

魏玮,刘黎平,吴翀,等,2019. 杭州“12·05”降雪天气过程的偏振雷达观测分析[J]. 气象,45(9):1248-1261. Wei W, Liu L P, Wu C, et al, 2019. Analysis of dual-polarization radar observation during the 5 December 2015 snowfall process in Hangzhou [J]. Meteor Mon, 45(9):1248-1261(in Chinese).

杭州“12·05”降雪天气过程的偏振雷达观测分析^{*}

魏 玮^{1,2} 刘黎平² 吴 翀² 王红艳² 周 森³

1 成都信息工程大学, 成都 610225

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 杭州市气象局, 杭州 310000

提 要: 国内利用新一代多普勒天气雷达已经开展了较多冬季天气过程的分析研究,但随着国内雷达网逐渐升级到双线偏振雷达,如何将偏振参量应用于冬季业务预报成为了目前需要解决的问题。利用杭州临安 C 波段双线偏振雷达观测的 2015 年 12 月 5 日一次降雪过程资料及地面和探空资料,通过提出的基于零度层亮带识别的降雪相态识别方法和降雪累计时间统计方法,分析了雷达参量、零度层亮带的时空演变及统计的降雪累计时间分布特征,并与地面和探空资料对比,探索了双线偏振雷达在冬季降雪预报中的优势。结果表明:(1)冬季降水相比夏季连续性降水回波强度偏弱;雨、雪的差分反射率因子、相关系数差别不大。(2)零度层亮带在某些方位并不是水平的,大多数情况下为偏离雷达站的不规则环状或者线状,且某些时刻还有垂直零度层亮带存在。(3)降雪累计时间分布与实际降雪厚度分布基本一致,统计方法为地区降雪厚度的估测提供了可能。(4)零度层亮带的演变与地面和探空温度的空间、时间变化一致,相比单极化雷达使用双线偏振雷达观测零度层亮带更加可靠。

关键词: 冬季降雪,双线偏振雷达,相态识别,降雪累计时间统计,零度层亮带

中图分类号: P412

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.09.006

Analysis of Dual-Polarization Radar Observation During the 5 December 2015 Snowfall Process in Hangzhou

WEI Wei^{1,2} LIU Liping² WU Chong² WANG Hongyan² ZHOU Miao³

1 Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

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

3 Hangzhou Meteorological Bureau, Hangzhou 310000

Abstract: Depending on the New Generation Doppler Weather Radar, many studies on winter weather processes have been carried out in China. However, as the radar network in China is gradually upgraded to the dual-polarization radar, how to apply the polarization parameters to winter forecasting operation has become an important issue to be solved at present. Using the identification method of hydrometeor and statistical method of snowfall accumulation time based on bright band identification and the observation data of a snowfall process detected by the C-band dual-polarization radar in Linan on 5 December 2015, this study analyzes the spatio-temporal evolution characteristics of radar parameters, bright band and the distribution of snowfall accumulation time associated, and compares the analysis results with the ground and radiosonde data, preliminarily exploring the advantages of the dual-polarization radar in winter snow

^{*} 浙江省重大科技专项(2017C03035)资助

2018年7月4日收稿; 2019年1月17日收修定稿

第一作者:魏玮,主要从事双线偏振雷达资料分析方法研究. Email:weiweideyxa@163.com

通信作者:刘黎平,主要从事雷达气象学研究. Email:liulip@cma.gov.cn

forecast. The results indicate that: (1) The echo strength of winter rainfall is weaker than that of continuous precipitation in summer. The differential reflectivity factor and the correlation coefficient between rain and snow is not significant, making it difficult to identify the winter hydrometeor with the fuzzy logic method. (2) The bright band in this process is an irregular ring or linear shape that deviates from the radar station. It is not horizontal at some spots, and sometimes there is a vertical bright band. (3) The distribution of snowfall accumulation time, obtained by the proposed method of hydrometeor identification and the method of snowfall accumulation time statistics, is basically consistent with the observed snow depth distribution. These methods provide a possibility for estimating snow depth in some regions. (4) The evolution of bright band is corresponding with the spatio-temporal changes of the ground and radiosonde temperature. Compared with the single-polarization radar, it's more reliable to identify bright band using the dual-polarization radar.

Key words: winter snowfall, dual-polarization radar, hydrometeor identification, snowfall accumulation time statistics, bright band

引 言

暴雪是我国冬季主要气象灾害之一,除东北、西北和华北地区外,南方的浙江、湖南等省份也会受到影响。2008年1月受冷暖空气作用,我国江西、安徽、广西等20个省(区)发生了雨雪冰冻灾害,造成重大损失。据民政部门统计,受灾人口超过1亿,因灾死亡129人,直接经济损失达1516.5亿元人民币。仅仅依靠常规雷达获取的反射率因子(Z_H)、径向速度(V)和速度谱宽(W)数据难以准确识别降水粒子相态,也对降雪、结冰的监测、预警和预报提出了很大挑战。自Seliga and Bringi(1976)提出双线偏振理论以来,双线偏振雷达在世界范围内得到广泛研究和应用。该雷达可以发射并接收两种极化方向相互正交的电磁波,具有测量不同偏振方向上回波功率和相位的功能。除获取常规雷达参量外,还能探测差分反射率因子(Z_{DR})、差传播相移(Φ_{DP})、差传播相移率(K_{DP})、相关系数(ρ_{HV})等与降水粒子相关的参量(曹俊武和刘黎平,2007;张林和杨洪平,2018),这些参量的加入使得识别降雪变得相对容易。

早期,双线偏振雷达主要应用于夏季天气过程的分析研究。Ryzhkov et al(2005)利用双线偏振雷达研究产生龙卷超级单体的结构特征,发现代表碎片(龙卷从地面卷起的碎石片等)的回波区。Park et al(2009)结合双线偏振雷达参量、零度层亮带以及可变的参量权重对粒子相态进行识别,得到更可靠的夏季识别结果。Zhang et al(2001)研究了使用双线偏振雷达估计夏季降雨率和水滴大小分布的方

法。冬季与夏季天气过程有较大差别,夏季降水粒子主要为毛毛雨、雨、冰雹等,冬季则主要为冰晶、干雪、湿雪、冻雨等(Schuur et al,2003)。夏季天气过程一般温度等结构层次分布清晰,而有些冬季冷空气较为活跃,天气过程复杂多变,观测和分析研究都相对困难(黄志萍和任广成,2015)。Rasmussen et al(1999;2003)研究实时的双线偏振雷达反射率因子与降雪量之间的关系,对降雪开展临近预报研究。Schuur et al(2011)专门对冬季粒子相态识别做了方法分析,引入了快速更新循环模式(RUC),模糊逻辑算法配合使用空间分布的湿球温度,获得可靠的冬季相态识别结果。

目前,国内双线偏振雷达主要应用于强对流天气中的降水粒子相态识别、雷电探测、龙卷和冰雹过程的观测等(陈程等,2014)。刘黎平等(1996)、郭凤霞等(2014)用双线偏振雷达研究了云内降水粒子相态及尺度的空间分布。张鸿发等(2001)利用C波段双线偏振雷达 Z_H - Z_{DR} 分布边界关系对雹云回波进行降雹分析并给出了观测和识别冰雹的研究结果。何宇翔等(2010)、刘亚男等(2012)利用国内研制的车载X波段双极化多普勒雷达探测资料加上探空环境温度,建立了夏季降水粒子相态模糊逻辑识别算法。上述研究大多数是双线偏振雷达应用于夏季天气过程中,在国内也有一些利用新一代多普勒天气雷达对冬季降雪过程的分析研究。如梁卫芳等(2006)对青岛2005年一次中到大雪过程进行了综合分析,总结出本地降雪部分特征。东高红等(2007)分析了华北地区一次大雪天气过程的多普勒雷达特征,证实了中尺度逆切变和冷锋的存在及其

与强降雪的对对应关系。裴宇杰等(2012)分析了2009年晚秋河北特大暴雪的多普勒雷达特征,指出此次大暴雪过程可分为切变线回流降雪和西风槽降雪两个阶段。但是应用双线偏振雷达对冬季过程的研究很少。由于我国的新一代多普勒气象业务雷达开始升级到双线偏振雷达,如何将偏振参量应用于冬季业务预报成为了目前需要解决的问题。

本文提出了基于零度层亮带(下文简称亮带)识别的降雪相态识别方法和降雪累计时间统计方法,初步分析了2015年12月5日临安C波段双线偏振雷达探测到的一次降雪过程中雷达参量、亮带的时空演变特征,同时统计了本次过程的降雪累计时间,并将结果与地面和探空资料对比分析,初步探索了双线偏振雷达在冬季降雪预报中的优势。

