

青藏高原对流云的偏振雷达观测研究^{*}

梅 垚^{1,2} 胡志群² 黄兴友¹ 陈 超³

MEI Yao^{1,2} HU Zhiqun² HUANG Xingyou¹ CHEN Chao³

1. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京, 210044
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. 广东省气象台, 广州, 510640

1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China
2. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China
3. Guangdong Meteorological Observatory, Guangzhou 510640, China

2017-11-24 收稿, 2018-05-03 改回.

梅垚, 胡志群, 黄兴友, 陈超. 2018. 青藏高原对流云的偏振雷达观测研究. 气象学报, 76(6):1014-1028

Mei Yao, Hu Zhiqun, Huang Xingyou, Chen Chao. 2018. A study of convective clouds in the Tibetan Plateau based on dual polarimetric radar observations. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(6):1014-1028

Abstract Based on observations of a mobile C-band dual polarimetric radar (C-POL) and the Chinese new generation weather radar deployed in Naqu (CINRAD/CD) from 30 July to 5 August 2014, two hailstorm events and their associated dynamic, thermal-dynamic and microphysical characteristics are demonstrated using wind fields retrieved from observations of the two Doppler radars and identification technique of dual polarization radar hydrometeors. The convective cells mostly appeared in the afternoon in the Tibetan Plateau. Although the horizontal and vertical scales of the convective cells are small, they occurred frequently and evolved rapidly, and generally lasted for tens of minutes. In the RHI (range height indicator) images of Z_H , Z_{DR} and Class, the dynamic and microphysical processes can be seen clearly. Hydrometeor particles reached higher levels following the "0 line" and grew quickly, accompanied by increases in the echo intensity, and eventually formed a hail wall dropping down on the other side of main updraft. From the consecutive three RHI scans, it can be seen that the particles changed from wet snow to hailstorm during the evolutionary process in one convective cell. The height of the echo was lower and its intensity was very weak when the convective cell was initially triggered. However, large amounts of wet snow appeared above the melting level, indicating that the updraft was strong enough to transport wet snow back to higher levels before the snow completely melted below the melting level. Through physical processes such as condensation, rime and attachment, the wet snow could rapidly grow into hailstones in just over 10 min. During the re-condensation of wet snow, the unstable structure further developed while the ascending and descending motions strengthened due to the latent heat release. Therefore, the occurrence of wet snow in a newly generated weak echo region above the melting level usually indicates strong updraft and convective cell would develop rapidly.

Key words Tibet Plateau, Convective cloud, Dual-polarization radar, Wind field retrieval, Class classification

摘 要 利用可移动式 C 波段双偏振雷达(C-POL), 以及那曲新一代天气雷达(CINRAD/CD)于 2014 年 7 月 30 日和 8 月 5

^{*} 资助课题:第三次青藏高原大气科学试验——边界层与对流层观测(GYHY201406001)、国家自然科学基金项目(41375038)。

作者简介:梅垚,主要从事双偏振雷达资料分析及应用研究。E-mail: 154023830@qq.com

通信作者:胡志群,主要从事雷达气象研究。E-mail: huzq@cma.gov.cn

日在西藏那曲地区的观测资料,并通过双多普勒雷达风场反演、偏振雷达相态识别,清晰展示了这两次高原冰雹云发生发展的动力、微物理、热力结构特征。结果表明:青藏高原地区的对流云多在午后出现,水平及垂直尺度不大,但是对流云发生频繁、生消快,一般持续几十分钟。从 RHI 扫描的水平偏振反射率因子(Z_H)、差分反射率因子(Z_{DR}),以及反演的相态(Class)分布上可以明显看出,粒子跟随“0 线”抬高,不断增长,回波强度也越来越大,并最终超过主上升气流从另一侧降落,形成冰雹墙整个动力与微物理过程。从连续时次的 RHI 上还观测到一次对流单体发生、发展过程中相态从湿雪到冰雹的变化,单体刚刚触发时,回波高度不高,强度还很弱,但是却出现成片的湿雪区域,说明上升气流非常旺盛,将本来落到 0°C 层以下的未完全融化的湿雪重新带到 0°C 层以上,通过凝华、淞附、攀附等物理过程,仅仅 10 多分钟,这些湿雪就能够迅速增长成为冰雹。这些湿雪重新凝结过程中,释放潜热,进一步促进了不稳定结构,加强了上升气流和下沉气流。因此,如果某个刚刚生成的弱回波区域内,在融化层以上出现大量的湿雪,往往预示着该区域上升气流强劲,会迅速发展成强回波单体。

关键词 青藏高原地区, 对流云, 双偏振雷达, 风场反演, 相态识别

中图法分类号 P412.25

1 引言

对雹云的研究一直是气象界的重要课题之一,雹云生消过程快、生命史短但破坏性大,常给人们日常生活带来极大影响,每年中国因冰雹造成的经济损失高达几亿甚至几十亿元(马宗晋,1994)。由于冰雹云生命周期短、发展快等特点,给预报带来很大难度。自 Seliga 等(1976)提出用双线偏振雷达测量降水后,双线偏振雷达在降水探测中发挥了越来越重要的作用。研究表明,双线偏振雷达与普通雷达相比具有更强的探测降水能力(Direskeneli, et al, 1986; Seliga, et al, 1981; Sachidananda, et al, 1986)。与常规天气雷达相比,双线偏振多普勒雷达可以交替或同时地发射、接收水平和垂直偏振电磁波,它不仅可以探测到水平偏振反射率因子(Z_H)、还能探测到差分反射率因子(Z_{DR})、差传播相移(Φ_{DP})、差传播相移率(K_{DP})等参数,这些物理参数与降水粒子类型、形状、空间取向和分布以及下落运动等要素密切相关。 Z_{DR} 和 K_{DP} 是探测冰雹的重要参量。刘黎平等(1996)在对比分析了层云和对流云的降水粒子相态和大小之后发现,双线偏振雷达的 Z_{DR} 是判断不同类型云降水粒子相态(Class)的一个重要指标, Z_{DR} 的负值区对应于大冰雹区,而正的 Z_{DR} 一般和小冰雹融化而成的大雨滴区相关。高原上的边界层与平原地区相比更厚(赵鸣等,1992),在垂直方向上经常存在深厚的混合层,有些地区还存在着逆湿现象(Yanai, et al, 1992),这些有利的条件都为对流活动的发展提供了动力、热力和水汽条件,若加上一定的天气条件,造成高原上的对流活动异常频繁但强度不太大(Yanai, et al, 1994)。通过分析青藏高原夏季 7—8 月对流云的降水过程,可以发

现存在明显的日变化:对流在 11 时(以下如无特殊说明,均指北京时)至 17—18 时这一时段呈一直增强趋势,在 17—18 时达到最强,上午的对流活动较少,且降水过程持续时间较短,一般短于 1 h(常祎等,2016;江吉喜等,2002)。高原地区由于海拔高、日照强等原因,是冰雹等对流性天气多发地,但西藏地区的水汽条件差,凝结、凝华释放的潜热较少,上升气流较弱等原因,导致对流云多发展浅薄。周德平等(2007)将水平尺度几千米到十几千米的雹云归为弱单体雹云,这类雹云多在有利地形条件下由热力作用导致,多出现于夏季午后,生消快,整个过程一般维持在几十分钟内,这种单体产生的雹粒直径较小。弱单体雹云很少独立存在,多以单体群的形式出现。有时是多个弱单体组合在一起形成一块大的回波。但是发展后期强度减弱后便可以看出它是由多个独立的几个弱单体组成。这类雹云的降雹区一般位于上升气流的下方。并且,西藏地区冰雹的雹胚主要是以霰为主,而霰最开始是由冰晶或雪与冻雨滴粘附而成(王文新等,1986)。冰雹云内只有达到一定的云水含量和霰含量才能使其发展,所以云水含量对冰雹的形成起着至关重要的作用(刘俊卿,2007)。结合回波和径向速度定性分析得出的雹云内流场结构发现,在雹云的发展阶段,斜上升气流起重要作用(蔡森等,2014)。冰雹云中存在的独有的“穴道”“0 域”结构是宏、微观物理量场之间相互作用的表现,分析“穴道”“0 域”这一结构,可以获得更多有关雹云的宏、微观结构特征(许焕斌等,2008)。为了研究青藏高原的对流云的雷达回波特征,Uyeda 等(2001)利用 X 波段多普勒雷达研究了季风爆发前后青藏高原的对流过程及其日变化特征。尽管利用卫星等被动遥感资料对高原对流云进行了多方面的研究(戴

进等,2010;傅云飞,2014;李典等,2012),但是在利用主动遥感手段对青藏高原对流云内部的微物理特性和动力结构研究方面,特别是双偏振雷达探测方面,认识还是比较有限,目前的研究还无法满足科学和实际应用的需要(刘黎平等,2015)。本研究选取可移动式 C 波段双偏振雷达(C-POL)在 2014 年 7 月 30 日和 8 月 5 日于西藏那曲的观测资料分析了高原冰雹云的发展特性和微物理结构,并利用双偏振雷达和那曲业务雷达(CINRAD/CD)进行双多普勒雷达风场反演,分析冰雹云发展的动力结构。利用偏振雷达相态识别对对流云的发展过程进行分析。为进一步认识青藏高原的云和降水提供了数据基础,有利于加深对高原冰雹云的认识。

2 观测设备及资料预处理

主要利用参加第三次青藏高原大气科学试验的中国气象科学研究所的可移动式 C 波段偏振雷达(C-POL,31.37°N,91.90°E,天线高度 4509 m)2014 年 7—8 月在西藏那曲的探测数据,C-POL 设置距离库长为 75 m,探测距离 75 km,并且做了多个 PPI、RHI 扫描。此外,还使用了那曲的新一代天气雷达(CINRAD/CD,31.48°N,92.06°E,天线高度 4526 m)探测数据,受业务规定所限,CINRAD/CD 全部为体扫,并且探测距离、库长固定,不能调整,两部雷达相距 20.5 km,两部雷达的主要性能见表 1。

