

房彬, 班显秀, 郭学良, 等. 2010. 雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合估算降水量 [J]. 大气科学, 34 (3): 513–519. Fang Bin, Ban Xianxiu, Guo Xueliang, et al. 2010. Area rainfall estimation by using radar, raingauge, and particle laser-based optical measurement instrument [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 513–519.

雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合估算降水量

房彬^{1,2,3} 班显秀³ 郭学良⁴ 肖辉¹

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 辽宁省人工影响天气办公室, 沈阳 110016

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

4 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘 要 为了提高区域降水量观测的空间分辨率, 提出了雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准法。首先, 利用粒子激光探测仪观测到的滴谱资料建立实时的 $Z-I$ 关系, 然后, 利用变分法对同时有雷达回波和雨量计资料的点的实测校准因子进行校准, 获得最优校准因子分析场, 最后, 对有雨量计的点取雨量计实际观测值, 没有雨量计的点利用最优校准因子分析场估算降水。利用此方法对辽宁省 2007 年 5 月 15 日一次天气过程进行降水量估算, 结果表明: 雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准法结合了雨量站观测资料单点精度高和雷达资料时空分辨率高的优点, 提高了降水量的估算精度, 更好地反映了降水的空间分布。

关键词 激光探测仪 $Z-I$ 关系 降水量估算 雷达回波

文章编号 1006-9895 (2010) 03-0513-07

中图分类号 P426

文献标识码 A

Area Rainfall Estimation by Using Radar, Raingauge, and Particle Laser-Based Optical Measurement Instrument

FANG Bin^{1,2,3}, BAN Xianxiu², GUO Xueliang⁴, and XIAO Hui¹

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Liaoning Weather Modification Office, Shenyang 110016*

3 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

4 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

Abstract In order to improve observing accuracy of precipitation, a new method of area rainfall estimation by using radar, raingauge, and particle laser-based optical measurement instrument is presented. Firstly, the relationship of $Z-I$ based on raindrop size distribution observed by the particle laser-based optical measurement is established. Then in order to obtain optimal adjusting factor, the variational method is used to adjust the measured adjusting factor between radar echo and raingauge data. Finally, rainfall is calculated by using the optimal adjusting factor. This paper analyzes the precipitation process on May 15, 2007 in Liaoning Province. The result indicates that the actual rainfall spatial distribution can be reflected preferably and the observing accuracy of precipitation can be improved by using radar, raingauge, and particle laser-based optical measurement instrument.

收稿日期 2009-05-04, 2009-12-18 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40875080、40333033, 国家科技支撑计划项目 2006BAC12B00-1, 辽宁省科技厅“十一五”重点攻关项目 2006210001

作者简介 房彬, 女, 1977 年出生, 博士研究生, 工程师, 研究方向为云和降水物理及人工影响天气。E-mail: fangbindemail@163.com

Key words particle laser-based optical measurement instrument, relation of $Z-I$, rainfall estimation, radar echo

1 引言

在气象业务上经常存在常规密度雨量站无法准确估测区域降水量的问题,为了提高区域降水量估测精度,专家们提出空间估算法,如反距离加权法、样条法、克里金法等(Daly, 2003; 何红艳等, 2005; 鲁振宇等, 2006; 孔云峰等, 2008),估算区域降水量,但是误差较大。近年来随着雷达的应用和发展,利用天气雷达—雨量计联合定量估测降水成为估算区域降水量的重要发展方向。雷达—雨量计联合定量估测降水,即充分利用雷达能够连续监测降水的空间分布和雨量站单点测量降水精度高的优点,应用客观分析方法将雨量站点上的雷达资料和降水量资料之间的差异分析到每个格点,最终得到降水估测场的方法,如平均校准法、最优插值校准法、卡尔曼滤波校准法、变分校准法等。国外一些专家(Sasaki, 1970; Ninomiya et al., 1978)从20世纪70年代就开始了雷达—雨量计联合估测区域降水量的研究。我国学者从20世纪80年代开始也广泛地进行了雷达—雨量计联合估测区域降水量的研究,并取得了大量成果(傅德胜等, 1990; 尹忠海等, 2005; 赵坤等, 2005; 马慧等, 2008; 李建通等, 2009),但是到目前为止,把雷达—雨量计联合校准法与粒子激光探测仪相结合以提高区域降水量估算精度的研究还较少。