1 资料与方法

1.1 资料选取和雷达资料预处理

2015年12月5日杭州经历了一次降雪过程,市区普遍出现大雪,山区则为暴雪,到次日凌晨降雪强度减弱,过程基本结束。杭州部分区县(临安、余杭等)发出暴雪蓝色预警,观测到的最大降雪厚度达13 cm。研究选取从2015年12月5日08时至6日08时(北京时,下同)杭州临安C波段双线偏振雷达探测该过程的雷达基数据。雷达座落于临安大明山(30.0286°N、119.002°E),海拔高度为1.512 km,工作频率为5.62 GHz,距离分辨率为125 m,最大探测距离为370 km(本文使用距离150 km)。雷达采用改进的VCP21扫描模式,仰角分别为0.0°、0.5°、1.5°、2.4°、3.5°、4.5°、6.0°、7.5°、9.0°,该模式能获得更接近地面的观测结果。同时,还使用了雷达观测范围内57个国家地面气象观测站(时间分辨率为5 min)和1554个区域自动气象观测站(时间分辨率为10 min)资料。其中,日积雪深度、日积雪雪压等仅由国家地面气象观测站提供,时间分辨率为24 h(每日08时记录一次)。探空资料来自于杭州和衢州站,时间分辨率为12 h(每日08和20时各探测一次)。此外,还有根据地面气象数据(温度、风速、风向等)由MICAPS制作的1°×1°客观分析资料。

为了验证雷达反射率因子定标的准确性,将杭州临安雷达的探测量 Z_H 与相距80 km的黄山多普勒天气雷达进行定量化对比。分别选用了两部雷达

2015年12月5日内40个体扫时间最为接近的数据,将体扫重叠区域上的 Z_H 插值到同一坐标系上,统计出频次分布图(图1a)。结果显示两部雷达的 Z_H 均值差为-0.56 dBz,标准差为5.59 dBz,相关系数为0.64,临安雷达 Z_H 定标较为准确。对于 Z_{DR} 的定标,由于临安雷达没有提供垂直指向的观测结果,选取了干雪雷达资料统计 Z_{DR} 与信噪比(SNR)关系(图1b)。图中 $SNR > 7$ dB时, Z_{DR} 均值接近于0 dB,证明了 Z_{DR} 数据的可靠性。考虑到C波段双线偏振雷达的雨滴衰减问题,使用式(1)和式(2)对 Z_H 、 Z_{DR} 进行了衰减订正(胡志群等,2014;吴林林等,2015)。而对于 ρ_{HV} 则使用式(3)对SNR的影响进行了订正(Schuur et al, 2003)。

$$Z_H^{(cor)} = Z_H + 2 \int_0^r A_H(s) ds \quad (1)$$

$$Z_{DR}^{(cor)} = Z_{DR} + 2 \int_0^r A_{DP}(s) ds \quad (2)$$

式中, $Z_H^{(cor)}$ 、 $Z_{DR}^{(cor)}$ 为订正值, r 为到雷达中心距离(单位: km), $A_H = a_1 K_{DP}$, $A_{DP} = a_2 K_{DP}$,系数 a_1 、 a_2 分别取0.054和0.0157。

$$\rho_{HV}^{(cor)} = \rho_{HV} (1 + \frac{1}{snr}) \quad (3)$$

式中, $\rho_{HV}^{(cor)}$ 为订正值, $snr = 10^{0.1 SNR(dB)}$ 。

1.2 相态识别方法和降雪累计时间统计方法

本文使用双线偏振雷达参量识别出亮带的空间位置、结构,在此基础上提出了结合地面气象观测站及探空站数据的降雪相态识别方法和降雪累计时间统计方法。考虑到冬季降雪过程与夏季降雨过程的差别,特别是亮带高度变化的不均匀,因此将降雪过程中降水粒子相态分为干雪、湿雪、雨和冻雨几种类型。方法具体步骤如下:

(1) 各仰角层亮带识别。 Z_{DR} 能够反映融化物之间碰并聚合所导致的水平尺度变大的特征,较低的 ρ_{HV} 能够反映冰水相态混合的特征, Z_H 与上述两种偏振参量结合,亮带的识别将更加可靠。夏季亮带的参量特征一般为 $Z_H \geq 30$ dBz、 $Z_{DR} \geq 0.8$ dB、 $\rho_{HV} \leq 0.97$ (Park et al, 2009; 曹俊武等, 2006),本文参考夏季亮带识别方法,对相关识别指标进行修改。通过对2015年12月5日和2016年1月22日杭州两次降雪天气过程的统计,确定冬季亮带识别参数为 $Z_H \geq 22$ dBz、 $Z_{DR} \geq 0$ dB、 $\rho_{HV} \leq 0.94$ 。对每一仰角层使用该参数逐库进行识别后,将分布特征存储在三维球坐标系下。最终,基本确定亮带的整体位

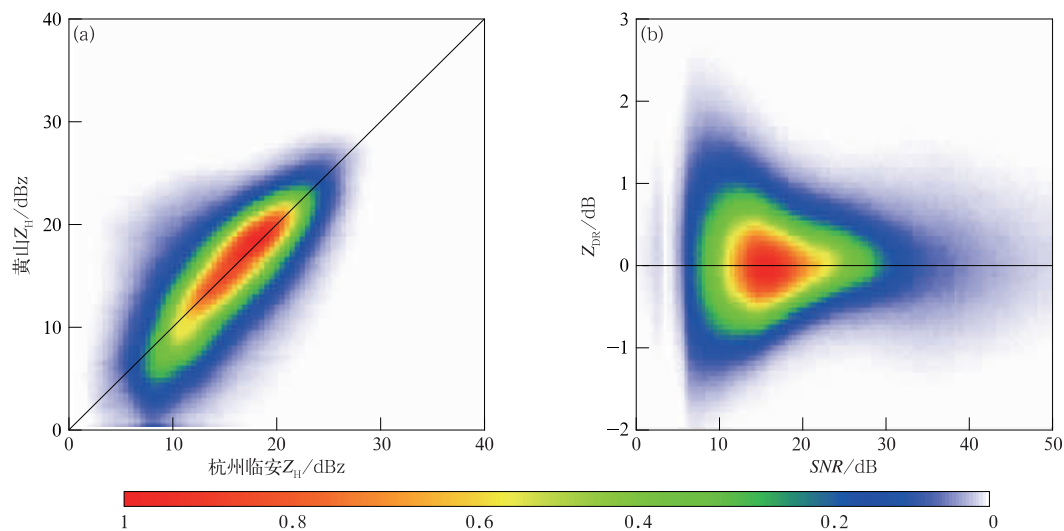


图 1 2015 年 12 月 5 日临安双线偏振雷达 Z_H (a) 和 Z_{DR} (b) 定标结果
(概率分布图: 数值越大, 点数越多)

Fig. 1 Calibration results of Z_H (a) and Z_{DR} (b) from Linan dual-polarization radar on 5 December 2015
(Probability distribution; the bigger the value, the more points)

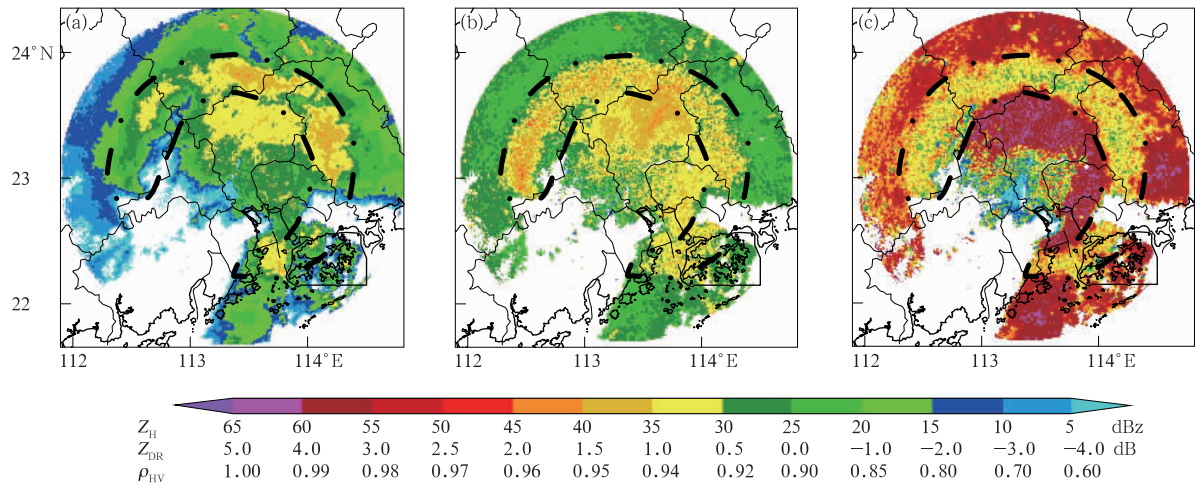


图 2 2016 年 6 月 4 日 15:42 广州雷达 2.4° 仰角 Z_H (a), Z_{DR} (b) 和 ρ_{HV} (c)
(点划线内为以雷达为中心的环形零度层亮带)

Fig. 2 PPI of Z_H (a), Z_{DR} (b) and ρ_{HV} (c) in 2.4° elevation from Guangzhou Radar at 15:42 BT 4 June 2016
(The dotted line is the bright band that is radar-centered ring)

置和结构。

(2) 亮带底高、顶高获取。当夏季温度场的水平分布较为均匀时,亮带高度变化不大,雷达以固定仰角扫描时在回波图中呈现以雷达为中心的圆环或者半圆环(图 2)。此时,亮带高度信息相对容易获得,即逐径向将其空间位置保存在方位和高度组成的二维数组内,再通过一定的平滑得到对应的底高和顶高信息。而由于冬季降雪过程温度场的水平分布很不均匀,亮带呈现不同的形态,导致单一径向上

