

文章编号: 2096-1618(2023)01-0013-10

基于东北偏振雷达冬季相态识别的研究

王浩宇^{1,2}, 吴 翀³, 刘黎平³, 杨 华¹

(1. 成都信息工程大学电子工程学院, 四川 成都 610225; 2. 营口市气象局, 辽宁 营口 115001; 3. 中国气象科学研究院, 北京 1000081)

摘要: 双线偏振雷达的水凝物识别是其重要应用之一, 目前国内研究多集中于沿海地区夏季强对流的研究, 关于冬季粒子识别的研究相对较少。基于模糊逻辑相态识别算法, 选用东北首部双偏振 S 波段业务雷达, 对冬季粒子相态识别进行研究, 对冬季零度层亮带进行识别, 并将识别信息作为输入因子, 运用到模糊逻辑识别算法中。算法采用梯形隶属度函数, 输入因子有: 水平反射率 Z_H 、差分反射率 Z_{DR} 、差分相移率 K_{DP} 、共极相关系数 ρ_{HV} 、标准差 $SD(Z_H)$ 、零度层亮带信息 MLH。利用 2021 年 2 月 13 日一次雨雪转换天气个例, 对方法进行相态识别并验证。结果表明: 识别效果与实际观测结果一致, 能够较好地反映各粒子相态分布情况; 零度层亮带信息的引入, 可以优化冬季粒子识别结果; 冬季零度层亮带分布形态不规则, 识别难度较大; 近地面处识别结果有待进一步优化。

关键词: 双偏振; 冬季粒子识别; 零度层亮带; 模糊逻辑算法

中图分类号: TN95

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2023.01.003

0 引言

双线偏振雷达基于物体对电磁波散射原理能够识别出不同水凝物的相态。双线偏振雷达可以发射、探测两种相互正交的电磁波, 并根据电磁波特性描述水凝物粒子的微观表征。常见的水凝物如雨、冰晶、冰雹、霰、干雪、湿雪等, 其偏振参量特征各不相同, 通过比对其各偏振参量的差异判断粒子属性, 进而确定天气过程中粒子的发展及演变过程。双线偏振雷达观测已经成为天气观测的重要工具, 利用偏振参量进行水凝物识别的研究也已经得到了广泛的应用和认可。

研究初期, 由 Staka 等^[1-2] 提出了以模糊逻辑为基础的水凝物识别算法, 通过配比偏振参量权重, 对水凝物类别进行判断。该方法为后期研究中改进粒子识别算法奠定了基础。Zrníc 等^[3] 使用 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 L_{DR} 、 ρ_{HV} 作为输入矩阵参量, 大幅提高了识别效果, 已经能将水凝物分类提高到 9 种。Vivekanandan 等^[4] 通过更复杂的识别算法, 得到更客观的函数, 识别精度也相应提高。Liu 等^[5] 除了利用 5 个偏振参量外, 引入了海拔高度信息, 并对模糊逻辑权重系数的配比进行优化。Park^[6] 将模糊逻辑识别算法进行了改进 (hydrometeor classification algorithm, HCA), 使用非对称梯形函数, 同时加入置信度参数。Dolan 等^[7] 通过修改具体参数, 实现模糊逻辑识别计算方法在 X 波段偏振雷达上

的应用, 取得了良好识别结果。曹俊武等^[8] 最早利用中国雷达数据探讨模糊逻辑算法的可行性, 并确定了适用于中国天气的相关参数。

上述研究大多是针对夏季天气过程个例进行分析, 而针对冬季天气过程的雷达偏振参量分析的研究很少。冬季水凝物粒子与夏季粒子在偏振参量特征上差别较大, 且冬季小雨、雪等粒子偏振参量特征相近, 因此识别难度更大。吴杨等^[9] 针对浙江地区 2015 年冬季首场降雪进行分析, 并总结了过程中偏振观测, 首次提出了江浙地区同类型降雪的双偏振雷达产品特征。魏玮等^[10] 对杭州“12.05”降雪天气过程进行分析, 提出了冬季零度层亮带识别降雪、统计降雪量的方法。雍佳等^[11] 利用偏振雷达资料对降雪回波的垂直特征进行了重点分析。武静雅等^[12] 结合 Ka 和 X 波段双偏振雷达, 基于背景地区一次降雪个例进行剖析, 重点分析了整个过程的宏微观物理结构。可以看到, 目前利用双线偏振雷达观测冬季降雪过程的研究非常少, 且受限于偏振雷达的数量较少, 东北区域关于此方面的研究更接近于空白。东北区域冬季遭受到的暴雪灾害的概率相较于其他地方更高, 因此如何利用现有观测设备、以及现有的研究成果, 建立适合东北区域冬季偏振雷达识别方法, 成了亟需解决的问题。

1 冬季降水粒子相态识别方法

冬季粒子相态识别最大的难点在于粒子相态之间

的偏振参量特征非常相似,如小雨、雪等粒子,利用双偏振参量进行识别的过程中经常容易出现“误判”。想要优化冬季粒子相态识别结果,需要引入新的限定条件。零度层亮带是降水过程中粒子固、液转换的重要区域,冬季粒子识别引入零度层亮带信息可以大幅提高识别效果。

1.1 零度层亮带特征

当多普勒雷达对层状云连续性降水进行探测时,在回波图上会显示出一条较为明显的强回波区域,高度与零度等温线临近,水平探测时会形成一个环状、半环装的亮区^[13]。上述区域称为零度层亮带区域。零度层亮带内多存在固、液混合态粒子,其存在的区域表征着粒子转换的区域。亮带形成的有以下主要原因:(1)融化作用。当冰晶粒子落入0℃层以下融化成水滴的过程中,表面会先形成一层液态薄膜,介电系数大幅增长,散射能量大幅增长;(2)碰并聚合效应。粒子在下落同时,相互之间会产生碰并聚合作用,也是电磁波散射能力增强的原因之一;(3)速度效应。冰雪粒子在融化后,液态粒子降落速度相较于之前开始增加,致使距离库内粒子数目降低,散射能力减小,因此亮带以下的回波减弱。(4)粒子形状变形。冰雪粒子在融化时,表面逐渐变形为不规则球形,而一般非球形粒子的散射能力要比球形粒子大,所有后向散射能力也相应增加。综和因素,致使亮带区域比其上部、下部的强度都要大,因此在雷达回波图上就形成了亮带。

关于零度层亮带的研究国内外已有很多,研究零度层亮带对于判断降水性质有着较明显的指示意义。零度层亮带内部水凝物的状态多是雪花和冰晶,它可以指向空中0℃层的高度,一般夏季的零度层亮带特征明显且稳定,所处高度大致相同。而冬季由于冷空气活跃,零度层亮带形状多样、高度变化无规律,增加了零度层信息的提取难度。

1.2 零度层亮带的识别

冰晶状水凝物到达融化层附近时,其表面会融化致使粒子附着一层水衣,反射率因子会因此增加。加上双偏振雷达观测各参量对于粒子状态的微观描述,使得零度层亮带的捕捉更加准确。由于夏季零度层亮带高度相对稳定,所以在识别零度层亮带时,可以直接将零度层信息转化为同一高度信息,或利用探空温度信息间接转换成高度信息^[14]。但对于冬季亮带的识别,由于其特征不稳定,所以无法直接确定高度信息。零度层亮带的识别流程如图1所示。