表 1 C-POL 和 CINRAD/CD 主要技术指标

Table 1 Main technical parameters of C-POL and CINRAD/CD

雷达构件	主要参量	C-POL 参数	CD 参数
天线	直径	3.2 m	4.3 m
	增益	40 dB	43 dB
	波束宽度	1.2°	1.0°
	第一旁瓣	< -25 dB	< -29 dB
	隔离度	>40 dB	/
发射机	波长	5.5 cm	5.54 cm
	脉冲宽度	1.0/0.5 μs; 150/75 m	1.0/2.0 μs; 150—500 m
	峰值功率	250 kW	250 kW
	PRF	300—1200 Hz	300—1300 Hz
	工作模式	双发双收	水平极化
	最小可测功率	-109 dBm	-107 dBm(1.0 μs); -110 dBm(2.0 μs)
接收机	雷达噪声	3.0 dB	4.0 dB
	动态范围	>85 dB (线性范围)	>90 dB (线性范围)
移动方式		车载 4 m 标准方仓	固定式

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室对偏振雷达有多年的研究积累,发展了一套完整的偏振量数据质量控制、双多普勒雷达数据的风场反演、相态识别等算法。本研究采用的雷达探测数据经过了衰减订正、去地物杂波、速度退模糊等一系列质量控制(杜牧云等,2011,2013;胡志群等,2014)。另外,为了充分发挥偏振雷达的观测精度优势,风场反演时设置的水平格点精度为 0.0025°(约 250 m),垂直方向上的精度为 250 m,高度从海拔 0.5 km 到 12.5 km 共 50 层。

采用模糊逻辑法对对流云内粒子进行相态识别,将回波识别为以下 10 类:(1)地物回波,包括异常传播(GC/AP);(2)生物回波(BS);(3)干雪(DS);(4)湿雪(WS);(5)冰晶(CR);(6)霰(GR);(7)大雨滴(BD);(8)小雨和中雨(RA);(9)大雨(HR);(10)雨和冰雹混合物(RH)(Park, et al, 2009)。

3 个例分析

3.1 2014 年 7 月 30 日冰雹天气过程

3.1.1 天气环境条件分析

2014 年 7 月 30 日,那曲地区全天有小雨转雷阵雨。偏振雷达观测站记录显示 14 时 50 分为小到中雨,伴有冰雹(霰)。7 月 30 日那曲的冰雹是受高原切变线影响产生。高空实况图上(高空及地面形势图略),30 日 08 时 500 hPa 那曲和托托河(站号 56004)有气旋性切变线发展,其中那曲为西北风 6 m/s,托托河为东南风 2 m/s。到 20 时加强为闭合低涡系统,辐合抬升动力条件较好,500 hPa 比湿为 6.47 g/kg,低层湿度较大;高层 200 hPa 处于青藏高原内部、高空急流右侧的辐散场,与低层辐合叠加有利于上升运动发展。14 时地面图上,那曲为暖低压,14 时气温 14.6℃,热力条件好;那曲西部有地面辐合线,那曲附近也有气旋式气流的辐合,触发中尺度对流,然后向东移影响那曲。

7 月 30 日融化层高度约 6000 m,08 时那曲探空图(图略)上呈下湿上干的不稳定层结,低层湿度较大,500、590 hPa 比湿分别为 6.4 和 9.2 g/kg。抬升凝结高度 572 hPa、对流凝结高度 556 hPa 都较低;但 08 时对流有效位能(CAPE)仅为 46 J/kg,20 时对流有效位能增大到 238 J/kg,可见白天不稳定能量是一个逐渐增大的过程。因此,对 08 时探空做

订正,将地面温度订正到中午的 15°C ,可以看到对流有效位能明显增大到 1400 J/kg 。因此,那曲上空午后有较强的对流不稳定层结和热力水汽条件,极易触发对流发展。

3.1.2 回波发展过程

从2014年7月30日14时26分C-POL回波强度(图1)上看,西边和东南方向各有一处强回波中心。14时32分西部的强回波处强度明显增强,出现 62 dBz 的最高强度,之后向东移动。东南方向的回波单体面积逐渐增大,强度稳定在 50 dBz 左右,强度最高可达 60 dBz ,这块强回波逐渐向北移动。14时42分,西部回波出现强度减弱的趋势,东南处的强回波依然维持在较高强度。至14时52分,西部的强回波强度较之前明显减弱。东南方向处的强回波中心回波面积进一步增大,强度依旧,地面观测此时已出现霰,说明该时间点是一个分界线,之后回波强度会逐渐衰弱。果然,14时54分,西边的回波面积减小,东南方向的强度有所减弱,但依旧维持在 50 dBz 左右。15时02分,两个强回波处回波强度都有所减弱。到了15时05分,强回波处已基本消散(图略)。

3.1.3 RHI分析

对强对流单体进行了多次RHI扫描,图1c箭头所指方位对应图2a—d(14时42分,方位角 152°),图1e箭头所指方位对应图2e—h(14时52分,方位角 142°),雷达位于 0 km 处。RHI扫描方位大致与回波移动方向相同,因此,可以近似认为RHI扫描得到的径向风向为实际风向。14时43分,主要回波单体距雷达约 15 km ,回波垂直方向上发展至 16 km (以下无特殊说明,皆指海拔高度),大于 45 dBz 的强回波区域延伸至 9 km ,单体的水平尺度约为 8 km ,近地面回波强度最大为 60 dBz ,相态以干雪和霰为主,并且霰已经降落至地面。在其他弱回波区, Z_{DR} 为 $-0.5\text{—}0.2\text{ dB}$,相态识别主要为冰晶,以及少量干雪。值得注意的是,在强回波区的右侧主上升气流区,高度 8 km 左右有一小块湿雪区域,说明此处上升运动很强,对流将进一步发展。对流云底部 Z_{DR} 为 $0\text{—}2.0\text{ dB}$,相态识别为大雨、小雨区。14时53分,单体继续发展,强回波区发展至 14 km 处,强回波仍然以冰雹(霰)为主,并且已经降到地面。从强度图和相态图上可以看出单体迅速发展过程:几分钟内,单体强度突然跃增,单体

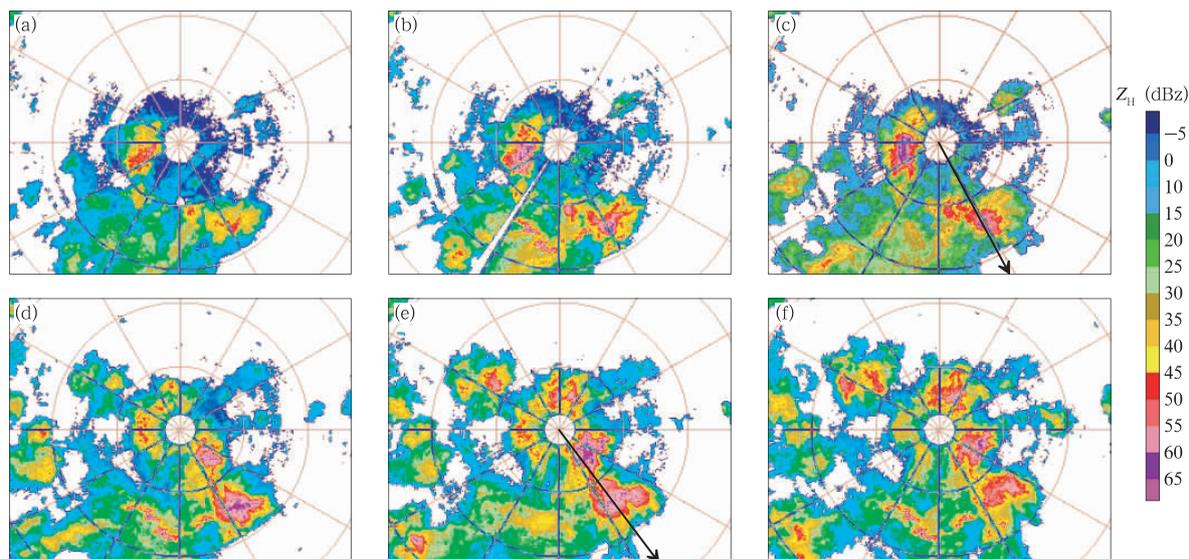


图1 2014年7月30日(a)14时26分、(b)14时32分、(c)14时42分、(d)14时52分、(e)14时54分、(f)15时02分雷达强度 3.5° 仰角 PPI

(距离圈为 15 km (下同),图 c、e 黑色箭头所指位置为图2 RHI 扫描方位)

Fig. 1 The 3.5° PPI at (a) 14:26, (b) 14:32, (c) 14:42, (d) 14:52, (e) 14:54 and (f) 15:02 BT 30 July 2014

(The interval between circles is 15 km (the same hereinafter); the black arrows in (c) and (e) are the directions of the RHI in Fig. 2)

