

用反射率因子垂直廓线联合雨量计校准 估测夏季区域强降水*

史锐¹⁾ 程明虎¹⁾ 崔哲虎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,济南 250031)

摘 要

提出了一种使用平均雷达反射率因子垂直廓线(VPR)联合雨量计校准估测地面降水的方法。选用2002年、2003年夏季长江中下游地区的宜昌和合肥新一代S波段多普勒雷达在几次大范围强降水过程中的部分时段体积扫描强度数据和周边100 km范围内整理成10 min一次的雨量资料,计算了区域上空短时平均VPR在地面的可能反射率因子值,并用此值反演降水,计算相对误差。同时,还分析了超短时强降水地区实时VPR的特征。结果表明:用最小二乘曲线拟合VPR数值,并联合雨量计平均校准因子估测降水,在大部分区域比较合理。与实测的降水比较可以看到,这种方法对提高估测区域性降水的精度都有效果;对于强对流性降水区域,只须用拟合法得到的地面反射率因子值估测地面降水。通过分析超短时强降水对应区域的实时VPR特征,有利于在无地面雨量计的地区通过分析VPR的特征来估测降水量的大小,结合其他要素分析降水的发展变化。

关键词:反射率因子垂直廓线(VPR) 最小二乘曲线拟合 雨量计平均校准 降水反演

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]。由于降水粒子的增长或蒸发、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波束被地物阻挡时,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在估测降水时产生的误差,坚持不避地研究了数十年。这些研究集中于VPR特征和VPR订正方法两方面。VPR特征是指在各种降水条件下反射率因子随高度变化的情况^[4]。VPR订正方法主要有模式法^[5]、瑞士廓线订正算法^[6]、“VPR识别”方法(VPR identification method)^[7]等,国内杜秉玉等人提出了 $H_{\text{good}}-Z_{\text{good}}$ 法^[8]。这些方法对提高降水的估测精度都有较好的效果,但也有各自的局限性。模式法适合于长期的平均;瑞士廓线订正算法、“VPR识别”方法对雷达、雨量等数据的质量和数量要求都较高,并需要较长时间的积累; $H_{\text{good}}-Z_{\text{good}}$ 法也是适合于大范围区域平均的

* 2004-11-26 收到,2005-06-03 收到修改稿。

研究工作。由于这些方法大多着重于较长时间(数小时、数天、数月等)或较大区域的平均,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。如果着眼于灾害性天气的临近预报应用,就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一定的数据基础,因此本文尝试使用一种较简便的方法用实测雷达资料进行短时反射率因子垂直廓线反演降水的研究。

1 方法

1.1 估测地面反射率因子

目前,我国新一代雷达主要沿用美国 WSR-88D 雷达的扫描方式,最低仰角是 0.5° 。由于地球曲率的影响,即使是 0° 仰角扫描,也是一个锥面,因此雷达探测到的是距离地面一定高度以上区域的数据,距离雷达越远,探测高度越高。以宜昌雷达为例,根据标准大气的测高公式^[9],雷达站址天线海拔高度为 203.8 m,仰角为 0.5° 时,距雷达 50 km 处探测高度是海拔 787 m,距雷达 100 km 处探测高度是 1666 m,距雷达 150 km 处探测高度是 2838 m。如果在某一方向上有挡角或部分阻挡,则仰角还要提高,最低探测高度也会增高,在后面个例分析中就有这种情况,这也是大部分雷达的普遍情况。可是我们主要需要考虑的是地面降水的估测,严格地说,空中降水不能代表地面降水。瑞士科学家为了避免这个问题,降低探测仰角(最低为 -0.3°),并且采用两部距离不太远的雷达互为补充,使探测数据达到地面^[6]。这样的探测条件非常少。由于降水是从空中的云体中降落到地面,是一个连续的过程,因此从一定高度上的降水可以与地面降水建立一个近似关系,离得越近这种关系就越密切。为此,可以借助于经验性的统计外推预测方法。在中尺度天气预报中性线性外推,统计学方法是最基本的预报方法之一^[10],而根据 Doswell^[11]给出各类预报方法对预报准确率的贡献曲线图(图略)可见,在 0~3 h 内线性外推方法预报水平最高。一些气象学家用雷达回波 PPI 资料做试验^[10]对北京地区的强对流过程使用各种线性外推方法,得到了较好的预报效果,并指出 1 小时以内的外推效果最为理想。近年来国内一些气象部门建立的强对流天气监测、临近预报系统就采用了各种外推法^[10]。由于天气雷达的优势在于短时与临近预报,综合以上情况本文采用最小二乘曲线拟合的方法来外推估测零度层亮带以下反射率因子垂直廓线在地面的数值,因为使用最小二乘法的一个优点是它对已知的样本资料在统计分布上没有任何要求,符合雷达资料的特征,在气象上也有广泛的应用。具体方法及计算步骤可参见文献[12]。