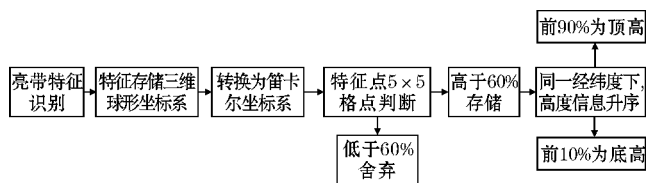


图1 冬季零度层亮带识别流程

1.2.1 亮带特征识别

零度层亮带内部为各冰晶状粒子和处于融化态的混合粒子相态,由于其粒子特征较明显,一般通过 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 3个偏振量能够较准确对其进行识别。一般在零度层内,包含较大的粒子颗粒, Z_H 值在垂直高度上会明显增加。在融化下落过程中,粒子的横向形变严重, Z_{DR} 值也明显增加。而融化层内冰晶粒子、液态粒子、融化粒子共存,致使 ρ_{HV} 减小^[15]。通过 MVPR(反射率因子垂直廓线)识别方法^[16],获取垂直方向上零度层亮带顶高、底高信息。先通过探空资料插值获取0℃层高度,此高度以上500 m处,向下查找最大 Z_H 值,记为 h_m 。取 h_m 高度 Z_H 值的90%,向上确定高度 h_a ,向下确定高度 h_b ,判断亮带是否存在。若存在,可确定亮带的顶高与底高^[17]。图2为2021年2月13日20时270°方位角40 km处垂直廓线图,虚线为零度层顶高与底高位置。夏季零度层亮带特征范围为 $Z_H \geq 30$ dBZ、 $Z_{DR} \geq 0.8$ dB、 $\rho_{HV} \leq 0.97$ ^[6-8],由于夏季零度层结构稳定,因此单边约束即可。但冬季会出现冷暖空气碰撞的局地对流,单边约束会造成大量误识,还需要对特征范围的上限进行约束。将 h_a 、 h_b 高度内的 Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 值进行排序,大值前5%存为表 Max,小值前5%存为表 Min。取 Max 均值作为偏振量约束上边界、Min 均值作为偏振量约束下边界。利用上述方法,对营口雷达观测到的“20200303”、“20200309”、“20201212”、“20210125”、“20210214”5次雨雪转换过程进行统计,最终将零度层亮带经验参数调整为 $45 \text{ dBZ} \geq Z_H \geq 20 \text{ dBZ}$ 、 $2.8 \text{ dB} \geq Z_{DR} \geq 0 \text{ dB}$ 、 $0.94 \geq \rho_{HV} \geq 0.73$ 。

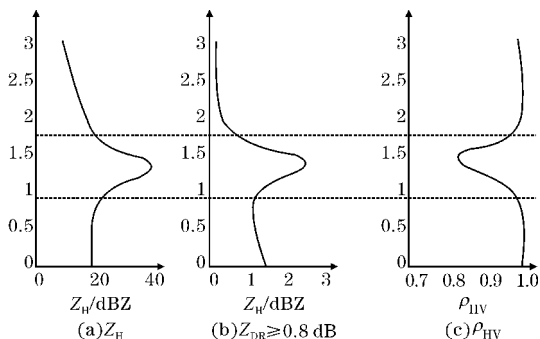


图2 2021年2月13日20时270°方位角40 km处垂直廓线图

1.2.2 零度层信息存储

冬季零度层亮带的物理特征表象为高度不固定,但

特征连续的不规则区域。有其他研究将冬季零度层亮带进行分类识别,即圆环形亮带和不规则亮带^[18],本文将圆环形亮带看作一种特殊的不规则亮带,进行统一研究。将带有亮带特征粒子的信息存入笛卡尔坐标系下,将原有的极坐标转换为含有经度、维度、高度信息的坐标。由于在识别亮带特征时,会有部分散点的信息被储存,应对含有亮带特征的单个特征点进行判断,只有当周边 5×5 的距离库区域内,有 60% 同样带有亮带特征信息时,该点才被判定为属于零度层亮带信息。利用 5×5 个点进行筛查时,会过滤掉零度层亮带边缘的部分信息,但对于整体位置的判断影响不大。

1.2.3 亮带高度信息获取

将零度层中存储的亮带信息进行格点化,根据营口雷达的探测距离,对水平和垂直空间按照 500×500 进行格点化,具体分辨率可以进行调整。找到带有亮带信息格点的水平坐标,将此水平坐标内所有高度信息进行升序排列,选取前 90% 的高度信息作为零度层亮带的顶高 H_T ,前 10% 的高度信息作为零度层亮带的底高 H_B 。考虑到冬季零度层亮带虽然不规则,但是其物理特征连续,将存储的高度信息做一次平滑处理。

1.3 冬季模糊逻辑粒子识别

利用偏振雷达观测偏振量对粒子的形状、特性进行辨别,利用模糊逻辑识别算法在水凝物相态识别时有较为明显的优势,本义利用此方法对冬季水凝物粒子进行分类。通过模糊逻辑法对降水粒子进行识别,将雷达的观测偏振参量 X 通过既定的规则转换为水凝物粒子类别 Y 。 X 和 Y 之间关系的核心表达式为^[19]

$$Y_j = \frac{\sum_{i=1}^M A_i W_j(X_i)}{\sum_{i=1}^M A_i} \quad (1)$$

由于冬季部分粒子偏振参量特征接近,如小雨(LR)和干雪(DS),湿雪(WS)和冰晶(IC),致使在粒子识别过程中会出现大量误判,但通过粒子在零度层亮带空间位置分布上的合理性,可以很大程度上提高冬季粒子识别的准确率。关于冬季模糊逻辑算法的结构如图 3 所示。

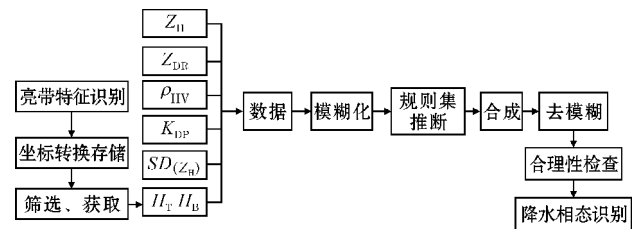


图 3 冬季模糊逻辑相态识别流程

选用 6 个变量作为模糊逻辑识别的输入: Z_H 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 、 K_{DP} 、 $SD_{(Z_H)}$ 、 H_T 、 H_B 。前 4 个输入为双偏振雷达观测的基础偏振量, $SD_{(Z_H)}$ 是方位角下 Z_H 的标准差,表征同一径向 Z_H 的尺度波动,对于非气象回波的识别作用较大,其计算公式为

$$SD_{(Z_H)} = \sqrt{\frac{\sum (Z_H - m(Z_H))^2}{n}} \quad (2)$$

由于粒子识别结果非常依赖于数据的准确性,因此在上述 6 个输入变量模糊化之前,要先对数据进行预处理。由于研究目标是在用业务雷达,其数据质量已经过校验,不需再重复进行质量控制。模糊化的概念是将输入单个变量通过规则的设定,转换为目标集合,6 个输入变量对应 7 种不同回波的模糊集合。隶属函数的选取是不对称的梯形(T)隶属函数作为基本形式,表达式为

$$T(x, X_1, X_2, X_3, X_4) = \begin{cases} 0, & x < X_1 \\ \frac{x - X_1}{X_2 - X_1}, & X_1 \leq x < X_2 \\ 1, & X_2 \leq x < X_3 \\ \frac{X_4 - x}{X_4 - X_3}, & X_3 \leq x < X_4 \\ 0, & x \geq X_4 \end{cases} \quad (3)$$