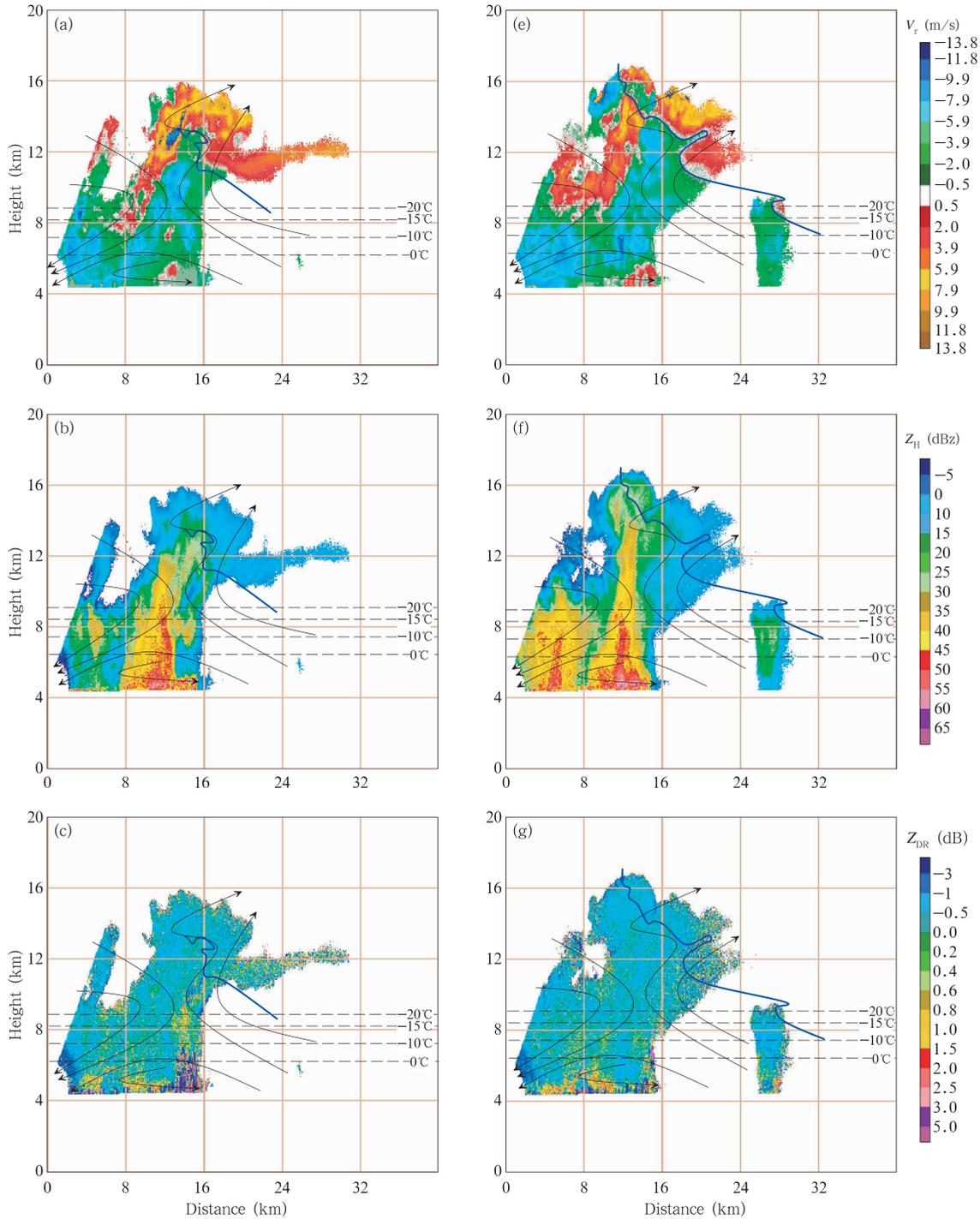


图2 对应图 1c、e 所示两个方位的 V_r (a, e)、 Z_H (b, f)、 Z_{DR} (c, g)、Class (d, h) 的 RHI

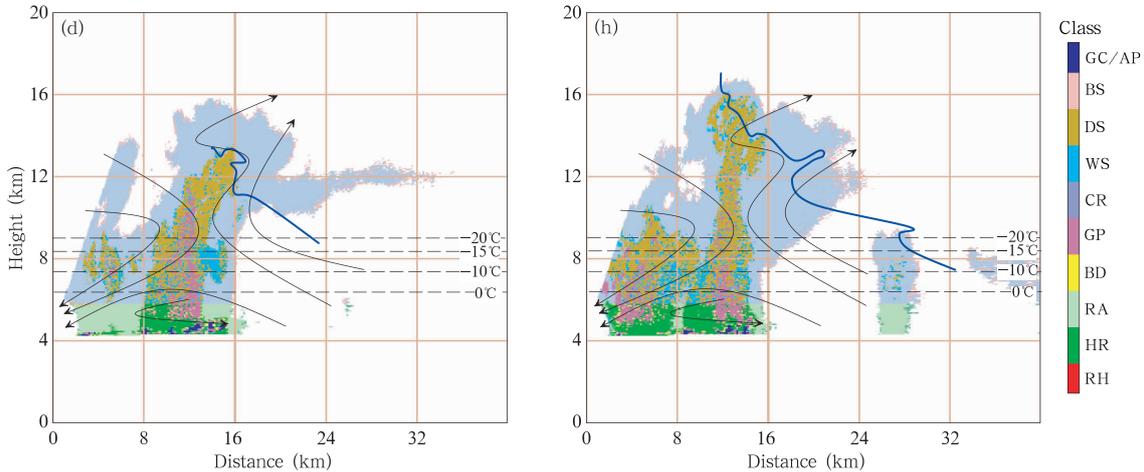
(a—d. 14 时 43 分, 方位角 152°; e—h. 14 时 52 分, 方位角 142°; 蓝色实曲线表示“0 线”,

黑色带箭头实曲线表示流场, 虚直线分别表示探空 -20、-15、-10、0°C 温度线)

Fig. 2 RHI images of V_r (a, e), Z_H (b, f), Z_{DR} (c, g) and

Class (d, h) corresponding to the arrows in Fig. 1c and 1e

((a) – (d) at 14:43 BT and the azimuth is 152°, (e) – (h) at 14:52 BT and the azimuth is 142°. The blue curved line represents the “0 line”. The solid curved lines with arrows represent the flow field, and the dotted straight lines represent the sounding isotherms of -20, -15, -10 and 0°C, respectively)



续图 2

Fig. 2 Continued

内部的干雪、霰分布明显增多,高度升高,较强的上升气流使得单体的前侧入流区有明显的湿雪聚集,融化层以下以液态降水为主。另外,从径向速度图上可以近似看出冰雹云内部流场的配置,结合 Z_H 、 Z_{DR} 、Class 图,能够大致看出冰雹增长的运行轨迹。速度图上,在上升气流前侧水平速度为 0 的“0 线”“0 域”附近,适合于水凝物粒子长时间停留,强烈的上升气流,使粒子在这片区域上下来回循环运动,是冰雹生长的绝佳区域(许焕斌等,2001)。粒子在“0 线”附近,根据其自身下落速度做垂直上升、下降或平衡的运动,并在此过程中与冰晶、干雪,通过凝华、淞附、攀附等过程,逐渐增长,质量越来越大,落速越来越大,循环一次后,粒子的位置与之前相比更深入主上升气流区,粒子的轨迹出现了旋进,粒子绕“0 线”循环运行增长,在主上升气流区迅速成长为大冰雹,直至最后越过主上升气流的最大区后掉落下来。

3.1.4 动力及微物理过程分析

为进一步分析冰雹云的动力与微物理演变过程,利用 C-POL 与 CINRAD/CD 进行双多普勒风场反演,反演区域为图中红色方框区域(左下角: $31.20^{\circ}\text{N}, 91.31^{\circ}\text{E}$, 右上角: $31.43^{\circ}\text{N}, 91.59^{\circ}\text{E}$), 左下角为坐标原点, x 轴正东方向为正, y 轴正北方向为正。

图 4 是 2014 年 7 月 30 日 16 时 29 分—17 时 01 分距离地面 1 km 处反演区域风场与 C-POL 强度叠加。单体发展过程中,向偏东方向移动,该高度

层以偏北风为主。16 时 29 分,反演区域(40,10)、(70,40)等多个格点位置(数据对表示格点的 x, y 坐标)有单体开始发展,16 时 38 分回波强中心(80,50)位于云系的东北部,中心强度超过 45 dBz,在格点(55,30)、(80,40)附近,可以看到明显的局地辐合,预示着单体将进一步发展。16 时 44 分,(80,40)处的单体很快发展旺盛,强度回波面积扩大。16 时 50 分,(80,50)处又有辐合产生,下一时刻单体在该位置回波强度增加,强回波面积增强。16 时 55 分开始,对流前侧的辐合逐渐消失,强回波中心呈现

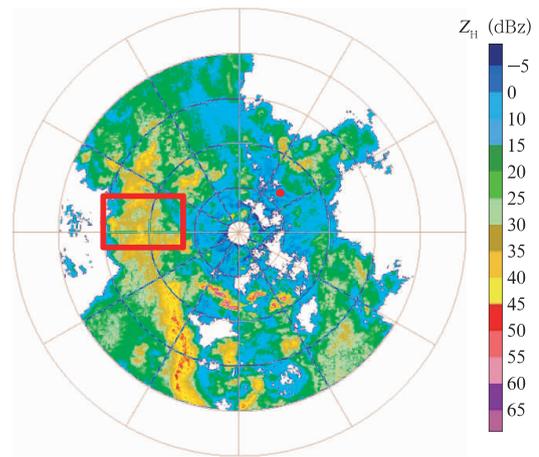


图 3 2014 年 7 月 30 日 16 时 44 分 C-POL 2.5°仰角 PPI

(CINRAD/CD 处于图中红色圆点区域)

Fig. 3 The 2.5° PPI of C-POL at 16:44 BT 30 July 2014

(in which the red dot denotes the location of CINRAD/CD)