1.2 雨量计校准

用最小二乘曲线拟合可以得到某一给定海拔高度上的反射率因子估计值,要转化成降雨量,可用 $Z-R$ 关系式得到。但是 $Z-R$ 关系式是不稳定的,主要是因为滴谱分布随时间和空间变化都会发生较大的改变。所以一般情况下 $Z-R$ 关系只能是多次测量统计的平均结果。显然,按统计平均的关系计算某一次或某个时段具体的降水强度值,就会产生误差。

为了尽量克服误差,往往使用雷达-雨量计联合探测的方法。雷达-雨量计联合探测

的实质是利用平面拟合技术^[13],将雷达探测到的结果换算成雨量计观测到的结果,且保留了雨量计之间雷达探测到的降水变化。它同时发挥了雨量计局地观测值较准确和雷达能探测到时空连续变化的实时降水资料的优点,并克服了它们各自的缺点。一些国家在某些不太大的区域(比如日本、中国香港、瑞士的 Albis 地区),布设数量密集的雨量计,可随时对 $Z-I$ 关系进行订正,效果较好。如在 Albis 雷达周围的一块小于 $210 \text{ km} \times 90 \text{ km}$ 的面积上布设了 120 个雨量计,一半用来得到实时的 $Z-I$ 关系,一半用来检验这个关系^[14]。由于条件限制,如地形影响,很多地区没有能力或必要布设大量的雨量计。目前我国大陆上雨量计的密度相对较低,而且气象、水文部门各自的站点数据也没有做到共享。用雨量计订正的方法已有许多^[13],考虑到雷达方程一些假设带来的误差、雨量计本身的误差、雨量计与雷达探测空间不一致引起的误差等一些难以克服的误差因素,本文选用平均校准法来订正雨量的估测。公式及方法特点请参考文献[13]。

2 资 料

本文选用了“973”项目“我国重大灾害天气形成机理及预测理论研究”外场实验中 2002 年 6~7 月宜昌雷达、2003 年 7 月合肥雷达以及雨量计资料^[15]。雷达资料是 2002 年 6 月 24 日和 7 月 23 日宜昌雷达在两次不同的大范围混合性强降水过程中部分时段的体扫反射率因子基数据,2003 年 7 月 5 日合肥雷达在一次大范围暴雨过程中部分时段的体扫反射率因子基数据。有关这两部雷达的主要参数请参见刘黎平等人的文章^[16~17]。两部雷达在加密观测时段(IOP)采用 VCPI1 模式,每个体扫有 14 层数据,仰角最低为 0.5° ,完成一个体扫大约需要 5.5 min,反射率因子的库长是 1 km。

雨量计资料选用了相应时段内两部雷达周边 100 km 区域内整理为 10 min 记录一次的雨量计数据。宜昌、合肥雷达天线的海拔高度分别是 203.8 m,165.6 m。宜昌雷达周边山区的遮挡范围比较大,合肥雷达周边遮挡很小。由于缺少雷达扫描区域的地形数据,因此这里只较细致地研究较平坦地区廓线变化与雨量变化的关系。在本次研究中,根据数据情况,宜昌站周边选用了 7 个雨量计,合肥站周边选用了 62 个雨量计。

3 使用 VPR 进行降水估测及误差分析

3.1 地面反射率因子估计值

使用雷达体扫收集到的 PPI 数据,取其中在选定位置上空的各仰角(共 14 个仰角)扫描的反射率因子值及其相邻周边 8 点的数值做 9 点平均,再由测高公式确定其所在的海拔高度,由此就可以得到该位置上空的反射率因子垂直廓线。本文为了进行误差分析,所做的廓线都选择在雨量计位置上空。