每种相态降水有对应的隶属函数,具体表现特性由参数 X_1 、 X_2 、 X_3 、 X_4 决定,其最终值的确定是根据大量的数据统计和理论计算得来。同时根据冬季降水粒子相态特点,将模糊逻辑识别粒子类型分为 7 种:地物杂波(GC);生物回波(BS);干雪(DS);湿雪(WS);小雨(LR);大雨(HR);冰晶(IC)。其中的 GC、BS 是识别类型中的非气象类回波。表 1 给出了适合东北地区冬季粒子对应的算法参数,零度层亮带高度(melting layer height, MLH)。表 1 中:

$$f_b = -0.20 + 0.108 Z_H - 6.43 \times 10^{-4} Z_H^2 \quad (4)$$

$$f_1 = -0.50 + 2.50 \times 10^{-3} Z_H - 7.50 \times 10^{-4} Z_H^2 \quad (5)$$

式(1)权重系数 W_j ,是指在描述各种粒子相态时,不同偏振量在识别结果中的识别能力。如识别湿雪 WS 时,其多种相态粒子混合的特性,致使 ρ_{HV} 参数表现突出,其权重系数占比为 1.0,其空间位置介于零度层融化带之间,因此 MLH 占比也为 1.0,其次重要的是 Z_{DR} 、 Z_H ,而由于 K_{DP} 、 $SD_{(Z_H)}$ 在识别湿雪时的能力较弱,因此权重系数降低至 0.0.2。权重系数的占比具有一定主观因素,但都是通过大量的经验判断得来,后期针对此部分内容可以进行深入研究,形成客观量化标准^[20]。详细权重配比见表 2。

表 1 冬季 7 种相态分类隶属函数参数表

参数		GC	BS	DS	WS	LR	HR	IC
Z_H/dBZ	X_1	25	5	5	25	5	38	0
	X_2	35	15	10	30	10	43	5
	X_3	75	35	35	40	43	53	25
	X_4	85	40	42	48	48	58	30
Z_{DR}/dB	X_1	-5	0	-0.3	-0.8	$f_1-0.3$	f_1	0.1
	X_2	-3	3	0	0.5	f_1	$f_1-0.3$	0.4
	X_3	0	7	0.3	2.0	f_b	f_b	3.0
	X_4	2	10	0.6	3.0	$f_b+0.3$	$f_b+0.3$	3.3
ρ_{HV}	X_1	0.4	0.3	0.96	0.75	0.96	0.93	0.95
	X_2	0.5	0.4	0.97	0.87	0.98	0.95	0.98
	X_3	0.9	0.7	0.99	0.93	0.99	0.99	1.00
	X_4	0.95	0.8	1.01	0.98	1.01	1.01	1.01
$K_{DP}/(^{\circ}/\text{km})$	X_1	-0.5	-0.5	-0.5	-0.2	-0.5	-1	-0.5
	X_2	-0.2	-0.2	-0.1	0	-0.2	0	0
	X_3	0.2	0.2	0.1	2	0.2	1	2.0
	X_4	0.5	0.5	0.5	2.2	0.5	2	2.5
$SD_{(Z_H)}$	X_1	2	1	-0.5	0	-0.5	-0.5	0
	X_2	4	2	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
	X_3	10	4	3	3	2.5	2.5	3
	X_4	15	7	4	6	3.5	3.5	6
MLH/km	X_1	/	/	$H_T-0.1$	$H_B-0.1$	0	0	H_T
	X_2	/	/	H_T	H_B	0	0	$H_T+0.5$
	X_3	/	/	H_T+15	H_T	H_B	H_B	H_T+20
	X_4	/	/	H_T+16	$H_T+0.1$	H_B	H_B	H_T+21

表 2 冬季相态识别权重配比表

相态	Z_H/dBZ	Z_{DR}/dB	ρ_{HV}	$K_{DP}/(^{\circ}/\text{km})$	$SD_{(Z_H)}$	MLH/km
GC	0.2	0.4	1.0	0.0	0.6	0.0
BS	0.4	0.6	1.0	0.0	0.8	0.0
DS	1.0	0.8	0.6	0.0	0.2	1.0
WS	0.6	0.8	1.0	0.0	0.2	1.0
LR	1.0	0.6	0.4	0.5	0.2	1.0
HR	1.0	0.8	0.4	0.5	0.2	1.0
IC	1.0	0.6	0.4	0.0	0.2	1.0

2 个例识别结果及检验分析

根据上述冬季粒子识别方法,对一次辽宁地区的雨雪转换天气个例进行识别,重点分析在雨雪转换阶段能否有效区别降雨粒子和降雪粒子,并结合其他观测资料对识别结果进行比对验证,判定方法的准确性及合理性。

2.1 天气形势

2021 年 2 月 13 日 17 时至 14 日 15 时,受高空低涡和地面倒槽共同影响,营口市和大石桥降小雨转暴雪,盖州和鲅鱼圈区降小雨转中雪到大雪,同时出现大风强寒潮天气。

500 hPa等压面上(图 4),13 日 08 时到 14 日 20 时,蒙古到内蒙地区有一强盛的冷高压逐渐向东移向南压。13 日 08 时,东北地区南部处于槽前底部,降雪动力条件较好;营口地区高空槽前有西南急流,有利于暖湿空气的输送;贝加尔湖槽后极地冷空气沿偏北气流南下,并且冷舌落后高度槽,在槽中有正热成风涡度平流,槽将发展;槽前疏散槽后汇合,槽移动迅速,造成营口雨雪天气。13 日 20 时随着高空槽东移,辽宁处于涡底,动力条件继续加强,高空西南急流带入充足水汽,降雪过程加强。14 日 08 时横槽分裂成南北槽,北支槽往黑龙江地区东移,南支槽往辽宁方向移动,辽宁仍于南支槽前,雨雪天气尚未结束,降雪过程持续。14 日 20 时,辽宁大部受槽后冷空气影响,降雪趋于结束,大范围降温天气开始。