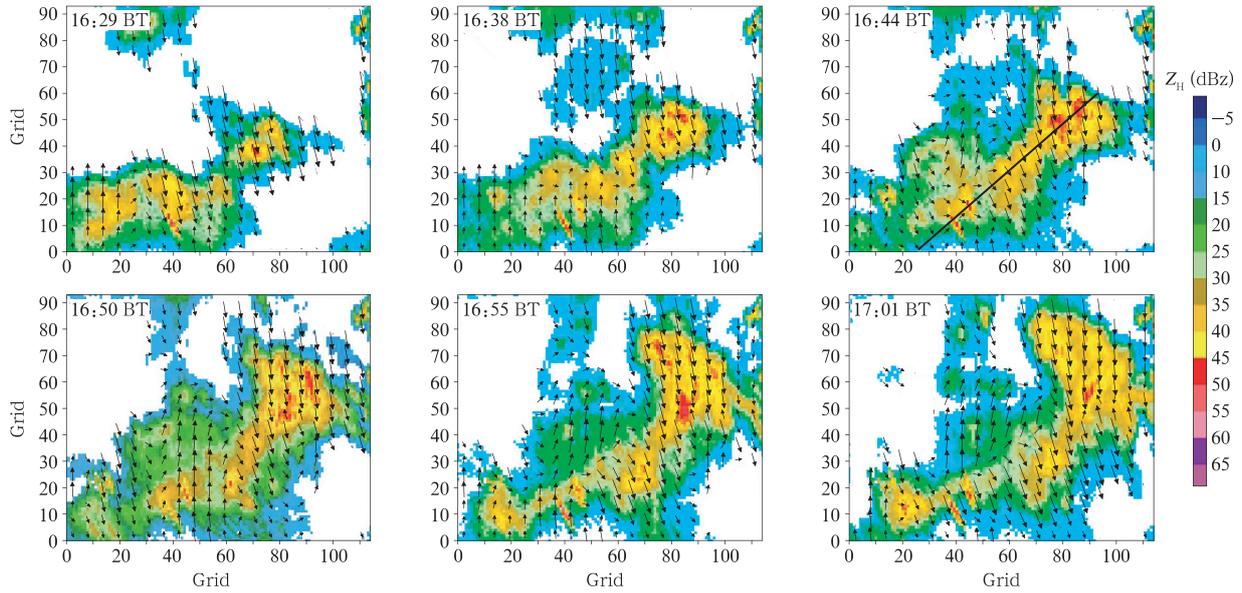


图4 2014年7月30日16时29分—17时01分各时次反演区域距离地面1000 m强度与风场叠加 (16时44分的黑线为图7中对应的垂直剖面位置)

Fig. 4 The image of wind field overlapped with C-POL intensity at 1000 m above the surface during 16:29 – 17:01 BT 30 July 2014

(The black line at 16:44 BT corresponds to the position of the vertical section in Fig. 7)

减弱趋势。17时01分时,(20,15)附近出现辐合,新生的对流云又开始发展。之前强回波中心面积明显减小,但是短时间内云体并没有消散。因为在青藏高原地区,对流有效位能的积累和重建很快,加上热力不均匀和地形的作用,对流抑制能量(CIN)很弱,所以但凡有一定量对流有效位能的积累,对流就会发展起来。但是也正因为对流有效位能释放快、积累小,对流强度较弱,加上对流抑制能量小,对流有效位能边积累边释放,就造成高原对流活动虽然活跃,但是无法像内地那样发展成强盛的超级单体。

图5是单体发展的几个典型时刻的 Z_{DR} 分布,16时44分单体发展成熟时,之前的强回波中心

(80,50)—(90,60)对应 Z_{DR} 为0 dB左右,说明该位置冰雹(霰)已经降落到地面,相态识别结果也显示该区域自上而下有霰粒子下落(图略)。云系的其他区域 Z_{DR} 大都大于0.5 dB,对应着雨区。

以16时44分各高度层的强度与风场叠加为例(图6),进一步说明对流云发生、发展过程中动力结构随高度配置情况。1500—2500 m图上,格点(60,50)、(70,50)有明显辐合气流。2500 m高度格点(70,40)处与其上、下高度层存在明显的风垂直切变,这与图4中发展起来的强回波中心对应一致,说明辐合上升是支撑单体发展的重要因素,风垂直切变以及涡旋结构的存在,有利于不稳定能量向动能

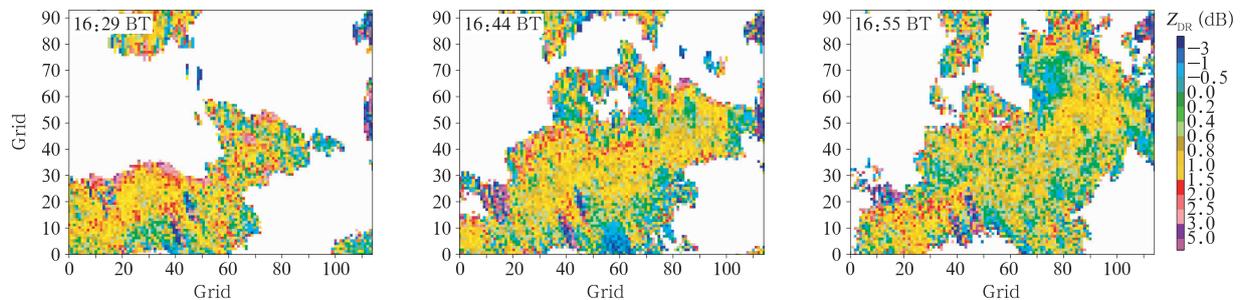


图5 对应图4中三个典型时刻距离地面1000 m处的 Z_{DR}

Fig. 5 Z_{DR} at 1000 m above the surface corresponding to the three typical moments in Fig. 4

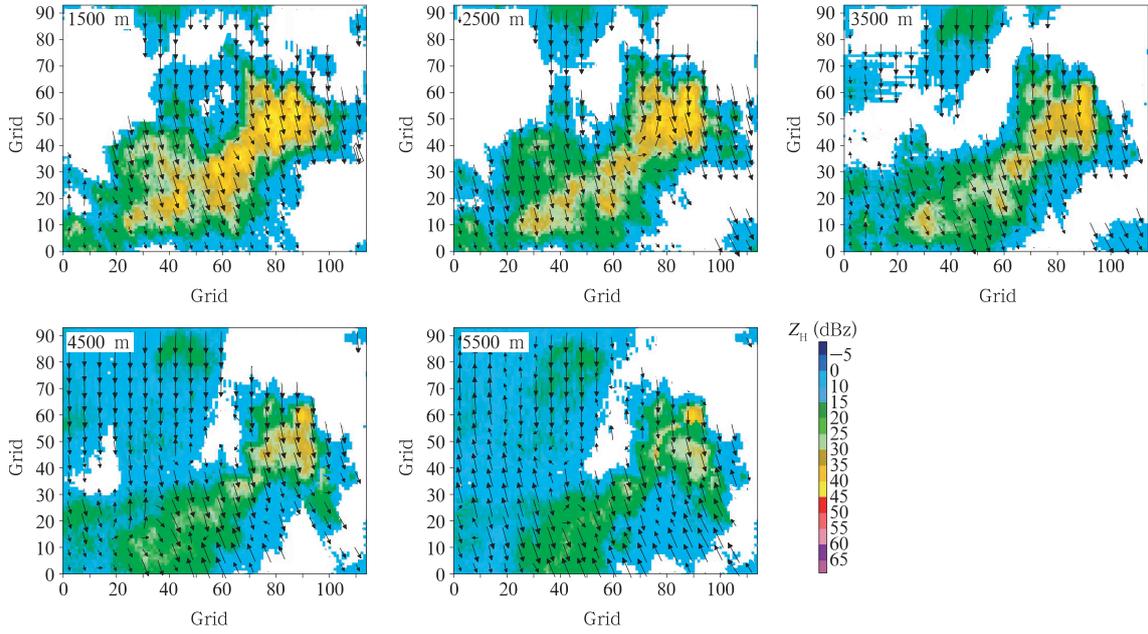


图 6 2014 年 7 月 30 日 16 时 44 分各个高度回波与风场的配合

Fig. 6 Radar echoes overlapped with wind fields at several levels at 16:44 BT 30 July 2014

的转换,单体从而能够迅速发展。

为了更加清晰地展示对流发展的动力、微物理变化情况,将 16 时 44 分做西南—东北方向的 Z_H 、 Z_{DR} 、Class 与三维风场垂直剖面叠加(图 7 中横坐标为格点数,分辨率约 250 m,纵坐标表示层数,每层 0.25 km),单体 1($x:15-25$)从上到下以下沉气流为主,说明单体已处于消散阶段,对应的强度图中,仅在低层仍有少量的大于 45 dBz 的强回波,强回波

对应的 Z_{DR} 小于 0 dB,相态识别为少量霰的区域,单体 1 其他区域回波已经减弱为 30 dBz 以下,对应的相态分布,从高往低,依次为冰晶、干雪、湿雪、大雨。单体 2($x:35-55$)中低层强度大都大于 35 dBz, Z_{DR} 为 0.2—2.0 dB,单体内部仍然以上升气流为主,并将融化层下的大量湿雪吹入上空,但是,其中并没有冰雹、霰粒子,在格点($x=50$)附近,低层开始出现辐散下沉,对应区域从上往下为一狭长的干