由于缺乏地形数据,本文计算的是零海拔高度的可能反射率因子值,以此来代替地面估计值。距离地面过高的空中反射率因子值与地面降水相关性较差,甚至是负相关,距离地面过低又易受地面各种因素的影响以及云基高度的影响,因此取中低层仰角的数据比较合适。在拟合计算中,取最低 4 个仰角的反射率因子垂直廓线值,如有遮挡就去掉再往

上取值,如遇到亮带也去掉且不再取值。合肥周边雨量计较多,且很多距离雷达近,易受地物影响,计算时先去掉了800 m 以下的的数据。之后比较估测的2次和3次曲线拟合值,取最接近计算中最低高度的强度数值作为地面估计反射率因子值。

由于距离雷达越远扫描的最低点越高,并且不同仰角扫描点之间间距差过大,用此方法得到的反射率因子垂直廓线难以反映中低层短时的廓线变化,因此不适用此法。此方法的适用范围是雷达周边100 km 范围之内。

3.2 拟合数据

根据几次降水过程的特点,在所选个例时段时宜昌周边的区域降水强度总体不是很大,主要以层状云降水为主,因此选用了 $Z=200 I^{1.6}$ 公式转化为降水^[9];合肥周边的区域降水强度总体很大,主要以对流性暴雨为主,因此选用了 $Z=300 I^{1.4}$ 公式转化为降水。

图1a是宜昌雷达实际观测VPR的1小时平均VPR,时间是2002年6月24日10:00~11:00(北京时,下同)。作为对照,图1b是增加了零海拔高度的拟合反射率因子值时的1小时平均VPR。与表1的实测小时雨量相对照可以看到,雷达估测值整体偏小,拟合法估测值在中到大雨的区域相对更合理,长阳、三峡还得到了较明显的改善。

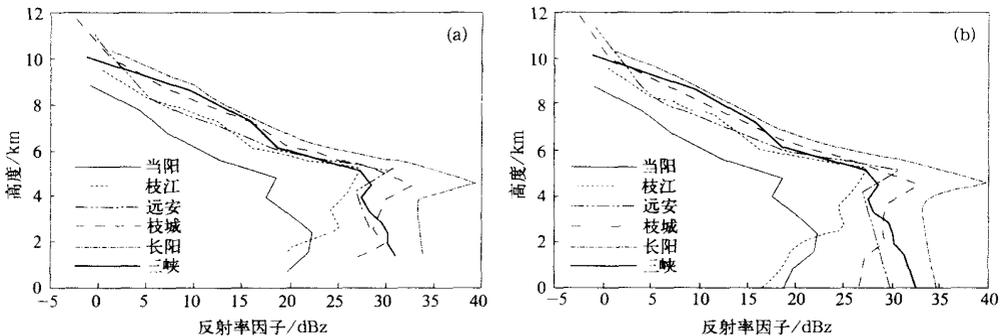


图1 2002年6月24日10:00~11:00宜昌雷达小时平均VPR

(a) 观测值, (b) 增加地面拟合值的估测值

表1 2002年6月24日10:00~11:00雨量

mm/h

| 雨量计名称 | 当阳 | 枝江 | 远安 | 枝城 | 长阳 | 三峡 |
|------------|------|------|------|------|------|------|
| 实测小时雨量 | 1.9 | 2.1 | 4.4 | 5.8 | 7.4 | 9.0 |
| 雷达最低仰角估测雨量 | 0.63 | 0.55 | 2.12 | 1.82 | 4.76 | 3.26 |
| 使用拟合法估计雨量 | 0.54 | 0.40 | 2.70 | 1.69 | 5.36 | 3.94 |

2003年7月5日合肥雷达观测到的大范围降水强度非常强,为此单独选择了部分小时降雨量是大到暴雨的区域进行廓线分析。由于对流性降水回波移动快,降水量变化大,因此为了提高廓线的代表性,平均廓线选择了半小时一次。图2a是合肥雷达实际观测VPR的半小时平均VPR,时间是2003年7月5日05:00~05:30。图2b是增加了零海拔高度的拟合反射率因子值时的半小时平均VPR。与表2的实测半小时降雨量相对照可以看到,增加的拟合值几乎都是合理的,特别是特大雨量地区改善相当大。