本文提出了雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准法,首先通过粒子激光探测仪观测到的滴谱资料建立实时的 $Z-I$ 关系,然后利用变分法对同时有雷达回波和雨量计资料的点的实测校准因子进行校准,获得最优校准因子分析场,最后对有雨量计的点取雨量计实际观测值,没有雨量计的点利用最优校准因子分析场估算降水量。利用此方法对辽宁省2007年5月15日一次天气过程进行了降水量估算,结果表明此方法能够提高降水量的估算精度,更好地反映降水的空间分布。

2 资料选取及预处理

本文以沈阳辉山雷达观测站为中心,选取300 km×300 km正方形区域为试验区,区内有自动雨量观测站182个,可进行1分钟累积降水量观

测。沈阳辉山S波段新一代天气雷达(41.92°N, 123.64°E),海拔高度299 m,约8分钟进行一次体扫观测;粒子激光探测仪(41.77°N, 123.43°E),海拔高度105m,距离沈阳辉山雷达24.4 km,粒子激光探测仪探测到降水粒子的直径和速度后,按照32个等容积直径级和32个速度级输出1分钟时间间隔的粒子数。

对雷达立体扫描资料(VOL)进行质量控制,包括消除噪声、超折射、阻挡订正、孤立点剔除等。质量控制后,对雷达体扫资料(VOL)进行插值处理,得到水平格距为0.5 km,格数为600×600,高度为2 km的雷达反射率因子格点资料。

3 雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准法

3.1 应用粒子激光探测仪建立 $Z-I$ 关系

粒子激光探测仪的发射器在一分钟内连续发射宽度为30 mm、长度为180 mm的激光带,当降水粒子通过激光带时,探测仪根据粒子遮挡激光的范围可以探测到粒子的个数和等容积直径(D),并把 D 分为32个等容积直径级(班显秀等, 2008)。

由以上粒子激光探测仪的工作原理,可知粒子激光探测仪处的降水强度为:

$$I = \frac{\left[60 \times \frac{\pi \rho}{6} \sum_{i=1}^{32} n(D_i) D_i^3 \right]}{5400}, \quad (1)$$

式中, ρ 为水的密度(单位: g/cm³); D_i 为第 i 级等容积直径; $n(D_i)$ 为具有第 i 级等容积直径的降水粒子个数。

同样,利用粒子激光探测仪探测到的粒子个数和等容积直径以及雷达反射率因子 Z 公式:

$$Z = \sum_{i=1}^{32} n(D_i) D_i^6, \quad (2)$$

可以得出粒子激光探测仪处的雷达反射率因子。

利用粒子激光探测仪观测到的雨滴谱资料,根据(1)式和(2)式计算出每分钟粒子激光探测仪处的降水强度和雷达反射率因子,并将其绘成散点图,从而拟合出 $Z-I$ 关系(刘红燕等, 2008; 冯雷等, 2009),得到:

$$I = AZ^b. \quad (3)$$

3.2 应用变分校准法估算降水量

首先, 利用雨量站处的实测降水强度 I_k 和由 (3) 式计算的雨量站处的估算降水强度 $\hat{I}_k$ 得到雨量站处的实测校准因子 (张培昌等, 2001):

$$P_k = \frac{I_k}{\hat{I}_k}, \tag{4}$$

并根据距离加权法得到每一个网格点上的实测校准因子:

$$P_{(i,j)} = \frac{\sum_{k=1}^N w(r_k) P_k}{\sum_{k=1}^N w(r_k)}, \tag{5}$$

其中, $w(r_k) = \exp[-r_k^2/A]$ 是由 r_k 决定的权重因子 (A 是决定权重的系数, 本文选取其值为 31400), r_k 是第 k 个雨量站距网格点 (i,j) 的距离, N 是用来加权的雨量站个数。