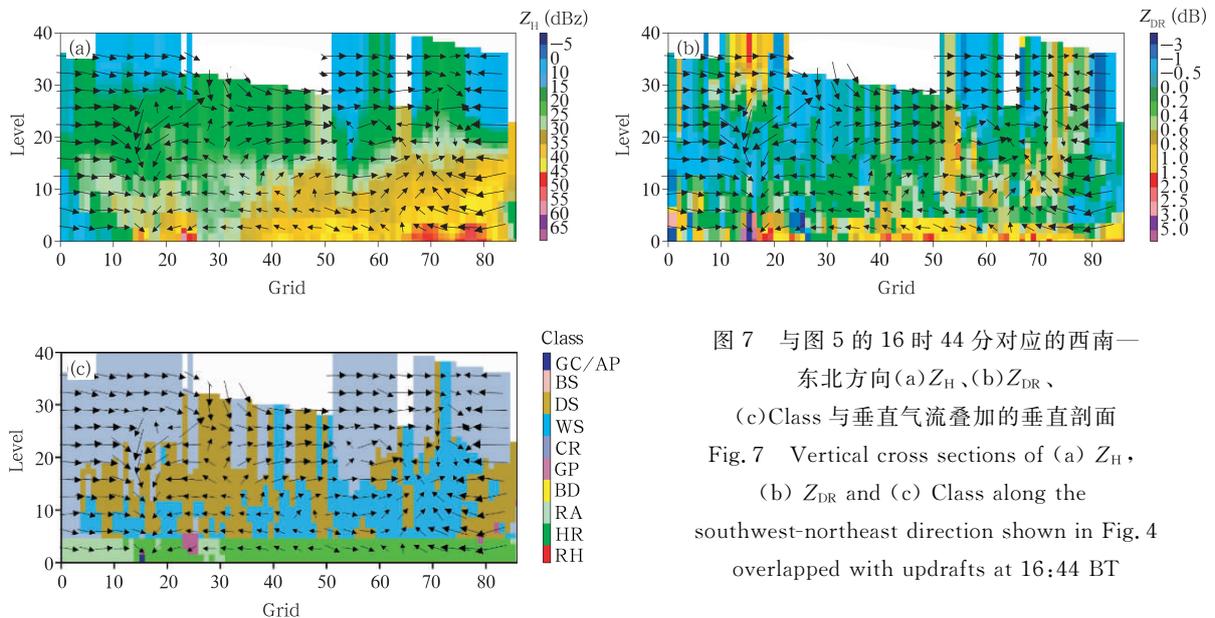


图 7 与图 5 的 16 时 44 分对应的西南—东北方向(a) Z_H 、(b) Z_{DR} 、(c) Class 与垂直气流叠加的垂直剖面
Fig. 7 Vertical cross sections of (a) Z_H , (b) Z_{DR} and (c) Class along the southwest-northeast direction shown in Fig. 4 overlapped with updrafts at 16:44 BT

雪区,说明单体已经过了发展的旺盛期,开始由盛转衰,整个单体内的中上层的相态也将慢慢由湿雪往冰晶、干雪转换。单体 3($x:65-80$)中低层为明显的辐合上升气流。单体前侧有较强的上升气流,此处的 Z_H 为 45 dBz, Z_{DR} 为 0 dB 左右,可以判断为雹胚生长区。从相态识别的结果来看,上升气流区对应为大片的湿雪区,说明单体正处于发展阶段。中层往上,格点(70,15)处有明显风垂直切变, Z_H 减弱,但是, Z_{DR} 反而从 0.2 dB 增至 0.8 dB 左右,说明随着上升气流,粒子淞附、攀附、碰并增长,冰相粒子直径增大的物理过程。

3.2 2014年8月5日冰雹天气过程

3.2.1 天气环境条件分析

2014年8月5日那曲阴有阵雨,偏振雷达观测站记录显示15时30分阵雨伴有冰雹、霰。8月5日那曲冰雹发生在副热带高压加强北上过程中。从高空实况图上看,500 hPa 副热带高压强盛,584 dagpm 等值线由西太平洋延伸到西藏中部地区,那曲受副热带高压北侧西南气流控制,有短波槽东移影响,槽前西南风风速为 8—10 m/s,比湿达 4.7 g/kg,有较好的水汽输送和辐合条件;200 hPa 处于青藏高压内部,为辐散场;低层辐合、高层辐散

有利于上升运动发展。14时地面图上,那曲附近有中尺度风场辐合中心,容易触发对流。

8月5日融化层高度约 5800 m,08时那曲探空图(图略)上,600—400 hPa 有较厚的湿层,400—300 hPa 有明显的干层,有上干下湿的不稳定层结特征;抬升凝结高度(580 hPa)、对流凝结高度(562 hPa)都较低;08时风向随高度一致顺转,有暖平流,而到20时,300到250 hPa 风向随高度逆转,有冷平流加入,上冷下暖的不稳定层结加强;08时对流有效位能很低,但20时增大到 630 J/kg,可见白天不稳定能量是一个逐渐增大的过程,因此对08时探空做订正,将地面温度订正到中午的 14℃,可以看到对流有效位能明显增大到 880 J/kg。因此,那曲中上层干冷空气的侵入与低层暖湿气流的叠加,有利于不稳定能量增长和促进对流发展。

3.2.2 回波发展过程

从2014年8月5日15时23分的 4.3°仰角 C-POL 的 Z_H 的 PPI(图 8a)上看,西边是一条南北走向的强回波带,该回波段位置强度大于 45 dBz,最高可达 58 dBz。另外,正南方向处有强回波带,该回波段位置强度稳定在 50 dBz 左右。15时34分,西面的强回波中心向北移动,回波面积有所减少,强

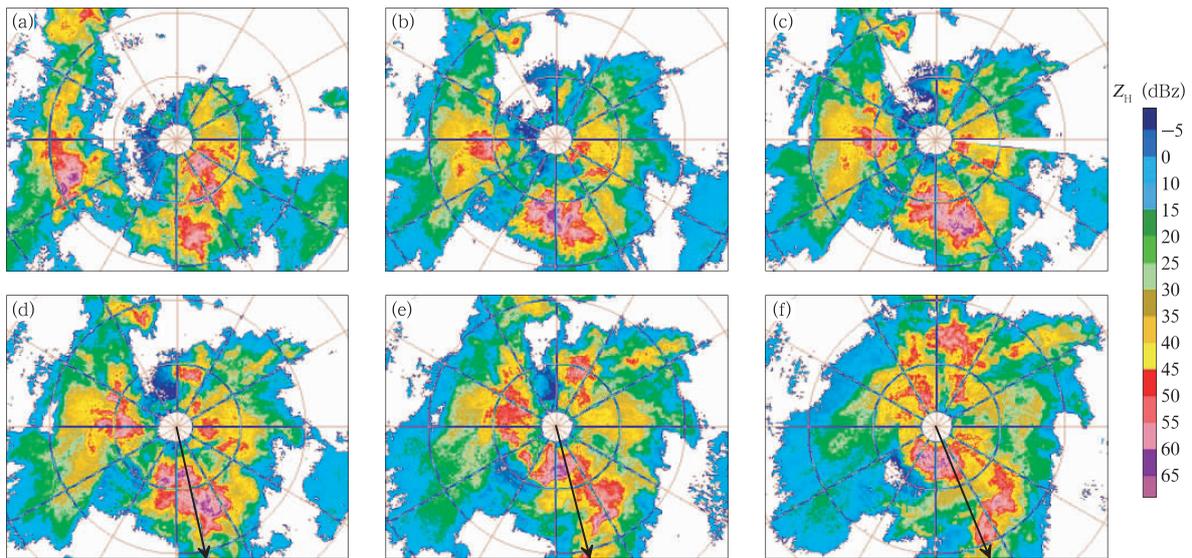


图8 2014年8月5日(a)15时23分、(b)15时34分、(c)15时39分、(d)15时42分、(e)15时47分、(f)15时49分强度 PPI

(a、b、f. 仰角 4.5°, c、d、e. 仰角 3.5°; 箭头为图 9 中 RHI 所处的方位)

Fig. 8 The PPI at (a) 15:23, (b) 15:34, (c) 15:39, (d) 15:42, (e) 15:47 and (f) 15:49 BT 5 August, respectively; the elevation is 4.5° in (a), (b), (f), and 3.5° in (c), (d), (e); the black arrows in (d),

(e) and (f) are the directions of the RHI shown in the Fig. 9

度维持在较高水平。南部的强回波中心面积和强度大幅度增加,强度最高可达 64 dBz。从这一时段的体扫资料来看(图略),两条回波带的垂直发展都比较旺盛。15 时 39 分,西面的强回波面积进一步减小,南边的强回波较之前变化不大。至 15 时 42 分,西部的强回波区继续消散,南部的强回波逐渐向东移动,强度有所下降,基本在 55 dBz 以下。15 时 47 分,南部的强回波逐渐移动分裂成两块,一部分向北移动,另一部分向东北移动。15 时 49 分,之前西部的强回波处已不见踪影,南部的强回波分裂成两部分之后,向北移动的一支仍保持在较高的回波强度,向东北方向移动的一支强度逐渐减弱。之后,分离的两支强回波强度逐渐减弱,直至最后消失。

3.2.3 RHI 分析

图 9a—d 是 2014 年 8 月 5 日 15 时 41 分方位角为 167°的 RHI 观测资料,可以看出强回波的垂直发展很旺盛,回波高度超过 16 km,大于 45 dBz 的强回波伸展到海拔 9 km 左右,底层最强回波中心距离雷达 8—10 km,靠近地面处的回波中心区最高值超过 65 dBz,说明此时冰雹、霰已经落地。从 RHI 可以看出高原与南方夏季对流云系明显的不同之处,由于地势高的作用,高原地区的对流云一般都出现在 0℃层以上,而南方大多数夏季对流云初始回波出现在 0℃层以下(陈秋萍等,2003),但是对流强回波区(>45 dBz)的水平尺度不超过 8 km,垂直尺度不超过 4 km,这一特点与平原地区的对流云相差较大(吴汪毅,2006)。Z_{DR}图上,强回波区对应的 Z_{DR},底层大都大于 1.0 dB,相态分布主要为大雨区,中上层 Z_{DR}在 -0.5 dB 左右,对应的相态分布有大量的霰。值得注意的是,在距雷达约 20 km 处,有一处明显湿雪区,说明该处有强烈的上升气流,将原本 0℃层以下的未完全融化的湿雪抬升,但是又还未来得及凝结为干雪,当这些湿雪重新凝结时,带来的潜热释放将进一步促进不稳定结构,加强上升气流和下沉气流,其后几个时刻的 RHI,充分验证了这一点。因此,某个弱回波区域内,大片湿雪区的出现往往预示这个区域会有单体迅速发展。图 9a 中,“0 线”的走向大致是上翘式的,“0 线”被抬得很高,说明上升气流很强,当上升气流前侧的冰晶、干雪等粒子随着弱上升气流由下进入“0 线”附近时,粒子将在“0 域”内通过凝华、淞附、攀附等物理过程迅速增长。