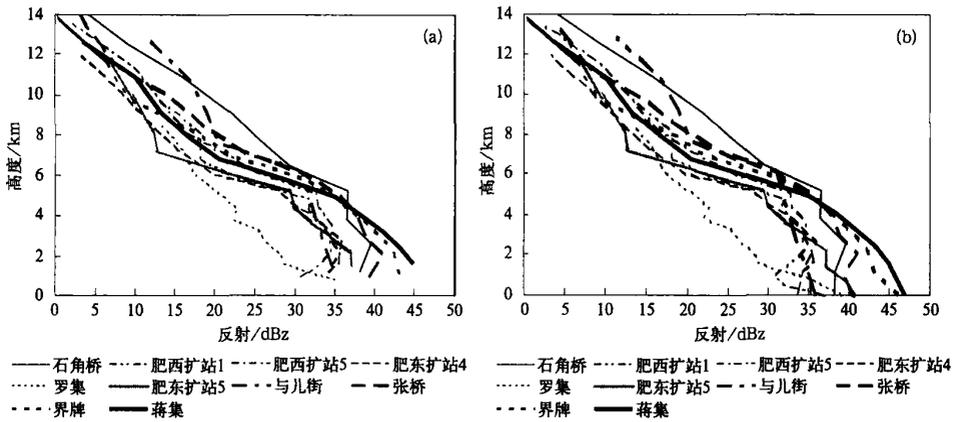


图 2 2003 年 7 月 5 日 05 :00 ~ 05 :30 合肥雷达半小时平均 VPR

(a) 观测图, (b) 增加地面拟合值的估测图

表 2 2003 年 7 月 5 日 05 :00 ~ 05 :30 雨量

mm

| 雨量计名称 | 石角桥 | 肥西扩站1 | 肥西扩站5 | 肥东扩站4 | 罗集 | 肥东扩站5 | 与儿街 | 张桥 | 界牌 | 蒋集 |
|------------|------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|
| 实测雨量 | 4.0 | 5.0 | 6.0 | 7.0 | 7.9 | 8.0 | 8.2 | 15.0 | 15.2 | 27.0 |
| 雷达最低仰角估测雨量 | 4.55 | 1.31 | 2.82 | 2.40 | 2.73 | 5.55 | 2.56 | 7.41 | 10.19 | 6.52 |
| 使用拟合法估测雨量 | 4.53 | 1.34 | 2.85 | 2.14 | 5.34 | 6.49 | 3.08 | 13.09 | 16.58 | 18.80 |

3.3 误差分析

经计算得到了平均校准法订正系数,结果见表 3 ~ 表 5。无遮挡最低仰角雷达估测雨量及拟合法雷达估测零高度雨量的相对误差、平均订正因子及用此订正系数计算出的雨量相对误差都在表中列出。在所选个例的时段内用拟合法估测零高度雨量的相对误差都比最低仰角雷达估测雨量的相对误差要小。

表 3 是大范围混合性降水区域订正系数及相对误差比较。从数值上看,这种拟合估测地面雨量的平均改善量不是很大,原因是以层状云降水为主的区域零度层以下廓线的起伏变化平均来说相对较小,所以拟合法的平均改善量相应地也不会很大,但它在物理上更明晰,因为我们考察研究的降水是地面上的,它与空中降水是有区别的。另外,这个时段的雷达回波强度总体平均不是很大,使订正误差效果表现不出来。均匀选择区域中的一半雨量计来做平均校准因子,用另一半来验证订正结果。从表中可见几个时次的校准因子都不一样,从中也可反映出 $Z-R$ 关系的不稳定。用校准因子订正后相对误差就有了

表 3 大范围混合性降水区域订正系数及相对误差比较

| 时间 (2002 年) | 无遮挡最低仰角雷达 估测雨量平均绝对值 相对误差/ % | 零高度雷达估测 雨量平均绝对值 相对误差/ % | 平均校准因子 (3 个雨量计) | 校准后零高度雷达 估测雨量平均绝对 值相对误差/ % |
|--------------------------|-----------------------------------|-------------------------------|--------------------|----------------------------------|
| 6 月 24 日 09 :00 ~ 10 :00 | 71.31 | 57.94 | 2.03 | 37.90(另 3 个雨量计) |
| 6 月 24 日 10 :00 ~ 11 :00 | 60.10 | 57.59 | 2.15 | 34.51(另 3 个雨量计) |
| 7 月 23 日 02 :00 ~ 02 :30 | 66.14 | 59.03 | 2.79 | 27.77(另 4 个雨量计) |