然后, 寻求一个最优校准因子分析场 $\tilde{P}_{(i,j)}$, 使其与每一个网格点上的实测校准因子 $P_{(i,j)}$ 之差的平方和最小 (张培昌等, 1992), 即

$$\sum_i \sum_j [P_{(i,j)} - \tilde{P}_{(i,j)}]^2 \rightarrow \min. \tag{6}$$

这在数学上相当于泛函 $f(i,j,p)$ 求极值, 即变分问题。求解的经典方法是去解与变分方程相对应的欧拉方程,

$$\alpha(P - \tilde{P}) - \lambda \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} P + \frac{\partial^2}{\partial y^2} P \right) = 0, \tag{7}$$

其中, α, λ 为权重因子。从而得到最优校准因子分析场 $\tilde{P}_{(i,j)}$ 。

最后, 对于有雨量计的格点取雨量计实际观测值, 没有雨量计的格点利用最优校准因子分析场

$\tilde{P}_{(i,j)}$ 估算降水强度:

$$I_{(i,j)} = \tilde{P}_{(i,j)} \times \hat{I}_{(i,j)}. \tag{8}$$

4 雷达-雨量计-粒子激光探测仪联合校准法应用个例

4.1 天气形势及雷达回波分析

本文对辽宁省 2007 年 5 月 15 日的一次天气过程进行了降水量估算, 并对结果进行了分析比较。5 月 15 日是一次冷空气移动速度快、槽线与锋面坡度小、冷暖平流强、高低空急流配合的雷雨天气过程。降水特点是时间短、发展快、降雨强度大。在 20:00 (北京时, 下同) 500 hPa 高空图 (图 1a) 上, 乌拉尔山地区到我国新疆一带的高压脊强烈发展, 西伯利亚地区强冷空气沿着高压脊前的西北气流向东南方向移动。经过贝加尔湖-蒙古国东部进入我国华北、东北地区。在我国黄海-朝鲜半岛存在稳定的阻塞高压脊, 在高压脊后部和高空槽前部存在急流 (>20 m/s), 急流输送渤海海域的暖湿气团进入东北地区与冷空气交汇。在 20:00 地面图 (图 1b) 上, 内蒙古东部、吉林西部、河北北部、辽宁区域内受低压控制, 中心强度 997 hPa。在上游黄河河套-内蒙古中部存在高压, 中心强度 1013 hPa。在下游日本海存在高压, 中心强度 1015 hPa。辽宁区域内为低压辐合区, 冷锋锋面与低空槽线位置相同。图 2 为 2007 年 5 月 15 日 22:54 沈阳雷达 2 km 高度雷达回波图, 从中可以看出, 这一时刻雷达回波呈西北-东南走向, 分布不均匀, 在大片的片状回波中镶嵌有强度大于 40 dBZ 的块状对流单体回