15 时 46 分,整个云体的高度仍然较高,但是前一时刻距雷达 8—10 km 处的回波高值区较之前减弱很多,之前发展旺盛的单体迅速减弱,冰雹下落时的拖曳气流往四周扩散,加上环境场的不稳定能量,在其两侧触发了新单体(距雷达 4 km、18 km 左右),其中 4 km 处的单体已经发展起来,大于 45 dBz 强回波高度发展到近 8 km,最高可达 60 dBz。强回波区底层依旧对应 Z_{DR}大于 1.0 dB,相态为大雨区,中层 8 km 以下,Z_{DR}大都为负值,相态识别结果,对应着大量的霰区。距离雷达约 18 km 处的单体体积扩大,上部的湿雪已经重新凝结成为干雪。15 时 51 分,距离雷达 8—10 km 的单体基本减弱消失,距离雷达 4 km 的单体强度开始减弱,相态图上霰区的体积缩小。但是,距离雷达 18 km 处的单体,在 16 km 左右的主入流区已经迅速发展旺盛,单体内产生大量的霰粒子。

3.2.4 动力及微物理过程分析

利用 C-POL 与 CINRAD/CD 进行风场反演,反演区域为图 10 中红色方框(左下角:31.13°N,92.01°E,右上角:31.32°N,92.35°E),左下角为坐标原点,正东方向为 x 轴正向,正北方向为 y 轴正向。

图 11 是 2014 年 8 月 5 日 14 时 17 分—15 时 13 分那曲地区距离地面 1250 m 处的风场,雹云整体向东移动,整个过程中的风向基本为均匀的东北风。14 时 17 分开始,格点(40,25)附近,单体 1 开始发展,回波强中心位于云系的偏南部,中心强度超过 45 dBz,之后强回波面积逐渐扩大。14 时 45 分,之前发展成熟的单体已经分裂成单体 1(70,30)和单体 2(85,25),单体 1 减弱时下沉气流的流出触发了单体 2 的发展,之后单体 2 逐渐发展减弱,并在其北部触发了新的单体。从减弱后的单体 1 可以看出,青藏高原对流云系与内地强对流云系的不同之处,内地飚线等强对流天气移过去后,往往是雨过天晴,即便是层云尾随型的中尺度对流云系,层云持续时间也不会超过 1 h。但在高原上,由于对流不稳定有利于中尺度斜升气流的发展,造成平原地区常为过渡云型的层积云(Sc),在高原上往往成为常态云系。

图 12 为单体发展过程中典型时刻的 Z_{DR},14 时 45 分,强回波中心(70,30)的 Z_{DR}小于 0 dB,可以判断此时出现降雹,相态识别也得到相同结果(图略),

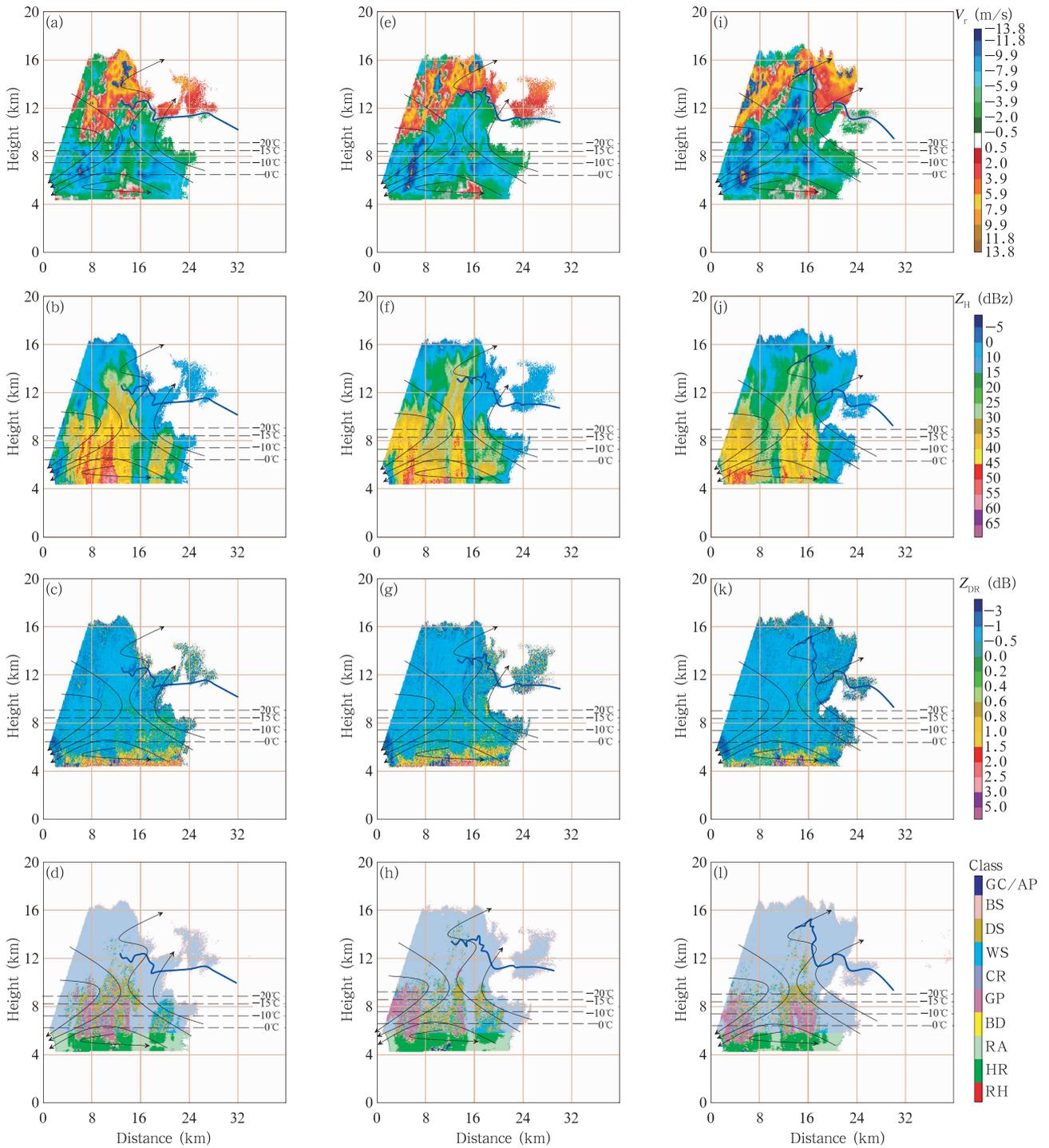


图9 对应图8d、e、f所示3个方位(a、e、i) V_r 、(b、f、j) Z_H 、
(c、g、k) Z_{DR} 、(d、h、l) Class 的 RHI

(a—d. 15时41分, 167°, e—h. 15时46分, 162°, i—l. 15时51分, 157°, 图中线条说明同图2)

Fig.9 RHI of (a, e, i) V_r , (b, f, j) Z_H , (c, g, k) Z_{DR} and
(d, h, l) Class corresponding to the arrows in Fig. 8d, e and f

((a) – (d) at 15:41 BT in 167°, (e) – (h) at 14:46 BT in 162°, and (i) – (l) at 15:51 BT in 157°.

The lines have the same meanings as those in Fig. 2)

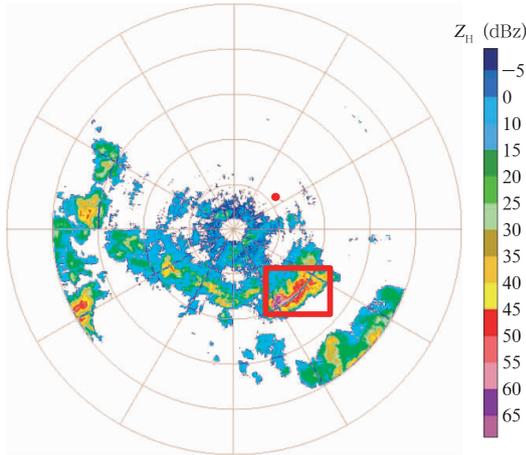


图 10 2014 年 8 月 5 日 14 时 45 分
仰角为 2.4° 的 PPI
(业务雷达处于图中红色圆点区域)

Fig. 10 The 2.4° PPI at 14:45 BT 5 August 2014, and the location of CINRAD/CD is denoted by the red dot

雹云后侧 $Z_{DR} > 2$ dB 的区域可能因回波边缘,信噪比较低, Z_{DR} 误差较大所引起。

从 14 时 45 分各高度层的风场配置(图 13)来看,雹云强回波中心位置相对偏后,整个雹云呈斜升发展趋势。在 2000 m 处,雹云的风向大致为东北风,2500 m 图上,格点(80,40)处有辐合气流,3000 m 开始低层的东北风逐步转变为西南风,形成风垂直切变,(90,30)处出现涡旋。辐合、涡旋、风垂直切变的存在,有利于单体的发展,强度跃增。