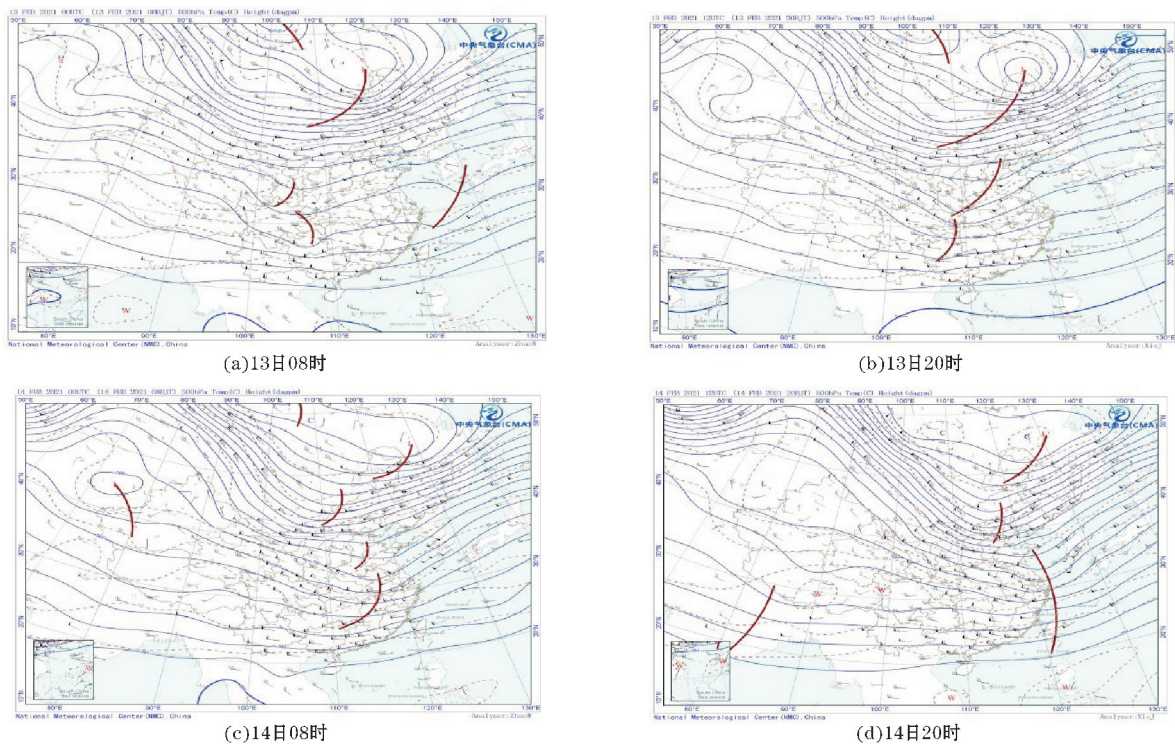


图 4 2021 年 2 月 13-14 日 500 hPa 高度场、温度场和风场天气

13 日 08 时,与 500 hPa 南支高空槽对应,850 hPa(图 5)切变线从东北地区北部一直伸到江淮地区,蒙古、黑龙江地区存在的强冷高压,有利于高压脊前的冷空气下滑,也有利于系统的维持。切变线前西南气流较强,因此水汽条件较强,是本次降雪过程得以加强的重要因素,且冷空气南移较慢,所以前期以雨为主。至 14 日 20 时切变后偏北气流较强,同时存在高空锋区,系统过境后持续降温。前期东北地区位于低压顶,辐合条件较好。本次过

程中,营口地区处于中低层冷涡控制,辐合条件好,并且水汽输送充沛,配合营口地区高空槽的动力条件,为营口地区提供有利的降雪条件,但冷空气下压较慢,所以前期以降水为主,后期以降雪为主。14 日 08 时,强烈的地面切边线和充足水汽位于营口地区,因而降雪落区集中在营口地区,14 日 20 时随着锋面东移,地面辐合线北抬,降雪条件逐渐变差,营口地区降雪过程趋于结束。本次降雪过程总体为冷锋过境,锋前降水,锋后降温。

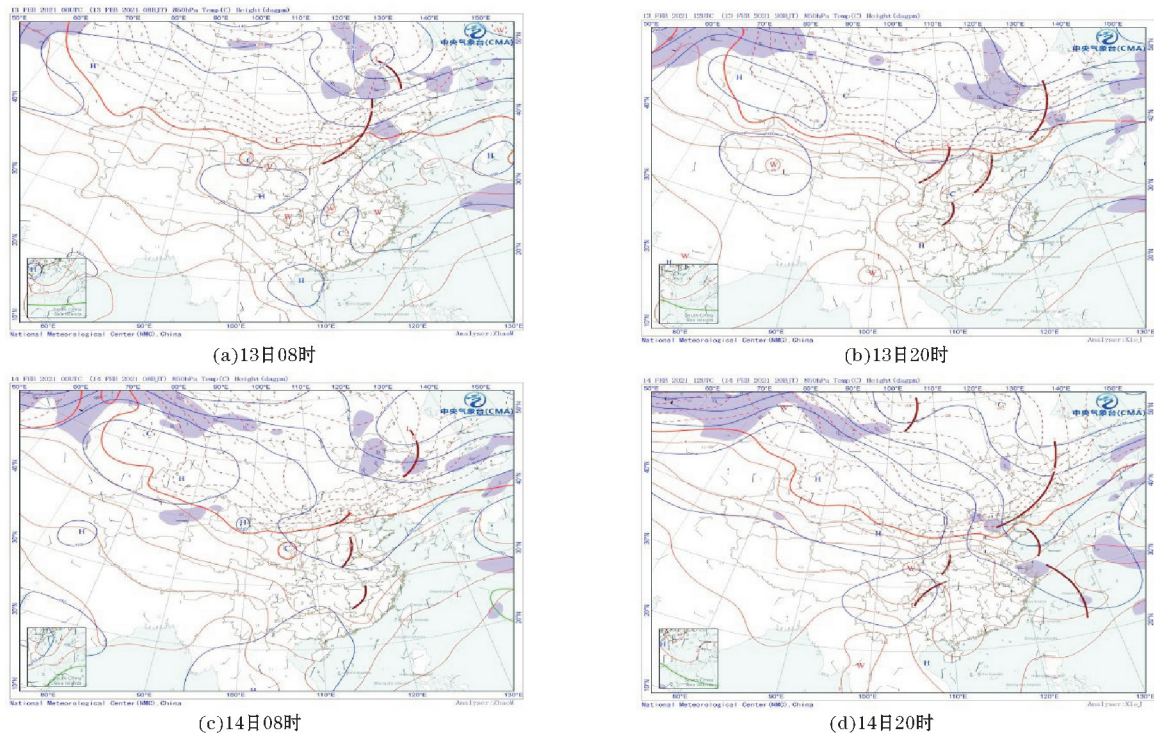


图 5 2021 年 2 月 13-14 日 850 hPa 高度场、温度场和风场天气

2.2 个例识别结果

在冬季粒子相态识别中,雨雪粒子的区分最重要,在此个例天气过程中,针对雨雪转换时刻的粒子相态进行识别,图6为13日22:01不同仰角下识别的粒子相态结果。此时刻正处于雨雪转换阶段,不同层次仰角的粒子表现特征明显且不尽相同。在图6(a)0.5°仰角中,可以看到明显的条形WS湿雪带,自西南向东北延伸。以WS为分割线,西北向高空为大面积DS干雪区域,东南近雷达的低空区域识别结果为LR小雨带。随着探测仰角升高,湿雪带从带状逐渐形成半环

形,再由半环形逐渐缩小至不规则圆环状。同时随着WS湿雪区域形态的改变,圆环内部的LR小雨区域逐渐减少,而圆环外部的DS干雪区域面积逐渐增大,包裹至雷达中心附近。DS区域最外沿的IC冰粒子随着仰角的抬高而逐渐增加。从识别出的粒子结果来看,能够较清楚地反应各相态粒子在空中的分布情况,此时近地面温度还未收到冷空气侵入,因此底层粒子以小雨为主,随着空中温度逐渐降低,低层呈现带状零度层亮带,高层呈现不规则环状亮带,零度层亮带之上,主要是温度更低的干雪和冰晶粒子。