空间高度变化很大,不能再使用夏季的逐径向方法。为此,将三维球坐标系下的亮带分布映射到以经度、纬度、高度为轴的笛卡尔坐标系下,再对水平和垂直空间以特定分辨率进行格点化。随后选取每一水平格点附近的格点区域,通过统计方法获得格点对应的亮带底高、顶高,采用这种方法主要是考虑到雷达数据的垂直分辨率较低对亮带识别的影响。

(3) 空中降水粒子相态识别。根据亮带识别结

果,对雷达每一仰角层逐径向识别粒子相态。在识别某个库的粒子相态时,若存在亮带底高、顶高,将该库高度与亮带高度相比较。当库高度低于底高时,该库内粒子相态为雨;库高度在底高、顶高之间时,库内粒子相态为湿雪;库高度高于顶高时,库内粒子相态为干雪。若没有亮带高度信息,需要借助探空温度来判断零度层位置。若零度层在雷达观测范围之下,库内相态被认为是干雪;在观测范围之上,被认为是雨。最终,确定各仰角层内降水粒子相态分布。

(4) 地面降水粒子相态识别。地面相态识别是通过地面温度对最接近地面的雷达 0.0° 仰角层相态识别结果进行校准后综合分析得到。将雷达覆盖区内 1611 个地面气象观测站温度数据进行水平插值处理,获取每个雷达库对应的地面温度。在识别地面某处相态时,若地面温度 $>0^\circ\text{C}$ 且对应空中相态为雨,则该处的地面相态判断为雨;反之,若地面温度 $<0^\circ\text{C}$ 且对应空中相态为雪,则相态判断为雪。当空中相态与地面温度不一致时,有如下两种情况:若地面温度 $>0^\circ\text{C}$ 且对应空中相态为雪,则有可能雷达观测范围以下存在亮带,地面相态判断为雨;地面温度 $<0^\circ\text{C}$ 且对应空中相态为雨,此时雨水可能降落到地面前再次冻结,形成冻雨。

(5) 降雪累计时间统计。降雪累计时间指的是给定的数据时段内,通过以上地面降水粒子相态识别方法某区域被认定为雪区的次数与雷达单个体扫持续时间的乘积。降雪累计时间越长,降雪厚度可能越厚。

2 天气形势

12月5日08时高空天气图上,500 hPa(图3a)

有一冷温槽配合的高度槽东移南压。浙北地区为槽前西南暖平流。到20时,高空槽进一步加深东移到华中地区,浙北上空中高层为强劲的西南风。700 hPa(图3b)上的低涡切变在高空槽的驱动下向东北方向移动,在20时切变移至江苏中部,浙北地区处于冷切南侧。低涡切变带来的辐合是导致这次降水降雪过程的主要影响系统。同时,700 hPa上西南急流核最大达到 $26\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,强劲的西南急流带来了持续且丰富的水汽和能量供应。急流核上从郴州、邵武到杭州、衢州存在 $4\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的风速堆积,且急流核左侧的气旋式辐合叠加在槽前辐合上,导致辐合进一步增强。另外, 30°N 以北有西北风带动弱冷空气南下,一方面使西南急流从08—20时南压近200 km,这使得浙北地区正好处在急流轴的左侧100 km左右,极易产生强降水,另一方面随着低涡后部补充进来的冷空气使中层降温,为降雪创造了一定的条件。

850 hPa(图3c)上,低涡切变继续东移,但该层的切变强度明显弱于700 hPa。从温度分布来看,浙北地区温度偏高,从08时 0°C 至20时 -1°C ,仅下降 1°C ,但是考虑到700~850 hPa的中低层为一近似等温层,这种稳定的温度层结有利于降水粒子维持固态。同时,浙西北上游的黄山—天目山脉地面气温为 0°C 或以下,较平原已经偏低,而上海南汇存在一支东北风,其在低涡后部转为偏西风至西南风时,有可能将山区的低温冷堆吹向其东侧即平原地区,临安和杭州市区正好处于山脉下游,这也许导致了边界层和地面气温的进一步降低。同时,5日上午持续了一定量的小雨天气,在冷水滴下曳过程中的蒸发冷却也使得地面继续降温,杭州的地面2 m气温从08时 5°C 降低至14时 3°C 。从中午起,降雨逐渐转变为混合态的雨夹雪,地表温度继续降

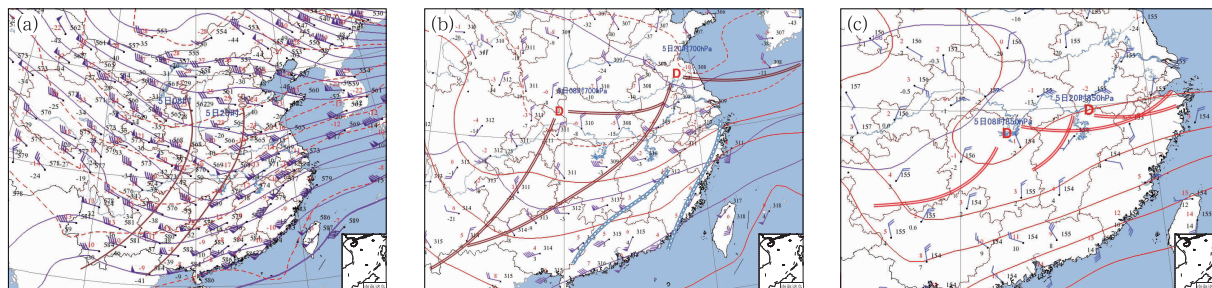


图3 2015年12月5日08时和20时500 hPa(a)、700 hPa(b)、850 hPa(c)高空天气图

Fig. 3 High-level synoptic chart at 500 hPa (a), 700 hPa (b) and 850 hPa (c)

at 08:00 BT and 20:00 BT 5 December 2015

低。到17时,地表温度从11时的 6.4°C 骤降至 0°C ,此时混合态降水开始转化为纯固态降雪。

3 双线偏振雷达降雪相态识别及参量特征分析

3.1 零度层亮带识别和演变特征

杭州此次冬季天气过程从12月4日20时左右开始发展,持续到6日01时左右基本结束。本节利用提出的识别方法确定了5日08:17、13:31、19:05雷达 0.0° 和 0.5° 仰角层内的亮带分布特征(图4),并区分冷区(温度 $<0^{\circ}\text{C}$ 、雪区)、暖区(温度 $>0^{\circ}\text{C}$ 、雨区)。与夏季以雷达为中心的圆环或半圆环的亮带相比,本次冬季天气过程受冷暖空气推进、过程演变的影响,亮带结构出现较大差异。在08:17, 0.0° 仰角层(图4a)内雷达站以南约6 km处有一条狭长且东西分布的亮带,南部橘黄色区域为暖区,北部蓝色

区域为冷区,此时温度水平分布很不均匀。随着雷达仰角抬高, 0.5° 仰角层(图4b)内呈现为顺时针旋转 90° 的“D”形结构,并伴随暖区减小,冷区扩大。到13:31, 0.0° 仰角层(图4c)内的亮带已经发展成与08:17在 0.5° 仰角层(图4b)内类似的“D”形结构。而相比08:17的 0.0° 仰角层(图4a)内分布特征,冷区向南拓展,暖区减小。 0.5° 仰角层(图4d)内亮带为中间镂空的不规则形状,冷区扩大到距离雷达站130~150 km的东南部。到19:05,图4e,4f中暖区已经消失。 0.0° 仰角层内亮带与冷区均分雷达扫描的圆形区域,呈南北对称的半圆形结构,此时雷达站以南温度水平分布趋于均匀。综上所述,亮带基本维持在雷达站南部,形态多变。从三个时刻推断亮带高度下降,雷达站南部地区可能出现降温。