图 14 是 14 时 45 分西北—东南方向的垂直剖面(图中横坐标单位为格点数,纵坐标表示层数),进一步说明单体发生、发展、消亡过程中的动力与微物理变化过程。格点(40, 5)处的单体 1 以下沉气流为主,说明已过了发展旺盛时期,对应的粒子也以干雪为主,含有少量的霰粒子。单体 2(55,5)低层强回波带的前沿存在明显的辐合,两支气流在底层汇合后向上升,随着气流上升,中层(格点(55,20))有

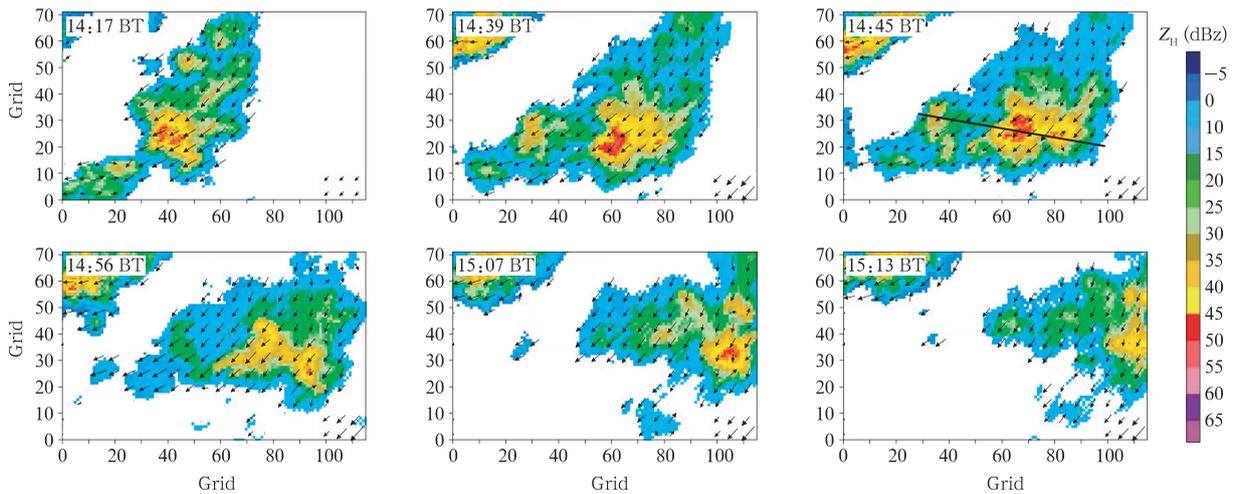


图 11 2014 年 8 月 5 日 14 时 17 分—15 时 13 分各时次反演区域距离地面 1250 m 强度与风场叠加
(14 时 45 分图上的黑线对应图 14 的垂直剖面)

Fig. 11 Regional images at 1250 m above the ground during 14:17–15:13 BT 5 August 2014
(The black line in the image at 14:45 BT corresponds to the vertical cross section shown in Fig. 14)

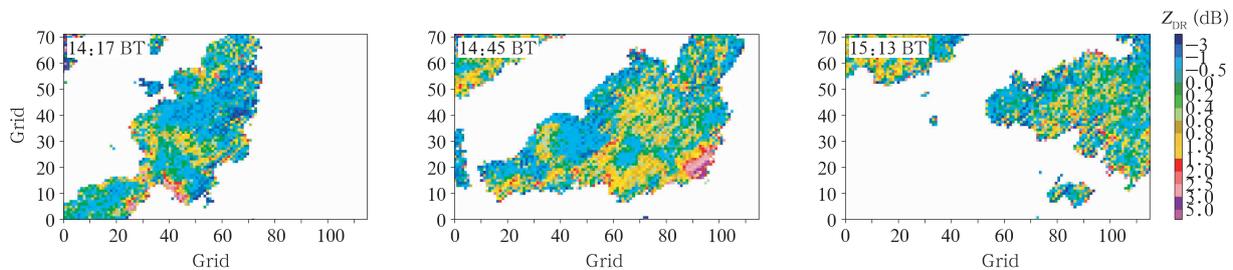


图 12 对应图 11 单体发展典型时刻 1250 m 处 Z_{DR} 分布

Fig. 12 Typical moments of Z_{DR} distribution in the development of the convective cell at 1250 m

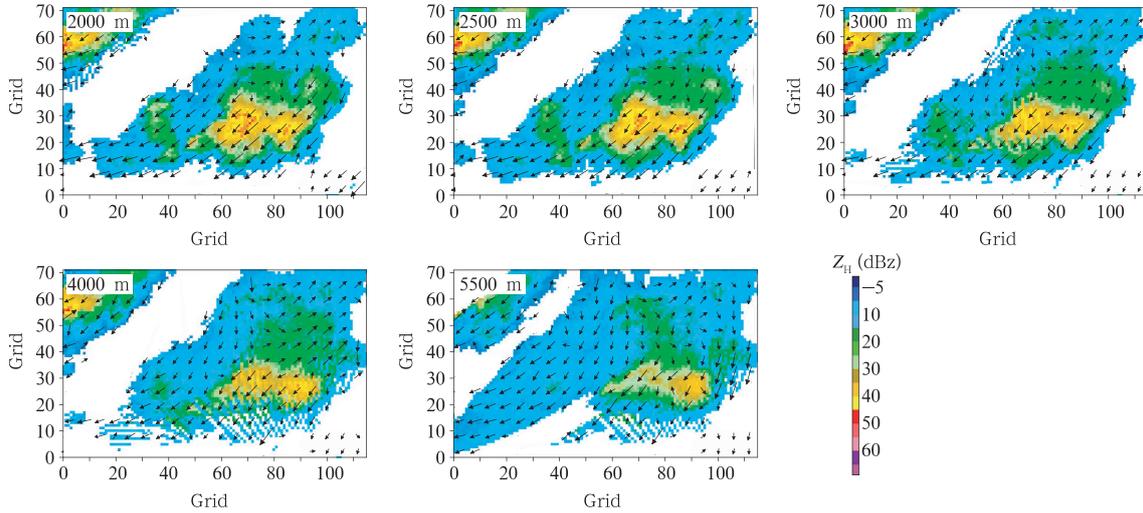


图 13 14 时 45 分各个高度回波与风场的配合

Fig. 13 Echo overlying wind field in several levels at 14:45 BST

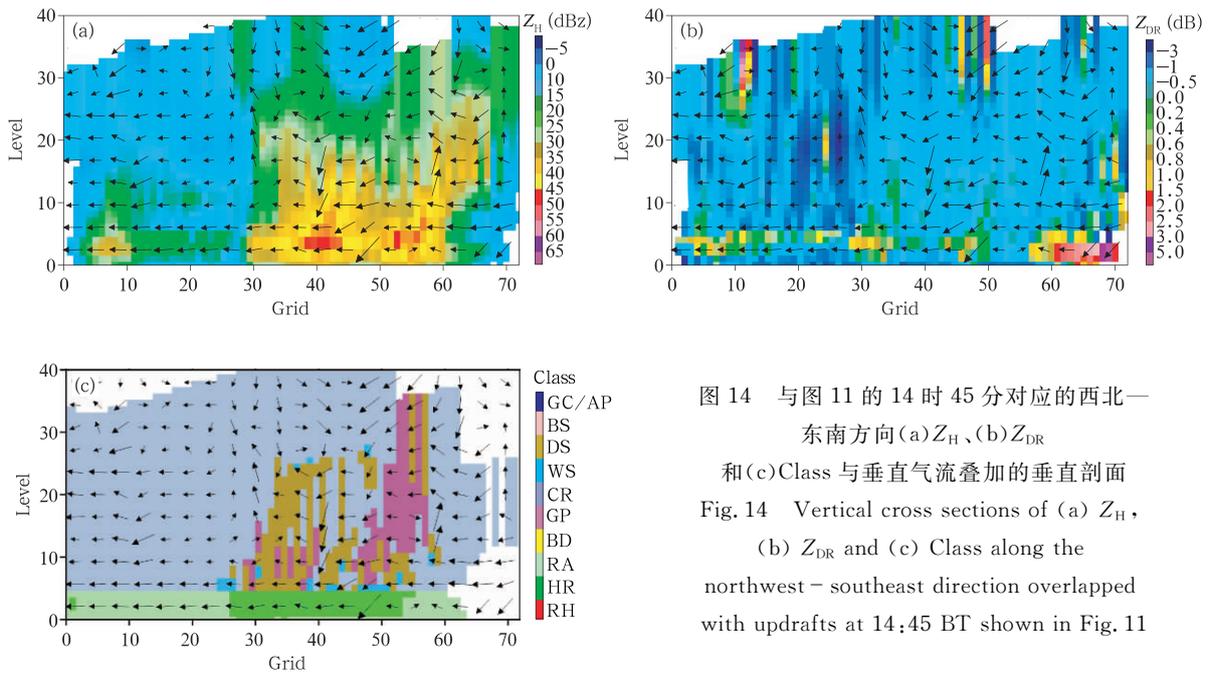


图 14 与图 11 的 14 时 45 分对应的西北—东南方向(a) Z_H 、(b) Z_{DR} 和(c) Class 与垂直气流叠加的垂直剖面
Fig. 14 Vertical cross sections of (a) Z_H , (b) Z_{DR} and (c) Class along the northwest - southeast direction overlapped with updrafts at 14:45 BT shown in Fig. 11

明显风垂直切变,说明单体处于旺盛发展阶段,强烈的对流使得单体内部有大量的霰粒子产生。

4 结 论

利用两次典型的青藏高原冰雹天气过程的雷达探测资料,结合双多普勒雷达风场反演,偏振雷达相态识别技术,通过 Z_H 、 V_f 、 Z_{DR} 、Class 的 RHI 分析,以及这些量在多个高度层与三维风场叠加,从动力、微物理两个方面,详细展示了青藏高原对流云的发