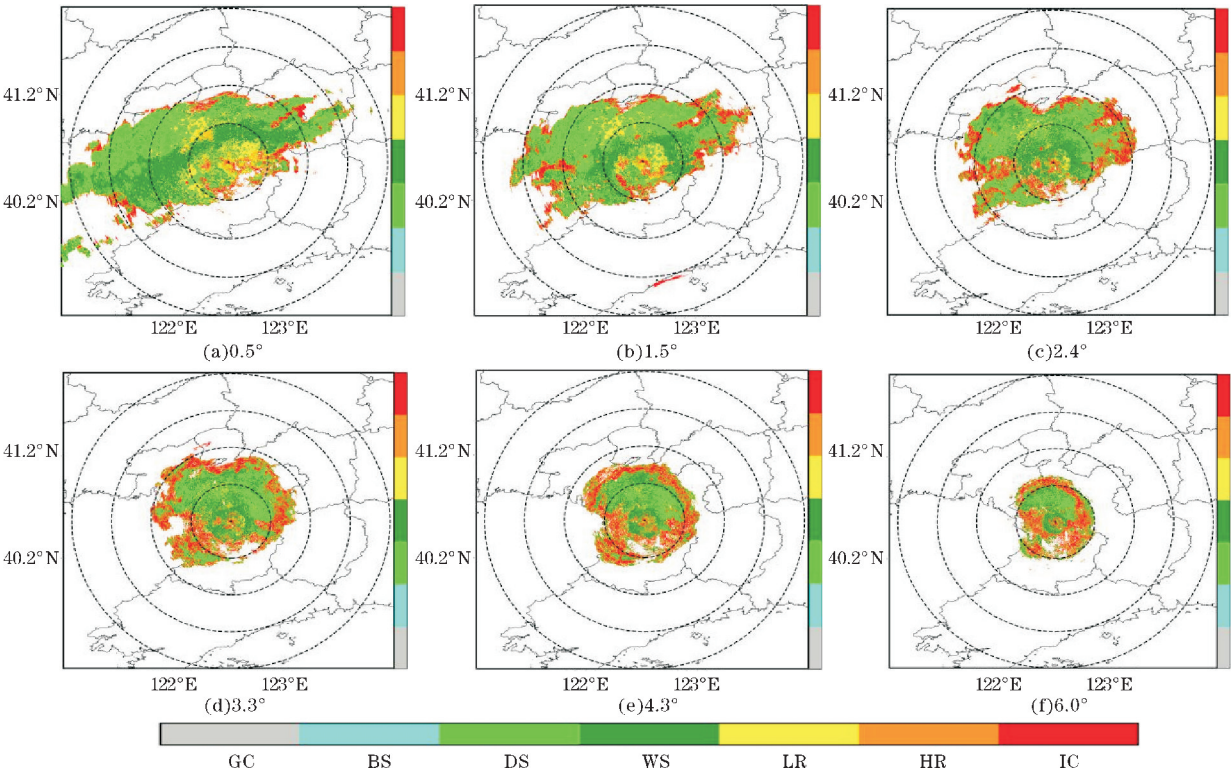


图6 2021年2月13日22:01各仰角粒子相态识别结果

图7为13日22:01在雷达315°方位角的垂直剖面分布图,清楚地反应垂直结构粒子相态变化的结构组成。距雷达5 km、高度在1.2 km处,识别到湿雪区域,随着逐渐远离雷达,高度逐渐下降,在距离雷达22 km处的位置,识别出湿雪粒子已经基本接地。强冷空气在朝向雷达移动的过程中,距离较远的区域先

转化为固态降雪粒子,而近雷达区域的近地面区域由于冷空气还未侵入,所以粒子以降水为主。

在距离雷达31~49 km处,有一处识别为“柱状降水”区域,正在湿雪接地的交界处。此柱状区域的特征大约在2.5 km左右高度处消失,高空还是降雪粒子占据主导。结合当前天气形势特点,850 hPa切变线从东北地区北部一直伸到江淮地区,蒙古、黑龙江地区存在的强冷高压,使高压脊前冷空气下滑,而此时近地面空气潮湿且温度较高,暖空气被迫抬升,形成了局部的逆温层,致使固体粒子下落时融化成为液态粒子。地面暖湿气流与空中冰雪粒子碰撞,在局地形成了大雨滴粒子降落,形成了“柱状降水”区域。由于东北地区每年11月至第二年4月会封盖雨量观测设备,因此无

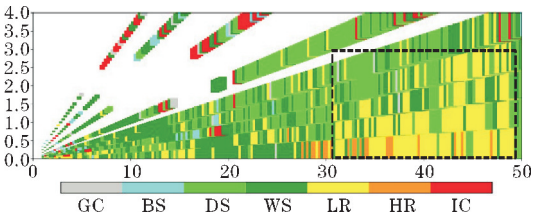


图7 2021年2月13日22:01 雷达315°方位角垂直剖面粒子相态分布

法直接观测到地面降雨量情况。但降水粒子的形态与温度相对应,如果地面温度大于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,低层为液态降水,只有地面温度小于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,才考虑可能是固态降雪。图 8 为同时刻地面气象观测站温度分布,在 315° 方位角上,20 km 以内的地面温度在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,20 ~ 60 km 处的地面温度刚降至 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下,60 km 以外的地面温度仍在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,由近及远均呈现“暖-冷-暖”的结构。而雷达由近及远粒子识别结果为“雨-湿雪-雨”,与实际地面温度结构一致。这里由于雷达距离地面高度为 230 m,因此雷达观测的 0 高度与真实地面会存在一定

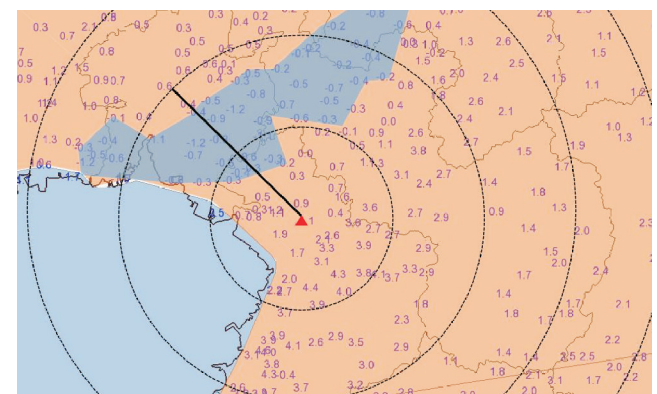


图 8 2021 年 2 月 13 日 22 时地面气象观测站温度(橙色区域为 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上;蓝色区域为 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下;黑色实线为 315° 方位角方向)

