2.3 冰水相态粒子统计特征

前面章节分析认为,风廓线雷达的强度场和速度场数据能够作为区分不同相态粒子的有效依据。

下文利用北京延庆风廓线雷达 2010—2013 年 3 年的降雨和降雪天气条件下垂直径向速度和信噪比数据,统计出两种过程各个高度层的垂直径向速度和信噪比特征量。利用北京延庆站的地面观测资料,选出地面降雨和降雪的天数。雷达位于北京延庆的佛爷顶上,认为地面观测站与雷达站的天气现象一致。其中降雨过程选取层状云降水并达到中雨以上量级,共有 29 d 满足条件的风廓线雷达数据,降雨时段共有 1548 次分钟数据;降雪过程挑选的是地面有积雪,降雪持续时间 >1 h 的情况,共有 25 d 满足条件的风廓线雷达数据,降雪时段共 1412 次分钟数据。观测地点为北京延庆站,可以认为降雪样本为雪花粒子。

图 4a 为 3 年降雨和降雪过程的垂直径向速度统计特征。从图中看出,降雨过程从地面到 3000 m 高度垂直径向速度平均值在 $4.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,标准差约为 $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,变化范围平均为 $3 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;降雪过程径向速度平均值为 $0.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,标准差约为 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,变化范围平均为 $0 \sim 1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。Ralph 等(1995)经过观测研究层状云降水条件下的径向速度特征,利用美国风廓线雷达网的资料,统计出风廓线雷达在降雪时径向速度的范围在 $0.5 \sim 1.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,降雨的范围在 $2.5 \sim 5.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。国内杨馨蕊等(2010)对北京夏季两个月的风廓线雷达资料的研究,得出在稳定性降水条件下径向速度的范围在 $4 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。通过与前人的结论比较,本文利用 3 年的资料统计得到的结果与前人的结论相似,表明在层状云降水条件下,风廓线雷达的径向速度值的大小能够区分降雪和降雨粒子,利用风廓线雷达的径向速度判断降水粒子相态具有较高的应用价值。综上所述,结果表明降雨过程中的垂直径向速度平均值和标准差远大于降雪过程,从垂直径向速度的阈值范围能够区分降雨和降雪过程。在层状云降水,空气对流运动不强烈的条件下,可以将降雨条件下的径向速度阈值界定在 $3 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,降雪条件下的径向速度阈值界定在 $0 \sim 1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

图 4b 为 3 年降雨和降雪过程的信噪比统计特征。图中显示,降雨条件下信噪比统计得到变化范围在 $15 \sim 25 \text{ dB}$,平均值为 18 dB ,标准差为 6 dB ;而降雪条件信噪比范围在 $3 \sim 15 \text{ dB}$,平均值为 9 dB ,标准差为 5 dB 。各个高度信噪比的平均值随着高度增加有所减小,主要是由于风廓线雷达的信号随着高度的增加,信号的强度会相应的减弱。从强度

数据上看,在低层信噪比亦能区分降水的相态,可以将 $15 \sim 25 \text{ dB}$ 界定为降雨条件下信噪比的阈值,将降雪条件下信噪比的阈值定为 $3 \sim 15 \text{ dB}$ 。

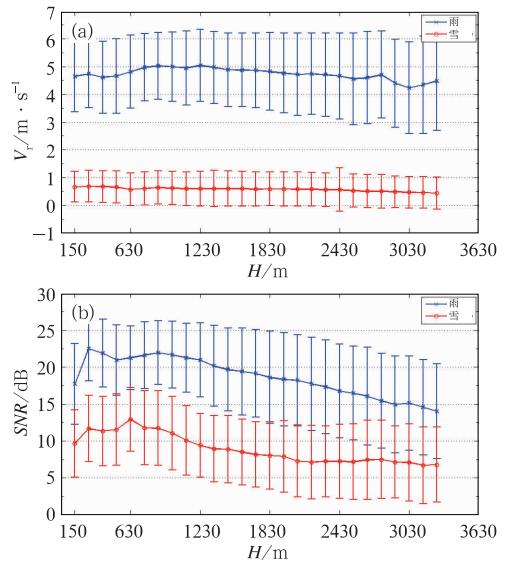


图 4 降雨和降雪过程垂直径向速度和信噪比的平均值和标准差

(a)垂直径向速度, (b)信噪比

Fig. 4 Statistical characteristics of vertical adial velocity (a) and SNR (b) during raining and snowing processes

3 结 论

本文根据不同降水阶段不同相态粒子对应不同的下落速度和回波强度的原理,对北京 2012 年 11 月 3 日多相态降水过程的风廓线雷达观测资料进行初步分析,并对北京延庆风廓线雷达 3 年的数据进行统计分析。得到以下结论:

(1)风廓线雷达的强度和速度产品能够很好地诊断和判别降雨或是降雪的开始和持续的时间。

(2)地面降雨阶段,回波功率密度谱图呈现分层的结构,存在明显的回波亮带,亮带上下两层径向速度、谱密度的宽度和强度均有显著变化,而回波亮带一般位于在 $274 \sim 275 \text{ K}$ 的环境温度融化层。

(3)对比降雨与降雪阶段,回波功率密度谱的垂直结构有明显差异,同时,径向速度、谱宽和回波强度差异显著。垂直径向速度、信噪比能够从速度和强度上作为区分不同相态降水的有效依据,在空气对流运动不强烈的条件下,降雨过程径向速度的范

