

多普勒雷达实时反射率因子垂直廓线观测研究

史锐¹ 程明虎¹ 崔哲虎¹ 何会中¹ 刘朝晖²

(1. 中国气象科学研究院, 北京 100081; 2. 山东省气象中心)

提 要

使用 2002 年 6~7 月长江中游地区宜昌 S 波段多普勒雷达在两次大范围混合性强降水过程中部分时段体积扫描强度数据以及周边 100km 范围内的 7 个雨量计整理成 10min 记录一次的雨量资料, 分析了实时雷达反射率因子垂直廓线的特征。研究表明: 反射率因子垂直廓线可反映出所选区域上空零度层亮带高度位置、回波的垂直变化规律等信息, 以此分析降水的类型、云中粒子的发展变化; 从雷达连续体扫得到的中、低仰角对应高度上的实时反射率因子垂直廓线的变化规律、PPI 图像上对应雨量站点上空的回波变化情况及 10min 记录一次的地面雨量的变化趋势对比来看, 发现三者能很好地统一起来, 可用来较细致地分析降水云体的变化, 有利于在无地面雨量计的地区分析降水量的大小、确定降水类型、估测降水的发展; 对无亮带、反射率因子值较大而且越低仰角值越大的反射率因子垂直廓线的区域, 对应地面上常有对流性强降水出现。

关键词: 多普勒雷达 反射率因子垂直廓线 零度层亮带

引 言

在影响雷达测量降水精度的主要因素中, 反射率因子垂直廓线 (Vertical Profile of Reflectivity: VPR) 的变化是其中之一^[1]。由于降水的增长或蒸发、气流的运动、粒子相态 (如亮带中冰与水) 的改变等, VPR 的变化是客观存在的, 而且这一变化产生的误差会随着与雷达水平距离及距地面垂直距离的增加而增大^[2]。在山区, 当使用高仰角探测以避免地物和波束阻挡时, VPR 变化也会使误差加强^[3]。国内外的气象学家们为了减小 VPR 在估测降水上产生的误差, 坚持不懈地研究了几十年, 取得了大量的成果^[4~9]。这些研究大多着重于较长时间 (数小时、数天、数月等) 或较大的区域范围的平均, 廓线代表的区域和时间段对廓线时空变化考虑较少,

在对流性强降水过程中用这些廓线订正会带来较大的误差, 因此有必要做短时与较小区域的廓线研究。随着我国新一代雷达的发展, 雷达资料的数量及质量都有了很大提高, 使进行较短时间段的廓线研究有了数据的基础, 本文就在此方面用实测资料进行了反射率因子垂直廓线与降水的分析。

1 资 料

本文选用了 973 中国暴雨外场实验中 2002 年 6~7 月的宜昌雷达与周边的雨量计资料及探空资料。资料均来源于 973 项目组。

雷达资料具体是 2002 年 6 月 24 日和 7 月 23 日两次大范围混合性降水过程中部分时段的体扫反射率因子基数据。宜昌雷达在加密观测时段 (IOP) 采用 VCP11 模式, 每个

体扫有 14 层数据,仰角分别是 0.5°、1.5°、2.4°、3.4°、4.3°、5.3°、6.2°、7.5°、8.7°、10.0°、12.0°、14.0°、16.7°、19.5°,完成一个体扫大约需要 5~6min,反射率因子的库长是 1km。

雨量计资料是相应时间内宜昌雷达周边 100 km 区域内的雨量计数据,经过观测台站所属省、市资料部门和项目资料组两级质量控制。宜昌雷达天线的海拔高度是 203.8m。为了能细致地研究较平坦地区廓线变化与雨量变化的关系,选用了 7 个整理为 10min 记录一次的雨量计数据。

图 1a、b 分别是 2002 年 6 月 24 日 08 时、7 月 23 日 08 时宜昌站的温度和露点温度探空曲线图。虽然是两个不同的降水过程,这 2 组曲线却非常相似,温度与露点温度曲线很接近,整层空气湿度都较大,这种探空层结曲线属于湿条件不稳定型,是降水云系