在图4相同时刻向雷达站 355° 、 160° 方位角做亮带、暖区、冷区垂直分布图(图5),进一步分析亮带的空间变化与地面温度变化的关系。选取方位角

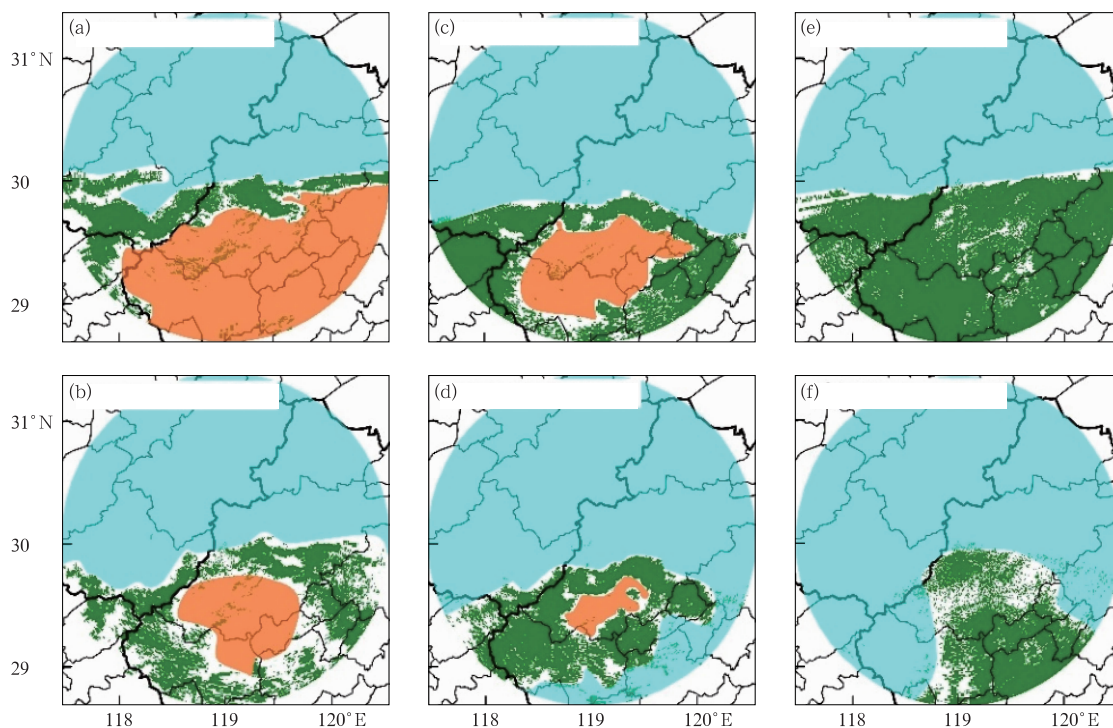


图4 2015年12月5日08:17(a,b)、13:31(c,d)和19:05(e,f)临安雷达 0.0° 仰角(a,c,e)和 0.5° 仰角(b,d,f)内零度层亮带、暖区(温度 $>0^{\circ}\text{C}$,雨区)、冷区(温度 $<0^{\circ}\text{C}$,雪区)分布
(绿色:零度层亮带,蓝色:冷区,橘黄色:暖区)

Fig. 4 Distributions of bright band, warm area (temperature $>0^{\circ}\text{C}$, rain area) and cold area (temperature $<0^{\circ}\text{C}$, snow area) at 0.0° (a, c, e) and 0.5° (b, d, f) elevation at 08:17 BT (a, b), 13:31 BT (c, d) and 19:05 BT (e, f) 5 December 2015
(The green is bright band, the blue is cold area, the orange is warm area)

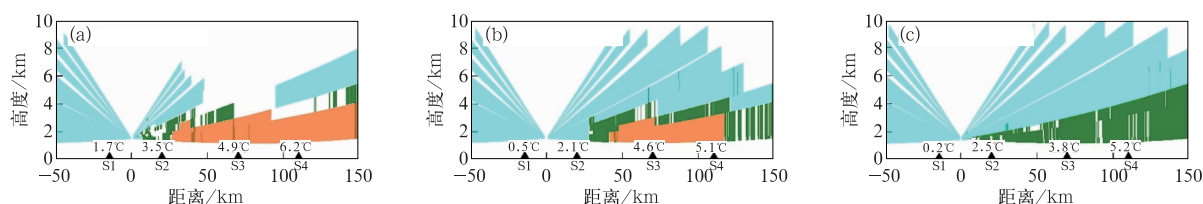


图5 2015年12月5日08:17(a)、13:31(b)和19:05(c)临安雷达160°和355°方位角内零度层亮带、暖区(温度 $>0^{\circ}\text{C}$ 、雨区)、冷区(温度 $<0^{\circ}\text{C}$ 、雪区)垂直分布

(正值:160°方位角,负值:355°方位角;绿色:零度层亮带,蓝色:冷区,橘黄色:暖区)

Fig. 5 Vertical distributions of bright band, warm area (temperature $>0^{\circ}\text{C}$, rain area) and cold area (temperature $<0^{\circ}\text{C}$, snow area) at 160° and 355° azimuth at 08:17 BT (a), 13:31 BT (b) and 19:05 BT (c) 5 December 2015

(The positive is 160° , the negative is 355° ; the green is bright band, the blue is cold area, the orange is warm area)

附近4个区域自动气象观测站观测的温度作为辅助分析资料,站点分别为距离雷达站12.5 km的瑞晶洞站(S1, 30.0978°N , 119.0981°E)、20 km的张家村站(S2, 29.9181°N , 119.0872°E)、70 km的岭后站(S3, 29.4906°N , 119.2017°E)和110 km的兰塘站(S4, 29.11°N , 119.21°E)。在08:17(图5a), 160° 方位角上距离雷达站约20~25 km有一条从3 km高度向下延伸到雷达观测最低高度的垂直亮带,该类型与Stewart(1992)分析冬季风暴降水粒子过渡区结构时给出的模型相似,而通过冷暖区分布可知垂直亮带南北两侧间的温度差较大。在距离雷达站25~150 km有一条跟垂直亮带相连并与水平存在一定角度的亮带,离雷达越远,高度越高,说明温度水平分布并不均匀。此时,自动气象观测站S2与S3、S3与S4上空对应的亮带高度差(平均高度差,下同)分别为1.5、0.4 km,由于站点S2上方垂直亮带底高较低,导致与S3的高度差偏大,站点间的温度差分别为1.4、1.3 $^{\circ}\text{C}$ 。到13:31(图5b),亮带南移至距离雷达站30 km处,30~40 km同样存在垂直亮带,40~150 km仍有一条倾斜的亮带与其相连。此时,S2上空亮带消失,温度明显降低,与S3的温度差增大到2.5 $^{\circ}\text{C}$,证明了垂直亮带两侧较大温度差的存在。S3与S4的亮带高度差减小到0.2 km,温度差也伴随减小到0.5 $^{\circ}\text{C}$,温度水平分布变得相对均匀。到19:05(图5c), 160° 方位角上垂直亮带和暖区消失,亮带移回雷达站附近。S2上空又有亮带出现,且温度有所升高,与S3间的亮带高度差和温度差分别减小到0.4 km和1.3 $^{\circ}\text{C}$ 。S3与S4的亮带高度差和温度差分别增大到0.5 km和1.4 $^{\circ}\text{C}$ 。通过分析可知不同位置间的亮带高度差与

地面温度差变化一致。在本次过程中雷达站北部未观测到亮带,南北温度差一直保持很大,呈现南高北低的状态,通过站点S1和S2等观测的地面温度也证实了该现象。此外,亮带高度与地面温度分布也基本一致,温度高处,亮带高度越高。特别说明,在图5a中距离雷达70~130 km亮带出现断裂,这是由于该区域融化特征较轻,且SNR值较小,预处理时用信噪比对 ρ_{HV} 订正使得融化特征人为的消失,并非整块区域气温均低于 0°C 。

3.2 零度层亮带演变与地面、探空资料对比

从双线偏振雷达参量的时空变化能够判断亮带的发展趋势,将参量与地面、探空观测结合,分析亮带与温度随时间变化的关系。选取距离雷达站分别为40 km的淳安站(雷达站南部, 29.6167°N , 119.0167°E)和90 km的安吉站(雷达站北部, 30.6333°N , 119.7°E)两个具有代表性的国家地面气象观测站。根据地面气象观测站与雷达站的位置关系计算对应方位和距离,从而获取不同高度处的雷达参量值。将特定时段内参量值组合,便得到站点上空未经插值的廓线图(图6)。在雷达站南部,温度变化频繁(图6d),淳安在10—12时、12—14时及14时至次日01时经历了3次先降低后升高的温度波动。前两次变化幅度在0.5 $^{\circ}\text{C}$ 以内,而14时后在9 h内持续降温,幅度达2 $^{\circ}\text{C}$,在22—23时出现最低气温2.6 $^{\circ}\text{C}$ 。由于温度始终保持在 0°C 以上,该站未出现降雪现象。在廓线图6a~6c中,分析雷达参量的时空变化并识别亮带后发现,亮带在对应的时段内同样出现了3次先降低后升高的高度波动。前两次高度变化幅度在1.5 km以内,而14时至次日