差距。也可以看出,由于冬季冷空气较活跃,零度层亮带区域会从高空直接接地,形成局地的冷暖空气交汇,这也是冬季零度层亮带识别难度较大的原因之一。

2.3 天气过程主观分析验证

图 9 为 3 月 13 日 22 时,雷达在 0.5° 仰角粒子相态识别结果,以及各偏振量对比图,黑色虚线为识别零度层亮带。从识别结果来看,整个亮带呈现西南向东北延伸的不规则带状,在对应的反射率因子区域, Z_{H} 值区分布在 22 ~ 43 dBZ。在差分反射率图中,可以明显看到有一条呈现相同形状西南-东北朝向带状区,且均为正高值,最大 Z_{DR} 值可以达到 2.8 dB,在同样区域,相关系数 ρ_{HV} 出现明显降低,最低值为 0.82。由于固态粒子下落到融化层时,互碰并聚合,致使其散射特性发生明显改变,正在融化的雪片可以近似地当作扁椭球体,且融化区的非球形程度往往比雨区大,所以 Z_{DR} 明显升高,且粒子一致性出现明显的降低,是典型的零度层亮带特征。在识别结果中,距离雷达较近的低层识别出了一些 IC 冰晶粒子,此处分析原因是近地面处雷达探测数据质量出现波动,致使近地面结果出现了偏差,在以后的研究中可以先对近地面数据进行优化。

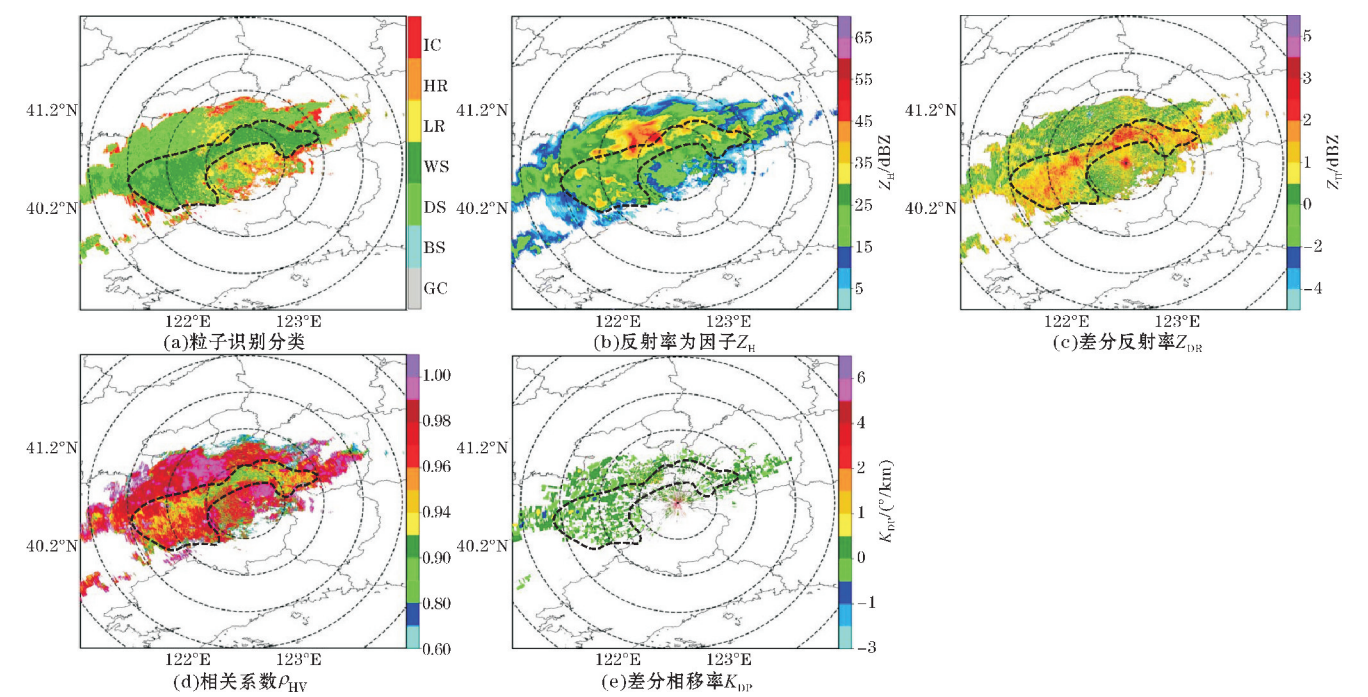


图 9 2021 年 2 月 13 日 22 时雷达 0.5° 仰角各 PPI 图

垂直结构的粒子相态识别,能较清楚地反应各微观粒子在云中的结构层次,尤其是在各粒子相态转化的“边缘区域”,粒子识别效果尤为重要。沿雷达北偏东方向, 45° 方位角进行径向切面,如图 10 所示。在距离雷达 11 km、1.1 km 的高空,识别出融化层 WS 湿雪

特征,随着距离远离雷达中心,WS 湿雪带高度逐渐下降,在距离中心 29 km 处接入地面,直到 48 km 处特征消失。在雷达中心到 29 km 处的低层区域,主要以 LR 降雨粒子为主,而在湿雪 WS 高度以上的区域,DS 干雪为主要粒子相态,在 3 km 以上的高度,部分区域识

别出 IC 冰相态粒子。在 Z_H 的相同区域,有一条明显的加强带,大小在 38 ~ 43 dBZ, Z_{DR} 和 ρ_{HV} 图中也能够

看到,在相同区域出现了明显的数据波动,其高 Z_H 、高 Z_{DR} 、低 ρ_{HV} 的特征均说明此区域内存在湿雪混合相态粒子。

2.4 观测资料客观对比验证

关于粒子相态识别最大的难点在于检验,由于高空探测直接探测资料的短缺,无法对识别结果进行直观的验证。但是利用现有的观测资料,通过分析过程变化,可以间接验证识别效果是否合理。选用距离营口雷达站最近的两个高空探测资料,分别处于雷达南偏西、距离 208 km 的大连探空站(站号:54662),和雷达西偏北、距离 130 km 的锦州探空站(站号:54337)。图 11 为两个探空站分别在 13 日 20 时、14 日 08 时和 14 日 20 时的高空温度探测图。13 日 20 时,锦州探测到零度层高度 650 m,大连探测高度为 1865 m;14 日 08 时,锦州地面温度已降至 0℃ 以下,已无零度层高度信息,大连站零度层高度下降至 1677 m;随着冷空气继续入侵,14 日 20 时,大连零度层高度已降至 950 m。