围在 $3\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 信噪比在 $15\sim 25\text{ dB}$; 降雪过程在 $0\sim 1.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 信噪比在 $3\sim 15\text{ dB}$ 。

本文利用风廓线雷达高时空分辨率的优点, 讨论不同相态降水粒子特征, 使得风廓线雷达在识别降水粒子相态等方面应用有了进一步突破; 然而, 由于本文做了一些近似, 将回波强度近似认为仅仅是降水的回波信号以及近似认为研究中的大气运动速度为 0。这些问题需要在今后的研究中进一步分开探讨。

参考文献

- 董丽萍, 吴蕾, 王令, 等. 2014. 风廓线雷达组网资料初步对比分析. 气象, 40(9):1145-1151.
- 古红萍, 马舒庆, 王迎春, 等. 2008. 边界层风廓线雷达资料在北京夏季强降水天气分析中的应用. 气象科技, 36(3):300-304.
- 黄伟, 张沛源, 葛润生. 2002. 风廓线雷达估测雨滴谱参数. 气象科技, 30(6):334-337.
- 黄钰, 马建立, 阮征, 等. 2013. 2010年夏季北京零度层亮带特征统计. 气象, 39(6):704-709.
- 李晨光, 刘淑媛, 陶祖钰. 2003. 华南暴雨试验期间香港风廓线雷达资料的评估. 热带气象学报, 19(3):269-276.
- 李峰, 施红蓉. 2014. 一次多相态天气过程的风廓线雷达探测资料特征分析. 气象, 40(8):992-999.
- 陶祖钰. 1991. UHF多普勒风廓线雷达资料的初步分析和应用. 气象, 17(1):29-33.
- 阮征, 葛润生, 吴志根. 2002. 风廓线仪探测降水云体结构方法的研究. 应用气象学报, 13(3):330-338.
- 王令, 王国荣, 古月, 等. 2014. 风廓线雷达垂直径向速度应用初探. 气象, 40(3):290-296.
- 王晓蕾, 阮征, 葛润生, 等. 2010. 风廓线雷达探测降水云体中雨滴谱的试验研究. 高原气象, 29(2):498-505.
- 汪学渊, 李栋, 任雅, 等. 2013. 风廓线雷达资料在台风苏拉登陆过程中的应用初探. 气象, 39(11):1431-1436.
- 吴志根. 2012. 边界层风廓线雷达在降水时段中的在线分析应用研究. 气象, 38(6):758-763.
- 杨馨蕊, 马舒庆, 吴蕾. 2010. UHF风廓线雷达降水数据判别方法的比较与评价. 大气科学学报, (5):576-581.
- 钟刘军, 阮征, 葛润生, 等. 2010. 风廓线雷达回波信号强度定标方法. 应用气象学报, 21(5):598-605.
- Duvernoy J, Gaumet J L. 1996. Precipitating hydrometeor characterization by a CW Doppler Radar. J Atmos Ocea Tech, 13(3):620-629.
- Ecklund W L, Gage K S, Williams C R. 1995. Tropical precipitation studies using a 915-MHz wind profiler. Radio Sci, 30(4):1055-1064.
- Gage K S, Williams C R, Ecklund W L. 1994. UHF wind profilers: A new tool for diagnosing tropical convective cloud systems. Bull Amer Meteor Soc, 75(12):2289-2294.
- Gossard E E. 1990. Radar research on the atmospheric boundary layer. Radar in meteorology (A 90-39376 17-47). Boston: Amer Meteor Soc, 477-527.
- Gossard E E. 1994. Measurement of cloud droplet size spectra by Doppler radar. J Atmos Ocea Tech, 11(3):712-726.
- Kim D K, Kim Y H, Chang D E. 2011. A study of microphysical properties within a precipitation system using wind profiler spectra. Asia-Pacific J Atmos Sci, 47(5):413-420.
- Peters G, Fischer B, Andersson T. 2002. Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR). Boreal Environ Res, 7(4):353-362.
- Ralph F M, Neiman P J, Van de Kamp D W, et al. 1995. Using spectral moment data from NOAA's 404-MHz radar wind profilers to observe precipitation. Bull Amer Meteor Soc, 76(10):1717-1739.
- Rogers R R, Zawadzki I I, Gossard E E. 1991. Variation with altitude of the drop-size distribution in steady light rain. Quart J Roy Meteor Soc, 117(502):1341-1369.
- Teshiba M S, Chilson P B, Ryzhkov A V, et al. 2009. A combined wind profiler and polarimetric weather radar method for the investigation of precipitation and vertical velocities. J Atmos Ocea Tech, 26(9):1940-1955.
- Wakasugi K, Fukao S, Kato S, et al. 1985. Air and precipitation particle motions within a cold front measured by the MU VHF radar. Radio Sci, 20(6):1233-1240.
- Wakasugi K, Mizutani A, Matsuo M, et al. 1986. A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra. J Atmos Ocea Tech, 3(4):623-629.
- Wakasugi K, Mizutani A, Matsuo M, et al. 1987. Further discussion on deriving drop-size distribution and vertical air velocities directly from VHF Doppler radar spectra. J Atmos Ocea Tech, 4(1):170-179.
- Williams C R, White A B, Gage K S, et al. 2007. Vertical structure of precipitation and related microphysics observed by NOAA profilers and TRMM during NAME 2004. J Climate, 20(9):1693-1712.