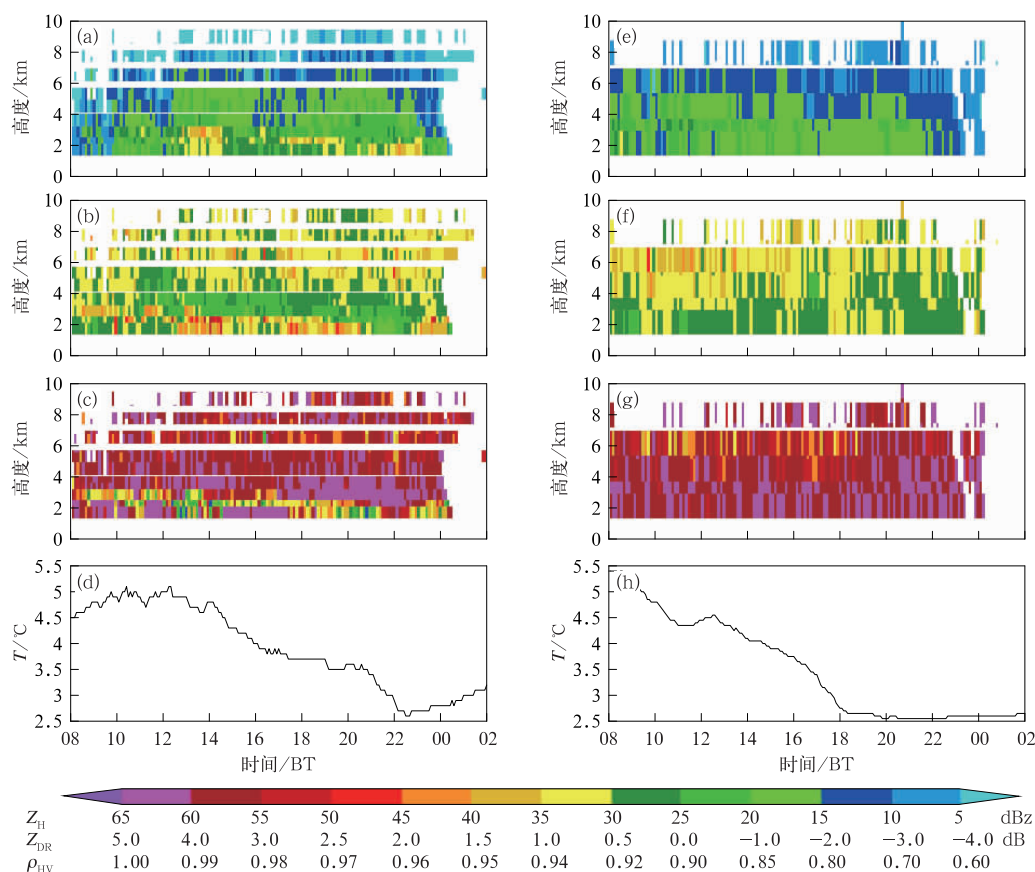


图6 2015年12月5日08时至6日02时淳安(a,b,c,d)和安吉(e,f,g,h)地面气象观测站上方 Z_H (a,e)、 Z_{DR} (b,f)、 ρ_{HV} (c,g)及探测的温度(d,h)廓线

Fig. 6 Profiles of Z_H (a, e), Z_{DR} (b, f), ρ_{HV} (c, g) above Chun'an (a, b, c, d) and Anji (c, d, e, f) meteorological observation stations and temperature (d, h) detected from 08:00 BT 5 to 02:00 BT 6 December 2015

01时高度波动最大,幅度超过1.5 km,在温度最低的22—23时亮带从雷达探测范围内消失。

在雷达站北部,图6h中08—18时安吉地面温度从5.8℃降低到0.5℃左右,该时段内站点上空应有亮带存在,以降雨或雨夹雪为主。到18时后温度又有小幅下降(接近0℃),地面逐渐转为纯降雪,亮带消失。而图6e和6f中站点上空雷达并没有探测到亮带,这是由于雷达观测与地面存在1~2 km的高度差,可能安吉上空的亮带已经位于雷达观测高度以下。

选取距离雷达站115 km的衢州(雷达站南部,28.9942°N、118.8908°E)和113 km的杭州(雷达站北部,30.2258°N、120.165°E)两个探空站,同样计算不同时刻、不同高度雷达探测的 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 参量局部均值,最终得到垂直廓线图(图7)(Wang et al, 2016)。从衢州探空站上方廓线图(图7a~7c)分析,在

08:37,2~3 km存在亮带,随后融化特征越来越明显。而从17:43开始,2~3 km高度的融化特征开始减弱,亮带高度逐渐下降。到20:27,2~3 km高度的亮带消失,其高度已经降到1.5 km左右。在衢州探空站温度廓线图7d中,由于亮带一般在零度层附近(庄薇等,2013;曹杨等,2018),08时亮带高度约在3 km左右。到20时,站点上空零度层高度降低,亮带高度也下降到2 km以下,此结果与使用雷达资料分析一致。由于地面温度一直维持在5℃左右,站点不会降雪。

从杭州探空站上方廓线图(图7e~7g)分析,08:17—20:27,雷达并没有探测到亮带。而在温度廓线图(图7h)中,08时亮带高度低于1 km,处在雷达扫描范围以下,根本观测不到融化特征,出现与图6中安吉地区相同情况。由于地面温度较高,此时站点仍以降雨为主。到20时地面温度已经降到0℃

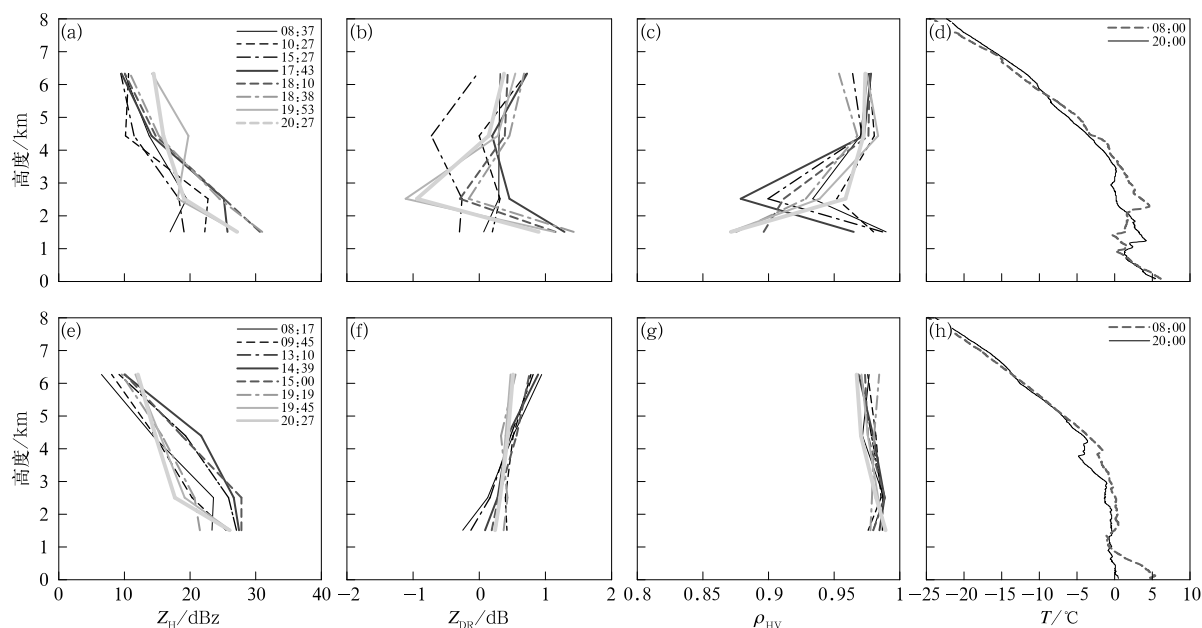


图 7 2015 年 12 月 5 日衢州(a,b,c,d)、杭州(e,f,g,h)探空站上方在不同时刻的 Z_H (a,e)、 Z_{DR} (b,f)、 ρ_{HV} (c,g) 及探测的温度垂直廓线(d,h)

Fig. 7 Vertical profiles of Z_H (a, e), Z_{DR} (b, f), ρ_{HV} (c, g) at different time above Quzhou (a, b, c, d) and Hangzhou (e, f, g, h) rawinsonde stations and temperature (d, h) detected on 5 December 2015

附近,亮带完全消失,站点出现降雪。

3.3 降雪过程回波的时空变化特征

2015 年 12 月 4 日 20 时左右在雷达站西南部开始出现降水回波,此后不断发展加强并向东移动,到 5 日 08 时天气过程已覆盖杭州地区。选取与图 4 相同时刻雷达 0.0° 仰角 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 回波及相近时刻的温度分布(图 8),分析不同降水(3.1 节已区分降水类型)回波特征和演变。在 08:17(图 8a~8c),雪区内 Z_H 回波分布均匀、连续,维持在 35 dBz 以下,回波顶高(ET)约为 2.1 km, Z_{DR} 值不超过 1 dB,且大部分数值在 0~0.5 dB, ρ_{HV} 值在 0.98 左右。从地面温度(图 8d)分析,雪区对应的地面温度较高,雪花在低空融化,此时地面主要为降雨或雨夹雪。雨区的 Z_H (<30 dBz)和 ET(约为 1.4 km)均低于雪区,而两区域的 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 取值范围基本相同。 Z_H 主要与粒子的数密度、粒子直径等相关。在瑞利散射条件下,相同半径的冰粒子的复折射指数小于水滴,散射能力仅为水滴的几分之一。但由于冰晶或雪完全融化后,受表面张力的作用,迅速转变成球形水滴,降落速度增加,使得单位体积内降水粒子数

目减少。从而相比雨区,干雪区有更浓的粒子数密度和更大的后向散射截面,导致干雪区的 Z_H 超过雨区。到 13:31(图 8e~8g),亮带从雷达站附近向南移动约 30 km,其和雪区范围均扩大。雷达站以东 50 km 内的局部雪区 Z_H 值增大至 30~35 dBz, ET 升高到约 2.3 km,降水强度有所增强。雷达站以北地面温度(图 8h)普遍降低,临安先于杭州主城区开始降雪。南部雨区逐渐缩小,但强度增强, Z_H 最小值增大至 15 dBz 以上, ET 升高到约 2.9 km 并超过雪区。到 19:05(图 8i~8k),亮带又向北移回雷达站附近,并发展到雷达站以南 0.0° 仰角层的所有区域。雪区 Z_H 值减小到 30 dBz 以下, ET 降低至约 2 km,降水强度减弱。雷达站北部大部分地区温度(图 8l)已经降到 0°C 左右,地面降雪区域扩大。雷达观测范围内雨区消失,而从地面温度分析,站点南部地面仍持续降雨。19:05 以后,雷达站南北地区呈现完全不同的降水类型,站点以北降雪,以南则降雨。随着天气过程发展,到 21 时雷达探测到过程回波后边界,并不断向东移动。到 23 时回波后边界经过雷达站,过程逐渐减弱、结束。由于冰晶和雪片与水滴散射能力的差异,导致雪的回波强度比夏季