很大的改善。因此这一步在这种类型的降水区域情况下是十分必要的。做验证的雨量计数据基本是按地理位置分布均匀选取,如果在 1 小时内 10 min 雨量很不均匀(这里的判定标准是 10 min 最大与最小雨量相差 8 倍以上),则廓线因缺少代表性就没有用来做检验,而是在它的周围另取一点。

对于宜昌雷达在几个时段中典型的对流性区域降水的廓线情况,单独进行分析计算,见表 4,数据与表 3 相比有较大的差别。主要在于拟合的反射率因子值在这样的区域中改善很大,但经校准因子校准后,效果反而不明显,即只用拟合法,不必再计算平均校准因子。

表 4 对流性降水区域订正系数及相对误差比较

| 时间 地点 (2002 年 7 月 23 日) | 无遮挡最低仰角 雷达估测雨量绝 对值相对误差/ % | 零高度雷达估测 雨量绝对值相对 误差/ % | 校准因子 | 校准后零高度雷 达估测雨量绝对 值相对误差/ % |
|----------------------------|---------------------------------|-----------------------------|----------|--------------------------------|
| 02:00 ~ 02:30 荆州 枝城 | 80.42 | 43.46 | 1.77(荆州) | 43.80(枝城雨量计) |
| 01:00 ~ 01:30 三峡 枝城 荆州 | 63.23 | 46.45 | 2.75(枝城) | 44.17(另 2 个雨量计) |
| 01:31 ~ 01:50 三峡 枝城 荆州 | 56.01 | 40.16 | 1.97(枝城) | 20.56(另 2 个雨量计) |

表 5 大范围暴雨区域订正系数及相对误差比较

| 时间 (2003 年 7 月 5 日) | 无遮挡最低仰角雷 达估测雨量平均绝 对值相对误差/ % | 零高度雷达估测雨 量平均值绝对值相对 误差/ % | 平均校准因子 (5 个雨量计) | 校准后零高度雷 达估测雨量平均绝对 值相对误差/ % |
|------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|--------------------|----------------------------------|
| 04:00 ~ 04:30 | 82.37 | 72.27 | 4.11 | 70.49(另 6 个雨量计) |
| 04:31 ~ 05:00 | 66.12 | 32.46 | 2.30 | 32.19(另 6 个雨量计) |
| 05:00 ~ 05:30 | 50.27 | 32.95 | 1.75 | 48.28(另 5 个雨量计) |
| 05:31 ~ 06:00 | 56.74 | 40.90 | 2.46 | 41.21(另 5 个雨量计) |

表 5 是大范围暴雨区域订正系数及相对误差比较。合肥雷达在所选个例时段中有大片的大到暴雨区域,雨量计数量也多,使对流性强降水的订正分析结果具有普遍性。除了 2003 年 7 月 5 日 04:00 ~ 04:30 的个例外,其他几个个例时段使用拟合法得到的反射率因子值估测的降水与最低仰角雷达估测雨量比精度都有较大的提高,使用其中均匀选择的一半雨量计数据得到的校准因子来校准另外一半雨量计上空的雷达估测雨量,反而并没有多少改善了,这与表 4 的情况相似,说明在暴雨区域也是只适合用拟合法即可,不必再计算平均校准因子。

值得一提的是 04:00 ~ 04:30 的个例时段,总体误差都比别的时段大。分析其原因有以下几个方面:这个时段内在许多暴雨区域的雷达回波整体偏小,而且半小时内回波起伏变化较大,造成平均 VPR 偏小,可能是雷达回波涨落较强造成;雨量计测量的是一个点的降水量累积,而 VPR 反映的是一定区域内的平均回波状况,还要经过统一的 $Z-I$ 关系式转换成降水,都会带来一定的误差,在降水不均匀、变化大时,误差容易变大;因 $Z-I$ 关系是指数关系,在回波较小时,经订正估测的降水在误差改进上不明显,例如,在这个时段内雨量计长丰扩站 2 上空最低仰角回波平均值是 28.0 dBz,订正后零高度回波估测值为 32.9 dBz,增加了 5 dBz,转化为雨量分别是 1.7 mm/h 和 3.8 mm/h,实际雨量计数据是 10 mm(半小时),相对误差是 91.5%和 81.0%,减少了 10%;而肥东扩站 4 雨量计上空最