生、发展过程的结构变化特征。

(1) 青藏高原是对流云多发地区,对流有效位能的积累和再建很快,对流抑制能量很弱,加上热力不均匀和地形的作用,所以但凡有一定量对流有效位能的积累,遇到很小的扰动,对流就能够发展。文中分析的两次对流天气,都是在不稳定的环境背景下,当旧的单体消亡时,下沉的气流向四周扩散,不断触发新的对流单体,导致高原地区的对流活动很多,多地点同时产生,但是这些单体生消快,云体发

展不够深厚,产生的冰雹直径较小,大多为霰粒子,很难形成如同内地那样强盛的超级单体,产生直径较大的冰雹。

(2) 青藏高原地区的对流云多在午后出现。由于地势高的原因,高原地区的对流云一般都出现在0℃层以上。高原地区的对流云强度跃增快,回波强度最高可达60 dBz,但是对流强回波区(> 45 dBz)的水平尺度不超过8 km,垂直尺度不超过4 km,这一特点与平原地区的对流云差别较大。

(3) “0线”附近由于水平风速为0,当水凝物粒子随着上升气流到达“0线”附近时,粒子易在这片区域滞留,在垂直方向上循环,通过凝华、淞附、攀附等物理过程迅速增长为冰雹、霰粒子,超过主上升气流最大区后,在其另一侧下落形成冰雹墙。在观测到的RHI中,“0线”与冰雹生长、下落轨迹对应得比较好。

(4) 高原上,当某一弱回波区在融化层以上开始出现大量的湿雪区时,往往是由于强烈的上升气流将原本0℃层以下的未完全融化的湿雪抬升到融化层以上,预示着这个单体开始发展,强度将发生跃增。

致谢:感谢河北省邢台市气象台王丛梅、石家庄市气象台李国翠两位正研高工帮助做天气背景形势分析。

参考文献

蔡森,周毓荃,蒋元华等. 2014. 一次超级单体雹暴观测分析和雹区识别研究. *大气科学*, 38(5): 845-860. Cai M, Zhou Y Q, Jiang Y H, et al. 2014. Observations, analysis, and hail-forming area identification of a supercell hailstorm. *Chinese J Atmos Sci*, 38(5): 845-860 (in Chinese)

常祎,郭学良. 2016. 青藏高原那曲地区夏季对流云结构及雨滴谱分布日变化特征. *科学通报*, 61(15): 1706-1720. Chang Y, Guo X L. 2016. Characteristics of convective cloud and precipitation during summer time at Naqu over Tibetan Plateau. *Chinese Sci Bull*, 61(15): 1706-1720 (in Chinese)

陈秋萍,冯晋勤,陈冰等. 2003. 新一代天气雷达观测的福建夏季对流云特征. *应用气象学报*, 14(S1): 180-186. Chen Q P, Feng J Q, Chen B, et al. 2003. CINRAD observation on convective clouds in summer in south China. *J Appl Meteor Sci*, 14(S1): 180-186 (in Chinese)

戴进,余兴,刘贵华等. 2010. 一次暴雨过程中云微物理特征的卫星反演分析. *气象学报*, 68(3): 387-397. Dai J, Yu X, Liu G H, et al. 2010. Analyses of satellite retrieval microphysical properties of a rainstorm in the northern part of Shaanxi. *Acta Meteor Sinica*, 68(3): 387-397 (in Chinese)

杜牧云,刘黎平,胡志群等. 2011. C波段双线偏振多普勒雷达资料质量分析. *暴雨灾害*, 30(4): 328-334. Du M Y, Liu L P, Hu Z Q, et al. 2011. Data quality analysis of C-band dual linear polarimetric radar. *Torr Rain Dis*, 30(4): 328-334 (in Chinese)

杜牧云,刘黎平,胡志群等. 2013. 双线偏振多普勒雷达资料质量分析. *气象学报*, 71(1): 146-158. Du M Y, Liu L P, Hu Z Q, et al. 2013. An analysis of dual-linear polarimetric Doppler radar data quality. *Acta Meteor Sinica*, 71(1): 146-158 (in Chinese)

傅云飞. 2014. 利用卫星双光谱反射率算法反演的云参数及其应用. *气象学报*, 72(5): 1039-1053. Fu Y F. 2014. Cloud parameters retrieved by the bispectral reflectance algorithm and associated applications. *Acta Meteor Sinica*, 72(5): 1039-1053 (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. *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. *Plateau Meteor*, 33(1): 221-231 (in Chinese)

江吉喜,范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统. *大气科学*, 26(2): 263-270. Jiang J X, Fan M Z. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan plateau in summer. *Chinese J Atmos Sci*, 26(2): 263-270 (in Chinese)

李典,白爱娟,黄盛军. 2012. 利用TRMM卫星资料对青藏高原地区强对流天气特征分析. *高原气象*, 31(2): 304-311. Li D, Bai A J, Huang S J. 2012. Characteristic analysis of a severe convective weather over Tibetan Plateau based on TRMM data. *Plateau Meteor*, 31(2): 304-311 (in Chinese)

刘俊卿. 2007. 西藏高原冰雹形成机理及人工催化的数值研究[D]. 南京:南京信息工程大学. Liu J Q. 2007. The numerical study on the formation mechanism and suppression of hailstorms in Tibet Plateau[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology (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. *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. *Acta Meteor Sinica*, 54(5): 590-599 (in Chinese)

刘黎平,郑佳锋,阮征等. 2015. 2014年青藏高原云和降水多种雷达综合观测试验及云特征初步分析结果. *气象学报*, 73(4): 635-647. Liu L P, Zheng J F, Ruan Z, et al. 2015. The preliminary analyses of the cloud properties over the Tibetan Plateau from the field experiments in clouds precipitation with the various radars. *Acta Meteor Sinica*, 73(4): 635-647 (in Chinese)

马宗晋. 1994. 中国重大自然灾害及减灾对策(总论). 北京:科学出版社. Ma Z J. 1994. Major Natural Disasters and Countermeasures for Disaster Reduction in China (General Introduction). Beijing: Science Press (in Chinese)

- 王文新, 郑国光, 瓦黑提. 1986. 玛纳斯冰雹微物理个例分析. 新疆气象, (9): 31-32. Wang W X, Zheng G G, Wa H T. 1986. A case study of hail microphysics in Manasi. Bimonthly Xinjiang Meteor, (9): 33-34 (in Chinese)
- 吴汪毅. 2006. 安徽夏季对流云的多普勒雷达特征//中国气象学会2006年年会“人工影响天气作业技术专题研讨会”分会场论文集. 成都: 中国气象学会. Wu W Y. 2006. Doppler radar characteristics of summer convective cloud in Anhui Province//Proceedings of Annual Meeting of the Chinese Meteorological Society on 2006. Chengdu: China Meteorological Society (in Chinese)
- 许焕斌, 段英. 2001. 冰雹形成机制的研究并论人工雹胚与自然雹胚的“利益竞争”防雹假说. 大气科学, 25(2): 277-288. Xu H B, Duan Y. 2001. The mechanism of hailstone's formation and the hail-suppression hypothesis: "Beneficial competition". Chinese J Atmos Sci, 25(2): 277-288 (in Chinese)
- 许焕斌, 田利庆. 2008. 强对流云中“穴道”的物理含义和应用. 应用气象学报, 19(3): 372-379. Xu H B, Tian L Q. 2008. Physical meanings of "cave channel" in strong convective storm with its application. J Appl Meteor Sci, 19(3): 372-379 (in Chinese)
- 赵鸣, 苗曼倩. 1992. 大气边界层. 北京: 气象出版社. Zhao M, Miao M Q. 1992. Atmospheric Boundary Layer. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese)
- 周德平, 杨洋, 王吉宏等. 2007. 冰雹云雷达识别方法及防雹作业经验. 气象科技, 35(2): 258-263. Zhou D P, Yang Y, Wang J H, et al. 2007. Hail cloud identification method by radar echoes and experiences from hail suppression operation in Liaoning Province. Meteor Sci Technol, 35(2): 258-263 (in Chinese)
- Direskeneli H, Aydin K, Selign T A. 1986. Radar estimation of rainfall rate using reflectivity factor and differential reflectivity measurements obtained during MAYPOLE84: Comparison with ground-based raingages//Proceedings of the 23rd Conference on Radar Meteor, Snowmass. Colorado: Amer Meteor Soc, 116-120
- Park H S, Ryzhkov A V, Zrnić D S, et al. 2009. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS. Wea Forecasting, 24(3): 730-748
- Sachidananda M, Zrnić D S. 1986. A comparison of rainrate estimates from differential propagation phase shift, differential reflectivity and Z-R relationships//Proceedings of the 23rd Conference on Radar Met Snowmass. Colorado: Amer Meteor Soc, 129-132
- Seliga T A, Bringi V N. 1976. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. J Appl Meteor, 15(1): 69-76
- Seliga T A, Bringi V N, Al-khatib H H. 1981. A preliminary study of comparative measurements of rainfall rate using the differential reflectivity radar technique and a raingage network. J Appl Meteor, 20(11): 1362-1368
- Uyeda H, Yamada H, Horikomi J, et al. 2001. Characteristics of convective clouds observed by a Doppler radar at Naqu on Tibetan Plateau during the GAME-Tibet IOP. J Meteor Soc Japan, 79(1): 463-474
- Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. J Meteor Soc Japan, 70(1): 189-221
- Yanai M, Li C F. 1994. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. Mon Wea Rev, 122(2): 305-323