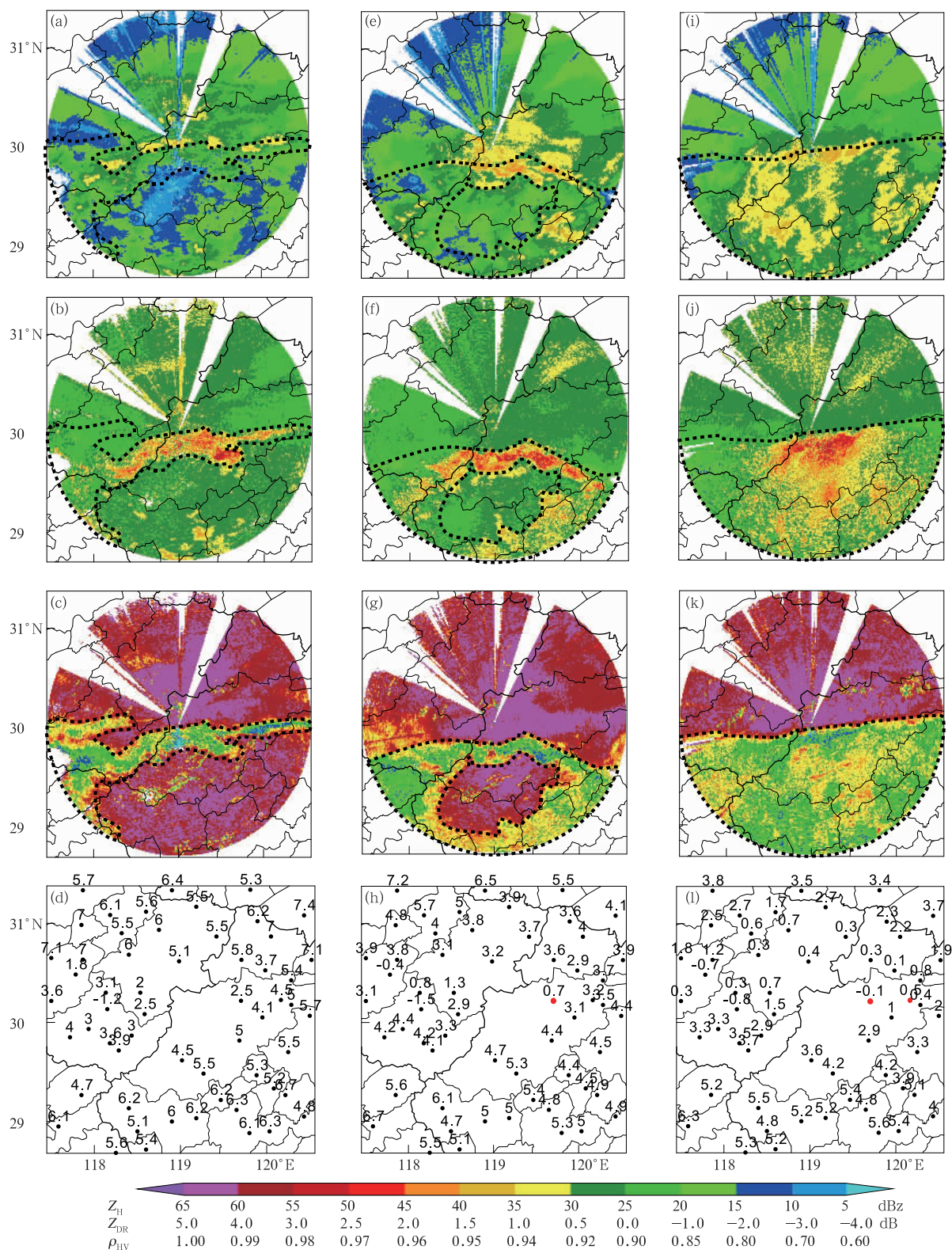


图8 2015年12月5日08:17(a,b,c,d)、13:31(e,f,g,h)和19:05(i,j,h,l)临安雷达0.0°仰角 Z_H (a,e,i)、 Z_{DR} (b,f,j)、 ρ_{HV} (c,g,k)及地面温度分布(d,h,l)
(黑虚线内为零度层亮带)

Fig. 8 PPI of Z_H (a, e, i), Z_{DR} (b, f, j), ρ_{HV} (c, g, k) from Linan Radar at 0.0° elevation and distributions of temperature (d, h, l) on the ground at 08:17 BT (a, b, c, d), 13:31 BT (e, f, g, h) and 19:05 BT (i, j, h, l) 5 December 2015
(The black dotted line is bright band)

连续性降水回波弱。冬季气温较低,热力条件较差,不利于云体的对流生长,所以相比夏季降水 ET 也普遍较低。

定量分析双线偏振雷达参量均值的时空变化特征,有助于充分了解本次冬季降雪过程。在雷达站南北选取 $28.7^{\circ}\sim 29.6^{\circ}\text{N}$ 、 $118.5^{\circ}\sim 119.75^{\circ}\text{E}$ (区域 1)、 $30.03^{\circ}\sim 31.0^{\circ}\text{N}$ 、 $119.01^{\circ}\sim 120.0^{\circ}\text{E}$ (区域 2) 两块固定区域,计算天气过程中在 0.0° 、 0.5° 、 1.5° 、 2.4° 和 3.5° 仰角层两区域内 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 和 ET 的平均廓线(图 9)。在区域 1(图 9a~9d)内,5 日 08—10 时低仰角层内主要降水粒子为雨, Z_H 较小(<20 dBz), ET 较低(<2 km),降雨强度较弱。从 10 时开始,在 0.0° 和 0.5° 仰角层内出现明显雨雪转换过程,导致 ρ_{HV} 波动较大。随着过程发展,到 19 时雷达观测范围内雨区消失,亮带发展到雷达站以南整

个 0.0° 仰角层内。此时在亮带之上, Z_H 随高度升高逐渐减小,而 Z_{DR} 增大, ρ_{HV} 变化不明显,该特征说明雷达高仰角探测到的降水粒子主要是以长短轴之比较高的冰晶为主(Marzano et al, 2008)。21 时后低仰角层 Z_H 、 Z_{DR} 突然减小,可能是亮带持续下降,雷达从开始观测到的亮带中部逐渐变为其上部(雪融化成湿雪的过渡区),该位置内粒子垂直尺度大于水平尺度所致。区域 1 内 ET 维持在 3.5 km 以下,稍高于北部雪区。当天气过程减弱时, Z_H 和 ET 减小(6 日 01 时降到 1.5 km 左右)。

在区域 2(图 9e~9h)内主要观测为雪和冰晶,当高度升高时, Z_H 逐渐减小, Z_{DR} 逐渐增大, ρ_{HV} 变化不大,出现与南部亮带之上相同的参量垂直分布特点,即高空冰晶,低空干雪。在 5 日 16 时之前各层 Z_H 存在小幅波动,且各层间 Z_{DR} 差别较大,可能与