低仰角回波平均值是 37.4 dBz,订正后零高度回波估测值为 39.45 dBz,增加了 2 dBz,转化为雨量分别是 8 mm/h 和 11 mm/h,实际雨量计数据也是 10 mm(半小时),相对误差是 60.0%和 44.1%,减少了 16%。降雨大时,回波越小,误差也越大,订正改善也会越不明显,相应地校准因子会变大。

4 超短时强降水的 VPR

图 3a 和图 3b 分别是宜昌和合肥雷达周边 10 min 雨量超过 4.5 mm 和 10.0 mm 所对应区域上空的实时 VPR,体扫开始时间、地点与雨量都在图 3 的图例中表明。分析这样的廓线可以看到,这些廓线都看不到亮带的特征,几乎都是随高度下降反射率因子值越大,4 km 以下回波都很强,说明强降水中心一直从地面蔓延到几公里高度的范围内,最低仰角测得的反射率因子值在图 3a 中是 37~42 dBz,图 3b 中是 45~50 dBz,反射率因子值与地面降水量总体对应得很好。比较图 3a 和图 3b 中的廓线可见图 3b 中的回波整体要高于图 3a 中的,说明图 3b 对应时段、区域的云体发展更深厚,对流更旺盛。

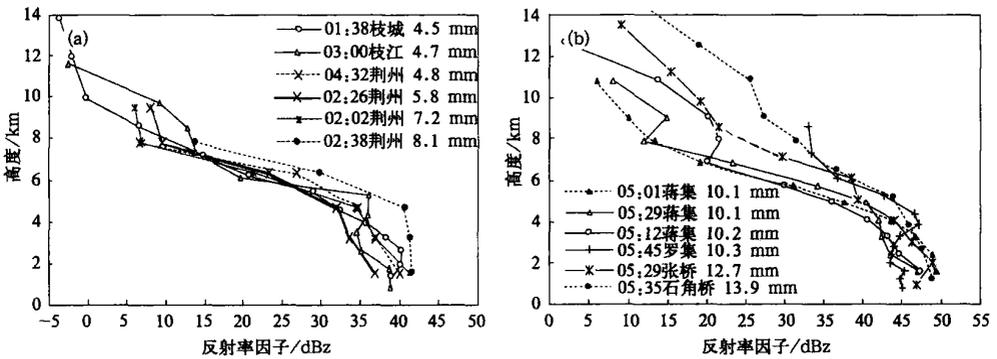


图 3 超短时强降水的实时 VPR

(a) 2002 年 7 月 23 日 10 min 雨量大于 4.5 mm 地点对应 VPR,

(b) 2003 年 7 月 5 日 05:00~06:00 内 10 min 雨量大于 10.0 mm 地点对应 VPR

5 结 论

(1) 用最小二乘曲线拟合 VPR 数值,并联合雨量计平均校准因子估测区域降水,此方法使用简便,在大部分区域可以估测出一个较合理的地面反射率因子值,对雨量计数量要求不高。

(2) 与实测的降水比较及误差分析中可以看到,这种估测降水的方法对提高区域性降水的精度都有效果;对于强对流性降水区域,只须用拟合法得到的地面反射率因子值估测地面降水即可,不必再计算平均校准因子,这样效果更好。

(3) 通过分析 10 min 强降水区域对应的实时 VPR,可以看到这类降水区域 VPR 的

特征,即反射率因子随高度下降而变大,而且低层反射率因子值很大。有利于在无地面雨量计的地区通过分析廓线的特征来估测降水量的大小,结合其他因素分析降水的发展变化。这种降水累积起来很容易造成灾害,需要特别关注。