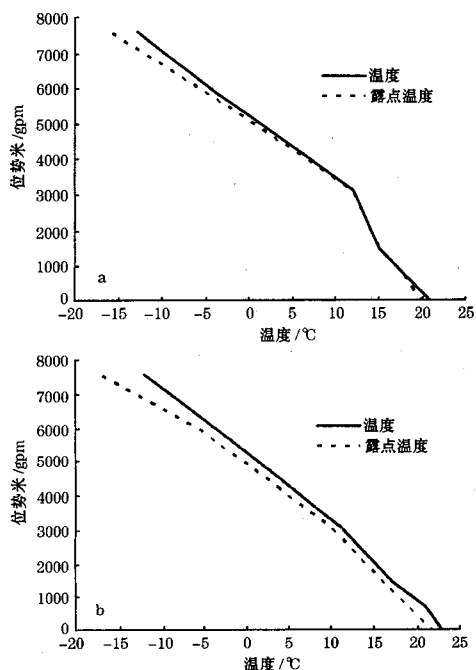


图 1 宜昌站温度和露点温度探空曲线图
(a)2002 年 6 月 24 日 08 时
(b)2002 年 7 月 23 日 08 时

的重要特征, $T - T_d \leq 3^\circ\text{C}$, 大气处于条件不稳定状态^[10]。施望芝等^[11]提出可将单站上空整层 $T - T_d \leq 3^\circ\text{C}$ 作为单点暴雨预报参考指标之一。零度层都在 5 到 5.5 km 高度之间。

2 实时雷达反射率因子垂直廓线的分析

使用雷达体扫收集到的回波强度 PPI 值,取其中在选定的雨量计位置上空的各仰角(共 14 个仰角)扫描的强度数值及其相邻周边 8 点的强度数值做 9 点平均,再由测高公式确定其所在的海拔高度,由此就可以做出反射率因子垂直廓线来。

2.1 降水均匀的实时反射率因子垂直廓线

图 2 是 2002 年 6 月 24 日 10~11 时长阳上空从 11 次体扫得到的 11 条反射率因子垂直廓线,图例中表示的是体扫开始时间。长阳雨量计离宜昌雷达的距离是 28.17 km。由于距离很近,在此方向上又有遮挡,具体是仰角 0.5°有遮挡,1.5°有部分遮挡,2.4°及以上才无遮挡角,因此图中取的是 2.4°及以上仰角的扫描数据。

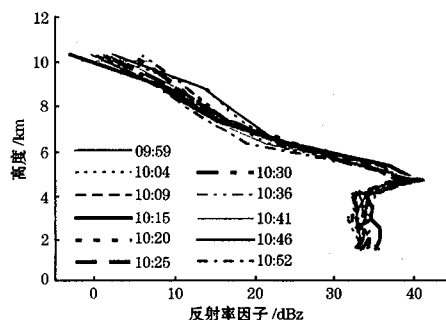


图 2 2002 年 6 月 24 日 10~11 时长阳实时反射率因子垂直廓线

从图 2 上可以看出,在长达 1 小时的时间里,长阳上空的回波稳定少动,无论是高空,还是低空,变化都很小。在接近 5 km 高度处,有一个回波极大值区,再看图 1(a)中 6 月 24 日 08 时的宜昌站探空曲线图上 0°C 的高度是在 5 km 高度处,可以断定这一回

波极大值区是零度层亮带。亮带以上,反射率因子随高度增加迅速减小,而亮带以下(此例中4km以下)随高度下降只是略有增大。这是典型的层状云降水的回波类型,而且在这个个例中不同高度上降水粒子的特性(如密度、大小等)变化很缓慢。从表1的10min记录一次的雨量计数据可以看出这1小时的降水也是相当均匀的,1小时雨量为7.4mm,属于中雨。10min最大雨量为1.4mm,最小雨量为1.0mm,相差很小。低层反射率因子廓线与地面降水对应得很好。

表1 2002年6月24日10~11时长阳雨量

单位:mm

10min时段	01~10	11~20	21~30	31~40	41~50	51~60
雨量	1.0	1.1	1.4	1.3	1.3	1.3

再来分析这一小时雷达扫描的回波状况(图略),对宜昌雷达来说,用2.4°比用1.5°的仰角扫描能更好地反映西边广大山区的回波情况。从2.4°仰角的PPI图上可见,大范围的较强回波(30~40dBz)正好位于雷达周围100km范围内,缓慢地向东移动,西半部的较强回波范围大,并且还在缓慢扩大,东半部的较强回波范围小,并且减弱较快。比较两次过程PPI回波图可见,对本文所选的个例时间,两次降水过程的较强回波位置是不一样的。6月24日09~11时较强回波大部分处于雷达站的西半部,7月23日01~05时内较强回波大部分处于雷达站的东北至西南部。对于遮挡较少的东半部区域,7月23日个例时段内低层仰角探测的较强回波范围较大,低层对流发展旺盛,因此降水强度和变化也大;6月24日9~11时云基相对较高,低层回波相对较弱,因此反映在垂直廓线上常有低层数据变小的情况发生。这一过程的这两个时次,在雷达周围层状云特性比较明显。长阳站在6月24日10~11时内都是处于大块的较强回波中,强度上没有变化,周边