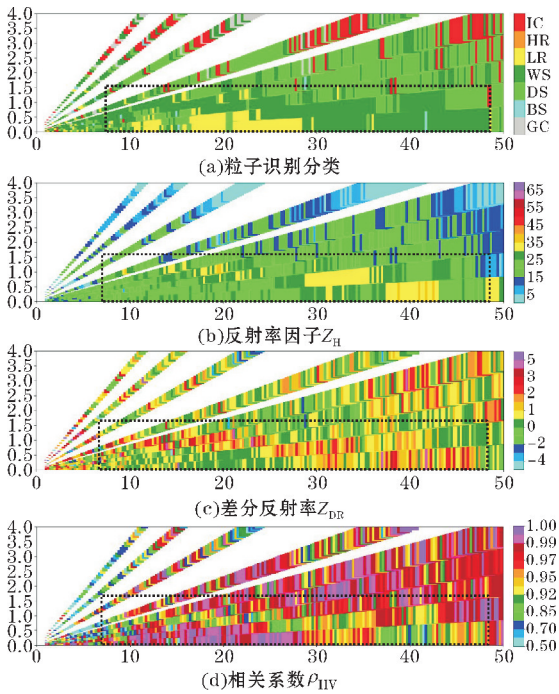


图 10 2021 年 2 月 13 日 22 时雷达 45°方位角 RHI 剖面图

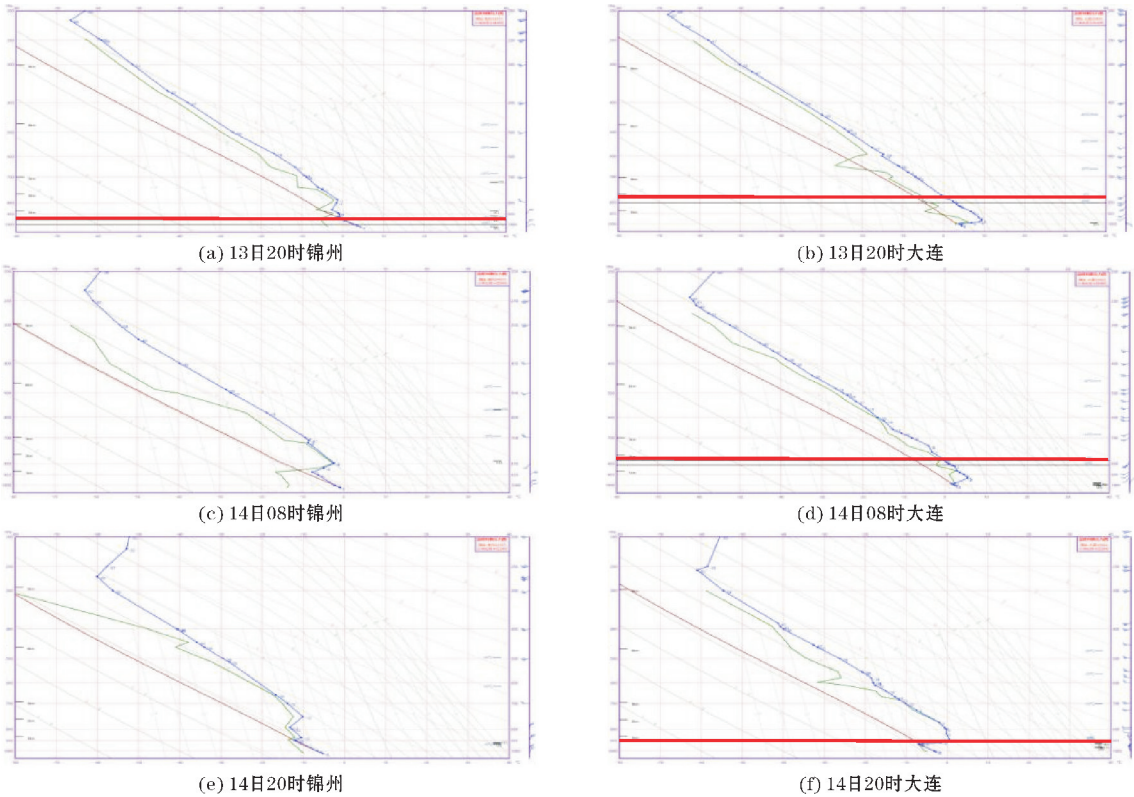


图 11 不同时刻大连、锦州高空观测温度对数压力图(蓝色曲线为垂直温度廓线;红色直线为探测零度层高度)

结合此次天气过程,由于前期的强冷空气主要位于内蒙、黑龙江地区,随着冷空气逐渐向东南方向移动,最先影响的是锦州,之后是大连,因此雷达探测到的零度层亮带高度,应介于同时刻锦州和大连高度之

间。虽然冬季零度层亮带高度不稳定,但是在系统背景环境下的变化趋势是相同的,表 3 对当前时刻所有零度层亮带的高度信息进行排序,选取亮带的最大值和最小值,与相同时刻锦州、大连观测到的探空资料进

行比对,其整体高度随着冷空气的入侵逐渐降低,在 14 日 08:00 的降温幅度明显,在 14 日 20:00 地面温度均在零度以下,因此检测不到亮带信息。识别到的亮带高度信息与探空资料有着较好的对应关系,且变化趋势与天气背景一致。

表 3 2021 年 2 月 13-14 日 亮带识别高度与探空资料高度对比					单位:m
		13 日 20 时	14 日 08 时	14 日 20 时	
探空观测	锦州	650	—	—	
零度层	大连	1865	1677	950	
识别零度层	亮带	$H_T(\max):1465$ $H_B(\min):1216$	$H_T(\max):698$ $H_B(\min):174$	—	—

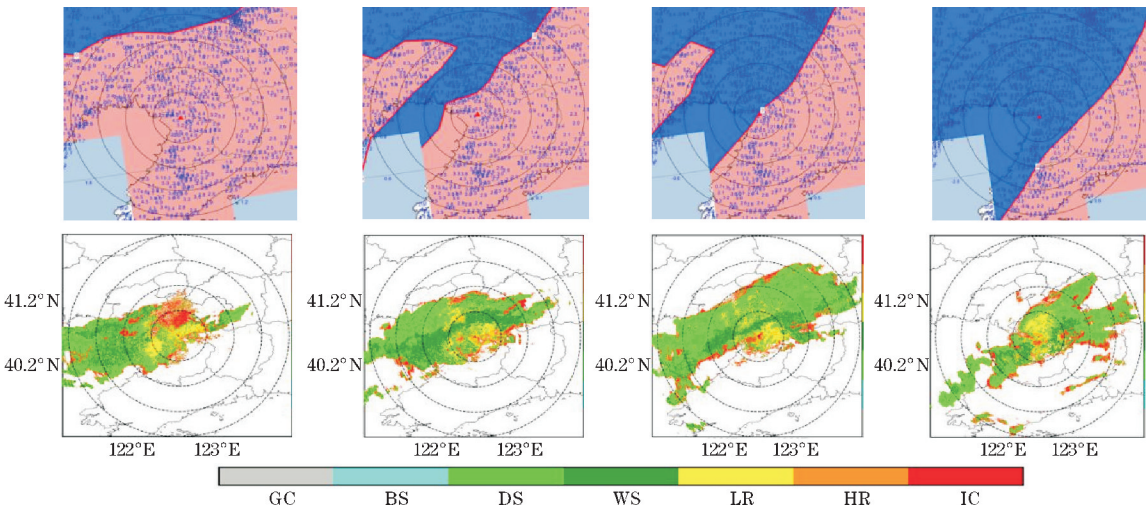


图 12 相同时刻区域自动站温度变化与 0.5 度仰角粒子识别结果比对图

图 12 为相同时刻 552 个区域自动站温度变化与 0.5°仰角粒子识别结果比对图。考虑到雷达天线距离地面有 230 m 高度,同时 0.5°仰角识别云内粒子也有高度差,所以地面温度无法与识别相态结果直接对应。但是天气过程整体保持连贯,其变化趋势是相同的。在 13 日 08 时,冷空气从西北方向东南方向移动,地面 0℃线在雷达探测中心西北方向 160 km 处,底层的暖湿空气自西南向东北移动,低层区域还未受到强冷空气影响,识别到的粒子相态底层以降雨为主,西南方向的高空开始转化成湿雪带。13 日 22 时,雷达西北方向 40 km 外圈的地面温度已经降至 0℃,而沿着这条 0℃线的高空,识别出带状湿雪带,说明此处正处于雨雪转换的区域。在地面 0℃以下的西北区域,其高空粒子相态已经基本被干雪覆盖。随着 14 日 00 时,08 时,地面 0℃线继续向东南方向移动,湿雪带也向东南方向压缩,西北方向的上空逐渐被干雪粒子所占据。从高空和地面观测到的数据变化来看,整体过程的粒子相态识别效果与实际观测结果基本保持一致。