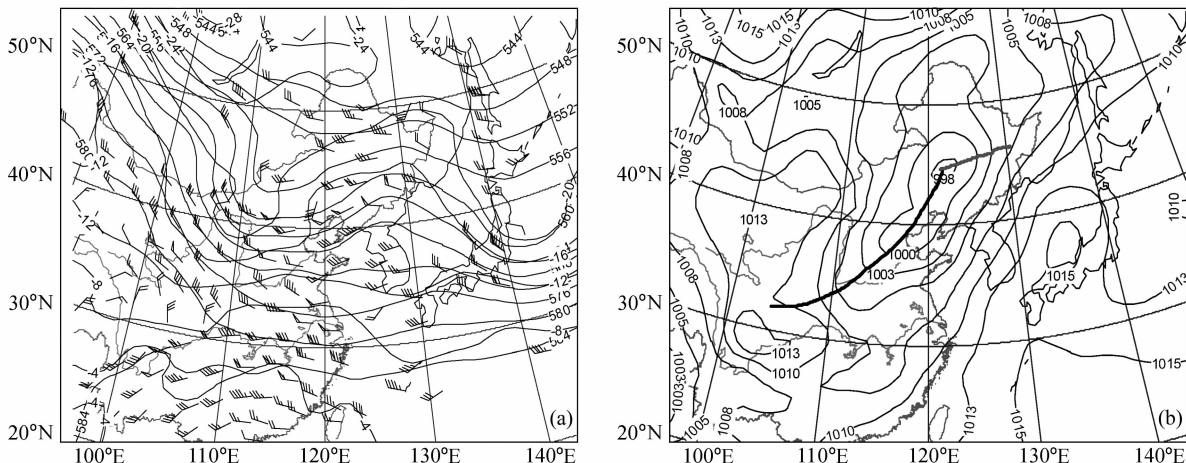


图 1 2007 年 5 月 15 日 20 时天气形势图: (a) 500-hPa 位势高度和风向; (b) 地面气压场

Fig. 1 Synoptic situation charts at 2000 LST 15 May 2007: (a) 500-hPa geopotential height (dagpm) and wind; (b) surface pressure (hPa)

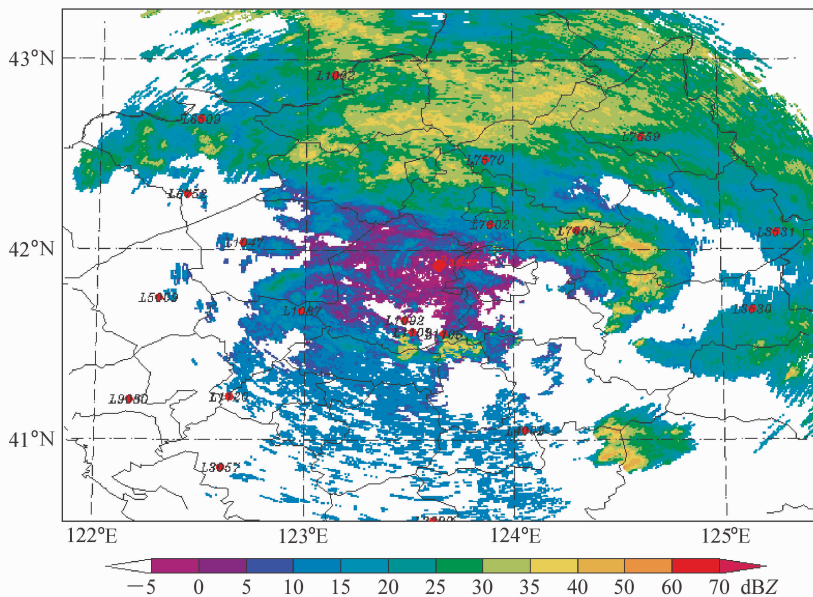


图2 2007年5月15日22:54沈阳雷达2 km高度回波图

Fig. 2 The Shenyang radar echo image at 2-km height at 2254 LST 15 May 2007

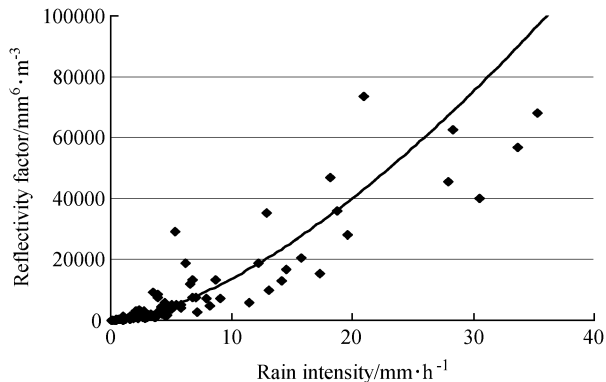


图3 反射率因子和降水强度散点图

Fig. 3 Scatter diagram of reflectivity factor and rain intensity

波,由此可以分析出这一时段的降水特征为混合性降水,降水分布不均匀,局部有不稳定的阵性降水。

4.2 应用粒子激光探测仪建立 $Z-I$ 关系

本次降水过程在粒子激光探测仪 (41.77°N, 123.43°E) 处从 15 日 22:04 开始, 16 日 00:06 结束, 降水持续了 122 min, 共获得 122 份粒子谱资料。根据 (1) 式和 (2) 式计算出每分钟粒子激光探测仪处的降水强度和雷达反射率因子, 并将其绘成散点图 (图 3), 拟合 $Z-I$ 关系, 从而可以得到:

$$I = 0.0198Z^{0.6552}, \quad (10)$$

其中, 相关系数 $R=0.9333$, 显著水平高于 0.005。

4.3 雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准法估算单点降水量

辽宁省试验区内共有 182 个自动观测点, 随机抽取 162 个按照第 2 节的方法进行雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合估测网格点降水量, 将剩余的 20 个观测点作为对比站点, 用来对雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准法估测的网格点降水量进行验证。表 1 给出了 2007 年 5 月 15 日 22:54 时 20 个自动观测点的实测降水强度、利用典型 $Z-I$ 关系得到的 20 个对比站点降水强度、利用试验区内随机抽取的 162 个自动观测点雨量资料插值得到的 20 个对比站点降水强度以及利用试验区内随机抽取的 162 个自动观测点雨量资料并进行雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准得到的 20 个对比站点降水强度。由表 1 可以看出利用典型 $Z-I$ 关系估算的 20 个对比站点降水强度平均相对误差为 51%, 最大相对误差达到 84%, 误差较大的原因是没有考虑到不同地区、不同降水类型的 $Z-I$ 关系是不同的, 而仅仅利用典型 $Z-I$ 关系估算降水, 导致估算值误差较大。利用试验区内随机抽取的 162 个自动观测点雨量资料插值得到的 20 个对比站点降水强度平均相对误差为 41%, 最大相对误差达到 92%, 并且单站降水强度估算值比实际值普遍偏小, 偏小的原因是当雨量站较少时, 一些强降

表 1 2007 年 5 月 15 日 22:54 时雨量站实测值与三种方法估算降水强度值比较 (单位: 0.1 mm/h)

Table 1 Comparison of rain intensity at 2254 LST 15 May 2007 obtained through measurement values of raingauge and three rain-fall estimation methods (units: 0.1 mm/h)

雨量站	实测值	典型 $Z=200I^{1.6}$ 关系			雨量站插值法			雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准法		
		估测值	绝对误差	相对误差	估测值	绝对误差	相对误差	估测值	绝对误差	相对误差
L1109	120	97	23	19%	35	85	71%	137	17	14%
L1002	255	90	165	65%	243	12	5%	280	25	10%
L1047	0	2	2		13	13		0	0	
L1087	7	10	3	43%	9	2	29%	8	1	14%
L1092	7	11	4	57%	4	3	43%	7	0	0
L1106	225	211	14	6%	17	208	92%	258	33	15%
L1120	7	12	5	71%	6	1	14%	7	0	0
L3057	0	0	0		0	0		0	0	
L3290	0	0	0		1	1		0	0	
L3531	45	7	38	84%	63	18	40%	49	4	9%
L3530	30	9	21	70%	41	11	37%	24	6	20%
L4002	0	0	0		54	54		0	0	
L5009	0	1	1		0	0		0	0	
L6509	135	22	113	84%	27	108	80%	151	16	12%
L6752	0	0	0		39	39		0	0	
L7559	0	7	7		66	66		0	0	
L7570	30	17	13	43%	26	4	13%	34	4	13%
L7602	37	19	18	49%	18	19	51%	49	12	32%
L7604	157	128	29	18%	136	21	13%	186	29	18%
L9080	0	0	0		0	0		0	0	
平均	53	32	23	51%	40	33	41%	59	7	13%

水中心不能被观测到, 导致估算值偏小, 误差较大。经过雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准后, 精度明显提高, 平均相对误差降到 13%, 最大相对误差也降到了 32%, 但估算值比实测值普遍偏大, 偏大的原因是雨滴在下落过程中由于蒸发和风漂移导致 2 km 高度上的雷达回波要比地面附近雷达回波强, 而本文在估算降水强度时采用了 2 km 高度上的雷达回波而不是与地面降水强度相对应的雷达回波, 这导致了估算值略微偏大。由此可以得出, 不考虑降水类型仅利用典型 $Z-I$ 关系估算降水量, 以及在降水强度大且不均匀, 雨量站网密度小的情况下, 仅根据少量的雨量站观测资料插值估算降水量, 误差均较大, 而经过雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准后, 相对误差明显降低, 精度提高。