也比较稳定。

张培昌等人指出,在梅雨锋降水回波中,无论是层状云降水还是积层混合云降水,包括中尺度对流回波系统内,出现零度层亮带是它的普遍特征^[12]。在此例的研究中,亮带的存在及有一定厚度是非常明显的。

2.2 降水不均匀的实时反射率因子垂直廓线

图3是2002年7月23日04~05时荆州上空从10次体扫得到的10条反射率因子垂直廓线,无挡角。荆州雨量计距宜昌雷达94.19km。大部分时刻的廓线没有明显的亮带。5km高度以上都是随高度增加迅速减小,以下随高度下降起伏变化就大了,随高度下降反射率因子增加的居多。从表2的10min记录一次的雨量计数据可以看出这一小时的降水很不均匀,1小时雨量为16.2mm,属于暴雨。10分钟最大雨量为4.8mm,最小雨量为0.6mm,相差8倍。在此个例中,前30min雨量相对较小,后30min雨量较大,经与反射率因子的数据对比可见,最低层反射率因子的变化与地面降水对应得较好。

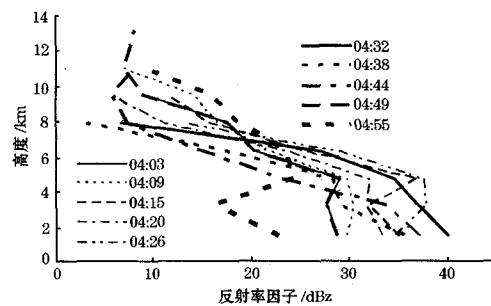


图3 2002年7月23日04~05时荆州反射率因子垂直廓线

表2 2002年7月23日04~05时荆州雨量

单位:mm

10min时段	01~10	11~20	21~30	31~40	41~50	51~60
雨量	0.6	1.1	2.5	4.8	4.1	3.1

分析这一小时荆州附近雷达仰角为 1.5° 时的PPI回波状况(图略)。这个时间段内较强回波($>30\text{dBz}$)的发展变化与移动都比较快,荆州站所在的位置在这一小时开始时正处于几条较强回波带中的较弱回波区($<30\text{dBz}$),降水相对较弱,但很快就进入了较强回波区内,因此降水也随之增大,随着回波的移动,在这一小时的后期荆州又进入了较弱回波区,在垂直廓线图上也明显地反映出来了,04:55开始的体扫回波已变弱了许多。在这个个例中也能反映出地面降水相对于空中回波变化的滞后性,因此若用回波对应地面降水量时要考虑时间上的差异。从PPI回波图上反映出的回波变化特征来看这个时间段的降水应该是典型的对流性降水,荆州站的降水也是变化快、强度大、不均匀,从廓线上能更细致地看出这一区域上空不同高度反射率因子随时间的发展变化情况。

2.3 超短时强降水的反射率因子垂直廓线

分析发现,雨量较大的时段反射率因子垂直廓线中往往没有亮带的影响,而且变化趋势几乎都是随高度下降反射率因子一直增加。从6月24日和7月23日所选的时段中寻找10min雨量较大的对应廓线,雨量定为4.5mm以上,发现都集中在7月23日的时段中,体扫开始时间、地点与雨量都在图4的图例中标明。这些廓线最低仰角的反射率因子值都超过了 37dBz ,降水的最大个例是荆州站7月23日02:41~02:50,降水量达到了8.1mm,对应的廓线在最低的3个仰角上都超过了 40dBz ,由于荆州站距宜昌雷达有将近 100km 的距离,所以低层测点间距较大, 2.4° 仰角已探测到了 4.675km 左右的高度,可见这里有一个深厚的中低层强回波降水区域,造成了很大的降水。

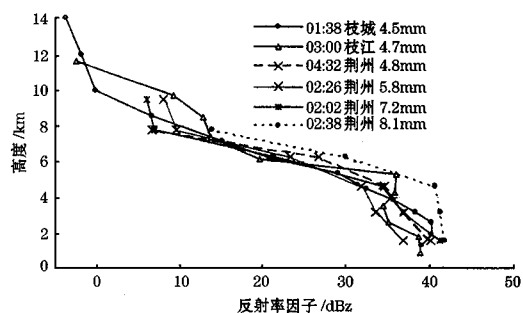


图4 超短时强降水的实时反射率因子垂直廓线

经分析7月23日对应时段的PPI图象,发现强回波中心正好经过雷达扫描区域,几个研究超短时强降水个例区域都处于强回波块中,可见中心地带的反射率因子垂直廓线有不同的特征。