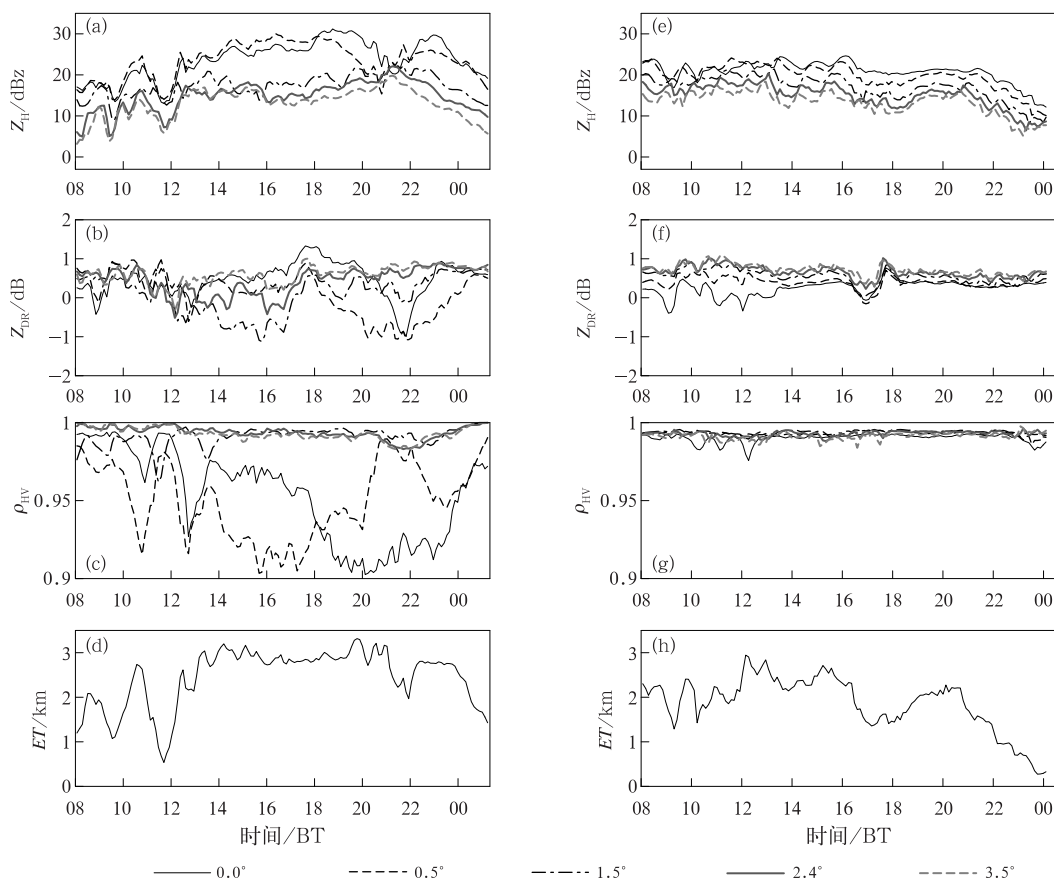


图 9 2015 年 12 月 5 日 08:00 至 6 日 01:20 临安雷达南部固定区域(a,b,c,d)和 12 月 5 日 08:00 至 6 日 00:30 北部固定区域(e,f,g,h)不同仰角 Z_H (a,e)、 Z_{DR} (b,f)、 ρ_{HV} (c,g)和 ET(d,h)平均廓线

Fig. 9 Average profiles of Z_H (a, e), Z_{DR} (b, f), ρ_{HV} (c, g) at different elevations and echo tops (d, h) in the south of Linan Radar (a, b, c, d) from 08:00 BT 5 to 01:20 BT 6 December and in the north of Linan Radar (e, f, g, h) from 08:00 BT 5 to 00:30 BT 6 December 2015

冰晶、干雪的垂直分布结构有关。16—18 时 Z_H 减小,而 Z_{DR} 突然有一个大幅变动, ρ_{HV} 仍无明显变化。此时段内,降雪强度先减弱,而 17 时后低仰角层内东北风与西南风交汇,辐合现象对应水汽供应加大,降雪强度又增强,所以推测为降雪强度变化导致变动的发生。随着地面温度不断下降,18 时后雷达站以北降雪区域扩大, Z_H 和 Z_{DR} 回波趋于稳定。降水粒子中冰晶所占比例增加,各层 Z_{DR} 差别变小。区域 2 内 ET 不超过 3 km,21 时后天气过程逐渐减弱, Z_H 减小,ET 伴随下降(6 日 00 时降低到 0.3 km 左右)。从曲线变化分析,降雪过程中 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 回波结构紧密,变化较慢。通过统计分析,在雪下落融化成雨的过程中,雨的 Z_H 比雪强 5 dBz 左右,而两者 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 相差不大。湿雪的 Z_H 和 Z_{DR} 比雨分别强 10 dBz 以下和 0.3 dB 以上,而 ρ_{HV} 偏小 0.08 左右。以上结果与裴宇杰等(2012)、宋薇等(2012)使用多普勒天气雷达对地区降雪分析时所得结论类似。

3.4 地面降雪统计

杭州本次类型降雪过程较为少见,主城区降雪厚度在 8 cm 左右,临安山区则达到 13 cm 左右。由于降雪量、降雪厚度是预报中非常重要的要素,利用相态识别方法和降雪累计时间统计方法对筛选出的在天气过程中地面降雪区域发生明显变化的 35 个时次数据进行统计,形成由阴影效果覆盖的降雪累

计时间图(图 10b),并将分布结果与积雪数据集中的记录和区域地形进行对比。图 10b 中上部阴影越深表示该地区降雪累计时间越长,从而降雪厚度也可能越大。将降雪累计时间分布(图 10b)与降雪厚度分布(图 10a)进行对比发现,降雪较厚的区域(图中降雪厚度为 28 和 13 cm 附近区域)与图 10b 中降雪累计时间较长的区域基本相符。同时,由于能够准确测量降雪厚度的国家地面气象观测站比较稀疏,导致图 10a 中在雷达站以北杭州与安徽宣城交界附近区域无降雪厚度记录,而图 10b 中统计的结果显示该区域降雪累计时间较长,降雪厚度应该较大,通过查阅临安当日地面记录也证明了这一点。观察图 10b 发现,在降雪累计时间较长、积雪厚度较大的区域,地形大多为山地。由于海拔相对较高,温度较低,降雪持续时间要长,更容易积雪。

4 结 论

本文将杭州临安双线偏振雷达 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 参量与地面和探空温度,以及地面降水量、积雪厚度等数据结合。利用提出的基于零度层亮带识别的降雪相态识别方法和降雪累计时间统计方法,对杭州 2015 年 12 月 5 日冬季降雪过程进行综合分析。研究了本次过程中雷达参量、零度层亮带的时空演变特征及与温度场等的关系,得到结论如下:

(1) 雨、雪的最大回波强度不超过 30 和

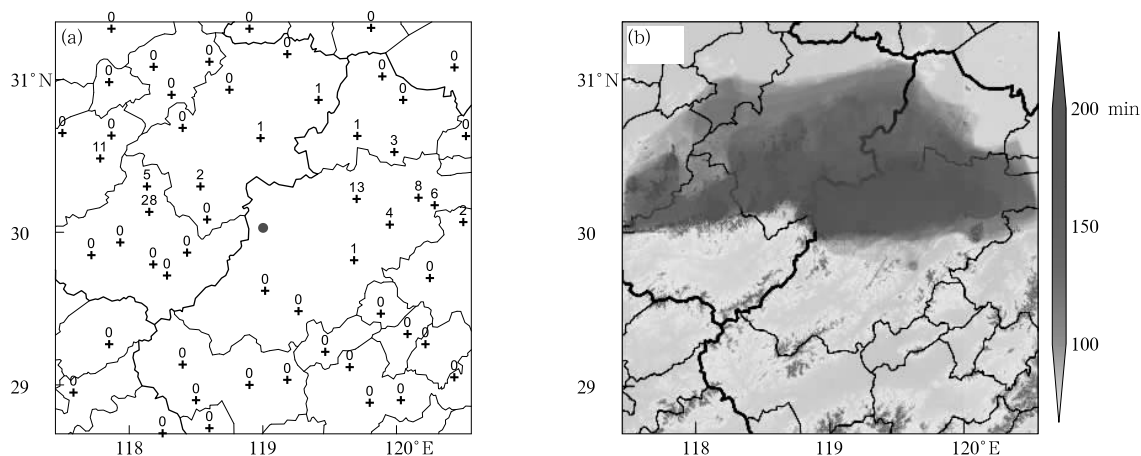


图 10 2015 年 12 月 5 日 08:00 至 6 日 08:00 降雪厚度分布(a)、降雪累计时间分布(上部阴影)(b)
(圆点为雷达所在位置)

Fig. 10 Distributions of snow depth (a), snowfall accumulation time (shadow above) (b)
from 08:00 BT 5 to 08:00 BT 6 December 2015
(The dot is the location of Linan Radar)

35 dBz, 相比夏季连续性降水回波偏弱; 两者的 Z_{DR} 和 ρ_{HV} 差别不大, 基本维持在 0.0~0.5 dB、0.98~1.00 取值范围内, 导致在使用模糊逻辑法识别两种降水粒子相态时存在一定难度; 回波顶高均不超过 3 km, 到过程后期回波强度减弱, 回波顶高下降; 雪的回波分布均匀、连续且紧密, 变化较慢; 在雨区零度层亮带之上和雪区, 随着高度升高, Z_H 均值减小, Z_{DR} 均值增大, 而 ρ_{HV} 变化不大, 呈现出明显的高空冰晶、低空干雪的垂直分布特征。

(2) 由于温度水平分布不均匀, 随时间变化较大, 双线偏振雷达在不同仰角层观测到的零度层亮带为偏离雷达站的不规则环状或者线状; 零度层亮带在某些方位并不是水平的, 当距离雷达站越远时, 其高度越高, 而且在某些时刻还有垂直零度层亮带存在。

(3) 降雪累计时间长短分布与积雪厚度大小分布基本一致, 降雪累计时间长, 对应积雪厚度越大; 降雪累计时间长短也与海拔高低相关, 海拔越高, 降雪累计时间可能越长; 统计方法为地区降雪厚度的估测提供了可能。

(4) 零度层亮带的演变与地面和探空温度的空间、时间变化一致; 零度层亮带较高处, 地面温度和零度层高度也相对较高, 当零度层亮带高度下降时, 地面也伴随降温, 零度层高度降低, 表明了零度层亮带识别方法的准确性; 相比单极化雷达, 使用双线偏振雷达识别零度层亮带结构更可靠。

利用双线偏振雷达参量进行降雪过程分析相对困难, 要尽量结合可以使用的探测要素, 以作充足分析。文中对降雪厚度的估计方法只是初步研究, 仅仅利用雷达参量及地面温度来判断降雪区域可能并不充分。使用双线偏振雷达进行冬季天气过程分析, 是冬季降水粒子相态识别研究的一部分, 是为后期进行冬季降水粒子相态识别做准备, 但通过本次分析可知利用传统的模糊逻辑方法识别冬季雨、雪比较困难, 所以后期需要方法创新或考虑其他方法。

参考文献

曹俊武, 刘黎平, 2007. 双线偏振雷达判别降水粒子类型技术及其检验[J]. 高原气象, 26(1): 116-127. Cao J W, Liu L P, 2007. The sensitivity study for classification of precipitation particle types based on dual-linear polarimetric radar[J]. Plateau Meteor, 26(1): 116-127(in Chinese).