4.4 雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准法估算降水空间分布

图 4 为 2007 年 5 月 15 日 22:54 时利用试验区

内全部 182 个自动雨量点实测资料插值得到的降水强度分布图、利用典型 $Z-I$ 关系估算的降水强度分布图、利用试验区内随机抽取的 162 个自动观测点雨量资料插值得到的降水强度分布图和利用试验区内随机抽取的 162 个自动观测点雨量资料并按照雷达—雨量计—粒子激光探测仪联合校准法得到的降水强度分布图。由图 4a 可以看出, 这次冷锋降水过程大致呈西北—东南走向, 并且降水分布极不均匀, 有多个强降水中心, 值均在 15 mm 以上。图 4b 中降水过程呈西北—东南走向, 分布极不均匀, 在大片的稳定性降水中有多个值大于 15 mm 的强对流性降水中心, 但是降水范围和强度与图 4a 差异较大, 原因是典型 $Z-I$ 关系不能很好的反映混合性降水的实际情况, 从而估算误差较大。图 4c 中降水过程也大致呈西北—东南走向, 并有多 个降水强中心, 但是强降水中心数目要比图 4a 少得多, 原因是试验区内雨量点密度不够, 测不到一些分布极不均匀的小尺度降水。图 4d 中的降水分布情况