3 结语

(1) 从雷达体扫数据得到的反射率因子垂直廓线可反映出所选区域上空是否有零度层亮带、有亮带时其高度位置、回波的垂直变化规律等信息,以此分析降水的类型、云中粒子的发展变化情况等。

(2) 从1小时内雷达连续体扫得到的中、低仰角对应高度上的实时反射率因子垂直廓线的变化规律、PPI图像上对应雨量站点上空的回波变化情况及整理成10min记录一次的地面雨量的变化趋势对比来看,发现三者之间关系密切,能很好地统一起来,可用来较细致地分析降水云体的发展变化,有利于在无地面雨量计的地区分析降水量的大小,确定降水类型,估测降水的发展。

(3) 对那些无亮带、反射率因子值较大而且越低仰角值越大的反射率因子垂直廓线的区域需要特别注意,对应地面上常有对流性强降水出现。

参考文献

- 1 Harrison D. L., S. J. D. Driscoll, M. Kitchen. Improving precipitation estimates from weather radar using quality control and correction techniques. *Meteoro. Ap-*

- pl., 2000, 7(2): 135—144.
- 2 Joss, J., Waldvogel, A. Precipitation measurement and hydrology. Radar In Meteorology, Chapter 29a, 1990, 577—606. Boston: AMS.
 - 3 Bourrel, L., H. Sauvageot, J.J. Vidal, et al. Radar measurement of precipitation in cold mountainous areas; The Garonne basin. *Hydeol. Sci., J.*, 1994, 39, 369—389.
 - 4 Koistinen, J. Operational correction of radar rainfall errors due to the vertical reflectivity profile. Preprints, 25th Int. Conf. on Radar Meteor., Paris, France, Amer. Meteor. Soc., 1991, 91—94.
 - 5 Joss, J., R. Lee. The application of radar-gauge comparisons to operational precipitation profile corrections. *J. Appl. Meteor.*, 1995, 34, 2612—2630.
 - 6 Vignal, B., G. Galli, J. Joss, et al. Three methods to determine profiles of reflectivity from volumetric radar data to correct precipitation estimates. *J. Appl. Meteor.*, 2000, 39, 1715—1726.
 - 7 戴铁丕,袁招洪,王自发等.用 CAPPI 的资料估算区域降水量和雷达反射率因子垂直廓线初探. *南京气象学院学报*, 1995, 18(1): 119—125.
 - 8 杜秉玉,高志球. 雷达反射率因子垂直廓线研究和多种遥感资料综合估计降水. *南京气象学院学报*, 1998, 21(4): 729—736.
 - 9 邵玲玲,黄炎. WSR-88D 雷达降水产品的优化. *气象*, 2004, 30(5): 24—29.
 - 10 陆汉城主编. 中尺度天气原理和预报. 北京:气象出版社, 2000.
 - 11 施望芝,金琪,郭施. 湖北境内一次连续性暴雨天气过程的诊断分析. *湖北气象*, 2003, 4: 7—9.
 - 12 张培昌,杜秉玉,戴铁丕. 雷达气象学. 北京:气象出版社, 2001.

Observational Study on the Real-Time Vertical Profile of Reflectivity by the Yichang's Doppler Radar in Summer

Shi Rui¹ Cheng Minghu¹ Cui Zhehu¹ He Huizhong¹ Liu Zhaohui²

(1. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081;

2. Shandong Province Meteorology Centre)

Abstract

Based on the volume scan data from the Doppler radar deployed in Yichang, and nearly simultaneous 10-minutes precipitation from 7 gauges distributed within 100 km centered radar's position, The real time characteristics of vertical profile of radar reflectivity (VPR) during the two time periods of regional intensive mixing precipitation in June and July in 2002 are analyzed. The VPRs clearly show the vertical structures of bright band of zero-temperature layer over the selected area, together with the vertical variations of the echoes, types of the precipitations, and physical status of the particles in the precipitation-cloud etc. The information from VPRs could be applied to analyze the types of the precipitation, and the evolution of particles in the cloud. There are agreements among the variations of VPRs detected at middle or low elevation angles in the continuous volume scans, echoes of PPI images exactly located over the gauge sites, and the 10-minutes amount of precipitation recorded by gauges, and these agreements are useful to estimate the amounts, types, and the evolutions of precipitation over the sites where the gauges are absent. Intensive convective precipitation usually occurred over the regions that VPRs detected together with no bright band, the big reflectivity factors, and the bigger reflectivity factors, the lower elevation angles.

Key Words: Doppler radar VPR bright band of zero-temperature layer