曹俊武, 刘黎平, 陈晓辉, 等, 2006. 3836C 波段双线偏振多普勒雷达及其在一次降水过程中的应用研究[J]. 应用气象学报, 17(2):

192-200. Cao J W, Liu L P, Chen X H, et al, 2006. Data quality analysis of 3836 C-band dual-linear polarimetric weather radar and its observation of a rainfall process[J]. J Appl Meteor Sci, 17(2): 192-200(in Chinese).

曹杨, 陈洪滨, 苏德斌, 2018. C 波段双线偏振天气雷达零度层亮带识别和订正[J]. 应用气象学报, 29(1): 84-96. Cao Y, Chen H B, Su D B, 2018. Identification and correction of the bright band using a C-band dual polarization weather radar[J]. J Appl Meteor Sci, 29(1): 84-96(in Chinese).

陈程, 肖辉, 冯亮, 等, 2014. 北京地区强冰雹风暴的双偏振特征观测分析[J]. 安徽农业科学, 42(22): 7511-7515, 7536. Chen C, Xiao H, Feng L, et al, 2014. A dual-polarimetric analysis of a strong hailstorm in Beijing[J]. J Anhui Agric Sci, 42(22): 7511-7515, 7536(in Chinese).

东高红, 张志茹, 李胜山, 等, 2007. 一次大雪天气过程的多普勒雷达特征分析[J]. 气象, 33(7): 75-81. Dong G H, Zhang Z R, Li S S, et al, 2007. The Doppler weather radar analysis of a heavy snow event[J]. Meteor Mon, 33(7): 75-81(in Chinese).

郭凤霞, 马学谦, 王涛, 等, 2014. 基于 X 波段双线偏振天气雷达的雷暴云粒子识别[J]. 气象学报, 72(6): 1231-1244. Guo F X, Ma X Q, Wang T, et al, 2014. An approach to the hydrometeors classification for thunderclouds based on the X-band dual-polarization Doppler weather radar[J]. Acta Meteor Sin, 72(6): 1231-1244(in Chinese).

何宇翔, 肖辉, 吕达仁, 2010. 利用极化雷达分析层状云中水凝物粒子性状分布[J]. 大气科学, 34(1): 23-34. He Y X, Xiao H, Lü D R, 2010. Analysis of hydrometeor distribution characteristics in stratiform clouds using polarization radar[J]. Chin J Atmos Sci, 34(1): 23-34(in Chinese).

胡志群, 刘黎平, 吴林林, 2014. C 波段偏振雷达几种系统误差标定方法对比分析[J]. 高原气象, 33(1): 221-231. Hu Z Q, Liu L P, Wu L L, 2014. Comparison among several system biases calibration methods on C-band polarimetric radar[J]. Plateau Meteor, 33(1): 221-231(in Chinese).

黄志萍, 任广成, 2015. 我国冬季冷空气活动特征及前期影响因子分析[J]. 气候变化研究快报, 4(4): 237-242. Huang Z P, Ren G C, 2015. Study on the characteristics and its previous affecting factors of winter cold air activities in China[J]. Climate Change Res Lett, 4(4): 237-242(in Chinese).

梁卫芳, 刘珍芳, 江敦双, 等, 2006. 青岛一次中到大雪过程的综合分析[J]. 气象, 32(1): 89-94. Liang W F, Liu Z F, Jiang D S, et al, 2006. Analysis of a snow event at Qingdao City[J]. Meteor Mon, 32(1): 89-94(in Chinese).

刘黎平, 钱永甫, 王致君, 1996. 用双线偏振雷达研究云内粒子相态及尺度的空间分布[J]. 气象学报, 54(5): 590-599. Liu L P, Qian Y F, Wang Z J, 1996. The study of spacial distribution of phase and size of hydrometeors in cloud by dual linear polarization radar[J]. Acta Meteor Sin, 54(5): 590-599(in Chinese).

刘亚男, 肖辉, 姚振东, 等, 2012. X 波段双极化雷达对云中水凝物粒子的相态识别[J]. 气候与环境研究, 17(6): 925-936. Liu Y N, Xiao H, Yao Z D, et al, 2012. Analyses of hydrometeor identifi-

- cation based on X-band polarimetric radar[J]. *Climatic Environ Res*, 17(6):925-936(in Chinese).
- 裴宇杰,王福侠,张迎新,等,2012. 2009年晚秋河北特大暴雪多普勒雷达特征分析[J]. *高原气象*, 31(4):1110-1118. Pei Y J, Wang F X, Zhang Y X, et al, 2012. Analysis on Doppler radar feature of snowstorm in Hebei in late Autumn of 2009[J]. *Plateau Meteor*, 31(4):1110-1118(in Chinese).
- 宋薇,靳瑞军,孟辉,等,2012. 2009年天津地区首场降雪过程分析[J]. *气象科技*, 40(6):996-1001. Song W, Jin R J, Meng H, et al, 2012. Analysis of first snowfall process in 2009 in Tianjin[J]. *Meteor Sci Technol*, 40(6):996-1001(in Chinese).
- 吴林林,刘黎平,袁野,等,2015. C波段车载双偏振雷达 Z_{DR} 资料处理方法研究[J]. *高原气象*, 34(1):279-287. Wu L L, Liu L P, Yuan Y, et al, 2015. Study on Z_{DR} processing algorithm of C-band mobile dual polarization radar[J]. *Plateau Meteor*, 34(1):279-287(in Chinese).
- 张鸿发,郗秀书,王致君,等,2001. 偏振雷达观测强对流雹暴云[J]. *大气科学*, 25(1):38-48. Zhang H F, Qie X S, Wang Z J, et al, 2001. Polarization radar observations on hailstorms[J]. *Chin J Atmos Sci*, 25(1):38-48(in Chinese).
- 张林,杨洪平,2018. S波段 WSR-88D 双偏振雷达观测非降水回波识别方法研究[J]. *气象*, 44(5):665-675. Zhang L, Yang H P, 2018. Non-precipitation identification technique on S-band WSR-88D polarization weather radar[J]. *Meteor Mon*, 44(5):665-675(in Chinese).
- 庄薇,刘黎平,胡志群,2013. 青藏高原零度层亮带的识别订正方法及在雷达估测降水中的应用[J]. *气象*, 39(8):1004-1013. Zhuang W, Liu L P, Hu Z Q, 2013. Application of bright band identification and correction in radar-based QPE over Tibetan Plateau[J]. *Meteor Mon*, 39(8):1004-1013(in Chinese).
- Marzano F S, Scaranari D, Montopoli M, et al, 2008. Supervised classification and estimation of hydrometeors from C-band dual-polarized radars: a Bayesian approach[J]. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 46(1):85-98.
- Park H, Ryzhkov A V, Zrnic D S, et al, 2009. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: description and application to an MCS[J]. *Wea Forecasting*, 24(3):730-748.
- Rasmussen R, Dixon M, Vasiloff S, et al, 2003. Snow nowcasting using a real-time correlation of radar reflectivity with snow gauge accumulation[J]. *J Appl Meteor*, 42(1):20-36.
- Rasmussen R M, Landolt S, Knight C, 1999. Results of holdover time testing of type IV anti-icing fluids with the improved NCAR artificial snow generation system[R]. Washington, DC: Office of Aviation Research.
- Ryzhkov A V, Schuur T J, Zrnic D S, et al, 2005. Polarimetric tornado detection[J]. *J Appl Meteor*, 44(5):557-570.
- Schuur T J, Ryzhkov A V, Heinselman P L, et al, 2003. Observations and classification of echoes with the polarimetric WSR-88D radar[R]. NOAA/National Severe Storms Laboratory Rep. Norman, OK: NOAA.
- Schuur T J, Park H S, Ryzhkov A V, et al, 2011. Classification of precipitation types during transitional winter weather using the RUC model and polarimetric radar retrievals[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 51(4):763-779.
- Seliga T A, Bringi V N, 1976. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation[J]. *J Appl Meteor*, 15(1):69-76.
- Stewart R E, 1992. Precipitation types in the transition region of winter storms[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 73(3):287-296.
- Wang M J, Zhao K, Xue M, et al, 2016. Precipitation microphysics characteristics of a Typhoon Matmo (2014) rainband after landfall over eastern China based on polarimetric radar observations[J]. *J Geophys Res Atmos*, 121(20):12415-12433.
- Zhang G, Vivekanandan J, Brandes E, 2001. A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements[J]. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 39(4):830-841.