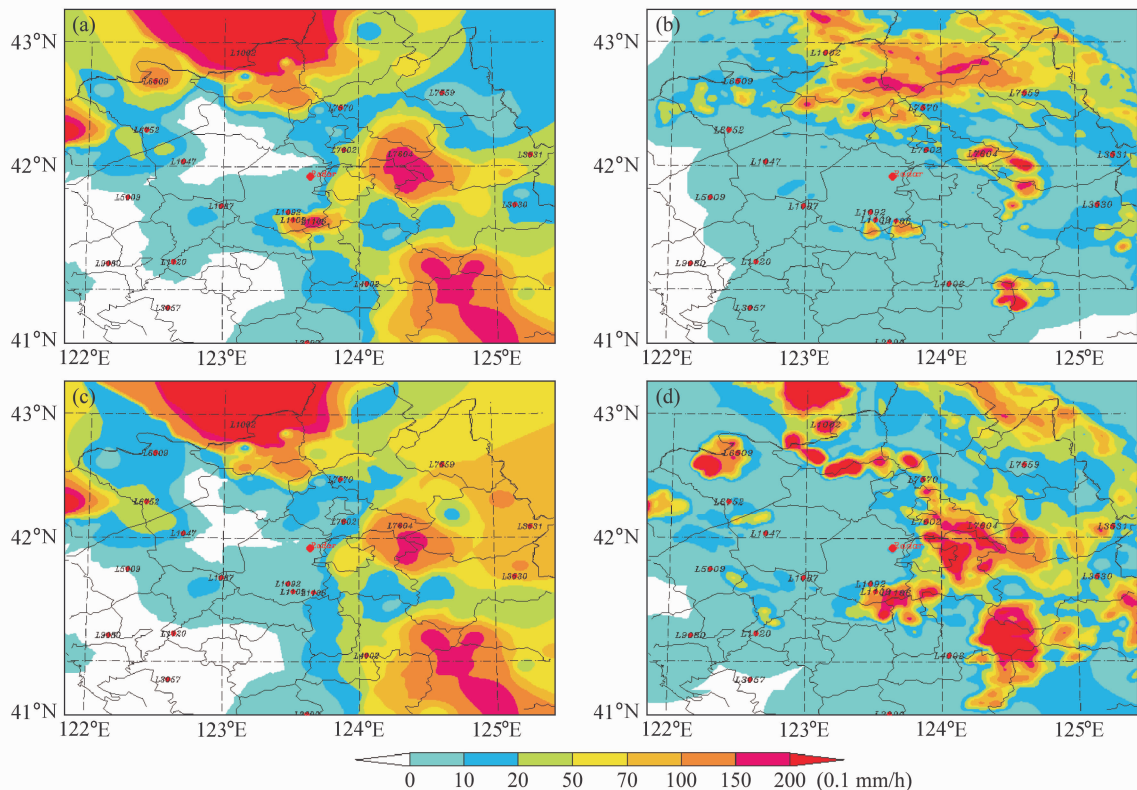


图4 2007年5月15日22:54的降水强度分布图:(a)全部182个自动观测点实测;(b)利用典型 $Z-I$ 关系估算;(c)利用162个自动观测点插值得到;(d)利用162个自动观测点资料基于雷达-雨量计-粒子激光探测仪联合校准法得到

Fig. 4 Rain intensity distribution at 2254 LST 15 May 2007 obtained through (a) 182 raingauge data, (b) $Z-I$ relationship, (c) interpolation values of 162 raingauge data, and (d) radar-raingauge-particle laser-based optical measurement instrument adjusting method with the 162 raingauge data

与图4a中的降水分布情况基本相符,强降水中心的位置、强度、范围均相差不大,并且在图4c中由于雨量点密度不够而观测不到的小尺度强降水中心在图4d中也得到了很好的体现,如在图4c中自动雨量点L1109和L1106所在位置观测不到强降水,而在图4d中为降水强中心。由此可以得出,在雨量点密度较小,且降水强度大、分布不均匀的情况下,利用雷达-雨量计-粒子激光探测仪联合校准法可以结合雨量站观测资料单点精度高和雷达资料时空分辨率高的特点,较好地反映降水的空间分布。

5 结论与讨论

(1) 由于 $Z-I$ 关系随着雨型、季节、纬度等变化,本文利用粒子激光探测仪实时建立 $Z-I$ 关系,提高了降水估算精度。

(2) 本文在估算区域降水量时,对于有自动雨

量点观测值的取自动雨量点实际观测值,没有自动雨量点观测值的利用最优校准因子分析场进行估算,从而结合了自动雨量站观测资料单点精度高和雷达资料时空分辨率高的优点,提高了降水量估算精度。

(3) 在降水强度大且分布不均匀、雨量点密度小的情况下,仅根据少量的雨量站观测资料插值估算降水量,误差较大,而经过雷达-雨量计-粒子激光探测仪联合校准后,相对误差明显降低,精度提高,更好地反映了降水空间分布情况。

总之,利用粒子激光探测仪实时建立 $Z-I$ 关系,并进行雷达-雨量计联合校准,可以提高降水量估算精度,对洪涝灾害监测和预警非常有用。本文仅对一次天气过程进行降水量估算,以后的工作中会选择更多天气过程进行分析,并且加强校准方法和雷达反射率因子垂直廓线的研究,以提高区域降水量估算精度。

参考文献 (References)