参考文献

- 1 Harrison D L, Driscoll S J D, Kitchen M. Improving precipitation estimates from weather radar using quality control and correction techniques. *Meteoro Appl*, 2000, **7**(2): 135 ~ 144.
- 2 Joss J, Waldvogel A. Precipitation Measurement and Hydrology. Radar In Meteorology, Chapter 29a. Boston: AMS, 1990. 577 ~ 606.
- 3 Bourrel L, Sauvageot H, Vidal J J, et al. Radar measurement of precipitation in cold mountainous areas: The Garonne basin. *Hydro Sci J*, 1994, **39**(4): 369 ~ 389.
- 4 Ausin P M. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Mon Wea Rev*, 1987, **115**(5): 1053 ~ 1070.
- 5 Koistinen J. Operational Correction of Radar Rainfall Errors due to the Vertical Reflectivity Profile. Preprints of 25th Int Con on Radar Meteor, Paris, France, Amer Meteor Soc, 1991. 91 ~ 94.
- 6 Joss J, Lee R. The application of radar gauge comparisons to operational precipitation profile corrections. *J Appl Meteor*, 1995, **34**(12): 2612 ~ 2630.
- 7 Vignal B, Andrieu H, Creutin J D. Identification of vertical profile of reflectivity from Volume scan radar data. *J Appl Meteor*, 1999, **38**(8): 1214 ~ 1228.
- 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 张培昌,杜秉玉,戴铁丕. 雷达气象学. 北京:气象出版社, 2001. 122 ~ 123; 183.
- 10 陆汉城主编. 中尺度天气原理和预报. 北京:气象出版社, 2004. 232 ~ 237.
- 11 Doswell C A. Mesoscale Aspect of a Marginal Severe Weather Event. 10th Conf on Weather Forecasting and Analysis. 1984. 131 ~ 137.
- 12 徐士良. FORTRAN常用算法程序集. 北京:清华大学出版社, 1992. 280 ~ 285.
- 13 戴铁丕,张培昌,詹煜. 雷达气候学. 北京:气象出版社, 1995. 259 ~ 270.
- 14 Vignal B, Galli G, Joss J, et al. Three methods to determine profiles of reflectivity from volumetric radar data to correct precipitation estimates. *J Appl Meteor*, 2000, **39**(10): 1715 ~ 1726.
- 15 高梅,接连淑,张文华,等. 长江流域梅雨锋暴雨外场科学试验资料库系统设计与实施. 应用气象学报, 2004, **15**(4): 510 ~ 512.
- 16 刘黎平,张沛源,梁海河,等. 双多普勒雷达风场反演误差和资料的质量控制. 应用气象学报, 2003, **14**(1): 17 ~ 29.
- 17 刘黎平. 用双多普勒雷达反演降水系统三维风场试验研究. 应用气象学报, 2003, **14**(4): 502 ~ 504.

ESTIMATION AMOUNT OF SUMMER REGIONAL HEAVY RAINFALL USING THE AVERAGES OF RADAR VPRs TOGETHER WITH RAIN GAUGE ADJUSTMENT

Shi Rui¹⁾ Cheng Minghu¹⁾ Cui Zhehu¹⁾ Liu Zhaohui²⁾

¹⁾ (*Chinese Academy of Meteorological Sciences , Beijing 100081*)

²⁾ (*Shandong Provincial Meteorology Center , Jinan 250031*)

Abstract

A method of estimating precipitation using the averages of radar VPRs together with gauge adjustment is presented. Focusing on the several events of heavy rainfall occurred in the mid-lower reaches of the Yangtze river in the summer of 2002 and 2003, the radar reflectivity factor data of volume-scan mode acquired by the CMA new generation S-Band radar deployed in Yichang and Hefei, and the corresponding 10-min average of gauge precipitation records in the range of the 100 km radius centered at above radar locations are used to calculate possible short-term average of VPRs at the ground-level, and are further to retrieve the precipitation amount and its relative errors. These objective data are also used to analyze characteristics of real-time VPRs in 10 min heavy rainfall. The precipitation amount, which is estimated by using the averagely adjustments of gauge records together with the fitted VPRs based on the least square method (LSM), is reasonable at surface level over a great part of a certain region. Compared with gauge records, the proposed method shows its capability to improve the precision of precipitation estimation in a regional scale, however, for the case of intensive convective precipitation, only the LSM is applicable. Characteristics of VPRs in a short time intensive heavy rainfall are helpful to estimate the amount of rainfall over a region without the gauge. Additionally, with combination of other data sources, characteristics of VPRs can be used to analyze the evolution of the precipitation process.

Key words: VPR LSM Gauges average adjustment Precipitation estimation