3 结论与讨论

选用东北首部双线偏振雷达,对冬季过程进行粒子相态识别,从天气过程以及其他观测资料结果来看,识别结果基本合理,与探空数据、地面观测数据对比较一致,但雷达近雷达低空识别效果不佳,考虑原因是雷达数据质量不稳定。若观测区域内还有雷达进行协同

观测,能够更直接的比对观测结果。

冬季粒子相态分类相对夏季少,但是粒子偏振参量表现相似度很高,仅依靠雷达偏振参量难以区分,零度层高度信息的加入能够很好优化识别结果。根据营口双线偏振雷达资料,将零度层的识别结果调整为 $45\text{ dBZ} \geq Z_H \geq 20\text{ dBZ}$, $2.8\text{ dB} \geq Z_{DR} \geq 0\text{ dB}$, $0.94 \geq \rho_{HV} \geq 0.73$ 。

冬季零度层亮带特征不规律,识别难度较大。在冷空气入侵时,空中温度整体变化趋势一致,但在近地面经常会有逆温层出现。冷暖空气交汇处会形成垂直方向的对流,致使局地出现雨、雪、冻雨等粒子相态混杂。

利用双线偏振雷达识别粒子相态的研究在诸多地域已有应用,但东北地区关于此项的研究还相对较少。冬季粒子识别的难度较大,且没有直接的观测数据佐证,因此在识别轮廓清晰度上还有待进一步提升。但是此次研究对于以后偏振参量在冬季粒子识别的研究中有一定价值,且在东北区域冬季短临预报的应用中有一定的参考意义。

参考文献:

[1] Straka J M, Zrníc D S. An Algorithm to Deduce Hydrometeor Types and Contents from Multiparameter Radar Data. Pre-prints, 26th Int Conference on Radar Meteorology [J]. Norman, Oklahoma, Amer Meteor Soc, 1993:513-516.

[2] Straka J M, Mansell E R. A bulk microphysics parameterization with multiple ice precipitation cate-

- gories[J]. J Appl Meteorol, 2005, 44: 445–466.
- [3] Zrníc D S, Ryzhkov A V. Polarimetry for Weather Surveillance Radars[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1999, 80: 389–406.
- [4] Vivekanandan J, Ellis S M, Oye R, et al. Cloud Microphysics Retrieval Using S-band Dual-Polarization Radar Measurements[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1999, 80(3): 381–388.
- [5] Liu H, Chandrasekar V. Classification of Hydrometeors Based on Polarimetric Radar Measurements: Development of Fuzzy Logic and Neuro-Fuzzy Systems, and In situ Verification[J]. J Atmos Oceanic Technol, 2000, 17(2): 140–164.
- [6] Park H S, Ryzhkov A V, Zrníc D S, et al. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCX. Wea Forecasting, 2009, 24(3): 730–748.
- [7] Dolan B, Rutledge S A. A Theory-Based Hydrometeor Identification Algorithm for X-band Polarimetric Radars[J]. J Atmos Oceanic Technol, 2009, 26(10): 2071–2088.
- [8] 曹俊武, 刘黎平, 葛润生. 模糊逻辑法在双线偏振雷达识别降水粒子相态中的研究[J]. 大气科学, 2005, 29(5): 827–836.
- [9] 吴杨, 赵放, 孔照林, 等. 浙江地区 2015 年冬季首场降雪的气象特征及双偏振雷达回波特征分析[J]. 南京信息工程大学学报, 2018, 10(4): 493–499.
- [10] 魏玮, 刘黎平, 吴翀, 等. 杭州“12.05”降雪天气过程的偏振雷达观测分析[J]. 气象, 2019, 45(9): 1248–1261.
- [11] 雍佳, 魏鸣. 降雪回波的双偏振雷达云相态垂直特征分析[J]. 科学技术与工程, 2019, 19(35): 46–53.
- [12] 武静雅, 毕永恒, 孙强, 等. 结合 Ka 和 X 波段双偏振雷达对北京一次锋面降雪过程雪带的观测分析[J]. 大气科学, 2021, 45(5): 931–942.
- [13] 张乐坚, 程明虎, 陶岚. CINRAD-SA/SB 零度层亮带识别方法[J]. 应用气象学报, 2010, 21(2): 171–179.
- [14] 曹杨, 陈洪宾, 苏德斌. 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, 2018, 29(1): 84–96.
- [15] Wolfensherger D, Scipion D, Berne A. Detection and characterization of the melting layer based on polarimetric radar scans[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2015, 142(S1).
- [16] Zhang J, Langston C, Howard K. Bright-band Identification Based on Vertical Profiles of Reflectivity from the WSR-88D[J]. J. Atmos. Oceanic Technol, 2008, 25(10): 1859–1872.
- [17] 洪廷超, 肖辉, 李宏宇, 等. 冰雹云中微物理过程研究[J]. 大气科学, 2002, 26(3): 421–432.
- [18] 魏玮. 冬季降水过程的 C 波段双线偏振雷达资料分析[D]. 成都: 成都信息工程大学, 2019.
- [19] Hongping Liu, V Chandrasekar. Classification of hydrometeor or based on polarimetric radar measurement: Development of fuzzy logic and neuro fuzzy system and in situ verification[J]. J Atmos Oceanic Tech, 2000, 17: 140–164.
- [20] Lim S, Chandrasekar V, Bringi V N. Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: model improvements and in situ verification[J]. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 2005, 43(4): 792–801.

Research on Winter Phase Identification based on Northeast Polarized Radar

WANG Haoyu^{1,2}, WU Chong³, LIU Liping³, YANG Hua¹

(1. College of Electronic Engineering, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Yingkou Meteorological Bureau, Yingkou 115001, China; 3. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China)

Abstract: Hydrometeor identification of dual linear polarization radar is one of its important applications. At present, most domestic researches focus on the study of strong convection in coastal areas in summer, and there are relatively few studies on particle identification in winter. Based on the fuzzy logic phase state recognition algorithm, this paper selects the first dual-polarization S-band operational radar in Northeast China to study the phase state recognition of particles in winter. The research identifies the bright band of the zero-degree layer in winter, and uses the identification information as an input factor to apply it to the fuzzy logic identification algorithm. The algorithm uses a trapezoidal membership function, and the input factors are: horizontal reflectivity Z_H , differential reflectivity Z_{DR} , differential phase shift rate K_{DP} , common-pole correlation coefficient ρ_{HV} , standard deviation $SD_{(Z_H)}$, and MLH (melting layer height). Using a case of rain and snow conversion weather on February 13, 2021, the method is used to identify and verify the phase state. The results show that: the identification effect is consistent with the actual observation results, which can better reflect the phase distribution of each particle; the introduction of the zero-degree layer bright band information can optimize the winter particle identification results; the zero-degree layer brightness in winter The distribution of the belts is irregular, and the identification is difficult; The identification results near the ground need to be further optimized.

Keywords: dual polarization; winter particle identification; zero-degree layer bright band; fuzzy logic algorithm