- 班显秀, 袁健, 王永亮. 2008. 沈阳一次西风槽降水过程的雨滴谱特征分析 [J]. 沈阳农业大学学报, 39 (2): 145 - 151. Ban Xianxiu, Yuan Jian, Wang Yongliang. 2008. Features of raindrop size distributions of a westly through in Shenyang [J]. Journal of Shenyang Agricultural University (in Chinese), 39 (2): 145 - 151.
- Daly C, Helmer E H, Quinones M. 2003. Mapping the climate of Puerto Rico, Vieques and Culebra [J]. Int. J. Climatol., 23 (11): 1359 - 1381.
- 冯雷, 陈宝君. 2009. 利用 PMS 的 GBPP-100 型雨滴谱仪观测资料确定 $Z-R$ 关系 [J]. 气象科学, 29 (2): 192 - 198. Feng Lei, Chen Baojun. 2009. The radar reflectivity-rainrate relationships as inferred from ground-based raindrop spectra observed by GBPP-100 probe [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 29 (2): 192 - 198.
- 傅德胜, 戴铁丕. 1990. 变分法在校准天气雷达测定区域降水量中的应用 [J]. 南京气象学院学报, 13 (4): 598 - 603. Fu Desheng, Dai Tiepi. 1990. Application of the variational method in the calibration of regional rainfall measurement by weather radar [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 13 (4): 598 - 603.
- 何红艳, 郭志华, 肖文发. 2005. 降水空间插值技术的研究进展 [J]. 生态学杂志, 24 (10): 1187 - 1191. He Hongyan, Guo Zhihua, Xiao Wenfa. 2005. Review on spatial interpolation techniques of rainfall [J]. Chinese Journal of Ecology (in Chinese), 24 (10): 1187 - 1191.
- 孔云峰, 全文伟. 2008. 降雨量地面观测数据空间探索与插值方法探讨 [J]. 地理研究, 27 (5): 1097 - 1108. Kong Yunfeng, Tong Wenwei. 2008. Spatial exploration and interpolation of the surface precipitation data [J]. Geographical Research (in Chinese), 27 (5): 1097 - 1108.
- 李建通, 高守亭, 郭林, 等. 2009. 基于分步校准的区域降水量估测方法研究 [J]. 大气科学, 33 (3): 501 - 512. Li Jiantong, Gao Shouting, Guo Lin, et al. 2009. The two-step calibration technique of estimating areal rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 501 - 512.
- 刘红燕, 陈洪滨, 雷恒池, 等. 2008. 利用 2004 年北京雨滴谱资料分析降水强度和雷达反射率因子的关系 [J]. 气象学报, 66 (1): 125 - 129. Liu Hongyan, Chen Hongbin, Lei Hengchi, et al. 2008. Relationship between rain rate and radar reflectivity based on the raindrop distribution data in Beijing during 2004 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (1): 125 - 129.
- 鲁振宇, 杨太保, 郭万钦. 2006. 降水空间插值方法应用研究——以黄河源区为例 [J]. 兰州大学学报, 42 (4): 11 - 14. Lu Zhenyu, Yang Taibao, Guo Wanqin. 2006. Application of the spatial interpolation of rainfall—A case study of the headstream region of the Yellow River [J]. Journal of Lanzhou University (in Chinese), 42 (4): 11 - 14.
- 马慧, 万齐林, 陈子通, 等. 2008. 基于 $Z-I$ 关系和变分校正法改进雷达估测降水 [J]. 热带气象学报, 24 (5): 546 - 549. Ma Hui, Wan Qilin, Chen Zitong, et al. 2008. Improving rainfall estimation by radar based on $Z-I$ relation and variation calibration method [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 24 (5): 546 - 549.
- Ninomiya K, Akiyama T. 1978. Objective analysis of heavy rainfalls based on radar and gauge measurements [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 56: 206 - 210.
- Sasaki Y. 1970. Some basic formalisms in numerical variational analysis [J]. Mon. Wea. Rev., 98: 875 - 883.
- 尹忠海, 张沛源. 2005. 利用卡尔曼滤波校准方法估算区域降水量 [J]. 应用气象学报, 16 (2): 213 - 219. Yin Zhonghai, Zhang Peiyuan. 2005. Radar rainfall calibration by using the Kalman filter method [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 16 (2): 213 - 219.
- 张培昌, 戴铁丕, 伍志芳, 等. 1992. 用变分方法校准数字化天气雷达测定区域降水量基本原理和精度 [J]. 大气科学, 16 (2): 248 - 256. Zhang Peichang, Dai Tiepi, Wu Zhifang, et al. 1992. Principle and accuracy of adjusting the area precipitation from digital weather radar through variational method [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 16 (2): 248 - 256.
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2001. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 188 - 189. Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi. 2001. Radar Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 188 - 189.
- 赵坤, 葛文忠, 刘国庆, 等. 2005. 在雷达测雨和洪水预报中自适应卡尔曼滤波法的应用 [J]. 高原气象, 24 (6): 956 - 965. Zhao Kun, Ge Wenzhong, Liu Guoqing, et al. 2005. Application of self-adaptive Kalman filter method to radar rainfall estimation and flood forecasting [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (6): 956 - 965.